

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências
Área de Concentração: Geologia Marinha

TESE (DOUTORADO)

Título

ESTUDOS MORFOTECTÔNICOS APLICADOS À PLANÍCIE COSTEIRA DO
RIO GRANDE DO SUL E ADJACÊNCIAS

Autor

VANILDO PEREIRA DA FONSECA

Orientador

Prof. Dr. Ricardo Norberto Ayup-Zouain

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

Porto Alegre (RS), janeiro / 2006

Fonseca, Vanildo Pereira da

Estudos morfotectônicos aplicados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências. / Vanildo Pereira da Fonseca - Porto Alegre : UFRGS, 2006.

[306 f.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS – BR, 2006.

1. Geologia Marinha. 2. Análise Morfotectônica. 3. Evolução Costeira. 4. Geomorfologia. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências – UFRGS

Renata Cristina Grün CRB10/1113

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

**ESTUDOS MORFOTECTÔNICOS APLICADOS À PLANÍCIE
COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL E ADJACÊNCIAS**

VANILDO PEREIRA DA FONSECA

ORIENTADOR: RICARDO NORBERTO AYUP-ZOUAIN

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. JUAN RAFAEL FRANZESE
Universidad Nacional de La Plata, Argentina

PROF. DR. NELSON AMORETTI LISBOA
Departamento de Geodésia / UFRGS

PROF. DR. IRAN CARLOS STALLIVIERE CORRÊA
Departamento de Geodésia / UFRGS

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

Porto Alegre (RS) – 2006



A tudo aquilo em que acredito,
A todos aqueles em quem acredito,
Em especial,
Ao João,
Ao Gustavo,
À Mônica e
À Anna (in memoriam).

How I wish you were here!

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos aqueles que tornaram possível a realização deste trabalho; em especial:

A Santuza Mônica de França Pereira da Fonseca, companheira de todas as horas;

Ao Prof. Dr. Ricardo Norberto Ayup-Zouain, pela orientação, pela confiança e pelo estímulo constantemente dispensados;

Ao Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, por propiciar os meios para a realização do Doutorado. Agradecimentos especiais aos meus colegas e amigos Francisco Hilário Bezerra, Francisco Oliveira da Silva, Marcela Vieira e Ricardo Amaral, pelo apoio constante e pelos “puxões de orelhas” tradicionais...

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul / Instituto de Geociências / Programa de Pós-Graduação em Geociências, pela realização do doutorado; especialmente ao Centro de Estudos em Geologia Costeira e Marinha (CECO), pela utilização de suas instalações;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior pela concessão da bolsa de doutorado (Programa CAPES – PICDT);

Aos companheiros Eduardo Barboza, Érico Porto Filho, Gilberto Santos, João Nicolodi, Luiz Tabajara, Nelson Gruber, Rodrigo Oliveira e Wellington Silva Filho; pessoas que aqui conheci, convivi, ‘dei trabalho’ e que estão retornando no lado esquerdo do peito...

Aos colegas de Pós-Graduação Everaldo Rigelo, Fernando Ther, Homero Haymussi, Karina Sarilho, Luciana Esteves, Luís Clerot, Márcia Tavares, Maria Pivel, Ney Gastal, Rosilene Meneses e Silvia Cohan, pela amizade e, conseqüentemente, pela agradável convivência que me proporcionaram. Agradecimentos especiais aos colegas Rodrigo Oliveira, Gustavo Torres e João Nicolodi, pela parceria nos trabalhos de campo.

Aos professores da UFRGS Elírio Toldo Jr., Francisco Aquino, Iran Correa, Jair Weschenfelder, Nelson Gruber, Nina Fujimoto, e Sérgio Dillenburg, pela proveitosa convivência, pelas discussões e pelo apoio em algumas fases do trabalho;

Ao pessoal da Secretária “do Pós” e à equipe da Biblioteca, pela presteza e eficiência no desempenho de suas funções, extensivos a Maribel Nunes – também pela agradável convivência.

À Aureliano Nóbrega, Fernando Yoshizato, Maria Osvalneide Lucena e Paulo Sérgio, pelo apoio na confecção das figuras;

Enfim, ao povo brasileiro – aqui representado pelo pequeno Magnus, que me ciceroneou na área do Morro do Jacaré –, por financiar meus estudos e meu emprego.

... E à *Pink Floyd*, trilha sonora nesta etapa de vida!



RESUMO

A Província Costeira do Rio Grande do Sul representa a porção emersa da Bacia de Pelotas, uma bacia marginal da Plataforma Sul Americana desenvolvida em resposta aos processos que levaram à ruptura do Supercontinente Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico sul. Neste trabalho, a evolução morfotectônica desta Província foi investigada a partir da análise de bases cartográficas disponíveis, de imagens de sensores remotos, além da leitura crítica de uma ampla base documental existente, as quais permitiram delinear a contribuição neotectônica a este domínio. A evolução geodinâmica da Bacia de Pelotas, iniciada no Neo-Jurássico / Paleo-Cretáceo, tem seu máximo evolutivo no Mioceno, quando uma extensiva denudação na área continental propiciou um máximo de sedimentação. Os registros diretamente relacionados à Província Costeira do Rio Grande do Sul correspondem à seqüência superior desta Bacia, cujas idades estimadas são do Plioceno ao Recente.

A análise morfotectônica efetuada compreendeu uma fase regional (primeira etapa da pesquisa), correspondente à contextualização dos aspectos geológicos, geomorfológicos e geofísicos da Província Costeira como um todo; nesta etapa, os elementos geomorfológicos foram identificados e hierarquizados segundo três **sistemas de relevo**, quatro **regiões geomorfológicas** e nove **unidades de relevo**. A segunda fase da pesquisa foi centrada na análise da rede de drenagem, sendo esta normalmente considerada uma ferramenta adequada à identificação dos sítios preferenciais à materialização da deformação

neotectônica; a caracterização de *padrões* e *anomalias* da rede de drenagem e de canais fluviais, aliada à análise dos demais elementos do relevo, produziu um conjunto de elementos geomórficos que são usualmente relacionados à atividade neotectônica (segmentação de canais fluviais, cotovelos de captura, facetas trapezoidais e triangulares, etc.).

A partir desta análise regional, foi escolhida a região circunvizinha a Porto Alegre para detalhamento, à qual foram preferencialmente direcionados os trabalhos de campo. Neste trabalho, estamos propondo uma complexa história neotectônica para esta área, tendo sido reconhecidos três macro-elementos morfotectônicos, discutidos como o *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas* e a *Bacia de Porto Alegre* (ambos já reconhecidos por autores prévios) e o *Lineamento Jacuí – Porto Alegre* (introduzido neste trabalho); este Lineamento foi considerado o principal responsável por várias feições marcadas na evolução geomorfológica desta região, inclusive pela segmentação da Província Costeira. A atuação da neotectônica está materializada pela existência de estruturas deformacionais impressas em registros pleistocênicos da Província Costeira (correspondentes aos *sistemas laguna – barreira I e II*) e pela ocorrência de eventos sísmicos (dados históricos e instrumentais) nas adjacências desta Província, nas áreas continental e plataformal dos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul e da República do Uruguai.

O estágio atual do conhecimento, entretanto, não permite a proposição de modelos geodinâmicos que incorporem a contribuição neotectônica de maneira sistemática, visto a pouca disponibilidade de dados de campo, assim como a quase absoluta inexistência de dados sobre o comportamento tridimensional das unidades constituintes da Província Costeira Sul-riograndense. São sugeridas, portanto, campanhas sistemáticas de campo para levantamento de dados estruturais e geofísicos nas áreas identificadas – através de análise morfotectônica prévia – como favoráveis à materialização da deformação neotectônica.

Palavras-chave: análise morfotectônica; evolução costeira, geomorfologia.

ABSTRACT

The Coastal Province of the Rio Grande do Sul represents the upper portion of the Pelotas Basin, a marginal basin of the South American Platform developed in reply to the processes that had led to the rupture of Supercontinent Gondwana and subsequent opening of the south Atlantic Ocean. In this work, morphotectonic evolution of this Province it was investigated from the analysis of cartographic bases available, of images of remote sensors, beyond the critical reading of an large existing base documentary, which had allowed to delineate the neotectonic contribution to this domain. The geodynamic evolution of the Pelotas Basin, initiate in the Neojurassic/Palaeocretaceous, has its maximum evolutive in Miocene, when a extensive denudation in the continental area propitiated a maximum of sedimentation. The registers directly related the Coastal Province of Rio Grande do Sul correspond to the upper sequence of this Basin, whose ages estimates are of Pliocene to the Recent times.

The morphotectonic analysis comprises a regional phase (first stage of this research), correspondent to contextualize the geological, geomorphological, and geophysical aspects of the Coastal Province as a whole; in this stage, the geomorphological elements had been identified and organized after three **relief systems**, four **geomorphologic regions** and nine **units of relief**. The second phase of the research deals with the drainage basin analysis, being this normally considered a reliably tool to identification of the preferential

sites to the materialization of neotectonic deformation. The characterization of *patterns* and *anomalies* of the fluvial systems and fluvial channels, allied to the analysis of others relief aspects, it produced a set of geomorphic elements that are usually related to the neotectonic activity (segmentation of fluvial channel, trapezoidal and triangular shapes, knickpoints, etc.). According to regional analysis, the region surrounding the Porto Alegre was chosen for detailing, to which had been preferential directed the field works. In this research, we recognize a complex neotectonic history for this area, having been proposed three morphotectonic macro-elements, argued as *Coxilha das Lombas Fault System* and *Porto Alegre Basin* (both already recognized by previous authors) and *Jacuí - Porto Alegre Lineament* (introduced in this work); this Lineament was considered the main responsible one for several features marked in the geomorphological evolution of this region, also for segmentation of the Coastal Province. The occurrence of neotectonic events is materialized for the existence of deformational structures printed in Pleistocene's registers of the Coastal Province (corresponding to *lagoon - barrier I and II systems*) and for the occurrence of seismic events (historical and instrumental registers) in the adjacencies of this Province, such as continental and shelf areas of Santa Catarina and the Rio Grande do Sul states (Brazil) and of the Republic of Uruguay.

The current period of training of the knowledge, however, still does not allow proposal of geodynamic models that incorporate the neotectonic contribution in systematic way, visa to little availability of field data, thus as the almost absolute inexistence of data on the behavior three-dimensional of the constituent units of this Coastal Province. It is suggested, therefore, systematic campaigns of field to structural and geophysical data-collecting in the identified areas (by previous morphotectonic analysis) as favorable to imprint neotectonic deformation.

Key words: morphotectonic analysis; coastal evolution, geomorphology.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figuras:

FIGURA 1.1 – Mapa de situação da Província Costeira do Rio Grande do Sul e áreas adjacentes	19
FIGURA 2.1 – Esboço da geologia precambriana adjacente à Planície Costeira do Rio Grande do Sul	27
FIGURA 2.2 – Os grandes elementos lineares responsáveis pelo arcabouço estrutural da Bacia do Paraná	29
FIGURA 2.3 – A área de ocorrência da Bacia de Pelotas no Rio Grande do Sul	31
FIGURA 2.4 – Esboço da evolução cenozóica do relevo sul-riograndense proposta por Müller Fo. (1970).	37
FIGURA 2.5 – Esquema morfogênético para os registros do Quaternário costeiro do Rio Grande do Sul	44
FIGURA 2.6 – Os principais domínios morfoestruturais do território uruguaio	47
FIGURA 3.1 – Principais elementos envolvidos na evolução de sistemas costeiros	51
FIGURA 3.2 – A Análise Morfodinâmica e o seu contexto, com respeito aos três principais campos do conhecimento geológico envolvidos.	51
FIGURA 3.3 – O Período Neotectônico e suas ferramentas de estudo... ..	53
FIGURA 3.4 – Esboço da distribuição global dos tipos de costas tectônicas propostos por Inman e Nordstrom (1971).	57
FIGURA 3.5 – Esquema simplificado dos processos e produtos envolvidos na evolução de regiões costeiras.	60
FIGURA 3.6 – Processos e produtos envolvidos na evolução costeira	61
FIGURA 3.7 – Relações entre tempo e amplitudes das variáveis que controlam o nível dos oceanos e o nível do substrato	61
FIGURA 3.8 – Esboço da distribuição de esforços (torque e sentido de movimentação) na configuração atual das placas litosféricas e exemplificação dos mecanismos envolvidos na movimentação das placas litosféricas... ..	63

FIGURA 3.9 – Exemplos de evolução de falhas neotectônicas, evidenciando os elementos estruturais comumente associados a essas discontinuidades e suas expressões morfológicas	67
FIGURA 3.10 – Exemplos de estruturas paleossísmicas caracterizadas em areias e cascalhos fluviais do registro Quaternário do Rio Grande do Norte	68
FIGURA 3.11 – Exemplos de paisagem costeira cujo controle linear está associado ao neotectonismo	73
FIGURA 3.12 – Exemplos de feições geomórficas indicativas da atuação da Neotectônica... ..	75
FIGURA 4.1 – Mapas de isópacas para o Permiano [...] e para o Mesozóico da Bacia do Paraná	92
FIGURA 4.2 – Os principais elementos envolvidos na evolução geodinâmica da Bacia de Pelotas... ..	95
FIGURA 4.3 – Comportamento das charneiras (pré-albiana e paleocênica) em seção sísmica NW – SE ao largo do litoral sul catarinense... ..	98
FIGURA 4.4 – Mapa dos elementos tectônicos e morfoestruturais da porção sul-brasileira e da margem continental adjacente... ..	101
FIGURA 4.5 – Mapa dos elementos morfoestruturais da Plataforma Continental ao largo do Estado do Rio Grande do Sul... ..	105
FIGURA 4.6 – O estado de tensões da margem sul-americana... ..	107
FIGURA 4.7 – A sismicidade no Brasil	111
FIGURA 4.8 – Mapa e curva geoidais do Brasil	112
FIGURA 4.9 – Modelo integrado de elevação do Geóide e representação colorida do modelo integrado de elevação do Geóide	113
FIGURA 4.10 – Seção sísmica onde está caracterizada a propagação de falhas da deformação atuante em litologias da Formação Rio Bonito para as camadas quaternárias... ..	116
FIGURA 4.11 – Organização morfoestrutural proposta por Morris (1963) para a área de Gravataí – Taquara – Rolante.	120
FIGURA 5.1 – As bacias hidrográficas da região centro-sul do continente Sul-americano	133
FIGURA 5.2 – – Um esboço do relevo sul-riograndense, onde estão notavelmente diferenciadas as regiões geomorfológicas discutidas neste trabalho	135
FIGURA 5.3 – Sombreamento digital do relevo da Bacia do Camaquã, na área do Planalto Sul-riograndense e transição para a Planície Costeira Sul-riograndense	141
FIGURA 5.4 – Configuração das terminações oriental e meridional do <i>Planalto das Araucárias</i>	144
FIGURA 5.5 – Aspecto geral do Planalto Dissecado do Alto Uruguai, onde estão caracterizados os meandros incisos entrincheirados e vales em ferradura... ..	150

FIGURA 5.6 – Aspecto da Unidade <i>Serra Geral</i> aonde está caracterizada a acentuada ruptura de declive do <i>Planalto das Araucárias</i> para a <i>Planície Costeira</i>	152
FIGURA 5.7 – Imagem não restituída (Aerofoto 2614) mostrando o <i>Canyon</i> do Itaimbezinho e várias feições geomórficas associadas, esculpidos pelas drenagens relacionadas às nascentes do Rio Mampituba, na região dos Aparados da Serra.	155
FIGURA 5.8 – Aspecto da Sub-unidade <i>Área Serrana</i> , destacando perfis topográficos transversal e diagonal	156
FIGURA 5.9 – Aspecto de parte da unidade geomorfológica <i>Depressão do Jacuí</i>	162
FIGURA 5.10 – Aspecto geral da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências	166
FIGURA 5.11 – Exemplos de registros tectono-sedimentares encontrados na região do Rincão do Capinzal (Jazida Flor do Rincão)	175
FIGURA 5.12 – Mapa indicativo das unidades de relevo (ZAIONS, 1975) e quadro resumo da hierarquização dos aspectos geomorfológicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências.	181
FIGURA 6.1 – Expressões morfológicas associadas à Bacia do Rio dos Sinos em imagem sombreada de relevo e em seções topográficas do canal fluvial	186
FIGURA 6.2 – Expressões morfológicas associadas à Planície Costeira, à Bacia do Rio Gravataí e ao Lago Guaíba	190
FIGURA 6.3 – Aspecto geral da região rebaixada sobre a qual está instalado o Lago Guaíba e as desembocaduras dos rios Gravataí, dos Sinos, Caí e Jacuí, além do Delta do Jacuí	193
FIGURA 6.4 – Aspectos gerais da Planície Costeira Sul-riograndense nos domínios analisados.	196
FIGURA 6.5 (A, B, C)– Exemplos de deformação neotectônica registrados sobre os sedimentos constituintes da <i>Barreira II</i> na localidade Rincão do Capinzal (Jazida Flor do Rincão)... ..	209
FIGURA 6.6 – Falhas impressas em filmes de argilas resultantes dos processos de intemperismo que afetam algumas das unidades litológicas na área da Coxilha das Lombas	213
FIGURA 6.7 – [...] falhas impressas em material intemperizado derivado de riodacitos da Formação Serra Geral... ..	215
FIGURA 6.8 – [...] aspecto dobrado e fragmentado impresso na seqüência vulcânica intermediária (riodacitos) da Formação Serra Geral... ..	215
FIGURA 6.9 – Falha afetando uma cascalheira (<i>stone line</i>) na área planáltica	217
FIGURA 6.10 – Modelo numérico do terreno (MNT), estando indicadas algumas feições destacadas no texto... ..	219
FIGURA 6.11 – Modelos numéricos do terreno (com visadas preferenciais para a área continental)	220

FIGURA 7.1 – Elementos morfotectônicos associados à Província Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências	225
FIGURA 7.2 – Modelo numérico do terreno para a Bacia do Rio Camaquã	248
FIGURA 7.3 – Processos e produtos relacionados à evolução morfodinâmica da Província Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências	270

Quadros:

QUADRO 3.1 – Sumário das etapas da pesquisa relacionada ao Projeto de Doutorado ...	78
QUADRO 5.1 – As correspondências entre as duas principais propostas de hierarquização do relevo da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e a proposta apresentada neste trabalho.	167
QUADRO 7.1 – Elementos morfodinâmicos responsáveis pela elaboração da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências.	271
QUADRO 8.1 – Sumário dos elementos morfotectônicos diretamente associados à Província Costeira do Rio Grande do Sul.	281

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	3
AGRADECIMENTOS	4
EPÍGRAFE	6
RESUMO	6
ABSTRACT	8
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	10
1. INTRODUÇÃO	17
1.1. Justificativa	17
1.2. Hipótese de trabalho e objetivos	20
1.3. Localização da área e aspectos fisiográficos gerais	21
2. CONTEXTO GEODINÂMICO	24
2.1. Arcabouço estrutural das unidades precambrianas a eopaleozóicas	26
2.2. Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná	28
2.3. Arcabouço estrutural da Bacia de Pelotas	30
2.4. Condicionamento morfodinâmico da Província Costeira do Rio Grande do Sul	33
2.5. Contribuição da Geomorfologia ao entendimento da Evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul	49
3. MATERIAIS E MÉTODOS	50
3.1. Fundamentos teóricos e metodológicos	52
3.2. Análise morfotectônica de segmentos costeiros	56
3.3. A análise morfotectônica aplicada: ferramentas	74
3.4. Etapas da pesquisa	77

4. PROVÍNCIA COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL – ENFOQUE TECTÔNICO: integração de dados e reinterpretações	84
4.1. A herança tectônica	85
4.2. Arcabouço estrutural da margem continental ao largo da Província Costeira do Rio Grande do Sul	99
4.3. O contexto geodinâmico Andes x Atlântico Sul e o estado de tensões atual.	106
4.4. Aspectos geodésicos e geofísicos pertinentes: alguns dados complementares	109
4.5. Neotectônica na Província Costeira do Rio Grande do Sul: pros e contras ..	117
4.6. Sobre o acervo de dados apresentados	130
5. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS RELACIONADOS À PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL E ADJACÊNCIAS	132
5.1. Aspectos geomorfológicos gerais	136
5.2. Domínio Morfoestrutural do Embasamento em Estilos Complexos: o Planalto Sul-riograndense	140
5.3. Domínio Morfoestrutural da Bacia do Paraná: o Planalto das Araucárias	143
5.4. Domínio Morfoestrutural de Transição: A Depressão Central	160
5.5. Domínio Morfoestrutural das Bacias Costeiras: a Planície Costeira do Rio Grande do Sul	163
5.6. Síntese sobre a Geomorfologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências	182
6. ANÁLISE MORFOTECTÔNICA APLICADA AO SEGMENTO GUAÍBA – SINOS – LOMBAS: uma contribuição	183
6.1. Elementos geomórficos	184
6.2. Aspectos morfotectônicos	197
6.3. Aspectos estruturais	206
6.4. Modelo digital do terreno	216
6.5. Sumário dos aspectos morfotectônicos	218
7. DISCUSSÃO	221
7.1. A contribuição neotectônica	222
7.2. Expressões morfotectônicas associadas à Província Costeira	224
7.3. Alguns aspectos morfotectônicos regionais e suas implicações na evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul	235
7.4. Panorama morfodinâmico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências	251
7.5. Sobre um modelo de evolução morfotectônica	268
7.6. Alguns problemas persistentes	272

8. CONCLUSÃO E SUGESTÕES	274
8.1. Síntese morfodinâmica	275
8.2. Sugestões para trabalhos futuros	285
8.3. Argumentos finais	288
9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	290

1. INTRODUÇÃO

1.1. Justificativa

A evolução geológica da Província Costeira do Rio Grande Sul é alvo de diversos estudos, principalmente por pesquisadores vinculados ao Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (CECO / UFRGS) e ao Laboratório de Oceanografia Geológica da Fundação Universidade do Rio Grande (LOG / FURG), sendo que tais estudos enfocam principalmente os aspectos sedimentológicos e as variáveis oceanográficas envolvidas.

Essas pesquisas permitiram estabelecer um quadro bastante coerente em relação aos elementos dos registros costeiros, estando caracterizados quatro estágios para a evolução da linha de costa quaternária da região (*e.g.* VILLWOCK *et al.*, 1994; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). Neste trabalho, apresentamos alguns estudos morfotectônicos visando caracterizar a contribuição neotectônica à evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul, sendo esses estudos fundamentados na aplicação de algumas ferramentas mundialmente consideradas como válidas ao reconhecimento do quadro morfotectônico regional,

complementados com dados disponíveis em trabalhos prévios que invocaram uma contribuição tectônica para a Província Costeira em tela (*e.g.* MORRIS, 1963; DELANEY, 1965; PICADA, 1970).

Estudos morfodinâmicos necessariamente envolvem a integração dos elementos geomórficos, tectônicos (pretéritos e atuais) e dos registros (lito- e aloestratigráficos). Aqui no Rio Grande do Sul, o conhecimento está bastante adiantado no que se refere aos registros e à morfologia costeira “sob a ótica da dinâmica oceânica”, mas a contribuição estrutural ainda não foi adequadamente enfocada (*i.e.*, estudada sistematicamente), o que leva a maior parte dos autores a descartá-la.

Os estudos ora efetuados integram o conhecimento acerca dos registros geológicos com novos estudos morfotectônicos, visando o entendimento global dos processos atuantes ao longo do Cenozóico continental e correlações com a plataforma continental.

A partir da análise de mapas prévios (diversas temáticas, escalas e autores) e da interpretação de produtos de Sensoriamento Remoto (imagens digitais de satélite, imagens de RADAR) foi esboçado o quadro morfodinâmico regional, integrando as informações disponíveis e acrescentando as informações inéditas oriundas da análise morfotectônica.

A análise morfotectônica, especialmente a rede de drenagem, revelou um conjunto de feições morfológicas compatíveis com a atuação de evento(s) neotectônico(s). A partir dos resultados alcançados na análise regional, foi estudada a área da região circunvizinha a Porto Alegre, compreendendo a Coxilha das Lombas, as bacias dos rios Gravataí e dos Sinos e a escarpa atlântica da Serra Gaúcha adjacente (figura 1.1), visando a verificação da validade dos princípios da análise morfotectônica.

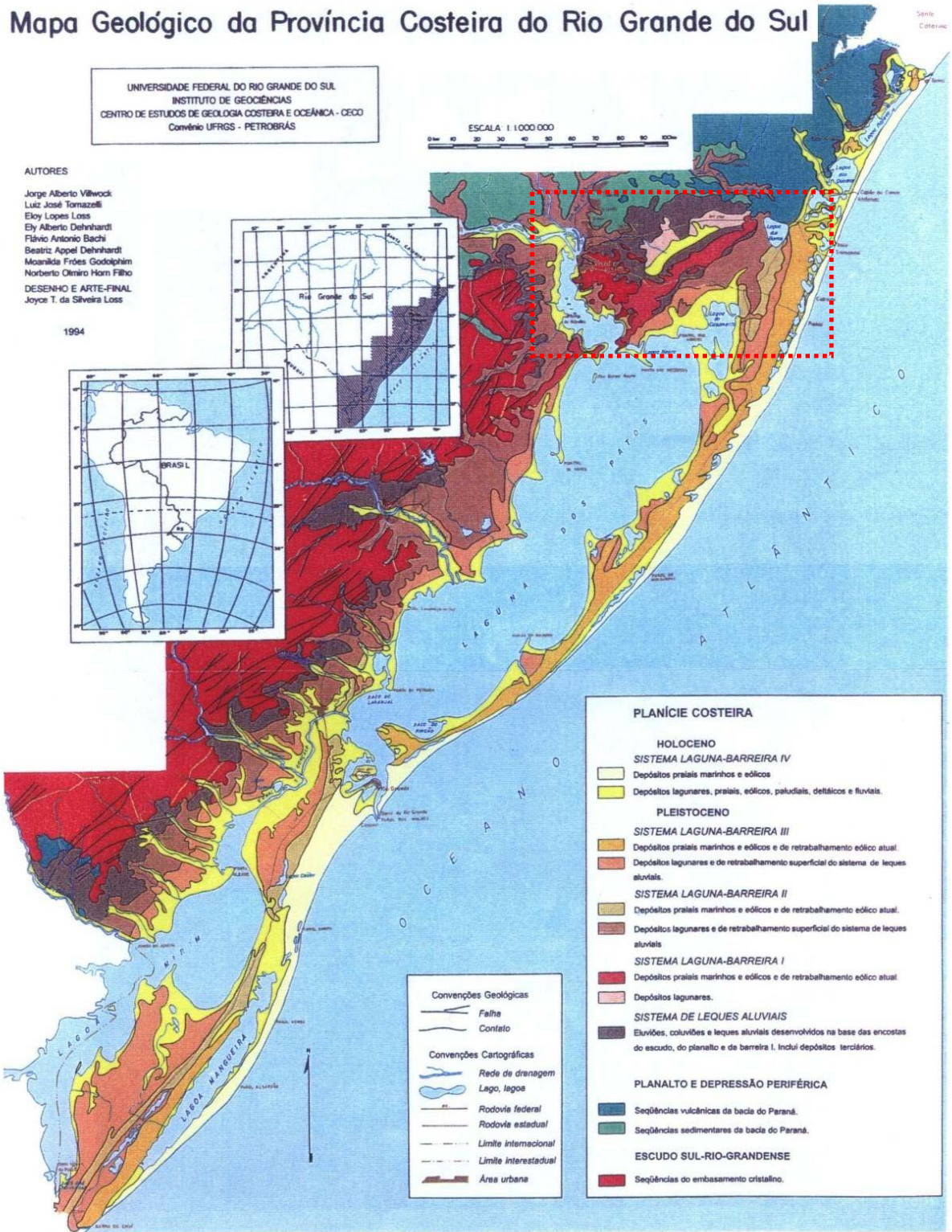


FIGURA 1.1 – Mapa de situação da Província Costeira do Rio Grande do Sul e áreas adjacentes. O retângulo destaca a área onde foi realizada análise morfotectônica complementar. Fonte: Villwock e Tomazelli (1995).

1.2. Hipótese de trabalho e objetivos

Esta pesquisa visa dar uma contribuição ao entendimento da Geomorfologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase à região circunvizinha a Porto Alegre, através da aplicação da metodologia de análise morfotectônica.

A hipótese de trabalho está fundamentada em teorias morfogenéticas globais, onde é reconhecida a dependência entre as formas de relevo e os processos de morfoesculturação (*e.g.* PANIZZA, 1992; DEFFONTAINES, 1991; SUMMERFIELD, 1991). Esses processos envolvem a ação dos agentes da dinâmica externa (variáveis morfoclimáticas) e da dinâmica interna (variáveis morfotectônicas). A partir da correta utilização das metodologias morfoestruturais e morfoclimáticas e da compatibilização entre esses critérios é que pode ser delineada a evolução morfodinâmica de uma região (*e.g.* MÖRNER, 1986; VITA FINZI, 1986; OLLIER, 1995).

A presente pesquisa tem como objetivo geral a aplicação da metodologia de análise morfotectônica visando o reconhecimento dos elementos tectônicos (herdados, reativados e/ou neoformados) envolvidos na elaboração do relevo da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e áreas adjacentes (figura 1.1).

Como objetivos específicos, foram buscados os seguintes aspectos:

- ◆ A caracterização do contexto geotectônico sob o qual ocorreu a evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul;
- ◆ O reconhecimento das unidades geomorfológicas que constituem a Planície Costeira do Rio Grande do Sul e áreas adjacentes;

- ◆ A aplicação de técnicas de análise morfotectônica visando caracterizar áreas de maior probabilidade de ocorrência de feições neotectônicas no domínio da Província Costeira do Rio Grande do Sul;
- ◆ A exemplificação de feições resultantes da atividade neotectônica no domínio da Província Costeira do Rio Grande do Sul.

1.3. Localização da área e aspectos fisiográficos gerais

A denominada *Província Costeira do Rio Grande do Sul* (figura 1.1) representa a porção emersa da *Bacia de Pelotas*, uma bacia marginal da Plataforma Sul Americana desenvolvida em resposta aos processos que levaram à ruptura do Supercontinente *Gondwana* e subsequente abertura do Oceano Atlântico sul.

A Bacia de Pelotas estende-se desde o Alto de Florianópolis até o Arco Polônio (Uruguai), compreendendo a planície costeira e a área adjacente até a isóbata de 2.000 m que ocorre entre os paralelos 28° S e 34° S. A Província Costeira é normalmente descrita como o segmento compreendido entre os promontórios de Laguna (Cabo de Santa Marta) e de La Coronilla (litoral sudeste do Uruguai). Ao norte (de Torres a Osório), a Planície Costeira do Rio Grande do Sul está ancorada, em sua porção oeste, na escarpa atlântica da Serra Geral, interdigitando e se confundindo (em parte) com a Depressão Central na altura do paralelo 30° S (região de Porto Alegre) e, ao sul, na transição para o Planalto Sul-Riograndense, ocorrem freqüentemente leques aluviais. Esta planície é marcada pela presença conspícua de lagoas / lagunas e pelos banhados; esses ecossistemas geralmente possuem densa vegetação de juncos, gravatás e aguapés e propiciam um habitat ideal para uma grande variedade de animais como

garças, marrecos, veados e capivaras; o Banhado do Taim e a Lagoa do Peixe são dois dos exemplos mais representativos desta biodiversidade.

A drenagem associada à Bacia de Pelotas – Alto de Florianópolis pode ser dividida sumariamente nos domínios da Bacia Hidrográfica do Rio Uruguai (“endorréica” no domínio estudado) e as drenagens costeiras, em parte “endorréicas” (*e.g.* Bacia do Jacuí, que deságua no Guaíba; Bacia do Camaquã, que deságua em Patos), em parte tipicamente exorréicas (somente o Rio Mampituba, no domínio estudado). A evolução da rede de drenagem atual deve remontar ao início do Terciário (JUSTUS *et al.*, 1986), sendo que as formações Santa Tecla e Tupanciretã devem representar a sedimentação do sistema fluvial antigo que foi substituído / rejuvenescido para a drenagem atualmente vigente. O estudo específico da rede de drenagem é uma das ferramentas utilizadas na presente pesquisa.

O clima da região é mesotérmico do tipo temperado, brando, superúmido, sem estação seca; a temperatura média anual situa-se entre 16 e 20° C e a precipitação média na região costeira varia entre 1.000 e 1.500 mm anuais (NIMER, 1990), cujas máximas ocorrem na escarpa frontal (atlântica) da Serra Gaúcha. O regime de ventos é controlado pelos anticiclones Móvel Polar, do Pacífico e do Atlântico Sul (NIMER, 1990), resultando três direções principais: NE, W-SW e SE (TOMAZELLI, 1990), com passagens esporádicas de ciclones de até 140 km/h (TOZZI e CALLIARI, 1999), inclusive com um evento mais intenso que ocorreu mais recentemente (o ciclone Catarina, em 27/03/2004, com ventos superiores a 150 km/h). Em resposta a essa dinâmica eólica, a areia é movimentada e gera importantes campos de dunas, retrabalhando as praias modernas, as paleodunas existentes na região (Cidreira, Coxilha das Lombas, etc.) e também promove o assoreamento (total ou parcial) de lagoas e lagunas (Palmital, Custódia, etc.).

A costa do Rio Grande do Sul é classificada como francamente dominada pela ação de ondas (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). O fato de caracterizar-se como uma costa sujeita à exposição direta de ondas de moderada a alta energia, associada a uma pequena amplitude de maré astronômica (inferior a 50 cm) e à disponibilidade de areia fina fazem com que as praias sejam classificadas, de acordo com os modelos de Wright e Short (1983), como dissipativas (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). A atuação de ondas de tempestade nesta região é favorecida pela característica de costa “aberta”, associada à passagem de ciclones extratropicais.

2. CONTEXTO GEODINÂMICO

O conhecimento sobre a *Planície Costeira do Rio Grande do Sul* remonta ao início do século passado (BACKEUSER, 1918, *apud* VILLWOCK e TOMAZELLI 1995). Entretanto, estudos enfocando a sua evolução morfodinâmica foram desenvolvidos somente a partir do final da década de 50 / início da década de 60, como consequência da instalação do curso de Geologia na Universidade Federal do Rio Grande do Sul e do início das atividades de pesquisa de petróleo - estas desenvolvidas pela Petrobrás.

Um dos primeiros trabalhos realizados em caráter sistemático regional foi executado por Delaney (1965), em que o autor descreve o conjunto de registros e tece comentários acerca da evolução da planície costeira e, inclusive, reconhece feições estruturais afetando uma parte desta Província (o *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas*)

A partir de Villwock (1972) os estudos são sistematizados visando a caracterização dos diferentes registros e sua correlação espacial e temporal, culminando com o estabelecimento de um modelo evolutivo onde são reconhecidas quatro fases principais de formação de sistemas laguna – barreira (v. figura 1.1). Villwock e Tomazelli (1995) fazem uma síntese do conhecimento acumulado e descrevem esta *Província Costeira* em termos de

sistemas deposicionais e traçam sua evolução paleogeográfica. As unidades quaternárias da Província são caracterizadas como os termos “finais” da Bacia de Pelotas, instalada no Paleocretáceo como consequência do processo de ruptura do *Gondwana* e subsequente abertura do Atlântico Sul.

Ao longo de sua evolução, a Bacia de Pelotas acumulou mais de 10.000 metros de sedimentos essencialmente terrígenos. Os registros sedimentares no topo da coluna estão representados por leques aluviais e um sistema de laguna – barreira polifásico (*Barreiras I a IV*), cuja evolução é correlacionada aos estágios isotópicos de oxigênio no Quaternário (IMBRIE *et al.*, 1984; *apud* VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) e remota a cerca de 400.000 anos antes do presente, estendendo-se até os dias atuais.

Dada a finalidade do presente trabalho, qual seja, a discussão dos fatores intervenientes na morfodinâmica quaternária – e mais especificamente, a contribuição de fatores tectônicos – faz-se necessária a discussão do arcabouço estrutural herdado (trama de lineamentos precambrianos e estruturação das bacias do Paraná e de Pelotas), atendendo a uma das premissas da pesquisa neotectônica.

O condicionamento tectônico atual também será analisado oportunamente (capítulo 4), com base na atuação de fatores relacionados à dinâmica da margem andina, à Cadeia Meso-Atlântica e a distribuição de esforços no interior da Placa Sul Americana, além de um levantamento sobre a bibliografia disponível onde os aspectos tectônicos estejam sendo abordados diretamente associados à evolução desta Província.

2.1. Arcabouço estrutural das unidades precambrianas a eopaleozóicas

Esses terrenos afloram em uma área descontínua desde Santa Catarina até o Uruguai. No Rio Grande do Sul, sua área aflorante constitui cerca de 65.000 km² e caracteriza-se por englobar uma ampla diversidade de associações petrotectônicas, o que ensejou a proliferação de uma nomenclatura confusa e uma profusão de propostas para a evolução desse segmento crustal (CHEMALE Jr. 2000). Os terrenos aqui enfocados são reunidos sob a denominação Escudo Uruguaio - Sul-riograndense e está inserido na porção meridional da Província Mantiqueira, correspondente ao Sistema Brasileiro Sudeste, que se estende desde a Bahia até o Uruguai (ALMEIDA e HASUI, 1984).

As unidades constituintes deste Escudo representam uma evolução geodinâmica que culminou com o fechamento de um oceano (Adamastor), entre 650 – 450 Ma. São terrenos predominantemente granítico-gnáissicos, cujas unidades mais antigas (arqueanas a paleoproterozóicas) estão retrabalhadas pelos eventos superpostos, e estão extensivamente intrudidos por granitóides brasileiros; uma unidade vulcanossedimentar tardi-brasiliana (Bacia do Camaquã) encerra esse ciclo geotectônico (*e.g.* FRAGOSO CESAR, 1991; CHEMALE Jr., 2000; SOLIANI Jr. *et al.*, 2000).

Como consequência dessa complexa evolução, instalou-se uma importante trama de lineamentos (zonas de cisalhamento dúctil a frágil) que compartimentam interna e externamente os diferentes blocos e condicionam a própria evolução fanerozóica dessa porção crustal (ZALÁN *et al.*, 1988; FERNANDES *et al.*, 1995a; FONTANA, 1996). Um esboço da distribuição dos elementos estruturais para essa região pode ser observado na figura 2.1.

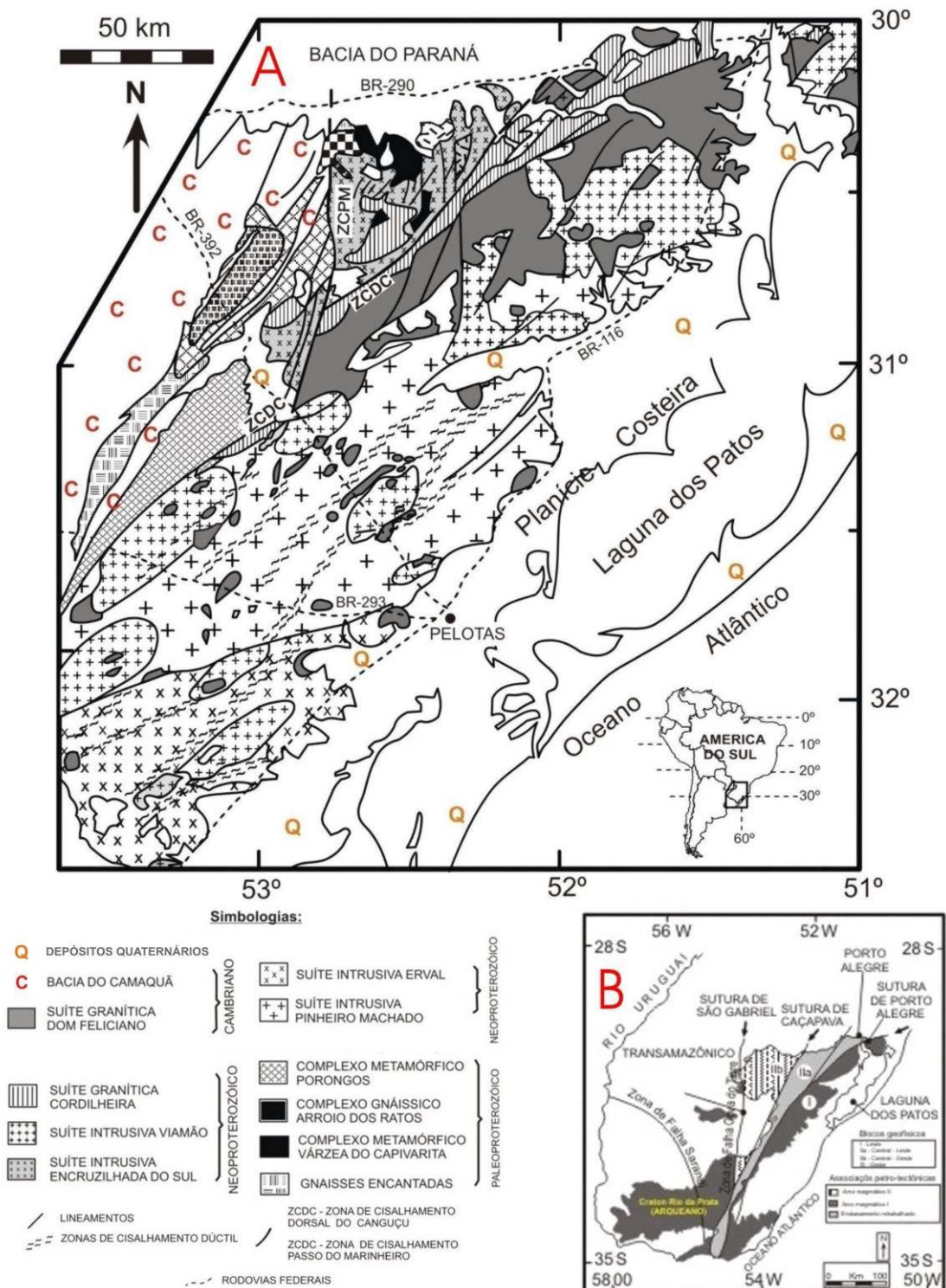


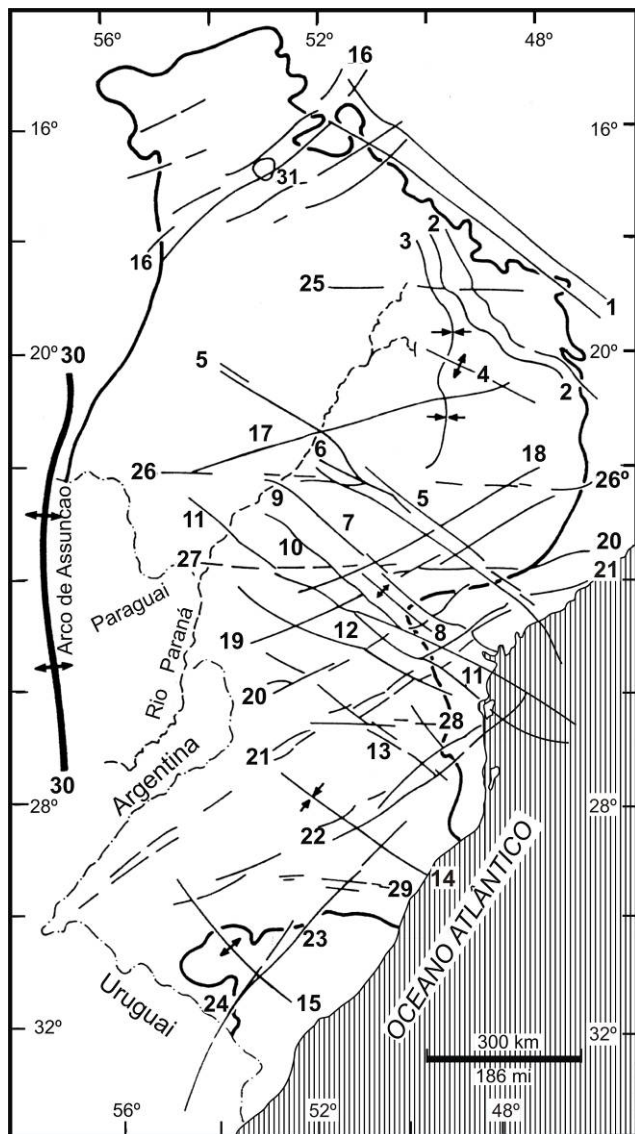
FIGURA 2.1 – Esboço da geologia precambriana adjacente à Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Em (A), destaca-se a trama de lineamentos associada aos complexos ígneos do Batólito de Pelotas (PHILIPP *et al.*, 2000) e em (B) destaca-se a organização geotectônica do precambriano sul-riograndense (FERNANDES *et al.*, 1995a).

2.2. Arcabouço estrutural da Bacia do Paraná

A Bacia do Paraná é representada por uma seqüência de rochas paleozóicas a mesozóicas e pouca cobertura cenozóica. A maior parte dos autores considera seu desenvolvimento segundo um mínimo de três episódios maiores (megasseqüências) ocupando o mesmo espaço geográfico, porém refletindo diferentes contextos evolutivos (*e.g.* ZALÁN *et al.*, 1988; MILANI, 2000). Estende-se sobre uma área de cerca de 1.400.000 km², sendo que aproximadamente 1.100.000 km² em território brasileiro. Uma extensão da Bacia do Paraná é conhecida como “Bacia Chaco-Paraná” (principalmente em território argentino), porém sua evolução geodinâmica foi mais nitidamente controlada pela orogenia andina (*e.g.* NÜRNBERG e MÜLLER, 1991; MILANI, 2000).

O arcabouço estratigráfico da Bacia do Paraná é representado por cinco megasseqüências essencialmente siliciclásticas e um expressivo volume de rochas vulcânicas mesozóicas (a Formação Serra Geral). As unidades paleozóicas remontam ao Ordoviciano superior / Siluriano inferior e foram depositadas sobre o “recém-configurado” Gondwana, segundo três seqüências transgressivo-regressivas controladas por flutuações do nível do mar, glaciações e esforços intraplaca relacionados à Orogenia Oclóyica (MILANI, 2000). Durante o Mesozóico, sua história geodinâmica pode ser subdividida em uma fase inicial (triássica a pelojurássica) intracontinental fortemente controlada pelo clima, sucedida por uma fase (paleocretácea a mesocretácea) fortemente controlada por anomalias termais de origem mantélica e campos de esforços relacionados ao processo de ruptura do supercontinente Gondwana.

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (figura 2.2) evidencia um notável padrão linear (arcos, falhas e zonas de falhas) segundo três orientações principais



Esquema representativo dos principais elementos tectônicos lineares associados à evolução da Bacia do Paraná (ZALÁN *et al.*, 1988).

Orientações NW-SE correspondem aos números (1) a (15); NE-SW (16) a (24); E – W (25) a (29) e N-S (30).

Os elementos são reconhecidos como:

Zonas axiais: (1) Arco do Alto Paranaíba; (2) Flexura de Goiânia; (3) Eixo de Depocentro Ipiaçu / Campina Verde; (8) Arco de Ponta Grossa; (14) Sinclinal de Torres; (15) Arco do Rio Grande.

Falhas: (6) Santo Anastácio; (7) São Jerônimo / Curiúva; (10) Rio Alonzo; (18) Guaxupé; (19) Jacutinga; (23) Leão; (24) Açotea.

Zonas de falhas: (4) Alto do Cardoso; (5) Guapiara; (9) Curitiba – Maringá; (11) Cândido de Abreu / Campo Mourão; (13) Caçador; (16) Transbrasiliiano; (20) Taxaquara; (21) Lancinha / Cubatão; (22) Blumenau / Soledade.

Lineamentos de origem incerta: (12) Rio Piquiri; (17) Araçatuba; (25) Cassilândia; (26) Mogi-Guaçu / Dourados; (27) São Sebastião; (28) Taquara Verde; (29) Bento Gonçalves.

O Arco de Assunção (30) é a única estrutura N-S em grande escala de importância na Bacia do Paraná.

O Domo de Araguainha (31) é a maior estrutura de impacto (astroblema) conhecida na América do Sul.

Figura 2.2 – Os grandes elementos lineares responsáveis pelo arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (ZALÁN *et al.*, 1988).

(ZALÁN *et al.*, 1988). As orientações NE-SW e NW-SE representam direções recorrentes desde o precambriano e caracterizam um intenso controle na sedimentação (distribuição de fácies) e no desenvolvimento do arcabouço da bacia; a orientação E-W representa o máximo momento deformativo associado à ruptura do Gondwana (ZALÁN *et al.*, 1988).

2.3. Arcabouço estrutural da Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas (figuras 2.3 e 4.3) originou-se como resposta ao processo de ruptura do Gondwana e representa a bacia tipo rifte mais meridional do Brasil, estendendo-se desde Santa Catarina (a partir do limite com o Alto de Florianópolis) até o norte do Uruguai (Arco de Polônio) e comporta uma associação petrotectônica de transição entre as bacias mais a sul (Salado, Colorado) e aquelas mais a norte (desde a Bacia de Santos até a Bacia de Pernambuco – Paraíba).

Os registros comportam uma seqüência predominantemente siliciclástica depositada desde o Neomesozóico até o Recente que afloram na área continental (Santa Catarina, Rio Grande do Sul e Uruguai) e estende-se até os domínios da crosta oceânica, além da curva batimétrica de 2.000 m. A área de ocorrência é da ordem dos 210.000 km² (desde a parte emersa até a batimetria de 2.000 m), sendo que a parte emersa representa cerca de 20% desse total. A máxima espessura detectada é da ordem de 12.000 metros, relacionada ao depocentro abaixo do Cone do Rio Grande.

O Cone do Rio Grande representa a sedimentação associada a um aumento no aporte e a um rebaixamento no nível médio do mar a partir do Eoceno e máximo no Mioceno, materializado por possantes cunhas clásticas progradantes (FONTANA, 1994 e 1996). O

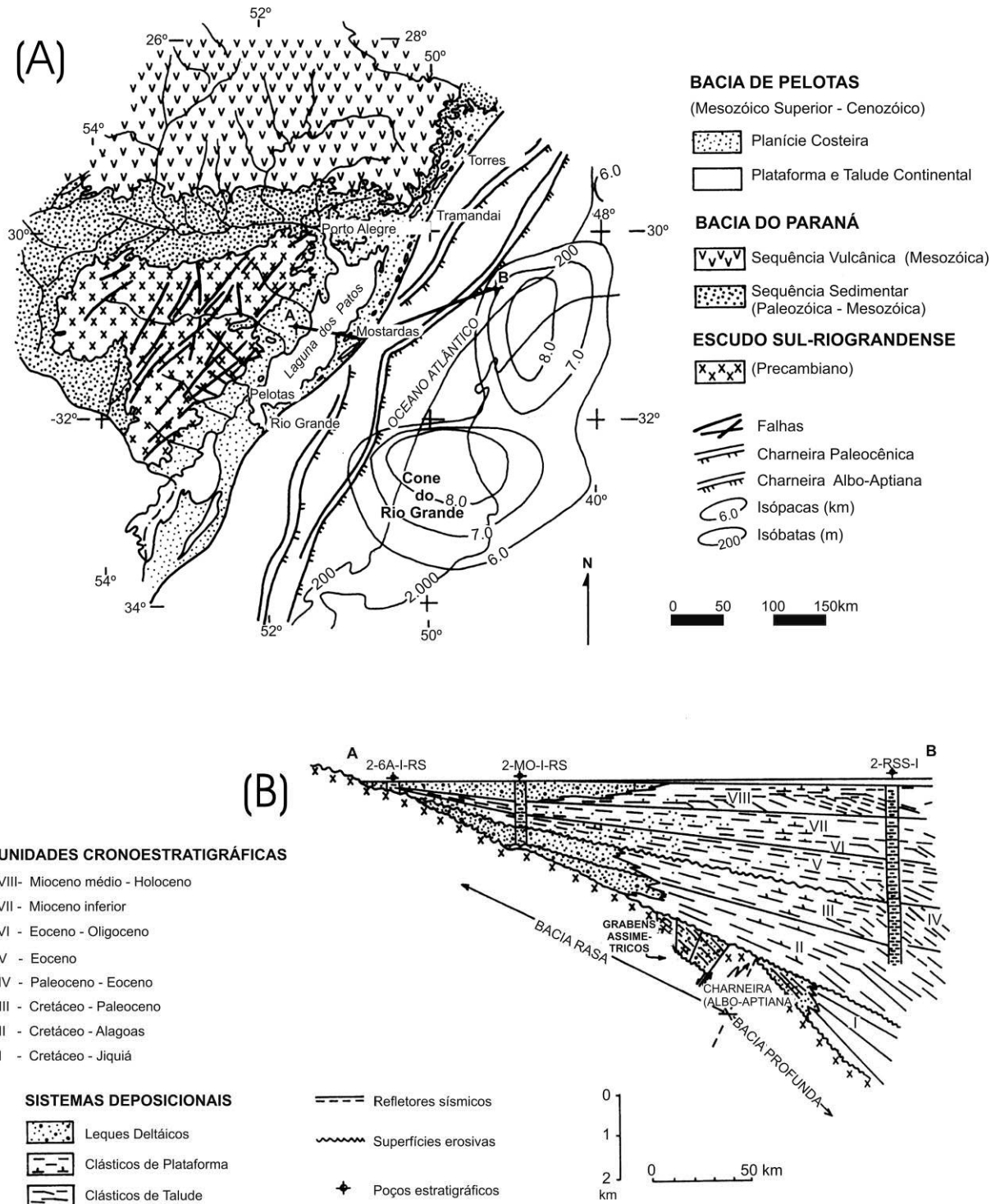


FIGURA 2.3 – A área de ocorrência da Bacia de Pelotas no Rio Grande do Sul (A), indicando isópacas e principais discontinuidades (charneiras); em (B) um perfil com base em poços estratigráficos e dados sísmicos (então) disponíveis. Compilado de Villwock e Tomazelli (1995), com modificações.

Cone do Rio Grande, com sua espessa cunha sedimentar, seus padrões geomórficos e clinofomas de alto ângulo, falhamentos lístricos e imbricados, além de uma nítida superfície de descolamento em sua base, caracteriza-se como uma feição singular no contexto geológico-estrutural da margem continental sul-riograndense (FONTANA, 1994).

Para Fontana (1996), as seqüências cretáceas e em grande parte terciárias de 2^a e 3^a ordens da Bacia de Pelotas, por ele descritas, estão geneticamente associadas muito mais com a tectono-eustasia do que com eventos glácio-eustáticos; segundo o autor isso contraria os fundamentos da Cicloestratigrafia, que indica somente os ciclos de 1^a ordem como de origem tectono-eustática.

A evolução tectônica da Bacia de Pelotas envolve duas fases distintas, relacionadas à ruptura do continente Gondwana e à deriva subsequente (FONTANA, 1996).

A fase rifte está associada ao processo de gradativo estiramento iniciado no Neojurássico a Eocretáceo e que deve ter se estendido por cerca de 10 a 20 Ma e que culminou com a separação América do Sul – África. Este evento é denominado de Reativação Wealdeniana (ALMEIDA, 1967) ou Evento Sul Atlantiano (SCHOBENHAUS e CAMPOS, 1984) e inicialmente gerou um rifte intracontinental que evoluiu para mar aberto. A ruptura da crosta propiciou a subida da astenosfera e, conseqüentemente, a amplificação do processo de subsidência tectônica pela carga de basaltos; uma charneira implantou-se sobre o local onde ocorreu a justaposição da cunha de vulcânicas sobre a crosta.

Com o avanço da subsidência termal e o aumento do espalhamento oceânico amplifica-se o preenchimento sedimentar sobre o embasamento e as rochas pré-albianas da Bacia do Paraná, até o Mioceno; a partir de então, predominou a subsidência flexural, gerando uma ampla plataforma continental e uma vasta planície costeira, com o aparecimento de

linhas de charneira progressivamente mais jovens em direção ao continente (FONTANA, 1990).

2.4. Condicionamento morfodinâmico da Província Costeira do Rio Grande do Sul

A discussão pormenorizada sobre os registros e a evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul pode ser encontrada – entre outros – em Villwock e Tomazelli (1995) e Tomazelli e Villwock (2000), onde também está disponibilizada uma extensa lista de referências bibliográficas referentes ao conhecimento geológico acumulado. Exploraremos aqui algumas publicações que propuseram um quadro evolutivo integrado para esta Província.

2.4.1. A contribuição de Delaney (1965)

O livro *Fisiografia e Geologia de Superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul* corresponde ao primeiro trabalho de caráter sistemático e que abrangeu toda a extensão da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. A história quaternária da Planície Costeira é retratada como bastante complexa, pois contém três formações geológicas [reunidas sob a denominação *Grupo Patos*], dois paleoclimas, falhamentos [*o Sistema de Falhas Coxilha das Lombas*] e envolve diversos níveis de mar. Em sua síntese do conhecimento sobre esta região, o autor destaca que os eventos da história geológica quaternária desta Planície podem ser sumariados nos seguintes pontos (DELANEY, 1965):

- ◆ A mais antiga unidade de rocha do Grupo Patos [*Formação Itapuã*] acredita-se ter sido depositada pelo Atlântico Sul quando o mesmo possuía um nível mais

elevado. [...] Após a deposição desta unidade ocorreu o sistema de falhamento Coxilha das Lombas, elevando o bloco oeste e abatendo a porção leste da Planície Costeira. Posteriormente, a erosão removeu uma porção do Itapuã no bloco falhado leste. [...] Durante este tempo o nível do mar era mais alto que o atual, no entanto é difícil estimar-se quanto, uma vez que as evidências geológicas e fisiográficas são muito raras. A esta fase associa-se um clima quente, úmido com períodos secos, provocando a formação da laterita Serra de Tapes [...];

- ◆ A unidade sedimentar subsequente é denominada de *Formação Graxaim*, composta principalmente por litologias arcólicas; os mamíferos fósseis nela encontrados sugerem um ambiente de estepes semi-árido e frio. [...] Antes do fim do Pleistoceno variações eustáticas causaram um maior abaixamento do nível dos oceanos, provocando escavações e encaixamento dos rios em seus vales [...]. Após o nível do mar ter alcançado seu ponto mais baixo, começou gradualmente a subir à medida que as geleiras eram fundidas, iniciando então os rios aluviar e preencher lentamente seus vales. A linha de praia, na porção central da Planície Costeira, era provavelmente uma costa do tipo “ria”. Os longos espigões provavelmente eram paredes de vales orientados em direção sudeste, permitindo a deposição de 100 m de sedimentos em algumas porções destes (Graxaim);
- ◆ À medida que se elevava o nível do mar, todos os cursos de água menores eram afogados no seu próprio aluvião. Esta elevação deve ter sido de 6 a 7 m acima do atual [...]. Durante este tempo os rios tinham somente pequena capacidade de transporte sendo suas cargas constituídas principalmente por areia de granulação fina e silte. [...] Assim a *Formação Chuí* foi depositada como um

“long shore bar” e a água ficou retida entre esta barreira e a escarpa do Graxaim formando, mais tarde, as grandes lagunas de Patos e Mirim. Gradualmente o nível do mar baixou, durante o último tempo glacial, provocando novas modificações na rede de drenagem; nesta fase também ocorre a calcificação da Formação Chuí, perante um clima mais seco e frio; nesta ocasião, uma grande parte da Planície Costeira torna-se exposta e muito animais, do tipo pampeano, habitavam esta área [...]; e

- ◆ Mais tarde, o nível do mar começou a subir até alcançar a condição atual [...]; o transporte eólico passa a formar grandes campos de dunas, dunas isoladas, línguas de areia e, indiretamente, os principais aspectos fisiográficos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

2.4.2. Os estudos geomorfológicos de Müller Filho (1970)

Este autor, em suas *Notas para o Estudo da Geomorfologia do Rio Grande do Sul, Brasil*, faz uma apresentação da problemática do contexto geomorfológico e reconhece cinco unidades geomórficas (Escudo, Planalto Basáltico, Cuesta do Haedo, Depressão Periférica e Planície Litorânea) constituintes do espaço sul-riograndense. Segundo Müller Fo. (1970), a fragmentação do Continente de Gondwana assinala o princípio da história ‘moderna’ da morfogênese regional, não apenas por ter originado os mais expressivos acidentes tectônicos do leste riograndense (bem como de todo Brasil sul-oriental), mas em especial por ter levado à perda do caráter continental que, até então, caracterizava a paleogeografia da região e, conseqüentemente, ter acarretado alterações climáticas pela maior proximidade do Atlântico sul, que estão se formou, mas também porque o novo oceano passou a ser o nível de base geral dos cursos de água a ele então condicionados.

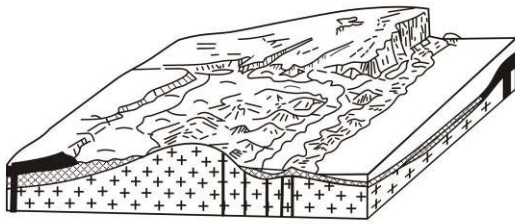
Para a Planície Costeira, Müller Fo. (1970) afirma que quaisquer que tenham sido as condições climáticas (no Quaternário), é certo que foram de um tipo capaz de possibilitar uma intensa denudação na área continental e transporte de sedimentos, cuja deposição formou a planície litorânea atual. O processo de acumulação deve ter iniciado já no Terciário, e aumentado de intensidade no Pleistoceno, visto que “*os atuais rios que desembocam no Oceano Atlântico não têm competência para suficiente para formar o cordão litorâneo*”. Prossegue o autor (MÜLLER Fo., 1970):

“Ao contrário das idéias correntes, o Quaternário sul-riograndense, durante o Pleistoceno inferior, foi período de eventos tectônicos de significativa importância para a morfogênese regional. Falhamentos de pequena amplitude (ou reajuste tectônico de zonas falhadas terciárias) ocorreram no cordão litorâneo, soerguendo seções paralelas à costa, disso resultando, em última instância, a individualização da Lagoa dos Patos. É o alinhamento de falhas Mostardas – Itapuã – Coxilha das Lombas – Itapeva, ao qual, pelo soerguimento de um setor do paleo-litoral, que pode ser vinculada a inversão de drenagem do Rio Gravataí e o desvio sul-oriental da embocadura do Jacuí, que passou a escoar pelo delta interiorizado do Guaíba, que então se formou.”

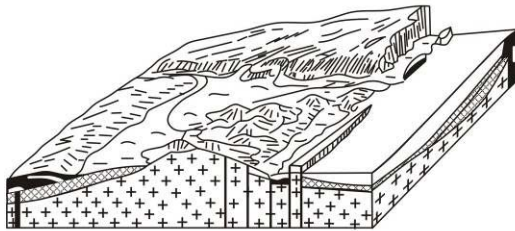
O esquema evolutivo proposto por Müller Fo. (1970) encontra-se reproduzido na figura 2.4.

2.4.3. A contribuição de Jost (1971)

Em sua Dissertação de Mestrado *O Quaternário da Região Norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul - Brasil*, o autor estuda sistematicamente a porção costeira compreendida entre os municípios de Torres e Mostardas. Do ponto de vista paleogeográfico, Jost (1971) afirma que:



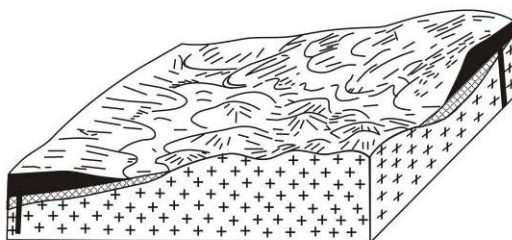
No Holoceno, o cordão evolui e isola do Oceano a Laguna dos Patos, devido ao alinhamento das falhas Mostradas Itapeva. O paleo-Jacuí já capturou as antigas cabeceiras do Ibicuí e inverte-se a drenagem do Gravataí. Amplia-se a Depressão Periférica.



No Pleistoceno, as falhas que afetam o escudo foram mascaradas pela erosão. O Falhamento de Mostardas-Itapeva isola um segmento do mar. Esboça-se o paleolitoral e amplia-se a Depressão Periférica.



No Terciário, os falhamentos soerguem o Planalto e o Escudo, o que reativa a drenagem do paleo-Ibicuí (pelo soerguimento das cabeceiras) e do paleo-Jacuí (pelo rebaixamento de seu nível de base).



Ao final do Mesozóico, os derrames basálticos haviam encoberto quase toda a região sedimentar, tendendo a se aproximar do Escudo.

Figura 2.4 – Esboço da evolução cenozóica do relevo sul-riograndense proposta por Müller Fo. (1970).

“condições climáticas semi-áridas quentes, alternadas com períodos úmidos, prevaleceram durante todo o Pleistoceno, envolvendo possivelmente parte do Terciário (Mioceno e Plioceno) e parte do Holoceno, conforme foi deduzido de paleossolos e paleopavimentos e suas relações com as unidades litoestratigráficas”.

- ◆ Um *overlap* continental progressivo sobre depósitos marinhos miocênicos da Bacia de Pelotas, representado por 250 metros de sedimentos de fácies de leques aluviais (proximais) e depósitos de planície de inundação, lagunares e de canal fluvial no restante da área de ocorrência, estendendo-se o registro para a plataforma continental até a isóbata de 130 metros, sendo, portanto, depositada sob condições de nível de mar baixo. Esse conjunto de sedimentos é denominado de Formação Graxaim;
- ◆ Um *overlap* marinho progressivo cobre parcialmente a Formação Graxaim, cujos depósitos são conhecidos como Formação Chuí, a qual compreende uma seqüência transgressiva- regressiva completa (sedimentos de praia a marinho raso), cujos parâmetros texturais são semelhantes aos sedimentos praias modernos. A cota do máximo transgressivo é estimada em +15 m; esta transgressão teria ocasionado uma costa com feições de baías e rias no segmento norte da Planície (a partir do paralelo 30°15' S) e um espraiamento sobre uma planície arenosa a sul deste paralelo;
- ◆ Durante a regressão, sucessivos cordões de dunas foram desenvolvidos (Formação Itapuã), além dos depósitos aluvionares (a Formação Guaíba, proposta) ao longo dos ambientes submergidos da costa, concomitantemente à porção superior da Formação Chuí (Pleistoceno);
- ◆ É desta época que teria se originado a Bacia de Porto Alegre (proposta pelo autor), representando uma unidade tectônica que provavelmente constitui um

apêndice da Bacia de Pelotas, assoreada por aproximadamente 40 m de sedimentos continentais, transicionais e marinhos;

- ◆ A Formação Itapuã é representada por sedimentos originados por deposição eólica e encontra-se inclusa nas porções mais superiores da Formação Chuí; seus parâmetros granulométricos e as direções de vento reunidos coincidem aproximadamente com as condições registradas atualmente;
- ◆ Os depósitos atuais e sub-atuais reproduzem diversas das características anteriormente discutidas e constituem uma ampla faixa costeira predominantemente plana (exceto nas dunas e nos campos de dunas) e que se estende desde a escarpa leste da Formação Chuí até a orla atlântica.

2.4.4. A Contribuição de Villwock (1972)

Em sua Dissertação de Mestrado, *Contribuição à Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul – Brasil*, o autor realiza um amplo estudo sobre a geologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e lança as bases para a interpretação integrada dos registros quaternários. Villwock (1972) utiliza pioneiramente o termo *Província Costeira do Rio Grande do Sul* para designar

“a região costeira do Brasil Meridional [...] constituída por dois elementos maiores, o Embasamento e a Bacia de Pelotas. O primeiro, composto pelo complexo cristalino precambriano e pelas seqüências sedimentares e vulcânicas, paleozóicas a mesozóicas, da Bacia do Paraná, comportando-se como uma plataforma instável durante os tempos cretácicos, deu origem ao segundo, através de movimentações tectônicas”.

Villwock (1972) reconhece ainda que:

“A seqüência sedimentar ali acumulada, cerca de 1.500 metros de espessura, é fruto de sucessivas transgressões e regressões. Controladas no princípio pelo balanço entre taxas de subsidência e de sedimentação, a partir do Pleistoceno estas transgressões e regressões passaram a ser governadas pelas variações glácio-eustáticas ocorridas no decorrer da Era Cenozóica”.

A cobertura holocênica deste conjunto é considerada como outro elemento geológico de grande importância regional, visto que esta compõe a maioria das feições de superfície na Província. A planície arenosa que separa a Laguna dos Patos do Oceano Atlântico é descrita em termos de “*Barreira Múltipla da Lagoa dos Patos*” (VILLWOCK, 1972), cuja origem está diretamente relacionada às oscilações eustáticas que se sucederam na região nos últimos 6.000 anos.

O autor desconsidera a intervenção da neotectônica no modelado da retilinidade da Coxilha das Lombas e a reinterpreta como uma falésia na época da deposição da ‘Formação Chuí’.

2.4.5. A contribuição do Projeto RADAMBRASIL (JUSTUS *et al.*, 1986)

Este trabalho refere-se ao Relatório e ao Mapeamento Geomorfológico (1:1.000.000) da Folha SH.22 Porto Alegre e parte das folhas SH.21 Uruguaiana e SI.22 Lagoa Mirim, reunidos no Tomo 33, Parte 2 - GEOMORFOLOGIA. Fundamentados na análise de imagens de Radar, os autores identificam e hierarquizam, para a área abrangida pelo levantamento, 3 (três) domínios morfoestruturais, 10 (dez) regiões geomorfológicas e 16 (dezesesseis) unidades geomorfológicas. De acordo com esses autores, a *Província Costeira* (entidade geológica) corresponde ao *Domínio dos Depósitos Sedimentares* (classificação morfoestrutural) e refere-se ao conjunto de formas de acumulação recente; analogamente, a

Bacia do Paraná corresponde ao *Domínio das Bacias e Coberturas Sedimentares* e o *Escudo Sul-Riograndense* corresponde ao *Domínio dos Embasamentos em Estilos Complexos*.

O *Domínio dos Depósitos Sedimentares* é subdividido entre as regiões geomorfológicas da *Planície Costeira Interna* (que comporta as unidades geomorfológicas *Planície Alúvio-Coluvionar* e a *Planície Lagunar*) e a *Planície Costeira Externa*, que corresponde à *Unidade Geomorfológica Planície Marinha*. Este domínio morfoestrutural compreende registros quaternários e recebe contribuição de áreas mistas (continental, transicional e marinha).

As unidades geomorfológicas da *Planície Costeira Interna* ressaltam seu papel como elemento de ligação entre as áreas altas (*Bacia do Paraná* e *Escudo Sul-riograndense*), através da “rampa colúvio-aluvionar”, e a *Planície Costeira Externa*, através da *Unidade Planície Lagunar*. Nesse domínio, predominam as formas esculpidas em depósitos de origem continental; em alguns trechos (principalmente às margens da *Laguna dos Patos*), a atividade eólica dá origem a dunas e campos de dunas atuais. A *Coxilha das Lombas* é relacionada à *Planície Alúvio-Coluvionar* e seu limite com a *Planície Lagunar* é caracterizado “por ressaltos bem marcados na direção NE–SW, que correspondem provavelmente a uma paleofalésia” (JUSTUS *et al.*, 1986).

A *Planície Costeira Externa / Planície Marinha* compreende os modelados gerados predominantemente pelos processos marinhos (terraços marinhos e praias modernas) e eólicos (dunas e campos de dunas) e, secundariamente, planícies lacustres, banhados, sangradouros de lagunas e canais de alguns pequenos rios.

Com respeito à morfogênese, Justus *et al.* (1986) postulam que as variações energéticas responsáveis pela evolução do relevo, no Quaternário, foram principalmente controladas por fatores climáticos.

2.4.6. A Contribuição de Asmus e Paim (1986)

No artigo *Condicionamento Geológico na Evolução da Planície Costeira Sul-Riograndense* os autores descrevem relações geométricas e espaciais entre vários elementos tectônicos do embasamento e das bacias do Paraná e de Pelotas, bem como a sedimentação e os processos costeiros associados aos registros quaternários.

Asmus e Paim (1986) descrevem a morfologia da Planície Costeira como relacionada ao controle que estruturas pré-quaternárias (o Baixo de Mostardas; os Arcos do Rio Grande – ou de São Gabriel – e do Uruguai) exerceriam sobre os processos de erosão / sedimentação. O Baixo de Mostardas seria o responsável pela migração do depocentro da sedimentação quaternária para sul (onde hoje está a principal reentrância da planície, coincidente com o estuário da Laguna dos Patos) e os arcos controlariam as saliências naquele setor.

Asmus e Paim (1986) interpretam ainda uma feição triangular, aberta para o oceano, cuja seção longitudinal mostraria um escalonamento de linhas de charneira e zonas de ruptura associadas, sendo que uma delas, paleocênica, adentraria na Planície Costeira e a outra (albo – aptiana) estaria presente apenas na porção ocupada atualmente pela Plataforma Continental. O vértice continental corresponderia ao baixo curso do Rio Camaquã, sendo essa justaposição interpretada como um reflexo do condicionamento estrutural imposto a esta região e já proposto por outros autores (LEINZ, 1948; OFFIELD *et al.*, 1977; ASMUS, 1977; todos citados por ASMUS e PAIM, 1986). A esse feição triangular, os autores também associam os padrões de sedimentação (faixa de cordões litorâneos holocênicos) e batimétricos na vizinhança do Canal do Rio Grande.

2.4.7. Os trabalhos desenvolvidos pelo Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Estão aqui reunidas as contribuições de um grande número de pesquisas e pesquisadores que atuaram e/ou atuam junto ao CECO / UFRGS, sendo as principais contribuições comentadas e sintetizadas em Villwock (1984), Villwock *et al.* (1986, 1994), Villwock e Tomazelli (1995), Tomazelli e Villwock (1996, 2000) e Tomazelli *et al.* (2000), principalmente.

Esses autores (*e.g.* VILLWOCK, 1984; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000) fazem uma ampla discussão sobre o condicionamento geológico e geomorfológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul e sintetizam os registros quaternários em termos de sistemas deposicionais *Leques Aluviais* e *Laguna – Barreira* polifásicos (figura 2.5).

O *Sistema de Leques Aluviais* está relacionado aos depósitos de encosta associados às terras altas (Escudo e Bacia do Paraná), bem como aos depósitos aluvionares mais distais em relação a essas elevações. As características composicionais, texturais e estruturais geradas neste Sistema dependem, em grande parte, da natureza da área fonte submetida à erosão incluindo-se aí, principalmente, a composição das rochas e a energia do relevo. Os autores advogam que o principal controle sobre os processos responsáveis pela geração desses registros foi exercido pelas variações climáticas e suas implicações nas variações eustáticas, nas taxas de precipitação pluvial e no desenvolvimento da cobertura vegetal (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

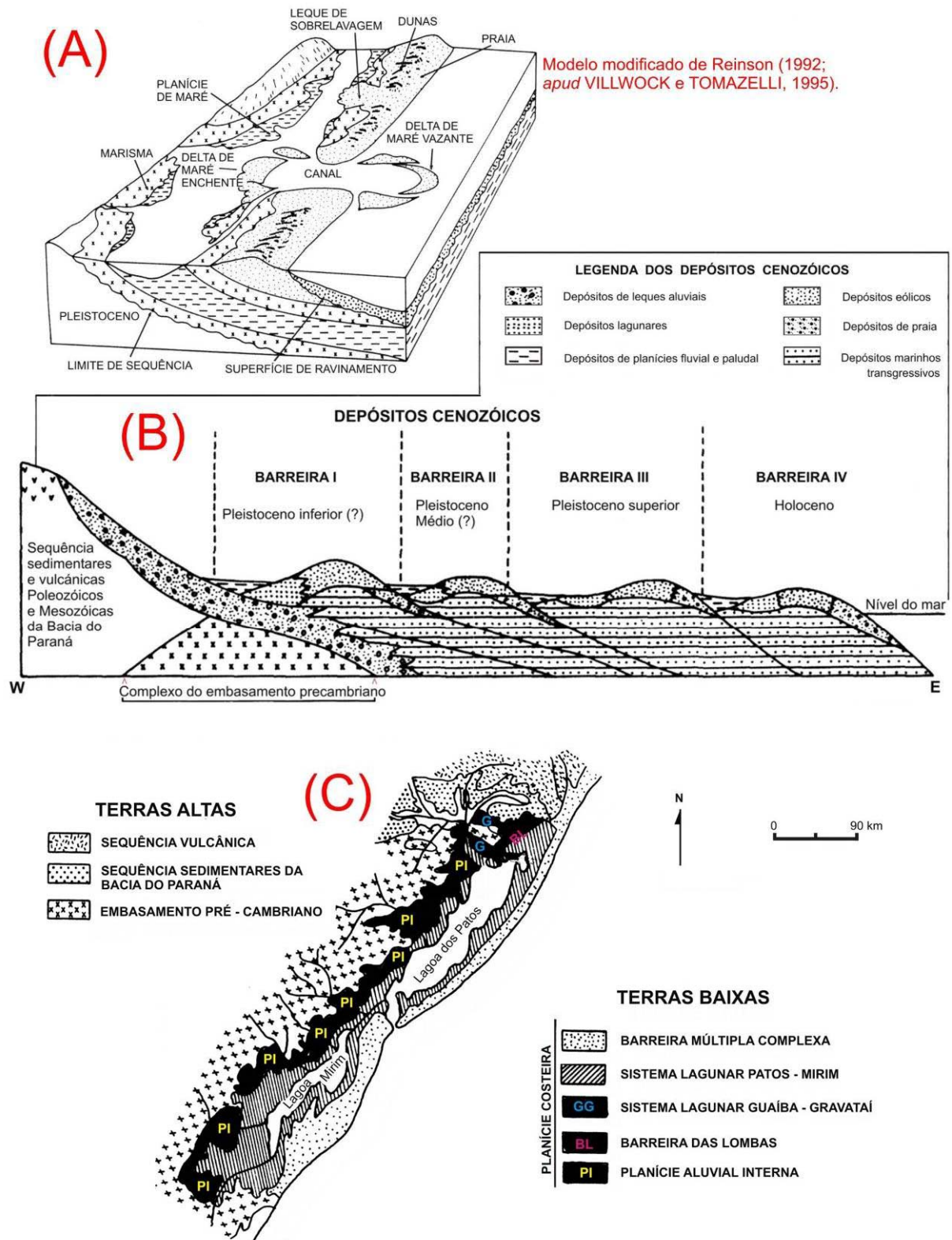


FIGURA 2.5 – Esquema morfogenético para os registros do Quaternário costeiro do Rio Grande do Sul (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995 e TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000). Em (A) é mostrado o modelo adotado para a interpretação dos registros dos sistemas laguna – barreira; em (B) apresenta-se uma seção explicativa da sucessão dos estágios evolutivos desses sistemas; em (C), a compartimentação geomorfológica adotada por aqueles autores.

Os *Sistemas Depositionais tipo Laguna – Barreira* representam a coalescência de estágios evolutivos (quatro fases) registrados como os picos de uma fase de transgressão, seguida de um evento regressivo, estando o sistema mais antigo (*Sistema Laguna – Barreira I*) mais interiorizado e o mais novo (*Sistema Laguna – Barreira IV*) representando a faixa litorânea moderna (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). A evolução do sistema é atribuída principalmente às variações glácio-eustáticas que teriam ocorrido nos últimos 400.000 anos, sendo a instalação de cada um desses sistemas correlacionado a um pico da curva isotópica de oxigênio para o Quaternário (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

2.4.8. Análise morfotectônica aplicada à Planície Costeira do Rio Grande do Sul: bases para discussão

Este foi o título de uma nota prévia (FONSECA *et al.*, 2001) onde foi (re)analisado um conjunto (então disponível) de dados, imagens e produtos cartográficos sobre os registros e a evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul.

No referido trabalho, os autores fazem uma síntese sobre as premissas geotectônicas para esta porção crustal e assinalam um importante acervo de feições morfoestruturais compatíveis com a atuação de evento(s) neotectônico(s). Como elemento fundamental reconhecem o (que então denominaram) “Lineamento Jacuí – Tramandaí” (renomeado no presente trabalho para “Jacuí – Porto Alegre”), segundo o qual estão associados lineamentos na plataforma continental, a segmentação da planície costeira, a reversão do curso do Rio Gravataí, a regressão da escarpa da Serra Gaúcha / vale do Rio Jacuí e eventuais estruturas de desabamento que ocorrem em Cachoeira do Sul (COULON e HAUSMAN, 1978).

As fontes de tensões, associadas aos mecanismos de Tectônica Global reconhecidos para esta porção litosférica, são consideradas como das mais espetaculares da costa brasileira. Postulam-se como mecanismos atuantes o empurrão (*ridge push*) na Cadeia Atlântica, a subducção (*slab pull*) na Cadeia Andina, instabilidades gravitacionais das bacias do Paraná (*rebound*) e Pelotas (*bending*), além de efeitos de face livre desde a ruptura do Gondwana.

Como ‘materialização’ dessas premissas geotectônicas, citam a ocorrência de registros sísmicos nesta região (BERROCAL *et al.* 1984; ASSUMPCÃO 1992, 1993, 1998), destacando-se mais recentemente (1990) um terremoto de grande magnitude ($m_b=5,5$) registrado na plataforma continental (ASSUMPCÃO 1993, 1998).

2.4.9. O prolongamento da Planície Costeira em território uruguaio

A planície costeira sudeste do Uruguai, limítrofe com o Brasil, é o prolongamento natural da Província Costeira do Rio Grande do Sul (figura 2.6), sendo balizada, a sudeste, pelo Arco Polônio (La Caronilla) e transicionando para o continente, a oeste, através da dinâmica sedimentar associada ao Rio Cebollati (ROSSELO *et al.*, 2000).

Para Laborde e Jackson (1996), a planície costeira associada à Laguna Mirim representa uma depressão tectônica (*graben*) sobre a qual se depositaram, como *piedmont*, leques aluviais e sedimentos lagunares pleistocênicos sobre os sedimentos mais antigos (terciários) e rochas vulcânicas (riolitos e basaltos mesozóicos).

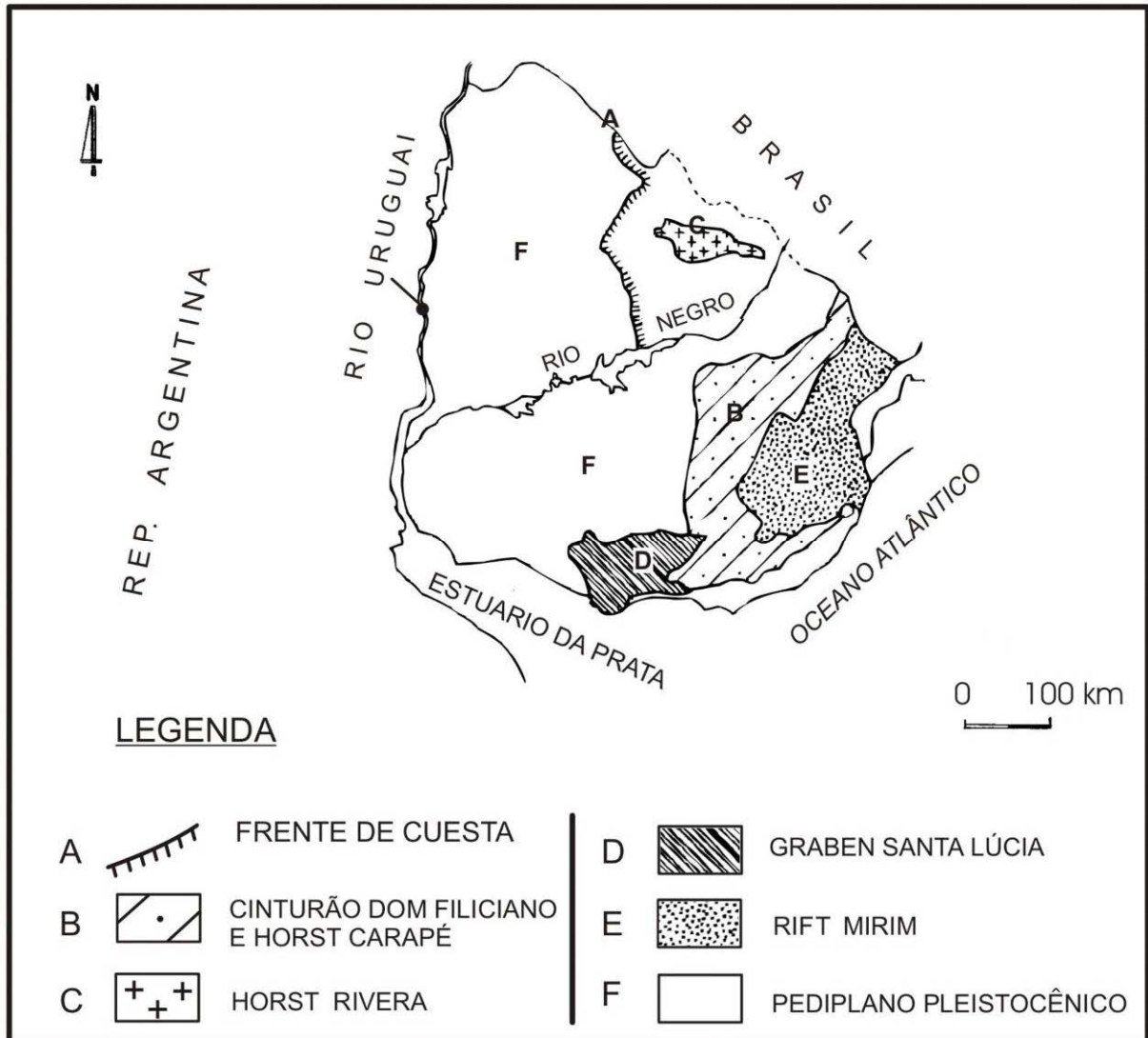


Figura 2.6 – Os principais domínios morfoestruturais do território uruguaio: (A) frente da *cuesta*, (B) Cinturão Dom Feliciano e o *Horst* de Carapé, (C) *Horst* de Rivera, (D) *Graben* de Santa Lúcia, (E) *Rift* Mirim e (F) *Pediaplano* Pleistocênico. Modificado de Rosselo *et al.* (2000).

Rosselo *et al.* (2000) reconhecem um corredor tectônico associado ao Lineamento *Santa Lucía – Aiguá – Merín*, segundo o qual se desenvolveram depocentros do tipo *pull apart* (bacias de Santa Lúcia e Laguna Mirim) precursoras da abertura do Oceano Atlântico, no Jurássico. Desde essa época, a fossa tectônica da Laguna Mirim acumulou cerca

de 1.200 metros de rochas vulcânicas mesozóicas e cerca de 120 metros de sedimentos cenozóicos (MONTAÑA, 1995).

Martinez *et al.* (2001), estudando depósitos marinhos pleistocênicos que ocorrem na costa uruguaia, advogam uma contribuição neotectônica para a discrepância altitudinal entre as camadas fossilíferas por eles descritas para as regiões de *Nueva Palmira* e *La Coronilla*.

2.4.10. A Plataforma Continental adjacente à Planície Costeira do Rio Grande do Sul

Com relação à plataforma continental, vários estudos já foram desenvolvidos (e.g. CORRÊA, 1990; URIEN *et al.*, 1996). Uma abordagem morfoestrutural sistemática está contemplada em trabalhos de Corrêa (1990, 1994), onde está identificado um complexo acervo de feições estruturais marcadas na topografia da plataforma e que apresenta correlação com o arcabouço estrutural da área continental.

Corrêa (1994) reconhece também que “[...] a superfície atual conserva os traços de eventos antigos, tais como o rifteamento atlântico e que as falhas transformantes atuais poderão reativar as fraturas antigas” e acrescenta que “estas antigas estruturas não podem ser desprezadas na compreensão da organização dos corpos sedimentares atuais e nos processos transgressivos”.

2.5. Contribuição da Geomorfologia ao entendimento da Evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul

Na pesquisa bibliográfica efetuada, encontramos alguns aspectos relacionados à evolução geológica da Planície Costeira e domínios adjacentes (serra – encostas – depressão) que não foram objeto de abordagem específica ou ainda não estão interpretados coerentemente com as teorias morfogenéticas vigentes (*e.g.* HOWARD, 1965; MAYER, 1984; PIERCE e COLMAN, 1986; OLLIER, 1995; SCHEIDEGGER, 2001; HARVEY, 2002; VANDENBERGHE, 2002).

Dentre os aspectos que consideramos importantes para um entendimento global dos processos geodinâmicos aqui atuantes, citamos principalmente:

- (i) O estudo da evolução das encostas, tanto os limites atlântico e meridional da Serra Gaúcha (principalmente o *Canyon* de Itaimbezinho), assim como para a Coxilha das Lombas;
- (ii) O estudo da policiclicidade dos leques aluviais e da ocorrência de vales incisos na borda do Escudo Sul-riograndense;
- (iii) O estudo dos padrões e anomalias da rede de drenagem, especialmente a interpretação que prevalece para a reversão do curso do Rio Gravataí (ARIENTI, 1986), bem como a análise de segmentos de drenagem, com especial atenção para os rios Três Forquilhas, Maquiné, dos Sinos e Camaquã.

Alguns dos aspectos acima levantados estão discutidos no presente trabalho.

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Nas regiões costeiras ocorrem as mais significativas e complexas interações entre as diversas unidades da superfície considerada como “Terra dinâmica”. Nelas, há um intrincado relacionamento entre os processos que atuam na “Terra sólida” (litosfera), na “Terra fluida” (atmosfera e hidrosfera) e na “Terra viva” (biosfera). É aqui, nas regiões costeiras, que se concentra a maior parcela da população do planeta, onde se instalou – concomitantemente – uma estrutura sócio-econômica extensiva e cujos sintomas de esgotamento já ameaçam um número crescente de comunidades, notadamente grandes cidades de países pobres. Entender as regiões costeiras, portanto, torna-se imperativo para o bem estar de toda a “Gaia”.

Geologicamente, abordar estudos na região costeira implica o (re)conhecimento de todas as variáveis envolvidas no seu condicionamento atual (morfodinâmica costeira) e pretérito (evolução costeira). Isto significa investigar as interações continente – oceano e as interferências da biosfera (particularmente a ação antrópica) no ambiente (figura 3.1).

As variáveis geológicas envolvidas nos estudos sobre a morfodinâmica costeira (recente e pretérita) podem ser comparadas a um triângulo composto (figura 3.2) representado

Morfodinâmica Costeira

Interações entre o mar e o continente

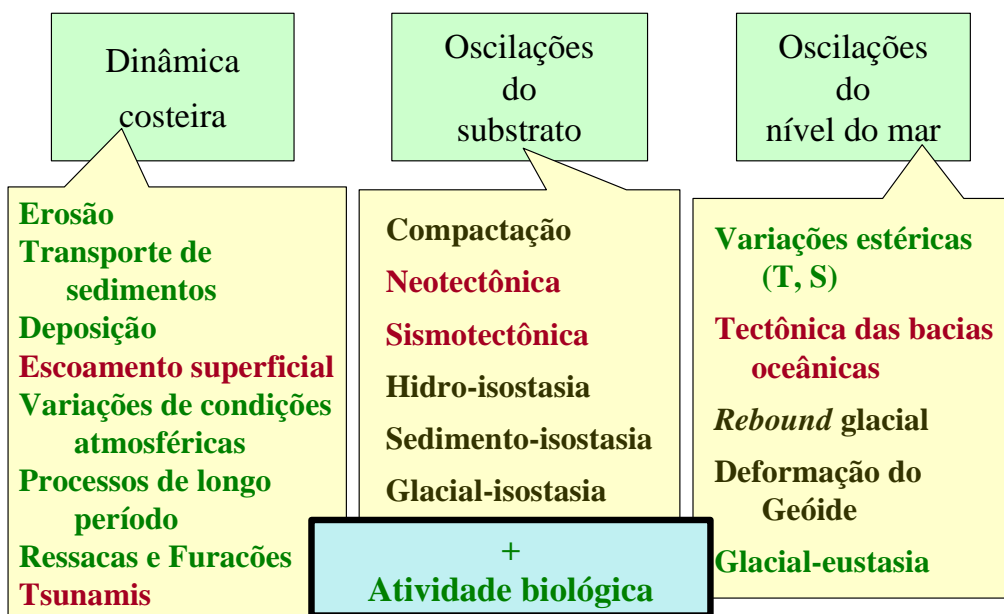


FIGURA 3.1 – Principais elementos envolvidos na evolução de sistemas costeiros. Modificado de Mörner (2000)

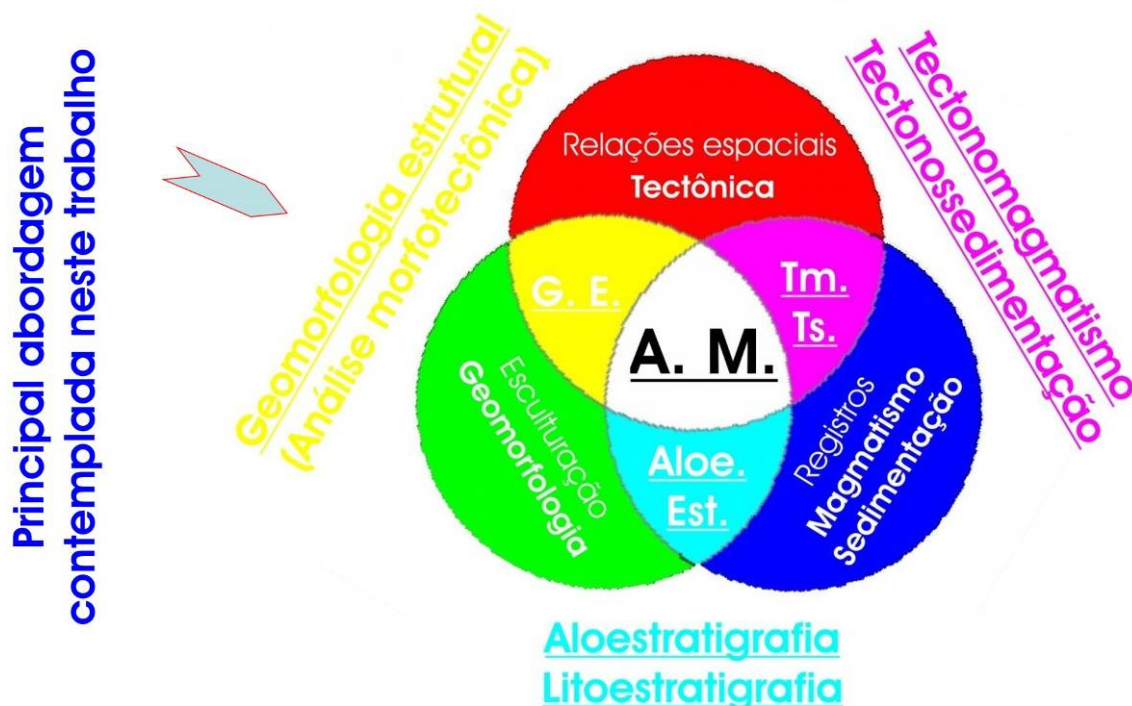


FIGURA 3.2 – A **Análise Morfodinâmica (A. M.)** e o seu contexto, com respeito aos três principais campos do conhecimento geológico envolvidos.

pelas áreas do conhecimento da Geomorfologia (a paisagem e seus processos geradores), da análise dos registros (sedimentares e magmáticos) e da Tectônica (a “arquitetura” da Terra e das rochas). Essas ciências se sobrepõem em diversas fases da pesquisa, tendo em vista a recorrente correlação entre “forma” (morfologia e estruturas) e “registro” (tipo de sedimento ou de rocha vulcânica e sua dependência do ambiente, por exemplo).

Neste capítulo, abordaremos os aspectos relacionados ao “por quê” da aplicação de métodos de análise morfotectônica para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul e algumas técnicas utilizáveis. Discutimos aqui, de maneira concisa e “informativa”, algumas metodologias de análise morfotectônica e enfatizamos a necessidade de que seja aplicada essa metodologia quando estivermos trabalhando com escalas de tempo além do Holoceno, tendo por base alguns trabalhos produzidos no Brasil e no mundo.

3.1. Fundamentos teóricos e metodológicos

O desenvolvimento de estudos morfotectônicos deve ser baseado na correta identificação dos elementos formadores do relevo e depósitos correlativos, em associação às feições tectônicas nas diversas escalas (*e.g.* MERCIER, 1976; VITA FINZI, 1986; SAADI, 1991). A metodologia deve ser fundamentada, portanto, em mapeamento geológico-geomorfológico e envolve um conjunto de informações, tais como: a análise de dados estruturais e da cinemática das zonas ativas; estudo dos registros sedimentares e magmáticos atuais ou sub-atuais; feições geomorfológicas, sendo complementada por estudos geodésicos, geofísicos e correlações com aspectos globais, visando à caracterização da tectogênese recente através da integração dessas diferentes ferramentas (figura 3.3).

O PERÍODO NEOTECTÔNICO E SUAS FERRAMENTAS DE ESTUDO.

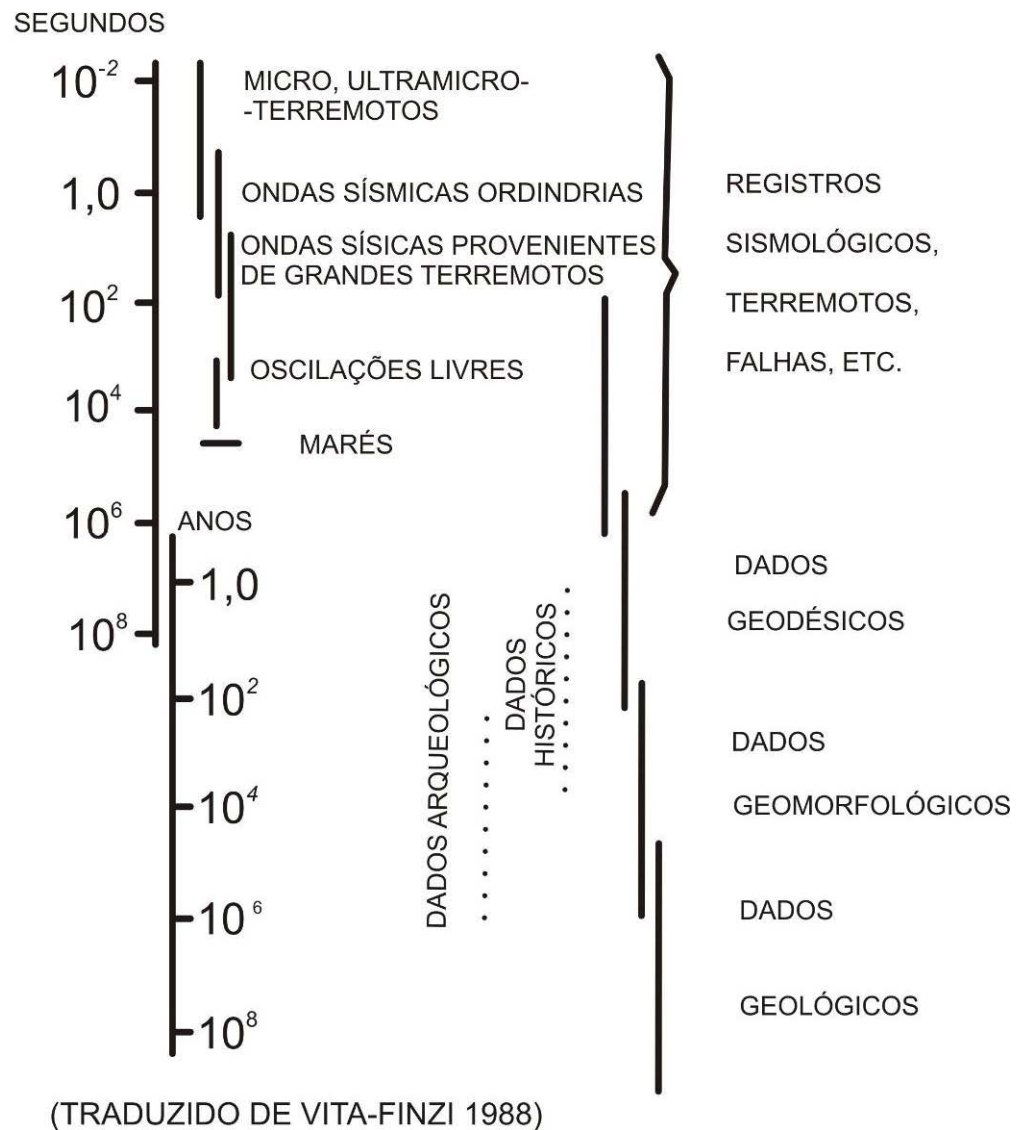


FIGURA 3.3 – O Período Neotectônico e suas ferramentas de estudo. Modificado de Vita-Finzi (1986).

A morfotectônica é o ramo da Geomorfologia Estrutural que trata das relações entre as formas de relevo e os movimentos neotectônicos; assim, o termo ‘morfotectônico(a)’ refere-se aos processos envolvidos na elaboração do relevo diretamente relacionados à atividade neotectônica. Por ‘Neotectônica’ (e, por extensão, ‘Período Neotectônico’), entende-se as manifestações geodinâmicas responsáveis pelas deformações litosféricas

contemporâneas, expressas sob diferentes regimes cinemáticos (distensivos – compressivos – transformantes – intraplaca), independentemente de ‘quando’ estes tenham se instalado, ou seja “a existência de um dispositivo geodinâmico no qual se mantém uma certa relação entre a cinemática e a atual distribuição das tensões e das deformações na litosfera” (ANGELIER, 1990; apud SAADI, 1997). Desta forma, o ‘Período Neotectônico’ pode ser considerado como iniciado quando ocorreu a mudança para movimentos litosféricos responsáveis pelo presente campo de tensões de uma determinada região (BECKER, 1993).

Os processos geomorfológicos contribuem para o entendimento da deformação neotectônica através da observação direta das feições morfotectônicas, como escarpas de falhas, represamento natural de drenagens, elementos efêmeros após a ocorrência de macrossismos, bem como através de construções morfométricas, quais sejam os parâmetros da rede de drenagem, gradientes de vales e encostas, superfícies somitais, além de níveis de *karsts*, modificações da linha de costa, superfícies de erosão, níveis de terraços, dentre outros (e.g. VITA FINZI, 1986; DEFFONTAINES, 1991).

A caracterização das feições geomorfológicas requer a interpretação e discriminação das feições produzidas por processos morfo-seletivos, quais sejam a ação dos agentes externos sobre as características litológicas e feições estruturais herdadas, daquelas geradas pelos processos morfotectodinâmicos, compreendendo as relações entre a morfologia e os movimentos tectônicos mais recentes. A sedimentação associada funciona como importante marcador temporal, climático, da intensidade da deformação (neo)tectônica e dos próprios processos de morfoesculturação. Para esses depósitos devem ser estudados seus aspectos de proveniência, sistemas deposicionais, vetores de transporte, variações de espessuras, níveis de terraceamento, idades relativa e absoluta e correlações entre os diversos registros encontrados (e.g. ZUCHIEWICZ, 1984; DEFFONTAINES, 1991; MACKLIN *et al.*, 1992).

Com relação aos registros magmáticos, a caracterização geoquímica e o contexto tectônico do magmatismo (sub)recente também são úteis para tecer considerações acerca das condições vigentes na litosfera (e.g. TRIFONOV, 1989; SCHEIDEGGER, 2002).

As investigações geodésicas e geofísicas (e.g. MERCIER, 1976; VANDENBERGHE, 1981; TRIFONOV, 1989) envolvem o estudo das deformações no geóide de referência, monitoramento e posicionamento global de pontos (através de GPS de precisão sub-milimétrica), sismologia (sismicidade natural e induzida), paleomagnetismo, regimes termais e gravimetria; a aplicação de métodos de prospecção geofísica (geo-elétricos, magnéticos, sísmicos, radar, gravimétricos) também pode contribuir significativamente para o entendimento da geometria da deformação neotectônica.

Como ferramentas complementares ainda podem ser utilizados os registros arqueológicos, sismicidade histórica, mapas e documentos antigos (e.g. VITA FINZI, 1986; STEWART, 2001).

Do exposto, conclui-se que os estudos morfotectônicos devem se fundamentar em uma estreita associação de métodos geomorfológicos, sedimentológicos, estruturais, geofísicos e correlações globais.

Para a região costeira, um grande número de feições morfológicas e/ou registros (sedimentares ou vulcânicos) são utilizáveis como marcadoras da atividade tectônica: terraços fluviais e/ou marinhos, cavidades de abrasão marinha (*notches*), indicadores biológicos de nível do mar (paleo-marismas e manguezais, líquens, vermitídeos), dentre outras. A diversidade de elementos morfológicos da região costeira é um reflexo direto da condição de *ambiente transicional* que representam.

A complexidade dos processos atuantes nos sistemas costeiros requer uma cuidadosa apreciação dos elementos resultantes (formas e depósitos) visando a distinção entre processos morfo-seletivos daqueles que efetivamente correspondam a fatores tectônicos.

No Brasil, os estudos sistemáticos com ênfase em Neotectônica foram desenvolvidos somente a partir de fins do século passado (*e.g.* SAADI 1991 e 1993; RICCOMINI e ASSUMPCÃO 1999; SUGUIO, 1999). Ainda hoje, mesmo em parte da comunidade geocientífica – felizmente minoritária – subsiste a idéia de um país onde prevalece um quadro de “absoluta quiescência tectônica”. Nesse contexto, a discussão sobre a atuação de eventos neotectônicos na Região Sul do Brasil adquire uma importância singular.

As premissas teóricas previamente discutidas, aliadas à abundância temporal e espacial dos registros cenozóicos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul tornam-se os fatores determinantes para a proposição da presente pesquisa.

3.2. Análise morfotectônica de segmentos costeiros

3.2.1. Princípios

Inman e Nordstrom (1971) iniciam seu clássico trabalho reconhecendo que praticamente todas as regiões costeiras evidenciam histórias geológicas complexas e, além disso, apresentam similaridade na natureza dos aspectos modernos de sua evolução. Segundo esses autores *“Elas representam associações complexas de desenvolvimento tectônico, modificadas pela ação combinada de diferentes agentes e processos – incluindo marinhos,*

continentais e orgânicos – , todos eles sujeitos aos efeitos das variações do nível do mar ao longo do Quaternário”.

Inman e Nordstrom (1971) propõem uma classificação de costas baseada nos conceitos de “Tectônica de Placas”¹, reconhecendo três categorias maiores (figura 3.4):

- (i) Costas “colisionais”², associadas às margens tipo Pacífico e aos arcos insulares;
- (ii) Costas em margem continental ‘passiva’, associadas às margens tipo Atlântico, subdivididas em ‘Amero’ (costa continental oposta é do tipo

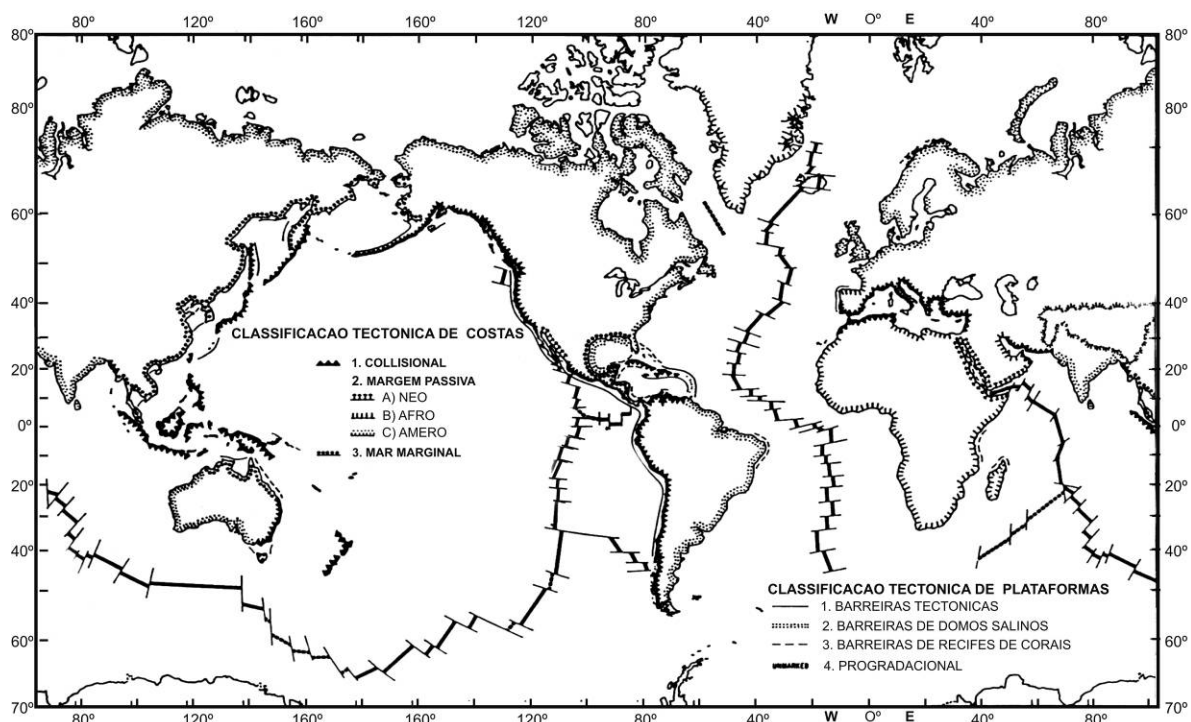


FIGURA 3.4 – Esboço da distribuição global dos tipos de costas tectônicas propostos por Inman e Nordstrom (1971).

¹ O conceito “Tectônica de Placas” diz respeito às interações entre os limites das placas. O termo correto é ‘Tectônica Global’.

² O estágio “colisional” representa a etapa final de fechamento de um mar / oceano. O correto seria chamá-la de ‘Costas de Ativação’.

“colisional”, como no Brasil), ‘Afro’ (costa continental oposta também está sujeita situada em margem ‘passiva’, tipo a África) e ‘neo’ (associadas ao estágio proto-ocêânico, tipo Mar Vermelho); e

- (iii) Costas marginais protegidas por arcos insulares, associadas às margens tipo Mar da China.

O enfoque tectônico, portanto, torna-se o ponto fundamental para a discussão dos processos relacionados à evolução costeira, tendo em vista que as atuais zonas costeiras são decorrentes de um processo tectônico global iniciado no Mesozóico e ainda atuante, sendo esta tectônica mais claramente reconhecida nas margens oceânicas ‘ativas’ (*tipo Pacífico*).

A interferência da tectônica moderna nas margens ditas ‘passivas’ (*tipo Atlântico*) foi, durante muito tempo, assunto considerado tabu, tendo em vista que uma parcela significativa da comunidade geológica considerava a ‘passividade’ como sinônimo de ‘inatividade’, desconsiderando o fato que, de acordo com os princípios da Tectônica Global, “não existe terra firme” e, portanto, qualquer segmento da litosfera está experimentando um campo de tensões cuja resultante tem uma probabilidade muito pequena de ser nula (*e.g.* VITA FINZI, 1986; MÖRNER, 1996). Desta forma, a impressão de feições deformativas torna-se a ‘regra’ (e não ‘exceção’); obviamente que a geração dessas estruturas dependerá, principalmente, da magnitude da deformação e das características reológicas do material submetido a essas condições de deformação (*e.g.* VITA FINZI, 1986; PARK, 1988; FONSECA, 1996).

Para a costa brasileira, aplica-se o modelo ‘*amero-trailing-edge continental margin*’. Nota-se que este modelo de ‘margem passiva’ associado à idéia de “estabilidade tectônica desde a reativação Wealdeniana” (ALMEIDA, 1967) foi o responsável pela

perpetuação de uma proposta de uma costa isenta de Neotectônica, admitindo-se apenas alguma contribuição (mesmo assim setorizada) da tectônica no Mioceno (*e.g.* VILLWOCK, 1994; FONTANA, 1996). Entretanto, a discussão sobre a intervenção da (neo)tectônica sobre este tipo de margem já encontra uma quantidade importante de dados para o Quaternário costeiro do Brasil (*e.g.* MARTIN *et al.*, 1986; FONSECA, 1996; BEZERRA, 1998; BEZERRA *et al.*, 1998 e 2001; BITTENCOURT *et al.*, 1999; SOUZA Fo., 2000) e também para a costa Argentina (*e.g.* AGUIRRE e WHATLEY, 1995; BONORINO *et al.*, 1999).

A dinâmica externa é geralmente colocada como o fator gerador preponderante das feições costeiras, tendo em vista que os vetores envolvidos (ondas, mares, correntes, ventos, pluviosidade e escoamento superficial) serem mais efetivos no curto período (figura 3.5).

Considerando o tipo de costa que temos no Brasil, estes parâmetros têm sido utilizados como os principais fatores que controlam a evolução costeira na escala de até poucos milhares de anos. Entretanto, existem evidências de estruturas deformacionais até mesmo em registros holocênicos costeiros (*e.g.* FONSECA, 1996 e 2001; BEZERRA, 1998; BEZERRA e VITA FINZI, 2000; SOUZA Fo., 2000), o que exige que a análise morfotectônica torne-se parte integrante (e necessária) das pesquisas sobre “Evolução Costeira” também aqui no Brasil.

O esquema da figura 3.6 ilustra a relação entre processos e produtos ligados à morfodinâmica costeira, tanto no longo (fig. 3.6.a) quanto no curto período (fig. 3.6.b).

Entender a **morfodinâmica costeira** – e, por extensão, a **evolução costeira** – requer o tratamento de informações de uma intrincada relação entre diferentes elementos da Geodinâmica Externa, cujos efeitos são facilmente perceptíveis no ‘curto período’, e da

Processos X Produtos

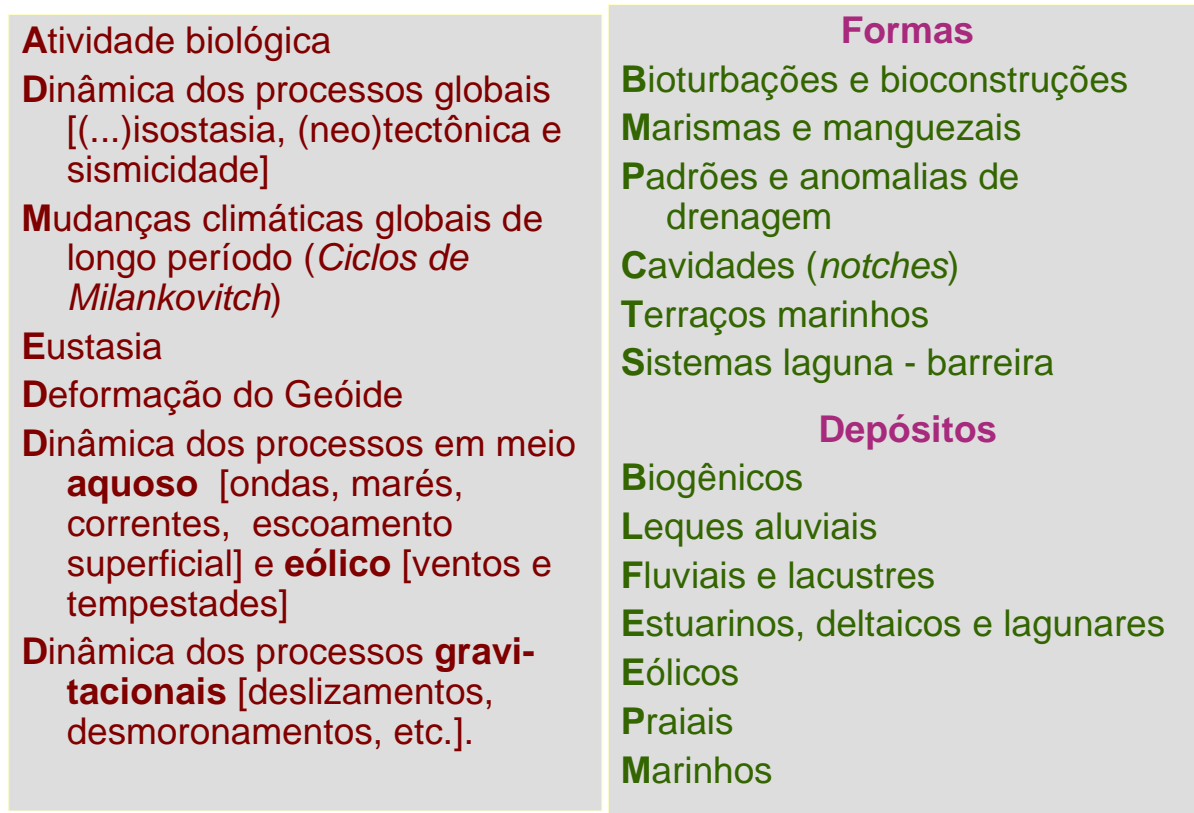


FIGURA 3.5 – Esquema simplificado dos processos e produtos envolvidos na evolução de regiões costeiras.

Geodinâmica Interna, cuja percepção de seus efeitos depende do ‘quanto ativa’ esteja a região (figura 3.7).

3.2.2. Elementos tectônicos

O estado de tensões atual da Litosfera é controlado pelos mecanismos ligados à Tectônica de Placas (*driving forces*), representados por esforços distensivos a partir dos

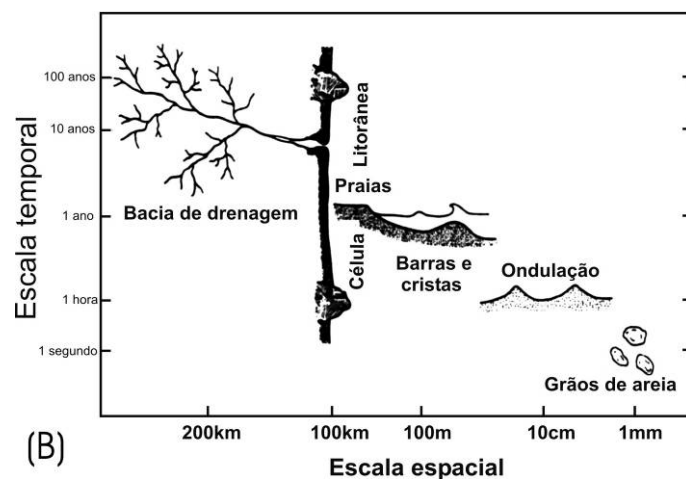
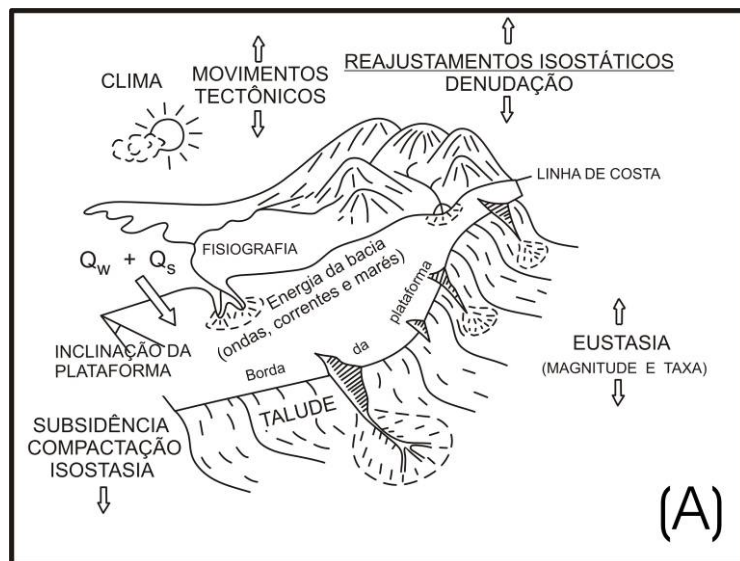


FIGURA 3.6 – Processos e produtos envolvidos na evolução costeira. Em (A) os processos envolvidos nas várias escalas (temporais e espaciais); fonte: Wescott (1993). Em (B) estão esboçados os elementos de curto período envolvidos na evolução costeira; fonte: Komar (1999).

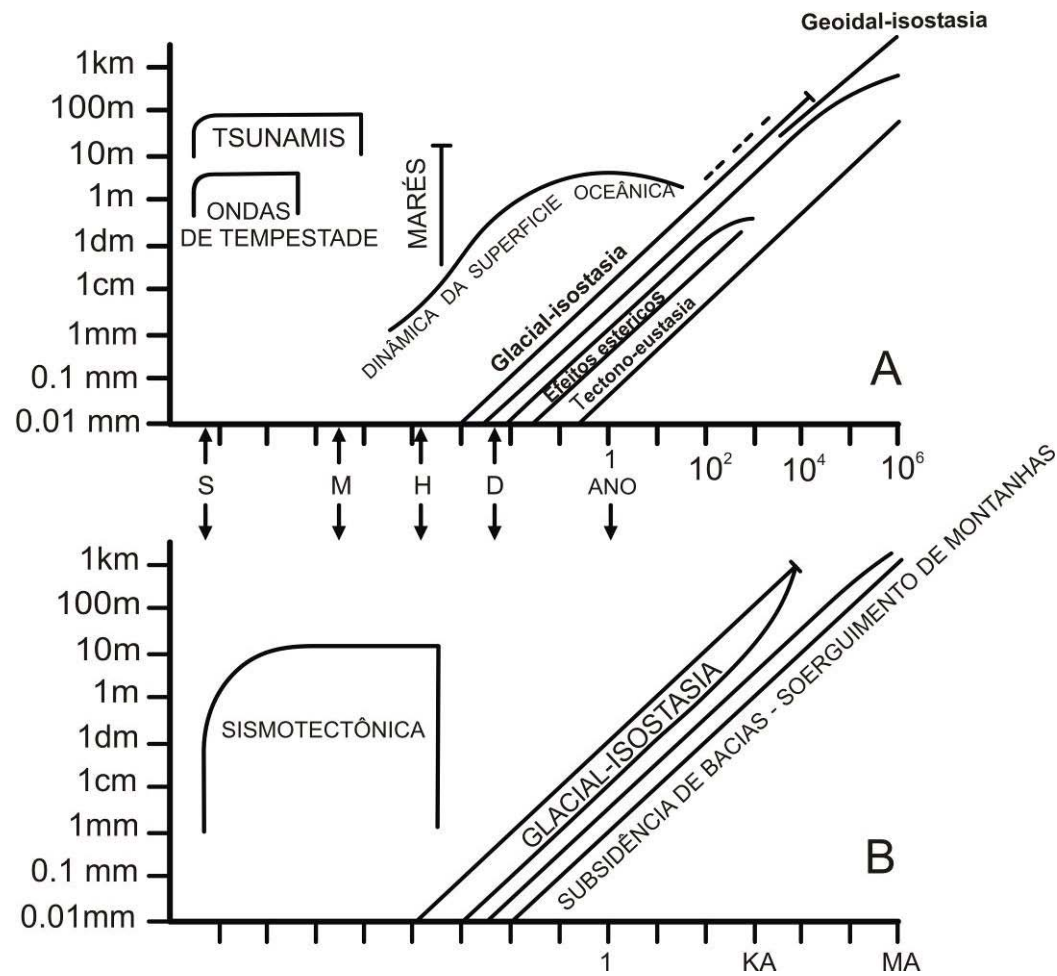


FIGURA 3.7 – Relações entre tempo e amplitudes das variáveis que controlam o nível dos oceanos (A) e o nível do substrato (B). Fonte: Mörner (1996).

centros de espalhamento oceânico (*ridge push*), compressivos (*trench pull*) nas zonas de ativação (margens tipo andino e arcos insulares) e conservativos (embora freqüentemente compressivos) nas zonas transformantes (*e.g.* PARK, 1988; ASSUMPCÃO, 1992; MEIJER e WORTEL, 1992). Nas zonas colisionais modernas (tipo alpino-himalaio) predominam os efeitos compressivos, embora importantes sítios distensivos também possam estar presentes, associados a sistemas transcorrentes/transferentes; campos distensivos também podem estar evidenciados atrás dos arcos magmáticos das zonas de ativação (*e.g.* PARK, 1988; FUCHS e MULLER, 2001). Outras interações inter- e intraplacas (*e.g.* arrasto na litosfera, diferenças reológicas entre crosta continental e crosta oceânica, ‘*underplating*’, etc.) geram esforços adicionais (MEIJER e WORTEL, 1992).

A região intraplaca é palco de um importante esquema de esforços, relacionados tanto aos mecanismos atuantes nos seus limites quanto à sua própria dinâmica (figura 3.8). A movimentação de blocos litosféricos anisotrópicos tende a reativar antigas zonas de fraqueza; embora o esforço associado à carga da litosfera decresça rapidamente a partir do limite da placa, este ainda pode ser suficiente para reativá-las (*e.g.* ONASCH e KAHLE, 1991). Variações isostáticas também desempenham um importante papel no contexto evolutivo das regiões continentais, destacando-se (*e.g.* KARNER e WATTS, 1982; PARK, 1988; STEWART, 2001):

- ◆ Encurvamento litosférico (*bending*) devido à carga de sedimentos (e vulcânicas) em área intracontinentais ou bacias marginais;
- ◆ Alçamento de bordas de bacias por efeito de instabilidades gravitacionais do seu depocentro (*rebound* litosférico);
- ◆ Alçamento de porções litosféricas por ocasião do degelo de regiões periglaciais (glácio-isostasia);

Torque versus *Vetores de deslocamento* das Placas

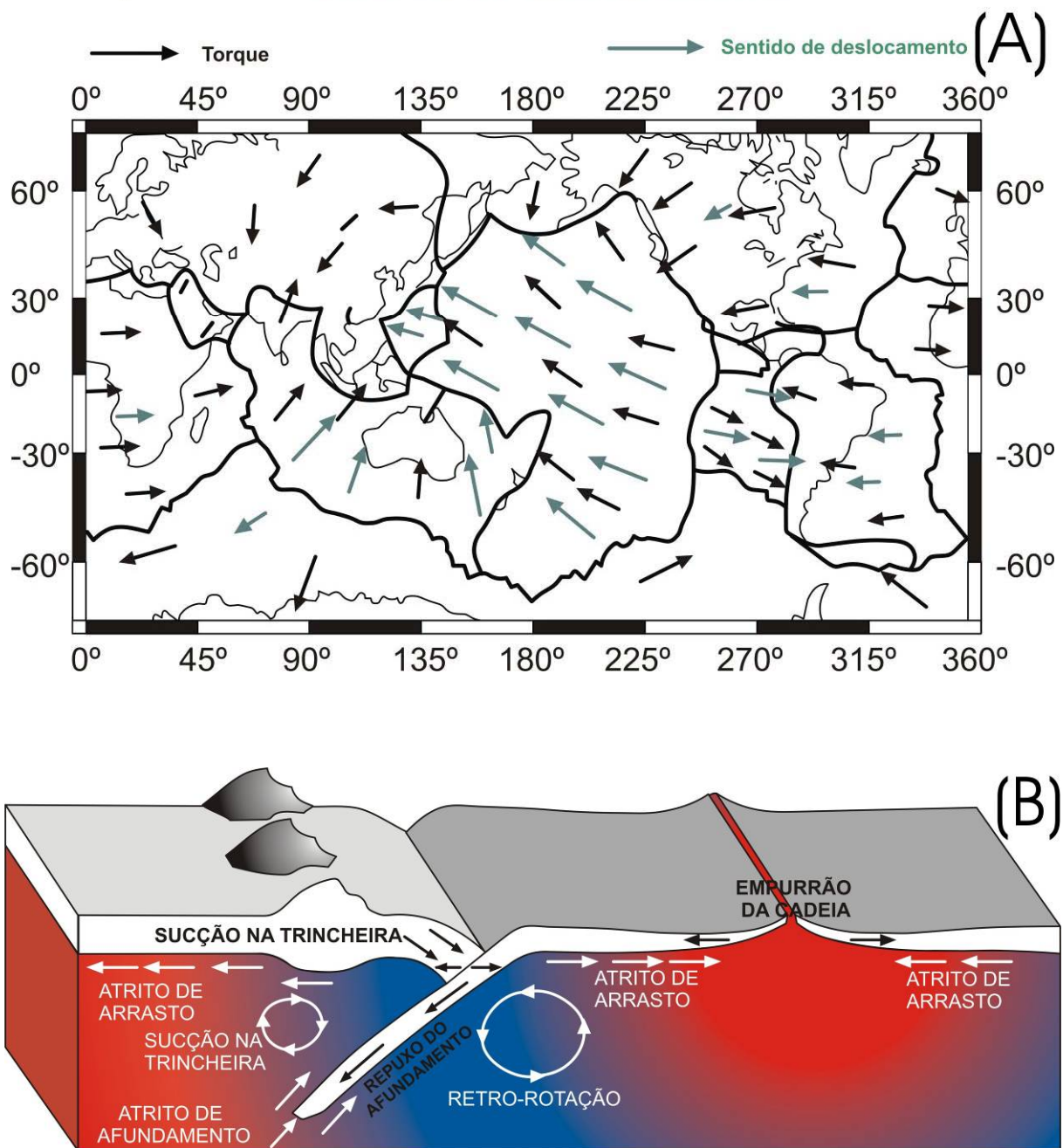


FIGURA 3.8 – Esboço da distribuição de esforços (**torque** e **sentido de movimentação**) na configuração atual das placas litosféricas (Fig. 3.8.A) e exemplificação dos mecanismos envolvidos na movimentação das placas litosféricas (Fig. 3.8.B). Fonte: Weil (2002).

- ◆ As margens tipo Atlântico também evidenciam instabilidade desde a fase de ruptura litosférica (efeito de face livre), favorecendo a delaminação (*detachment*) da margem continental. Em contrapartida, as diferenças reológicas entre a crosta continental e a crosta oceânica tendem a retardar esse processo.

É por essa complexidade de fontes de tensões litosféricas e pelas múltiplas maneiras que estes esforços podem estar se combinando é que se assume a idéia de uma terra efetivamente dinâmica e, portanto, a ocorrência de feições deformativas “é a regra”. A magnitude dos esforços atuantes e as características reológicas dos materiais envolvidos são os fatores condicionantes / limitantes para impressão dessas estruturas.

Um outro fator fundamental na pesquisa neotectônica diz respeito à maneira como esses esforços são dissipados. A ocorrência de sismicidade (instrumental ou histórica) materializa incontestavelmente a existência de um campo de tensões ativo para determinada porção litosférica (*e.g.* MERCIER, 1976; TRIFONOV, 1989; ASSUMPCÃO, 1992); além dos terremotos – sua expressão mais espetacular –, essa tectônica é fator condicionante de feições geomorfológicas.

Uma das características do neotectonismo diz respeito ao fato de que as estruturas geralmente são desenvolvidas aproveitando-se feições pretéritas (herança tectônica), visto a dissipação de esforços ser mais efetiva aproveitando planos pré-existentes (tectônica recorrente), preferencialmente ao desenvolvimento de um novo sistema de falhas (*e.g.* ONASCH e KAHLE, 1991; ZARGOCEV, 1992). Desta forma, torna-se comum a interpretação de elementos estruturais modernos como pertencentes a fases mais antigas por estes estarem impressos em marcadores “velhos”; deduz-se, portanto, pela necessidade de se

fazer uma análise acurada do quadro morfotectônico regional, visando a caracterização de elementos que traduzam diretamente o “estado de tensões” (estruturas deformativas impressas no registro quaternário, por exemplo) ou através de seus indicadores geomórficos (deflexões de cursos fluviais, por exemplo).

A abordagem dos aspectos tectônicos é de amplo espectro, envolvendo desde o arcabouço da Tectônica Global até elementos meso- a microscópicos (*e.g.* MERCIER, 1976; SAADI, 1991).

Como uma primeira fase da pesquisa, convém o reconhecimento dos terrenos que constituem o substrato e áreas adjacentes (o “embasamento”), sua macroestruturação e seus principais aspectos litoestratigráficos. Esta etapa da pesquisa, portanto, visa elucidar o arcabouço lito-estrutural sobre o qual o segmento costeiro foi instalado; sua execução é uma demanda básica da pesquisa neotectônica, visto que um dos aspectos previstos pela teoria morfotectônica é a preferência pela reativação de feições preexistentes (tectônica recorrente; *e.g.* ONASCH e KAHLE, 1991).

A segunda etapa é essencialmente de campo e deve focar a busca das feições estruturais em afloramentos e, quando necessário, sua complementação com atividades de laboratório (micropetrografia, petrofábrica, etc.); quando possível, também devem ser efetuadas medidas sistemáticas de dados microtectônicos (planos de falha – estria – movimento), visando a determinação de campos de tensões. O reconhecimento da deformação como ‘neotectônica’ depende de que ela esteja impressa em litotipos ‘jovens’ ou no manto de alteração das rochas mais antigas.

A etapa seguinte consiste na integração do conjunto de dados tectônicos disponíveis, em associação a eventuais dados sismológicos e aos dados obtidos a partir da análise geomorfológica, visando a caracterização geométrica e cinemática das feições

reconhecidas. As principais expressões da deformação neotectônica estão materializadas sob forma de falhas, juntas e bandas de deformação, bem como estruturas de liquefação, fluidização e instabilização. As estruturas rúpteis respondem ao condicionamento de 'nível estrutural superior' "disponível", enquanto que as demais estão associadas a eventos sísmicos e paleossísmicos.

O reconhecimento de falhas e juntas neotectônicas segue os mesmos critérios utilizados para as rochas mais antigas; o problema aqui, refere-se à natureza dos depósitos sujeitos à deformação (normalmente materiais incoesos), bem sua susceptibilidade à pedogenização o que, freqüentemente, pode mascarar as feições desenvolvidas. A figura 3.9 exemplifica algumas dessas feições e suas expressões morfológicas.

As estruturas de liquefação, fluidização e instabilização têm sido utilizadas como indicadores de (paleo)sismicidade tanto em orogênicas atuais quanto em zonas intraplaca (AUDEMARDI e SANTIS, 1991) e podem assumir feições geométricas diversas (figura 3.10). Estas estruturas também podem ser produzidas exclusivamente por processos gravitacionais; liquefação e fluidização por ascensão de água subterrânea em condições artesianas e instabilização por rastejamento (*creep*) ou em regime de escoamento concentrado (tempestades). Quando associadas a terremotos, evidenciam uma condição de sismicidade recorrente (para sismos de baixa magnitude; $M_b \geq 5.0$) ou também podem estar associadas a um único sismo de grande intensidade (*e.g.* o terremoto de Taiwan, em 1999).

A dúvida de que a deformação de um sedimento foi provocada ou não por um sismo deve ser desfeita preferencialmente no campo. Os principais critérios para o reconhecimento se a deformação de sedimentos inconsolidados foi provocada por sismos estão amplamente discutidos na literatura (*e.g.* ALLEN, 1986; LOWE, 1975; OBERMEIER,

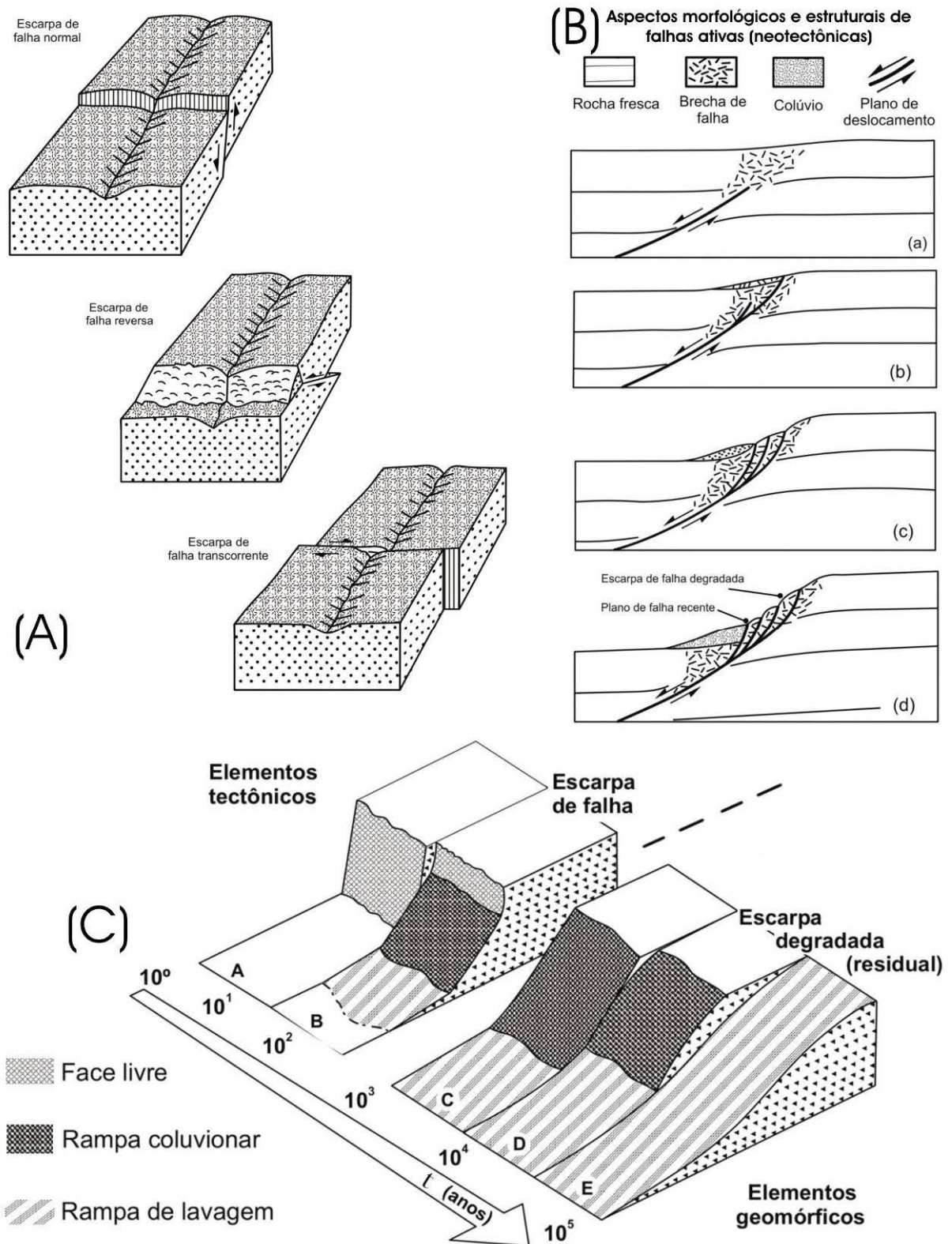


FIGURA 3.9 – Exemplos de evolução de falhas neotectônicas, evidenciando os elementos estruturais comumente associados a essas discontinuidades e suas expressões morfológicas (A, B e C). Em (B) e (C) está caracterizada a tendência natural à degradação (e / ou mascaramento) da escarpa de falha por ação dos agentes envolvidos, tais como: o tempo de atuação das dinâmicas fluvial e gravitacional, além da própria evolução da falha. Fonte: Stewart e Hancock (1990) e Stewart (2001).

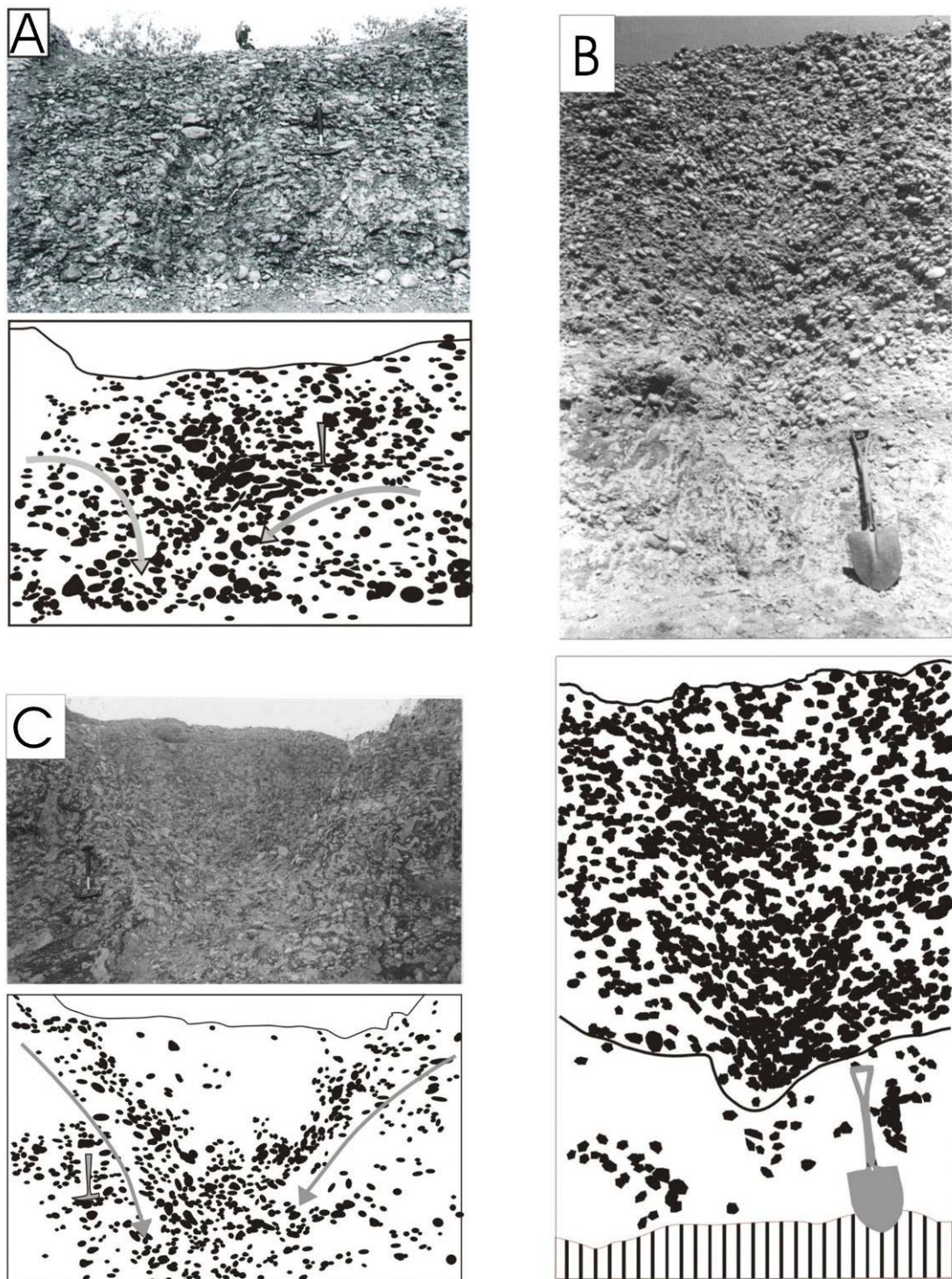


FIGURA 3.10 – Exemplos de estruturas paleossísmicas caracterizadas em areias e cascalhos fluviais do registro Quaternário do Rio Grande do Norte. Em (A), temos uma seção de uma estrutura em bolso (*pocket structure*); em (B), uma estrutura em pilar (*pillar structure*) está bem definida da parte superior até às proximidades do centro e evidencia sua terminação como uma estrutura em bolso; em (C) está caracterizada a parte superior de um pilar, onde ocorre a concentração da fração arenosa nesta posição, devido ao afundamento da fração mais grossa; a parte inferior do pilar não aflora. Fonte: Bezerra *et al.* (2005).

1996; BEZERRA *et al.*, 2005). Dentre estes destacamos que: sismitos apresentam perturbações (“instabilidade hidráulica súbita”) na estrutura interna dos sedimentos, tais como rotação de seixos, diques de areia que podem cortar tanto os níveis mais antigos (subjacentes) quanto os mais jovens (sobrejacentes) que a camada fonte; pela observação direta, após macrossismo (atual ou como registro histórico), bem como pela sua distribuição em uma grande área controlada por algum critério geométrico. Um outro importante aspecto a considerar diz respeito à freqüente associação entre as estruturas rúpteis (em rochas secas “mais competentes”) e as estruturas dos sismitos (geralmente sedimentos saturados em água, produzindo estruturas hidroplásticas).

3.2.3. Elementos geomórficos

Vários elementos geomorfológicos são indicadores da atividade neotectônica; entretanto, a aplicação dessas expressões como marcadores da atividade tectônica deve ser combinada a outras ferramentas de estudo. Discutiremos alguns aspectos relacionados à análise da rede de drenagem e a evolução de encostas, suas expressões e a validade como critério diagnóstico da deformação neotectônica.

O estudo da rede de drenagem envolve aspectos ligados à sua morfologia (análise visual) e morfometria (análise quantitativa elementar). Dentre as várias técnicas disponíveis para análise da rede de drenagem, despontam os estudos de *padrões e anomalias* (morfológicos) e *linearidade* dos canais fluviais, *perfis longitudinais, transversais e em varredura* (morfométricos).

Os *padrões de rede de drenagem* traduzem basicamente uma geometria desenvolvida por controle direto das feições litológicas ou estruturais (DEFFONTAINES, 1990 e 1991; STEWART, 2001) que, por sua vez, condicionam a topografia (superfícies somitais, inclinação de encostas, etc.); fatores externos (clima, paleoclima e ação biológica) atuam secundariamente (DEFFONTAINES, 1990 e 1991; OLLIER, 1995). Desta forma, cada *padrão* ou *anomalia* de drenagem tem sua importância morfodinâmica, sendo que essa correlação deve representar uma geometria controlada principalmente pela deformação neotectônica, cuja expressividade está relacionada à taxa e ao tipo de movimentação dos blocos falhados (DEFFONTAINES, 1990 e 1991; STEWART, 2001). Todavia, sua aplicação para caracterização de eventos neotectônicos deve, necessariamente, ser combinada a outras ferramentas de estudo, tais como análises morfométricas, variações no registro geológico (sedimentar e/ou vulcânico), caracterização *in situ* da deformação, entre outras (ZUCHIEWICZ, 1989, 1991).

As *anomalias* correspondem a todas as situações que fogem às regras básicas de instalação de sistemas fluviais, quais sejam, as condições ‘ótimas’ de escoamento superficial (DEFFONTAINES, 1991). As anomalias que podem ser creditadas a eventos neotectônicos induzem deflexão de cursos fluviais, expressões topográficas, controles dos processos de erosão e sedimentação (ou, de maneira mais ampla, denudação e pedimentação), incisão ou afogamento de vales, entre outras. A expressividade da anomalia dependerá principalmente da taxa de movimentação entre blocos e das condições climáticas regionais (*e.g.* ZUCHIEWICZ, 1984; DEFFONTAINES, 1991).

Dentre as técnicas morfométricas destacam-se a quantificação de elementos da rede de drenagem (linearidade dos canais fluviais, perfis longitudinais e transversais, principalmente) e da topografia (construção de perfis em varredura e análises hipsométricas).

A análise da linearidade corresponde à medição dos segmentos retilíneos dos canais fluviais e relações com a orientação [$L_c = (\text{comprimento}) / (\text{rumo})$] e frequência [$L_n = (\text{número de canais}) / (\text{rumo})$] projetados em diagramas de roseta. A comparação entre a linearidade e os parâmetros estruturais obtidos em campo pode ser útil para definir estágios de deformação neotectônica (ZUCHIEWICZ, 1989).

O levantamento de perfis longitudinais visa quantificar o gradiente dos canais fluviais modernos e podem eventualmente caracterizar incoerências entre o gradiente do talvegue e o tipo de canal (ou segmento deste), o tipo de sedimento transportado e/ou os gradientes das encostas, por exemplo, o que pode denunciar drenagens associadas ao rejuvenescimento do relevo por controle tectônico (*e.g.* ZUCHIEWICZ, 1984; OUCHI, 1985; DEFFONTAINES, 1991; MARPLE e TAWANI, 1993).

O levantamento de perfis transversais visa primordialmente reconhecer os níveis de terraceamento associados à evolução drenagem, em associação à caracterização faciológica dos depósitos associados (*e.g.* MACKLIN *et al.*, 1992; FONSECA, 1996; STEWART, 2001). Quando o terreno evidencia importantes variações topográficas, torna-se possível buscar evidências de segmentação de vales, correlação altitudinal de níveis de terraços e gradientes hidráulicos (*e.g.* SAADI, 1991; ZUCHIEWICZ, 1991; MAGALHÃES Jr. e SAADI, 1994).

A utilização de perfis em varredura complementa os estudos relacionados à quantificação de parâmetros da bacia de drenagem. Esta técnica consiste na construção de seções topográficas orientadas transversal (preferencialmente) e longitudinalmente às direções dos lineamentos principais reconhecidos para a área em estudo; a linha da seção “desloca-se” sobre a base topográfica e os pontos são projetados sobre uma única superfície (MAGALHÃES Jr. e SAADI, 1994; FONSECA, 1996). A distribuição dos pontos na seção

pode servir como critério para a estimativa de deslocamentos verticais – quando combinada a outras informações, tais como faciologia dos terraços ou evidências de estruturas de campo, por exemplo.

Os estudos hipsométricos podem ser complementados por construção de cartas de declividade ou modelos de elevação digital de terreno (*e.g.* SUMMERFIELD, 1991; DEFFONTAINES *et al.*, 1992; CENTAMORE *et al.*, 1996), cuja principal contribuição é o reconhecimento da compartimentação do relevo, em associação a outros elementos da pesquisa neotectônica.

A análise de evolução das encostas é um outro aspecto bastante relevante na pesquisa geomorfológica e, implicitamente, destacamos sua importância ao entendimento de costas rochosas. O desenvolvimento erosivo “normal” inclui, entre outros, o desenvolvimento de embaixamentos costeiros, praias em formato de bolso (*pocket beaches*) e cavidades por abrasão marinha (*notches*). Entretanto, se a paisagem está controlada por processos tectônicos recentes a sub-recentes, um importante acervo de feições estruturais pode ser caracterizado (STEWART, 2001).

Um dos aspectos mais significativos diz respeito à retilinidade de costas controladas pela neotectônica e o seu reflexo sobre vários elementos da paisagem (figura 3.11). Em costas dissociadas de macroestruturas neotectônicas a abrasão marinha, combinada com os demais agentes da dinâmica externa, tenderá ao desenvolvimento de um processo erosivo “normal”. Por outro lado, em costas controladas por macroestruturas, ocorre o rejuvenescimento do relevo e a feição linear é mantida, apesar da atuação contínua dos agentes da dinâmica externa.

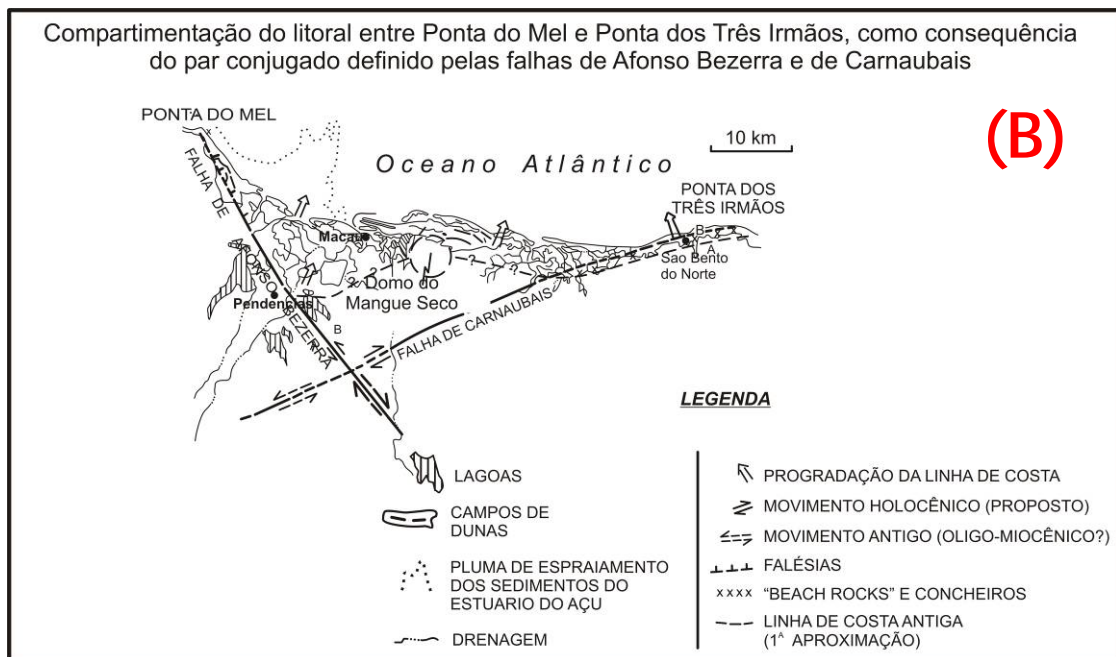
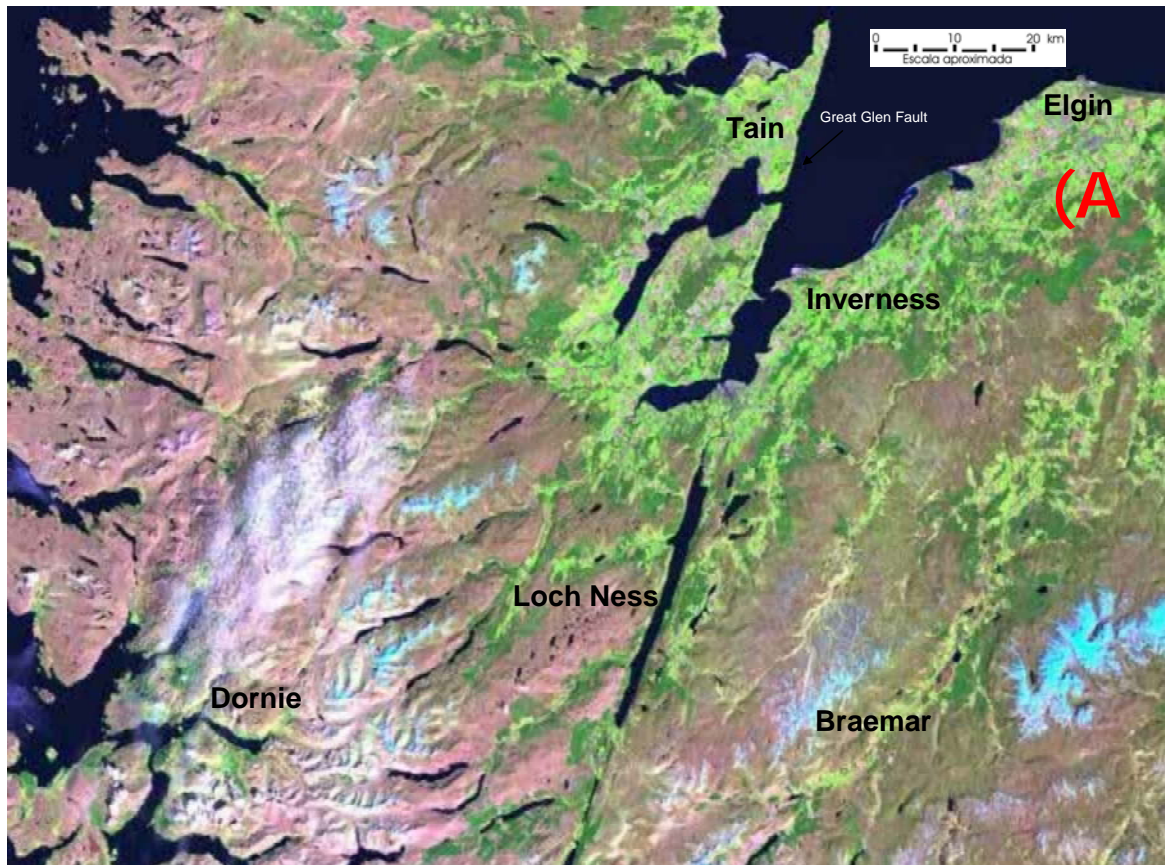


FIGURA 3.11 – Exemplos de paisagem costeira cujo controle linear está associado ao neotectonismo. Em (a) uma imagem de satélite da porção noroeste da Escócia evidencia a ocorrência de uma grande falha (*Great Glen Fault*) que controla o segmento costeiro e várias feições hidrológicas e topográficas continentais; baseado em Firth e Stewart (2000); em (B) um esboço da compartimentação morfotectônica do litoral setentrional do Rio Grande do Norte, definido pelas falhas de Carnaubais e de Afonso Bezerra, que controlam o Cenozóico costeiro (principalmente amplos segmentos da paleolinha de costa) e outras feições continentais (FONSECA, 1996).

Esse rejuvenescimento também estará marcado por feições de relevo nas diversas escalas (*e.g.* YELDING *et al.*, 1981; HARVEY, 2002; VISERAS *et al.*, 2003), tanto para movimentos horizontais quanto para movimentos verticais, destacando-se, entre outras, alterações na rede de drenagem e na topografia (deflexões de canais fluviais, lagos de depressão, seccionamento de cristas, represamento natural de drenagens, etc.) e também diretamente nas rochas (desenvolvimento de facetas trapezoidais, policiclicidade dos depósitos de encosta, estruturas rúpteis e hidroplásticas, dentre outras). Alguns exemplos acham-se representados na figura 3.12.

Desta forma, é importante destacar que a atuação da neotectônica pode alterar a disposição de elementos normalmente utilizados como indicadores relativos de nível de mar, pois as movimentações impostas (particularmente os movimentos verticais) podem inverter, anular ou amplificar a avaliação altitudinal desses marcadores.

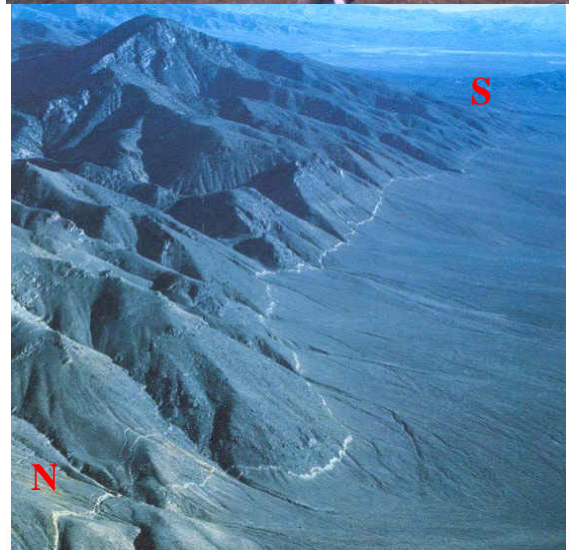
3.3. A análise morfotectônica aplicada: ferramentas

A análise morfotectônica que fundamenta a presente pesquisa abordará (i) a caracterização do condicionamento geodinâmico desta porção litosférica e (ii) a análise de elementos geomorfológicos e estruturais impressos na Planície Costeira e adjacências.

A caracterização geodinâmica da Província Costeira do Rio Grande do Sul envolverá uma síntese bibliográfica dos diversos aspectos relacionados à sua evolução, quais sejam, a situação no contexto da Litosfera Sul-americana, as fontes de tensões associadas, características geofísicas (principalmente sismológicas) e a herança tectônica associada ao embasamento e à instalação das bacias do Paraná e de Pelotas.



Relevo associado a falhas ativas



Na foto à esquerda e no desenho abaixo, temos a escarpa associada à Falha de Wasach (Utah, EUA), mostrando vales em “V”, facetas trapezoidais e triangulares (T), divisores transversais de água (*spurs*, S) e o *piedmont* (P).

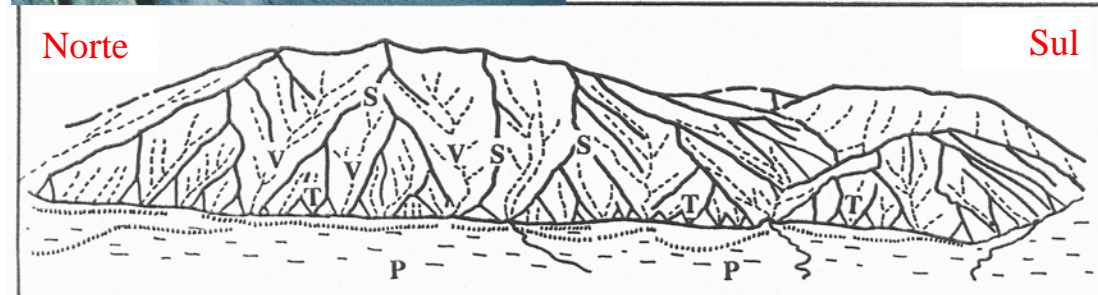


FIGURA 3.12 – Exemplos de feições geomórficas indicativas da atuação da Neotectônica. Fonte: Stewart e Hancock (1990) e Stewart (2001). Vide também as figuras 3.9 e 3.10 (páginas 67 e 68).

A análise dos elementos geomorfológicos impressos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul envolve sínteses bibliográfica (coletânea de trabalhos prévios onde a contribuição tectônica esteja comentada) e cartográfica (mapeamentos disponíveis, particularmente a contribuição de VILLWOCK *et al.* 1994). Neste trabalho, centramos nossa análise na rede de drenagem associada à Planície Costeira e adjacências, tendo a mesma se revelado como uma ferramenta adequada ao entendimento do quadro morfotectônico regional.

O estudo da rede de drenagem envolve aspectos ligados à sua morfologia (análise visual) e morfometria (análise quantitativa elementar). Dentre as várias técnicas disponíveis para análise da rede de drenagem, prevalecerão os estudos de *padrões e anomalias* (morfológicos) e *linearidade* dos canais fluviais, *perfis longitudinais, transversais e em varredura* (morfométricos). Um outro aspecto destacado neste trabalho é a busca de feições deformacionais impressas no registro quaternário. A premissa básica para o reconhecimento da deformação *in situ* é que estamos trabalhando com o ‘nível crustal superior’ e, portanto, devem ser esperadas estruturas ligadas à tectônica rúptil (e estruturas hidroplásticas associadas) e/ou diretamente associadas a eventos sísmicos e paleossísmicos (estruturas de liquefação e fluidização; *e.g.* LOWE, 1975; ALLEN, 1986; BEZERRA *et al.* 2005).

A abordagem de feições ligadas à tectônica rúptil é similar àquela empregada para terrenos mais antigos; sua caracterização, entretanto, pode ser prejudicada pela falta de ‘marcadores’ (*e.g.* tipo de sedimento afetado, ausência de rugosidade e/ou estrias no plano de falha, pedogenização dos horizontes afetados, etc.).

Para as estruturas associadas à (paleo)sismicidade, é bastante comum que estas sejam erroneamente interpretadas como relacionadas a processos exclusivamente ‘gravitacionais’, tendo em vista que estruturas (paleo)sísmicas também envolvem uma

componente gravitacional. Portanto, uma análise acurada da estrutura torna-se necessária, visando encontrar feições diagnósticas para caracterizá-las como produzidas por um ou outro processo (*e.g.* LOWE, 1975; OBERMEIER, 1996; BEZERRA *et al.* 2005).

Exemplos de aplicação dessa metodologia são abundantes na literatura geomorfológica. Dentre outros, podem ser citados para as áreas ‘ativas’ os trabalhos de Zuchiewicz (1984, 1998), Deffontaines *et al.* (1992), Sorgi *et al.* (1998) e para o contexto ‘intraplaca’ Jaworowski (1989), Deffontaines e Chorowicz (1991) Macklin *et al.* (1992). No Brasil, podem ser citados: Saadi (1991), Fonseca (1996), Bezerra (1998), Ribeiro (2001), Gontijo *et al.* (2001).

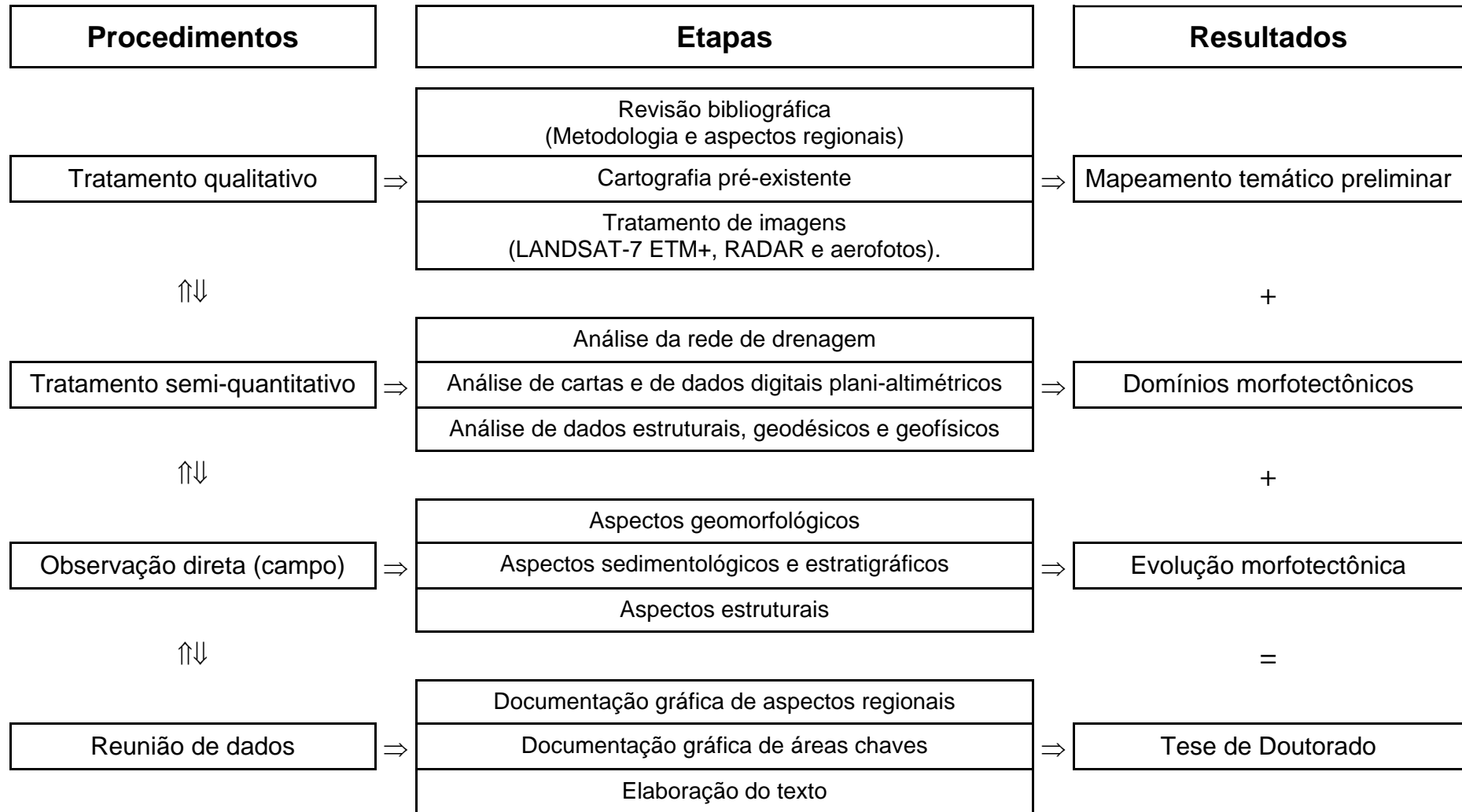
3.4. Etapas da pesquisa

As etapas de desenvolvimento deste trabalho seguiram, com modificações, a proposição de Panizza (1992), conforme sumariado a seguir (quadro 3.1):

1. Análise e compilação do acervo bibliográfico existente*, envolvendo (i) a base metodológica, visando a fundamentação teórica do tema e suas ferramentas de estudo, e (ii) a bibliografia regional, enfocando principalmente os aspectos geomorfológicos, sedimentológicos e estruturais particulares à região em apreço;

*Enfatizamos que a necessidade de realizarmos uma análise crítica sobre uma quantidade muito grande do material documental disponível constituiu a fase mais absorvente deste trabalho, o que condicionou sucessivos atrasos em diferentes cronogramas propostos para a presente Tese.

QUADRO 3.1 – Sumário das etapas da pesquisa relacionada ao Projeto de Doutorado.



2. Análise conjunta de mapas topográficos, geológicos e produtos de sensoriamento remoto, visando a cartografia geológica-geomorfológica preliminar. Também foram utilizadas imagens orbitais de satélite e dados geodésicos disponibilizados por agências norte-americanas (NASA e USGS).
3. Utilização de produtos de Sensoriamento Remoto (imagens digitais LANDSAT 7 ETM+, aerofotos convencionais e imagens analógicas de RADAR) visando o reconhecimento de feições nas diferentes unidades reconhecidas, a delimitação dos compartimentos morfoestruturais regionais e a identificação preliminar das principais descontinuidades morfotectônicas, em associação aos dados de topografia global adquiridos pela NASA (SRTM) e disponíveis no site <<http://seamless.usgs.gov/>>;
4. Investigações de campo com enfoque geológico-geomorfológico regional (caracterização dos compartimentos morfotectônicos) e subsequente detalhamento das áreas com cobertura cenozóica, comportando sua caracterização lito-estratigráfica e aloestratigráfica, bem como o levantamento de dados tectônicos impressos em tais depósitos;
5. Tratamento dos dados obtidos nas etapas precedentes, através de trabalhos de gabinete, visando a correlação entre o conjunto de dados geofísicos, geodésicos, geomorfológicos e geológicos disponibilizados;
6. Compilação cartográfica dos dados obtidos e elaboração do modelo digital do terreno e de outros elementos ilustrativos dos aspectos morfotectônicos regionais;
7. Integração dos dados obtidos nas etapas precedentes, confecção desta Tese de Doutorado e divulgação para a comunidade, constituindo a fase final da presente pesquisa.

3.4.1. Trabalhos de gabinete

Estes procedimentos correspondem às etapas descritas a seguir. Na prática, este trabalho foi desenvolvido paralelamente às demais etapas.

Como etapa básica – e que acompanhou todas as fases do trabalho – temos o levantamento e compilação da bibliografia, tanto em relação aos aspectos teóricos (bases teóricas e metodológicas da pesquisa morfotectônica), quanto dos trabalhos prévios desenvolvidos na área em estudo. O levantamento bibliográfico foi, tentativamente, o mais pormenorizado possível, embora, obviamente, esta pesquisa não tenha a pretensão de esgotar o assunto.

A segunda etapa do trabalho compreendeu a compilação de dados cartográficos visando a confecção de mapas temáticos, bem como o estudo da rede de drenagem, envolvendo aspectos ligados à sua morfologia e morfometria, através do estudo de *padrões e anomalias* (morfologia) e de *perfis longitudinais e transversais* (morfometria).

A terceira etapa dos trabalhos de gabinete compreendeu o tratamento dos dados obtidos em campo visando a compreensão do arcabouço morfodinâmico e a caracterização geométrica das estruturas reconhecidas.

Os dados geológicos, geomorfológicos e geofísicos assim obtidos (compilados, reinterpretados e gerados) foram analisados em conjunto, visando a proposição de um modelo preliminar de evolução morfotectônica.

O quadro morfotectônico regional sugerido foi elaborado a partir da análise do acervo cartográfico disponível, complementando-se com a interpretação de produtos de sensoriamento remoto, visando o entendimento do contexto morfodinâmico regional, com

base na caracterização dos principais domínios litológicos e de suas relações com feições estruturais mapeáveis regionalmente, em associação aos elementos geomórficos identificados.

Nesta etapa, foram interpretadas imagens digitais de satélite (LANDSAT-7 ETM+), base de dados topográficos SRTM e imagens analógicas do Projeto RADAMBRASIL, sendo complementadas pela interpretação de aerofotos convencionais. As imagens foram analisadas visando a caracterização dos elementos fundamentais para a pesquisa proposta, quais sejam: domínios litológicos, geometria dos sedimentos aluvionares, morfologia das vertentes, rede de drenagem, lineamentos estruturais e espelhos d'água. Os dados acumulados foram editados como *overlays* (etapa intermediária) e confrontados com aqueles disponíveis na literatura, sendo então integrados à análise das folhas disponíveis nas diversas escalas e temáticas.

O trabalho de cartografia regional visou a caracterização geomorfológica (elementos morfoesculturais e domínios morfotectônicos) e geológica (grandes domínios litológicos e estruturais em nível de reconhecimento), servindo de base ao entendimento do quadro neotectônico regional.

A análise da rede de drenagem e de outros elementos geomórficos produziu um conjunto de feições sugestivas da atuação de eventos neotectônicos. A partir daí, foram buscadas feições estruturais nos depósitos quaternários, visando a caracterização da deformação neotectônica atuante. Essa análise permitiu o reconhecimento das áreas da borda planáltica e das lagoas de Itapeva – Jacaré – Morro do Forno, do segmento Coxilha das Lombas – Rio Gravataí – Lago Guaíba e do Rio Camaquã como aquelas mais favoráveis a registrarem a deformação neotectônica, o que as tornam preferenciais à execução de trabalhos de detalhamento.

O trabalho de cartografia de detalhamento incluiu a análise geomorfológica no que concerne aos elementos da rede de drenagem e demais feições morfológicas, combinada com a caracterização de domínios estruturais, através da análise geométrica de fotolineamentos e de feições estruturais na meso-escala. Dentre as áreas listadas no tópico anterior, escolhemos a região de Porto Alegre – Coxilha das Lombas, levando-se em consideração as características geológicas, geomorfológicas e facilidades logísticas.

3.4.2. Trabalhos de campo

Esta fase da pesquisa foi desenvolvida em estreita associação às etapas precedentes e subseqüentes. Os trabalhos de campo objetivaram fundamentalmente:

- i. A observação *in loco* das principais feições geomorfológicas interpretadas, sua compartimentação e a validade dos domínios preestabelecidos.
- ii. A caracterização dos domínios litológicos reconhecidos pelo mapeamento preliminar. As descrições litoestratigráficas e aloestratigráficas compreendem uma breve caracterização dos aspectos petrográficos (mineralogia, texturas, estruturas e nomenclatura) e correlações com a bibliografia pertinente;
- iii. A caracterização de eventuais feições estruturais deformacionais impressas no registro quaternário (dobras, falhas, estruturas de fluidização, etc.), sua geometria e a coleta dos parâmetros estruturais pertinentes.

3.4.3. Integração de dados

A junção dos dados oriundos de todas as etapas precedentes permitiu a confecção desta Tese de Doutorado. Esta etapa do trabalho integrou, portanto, o conjunto de informações teórico-metodológicas (levantamento bibliográfico) com a caracterização de aspectos geofísicos, geológicos e geomorfológicos (procedimentos de gabinete e de campo), além de material documental complementar (mapas, tabelas, figuras).

Os resultados aqui reunidos deverão proporcionar um mínimo de três publicações em periódicos indexados, versando sobre: (1) a aplicabilidade da metodologia, ou seja, o “por quê” de se fazer a análise morfotectônica aplicada às regiões costeiras no Brasil; (2) as observações sobre a geodinâmica dos processos na Província Costeira do Rio Grande do Sul e (3) as implicações do quadro morfotectônico proposto.

4. PROVÍNCIA COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL – ENFOQUE TECTÔNICO: integração de dados e reinterpretações

O estudo da evolução de regiões costeiras – em nosso caso, aplicado à Província Costeira do Rio Grande do Sul – requer a compreensão dos mecanismos envolvidos na dinâmica das áreas continental e plataformal adjacentes, envolvendo a conciliação entre os processos e seus produtos.

Neste capítulo constam alguns dados disponíveis sobre a evolução das grandes unidades geotectônicas (seqüências precambrianas, Bacia do Paraná e Bacia de Pelotas), considerando seus aspectos litoestratigráficos, estruturais e geofísicos. Também apresentamos uma síntese comentada sobre trabalhos prévios que enfocaram aspectos evolutivos relacionados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul; discutimos os dados preexistentes e, especialmente, tratamos dos aspectos relacionados ao aporte de dados em prol da atuação da neotectônica. Algumas reinterpretações são apresentadas, baseadas em cruzamentos de diferentes fontes e compatibilizadas com as teorias morfogenéticas vigentes.

Apresentamos, neste capítulo, um importante conjunto de dados que revela alguns problemas relacionados à manutenção de uma “tectônica passiva” para a evolução costeira no Rio Grande do Sul. A análise aqui iniciada será complementada com os capítulos 6 e 7 e integrada na discussão final (capítulo 7).

4.1. A herança tectônica

Os terrenos reunidos sob a denominação Província Costeira do Rio Grande do Sul estão assentados sobre ambientes cuja evolução geodinâmica revela-se complexa (terrenos cristalinos precambrianos a eopaleozóicos e bacias fanerozóicas) e são reconhecidos como ‘termos finais da Bacia de Pelotas’ (*e.g.* VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995), sendo esta uma entidade geotectônica relacionada à abertura do Oceano Atlântico sul.

4.1.1. A herança tectônica precambriana

O Escudo Uruguaio – Sul-riograndense é uma das áreas mais estudadas do Precambriano brasileiro (CHEMALE Jr. 2000). Entretanto – e por isso mesmo! – o conjunto de processos envolvidos em sua evolução ainda carece de compatibilização (*e.g.* Fernandes *et al.* 1995a; CHEMALE Jr. 2000). Como, para o nosso propósito, mais importam os produtos (as discontinuidades crustais resultantes) que seus processos geradores (fases de abertura ou fechamento de oceano; policiclicidade, etc.), teceremos comentários apenas sobre as características gerais da arquitetura das zonas de cisalhamento e das falhas.

No precambriano é reconhecida uma importante trama de lineamentos (v. figura 2.1) cujo principal elemento geotectônico, para a área abrangida neste trabalho, corresponde à denominada Zona de Sutura de Porto Alegre (*e.g.* FERNANDES *et al.*, 1995a; MENEGAT *et al.* 1998), sendo definida com base em associações petrotectônicas e assinaturas gravimétrica e magnetométrica (FERNANDES *et al.*, 1995b). Segundo Fernandes *et al.* (1995a), a Zona de Sutura de Porto Alegre é definida por uma zona de direção geral NE,

com inflexão para E na altura de Porto Alegre; é marcada por uma faixa cataclástica segundo a qual posicionaram-se granitóides pós-tectônicos neoproterozóicos.

Processos geodinâmicos coexistentes e subseqüentes determinaram a geração, mais a oeste, das zonas de sutura de São Gabriel e de Caçapava (FERNANDES *et al.*, 1995a). Após essa segunda fase colisional, foram desenvolvidos importantes cinturões de cisalhamento, cujos principais elementos que interagem com a atual paisagem costeira são as zonas de cisalhamento Dorsal de Canguçu e a de Porto Alegre.

A Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu marca o limite oeste do Cinturão Dom Feliciano e controla a ocorrência de granitos sin-transcorrentes (FERNANDES *et al.*, 1995c; CHEMALE Jr. 2000). Trata-se de uma zona de cisalhamento de alto ângulo, cuja movimentação principal sinistrógira é caracterizada por espessas faixas miloníticas (FERNANDES *et al.*, 1995c; PHILIPP *et al.* 2000). Esta zona de cisalhamento é mapeada como um traço sinuoso de direção geral NE, desde o Uruguai até ser recoberta pelas rochas constituintes da Bacia do Paraná e cujo prolongamento volta a aflorar em território catarinense.

Zonas de cisalhamento de alto ângulo, que ocorrem na porção centro-leste do Batólito de Pelotas, também são mapeadas como traços sinuosos de orientação geral NE – SE (PHILIPP *et al.* 2000); evidenciam feições dúcteis e são responsáveis pela formas alongadas e pela impressão de foliações de fluxo magmático em granitóides sin-transcorrentes (PHILIPP *et al.* 2000). A Zona de Cisalhamento Transcorrente de Porto Alegre, reconhecida na região entre Porto Alegre – Viamão – Tapes (Fernandes *et al.* 1995a), representa a continuidade norte desse sistema.

O limite leste do Batólito de Pelotas aflora somente em território uruguaio, onde está em contato tectônico (Zona de Cisalhamento Alferes – Cordilheira) com as rochas

metassedimentares do Grupo Rocha (PHILIPP *et al.*, 2000). No Rio Grande do Sul, este limite não é reconhecido por estar recoberto pelas unidades constituintes da Bacia de Pelotas / Província Costeira.

A retomada dessas zonas de cisalhamento (como falhas) no Fanerozóico é admitida por diversos autores. Philipp *et al.* (2000) reconhecem que “*movimentações posteriores, do Permiano ao Triássico, marcadas pela sua natureza frágil, gerando-se faixas de cataclasitos, possivelmente vinculadas à evolução tectônica da Bacia do Paraná.*” Para Fernandes *et al.* (1995c), estas zonas balizam a evolução das bacias do Paraná (também citada por Milani, 2000) e de Pelotas (também citada por URIEN *et al.*, 1996), sendo que aqueles autores (FERNANDES *et al.*, 1995c) sugerem que a própria evolução quaternária parece influenciada pela retomada da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu – desta vez como falha – que controlaria a compartimentação do relevo e a distribuição de sedimentos fluviais, notadamente da planície aluvionar do Camaquã.

Estruturas orientadas na direção E–W, embora existentes – podem ser reconhecidas em imagens de satélite e de Radar –, são pouco discutidas (*e.g.* FRAGOSO-CÉSAR, 1991; FERNANDES *et al.*, 1995; CHEMALE Jr. 2000; PHILIPP *et al.*, 2000). O **Alinhamento do Camaquã** foi reconhecido pioneiramente por Offield *et al.* (1976), com base em imagens de satélite e corresponde a uma extensa zona de fratura desenvolvida paralelamente ao Rio Camaquã (E-W) e oblíqua à estruturação principal (NE-SW) do embasamento precambriano. Segundo Offield *et al.* (1976) e Alves (1981), este lineamento afeta uma faixa com largura média da ordem dos 18 km segundo a qual associam-se áreas com expressivas ocorrências de Urânio. Em território africano, de acordo com mapas pré-deriva (OFFIELD *et al.*, 1976; BROWN *et al.*, 2000), este lineamento pode ser corresponde à Zona de Cisalhamento Mwembeshi; trata-se de uma zona de cisalhamento neoproterozóica retomada na época da fragmentação do Gondwana e à qual associa-se uma província

sismogênica moderna (BROWN *et al.*, 2000). Neste trabalho, entretanto, propomos que esta descontinuidade tem melhor correspondência ao Lineamento Jacuí Porto Alegre, conforme será discutido no capítulo 6.

4.1.2. A herança tectônica relacionada à Bacia do Paraná

O arcabouço estrutural da Bacia do Paraná (v. figura. 2.2) destaca algumas feições morfoestruturais de grande importância ao entendimento da Província Costeira do Rio Grande do Sul, dentre os quais destacamos: os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande (ou São Gabriel), o Sinclinal de Torres e os lineamentos do Rio Piquiri, do Rio Uruguai e Bento Gonçalves.

Segue-se um sumário dos principais aspectos estruturais dos elementos principais, sendo que a ordem de apresentação corresponde à natureza e distribuição espacial das macroestruturas, de norte para sul.

4.1.2.1. As estruturas antiformais

O **Arco de Ponta Grossa** corresponde a uma megaforma anticlinal de orientação geral NW – SE (figuras 2.2 e 4.2) segundo o qual foi intrudido um expressivo volume de material ígneo (enxame de diques de diabásio), cujas idades situam-se em torno dos 130 Ma A.P. (ERNESTO *et al.*, 1999). O Arco de Ponta Grossa e o enxame de diques estão associados a um sistema de cisalhamento rúptil, onde se destaca a Zona de Falha Curitiba – Maringá; no conjunto, esses elementos controlam vários estágios evolutivos da

Bacia do Paraná, desde a sedimentação devoniana (Formação Ponta Grossa) até o vulcanismo juro-cretáceo (Formação Serra Geral), sendo o enxame de diques uma expressão mais jovem que a fase principal do vulcanismo. Sob o ponto de vista geodinâmico, o enxame de diques representa o ramo abortado da separação América do Sul – África (*e.g.* RENNE *et al.*, 1996; COURTILOT *et al.* 1999).

O **Arco do Rio Grande** (ou **de São Gabriel**) corresponde a uma estrutura antiformal responsável pela ampla exposição dos terrenos precambrianos no Rio Grande do Sul (figuras 2.2 e 4.2) e também condicionou a colocação da Suíte Alcalina de Piratini, com idade ca. 80 Ma A.P. (MORBIDELLI *et al.* 1995).

A fase principal da modelagem dos arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande está relacionada ao domeamento provocado pela anomalia térmica que ocasionou o magmatismo da Formação Serra Geral (QUINTAS *et al.*, 1999). A atual configuração da Bacia do Paraná é marcada por reentrâncias erosivas associadas a esses arcos.

4.1.2.2. O Sinclinal de Torres

Este elemento corresponde à ligação entre os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande (figuras 2.2 e 4.2), com orientação NW – SE e caimento suave para NW. Em superfície são bastante comuns falhas que movimentam verticalmente as unidades da Bacia do Paraná (VITORELLO e PADILHA, 2000). Uma extensão do **Sinclinal de Torres**, para WNW, é representada pelo **Lineamento Torres – Posadas**, que corresponde a um dos eixos de colocação de material mantélico na Bacia do Paraná (VITORELLO e PADILHA, 2000).

O **Sinclinal de Torres** sinaliza a continuidade das seqüências da Bacia do Paraná em território africano, correspondendo à Bacia de Etendeka (*e.g.* MARZOLI *et al.*, 1999; UMANN *et al.*, 2001). A esta estrutura também está associada a maior aproximação da Bacia do Paraná ao litoral, chegando a constituir, na cidade de Torres (RS), os costões suportados por arenitos e basaltos.

4.1.2.3. Os lineamentos

Os lineamentos **do Rio Piquiri e do Rio Uruguai** ocorrem transversalmente da borda ao centro (até as proximidades do Arco de Assunção) da Bacia do Paraná (figura 2.2). Esses lineamentos marcam a subdivisão dos vulcanitos da Formação Serra Geral (PICCIRILLO *et al.*, 1990), segundo os domínios norte (acima do Lineamento Rio Piquiri), sul (abaixo do Lineamento Rio Uruguai) e central (entre esses lineamentos). O setor norte é dominado por basaltos toleíticos com alto teor de TiO_2 , enquanto no setor sul ocorrem predominantemente basaltos toleíticos a andesito-basaltos com baixo teor ($< 2\%$) de TiO_2 ; na região central, ambas as suítes ocorrem (*e.g.* PICCIRILLO *et al.*, 1990; ERNESTO *et al.*, 1999; TAMRAT e ERNESTO, 1999).

Ao **Lineamento do Rio Piquiri** associa-se o orógrafo das bacias do Paranapanema e do Iguaçu, enquanto ao **Lineamento do Rio Uruguai** associa-se o orógrafo das bacias do Iguaçu e do Uruguai. A este último lineamento também está associada à delimitação sul do Arco de Ponta Grossa (ALVES, 1981).

O **Lineamento de Bento Gonçalves**, estudado pioneiramente por Bacoccoli e Aranha (1984; *apud* ZALÁN *et al.* 1988), corresponde a uma feição estrutural marcada em imagens de satélite e está expressa, em mapeamento aeromagnético, como uma anomalia de

direção E-W. ZALÁN *et al.* (1988) consideram que os lineamentos E-W desenvolveram-se a partir do Triássico, sendo que o paralelismo (mas não a coincidência) com as zonas de fraturas oceânicas sugerem que estejam relacionadas à abertura do Oceano Atlântico (figuras 2.2 e 4.2).

A análise dos mapas de isópacas (figura 4.1) contidos no trabalho de Zalán *et al.* (1988) permite-nos concluir que a direção E-W é “sentida” pela distribuição dos sedimentos permianos (formações Itararé, Rio Bonito e Rio do Rastro) e “completamente ignorada” pela distribuição dos sedimentos mesozóicos (formações Rosário do Sul e Botucatu) e vulcânicas (Formação Serra Geral). Isto é sugestivo de que a orientação E-W tenha associação à deformação associada à “segunda Bacia do Paraná”, que corresponde a um ambiente geodinâmico de estiramento crustal e rifteamento, associado a processos glácio-isostáticos (primeira etapa, Pensilvaniano) que evoluiu para um ambiente intracontinental com um amplo mar epicontinental (segunda etapa, Permiano).

Para Milani (2000, p. 289) o início da acumulação sedimentar eo-permiana no domínio da Bacia do Paraná coincide com uma importante fase de rearranjo estrutural desta bacia. A sedimentação desenvolveu-se amplamente na porção meridional, até então exposta a erosão, e caracteriza uma inversão no padrão paleogeográfico então vigente, posto que esta era uma região predominantemente sujeita a processos erosivos e ao norte predominavam os processos de acumulação (Formação Aquidauana); assim, os estratos arenosos da Formação Rio Bonito assumem um padrão geral de acunhamento progressivo para norte. Esta nova configuração da bacia, a partir do Eopermiano, com o substrato caindo para sul, parece corresponder a um importante ciclo de rearranjos geodinâmicos ligados à orogenia Sanrafaélica (275 – 250 Ma BP), responsáveis pela modificação na geometria do substrato,

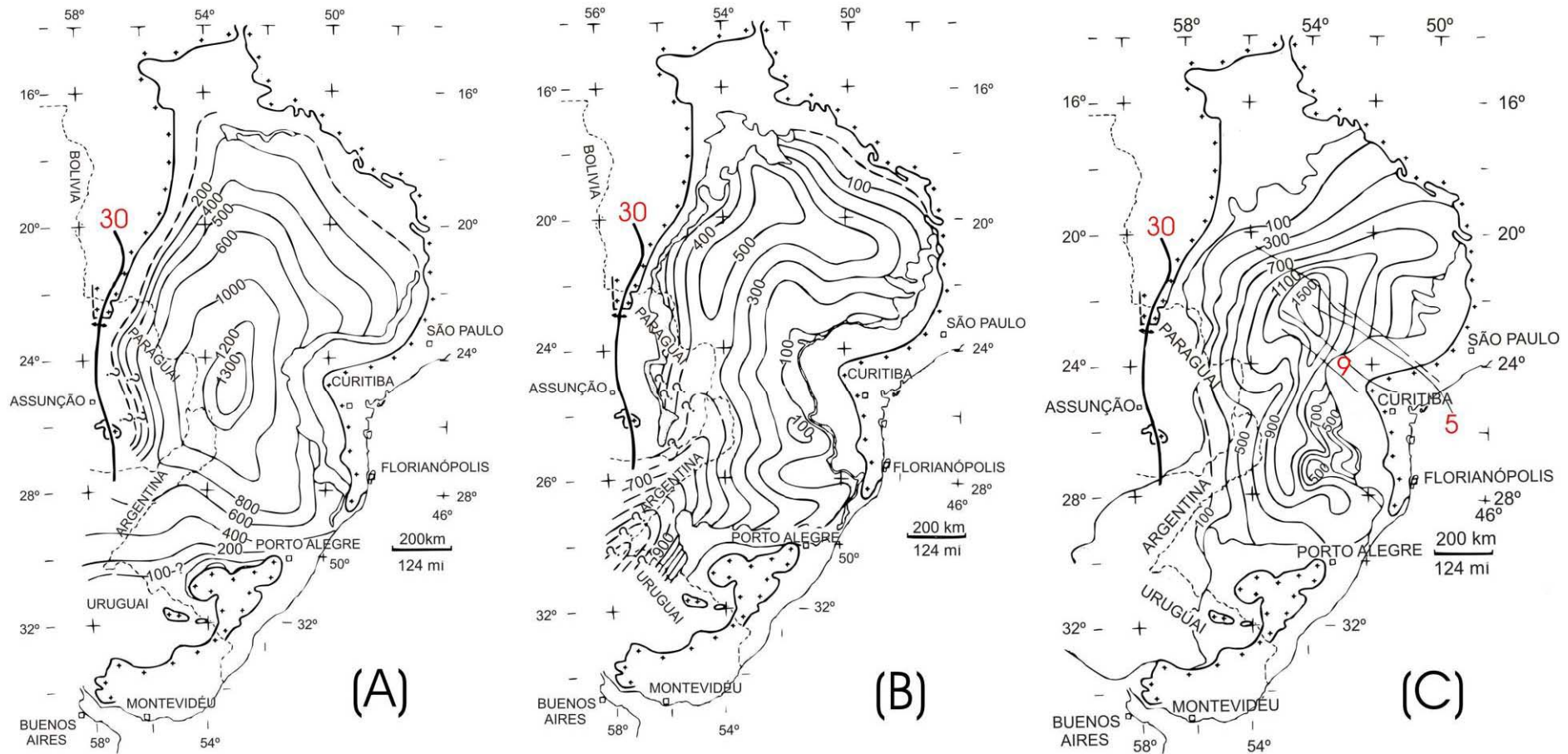


FIGURA 4.1 – Mapas de isópacas para o Permiano [(A), formações Teresina / Rio do Rastro e Membro Serra Alta] e para o Mesozóico [(B), Grupo Rosário do Sul e formações Pirambóia e Botucatu] e [(C), Formação Serra Geral] da Bacia do Paraná. As macroestruturas que interferem na distribuição original destes registros da Bacia do Paraná estão assinaladas: zonas de falhas de Guapiara (5) e de Curitiba – Maringá (9), além do Arco de Assunção (30). Fonte: ZALÁN *et al.* 1988.

pela acomodação da própria sedimentação permiana, pela posterior instalação de um ciclo de subsidência acelerada e que culminou (no Triássico) com definitiva continentalização da Bacia do Paraná, ficando esta aprisionada no então árido interior do Gondwana (MILANI, 2000).

Desta forma, a orientação E-W poderia estar geneticamente associada ao momento tectonossedimentar Permiano e retomada quando se instalou o campo de tensões responsável pela ruptura do Gondwana e / ou a deriva subsequente. A repetitividade desta orientação pode ser reconhecida em vários elementos da Plataforma Continental e do Assoalho Oceânico e também atua como balizador de compartimentos sedimentares (“sub-bacias”) da Bacia de Pelotas (CARVALHO e FRANCISCONI, 1981). O paralelismo e a proximidade desta feição estrutural ao Alinhamento do Rio Camaquã (proposto por Offield *et al.*, 1976) sugerem um importante papel dessa linearidade na evolução desta porção crustal. Em mapas pré-deriva (OFFIELD *et al.*, 1976; BROWN *et al.*, 2000), estes lineamentos correspondem aproximadamente à continuidade da Zona de Cisalhamento Mwembeshi em território africano (v. item 4.1.3). Neste trabalho, propomos o termo **Lineamento Jacuí – Porto Alegre** para esta morfoestrutura (capítulos 6 e 7) , com base em sua associação ao Rio Jacuí e às expressões geomórficas que este imprime nos registros, em continuidade mais ajustada às feições reconhecidas na Plataforma Continental (Lineamento de Porto Alegre).

Os arcos de Ponta Grossa e do Rio Grande, conjugados ao Sinclinal de Torres e ao Lineamento Bento Gonçalves, são os responsáveis pela atual configuração erosiva da Bacia do Paraná nessa região. Para o registro quaternário, Fonseca *et al.* (2001) observaram que a transição do litoral norte “estreito” (até Tramandaí) para o litoral centro-sul “largo” corresponde a uma feição linear marcada pela reversão do Rio Gravataí, regressão da escarpa meridional da Serra Gaúcha (coincidente com o Lineamento Bento Gonçalves) e alinhamento

do médio-baixo Rio Jacuí. Os referidos autores denominaram este grande elemento morfotectônico de “Lineamento Jacuí - Tramandaí”, sendo este aqui renomeado para **Lineamento Jacuí - Porto Alegre**.

4.1.3. A herança tectônica relacionada à Bacia de Pelotas

Para a Bacia de Pelotas, o cenário tectônico reconhecido é igualmente complexo. Os eventos tectônicos responsáveis pela instalação (fase rifte) e desenvolvimento (fase drifte) desta Bacia evidenciam forte controle sobre a sedimentação e a magmatogênese e imprimiram um importante acervo de feições estruturais. Entretanto, o conhecimento sobre a compartimentação estrutural desta Bacia é enormemente dificultado pela pouca disponibilidade de dados oriundos das pesquisas conduzidas pela Petrobrás, tendo em vista sua importância estratégica nas pesquisas petrolíferas.

A maior parte dos dados estruturais encontrados na literatura é oriunda do Projeto REMAC (Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira, Convênio Petrobrás – DNPM – CPRM – DHN – CNPq), executado e publicado na década de 70 / início da década de 80 do século próximo passado. Outra importante contribuição corresponde ao trabalho de Fontana (1996), que estudou esta Bacia com base em linhas sísmicas obtidas durante a execução dos projetos REMAC, LEPLAC (Plano de Levantamento da Plataforma Continental – Prospecto LEPLAC IV) e outros dados gerados pela Petrobrás (FONTANA, 1996).

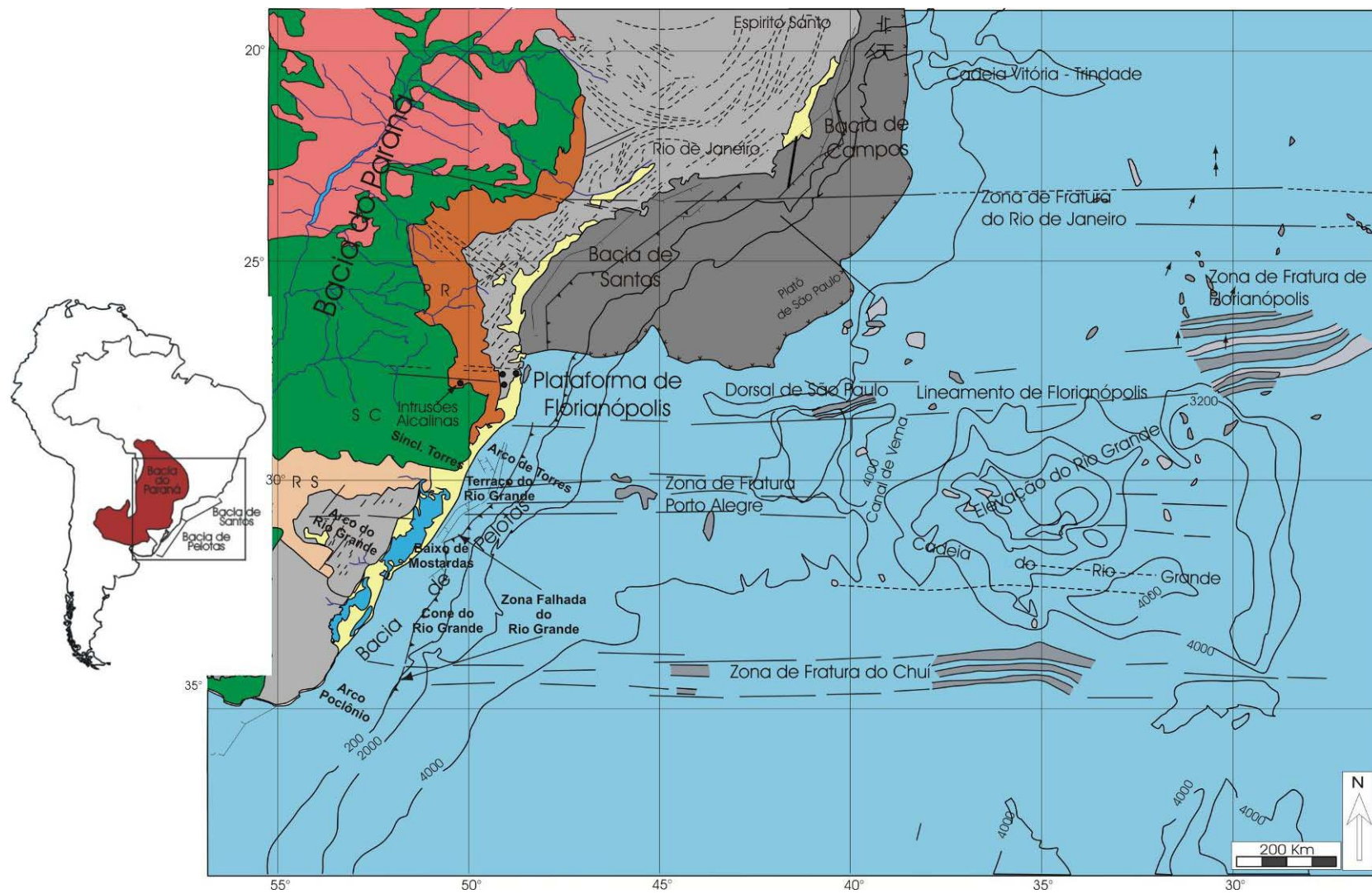


FIGURA 4.2 – Os principais elementos envolvidos na evolução geodinâmica da Bacia de Pelotas. Modificado de Fontana (1996).

A estruturação da Bacia de Pelotas (figura 4.2) está relacionada ao evento conhecido como Reativação Sul-atlantiana (SCHOBENHAUS e CAMPOS, 1984), responsável pela ruptura do Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico. Esta tectônica fragmentou as seqüências precambrianas e paleozóicas – mesozóicas, propiciando a implantação, numa primeira fase, de um rifte intracontinental sobre a área hoje ocupada pela região costeira norte do Uruguai (limitada pelo Lineamento do Chuí / Arco Polônio) e prolongando-se, em território brasileiro, pelo estados do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina (até o Lineamento de Florianópolis / Alto de Florianópolis), através de falhas antitéticas (FONTANA, 1996).

Concomitante a este evento, foram extrudidas rochas basálticas de afinidade alcalina e/ou toleíticas, sucedida por uma nova fase de falhamentos antitéticos que produziu grabens e meio-grabens que acolheram uma sedimentação essencialmente clástica (siltitos e conglomerados – sendo estes portadores de seixos dos basaltos da fase inicial). O comportamento antitético que predomina em toda a extensão da Bacia de Pelotas deve ter sido gerado sobre um padrão geométrico já definido pelo embasamento continental sotoposto (FONTANA, 1996). Falhas sintéticas, com planos de mergulho no sentido oceânico, associadas a esta fase são encontradas na porção distal (talude e sopé continentais) da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis, tal como ocorre na porção equivalente do continente africano (FONTANA, 1996).

Ao final da fase rifte todo o pacote litoestratigráfico encontrava-se em posição elevada em relação ao nível do mar, sofrendo intensa erosão. Uma superfície de aplainamento, marcada sobre uma cunha progradante de sedimentos provavelmente representa as fases finais deste processo (FONTANA, 1996).

Na fase pós-rifte inicia-se o processo de subsidência térmica, amplificada pela carga-peso dos basaltos extrudidos e resfriados sobre a crosta continental afinada. Como consequência, uma zona de charneira implantou-se sobre o local onde ocorre a justaposição da cunha basáltica sobre a crosta (a Charneira Albo-Aptiana), como resposta às diferenças reológicas e, principalmente, devido à sobrecarga imposta ao embasamento metamórfico continental (FONTANA, 1996).

A **Elevação do Rio Grande** é uma macrofeição da bacia oceânica que ocorre entre os lineamentos de Florianópolis e do Chuí, estando caracterizada por expressiva magmatogênese neocretácea. Esta morfoestrutura tem sua origem atribuída à atividade vulcânica subaérea a marinha rasa e a partir de então (Neocretáceo) subsidente (ALVES, 1981). A **Passagem Abissal do Rio Grande** secciona esta elevação, entre os paralelos 27° S e 34° S, segundo uma direção meridiana (39,5° W) e a partir da qual, em direção às bacias setentrionais, os registros da fase de mar restrito (as seqüências evaporíticas da fase rifte) são abundantes. Esta passagem corresponde ao Canal de Vema, que representa uma feição erosiva de 15 e 20 km de largura e 200 a 300 m de profundidade (LE PICHON *et al.*, 1971; *apud* ALVES, 1981).

Os falhamentos desenvolvidos na fase rifte e tardiamente reativados no sentido do continente teriam ocasionado o deslocamento da linha de charneira para oeste. O nodo flexural, para o qual acunham as camadas eocretáceas e paleocênicas, tem provável condicionamento sintectônico associado a falhas de crescimento, cujos planos adentram significativamente na crosta continental (figura 4.3); tal atividade parece atenuada para sul, em associação ao Baixo de Mostardas (FONTANA, 1996).

Linha sísmica 163

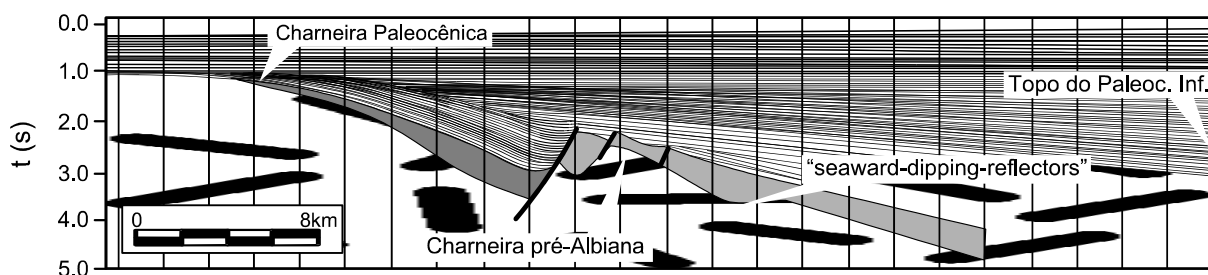


FIGURA 4.3 – Comportamento das charneiras (pré-albiana e paleocênica) em seção sísmica (linha 163) NW – SE ao largo do litoral sul catarinense. Fonte: Fontana (1996).

A sedimentação relacionada à Bacia de Pelotas é mais expressiva no Cenozóico. O **Baixo de Mostardas** (ou do Rio Grande) configura uma megaforma sinclinal (*e.g.* FONTANA, 1996, fig. 4.30) onde ocorre o maior espessamento das seqüências, em associação ao **Cone do Rio Grande**. Admite-se que a origem do Cone do Rio Grande esteja relacionada à sedimentação miocênica das antigas bacias de drenagem do Rio Grande do Sul e do Rio da Prata (*e.g.* CORRÊA, 1990; AYUP-ZOUAIN, 1991; FONTANA, 1993).

A partir do Mioceno, predominam os processos flexurais de subsidência da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis, amplificando a subsidência termal e permitindo o desenvolvimento de um espesso pacote sedimentar na zona que hoje é ocupada por uma vasta planície costeira (FONTANA, 1996).

O panorama estrutural da Bacia de Pelotas pode ser complementado pela análise da distribuição dos sedimentos revelada pelo mapa de isópacas (CARVALHO e FRANCISCONI, 1981). Esses autores reconhecem que a Bacia de Pelotas está compartimentada segundo três segmentos semi-isolados. O depocentro norte, em frente ao Cabo de Santa Marta (SC) atinge espessura de 6 km de sedimentos; o depocentro central, na

latitude de Porto Alegre (RS), exibe pouco mais de 7 km de sedimentos; o terceiro depocentro, com espessura superior a 8 km, ocorre mais ao sul, ao largo de Mostardas – Rio Grande (RS), denominado pelos autores de Baixo da Lagoa Mirim. Os autores reconhecem ainda que os depocentros são segmentados segundo a orientação leste – oeste (v. figura 2.3), acompanhando os lineamentos estruturais reconhecidos tanto na área continental (Alinhamento do Camaquã) quanto na área oceânica (zonas de fratura de Porto Alegre e Chuí). Embora esses dados de isópacas tenham sido revistos pelos trabalhos do Projeto LEPLAC (GOMES *et al.*, 1993; fig. 2), a interpretação dos elementos lineares permanece válida (CARVALHO e FRANCISCONI, 1981; fig. 2C).

O reflexo do conjunto de estruturas reconhecido para a Bacia de Pelotas sobre as unidades que constituem a Província Costeira do Rio Grande do Sul está caracterizado sob diversas formas. Dentre as principais implicações, citamos: sobre a sedimentação quaternária (*e.g.* ASMUS e PAIM, 1986), sobre o arranjo da drenagem (*e.g.* CECARELLI, 1996), sobre a morfologia das lagoas e lagunas (*e.g.* MOURA FUJIMOTO, 1997) e sobre feições da Plataforma Continental (*e.g.* CORRÊA, 1990), principalmente. Esses assuntos serão retomados oportunamente.

4.2. Arcabouço estrutural da margem continental ao largo da Província Costeira do Rio Grande do Sul

A discussão sobre a evolução da margem continental adjacente é parte indispensável ao entendimento do desenvolvimento dos sistemas laguna – barreira desta Província. O conhecimento acerca deste domínio morfoestrutural foi sintetizado a partir dos trabalhos do Projeto REMAC - Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira,

Convênio Petrobrás – DNPM – CPRM – DHN – CNPq - (ALVES, 1981), do texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil – área oceânica (SCHOBENHAUS *et al.* 1984) e do texto explicativo do Atlas sobre a Morfologia e Sedimentologia do Atlântico Sul (MARTINS e CORRÊA, 1996; URIEN *et al.*, 1996). As informações sobre as morfoestruturas na Plataforma Continental foram complementadas com base nos trabalhos de Corrêa (1990, 1994).

Morfologicamente, a margem continental sul-brasileira é constituída de amplas províncias com declividades muito baixas e relevo relativamente homogêneo, em parte moldado por uma volumosa sedimentação progradante (ALVES, 1981); no conjunto, as curvas batimétricas evidenciam um padrão paralelo e reproduzem, grosso modo, a configuração da linha de costa atual.

Com respeito às feições estruturais reconhecidas, nota-se que estas são diversificadas e refletem o conjunto de processos atuantes desde a ruptura do Gondwana até o estágio atual, englobando uma intrincada conjugação de elementos geodinâmicos (tectônicos, magmáticos, sedimentares, climáticos).

Os elementos da fase rifte foram previamente discutidos; as estruturas geradas naquela fase estão geralmente encobertas pela sedimentação mais recentes, tendo algumas sido retomadas ao longo do Cenozóico. Na fase drifte – desde o seu início até o estágio atual de evolução oceânica – foi gerado um importante acervo de feições morfoestruturais.

Dentre os elementos que se destacam na morfologia geral desta margem, temos (figuras 4.2, 4.4 e 4.5) os altos de Florianópolis (ou Plataforma de Florianópolis) e de Porto Alegre – associados aos lineamentos de Florianópolis e de Porto Alegre, o Baixo de

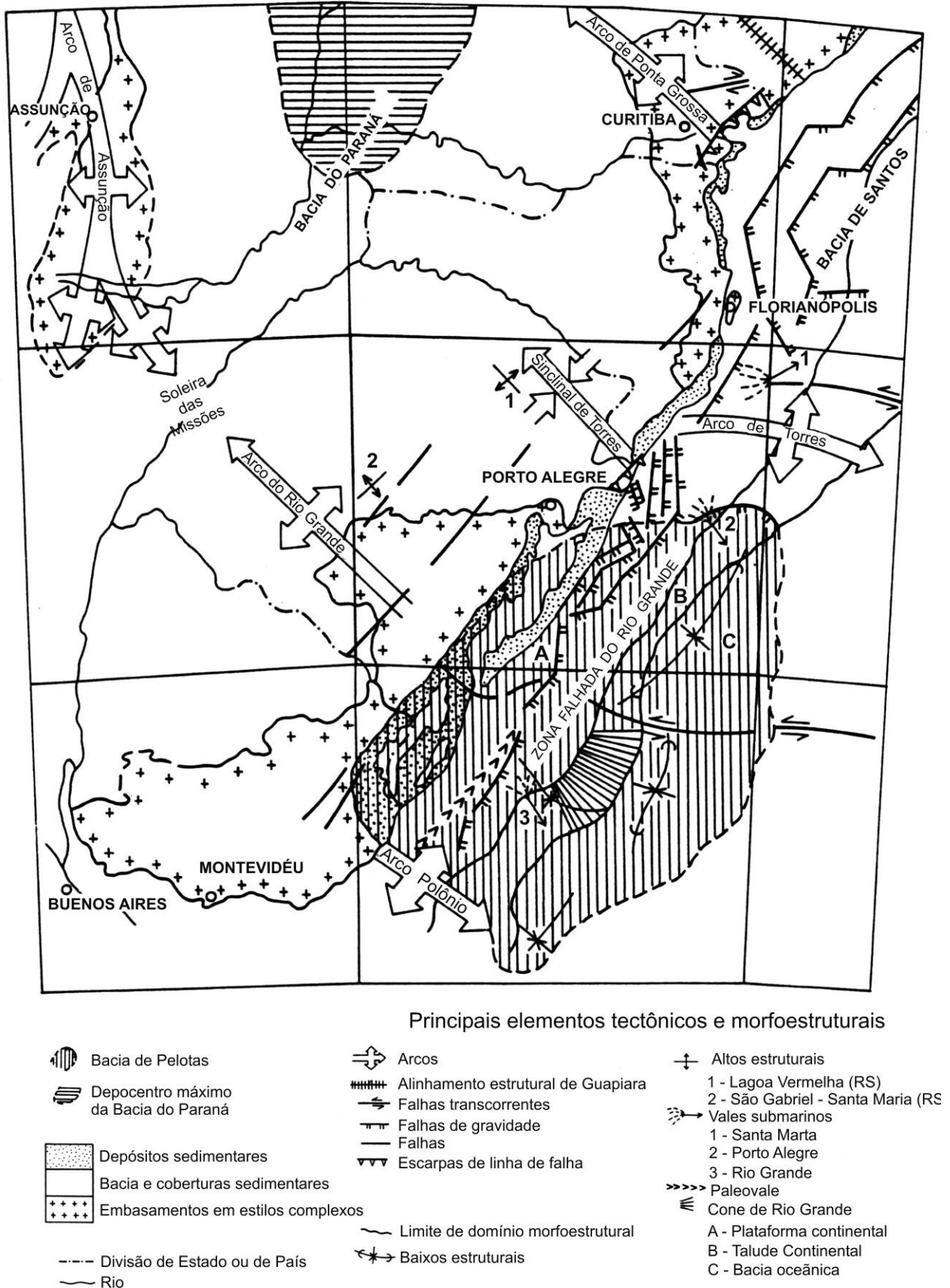


FIGURA 4.4 – Mapa dos elementos tectônicos e morfoestruturais da porção sul-brasileira e da margem continental adjacente. Fonte: Justus *et al.*, (1986).

Mostardas (ou da Lagoa Mirim, ou do Rio Grande), os arcos de Torres e Polônio, o Lineamento do Chuí, a Zona Falhada do Rio Grande (ou de Pelotas), o Terraço do Rio Grande, além do Cone do Rio Grande. Na plataforma rasa também são reconhecidas quebras de relevo, associadas a antigos níveis de estabilização, e parcéis, principalmente, (CORRÊA, 1990).

O **Alto de Florianópolis** (ou Plataforma de Florianópolis) corresponde ao limite entre as bacias de Santos (a norte) e de Pelotas, assim como ao limite norte da Elevação do Rio Grande (ALVES, 1981). Esta feição estrutural está delimitada pela **Zona de Fratura de Florianópolis**, correspondendo a uma faixa E-W entre as latitudes 27° S e 28° S; o contato crustal (continente *versus* oceano) também mostra-se controlado por esta orientação, sofrendo forte inflexão para leste na altura do paralelo 28° S (FONTANA, 1996, fig. 2.17). A correspondência destes lineamentos na área continental está representada pelo **Alinhamento do Rio Uruguai** (v. tópico 4.1.2.3).

O **Alto de Porto Alegre** está relacionado à **Zona de Fratura de Porto Alegre** e corresponde a um alto estrutural que ocorre entre as latitudes 30° S e 31° S. Segundo Alves (1981), estas estruturas são responsáveis pela inflexão das curvas batimétricas e de feições estruturais (falhamentos e uma zona de flexura), desde a orientação NE-SW para E-W a norte do paralelo 31° S, constituindo o **Terraço do Rio Grande**. Também é nítido o controle desse alinhamento sobre as anomalias magnéticas – estas ao longo do paralelo 30° S – e que representam a inflexão dextrógira do contato crustal continente – oceano (FONTANA, 1996, figs. 2.17 e 2.38). A correspondência destes lineamentos na área continental está representada pelo **Lineamento de Bento Gonçalves** e pelo **Alinhamento do Rio Camaquã** (tópico 4.1.2.3). Para Fontana (1996), a ocorrência de um alto na Plataforma Continental, alongado na direção NW-SE, entre as latitudes 29° S e 31° S, provavelmente associado ao vulcanismo na

Zona de Fratura de Porto Alegre, poderia corresponder ao limite fisiográfico natural entre as bacias de Santos e a de Pelotas.

A **Zona Falhada do Rio Grande** corresponde ao conjunto de falhas antitéticas que ocorrem na plataforma e correspondem às linhas de charneira que controlaram a subsidência da Bacia de Pelotas; estão orientadas segundo a direção NE-SW, sendo este rumo paralelo ao das estruturas presentes no embasamento precambriano (FONTANA, 1996), sobre as quais provavelmente se instalaram. Fontana (1990) observa ainda que ocorre a migração das linhas de charneira para oeste e, portanto, as charneiras mais jovens são encontradas mais próximas ao continente. Esse sistema de falhas mostra-se perturbado – na altura do paralelo 31° S – pelo Lineamento de Porto Alegre (*e.g.* ALVES, 1981).

A **Zona de Fratura do Chuí** (ou **Lineamento do Chuí**) foi proposta por Alves (1981), estando relacionada a um alto estrutural entre as latitudes 34° S e 35° S. Este lineamento é caracterizado pela deflexão de isóbatas (especialmente entre 4.000 a 4.800 m) de NNE – SSW para E – W e pelo controle sobre o depocentro da ‘sub-bacia’ de Pelotas mais ao sul, representando o limite estrutural desta Bacia, em associação ao **Arco de Polônio**. Alves (1981), interpreta o Lineamento do Chuí como uma zona de fratura oceânica que parece prolongar-se em direção ao continente africano, coincidindo com o segmento NE-SW da Dorsal de Walvis.

A megaforma sinclinal associada ao **Baixo de Mostardas** mantém-se como uma superfície rebaixada sobre a qual foram esculpidos vales e *canyons* quaternários (*e.g.* FONTANA, 1996, fig. 4.30); o limite sul é definido por um complexo de vales de orientação NW – SE (*Vales do Rio Grande*) associados à Zona de Fratura do Chuí.

Os arcos de Torres e de Polônio correspondem a estruturas antiformais que ocorrem na plataforma e se dispõem transversalmente à Bacia de Pelotas. O **Arco de Torres**

ocorre na altura do paralelo 29° S e comporta-se como um subdivisor da Bacia de Pelotas (*e.g.* URIEN *et al.*, 1996; ALVES, 1981). O **Arco de Polônio** ocorre na altura do paralelo 34° S e representa o limite sul da Bacia de Pelotas, separando-a da Bacia de Punta del Este (URIEN *et al.*, 1996).

O **Terraço do Rio Grande** corresponde a um patamar que ocorre além da quebra da plataforma, entre os paralelos 29° S e 31° S, cujas cotas batimétricas situam-se entre 200 e 400 metros; os **Vales Submarinos de Porto Alegre** correspondem a *canyons* e paleocanais que ocorrem nos limites deste terraço (ZEMBRUSCKI, 1979).

Para a plataforma rasa, Corrêa (1990, 1994) utilizou técnicas de cartografia morfoestrutural para interpretar as feições presentes na plataforma continental do estado do Rio Grande do Sul. A partir da caracterização de parâmetros geomórficos (variação de pendentes, anomalias regionais, rede de drenagem, anomalias de drenagem, morfometria e magnitude) sobre uma carta batimétrica de detalhe, seguiu-se uma etapa interpretativa das principais feições morfoestruturais da plataforma (figura 4.5), onde foram reconhecidos; zonas de descontinuidades, estruturas sinformes e antiformes, grabens, horsts e falhas delimitantes. As estruturas reconhecidas são agrupadas segundo três domínios principais (Norte, Central e Sul) separadas por importantes descontinuidades, relacionadas às zonas de fratura de Porto Alegre (limite entre as zonas Norte e Central) e da Lagoa Mirim (limite entre as zonas Central e Sul). Para o autor (CORRÊA, 1994) essas estruturas desempenham um papel fundamental tanto na compartimentação da sedimentação terciária (*e.g.* o Cone do Rio Grande) quanto dos depósitos quaternários (*e.g.* distribuição das fácies siliciclásticas modernas).

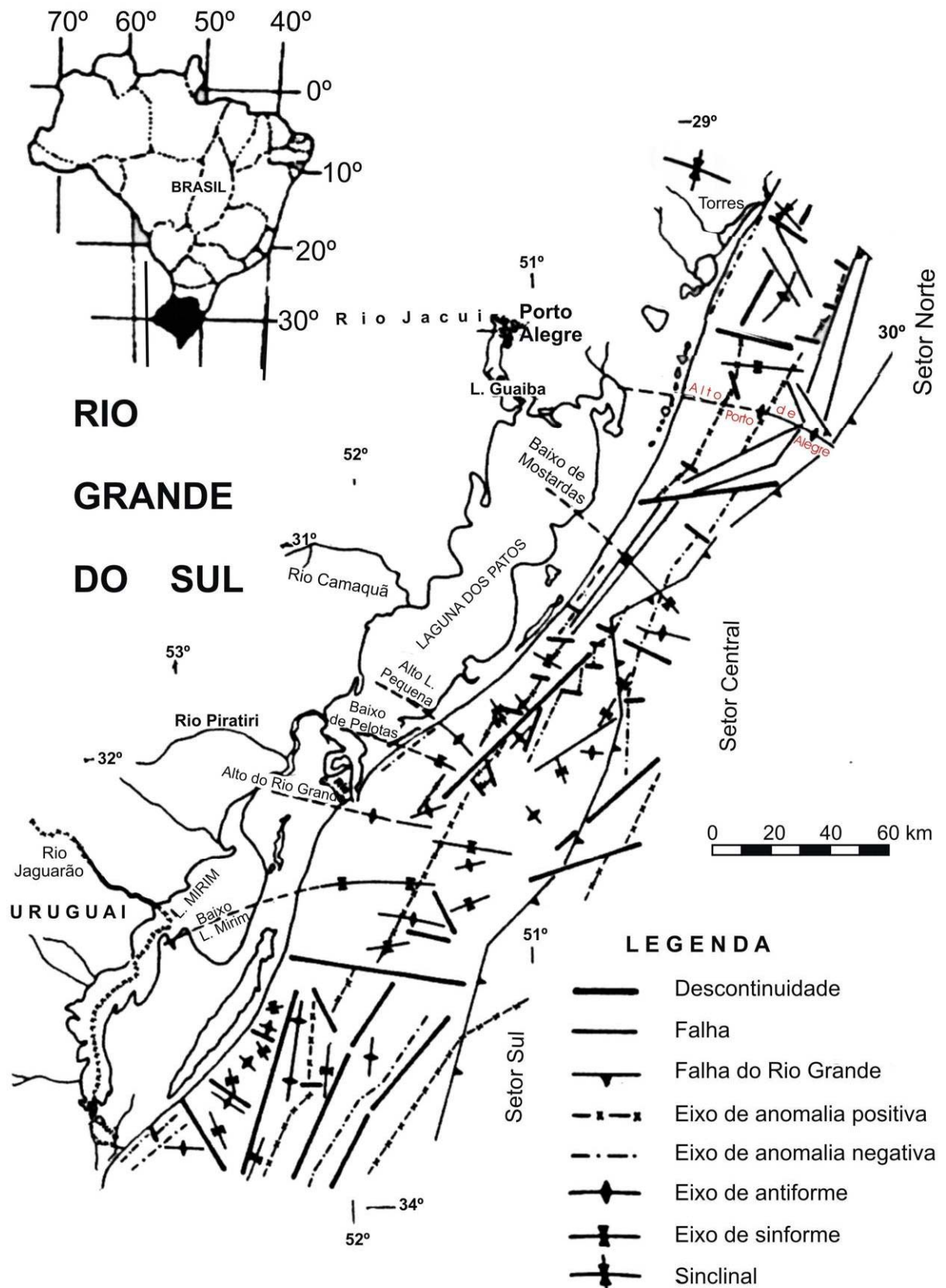


FIGURA 4.5 – Mapa dos elementos morfoestruturais da Planície Costeira Sul-riograndense e da Plataforma Continental ao largo do Estado do Rio Grande do Sul. Fonte: Corrêa (1994).

As quebras de relevo na batimetria da plataforma rasa são interpretadas como níveis de estabilização associados ao último estágio de transgressão / regressão reconhecido (*e.g.* CORRÊA, 1990; CORRÊA e VILLWOCK, 1996), compreendendo o período entre ca. 18.000 a 5.000 anos antes do presente (*e.g.* CORRÊA e VILLWOCK, 1996). Os parcéis representam saliências na plataforma interna (*e.g.* CORRÊA, 1990; CALLIARI *et. al.*, 1994), geralmente produzidas por bioconstruções (calcário biodetrítico).

4.3. O contexto geodinâmico Andes x Atlântico Sul e o estado de tensões atual

O estado de tensões atual da Litosfera Sul-Americana é controlado pelos mecanismos relacionados a esforços distensivos a partir da Cadeia Meso-Atlântica (*ridge push*), compressivos da Cadeia Andina (*trench pull*) e a dinâmica das zonas transformantes, entre as quais se destacam a Cadeia do Rio Grande e a Cadeia de Vitória - Trindade (*e.g.* ASSUMPCÃO, 1992, 1998; MEIJER e WORTEL, 1992). Outras interações inter- e intraplacas (*e.g.* arrasto na base da litosfera, diferenças reológicas entre crosta continental e crosta oceânica - *spreading stresses* - , infracarreamento - *underplating* -, etc.) geram esforços adicionais (*e.g.* MEIJER e WORTEL, 1992; ENGELDER, 1993).

A região intraplaca sul-americana é palco de um importante esquema de esforços, relacionados tanto aos mecanismos atuantes nos seus limites quanto à sua própria dinâmica (figura 4.6). Encurvamento litosférico (*bending*) devido à carga litostática em áreas intracontinentais ou bacias marginais, alçamento de bordas de bacias por efeito de instabilidades gravitacionais do seu depocentro (*rebound* litosférico) e as instabilidades desde a fase de ruptura litosférica (efeito de face livre) são alguns dos fatores adicionais que devem

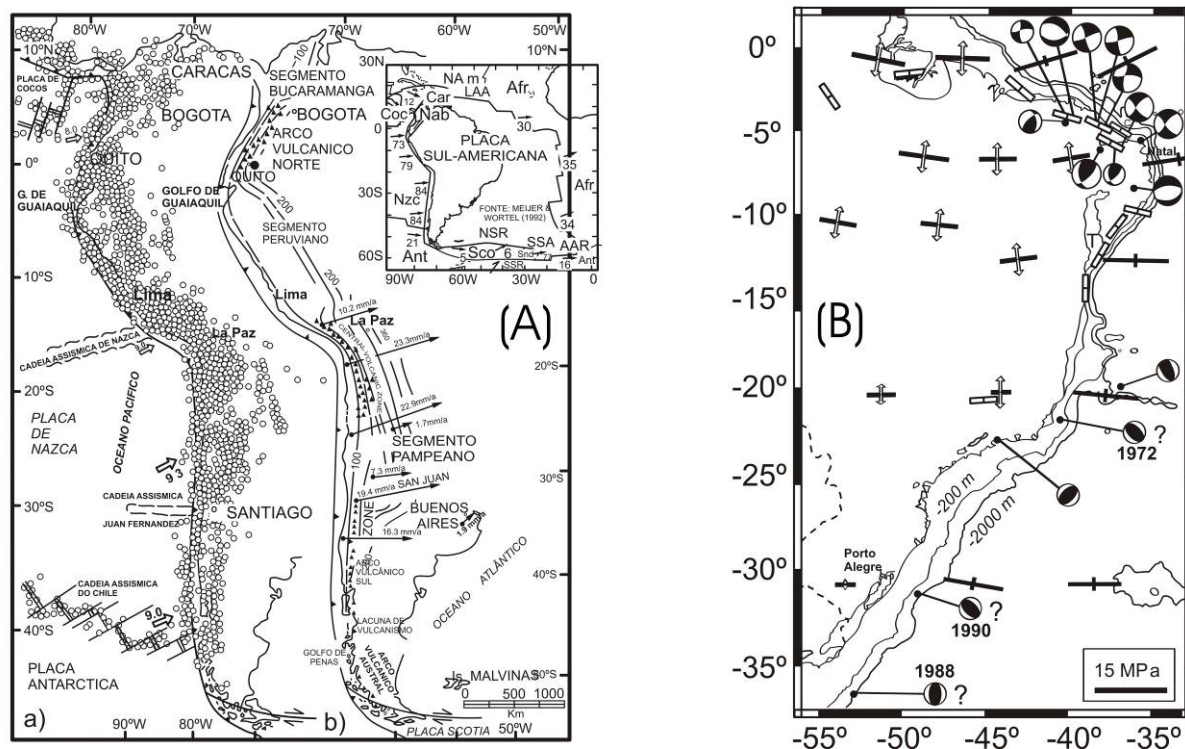


FIGURA 4.6 – O estado de tensões da margem sul-americana. Em (A), temos mapas de sismicidade e dos vetores de convergência (velocidades em mm/ano) na Cadeia Andina; fonte: Ramos (1999). Em (B), as tensões na margem atlântica da Placa Sul-americana, com base em dados sísmicos (diagramas circulares; áreas pretas indicam o diedro de compressão) e *breakout* de poços (as linhas maiores indicam a direção de máxima compressão). Nos diagramas circulares, “?” indica que a direção do plano nodal (*strike*) é incerta, embora o mecanismo envolvido (compressão gerando falhas reversas) seja confiável; fonte: Assumpção (1998).

ser levados em consideração quando se discute o condicionamento tectônico de uma região em uma escala espaço – temporal ampliada (e.g. MÖRNER, 1986; MEIJER e WORTEL, 1992).

Vários autores (e.g. ZOBACK, 1992; ASSUMPCÃO, 1992, 1998; COBLENTZ e RICHARDSON, 1996; LIMA, 1999) identificam que a região intraplaca sul-americana está submetida a um campo de tensões regional compressivo, cujas trajetórias de tensão são resultantes da interação entre os diferentes fatores supramencionados,

predominando a contribuição dos vetores de magnitude diretamente associados ao *ridge push* da Cadeia Atlântica e o *trench pull* da Cadeia Andina.

A deformação da Cadeia Andina normalmente é interpretada como resultante da atuação de três eventos principais (*e.g.* RAMOS, 1999), relacionados aos períodos Peruviano (Cretáceo superior ao Paleoceno inferior), Incáico (Eoceno superior) e Quechua (Oligoceno superior ao Recente). Noblet *et al.* (1996), ao estudarem os registros de diferentes bacias andinas e sub-andinas, propõem a migração espaço-temporal da deformação da cadeia andina, de oeste (no Cretáceo) para leste (no Quaternário), associada ao sistema de empurrões sub-andino (*underthrusting*) nesta direção (E). Para aqueles autores (NOBLET *et al.*, 1996), a deformação é contínua, não estando restrita apenas aos pulsos associados aos eventos comumente reconhecidos.

A distribuição de tensões ao longo da margem continental brasileira (figura 4.6.b) é avaliada nos trabalhos de Lima *et al.* (1997), Assumpção (1998) e Lima (1999). Para esses autores, são reconhecidos dois padrões de distribuição de tensões e estes traduzem uma estreita associação à própria evolução da abertura do Oceano Atlântico. Na região Norte-Nordeste ('margem transferente'), predominam terremotos nas áreas continentais associados a esforços direcionais, enquanto na região Sudeste-Sul ('margem divergente') a sismicidade está mormente associada à região plataformal em um regime predominantemente compressivo.

Na área oceânica, Basseto e Szatmari (1997), baseados em interpretação de seções sísmicas do Projeto LEPLAC, reconhecem uma megaestrutura arqueada e alongada, disposta segundo um eixo NE-SW, localizada nas proximidades da latitude 29° S e 39° W, que ocorre afetando o assoalho oceânico e é responsável pela migração dos depocentros de SE para NW do Oligoceno Superior ao Recente; tal estrutura é interpretada como produzida por

uma falha crustal reversa, de direção NE-SW e vergência NW e estaria atuante desde o Oligoceno. Os autores consideram que o mecanismo responsável por essa estrutura compressional estaria ligado ao *ridge push* da Cadeia Meso-Atlântica, que ocasionaria movimentação cisalhante dextrógira ao longo da Zona de Fratura do Rio Grande (correspondente ao Lineamento de Florianópolis) e do Lineamento de Porto Alegre, gerando campos compressivos com eixos NE-SW e distensivos com eixos NW-SE (BASSETO e SZATMARI, 1997).

4.4. Aspectos geodésicos e geofísicos pertinentes: alguns dados complementares

Neste tópico, abordaremos alguns temas relevantes ao entendimento da organização morfotectônica do cenário da Província Costeira do Rio Grande do Sul. Discutiremos aspectos relacionados a: interpretação de linhas geodésicas, anomalias do geóide, utilização de análise de traços de fissão em apatita, sismicidade, estudos gravimétricos regionais e reinterpretação de linhas sísmicas de alta resolução disponíveis na literatura consultada.

Como elemento de entendimento da Tectônica Global, convém destacar o trabalho de Lima (1999) como uma importante contribuição ao conhecimento dos mecanismos geodinâmicos atuantes sobre a Placa Sul-americana. O autor, com base principalmente em análise de *breakouts* de poços e de solução de mecanismos focais de terremotos, demonstra que a região intraplaca sul americana encontra-se sob compressão generalizada, sendo co-validada por análise de linhas geodésicas do sistema francês DORIS. Para este autor, a maior parte das expressões topográficas e estruturais reconhecidas para o interior da Placa Sul Americana estão claramente relacionadas a essa compressão; este

resultado coaduna com os mapas de distribuição de tensões de 1ª e 2ª ordens disponíveis (ZOBACK, 1992; ASSUMPÇÃO, 1998; MEIJER e WORTEL, 1992).

Assumpção (1998) reconhece que a margem continental sul-sudeste do Brasil está sujeita a um regime compressivo de orientação geral E-W a WNW-ESE, sendo que os principais registros da atividade sísmica estão relacionados à plataforma e ao talude continentais, relacionado ao maior estiramento imposto a esta região durante a abertura do Oceano Atlântico, sendo esta uma tendência mundialmente reconhecida (*e.g.* JOHNSTON e KANTER, 1990). O mecanismo responsável pelo campo de tensões vigente combina tensões globais (forças atuantes nos limites da Placa Sul-americana), regionais (zona de transição crosta continental – crosta oceânica), efeitos de flexura local, derivada da carga de sedimentos e uma presumida crosta fragilizada pelo afinamento crustal mesozóico (ASSUMPÇÃO, 1998).

Com relação a dados de sismicidade, Berrocal *et al.* (1984) fazem um levantamento dos dados sísmicos (macrossismos históricos e registros instrumentais) disponíveis (período 1560 – 1981) no Brasil; reconhecem para o Rio Grande do Sul importante sismicidade nas regiões de Salvador do Sul e Porto Alegre e, secundariamente, Torres (figura 4.7.a). Assumpção (1998) estuda a distribuição dos epicentros (figura 4.7.b) e reconhece um grande sismo ($m_b = 5.5$) registrado mais recentemente (12/02/1990) ao largo de Mostardas (RS). O hipocentro deste sismo foi calculado em 12,8 km, estimando-se 2.200 m de lâmina d'água, 6.800 m de espessura de sedimentos e 3.800 m de profundidade no embasamento (ASSUMPÇÃO, 1993). A solução de mecanismo focal para este terremoto (ASSUMPÇÃO, 1998) não é clara com respeito à posição do plano nodal (*strike*), devido à ampla variação lateral que as ondas sísmicas estão sujeitas durante a propagação no meio

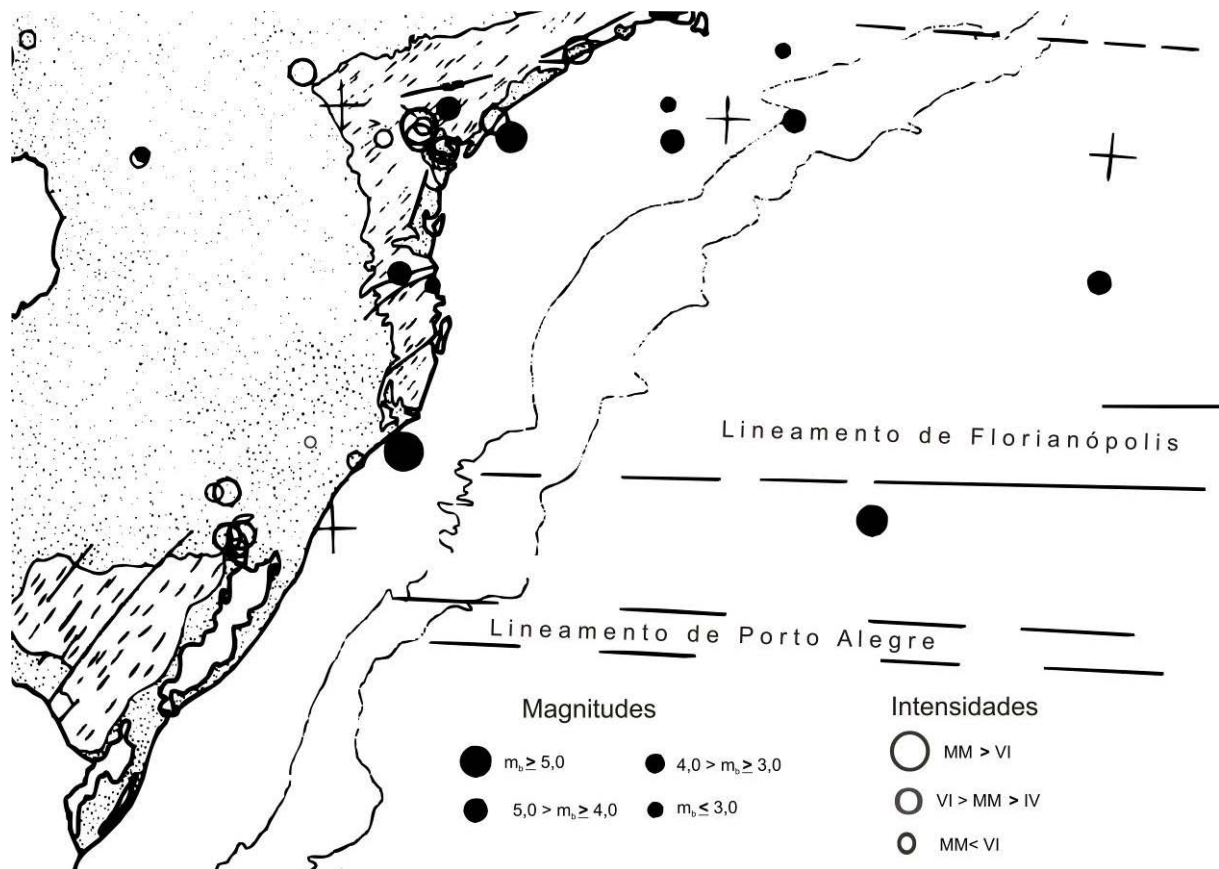


FIGURA 4.7 – A sismicidade no Brasil. Neste recorte do Mapa da Sismicidade do Brasil (BERROCAL *et al.* 1984) destacamos os terremotos registrados em partes das regiões Sul e Sudeste; os epicentros foram definidos por dados macrossísmicos e instrumentais confiáveis, obtidos no período de 1560 a 1981.

aquoso; porém o mecanismo responsável pelo sismo (encurtamento gerando falha inversa) é confiável, estando baseado na interpretação da amplitude e polaridade das ondas **P** (e suas reflexões). Dois outros grandes sismos já foram registrados nas vizinhanças desta região. Em 28/06/1939 foi registrado um sismo ($m_b = 5.5$) ao largo da costa sul-catarinense (FERNANDES *et al.*, 1991), assim como um outro (26/06/1988) registrado ao largo da costa uruguaia ($m_b = 5.2$); ambos também estão relacionados a esforços compressivos (ASSUMPCÃO, 1993).

Com relação a anomalias do geóide, Suguio e Martin (1989) analisam o mapa geoidal do Brasil e comparam com as curvas eustáticas de 5.150 anos obtidas para quatro localidades do litoral brasileiro (Paranaguá, Cananéia, Santos e Angra dos Reis). Para os autores, a concordância entre as curvas (figura 4.8) se dá quando se considera um rebaixamento do nível do geóide combinado a uma ligeiro deslocamento horizontal (para leste). Desta forma, variações do nível geoidal no Holoceno poderiam ser responsáveis (pelo menos em parte) pelas flutuações do nível do mar, relacionadas a uma subida do nível geoidal (anterior a 5.100 anos A.P.) e seguida de rebaixamento e deslocamento para leste (em escala secular) até atingir a posição atual (SUGUIO e MARTIN, 1989). Dados mais recentes (MOLINA e USSAMI, 1999, fig. 3 e 4), entretanto, diferem significativamente daqueles apresentados na figura 4.8(a), o que compromete a interpretação dada por esses autores.

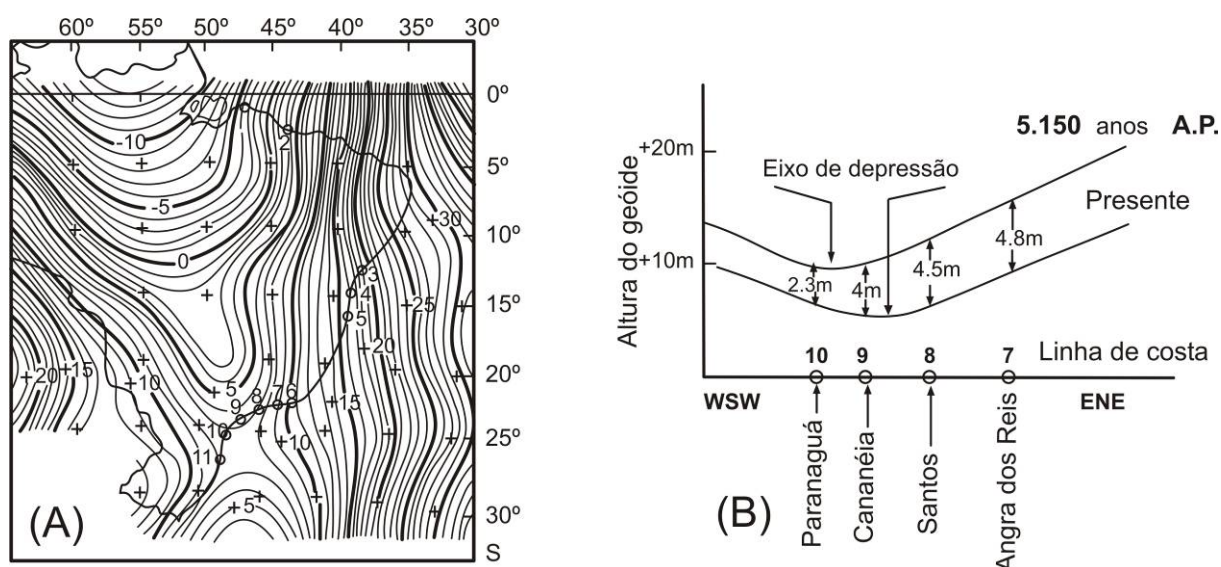


FIGURA 4.8 – Mapa e curva geodais do Brasil. Em (a) Mapa geoidal do Brasil e em (b) a curva geodal (do presente) para quatro localidades onde existem propostas de reconstrução de níveis de mar em 5.150 anos A.P. As curvas são ajustáveis se considerarmos o desnível e uma pequena translação para leste da curva “mais antiga”. Fonte: Suguio e Martin (1989).

Molina e Ussami (1999) estudaram o comportamento do Geóide na região centro-sul (figura 4.9) e reconheceram algumas anomalias significativas que ocorrem no Rio Grande do Sul e adjacências. A principal delas diz respeito à região da Lagoa Mirim, (em associação ao *Graben Merín*; LABORDE e JACKSON, 1996), seguida de uma outra nas proximidades do Cone do Rio Grande e uma terceira anomalia na região de Vacaria, onde o Rio Pelotas cruza o seu máximo.

Os autores interpretam que essas anomalias positivas podem representar a atividade de plumas do manto, causando reativação termal mesmo após a ruptura do Gondwana, em diferentes períodos e segmentos litosféricos; consideram ainda que esses *hot spots* sejam completamente independentes das plumas paleocretáceas (MOLINA e USSAMI, 1999).

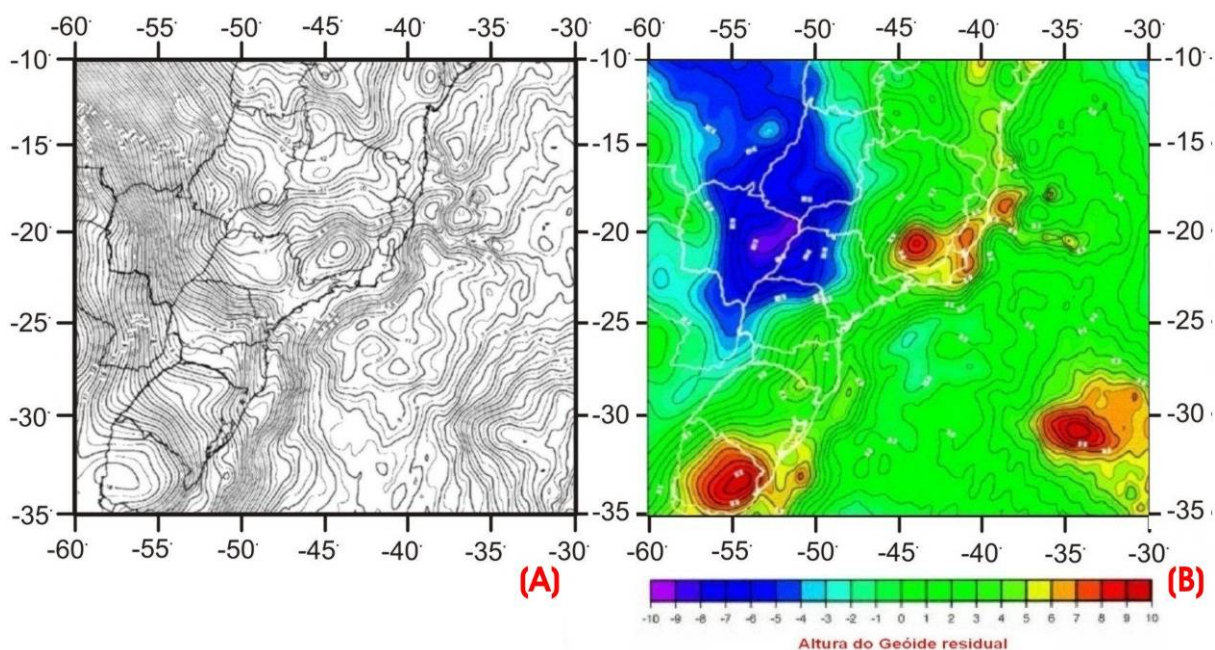


FIGURA 4.9 – (A) Modelo integrado de elevação do Geóide e (B) representação colorida do modelo integrado de elevação do Geóide subtraído da superfície geopotencial (EGM 96) em grau dez. Fonte: Molina e Ussami (1999). Em ambos, o intervalo das curvas é de 0,5 m e o sistema de projeção é UTM.

Dados gravimétricos reunidos por Hallinan *et al.* (1993) reconhecem duas anomalias residuais positivas na área continental que são coincidentes com as anomalias do Geóide (Vacaria e Lagoa Mirim); também reconhecem uma forte anomalia residual negativa na região entre Caxias – Gramado – Estrela, sendo que o mínimo gravimétrico (< -35 mGal) situa-se aproximadamente em Salvador do Sul (HALLINAN *et al.*, 1993).

Hurter e Pollack (1996) estudaram o fluxo térmico em 56 localidades da Bacia do Paraná e encontraram valores oscilando entre 40 e 70 mW/m, sendo que os valores mais altos (50 a 70 mW/m) são encontrados na borda e os menores (40 a 50 mW/m) no centro da Bacia do Paraná. Para os autores, essa variabilidade do fluxo de calor é reflexo de uma estrutura termal de larga escala, como magmatismo subcrustal e / ou litosférico e efeitos de fusão parcial do manto (HURTER e POLLACK, 1996). Essa conclusão é condizente com a interpretação de dados gravimétricos previamente apresentados (MOLINA e USSAMI, 1999).

Dados de análise de traços de fissão em apatita discutidos por Brown *et al.* (2000) consideram que uma seção de cerca de 2.500 a 3.000 metros de rochas (sedimentares + vulcânicas) da Bacia do Paraná foram denudadas, após a fase rifte, da área continental à frente da escarpa atual, com a intensidade de denudação atenuada em direção ao interior do continente; para a região continental, as estimativas são da ordem de 1.300 metros verticais removidos por erosão nos últimos 130 Ma, o que corresponde a uma taxa de denudação da ordem de 10 m / Ma. O início da denudação na área do embasamento precambriano é estimado entre 90 Ma e 60 Ma, sendo que os dados das amostras analisadas provenientes da margem continental atual revelam-se compatíveis com a idade do rifteamento (ca. 130 Ma).

Os autores discutem ainda que a denudação estava condicionada à existência de expressões de relevo ao longo do tempo, estando a fase inicial (no Mesozóico) controlada pela colocação do magmatismo Serra Geral (*underplating*) e / ou ruptura subsequente (efeitos

térmicos e dinâmicos do rifteamento). Para Brown *et al.* (2000), as variações regionais e locais nas taxas de denudação registradas pela análise de dados de traços de fissão sugerem a atuação de eventos tectônicos pós-ruptura continental, provavelmente associados a reativações de estruturas crustais antigas e deformação intraplaca, além dos fatores climáticos e litológicos. Concluem os autores que as diferenças existentes entre os processos atuantes ao longo da margem atlântica da África e da América do Sul refletem diferentes histórias de erosão / sedimentação vigentes após a ruptura do Gondwana e que estas diferenças devem refletir histórias tectônicas diferenciadas com respeito a geometria, tempo e estilo da reativação tectônica, com provável aumento da contribuição da deformação intracontinental (BROWN *et al.* 2000).

Borba *et al.* (2002) analisaram traços de fissão em apatita em amostras do Granito de Caçapava do Sul. Os resultados obtidos pelos autores são coerentes com a história mesozóica de erosão / sedimentação da área do escudo e da Bacia do Paraná adjacente; reconhecem uma importante fase de reorganização paleozóica a Eo-Mesozóica (evento de soerguimento entre 366 Ma e 250 Ma BP) e um evento mais recente atribuído ao Neocretáceo (ca. 70 Ma BP); os eventos cenozóicos não foram investigados.

Algumas seções sísmicas de alta resolução disponíveis (NICO Jr., 1984), aplicadas à prospecção de carvão e executadas a leste de Porto Alegre na área de Chico Lomã (Projeto Torres – Gravataí), permitiram o reconhecimento de falhas que ocorrem invariavelmente afetando as unidades litológicas da Formação Rio Bonito. Em pelo menos duas seções (CLA-17 e CLD-10), observam-se que as falhas que ocorrem afetando as unidades pré-cenozóicas propagam-se para as camadas quaternárias superiores (figura 4.10), estando tais estruturas ignoradas na interpretação (CLD-10) ou interpretadas (CLA-17) como “possível paleocanal” (NICO Jr., 1984).

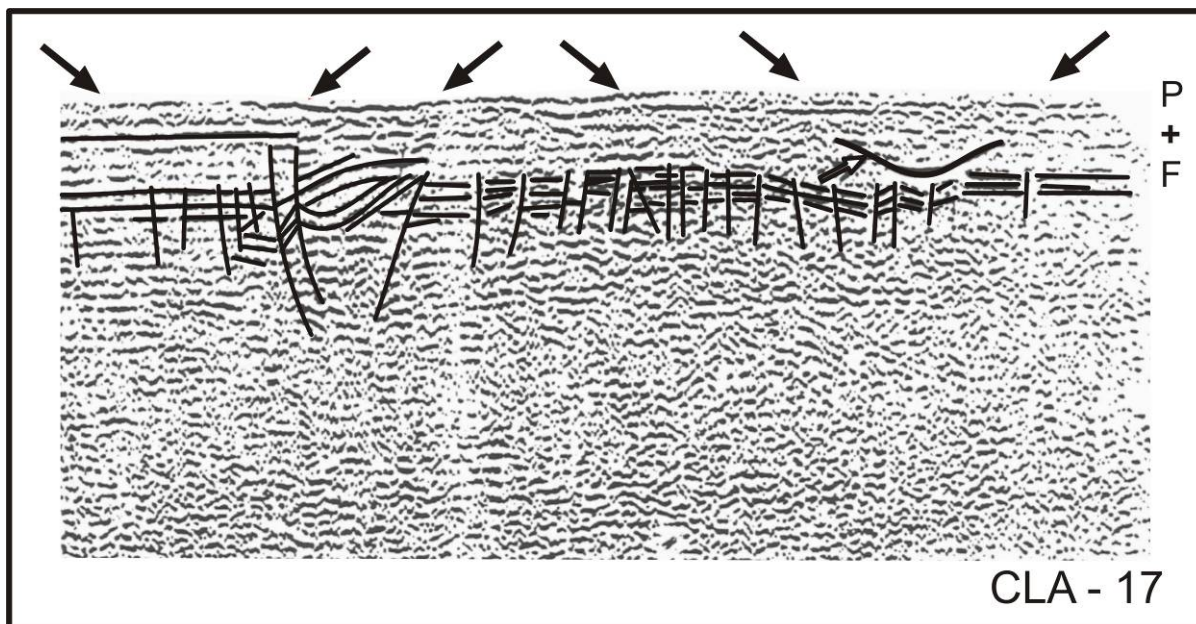


FIGURA 4.10 – Seção sísmica onde está caracterizada a propagação de falhas da deformação atuante em litologias da Formação Rio Bonito para as camadas quaternárias (indicadas com setas). Fonte: Nico Jr. (1994).

Com relação aos registros sísmicos da Bacia de Pelotas (FONTANA, 1996), o autor trabalhou essencialmente com as feições macrotectônicas (p. 126) e reconheceu a importância da tectônica como fator direta ou indiretamente envolvido na geração e / ou arquitetura de todas as seqüências por ele descritas (FONTANA, 1996). A ocorrência de feições estruturais afetando as unidades mais jovens (Seqüência Plioceno – Holoceno, definida pelo autor) é reconhecida em algumas seções sísmicas (*e.g.* fig. 4.30, 4.50, 4.89a), embora estas sejam interpretadas como de origem atectônica. Fontana (1996) considera ainda que a resolução sísmica tenha sido um fator limitante para o reconhecimento de seqüências sismoestratigráficas de 3^a e 4^a ordens; com base neste fato, também podemos deduzir que isto impediria a caracterização de feições estruturais de menor escala eventualmente presentes nessas seqüências, razão pela qual não se deve descartar *a priori* a deformação plio-

quaternária sobre as rochas da Bacia de Pelotas e os sedimentos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

Sobre este aspecto, estudos geofísicos já publicados e em andamento sobre a sedimentação na Laguna de Patos (Weschenfelder, 2005) poderão eventualmente vir a contribuir para a caracterização de estruturas de origem tectônica afetando uma parte do registro sedimentar quaternário.

4.5. Neotectônica na Província Costeira do Rio Grande do Sul: prós e contras

Neste tópico, faremos uma revisão crítica sobre a contribuição de autores prévios cujas publicações enfocaram aspectos morfogenéticos e / ou aquelas em que o papel da (neo)tectônica é reconhecido ou comentado.

As primeiras citações sobre a atuação da neotectônica sobre os registros sedimentares desta Província podem ser encontradas em Leinz (1949, *apud* FREITAS 1951).

Para Leinz (*op. cit.*):

“Observações diretas de falhamentos posteriores [ao Mesozóico] são muito raras. Encontramos uma zona de esmagamento perto de Faxinal com rumo N30°. A Lagoa dos Patos e a Lagoa Mirim ocupam zonas fortemente falhadas seja sob a forma de ‘graben’ ou apenas escalonamento, preenchidas por sedimentos modernos (Terciários?) [...] a escarpa Torres – Osório possui rios de extensão insignificante. O divisor de água se acha localizado diretamente no bordo da escarpa; a penetração erosiva desses rios na escarpa, apesar do desnível de quase 1.000 metros, não atinge mais do que 10 km, ao contrário do que acontece na escarpa Osório – Santa Maria, com dissecação pronunciada da antiga escarpa”.

Prossegue o autor (LEINZ, 1949; *apud* FREITAS 1951):

Tal juventude fluvial, a zona milonitizada e o falhamento comprovado na Lagoa dos Patos, indicam que houve falhamento intenso no rumo N30°, possivelmente de idade terciária e que também afetou a área coberta pelas efusivas. Assim cremos que a escarpa Osório – Torres não é o término original das efusivas e sim uma escarpa tectônica provocada por abaixamento do bloco oriental, hoje coberto pelo mar. Estudos mais pormenorizados das lagoas dos Patos e Mirim, por meio de sondagens, indicarão o rejeito verdadeiro e a idade do falhamento.”

Ainda com relação à Bacia do Paraná, Freitas (1951), em seu ‘Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil’, discute que:

“[...] parece-nos lógico que as espessuras maiores estão no centro da Bacia do Paraná, numa conclusão possível para se admitir um mergulho geral do Gondwana para oeste, principalmente no Rio Grande do Sul, onde fica até abaixo do nível do mar, sob o peso da massa basáltica, o que, conseqüentemente traria ruptura na orla basáltica de Torres a São Joaquim, gerando uma escarpa tectônica que acompanha, por força das linhas de fraqueza do escudo cristalino, a mesma direção imposta pelo crivo estrutural do Arqueano.” ... “o fato da zona costeira do Rio Grande do Sul representar uma faixa negativa, onde os sedimentos vêm se acumulando, pelo menos, desde o Terciário [...] é lícito esperar-se que tenhamos uma fossa tectônica ao longo da faixa sul riograndense entulhada de sedimentos cenozóicos ou mesmo mais antigos.”

Sobre esta fase primitiva do conhecimento estrutural, Delaney (1965) reconhece “relações estratigráficas normais” entre o suposto bloco soerguido, que suporta a Serra Gaúcha (a oeste), e o bloco abatido, relacionado à instalação da planície costeira, “tão a leste como a Ilha dos Lobos...”. Prossegue o autor: “Assim, parece que a zona de falhamento deve ser localizada consideravelmente mais para leste do que se esperava previamente e que o atual escarpamento foi produzido por recuo de escarpas.”

Morris (1963) trabalhou na região de transição da Planície para a Serra Gaúcha (Gravataí – Taquara – Rolante); para aquele autor, os sedimentos da “Formação Gravataí” (cuja idade presumida é plio-pleistocênica) mostram várias evidências (topográficas e estruturais) de falhas, onde a interpretação de sua distribuição espacial requer movimentação normal segundo planos de direção N75W (na região do Arroio Passo Grande), em consonância com os patamares existentes entre a Serra Gaúcha e a Depressão Periférica (figura 4.11); a idade dessas falhas é atribuída ao “*Terciário superior ou tão recente quanto o Quaternário*” (MORRIS, 1963). O autor reconhece ainda fases recentes de rejuvenescimento fluvial, associadas a tributários do Rio dos Sinos, cujos terraços exibem desníveis de até 10 metros, na região de Picada Hartz.

O reconhecimento de terraços escalonados por falhas do sistema fluvial moderno é amplamente aceito como evidência da atuação de eventos neotectônicos (e.g. DEFFONTAINES, 1991; ZUCHIEWIECZ, 1991). Adicionalmente, a própria evolução do Rio dos Sinos requer um rearranjo de relevo cuja atuação de eventos neotectônicos faz-se necessária, conforme discutiremos nos capítulos subsequentes (capítulos 5 a 7).

Em sua síntese do conhecimento sobre a Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Delaney (1965) assim descreve o Sistema de Falhas Coxilha das Lombas:

“...O sistema de falhamento da Coxilha das Lombas pode ser mapeado em superfície pelo menos por 100 km, possuindo uma escarpa de falha de aproximadamente 50 a 70 m. [...] O Sistema de Falhamentos Coxilha das Lombas soergueu a porção oeste da Planície Costeira e rebaixou o segmento leste fazendo com que o Pleistoceno antigo esteja exposto no bloco soerguido e o Pleistoceno superior, bem como o Holoceno, no lado rebaixado [...] o falhamento envolvido é do tipo normal, com rotação do bloco rebaixado para oeste e que este deve ter sido retomado [recorrente] de falhas mais antigas.”

BLOCO DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA ÁREA DE GRAVATAÍ, TAQUARA E ROLANTE - RS

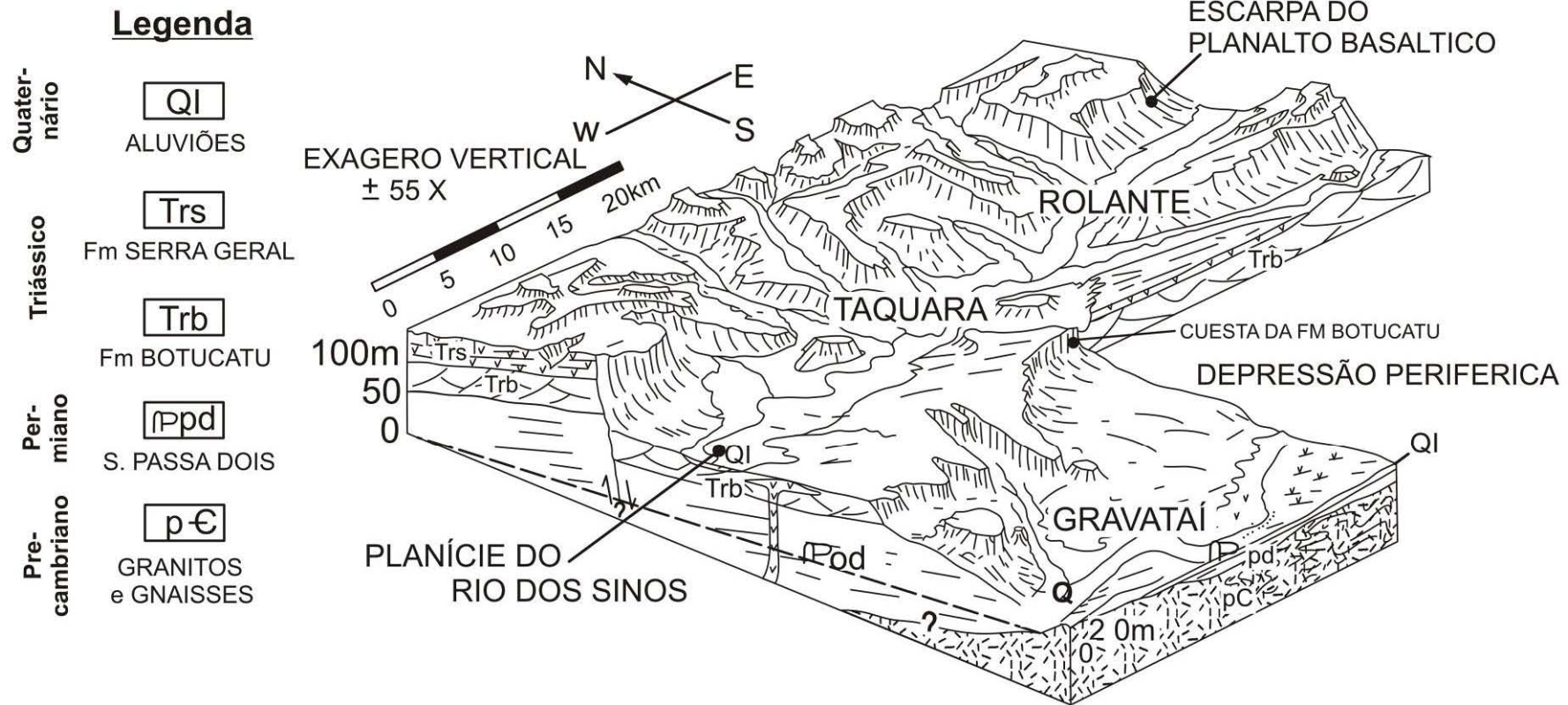


FIGURA 4.11 – Organização morfoestrutural proposta por Morris (1963) para a área de Gravataí – Taquara – Rolante.

Picada (1970) reitera e complementa as feições descritas por Delaney (1965). Este autor descreve feições de campo e enfoca relações entre falhamentos, feições morfológicas e depósitos sedimentares quaternários; conclui que as estruturas que afetam a Província Costeira (especialmente o Sistema de Falhas Coxilha das Lombas) teriam idade pleistocênica, tendo em vista que afetam a Formação Itapuã (PICADA, 1970). Este autor atribui ainda ao soerguimento imposto pelo sistema de falhas a origem do curso reverso do Rio Gravataí e a formação dos banhados de Gravataí – Chico Lomã, que originou uma barragem natural e um compartimento interno, onde se acumularam as águas que anteriormente alcançavam o oceano. Para Picada (1970) *“O escoamento desse lago foi forçado entre as rochas cristalinas e os sedimentos gondwânicos da Depressão Periférica, ao sul da cidade de Gravataí indo, posteriormente alcançar o estuário do Guaíba.”*

Conforme exposto, o Sistema de Falhas Coxilha das Lombas foi definido por Delaney (1965) com base em critérios essencialmente morfológicos (linearidade da escarpa desníveis e rupturas de declive na Coxilha das Lombas, além da distribuição dos sedimentos quaternários), sem aquele autor, contudo, identificar evidências diretas de falhamentos ou quaisquer critérios de campo. Picada (1970), entretanto, reconhece critérios de campo compatíveis com a atuação da neotectônica, especialmente afetando a “Formação Itapuã” na região entre a Lagoa Negra e a extremidade NE da Coxilha das Lombas; para sul o sistema de falhas se propaga no embasamento precambriano e para norte se propaga nos arenitos da Formação Botucatu e basaltos da Formação Serra Geral.

A interpretação integrada do soerguimento da Coxilha das Lombas ao represamento da Bacia do Gravataí e sua reversão também se mostra bastante coerente com os fatos geológicos e geomorfológicos descritos pelos autores (DELANEY, 1965; PICADA, 1970), assim como os elementos contidos na análise morfotectônica aqui apresentada

(capítulo 5) e dados de campo obtidos na Jazida Flor do Rincão, na região de Rincão do Capinzal (capítulo 6).

Para Müller Fo. (1970), a evolução geodinâmica no Cenozóico requer a intervenção da tectônica segundo estágios aos quais se vinculam vários elementos estruturais que condicionam a formação do relevo (v. figura 2.4). Para o autor (MÜLLER Fo., 1970):

“... o Quaternário sul riograndense, durante o Pleistoceno inferior, foi período de eventos tectônicos de significativa importância para a morfogênese regional. Falhamentos de pequena amplitude (ou reajuste tectônico de zonas falhadas terciárias) ocorrem no cordão litorâneo, soerguendo seções paralelamente à costa, disso resultando, em última instância, a individualização da Lagoa dos Patos [através da Falha de Patos]. É o alinhamento de falhas Mostardas – Itapoã – Coxilha das Lombas – Itapeva, ao qual, pelo soerguimento de um setor do paleo-litoral, pode ser vinculada a inversão da drenagem do Rio Gravataí e o desvio sul-oriental da embocadura do Jacuí, que passou a escoar pelo delta interiorizado do Guaíba que então se formou.”

Essa interpretação morfodinâmica é coerente com o conjunto de feições reconhecidas na Planície Costeira do Rio Grande do Sul; a restrição deve-se ao fato que o autor (MÜLLER Fo., 1970) não acrescentou critérios de campo que convalidassem a interpretação de que tais feições correspondam *necessariamente* a morfologias produzidas pela atividade neotectônica.

Jost (1971) introduz a ‘Bacia de Porto Alegre’ como uma entidade tectônica que provavelmente constitui um apêndice da Bacia de Pelotas, assoreada por aproximadamente 40 metros de depósitos continentais, marinhos e fluviais, reunidos sob a denominação ‘Formação Guaíba’. O autor interpreta a sedimentação associada à Coxilha das Lombas como resultante de flutuações do nível do mar no Quaternário, mas não tece comentários acerca da natureza do seu talude.

A proposta de uma “Bacia de Porto Alegre” (JOST, 1971) é fundamentada em critérios morfoestruturais e encontra suporte adicional na necessária abertura de espaço à acomodação dos sedimentos carreados pela Bacia do Jacuí, especialmente a carga sedimentar dos rios Gravataí (ou paleo-Jacuí, como proposto neste trabalho, e sua reversão) e dos Sinos, conforme será discutido nos próximos capítulos.

Villwock (1972) realiza um amplo estudo sobre a geologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e lança as bases para a interpretação integrada dos registros quaternários. O autor reinterpreta a Coxilha das Lombas como uma falésia na época da deposição da ‘Formação Chuí’, conforme segue (VILLWOCK, 1972):

“O caráter linear deste contato, entre as Terras Altas de Porto Alegre – Viamão, mais especificamente entre a Coxilha das Lombas e a planície arenosa litorânea, interpretado erroneamente como originado por uma tectônica quebrável quaternária, é na realidade uma antiga escarpa de linha de falha desenvolvida ao longo de fraturas precambrianas que podem ou não ter sofrido reativações durante o Mesozóico.” ...
“... Pode-se deduzir que uma vez instalada, a Bacia de Pelotas manteve-se alheia a grandes movimentações tectônicas, o que traduz na sintomática ausência de falhamentos. Estes, se houveram, resultaram de processos assísmicos no pacote sedimentar que hoje constitui o talude da margem continental” ...
“Faz sentido pois, as considerações sobre a evolução da plataforma brasileira efetuadas por Almeida (1967). Nas palavras deste autor, os efeitos da reativação Wealdeniana (Jurássico Superior), último grande episódio tectônico registrado na plataforma brasileira, atenuaram-se no decorrer do Cenozóico e no Quaternário novamente se faziam sentir na condição de completa calma tectônica.”

Com respeito à Coxilha das Lombas, o autor (VILLWOCK, 1972) fundamenta sua reinterpretação induzido pelos conceitos então vigentes acerca dos processos geodinâmicos atuantes na Plataforma Sul-americana (ALMEIDA, 1967). Adicionalmente, o autor não comenta ou contesta os critérios estruturais de campo descritos por Picada (1970) para aquela região, apenas reinterpreta a Coxilha das Lombas como uma “paleofalésia”. Por outro lado, em nossos trabalhos de campo, encontramos sistemas de juntas ao longo de toda a

região e, mais especificamente, exemplos de falhas afetando fácies da Barreira II nas vizinhanças da área descrita por Picada (1970); este assunto será rediscutido oportunamente, em capítulos subseqüentes.

Camozzato *et al.* (1982) estudaram as unidades portadoras de carvão da Bacia do Paraná e reconhecem dois sistemas de falhas e fraturamentos principais (NE e NW) afetando as rochas que ocorrem na região compreendida entre as jazidas Chico Lomã e Santa Terezinha (área a leste de Porto Alegre, entre Viamão e Tramandaí); ao sistema NE associa-se um enxame de diques de diabásio. A evolução tectônica da área é complexa e promove uma extensiva reorganização de blocos, inclusive devido à herança tectônica do embasamento precambriano. Segundo esses autores (CAMOZZATO *et al.*, 1982):

“Como resultado final do fraturamento, a seqüência estratigráfica acha-se intensamente seccionada, produzindo um mosaico de blocos falhados, com abatimentos e deslocamentos longitudinais, originando muralhas, fossas e blocos escalonados [...] verifica-se que as falhas definidas para o subsuperfície e recobertas pelos depósitos inconsolidados da planície costeira podem ser estendidos até os basaltos da Formação Serra Geral –a norte de Chico Lomã e a oeste de Santa Terezinha-, progredindo regionalmente sobre esses litotipos.”

Apesar desse quadro tectônico complexo, os autores afirmam que Camozzato *et al.* (1982):

“O alinhamento Coxilha das Lombas, normalmente interpretado como de estruturação tectônica, não encontra suporte de tal tipo na análise das sondagens mecânicas e geofísicas efetuadas na região. Os furos realizados a norte e a sul desta estrutura mostram cotas semelhantes para as camadas de carvão, segundo o mergulho regional, relacionando-se sua gênese muito possivelmente a uma evolução paleogeográfica por variações da linha de costa.”

Há uma clara incoerência entre a intensa deformação reconhecida para as seqüências mesozóicas e aquilo que foi descrito para a área da Coxilha das Lombas, tendo em vista a complexidade da deformação tectônica reconhecida / descrita que afeta as unidades

mesozóicas poderia ter sido anulada ou mascarada por uma eventual deformação superimposta – incluindo aí a deformação neotectônica –; destaca-se também o fato de os autores não terem utilizado nenhuma ferramenta específica para descartar a atividade neotectônica.

Também é plausível que possa ter havido erro de interpretação do critério fornecido, tendo em vista que perfis contidos em Nico Jr. (1984) demonstram claramente a ocorrência de falhamentos que afetam conjuntamente as unidades mesozóicas da Bacia do Paraná e os sedimentos sobrejacentes (registros quaternários), embora o mesmo tenha interpretado os rebaixamentos produzidos pelas falhas como “possíveis paleocanais” (NICO Jr., 1984).

Arienti (1986) estudou a bacia do Rio Gravataí e apresentou um modelo de evolução paleogeográfica de nove estágios, relacionados às variações glácio-eustáticas do nível do mar e que foram responsáveis pela atual configuração morfológica do Rio Gravataí e situou o momento da reversão do fluxo ao “Estágio V” (regressão pleistocênica II), quando teria ocorrido a formação do Rio Gravataí devido ao aumento do nível da lagoa (do estágio anterior) provocado pelo fechamento da barreira (Barreira II). Conforme a autora (ARIENTI, 1986):

“O Rio Gravataí, pelo seu regime hidrológico e pelas características sedimentológicas e morfológicas da sua planície aluvial, representa um rio de planície, que se encarrega do escoamento da água da bacia. Provavelmente originou-se quando do fechamento do sistema de barreiras, o que provocou um aumento do nível d’água da lagoa atrás desta barreira, fazendo com que fosse escavado um estreito e profundo canal nos terrenos gondwânicos. [...] Assim, foi escavado um canal estreito e profundo nos sedimentos gondwânicos, para escoamento da água da lagoa, que representa o canal do Rio Gravataí.”

Há uma flagrante contradição entre as características descritas para o canal do Rio Gravataí e a interpretação que se dá à causa para a sua reversão, bem como sobre a competência hidráulica requerida para que este rio passe a escavar “um estreito e profundo canal” em arenitos silicificados e basaltos, além do papel que o paleo-Guaíba exercia como nível de base local. Adicionalmente, a autora ignora a contribuição de autores prévios (DELANEY, 1965; MÜLLER Fo. 1970; PICADA, 1970) sobre o condicionamento morfodinâmico da reversão da Bacia do Rio Gravataí, onde a intervenção neotectônica é considerada necessária.

Asmus e Paim (1986) descrevem relações geométricas e espaciais entre vários elementos tectônicos das bacias de Pelotas e do Paraná, bem como a sedimentação e os processos costeiros associados aos registros quaternários. Para estes autores, o contorno da Planície Costeira do Rio Grande do Sul evidencia um claro controle pelo Arco do Rio Grande (ou São Gabriel) e pelo Sinclinal de Torres (elementos tectônicos relacionados à Bacia do Paraná) e pelo Baixo de Mostardas (da Bacia de Pelotas).

Fontana (1990, 1996) realizou investigações geofísicas da Bacia de Pelotas ao Alto de Florianópolis, tendo sido reconhecido um importante acervo de feições estruturais relacionadas à evolução da Bacia de Pelotas. Os principais registros afetados pela deformação reconhecida situam-se no intervalo do Mesocretáceo ao Mioceno. O autor considera a estruturação da Bacia de Pelotas simples, porém reconhecendo que “*o controle tectônico sobre as seqüências de 2ª e 3ª ordens não é comumente observado em outras regiões do mundo*” (FONTANA, 1996). Além do mais, o autor deixa claro que falta um maior detalhamento às seqüências pós-miocênicas devido às limitações da resolução sísmica (FONTANA, 1996).

Desta forma, além de conter um ‘paradoxo’, a estruturação da Bacia de Pelotas “*offshore*” ainda não pode ser considerada suficientemente conhecida – muito menos “simples” ou “monótona” –, pois os dados disponíveis e discutidos por aquele autor não são conclusivos em relação à “inexistência” de estruturas.

Lehuteur (1992) estudou os sistemas de leques aluviais que ocorrem adjacentes ao Escudo Sul-riograndense, a oeste da Laguna dos Patos. Para aquela autora, a ocorrência desses sedimentos, variando de areno-conglomeráticos a siltico-argilosos, heterogêneos e, em sua maioria, maciços, representam a deposição por processos gravitacionais do tipo fluxo de detritos, segundo diferentes mecanismos de transporte (tração – saltação – suspensão), com pequeno predomínio de saltação sobre suspensão. A idade inferida compreende o período Mioceno Superior ou Plioceno ao Pleistoceno Superior, em associação às variações climáticas que aconteceram nesse período.

Embora a geração de leques aluviais seja predominantemente controlada por rejuvenescimento de relevo associado a escarpas de falha (*e.g.* SCHUMM, 1977; STEWART e HANCOCK, 1990; VISERAS *et al.*, 2003), a autora ignora completamente esta linha de pesquisa. Além de desconsiderar a causa tectônica para a geração de leques aluviais, a autora também não tece considerações acerca das variações do nível de base necessárias para que possa ocorrer a policiclicidade desses leques, tendo em vista que o nível de mar regressivo seria “muito distante” para ser responsabilizado por essa recorrência.

Villwock e Tomazelli (1995) e Tomazelli e Villwock (2000) não reconhecem a contribuição da neotectônica para a modelagem da paisagem da Província Costeira do Rio Grande do Sul. Os autores fundamentam o descarte da neotectônica (*e.g.* VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) com base em Jost (1971), Villwock (1972) e Camozzato *et al.* (1986). Os problemas relacionados a estes trabalhos já foram previamente comentados; quanto a Jost

(1971), o mesmo não descarta a neotectônica para a Província Costeira do Rio Grande do Sul, tanto que até propõe uma entidade tectônica (*Graben* / Bacia de Porto Alegre).

Cecarelli (1996), com base na interpretação de imagens analógicas (1:100.000) de satélite, interpreta que a instalação da drenagem moderna e a orientação das formas de relevo nos depósitos semi-consolidados a inconsolidados, segundo a interpretação das linearidades extraídas e sua comparação com as falhas e fraturas presentes no embasamento. As orientações principais reconhecidas para o embasamento (N45W, N35E, N10E, N75W e E-W) se repetem nos interflúvios e nos cursos fluviais instalados sobre a Planície Costeira; os recuos erosivos do embasamento (N35E), o encaixamento de rios (N10E, E-W e N45W), além de lineamentos de drenagem nos depósitos quaternários (segundo essas mesmas direções) atestariam a deformação neotectônica.

Este trabalho tem caráter preliminar e consiste apenas na interpretação de linearidades como “*fortes indícios de que exista na região a atuação de movimentos tectônicos*” (CECARELLI, 1996). Portanto, embora tais elementos sejam utilizáveis como critérios de deformação neotectônica (*e.g.* DEFFONTAINES, 1991), a indispensável fase de análise morfotectônica complementar e / ou coleta de dados de campo (*e.g.* ZUCHIEWICZ, 1991) não foi efetuada.

Ortiz (1996) descreveu a sedimentação associada ao vale inciso do Rio Camaquã. Para o autor, o baixo curso do Rio Camaquã está situado na planície costeira interna e sua foz constitui um delta intralagunar na margem ocidental da Laguna dos Patos; o vale inciso, escavado sobre os leques aluviais plio-pleistocênicos, estaria associado em especial ao rebaixamento de mais de 130 metros no máximo da glaciação pleistocênica (Winsconsiana). Nos episódios transgressivos que se seguiram, o vale foi sítio de deposição de sedimentos de ambientes continentais e costeiros [sic], que são agrupados em fácies de

barreira, estuarinas pleistocênicas, de baía intralagunar holocênica, lagunares quaternárias e deltaicas holocênicas, depositadas em múltiplos ciclos de sedimentação. O autor constata a tendência de desvio da drenagem costeira para oeste, admitindo que isso possa representar “... *uma atividade neotectônica para a Bacia de Pelotas, através de um lento basculamento para sudoeste.*”

Embora o autor (ORTIZ, 1996) não tenha sequer considerado a contribuição da tectônica na geração dos vales incisos, este admite, em sua análise, a possibilidade de que a neotectônica explique uma parte da distribuição dos sedimentos em sua área de trabalho. Vários outros fatos geomorfológicos contidos naquele trabalho (pontos de estrangulamento de drenagens (*knickpoints*), vales suspensos, leques aluviais, cotovelos de captura fluvial, etc.) poderiam ter sido considerados como elementos passíveis de serem utilizados como critérios da atuação da neotectônica, mas tal linha de pesquisa não foi desenvolvida pelo autor.

Moura Fujimoto (1997), baseada nos fatos geomorfológicos reconhecidos para a área de Itapuã, vê a necessidade da intervenção da neotectônica para o rejuvenescimento do relevo, causando o soerguimento da Coxilha das Lombas e controlando a deposição dos sedimentos quaternários costeiros e leques aluviais. Segundo esta autora:

“Sob o ponto de vista geomorfológico, não se reconhecem linhas de falésias com cerca de 100 km de extensão que guardem tamanha retilinidade como aqui se observa. Sabe-se que o trabalho de erosão marinha em costas altas de abrasão promove feições litorâneas em formas semi-circulares, fornecendo à linha de costa reentrâncias e saliências características da ação marinha. Dessa forma, acredita-se até o momento que esse alinhamento represente o Sistema de Falhas Coxilha das Lombas, produto portanto da atividade tectônica recente, ou seja, pós fase sedimentar da Formação Itapuã.”

A autora, em sua contribuição ao quadro geomorfológico regional, lança alguns importantes argumentos em prol da necessidade da neotectônica como fator responsável pelo

rejuvenescimento do relevo na área de Itapuã. O arcabouço teórico – metodológico é adequado e faltaram-lhe apenas critérios de campo para uma interpretação integrada.

Fonseca *et al.* (2001) analisam alguns dados sobre a Província Costeira do Rio Grande do Sul e assinalam um importante acervo de feições morfoestruturais compatíveis com a atuação de evento(s) neotectônico(s), particularmente uma orientação leste – oeste (o Lineamento Jacuí – Porto Alegre) segundo a qual ocorrem lineamentos na plataforma continental, a segmentação da planície costeira, a reversão do curso do Rio Gravataí, a regressão da escarpa da Serra Gaúcha / vale do Rio Jacuí e eventuais estruturas de desabamento que ocorrem em Cachoeira do Sul. As fontes de tensões postuladas para esta porção litosférica (*ridge push, trench pull, rebound, bending*, efeito de face livre), associadas aos mecanismos de Tectônica Global, são consideradas como um dos mais espetaculares da costa brasileira e estão representadas pela ocorrência de registros sísmicos (históricos e instrumentais) nessa região (BERROCAL *et al.* 1984; ASSUMPCÃO 1992, 1993, 1998).

4.6. Sobre o acervo de dados apresentados

O conjunto de dados reunidos neste capítulo reflete a grande complexidade geodinâmica a que foi submetida a porção crustal representada pela Província Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências.

A evolução precambriana e paleozóica é marcada por uma diversidade de registros litológicos nos quais foi impressa uma trama de lineamentos (zonas de cisalhamento, falhas e juntas) sobre a qual os processos de ruptura do Gondwana estão melhor evidenciados; nesta fase (Mesozóico) instala-se a Bacia de Pelotas, controlada por lineamentos NE-SW (as

‘charneiras’, principalmente representada pela Zona Falhada do Rio Grande) e E-W (lineamentos de Florianópolis, Porto Alegre, Mostardas e Chuí).

A Bacia de Pelotas atinge seu ‘clímax’ no Terciário, em associação ao principal episódio sedimentar (no Mioceno), correspondente ao Cone do Rio Grande. Os processos de sedimentação prosseguem até os nossos dias, dos quais resultou o que hoje conhecemos como a *Província Costeira do Rio Grande do Sul*.

Os eventos deformativos acompanham toda a evolução desta Bacia, regidos pelos processos de Tectônica de Placas e são os responsáveis pela geração do espaço necessário à deposição sedimentar, inclusive no Quaternário.

5. ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS RELACIONADOS À PLANÍCIE COSTEIRA DO RIO GRANDE DO SUL E ADJACÊNCIAS

Este capítulo é de caráter geral descritivo, no qual apresentaremos alguns aspectos geológicos e geomorfológicos relacionados à Planície Costeira Sul-riograndense e adjacências. A partir da caracterização dos elementos relacionados a morfologias de relevo, geometria de divisores de água e depósitos correlativos buscam-se os critérios adequados às interpretações morfotectônicas, seguindo a premissa teórica de que esses indicadores geomórficos normalmente respondem mais claramente ao controle tectônico (herdado e / ou neotectônico) exercido sobre uma determinada porção da crosta (*e.g.* DEFFONTAINES, 1991; SAADI, 1991).

Estudar o compartimento costeiro correspondente à Bacia de Pelotas – Alto de Florianópolis, requer o entendimento da área continental adjacente, compreendida entre Florianópolis e o Cabo Polônio. Este segmento é limitado pelo ‘arco’ da Bacia do Rio Uruguai até o estuário do Rio da Prata e é drenado pelas demais bacias ‘represadas’ por esse arco (Mampituba, Jacuí, Camaquã, etc.). O território do Rio Grande do Sul encontra-se completamente inserido neste domínio (figura 5.1).

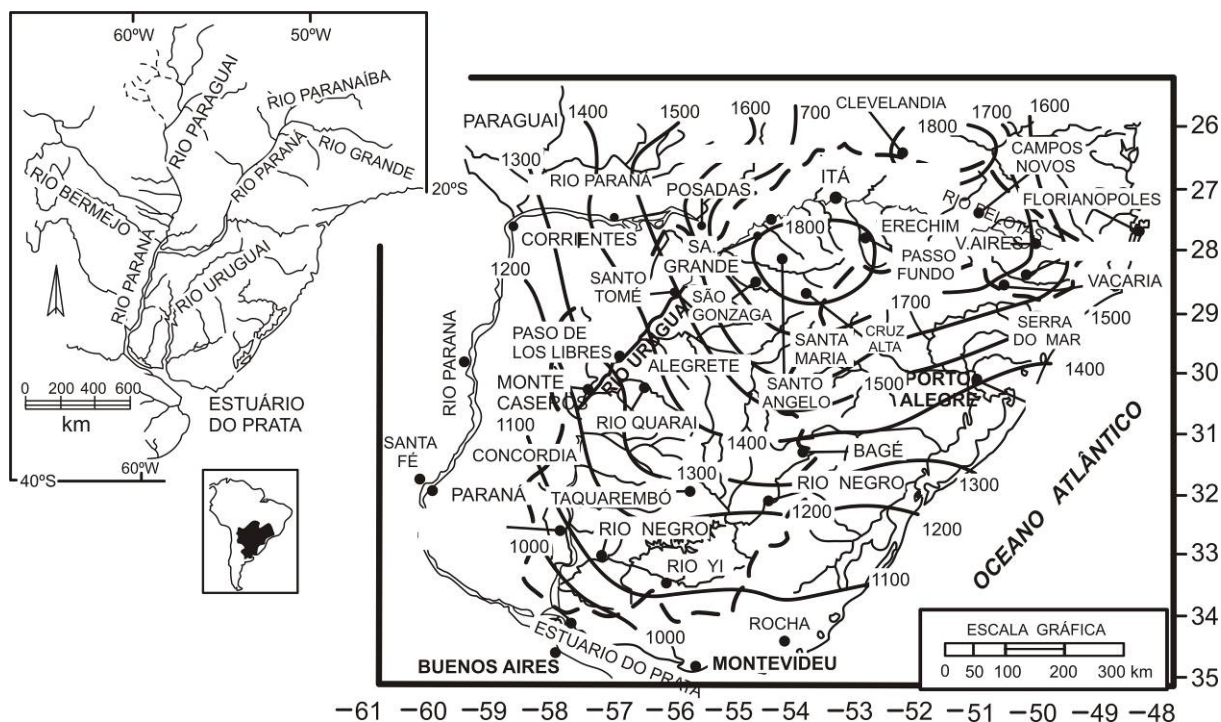


FIGURA 5.1 – As bacias hidrográficas da região centro-sul do continente Sul-americano. Em (a) Bacia do Rio da Prata, estando indicados os principais rios que a constituem; fonte: Orfeo e Stevaux (2002). Em (b) a Bacia do Rio Uruguai e as demais bacias hidrográficas nos estados de Santa Catarina e do Rio Grande do Sul; também estão indicadas as médias pluviométricas anuais (isietas em mm/ano); fonte: Krepper *et al.* (2003).

Esta análise é considerada básica para possibilitar o entendimento do condicionamento morfodinâmico da Província Costeira do Rio Grande do Sul, visto sua natureza geotectônica (“termos finais da Bacia de Pelotas”) e por envolver uma evolução de ‘longo termo’ (desde o Plioceno).

A integração aos aspectos geodinâmicos, apresentados no capítulo anterior, será realizada nos capítulos subsequentes.

A hierarquização das feições geomorfológicas fundamenta-se na individualização de conjuntos de atributos físicos (topografia, solos e/ou vegetação,

principalmente) que sejam distintos de áreas adjacentes, podendo corresponder a superfícies de dimensões variáveis desde a escala centimétrica até algumas centenas de quilômetros quadrados; essas unidades correspondem aos *Táxons*, *Domínios Morfoestruturais* ou *Sistemas de Relevo* (JUSTUS *et al.*, 1986; ROSS, 2001) e suas subdivisões (as *Regiões*, *Unidades* e seus *Elementos*; PONÇANO *et al.* 1981). O elemento de maior hierarquia (*Primeiro Táxon* ou *Sistema de Relevo*) caracteriza-se por sua aplicabilidade regional e está diretamente associada ao conceito de morfoestrutura; este pode ser subdividido em *Regiões Geomorfológicas* (ou *Segundo Táxon*), que compreendem os conjuntos morfoesculturais diferenciados na morfoestrutura; o *Terceiro Táxon* (ou *Unidades de Relevo*) compreende os agrupamentos de formas de denudação (relevo de dissecação) e formas de agradação (relevo de acumulação); no *Quarto Táxon* (ou *Elementos de Relevo*) são englobados os conjuntos de formas de relevo semelhantes, correspondentes às tipologias dos modelados de agradação e de degradação.

A aplicação *sensu stricto* desses conceitos poderia levar a uma indesejável proliferação de elementos arbitrários de formas. Neste trabalho, fazemos opção por uma abordagem centrada nos elementos morfoestruturais (dependência dos aspectos geológicos) e conjugada a fatores morfoclimáticos (variações climáticas, eustáticas e / ou hidrográficas), buscando-se uma interpretação morfodinâmica.

Nesta etapa (escala regional) é realizada uma síntese dos grandes domínios do relevo (as *regiões geomorfológicas* e *unidades* vinculadas) associados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul (figura 5.2). Do ponto de vista hidrodinâmico, isto significa analisar – embora, no nosso caso, de maneira resumida – o espaço ocupado pelas grandes bacias de drenagem, representadas pela região hidrográfica do Alto Uruguai e por parte das regiões

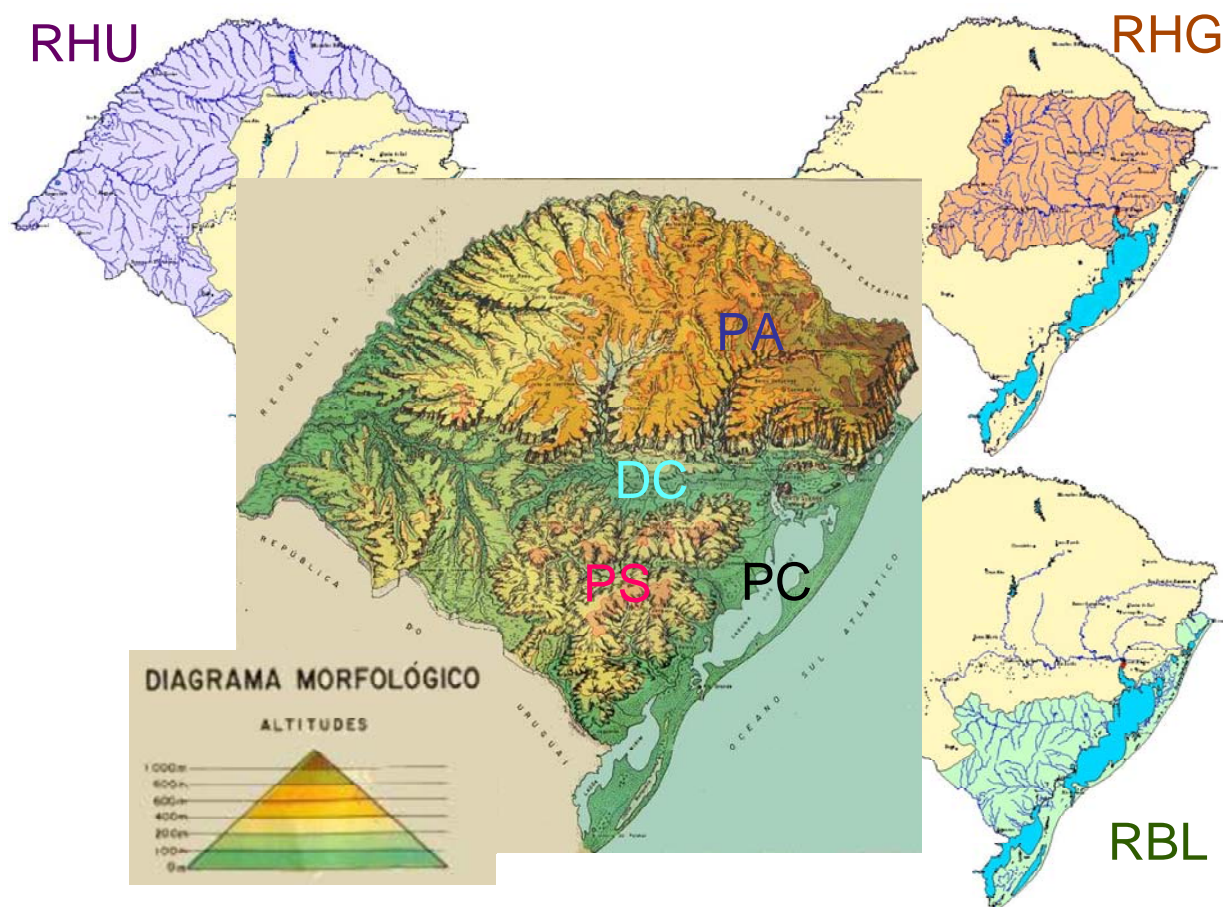


FIGURA 5.2 – Um esboço do relevo sul-riograndense (no quadro principal; ZAIONS, 1975), onde estão notavelmente diferenciadas as regiões geomorfológicas discutidas neste trabalho (PS = Planalto Sul-riograndense, PA = Planalto das Araucárias, DC = Depressão Central e PC = Planície Costeira). Nos quadros menores, estão delineadas as redes de drenagem que constituem as três regiões hidrográficas deste Estado (RHU = Uruguai, RBL = bacias litorâneas e RHG = Guaíba), de acordo com Governo do Estado do Rio Grande do Sul (DRH – SEMA/RS, 2002).

hidrográficas do Guaíba e das bacias litorâneas. A caracterização dos aspectos geomorfológicos da porção ocidental do Rio Grande do Sul não será aqui enfocada, exceto quando estes contribuem ao entendimento da morfogênese dos demais domínios.

A descrição dos elementos de relevo é fundamentada na análise de imagens semicontroladas de radar do Projeto RADAMBRASIL (escala 1:250.000), aerofotos (escala 1:110.000) obtidas pelo Serviço de Aerolevantamentos Cruzeiro do Sul (1975), base plani-

altimétrica SRTM (disponibilizada no *site* <<http://seamless.usgs.gov/>>), imagens de satélite LANDSAT 7 – ETM+ georreferenciadas e disponibilizadas no *site* <<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid>>), cartas 1:50.000 do Ministério do Exército – Diretoria de Serviço Geográfico, Carta 1:1.000.000 Folha SH-22 – Porto Alegre (IBGE, 1998) e mapas do Atlas Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul (VILLWOCK *et al.*, 1994).

Os elementos geomorfológicos assim obtidos são comparados com dados disponíveis na literatura regional, especialmente Justus *et al.* (1986) e Villwock e Tomazelli (1995).

5.1. Aspectos geomorfológicos gerais

Uma visão geral do relevo sul-riograndense está esboçada em um diagrama morfológico (ZAIIONS, 1975), reproduzido na figura 5.2.

A Geomorfologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul é abordada em vários trabalhos, dentre os quais se destacam alguns de abrangência geral (e.g. DELANEY, 1965; MÜLLER Fo., 1970; ASMUS e PAIM, 1986; JUSTUS *et al.*, 1986; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995; TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000) e outros de abrangência regional (e.g. MORRIS, 1963; PICADA, 1970; JOST, 1971; VILLWOCK, 1972; HORN Fo., 1987; MOURA-FUJIMOTO, 1997). A classificação aqui apresentada está apoiada em duas das propostas mais significativas para a região: a do Projeto RADAMBRASIL (JUSTUS *et al.*, 1986; figura 5.3.b), tendo em vista a abordagem ‘formal’ (classificação sistemática) contemplada no trabalho, e a classificação informal de Villwock e Tomazelli (1995; v. fig. 2.4), sendo esta uma referência clássica para a Geomorfologia da região costeira em tela. Essas duas proposições servem como referência para a hierarquização (sistematização) das

unidades e elementos geomorfológicos, bem como para a discussão de outros aspectos morfodinâmicos envolvidos na elaboração do relevo.

Assim, neste trabalho, propomos a seguinte organização dos elementos geomorfológicos que interagem com a dinâmica do setor costeiro:

Sistemas de Relevo: *Embasamento em Estilos Complexos* (Escudo Sul-riograndense),
Bacias e Coberturas Sedimentares (Bacia do Paraná) e *Bacias Costeiras*
(Província Costeira Sul-brasileira);

Regiões Geomorfológicas: *Planalto Sul-riograndense*, *Planalto das Araucárias*,
Depressão Central (transição entre o *Escudo Sul-riograndense* e a *Bacia do Paraná*), *Planície Costeira do Rio Grande do Sul*.

A hierarquização dos *sistemas de relevo* e das *regiões geomorfológicas* segue a proposição do Projeto RADAMBRASIL (JUSTUS *et al.*, 1986), com duas adaptações. Uma delas está relacionada à ‘posição’ da *Depressão Central*, por considerarmos tratar-se de uma região de transição entre o Escudo Sul-riograndense e a Bacia do Paraná; a outra diz respeito à consideração da *Planície Costeira* como uma *Região Geomorfológica* e as suas divisões (Interna e Externa, *de acordo com* JUSTUS *et al.*, 1986) como *Unidades de Relevo*.

A hierarquização das *unidades de relevo* também está baseada na proposição do Projeto RADAMBRASIL (JUSTUS *et al.*, 1986), exceto para a Planície Costeira – para a qual optamos pela adaptação e simplificação das propostas do Projeto RADAMBRASIL (JUSTUS *et al.*, 1986) e de Villwock e Tomazelli (1995) –. As unidades estão assim propostas:

Unidades associadas ao Planalto Sul-riograndense: *Planalto Residual Canguçu* –
Caçapava do Sul e *Planalto Rebaixado Marginal*;

Unidades associadas ao Planalto das Araucárias: *Planalto dos Campos Gerais, Planalto Dissecado do Alto Uruguai, Serra Geral (sub- unidades Aparados da Serra e Área Serrana), Patamares da Serra Geral;*

Unidades associadas à Depressão Central: *Depressão do Jacuí;*

Unidades associadas à Planície Costeira: *Planície Costeira Interna (sub-unidades de transição Rampas Coluviais e Leques Aluviais e Guaíba – Gravataí – Lombas) e Planície Costeira Externa.*

Justus *et al.* (1986) definem as *planícies costeiras Interna e Externa* como duas *regiões geomorfológicas* que contém as *unidades geomorfológicas Planície Aluvio-Coluvionar e Planície Lagunar (internas) e Planície Marinha (externa)*. Em nossa proposta, a hierarquia dessas planícies é ‘rebaixada’ devido aos elementos morfogenéticos apresentados e discutidos neste e nos capítulos subseqüentes; as *unidades geomorfológicas* daqueles autores também são ‘rebaixadas’ e reagrupadas.

As *Rampas Coluviais e Leques Aluviais* são interpretadas (neste trabalho) como uma *sub-unidade de transição* entre a Planície Costeira e os planaltos das Araucárias e Sul-riograndense e, em sua maior parte, corresponde à *Planície Aluvial Interna* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) e à *Planície Alúvio-Coluvionar* (JUSTUS *et al.*, 1986). A *Sub-unidade Guaíba – Gravataí – Lombas* (neste trabalho) representa uma transição múltipla, simultaneamente com o Planalto das Araucárias, com o Planalto Sul-riograndense e com a Depressão Central; corresponde às áreas da *Barreira das Lombas* e do *Sistema Lagunar Guaíba – Gravataí* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995); na hierarquização proposta por Justus *et al.* (1986), esta sub-unidade compreende parte das *unidades Planície Alúvio-Coluvionar e Planície Lagunar*. As *sub-unidades de transição* da Planície Costeira foram

introduzidas neste trabalho devido à importância morfodinâmica reconhecida para essas unidades geomorfológicas, conforme aqui apresentadas.

A *Planície Costeira Externa* (neste trabalho) engloba a *Barreira Múltipla Complexa* e o *Sistema Lagunar Patos – Mirim* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995), assim como as *unidades Planície Lagunar* e *Planície Marinha* descritas por Justus *et al.* (1986). O *Sistema Lagunar Patos – Mirim / Planície Lagunar* foi incorporado à descrição da *Planície Costeira Externa*, tendo em vista que a instalação e o fechamento do sistema lagunar estão diretamente ligados ao crescimento da *Barreira Múltipla Complexa / Planície Marinha*.

Embora seja um tema pouco enfatizado neste capítulo, a Plataforma Continental exerce um papel importantíssimo na evolução do relevo desta região, tendo em vista a diversidade de processos atuantes (tectônica, sedimentação e a dinâmica de fluidos), bem como pelo fato que uma boa parte do seu território – hoje submerso – ter constituído a área continental em vários estágios de sua evolução.

A abordagem morfotectônica da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul foi objeto específico de tese de doutoramento (CORREA, 1990). Alguns aspectos relacionados à evolução da plataforma foram tratados em capítulos precedentes (2 e 4) e voltarão a ser enfatizados nos capítulos subseqüentes.

A discussão que será apresentada neste capítulo é predominantemente descritiva e compreende um levantamento dos fatos geomorfológicos diretamente associados à Planície Costeira e de aspectos relevantes das regiões geomorfológicas adjacentes que possam contribuir ao entendimento da evolução geodinâmica da região costeira. A análise sobre a morfodinâmica desta região, entretanto, será tratada nos capítulos subseqüentes.

5.2. Domínio Morfoestrutural do Embasamento em Estilos Complexos: o Planalto Sul-riograndense

O Escudo Sul-riograndense compreende o domínio dos terrenos precambrianos e eopaleozóicos. A morfoesculturação neste domínio é heterogênea, correspondendo a um relevo dissecado, onde formas residuais (convexas suaves) coexistem com formas estruturadas (feições linearizadas, quando associadas falhas e zonas de cisalhamento) e relações topográficas diversas, com altitudes variando principalmente no intervalo entre 200 e 500 metros; as cotas maiores estão associadas aos divisores hidrográficos entre o Jacuí e o Camaquã (serras das Encantadas e do Tapes); um máximo de 601 metros é atingido na Serra do Tapes, região de Dom Feliciano.

O relevo está hierarquizado (Justus, 1986) segundo as unidades Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul e Planalto Rebaixado Marginal (figura 5.3).

O Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul configura os principais interflúvios deste domínio. No segmento norte (serras das Encantadas e dos Tapes) o escoamento canalizado flui dissimetricamente, em parte para a Bacia do Jacuí e a maior parte para a Bacia do Camaquã; no segmento sul as áreas elevadas (serras do Canguçu e Coxilha Pedras Altas, principalmente) atuam como divisores das águas das bacias litorâneas (rios Camaquã, Piratini, Jaguarão) e de sub-bacias do Rio Uruguai (rios Negro e Ibicuí); as *coxilhas* correspondem às formas de colinas com topos arredondados, sendo um elemento de relevo bastante comum na paisagem sul-riograndense.

A área de exposição do Embasamento está circunscrita pelos demais domínios morfoestruturais (Bacia do Paraná e Planície Costeira), correspondendo grosseiramente a uma forma trapezoidal, cuja base ocidental está delimitada pela Depressão do Ibicuí e a base

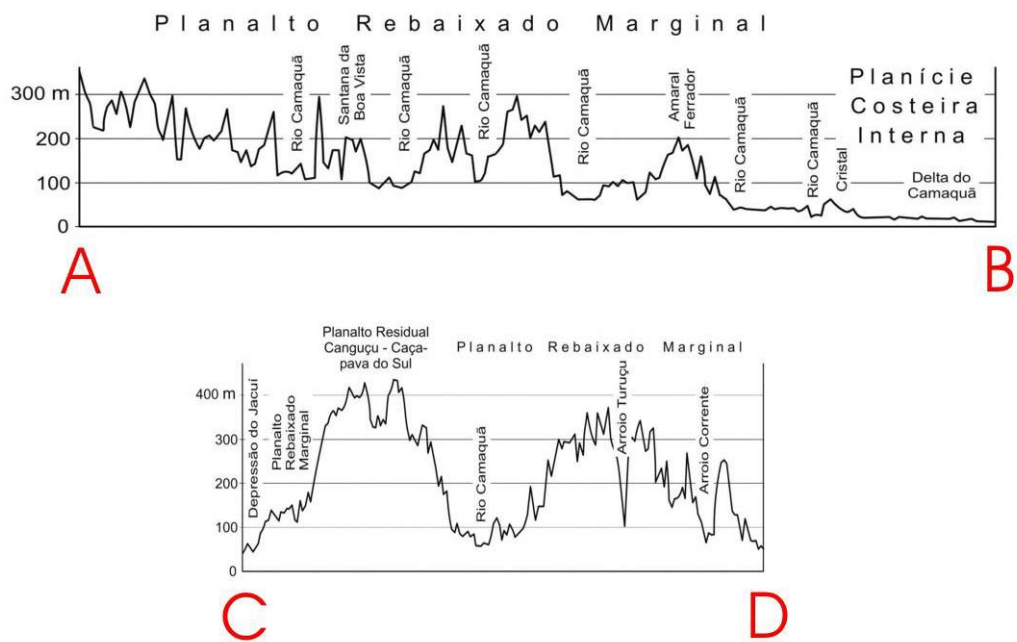
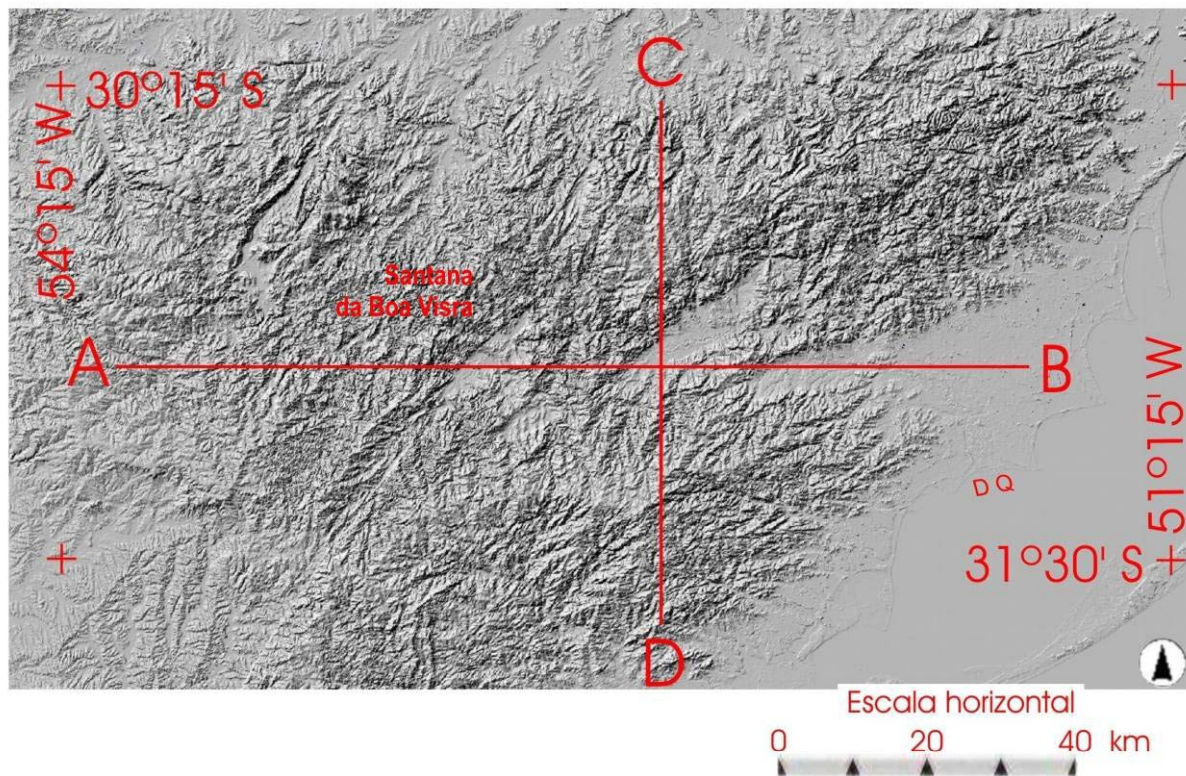


Figura 5.3 – Sombreamento digital do relevo da Bacia do Camaquã, na área do Planalto Sul-riograndense e transição para a Planície Costeira Sul-riograndense. Notar que o Rio Camaquã e seus afluentes evidenciam importantes trechos de aprofundamento de talvegues (incisões) sucedidos por áreas de espraiamento, quando o rio se torna meandrante (lagos de depressão); seu delta moderno (DQ = Delta do Camaquã) representa apenas mais uma dessas incisões. Fonte: base de dados SRTM, disponível no *site* <<http://seamless.usgs.gov/>>.

oriental (maior) é limitada pela Província Costeira, sendo paralela à linha de costa (NE-SW); o segmento correspondente à altura “mediana” (NW-SE) desse trapézio corresponde aproximadamente ao Arco do Rio Grande (ou de São Gabriel). O Complexo Viamão – Porto Alegre e a Coxilha das Lombas (em parte) representam uma anomalia no padrão geral de ocorrência das unidades precambrianas, pela sua disposição espacial (mais a leste e mais a norte) em relação ao “corpo principal”. Este aspecto será objeto de abordagem específica (tópicos 5.5.1. e 6.2.).

A interferência dos macro-elementos morfotectônicos se faz notar no padrão de distribuição das diversas unidades litoestratigráficas. A área aflorante do embasamento forma uma concavidade limitada pelo Lineamento Jacuí – Porto Alegre e pelo Arco de Polônio (este em território uruguaio), cuja inflexão é marcada pelo Arco do Rio Grande; o Embasamento reaparece a partir de Criciúma, ao norte do Sinclinal de Torres. O Baixo de Mostardas ocorre na parte superior da concavidade; o Cone do Rio Grande comporta-se como a zona axial do Arco do Rio Grande, correspondendo à concavidade erosiva da Bacia do Paraná (v. figura 4.4).

As drenagens deste domínio nas vizinhanças da Planície Costeira correspondem às bacias reunidas pela Região Hidrográfica das Bacias Litorâneas, representada principalmente pelos rios Camaquã, Jaguarão e Piratini, além do Canal de São Gonçalo. Esses rios podem exibir trechos com vales profundos, ocasionalmente alternados com trechos de vales alargados e planícies aluvionares associadas; no baixo curso, estes são barrados por lagos e pelas lagunas costeiras, favorecendo a deposição da carga detrítica diretamente na foz.

O Camaquã representa a principal bacia de drenagem desta região geomorfológica, sendo responsável pelo seccionamento dos setores de relevo elevado (Oeste,

Norte e Sul). O vale do Rio Camaquã compreende trechos de sulcos profundos (*gorges*), quando secciona o Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul e que se espraiam (a jusante) em planícies aluviais (*sag ponds*), especialmente nas regiões de Lavras do Sul, Santana da Boa Vista e Amaral Ferrador (figura 5.3). Na desembocadura ocorre uma importante incisão fluvial, que está descrita (ORTIZ, 1995) como relacionada à variação glácio-eustática do Pleistoceno superior (em associação ao evento Laguna – Barreira III). Alguns problemas relacionados a tal interpretação serão discutidos nos capítulos subseqüentes.

5.3. Domínio Morfoestrutural da Bacia do Paraná: o Planalto das Araucárias

Esta região geomorfológica é suportada principalmente pelas rochas vulcânicas reunidas sob a denominação de Formação Serra Geral, unidade mesozóica da estratigrafia da Bacia do Paraná. A superfície estrutural (o *Planalto dos Campos Gerais*) evidencia um mergulho regional para oeste, controlado pelo “*rebound*” da Bacia do Paraná, com altitudes máximas próximas à borda da serra (acima dos 1.200 metros), bem como ocorrem patamares em 1.000, 800 e 400 metros, associados a escalonamentos e/ou morros testemunhos e decaem para leste, até aproximadamente os 100 metros – na Planície do Rio Uruguai – .

O grau de dissecação dessa superfície é variável e um profundo entalhamento na área elevada está associado à ação fluvial relacionada a meandros incisivos (figura 5.4), ocasionando a regressão de cabeceiras de drenagens no reverso da serra, notadamente vários canais das bacias do Alto Uruguai (*Planalto Dissecado do Alto Uruguai*) e do Jacuí (na transição para a *Depressão Central*); na passagem dos planaltos dos Campos Gerais para o das Missões predominam colinas de topos planos.

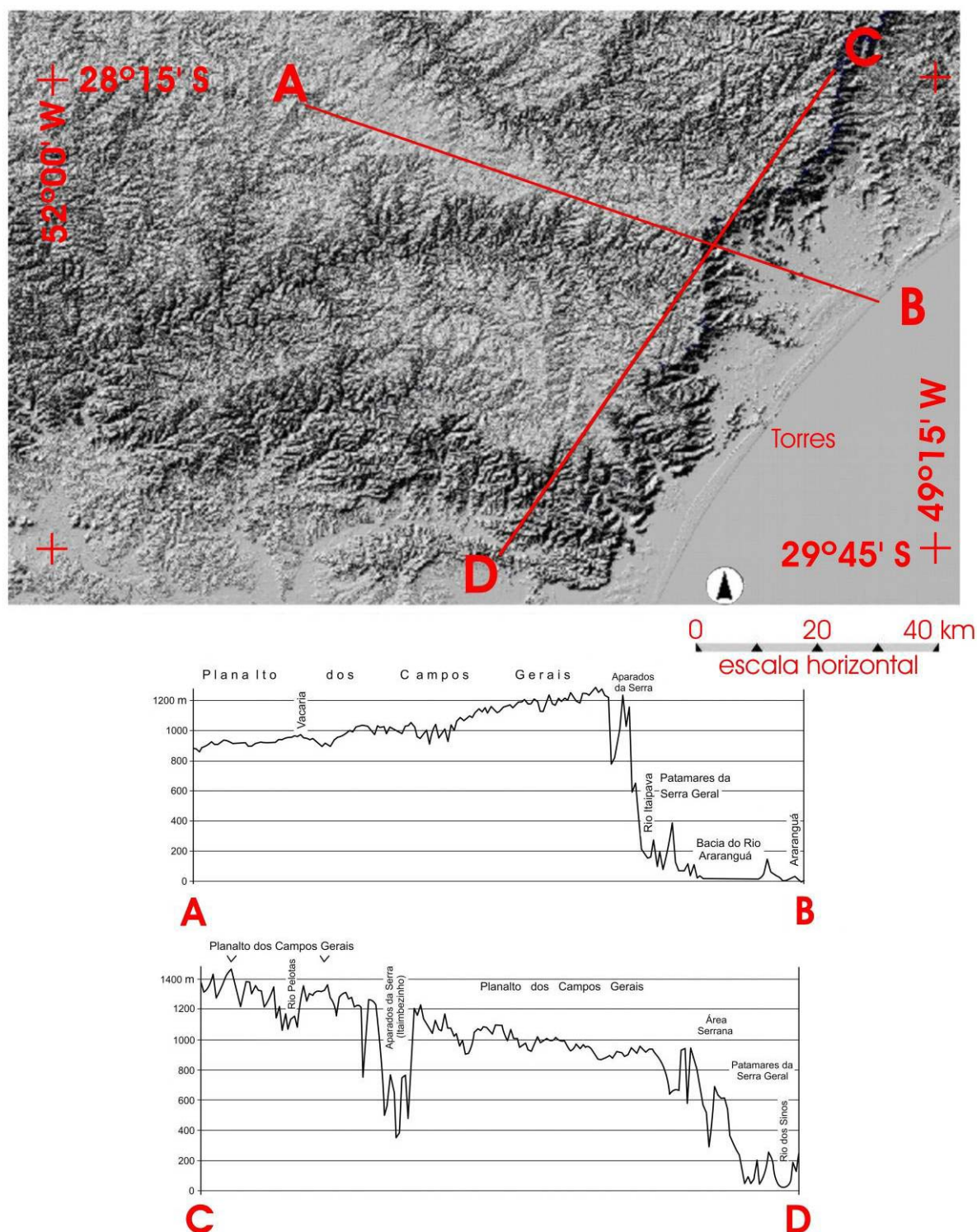


FIGURA 5.4 – Configuração das terminações oriental e meridional do *Planalto das Araucárias*. Os *Aparados da Serra* correspondem à escarpa atlântica, onde os rios da Bacia Litorânea promovem intensa erosão vertical (*canyons* e vales em “V” em associação a anfiteatros). A *Área Serrana* (terminação sul) é dissecada pelas bacias dos rios Caí e dos Sinos. Em ambos os casos, patamares e morros testemunhos (a Unidade *Patamares da Serra Geral*) ‘interrompem’ a quebra do talude. Na Unidade *Planalto dos Campos Gerais*, um profundo entalhamento está associado à ação fluvial relacionada a meandros incisivos, ocasionando a regressão de cabeceiras de drenagens no reverso da Serra Gaúcha. Fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>.

As escarpas que delimitam a área planáltica são reunidas sob a denominação *Unidade Geomorfológica Serra Geral* (JUSTUS *et al*, 1986). A terminação oriental do Planalto ocorre segundo uma abrupta escarpa e é regionalmente conhecida como *Aparados da Serra* onde os rios da Bacia Litorânea promovem intensa erosão vertical; as drenagens instaladas sobre a escarpa atlântica exibem freqüentemente *canyons* e vales em “V”, em associação a anfiteatros (figura 5.4), patamares e morros testemunhos (a Unidade *Patamares da Serra Geral*). A terminação meridional é menos abrupta (a Sub-unidade *Área Serrana*) e também compreende escalonamentos associados a patamares e morros testemunhos (os *Patamares da Serra Geral*); a passagem destes domínios para a área do escudo corresponde à denominada *Depressão Central*, representada pelas planícies associadas às bacias hidrográficas do Jacuí (em torno do paralelo 30° S) e do Ibicuí (região sub-meridiana 55° W, a oeste).

A rede de drenagem no reverso da Serra está relacionada às regiões hidrográficas do Alto Uruguai e do Guaíba (figura 5.2). A região do Alto Uruguai compreende as sub-bacias dos rios Pelotas (divisa RS – SC) e Canoas (em território catarinense); no Rio Grande do Sul é constituída pelas sub-bacias Apuaê – Inhandava, afluentes da margem esquerda do Rio Pelotas. A Região Hidrográfica do Guaíba é representada pelas bacias dos rios dos Sinos, Caí, e Antas – Taquari, sendo que as drenagens da Bacia do Jacuí, no curso médio a inferior, transicionam para os *Patamares da Serra Geral* e para a *Depressão Central*, sendo estas as principais responsáveis pela modelagem do relevo. Na escarpa atlântica, as drenagens estão relacionadas à Região Hidrográfica das Bacias Litorâneas, onde são encontradas as bacias dos rios Mampituba, Cardoso, Três Forquilhas e Maquiné; neste domínio, esses rios mostram canais profundamente encaixados e vertentes íngremes.

Os interflúvios, em sua maioria, não são marcados por critérios topográficos ou litológicos. A regressão da drenagem é principalmente controlada pelas estruturas reconhecíveis na seqüência basáltica (pares conjugados contidos nos quadrantes NE-SW); embora a direção NW-SE não seja uma direção estrutural bem evidenciada nas rochas da Bacia do Paraná, esta se apresenta fortemente marcada tanto na borda da serra quanto nas suas encostas, sendo esta uma direção preferencial para o fluxo canalizado nos Aparados da Serra.

Algumas bacias (rios dos Sinos, Tainhas, Antas, entre outros) buscam suas nascentes praticamente na cornija da Serra; nessa regressão das cabeceiras, os canais chegam a transpor divisores naturais das águas que deveriam escoar pela encosta daquelas que teriam seu caminho natural pelo reverso da serra (especialmente o Rio dos Sinos). Do ponto de vista morfotectônico, isto é bastante significativo e representa uma anomalia de drenagem regional, tendo em vista que a grande diferença entre os gradientes do planalto (reverso de fraco mergulho) e da encosta atlântica (escarpada, com declividades de alto ângulo cujos desníveis comumente ultrapassam os 600 metros) caracterizam uma nítida exceção às regras básicas do fluxo canalizado. Este assunto será enfatizado em abordagem específica (Capítulo 6).

O relevo é modelado sobre as rochas vulcânicas (predominantemente basálticas) da Formação Serra Geral e arenitos (Formação Botucatu), que correspondem a unidades mesozóicas da Bacia do Paraná. A sedimentação associada aos processos quaternários corresponde a depósitos de leito, barras em pontal e ocasionais depósitos de transbordamento. Predominam as fácies grossas (areia, seixos, blocos, etc.), sendo que os sedimentos mais finos são carregados para o baixo curso e para o Guaíba, constituindo planícies aluvionares e lagunares cujas cotas situam-se abaixo dos 40 metros.

5.3.1. O Planalto dos Campos Gerais

Esta unidade geomorfológica é representada pelas áreas mais elevadas da Serra Gaúcha, definindo os interflúvios dos vales entalhados nos altos cursos das drenagens regionais. A dissecação apresenta um padrão preferencial, controlado pela estruturação da Bacia do Paraná; um sistema de falhas e juntas de direção ENE-NNE é fortemente marcado em imagem de Radar e, segundo essas direções, ocorre preferencialmente o escoamento canalizado e subsequente entalhamento fluvial, gerando os meandros incisos. Alguns encaixamentos fluviais fogem a esse padrão – especialmente nos Aparados da Serra – e serão oportunamente abordados (capítulos 6 e 7).

As maiores altitudes estão situadas próximas à terminação oriental, cujas cotas freqüentemente ultrapassam os 900 metros, com um máximo (em território sul-riograndense) de 1.309 metros, em São José dos Ausentes. Nesta unidade, os interflúvios, em sua maioria, não denotam controle topográfico ou litológico e a regressão da drenagem é principalmente controlada pelas estruturas reconhecíveis na seqüência basáltica, representados mormente por pares conjugados contidos nos quadrantes NE-SW.

Em território sul-riograndense, o setor norte deste planalto exhibe uma rede de drenagem caracterizada principalmente por canais meândricos entrincheirados e produz uma profunda degradação desta unidade geomorfológica, sendo que as paisagens resultantes correspondem à unidade *Planalto Dissecado do Rio Uruguai* (JUSTUS *et al.*, 1986). O setor meridional também está marcado por meandros incisos relacionados às drenagens da Bacia do Jacuí (rios Caí, Antas – Taquari, Tainhas, etc.), sendo marcante uma morfologia de canais hemi-anelares que se mostram topograficamente associados (vales incisos) às regiões de maiores altitudes da área de exposição das rochas da Bacia do Paraná, correspondendo à

borda planáltica. Essa morfologia volta a se repetir em relação ao canal do Rio dos Sinos, já nos domínios da Área Serrana / Patamares da Serra Geral.

As principais feições geomórficas descritas para a área planáltica correspondem aos processos erosivos relacionados aos fluxos superficial e canalizado, sendo este último fortemente controlado pelas estruturas (juntas e falhas NNE x ENE) impressas nas rochas vulcânicas, resultando uma superfície estrutural plano-ondulada descontínua, entremeada por morros alongados e / ou isolados, depressões e ressaltos topográficos controlados por erosão diferencial, assim como pelos vales relacionados às incisões fluviais.

Os processos agradacionais estão representados por depósitos colúvio-aluvionares, siliciclásticos polimodais e algumas linhas de pedra (*stone lines*), sendo que alguns desses depósitos acham-se falhados (capítulo 6).

5.3.2. O Planalto Dissecado do Alto Uruguai

Corresponde aos setores sujeitos à dissecação imposta ao Planalto dos Campos Gerais pela Bacia do Rio Uruguai em seu alto curso, representado em território sul-riograndense pelo Rio Pelotas e seus afluentes da margem esquerda.

O entalhamento é provocado por erosão regressiva das cabeceiras de drenagem, definindo vales profundos e vertentes íngremes, com rupturas de declive e patamares associados aos diferentes níveis de lavas, configurando-se como um representante espetacular de meandros incisos entrincheirados (*de acordo com* SCHUMM, 1977; SUMMERFIELD, 1991).

Nas imagens dos sistemas LANDSAT 7 ETM e de RADAR, nota-se que o entalhamento segue um padrão estruturado no quadrante NE-SW, cujo sistema de falhas e/ou juntas assume direções NNE-SSW – ENE-WSW, segundo as quais há uma preferência do escoamento canalizado. A direção NW-SE também se faz presente na terminação planáltica e nos Aparados da Serra; nesta direção, ocorrem alguns dos mais notáveis entalhamentos fluviais desta região, representados pelos *canyons*. Estes aspectos serão rediscutidos em capítulos subseqüentes (capítulos 6 e 7).

O Rio Pelotas tem suas nascentes nas proximidades da borda planáltica (Bom Jardim da Serra, SC) em altitudes entre 1.300 e 1.500 metros; o curso deste rio mostra-se encaixado em um vale estruturado (segundo as direções NNW, NNE e ENE), em desníveis da ordem dos 200 – 300 metros, configurando um amplo arco, desde Bom Jesus (divisa SC – RS) até Porto Xavier (fronteira com a Argentina). Em detalhe (figura 5.5), define trechos de canais retos alternados com trechos sinuosos e freqüentes vales em ferradura. Vários exemplos de vales suspensos também são facilmente perceptíveis, associados à profunda incisão dos canais principais.

A bacia do Alto Uruguai é dissimétrica, predominando a contribuição de drenagens da margem direita (norte). Os seus principais afluentes nas proximidades dos Aparados da Serra são os rios Lava-Tudo, Pelotinhas e Canoas (margem direita, em território catarinense); na margem esquerda (em território sul-riograndense) destacam-se os rios Cerquinha e dos Touros.

As feições geomórficas reconhecidas para esta unidade estão diretamente associadas à degradação da área do Planalto dos Campos Gerais promovida pela bacia do alto

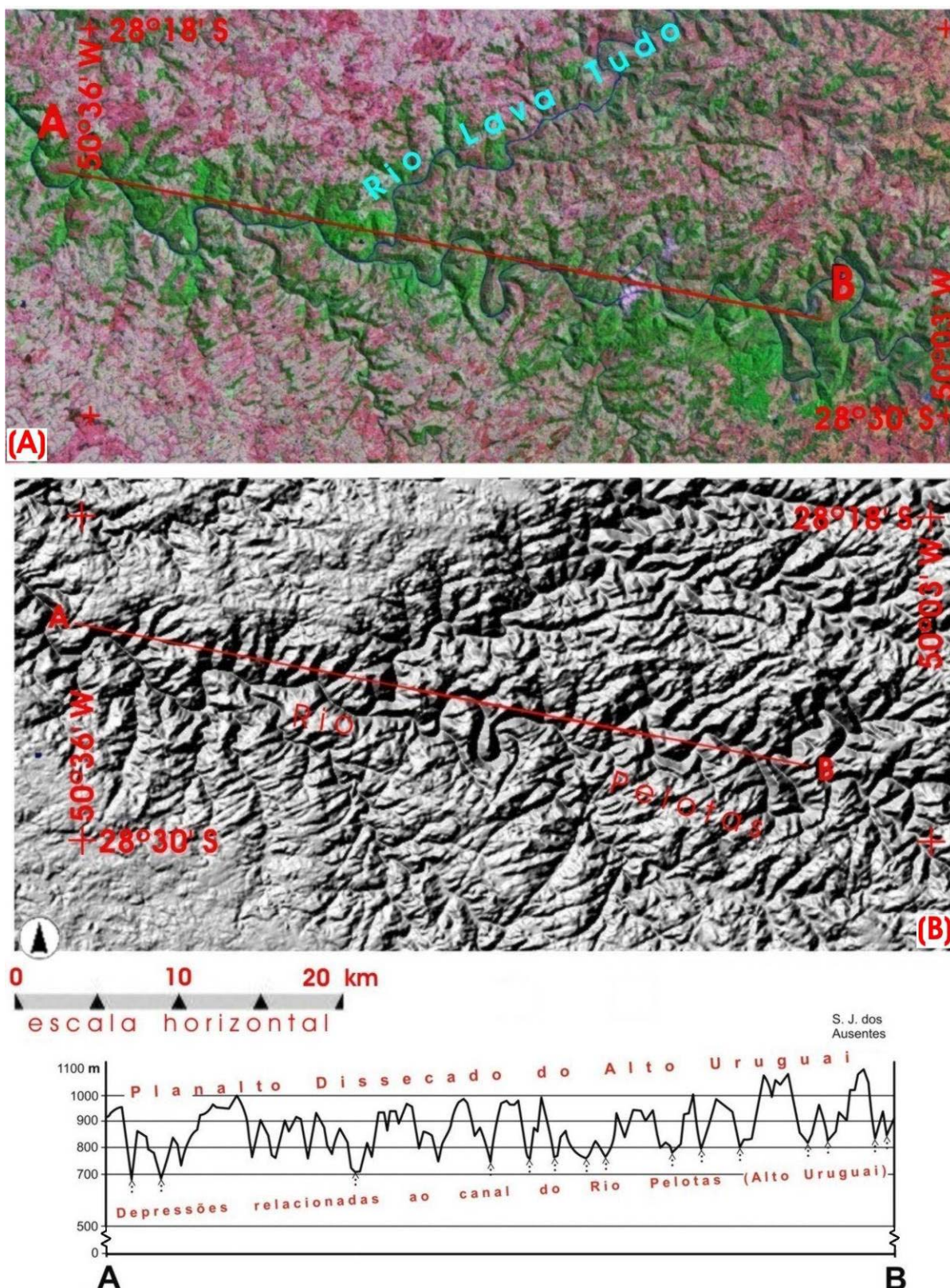


FIGURA 5.5 – Aspecto geral do *Planalto Dissecado do Alto Uruguai*, onde estão muito bem caracterizados os meandros incisivos entrincheirados e vales em ferradura. No perfil topográfico destacam-se as incisões e a declividade geral para oeste, em direção à calha do Rio Paraná. Fontes: (A) recorte de imagem da NASA (S-22-25), cobertura Landsat 7 ETM+, disponível em <<https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/mrsid.pl>>; (B) e perfil construídos com a base de dados SRTM, disponível a partir do site <<http://seamless.usgs.gov/>>.

Rio Uruguai, correspondendo aos meandros incisos entrincheirados; nas vertentes, rupturas de declive coexistem com patamares estruturais produzidos por erosão diferencial do pacote de rochas vulcânicas, à qual está associada a pedogenização destas rochas.

5.3.3. A Serra Geral

Esta *Unidade Geomorfológica* corresponde aos limites dos Planaltos dos Campos Gerais em suas porções oriental (conhecidos como os *Aparados da Serra*), e meridional (a *Área Serrana*). Uma acentuada ruptura de relevo define a passagem entre a área planáltica e a Planície Costeira, cujos desníveis são da ordem dos 600 – 800 metros e máximos de até 1.000 metros.

5.3.3.1. Aparados da Serra

Em território sul-riograndense, os *Aparados da Serra* definem uma escarpa que segue uma orientação variando de N – S (de São Pedro de Alcântara a Cambará do Sul), para NNE – SSW (de Cambará a Osório), a partir de onde inflete bruscamente para E – W (em direção ao interior do continente), passando a ser chamada de *Área Serrana* (figura 5.6). O escarpamento na macroescala configura-se como linearizado (N-S e NNE-SSW); mais detalhadamente, corresponde a uma sucessão de reentrâncias estruturalmente controladas, definidas por vertentes côncavas que comportam vales profundos e fechados em “V”, correspondendo, em sua maioria, a *canyons*, sendo esta uma paisagem bastante comum nesta região (*canyons* Fortaleza, Malacara, Itaimbezinho, etc.).

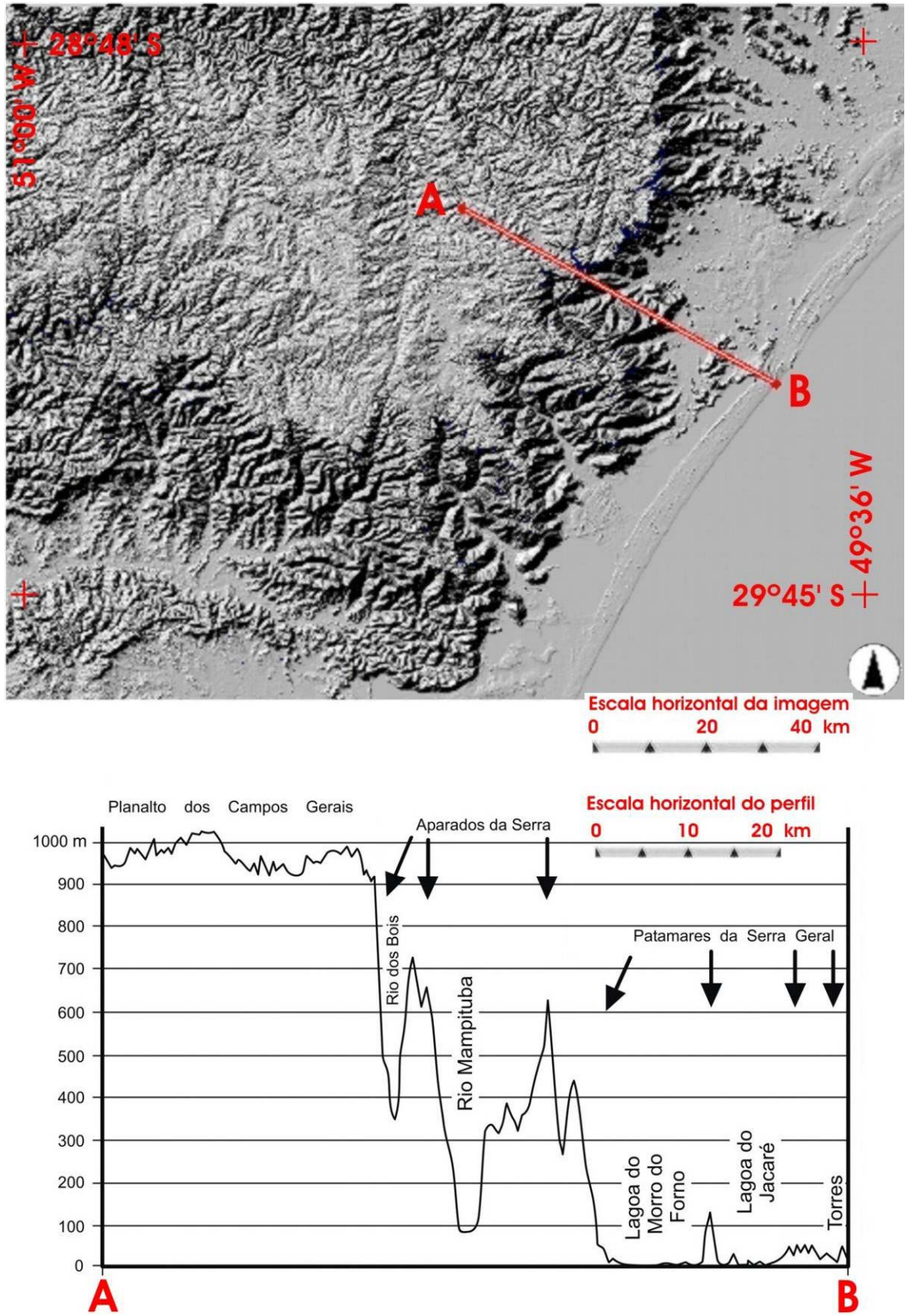


FIGURA 5.6 – Aspecto da Unidade *Serra Geral* onde está caracterizada a acentuada ruptura de declive do *Planalto das Araucárias* para a *Planície Costeira*; os ressaltos encontrados entre a área planáltica e a planície correspondem aos *Aparados da Serra* (nas incisões da borda planáltica) ou *Patamares da Serra Geral*. Fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>.

A principal forma de relevo está representada pela encosta íngreme, com patamares estruturais associados, recortada pelas drenagens da Bacia Litorânea. A paisagem está marcada por anfiteatros e *canyons* controlados por traços estruturais, com freqüentes feições trapezoidais e triangulares associadas. Os canais principais apresentam um segmento amplo de talvegues topograficamente rebaixados e baixo gradiente, sendo que ocorre uma passagem relativa brusca para um alto curso de talvegue íngreme, este com pouca penetração erosiva na unidade planáltica. A evolução da rede de drenagem é responsável pela transição desta Unidade para a Planície Costeira, através de um conjunto de formas de relevo associadas principalmente à *Unidade Patamares da Serra Geral*.

A borda de orientação N-S representa um avançado estágio de recuo da escarpa pela ação das drenagens associadas às nascentes das bacias dos rios Araranguá e Mampituba; neste segmento as formas de relevo são abruptas e os vales apresentam grande aprofundamento em suas nascentes (*canyons*); a seção transversal desses rios corresponde a vales em “V” fechados e profundos, com desníveis (interflúvio – talvegue) às vezes ultrapassando 600 metros.

A escarpa NNE-SSW marca o limite do Planalto da Araucárias com a Planície Costeira. Os rios que descem a escarpa (Mampituba, Cardoso, Três Forquilhas e Maquiné) configuram paisagens associadas a uma intensa erosão regressiva (atual e pretérita), representada por anfiteatros, cristas em sela, morros piramidais, facetas trapezoidais e triangulares. Essa transição ocorre diretamente como uma ruptura de declive (os *Aparados da Serra*) ou através de batentes nos platôs basálticos e morros testemunhos (os *Patamares da Serra Geral*).

A borda do Planalto mostra dissecação preferencialmente controlada pelas estruturas, sendo estas representadas por sistemas de fraturamentos regionais NNE X ENE. A orientação NW-SE também se apresenta como uma orientação estrutural, porém só está perceptível neste segmento de borda planáltica; segundo esta direção instalou-se uma parcela significativa da Bacia Litorânea da região (trechos do baixo curso dos principais rios principais e seus afluentes).

Um dos exemplos mais espetaculares da dissecação está representado pelo segmento principal do *Canyon* do Itaimbezinho (figura 5.7). Este *canyon* é formado pelas nascentes do Rio do Boi, que deságua no *canyon* de direção ENE \Rightarrow WSW e em seguida assume a orientação NNE \Rightarrow SSW e é interceptado no rumo NW \Rightarrow SE, definindo neste setor o *canyon* principal, sendo esta uma direção estrutural bem menos evidente que as duas primeiras. Ao se aproximar da zona de planície, esta pequena drenagem define um “*canyon* alargado”, configurando um arco em parte esculpido sobre o traço estrutural ENE-WSW e que vai confluir em alto ângulo com o Rio Mampituba, definindo um cotovelo de captura segundo a orientação ENE-WSW (figura 5.7) e que marca a passagem dos Aparados da Serra para a Planície Costeira. Neste setor, o Rio Mampituba exibe um canal reto de direção ENE-WSW, denotando o forte controle estrutural que influencia a arquitetura fluvial.

A discussão sobre a origem e evolução da escarpa atlântica da Serra Geral é um assunto bastante discutido na literatura (*e.g.* LEINZ, 1949, *apud* DELANEY, 1965; MÜLLER Fo., 1970; JUSTUS *et al.*, 1986), notadamente se esta representa uma escarpa de falha ou um recuo erosivo “normal”. Oportunamente (capítulos 6 e 7) este tema será novamente enfocado.

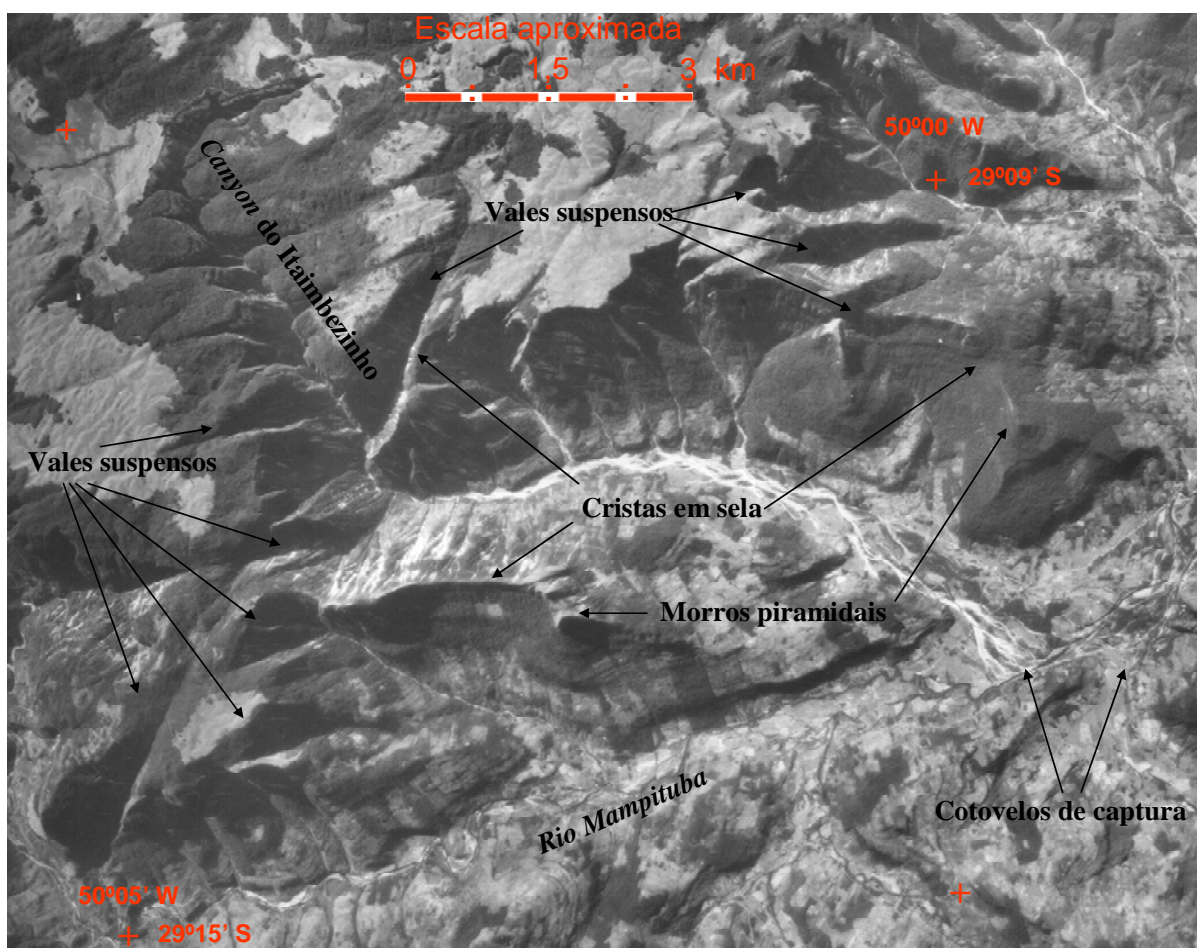


FIGURA 5.7 – Imagem não restituída (aerofoto 2614), mostrando o *Canyon do Itaimbezinho* e várias feições geomórficas associadas, esculpidos pelas drenagens relacionadas às nascentes da bacia do Rio Mampituba, na região dos Aparados da Serra.

5.3.3.2. A Área Serrana

Sob esta denominação são agrupadas as formas de relevo encontradas na terminação meridional dos Planaltos dos Campos Gerais (FIGURA 5.8), conhecida como a *Região Serrana*. Corresponde aos limites entre a Serra Gaúcha e a Depressão do Jacuí, cuja transição pode ser por rupturas de declive (a *Área Serrana*, propriamente dita; JUSTUS *et al.*,

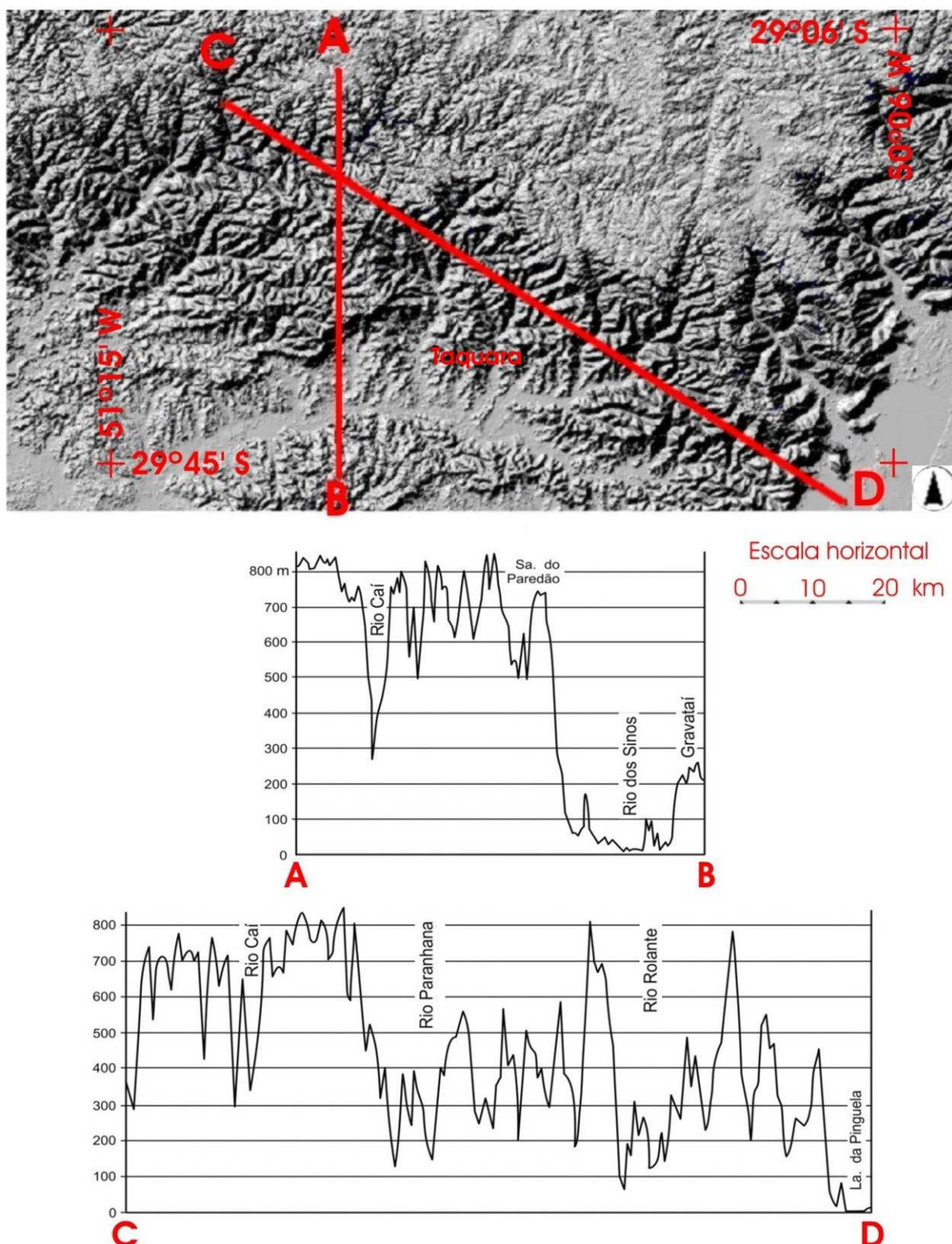


FIGURA 5.8 – Aspecto da Sub-unidade *Área Serrana*, destacando perfis topográficos transversal (A-B) e diagonal (C-D). Esta sub-unidade marca a transição do *Planalto das Araucárias* para os *Patamares da Serra Geral*, através de uma acentuada ruptura de declive que é provocada pelos meandros incisivos entrincheirados tão comuns nesta região. Os ressaltos em cotas mais rebaixadas (inferiores a 400 metros) correspondem à unidade *Patamares da Serra Geral*. Fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>.

1986) ou escalonamentos (os *Patamares da Serra Geral*). O relevo da *Área Serrana*, juntamente com os *Patamares da Serra Geral* mostra-se, evidentemente, controlado pela morfodinâmica da Bacia do Rio Jacuí.

A *Área Serrana* corresponde topograficamente à continuidade meridional (leste – oeste) dos Aparados da Serra (figura 5.8), iniciando-se na “esquina de Osório” (região da Lagoa das Maltas), onde a escarpa atlântica NE-SW faz uma brusca inflexão para E-W (no sentido oeste); o reverso da superfície estrutural também evidencia caimento neste sentido. A direção E-W, também está materializada em amplos trechos dos vales dos rios Vacacaí, Jacuí e Gravataí, responsáveis pela esculturação da Depressão Central Gaúcha.

Esta unidade representa uma frente de escarpa recuada, balizada por rupturas de declive, patamares e morros testemunhos. A erosão fluvial imprimiu uma profunda e intensa dissecação do relevo, em grande parte adaptada às estruturas regionais. A drenagem seccionou os vários derrames basálticos, gerando vertentes íngremes e escalonamentos; os principais rios são o dos Sinos, Caí, Taquari, Pardo e Jacuí em seus médios a baixos cursos.

O interflúvio dos rios dos Sinos e Caí representa uma mudança no comportamento fisiográfico da área planáltica, onde o Rio dos Sinos promove uma intensa degradação na terminação meridional, porém conserva uma borda atlântica elevada. A esta degradação associa-se uma expressiva erosão regressiva das nascentes do Rio dos Sinos, que remontam ao limite serra – encosta (v. Capítulo 6).

As nascentes da Bacia do Taquari também remontam ao limite serra – encosta, sendo que uma grande área interfluvial do Rio das Antas com o Rio Caí (região de Lageado Grande) mostra-se muito pouco dissecada, ocorrendo apenas alguns cursos fluviais de 1^a e 2^a ordens dispostos radialmente a partir da região de Várzea do Cedro. Por outro lado, as

drenagens principais (Caí e Antas) mostram vales individualizados e encaixados (meandros incisos), com expressivo recuo das vertentes, ocasionalmente apresentando vales em ferradura associados.

Assim como na face atlântica, o escarpamento da Área Serrana configura-se, na macroescala, como linearizado (E-W). Mais detalhadamente, entretanto, corresponde a uma sucessão de reentrâncias estruturalmente controladas, definidas por vertentes côncavas que comportam vales profundos relacionados aos grandes rios da região, mais marcadamente no Rio Taquari. A degradação da escarpa é promovida pelo canal do Jacuí, em associação aos rios que drenam a área planáltica e configuram paisagens associadas a uma intensa erosão regressiva (atual e pretérita), representada por anfiteatros, patamares com cristas sinuosas e morros testemunhos, transicionando (e em parte se confundindo) com as unidades *Patamares da Serra Geral* e *Depressão Central* (v. figura 5.9).

Alguns autores (*e.g.* JUSTUS *et al.*, 1986) interpretam a evolução da Área Serrana como resultante exclusivamente de erosão diferencial, o que teria conduzido a “uma grande área de circundesnudação periférica”. Entretanto, utilizando-se os conceitos de análise morfotectônica na interpretação da rede de drenagem (*e.g.* SCHUMM, 1977; SUMMERFIELD, 1991; SCHUMM e ETHRIDGE, 1994), concluímos que a erosão diferencial poderia até explicar a incisão fluvial que gera os patamares e os morros testemunhos, mas não explicaria outros aspectos geomórficos relacionados à esta e às demais unidades geomorfológicas associadas. Os elementos associados ao comportamento hidrodinâmico das drenagens (especialmente dos rios Gravataí e dos Sinos), cujas nascentes situam-se em posição topográfica inferior à própria área drenada, a linearidade notavelmente expressa na escarpa e nos canais fluviais E-W (Vacacaí – Jacuí – Gravataí) e o encaixamento NW-SE dos vales na escarpa atlântica, são algumas das feições que escapam a uma interpretação coerente se aplicarmos somente os conceitos relacionados à Geomorfologia

Climática. Uma interpretação morfotectônica é proposta (capítulos 6 e 7) para compatibilizar esse conjunto de aspectos reconhecidos nestas unidades do relevo (Serra Geral – Depressão do Jacuí – Planície Costeira).

5.3.4. Os Patamares da Serra Geral

Esta Unidade Geomorfológica corresponde às bordas escalonadas das unidades de transição da área planáltica (*Unidade Serra Geral*) e representa testemunhos do recuo da linha de escarpa, cedendo lugar à *Depressão Central do Jacuí* (porção meridional) e à *Planície Costeira* (porção oriental).

O relevo desta Unidade corresponde às superfícies estruturais modeladas sobre os basaltos da Formação Serra Geral (patamares e morros testemunhos mais elevados) e arenitos da Formação Botucatu (em níveis mais baixos), seccionados por cursos fluviais e associados freqüentemente a anfiteatros e paleoanfiteatros.

Os relevos associados ao domínio atlântico apresentam níveis profundos de entalhamento fluvial e forte controle estrutural. As formas resultantes podem configurar patamares e morros testemunhos, cujas cristas podem exibir contornos retos, sinuosos ou topos planos. Algumas elevações residuais exibem formas complexas (morros com formas piramidais e em sela), às quais ocorrem associadas encostas com facetas trapezoidais e triangulares. Os topos dessas elevações podem ocorrer em diversas cotas altimétricas, conforme reconhecido em seções topográficas Cambará – Torres ou São Francisco de Paula – Maquiné (v. figura 5.6).

Na encosta meridional, o relevo no segmento Porto Alegre – Osório – São Francisco de Paula é notavelmente controlado pela evolução da bacia do Rio dos Sinos (v. figura 5.8). As drenagens das cabeceiras desta bacia comportam-se como rios antecedentes, seccionando altos topográficos através de canais de vertentes íngremes, cujos desníveis entre os interflúvios e os talwegues superam comumente os 300 metros; outro aspecto espetacular é a regressão dessas cabeceiras até o limite da cornija do da área planáltica. A importância morfodinâmica deste comportamento da rede de drenagem será avaliada em capítulos subseqüentes (capítulos 6 e 7).

Os modelados de acumulação associam-se principalmente a depósitos de enxurradas (fluxo de detritos) e gravitacionais (depósitos de deslizamento e escorregamento), associados às rupturas de declive e em parte as retificando.

5.4. Domínio Morfoestrutural de Transição: a Depressão Central

Esta Região Geomorfológica corresponde à transição entre o *Embasamento em Estilos Complexos* e as *Bacias e Coberturas Sedimentares*, marcado por um corredor topográfico entre o Escudo e o Planalto Meridional / *Cuesta* do Haedo drenado pela Bacia do Ibicuí (*Unidade Geomorfológica Depressão do Ibicuí*) e pelo médio e baixo cursos do Rio Jacuí e pelas drenagens a ele afluentes (*Unidade Geomorfológica Depressão do Jacuí*), sendo que o baixo curso e o delta do Jacuí interagem com a Unidade Geomorfológica *Planície Costeira Interna*.

O contexto discutido neste trabalho refere-se ao trecho da *Depressão Central do Jacuí* que interage com a *Planície Costeira* (v. capítulos 6 e 7) e que está diretamente relacionado à morfodinâmica responsável pela degradação dos *Patamares da Serra Geral* e o

desenvolvimento das *Rampas Colúvio-aluvionares*. Esses elementos geomorfológicos representam a transição entre o *Planalto Sul-riograndense* (Embasamento), as unidades associadas ao *Planalto das Araucárias* (Bacia do Paraná) e, na região de Porto Alegre – Osório, à *Planície Costeira* (Província Costeira Sul-brasileira).

O domínio da *Depressão do Jacuí* está relacionado às áreas topograficamente rebaixadas associadas ao baixo curso dos tributários do Rio Jacuí, em associação a toda extensão do seu vale leste – oeste, desde o Rio Vacacaí até a região do Delta do Jacuí / Guaíba. O relevo moderno está esculpido sobre as rochas da Bacia do Paraná (principalmente) e do Embasamento precambriano, no seu limite meridional.

O segmento associado à porção média a inferior da Bacia do Jacuí (Rio Jacuí e o baixo curso das drenagens a ele afluentes) caracteriza-se pelo desenvolvimento de uma ampla planície aluvial de orientação subparalela (entre 29° S e 31° S) e em cuja desembocadura se desenvolve um delta, para o qual confluem os rios Gravataí, dos Sinos e Caí.

As drenagens deste domínio correspondem à Região Hidrográfica do Guaíba; nas vizinhanças da Planície Costeira esta Região Hidrográfica é representada pelo Lago Guaíba e pelo baixo curso dos rios das bacias do Gravataí, dos Sinos, do Caí e do Jacuí, bem como por pequenos arroios (entre os quais, destaca-se o do Ribeiro) que drenam diretamente a partir da área do Escudo (figura 5.9).

Na porção setentrional, os interflúvios da Depressão do Jacuí correspondem a morros (*Patamares da Serra Geral*) e encostas mais elevadas (*Área Serrana*); as morfologias degradacionais são esculpidas pelo próprio Rio Jacuí e pelos seus tributários que drenam a área planáltica, sobre as rochas da Bacia do Paraná. Na porção meridional, uma extensa área

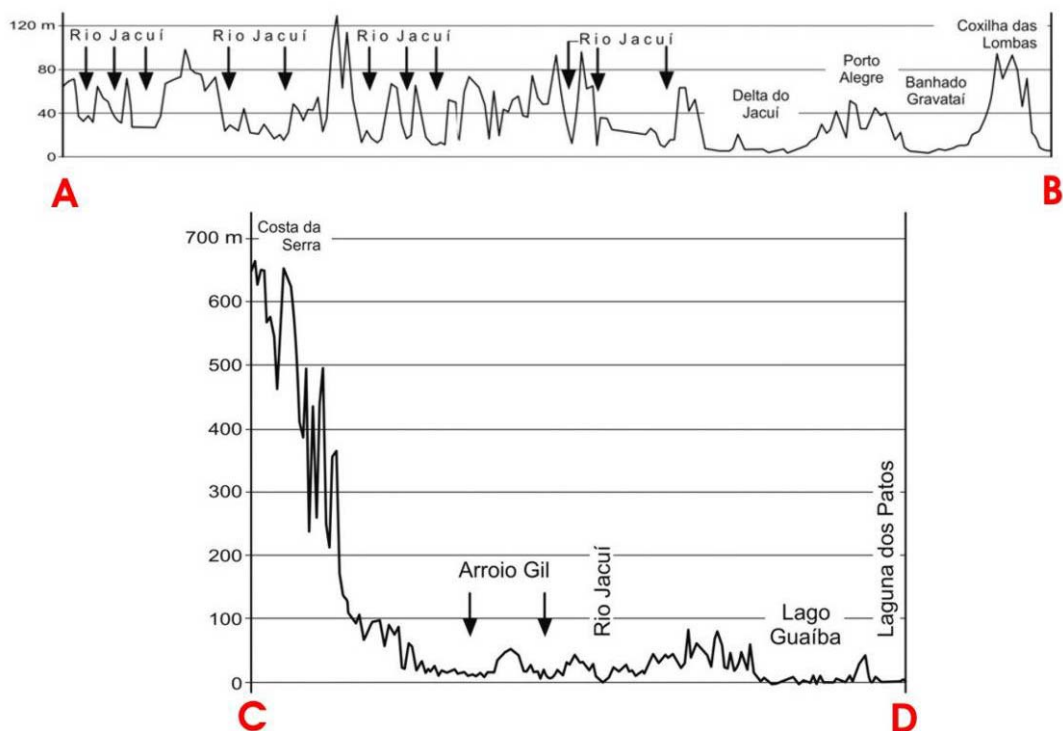
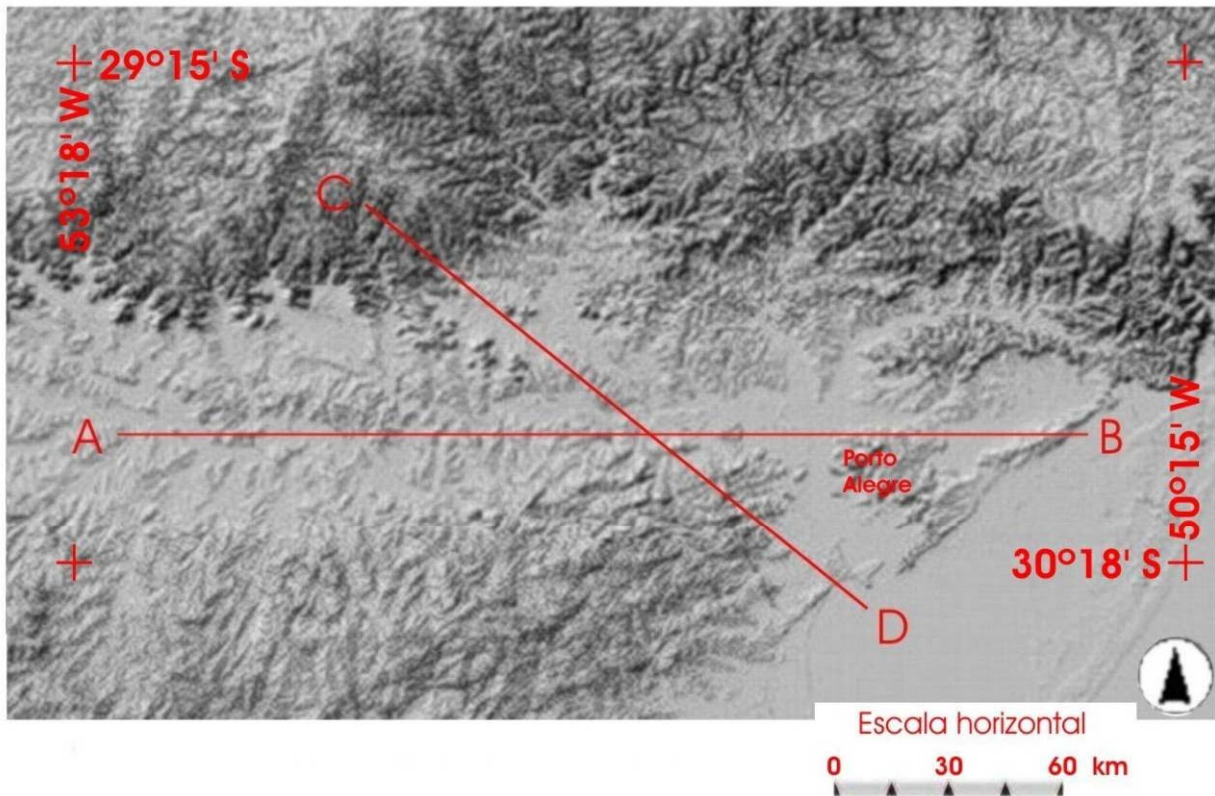


FIGURA 5.9 – Aspecto de parte da unidade geomorfológica *Depressão do Jacuí*. No perfil longitudinal caracterizam-se os pequenos ressaltos associados ao baixo curso do Rio Jacuí e seus afluentes; no perfil transversal, observam-se os aspectos topográficos desde a *Área Serrana* até a *Planície Costeira Interna*. Fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>.

elevada, sinuosa, de orientação geral E-W (Serra das Encantadas), suportada pelas litologias do Escudo (*Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul* e o *Planalto Rebaixado Marginal*), define o limite entre as bacias do Jacuí e do Camaquã, compreendendo pequenas drenagens e determinando uma característica fortemente dissimétrica para a Bacia Hidrográfica do Jacuí.

A região entre Porto Alegre – Viamão – Santo Antônio da Patrulha marca uma área de evolução morfodinâmica particular, por representar a mudança do cenário continental (associado à antiga continuidade da transição Serra – Depressão Central – Escudo) para um ambiente de influência marinha, marcado pela instalação da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (e seus registros dos sistemas laguna – barreira no Quaternário). A abordagem desta região será oportunamente enfatizada (capítulo 6).

Os depósitos sedimentares estão associados aos sistemas citados, correspondendo a depósitos fluviais (cascalheiras, barras arenosas longitudinais e em pontal, terraços aluvionares e depósitos de transbordamento), leques aluviais (alimentados pelo Escudo e pelo Planalto) e deltáico (complexo deltáico – lagunar Jacuí – Guaíba – Gravataí – dos Sinos).

5.5. Domínio Morfoestrutural das Bacias Costeiras: a Planície Costeira do Rio Grande do Sul

Compreende o domínio das planícies quaternárias, ocorrendo como uma faixa siliciclástica que se alarga de norte para sul, desde Torres (onde ocorrem promontórios rochosos relacionados à Unidade *Patamares da Serra Geral*) ao Chuí, sendo encerrada no

promontório rochoso de La Coronilla (já em território uruguaio). Do ponto de vista geodinâmico, representa a continuidade dos processos associados à Bacia de Pelotas.

A expressiva sedimentação quaternária é de caráter misto (depósitos de ambientes continental, transicional e marinho) e é descrita pela maior parte dos autores como sistemas laguna – barreira e depósitos associados (leques aluviais, sedimentos flúvio-lacustres, eólicos, praias e marinhos rasos, principalmente), ao longo de quatro fases evolutivas principais. A sedimentação marinha (CORRÊA, 1990) corresponde a depósitos siliciclásticos (predominantes) e biogênicos plataformais e não será detalhada neste trabalho.

As bacias de drenagem que ocorrem nesta região são reunidas sob a denominação *Região Hidrográfica das Bacias Litorâneas* (DRH – SEMA/RS, 2002)., cujos principais representantes são os baixos cursos dos rios que atravessam esta região (Mampituba, Cardoso, Três Forquilhas, Maquiné, Camaquã, Piratini e Jaguarão). Os rios têm suas nascentes nas áreas planálticas vizinhas (*das Araucárias e Sul-riograndense*) ou nas suas encostas e deságuam nas lagoas e lagunas da região, com exceção do Rio Mampituba, que desemboca como estuário diretamente no oceano; o Arroio Chuí tem suas nascentes na própria Planície Costeira e também deságua como estuário diretamente no Atlântico.

A Laguna de Tramandaí representa o nível de base para o fluxo aquoso que ocorre no litoral norte, recebendo as descargas fluviais (Cardoso, Três Forquilhas, Maquiné) através das lagoas receptoras (Itapeva, Quadros, etc.), que se intercomunicam e vêm a desaguar no Oceano Atlântico através do estuário de Tramandaí. A Laguna e o Estuário de Tramandaí também se apresentam como o exultório para parte das águas do segmento sul (desde a Lagoa da Cerquinha até a Lagoa do Armazém).

No setor sul, a Laguna dos Patos é o nível de base regional e reúne a grande maioria das águas escoadas pelas bacias hidrográficas desta região, correspondendo a uma rede de drenagem cujo percentual é superior à metade da área do território sul-riograndense (Figura 5.10). A Laguna dos Patos é considerada como o segundo maior espelho d'água costeiro do mundo (TOLDO Jr, 1994) e reúne as descargas do sistema Jacuí – Guaíba, da Bacia do Camaquã e, através do Canal de São Gonçalo, da Lagoa Mirim, que por sua vez, representa a bacia de recepção para as bacias dos rios Piratini, Jaguarão e Cebolatti (este em território uruguaio). O estuário do Rio Grande é o responsável pelo escoamento das águas continentais para o Oceano Atlântico e também é através dele que ocorre o influxo da cunha salina na Laguna dos Patos.

Com relação à Província Costeira, há uma nítida segmentação pelo Lineamento Jacuí – Porto Alegre. Na porção norte, de Torres a Tramandaí – Osório, observa-se um segmento mais estreito e o registro aflorante compreende somente das barreiras III e IV; já na porção de Tramandaí até o Arroio Chuí, a Planície Costeira se alarga e são encontrados em superfície os registros de todas as fases evolutivas das barreiras (I a IV), bem como a ocorrência de grandes lagos e lagunas. O significado dessa segmentação será discutido nos capítulos subseqüentes.

As *Unidades de Relevo* desta *Região Geomorfológica* são rediscutidas neste trabalho em termos de *Planície Costeira Interna* e *Planície Costeira Externa* (Quadro 5.1). Conforme apresentado nos respectivos tópicos subseqüentes, a presente proposta agrupa melhor os elementos morfodinâmicos atuantes sobre essa porção crustal, visando uma adequada correlação entre os *processos* (sistemas fluviais e costeiros, principalmente) e os seus *produtos*, quais sejam, as *formas* (os elementos geomórficos) e os *depósitos* (os registros sedimentares) reconhecidos nesta região (figura 5.10).

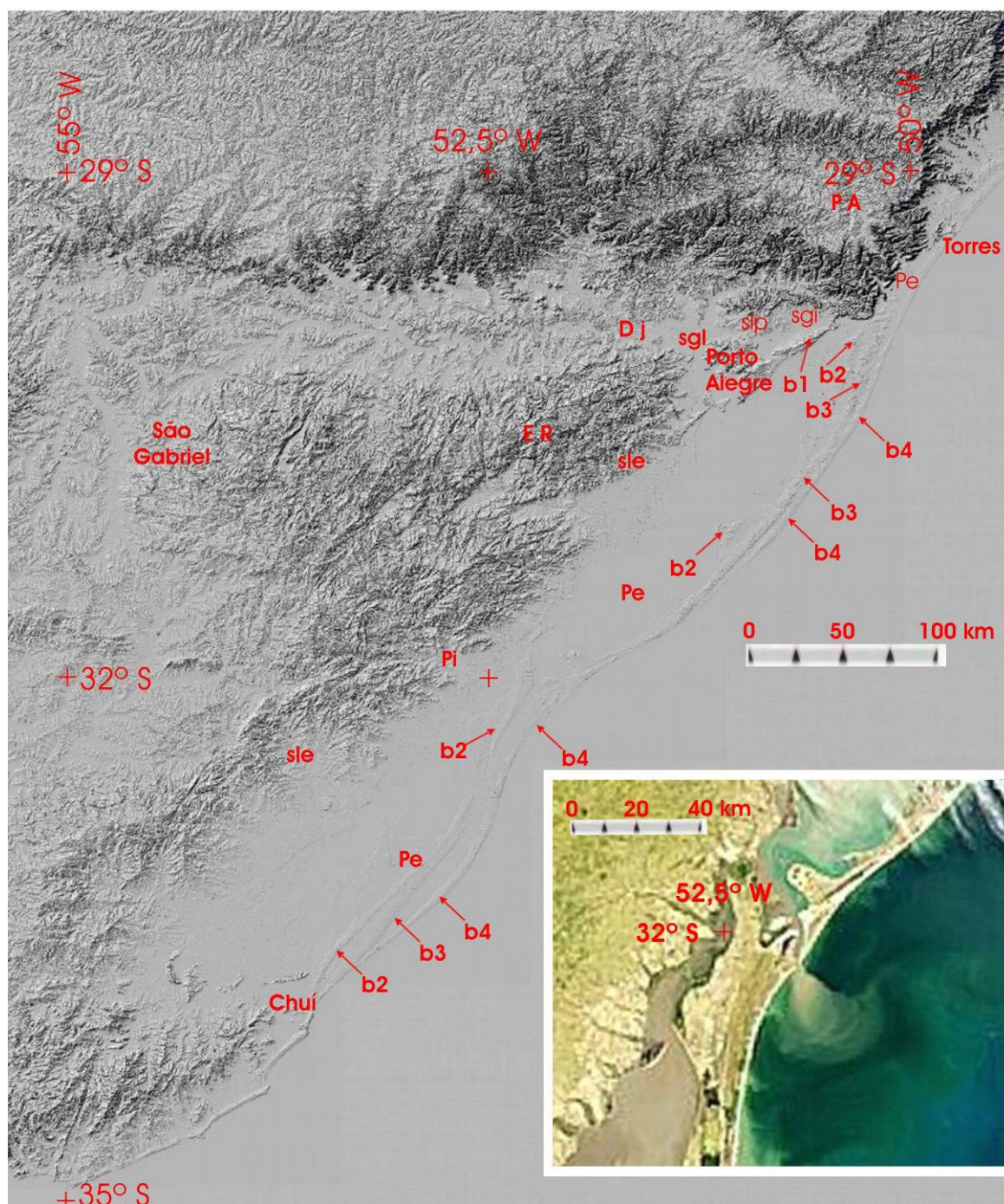


FIGURA 5.10 – Aspecto geral da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências. Em (A), temos a visão geral da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e áreas adjacentes através do modelo de sombreamento de relevo (fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>), onde se destaca a grande área planicial quaternária, ocupada pelas lagoas, lagunas, terraços lacustres e lagunares contornados pelas barreiras II, III e IV (b1, b2 e b3), correspondendo (no conjunto), à Planície Costeira Externa (Pe). Os domínios de relevo relacionados à Planície Costeira Interna (Pi) ocorrem ancorados nas áreas de ocorrência do Escudo Sul-riograndense (ER), do Planalto das Araucárias (PA) e da Depressão do Jacuí (DJ), correspondendo à subunidades leques alimentados pelo Escudo (sle) e pelo Planalto (slp) e Guaíba – Gravataí – Lombas (sgl). Em (B), fica evidenciado o espraiamento da pluma de sedimentos finos carregados para o oceano através do Estuário do Rio Grande (fonte: <<http://earthobservatory.nasa.gov/Study/#>>).

QUADRO 5.1 – As correspondências entre as duas principais propostas de hierarquização do relevo da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e a proposta apresentada neste trabalho.

Justus <i>et al.</i> (1986)	Villwock e Tomazelli (1995) – unidades informais –	<u>Este trabalho</u>
<u>Região Geomorfológica:</u> <i>Planície Costeira Externa</i> <u>Unidade Geomorfológica:</u> <i>Planície Marinha</i>	<i>Sistema Lagunar Patos – Mirim</i> <i>Barreira Múltipla Complexa</i>	<u>Unidade Geomorfológica:</u> <i>Planície Costeira Externa</i>
<u>Região Geomorfológica:</u> <i>Planície Costeira Interna</i> <u>Unidades Geomorfológicas:</u> <i>Planície Lagunar</i> <i>Planície Alúvio – Coluvionar</i>	<i>Sistema Lagunar Guaíba – Gravataí</i> <i>Barreira das Lombas</i> <i>Planície Aluvial Interna</i>	<u>Unidade Geomorfológica:</u> <i>Planície Costeira Interna</i> <u>Sub-Unidades Geomorfológicas:</u> <i>Guaíba – Gravataí – Lombas (transicional)</i> <i>Rampas Coluviais e Leques Aluviais (transicional)</i>

5.5.1. A Planície Costeira Interna

Esta *Unidade de Relevo* comporta as sub-unidades de transição *Rampas Coluviais e Leques Aluviais* (equivalente à *Planície Aluvial Interna*; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) e *Guaíba – Gravataí – Lombas* (que reúne as ‘unidades’ *Barreira das Lombas* e o *Sistema Lagunar Guaíba – Gravataí*; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). Esses dois elementos são considerados como “unidades de transição” porque sua gênese e sua ocorrência extrapolam os limites da própria Planície Costeira, associando-se a outras regiões

geomorfológicas. O *Sistema Lagunar Patos – Mirim* não foi considerado como pertencente à Planície Costeira Interna porque seu fechamento está efetivamente associado à Planície Costeira Externa (*Barreira Múltipla Complexa*, de acordo com VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995), estando, portanto, incluso na discussão desta última.

5.5.1.1. A Unidade de Transição Rampas Coluviais e Leques Aluviais

Esta sub-unidade corresponde às morfologias de acumulação associadas à interação entre as diferentes regiões geomorfológicas e, portanto, ultrapassa os limites da própria Planície Costeira. Os elementos de relevo aqui reconhecidos correspondem à transição da Planície Costeira com o Planalto Sul-riograndense e com o Planalto das Araucárias (figura 5.10). Os *leques aluviais alimentados pela Barreira I* (de acordo com VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) estão intimamente relacionados à evolução da Coxilha das Lombas e do Rio Gravataí, como será visto oportunamente (tópico 5.5.1.2).

Os *Leques Aluviais alimentados pelo Escudo*, de acordo com Villwock e Tomazelli (1995), correspondem aos depósitos polifásicos associados à transição do Planalto Sul-riograndense para a Planície Costeira (e também para a Depressão Central) e comporta rampas coluviais e leques aluviais, compreendendo fácies conglomeráticas produzidas por fluxo de detritos (proximais) e fácies predominantemente arenosas produzidas (em parte) por fluxo canalizado (distais). Esses registros ocorrem ao longo de toda a borda oriental e setentrional do Planalto Rebaixado Marginal do Escudo Sul-riograndense e seus limites ‘internos’ (isto é, na área do Escudo) mostram notável associação aos traços de falhas que afetam as rochas precambrianas.

Segundo Villwock e Tomazelli (1995), estes leques se desenvolveram desde o Mioceno superior até o Pleistoceno, chegando a registrar espessuras da ordem dos 270 metros (Poço 2-MO-1-RS), nas proximidades de Mostardas (área emersa). Estes depósitos foram sujeitos a retrabalhamento a partir da individualização do Sistema Lagunar Patos – Mirim, produzindo terraços lagunares escalonados. Ocorrem extensivamente na borda do Planalto Rebaixado Marginal e definem um micro-relevo lobular com pequenos (porém numerosos) espelhos de água (principalmente lagoas) associados.

Os *Leques Aluviais Alimentados pelo Planalto* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) também compreendem rampas coluviais e leques aluviais polifásicos, associados à transição com a Depressão do Jacuí, com os Patamares da Serra Geral e com a Serra Geral. Ocorrem diversos tipos de litofácies, desde leques aluviais típicos (associados a anfiteatros ou paleo-anfiteatros), depósitos de enxurradas e também por deslizamento e desmoronamento de taludes. Estes registros estão representados principalmente por fácies grossas e imaturas (depósitos de brechas comumente portadores de fragmentos de rochas) e provavelmente representam processos que remontam ao Terciário (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995), em analogia aos *Leques Alimentados pelo Escudo*, e traduzem a manutenção de elevados gradientes na borda da área planáltica.

Convém destacar, portanto, que estes registros tanto podem representar os remanescentes associados à dinâmica da *Planície Costeira Interna* no segmento norte (especialmente na região de Gravataí, correspondendo à Formação Gravataí; MORRIS, 1963), quanto pode representar os processos diretamente associados à *Planície Costeira Externa*. As feições geomórficas associadas a esses leques são variáveis; na região entre Gravataí e Santo Antônio da Patrulha, estes leques ocorrem sobre uma grande área e definem um micro-relevo lobular com pequenos e numerosos espelhos de água (lagoas) associados; na frente litorânea, entretanto, estes definem rampas bem mais modestas.

5.5.1.2. A Unidade de Transição Guaíba – Gravataí – Lombas

O *Sistema Guaíba – Gravataí, a Barreira das Lombas e os Leques Aluviais alimentados pela Barreira I* (de acordo com VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) estão aqui reunidos e representam uma sub-unidade mista, onde rochas das áreas do Escudo (Complexo Viamão – Porto Alegre) e da Bacia Vulcanossedimentar (rochas sedimentares e vulcânicas da Bacia do Paraná) associam-se à Planície Costeira do Rio Grande do Sul e a importantes eventos evolutivos relacionados a essa ‘coexistência’, que serão discutidos neste trabalho (capítulo 6). Esta Unidade, portanto, representa a interação dos processos geodinâmicos que modelaram as regiões geomorfológicas *Planalto Sul-riograndense* (Unidade *Planalto Rebaixado Marginal*), *Planalto das Araucárias* [unidades *Serra Geral* (Sub-Unidade *Área Serrana*) e *Patamares da Serra Geral*], *Depressão Central* e a própria *Planície Costeira Sul-riograndense*.

A região que marca a efetiva transição tripartite entre os domínios da área do Embasamento para a Bacia do Paraná e para Província Costeira está marcada na Coxilha das Lombas (figura 5.10). No segmento sul (de Itapuã à Pedreira do Pinhal) os processos costeiros (eólicos, lacustres e lagunares do Sistema Laguna – Barreira I) interagem diretamente com o Complexo Viamão – Porto Alegre, passando para norte (entre Três Passos e Morro Grande) estes interagem com o domínio da Bacia do Paraná. Entretanto, não é possível definir mais precisamente o contato entre esses domínios devido à ocorrência da cobertura sedimentar, da pedogenização e das inúmeras lagoas ali existentes.

As áreas mais elevadas correspondem à Coxilha das Lombas (a leste, no limite com a Planície Costeira Externa), à Serra do Paredão e aos morros testemunhos associados (interflúvio Gravataí – Sinos) e, na porção sul – sudoeste, às serras das Encantadas e dos Tapes e os morros da região de Porto Alegre – Viamão. Circunscrita nesta área, ocorre uma

ampla superfície rebaixada (cotas principalmente no intervalo 13 a 17 metros) grosseiramente triangular, cujos vértices situam-se nas localidades de Santo Antônio da Patrulha, Morretes e Barra do Ribeiro, incluindo os banhados de Chico Lomã e Gravataí, o Delta do Jacuí e o Guaíba, dentre os principais espelhos de água.

Os elementos do relevo que se destacam são os morros na região de Porto Alegre – Viamão (associados às litologias do Complexo Porto Alegre – Viamão), mesas e morros testemunhos na região de Gravataí – Taquara – Santo Antônio da Patrulha (associados às litologias da Bacia do Paraná), a Coxilha das Lombas – uma área elevada com expressiva cobertura sedimentar (*Barreira I*); também se destacam os modelados de acumulação associados às encostas suavizadas (rampas e leques aluviais) e às áreas rebaixadas, correspondendo, principalmente, aos sedimentos mais antigos (estágio *Barreira II*), ao Delta do Jacuí e às planícies fluviais, sendo que estas também comportam lagos e banhados.

Neste domínio, os registros sedimentares correspondem aos *Leques Alimentados pelo Planalto* (discutidos no tópico prévio) e demais depósitos associados aos ambientes continental (depósitos fluviais e flúvio-deltáicos) e transicional (depósitos costeiros correspondentes às *Barreiras I e II*).

A *Barreira I* está representada essencialmente por areias eólicas preservadas sobre as rochas precambrianas (principalmente) e da Bacia do Paraná (no extremo norte) que constituem uma faixa elevada de orientação NE – SW conhecida regionalmente como a Coxilha das Lombas; esta área elevada pode caracterizar uma passagem suavizada para a área planicial (retificada pelos *Leques Alimentados pela Barreira I*), ou com rupturas de declive, principalmente no seu flanco oriental especialmente em seus extremos norte (Morro Grande) e sul (Itapuã). A idade desses registros é inferida com base em sua antiguidade em relação às demais barreiras e, conseqüentemente, correlacionada ao décimo primeiro estágio isotópico

de oxigênio, correspondendo a uma idade de aproximadamente 400.000 anos A.P. (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

Os processos pós-deposicionais levaram à destruição de estruturas primárias eventualmente existentes, redefinindo um aspecto maciço aos registros. As variações de cores (amarela, avermelhada, marrom) traduzem os processos de pedogenização superimpostos, relacionados à incorporação de argilominerais e matéria orgânica a esses sedimentos; algumas juntas e estrias foram reconhecidas sobre esses sedimentos (Águas Claras, Morro Grande, etc.), porém a interpretação tectônica para a origem dessas estruturas não é inequívoca.

Os *Leques Alimentados pela Barreira I* correspondem a corpos arenosos associados ao retrabalhamento das areias da Barreira I e que ocorrem retificando parcialmente o talude da Coxilha das Lombas em seus dois flancos.

Os registros do *Sistema Laguna – Barreira II* compreendem, no domínio ora em discussão, sedimentos arenosos associados às fácies lagunares e praias que se instalaram ‘atrás’ da Coxilha das Lombas, através dos canais de comunicação (rias) então existentes (de acordo com JOST, 1971). Ao momento regressivo, associa-se à instalação da Bacia do Rio Gravataí (PICADA, 1970; ARIENTI, 1986; ou do paleo-Jacuí, neste trabalho), que até então tinha comunicação direta com o mar. A discussão sobre a origem desta reversão será um dos temas discutidos em vários tópicos subseqüentes (tópico 5.5.1.2 e capítulos 6 e 7).

Com base na cartografia geológica (JOST, 1971; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) e nos elementos topográficos, podemos inferir que o mar transgressivo relacionado aos *Sistemas Laguna – Barreira III e IV* já teria encontrado este segmento quase completamente “fechado”, cujos registros correspondem a sedimentos e terraços lagunares que traduzem os efeitos dos ciclos transgressivo – regressivos sentidos somente devido ao avanço da cunha salina através do Guaíba (ABREU *et al.*, 1987).

5.5.2. A Planície Costeira Externa

A *Planície Costeira Externa* compreende as feições geomórficas associadas à *Barreira Múltipla Complexa* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995), relacionada a três *Sistemas Laguna – Barreira (II a IV)* que modelaram a maior parte dos aspectos descritos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (figura 5.9). Os elementos registrados nesta planície e nas suas vizinhanças representam diferentes processos geodinâmicos que vêm atuando desde o Pleistoceno Superior até o Recente, compreendendo formas e depósitos associados aos ambientes continental, transicional e marinho.

5.5.2.1. O Sistema Laguna – Barreira II

A dinâmica relacionada ao *Sistema Laguna – Barreira II* inicia o processo de retificação da linha de costa entre os promontórios de Osório e o Cabo Polônio, através da instalação de cordões arenosos litorâneos associados ao represamento de corpos d'água correspondentes às paleolagunas Mirim e Barros, nitidamente evidenciadas pela cartografia desta barreira, e, presumivelmente, à paleolaguna dos Patos (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). O episódio responsável pela geração desta fase de barreiras é tentativamente correlacionado ao nono estágio isotópico de oxigênio, correspondendo a uma idade aproximada de 325.000 anos A.P. (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

Os registros estão representados essencialmente por fácies arenosas, relacionadas a sistemas fluviais e, principalmente, costeiros (registros praias, lagunares e eólicos). Na localidade Rincão do Capinzal (Jazida Flor do Rincão) está exposta uma seqüência transicional, representada por areias médias homogêneas (fácies de praia, na base), sucedidas por areias finas com intercalações de matéria vegetal (horizontes carbonosos) e

níveis siltico-argilosos (fácies lagunar, intermediária) e é complementada por areias médias esbranquiçadas (fácies eólica, no topo). Nesta seqüência foram caracterizados exemplos de deformação de origem tectônica (figura 5.11), conforme será discutido no capítulo seguinte (tópico 6.3.1).

As formas agradacionais estão representadas pelas paleolagunas, marcadas pelo represamento de águas costeiras provocado pelo retrabalhamento de areias pela dinâmica oceânica que construiu os cordões litorâneos relacionados à *Barreira II* e todos os seus elementos derivados (terraços lagunares, praias, dunas e campos de dunas, principalmente).

As formas degradacionais estão relacionadas ao evento transgressivo, definidas por terraços de abrasão registrados sobre os leques aluviais que ocorrem na margem oeste da Laguna dos Patos (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). As elevadas cotas (18 a 24 metros em relação ao nível do mar atual) denotam o máximo do mar transgressivo relacionado a este estágio evolutivo da Planície Costeira.

5.5.2.2. O Sistema Laguna – Barreira III

Este Sistema é o responsável pela retificação final do compartimento costeiro entre o Promontório Osório e o Cabo Polônio (este no Uruguai, o qual representa o limite sul da Bacia de Pelotas). O crescimento desta barreira ocasionou o fechamento do segmento que hoje comporta a Lagoa dos Barros e das paleolagunas Patos e Mirim, sendo que estas ainda mantinham comunicação com o mar. A geração deste sistema é correlacionada à penúltima transgressão pleistocênica, correspondendo aproximadamente a cerca de 120.000 anos A.P. (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).



FIGURA 5.11 – Exemplos de registros tectono-sedimentares encontrados na região do Rincão do Capinzal (Jazida Flor do Rincão). Na foto da esquerda, observa-se uma falha principal (à esquerda da foto) e outras secundárias (à direita da foto) afetando uma seqüência siliciclástica (areias médias com horizontes lateritizados); a coloração cinza-esverdeada corresponde a argilas superficiais (de ‘lavagem’). Na foto da direita, areias médias a finas (porções claras) com estratificações cruzadas de baixo ângulo são truncadas por horizontes carbonosos (porções escuras); no topo da foto, os horizontes carbonosos ocorrem concordantemente com as estratificações das areias, o que sugere que as “intrusões” estão associadas à deformação tectônica (= pós-sedimentar) amplamente caracterizada na área desta jazida.

O evento transgressivo está marcado por um segundo nível de terraços de abrasão sobre o Sistema de Leques Aluviais, entre 8 e 15 metros de altitude (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). A transgressão também está registrada pela ocorrência de cavidades de abrasão marinha (*notches*) em posição topográfica elevada (altitudes de 15 a 18 metros; Horn Fo., 1987) e que recebem regionalmente o nome de *furnas* (Itapeva, Sombrio, etc.). Outras furnas também ocorrem na região de Maquiné (Márcia TAVARES, comunic. verbal), em cotas superiores aos níveis de mar mais elevados estimados para as transgressões pleistocênicas; entretanto, não é possível caracterizá-las como inequivocamente produzidas por ação marinha.

Ao evento regressivo associa-se o crescimento dos cordões arenosos, representados por areias de ambiente marinho raso (plataformal), sucedidas por areias de praia e eólicas (as fácies de *Barreira III* mapeadas). A face interna desses cordões delimita corpos lacustres e lagunares e seus respectivos elementos geomórficos de menor ordem (terraços, praias lagunares, canais de maré, etc.).

Os registros associados à *Barreira III* são caracterizados por fácies arenosas de origem praial a marinha rasa, sucedida por depósitos eólicos (trato regressivo). Uma fase transgressiva, cujo nível médio do mar situava-se cerca de 8 metros acima do nível atual, é interpretada com base na ocorrência de icnofósseis representados por bioturbações relacionados a *Callichirus sp.* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). As fácies lagunares são representadas por siliciclastos finos (areia fina – silte – argila) e matéria orgânica, depositados nos fundos das lagunas e em suas margens.

5.5.2.2. O Sistema Laguna – Barreira IV e a costa atual

O *Sistema Laguna – Barreira IV* é o responsável pelo fechamento de grandes corpos d'água, represados como lagoas (Itapeva, Quadros, Mirim, etc.) e pela geração de inúmeras lagoas menores (notadamente no segmento entre Tramandaí e Mostardas). A Laguna dos Patos manteve um canal de comunicação com o mar (através do Estuário do Rio Grande) e recebe uma grande descarga hídrica e de sedimentos provenientes da Bacia Hidrográfica do Guaíba e das drenagens da área do Planalto Sul-riograndense (rios Camaquã, Piratini e Jaguarão, principalmente; figura 5.10). Os processos relacionados a este sistema englobam os eventos associados à última grande regressão (cerca de 17.000 anos A.P.), à última grande transgressão (cerca de 5.000 anos A.P.) e se estendem até os dias atuais.

Villwock e Tomazelli (1995) e Tomazelli e Villwock (2000) presumem que o nível do mar nesta última grande regressão chegou a cerca de 120 metros abaixo do atual, quando a linha de costa deve ter se aproximado da borda do talude continental, expondo, conseqüentemente, uma ampla área da plataforma continental. Ayup-Zouain (1991, além de outros autores por ele citados), entretanto, postula que não existem evidências de que a regressão tenha sido tão acentuada, situando o máximo regressivo em – 40 a – 60 metros. De qualquer modo, esta regressão modificou e ampliou a malha hidrográfica desta região e a proximidade do talude continental favoreceu o desenvolvimento de incisões fluviais.

Analisando-se a paleofisiografia, esta aproximação ao talude continental requer o distanciamento da área continental, então ocupada pelas barreiras desenvolvidas nas fases precedentes (especialmente as fases *II* e *III*). Utilizando os conceitos de fluxo hidráulico (SCHUMM, 1977; WESCOTT, 1993), deduz-se que estas barreiras foram responsáveis pela individualização das áreas rebaixadas (ocupadas pelas lagoas nas fases transgressivas) e estas depressões funcionariam como níveis de base locais, não permitindo a propagação da

energia derivada do aprofundamento dos talwegues na área plataformal / talude continental, mesmo que se presume os grandes ‘máximos’ regressivos e que a antiga plataforma possuísse alta convexidade.

As incisões fluviais associadas a esta fase, portanto, devem estar impressas principalmente na área da atual plataforma continental e, provavelmente, encontram-se assoreados (parcial ou completamente) pelos processos relacionados ao último ciclo transgressivo – regressivo. Com base em batimetria de detalhe, CORRÊA (1990) executou a análise morfotectônica da plataforma continental, tendo reconstruído várias ramificações dessas drenagens.

Na fase transgressiva subsequente, o nível do mar holocênico atingiu cerca de 5 metros acima do nível atual, materializado por terraços lagunares e pela ocorrência de sedimentos transicionais ou marinhos nos vales interiorizados (e.g. Delta do Camaquã, Arroio Fragata). No segmento norte, as elevações isoladas relacionadas aos *Patamares da Serra Geral* (morros do Forno, da Guarita, etc.) destacavam-se como ilhas.

O recuo do mar está marcado pela ocorrência de cordões litorâneos regressivos, interpretados como *beach ridges* (e.g. VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) e / ou *campos de dunas frontais* (Hesp *et al.*, 2005), que fecham em definitivo as paleolagunas (exceto Patos e Tramandaí) e evoluem para a morfologia da praia moderna. A sedimentação relacionada a esta fase é caracterizada por fácies finas de areias de praia, sucedida por depósitos eólicos (dunas e campos de dunas). As fácies lacustres e lagunares são representadas por siliciclastos finos (areia fina – silte – argila) e matéria orgânica, depositados nos fundos dessas lagoas e lagunas e em suas margens.

O retrabalhamento das fácies arenosas aflorantes pela ação dos ventos provoca a movimentação desses sedimentos e contribui para o assoreamento (parcial ou total) de lagoas, lagunas e banhados. Por outro lado, as descargas fluviais dão origem a depósitos sub-aéreos (*e.g.* deltas do Três Forquilhas, do Jacuí e do Camaquã) ou sub-aquosos (especialmente no sistema Guaíba – Patos – Mirim). Uma expressiva descarga de sedimentos finos ocorre através do Estuário do Rio Grande, denunciada por uma pluma de sedimentos que atinge até 30 km mar adentro, perceptível em imagens de satélite (v. detalhe na figura 5.10).

Em relação ao sistema praial moderno, as principais feições geomorfológicas presentes correspondem a praias arenosas predominantemente dissipativas, campos de dunas e lagos costeiros (lagoas, lagunas e banhados). Em Torres, a projeção de rochas da Bacia do Paraná (a unidade *Patamares da Serra Geral*) determina a ocorrência de promontórios rochosos (as torres de Guarita, Centro e de Fora).

A topografia da plataforma atual configura uma rampa suave, cujo comportamento denuncia dois setores bem marcados, cujo limite situa-se ao largo de Tramandaí, sendo que o segmento norte está caracterizado por um menor gradiente (relativamente ao segmento sul) da plataforma interna e da plataforma externa / talude continental.

Destacamos também que a análise da cartografia disponível (VILLWOCK *et al.*, 1994) revela alguns elementos geomórficos bastante peculiares relacionados ao desenvolvimento da *Barreira IV*, nos segmentos norte e sul. O significado morfotectônico de alguns destes aspectos será discutido nos capítulos subsequentes.

No segmento norte, esta barreira é responsável pelo represamento e individualização do conjunto de lagoas (desde a de Itapeva até a das Pombas), que fluem no sentido de norte para sul e deságuam na Laguna de Tramandaí, um dos menores espelhos de

água da região. Um outro aspecto particular corresponde ao fato de que o fluxo de água doce é 'contrário' à corrente litorânea dominante. Destaca-se também que as drenagens oriundas da área planáltica não conseguiram manter sua comunicação com o mar mesmo possuindo gradientes hidráulicos mais elevados que as drenagens que ocorrem mais a norte (Mampituba, Araranguá, Urussanga). Acrescente-se a isto o fato de que as antigas ilhas da região de Torres (as *torres*) dificultariam o trânsito dos sedimentos por deriva litorânea e, conseqüentemente, favoreceriam o assoreamento e / ou barramento do paleocanal do Mampituba, contrária e contraditoriamente às demais drenagens, que se mostram barradas exclusivamente pelo crescimento da *Barreira IV*.

No segmento sul, três importantes aspectos são reconhecidos na faixa litorânea entre as lagoas do Peixe e Mangueira. O primeiro refere-se à retilinidade de suas margens ocidentais, aliada à continuidade linear entre elas, podendo ser ajustado um segmento de reta unindo estas duas margens. O segundo aspecto diz respeito à ausência da *Barreira III* (entre São José do Norte e Curral Alto), sendo que a *Barreira IV* ali se ancorou diretamente nos sedimentos da *Barreira II*. O outro aspecto que convém destacar se refere à inferência de que esta região corresponde ao atual e a antigos exultórios do *Sistema Lacustre Lagunar Patos – Mirim*, aliado ao fato de que é nesta região onde ocorre o maior embaiamento desta planície costeira.



Sistema de Relevo	Região Geomorfológica	Unidade de Relevo
Planície Costeira Sul-brasileira	Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PC)	Planície Costeira Externa (PCe) Planície Costeira Interna (Pci)
[Elementos geomorfológicos que extrapolam os limites da Província Costeira]		<u>Sub-Unidades de Transição:</u> Rampas Colúvias e Leques Aluviais (PCil) Guaíba – Gravataí – Lombas (PCig)
Bacia do Paraná	Planalto das Araucárias (PA)	Patamares da Serra Geral (PAp) Serra Geral – sub-unidades Aparados da Serra (PAsa) e Área Serrana (PAsa) Planalto Dissecado do Alto Uruguai (PAu) Planalto dos Campos Gerais (PAC)
[Região de Transição Escudo Sul-riograndense – Bacia do Paraná]	Depressão Central (DC)	Depressão do Jacuí (DCj)
Escudo Sul-riograndense	Planalto Sul-riograndense (PS)	Planalto Rebaixado Marginal (PSr) Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul (PSc)

FIGURA 5.12 – Mapa indicativo das unidades de relevo (fonte: ZAIONS, 1975) e quadro resumo da hierarquização dos aspectos geomorfológicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências.

5.6. Síntese sobre a Geomorfologia da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências

Os aspectos geomorfológicos relacionados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências foram reunidos segundo três domínios morfoestruturais (*sistemas*), quatro regiões geomorfológicas e nove unidades de relevo (figura 5.12). Vários elementos diretamente associados à instalação e ao crescimento dos *Sistemas Laguna – Barreira* demonstram incoerências se interpretados considerando-se somente as variáveis morfoclimáticas; vários elementos morfoestruturais presentes, entretanto, são normalmente mundialmente considerados como indicadores da atuação da Neotectônica. Os estudos de padrões e anomalias das drenagens modernas completam o cenário favorável à interpretação da atuação de uma tectônica quaternária ao longo da evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul.

A comprovação da atuação de eventos neotectônicos afetando esta porção crustal está relacionada à ocorrência de estruturas de deformação frágeis e hidroplásticas em unidades sedimentares da Província Costeira e em depósitos aluvionares que ocorrem na Serra Gaúcha, próximos à sua borda, além dos registros de sismicidade histórica e instrumental.

O detalhamento de uma área chave é o tema do capítulo seguinte. A integração destes diversos elementos (capítulos 4 a 6) será tratada oportunamente (capítulo 7).

6. ANÁLISE MORFOTECTÔNICA APLICADA AO SEGMENTO GUAÍBA – SINOS – COXILHA DAS LOMBAS: uma contribuição

A abordagem dos aspectos geomorfológicos regionais permitiu o reconhecimento de alguns cenários em que a atuação exclusiva da geodinâmica externa parece não ser satisfatória para explicar a evolução do relevo e, em especial, aspectos da rede de drenagem e de canais fluviais. As áreas onde mais sobressaem elementos compatíveis com a contribuição da neotectônica para a evolução da Planície Costeira do Rio Grande do Sul são:

(i) A transição dos Aparados da Serra para a Planície Costeira, através de rupturas de declive extremamente pronunciadas, desenvolvimento de *canyons* e retenção da rede de drenagem em lagoas costeiras e lagoas;

(ii) A transição entre o Planalto das Araucárias, a Depressão Central, a Planície Costeira e o Planalto Sul-riograndense, caracterizando uma região marcada por um grande conjunto de unidades e elementos de relevo que refletem processos morfodinâmicos de complexa evolução geodinâmica;

(iii) A Bacia Hidrográfica do Rio Camaquã, que é a principal responsável pela dissecação da área do Planalto Sul-riograndense. A evolução quaternária desta Bacia é marcada por incisão fluvial ao longo da drenagem

principal e os padrões de erosão e sedimentação parecem refletir controle tectônico tanto no médio curso (prováveis depressões estruturais nas regiões de Lavras do Sul e Amaral Ferrador), quanto em sua foz moderna (*Vale Inciso do Camaquã*; ORTIZ, 1996).

Dentre esses casos, a área escolhida para a aplicação de algumas ferramentas de análise morfotectônica foi aquela que compreende o Guaíba, a Coxilha das Lombas e os vales dos rios Gravataí e dos Sinos. Assim, analisaremos o condicionamento morfodinâmico desta região com base na integração de dados (apresentados neste trabalho e contribuições da literatura), especialmente em relação ao controle tectônico (herdado e/ou neotectônico) na elaboração do relevo desta porção crustal.

A importância e a complexidade da região aqui enfocada podem ser deduzidas em virtude da sua inserção no segmento de transição entre os **três** *Sistemas de Relevo*, as **quatro** *Regiões Geomorfológicas* e englobar **sete** (das nove) *Unidades de Relevo* reconhecidas neste trabalho (v. capítulo 5).

6.1. Elementos geomórficos

Os modelados de erosão foram esculpido sobre a área do Escudo Sul-riograndense e sobre as rochas da Bacia do Paraná, desde o Mesozóico, ocasionando a exposição das unidades do Complexo Viamão – Porto Alegre e das unidades intermediárias e de topo da Bacia do Paraná. Modelados de agradação / degradação estão associados à instalação e ao desenvolvimento da Bacia de Pelotas (desde o Mesozóico), às planícies aluvionares quaternárias das bacias dos rios dos Sinos e Gravataí e à Planície Costeira do Rio

Grande do Sul. Considerando-se a estreita correlação entre *forma* e *depósito*, abordaremos os elementos do relevo com base em seus aspectos morfodinâmicos, ou seja, a correspondência entre *processos* e *produtos*.

6.1.1. Morfoesculturação associada à Bacia do Rio dos Sinos

A rede de drenagem que caracteriza a Bacia do Rio dos Sinos foi instalada sobre a *Região Geomorfológica Planalto das Araucárias*, ora esculpindo esta região a partir do limite com o *Planalto dos Campos Gerais* (limite setentrional) e com os *Aparados da Serra* (limite oriental), compreendendo a Unidade Geomorfológica *Patamares da Serra Geral* e a Sub-unidade *Área Serrana*; o limite meridional é definido pelos divisores de água das bacias dos rios dos Sinos e do Gravataí (figura 6.1).

A rede hidrográfica é fortemente dissimétrica, predominando os tributários que drenam a *Área Serrana* (margem direita, norte), destacando-se os rios Riozinho, Taquara, Rolante e Paranhana; as drenagens da margem esquerda (sul) são bastante curtas e, conseqüentemente, de baixa ordem hierárquica.

As seções topográficas construídas através do canal fluvial revelam baixos gradientes longitudinais e altos gradientes transversais (figura 6.1). Os perfis topográficos em varredura E – W indicam gradientes da superfície somital da ordem de 1:250 (0,004%) para a superfície estrutural, no sentido oeste, o que coaduna com o mergulho geral da Bacia do Paraná, em direção ao depocentro marcado pela calha do Rio Paraná.

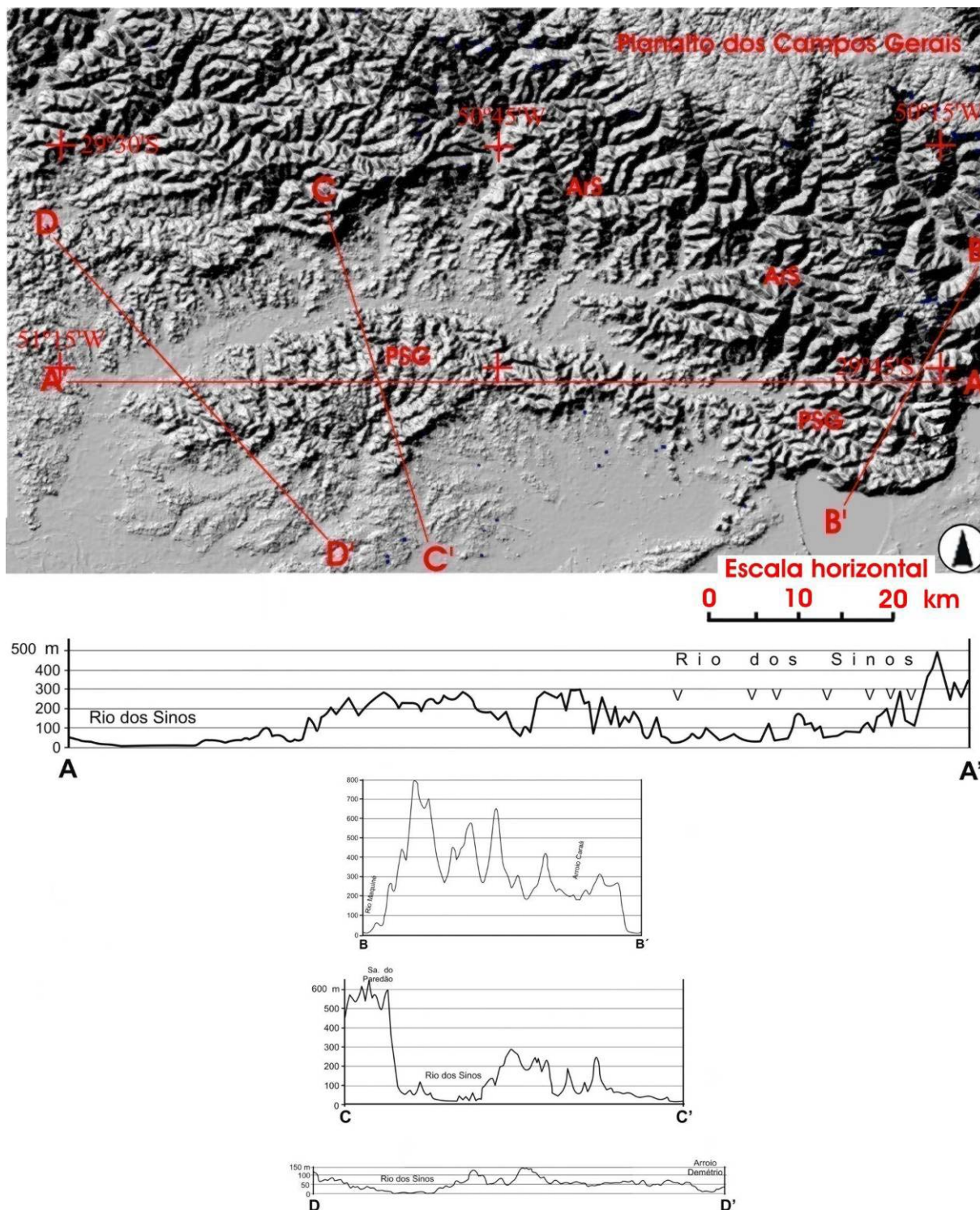


FIGURA 6.1 – Expressões morfológicas associadas à Bacia do Rio dos Sinos em imagem sombreada de relevo e em seções topográficas do canal fluvial. Nos perfis estão caracterizados os principais aspectos relacionados à morfologia desta Bacia, quais sejam: a alta declividade das encostas e o conseqüente entalhamento fluvial e da quebra de declividade do alto – médio curso (seções AA' e BB') para o baixo curso (CC' e DD') da drenagem principal (Rio dos Sinos), associada ao alargamento do vale fluvial. Também estão representados os escarpamentos associados à Área Serrana (ArS) e aos Patamares da Serra Geral (PsG). Fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>.

As morfologias relacionadas às escarpas Atlântica (*Aparados da Serra*) e Meridional (*Área Serrana*) correspondem a elementos degradacionais, representados essencialmente áreas elevadas com topos irregulares e encostas íngremes, onde ocorre a exposição direta das rochas da Bacia do Paraná (especialmente basaltos, na maior parte da coluna), correspondendo a *faces de escarpa desnudas*. Seções topográficas (figuras 5.6 e 5.8) revelam elevados gradientes de taludes, tanto nos *Aparados da Serra*, quanto na *Área Serrana*.

As morfologias relacionadas aos *Patamares da Serra Geral* estão representadas pelos degraus que normalmente são esculpidos morfo-seletivamente sobre os diferentes níveis de derrames basálticos (patamares estruturais). Na região de Três Coroas – Igrejinha ocorre um anel de morros testemunhos associados à dissecação imposta por um pequeno afluente da margem direita do Rio Paranhana, do qual resulta uma morfologia de morros piramidais com facetas trapezoidais e triangulares e vales fechados (em “V”). Caso análogo ocorre com uma das cabeceiras do Rio dos Sinos (Arroio Caraá), nas cercanias do Morro Borússia.

As cabeceiras da Bacia do Rio dos Sinos caracterizam-se por profundas incisões fluviais, onde os talvegues mostram baixos gradientes (da ordem de 0,005%) e suas encostas denotam altos gradientes (da ordem de 0,2%), caracterizando meandros incisos entrincheirados; comumente esta rede de drenagem provoca incisão em divisores naturais de água, indo buscar suas nascentes na borda da área planáltica. Na “esquina de Osório”, por exemplo, o Arroio Caraá secciona interflúvios cujas cotas são superiores aos 560 metros e suas nascentes situam-se na região dos morros Pelado (cota de 363 metros) e Borússia (cota de 398 metros), mesmo existindo gradientes bem mais elevados nas escarpas atlântica e meridional, comumente com trechos de encostas de alta declividade (verticais a sub-verticais).

Trata-se, portanto, de uma área de fortes anomalias de drenagem cujo significado morfotectônico será oportunamente discutido (capítulo 7).

A passagem do *alto – médio* para o *baixo curso* ocorre nas proximidades da localidade Quebrada do Rio dos Sinos (distante menos de 20 km da cornija da escarpa), estando marcada pelo alargamento do canal fluvial e associada a cotas máximas da planície fluvial da ordem dos 40 metros; a partir daí, o canal é meandrante por cerca de 120 km até a sua desembocadura no Delta do Jacuí, em um patamar da ordem dos 17 metros. As formas agradacionais estão relacionadas a esta área de planície, correspondendo a depósitos siliciclásticos de morfologia e composição diversas (depósitos de leito, barras em pontal, crevasses, etc.).

A existência dessa extensa planície associada ao alto gradiente das encostas do alto / médio curso e dos seus tributários, define uma condição topográfica que favorece as constantes inundações verificadas em grandes áreas dos municípios desta região (Novo Hamburgo, São Leopoldo, Taquara, etc.).

6.1.2. Morfoesculturação associada à Bacia do Rio Gravataí

A rede de drenagem que caracteriza a Bacia do Rio Gravataí foi responsável pela degradação da área limite entre a Bacia do Paraná (*Área Serrana* e dos *Patamares da Serra Geral*) e o Escudo Sul-riograndense (*Planalto Rebaixado Marginal*, representado pelos Morros da região de Porto Alegre – Viamão e a Coxilha das Lombas). Do ponto de vista geomorfológico, esta região corresponde ao prolongamento da *Unidade Geomorfológica Depressão do Jacuí*, em associação ao *Lineamento Jacuí – Porto Alegre* (v. tópico 6.3 e capítulos 5 e 7).

A Bacia do Rio Gravataí apresenta dois segmentos bastante distintos (figura 6.2). O trecho correspondente ao 'alto – médio curso' compreende as drenagens que nascem no interflúvio Sinos – Gravataí e deságuam em uma extensa área aplainada representada pelos banhados de Chicolomã (ou *Banhado Grande*) e Gravataí (ou *Banhado dos Pachecos*). O trecho correspondente ao baixo curso compreende drenagens que nascem tanto no interflúvio Sinos – Gravataí, quanto na área dos morros de Viamão – Porto Alegre, fluem para o canal do Gravataí e deságuam no Guaíba.

No primeiro segmento, a rede de drenagem é fortemente dissimétrica, predominando os afluentes da margem direita (provenientes da Unidade *Patamares da Serra Geral*) e, em sua maior parte, denota sua adaptação à condição atual da bacia, sendo que as drenagens do curso superior se orientam segundo a direção NW-SE (arroyos Miraguaia, Grande, etc.) e são 'rotacionadas' para o sentido oeste (*cotovelos de captura NW⇒SW ou NW⇒W*). As drenagens configuram um grande anfiteatro, desde Santo Antonio da Patrulha, até as proximidades de Morungava; os leques aluviais e depósitos gravitacionais acompanham esta feição e são, inclusive, retrabalhados pelas drenagens modernas.

No segundo segmento, o Arroio Demétrio é o principal tributário; este arroio apresenta um canal em arco e tem suas nascentes nos *Patamares da Serra Geral* (NW⇒SE), rotacionando até a posição de confluência (NE⇒SW) com o Rio Gravataí. Neste segmento, ainda é caracterizável a forma de anfiteatro aberto na direção SSE, associada à degradação das unidades da Bacia do Paraná, marcada pela presença de patamares rebaixados e morros testemunhos.

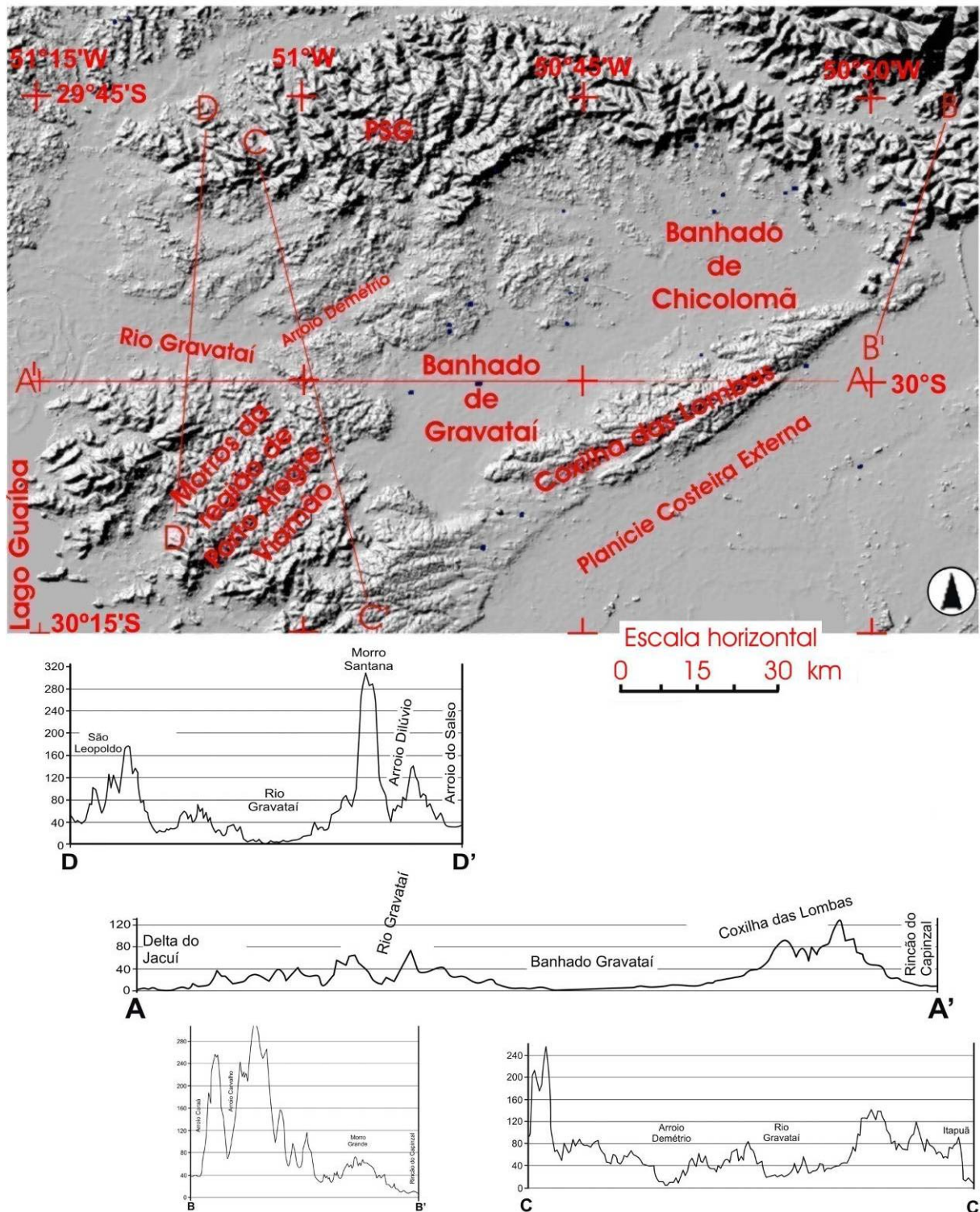


FIGURA 6.2 – Expressões morfológicas associadas à Planície Costeira, à Bacia do Rio Gravataí e ao Lago Guaíba, no domínio analisado, contendo algumas seções topográficas da Bacia do Rio Gravataí desde as regiões interfluviais (Patamares da Serra Geral, **PSG**, e Coxilha das Lombas – Morros da Região de Viamão – Porto Alegre). Fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>.

O interflúvio Sinos – Gravataí, limite setentrional desta bacia, é marcado por uma pronunciada dissecação dos *Patamares da Serra Geral*, resultando uma superfície rebaixada (cotas inferiores a 400 metros), cuja cimeira é estreita e alongada segundo a orientação leste – oeste, de contornos sinuosos definidos por recortes impostos pelas nascentes.

A leste, esta Bacia é limitada pela Coxilha das Lombas, uma área elevada, em sua maior parte retilinizada (exceto nas proximidades da Lagoa do Casamento, onde ocorre um embaiamento), orientada segundo a direção NE-SW e com freqüentes rupturas de declive em sua face atlântica; exhibe uma face “interna” côncava, sem expressiva ruptura de declive, porém com o talude retificado em parte pelos *Leques Aluviais Alimentados pela Barreira I* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

As seções topográficas construídas (SRTM) revelam baixos gradientes tanto em seções N-S quanto E-W; perfis topográficos em varredura indicam gradientes sempre inferiores a 0,0008% para a superfície somital (para oeste). Para sul e para oeste, esta bacia é delimitada pelos morros da região de Viamão – Porto Alegre e por elevações residuais associadas à Bacia do Paraná. A passagem da região dos banhados (‘médio - alto curso’) para o fluxo canalizado (‘baixo curso’) ocorre através de um “*estreito e profundo vale esculpido nos terrenos gondwânicos*” (ARIENTI, 1986), nas proximidades da área urbana de Gravataí, cujas encostas assumem gradientes da ordem de 0,1%. Este aspecto terá sua importância morfodinâmica discutida oportunamente (tópico 6.2 e capítulo 7).

As formas agradacionais estão relacionadas aos *Leques Aluviais alimentados pelo Planalto* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995), anteriormente designados de *Formação Gravataí* (MORRIS, 1963), pelos *leques aluviais alimentados pela Barreira I* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) e à Planície Aluvionar – Lacustre – Lagunar do Gravataí. Os banhados

Chicolomã e Gravataí representam as principais áreas modernas de acúmulo de água e sedimentos, que ficam trapeados devido às características topográficas do terreno. Uma outra feição bastante comum nesta planície é a ocorrência de depressões fechadas (alveolares), representadas por lagoas isoladas ou associadas à confluência de drenagens.

6.1.3. A região do Guaíba

Esta região corresponde à área de convergência de uma ampla rede de drenagem reunida sob a denominação *Região Hidrográfica do Guaíba*, cujas nascentes estão preferencialmente associadas à área do Planalto das Araucárias (margem esquerda) e que drenam aproximadamente 1/3 do território sul-riograndense em sua área de maior precipitação pluviométrica (v. figura 5.1). No domínio estudado, ocorre a convergência das bacias dos rios Gravataí, dos Sinos e Caí no Delta do Jacuí, sendo que este último ocorre contíguo ao Lago Guaíba (figura 6.3).

O Rio Jacuí representa a drenagem de maior ordem que conflui para esta região. Suas nascentes situam-se nas proximidades de Passo Fundo / Maraú (rios Jacuí-mirim e Jacuizinho), flui de norte para sul e se junta aos rios Vacacaí e Vacacaí-mirim nas proximidades de Cachoeira do Sul. A partir desta localidade, segue seu curso com direção W⇒E, recebendo as contribuições das bacias dos rios Pardo, Taquari e Caí, (margem esquerda, norte) e outros tributários da margem direita (arroyos Irapuá, Itaticuí e dos Ratos, principalmente), sendo estes últimos de pequena extensão e baixa ordem hierárquica.

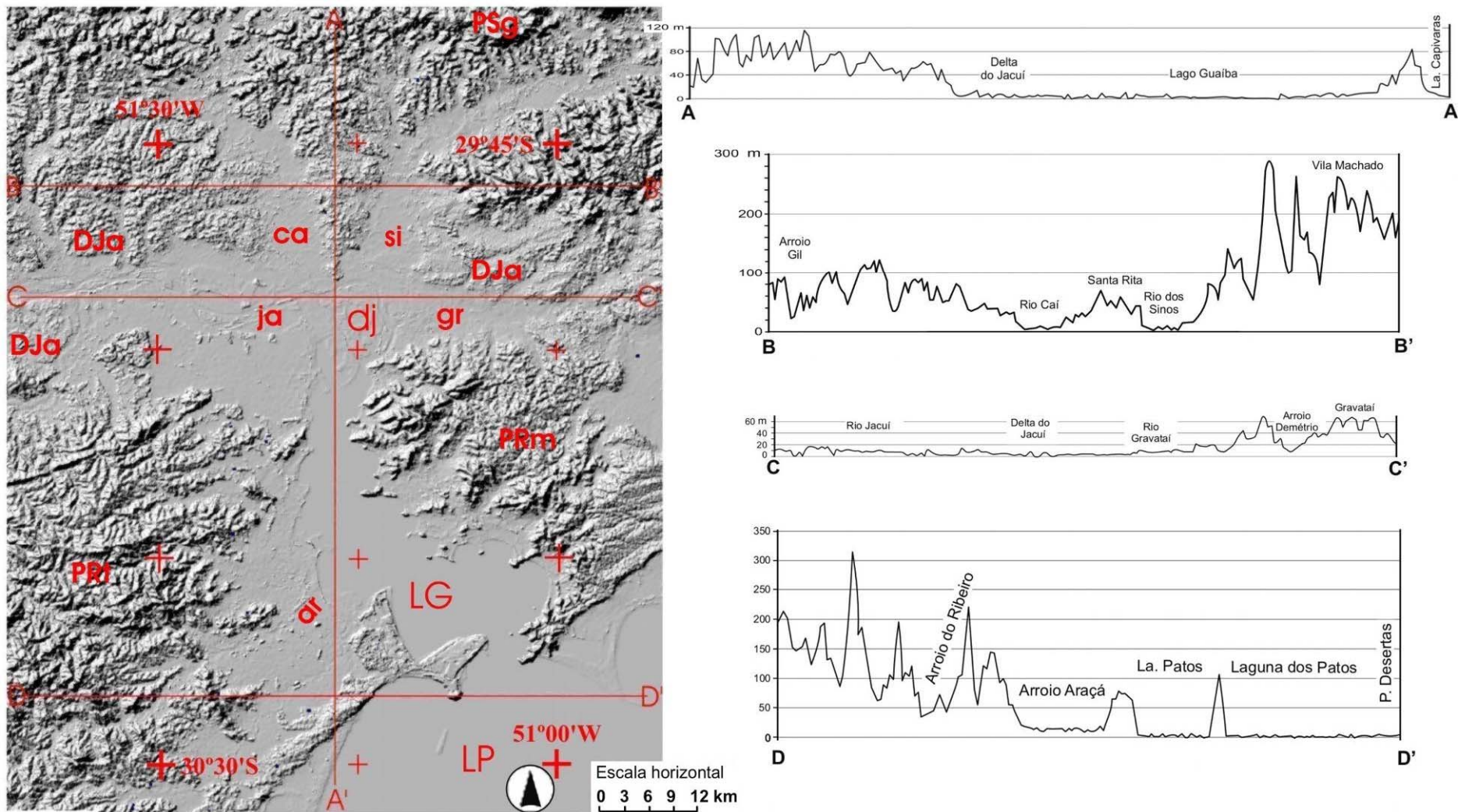


FIGURA 6.3 – Aspecto geral da região rebaixada sobre a qual está instalado o Lago Guaíba (LG) e as desembocaduras dos rios Gravataí (gr), dos Sinos (si), Caí (ca) e Jacuí (ja), além do Delta do Jacuí (dj), do Arroio do Ribeiro (ar) e da Laguna dos Patos (LP). As áreas elevadas correspondem a domínios das unidades Patamares da Serra Geral (PSg), Planalto Rebaixado Marginal (Serra dos Tapes – PRt, e Morros da Região de Porto Alegre - Viamão – PRm), além da Depressão do Jacuí (DJa). Fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>.

O prolongamento ‘natural’ para o canal do Rio Jacuí corresponderia topograficamente ao vale do Rio Gravataí. Entretanto, o que se percebe é que o primeiro sofre uma forte deflexão (de $W \Rightarrow E$ para $N \Rightarrow S$), assumindo a posição do vale do Rio dos Sinos e construído a planície deltáica pela deposição da carga sedimentar proveniente principalmente do Rio Jacuí, ‘barrando’ o escoamento canalizado e os sedimentos trazidos pelos rios dos Sinos e Caí.

Na continuidade da planície deltáica do Jacuí, o Guaíba construiu seu sangradouro através do seccionamento de divisores naturais de água, cujas altitudes residuais estão representadas pela terminação ocidental da Serra dos Tapes e pelos morros da região de Porto Alegre – Viamão, sendo que ambos atingem altitudes superiores a 300 metros. Tais elevações são muito superiores aos máximos observados na porção a leste, correspondente à área ora esculpida pela Bacia do Gravataí, cujas cotas situam-se geralmente abaixo dos 50 metros na área da planície e cotas superiores aos 100 metros só ocorrem diretamente associadas às regiões interfluviais representadas pelos Patamares da Serra Geral, pela Coxilha das Lombas e pelos Morros da Região de Porto Alegre – Viamão. A hipótese que discutiremos neste trabalho (capítulo 7) é a de que a posição do canal do Gravataí corresponde à continuidade do paleo-Jacuí.

O espelho de água do Guaíba corresponde a uma feição em “lua quarto crescente” de contornos embaiados. A região rebaixada sobre a qual se instalou o Guaíba corresponde a área uma bem mais ampla, de contorno irregular, aproximando-se de uma estrela de seis pontas; as ‘pontas da estrela’ são representadas pelos rios Caí (NNW), dos Sinos (NNE), Gravataí (E), o próprio segmento sul do Guaíba (SSE), Arroio do Ribeiro (SSW) e o Rio Jacuí (W). Essas drenagens foram esculpidas na transição entre as áreas de ocorrência da Bacia do Paraná (região centro-norte) e das rochas precambrianas, a oeste (Serra dos Tapes), a leste e a sul (morros da região de Porto Alegre – Viamão). A geometria

em “X”, marcada sobre as rochas precambrianas, sugerida pelo par NNW-SSE X NNE-SSW não reproduz estritamente as direções estruturais observadas nos Aparados da Serra e, eventualmente, pode corresponder a um controle tectônico por um campo de tensões secundário.

As formas agradacionais estão representadas por leques aluviais, depósitos fluviais e deltaicos, relacionados às diversas drenagens que deságuam no Guaíba e depósitos lagunares, sendo que a feição mais expressiva corresponde ao Delta do Jacuí, que acumula mais de 40 metros de sedimentos siliciclásticos quaternários (DELANEY, 1965).

6.1.4. A Planície Costeira

Na área analisada, a Planície Costeira compreende um “domínio interno” (Guaíba – Gravataí – Lombas; figura 6.2) e um “domínio externo” (à frente da Coxilha das Lombas; figura 6.4). No “domínio interno” ocorrem os registros associados aos primeiros estágios evolutivos (*Barreiras I e II*) e o “domínio externo” está representado pelos diferentes estágios evolutivos das barreiras, numa sucessão desde os registros da *Barreira II* (‘ancorados’ à frente da Coxilha das Lombas, no topo da qual ocorrem os registros da *Barreira I*) até o estágio atual (*Barreira IV* / sistema costeiro moderno).

Os depósitos associados à Planície Costeira Interna ocorreram relacionados às fases transgressivas – regressivas mais precoces (*Barreiras I, II* e *Leques Aluviais*) e compreendem terraços lagunares e dunas, além de leques aluviais associados às encostas da área planáltica (*Leques Alimentados pelo Planalto*) e da Coxilha das Lombas (*Leques Alimentados pela Barreira I*); em sua maior parte, estes depósitos mostram-se retrabalhados pela dinâmica flúvio-lacustre associado ao sistema Gravataí – Guaíba.

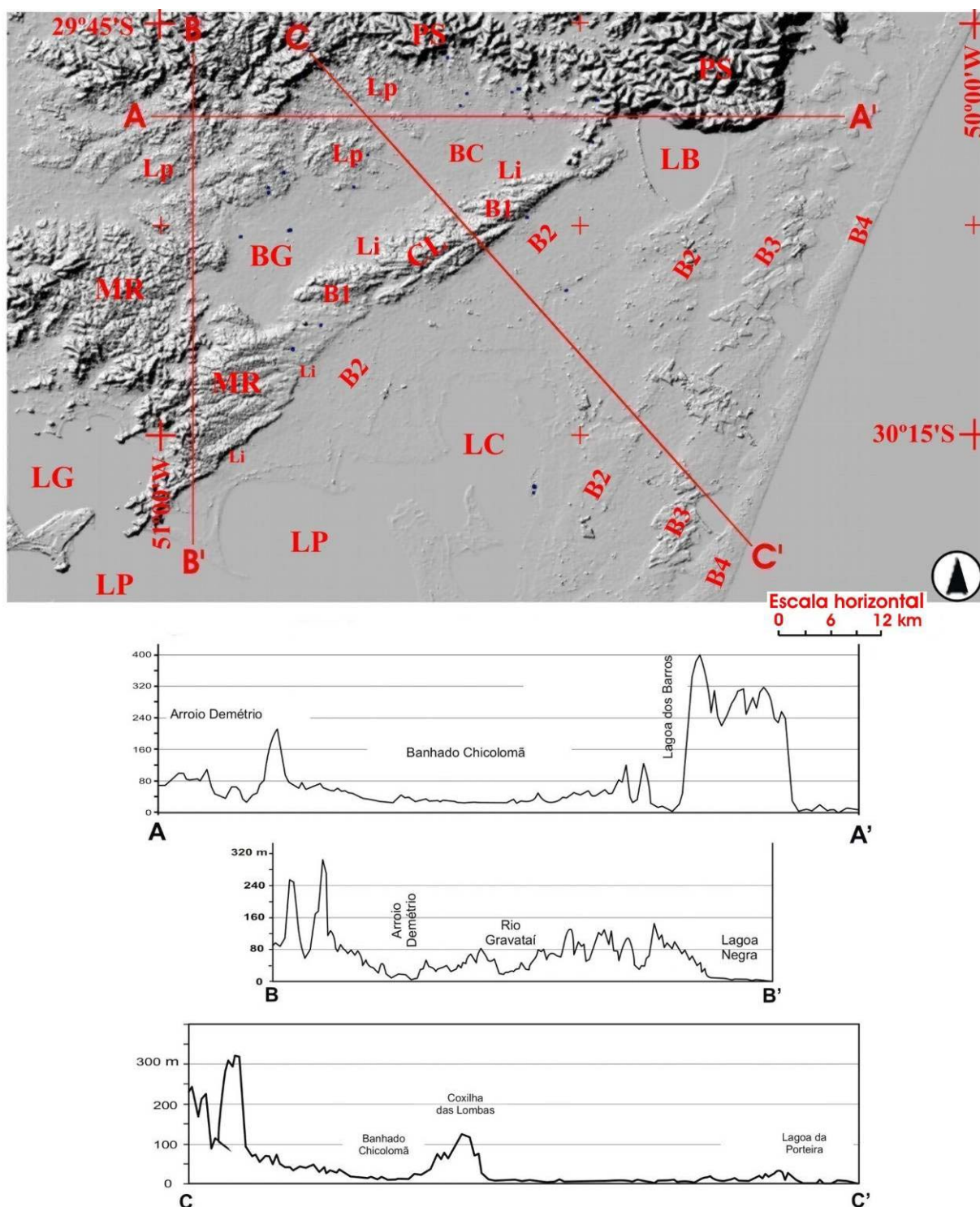


FIGURA 6.4 – Aspectos gerais da Planície Costeira Sul-riograndense nos domínios analisados. Estão indicados os seguintes elementos do relevo: Patamares da Serra Geral (**PS**), Morros da Região de Porto Alegre – Viamão (**MR**), Coxilha das Lombas (**CL**), banhados de Chiclomã (**BC**) e Gravataí (**BG**), lagoas dos Barros (**LB**) e do Casamento (**LC**), Laguna dos Patos (**LP**); também estão assinaladas algumas áreas de ocorrência dos Leques alimentados pelo Planalto (**LP**), Leques Alimentados pela Barreira I (**Li**), além dos sistemas laguna-barreira I, II, III e IV (**B1**, **B2**, **B3** e **B4**). Fontes: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>> e cartografia geológica de Villwock *et al.* (1994).

A Planície Costeira Externa está ‘ancorada’ na Coxilha das Lombas, em sua face oriental. Os registros são representados por areias eólicas (*Barreira I*, no topo da Coxilha das Lombas, sobrejacente às rochas do Complexo Viamão – Porto Alegre e da Bacia do Paraná), depósitos lagunares, lacustres, praias e eólicos relacionados às demais barreiras (*II a IV*), que ocorrem à frente da Coxilha das Lombas. As morfologias associadas a este domínio correspondem aos terraços lagunares, praias, dunas e campos de dunas, além de banhados, lagoas e lagunas polifásicos.

A cartografia geológica disponível (VILLWOCK *et al.*, 1984) revela que a reentrância relacionada ao (paleo)promontório Osório só foi “sentida” pelo crescimento da *Barreira II*, tendo sido retificada (fechada) somente no estágio relacionado à *Barreira III*. O significado da ausência da *Barreira I* neste segmento será discutido no próximo capítulo (tópico 7.4).

6.2. Aspectos morfotectônicos

Neste tópico, investigamos o comportamento morfodinâmico de algumas áreas deste segmento (Guaíba – Gravataí – Sinos) cujas características geomórficas não podem ser satisfatoriamente explicáveis unicamente por processos morfo-seletivos. A discussão é baseada na identificação de áreas consideradas *anômalas*, visando a caracterização de feições morfoestruturais que possam ser utilizadas como elementos de validação da atividade neotectônica.

Sob o ponto de vista da análise morfotectônica, as anomalias podem estar relacionadas à rede de drenagem e / ou canais fluviais, bem como pelas relações entre registros, drenagem, topografia e nível de base; estes elementos são utilizados como critérios

úteis ao reconhecimento da contribuição tectônica à elaboração do relevo (e.g. MERCIER, 1976; SAADI, 1991; PANIZZA, 1992).

6.2.1. A Bacia do Rio dos Sinos

No segmento analisado, um dos aspectos mais significativos relacionados a anomalias de drenagem diz respeito à área montante e interfluvial desta bacia de drenagem. As cabeceiras do Rio dos Sinos remontam à borda da escarpa oriental da Serra Gaúcha; por outro lado, as drenagens que descem a escarpa atlântica são curtas e pouco entalhadas, apesar do alto gradiente ‘disponível’ para o escoamento efetivo (e comparativo com a área do reverso).

Em suas nascentes (figura 6.1), o Rio dos Sinos apresenta canais sinuosos cujos talvegues encontram-se encaixados em cotas em torno dos 200 metros, seccionando regiões elevadas freqüentemente acima dos 400 metros e com divisores de água de até 654 metros de altitude (Morro Agudo). Este comportamento do canal fluvial muda após um pequeno percurso (de 20 a 30 km) e passa rapidamente para patamares abaixo dos de 40 metros, o qual corresponde ao maior percurso (cerca de 100 km) deste canal. Os canais fluviais no alto curso comportam-se como *meandros incisos entrincheirados* (SCHUMM, 1977; SUMMERFIELD, 1991), embora estes sejam menos pronunciados que os vales associados aos rios Pelotas (‘Alto Uruguai’) e Antas – Taquari, por exemplo.

As áreas elevadas são modeladas pelo comportamento do canal do Rio dos Sinos, que promove a dissecação da borda do Planalto segundo uma geometria em ‘arco’, cujas nascentes situam-se na borda atlântica; o traço curvilíneo deste canal prossegue em seu

baixo curso até desaguar no Delta do Jacuí (figura 6.1). O aspecto anelar é complementado pela morfologia assumida pelo espelho de água do Guaíba.

As implicações morfodinâmicas associadas a essa geometria da drenagem e às áreas interfluviais serão discutidas no capítulo subsequente (tópicos 7.3 e 7.4).

6.2.2. A Bacia do Rio Gravataí

Esta bacia foi implantada na interface entre a área de exposição das rochas do embasamento precambriano e as litologias da Bacia do Paraná, em conjugação à atuação do Lineamento Jacuí – Porto Alegre. Portanto, um importante processo morfo-seletivo deveria ser esperado para este segmento, estando esta premissa materializada pelas diferentes morfologias reconhecidas e anteriormente descritas (tópicos 5.5.1.2 e 6.1.2).

A dissecação da área de transição da Bacia do Paraná para o Escudo Sul-riograndense produz uma macroforma anelar elevada (figura 6.2; v. também figura 5.2), composta pela área interfluvial Gravataí – Sinos e representada pelo Morro Borússia (a leste), pela Serra do Paredão (porção centro-norte), pelos morros da região de Porto Alegre – Viamão (a sudoeste) e pela Coxilha das Lombas (a sudeste). Esta área elevada é contornada pelas áreas rebaixadas representadas pelo vale do Rio dos Sinos e pelo Lago Guaíba e é recortada pela retilinidade da Coxilha das Lombas (NE–SW) e pelo Lineamento Jacuí – Porto Alegre (E–W).

Para esta bacia, é notável a deflexão das suas drenagens da sua margem direita, correspondendo aos canais provenientes da *Área Serrana / Patamares da Serra Geral*, sendo que, inclusive, as formas de anfiteatros primitivas ainda estão preservadas; as drenagens

fluem no sentido SE e rotacionam para SW ao se aproximarem do canal do Gravataí (arroyos Miraguaia, Grande e Demétrio, principalmente). As encostas dos interflúvios Sinos – Gravataí correspondem a escarpas desnudas, às quais se associam freqüentes facetas trapezoidais e triangulares, divisores ortogonais de água, segmentação de canais e, na transição para a área rebaixada, cotovelos de captura e dissimetria de tributários, dentre outras feições.

Neste segmento, também são reconhecidos vários tipos de anomalias de drenagem, tais como: reversão no sentido de escoamento das drenagens que descem do divisor Sinos – Gravataí, com cotovelos de captura associados à área rebaixada dos banhados; o represamento natural das águas no trecho considerado alto – médio curso do Rio Gravataí; o paralelismo denso de tributários (na direção E – W) nas encostas da Coxilha das Lombas; a preferência pelo escoamento no sentido continental (de leste para oeste), mesmo existindo corredores topográficos (tanto a norte, na região de Morro Grande, quanto a sul, na região de Águas Claras) que permitiriam à drenagem escoar diretamente para a planície litorânea moderna, principalmente.

Em termos de *anomalia de canal*, o Rio Gravataí é representado em seu ‘alto – médio’ curso por duas áreas de banhados (Chicolomã e Gravataí) entre duas áreas elevadas (Coxilha das Lombas e morros da região de Porto Alegre – Viamão); a passagem para o baixo curso ocorre através de “*um estreito e profundo vale escavado nos terrenos gondwânicos*” (ARIENTI, 1986). Normalmente também é interpretado que esta bacia drenava diretamente para o Oceano Atlântico, tendo seu fechamento e posterior reversão do curso ocorrido associado ao processo de crescimento dos cordões litorâneos associados à *Barreira II* (ARIENTI, 1986), por efeito glácio-eustático, que teria fechado a comunicação deste rio com o mar, que ocorria através de áreas rebaixadas até então existentes na Coxilha das Lombas.

Esta interpretação, considerando somente as variáveis glácio-eustáticas, não explica adequadamente os aspectos anteriormente descritos nem outros fatos geomorfológicos observados neste segmento, tais como:

(i) Os corredores topográficos seriam os sítios preferenciais para o escoamento canalizado, tendo em vista que estes exibem uma topografia que é transposta até por pequenos cursos fluviais modernos, apesar do baixíssimo gradiente ora vigente. Por outro lado, o canal do Gravataí, como foi instalado, necessitou transpassar divisores naturais de água muito mais resistentes (granitos, basaltos e arenitos silicificados) e elevados (morros da região de Porto Alegre – Gravataí – Viamão);

(ii) O barramento que teria provocado a reversão do curso do Rio Gravataí deveria estar associado ao nível de máximo transgressivo / início da regressão (correspondendo a um nível de base regional elevado) correlato à geração da *Barreira II*. Isto, porém, é morfodinamicamente antagônico com a geração de “*um estreito e profundo canal entre as rochas gondwânicas*” (ARIENTI, 1986), mesmo se considerarmos que o entalhamento fluvial tivesse ocorrido na fase regressiva subsequente, tendo em vista que o Guaíba (e as áreas dos atuais banhados) deveria(m) corresponder ao(s) nível(is) de base local(is) e, muito provavelmente, inadequado(s) à geração de gradientes que permitissem tal incisão – se considerarmos apenas a variável glácio-eustática –;

(iii) A existência de *leques aluviais* polifásicos nos domínios da *Planície Costeira Interna* e a interpretação de que estes tenham sido produzidos em associação a um evento de mar regressivo não é condizente com a sua situação paleogeográfica. Para isto a plataforma continental teria de ser altamente convexa e, mesmo assim, o isolamento dos corpos aquosos (área do Guaíba e dos atuais banhados de Gravataí e

Chicolomã) faria com que estes se comportassem como níveis de base local / regional, eliminando o efeito glácio-eustático. Neste caso, a geração de sucessivas fases de leques aluviais deveria estar relacionada à manutenção da área fonte elevada ou ao soerguimento desta, necessariamente.

A reversão do curso do Rio Gravataí, portanto, não é condizente com a atuação exclusiva de fatores glácio-eustáticos. A interpretação estrutural já havia sido proposta por Picada (1970), associando esta reversão à movimentação creditada ao *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas*.

A existência de uma falha ou conjunto de falhas (o *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas*) que balizaria a interface *Planície Costeira Interna* versus *Planície Costeira Externa* neste segmento já havia sido postulada por vários autores (DELANEY, 1965; PICADA, 1970; MÜLLER Fo., 1970; MOURA FUJIMOTO, 1997), sendo tal proposição baseada em alguns critérios geomórficos, tais como a retilinidade da frente atlântica da Coxilha das Lombas (frente escarpada e freqüentes rupturas de declive) e pela existência de leques aluviais de retrabalhamento (os *Leques Alimentados pela Barreira I*).

Adicionalmente, encontramos na literatura perfis sísmicos apresentados por Nico Jr. (1984) que revelam a existência de falhas afetando tanto as unidades da Bacia do Paraná, quanto as unidades superiores (quaternárias), embora o autor não tenha assim interpretado (v. figura 4.10). Levantamentos de campo também possibilitaram caracterizar feições tectônicas impressas em registros das *Barreiras I e II* que ocorrem nas vizinhanças desta região.

6.2.3. A região do Guaíba

Conforme visto em tópico precedente, o Guaíba representa a área de convergência de uma ampla rede de drenagem (a *Região Hidrográfica do Guaíba*; v. figuras 5.2 e 6.3). Algumas das possíveis causas que justifiquem esse comportamento morfodinâmico serão analisadas neste tópico e complementadas no capítulo subsequente (Discussão, capítulo 7).

As drenagens que descem a Serra Gaúcha (rios dos Sinos – Caí – Antas-Taquari) configuram uma feição hemi-anelar, na qual as áreas de nascentes situam-se próximas às bordas da Serra (*Aparados da Serra*), fluem no sentido NW-SE, seguido de um trecho mais curto E-W e desembocam no Guaíba numa configuração ‘em leque’, a partir do Rio Gravataí (E-W), passando pelo Rio dos Sinos (NNE-SSW), até o Rio Caí (NNW-SSE) e o Jacuí (W-E). Mais a oeste (cerca de 40 km), o Rio Taquari conflui diretamente no Jacuí.

A análise dos canais fluviais principais revela que faltam os padrões meandantes típicos para as drenagens que deságuam no Guaíba; ocorrendo apenas o alargamento desses canais segundo direções ‘geométricas’ provavelmente relacionadas a linhas estruturais.

No segmento setentrional, além dos domínios do Guaíba, a drenagem exibe um padrão anelar (rios dos Sinos, Caí e Antas – Taquari, dentre os principais). O comportamento anelar acha-se ‘seccionado’ pela direção representada pelos rios Jacuí (sentido ‘normal’, de oeste para leste) e Gravataí (sentido ‘reverso’, de leste para oeste), sendo esta orientação correspondente ao proposto *Lineamento Jacuí – Porto Alegre*. Na região interfluvial com a Bacia do Rio Uruguai, este padrão anelar (cuja concavidade é voltada para sul) é assintótico com o comportamento do canal associado ao Rio Pelotas (concavidade voltada para norte),

sendo que o centro ‘dispersor’ corresponde aproximadamente à região onde ocorrem as anomalias geoidal e gravimétrica associadas ao *Alto de Vacaria*.

No segmento meridional, o Complexo Viamão – Porto Alegre e a Coxilha das Lombas representam uma anomalia no padrão geral de ocorrência das rochas do Escudo, pela sua disposição espacial (mais a leste e mais a norte), em relação ao “corpo principal” de rochas precambrianas. Os morros da região de Porto Alegre são dispostos em anfiteatros esculpidos por pequenas drenagens que fluem diretamente para o Guaíba (arroyos Dilúvio e do Salso, como os principais) e individualizam cristas já bastante degradadas. Neste segmento uma importante anomalia de drenagem é conhecida como *Anel de Drenagens de Porto Alegre* (MENEGAT *et al.*, 1998); a esta anomalia associa-se a regressão das nascentes do Arroio Dilúvio, que secciona (no sentido WNW) os morros de Porto Alegre e captura os canais que drenavam a região de Santa Isabel – Agronomia, restando na paisagem os corredores topográficos NE-SW dos antigos vales fluviais (paleo-tributários dos arroyos Feijó e do Salso).

Na Coxilha das Lombas há um zoneamento do relevo, onde as mais altas altitudes ocorrem a sul (região de Itapuã, inclusive com cristas em sela), suportadas por rochas graníticas, decrescendo no sentido nordeste, aonde a área do embasamento vai cedendo lugar às rochas da Bacia do Paraná e ambas estão capeadas por areias eólicas relacionadas à *Barreira I*.

6.2.4. A Planície Costeira

Nesta região, a Planície Costeira do Rio Grande do Sul engloba um domínio ‘interno’ (associado ao sistema Gravataí – Guaíba) e um domínio externo (à frente da Coxilha das Lombas), conforme descrito no tópico 6.1.4 (v. figura 6.4). Os aspectos relacionados ao ‘domínio interno’ estão englobados nas discussões acerca da Bacia do Rio Gravataí (tópico 6.2.2) e da região do Guaíba (tópico 6.2.3); teceremos aqui alguns comentários acerca do ‘domínio externo’.

A principal feição deste domínio corresponde à nítida segmentação imposta a Planície Costeira Sul-riograndense pelo Lineamento Jacuí – Porto Alegre, segundo o qual são reconhecidos um **segmento norte** (de Torres a Imbé) e um **segmento sul** (de Tramandaí ao Chuí, em território sul-riograndense) que se estende até o Uruguai (*La Coronilla*).

O **segmento norte** acha-se ancorado diretamente na escarpa atlântica da Serra Gaúcha (unidades geomorfológicas *Serra Geral* e *Patamares da Serra Geral*), no qual são reconhecidos em superfície somente os registros relativos às *Barreiras III e IV*, sendo que no **segmento sul** ocorrem todos os registros associados à evolução da Província Costeira (*Barreiras I a IV*). O segmento sul acha-se ‘deslocado’ (para oeste) cerca de 15 km, correspondendo à projeção da Coxilha das Lombas (NE-SW) ‘contra’ a escarpa meridional da Serra Gaúcha (E-W), estando a área correspondente a este deslocamento ocupada pela Lagoa dos Barros.

A segmentação atribuída ao Lineamento Jacuí – Porto Alegre também é ‘sentida’ pela Serra Gaúcha (‘esquina’ de Osório, região do Morro Borússia), onde se configuram escarpas desnudas em associação a facetas trapezoidais e triangulares, bem como pela convergência do escoamento lacustre – lagunar associados aos segmentos norte (desde a

Lagoa de Itapeva até o Banhado Grande / Rio Tramandaí) e sul (desde a Lagoa da Cerquinha até a Lagoa do Armazém), que se encontram na Laguna de Tramandaí e deságuam no Oceano Atlântico através do Estuário de Tramandaí. Na Lagoa dos Barros, a cartografia de fundo (DELANEY, 1960) revela a presença ‘batentes batimétricos’ (de até 7 metros) dispostos segundo a orientação E – W.

Uma outra feição regional marcante deste domínio corresponde ao limite entre a Coxilha das Lombas e a Planície Costeira (figuras 6.2 e 6.4). Tal limite é definido por uma extensas porções retilinizadas da Coxilha das Lombas (por cerca de 100 km); rupturas de declive ocorrem associadas a vários trechos desta porção, notadamente na região de Itapuã e no amplo segmento entre Três Passos e Morro Grande; conforme discutiremos no capítulo subsequente. Estes aspectos são atribuídos à atuação do *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas*; esta retilinidade encontra-se segmentada na altura de Capão da Porteira – Passo do Vigário, onde ocorre uma área recuada segundo um arco de amplo raio de curvatura cuja ‘corda’ corresponde a um comprimento de cerca de 25 quilômetros.

6.3. Aspectos estruturais

Os trabalhos de campo visaram a caracterização de feições deformativas impressas nos sedimentos associados aos sistemas laguna-barreira e na Serra Gaúcha adjacente. Os trabalhos foram centrados nas regiões da Coxilha das Lombas – Morro Grande e de São Francisco de Paula – Cambará do Sul. Estas áreas foram selecionadas com base nas interpretações morfotectônicas contidas neste trabalho e tal escolhida também foi apoiada em descrições contidas em trabalhos prévios.

6.3.1. Estruturas associadas à região de Coxilha das Lombas – Morro Grande

A área da Coxilha das Lombas foi investigada visando a caracterização de feições estruturais impressas nos registros associados à Província Costeira. Com isto, buscava-se a obtenção de elementos de campo que pudessem ser utilizados para a ratificação de evento(s) tectônico(s) atuantes no Quaternário, tendo como elementos morfoestruturais mais promissores o *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas* (DELANEY, 1965; PICADA, 1970) e o *Lineamento Jacuí – Porto Alegre* (proposto neste trabalho). A região onde esses dois elementos se aproximam (e interagem?) corresponde à área entre Morro Grande – Rincão do Capinzal - Portão, para a qual os trabalhos de campo foram preferencialmente dirigidos.

Na grande maioria dos afloramentos visitados, foram observadas juntas sub-verticais, singelas ou pares conjugados, cujas direções principais são NW-SE, NE-SW e E-W. A natureza tectônica da maior parte dessas juntas é questionável, tendo em vista que estrias não foram observadas, embora as características reológicas do material (areias pouco coesas e baixo teor de argilominerais) sejam desfavoráveis à sua impressão. Em um afloramento, correspondente à área de empréstimo na localidade Três Passos, foi evidenciada a ocorrência de uma “ruptura” de um horizonte de seixos e conseqüente rotação que esses seixos sofrem na “zona falhada”, demonstrando sua correspondência a uma deformação produzida sob condições hidroplásticas. Esta feição pode estar relacionada à deformação rúptil sobre sedimentos ainda saturados em água *ou* a uma estrutura de liquefação produzida por atividade paleossísmica, porém também deve ser considerada a hipótese de que tal feição tenha sido produzida por expulsão puramente gravitacional de água (artesianismo).

Alguns exemplos inequívocos da atuação da neotectônica, entretanto, foram obtidos na localidade Rincão do Capinzal, na Jazida Flor do Rincão (exploração de areia). Nesta localidade, a perturbação tectônica gerou estruturas que colocam em contato lateral os

diversos tipos de materiais sedimentares que ali ocorrem, de tal forma que “*atrapalha a extração da areia*” (palavras do capataz da jazida), o que motivou a implantação de um sistema de peneiramento primário (*in situ*). Os registros afetados compreendem areias finas a médias puras, areias argilosas, horizontes carbonosos e níveis ferruginizados (lateríticos), mapeados como o domínio da *Barreira II*.

Neste afloramento a presença da deformação é generalizada (figura 6.5). Predominam planos de falhas normais com rejeitos na escala decimétrica a métrica, com traços predominantemente no quadrante noroeste (N40W a N60W) e mergulhos de alto ângulo; secundariamente também ocorrem falhas com componente de rejeito reverso. Os planos de falha correspondem a superfícies planares ou curviplanares, singelos ou – principalmente – conjugados. Em alguns casos, chega a desenvolver espaços vazios (porosidade de falha) entre os dois ‘blocos’ falhados.

O conjunto de feições reconhecidas na área da Jazida Flor do Rincão corresponde perfeitamente aos elementos contidos na caracterização de bandas de deformação (*deformation bands*); o deslocamento intergranular e a porosidade da minifalhafalha são indicadores da condição de deformação em nível estrutural superior, no qual os sedimentos estavam sujeitos a pouca pressão confinante (*e.g.* FLETCHER, 1998; AYDIN, 2000; AHLGREN, 2001; DAVATZES e AYDIN, 2003). Essas estruturas se caracterizam por desenvolverem deformação intergranular em material poroso, cujos planos de descontinuidade estão concentrados em faixas estreitas e os rejeitos são de poucos centímetros a decímetros ou ocasionalmente métricos (AHLGREN, 2001; DAVATZES e AYDIN, 2003); tais feições correspondem a elementos estruturais associados a outras estruturas maiores (DAVATZES e AYDIN, 2003; KIM *et al.*, 2004.), tais como zonas de cisalhamento rúptil ou falhas.

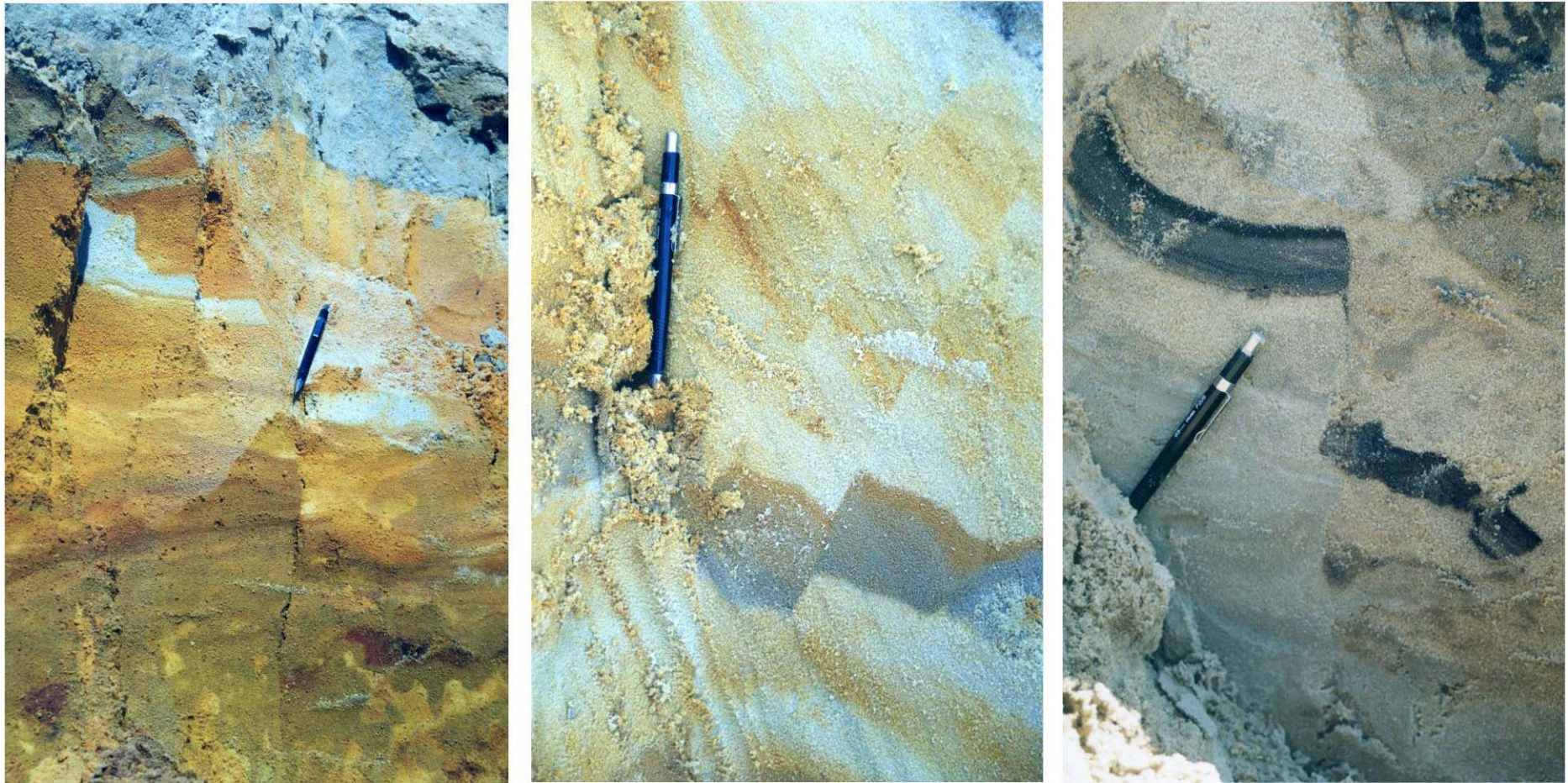


FIGURA 6.5.A – Exemplos de deformação neotectônica registrados sobre os sedimentos constituintes da *Barreira II* na localidade Rincão do Capinzal (Jazida Flor do Rincão). Nestas fotos, a deformação é reconhecida afetando diferentes registros associados à Barreira II (areias escuras, brancas ou cremes, níveis ferruginosos e lateritizados e níveis carbonosos). A deformação é nitidamente rúptil e afeta materiais de baixa coesão (exceto os níveis lateríticos de espessura centimétrica), porém pode denotar grande penetratividade (especialmente representada na foto central) e porosidade secundária ao longo dos planos principais, caracterizando-se como *bandas de deformação*.

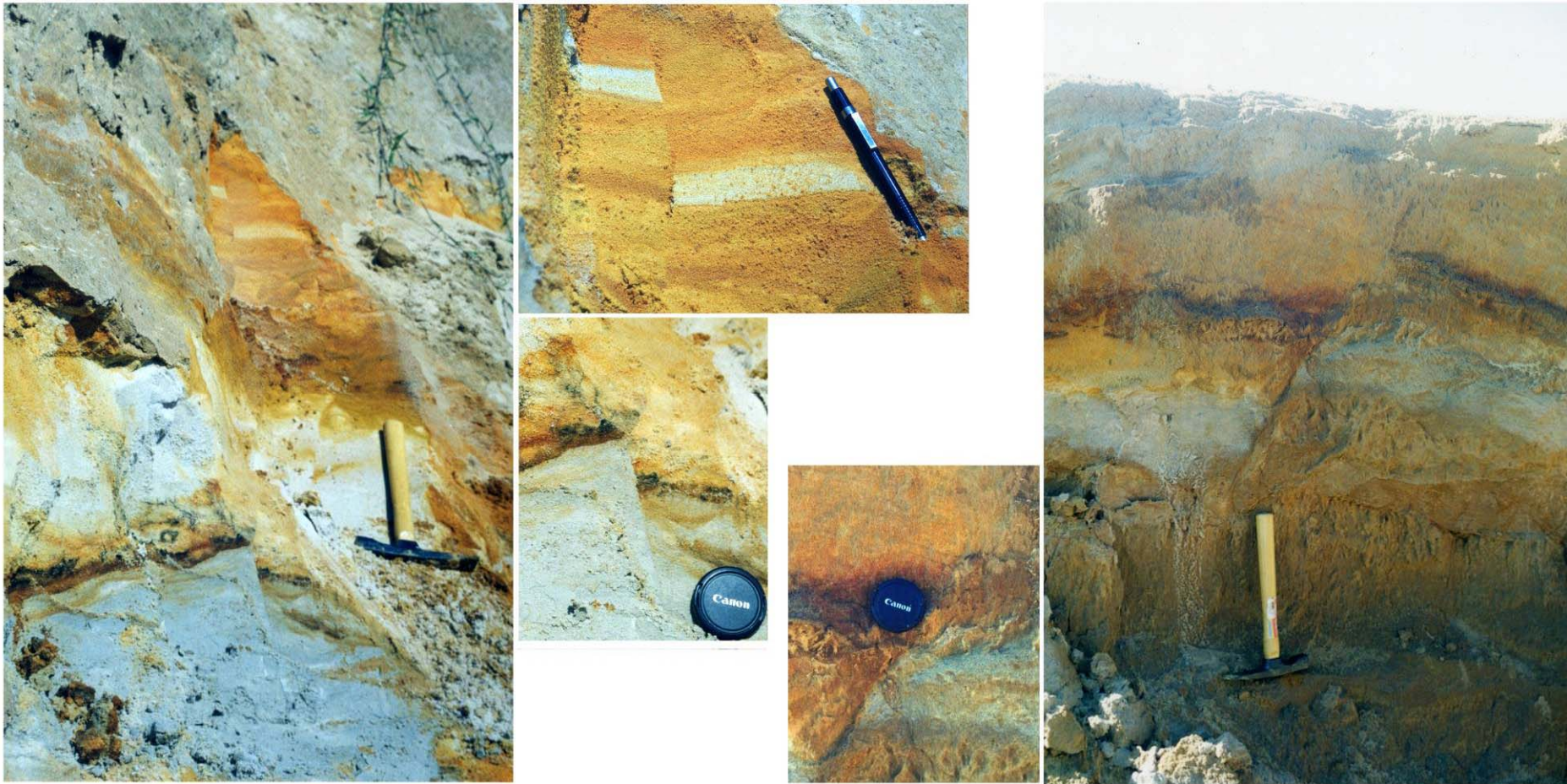


FIGURA 6.5.B – Exemplos de deformação neotectônica registrados sobre os sedimentos constituintes da *Barreira II* na localidade Rincão do Capinzal (Jazida Flor do Rincão). Nestas fotos, a deformação também é reconhecida afetando diferentes registros associados à Barreira II (areias escuras, brancas ou cremes, níveis ferruginosos e lateritizados). As falhas exibem traçados sinuosos e deslocam tanto os horizontes de baixíssima coesão (areias brancas a amarronzadas) quanto endurecidos (níveis de lateritização), sem, entretanto, promover grande desordem nos horizontes de baixa coesão, caracterizando-se como *bandas de deformação*.



FIGURA 6.5.C – Exemplos de deformação neotectônica registrados sobre os sedimentos constituintes da *Barreira II* na localidade Rincão do Capinzal (Jazida Flor do Rincão). Nestas fotos, a deformação também é reconhecida afetando diferentes registros associados à Barreira II (areias escuras, brancas ou cremes, níveis ferruginosos e lateritizados). As falhas exibem traçados sinuosos e deslocam os horizontes de baixa coesão (areias brancas a amarronzadas), cujos movimentos relativos podem ser conjugados (normais e inversos) até mesmo na escala decimétrica (foto à esquerda); as movimentações "normais" são as mais comuns nos afloramentos (v. figuras 5.11, 6.5.A e 6.5.B), embora movimentações "inversas" também ocorram (fotos central e à direita). A conjugação desses movimentos, portanto, sugere que a dinâmica da falha principal (regional) corresponda a um sistema transcorrente.

A interpretação da origem dessas estruturas como relacionadas inequivocamente à deformação neotectônica é fundamentada em:

(i) A presença de horizontes lateríticos rompidos segundo planos bem definidos, acompanhados dos horizontes arenosos, traduz que estas falhas não podem ter sido desenvolvidas como falhas atectônicas sin-sedimentares, tendo em vista que as diferentes características reológicas desses materiais induziriam uma perturbação generalizada do pacote sedimentar. Também deve ser considerado o intervalo de tempo necessário para ocorrer a litificação desses horizontes, através da diagênese química (em consequência de variações climáticas), caracterizando-as como *falhas pós-sedimentares*;

(ii) As estruturas descritas correspondem perfeitamente a bandas de deformação; além disso, os deslocamentos segundo os planos de microfalhas compreendem os tipos *normal* (principalmente) e *reversos*; as relações angulares entre esses planos de movimentação requer, necessariamente, a atuação de um campo de tensões com componente horizontal contracional. O campo de tensões moderno reconhece como a direção de máxima compressão a componente horizontal, sendo esta orientada na direção NW – SE (ZOBACK, 1992; ASSUMPÇÃO, 1998); e

(iii) As unidades afetadas pela deformação são mapeadas como a fase relacionada à *Barreira II*, o que posiciona a deformação no intervalo de tempo estimado entre 325.000 anos e o presente. A utilização de métodos geocronológicos (termoluminescência e/ou análise de traços de fissão em apatita) para a datação da seqüência arenosa poderá servir de marcador da idade máxima da deformação.

Outras evidências de deformação neotectônica também foram encontradas em material argiloso estriado derivado da alteração (pedogenização) de rochas do Complexo Viamão – Porto Alegre e de basaltos da Formação Serra Geral (figura 6.6).



FIGURA 6.6 – Falhas impressas em filmes de argila resultante dos processos de intemperismo que afetam algumas das unidades litológicas na área da Coxilha das Lombas. À esquerda, granitos falhados exibem estrias impressas em argilas esbranquiçadas (caolínicas?), cujo plano principal é 040/76 SW e estrias 66/200 e 080/75; afloramento na localidade Antonio Machado, em corte de estrada vicinal Lomba Verde – Passo do Vigário; coordenadas UTM (datum Córrego Alegre) **0500217** mN X **6664349** mE. À direita, basaltos na evidenciam estrias em argilas verdes (montmoriloníticas?), segundo planos 020/82 SE e estrias de alta obliquidade; pedra abandonada na região de Morro Grande, acessada a partir de estrada vicinal Santo Antonio da Patrulha – Granja Santa Isabel; coordenadas UTM (datum Córrego Alegre) **0550621** mN X **669325**mE.

A validade dessas estrias como indicadoras da atividade neotectônica é discutida em vários trabalhos (*e.g.* PETIT e LAVILLE, 1987; HANCOCK e BARKA, 1987; DOBLAS, 1998), podendo corresponder – quando relacionadas ao tectonismo – à indicação da movimentação de uma falha recente ou à passagem da onda de choque de um terremoto (estrutura paleossísmica). A idade absoluta, entretanto, não pode ser definida; infere-se uma idade “recente” (quaternária) pela analogia e associação aos processos de pedogenização (*e.g.* GRAY e NICKELSEN, 1989; DOBLAS, 1998).

6.3.2. Aspectos estruturais associados à área planáltica

As seções levantadas na região de São Francisco de Paula – Cambará do Sul e Santo Antônio da Patrulha – Osório visavam à caracterização de feições estruturais que viessem contribuir ao entendimento da evolução morfodinâmica da Serra Gaúcha e das suas encostas, em especial as possíveis causas tectônicas intervenientes.

As evidências de deformação neotectônica encontradas referem-se a materiais argilosos estriados derivados da alteração (pedogenização) de rochas da Formação Serra Geral (basaltos e riodacitos). Foram encontrados vários afloramentos com rochas afetadas por falhas que imprimem seus *slickenlines* em material argiloso (figuras 6.7 e 6.8), sendo que em alguns casos fica patente que o processo de pedogenização atua diferencialmente nos compartimentos falhados (figuras 6.7.A e 6.8). Neste setor, estão caracterizadas falhas normais e inversas, predominando as do tipo normal; também são encontrados em alguns afloramentos sistemas de falhas normais conjugadas a falhas inversas e com relações de alto ângulo, aliada à ocorrência de freqüentes conjuntos de estrias horizontais (figura 6.7B), sendo, portanto, fortemente sugestivas (no conjunto) que estas estejam associadas a sistemas



FIGURA 6.7 – Na área planáltica são comuns pequenos “vales em V” [em (A)] associados a interseções de falhas impressas em material intemperizado derivado de riodacitos da Formação Serra Geral, sendo esta deformação relacionada à tectônica que afetou essas litologias ao longo do tempo geológico, em especial a eventos neotectônicos marcados por falhas, ressaltos e *slickenlines* impressos em seu regolito [detalhe em (B)]. Afloramento na margem direita da rodovia RS-020, no sentido e nas proximidades de Cambará do Sul; coordenadas UTM (datum Córrego Alegre) 0581248 mN X 6784018 mE.

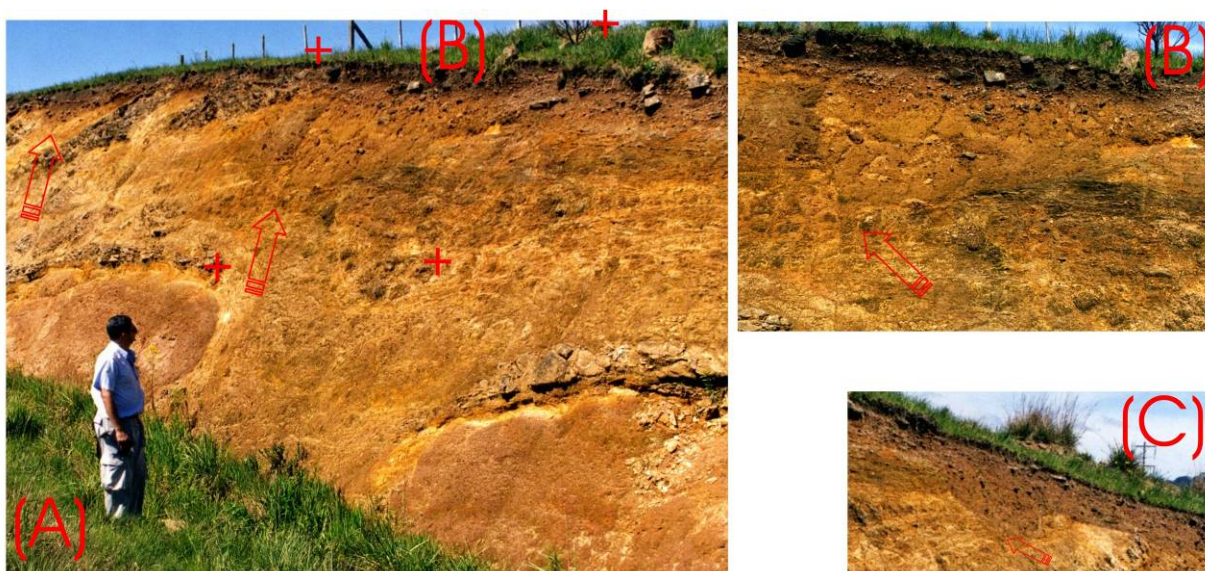


FIGURA 6.8 – Em (A) está evidenciado o aspecto dobrado e fragmentado impresso na seqüência vulcânica intermediária (riodacitos) da Formação Serra Geral, associado à deformação tectônica que afetou essas litologias ao longo do tempo geológico, marcada pelas dobras e discontinuidades (falhas, juntas e *slickenlines* associados) impressas na rocha fresca e / ou em seu regolito (paleotectônica e / ou neotectônica). As setas [em (A), (B) e (C)] novamente indicam os locais onde estão caracterizados os pequenos “vales em V” associados a interseções de falhas impressas em material intemperizado (ressaltos e estrias em filmes de argila). Afloramento na margem direita da rodovia RS-020, no sentido e nas proximidades de Cambará do Sul; coordenadas UTM (datum Córrego Alegre) **0578290** mN X **6774233** mE.

transcorrentes. A utilização dessas estruturas como indicadoras da atividade neotectônica e suas idades foram discutidas no tópico precedente.

Convém ressaltar que as rochas riodacíticas a riolíticas da seqüência superior da Formação Serra Geral mostram-se afetadas por dobras, falhas e juntas (paleotectônicas e neotectônicas), do qual resulta um aspecto fragmentado (figura 6.8). Considerando que Umann *et al.* (2001) discutiram os aspectos petrográficos dessas rochas (nas diversas escalas) e concluíram que estas não possuem características de serem originadas por fluxos piroclásticos de alta temperatura (ignimbritos), é possível que este aspecto ‘fragmentado’ induza alguns autores a interpretá-las como produzidas por vulcanismo explosivo.

Também foram encontrados vários exemplos de falhamentos afetando as coberturas colúvio-aluvionares que ocorrem na região altiplana (figura 6.9), sendo que estes registros de pedogenização são normalmente relacionados a oscilações climáticas atribuíveis ao Quaternário (*e.g.* MAYER, 1984; MACKLIN 1992; VANDENBERGHE, 2002) e, portanto, são critérios que validam a interpretação da atividade neotectônica.

6.4. Modelo numérico do terreno

A visualização da topografia de uma região é uma etapa muito importante para que se conjecture (*fase preliminar, pré-campo*) e se reconheça (*fases de campo e pós-campo*) os elementos morfotectônicos envolvidos na elaboração do relevo. A interpretação do elemento tridimensional a partir de cartas topográficas e/ou perfis é bastante prejudicada pelas limitações do método e / ou do próprio observador, bem como pelas maiores potencialidades disponibilizadas pelo processamento digital, que permite várias combinações entre atributos (*layers*) e apresentação dos resultados (ângulos de iluminação, rotação, sobrevôo, etc.).



FIGURA 6.9 – Falha afetando uma cascalheira (*stone line*) na área planáltica. O nível de seixos mostra declividade (aproximadamente 15°) para sudoeste, na direção da drenagem local. A falha (cujo plano medido correspondendo a $320/87SW$) ocasiona o truncamento e o deslocamento do horizonte de seixos, caracterizando uma movimentação do tipo normal, sendo que a ocorrência deste nível no bloco soerguido está ilustrada no detalhe. Afloramento à margem direita da RS – 020, proximidades de Tainhas; coordenadas UTM (datum Córrego Alegre) **0561817** mN X **6756519** mE.

O MNT foi elaborado através da modelagem de uma base de dados topográficos (resolução espacial de 90 metros) adquiridos através do Projeto *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), disponíveis no site <<http://gisdata.usgs.net/website/seamless/>>, processados a partir do pacote de programas do Arc-GIS© Desktop 8.3 (licenciado para FUNPEC/UFRN). Neste trabalho, foi elaborado o modelo numérico de elevação da área continental (figuras 6.10 e 6.11; v. também figuras 6.1 a 6.4 e 7.1) apresentada e discutida nos tópicos precedentes.

Alguns aspectos geomórficos são destacados neste modelo, especialmente os elementos considerados mais importantes para a compreensão da evolução geodinâmica desta porção crustal. Desta forma, os modelos ora apresentados permitem vislumbrar as informações até agora apresentadas (capítulos 5 e 6) e dão suporte à abordagem morfodinâmica apresentada nos capítulos subsequentes.

6.5. Sumário dos aspectos morfotectônicos

A análise morfotectônica apresentada neste capítulo revelou que alguns aspectos geomorfológicos reconhecidos são incompatíveis com a interpretação de que estes tenham sido produzidos pela atuação de processos exclusivamente relacionados à Geodinâmica Externa.

Com base em trabalhos prévios, análise de mapas e levantamentos de campo, está sendo proposta uma interpretação na qual a contribuição neotectônica é necessária, inclusive estando materializada em afloramentos visitados nas áreas da Coxilha das Lombas, do Morro Grande e na borda da área planáltica.

A proposição e as implicações de um cenário evolutivo que integra as variáveis glácio-eustáticas e tectono-isostáticas são discutidas no capítulo subsequente.

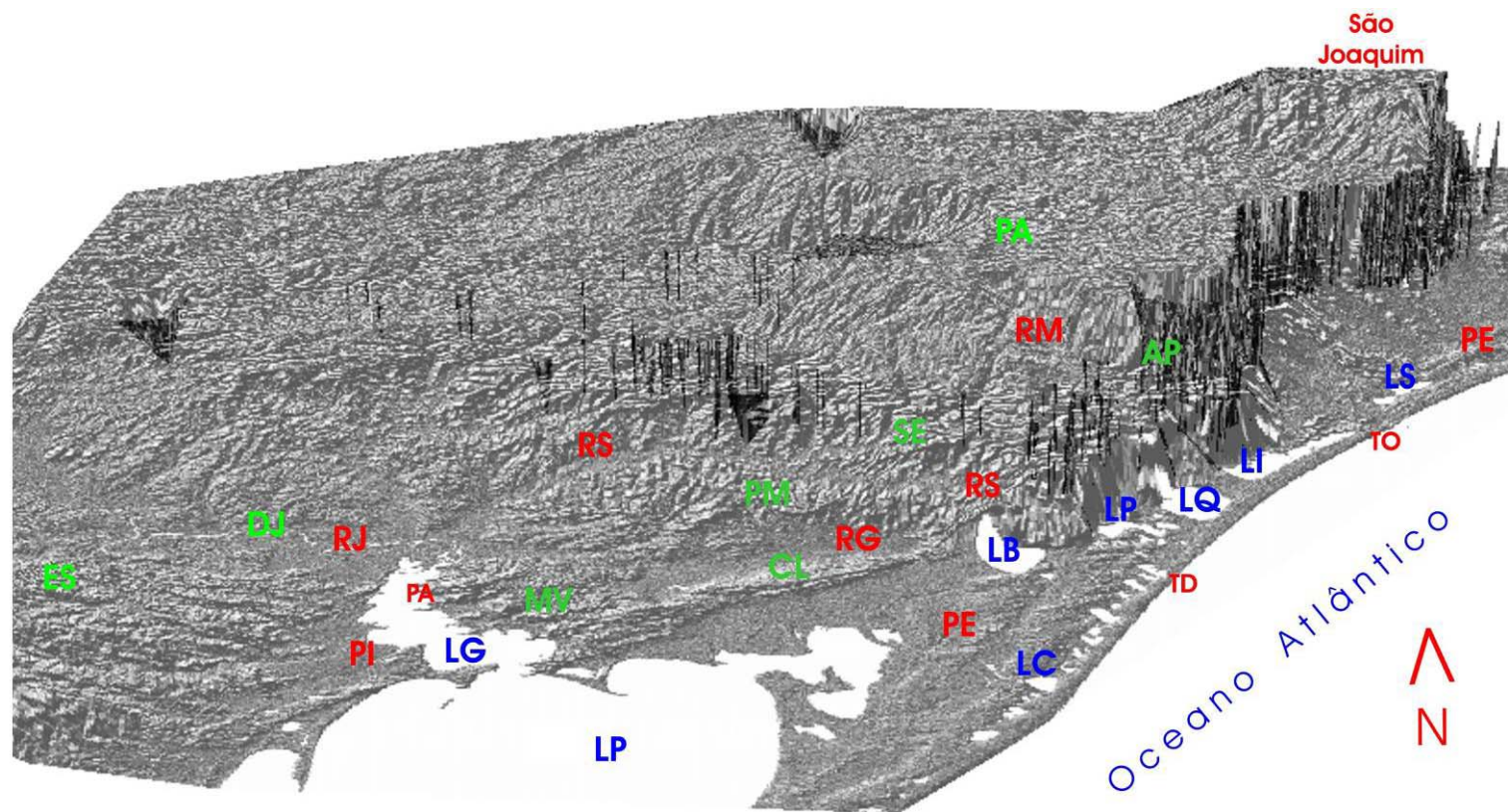


Figura 6.10 – Modelo numérico do terreno, estando indicadas algumas feições destacadas no texto: rios Jacuí (**RJ**), dos Sinos (**RS**), Gravataí (**RG**), Maquiné (**RM**); lagoas dos Barros (**LB**), da Cidreira (**LC**), Guaíba (**LG**), da Pinguela (**LP**), dos Quadros (**LQ**) e Itapeva (**LI**); lagunas dos Patos (**LP**) e do Sombrio (**LS**); unidades geomorfológicas: Planalto Dissecado Marginal do Escudo Sul-riograndense (**ES**), Depressão do Jacuí (**DJ**), Patamares da Serra Gerral (**PM**), Área Serrana (**SE**), Aparados da Serra (**AP**), Planalto das Araucárias (**PA**), além dos elementos do relevo: morros da região de Porto Alegre – Viamão (**MV**) e a Coxilha das Lombas (**CL**); notar a expressiva retilinidade assumida pela Coxilha das Lombas, tanto internamente, quanto em sua terminação oriental. (**PA** = Porto Alegre; **TD** = Tramandaí e **TO** = Torres.) Fonte: base de dados SRTM, disponível no *site* <<http://seamless.usgs.gov/>>, processado em ArcGIS 8.3.

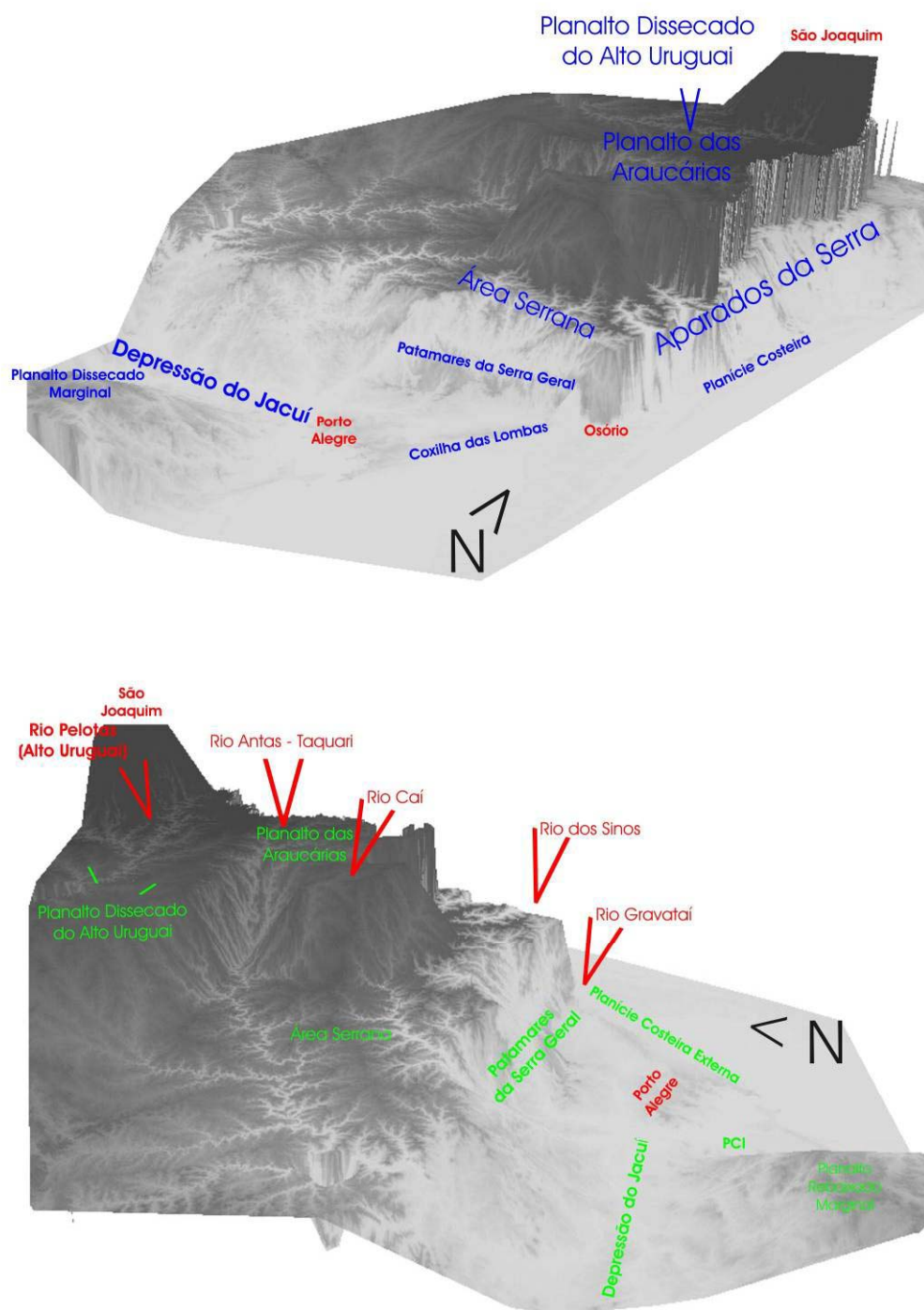


FIGURA 6.11 – Modelos numéricos do terreno com visadas preferenciais para a área continental, estando evidenciadas as unidades de relevo e as bacias hidrográficas dos grandes rios desta região. Fonte: base de dados SRTM, disponível no *site* <<http://seamless.usgs.gov/>>, processado em ArcGIS 8.3.

7. DISCUSSÃO

Neste capítulo buscamos integrar as informações contidas em diversas fontes consultadas aos dados obtidos neste trabalho, visando à composição de um cenário que coadune os aspectos regionais aos fatos geomorfológicos apresentados e discutidos neste trabalho, a fim de caracterizar a contribuição das variáveis neotectônicas ao modelado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências, com base em ferramentas geomorfológicas, geológicas e geofísicas.

O espaço aqui analisado está preferencialmente representado pela área da Província Costeira e adjacências (em territórios sul-riograndense e catarinense, bem como a pequena porção em território uruguaio) / Bacia de Pelotas, porém recorreremos a áreas de maior amplitude (*e.g.* Bacia de Etendeka, bacias dos rios Ibicuí, Uruguai e Paraná, principalmente) sempre que julgamos que estas informações regionais sejam úteis ao entendimento dos processos reconhecidos na área de enfoque.

A discussão está fundamentada na caracterização dos principais elementos morfotectônicos reconhecidos para a Planície Costeira em território sul-riograndense e posterior integração a outros elementos reconhecidos regionalmente. O quadro evolutivo delineado leva em consideração o conjunto de elementos morfodinâmicos levantados na presente pesquisa, com ênfase em aspectos geomorfológicos.

7.1. A contribuição neotectônica

Conforme discutido em capítulos precedentes (especialmente os tópicos 2.4 e 4.5), a contribuição neotectônica à evolução da Planície Costeira do Rio Grande do Sul foi descartada sem que tivessem sido aplicadas quaisquer ferramentas de análise morfotectônica. O conjunto de dados apresentados e discutidos até o momento demonstra a necessidade de revisão de alguns aspectos relativos a esta evolução.

Não existe razão morfodinâmica (morfológica, estrutural e/ou sedimentológica) para se definir *a priori* o Quaternário como um período de calma tectônica para esta região, tal como postulado por autores prévios (*e.g.* VILLWOCK, 1972; JUSTUS *et al.*, 1986; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995; FONTANA, 1996; TOMAZELLI e VILLWOCK, 2000). Pelo contrário, um importante conjunto de elementos morfológicos e estruturais requer a intervenção da tectônica para ser explicado adequadamente, individualmente ou em seu conjunto. Como exemplos principais, citamos:

- A ocorrência de leques aluviais polifásicos (LEHUGEUR, 1992; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995);
- A ocorrência de seqüências sedimentares mais espessas que os máximos regressivos permitiriam, representadas pela ocorrência de até 270 metros de leques aluviais (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) e pelas descrições de espessuras de *sedimentos continentais e marinhos rasos* na região do Taim (GOMES *et al.*, 1993);
- O comportamento do sistema fluvial, nas várias fases de desenvolvimento das barreiras, tanto na sua interface com o sistema costeiro (especialmente os barramentos do sistema moderno e o Delta do Camaquã), quanto nas áreas interiorizadas (rios dos Sinos, Gravataí, Jacuí, Camaquã, Piratini e Jaguarão);

- A geração de extensas barreiras que individualizaram gigantescos corpos lacustres – lagunares (Itapeva, Patos, Mirim, Mangueira) e neles fossem represadas várias descargas fluviais de grande porte e / ou gradientes hidráulicos elevados (rios Três Forquilhas, Maquiné, Jacuí, Camaquã, Piratini, Jaguarão);
- A reversão do Rio Gravataí, em associação à Coxilha das Lombas (PICADA, 1970; ARIENTI, 1986; MOURA FUJIMOTO, 1996);
- A ocorrência do Vale Inciso do Camaquã e as feições morfológicas nele reconhecidas (ORTIZ, 1995), bem como os processos morfogenéticos requeridos para gerar a incisão fluvial neste e em outros rios do segmento sul;
- A existência de profundas incisões fluviais nos Aparados da Serra, em especial o *Canyon* do Itaimbezinho – uma estrutura transversal (NW-SE) em relação à direção preferencial das estruturas mais antigas (NNE X ENE) –, assim como várias outras desembocaduras que infletem para o quadrante SE, sendo esta abertura compatível com a direção de extensão do campo de tensões moderno (ZOBACK *et al.*, 1989; ZOBACK, 1992; ASSUMPÇÃO, 1998);
- A ocorrência de terremotos na área plataformal e outras ocorrências no interior do continente (BERROCAL *et al.*, 1984; ASSUMPÇÃO, 1998);
- A existência de vários elementos geomorfológicos que, individualmente ou em seu conjunto, são considerados **indicadores** (mas não **evidências**) da atividade neotectônica (cristas em sela, facetas trapezoidais e triangulares, vales suspensos, dentre outros);
- A descrição de elementos tectônicos disponíveis na literatura (*e.g.* MORRIS, 1963; PICADA, 1970), ou reinterpretados (NICO Jr., 1986);
- E, complementando o cenário, a caracterização, neste trabalho, de estruturas deformacionais de origem tectônica afetando os sedimentos relacionados às

Barreiras I e II, além de exemplos de deformação afetando as coberturas quaternárias na área planáltica.

De acordo com a fundamentação teórica apresentada no capítulo 3 e discutida no capítulo 6, a análise morfotectônica baseia-se principalmente nas relações entre drenagem e topografia (*e.g.* DEFFONTAINES, 1990; STEWART, 2001), conjugadas à caracterização de feições deformativas que ‘materializem’ a ocorrência da deformação neotectônica (*e.g.* ZUCHIEWICZ, 1989, 1996; SAADI, 1991), sendo que as áreas consideradas ‘anômalas’ são as mais favoráveis à caracterização de feições estruturais de campo. A interpretação integrada desses aspectos é o foco principal deste capítulo.

7.2. Expressões morfotectônicas associadas à Província Costeira

Os principais elementos morfotectônicos que interferem na evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul foram apresentados ao longo dos capítulos 4 (com base em dados preexistentes), 5 e 6. Sintetizaremos aqui alguns fatos associados aos elementos identificados por autores prévios e/ou propostos no decorrer deste trabalho (figura 7.1) e considerados de máxima importância para o entendimento da morfodinâmica atuante nesta Província.

7.2.1. O Lineamento Jacuí – Porto Alegre

A proposição do **Lineamento Jacuí – Porto Alegre** está fundamentada na existência de um expressivo conjunto de feições lineares que ocorrem aproximadamente segundo o paralelo 30° sul (figura 7.1), representado principalmente pelos seguintes aspectos :

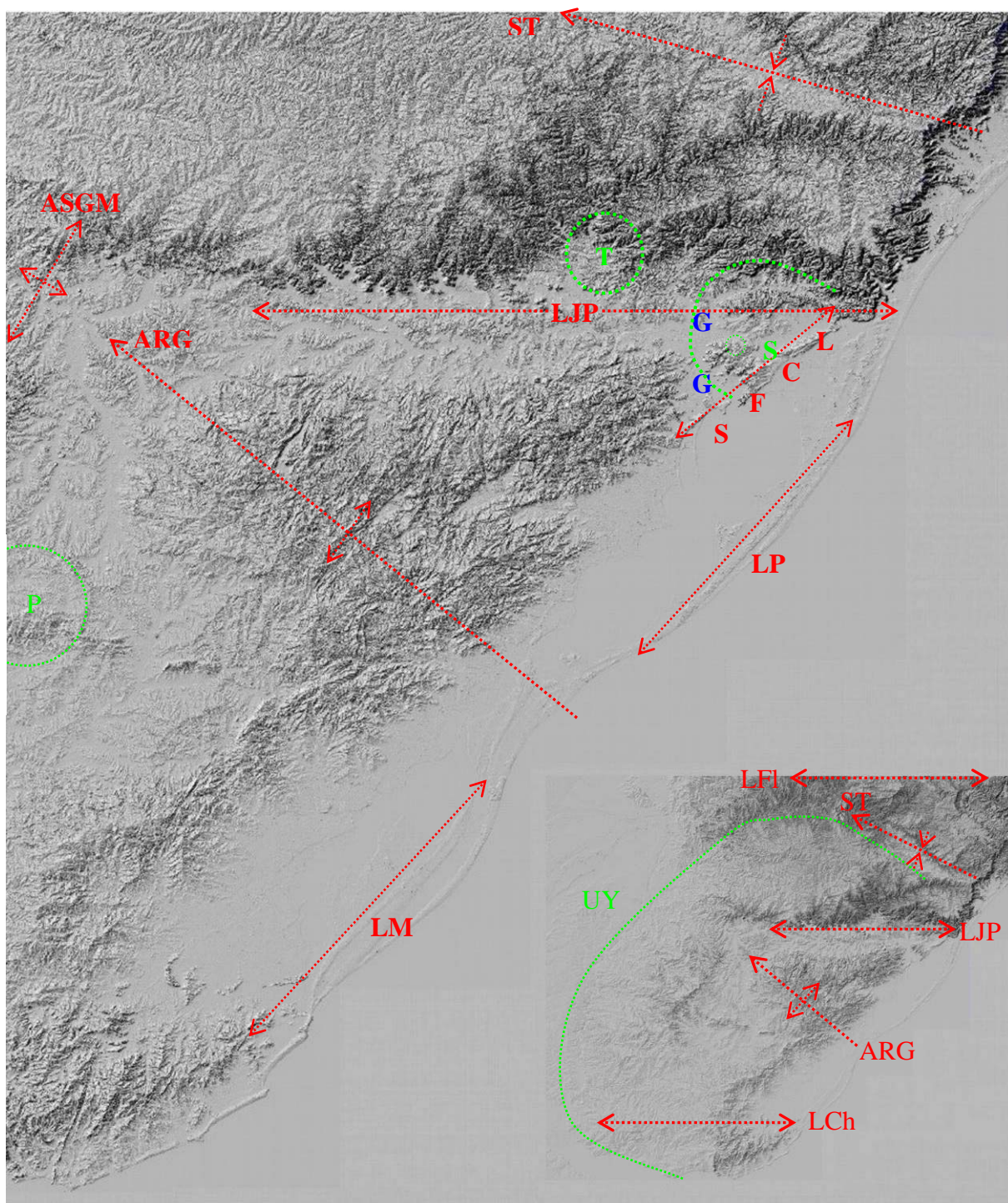


FIGURA 7.1 – Elementos morfotectônicos associados à Província Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências: Lineamento Jacuí – Porto Alegre (**LJP**), Sistema de Falhas Coxilha das Lombas (**SFCL**), *Graben* Guaíba (**GG**), Sinclinal de Torres (**ST**), Arco do Rio Grande (**ARG**) e o Alto de São Gabriel – Santa Maria (**ASGM**). Também estão indicados os locais de ocorrência de feições anelares ou hemi-anelares do baixo Taquari (**T**), do vale dos Sinos (**S**) e do alto Piratini (**P**). Mais a leste, estão marcadas as linearidades das margens internas das lagoas do Peixe (**LP**) e Mangueira (**LM**). Na área do Escudo, algumas falhas e zonas de cisalhamento se destacam no controle da topografia, sendo que os traços principais denotam paralelismo com linearidades observadas na Província Costeira. Em (B), está ressaltado o “arco do Rio Uruguai” (**UY**), acrescentando-se outros lineamentos regionais: Florianópolis (**LFI**) e Chui (**LCh**). Bases obtidas a partir do *site* <<http://seamless.usgs.gov>>.

◆ Alinhamento do médio – baixo curso do Rio Jacuí, em associação à regressão da escarpa do Planalto das Araucárias, sendo esta regressão também marcada por uma anomalia linear (E-W) magnética (v. figura 2.2), representada pelo *Lineamento Bento Gonçalves* (ZALÁN *et al.*, 1988);

◆ Linearidade (E-W) associada à Bacia do Rio Gravataí (v. figura 6.2), relativa ao seu canal na confluência com o Guaíba, na terminação setentrional dos banhados de Gravataí e Chicolomã e pelo rebaixamento topográfico E-W no setor entre a Coxilha das Lombas e Morro Grande; a esses elementos acrescenta-se o seu comportamento “endorréico”, cuja reversão deve estar ligada à atividade do *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas* (PICADA, 1970);

◆ A Planície Costeira evidencia um ‘seccionamento’ na altura de Osório – Tramandaí (v. figura 6.4), marcado pela passagem de um segmento setentrional estreito e onde afloram somente as Barreiras III e IV para um segmento meridional mais largo, no qual ocorrem todos os registros das Barreiras (I a IV); a esta segmentação soma-se a convergência das drenagens (na Laguna de Tramandaí) dos lagos costeiros, desde a Lagoa de Itapeva (Torres) até a Lagoa da Cerquinha (Cidreira). Portanto, a ocorrência simultânea de todas as barreiras somente aflora no segmento a sul do paralelo 30° S e associa-se ao alargamento da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, em relação ao segmento norte;

◆ Na área oceânica, são reconhecidas linearidades na Plataforma Continental (ALVES, 1981; CORREA, 1990) e na área da bacia oceânica (CARVALHO e FRANCISCONI, 1981), reunidas sob a denominação *Lineamento (ou Zona de Fratura) de Porto Alegre* (v. figura 4.2), em associação ao *Alto de Porto Alegre*. O “feixe de linhas” plotados para esta estrutura varia entre 29,5° S e 31° S, o que leva

alguns autores a correlacioná-lo ao Lineamento do Camaquã (*e.g.* OFFIELD *et al.*, 1976);

◆ Existe uma necessidade tectônica e geofísica para que ocorra a compensação entre a Bacia do Paraná (segmento norte como uma área ‘positiva’), sujeita a erosão desde o Terciário Inferior, e a Bacia de Pelotas (segmento sul como uma área rebaixada), cujo máximo de sedimentação ocorreu no Mioceno e prossegue expressiva mesmo no Quaternário;

◆ A análise do mapa de isópacas da Bacia de Pelotas (CARVALHO e FRANCISCONI, 1981; GOMES *et al.*, 1993) revela o seccionamento dos depocentros na altura do *Lineamento de Porto Alegre* (v. figura 2.3), correspondendo ao limite entre as ‘sub-bacias’ norte (até o Alto de Florianópolis), médio (até o *Lineamento de Mostardas*) e sul (até o *Lineamento do Chuí*), além de controlar a configuração da Anomalia M3, que representa o limite continental e oceânico (FONTANA, 1996);

◆ A ocorrência, na área oceânica, uma falha crustal reversa, de direção NE-SW e vergência NW, disposta segundo um eixo NE-SW, localizada nas proximidades da latitude 29° S e 39° W, que ocorre afetando o assoalho oceânico e é responsável pela migração dos depocentros de SE para NW do Oligoceno Superior ao Recente (BASSETO e SZATMARI, 1997). Os autores consideram que o mecanismo responsável por essa estrutura compressional estaria ligado ao *ridge push* da Cadeia Meso-Atlântica, que ocasionaria movimentação cisalhante dextrógira ao longo da Zona de Fratura do Rio Grande (correspondente ao *Lineamento de Florianópolis*) e do *Lineamento de Porto Alegre*, gerando campos

compressivos com eixos NE-SW e distensivos com eixos NW-SE (BASSETO e SZATMARI, 1997).

◆ A ocorrência recente (em 1990) de uma grande terremoto ($M_b = 5,5$; ASSUMPÇÃO, 1998) na área do Talude Continental, também denota a ação de um campo de tensões neotectônico (v. figuras 4.6 e 4.7). Este terremoto ocorreu ao largo de Mostardas, cujo hipocentro situa-se a 12.800 metros de profundidade (destes, 2.200 metros são de lâmina d'água). A solução do mecanismo focal (ASSUMPÇÃO, 1998) revela compressão máxima NW-SE e coaduna com a distribuição de tensões de primeira e segunda ordem globais (ZOBACK, 1992). Outras ocorrências de terremotos são reportadas por Berrocal *et al.* (1984) na área continental. Na região de Cachoeira do Sul, na continuidade deste Lineamento, ocorrem estruturas de desabamento (COULON e HAUSMANN, 1978) possivelmente relacionadas a eventos sísmicos históricos; e

◆ Também deve ser considerada a provável correspondência deste lineamento à *Zona de Cisalhamento Mwembeshi* em reconstruções pré-deriva (*e.g.* TROMPETTE, 1997; BROWN *et al.*, 2000), sendo esta interpretação dificultada pelas tradicionais imprecisões contidas neste tipo de cartografia.

Do exposto, a proposição do Lineamento Jacuí – Porto Alegre está fundamentada em critérios geomorfológicos, estruturais, litológicos, estratigráficos e geofísicos. Uma movimentação rotacional ('em tesoura') deve corresponder à provável dinâmica desta falha, cujo bloco meridional é rebaixado na área plataformal / costeira e soerguido na área interiorana, sendo estes movimentos representados, respectivamente, pelos depocentros principais da Bacia de Pelotas (CARVALHO e FRANCISCONI, 1981) e pelo Alto Estrutural de São Gabriel – Santa Maria (JUSTUS *et al.*, 1986).

Embora este Lineamento não esteja suficientemente discutido e (re)conhecido a partir das seções sísmicas descritas por Fontana (1996), sua existência deve representar uma estrutura transferente / transformante associada, portanto, ao regime de divergência a partir da abertura da cadeia que deu origem ao Oceano Atlântico sul.

A ocorrência de zonas falhadas de orientação geral NE-SW (charneiras Albo-Aptiana e Paleocênica e o Sistema de Falhas Coxilha das Lombas) deve estar geneticamente associada à movimentação deste Lineamento, o que implicaria em interpretar a sua dinâmica meso-cenozóica como relacionada a uma falha de transferência, sendo esta inferência apoiada no seccionamento dos depocentros da Bacia de Pelotas (v. figura 2.3.a), conjuntamente com o Lineamento de Mostardas.

No Quaternário, a expressão deste regime transferente poderia corresponder às depressões sobre as quais se instalaram as grandes lagoas e lagunas desta região, especialmente, no segmento sul, a Laguna de Patos.

7.2.2. O Sistema de Falhas Coxilha das Lombas

A proposição do **Sistema de Falhas Coxilha das Lombas** (DELANEY, 1965; PICADA, 1970) está fundamentada na existência de um expressivo conjunto de feições lineares de orientação geral NE – SW (correspondente à trama precambriana) e que estão materializadas nas áreas da Itapuã – Coxilha das Lombas – Morro Grande e na região de Passo do Vigário – Águas Claras (figura 7.1; v. também figura 5.9, 5.10, 6.3 e 6.4).

Não existem dúvidas acerca da existência dos falhamentos nos domínios da Coxilha das Lombas (*e.g.* VILLWOCK, 1972; CAMOZZATO *et al.*, 1982); foi contestada

apenas a sua interpretação como falhas ativas no Quaternário (VILLWOCK, 1972; CAMOZZATO *et al.*, 1982). A validade dos argumentos postulados nesses dois trabalhos foi discutida em capítulo prévio (tópico 4.5).

Os elementos morfológicos deste Sistema foram propostos em termos de retilinidade do contato Embasamento – Província Costeira, pelas rupturas de declive observadas principalmente na região da Coxilha das Lombas e, conseqüentemente, pelo controle que estas feições exercem sobre o registro sedimentar (DELANEY, 1965; PICADA, 1970; MOURA FUJIMOTO, 1996).

Um outro elemento bastante favorável à atividade destas falhas foi postulado por Picada (1970); segundo aquele autor, a inversão do sentido de fluxo do Rio Gravataí ocorreu a partir do soerguimento da Coxilha das Lombas, que teria provocado o barramento do curso ‘normal’ do rio e subsequente reversão promovida pela implantação de um novo gradiente topográfico (PICADA, 1970). O escoamento teria sido forçado para oeste, entre as rochas cristalinas e os sedimentos da Bacia do Paraná, indo posteriormente confluir no Guaíba. O caminho lógico do escoamento seria a posição ocupada pela Lagoa do Casamento; no entanto, este foi girado em 90° e deu origem ao Rio Gravataí (PICADA, 1970). Esta rotação em relação ao que pode ser considerado o “caminho lógico” concorda com a proposição da atividade do *Lineamento Jacuí – Porto Alegre* no Quaternário.

A direção leste – oeste está bem marcada na terminação norte da Coxilha das Lombas, correspondendo à passagem do embasamento precambriano (geralmente granitóides em grau de intemperismo avanço) para a Bacia do Paraná (arenitos Botucatu e basaltos Serra Geral), através de descontinuidades E–W definidas por canais fluviais ou traços “secos” e deve representar o sítio preferencial das movimentações associadas ao *Lineamento Jacuí – Porto Alegre* em conjugação ao *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas* (NE–SW).

As feições morfoestruturais para esta região foram sugeridas por Delaney (1965), descritas por Picada (1970) e reconhecidas neste trabalho. Os elementos estruturais reconhecidos em nossos trabalhos de campo correspondem a filmes estriados de argilas relacionadas à pedogenização das rochas do *Complexo Viamão – Porto Alegre*, sistemas de juntas impressos nos sedimentos da Coxilha das Lombas e uma provável estrutura hidroplástica descrita na área de Três Passos (ambos relacionados à *Barreira I*), e, principalmente, falhas afetando os registros da *Barreira II* (Rincão do Capinzal).

O Sistema de Falhas Coxilha das Lombas e as charneiras Paleocênica e Albo-Aptiana da Bacia de Pelotas devem corresponder à reativação de antigas falhas e/ou zonas de cisalhamento precambrianas, cuja propagação ‘para o continente’ já havia sido assinalada por Fontana (1996). A penetratividade da orientação NE-SW está marcada em vários elementos morfológicos da região, entre as quais destacamos: limites de ocorrência de leques aluviais; segmentos de canais fluviais, margens lagunares, cristas na área planáltica, além de alinhamentos na Plataforma Continental (CORRÊA, 1990).

7.2.3. O *Graben* Guaíba

Esta morfoestrutura corresponde a uma área rebaixada com aspecto de ‘estrela’ que ocupa cerca de 800 km², estando sua proposição fundamentada em vários elementos agradacionais e degradacionais.

Esta feição foi originalmente descrita por Jost (1971) como ***Graben de Porto Alegre***, tendo sido baseada nas relações topográficas e a sedimentação na área do Guaíba e da planície do Gravataí (figura 7.1; v. também figura 6.3), configurando o que o autor denominou de **Bacia de Porto Alegre** (JOST, 1971). A seqüência sedimentar desta Bacia

corresponde ao assoreamento parcial de um compartimento restrito, correspondendo a uma baía em parte bloqueada pelas Terras Altas de Porto Alegre – Viamão e pela Coxilha das Lombas. Segundo Jost (1971), este embaiamento possuía um segmento mais profundo (Guaíba) e um outro mais raso (Gravataí), nos quais foram depositados sedimentos fluviais e costeiros relacionados às flutuações do nível do mar no Quaternário, correspondendo ao que o autor denominou de *Formação Guaíba*.

Além das observações levantadas por Jost (1971), a proposição do **Graben Guaíba** coaduna com outras interpretações contidas neste trabalho, qual seja a continuidade do paleo-Jacuí, encaixado no Lineamento Jacuí – Porto Alegre, até a área plataformal, aonde ocorre o Terraço de Porto Alegre (REMAC, 1979), cujo fechamento teria ocorrido pela reativação do *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas*, sendo o processo de rebaixamento desta área conjugado ao soerguimento da área de ocorrência do Complexo Viamão – Porto Alegre (morros de Porto Alegre – Viamão e a Coxilha das Lombas).

Em relação ao fechamento do paleo-Jacuí, os marcadores desta reversão correspondem à convergência de drenagens (rios Gravataí, dos Sinos, Caí, Jacuí), à morfologia residual da atual Bacia do Gravataí, que exhibe deflexões de canais fluviais NW⇒SE (no sentido do oceano) para NE⇒SW ou E⇒W (no sentido do Guaíba), bem como pelo entalhamento de vales desde o médio curso (rios Gravataí e dos Sinos), em associação às anomalias de canal desses rios, cujo fluxo ocorre em gradientes bastante reduzidos desde o “médio” curso, ocasionando os freqüentes episódios de transbordamento (enchentes nas cidades do Vale dos Sinos), bem como a existência de uma extensa área de banhados (na planície do Rio Gravataí).

Além da reativação do Sistema de Falhas Coxilha das Lombas, a trama de lineamentos precambrianos NE-SW deve ter sido retomada em outros momentos evolutivos

(e.g. ZALÁN *et al.*, 1988; FERNANDES *et al.*, 1995c), sendo esta hipótese apoiada na existência dos leques aluviais polifásicos, pelas incisões fluviais, pela compartimentação das áreas aflorantes do Escudo e da Província Costeira e, conseqüentemente, pela configuração do relevo nesses setores. Isto coaduna com a própria evolução da Bacia de Pelotas, que demonstra a migração das charneiras Albo-Aptiana e Paleocência em direção ao continente (FONTANA, 1996).

Também devem ser notados que: (i) a sedimentação associada aos *Leques aluviais alimentados pela Barreira I* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995) só ocorre neste domínio e que (ii) o Arroio Dilúvio secciona um divisor natural de águas (o Morro da Agronomia) mesmo existindo outros corredores topográficos preferenciais para o escoamento canalizado, sendo esta anomalia conhecida como o *Anel de Drenagens de Porto Alegre* (MENEGAT *et al.*, 1998).

A área do Guaíba está cercada por regiões elevadas. O influxo corresponde à incisão ocupada pelo Delta do Jacuí, para onde também convergem as bacias dos rios Gravataí, dos Sinos e Caí. O ‘sangradouro’ corresponde a uma profunda incisão responsável pelo seccionamento das rochas precambrianas entre Barra do Ribeiro (Serra dos Tapetes) e Itapuã (morros da região de Porto Alegre – Viamão); esta incisão também está definida na área submersa, onde um canal alongado com profundidade superior a 30 metros (DELANEY, 1965) é o responsável pela ligação do Guaíba à Laguna de Patos e tem orientação aproximada N-S.

A área aflorante do Complexo Viamão – Porto Alegre (as *Terras Altas de Viamão – Porto Alegre*; VILLWOCK, 1972) pode ser considerada como o *horst* relacionado ao abatimento da área à frente da Coxilha das Lombas (a *Barreira Múltipla Complexa*), sendo

que a formação do *Graben* Guaíba deve corresponder a um campo distensivo ‘de menor ordem’.

Desta forma, o proposto *Graben* Guaíba representa um baixo tectônico e topográfico que condicionou a captura da rede de drenagem regional e permitiu a sedimentação de cerca de 40 metros de sedimentos quaternários (JOST, 1971), correspondendo, portanto, a um lago de depressão (*sag pond*). A origem desta estrutura provavelmente está relacionada à interseção de falhas e / ou a um sistema transtrativo secundário, em comparação a alguns exemplos disponíveis na literatura morfotectônica (e.g. OUCHI, 1985; RIQUELME *et al.*, 2003; STEWART e HANCOCK, 1993; STEWART 2001; VISERAS *et al.*, 2003).

O *Graben* Guaíba / Bacia de Porto Alegre corresponde a um elemento morfotectônico que em muito se assemelha ao que ocorre na Serra do Mar (*Riftes do Sudeste Brasileiro*) em relação ao *Graben* da Baía de Guanabara / Bacia de Macacu (RICCOMINI *et al.*, 2004).

7.2.4. Outros elementos morfotectônicos destacados na modelagem da Província Costeira

Dentre os vários elementos morfoestruturais discutidos previamente (capítulo 4), o *Sinclinal de Torres* e o *Arco do Rio Grande* destacam-se por interferirem diretamente na configuração da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (figura 7.1; v. também figuras 4.2 e 4.4).

Ao **Sinclinal de Torres** associa-se máxima projeção das unidades da Bacia do Paraná na direção do litoral, correspondendo a uma situação clássica de interferência entre

topografia e estrutura (regra dos V's). Essa máxima projeção também é resultante da ocorrência do deslocamento do centro de atividade magmática de oeste para leste (o **Lineamento Torres – Posadas**), culminando, no cenário pré-deriva, com a ocorrência de unidades vulcânicas em território africano, cujas idades são mais jovens que aquelas que ocorrem em território sul-riograndense (*e.g.* TURNER *et al.*, 1994, HAWKESWORK *et al.*, 2000).

Mais a sul, o **Arco de São Gabriel** representa o eixo preferencial de colocação da Suíte Alcalina de Piratini, há aproximadamente 80 Ma BP (MORBIDELLI *et al.*, 1995) e posterior rearranjo tectono-isostático que propiciou uma extensiva denudação e conseqüente exposição das unidades da infraestrutura, controlando a ocorrência dos terrenos precambrianos a eopaleozóicos. A dinâmica tectono-isostática e a extensiva denudação têm seus correlatos nas seqüências sedimentares cenozóicas da Bacia de Pelotas, cuja expressiva sedimentação (especialmente no Mioceno) e o controle estrutural sobre esses depósitos são singulares no cenário evolutivo das bacias costeiras brasileiras (FONTANA, 1996).

7.3. Alguns aspectos morfotectônicos regionais e suas implicações na evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul

Neste tópico, abordaremos alguns aspectos morfotectônicos que foram revelados nas primeiras etapas da pesquisa, quando se buscava a compreensão dos grandes domínios lito-estruturais intervenientes na elaboração do relevo do Rio Grande do Sul – mesmo se estes extrapolassem os limites da própria Planície Costeira –. Os principais elementos reconhecidos serão discutidos a seguir.

7.3.1. Morfoestruturas anelares ou hemi-anelares

Feições circulares a semi-circulares (figura 7.1) são observadas diretamente ou podem ser inferidas pelo comportamento da rede de drenagem. As características de algumas dessas estruturas e sua origem serão discutidas no presente tópico.

Estruturas semi-circulares são descritas por Justus *et al.* (1986) no oeste sul-riograndense, correspondendo à drenagem anelar do Butuí – no Pediplano do Médio Rio Uruguai – e, ao Cerro do Jaraú – no Planalto de Uruguaiana –. Também é notável a configuração de uma drenagem do tipo radial associada à Serra de Pirapó, que representa o centro dispensor das águas das bacias do Ijuí e do Piratini (JUSTUS *et al.*, 1986). Em menor escala, também configura-se o *Anel de Drenagens de Porto Alegre* (MENEGAT *et al.*, 1998), como o centro dispensor dos tributários do Rio Gravataí daqueles que deságuam diretamente no Guaíba.

Outras feições hemi-anelares estão representadas pelo comportamento da drenagem associada à Bacia do Uruguai e pelo comportamento dos principais rios que drenam o Planalto das Araucárias a partir dos Aparados da Serra (rios dos Sinos, Caí e Antas – Taquari).

Em escala regional, o Rio Uruguai configura-se como um arco (v. figuras 5.2 e 7.1), desde a altura do paralelo da Ilha de Santa Catarina (em associação ao ‘prolongamento’ do *Alto de Florianópolis*) até a planície uruguaia (‘prolongamento’ do *Lineamento Chuí*). Essa correspondência geográfica parece representar o “arco continental” da Bacia de Pelotas, ou seja, uma área de compensação isostática entre a sedimentação de borda de plataforma e a área continental em soerguimento (área fonte); tal compensação isostática sofreria a

interferência de outros elementos morfotectônicos continentais: o *Sinclinal de Torres*, o *Lineamento Jacuí – Porto Alegre* e o *Arco do Rio Grande*, principalmente.

Esta configuração hemi-anelar da Bacia do Rio Uruguai poderia ser explicada pelos modelos idealizados por Potter (1995) e Summerfield (1991). Esses autores postulam a atuação de uma grande pluma do manto que teria gerado o magmatismo Serra Geral e, no curso do processo evolutivo, ter provocado a ruptura continental e subsequente “*rebound*” litosférico, elevando a borda continental.

Em território sul-riograndense, entretanto, este modelo geral não consegue explicar o seccionamento da porção correspondente à Província Costeira do Rio Grande do Sul, visto que em seu segmento norte esta ocorre ancorada nos terrenos elevados da Bacia do Paraná e evidenciando uma pronunciada ruptura de declive, porém o segmento sul não evidencia notáveis rupturas de declive, sendo que a paisagem é suavizada pela ocorrência de leques aluviais polifásicos associados à própria evolução da Bacia de Pelotas, presumivelmente desde o Oligoceno (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). As diferenças morfoestruturais entre esses segmentos estão diretamente relacionadas ao *Lineamento Jacuí – Porto Alegre*, conforme discutido previamente (tópico 7.2.1).

Os divisores entre a Bacia do Uruguai e as bacias costeiras estão associados a megafeições estruturais. No *Planalto das Araucárias*, este limite aproxima-se do *Lineamento Torres – Posadas*, desde a região dos Aparados da Serra (nas proximidades de Cambará do Sul – São Francisco de Paula) até as proximidades de Erechim – Passo Fundo e impõe à drenagem um comportamento hemi-anelar (rios dos Sinos, Caí e Antas – Taquari), seccionado pelo *Lineamento Jacuí – Porto Alegre*. O limite da Bacia do Alto – Médio Jacuí com o Médio Uruguai (no *Planalto das Missões*) deve estar relacionado a alguma feição estrutural regional, provavelmente o prolongamento do *Alto de São Gabriel – Santa Maria*

(JUSTUS *et al.*, 1986), tendo em vista a inversão de relevo deduzida pela ocorrência de sedimentos fluviais paleoceno-zóicos reunidos sob a denominação Formação Tupanciretã (JUSTUS *et al.*, 1986). O divisor Uruguai – Camaquã está representado pela *Depressão do Ibicuí*, em associação ao *Alto Estrutural de São Gabriel – Santa Maria* (JUSTUS *et al.*, 1986).

No Planalto das Araucárias, a morfologia hemi-anelar das drenagens está topograficamente associada às regiões de maiores altitudes da área de exposição das rochas da Bacia do Paraná. Em resposta a este padrão de drenagens, a dissecação da borda planáltica corresponde a uma macroforma anelar elevada, composta pela área interfluvial Gravataí – Sinos (morros Borússia, Reuter, etc.) cuja concavidade é voltada para sul. Na transição para o Escudo Sul-riograndense também pode ser deduzida uma morfologia hemi-anelar elevada, composta pelos morros da região de Porto Alegre – Viamão (Santana, Itapuã, etc.) e pela Coxilha das Lombas, sendo que agora a concavidade é voltada para norte (v. figuras 6.2 e 6.10).

Estes aspectos denotam semelhanças ao que ocorre no lado africano (Namíbia), onde um batólito granítico aflora como uma elevação sub-circular, que atinge altitudes da ordem de 2600 metros e que controla o comportamento da drenagem local, cujas nascentes são radiais e a drenagem planicial é, em parte, anelar. Esta feição corresponde ao Maciço de Brandberg (SCHMIDT *et al.*, 2000), composto por uma suíte alcalina do Paleocretáceo, correlata ao magmatismo Serra Geral – Etendeka.

A ocorrência de um expressivo baixo gravimétrico (anomalia residual; HALLINAN *et al.*, 1993) entre os paralelos 29° S e 30° S e meridianos 51° S e 52° S deve estar relacionada a um déficit de massa em subsuperfície, à qual se associa uma estrutura semicircular na região de Tabará – Estrela, parcialmente dissecada pelo Rio Taquari e arroios

daquela região; nas imediações (em Salvador do Sul) também ocorrem registros de sismicidade histórica (BERROCAL *et al.*, 1984). A interpretação conjugada de tais aspectos pode significar a reativação moderna de falhas relacionadas ao arcabouço da Bacia do Paraná, quer pelo espessamento das unidades sedimentares (*horst*), e /ou pela existência de corpos intrusivos de mais baixa densidade que os basaltos aflorantes, em analogia ao que ocorre na Namíbia.

Desta forma, a ocorrência de feições dômicas em sub-superfície, como aquelas reconhecidas na Namíbia (em superfície), pode ser a causa para o padrão hemi-anelar exibido pelos rios da borda da Serra Gaúcha, nas proximidades do encontro dos *Aparados da Serra* com a *Área Serrana* e na área planáltica, assim como em outras regiões do território sul-riograndense.

7.3.2. Regressão das escarpas do Planalto das Araucárias

A regressão da escarpa oriental corresponde à Unidade Geomorfológica *Patamares da Serra Geral* e à Sub-unidade *Aparados da Serra*, enquanto a regressão meridional compreende as unidades *Patamares da Serra Geral* e *Depressão do Jacuí* e a Sub-unidade *Área Serra*. As escarpas são degradadas e as drenagens evoluem como anfiteatros que deixam ‘para trás’ patamares basálticos, mesas e morros testemunhos, (Serra do Paredão, Morro Reuter, as *Torres*, Ilha dos Lobos, etc.).

O controle estrutural sobre o recuo erosivo do Planalto das Araucárias pode ser deduzido pelo comportamento geral da drenagem, pelos padrões de dissecação fluvial impostos, bem como pela impressão direta de estruturas orientadas nessa direção. As

direções estruturais principais correspondem às orientações NNE-SSW e ENE-WSW; à direção NW-SE se associam importantes elementos geomorfológicos.

7.3.2.1. Regressão da escarpa atlântica do Planalto das Araucárias

O limite ocidental do Planalto das Araucárias com a Planície Costeira corresponde às unidades geomorfológicas *Serra Geral* (sub-unidade *Aparados da Serra*) e *Patamares da Serra Geral*. As direções estruturais principais correspondem às orientações NNE-SSW e ENE-WSW. Os rios que drenam a escarpa (Mampituba, Cardoso, Três Forquilhas e Maquiné) provocam uma intensa erosão regressiva (atual e pretérita). O controle estrutural sobre o recuo erosivo do Planalto das Araucárias pode ser deduzido pelo comportamento geral da drenagem e / ou pelos padrões de dissecação fluvial impostos, bem como pela impressão direta de estruturas orientadas nessas direções (v. figuras 5.4 e 5.6).

Os elementos de relevo que se destacam neste segmento correspondem a morros piramidais associados a vales em “V” esculpido nas rochas da Bacia do Paraná (desde os níveis vulcânicos superiores até os arenitos basais), cotovelos de captura, pontos de convergência de drenagens (*knickpoints*), anfiteatros, cristas com morfologias diversas (retas, sinuosas, em sela), morfologia de lagoas, cristas deslocadas na região de Praia Grande, vales suspensos, facetas trapezoidais e triangulares, etc. (v. figura 5.7).

Tais feições geomórficas são comumente utilizadas, em seu conjunto, como aspectos indicadores de recuo de escarpa por influência tectônica (OUCHI, 1985; SUMMERFIELD, 1991; STEWART, 2001), cuja morfogênese é definida pela ocorrência de drenagens “normais” (exorréicas, que drenam diretamente para a Planície Costeira) e reversas (ou “endorréicas”, que drenam *para o interior do continente*) atuantes sobre uma

área em soerguimento e geram essa diversidade de formas erosivas. Os exemplos mais marcantes dessas feições geomórficas são encontrados nas áreas próximas a Praia Grande – Cambará do Sul, lagoas do Morro do Forno e do Jacaré, Três Forquilhas e Maquiné, principalmente.

A existência de um eixo de soerguimento também é sugerida pelo fato de que a regressão das cabeceiras das drenagens da Bacia Costeira parece limitada a uma feição linear NE-SW, desde Santo Antônio da Patrulha até Praia Grande, e pela retilinidade (NE-SW) de vários arroios que formam as cabeceiras dos rios da região, tanto aqueles que drenam a área planáltica (Tainhas e Rolante, principalmente), quanto os rios da bacia costeira (Maquiné, Três Forquilhas e Mampituba). Esta orientação também se prolonga ao território catarinense, à qual está associado o máximo recuo dos Aparados da Serra na região de Aratinga – Jacinto Machado, bem como deflexões fluviais e confluências ortogonais (NE-SW X NW-SE) das drenagens da bacia costeira naquele segmento (v. figuras 5.6, 5.7 e 7.1).

Esta linearidade é paralela às falhas reconhecidas no embasamento precambriano e denota correspondência com o prolongamento “natural” entre o limite da Província Costeira Interna (a sul) e o recuo dos Aparados da Serra na região sudeste de Santa Catarina (a norte).

A discussão sobre a degradação da escarpa do Planalto das Araucárias é assunto amplamente discutido na literatura disponível. Delaney (1965) comenta que se a regressão da escarpa corresponder ao recuo erosivo de uma antiga linha de falha, “[...] *esta deve estar sob o Atlântico, uma vez que todas as relações estruturais são normais com a presente escarpa topográfica e isto tão a leste como a Ilha dos Lobos [...]*”.

A posição da falha principal poderia, então, corresponder à Charneira Paleocênica (FONTANA, 1996), sendo que esta pode ter sido reativada no Quaternário, visto

que existe uma notável retilinidade (NE-SW) da isóbata de 40 metros da área plataformal (CORRÊA, 1990), em associação a uma linearidade gravimétrica de -20 mgals (FONTANA, 1996) em posição próxima a esta curva batimétrica.

Com respeito à área continental, são encontrados elementos morfológicos e estruturais compatíveis com a atuação de eventos tectônicos no Quaternário tanto na área planáltica quanto na Planície Costeira; tais feições morfoestruturais podem ser tomadas como **argumentos** (padrões e anomalias de drenagens e de canais, principalmente) e **evidências** (planos estriados de falhas impressas nos saprólitos basálticos; falhamentos afetando depósitos fluviais modernos na área planáltica), sendo que estes aspectos foram discutidos e ilustrados no capítulo 6.

Como argumento geomorfológico, podemos tomar como exemplo a região de Aratinga – Pedra Grande, aonde os canais fluviais que drenam a escarpa do Planalto das Araucárias (Aparados da Serra) se instalaram independentemente do padrão principal de juntas / falhas presente nas rochas vulcânicas (par NNE X ENE), esculpindo vales profundos (os *canyons*) perpendicularmente (NW-SE) a esta direção.

Em relação aos aspectos tomados como evidências da deformação neotectônica, estes foram discutidos em capítulo precedente (tópico 6.3).

A direção NW-SE corresponde ao eixo de máxima compressão prevista por mapas globais de distribuição de tensões e pelo mecanismo focal obtido pelo registro de um grande terremoto acontecido recentemente (ASSUMPTÃO, 1998), em provável associação ao efeito de face livre, sendo que estes fatores devem corresponder às principais fontes de esforços que definem o campo de tensões neotectônico. O proposto soerguimento na borda da área planáltica segundo a direção NE-SW (estrutura antiformal ou falha inversa), inferido pelos critérios geomórficos, também é condizente com este campo de tensões neotectônico.

7.3.2.2. Regressão da escarpa meridional do Planalto das Araucárias

Neste setor (v. figuras 5.4, 5.8 e 7.1), a passagem da região planáltica para a *Área Serrana*, *Patamares da Serra Geral* e destes para a *Depressão Central* ocorre através de rupturas de declive associadas à dissecação produzida pela dinâmica fluvial da Bacia do Jacuí (atual e pretérita), com canais encachoeirados, patamares e morros testemunhos, principalmente no Vale do Taquari. Na borda meridional (“esquina” de Osório), a escarpa foi degradada pelo paleo-Rio Jacuí e, modernamente, pelos rios Gravataí e dos Sinos, resultando escarpas desnudas, patamares e morros testemunhos, além das incisões associadas ao alto curso das drenagens do reverso (nas áreas elevadas) e alargamento dos vales (no baixo curso).

As áreas elevadas são modeladas por drenagens de comportamento anelar, onde o Rio dos Sinos promove a dissecação da borda do Planalto segundo um canal em arco que tem suas nascentes na borda atlântica e deságua no Delta do Jacuí; o padrão anelar é complementado pelo ‘traçado’ curvilíneo do Delta do Jacuí / canal do Guaíba. As áreas que delimitam esse padrão anelar correspondem às áreas elevadas da Coxilha das Lombas (limite com a Província Costeira Externa), a borda planáltica (os Aparados da Serra e a Área Serrana); a Serra do Paredão e os morros dessa região atuam como um “divisor interno”, onde o Rio Gravataí encontra-se instalado.

As cabeceiras do Rio dos Sinos transpassam divisores naturais de água e, portanto, este se comporta como um rio antecedente. Morris (1963) descreve basculamentos de terraços de rios tributários na área do Arroio Passo Grande, Serra do Paredão, Picada Hartz e a sul de Rolante, principalmente. Também reconhece que há uma fase de rejuvenescimento da planície aluvionar do Rio dos Sinos, marcada pela ocorrência de incisões em áreas de planície de inundação mais antigas, resultando uma série de terraços. De uma maneira geral,

os traços de antigas estruturas impressas nas rochas da Bacia do Paraná foram retomados como falhas, que provocam escalonamento (com o bloco norte soerguido) de estratos tanto da Bacia do Paraná quanto os leques aluviais e segmentos de algumas planícies de inundação. A idade desses falhamentos seria “*Terciário superior ou tão recente quanto o Quaternário*” (MORRIS, 1963).

A associação destes fatos aos demais elementos discutidos previamente (tópico 7.3.2.1) reforça a proposição de que o alto topográfico cortado pelas cabeceiras do Rio dos Sinos representa uma elevação estrutural, correspondente ao “eixo de soergimento”, associado a uma feição antiformal ou a uma falha (preferencialmente inversa), analogamente a casos amplamente documentados na literatura (*e.g.* OUCHI, 1975; DELCAILLEAU, 2001).

Os elementos de relevo que se destacam neste segmento correspondem a morros piramidais e em sela, associados a vales em “V”, aos quais se associam drenagens “normais” (exorréicas) e reversas (endorréicas), que atuam sobre uma área elevada e geram essas formas erosivas; exemplos “residuais” e em formação são encontrados nas áreas próximas a Caxias do Sul, Três Coroas e Santo Antônio da Patrulha, dentre as principais. Esses elementos geomórficos são considerados mundialmente como indicadores da atividade neotectônica (*e.g.* DEFFONTAINES, 1991; MENNESSIER, 1997) e apoiam a proposição de que ocorra o soergimento moderno na região. A estas feições, alia-se o fato de que não ocorrem capturas fluviais associadas às drenagens da escarpa atlântica, apesar do alto gradiente hidráulico disponível, sugerindo a ‘jovialidade’ desta última.

A rede de drenagem que constitui a Bacia do Rio Gravataí foi responsável pela degradação da *Área Serrana* e dos *Patamares da Serra Geral*, ora correspondendo ao limite entre a área de ocorrência das rochas da *Bacia do Paraná* e aquelas do *Escudo Sul-*

riograndense, correspondendo ao prolongamento da unidade geomorfológica *Depressão do Jacuí*. Justus *et al.* (1986) descrevem que os sucessivos e intensos processos erosivos atuantes sobre o espesso pacote de rochas da Bacia do Paraná provocaram o contínuo recuo de uma linha da escarpa, exumando as litologias sedimentares da Bacia, modelando um vão deprimido de posição interplanáltica (a Depressão Central) onde foram esculpidas formas de relevo convexas, regionalmente conhecidas como “coxilhas”, dispostas ao lado de superfícies planas ramificadas.

A evolução do Planalto das Araucárias em sua porção meridional, portanto, conduziu à degradação de uma frente de escarpa; porém, qual a origem dessa escarpa?

A análise dos mapas de isópacas da Bacia do Paraná indica claramente a continuidade dos registros litológicos associados ao Grupo Rosário do Sul e às formações Pirambóia, Botucatu e Serra Geral (ZALÁN *et al.*, 1988) na direção onde hoje aflora o Escudo Sul-riograndense e a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (v. figura 4.1). A dissecação foi comandada pelos processos diretamente relacionados à instalação e ao desenvolvimento da Bacia de Pelotas.

Presume-se que a morfoesculturação responsável pela geração da unidade *Depressão do Jacuí* tenha se iniciado no Plioceno (JUSTUS *et al.*, 1986), porém esta não deve corresponder apenas a processos do tipo “erosão diferencial”, quer pelo seccionamento que fez na paleofisiografia (analogamente ao que ocorre modernamente com os rios dos Sinos e Camaquã), quer pelo caráter retilinear que esta escarpa e os canais fluviais (Vacacaí – Jacuí – Gravataí) assumem modernamente, além da ocorrência de outras feições morfoestruturais na Plataforma Continental. Adicionalmente, a persistente dissimetria da rede de drenagem, marcada por um “máximo” escoamento de norte para sul, sugere que o escoamento canalizado é controlado por basculamentos neste sentido (N⇒S).

O Lineamento Jacuí – Porto Alegre é o elemento que postulamos controlar tal regressão de escarpa, sendo esta proposição apoiada pelo padrão de dissecação grosseiramente linear imposto à terminação do Planalto das Araucárias, o controle sobre várias drenagens em diversos contextos, o seccionamento da Planície Costeira, a sua excelente correspondência ao Lineamento / Alto de Porto Alegre, na plataforma continental, bem como pela existência de paleodrenagens, correspondendo aos Vales de Porto Alegre, em associação ao Terraço do Rio Grande (REMAC, 1979), além de sua provável correspondência, no cenário pré-deriva, à *Zona de Cisalhamento Mwembeshi*, que ocorre em território africano.

7.3.3. Incisões fluviais

As incisões fluviais são traduzidas pelo encaixamento das drenagens, resultando na construção vales profundamente entalhados. São de ocorrência amplamente difundida, tanto na área planáltica (meandros incisos entrincheirados) e suas escarpas (*canyons*), quanto na área do Escudo Sul-riograndense. As incisões fluviais do segmento norte já foram discutidas em tópicos precedentes; na área do Escudo Sul-riograndense ocorrem várias incisões fluviais (rios Camaquã, Piratini, Jaguarão e arroios Demétrio e Fragata, principalmente).

Aos vales incisos na área do Escudo (principalmente para os rios Camaquã, Piratini e Jaguarão) associam-se leques aluviais polifásicos, deflexões para sudeste dos baixos cursos e / ou desembocaduras. A disposição dos remanescentes da Barreira III atesta que o nível de base local já correspondia a paleolagunas similares aos que hoje são representados pelos espelhos de água de Patos e Mirim, principalmente. Deste modo, somente o Rio

Camaquã, através da *Barra Falsa* (TOLDO Jr. *et al.*, 1991) e o Arroio Fragata poderiam ter conexão direta com o mar, o que teria possibilitado a escavação de canal(is) fluvial(is) mais possante(s) em direção à quebra da plataforma na(s) última(s) fase(s) de mar regressivo. Dentre estas incisões, a mais notável corresponde ao Rio Camaquã, tanto no seu alto – médio curso, quanto na sua desembocadura.

Para o Rio Camaquã, a análise de imagens de satélite e de cartas topográficas revela uma importante mudança de padrões de canais do nas regiões de Santana da Boa Vista e Amaral Ferrador (figura 7.2; v. também figura 5.3), onde o alto – médio curso é marcado por trechos de vales assimétricos encaixados, separados entre si por trechos de vales amplos (depressões fechadas), aonde ocorrem meandros abandonados, planícies e níveis de terraços aluvionares.

O seccionamento do Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul ocorre através de gargantas (*gorges*), sucedidas (a jusante) por canais meandantes associados ao alargamento da planície fluvial (*sag ponds*). Nos trechos de superimposição seus afluentes também se mostram encaixados; apenas o Arroio Boici, afluente da margem direita, apresenta terraços aluvionares, já nas proximidades da foz (JUSTUS *et al.*, 1986).

A atual desembocadura do Camaquã foi objeto de trabalho específico (ORTIZ, 1995). Segundo o autor, o atual Delta do Camaquã corresponde a incisões fluviais polifásicas na Planície Aluvial Interna, provocadas por variações eustáticas, e preenchidas por sedimentos relacionados às fases transgressivas subsequentes. O autor discute ainda que o Sistema Lagunar Patos – Mirim foi fechado durante o episódio transgressivo relacionado à Barreira III (ORTIZ, 1995) e que ocorreu uma importante fase de incisão associada ao último

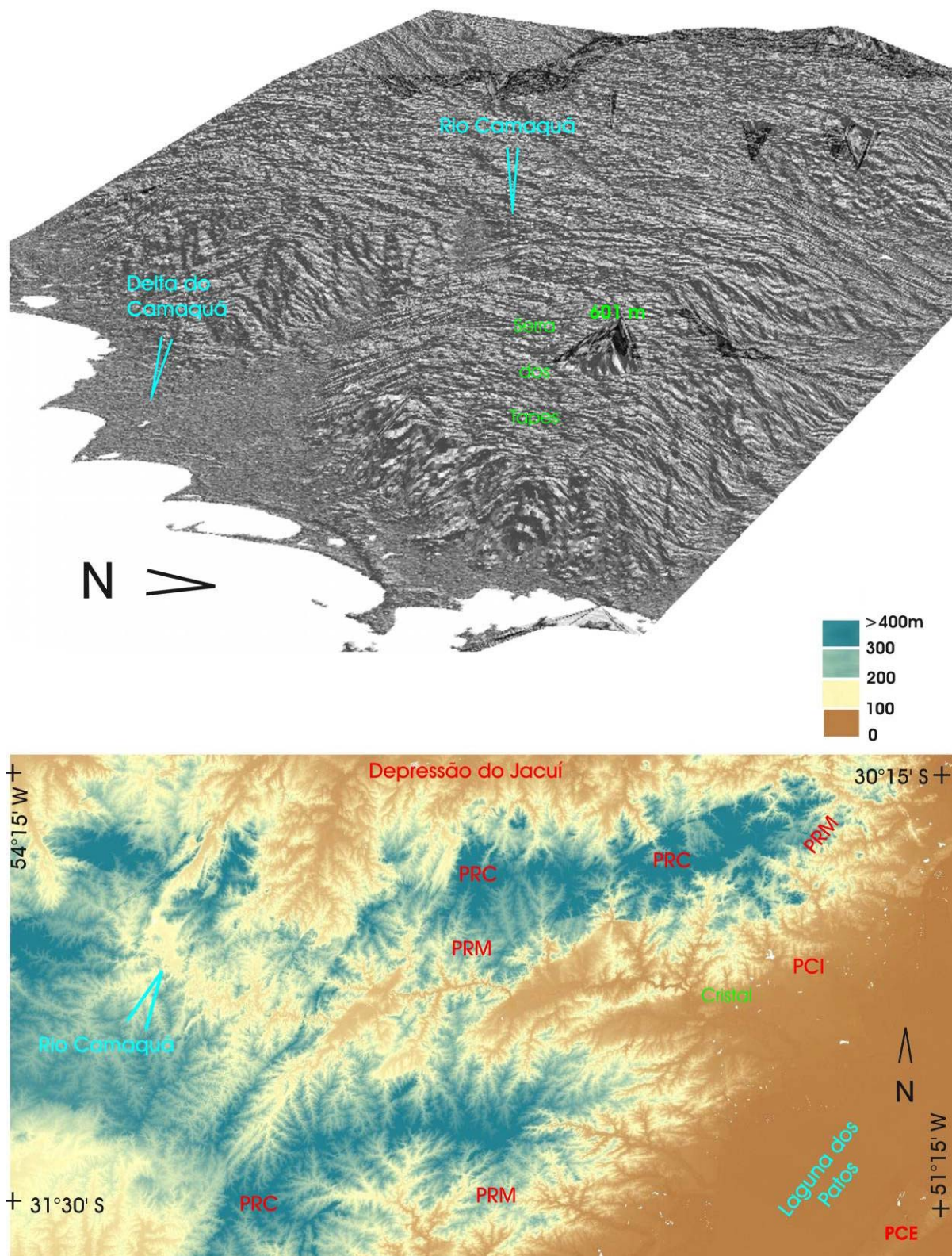


FIGURA 7.2 – Modelo numérico de terreno para a Bacia do Rio Camaquã aonde estão evidenciadas as anomalias de canais para o Rio Camaquã desde o seu alto – médio curso até a sua desembocadura (Delta do Camaquã). Legenda: **PRC** = Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul; **PRM** = Planalto Rebaixado Marginal; **PCI** = Planície Costeira Interna; **PCE** = Planície Costeira Externa. Fonte: base de dados SRTM, disponível no site <<http://seamless.usgs.gov/>>, processado em ArcGIS 8.3.

episódio de glaciação (Winsconsin), há cerca de 17.000 anos A.P. (ORTIZ, 1995). O modelo de evolução morfodinâmica proposto pelo autor baseia-se no trabalho de Allan e Posamentier (1993), que considera somente as variáveis glácio-eustáticas para a evolução do Vale do Gironde, oeste da França.

Ressaltamos aqui que:

- ◆ O cenário geológico – geomorfológico do Vale Inciso do Gironde (os parâmetros oceanográficos, a morfologia da rede de drenagem, a morfologia da plataforma e a própria incisão fluvial na área de plataforma, principalmente) é bastante diferente daquele ostentado pelo Camaquã. Em resumo, aquele vale inciso se desenvolve sobre uma área de plataforma de alto gradiente (convexa), sendo o estuário dominado por macromarés e, principalmente, a incisão ocorre diretamente associada ao mar aberto, diferentemente do Camaquã, que era abrigado pela paleo-Laguna dos Patos, que se configurava como nível de base local;

- ◆ As variações glácio-eustáticas do nível do mar efetivamente podem favorecer incisões fluviais; entretanto tais incisões serão controladas pela topografia da plataforma adjacente e seus efeitos serão absorvidos ainda no baixo curso (*e.g.* WESCOTT, 1993; SCHUMM e ETHRIDGE, 1994). No caso do Camaquã, a incisão corresponde a uma posição de médio curso da paleodrenagem com respeito ao nível de rebaixamento eustático correspondente;

- ◆ A variável tectônica é a principal responsável pela renovação do nível de base necessário para que ocorram incisões fluviais na área continental (*e.g.* SCHUMM, 1977, SUMMERFIELD, 1991; SCHUMM e ETHRIDGE, 1994);

◆ Apesar de não levar em consideração as variáveis tectono-isostáticas, aquele autor (ORTIZ, 1995) sugere um ligeiro basculamento para sudoeste devido à possível intervenção neotectônica (ORTIZ, 1995), sugerida pelo desvio da drenagem costeira para oeste e pela distribuição dos sedimentos. Outros fatos geomorfológicos que poderiam estar representando esta atividade neotectônica (DEFFONTAINES, 1990, STEWART, 2001) também foram descritos por Ortiz (1995), porém não foram levados em consideração no modelo proposto; tais elementos correspondem a vales suspensos, canais abandonados e cotovelos de capturas fluviais, principalmente;

◆ A ocorrência de incisões fluviais em outros setores do Camaquã (*gorges*), em conjugação às de áreas de espraiamento (*sag ponds*) a juzante, a ocorrência de leques aluviais polifásicos, assim como a geração da Barreira Múltipla Complexa e seu provável papel como nível de base regional, constituem elementos que podem ser integrados coerentemente se considerarmos a intervenção neotectônica, porém tais elementos denotam várias incoerências glácio-eustáticas na tentativa de explicar o *Vale Inciso do Camaquã*.

7.4. Panorama morfodinâmico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências

A história da Província Costeira do Rio Grande do Sul se inicia no paleocretáceo, com a ruptura do Gondwana. A margem ‘passiva’ então instalada é sujeita a uma fase inicial de *rebound* e, possivelmente, gera grandes escarpas (serras do Sul e do Sudeste do Brasil e do sudoeste africano). A evolução subsequente, entretanto, marca notável

segmentação na altura do paralelo 30° S, quando processos geodinâmicos propiciam a instalação da Bacia de Pelotas, culminando, no Mioceno, com o seu ‘máximo’ de sedimentação, associada ao Cone do Rio Grande, concomitantemente a uma intensa denudação que se impõe ao bloco sul, associado ao Lineamento Jacuí – Porto Alegre. Baseados em dados de isópacas contidos em Zalán *et al.* (1988) a expressividade deste Lineamento é marcada pela erosão de um mínimo de 1.000 metros da coluna de rochas da Bacia do Paraná e conseqüente exposição dos terrenos precambrianos.

O processo de contínuo soerguimento imposto a esta porção crustal é marcado pelo entalhamento dos vales fluviais dos dois lados do Lineamento Jacuí – Porto Alegre. Alguns eixos de soerguimento são sugeridos por divisores de água inadaptados à sua condição topográfica, pelo comportamento da própria rede de drenagem e também por algumas relações anômalas entre os elementos geomorfológicos (*formas*) e os registros quaternários (*depósitos*). Os casos principais estão sumariados a seguir.

7.4.1. As regiões interfluviais e implicações morfodinâmicas

As relações entre a rede de drenagem e a topografia são aqui enfocadas, especialmente alguns aspectos relacionados à instalação das drenagens nas proximidades das regiões interfluviais (cabeceiras). Em certos casos, estas parecem traduzir incoerências com os princípios de instalação do fluxo canalizado; em outros, são analisadas as relações entre a região interfluvial e macroestruturas já conhecidas ou propostas neste trabalho (figura 7.1).

O divisor das bacias do Jacuí e do ‘alto Uruguai’ (este correspondendo ao segmento denominado Rio Pelotas) está relacionado ao Lineamento Torres – Posadas e ao Alto de Vacaria, correspondendo a um alto topográfico – estrutural. O limite norte do ‘alto

Uruguai' (divisor de águas das bacias do Uruguai e do Iguazu) corresponde ao 'prolongamento natural' do Lineamento de Florianópolis. Em ambos os setores (norte e sul) deste interflúvio, a drenagem conflui para o interior continental, sendo que as drenagens litorâneas são bem menos expressivas (rios Itajaí, Araranguá e Mampituba, principalmente).

No divisor das bacias do Jacuí e do 'médio Uruguai' (a oeste) nota-se que a área interfluvial é marcada pela ocorrência de sedimentos reunidos sob a denominação Formação Tupanciretã. Esta sedimentação fluvial denota que uma área 'negativa' ("bacia' Tupanciretã") tem sua morfogênese modificada para uma área 'positiva' (interflúvio Jacuí – Uruguai), sendo esta inversão necessariamente mais jovem que o limite Cretáceo – Terciário, visto que esta é a idade presumida da Formação Tupanciretã.

O divisor Jacuí – Camaquã é definido pelas serras das Encantadas e dos Tapes; a Serra das Encantadas possui cristas de orientação subparalela (aproximadamente 30,5° S) e foi tomada por Offield *et al.* (1976) como relacionada ao *Alinhamento Camaquã*. O *trend* da Depressão do Jacuí é E-W, com rupturas de relevo pouco pronunciadas e ausentes no setor sul (transição para o Embasamento), através de drenagens curtas e de baixa ordem hierárquica (arroyos Santa Bárbara, Irapuá, dos Ratos, etc.), afluentes da margem direita do Jacuí. No segmento norte, observa-se uma intensa denudação associada à regressão da escarpa do Planalto das Araucárias e ao entalhamento dos rios Alto Jacuí, Pardo, Taquari e Caí que drenam a área planáltica através de meandros incisivos entrincheirados.

O divisor Camaquã – Médio Uruguai é representado por um corredor topográfico NE-SW rebaixado (a Depressão do Ibicuí), cujo rio principal da região (Ibicuí) corta epigeneticamente a *Cuesta* do Haedo (JUSTUS *et al.*, 1986). As nascentes do Ibicuí estão em posição topográfica inferior às cotas registradas no Planalto das Missões, por onde ele avança como uma garganta (*gorge* ou *percée*), demonstrando que o rebaixamento do

talvegue se superimpõe ao condicionamento topográfico do substrato. Na área do Escudo, as incisões estão marcadas pelo Rio Camaquã, que secciona os domínios do Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul, sendo que algumas inversões de relevo e encaixamentos assimétricos da drenagem são marcadas por paleocanais colmatados (marcados por cascalheiras) em posição mais elevada, nas encostas de colinas (JUSTUS *et al.*, 1986).

A Depressão do Ibicuí, portanto, separa o domínio do Embasamento (a leste) da Bacia do Paraná (a oeste), sendo que este “interflúvio” situa-se topograficamente abaixo das cotas máximas obtidas nos respectivos domínios; este fato geomorfológico requer a intervenção de uma fase de soerguimento regional, sendo este contexto bastante similar a descrições de áreas tectonicamente ativas (*e.g.* JACKSON *et al.*, 1996; SPITZ e SCHUMM, 1997; RIQUELME *et al.*, 2003) e, analogamente, deve corresponder a um processo neotectônico responsável pela movimentação diferencial do substrato, cujas incisões marcam os blocos sujeitos a soerguimento e as áreas de espraiamento marcam os blocos rebaixados.

O divisor Planalto das Araucárias – Bacias Costeiras é marcado pela ocorrência de diversas feições anômalas na topografia da superfície da Serra e nas suas encostas. Os rios que drenam o planalto buscam suas nascentes nas proximidades da borda da Serra, onde estas exibem suas maiores altitudes, tendo tais drenagens, inclusive, poder erosivo para transpassar divisores naturais de água, como é o caso das nascentes dos rios dos Sinos, Caí e Antas. Entretanto, os rios da encosta (Aparados da Serra) não avançam significativamente sobre a área planáltica e, conseqüentemente, não ocorrem capturas, apesar do profundo entalhamento (*v.* figuras 5.4, 5.6 e 5.7) a que submetem a sua borda (*canyons* do Itaimbezinho, Malacara, Fortaleza, etc.).

Este contraste entre a energia hidráulica necessária (e disponível) à degradação da borda planáltica também se faz presente quando analisamos o represamento dessas

drenagens pelo crescimento dos esporões arenosos relacionados ao estágio *Barreira IV*, especialmente quando comparamos a outras drenagens de menor energia hidráulica. Conforme enfatizado em capítulo prévio (capítulo 5, especialmente o tópico 5.5.2.2), também é reconhecido que o fluxo das águas do sistema de lagoas é de norte para sul e contraria o fluxo das águas da área plataformal. Se analisarmos esses aspectos em conjunto com os elementos hidrodinâmicos reconhecidos para a área planáltica, vemos que estes correspondem a uma mesma direção de fluxo (de norte para sul) e podemos fazer uma analogia que a área de ocorrência da *Barreira IV* funciona como um divisor de águas, relacionado a um ‘alto estrutural’. Este alto estrutural (associado à *Falha de Itapeva*; MÜLLER Fo., 1970) seria o responsável pela individualização do corredor topográfico sobre o qual teriam se instalado as lagoas, assim como teria servido para trapear as areias da plataforma e conseqüente construção das *Barreiras III e IV*.

Desta forma, as direções NW-SE (rios e / ou desembocaduras do Três Forquilhas, Maquiné, Jaguarão, Camaquã, etc) e NE-SW (eixos divisores de água, soerguimento da borda planáltica, fluxo das águas das lagoas do segmento norte) são reconhecidas de norte a sul, sendo que estas duas direções são compatíveis com a distribuição de tensões obtida por mecanismo focal de terremotos (ASSUMPCÃO, 1998), assim como pela distribuição de esforços de 1ª e 2ª ordens (ZOBACK, 1992). Esta ‘coincidência’ é sugestiva de que as drenagens estão adaptadas a este condicionamento neotectônico, ou seja, abertura de canais fluviais associada à direção de máxima compressão (estruturas distensivas de direção NW-SE e abertura NE ou SW) e soerguimento do relevo associado à direção ortogonal da máxima compressão. A macroestruturação responsável por tal geometria poderia corresponder a falhas inversas de direção NE-SW ou a dobramentos com eixos NE-SW, em associação a elementos extensionais (falhas e / ou juntas) de direção NE-SW, relacionadas ao

Lineamento Jacuí Porto Alegre e / ou a diretamente associados ao campo de tensões atual a sub-atual.

Em relação à sub-bacia do Rio Gravataí, nota-se que a Coxilha das Lombas e as Terras Altas de Porto Alegre – Viamão também marcam uma área diferenciada na evolução da paisagem. As suas posições em relação ao restante da área de exposição do Escudo precambriano, a segmentação imposta à terminação setentrional da Coxilha das Lombas, o represamento e subsequente reversão do curso do Rio Gravataí e as anomalias de drenagem e de canal são alguns dos elementos que denunciam uma morfogênese diferenciada. A contribuição neotectônica é sugerida por esse conjunto de feições geomórficas e confirmadas pela ocorrência das feições deformativas descritas nas áreas de Águas Claras e Rincão do Capinzal.

7.4.2. Gradientes topográficos e comportamento da rede de drenagem

A rede de drenagem desta região apresenta alguns aspectos que fogem aos padrões ‘normais’ dos sistemas fluviais, caracterizando anomalias de rede de drenagem e de canais, cujas expressividades estão marcadas em aspectos do relevo nas diversas escalas, conforme previamente apresentados (capítulos 5 e 6).

Discute-se aqui a intervenção da neotectônica como causa principal para a geração dessas anomalias, sendo analisados elementos que possam servir de marcadores dos processos de soerguimento e suas relações com os elementos morfotectônicos discutidos.

A diversidade dos elementos geomórficos reconhecidos nesta região dificulta a interpretação de que essas drenagens tenham sido controladas exclusivamente pelo clima e

que tenham se aproveitado passivamente do arcabouço estrutural regional, tanto para o segmento norte, cujas feições estão representadas por meandros incisivos, *canyons*, etc., quanto para o segmento sul, particularmente os processos envolvidos na geração dos leques aluviais polifásicos e das incisões fluviais associadas ao Rio Camaquã, tanto no seu alto – médio curso, quanto na sua foz moderna, principalmente.

Na área do Escudo, o encaixamento da drenagem segue em parte as suas linhas tectônicas, resultando vales profundos (*gorges*, encaixados ou transversais às estruturas; v. figuras 5.3, 7.1 e 7.2) e faixas de planícies aluviais que podem se alternar, principalmente para os rios Camaquã e Piratini. Estes aspectos denotam a relação de movimentação de blocos; os blocos soerguidos são marcados pelas incisões fluviais (gargantas ou vales incisivos) e os blocos rebaixados correspondem aos sítios de sedimentação (áreas de espraiamento – *sag ponds* – do médio curso e o delta moderno), em conformidade com modelos experimentais e análogos reais descritos no trabalho de Ouchi (1975). Desta forma, os dados de uma ‘curva eustática’, composta por alguns pontos na vizinhança do Vale Inciso do Camaquã (TOMAZELLI e VILLWOCK, 1989), poderiam eventualmente corresponder à taxa de subsidência (1mm/ano) do bloco ocidental, correspondente ao domínio da Planície Costeira.

Para o segmento norte, o processo que melhor explica o entalhamento das drenagens da área planáltica corresponde à geração de meandros incisivos entrincheirados (*e.g.* SCHUMM, 1977; SUMMERFIELD, 1991). Este processo ocorre em resposta ao rebaixamento do nível de base regional / soerguimento da área a remontante, ocasionando a erosão regressiva (v. figuras 5.4 a 5.8). Este elemento (e esta interpretação) coaduna perfeitamente com a pouca penetração erosiva dos rios da escarpa atlântica e pelo recuo expressivo das cabeceiras dos rios instalados no reverso da área planáltica, cujo caso excepcionalmente exemplar corresponde às nascentes do Rio dos Sinos, analisado no capítulo precedente (tópico 6.2.1).

A manutenção de um gradiente estruturalmente controlado (para oeste) para a superfície planáltica é fortemente sugerida pela evolução das drenagens que ocorrem no Planalto (rios Pelotas, Antas – Taquari, Caí, Sinos, Gravataí) e pelos tributários das demais drenagens da bacia costeira que ‘rasgam’ (característica “endorréica” local) os Aparados da Serra / Patamares da Serra Geral, tais como, por exemplo, o Arroio Encantado e o Rio do Ouro da bacia do Rio Maquiné, e vários outros exemplos de tributários associados aos demais rios daquela região (Três Forquilhas, Cardoso e Mampituba; v. figura 5.6).

Os meandros incisos entrincheirados da área planáltica freqüentemente exibem nascentes que transpassam divisores naturais de água (v. especialmente as figuras 5.5 e 6.1). As incisões fluviais denotam o rebaixamento do nível de base regional e / ou o soerguimento das cabeceiras (*e.g.* SCHUMM, 1977; SUMMERFIELD, 1991); essa transposição que as drenagens impõem aos interflúvios deve corresponder à manutenção de um gradiente estrutural (para oeste), que favorece a erosão regressiva das drenagens de baixo gradiente (da área planáltica), mesmo considerando o alto gradiente das drenagens da escarpa, conforme reconhecido em outras áreas do mundo (*e.g.* OUCHI, 1975; SUMMERFIELD, 1991; OLLIER, 1995).

Desta forma, o escoamento canalizado e o conjunto de elementos gomórficos caracterizam um relevo imaturo (jovem), através do rebaixamento do nível de base e da manutenção de um gradiente estrutural “alto – baixo” no sentido do interior do continente (W⇒E), em detrimento a gradientes topográficos. A imposição da rede de drenagem deve corresponder a evento(s) de soerguimento(s) sub-recente ou recente controlado(s) por fatores tectônicos (*e.g.* MERRITTS *et al.*, 1994; DELCAILLAU, 2001; SILVA *et al.*, 2003).

Na Área Serrana (v. figuras 5.8 e 6.1) a rede de drenagem é densa e corresponde a padrões angulares a retangulares, com freqüentes divisores ortogonais, facetas

triangulares e trapezoidais, sendo que as drenagens de maior ordem apresentam aprofundamento de seus talvegues. Os afluentes principais do Rio dos Sinos são os rios Riozinho, Rolante e Paranhana (margem direita) e afluentes curtos da margem esquerda (drenagem dissimétrica), sendo esta também uma característica das drenagens da Bacia do Gravataí. Na confluência de drenagens e em setores controlados pela interseção de falhas e/ou juntas, freqüentemente ocorrem lagos; isto também é observado na área da Coxilha das Lombas.

Em relação às bacias costeiras, os rios Maquiné, Três Forquilhas, juntamente com as nascentes do Mampituba, exibem, no baixo curso, vales abertos com vertentes íngremes; do médio ao alto curso o talvegue é linearizado (NW – SE) e os vales são fechados (em “V”), em associação, adicionalmente, a cristas seccionadas, divisores de água ortogonais e vales suspensos (v. figuras 5.4, 5.6 e 5.7). A pouca penetrabilidade linear (erosão regressiva) desses rios litorâneos contrasta com o seu alto poder erosivo vertical, marcado por anfiteatros, vales em “V”, *canyons*, divisores ortogonais de água, encostas íngremes e instáveis, além de estarem caracterizados vários outros elementos de relevo associados a estes segmentos, dentre os quais destacamos as formas residuais piramidais, cristas retas, sinuosas e em “sela”, facetas trapezoidais e triangulares.

Desta forma, a degradação da escarpa atlântica da Serra Gaúcha requer a intervenção de outros fatores que não exclusivamente processos morfo-seletivos. Por exemplo, se considerarmos apenas os processos relacionados à Geodinâmica Externa, fica patente uma clara incoerência entre o poder erosivo de um pequeno rio (dos Bois) que teria sido o responsável pela formação do *Canyon* de Itaimbezinho; adicionalmente, este *canyon* foi escavado transversalmente à estruturação principal da Bacia do Paraná (juntas e falhas NNE X ENE), porém concordante com a direção de extensão definida por critérios geofísicos

(ZOBACK, 1992; ASSUMPÇÃO, 1998). A presença de coberturas quaternárias afetadas por deformação atesta a intervenção de evento(s) neotectônico(s).

Na área da Coxilha das Lombas, a rede de drenagem que caracteriza a Bacia do Rio Gravataí foi responsável pela degradação moderna da *Área Serrana* e dos *Patamares da Serra Geral*, ora correspondendo ao limite entre a área de ocorrência das rochas da *Bacia do Paraná* e aquelas do *Escudo Sul-riograndense* (v. figuras 5.4, 5.8, 5.9, 5.12, 6.2, 6.4 e 7.1).

Do ponto de vista geomorfológico, esta região corresponde à denudação imposta pelo paleo-Jacuí, correspondendo ao prolongamento da *Unidade Geomorfológica Depressão do Jacuí*, em associação ao *Lineamento Jacuí – Porto Alegre* (v. capítulos 4 e 5). Esta proposição é apoiada pelo padrão de dissecação imposto à terminação do Planalto das Araucárias, pelos padrões da rede de drenagem observados tanto na área das Terras Altas Porto Alegre – Viamão – Coxilha das Lombas e, principalmente, na terminação meridional da área planáltica, além de outras feições na plataforma continental, tais como a existência do Terraço do Rio Grande e dos Vales de Porto Alegre (REMAC, 1979), em continuidade às feições reconhecidas no continente. A ocorrência de linhas estruturais (interpretadas como paleocanais) nas direções NE-SW e E-W, também na plataforma continental, já foi tomada por Corrêa (1990, 1994) para argüir a contribuição tectônica na modelagem da paisagem, assim como aqui proposta.

O fechamento do canal relacionado ao paleo-Jacuí e a conseqüente reversão deve estar relacionada a um momento do Pleistoceno, marcado pela reativação do Sistema de Falhas Coxilha das Lombas (PICADA, 1970), a partir da qual se instalou a Bacia do Gravataí, em associação ao estágio Barreira II (ARIENTI, 1986). Em sua recente Tese (doutorado), Weschenfelder (2005) demonstra que até a aproximadamente 6.000 anos A.P. o Jacuí ainda mantinha comunicação com um mar através de um canal em posição próxima a atual Mostardas; isto demonstra que o gradiente hidráulico deste rio era suficiente para vencer

barreiras naturais bem mais possantes que o crescimento da Barreira II, contrariamente ao postulado por Arienti (1986) para a reversão do Gravataí / paleo-Jacuí.

Com respeito a esta região também se observa que a Planície Costeira é compartimentada pelo recuo da escarpa da Serra Gaúcha (em sua porção setentrional) e pela Coxilha das Lombas (porção ocidental). Esta compartimentação parece refletir o controle morfoestrutural do *Lineamento Jacuí Porto Alegre* (E-W) conjugado ao *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas* (NE-SW). A ocorrência da Barreira I como um cordão de dunas sobre a Coxilha das Lombas e a Barreira II projetada a partir do promontório Osório (seccionada na posição ocupada pela Lagoa dos Barros) são indicadores de uma importante mudança nas condições paleofisiográficas regionais. Este aspecto será abordado no tópico subsequente.

Na porção ocidental do território sul-riograndense algumas fatos geomorfológicos também denotam a interferência tectônica na elaboração do relevo. Na área planáltica setentrional observa-se um típico caso de inversão de relevo, onde uma área rebaixada mais antiga, representada pela Formação Tupanciretã, hoje representa a região interfluvial Jacuí – Uruguai. No bloco meridional ocorre um paradoxo, onde a Depressão Ibicuí – Negro (JUSTUS *et al.* 1986) é o divisor regional de águas entre as bacias do Jacuí, Uruguai e Camaquã, mesmo com sua topografia rebaixada em relação às vizinhanças (Planalto Sul-riograndense e Planalto da Campanha).

Do ponto de vista da morfodinâmica fluvial, isto só é possível se for mantido ao longo do tempo um gradiente estrutural que permita à água escoar divergentemente a partir do eixo de soerguimento, inclusive (e principalmente!) no Quaternário. Desta forma, a drenagem moderna deve corresponder a uma fase de arqueamento positivo (eixo NE – SW de uma estrutura antiformal?) que permitiu que as drenagens do Planalto das Missões evoluíssem

para captura do paleo-Ibicuí, em consonância com a inversão de relevo deduzida pela posição topográfica assumida pelas formações Tupanciretã e Santa Tecla.

Deste modo, a esculturação da Depressão do Ibicuí e, conseqüentemente, a exposição das unidades inferiores da Bacia do Paraná, deve corresponder a uma fase de denudação mais antiga (miocênica, em provável associação ao Cone do Rio Grande) seguida pelo soerguimento desta área, marcado pela inversão de relevo no Neógeno.

7.4.3. Relações entre sedimentação e aspectos morfotectônicos

A história sedimentar desta Planície Costeira se inicia com a ruptura do Gondwana e subsequente abertura do Oceano Atlântico Sul; A bacia marginal instalada (Pelotas) registra uma história tectono-sedimentar singular no cenário mundial, tendo em vista que eventos tectônicos reconhecidos extrapolam os ciclos de 1ª e 2ª ordens preconizados pelos modelos de Estratigrafia de Seqüências (FONTANA, 1996).

A evolução tectono-sedimentar da Bacia de Pelotas até o Plioceno está descrita em Fontana (1996), com base em um expressivo conjunto de seções sísmicas e do seu amplo conhecimento acerca desta Bacia. Entretanto, a contribuição tectônica no Neógeno é desconsiderada, mesmo este autor admitindo que a resolução sísmica não seja adequada à caracterização de feições litoestratigráficas de menor escala (FONTANA, 1996) – e, conseqüentemente, à própria caracterização de feições neotectônicas –. Este é o cenário que pretendemos discutir neste tópico.

Conforme apresentado previamente, no Mioceno ocorreu uma franca denudação da área continental, marcada pela degradação das áreas do Escudo Sul-

riograndense e da Bacia do Paraná, e pela fase principal de sedimentação na Bacia Pelotas, notadamente o desenvolvimento do Cone do Rio Grande (JUSTUS *et al.* 1986).

No limite Mioceno / Plioceno uma proeminente fase erosiva parece traduzir a conjugação da contribuição tectônica à eustasia (FONTANA, 1996). É nesta época que ocorre o pico de uma importante momento evolutivo (entre 12 M.a. e 8 M.a. A.P.) do orógeno andino (fase Quechua II), responsável pelo maior soergimento da cadeia (e conseqüente propagação da deformação na Placa Sul-americana), em associação a uma fase de resfriamento global, que ocasionou glaciações entre 10 M.a. e 9 M.a. A.P..

A Planície Costeira Sul-riograndense é descrita em termos dos modelados de acumulação e de degradação associados aos sistemas fluviais e costeiros pós-miocênicos, cujos registros mais antigos correspondem aos *Leques Aluviais Alimentados pelo Escudo*, de idade atribuída ao Plioceno ou até mesmo ao Mioceno (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995).

As diferentes fases de leques aluviais estão descritos nos trabalhos de Ayala (1977), Lehugeur (1992) e Bittencourt (1994), principalmente. Entretanto, e conforme discutido em tópico prévio, tais autores, não avaliaram a possibilidade da contribuição tectônica à renovação dos gradientes topográficos necessários para se gerar essas diferentes fases, tendo em vista a grande distância entre a área do 'baixo curso' instalada na plataforma em regressão e a posição continente adentro desses leques aluviais. Independentemente da análise dos elementos paleofisiográficos, os diferentes autores atribuem a geração desses registros exclusivamente à glácio-eustasia.

Considera-se que, para a última regressão pleistocênica, o mar poderia estar distante várias dezenas de quilômetros da linha de costa atual, com implicações na (re)definição dos níveis de base local e regional. A configuração das *Barreiras I, II* e, principalmente, da *Barreira III* determina que os vales fluviais estivessem em posição

abrigada em relação a esse recuo da lâmina d'água oceânica, exceto para o Arroio Fragata. Os efeitos da variação do nível do mar seriam compensados tanto pelo distanciamento – e conseqüente dispersão da energia no baixo curso fluvial (WESCOTT, 1993; SCHUMM e ETHRIDGE, 1994) –, quanto pelo papel que o sistema lagunar exercia como nível de base local. Mesmo em relação ao Arroio Fragata (na região de Pelotas), seu canal deve representar um vale inciso de 'alto a médio curso' de uma rede de canais fluviais que drenavam a área litorânea que hoje corresponde à Plataforma Continental, tendo em vista que não são reconhecidos elementos indicativos de que a antiga área plataformal exposta na fase regressiva possuísse um perfil altamente convexo.

Em relação aos processos de agradação e degradação que ocorrem no Quaternário, já discutimos que existe uma grande coerência da contribuição tectônica à variação do nível de base necessária à geração polifásica de leques aluviais, às incisões fluviais, e às anomalias de drenagem (tópicos 7.3 e 7.4).

A sedimentação quaternária da Província Costeira tem ampla distribuição espacial e existem algumas áreas que podem ser consideradas morfodinamicamente anômalas. Analisaremos os casos da Coxilha das Lombas e da sedimentação na região do Taim.

Para a região da Coxilha das Lombas, ora prevalece a hipótese de que tenha ocorrido o fechamento do curso exorréico do Rio Gravataí (ou paleo-Jacuí, em nosso entendimento) devido ao barramento do seu fluxo pelo crescimento do equivalente da Barreira II (VILLWOCK, 1972; ARIENTI, 1986). Entretanto, a reversão estrutural discutida no trabalho de Picada (1970) nos parece a hipótese mais adequada a integrar o conjunto de feições geológicas e geomorfológicas que ocorrem naquela região.

Dentre os elementos morfoestruturais, destacamos principalmente dois elementos lineares: (i) a ocorrência do ora denominado *Lineamento Jacuí – Porto Alegre* e (ii)

a retilinidade do contato entre a Coxilha das Lombas e a Planície Costeira Externa, correspondendo ao *Sistema de Falhas Coxilha das Lombas* (DELANEY, 1965; PICADA, 1970, MOURA FUJIMOTO, 1997).

Ao Lineamento *Jacuí – Porto Alegre* associa-se o comportamento exorréico pretérito do Rio Jacuí, que construiu seu cone ao largo de Tramandaí, em associação ao Terraço de Porto Alegre até a época da reversão, a qual foi imposta pelo soerguimento da área da Coxilha das Lombas. A continuidade do canal do paleo-Jacuí nesta região é postulada pela continuidade linear entre o canal moderno do Jacuí e um segmento do Gravataí (médio a baixo curso), pelo seccionamento das áreas elevadas na “esquina de Osório”, definido pelo recorte entre a Coxilha das Lombas, a Área Serrana e os Patamares da Serra Geral, onde ainda pode ser reconhecida a paleodrenagem que escoava NW-SE sendo capturada na direção NE-SW ou E-W, pelo alargamento da planície do Gravataí, inclusive com cotas abaixo dos 20 metros na “passagem” entre a Coxilha da Lombas e o Morro Borússia (região entre Santo Antônio da Patrulha – Morro Grande – Osório), pela existência de “batentes batimétricos” E-W na Lagoa dos Barros (DELANEY, 1963), pela ocorrência do Terraço do Rio Grande e Vales de Porto Alegre ao largo de Tramandaí, em associação aos elementos lineares reconhecidos na Plataforma Continental (CORREA, 1990, 1994, CARVALHO e FRANCISCONI, 1981) reunidos sob a denominação *Alto / Lineamento de Porto Alegre*.

Ao Sistema de Falhas Coxilha das Lombas associa-se o soerguimento da Coxilha das Lombas, determinando a reversão do Jacuí / Gravataí e ocasionando o entulhamento da passagem entre Santo Antônio da Patrulha – Lagoa de Barros, segundo a qual se desenvolveram as *Barreiras I e II* (ARIENTI, 1986). A reversão está marcada por **anomalias de drenagem**, tendo em vista a conjunção de diferentes elementos geomórficos que traduzem o comportamento do paleovale Jacuí – Gravataí, em associação aos cotovelos de captura comuns na região, e **anomalia de canal**, tendo em vista que o Rio Gravataí é

descrito como um “[...] *rio de planície que escavou um canal estreito e profundo nos terrenos gondwânicos [...]*” (ARIENTI, 1986).

Também podemos constatar que os registros da Barreira I não ocorrem retificando a reentrância de alto ângulo entre a “esquina de Osório” e a Coxilha das Lombas, o que vem a ocorrer somente no estágio Barreira II. A morfologia da Barreira I deveria estar representada ou como um esporão paralelo à linha de costa (NE-SW), caso a plataforma tivesse um baixo gradiente (como no caso do estágio Barreira III, ali cartografado), ou como um esporão se projetando na direção da Coxilha das Lombas, fechando o recorte litorâneo aproximadamente E-W. As morfologias esperadas (‘normais’) encontram análogos modernos na configuração do litoral do Rio de Janeiro, exemplificado pelo trecho entre o Arraial do Cabo a Saquarema e pela Restinga da Marambaia, respectivamente.

Três possibilidades emergem deste fato: (i) existiu a Barreira I neste local e esta foi erodida pelos processos evolutivos subseqüentes (continuidade da Barreira I comportava-se como área elevada); ou (ii) a barreira associada à “Laguna I” encontra-se sotoposta aos registros da Barreira II (nível de base local modificado por rebaixamento do substrato); ou (iii) a barreira relativa à fase lagunar I não existiu nesta área porque os processos dominantes estavam relacionados a fatores diferenciados daqueles que prevaleceram para formar os registros das demais fases de barreiras, como por exemplo, devido à interferência que a descarga fluvial poderia interferir na dinâmica costeira, através de processos agradacionais e degradacionais relacionados à energia hidráulica.

A ausência da Barreira I em sua posição ‘normal’, isto é, ancorada no promontório de Osório, traduz uma significativa mudança no cenário morfodinâmico desta região. O(s) agente(s) causadores desta ‘anomalia’ pode(m) estar relacionado(s) aos processos exógenos (mudanças climáticas, eustasia) e / ou endógenos (movimentação de blocos). A

possibilidade de que esta lacuna corresponda ao efeito combinado entre a dinâmica fluvial e a intervenção neotectônica é a que melhor reúne os elementos disponíveis e discutidos neste trabalho. Conforme apresentado por Carreño *et al.* (1999), a distribuição de microfósseis (ostrácodes) na porção emersa da Bacia de Pelotas também parece traduzir a necessidade de movimentação positiva do substrato (soerguimento) ou, menos provavelmente, níveis de mar transgressivo bem mais altos que os normalmente descritos.

Em relação ao segmento meridional, a existência da retinidade (por cerca de 100 km) das margens internas das lagoas do Peixe e Mangueira (NE–SW), uma grande correspondência linear entre esses dois segmentos (apesar de separados por cerca de 200 km) e o seu paralelismo às direções principais das falhas precambrianas (reconhecidas mais a oeste) e meso-cenozóicas (as charneiras albo-aptiana e paleocênica, na plataforma continental, mais a leste) são bastante sugestivas da retomada dessas direções no Quaternário. Acrescenta-se que o segmento correspondente à Lagoa do Peixe é interrompido pela ocorrência dos paleocanais pleistocênico – holocênicos (WESCHENFELDER, 2005) do Jacuí (a norte, na região de São Simão – Mostardas) e Camaquã (a sul, na região de Bojuru – Conceição).

A projeção cartográfica do Arco do Rio Grande (NW–SE) corresponde à mediana do segmento que separa as duas margens dessas lagoas (figura 7.1). A esta região também se associam vários outros elementos geomórficos, dentre os quais destacamos (i) o máximo embaiamento de todo o litoral do Rio Grande do Sul, sobre o qual está instalado o (ii) estuário da Laguna dos Patos (atual e pretérito); a (iii) incisão relacionada ao Arroio Fragata e (iv), na área plataformal, ocorrem várias estruturas (sinformes e antiformes) oblíquos à linha de costa (CORRÊA, 1990), além da ocorrência do (v) Cone do Rio Grande, na transição para o talude continental.

Sob o ponto de vista morfotectônico, portanto, esta região tem se comportado como uma área rebaixada ao longo de um amplo intervalo do tempo geológico. As direções NE–SW (relacionadas às margens lacustres) e NW–SE (relacionadas aos paleocanais e ao próprio Arco do Rio Grande) podem corresponder aos traços das estruturas (herdadas e / ou neoformadas) relacionadas ao campo de tensões neotectônico, cuja direção de máxima compressão é NW-SE (e extensão NE-SW). Tais estruturas corresponderiam a falhas (ou sistemas de falhas) com rejeito vertical e / ou dobramentos, que teriam ocasionado a movimentação do substrato, causando o rebaixamento deste(s) bloco(s) e, conseqüentemente, justificando a ausência de registros aflorantes da *Barreira III*, que teriam sido erodidas pelos processos relacionados ao último ciclo transgressivo – regressivo ou estariam subjacentes aos depósitos relacionados à fase *Barreira IV*. Em adição a essas possibilidades, reportamos que Gomes *et al.* (1993), baseados em dados de poços da Petrobrás, reconheceram que cerca de 200 metros de sedimentos **costeiros a marinhos rasos quaternários** foram depositados na região continental e plataformar ao largo do Taim. Considerando-se que o máximo da regressão pleistocênica corresponde a um nível de mar rebaixado da ordem de 120 metros em relação ao nível atual, deduz-se, portanto, que cerca de 80 metros da coluna sedimentar não são explicáveis diretamente pela deposição de tratos regressivos.

A hipótese de que este rebaixamento da paleotopografia corresponda a antigas incisões fluviais é prejudicada pelo fato de que o próprio nível de base geral (nível oceânico) estaria em condição topográfica mais elevada; por sua vez, a hipótese de que este rebaixamento corresponda a *canyons* submarinos contrasta com a interpretação de que a deposição corresponde a *sedimentos costeiros a marinhos rasos*. Portanto, a hipótese de que este rebaixamento corresponda ao abatimento do substrato por ação da neotectônica é a mais coerente.

7.5. Sobre um modelo de evolução morfotectônica

A contribuição da Neotectônica (v. tópico 7.1) foi postulada em função de **argumentos** geomorfológicos e sedimentológicos e **evidências** estruturais e geofísicas.

Alguns dos aspectos geomorfológicos e sedimentológicos listados poderiam ser creditados exclusivamente a fatores relacionados à Geodinâmica Externa. Entretanto, o conjunto desses elementos requer, necessariamente, a atuação da Neotectônica (*e.g.* DEFFONTAINES, 1991; WESCOTT, 1993; KELLER e PINTER, 1996; STEWART, 2001), tendo em vista algumas incoerências glácio-eustáticas que resultam do descarte de tal contribuição (reversão do Gravataí, vales incisos do segmento sul, policiclicidade dos leques aluvias, lacunas no registro sedimentar, etc.).

Também deve ser ressaltado que os modelos que atribuem a geração da Planície Costeira do Rio Grande do Sul exclusivamente a fatores morfoclimáticos assumem um intervalo de tempo bastante amplo (no mínimo 5 M.a., desde o Mioceno) sem a intervenção tectônica. A atuação exclusiva dos agentes da Geodinâmica Externa, portanto, seria condicionada pelas várias modificações climáticas a que esta região esteve submetida, as quais produziriam uma paisagem bastante degradada (relevo senil).

Considerando os elementos morfoestruturais identificados e discutidos no presente trabalho (figura 7.1) e considerando também as variáveis morfoclimáticas envolvidas na evolução da Planície Costeira Sul-riograndense (figura 7.3) podemos propor o modelo evolutivo esboçado no quadro 7.1.

Esta proposta de evolução se assemelha àquela apresentada por Müller Fo. (1970; v. figura 2.4), diferindo em relação a alguns aspectos relacionados aos sistemas

fluviais; também acrescentamos vários outros elementos morfotectônicos e apresentamos exemplos da atividade neotectônica nos sedimentos pleistocênicos.

Reiteramos que este esquema se trata de uma primeira aproximação, pois, apesar de comprovada a contribuição tectônica, a proposição de um modelo que compatilize todos os aspectos ora descritos ainda está longe de ser erigido, pois isto requer a incorporação de novos dados de campo e o reconhecimento do comportamento tridimensional dos sistemas deposicionais ocorrentes na Província Costeira do Rio Grande do Sul, especialmente através da aplicação de métodos geofísicos.

Ressaltamos que outros autores já haviam assinalado a necessidade de movimentação do substrato para explicar morfologias, estruturas e/ou a distribuição de sedimentos dos ambientes continental e transicional que ocorrem no território sul-riograndense e na plataforma adjacente. Dentre a bibliografia consultada e condensada em capítulos prévios (tópicos 2.4 e 4.5), destacam-se os trabalhos de Leinz (1949; *apud* DELANEY, 1965) Morris (1963), Delaney (1965), Picada (1970), Müller Fo. (1970), Jost (1971), Asmus e Paim (1986), Corrêa (1990, 1994), Gomes *et al.* (1993), Moura Fujimoto (1997) e Carreño *et al.* (1999).

Por fim, destacamos que expressões da atividade neotectônica estão caracterizadas em várias áreas limítrofes. Como exemplos, citamos as modificações reconhecidas para a calha do Rio Paraná (STEVEAUX, 1994), que são atribuídas a reajustes neotectônicos tanto no Pleistoceno superior ($t > 40.000$ anos A.P.) quanto no Holoceno (ca. 4.500 a 4.000 anos A.P.), bem como o fato de que a distribuição de alguns depósitos quaternários encontrados no Uruguai (MARTINEZ *et al.*, 2001) e na Argentina (AGUIRRE e WHATLEY, 1995) requer a movimentação de blocos para explicar diferenças altitudinais.

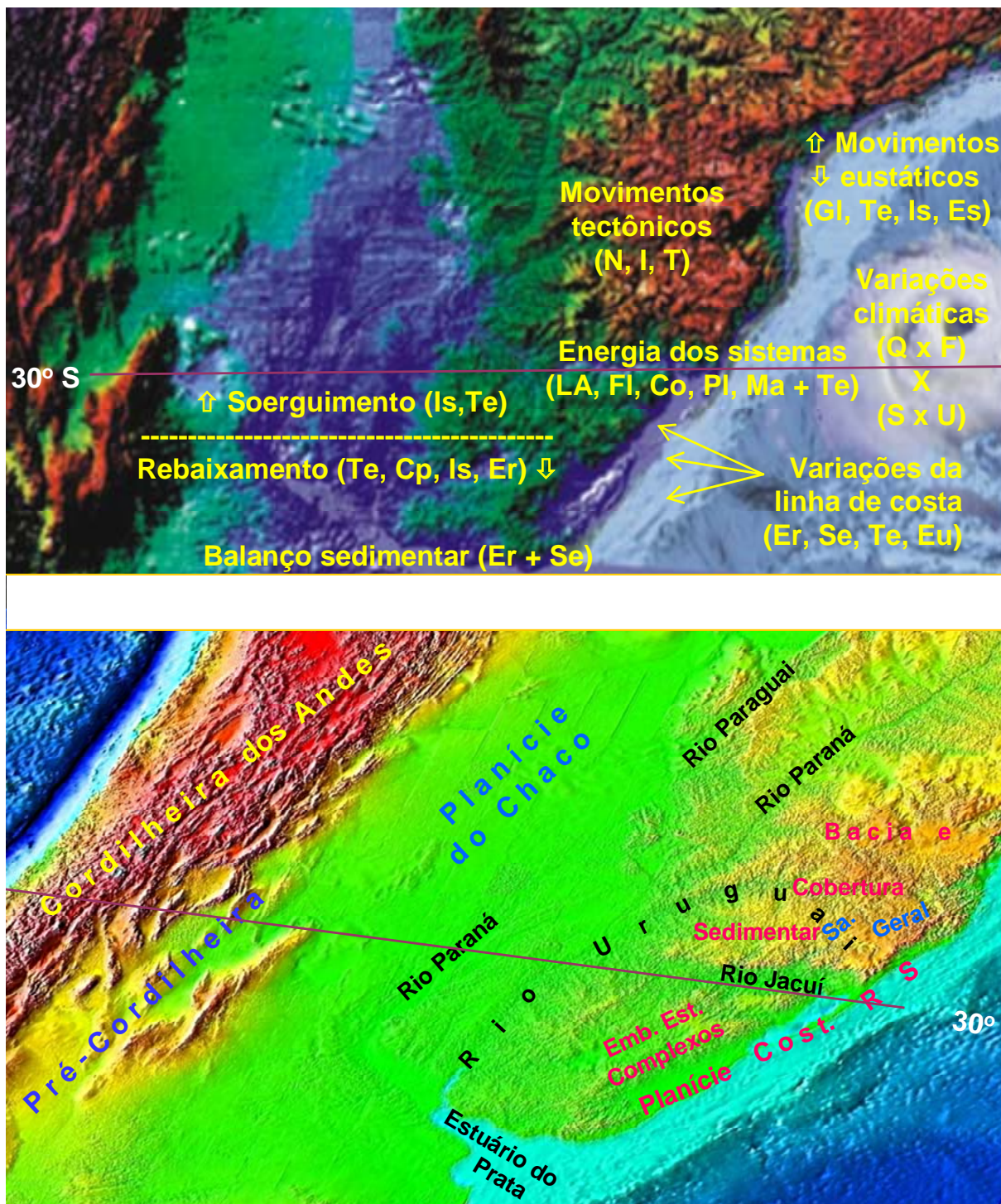


FIGURA 7.3 – Processos e produtos relacionados à evolução morfodinâmica da Província Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências. Em (A), estão representados os principais processos responsáveis pela modelagem das paisagens terrestres (e.g. Mörner, 1996, 2000; Wescott, 1995). Imagens obtidas a partir do site: <<http://earthobservatory.nasa.gov>>.

Abreviaturas: Gl = Glacial; Te = tectônica formadora e deformadora; Is = isostasia; Es = efeitos estéricos; N = normais, I = inversos; T = transcorrentes; LA = leques aluviais; Fl = fluviais; Co = costeiro; Pl = plataformais; Ma = ambiente marinho; Q = quente; F = frio; S = seco; U = úmido; Cp = compactação; Er = erosão; Se = sedimentação, Eu = Eustasia.

Quadro 7.1 – Elementos morfodinâmicos responsáveis pela elaboração da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências.

	Elementos morfoclimáticos	Elementos morfotectônicos
Barreira IV	<p>Na regressão moderna ocorre o represamento em definitivo das bacias de drenagem entre o Rio Mampituba e o Arroio Chuí;</p> <p>O mar transgressivo inunda os baixos cursos fluviais e esculpe terraços lagunares (+ 5 m);</p> <p>No mar regressivo pleistocênico, a maior parte das incisões fluviais está abrigada por restos de barreiras mais antigas (nível de base local), exceto (?) o Arroio Fragata.</p>	<p>Os “baixos cursos” invadidos pelo mar transgressivo correspondiam a “médios cursos” da fase regressiva (nível eustático em –120 m);</p> <p>O fechamento das grandes áreas lacustres (Itapeva, Quadros, Mirim, Mangueira) pode estar ligado a falhas, possivelmente materializado por margens retilizadas;</p> <p>A hipótese de que a linearidade associada a margens lacustres corresponda a falhas relacionadas a esta fase deve ser investigada diretamente (análise estrutural) e por métodos geofísicos.</p>
Barreira III	<p>A Laguna dos Patos e os seus esporões “internos” já se configuram de acordo com os padrões modernos; “furnas” e terraços lagunares esculpidos em níveis de 8 a 15 metros, correspondendo ao nível eustático do máximo transgressivo.</p>	<p>Ausência da Barreira III na região do Arco do Rio Grande;</p> <p>Falhas impressas nos registros da Barreira II podem corresponder à fase tectônica responsável pela ancoragem dos sedimentos ligados a esta fase (<i>tectônica formadora</i>), gerando gradientes hidráulicos estruturalmente controlados, represando a drenagem e individualizando gigantescos sistemas lagunares (Patos, Mirim).</p>
Barreira II	<p>Registros “moldam-se” à paleofisiografia;</p> <p>Terraços lagunares esculpidos em níveis de 18 a 24 metros, correspondendo ao nível eustático do máximo transgressivo.</p>	<p>Registros encontram-se falhados (<i>tectônica deformadora</i>);</p> <p>No segmento Osório – Tapes, os registros ocorrem “à frente” do Sistema de Falhas Coxilha das Lombas;</p> <p>Reversão do Rio Jacuí / instalação do Rio Gravataí associada a várias anomalias de drenagem relacionadas à atuação do Sistema de Falhas Coxilha das Lombas.</p>
Barreira I	<p>Registros preservados correspondem às fácies eólicas;</p> <p>Deposição relacionada a um nível eustático elevado (≥ 25 m?).</p>	<p>Os registros remanescentes (aflorantes) ocorrem associados à Coxilha das Lombas;</p> <p>Outros registros talvez ocorram subjacentes à Barreira II, à frente da Coxilha das Lombas.</p>
Leques Aluviais	<p>Depósitos em parte diretamente associados a enxurradas (fluxo de detritos), controlados pelos altos gradientes das encostas.</p>	<p>A ocorrência de <i>Leques Aluviais Polifásicos</i> requer a renovação dos gradientes das encostas;</p> <p>Sedimentos ocorrem com até 270 metros de espessura, valor este maior que os máximos regressivos estimados para o Neógeno;</p> <p>No segmento sul, vários exemplos de leques nas vizinhanças das falhas que afetam as rochas precambrianas.</p>

7.6. Alguns problemas persistentes

A execução do presente trabalho foi norteadada pela necessidade de utilização de ferramentas de análise morfotectônica visando à caracterização da contribuição neotectônica na elaboração do relevo da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências. Desta forma, o acervo de dados ora disponibilizados contém uma grande quantidade de elementos geomorfológicos (principalmente), sedimentológicos, estruturais e geofísicos que pudessem traduzir tal contribuição, sendo estes elementos predominantemente de natureza qualitativa e que deverão servir de ponto de partida a futuras investigações em bases quantitativas.

A discussão aqui iniciada, portanto, ainda deve ser considerada de caráter preliminar, tendo em vista que ainda não foram aplicadas as necessárias complementações metodológicas ao tema aqui tratado (*e.g.* DEFFONTAINES, 1991; ZUCHIEWICZ, 1984, TRIFONOV, 1989, SAADI, 1991). Dentre os vários aspectos ainda carentes dessas informações, ressaltamos:

- A ausência de estudos sistemáticos visando a identificação de um volume de dados estruturais que permitam interpretar com segurança a geometria e a cinemática da(s) deformação(ões) neotectônica(s). Neste trabalho, a coleta de dados estruturais foi prejudicada por razões diversas, porém os afloramentos na Jazida Flor do Rincão são suficientemente espetaculares para que possamos prever outras excelentes exposições de feições deformativas em outros setores da Província Costeira do Rio Grande do Sul, especialmente quando a etapa de campo for precedida de uma criteriosa fase de análise morfotectônica;
- A impossibilidade de se gerar, nesta etapa da pesquisa, dados instrumentais (geodésicos e/ou geofísicos) para validar interpretações altitudinais, estruturais e/ou

relações estratigráficas entre registros e elementos da paisagem (cavernas de abrasão marinha, margens lagunares erosivas ou tectônicas, horizontes guia deslocados, etc.);

- A ausência de um expressivo volume de dados estruturais de campo e de outros dados geofísicos também impossibilitou a proposição de modelos de evolução morfodinâmica; o acervo de dados gerados é adequado para se definir a atuação de evento(s) neotectônico(s) (Barreiras I e II deformadas, dados preexistentes de sísmica de refração e existência de terremotos, principalmente), porém está longe de servir para a definição de uma seqüência de eventos de deformação neotectônica.

8. CONCLUSÃO E SUGESTÕES

A complexidade geomorfológica da área foi estudada com base na integração de diferentes ferramentas metodológicas, com ênfase à análise morfotectônica, e foi fundamentada na aplicação de diferentes abordagens metodológicas, com as necessárias adequações ao conteúdo e à abrangência deste trabalho.

A metodologia aqui utilizada está implícita no trabalho de Komar (1999) e segue a tendência mundial de se buscar a contribuição da Neotectônica às variações do nível do mar no Quaternário (tectono-eustasia; *e.g.* MÖRNER, 1986; OLLIER, 1995; STEWART, 2001), outrora atribuídas essencialmente a fatores climáticos (glácio-eustasia; *e.g.* FAIRBRIDGE, 1961; VILWOCK, 1994; VILWOCK e TOMAZELLI, 1995).

Por outro lado, a aplicação de métodos de análise morfotectônica tem se revelado útil em variados aspectos da atividade humana, tais como em áreas sujeitas a altas intensidades sísmicas (*e.g.* Japão, costa oeste dos E.U.A.), associados aos riscos geológicos e suas implicações com relação à construção de grandes obras de engenharia, outras edificações (atuais, históricas) e / ou sítios arqueológicos (*Arqueologia Sísmica*; STEWART, 2001). Em bacias petrolíferas maduras, esta ferramenta analítica tem se mostrado bastante

adequada à descoberta de novas ocorrências e/ou otimização da recuperação do óleo (LIMA, 1999). Em áreas antigas de mineração, a deformação neotectônica pode tornar-se um problema de segurança ao desenvolvimento daquela atividade (FUCHS e MÜLLER, 2001).

8.1. Síntese morfodinâmica

O relevo sul-riograndense denota a complexidade dos processos precursores da ruptura do Gondwana e subsequente evolução do Atlântico sul. A fragmentação do supercontinente Gondwana modifica, desde então, o cenário de uma região intracontinental de média-alta latitude para uma região costeira de média-baixa latitude; o nível de base geral passa do distante Oceano Panthalassa para o vizinho e dinâmico Oceano Atlântico.

Nos primórdios dessa época (Paleocretáceo), a porção correspondente ao território sul-riograndense era dominada pela seqüência vulcanossedimentar da Bacia do Paraná – atestada pela distribuição de isópacas das unidades mesozóicas – e os processos geodinâmicos superimpostos (magmatismo, tectonismo, glacio-eustasia, erosão e sedimentação, principalmente) impuseram, em ritmos variados, a modificação da paisagem até o cenário hoje reconhecido.

A dinâmica dos processos atuantes sobre esta porção crustal, resultou na exposição do embasamento da Bacia do Paraná (seqüências precambrianas a eopaleozóicas), na dissecação e exposição das unidades mais inferiores que a constitui (seqüências paleozóicas) e na instalação de uma importante bacia marginal que já acumulou mais de 12.000 metros de rochas vulcânicas (na sua base) e sedimentos (predominantemente) desde a fase inicial de ruptura (Cretáceo).

Assim – e como foi descrito previamente –, são reconhecidos três domínios geotectônicos para esta região: o complexo cristalino precambriano (o Escudo Sul-riograndense), a seqüência vulcanossedimentar paleo-mesozóica (a Bacia do Paraná) e uma bacia marginal predominantemente siliciclástica (a Bacia de Pelotas). Estas três grandes unidades correspondem aos *Sistemas Geomorfológicos* (ou *1^o Táxon*) desta região.

A ruptura do Gondwana afetou a proto-Bacia do Paraná e ocasionou um *rebound* litosférico responsável pelo alçamento topográfico das margens africana e sul-americana. Processos precedentes e/ou paralelos e subseqüentes, entretanto, são requeridos para possibilitar a instalação da Bacia de Pelotas, visto que a extensão original da Bacia do Paraná, no continente, acha-se interrompida aproximadamente ao longo do paralelo 30° S, acerca do qual hoje ocorrem a regressão da escarpa meridional da Serra Gaúcha, o encaixamento do médio – baixo curso do Rio Jacuí e a reversão do Rio Gravataí / paleo-Jacuí, além da ocorrência *offshore* do Lineamento de Porto Alegre / Alto de Porto Alegre.

Esse conjunto de feições, associado à provável continuidade pré-deriva dessa região à Zona de Cisalhamento Mwembeshi, permite inferir uma importante fase tectono-estrutural controlada por essa estrutura leste–oeste aqui denominada de **Lineamento Jacuí – Porto Alegre**. Os reflexos dessa macroestrutura também se fazem sentir sobre o seccionamento da Planície Costeira em dois segmentos com características geomorfológicas e sedimentológicas distintas: um segmento norte (até Tramandaí), no qual as lagoas / lagunas são menores e/ou mais estreitas associadas, somente, aos registros das barreiras III e IV, e um segmento sul, onde se destacam grandes lagunas (Patos, Mirim, Mangueira) associadas aos quatro registros de barreiras.

Outros elementos morfotectônicos responsáveis pela atual configuração dos domínios morfoestruturais são o **Sinclinal de Torres / Lineamento Torres – Posadas** e o **Arco de São Gabriel** (ou do **Rio Grande**).

Ao **Sinclinal de Torres** (conjugado ao **Lineamento Torres - Posadas**) associa-se a máxima projeção da Bacia do Paraná (em Torres), bem como esta estrutura controla o recuo erosivo desta Bacia (*Aparados da Serra*), tanto a norte (já em território catarinense) quanto a sul.

Ao **Arco do Rio Grande** (ou *Arco de São Gabriel*) associa-se a máxima denudação da Bacia do Paraná (no segmento sul), promovida pela bacia do Rio Camaquã (atual e pretérita) e o máximo embaçamento da linha de costa, que também ocorre associado a esta macroestrutura. Na plataforma continental, a ocorrência do *Cone do Rio Grande* (miocênico) também parece controlada por esta estrutura.

A análise da Bacia de Pelotas é dificultada pela indisponibilidade de mapas estruturais desta Bacia. Entretanto, a integração dos (poucos) dados estruturais acessíveis aos dados de isópacas total e aos dados de sismoestratigrafia permite tecer algumas considerações acerca da evolução integrada desta Bacia em relação às demais unidades geodinâmicas (o Complexo de Embasamento Precambriano e a Bacia do Paraná).

Com relação ao Precambriano, é notável o controle das estruturas NE-SW sobre a organização da Bacia de Pelotas. Fontana (1996) reconhece que as charneiras Albo-Aptiana e Paleocênica desenvolvem-se segundo essa direção e assinala a migração de leste para oeste dessas charneiras.

As relações estruturais entre as bacias do Paraná e de Pelotas ainda são pouco discutidas na literatura, porém algumas inferências podem ser propostas com base em seus

registros litoestratigráficos. A ocorrência de rochas vulcânicas correlatas à Formação Serra Geral como substrato da Bacia de Pelotas (FONTANA, 1996) atesta a instalação da bacia marginal sobre a extensão original da Bacia do Paraná, tanto no segmento a norte quanto a sul do **Lineamento Jacuí – Porto Alegre**; a direção leste – oeste também é responsável pela segmentação da Bacia de Pelotas, cuja máxima espessura é encontrada no segmento relacionado ao Baixo de Mostardas, em associação ao Cone do Rio Grande.

Nesta perspectiva, o **Lineamento Jacuí – Porto Alegre** atua como uma falha rotacional (em “tesoura”) cujo bloco setentrional tem sua porção oriental soerguida e, no bloco meridional, a porção oriental é rebaixada (marcada pela maior espessura da Bacia de Pelotas neste segmento) e permite a acumulação da sedimentação meso-cenozóica, em associação às falhas NE-SW que atuam como as falhas de acomodação (as zonas de charneira Albo-Aptiana e Paleocênica; FONTANA, 1996) dessa sedimentação. Este cenário está marcado no registro da Bacia de Pelotas pelas falhas NE-SW reconhecidas em seções sísmicas (FONTANA, 1996) e pela distribuição dos depocentros (controlados por lineamentos E-W) das “sub-bacias da Bacia de Pelotas” (ALVES, 1981; CARVALHO e FRANCISCONI, 1981).

O controle que o **Lineamento Jacuí – Porto Alegre** exerce no registro *offshore* também é sentido na passagem crosta transicional – crosta oceânica, que é marcada pela batimetria (curva de 1.000 metros) e pela Anomalia M3 (FONTANA, 1996), cujo comportamento também expressa a interação entre a direção NE-SW e a orientação E-W na altura do **Alto / Lineamento de Porto Alegre**.

Neste sentido, a existência do **Sistema de Falhas Coxilha das Lombas**, proposto por Delaney (1965) e confirmado por descrições de campo e interpretações complementares efetuadas por Picada (1970) – além dos dados discutidos neste trabalho –, coaduna com a migração de charneiras NE-SW proposta por Fontana (1996) e, analogamente

ao que ocorreu no Cretáceo – Terciário, representa uma necessidade geodinâmica para a movimentação de blocos e conseqüente geração do espaço requerido à sedimentação Plio-Quaternária, além de, mais especificamente, permitir a instalação dos sistemas *leques aluviais polifásicos* e *laguna – barreira* mais precoces (*I e II*), em conjugação ao **Lineamento Jacuí – Porto Alegre**.

A dinâmica desses sistemas de falhas (NE-SW x E-W) traduz a compensação entre a Bacia do Paraná, em soerguimento desde a ruptura do Gondwana, e a Bacia de Pelotas, sujeita a subsidência a partir da sua instalação e subseqüente assoreamento pelos mais de 12.000 metros de sedimentos desde o Paleocretáceo.

Outros aspectos da geologia continental também podem ser invocados como indicadores de fases de rejuvenescimento do relevo, principalmente os aspectos relacionados à evolução da drenagem e seus depósitos correlativos.

A ocorrência da Formação Tupanciretã na região intermontana entre o Alto Jacuí e a Bacia do médio Uruguai (rios Santa Rosa, Ijuí, etc.) denota a inversão de um relevo negativo (sujeito a sedimentação no limite Cretáceo – Terciário) para um relevo positivo. O momento da inversão pode ser inferido com base em relações da geomorfologia com os processos sedimentares; assim, presume-se que a máxima sedimentação da Bacia de Pelotas (no Mioceno) corresponda a uma extensiva fase de denudação produzida por uma importante fase de soerguimento regional.

Nesta perspectiva, a geração da *Depressão do Jacuí* e da *Depressão do Ibicuí*, também atribuída ao Mioceno (JUSTUS *et al.*, 1986), representaria os remanescentes do paleossistema de drenagem responsável pela denudação desta porção continental. Em relação à ocorrência destas duas unidades que constituem a *Região Geomorfológica Depressão Central* alguns comentários são destacados.

A posição que a *Depressão do Ibicuí* ocupa no relevo moderno denota uma fase de rejuvenescimento (ou um *continuum* diferencial) de segmentos de relevo pós-miocênicos, tendo em vista que o “alto curso” da Bacia do Rio Ibicuí situa-se em posição topográfica inferior à área que é drenada pela bacia do “médio curso”, onde a drenagem avança segundo profundas incisões (gargantas).

Sobre a *Depressão do Jacuí*, destaca-se sua expressividade linear W – E (médio-baixo curso do Rio Jacuí), cujo interflúvio meridional corresponde a um alto suportado pelas rochas do embasamento (serras das Encantadas e dos Tapes) e, na porção setentrional, pelos contrafortes do Planalto das Araucárias que, embora bastante recortados pelas incisões fluviais que drenam o Planalto, preservam uma linearidade regional leste-oeste.

Estas duas unidades geomorfológicas exibem expressões geomórficas que estão associadas espacial e temporalmente a elementos tectônicos reconhecidos e discutidos neste trabalho (v. capítulos 4, 6 e 7).

A evolução das unidades relacionadas diretamente à Província Costeira do Rio Grande do Sul está sumariada no quadro 8.1.

A ocorrência de leques aluviais polifásicos na transição Escudo – Planície Costeira também deve guardar estreita associação a fases de soerguimento regional, embora estes estejam sendo interpretados principalmente como o registro de variações climáticas impostas à região desde o Mioceno (*e.g.* LEHUGEUR, 1992; VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). Entretanto, alguns aspectos reconhecidos fogem aos critérios glácio-eustáticos normalmente propostos.

QUADRO 8.1 – Sumário dos elementos morfotectônicos diretamente associados à Província Costeira do Rio Grande do Sul.

Unidade	Aspectos sedimentológicos e geomorfológicos	Aspectos estruturais e geofísicos	Interpretação morfotectônica	Validação do critério (sugestões para trabalhos futuros)
Barreira IV	Fechamento final da Lagoa Mirim e Laguna dos Patos; individualização e fechamento das lagoas do Peixe e Mangueira. Barramento de várias desembocaduras fluviais.	Existe sismicidade atual; Retilidade da margem interna das lagoas do Peixe e Mangueira.	Sismicidade materializa a atuação do campo de tensões neotectônico. No segmento norte, o barramento dos rios da encosta planáltica e a geração de grandes lagoas podem estar relacionados à rotação de blocos, imprimindo gradientes estruturais ao substrato. No segmento sul, a retilidade das margens das lagoas pode estar relacionada a um evento rúptil, em uma área com longa história de se comportar como um baixo estrutural.	Análise estrutural para detalhamento das margens lacustres (<i>Barreiras II, III e IV</i>); Aplicação de métodos geofísicos nas áreas das grandes lagoas.
Barreira III	Crescimento dos cordões litorâneos fechando em definitivo a Lagoa dos Barros e represando as lagoas dos Patos e Mirim	Primeira barreira a ocorrer aflorante em ambos os setores do litoral sul-riograndense.	O barramento dos rios da área do Escudo e a individualização da Laguna dos Patos podem estar relacionados à rotação de blocos, imprimindo gradientes estruturais ao substrato.	A deformação impressa nos sedimentos da Barreira II pode corresponder à materialização da deformação associada a esta fase (tectônica formadora); Análise estrutural em afloramentos das seqüências Barreira III; Aplicação de métodos geofísicos nas áreas das grandes lagoas e lagoas.
Barreira II	Barramento das paleolagoas dos Barros e Mirim (e dos Patos?); retificação de setores costeiros a partir dos promontórios norte (“esquina” de Osório) e sul (Cabo Polônio).	Barreira II sujeita a deformação tectônica pós-deposicional.	Comprovação da atividade neotectônica afetando a Província Costeira do Rio Grande do Sul.	Análise estrutural: buscar outros afloramentos e novas evidências; Aplicação de métodos geofísicos nas áreas das grandes lagoas e lagoas.
Barreira I	Crescimento de cordões arenosos sobre as rochas que constituem a Coxilha das Lombas.	Retilidade da da Coxilha das Lombas; Registros sísmicos indicam falhas afetando os sedimentos quaternários nesta região.	A ocorrência do Sistema de Falhas Coxilha das Lombas está materializada pelas deformações associadas à Barreira II, além de outras estruturas de provável origem tectônica (juntas e estruturas hidroplásticas). Falhas em material pedogenizado também devem estar relacionadas a esta fase.	Análise estrutural: buscar outros afloramentos e novas evidências; Aplicação de métodos geofísicos na área da Coxilha das Lombas.
Leques Aluviais	Depósitos de sedimentos grossos nem sempre relacionados a “leques típicos”; geração polifásica.	Freqüentemente associados aos traços de falhas do Escudo, na transição para a área costeira.	A geração polifásica deve representar renovação do nível de base, sendo este aspecto normalmente relacionado à ação tectônica na área continental; Espessura que esses sedimentos apresentam (até 270 metros) superam os máximos desníveis dos mares regressivos quaternários, fato este que ressalta a necessidade de abertura de espaço vertical.	Análise estrutural: em afloramentos das seqüências dos Leques Aluviais; Aplicação de métodos geofísicos nas áreas de maior ocorrência desses leques.

Um dos aspectos diz respeito à própria policiclicidade dos registros, pois a superposição de leques aluviais (mesmo que estes não representem “leques típicos”) depende invariavelmente da renovação de gradientes adequados à movimentação dos sedimentos que o constituem (*e.g.* SCHUMM, 1977; WESCOTT, 1993). Se considerarmos somente os critérios de variação de nível do mar, constataremos que a distância requerida entre a posição da linha da costa regressiva e a disposição dos leques aluviais para a Província Costeira do Rio Grande do Sul configura uma situação de médio – alto curso. Do ponto de vista morfogenético, entretanto, sabe-se que a energia correspondente às variações de nível de base derivada desses processos regressivos normalmente é assimilada já no baixo curso das drenagens (nos canais meandantes) e que as ocorrências de leques aluviais posicionados no médio – alto curso requerem necessariamente o rejuvenescimento do relevo (*e.g.* SUMMERFIELD, 1991; SCHUMM e ETHRIDGE, 1994), associados ou não a episódios erosivos por grandes variações climáticas (*e.g.* MADDY *et al.*, 2001; VANDENBERGHE, 2002).

Um outro aspecto a considerar diz respeito aos *Leques Alimentados pela Barreira I*, que ocorrem como uma rampa de sedimentos arenosos bordejando ambos os lados (NW e SE) da *Barreira I* (VILLWOCK e TOMAZELLI, 1995). Se a causa para a ocorrência desses leques for a glácio-eustasia, esta explicaria somente a ocorrência dos leques na face nordeste-sudeste, tendo em vista que o Sistema Guaíba – Gravataí seria tomado como o nível de base para os processos impostos à face noroeste-sudoeste. Se, por outro lado, as causas argüidas forem variações climáticas associadas ao condicionamento topográfico, essas não vão explicar a persistência de importantes rupturas de declive presentes tanto na face nordeste-sudeste quanto na face noroeste-sudoeste.

Adicionalmente, ressaltamos que os diferentes autores que trabalharam com os leques aluviais associados à Planície Costeira do Rio Grande do Sul (*e.g.* AYALA, 1977;

LEHUGEUR, 1992) descartaram *a priori* a contribuição da (neo)tectônica para o rejuvenescimento do relevo e, conseqüentemente, para a geração dos leques aluviais, sendo esta, entretanto, uma das causas mais comuns reconhecidas quando se consulta a literatura mundial (*e.g.* SCHUMM, 1977; SUMMERFIELD, 1991; SCHUMM e ETHRIDGE, 1994). Fato análogo se repete com a discussão sobre o *Vale Inciso do Camaquã* (ORTIZ, 1995).

Os estudos de padrões e de anomalias das drenagens modernas completam o cenário favorável à interpretação da atuação de eventos neotectônicos atuantes na Província Costeira do Rio Grande do Sul, comprovado pela ocorrência de estruturas de deformação frágeis e hidroplásticas em unidades sedimentares desta Província e em depósitos aluvionares e regolito que ocorrem próximos à borda planáltica.

A ocorrência dos meandros incisos entrincheirados na Serra Gaúcha traduz nitidamente a manutenção de um gradiente estrutural que permite o escoamento superficial e canalizado para o interior do continente, mesmo existindo um alto gradiente na escarpa atlântica. A este aspecto, acrescentem-se as características juvenis associadas à drenagem da escarpa atlântica, onde os rios apresentam baixa penetratividade erosiva na área planáltica, canais em “V”, padrões de anfiteatros associados a vales suspensos, morros em sela ou piramidais, facetas trapezoidais e triangulares.

Os meandros incisos e os *canyons* (na Bacia do Paraná), os vales incisos (na área do Escudo) e a ocorrência de leques aluviais polifásicos (na transição para a Província Costeira) traduzem uma importante modificação do nível de base regional para a rede de drenagem moderna. A questão é: quando houve esse rebaixamento? Certamente não foram as variações glácio-eustáticas (particularmente a regressão pleistocênica inferida em até –120 metros) que determinaram as profundas incisões fluviais tanto no Planalto das Araucárias (relativa aos meandros incisos), nos Aparados da Serra (*canyons*) e na passagem do Planalto Residual Canguçu – Caçapava do Sul ao Planalto Rebaixado Sul-riograndense (incisões

fluviais do Camaquã, Piratini e Jaguarão, principalmente). A ausência (ou o atual desconhecimento) de expressivos *canyons* submarinos modernos (na plataforma) também reforça a proposição de que este foi um processo que ocorreu essencialmente no domínio continental. A existência, na borda da área planáltica, de regolito e de níveis de cascalheiras afetados por falhas atestam a intervenção neotectônica necessária para tal soerguimento.

Um outro importante conjunto de feições geomórficas anômalas foi obtido na área compreendida pela atual Bacia do Rio Gravataí. As anomalias de rede de drenagem (paleoanfiteatros, cotovelos de captura, paralelismo de tributários, etc) e de canais (incisão do canal principal associada à reversão do fluxo), a distribuição espacial dos registros quaternários e a caracterização de feições estruturais deformativas nas vizinhanças deste compartimento foram, no conjunto, elementos determinantes para a caracterização da contribuição neotectônica à elaboração do relevo.

Neste trabalho, interpretamos que esta reversão teria efetivamente barrado o curso do paleo-Jacuí (primitivamente de oeste para leste), através da elevação da borda oriental da Coxilha das Lombas (através do sistema de falhas homônimo) e do rebaixamento da área hoje ocupada pelo Lago Guaíba. Esta reversão teria dado origem à bacia hidrográfica do atual Rio Gravataí e forçado o curso do paleo-Jacuí para sul, acomodando-se ao ***Graben do Guaíba/ Bacia de Porto Alegre***.

Na área ocupada pela Planície Costeira do Rio Grande do Sul, à frente da Coxilha das Lombas, a presença inequívoca de feições tectônicas afetando os registros correspondentes à *Barreira II* materializa a existência de pelo menos um evento deformativo no Quaternário, cuja idade máxima presumida corresponde a 325.000 anos, tendo em vista ser esta a idade atribuída ao estágio *Barreira II*.

Também vale salientar que os dados de sismicidade histórica e instrumental são indicativos de uma atividade tectônica holocênica, em associação a alguns dos elementos morfoestruturais aqui discutidos.

8.2. Sugestões para trabalhos futuros

A maior parte das informações contidas no presente trabalho foi fundamentada essencialmente na aplicação de métodos de análise morfotectônica, gerando uma base de dados predominantemente qualitativa. Sempre que possível, os fatos geomorfológicos foram confrontados com o acervo disponível de diferentes fontes de dados (cartográficos, descrições de campo contidas em trabalhos prévios, dados instrumentais, etc.), visando a proposição e validação das interpretações morfotectônicas aqui discutidas.

Desta forma, propomos a aplicação das seguintes ferramentas visando caracterizar a contribuição morfotectônica na elaboração do relevo em outros setores da Planície Costeira do Rio Grande do Sul e adjacências:

1. Utilização da metodologia de análise morfotectônica em outras áreas potencialmente favoráveis reveladas pela análise morfotectônica regional (de caráter preliminar), comentada nos capítulos 4 e 5: na área da Lagoa do Morro do Forno – Lagoa do Jacaré; nos Aparados da Serra, nas áreas dos grandes *canyons* (Itaimbezinho, Malacara, Fortaleza); nos vales incisos (Três Forquilhas, Maquiné, Camaquã, Fragata, Piratini, Jaguarão), bem como nas áreas de ocorrência dos leques aluviais mais expressivos (Gravataí – Morungava – Coxilha das Lombas, Banhado do Colégio, etc.);

2. Intensificação dos trabalhos de campo visando a caracterização de outros sítios de ocorrência de feições estruturais, fundamentados em análise morfotectônica prévia;

3. Aplicação de métodos de geofísica rasa (métodos sísmicos, eletrorresistividade e/ou radar de penetração no solo – GPR –) nas áreas consideradas favoráveis à caracterização de feições neotectônicas:

a. Margens lagunares retelinizadas, tais como nas lagoas do Peixe e da Mangueira, visando a caracterização de eventuais descontinuidades em profundidade que possam corresponder a falhas;

b. Áreas lagunares, banhados e planícies aluvionares, tais como o Banhado de Gravataí, Delta do Jacuí, Planície do Rio dos Sinos, visando a definição da espessura do pacote sedimentar e eventuais estruturas deformacionais associadas;

c. Áreas de ocorrência dos Leques Aluviais e das Barreiras I e II, tais como Coxilha das Lombas, Banhado do Colégio, Morungava, Rincão do Capinzal, também visando a definição da espessura do pacote sedimentar e eventuais estruturas associadas;

d. Área correspondente à foz das drenagens que apresentam incisão fluvial, especialmente do segmento sul (Demétrio, Camaquã, Fragata, Piratini, Jaguarão), buscando a caracterização de feições tectônicas associadas à incisão (impressas possivelmente nos leques aluviais), ou posteriores a esta (impressas nos registros associados ao preenchimento dos canais fluviais);

e. Perfis geológicos e geofísicos na área entre a Barra do Rio Grande e o Banhado do Taim, visando reconhecer a arquitetura deposicional (e eventual contribuição tectônica) dos cordões litorâneos regressivos ali existentes, associados

ao estágio *Barreira IV* e em contato direto com os registros associados ao estágio *Barreira II*.

4. Aplicação de métodos geofísicos que permitam a filtragem dos efeitos dos fortes contrastes gravimétricos, magnetométricos e geoidais (dentre outros) entre a Bacia do Paraná e a área do Escudo e da Bacia de Pelotas, visando caracterizar (ou descartar) a existência do Lineamento Jacuí – Porto Alegre e o Domo de Osório;

5. Aplicação de altimetria de precisão visando caracterizar a compatibilidade (ou incompatibilidade) entre a existência de registros (horizontes guia) e/ou feições morfológicas (especialmente cavidades por abrasão marinha, as ‘furnas’) e suas relações com os máximos de transgressão marinha e/ou associação a eventuais deslocamentos verticais induzidos por falhas;

6. Sondagem com testemunhagem das áreas das lagoas e lagunas, especialmente do segmento norte, visando a caracterização de eventuais registros associados às fases das Barreiras I e/ou II, que possam servir de marcadores de movimentos verticais associados a falhas naquele segmento;

7. Aplicações de métodos termocronométricos (especialmente análise de traços de fissão em apatitas – ATFA) e / ou geocronológicos visando à determinação de idades de alguns registros, assim como delinear taxas de soerguimento (através da ATFA) de blocos / denudação da Bacia do Paraná.

8.3. Argumentos finais

A evolução de sistemas fluviais é bastante sensível às mudanças climáticas e à dinâmica tectônica de uma região; os elementos geomórficos resultantes são considerados adequados à investigação de áreas que possuam uma longa história de atividade tectônica e de variações do nível do mar combinadas (*e.g.* ZUCHIEWICZ, 1984; KELLER e PINTER, 1996; STEWART, 2001). As feições reconhecidas para a rede de drenagem desta região evidenciam interações entre esses mecanismos geodinâmicos, traduzidos por um importante controle estrutural que atuou conjuntamente com as mudanças ambientais relacionadas às variações glácio-eustáticas.

A aplicação da análise morfotectônica permitiu comprovar, neste trabalho, a necessidade da atuação da Neotectônica para explicar aspectos incongruentes contidos em alguns trabalhos sobre a Província Costeira e adjacências. Entretanto, a geometrização das feições deformativas e a validade de modelos cinemáticos para a região irão depender de muitos dados ainda não disponíveis, tais como dados de estruturas de campo em outras áreas e geração de dados geológicos e geofísicos que revelem a configuração tridimensional das unidades (detalhamento da subsuperfície), principalmente.

Portanto, o panorama evolutivo aqui apresentado (tópicos 7.3 e 8.1) tem caráter preliminar, pois, embora esteja fundamentado em critérios morfoestruturais válidos mundialmente (*e.g.* ZUCHIEWICZ, 1989; DEFFONTAINES, 1991; STEWART, 2001), ainda carece do aporte de mais dados geomorfológicos, geológicos e, principalmente, geofísicos.

Decorridos quarenta anos do primeiro trabalho sistemático sobre a Planície Costeira do Rio Grande do Sul (DELANEY, 1965) – e apesar do grande volume de dados

acumulados ao longo dessas quatro décadas –, subsistem algumas lacunas no conhecimento geológico - geomorfológico desta região.

Registramos aqui, novamente, um comentário postulado por Jost (1971):

“[...] nos parece que muito trabalho deve ser desenvolvido, antes que tais questões tenham uma resposta a qualquer grau de precisão, em virtude da natureza indireta e especulativa dos conhecimentos atuais acerca dos processos de migração lateral de linhas de praia, dos processos paleoclimáticos atuantes nas áreas fontes, das oscilações cíclicas do nível do mar e o efeito simples ou conjugado dos movimentos eustáticos e tectônicos ao longo da região em apreço.”

Embora os trabalhos subseqüentes tenham trazido importantes contribuições à maior parte das questões levantadas pelo autor (JOST, 1971), destacamos como essencial o detalhamento da contribuição neotectônica à evolução da Província Costeira do Rio Grande do Sul, já enfatizada por outros autores e reforçada no levantamento de dados contido neste trabalho.

A conjugação das variáveis eustáticas e (neo)tectônicas torna-se, pois, uma etapa fundamental das pesquisas que objetivem o pleno entendimento dos processos morfodinâmicos atuantes ao longo da região em apreço.

[...]

together we stand, divided we fall.

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABREU; V.S.; TORGAN; L.C.; FORTI-ESTEVEZ; I.R. KOTZIAN, S.C.B. Estudo paleogeográfico do Quaternário de Morretes, RS, Brasil. In: I CONGR. ABEQUA, 1987. **Anais...** Porto Alegre. p. 177-189. 1987.

AGUIRRE; M.L.; WHATLEY; R.C. Late Quaternary marginal marine deposits and palaeo environments from northeastern Buenos Aires Province, Argentina: a review. **Quatern. Sci. Rev.**, Elsevier, Amsterdam. v. 14, p. 223-254. 1995.

AHLGREN, S.G. The nucleation and evolution of Riedel shear-zones as deformation bands in porous sandstone. **J. Struct. Geol.** Elsevier, Amsterdam. v. 23, p. 1203-1214. 2001.

ALLAN, G.P.; POSAMANTIER, H.W. Sequence stratigraphy and facies models of an incised valley fill: the Gironde Estuary, France. **J. Sedim. Petrol.** SEPM, Tulsa. v. 63, n. 3, p. 378-391. 1993.

ALLEN, J.R.L. Earthquake magnitude-frequency, epicentral distance, and soft-sediment deformation in sedimentary basins. **Sedim. Geology.** SEPM, Tulsa. v. 46, p. 67-75. 1986.

ALMEIDA, F.F.M. **Origem e evolução da Plataforma Brasileira.** Rio de Janeiro. Bol. Div. Geol. e Mineral. v. 241, n. 1, 36 p. 1967.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. **O pré-cambriano do Brasil.** São Paulo. Edgard Blücher, 1984. 378 p.

ALVES, E.C. Estruturas da margem continental sul-brasileira e das áreas oceânicas e continentais, adjacentes. In: ASMUS, H.E. (Ed.) **Estrutura e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais.** Rio de Janeiro, 1981. PETROBRAS, CENPES, DINTEP. Série Projeto REMAC, v. 9, p. 145-170. 1981.

ARIENTI, L. Modelo de evolução paleogeográfica da Bacia do Rio Gravataí. **Acta Geol. Leopoldensia.** São Leopoldo, v. 23, p. 5-22. 1986.

ASMUS, H.E.; PAIM, P.S.G. Condicionamento geológico na evolução da Planície Costeira Sul-riograndense. XXVIII CONGR. BRAS. GEOL., 1986. **Anais...** Goiânia. v. 2, p. 461-471. 1986.

ASSUMPÇÃO, M. Earthquakes and stresses in the Brazilian Continental Margin. III SIMP. BRAS. GEOFÍSICA. Salvador, 1993. **Anais...** Salvador, 1993. p. 1128-1133. 1993.

ASSUMPÇÃO, M. Seismicity and Stresses in the Brazilian Passive Margin. **Bull. Seism. Soc. America**, SSA, El Cerrito. v. 88, n. 1, p. 160-169. 1998.

ASSUMPÇÃO, M. The regional intraplate stress field in South America. **J. Geophys. Res.** AGU, Washington. v. 97, n. 138, p. 11.889-11.903. 1992.

AUDEMARDI, F.A.; SANTIS, F. Survey of liquefaction structures induced by recent moderate earthquakes. **Bull. Int. Assoc. Eng. Geol.** AEG, Denver. v. 44, p. 5-17. 1991.

AYALA, L. **Contribuição ao estudo da Formação Graxaim do Cenozóico da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.** Dissertação (Mestrado). 1977. 88p + il. + mapas. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 1977.

AYDIN, A. Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow. **Marine Petrol. Geol.** Elsevier, Amsterdam. v. 17, p. 797-814. 2000.

AYUP-ZOUAIN, R.N. **Avaliação das mudanças do nível do mar durante o Holoceno na plataforma continental adjacente ao Rio de La Plata.** 1991. 362 f. mapas, il. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 1991.

BASSETO, M.; SZATMARI, P. Estruturas compressoriais em crosta oceânica na margem sul-sudeste brasileira. VI SIMP. EST. TECTO. Pirenópolis, 1997. **Anais...** Pirenópolis, p. 63 – 64. 1997.

BECKER, A. An attempt to define a “neotectonic period” for central and northern Europe. **Geol. Rundschau**, Springer, Berlin. v. 82, p. 67-83. 1993.

BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H. **Sismicidade do Brasil.** São Paulo. IAG/USP. 1984. 320 p + anexos.

BEZERRA, F.H.R. **Neotectonics in Northeastern Brazil.** 1998. 208 p. il. PhD thesis. Geology Department, University College London. London. 1998.

BEZERRA, F.H.R.; AMARO, V.E.; VITA FINZI, C.; SAADI, A. Pliocene- Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **J. S. Amer. Earth Sci.** Elsevier, Amsterdam. v. 14, p. 61-75. 2001 .

BEZERRA, F.H.R.; FONSECA, V.P.; VITA-FINZI, C.; LIMA-FILHO, F.P.; SAADI, A. Liquefaction-induced structures in Quaternary alluvial gravels and gravelly sediments, NE Brazil. **Engin. Geol.** Elsevier, Amsterdam. v. 75, p. 191-208. 2005.

BEZERRA, F.H.R.; LIMA Fo., F.P.; AMARAL, R.F.; CALDAS, L.H.O.; COSTA NETO, L.X. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. In: Stewart, I.S. e Vita Finzi, C. (*Eds.*). **Coastal tectonics.** London. Geol. Soc. London. Spec. Publ. v. 146, p. 279-293. 1998.

BEZERRA, F.H.R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in northeastern Brazil. **Geology**, GSA, Bolder. v. 28, p. 591-594. 2000.

BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L.; USSAMI, N. Flexure as a tectonic control on the large scale geomorphic characteristics of the Eastern Brazil. **J. Coastal Res.**, Palm Beach, v. 15 n. 2, p. 505-519. 1999.

BITTENCOURT, A.L.V. Estudo do ambiente quaternário na região do Banhado do Colégio, Camaquã – RS. Uma abordagem geoarqueológica. **Pesquisas**, Porto Alegre, v. 21, n. 1, p. 40-46. 1994.

BONORINO, G.G.; BUJALESKY, G.; COLOMBO, F.; FERRERO, M. Holocene coastal palaeoenvironments in Atlantic Patagonia, Argentina. **J. S. Amer. Earth Sci.**, Elsevier, Amsterdam. v. 12, p. 325-331. 1999.

BORBA, A.W.; VIGNOL, M. L.; MIZUSAKI, A. M. P. Uplift and denudation of the Caçapava do Sul granitoids (southern Brazil) during Late Paleozoic and Mesozoic constraints from apatite fission track data. **J. S. America Earth Sci.**, Elsevier, Amsterdam. v.15, n. 6, p. 683-692, 2002.

BROWN, R.W.; GALLAGHER, K.; GLEADOW, A.J.W.; SUMMERFIELD, M.A. Morphotectonic evolution of the South Atlantic margins of Africa e South America. In: SUMMERFIELD, M.A. (Ed.) **Geomorphology and Global Tectonics**. Wiley, New York.. 2000. Cap. 12. p. 255 – 284. 2000.

CALLIARI, L. J.; ESTEVES, L. S.; OLIVEIRA, C. P. L.; TOZZI, H. A. M.; SILVA, P.; CARDOSO, J. N. Padrões sonográficos e sedimentológicos de um afloramento de *beach rock* na plataforma interna do Rio Grande do Sul (COMEMIR/OSNLR). **Notas Técnicas**, Porto Alegre. v. 7, p. 27-32, 1994.

CAMOZZATO, E.; FABRÍCIO, J.A.C.; CAYE, B.R.; WILDNER, W. Considerações sobre as jazidas de carvão de Chico Lomã e Santa Terezinha, RS. XXXII CONGR. BRAS. GEOL., Salvador, 1982. **Anais...** v. 3, p. 1153-1158. 1982.

CARREÑO, A.L.; COIMBRA, J.C.; CARMO, D.A. Late Cenozoic sea level changes evidenced by ostracodes in the Pelotas basin, southernmost Brazil. **Marine Micropaleontology**, Elsevier, Amsterdam. v. 37, p. 117-129. 1999.

CARVALHO, J.C.; FRANCISCONI, O. Análise de depocentros, e suas associações com a Geomorfologia e a estrutura da margem continental brasileira. In: ASMUS, H.E. (Ed.) **Estrutura e tectonismo da margem continental brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro, 1981. PETROBRAS, CENPES, DINTEP. Série Projeto REMAC, v. 9, p. 171 – 187. 1981.

CECARELLI, I.C.F. Evidências de feições neotectônicas na Província Costeira do Rio Grande do Sul identificadas em imagens Landsat. XXXIX CONGR. BRAS. GEOL., Salvador. 1996. **Anais...** Salvador. 1996. v. 467-470. 1996.

CENTAMORE, E.; CICCACCI, S.; DEL MONTE, M.; FREDI, P.; LUPIA PALMIERI, E. Morphological and morphometric approach to the study of the structural arrangement of northeastern Abruzzo (central Italy). **Geomorphology**. Elsevier, Amsterdam, v. 16, p. 127-137. 1996.

CHEMALE Jr., F. Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: HOLTZ, M. E DE ROS, L.F. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 2000. Ed. da Universidade / UFRGS, Porto Alegre, 2000. p. 13-52.

COBLENTZ, D.D.; RICHARDSON, R.M. Analysis of the South American intraplate stress field. **J. Geophys. Res.**, AGU, Washington. v. 100, p. 20245-20255. 1996.

CORRÊA, I.C.S. **Analyse morphostructurale et evolution paléogéographique de la plateforme continentale Atlantique sud-brasilienne (Rio Grande do Sul – Brésil)**. 1990. 314 p. Thèse (DR). Univ. Bordeaux 1. Talence (France). 1990.

CORRÊA, I.C.S. Interpretação morfoestrutural da plataforma continental do Rio Grande do Sul através da análise cartográfica. In: XXXVIII CONGR. BRAS. GEOLOGIA, Balneário Camboriú, 1994. **Anais...** Balneário Camboriú, 1994. p. 372-374. 1994.

CORRÊA, I.C.S.; VILLWOCK, J.A. Continental shelf and coastal plain sediments of the south coast of Brazil. In: MARTINS, I.R. e CORRÊA, I.C.S. (Eds.) **Explanatory text of the Atlas morphology and sedimentology of the southwest Atlantic coastal zone and continental shelf from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdés (Argentina)**. Porto Alegre. 1996. CECO / UFRGS. p. 41-54. 1996.

COULON, F.K.; HAUSMAN, A. Ocorrência de crateras de desabamento na Formação Rosário do Sul (RS). **Estudos Tecnológicos**, São Leopoldo. p. 26-35. 1978.

COURTILLOT, V.; JAUPART, C.; MANIGHETTI, I.; TAPPONNIER, P.; BESSE, J. On casual links between flood basalts and continental breakup. **Earth Planet. Sci. Lett.**, Elsevier, Amsterdam. v. 166, p. 177-195. 1999.

DAVATZES, N.C.; AYDIN, A. Overprinting faulting mechanisms in high porosity sandstones of SE Utah. **J. Structural Geol.**, v. 25, p. 1795-1813. 2003.

DEFFONTAINES, B. Contribution of drainage network analysis to neotectonics. Method and application in France. **Bull. INQUA N.C.**, Oxford. v. 14, p. 16-17. 1991.

DEFFONTAINES, B. **Développement d'une méthodologie morpho-néotectonique et morpho-structurale; analyse des surfaces enveloppes du réseau hydrographique et des modèles numériques de terrain; applications au Nord-Est de la France**. 1990. 230p. Thèse de Geologie (DR). Université de Paris. Paris. 1990.

DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J. Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analyses of the Zaire Basin. **Tectonophysics**. Elsevier, Amsterdam. v. 194, p. 237-263. 1991.

DEFFONTAINES, B.; CHOTIN, P.; BRAHIM, L.A. Investigation of active faults in Morocco using morphometric methods and drainage pattern analysis. **Geol. Rundsc.**, Stuttgart, v. 81, n. 1, p. 199-210. 1992.

DELANEY, P.J.V. Fisiografia e Geologia da a superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. **Publ. Esp. da Esc. Geologia UFRGS**, n. 6: 1-195. 1965.

DELANEY, P.J.V. Lagoas cordiformes do Rio Grande do Sul - Brasil. **Bol. Escola de Geologia** (UFRGS), Porto Alegre, n. 3, p. 7-15. 1960.

DELCAILLEAU, B. Geomorphic response to growing fault-related folds: example from the foothills of central Taiwan. **Geodinamica Acta**. Elsevier, Amsterdam. v.14, p. 265-287. 2001.

DOBLAS, M. Slickenside kinematic indicators. **Tectonophysics**. v. 295, n. 1-2, p. 187-197. 1998.

DRH – SEMA/RS. **Relatório anual sobre a situação dos recursos hídricos no Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: Departamento de Recursos Hídricos, Secretaria Estadual do Meio Ambiente, Governo do Estado do Rio Grande do Sul. Relatório Anual. 2002. 340p + il. + mapas.

ENGELDER, T. **Stress regimes in the lithosphere**. New Jersey. Princeton Univ. Press. 1993. 457p.

ERNESTO, M.; RAPOSO, M.I.B.; MARQUES, L.S.; RENNE, P.R.; DIOGO, L.A.; DE MIN, A. Paleomagnetism, geochemistry and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the North-eastern Paraná Magmatic Province: tectonic implications. **J. Geodyn**. Elsevier, Amsterdam. v. 28, p. 321-340. 1999.

FAIRBRIDGE, R.W. Eustatic changes in sea level. In: **Physics and chemistry of the Earth**, 4: Pergamon, London. 1961. p. 99-185.

FERNANDES, E.P.; ASSUMPÇÃO, M.; VELOSO, J.A. The Rio Grande do Sul offshore earthquake, february 12th 1990. II CONGR. BRAS. GEOFÍSICA, 1991. Salvador, In: **Anais...**, SBGf. v.2, p. 559-564. 1991.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. **Rev. Bras. de Geologia**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 351-374. 1995a.

FERNANDES, L.A.D.; MENEGAT, R.; COSTA, A.F.U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB E.E.; CAMOZZATO, E. Evolução tectônica do cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. **Rev. Bras. de Geologia**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 375-384. 1995b.

FERNANDES, L.A.D.; MILANI, E.J.; MENEGAT, R.; FACCINI, U.F.; CARAVACA, G.; OLIVEIRA, J.M.M.T.; VEIGEL, R.; VIGNOL-LELARGE, M.L.M.; BACHI, F.A.; SCHERER, C.M.S. Evolução do sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes Dorsal do Canguçu durante o Fanerozóico. V SIMP. NAC. EST. TECTO, 1995. Gramado. **Anais... p.** 281-283. 1995c.

FIRTH, C.R.; STEWART, I. S. Postglacial tectonics of the Scottish glacio-isostatic uplift centre. **Quaternary Sci. Rev.** Elsevier, Amsterdam. v.19, p. 1469-1493. 2000.

FLETCHER, R.C. Effects of pressure solution and fluid migration on initiation of shear zones and faults. **Tectonophysics**. Elsevier, Amsterdam. v. 295, p. 139-165. 1998.

FONSECA, V. P. Compartimentação neotectônica de um segmento do litoral setentrional do Rio Grande do Norte. VIII CONGR. ABEQUA, 2001. Imbé. **Anais... Imbé.** p. 305-306. 2001.

FONSECA, V. P. **Estudos Morfoneotectônicos no Baixo Curso do Rio Açu, Açu - Macau, RN.** 1996. 104 p. + anexos. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Belo Horizonte. 1996.

FONSECA, V.P.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; DILLENBURG, S.R. Análise morfotectônica aplicada à Planície Costeira do Rio Grande do Sul: bases para discussão. VIII CONGR. ABEQUA, 2001. Imbé. **Anais...** Imbé, p. 300-301. 2001.

FONTANA, R.L. Análise geotectônica e sismoestratigráfica da Bacia de Pelotas até a Plataforma de Florianópolis. In: CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 38, 1994. Balneário Camboriu. **Bol. Res. Exp.** p. 583. 1994.

FONTANA, R.L. **Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis.** 1996. 214 p (vol. 1) + figuras (vol. 2). Porto Alegre. Tese (Doutorado), 1996. Instituto de Geociências. Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 1996.

FONTANA, R.L. Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas – Brasil. **Acta Geol. Leopoldensia**, São Leopoldo. v. 30, n. XIII, p. 161 – 170. 1990.

FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. **Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul.** 2 partes : il., mapas, mapa geológico. São Paulo. Tese (Doutorado), 1991. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 1991.

FREITAS, R.O. **Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil.** São Paulo. EDUSP. 1951. 120p + mapa.

FUCHS, K.; MÜLLER, B. World stress map of the Earth: a key to tectonic processes and technological applications. **Naturwissenschaften.** Springer, Berlin. v. 88, p. 357-371. 2001.

GOMES, A.M.B.; TRICART, J.; TRAUTMANN, J. **Estudo ecodinâmico da Estação Ecológica do Taim e seus arredores.** Porto Alegre. Ed. UFRGS. 1987. 84p + mapas anexos.

GOMES, P.O.; SEVERINO, M.C.G.; GOMES, B.S. PROJETO LEPLAC: Interpretação integrada dos dados geofísicos do Prospecto LEPLAC – IV – Margem Continental Sul Brasileira. III CONGR. BRAS. GEOF., 1993. **Anais...** Salvador. 1993. v. 2, p. 1275-1280.

GONTIJO, A.H.F.; HASUI, Y.; MOURA, J.R.S. Inversão de relevo e rearranjo da drenagem associado à reativação neotectônica de falhas nas bacias dos rios do Barreiro de baixo e Piracema (SP/RJ). VIII SIMP. NAC. EST. TECTÔNICOS, 2001. **Anais...** Recife. 2001. p. 319-321.

GRAY, M.B.; NICKELSEN, R.P. Pedogenic slickensides, indicators of strain and deformation processes in redbed sequences of the Appalachian foreland. **Geology**, GSA, Bolder. v. 17, n. 1, p. 72–75. 1989.

HALLINAN, S.P.; MANTOVANI, M.S.M.; SHUKOWSKY, W.; BRAGGION Jr., I. Estrutura do Escudo Sul-brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. **Rev. Bras. Geoc.** São Paulo. v. 23, n. 3, p. 201-214. 1993.

HANCOCK, P.L.; BARKA, A.A. Kinematic indicators on active normal faults in Western Turkey. **J. Structural Geol.** Elsevier, Amsterdam. v. 9, n. 5-6, p. 573-584. 1987.

HARVEY, A.M. Effective timescales of coupling within fluvial systems. **Geomorphology**, Elsevier, Amsterdam. v. 44, p. 175-201. 2002.

HAWKESWORTH, C. J.; GALLAGHER, K.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. S. M.; PEATE D. W.; TURNER, S. P. Tectonic controls on magmatism associated with continental break-up: an example from the Paraná–Etendeka Province. **Earth Planet. Sci. Lett.** Elsevier, Amsterdam. v. 179, n. 2, p. 335-349. 2000.

HESP, P. A.; DILLENBURG, S. R.; BARBOZA, E. G.; TOMAZELLI, L. J.; AYUP-ZOUAIN, R. N.; ESTEVES, L. S.; GRUBER, N. L. S.; TOLDO-JR., E. E.; TABAJARA, L. L. C. A.; CLEROT, L.C.P. Beach ridges, foredunes or transgressive dunefields? Definitions and an examination of the Torres to Tramandaí barrier system, Southern Brazil. **An. Acad. Bras. Ciênc.** A. B. C. Rio de Janeiro. v. 77 n.3. p. 493-508. 2005.

HORN FILHO, N.O. **Geologia das folhas de Torres, Três Cachoeiras, Arroio Teixeira e Maquiné, nordeste do Rio Grande do Sul.** 1987. 241 p. il. + mapas. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.. Porto Alegre. 1987.

HOWARD, A.D. Geomorphological systems – equilibrium and dynamics. **Amer. J. Science**, Yale Univ. New Haven. v. 263, p. 302-312. 1965.

HURTER, S.J.; POLLACK, H.N. Terrestrial heat flow in the Parana Basin, southern Brazil. **J. Geophys. Res.** AGU, Washington. v. 101, n. B4, p. 8659-8671. 1996.

INMAM, D.L.; NORDSTROM, C.E. On the tectonic and morphologic classification of coasts. **J. Geology**, Un. Chicago Press, Chgicago. v.79, n. 1, p. 1-21. 1971.

JACKSON, J.; NORRIS, R.; YUONGSON, J. The structural evolution of active fault systems in central Otago, New Zealand: evidence revealed by drainage patterns. **J. Struct. Geology**, Elsevier, Amsterdam. v.18, n. 2/3, p. 217-234. 1996.

JAWOROWSKI, C. Geomorphic evidence for neotectonism in central Wyoming, U.S.A. **Tectonophysics**, Elsevier, Amsterdam. v. 163 p. 333-337. 1989.

JOHNSTON, A. C.; KANTER, L. R. Earthquakes in stable continental crust. **Sci. America**, New York. v. 262, n. 3, p. 68-75. 1990.

JOST, H. **O Quaternário da região norte da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.** 1971. 80 p +anexos. Dissertação (Mestrado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Porto Alegre. 1971.

JUSTUS, J.O.; MACHADO, M.L.; FRANCO, M.S.M. 2 – Geomorfologia. In: IBGE. **Folha SH-22 Porto Alegre e parte das folhas SH-21 Uruguaiana e SI-22 Lagoa Mirim.** Rio de Janeiro, 1986. Fundação IBGE. Levantamento de Recursos Naturais, 33. p. 313-404. 1986.

KARNER, G.D.; WATTS, A.B. On isostasy at Atlantic-type Continental margins. **J. Geophys. Res.**, AGU, Washington. v. 87, n. B4, p. 2923-2948. 1982.

KELLER, E.A.; PINTER, N.P. Active tectonics: earthquakes, uplift, and landscape. Saddle River. 1996. 338p.

KIM, Y.-S.; PEACOCK, D.C.P.; SANDERSON, D.J. Fault damage zones. **J. Structural Geol.** Elsevier, Amsterdam. v.26, p. 503-517. 2004.

KOMAR, P.D. Coastal change – scales of processes and dimensions of problems. **Coastal Sediments '99**, Long Island, p. 1-17. 1999.

KREPPER, C.M.; GARCÍA, N.O.; JONES, P.D. Interannual variability in the Uruguay River Basin. **Int. Journ. Climatology**, Wiley, London. v. 23, p. 103-115. 2003.

LABORDE, J.L.; JACKSON, J.M. Continental shelf and coastal plain sediments of Uruguay. In: MARTINS, I.R.; CORRÊA, I.C.S. (Ed.) **Explanatory text of the Atlas morphology and sedimentology of the southwest Atlantic coastal zone and continental shelf from Cabo Fio (Brazil) to Peninsula Valdés (Argentina)**. Porto Alegre. 1996. CECO / UFRGS. p. 55 – 61. 1996.

LEHUGEUR, L.G.O. **Caracterização sedimentar de parte do sistema deposicional leques aluviais da Província Costeira do Rio Grande do Sul**. 1992. 187 p. il. Tese (Doutorado), Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências. Porto Alegre, 1992.

LIMA, C.C. **Expressions topographiques et structurales de l'état de compression generalisee au sein de la Plaque Sud-Américaine**. 1999. 370 p. Tese (DR), Université Rennes 1, Géosciences, Ecole de Physique et Matériaux. Rennes (France). 1999.

LIMA, C.C.; NASCIMENTO, E.; ASSUMPCÃO, M. Stress orientation in Brazilian sedimentary basins from breakout analysis: implications for force models in the South America Plate. **Geophys. Journ. Int.** Blackwell, Oxford. v. 130, p. 112-124. 1997.

LOWE, D.R. Water escape structures in coarse-grained sediments. **Sedimentology**. Blackwell, Oxford. v. 22, p. 157-204. 1975.

MACKLIN, M.G.; RUMSBY, B.T.; HEAP, T. Fluvial alluviation and entrenchment: Holocene valley-floor development and transformation in British Uplands. **Geol. Soc. Amer. Bull.** GSA, Boulder. v.104, p. 631-643. 1992.

MADDY, D.; BRIDGLAND, D.; WESTAWAY, R. Uplift-driven valley incision and climate-controlled river terrace development in the Thames Valley, UK. **Quaternary Intern.** INQUA, Newfoundland. v. 79, p. 23-36. 2001.

MAGALHÃES Jr., A.; SAADI, A. Ritmos da dinâmica fluvial neo-cenozóica controlados por soerguimento regional e falhamento: o vale do Rio das Velhas na região de Minas Gerais, Brasil. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 2, n. 1, p. 42-54. 1994.

MARPLE, R.T.; TAWANI, P. Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river morphology and elevation data. **Geology**, GSA, Bolder. v. 21, p. 651-654. 1993.

MARTIN, L.; FLEXOR, J.M.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; DOMINGUEZ, J.M.L. Neotectonic movements on a passive continental margin: Salvador region, Brazil. **Neotectonics**, INQUA, Oxford. v.1, p. 87-103. 1986.

MARTINEZ, S.; UBILLA, M.; VERDE, M.; PEREA, D.; ROJAS, A.; GUÉRÈQUÍZ, R.; PIÑEIRO, G. Paleoecology and geochronology of uruguayan coastal marine Pleistocene deposits. **Quaternary Res.** Elsevier, Amsterdam. v. 55, p. 246-254. 2001.

MARTINS, L.R.S.; CORRÊA, I.S. Evolução sedimentológica e paleogeográfica da plataforma continental sul e sudeste do Brasil. **Notas Técnicas**, Porto Alegre. CECO/UFRGS. v. 9 n. 1, p. 51-61. 1996.

MARZOLI, A.; MELLUSO, L.; MORRA, V.; RENNE, P.R.; SGROSSO, I.; D'ANTONIO, M.; DUARTE, MORAES, L.; MOARAES, E.A.A.; RICCI, G. Geochronology and geology of cretaceous basaltic magmatism in the Kwanza basin (western Angola), and relationships with the Parana – Etendeka continental flood basalt province. **J. Geodyn.** Elsevier, Amsterdam. v. 28, p. 341-346. 1999.

MAYER, L. Dating Quaternary fault scarps formed in alluvium using morphologic parameters. **Quaternary Res.** Elsevier, Amsterdam. v. 22, n.14, p. 300-313. 1984.

MEIJER, P.Th.; WORTEL, M.J.R. The dynamics of motion of the South American Plate. **J. Geophys. Res.**, AGU, Washington. v.97, n. B8, p. 11915-11931. 1992.

MENEGAT, R.; CARRARO, C.C.; MOHR, F.V.; KIRCHHEIM, R.E. Lagos, rios e arroios: as doces águas da superfície. In: Menegat, R. (Ed.) **Atlas Ambiental de Porto Alegre**. Porto Alegre. Ed. da Universidade/UFRGS, 1998. p. 35 – 46.

MENNESSIER, F.A.A. Holocene and historical earth quakes on the Boconó Fault System, southern venezuelan Andes: trench confirmation. **J. Geodyn.**, Elsevier, Amsterdam. v. 1-4, p. 155-167. 1997.

MERCIER, J.-L. La Néotectonique, ses méthodes et ses buts. Un exemple: l'Arc Égéen (Méditerranée orientale). **Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.**, Paris. v. 2, n. XVIII, p. 323-346. 1976.

MERRITTS, D.J.; VINCENT, K.R.; WOHL, E.E. Long river profiles, tectonism, and eustasy: a guide to interpreting fluvial terraces. **J. Geophys. Res.**, AGU, Washington. v.99, n. B7, p. 14031-14050. 1994.

MILANI, E.J. Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. Ed. da Universidade/UFRGS, p. 275-302. 2000.

MOLINA, E.C.; USSAMI, N. The geoid in southeastern Brazil and adjacent regions: new constraints on density distribution and thermal state of the lithosphere. **J. Geodyn.**, Elsevier, Amsterdam. v. 28, p. 357-374. 1999.

MONTAÑA, J.R. Primeros avances en la evolucion paleogeográfica de la porcion occidental de la Laguna Merín en Uruguay. In: VI SIMP. SUL-BRAS. GEOL. / I ENC. GEOL. CONE SUL, 1995. Porto Alegre. **Anais...**: 299-301. Porto Alegre. 1995.

MORBIDELLI, L.; GOMES, C.B.; BECCALUVA, L.; BROTZU, P.; CONTE, A.M.; RUBERTI, E.; TRAVERSA, G. Mineralogical, petrological and geochemical aspects of alkaline and alkaline-carbonatite associations from Brazil. **Earth-Sci. Reviews**, Elsevier, Amsterdam. v. 39, p. 135-168. 1995.

MÖRNER, N.-A. Global neotectonics, arcs and geoid configuration. In: WEZEL, F.C. (Ed.) **The Origin of Arcs**. Elsevier, Amsterdam. 1986. p. 79-91.

MÖRNER, N.-A. Rapid changes in coastal sea level. **J. Coastal Res.**, Fort Lauderdale. v. 12 n. 4, p. 797-800. 1996.

MÖRNER, N.-A. **Sea level changes**. Arquivo no formato *.pdf, 271 kb. 2000. Disponível em <<http://www.pog.su.se/sea/pdf/sea.pdf>>. Acessado em 08/04/2002.

MORRIS, R.H. Geologia geral das quadrículas de Gravataí, Taquara e Rolante, RS, Brasil. **Publ. Esp. Esc. Minas UFRGS**, Porto Alegre. v. 5, 38 p + mapas anexos. 1963.

MOURA-FUJIMOTO, N.S.V. Análise geomorfológica de Itapuã – norte da Laguna dos Patos-RS. **Rev. Depto. Geografia (USP)**, São Paulo. v. 11, p. 67-93. 1997.

MÜLLER Fo., L. Notas para o estudo da Geomorfologia do Rio Grande do Sul, Brasil. **Publ. Esp., UFSM/Depto. Geociências**, Santa Maria. n°1, 34 p. 1970.

NICO Jr., E.L. Sísmica de alta resolução aplicada ao carvão (interpretação) – áreas “A” e “D” de Chico Lomã, Rio Grande do Sul. XXXIII CONGR. BRAS. GEOLOGIA, 1984. Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro. 1984. p. 1877-1887.

NIMER, E. Clima. In: **Geografia do Brasil, Região Sul** – volume 2. Rio de Janeiro, 1990. Fundação IBGE. 1990. p. 151-187.

NOBLET, C.; LAVENU, A.; MAROCCO, R. Concept of continuum as opposed to periodic tectonism in the Andes, **Tectonophysics**, Elsevier, Amsterdam. v. 255, n. 1, p. 65-78. 1996.

NÜRNBERG, D.; MÜLLER, R.D. The tectonic evolution of the South Atlantic from Late Jurassic to present. **Tectonophysics**, Elsevier, Amsterdam. v. 191, n. 1-2, p.27-53. 1991.

OBERMEIER, S.F. Use of liquefaction-induced features for paleoseismic analysis – An overview of how seismic liquefaction features can be distinguished from other features and how their regional distribution and properties of source sediment can be used to infer the location and strength of Holocene paleo-earthquakes. **Eng. Geol.**, Elsevier, Amsterdam. v. 44, p. 1-76. 1996.

OFFIELD, T.W.; ABBOTT, E.A.; GILLESPIE, A.R. Correlations between Africa and South America: tectonic control of Uranium mineralization and speculations on metallogeny. In: SIMPÓSIO INTERNACIONAL SOBRE MARGENS CONTINENTAIS DO TIPO ATLÂNTICO, Rio de Janeiro. 1976. **Acad. Bras. Ciências, Anais...** Rio de Janeiro, 1976. v. 48 (Supl.), p. 410 – 422.

OLLIER, C.D. Tectonics and landscape evolution in southeast Australia. **Geomorphology**, Elsevier, Amsterdam. v. 12, p. 37-44. 1995.

ONASCH, C.M.; KAHLE, C.F. Recurrent tectonics in a cratonic setting: an example from northwestern Ohio. **Geol. Soc. Amer. Bull.** GSA, Boulder. v. 103, p. 1259- 1269. 1991.

ORFEO, O.; STEVAUX, J.C. Hydraulic and morphological characteristics of middle and upper reaches of the Paraná river (Argentina and Brazil). **Geomorphology**, Elsevier, Amsterdam. v. 44, p. 309-322. 2002.

ORTIZ, J.D.R. O preenchimento sedimentar do vale inciso do Rio Camaquã, quaternário da Província Costeira do Rio Grande do Sul. 2 v. il. + mapa, 1996. Dissertação (Mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Porto Alegre, 1996.

OUCHI, S. Response of alluvial rivers to slow active tectonic movement, **Geol. Society Amer. Bull.** GSA, Boulder. v.96, p. 504-515. 1985.

PANIZZA, M. **Geomorfologia**. Bolonha. Pitagora. 1992. 397 p. il.

PARK, R.G. **Geological structures and moving plates**. Glasgow. Blackie. 1988. 337p.

PETIT, J.-P.; LAVILLE, E. Morphology and microstructures of hydroplastic slickensides in sandstone. In: JONES, M.E.; PRESTON, R.M. (Eds.): **Deformation of sediments and sedimentary rocks**. Geol. Soc. Spec. Publ. GSL, London. n. 29, p. 107-121. 1987.

PHILIPP, R.P.; NARDI, L.V.S.; BITENCOURT, M.F. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Ed. da Universidade/UFRGS. p. 133-160. Porto Alegre. 2000.

PICADA, R.S. Contribuição ao conhecimento do Sistema de Falhas Coxilha das Lombas: feições morfológicas e depósitos relacionados. **Notas e Estudos, Esc. Geol. UFRGS**, Porto Alegre. n. 1, v. 2, p. 58-63. 1970.

PICCIRILLO, E.M.; BELLINI, G.; CAVAZZINI, G.; COMIN-CHIARAMONTI, P.; PETRINI, R.; MELFI, A.J.; PINESE, J.P.P.; ZANTADESCHI, P.; De MIN, A. Cretaceous tholeiitic dyke swarms from the Ponta Grossa Arch (southeast Brazil): Petrology, Sm-Nd isotopes and genetic relationships with the Parana flood volcanics. **Chemical Geol.** Elsevier, Amsterdam. v. 89, p. 19-48. 1990.

PIERCE, K.L.; COLMAN, S.M. Effect of height and orientation (microclimate) on geomorphic degradation rates and processes, late glacial terrace scarps in central Idaho. **Geol. Soc. Amer. Bull.** GSA, Boulder. v. 97, p. 869-885. 1986.

QUINTAS, M.C.L.; MANTOVANI, M.S.M.; ZALÁN, P.V. Contribuição ao estudo da Bacia do Paraná. **Rev. Bras. Geologia**, São Paulo. v. 29, n. 2, p. 217-226. 1999.

RAMOS, V. Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. **Episodes**. IUGS, Columbia. v. 22, n. 3, p. 183-190. 1999.

REMAC, BRASIL, Margem Continental Sul – Mapa Fisiográfico, escala 1:3.500.000. **Projeto REMAC – Reconhecimento global da margem continental brasileira**. Mapa do Projeto REMAC, Rio de Janeiro, 1979. Convênio Petrobras – DNPM – CPRM – DHN – CNPq. Rio de Janeiro. (Coleção de Mapas.) 1979.

RENNE, P. R.; DECKART, K.; ERNESTO, M.; FÉRAUD, G.; PICCIRILLO, E.M. Age of the Ponta Grossa dyke swarm (Brazil), and implications to Parana flood volcanism. **Earth and Planet. Sci. Lett.** Elsevier, Amsterdam. v. 144, p. 196-211. 1996.

RIBEIRO, L.F.B. Elaboração do mapa de tensões atuais através de análise morfotectônica (análise de nascentes). **VIII Simp. Nac. Est. Tectônicos**, Recife, 2001. **Anais...** Recife, 2001. 343-345.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**. IUGS, Columbia. v. 22, n. 3, p. 221-225. 1999.

RICCOMINI, C.; SANT'ANA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução do Rifte Continental do Sudeste do Brasil. In MANTESSO-NETO *et al.*, (Org.): **Geologia do Continente Sul-americano: evolução da obra de F.F.M. Almeida**. São Paulo. Beca. 2004. Cap. 13, p. 383-406.

RIQUELME, R.; MARTINOD, J.; HÉRAIL, G.; DARROZES, J.; E CHARRIER, R. A. geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). **Tectonophysics**, Elsevier, Amsterdam. v. 361, n. 3-4, p. 255-275. 2003.

ROSS, J.L.S. Cartografia Geomorfológica: instrumento de análise e síntese. In: Verdum, R. (Org.). **Caderno de Geomorfologia**, 2001. Porto Alegre. UFRGS / IGeo / Depto. Geografia. Porto Alegre. 2001. p. 109 – 110.

ROSSELO, E.A.; SANTA ANA, E.; VEROSLAVSKY, G. El Lineamento Santa Lucía – Aiguá – Merín (Uruguay): un corredor tectónico extensivo y transcurrente dextral precursor de la apertura Atlántica. **Rev. Bras. Geociências**, São Paulo. v. 30, n. 4, p. 749-756. 2000.

SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica do estado de Minas Gerais**. Universidade Federal de Minas Gerais. 1991. 362p + anexos. Tese para provimento de vaga de Professor Titular, Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte. 1991.

SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretações preliminares. **Geonomos**, Belo Horizonte. v. 1, n. 1, p. 1-15. 1993.

SAADI, A. **Neotectônica e Análise Morfotectônica**. Curso em versão preliminar – notas de aula. Belo Horizonte. UFMG/IGC/CPMTC. 1997. 54 p.

SCHEIDEGGER, A.E. Morphometric analysis and its relation to tectonics in Macaronesia. **Geomorphology**, Elsevier, Amsterdam. v. 46, p. 95-115. 2002.

SCHEIDEGGER, A.E. Surface joint systems, tectonic stresses and geomorphology: a reconciliation of conflicting observations. **Geomorphology**, Elsevier, Amsterdam. v. 38, p. 213-219. 2001.

SCHMITT, A. K.; EMMERMANN, R.; TRUMBULL, R. B.; BÜHN, B.; HENJES-KUNST, F. Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of the Brandberg Complex, Namibia: Evidence for a Major Mantle Contribution in Metaluminous and Peralkaline Granites. **J. Petrology**. Oxford Univ. Press, Oxford. v. 41, n. 8, p. 1207-1239. 2000.

SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A. A evolução da Plataforma Sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: **Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico (escala 1:2 500 000) do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais**. Brasília, 1984. DNPM. 1984. Cap. 1, p. 9-53.

SCHUMM, S.A. **The fluvial system**. New York. Wiley. 1977. 338 p.

SCHUMM, S.A.; ETHRIDGE, F.G. Origin, evolution and morphology of fluvial valleys. In: **Incised-valley systems**. SEPM Special Publ. 51. SEPM, Tulsa. v. 51, p. 13-27. 1994.

SHUTTLE RADAR TOPOGRAPHY MISSION (SRTM), disponível no endereço <<http://gisdata.usgs.net/website/Seamless/>>. Último acesso em 16/08/2005.

SILVA, P.G.; GOY, J.L.; ZAZO, C.; BARDAJÍ, T. Fault-generated mountain fronts in southeast Spain: geomorphologic assesment of tectonic and seismic activity. **Geomorphology**, Elsevier, Amsterdam. v. 50, p. 203-225. 2003.

SOLIANI Jr. E.; KOESTER, E.; FERNANDES, L.A.D. A geologia isotópica do Escudo Sul-riograndense – parte II: os dados isotópicos e intepretações petrogênicas.. In: HOLZ, M. e DE ROS, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. 2000. Ed. da Universidade / UFRGS. 2000. p. 175 – 230.

SORGI, C.; DEFFONTAINES, B.; HIPPOLYTE, J.C.; CADET, J.P. An integrated analysis of transverse structures in the northern Apennines, Italy. **Geomorphology**, Elsevier, Amsterdam. v. 25, p. 193-206. 1998.

SOUZA Fo., P.W.M. Tectonic control on the coastal zone geomorphology of the northeastern Pará state. **Rev. Bras. Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 3, p. 527-530. 2000.

SPITZ, W.J.; SCHUMM, S.A. Tectonic geomorphology of the Mississippi Valley between Osceola, Arkansas and Friars Point, Mississippi. **Eng. Geol.**, Elsevier, Amsterdam. v. 46, p. 259-280. 1997.

STEVEAUX, J.C. The upper Parana river (Brazil): geology, sedimentology and paleoclimatology. **Quaternary Intern.** INQUA, Newfoundland. v. 21, p. 143-161. 1994.

STEWART, I.S. **Lectures**. University Brunel. London. 2001. Disponíveis em <<http://www.brunel.ac.uk/depts/geo/iainsub/>>. Acessado em 18/07/2001.

STEWART, I.S.; HANKOCK, P.L. What is a fault scarp? **Episodes**. IUGS, Columbia. v. 13, n. 4, p. 256-263. 1990.

SUGUIO, K. Tectônica e evolução quaternária no Brasil. **Episodes**. IUGS, Columbia. v. 22, 2 p. 2 217-220. 1999.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Excursion route along the brazilian coast between Santos (state of Sao Paulo) and Campos (north of state of Rio de Janeiro). **International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary**, São Paulo, 1989. ABEQUA, 1989. 136 p. mapas.

SUMMERFIELD, M.A. **Global geomorphology**. New York. Willey & Sons. 1991. 537 p.

TAMRAT, E.; ERNESTO, M. Magnetic fabric and rock-magnetic character of the Mesozoic flood basalts of the Paraná Basin, Brazil. **J. Geodyn.**, Elsevier, Amsterdam. v. 28, p. 419-437. 1999.

TOLDO Jr, E.E. **Sedimentação, predição do padrão de ondas e dinâmica sedimentar da antepraia e zona de surfe do sistema lagunar da Lagoa dos Patos**. 183p. 1994. Tese (Doutorando), Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre. 1994.

TOLDO Jr., E.E.; AYUP-ZOUAIN, R.N.; CORRÊA, I.C.S.; DILLENBURG, S.R. Barra falsa: hipótese de um paleocanal holocênico de comunicação entre a Laguna dos Patos e o Oceano Atlântico. **Pesquisas**, Porto Alegre. v. 18 n. 2, p. 99-103. 1991.

TOMAZELLI, L.J. **Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da Província Costeira do Rio Grande do Sul – com ênfase no sistema eólico**. 1990, 270p. Tese (Doutorando). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre. 1990.

TOMAZELLI, L.J.; DILLENBURG, S.R.; VILLWOCK, J.A. Late quaternary history of Rio Grande do Sul Coastal Plain, southern Brazil. **Rev. Bras. Geociências**, Rio de Janeiro. v. 30 n. 3, p. 470-472. 2000.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: HOLZ, M.; DE ROS, L.F. (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Ed. da Universidade. Porto Alegre. 2000. p. 375-406.

TOMAZELLI, L. J.; VILLWOCK, J. A. Processos erosivos atuais na costa do Rio Grande do Sul. Evidências de uma tendência contemporânea de elevação do nível relativo do mar. II CONGR. BRAS. DA ASSOC. BRAS. EST. QUATERNÁRIO, Rio de Janeiro, 1989. **Anais ...** Rio de Janeiro, 1989. Publ. Espec. v. 1, 16 p.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. Quaternary geological evolution of Rio Grande do Sul Coastal Plain, southeastern Brazil. **An. Acad. Bras. Ciênc., Rio de Janeiro**. v. 68, n. 3, p. 373-382. 1996.

TOZZI, H. A. M.; CALLIARI, L. J. Trajetórias e distribuição das tempestades extratropicais e o impacto na costa do Rio Grande do Sul. In: VII CONGR. BRAS. DA ASSOC. BRAS. EST. QUATERNÁRIO – O QUATERNÁRIO E O MEIO AMBIENTE. Porto Seguro, 1999. **Anais... (versão digital, CD-ROM)**. Porto Seguro, 1999.

TRIFONOV, V.G. An overview of neotectonic studies. **Intern. Geol. Rev.** IUGS, Columbia. v. 31, p. 111-161. 1989.

TROMPETTE, R. Neoproterozic (~600 Ma) aggregation of western Gondwana: a tentative scenario. **Precambrian Res.** Elsevier, Amsterdam. v. 82, n. 1-2, p. 101-112. 1997.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar – ³⁹Ar geochronology. **Earth Planet. Sci. Lett.** v. 121, p. 333-348. 1994.

UMANN, L.V.; LIMA, E.V.; SOMMER, C.A.; LIZ, J.D. Vulcanismo ácido da região de Camará do Sul, RS: litoquímica e discussão sobre a origem dos depósitos. **Rev. Bras. Geociências**, São Paulo. v. 31, n. 3, p. 357-364. 2001.

URIEN, C.M.; MARTINS, L.R.; CAZENAVE, P.B. Southern Brazil, Uruguay and northeastern Argentina structure and hydrocarbon potential. In: MARTINS, I.R.; CORRÊA, I.C.S. (Ed.) **Explanatory text of the Atlas morphology and sedimentology of the southwest Atlantic coastal zone and continental shelf from Cabo Fio (Brazil) to Peninsula Valdés (Argentina)**. Porto Alegre, 1996. CECO / UFRGS. Porto Alegre. 1996. p. 8 – 40.

VANDENBERGHE, J. Geomorphological and paleohydrographical research based on geoelectrical prospecting (South Campine, Belgium). **Bull. Soc. Belge Geol. SBG**, Bruxelles. v. 90, n. 4, p. 341-356. Bruxelles. 1981.

VANDENBERGHE, J. The relation between climate and river processes, landforms and deposits during the Quaternary. **Quaternary Intern.** INQUA, Newfoundland. v. 91, p. 17-23. 2002.

VILLWOCK, J.A. A Costa Brasileira: Geologia e Evolução. **Notas Técnicas CECO**, Porto Alegre. v. 7, p. 38-49. 1994.

VILLWOCK, J. A. **Contribuição à Geologia do Holoceno da Província Costeira do Rio Grande do Sul**. 1972. 113p + anexos. Dissertação (MSc). UFRGS / Curso de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre. 1972.

VILLWOCK, J. A. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, southern Brazil. A synthesis. **Pesquisas**, Porto Alegre. v. 16, p. 5-19. 1984.

VILLWOCK, J.A.; DEHNHARDT, E.A.; LOSS, E.L.; TOMAZELLI, L.J.; HORN FILHO, N.O.; SOLIANI JUNIOR, E.; BACHI, F.A.; GODOLPHIM, M.F.; DEHNHARDT, B.A.; KOPPE, J.C.; HOFMEISTER, T.; CUNHA, R.; JUCHEM, P.L.; EV, L.F.; STRIEDER, A.J. **Atlas geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 1994. CECO - Divisão de Geologia Costeira, 1984-1989. 16 p.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L. J. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**, Porto Alegre. v. 8, p. 1-45. 1995.

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A.; GODOLPHIM, M.F.; HORN FILHO, N.O. **Mapa geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul – Escala 1:1.000.000**. Porto Alegre, 1994. CECO – Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, RS. 1994. Mapa.

VILLWOCK, J. A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; HORN FO., N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARDT, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul Coastal Province. In: RABASSA, J. (Ed.) **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. Rotterdam, v. 4, p. 79-97. 1986.

VISERAS, C.; CALVACHE, M.L.; SORIA, J.M.; FERNÁNDEZ, J. Differential features of alluvial fans controlled by tectonic or eustatic accommodation space. Examples from the Betic Cordillera, Spain. **Geomorphology**, Elsevier, Amsterdam. v. 50, p. 181-202. 2003.

VITA-FINZI, C. **Recent earth movements: an introduction to neotectonics**. London. Academic Press. 1986. 226p.

VITORELLO, I.; PADILHA, A.L. Mapping of high electrical conductivity on the Torres Syncline hinge, southeastern Parana Basin. **Rev. Bras. Geociências**, São Paulo. v. 30, n. 3, p. 535-537. 2000.

WEIL, A.B. Plate driving forces and tectonic stress. **Lectures and Web Project of B.V.D.** Pluijn. Environmental Engineering. Univ. Michigan. 2002. Disponível em: <www.umich.edu/~gs265/platetectonics/stresses.htm> Acesso em: 12/03/2003.

WESCHENFELDER, J., **Processos sedimentares e variação do nível do mar na região costeira do Rio Grande do Sul, Brasil**. 2005. 141 p. Tese (Doutorado em Geociências), Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências. Porto Alegre. 2005.

WESCOTT, W.A. Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems – some implications for sequence stratigraphy. **AAPG Bull.** AAPG, Tulsa. v. 77, n. 7, p. 1208 – 1218. 1993.

WRIGHT, L.D.; SHORT, A.D. Morphodynamics of beaches and surf zones in Australia. In: KOMAR, p.d. (Ed.) **CRC Handbook of coastal processes and erosion**. Boca Raton. CRC Press. 1983. p. 35-64.

YELDING, G.; JACKSON, J.A.; KING, G.C.P.; SINVHAL, H.; VITA-FINZI, C.; WOOD, R.M. Relations between surface deformation, fault geometry, seismicity, and rupture characteristics during the El Asnam (Algeria) earthquake of 10 October 1980. **Earth and Planet. Sci. Lett.** Elsevier, Amsterdam. v. 56, p. 287-304. 1981.

ZAIONS, M. Diagrama morfológico. 1975. Disponível em:
<<http://www.paginadogaicho.com.br/geog/mapmorfo.jpg>>; Acesso em 18/07/2004.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J.C.; APPI, V.T.; ZANOTTO, C.A.; MARQUES, A. Tectonics and sedimentation of the Parana basin. In: **Simpósio do Gondwana**. São Paulo, 1988. **Anais...** São Paulo, 1988. p. 1-27.

ZARGOCEV, I.S. Neotectonics of the central parts of the Balkan Peninsula: basic features and concepts. **Geol. Rundschau**. Springer, Berlin. v. 81, n. 3, p. 635-654. 1992.

ZEMBRUSCKI, S.G. Geomorfologia da margem continental sul-brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. **Série Projeto REMAC**, Rio de Janeiro. 1979. DNPM – PETROBRAS. v. 7, p. 129-177. 1979.

ZOBACK, M.L. First and second order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. **J. Geophys. Res.**, AGU, Washington. v. 97, p. 11703-11728. 1992.

ZOBACK, M.L.; ZOBACK, M.D.; ADAMS, J.; ASSUMPCÃO, M.; BELL, S.; BERGMAN, E.A.; BLUEMLING, P.; BRERETON, N.R.; DENHAM, D.; DING, J.; FUCHS, K.; GAY, N.; GREGERSEN, S.; GUPTA, K.H.; GVISHIANI, A.; JACOB, K.; KLEIN, R.; KNOLL, P.; MAGEE, M.; MERCIER, J.L.; MUELLER, B.C.; PAQUIN, C.; RAJENDRAN, K.; STEPHANSSON, O.; SAUREZ, G.; SUTER, M.; UDIAS, A.; XU, Z.H.; ZHIZHIN, M. Global patterns of intraplate stress: a status report on the world stress map project of the International Lithosphere Program. **Nature**. NPG, London. v. 341, p. 291-298. 1989.

ZUCHIEWICZ, W. On different approaches to neotectonics: a Polish Carpathians example. **Episodes**. IUGS, Columbia. v. 14, n. 2, p. 116-124. 1991.

ZUCHIEWICZ, W. Quaternary tectonics of the Outer Western Carpathians, Poland. **Tectonophysics**, Elsevier, Amsterdam. v. 297, p. 121-132. 1998.

ZUCHIEWICZ, W. Selected geomorphic methods applied to neotectonic studies in the northern Carpathians. **Bull. AFEQ**. CNRS, Paris. v. 3, p. 131-136. 1989.

ZUCHIEWICZ, W. Structural control of the Carpatian Valleys. **Geologia**, Krakow, v. 10, n. 3, p. 5-50. 1984.

[...]

The time has gone

The song is over,

Thought I'd something more to say...

[...]

And when, at last, the work is done

Don't sit down

It's time to dig another one

[...]