

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

**CONTRIBUIÇÃO AO RECONHECIMENTO GEOMORFOLÓGICO DAS
FEIÇÕES NAS ADJACÊNCIAS DO RIO PIRATINI DURANTE AS
VARIAÇÕES DO NÍVEL DO MAR DESDE O PLEISTOCENO -
PLANÍCIE COSTEIRA SUL DO RIO GRANDE DO SUL**

Diandro Cunha da Silva

Orientador: Dr. Ricardo Norberto Ayup-Zouain

Comissão examinadora:

Prof. Dr. Elírio Toldo Júnior

Prof. Dr. Eduardo Guimarães Barboza

Prof. Dr. Pedro Walfir Martin e Souza Filho

Dissertação de mestrado apresentada
como requisito parcial para a obtenção do
título de Mestre em Geociências

2006

Silva, Diandro Cunha da

Contribuição ao reconhecimento geomorfológico das feições nas adjacências do Rio Piratini durante as variações do nível do mar desde o Pleistoceno - Planície Costeira Sul do Rio Grande do Sul. / Diandro Cunha da Silva. - Porto Alegre : IGeo/UFRGS, 2006.

[109 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - 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. Geomorfologia. 3. Planície Costeira. 4. Rio Grande do Sul. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun CRB 10/1113

AGRADECIMENTOS

Expresso o meu sincero agradecimento a todos os amigos que me auxiliaram em minha caminhada para a elaboração desta dissertação.

Agradeço a:

À UFRGS (Universidade Federal do Rio Grande do Sul) através do Programa de Pós Graduação em Geociências do Instituto de Geociências.

Ao CECO (Centro de Estudos em Geologia Costeira e Oceânica), onde fui muito bem acolhido pelos colegas técnicos e professores.

Ao CNPq (Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico), pelo auxílio financeiro que fomentou o desenvolvimento desta pesquisa.

Ao meu orientador Dr. Ricardo Norberto Ayup-Zouain pela paciência e sobre tudo pelo discernimento sobre as atividades a serem realizadas.

Aos professores e pesquisadores do CECO, Luiz Tomazelli, Eduardo G. Barboza e Nelson Gruber, pelos constantes auxílios e esclarecimento de dúvidas e pela amizade construída nestes dois anos de convivência.

Aos meus amigos e colegas de pós-graduação do CECO: Lisiane, Luciano, Rodrigo, Taís, Grassi, Milene, e André, pelas palavras de encorajamento e eternas discussões sobre geologia costeira, que contribuíram para a realização deste trabalho.

Aos meus pais, minha avó e a minha família, que muitas vezes mesmo não me entendendo me incentivaram.

RESUMO

A parte compreendida do rio Piratini na Planície Costeira do Rio Grande do Sul esta inserida dentro dos sistemas deposicionais de origem marinha responsáveis pela formação da referida feição geomorfológica.

Através de técnicas de geoprocessamento aplicadas em imagens de satélite Landsat ETM+ e TM e do uso de modelos numéricos do terreno, foram identificadas feições geomorfológicas que compõem a paisagem. Para isto utilizamos técnicas de realce, as que evidenciam as feições e também seus respectivos processos, correlacionando aspectos topográficos, disposição da paisagem e possíveis eventos da variação do nível do mar.

Foram identificadas as seguintes feições: um paleodelta e três (3) zonas significativas de quebra na topografia, os quais correspondem a sistemas de terraços-barreira. Os desnivelamento topográficos ficam localizados nas cotas altimétricas de 18, 7 e 5 m, sendo estes correlacionáveis com os eventos marinhos transgressivos de 400, 120 e 5 ka respectivamente.

O conjunto de informações coletadas e interpretadas auxilia para a confecção de um mapa geomorfológico da área de estudo, ilustrando como a paisagem esta disposta atualmente e quais os possíveis processos que atuaram para a geração de cada feição.

ABSTRACT

Piratini river, on the coastal plain of Rio Grande do Sul, is part of the depositional systems of marine origin which are responsible for the development of the refereed geomorphological feature.

From geoprocessing techniques applied on satellite images Landsat ETM+ and TM and from the use of numerical models of the terrain, were identified geomorphological features that are part of the landscape. In order to accomplish that, distinction techniques were used, which identify the features and also their respective processes, relating topographic aspects, landscape disposition and possible events of sea level oscillations.

The following features were identified: a paleodelta and tree (3) zones of significant break on the topography that correspond to systems of lagoon-barrier systems. The topographic irregularities are located on the altimetric cotes of 18, 7 and 5 meters, which can be related to events of marine transgression of 400, 120 and 5 ka respectively.

The set of collected and interpreted informations favours the confection of a geomorphological map of the study area, showing how the landscape is disposed currently and what are the possible processes that act to generate each feature.

SUMÁRIO

Catologação na Publicação.....	2
LISTA DE FIGURAS	8
LISTA DE TABELAS	12
2. Objetivos	14
2.1 Caracterização da Área	15
2.1.1 Localização e Clima	15
2.1.2 Situação Geológica	16
2.2 Contexto Geomorfológico	20
2.3 Contexto Evolutivo	24
2.3.1 Sistema de Leques Aluviais (SLA).....	24
2.3.2 Barreira-Laguna.....	24
2.4 Hidrografia	27
3.1 Uso de Imagens de Satélite.....	29
3.1.1 Processamento Digital de Imagens.....	29
3.1.2 Georeferenciamento.....	30
3.1.3 Composições de Imagens.....	30
3.1.4 Equalização de <i>Pixel</i>	31
3.2 Elaboração de Planos de Informações	32
3.2.1 Classificação do Sistema Hidrográfico	33
3.2.1.1 Métodos de classificação da drenagem.....	33
3.2.1.2 Rede de Drenagem	35
3.2.1.3 Lagos e Açudes	35
3.2.1.4 Canais	35
3.3 Sistemas Antrópicos	35
3.4 Elementos Geomorfológicos.....	36
3.4.1 Modelo Numérico do Terreno – MNT	36
3.5 Base Geomorfológica	38
3.5.1 Trabalho de Campo.....	40
4.1 Imagens de Satélite	41
4.2.1 Perfis	56
4.3 Aspectos geomorfológicos.....	57

4.3.1 Adequação espacial dos elementos geológicos.....	58
4.4 Dados de Campo.....	65
4.5 Rede de drenagem.....	70
4.5.1 Cursos d'águas naturais.....	70
4.5.2 Lagos e Açudes.....	72
4.5.3 Canais artificiais.....	73
4.5.4 Interrelação da drenagem.....	73
4.6 Classificação das formas de relevo.....	74
4.6.1 Leques aluviais.....	74
4.6.2 Planície de inundação e terraços.....	75
4.6.3 Rio Piratini e Vales Fluviais.....	78
4.6.4 Formação Deltaíca.....	79
4.7 Mapa Geomorfológico.....	88
5. Considerações finais.....	93
6. Referências Bibliográficas.....	96
ANEXO 1.....	102

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Localização geográfica da área de estudo no contexto continental e estadual.....	15
Figura 2 – Província Costeira do Rio Grande do Sul (modificado de Villwock, 1984 <i>apud</i> Barboza, 1999).....	17
Figura 3 – Fisiografia e principais estruturas da Bacia de Pelotas e área continental adjacente. (Modificado de Urien & Martins, 1978, <i>apud</i> Barboza, 1999).	19
Figura 4 – Vegetação ciliar arbórea-arbustiva nas margens do rio Piratini (UTM WGS 84 – 357508 E e 6463432 N).....	22
Figura 5 – Declividade dos leques aluviais. A) Perfil da região dos leques na área de estudo; B) Detalhe de leque com a tipologia deposicional; e C) Exemplo ilustrativo de leque aluvial (Estado do Texas, USA).....	23
Figura 6 - Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul na latitude de Porto Alegre. As barreiras são correlacionadas aos últimos maiores picos da curva isotópica de oxigênio (Tomazelli & Villwock, 2000).....	25
Figura 7 – Curva Isotópica de Oxigênio proposta por Imbrie <i>et al.</i> (1984) e adequada por Vilwock & Tomazelli (1995) para situar os eventos transgressivos I a IV na PCRS.	26
Figura 8 – Conjuntura do sistema de drenagem entre a Lagoa Mirim e Laguna dos Patos através do Canal de São Gonçalo.	28
Figura 9 – Exemplificação do processo de equalização de <i>pixel</i>	32
Figura 10 – Modelo de hierarquização da rede de drenagem de Strahler (1997). 33	
Figura 11 – Padrões de drenagem (modificado de Horward, 1967).....	34
Figura 12 – Margem escarpada do terraço de inundação do rio Piratini (UTM WGS 84 – 359135 E 6459220 N).	39
Figura 13 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 1, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 1 equalizada.....	42
Figura 14 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 1, à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 1 equalizada.....	42
Figura 15 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 2, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 2 equalizada.....	43
Figura 16 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 2, à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 2 equalizada.....	43

Figura 17 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 3, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 3 equalizada.....	44
Figura 18 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 3 à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 3 equalizada.....	44
Figura 19 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 4, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 4 equalizada.....	45
Figura 20 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 4 à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 4 equalizada.....	45
Figura 21 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 5, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 5 equalizada.....	46
Figura 22 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 5, à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 5 equalizada.....	46
Figura 23 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 7, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 7 equalizada.....	47
Figura 24 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 7, à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 7 equalizada.....	47
Figura 25 – À esquerda composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R2G1B, à direita composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R2G1B equalizada.	48
Figura 26 – À esquerda composição Landsat 7 ETM+ bandas 5R4G3B, à direita composição Landsat 7 ETM+ bandas 5R4G3B equalizada.	49
Figura 27 – À esquerda composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R8G2B, à direita composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R2G1B equalizada.	50
Figura 28 – À esquerda composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R8G2B, à direita composição Landsat 7 ETM+ bandas 5R4G3B equalizada.	51
Figura 29 – MNT resolução original.	52
Figura 30 - Perfil comparativo com resolução original (exagero vertical de 46 vezes).....	52
Figura 31 – MNT com filtro de 5 m de resolução de contorno.....	53
Figura 32 – Perfil comparativo com filtro de 5 m de resolução de contorno (exagero vertical de 46 vezes).	54
Figura 33 – MNT com filtro de 2,5 m de resolução de contorno.....	54
Figura 34 – Perfil comparativo com filtro de 2,5 m de resolução de contorno (exagero vertical de 46 vezes).	55
Figura 35 – MNT com filtro de 1 m de resolução de contorno.....	55

Figura 36 – Perfil comparativo com filtro de 5 m de resolução de 1 m contorno (exagero vertical de 46 vezes).	56
Figura 37 – <i>Grid</i> dos perfis realizados.....	57
Figura 38 – Mapa Geológico modificado de CPRM (2000), Carta Perdo-Osório. 60	
Figura 39 - Mapa Geológico modificado de Villwock <i>et al.</i> (1994), carta Pelotas. 63	
Figura 40 – Roteiro de campo com rota per corrida e pontos de paradas.	66
Figura 41 – Afloramento da Formação Graxaim (UTM WGS 84 – 364495 E 6470420 N).....	66
Figura 42 – Planície de inundação do Canal de São Gonçalo (UTM WGS 84 – 365261 E 6469271 N).	67
Figura 43 – Vegetação Arbórea-Arbustiva em zonas de baixadas (UTM WGS 84 – 365166 E 6470132 N).	68
Figura 44 – Depósito fluvial de sedimentos do rio Piratini (UTM WSG 84 – 328258 E 64703409 N).	69
Figura 45 – Falésias associado a Barreira III gerado pela erosão marginal do rio Piratini (UTM WGS 84 – 359326 E 6459411 N).....	69
Figura 46 – Mapa da hierarquia da drenagem segundo Strahler (1997).....	71
Figura 47 – Afloramento de leque aluvial na zona limítrofe da planície de inundação do São Gonçalo (UTM WGS 84 – 365082 E 6469837 N).....	75
Figura 48 – Limite do terraço de inundação marcada pela linha de árvores (UTM WGS 84 – 348253 E 6468327 N).....	76
Figura 49 – Terraço na proximidade da foz do rio Piratini (UTM WGS 84 – 355554 E 6468180 N).	77
Figura 50 – Depósito sedimentar no leito do rio Piratini (UTM WGS 84 – 342949 E 6469467 N).....	78
Figura 51 – Planície inundada pelo São Gonçalo.	80
Figura 52 – Transeções utilizadas para identificar as zonas de quebras.	81
Figura 53 – Perfil A (exagero vertical de 150 vezes).....	82
Figura 54 – Ponto 5 do trabalho de campo (UTM WGS 84 – 334714 E 6474557 N).	82
Figura 55 – Ponto 2 do trabalho de campo (UTM WSG 84 – 365879 E 6467620 N).	83
Figura 56 – Perfil B (exagero vertical de 175 vezes).....	83

Figura 57 – Ponto 4 do trabalho de campo (UTM WGS 84 – 347548 E 6468467 N).	84
Figura 58 – Ponto 3 do trabalho de campo (UTM WGS 84 – 357159 E 6463525 N).	84
Figura 59 – Perfil C (exagero vertical de 90 vezes).....	85
Figura 60 – Ponto 6 do trabalho de campo (UTM WSG 84 – 362676 E 6456238 N).	85
Figura 61 – Ponto 7 do trabalho de Campo (UTM WGS 84 – 364172 E 6455750 N).	85
Figura 62 – Perfil D com destaque para zona de quebra de 18 m (exagero vertical de 60 vezes).....	86
Figura 63 – Perfil D com destaque para rampa entre 15 e 11 m (exagero vertical de 60 vezes).....	87
Figura 64 – Perfil D com destaque para zona de quebra de 7 m (exagero vertical 60 de vezes).....	87
Figura 65 – Perfil D com destaque para zona de quebra de 5 m (exagero vertical 60 de vezes).....	88
Figura 66 – Perfil com indicação das possíveis idades de formação (exagero vertical de 60 vezes).	88
Figura 67 – Mapa Geomorfológico.....	90

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Resolução Espectral e Espacial das Bandas das Imagens Landsat 7 ETM+.....	31
Tabela 2 – Padrões de drenagem e sua correlação litológica (modificado de Horward, 1976).....	34
Tabela 3 – Número de cursos d'água segundo a hierarquia de Stralher.	72

1. Introdução

A planície costeira do Rio Grande Sul vem sendo ocupada desde o início da colonização do Brasil, nestes 500 anos de ocupação a população teve um crescimento massivo. As necessidades básicas para ser habitar foram cada vez mais exploradas; o atual nível que se encontra houve a necessidade de conhecer mais sobre como este espaço.

A partir do século XX vários pesquisadores começaram a desenvolver estudos na Planície Costeira a fim de melhor entendê-la. Como pioneiros podemos considerar os trabalhos de Backeuser (1918 *apud* Villwock e Tomazelli, 1995) e Rambo (1942). Estes primeiros ensaios foram os pontos de partida para trabalhos posteriores. Com a criação da Escola de Geologia da Universidade Federal do Sul a Planície Costeira, a mesma tornou-se palco de uma série de pesquisas. Delaney (1965) foi um dos precursores desenvolvendo trabalhos para melhor compreender a formação da planície costeira do Estado. A partir da década de 80, do século passado, Villwock (1977) e posteriormente Tomazelli (1990), dedicaram seus esforços para descrever os processos de formação e evolução da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, além dos citados trabalhos podemos destacar também Villwock (1984 e 1994), Tomazelli (1985), Dillenburg (1988), Villwock & Tomazelli (1989, 1995 e 1998), Tomazelli & Villwock (1991 e 200), Barboza (1999) Ayup *et al.* (2003).

O conjunto da obra dos referidos pesquisadores e seus colaboradores, entre outros, identificaram e evidenciaram um sistema seqüencial evolutivo complexo. Consagrado na literatura com sistema Laguna/Barreira, diversos trabalhos foram realizados na Planície Costeira do Rio Grande do Sul a fim de contribuir na caracterização evolutiva.

A geologia aplicada à Planície Costeira nos apresentou um quadro evolutivo seqüencial, de fases formacionais, ligado às variações climáticas globais.

Esta dissertação visa contribuir com o melhor entendimento da geomorfologia costeira para a região do rio Piratini, na Planície Costeira Sul-Rio-Grandense, evidenciando aspectos evolutivos ligados à disposição e modelado moderno das formas de relevo.

2. Objetivos

O presente trabalho tem como objetivo a identificação geomorfológica das feições indicadoras resultantes dos eventos da variação do nível do mar durante o Pleistoceno, nas adjacências do rio Piratini na parte compreendida dentro da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Para obtenção deste tipo de informação foram organizados os seguintes parâmetros:

- Compartimentação geológica;
- Unidades geomorfológicas;
- Sistema hidrográfico;
- Topografia.

A partir dos parâmetros mencionados serão gerados subprodutos que auxiliaram na caracterização geomorfológica, entre os quais destacamos:

- Adequação espacial da base geológica;
- Mapa hierárquico da rede de drenagem;
- Modelos Numéricos do Terreno;
- Perfis longitudinais e latitudinais.

Esta dissertação visa contribuir para uma melhor compreensão de como o espaço se desenvolveu na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), colaborando no discernimento da construção das feições e seu equilíbrio dinamizador do relevo e o clima, num sistema muito recente geologicamente como a PCRS, auxiliando para o melhor entendimento das possíveis mudanças que poderão ocorrer.

A geomorfologia é uma resposta direta de aspectos geológicos e climáticos, a partir da investigação do conjunto agentes modificadores e construtivos da geomorfologia, podemos além de estabelecer processos evolutivos, determinar usos adequados para cada área.

2.1 Caracterização da Área

2.1.1 Localização e Clima

A área de estudo está situada na porção sudoeste do Estado do Rio Grande do Sul, abrangendo a Planície Costeira do Rio Grande do Sul, limitada a oeste pelo Escudo cristalino Sul-Rio-Grandense e ao leste o Canal de São Gonçalo. A localização geográfica da área de estudo é $31^{\circ} 45'$ a $32^{\circ} 5'$ S, e, $52^{\circ} 22'$ a 53° W, (Figura 1). As principais vias de acesso terrestre são a BR-116, RS-704, RS-706, sendo possível também o acesso fluvio-lacustre pelo Canal de São Gonçalo.



Figura 1 – Localização geográfica da área de estudo no contexto continental e estadual.

Segundo Nimer (1977) a Planície Costeira do Rio Grande do Sul apresenta clima mesotérmico brando, superúmido, sem estações secas. A temperatura média anual oscila entre 16 a 22°C. A média do mês mais quente é de 16 a 20°C e no mês mais frio de 10 a 15°C, com a presença de geadas. Pluviometria anual é de 1.000 a 1.500 mm.

O Rio Grande do Sul está localizado dentro da faixa climática temperada, possuindo quatro estações bem definidas. Encontra-se sobre influencia de massas de ar fria e quente que se encontram no estado. As massas frias que atingem o estado são formadas no continente Antártico, denominado na literatura como Anticiclone Móvel Polar – AMP (Hasenack & Ferraro, 1989).

As estações de maior frequência de chegadas de frentes deste anticiclone no estado são outono e inverno. O avanço do AMP sobre o RS é responsável pela precipitação do tipo frontal e também ocasionam a queda de temperatura. As formações das massas de ar quente no Atlântico, contribuem para a formação do Anticiclone do Atlântico Sul, que atuam com maior expressão na primavera e verão (Hasenack & Ferraro, 1989). Esta massa de ar quando se encontra atuante no estado, geralmente, é sinônimo de bom tempo com ventos fracos do quadrante NE.

2.1.2 Situação Geológica

Na caracterização do conjunto de elementos presentes e formadores do complexo sistema de laguna-barreira Villwock (1984), designou a expressão “Província Costeira do Rio Grande do Sul” (Figura 2) na caracterização da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS). Para a descrição da referida PCRS, Villwock (1984) levantou e relacionou aspectos estruturais, tectônicos, sedimentares e geomorfológicos da margem continental do Rio Grande do Sul e das áreas adjacentes que possuam alguma influência sobre a mesma.

Dentro da classificação geomorfológica de Província Costeira do Rio Grande do Sul, Villwock (1984) compartimenta a mesma em duas unidades geológicas: o Embasamento e a Bacia de Pelotas – BP.

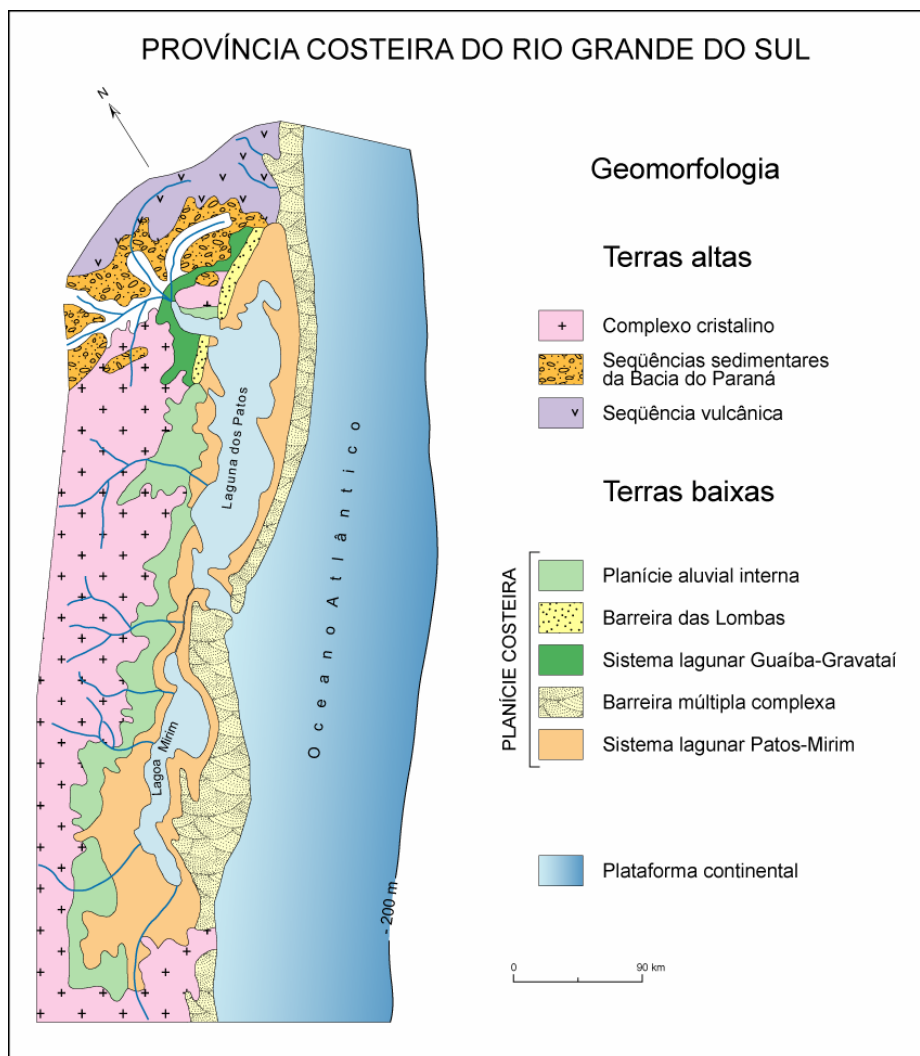


Figura 2 – Província Costeira do Rio Grande do Sul (modificado de Villwock, 1984 *apud* Barboza, 1999).

O embasamento é formado por rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas pertencentes ao Escudo Sul-Rio-Grandense e Uruguaio. Fragozo César (1991) propõe para a margem leste do Escudo uma unidade geotectônica formada no Ciclo Brasileiro denominado Cinturão Dom Feliciano – CDF. Esta formação se desenvolveu na margem leste do Cráton Rio de La Plata, Fragozo César (1991) e Phillip (2000) classificaram a parte leste do CDF como Batólito de Pelotas.

O Batólito de Pelotas, segundo Fragoso César (1991), é um batólito polifásico e multi-intrusivo. Os sedimentos gerados por ele são transportados para a margem oeste da Bacia de pelotas, sendo esta a principal fonte de sedimentos continentais formadores da PCRS.

A evolução tectônica mostra que a partir do Jurássico existe a ruptura do supercontinente de Gondwana. O rift responsável por este fenômeno dividiu o Gondwana em dois segmentos continentais emersos (América do Sul e África). Este evento geológico gerou uma bacia entre os dois novos continentes, Bacia do Atlântico. A porção continental marginal a este evento no que compreende o Rio Grande do Sul, parte de Santa Catarina e Uruguai formou uma sub-bacia marginal, denominada de Bacia de Pelotas – BP.

De acordo com Weeks *apud* Villwock & Tomazelli (1995) a BP é classificada como uma bacia marginal aberta do tipo costeira estável. Klemme (1980) define a BP sendo do tipo V.

Ghignone *apud* Barboza (1999) disserta que os sedimentos de preenchimento da BP tiveram origem no Terciário e no Quaternário. A espessura do pacote de sedimentos na porção rasa da bacia não ultrapassa a espessura de 3.000 m, em porções mais profundas chega a 8.000 m, Fontana (1989) coloca que maior espessura do pacote de sedimentos pode ultrapassar 10.000 m.

Segundo Asmus & Porto (1972) a Bacia de Pelotas é definida como uma bacia marginal subsidente, preenchida por seqüências clásticas continentais e transicionais.

Urien & Martins (1975) compartimentaram a Bacia de Pelotas segundo os sedimentos depositados e suas supostas fontes. Na parte compreendida pelo Rio Grande do Sul (figura 3) Urien e Martins (1975) delimitaram as quebras topográficas na plataforma continental como indicadores deposicionais.

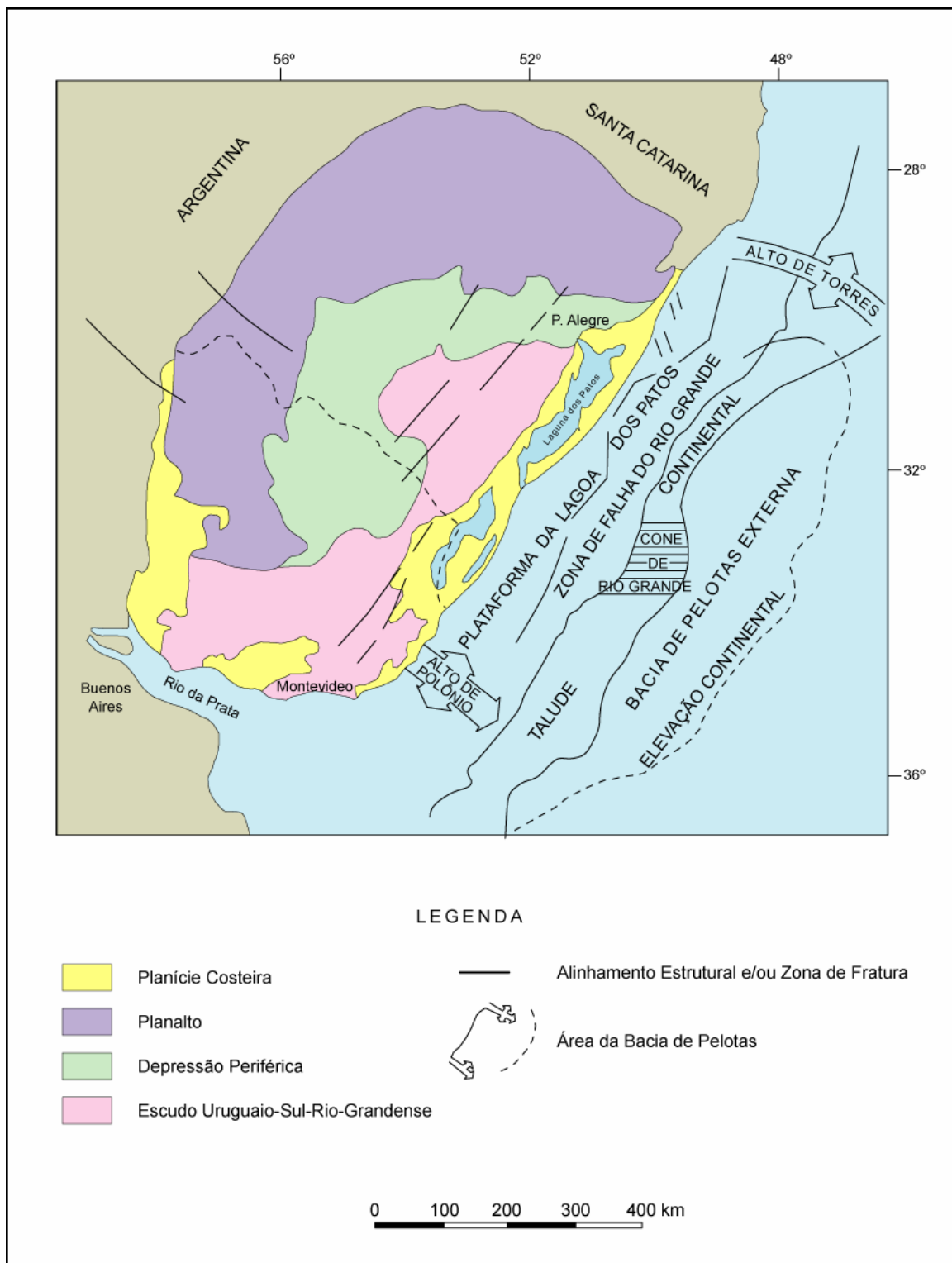


Figura 3 – Fisiografia e principais estruturas da Bacia de Pelotas e área continental adjacente. (Modificado de Urien & Martins, 1978, *apud* Barboza, 1999).

Os sedimentos continentais, na área de estudo, são originários do embasamento, atualmente partes destes sedimentos são visíveis no conjunto de

leques aluviais ancorados no escudo. Ao mesmo tempo a margem oeste da BP, subaérea atualmente, esta preenchida, aflorando sedimentos de origem marinhos quaternários.

Tagliani (2002) caracterizou os possíveis usos para mineração no Município de Rio Grande e adjacências, onde identificou e regionalizou áreas atualmente utilizadas e também quais os principais recursos minerais a serem explorados, ele caracterizou os depósitos sedimentares dos leques aluviais e dos sistemas Laguna/Barreira.

2.2 Contexto Geomorfológico

A geomorfologia tem como base a descrição morfoestrutural onde as feições serão apresentadas como o conjunto resultante da interação da estrutura geológica, relacionada com as condições climáticas em macro escala e a escultura que apresentam as feições com caráter de paisagem e eventualmente os efeitos do acomodamento flexural e ou tectônico mais moderno.

Dentro do contexto morfoestrutural da PCRS, Villwock & Tomazelli (2000) classificam a região em duas unidades geomorfológicas: “Terras Altas” e “Terras Baixas”.

As Terras Altas na área de estudo, esta constituída pelo embasamento do Escudo Sul-Rio-Grandense (ESR), representando um alto topográfico mais acentuado em relação às Terras Baixas.

As Terras Baixas são todos os terrenos sedimentares a leste da margem do ESR e que se estendem até o Oceano Atlântico. A largura máxima é de até 100 km. Ao longo de toda a PCRS a extensão latitudinal atinge 620 km (desde o rio Mampituba ao arroio Chuí).

A subdivisão das Terras Baixas em cinco unidades geomorfológicas (Villwock, 1984), abrange as seguintes porções:

- Planície Aluvial Interna (PAI);
- Barreira das Lombas;
- Sistema Lagunas Guaíba – Gravataí;
- Barreira Múltipla Complexa (BMC), e;
- Sistema Laguna Patos – Mirim (SLPM).

Da compartimentação geomorfológica proposta por Villwock (1984) três feições podem ser mapeadas na área de estudo: a Planície Aluvial Interna, a Barreira Múltipla Complexa e o Sistema Laguna Patos – Mirim.

Levando em consideração a sua gênese e composição dos sedimentos, podemos subdividir as Terras Baixas em dois Grupos: um de origem marinha (BMC e SLPM) e o outro continental, onde predominam os sedimentos terrígenos, Leques Aluviais da Formação Graxaim (PAI).

O SLPM corresponde a um complexo sistema de deposição sedimentar formador da Laguna dos Patos e da Lagoa Mirim ao longo do Quaternário (Villwock & Tomazelli, 2000), este sistema é também responsável pela construção/formação do Canal de São Gonçalo.

A margem leste das Terras Baixas é a zona onde a BMC, foi constituída por dois sistemas de laguna-barreira. Segundo Villwock & Tomazelli (2000) o processo de deposição e acresção sedimentar do sistema BMC foi responsável pelo fechamento do SLPM (Figura 2).

A abordagem para caracterização da paisagem na área de estudo pode ser classificada a partir de dois macro complexos: um de acumulação e outro de dissecação (Justus *et al.*, 1986).

A área de dissecação compreende o Escudo Sul-Rio-Grandense, com vertentes côncavas e convexas com moderado ângulo de inclinação (5 a 18°)

entalhadas por vales rasos de 15 a 150m de profundidade em relação ao divisor de águas; a profundidade dos vales diminuem no sentido leste, cobertos por colúvios de espessura variável que sofreram pedogênese, formando solos Podzólico Vermelho-Amarelo, a vegetação comum a estas áreas são gramíneas e a vegetação arbustiva; nos cursos d'água são encontradas vegetação arbórea-lenhosa em formato de mata ciliar (Figura 4).

A área de acumulação corresponde aos leques aluviais e a Sistema Lagunar I. Os leques aluviais possuem terrenos de baixíssima declividade (2 a 4° - Figura 5), atualmente esta associada à movimentação de massas e a erosão localizada do terreno (com surgimento de ravinas e de voçorocas).



Figura 4 – Vegetação ciliar arbórea-arbustiva nas margens do rio Piratini (UTM WGS 84 – 357508 E e 6463432 N).

A variação granulométrica de sedimentos é de cascalho até matérias finos comumente associados no mesmo pacote, oriundos do Escudo, atualmente cobertos por Planossolos com poucos focos de matas nativas do tipo pioneira, sendo utilizado para práticas agrícolas (RADAMBRASIL V.33 – 1986).

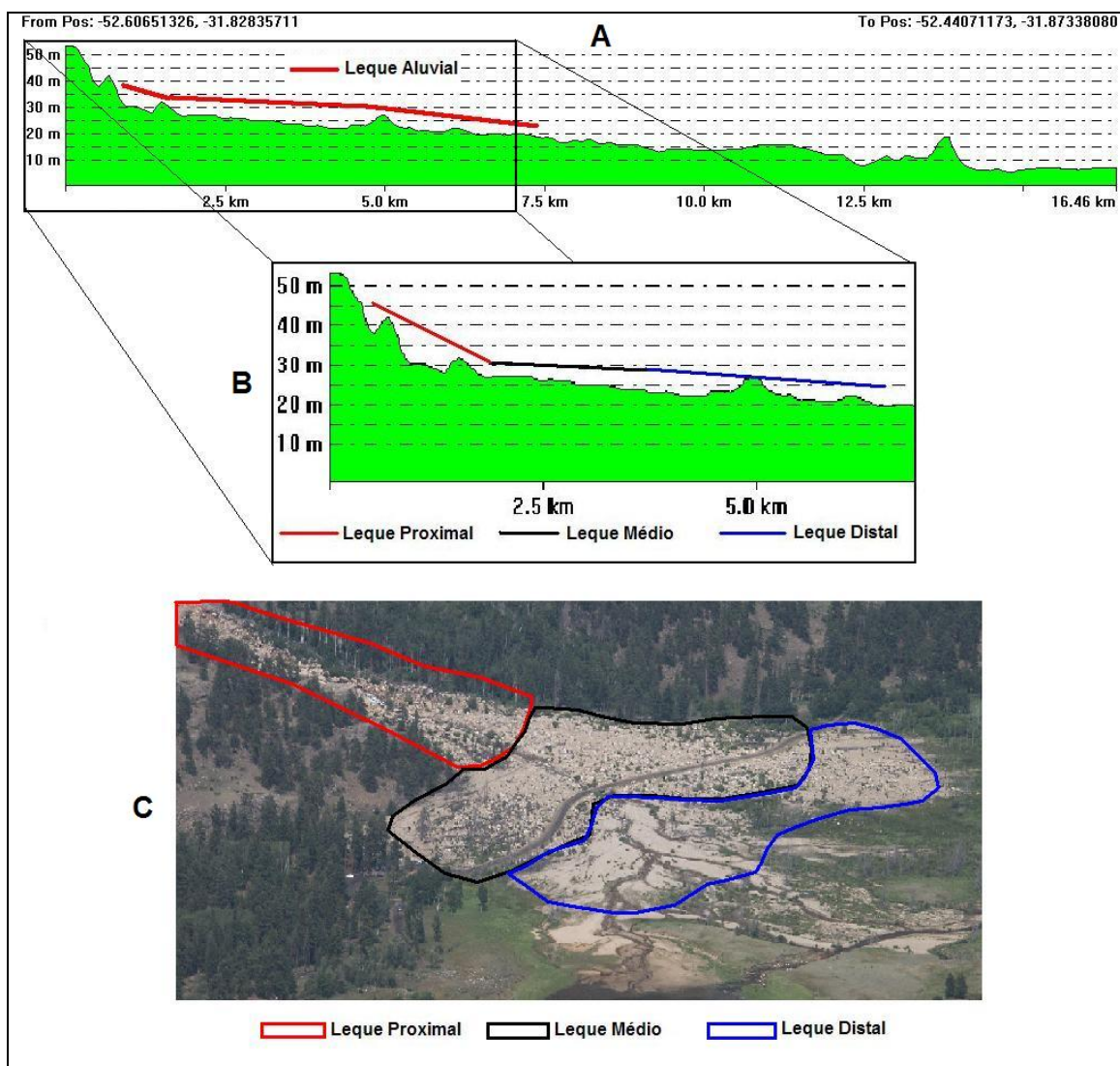


Figura 5 – Declividade dos leques aluviais. A) Perfil da região dos leques na área de estudo; B) Detalhe de leque com a tipologia deposicional; e C) Exemplo ilustrativo de leque aluvial (Estado do Texas, USA).

O Sistema Lagunar I é basicamente plano, inclinação de 2° em sentido leste, com locais suscetíveis a inundações periódicas. O tipo de solo é característico a áreas inundáveis, denominado de Glei úmico, rico em matéria orgânica, com presença de vegetação pioneira.

2.3 Contexto Evolutivo

O processo evolutivo da PCRS em nosso setor de estudo permite destacar dois conjuntos geológico-geomorfológicos: o Sistema de Leques Aluviais e o complexo Sistema Laguna-Barreira.

2.3.1 Sistema de Leques Aluviais (SLA)

Os leques aluviais são faces sedimentares associados a transporte sedimentar oriundos das Terras Altas (na região proximal do Escudo blocos livres e fluxos de detritos; talus e coluviões – no setor distal meio aquoso; aluvião), com formação indistinta de leques, encontrados geralmente em formas de rampa (Villwock & Tomazelli, 2000).

Os processos formadores do SLA foram mais intensos nos períodos Terciário e Quaternário, a fonte sedimentar deste sistema foi, e ainda é, o Batólito de Pelotas. Como consequência da fonte de sedimentos os leques apresentam imaturidade textural e mineralógica. O SLA foi retrabalhado pelas Variações do Nível Médio do Mar – VNMM durante sua oscilação ao longo do Quaternário e soterrado na sua parte distal pela construção do sistema laguna-barreira como citado por Villwock & Tomazelli, 2000 (Figura 6).

2.3.2 Barreira-Laguna

A PCRS foi formada, basicamente, nos últimos 400 ka (Villwock & Tomazelli, 2000), a sua origem esta vinculada as variações climáticas dos picos interglaciais (Figura 7), sendo diretamente relacionado aos máximos transgressivos do nível médio do mar presentes na “Curva Isotópica de Oxigênio – CIO” (Imbrie *et al.*, 1984). Quatro picos interglaciais registrados no Rio Grande do Sul são identificados na PCRS, cada um deles representa dentro do modelo

esquemático de Villwock & Tomazelli (1995), um sistema deposicional laguna-barreira.

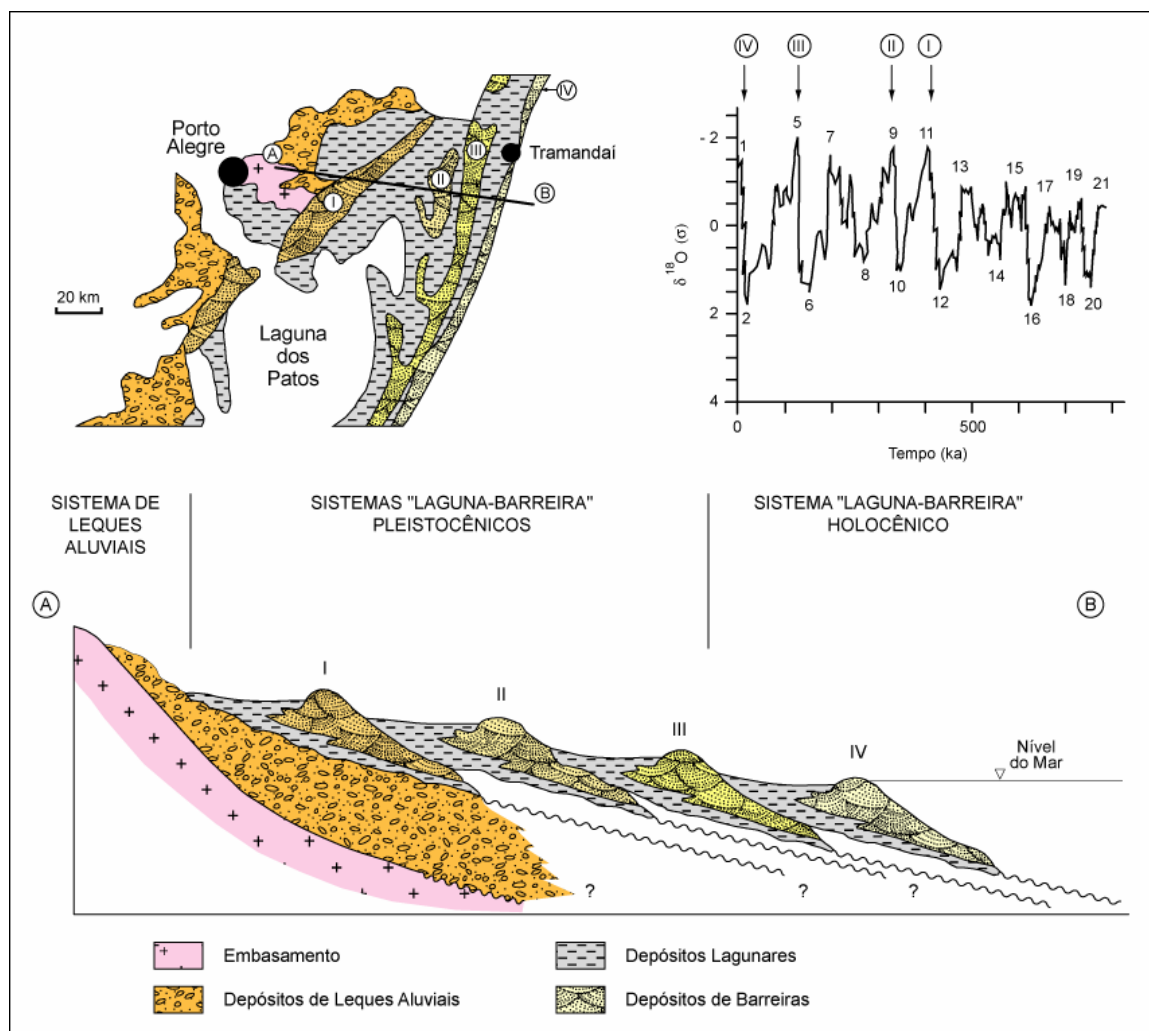


Figura 6 - Perfil esquemático transversal aos sistemas deposicionais da Planície Costeira do Rio Grande do Sul na latitude de Porto Alegre. As barreiras são correlacionadas aos últimos maiores picos da curva isotópica de oxigênio (Tomazelli & Villwock, 2000).

Villwock & Tomazelli (1995) atribuem à formação dos quatro sistemas de laguna-barreira a períodos transgressivos da linha de costa. Onde cada sistema é a resposta da VNMM em períodos de elevação do mesmo.

Dentro deste sistema proposto por Villwock & Tomazelli (1995) foram identificados os picos de 400, 325, 120 e 10 ka. Ao longo do Quaternário

toda a costa do Rio Grande do Sul sofreu significativas transformações até a atingir a atual conformação.

O primeiro sistema, denominado como Barreira I, geralmente cobre e também interdiga o sistema de leques aluviais na região do Escudo. O sistema corresponde na **CIO** com o máximo transgressivo de 400 Ka. Topograficamente este é o sistema de maior altitude.

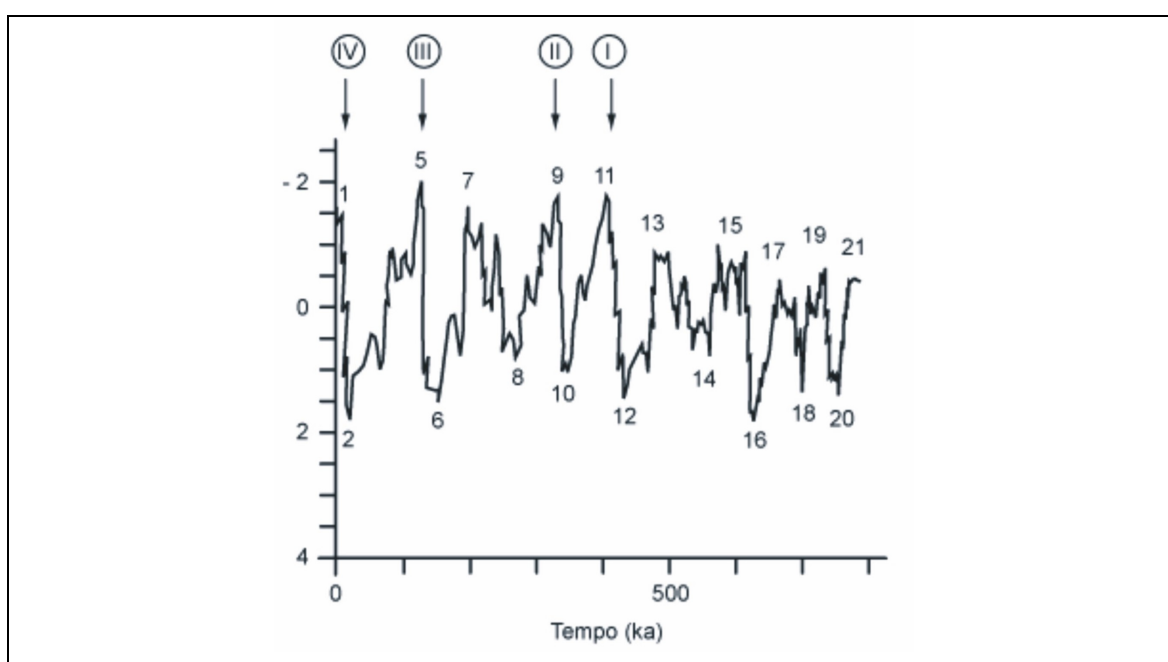


Figura 7 – Curva Isotópica de Oxigênio proposta por Imbrie *et al.* (1984) e adequada por Vilwock & Tomazelli (1995) para situar os eventos transgressivos I a IV na PCRS.

O Sistema Laguna-Barreira II – SLB II, foi o segundo evento deposicional de origem marinho na PCRS, gerado pela variação do nível médio do mar durante o Pleistoceno no Rio Grande do Sul, com idade aproximada de 325 ka. O SLB II é o estágio inicial evolutivo do Sistema de Barreiras Múltiplas Complexas, sendo também responsável pelo primeiro estágio de isolamento de um corpo lagunar, o qual evolui para a geração do SLPM.

O Sistema Laguna-Barreira III é encontrado ao longo de toda PCRS, correspondendo ao máximo transgressivo de 125 ka. Este evento teve forte

expressão no SLPM, isolando o acesso da Lagoa Mirim ao mar e dando origem ao SLPM. Este isolamento fez que a Lagoa Mirim deixasse de ter um regime hídrico lagunar para um regime lacustre. Esta mudança reconfigurou de um modo geral todas as áreas geomorfológicas vinculadas com os sistemas de drenagem e transporte da carga fluvial recebido. O corpo lagunar construído, o qual geralmente apresentava feições decorrentes do retrabalhamento dos detritos supridos pela influência da hidrodinâmica marinha, passa a dinamizar e distribuir a carga recebida num ambiente lacustre lântico com baixo poder de transporte sedimentar.

O Sistema Laguna-Barreira IV durante o Holoceno, no último máximo transgressivo de 5 ka, corresponde ao sistema de contato da PCRS com o Oceano Atlântico. Ele contorna toda a costa do Rio Grande do Sul. Comumente são encontrados campos de dunas eólicas ao longo do litoral, com largura média entre 2 e 8 km. A zona de retrobarreira é marcada pela presença de “lagoas” costeiras, no Litoral Sul a mais expressiva é a Lagoa Mangueira, a Lagoa do Peixe no Litoral Médio, e o “rosário” de lagoas no Litoral Norte. Estas lagoas são os produtos do colmatação das lagunas do sistema de laguna/barreira, fragmentando/gerando seguimentos de pequenos corpos lacustres.

Dentro da caracterização dos processos formacionais dos corpos lacustres na PCRS podemos destacar o trabalho de Ayup *et al.* (2003) realizado no Banhado do Taim. A partir de evidências geomorfológicas identificadas com o ferramental do geoprocessamento, Ayup *et al.* (2003) expõem o processo de preenchimento de um paleo-canal Pleistocênico entre a Lagoa Mirim e o Oceano Atlântico, onde atualmente esta situada o banhado.

2.4 Hidrografia

A área de estudo possui um complexo sistema hidrográfico, envolvendo rios, lagos, açudes e canais artificiais para irrigação.

O rio Piratini é o principal curso de drenagem desta região, seus afluentes a jusante nascem no embasamento e no seu curso médio no sistema de leques aluviais. O rio Piratini percorre parte do embasamento, corta os Leques Aluviais e os Sistemas Depositionais Lagunares, desaguando no Canal de São Gonçalo. O seu curso começa encaixado por falhas e fraturas no Escudo e acaba como um sistema meandrante na PCRS.

O complexo Patos-Mirim recebe toda a descarga fluvial dos rios que deságuam a leste do Escudo Sul-Rio-Grandense. A Lagoa Mirim é um corpo d'água doce que possui apenas o Canal de São Gonçalo como canal de escoamento, já a Laguna dos Patos é um corpo d'aguá doce a estuarina que deságua no mar via o Canal de Rio Grande. O Canal de São Gonçalo é interpretado como um canal interlagunar, tendo alta expressão no escoamento, sendo ele o responsável pela comunicação direta da Laguna dos Patos com a Lagoa Mirim (Figura 8).

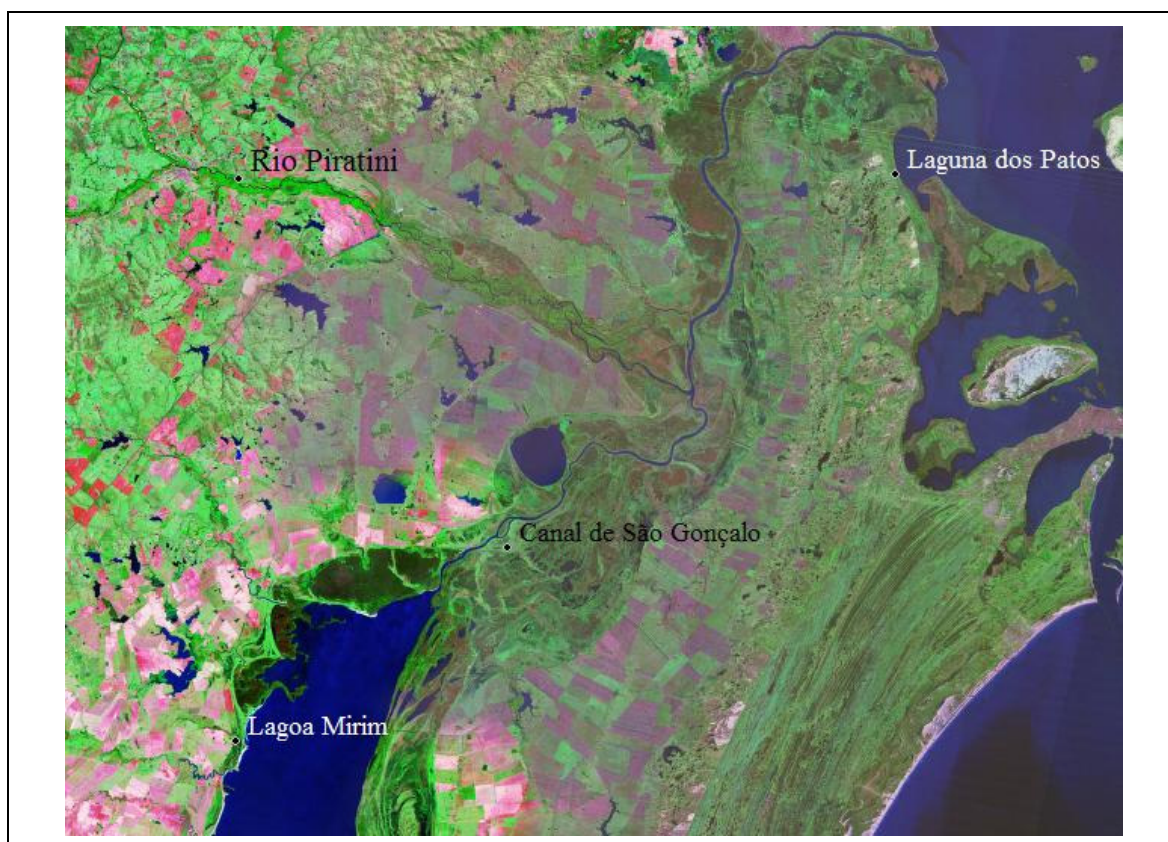


Figura 8 – Conjuntura do sistema de drenagem entre a Lagoa Mirim e Laguna dos Patos através do Canal de São Gonçalo.

3. Metodologia

Para elaboração do trabalho foram utilizadas técnicas de geoprocessamento aplicadas à geomorfologia. As técnicas empregadas foram retiradas dos tutoriais e manuais dos seus respectivos softwares, algumas delas não são mencionadas pelos desenvolvedores dos softwares. Os *n* processos realizados serão detalhados na continuação deste capítulo.

3.1 Uso de Imagens de Satélite

As bases digitais utilizadas foram basicamente três: Imagens do satélite LANDSAT5-TM de julho de 1987 e novembro de 1988, imagens LANDSAT 7-ETM+ de abril de 2001 e Modelo Numérico do Terreno (MNT).

As imagens de satélite foram obtidas do banco de dados digitais da University of Maryland – Maryland/USA – Earth Science Data Interface (ESDI) (<http://glcfapp.umiacs.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>).

As imagens são para consulta e de fornecimento gratuito na web via link FTP. Entre os produtos oferecidos foram utilizadas as imagens Landsat TM e ETM+ por apresentarem a maior representatividade de informações para o trabalho, onde estas passaram por processos digitais para qualificação de alvos.

3.1.1 Processamento Digital de Imagens

As imagens foram submetidas a processos estatísticos computacionais a fim de refinamento de dados pertinentes as informações desejadas para identificação de alvos.

3.1.2 Georeferenciamento

O sistema de projeção geográfica utilizado para este trabalho é o sistema UTM, a partir do geóide base WGS84. A área de estudo por estar situada na latitude 31° S e na longitude 53° W, conseqüentemente foi posicionada nas Zonas UTM - 22S ou -22, segundo a classificação Geodésica Internacional e arbitrada para o padrão cartográfico do IBGE.

As imagens de satélite utilizadas são disponibilizadas em formato GeoTiff. Este formato tem a capacidade de oferecer maior volume de dados que os formato Tiff simples, que possui apenas valores de 8 bits por *pixel*. O GeoTiff pode possuir *n* dados complementares para os *pixels* ou/e para imagens. Em relação às imagens obtidas elas todas continham o sistema de projeção e estavam georeferenciadas.

Mesmo as imagens obtidas estando georeferenciadas, elas foram submetidas ao processo de aferição manual nos *softwares* Envi 4.0 e GlobalMapper.

3.1.3 Composições de Imagens

Para melhor visualização e identificação dos alvos nas imagens da satélite LANDSAT7 ETM+ foram realizados vários testes a fim de obter as composições mais expressivas da área de estudo.

As composições primeiramente supostas para realização do trabalho consistia em combinações das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7. Salientando que a resolução espacial das referidas bandas são de 28 m/*pixel*.

Em um segundo momento optou-se pela composição das bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 e 8. Para realizar a composição com a banda 8 foi necessária a "Equalização de *Pixel*" da resolução espacial das bandas.

3.1.4 Equalização de *Pixel*

As imagens LANDSAT7 ETM+ possuem 9 bandas espectrais distintas e 3 resoluções espaciais diferentes (Tabela 1).

Com a finalidade de refinamento de dados optou-se pela equalização da resolução espacial das bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 com base na resolução espacial da banda 8. O processo de equalização faz que bandas de resolução espacial diferentes fiquem com a mesma resolução de uma banda base. As primeiras 6 bandas mencionadas possuem uma resolução espacial inferior à da banda 8. Visando estabelecer a melhor qualidade nas composições, as bandas com maior resolução serão submetidas a uma rotina computacional estatística, obtendo maior detalhamento da área estudada. Este processo redimensionará e fracionará os *pixels* de uma imagem com base em outra imagem de resolução espacial diferente.

Com este processo possibilita fazer composições das bandas espectrais equalizadas com a banda 8, obtendo melhor qualificação dos alvos.

Tabela 1 - Resolução Espectral e Espacial das Bandas das Imagens Landsat 7 ETM+

Banda	Resolução Espectral (μm)	Resolução Espacial (m/pixel)
1	.450–.515	30
2	.525–.605	30
3	.630–.690	30
4	.775–.900	30
5	1.550–1.750	30
6L	10.40–12.50	60
6H	10.40–12.50	60
7	2.090–2.35	30
8	.520–.900	15

Como já mencionamos a escolha da banda 8 no processo de equalização como base para as demais bandas espectrais, foi realizada em virtude da resolução espacial da banda 8 de 15 m/*pixel*. Para realizar a equalização de *pixel* foi utilizada a rotina “Gram-Schmidt Spectral Sharpening” do RSI ENVI v. 4. Após aplicado o processo de equalização todas as bandas

submetidas a este processo ficaram com a mesma resolução espacial da banda 8 (Figura 9).

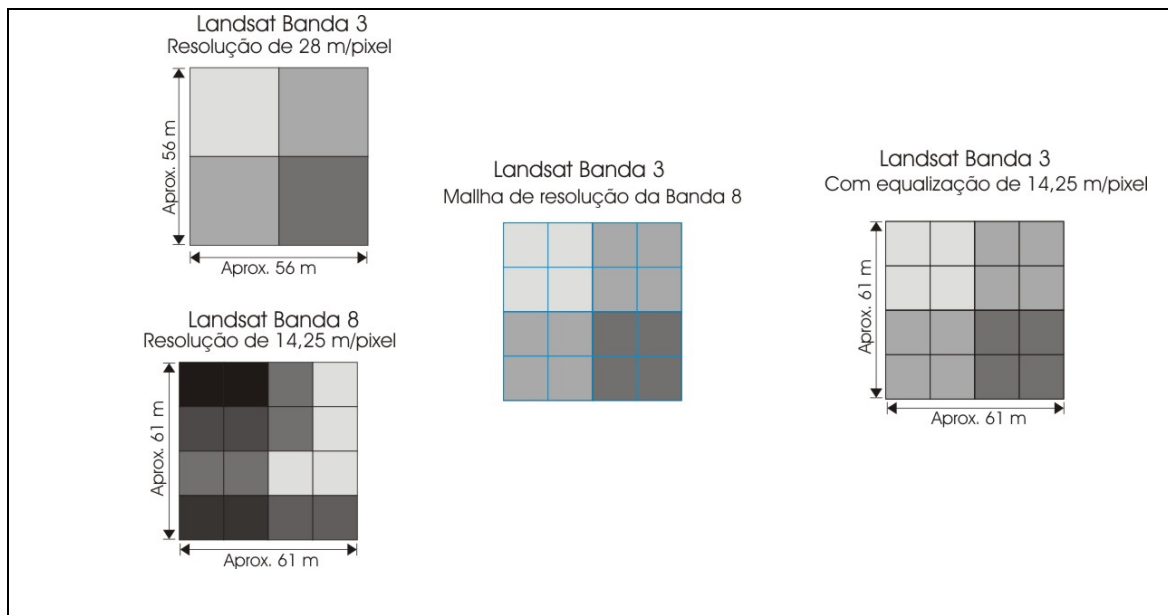


Figura 9 – Exemplificação do processo de equalização de *pixel*.

3.2 Elaboração de Planos de Informações

Para Criação dos Planos de Informações – PI foram levados em consideração os aspectos formadores e processuais geomorfológicos.

As variáveis relevantes para a confecção do trabalho, visam dar subsídio informacional descritivo e hierárquico dos componentes responsáveis para descrição e formação da paisagem atual, buscando também uma reconstrução pretérita da área de estudo, a fim de estabelecer o processo evolutivo sofrido dentro de uma escala temporal.

A partir da identificação digital de alvos nas imagens de satélite Landsat ETM+, foram gerados PI individualizados e classificados segundo a sua hierarquia ou organização espacial.

Considerando estas identidades foram estabelecidos os critérios para criação dos PI. Os parâmetros de criação de cada um dos PI serão discutidos/apresentados respectivamente no decorrer deste capítulo em subitens distintos.

3.2.1 Classificação do Sistema Hidrográfico

3.2.1.1 Métodos de classificação da drenagem

Para classificar a complexidade da hierarquização do sistema de drenagem na modelagem dos sistemas aluviais é utilizado o modelo de Strahler (1997), onde, todos os tributários iniciais são de primeira ordem. Segundo os critérios definidos pelo referido autor, quando dois rios de mesma ordem se encontram, é acrescida mais uma categoria a partir do ponto de encontro, quando rios de ordem diferentes se encontram prevalece o valor daquele de maior ordem como ilustrado na Figura 10.

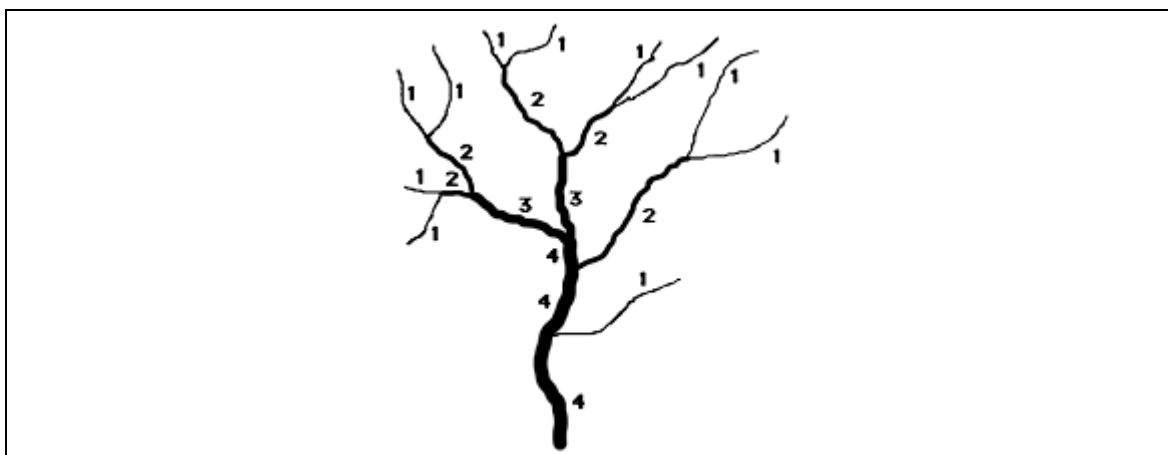


Figura 10 – Modelo de hierarquização da rede de drenagem de Strahler (1997).

Trabalhos elaborados posteriormente exploraram o conjunto da drenagem a partir da geometria dos canais. Esta classificação do padrão de drenagem correlaciona aspectos geológicos com o desenvolvimento da rede de drenagem. Howard *apud* Lima (1995) apresenta um modelo, o qual é consagrado na literatura para a determinação do padrão de drenagem. No referido modelo

foram determinados oito padrões vinculados à compartimentação geológica (Tabela 2 e Figura 11).

Tabela 2 – Padrões de drenagem e sua correlação litológica (modificado de Horward, 1967).

PADRÃO DE DRENAGEM	LITOLOGIA OU COMPARTIMENTAÇÃO GEOLOGICA
Dendrítico	rochas sedimentares ou ígneas
Paralelo	rochas metamórficas associadas a caimento do terreno
Treliça	dobras , fraturas e cordões sedimentares
Retangular	falhas e fraturas em terrenos metasedimentares e vulcanosedimentares
Radial	vulcões e estruturas circulares
Anelar	domos, cones vulcânicos e algumas bacias endorréicas
Multibasinal	depressões e/ou origem glacial
Contorcido	rochas metamórficas dobradas

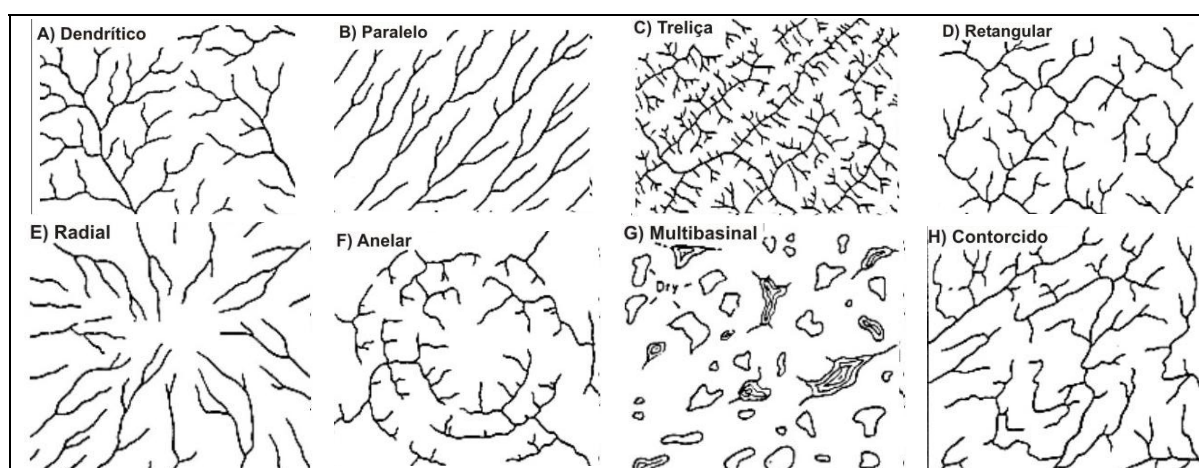


Figura 11 – Padrões de drenagem (modificado de Horward, 1967).

O conjunto hidrográfico da área de estudo foi subdividido em três categorias: Rede de Drenagem, abrangendo todos os curso d'água naturais; Canais Artificiais; e Lagos, contendo as lagoas e açudes.

3.2.1.2 Rede de Drenagem

Para digitalização da rede drenagem foi levada em consideração a hierarquia da drenagem (Stralher, 1997). Também será aplicada a classificação segundo o tipo ou padrão da drenagem a partir do arranjo espacial dos cursos d'água pelo método de Howard, 1967, determinando o padrão do conjunto da drenagem. Esta classificação dará subsídios para a caracterização estrutural e geomorfológica da área de estudo.

A partir destas informações foram gerados dois Pis: um contendo a Hierarquia da Drenagem e outro com o conjunto da drenagem, subdividindo os padrões encontrados.

3.2.1.3 Lagos e Açudes

Este PI apresenta todos os corpos d'água da área de ambientes lênticos, indiferentemente da sua origem natural ou antrópica os corpos d'água foram classificados como lagos. As naturezas de suas formações serão apresentadas e discutidas no decorrer do trabalho.

3.2.1.4 Canais

Representa todos os cursos d'água antropicamente construídos e retelinizados com destino final nas lavouras irrigadas.

3.3 Sistemas Antrópicos

Todos os PI classificados como "Sistema Antrópicos" foram gerados a partir de identificação de padrões geométricos e de comportamento espectral relacionados às construções representativas e visíveis na imagem de satélite.

Assim serão gerados os PI que contem informações sobre: Rede Viária; Acessos; Via Férrea; e Mancha Urbana.

- Rede Viária – Serão digitalizadas todas as vias rodoviárias pavimentadas e secundárias não-pavimentadas no âmbito estadual (RS), federal (BR) e local que tenham caráter de vias de acessos aos núcleos urbanos.
- Acesso – Os acessos representam vias de acessos nas áreas agrícolas, sendo estas todas interpretadas como não pavimentadas.
- Via Férrea – Ferrovia.
- Mancha Urbana – Representam os núcleos urbanos visíveis na imagem, não sendo inserido de outras fontes os núcleos urbanos não representativos nas imagens Landsat 7 ETM+.

3.4 Elementos Geomorfológicos

Os PIs foram gerados a partir de características de rugosidade, textura e topografia representativa em 2-D, cruzada com o Modelo Numérico do Terreno. Os elementos identificados serão apresentados no decorrer do trabalho.

3.4.1 Modelo Numérico do Terreno – MNT

O Modelo Numérico do Terreno foi obtido a partir da base de dados on-line do projeto Shuttle Radar Topography Mission – SRTM, vinculado a National Aeronautics and Space Administration – NASA e National Geospatial-Intelligence Agency – NGA (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).

O SRTM disponibiliza recortes de um grau tanto para latitude quanto para longitude. Foram necessários quatro recortes para abranger a área de estudo. Os dados estão em coordenadas UTM WGS-84, com leitura de elevação no software “Global Mapper v.6.05” – GM, de um metro entre pontos, identificando também alturas abaixo da coluna d’água.

Para obter um recorte da área de interesse foram utilizadas rotinas do GM, possibilitando através de processos matemáticos/estatísticos a determinação de um polígono retangular com a elevação desejada.

Foram criados três recortes da área de estudo com elevações distintas, possibilitando a visualização do terreno em diferentes escalas geomorfológicas. As escalas de elevação adotadas foram de 5, 2,5 e 1 m.

Utilizando o software GM foram necessárias duas rotinas para obtenção dos MNT da área de estudo. A opção de utilizar o GM para criação do MNT foi devido a sua boa resposta de criação de novos recortes MNT a partir de MNTs pré-existentes e também pela versatilidade, apesar de levar em tempo relativamente longo para a criação, de trinta minutos a duas horas.

A primeira rotina a ser rodada é “Generation of Contours”, ela criará um conjunto de curvas de nível em modelo 2-D, sendo necessária a determinação da escala de elevação entre as curvas de nível. A escala aplicada nesta rotina determinará a escala para o modelo 3-D.

A segunda rotina aplicada, “Create Elevation Grid from 3-D Vector Data”, utiliza o modelo 2-D gerado na primeira rotina cruzando com a base MNT pré-existente. O produto gerado é um *grid* no ambiente GM com valores de elevação (X, Y e Z) possibilitando a visualização e análises em 3-D.

Estes processos geram um novo MNT no formato GM que pode ser exportado em diversos formatos de arquivos 3-D de softwares de geoprocessamento ou de engenharia.

3.4.2 Perfis

Ao longo da área de estudo foram feitas transeções longitudinais e latitudinais com elevação do terreno da base digital retrabalhada no GM. Os perfis traçados obedeceram a uma malha regular para toda área de estudo.

As linhas das transeções foram criadas no *software* ArcMap, com uma distância regular de aproximadamente três quilômetros longitudinal e latitudinal para caracterização de toda a área de estudo, e, nas áreas de maior interesse as transeções serão pontuais.

Os perfis foram rodados no GM com a ferramenta “3-D Path Profile/Line of Sight Tool”. Os produtos gerados no GM são gráficos em 2-D, com exagero vertical estipulado pelo próprio *software*.

3.5 Base Geomorfológica

Do ponto de vista das principais feições que constituem a variação da paisagem devemos considerar algumas definições e descrições que consideramos importantes a respeito de leques aluviais, terraços e planícies fluviais e marinhas e dos corpos deltaicos.

Friedman & Sanders (1978) definem leques aluviais como depósitos sedimentares em formato de cone, oriundos de movimentação de massa em uma encosta e depositados no sopé.

Os terraços de inundação são geralmente feições fluviais presentes em áreas sedimentares de formação fluvial segundo Christofolletti (1980). O autor define este tipo de feição como antigas planícies de inundação que foram abandonadas, geralmente constituídas por terrenos planos com altimetria superior à planície de inundação. O limite entre a planície de inundação e o terraço geralmente é marcado por uma escarpa (Figura 12).

Também podemos abordar em função da variação de sistemas de drenagem e sua interação, à gênese e à presença de deltas na foz do curso hidrológico em consideração. Esta abordagem é feita geralmente quando um curso d'água possui sua foz em ambientes de retenção de energia do rio. Nas definições de delta, Barrell *apud* Collinson (1986) estabelece que a formação deltaica é um depósito, parcialmente subaéreo, construído por um rio dentro ou contrário a um corpo d'água, o qual produz uma progradação irregular na linha de praia controlada por um rio.



Figura 12 – Margem escarpada do terraço de inundação do rio Piratini (UTM WGS 84 – 359135 E 6459220 N).

Bigarella (2003) apresentaram uma definição vinculada á ação de um possível agente formador dos terraços. Segundo o autor os terraços são influenciados como elemento construtivo da paisagem pela variação climática, onde as mudanças no regime hidrológico ajudam para alterar o padrão hídrico, de transporte e deposição sedimentar. Estes elementos afetam a geometria colaborando para a agradação e/ou degradação do canal, isto associado a variações na precipitação e escoamento superficial, o qual conseqüentemente altera o nível de equilíbrio e de base da bacia.

Para identificação de feições geomorfológicas foram utilizados os produtos finais do MNT e do Processamento Digital de Imagens. A partir do tratamento das imagens para a qualificação dos alvos, será possível a visualização e identificação das morfologias do terreno.

O trabalho de Fisher (1969) e posteriormente Galloway (1975), devem ser considerados em virtude da classificação de deltas proposta a partir de três processos que tem o poder de alterarem a geomorfologia dos mesmos: os quais podem ser dominados por ondas, por marés ou por rio(s) (carga e ou suprimento sedimentar).

A classificação geomorfológica se dará com o conjunto de informações orbitais contemplando e incorporando os dados coletados em campo. A metodologia do campo será descrita no capítulo correspondente a “Métodos e Materiais de Dados de Campo”.

3.5.1 Trabalho de Campo

O trabalho de campo consistiu um levantamento dos pontos estratégicos, preestabelecidos pelas análises preliminares do mapeamento. Em cada ponto foram coletados dados com DGPS (*Differential Global Positioning System*) ao longo do roteiro pré-definido. Os dados de DGPS serão utilizados pra verificar confrontar com os dados do MNTs. A coleta de dados de medidas de pontos de DGPS em campo foi executada em dois dias.

4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Imagens de Satélite

Na qualificação dos dados nas imagens de satélite Landsat 7, foram utilizadas as bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 8 para as composições coloridas e as bandas 2, 3, 4 e 8 em escala de cinza.

Em um primeiro momento foram utilizadas imagens em escala de cinza, as quais tiveram um papel fundamental para a determinação da escolha das composições a serem realizadas. Durante o recobrimento do satélite Landsat 7 ETM+, a área de varredura possui informações do imageamento de 9 bandas espectrais. Apenas 7 das 9 bandas possuíram um valor informacional adequado dos alvos desejados para a finalidade desta dissertação, a saber: as bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 e 8.

As bandas espectrais 1, 2, 3, 4, 5 e 7 passaram pelo processo computacional de equalização de resolução espacial. A banda 8 não foi submetida a este processo por ela já possuir a resolução espacial de 15 m, sendo ela o padrão para a equalização das demais bandas.

Para proceder à verificação da provável perda de informação que este processo poderia ocasionar, foram realizadas em todas as imagens testes de correspondência do valor de *pixel* nas imagens antes e após o retrabalhamento e concomitantemente foram comparados os histogramas de distribuição dos *pixels* (Figuras 13 a 24).

Como pode ser visto nos histogramas a única constatação obtida de alteração das imagens foi a do fracionamento de *pixel*, o qual já é um resultado esperado. Este processo foi utilizado para possibilitar e constatar a eficiência da composição de imagens com a banda 8.

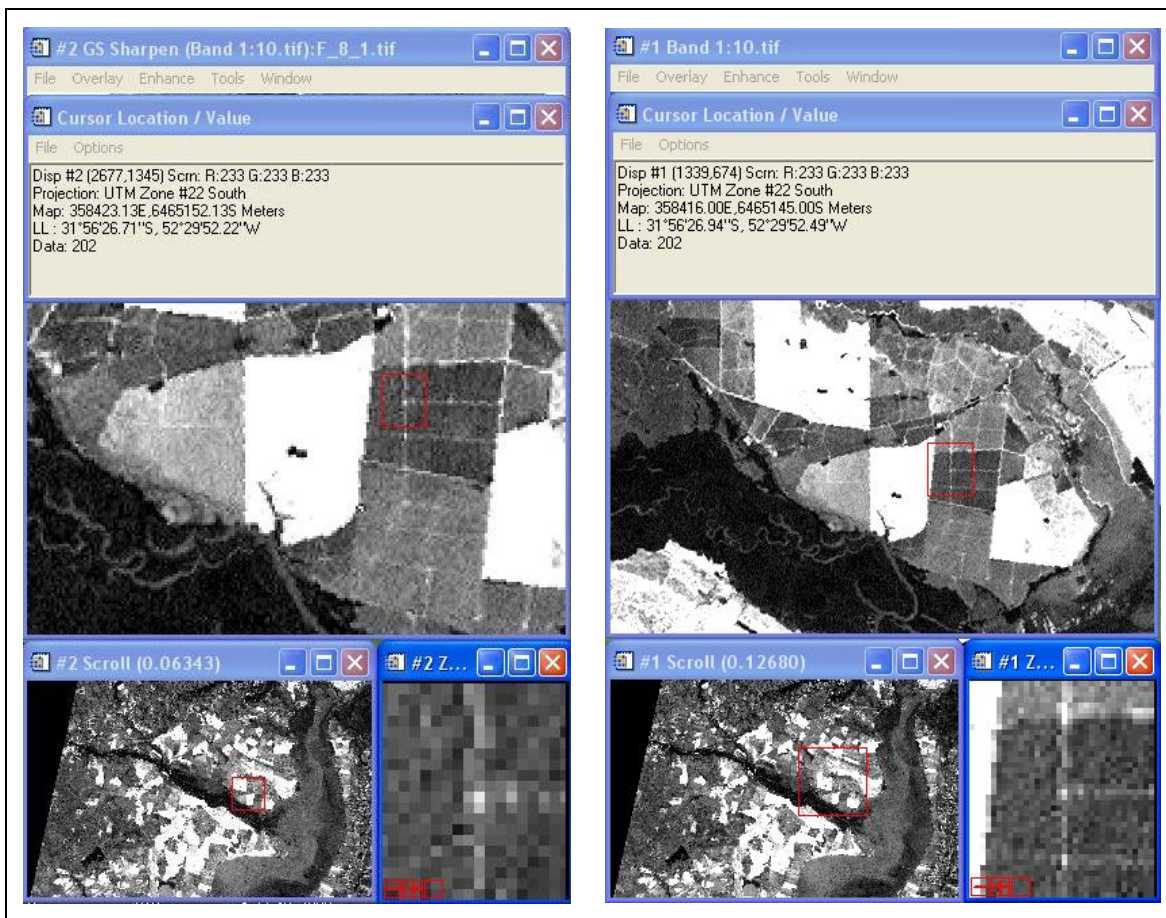


Figura 13 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 1, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 1 equalizada.

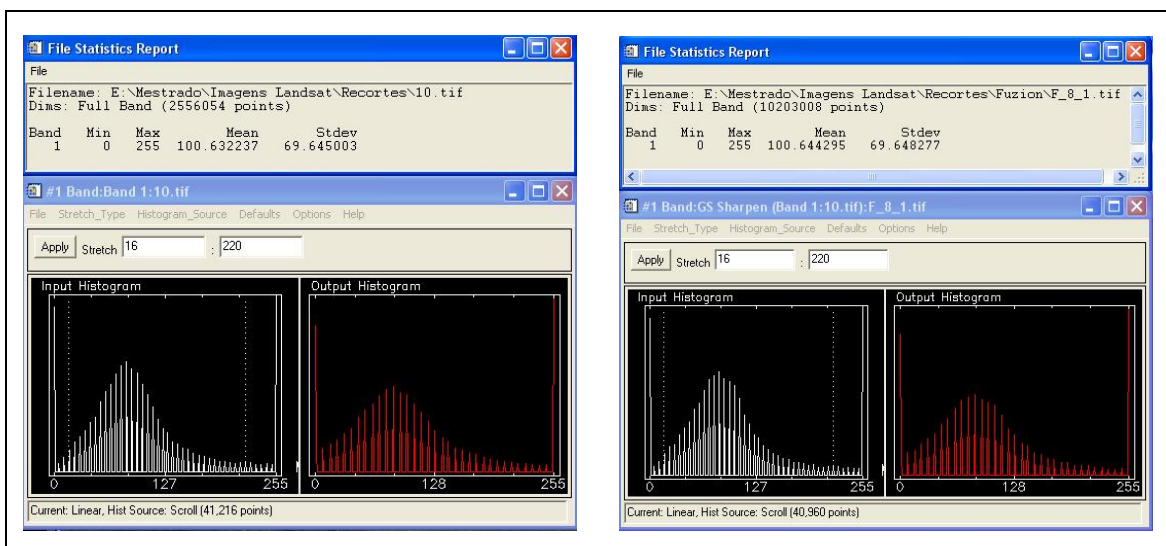


Figura 14 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 1, à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 1 equalizada.



Figura 15 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 2, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 2 equalizada.

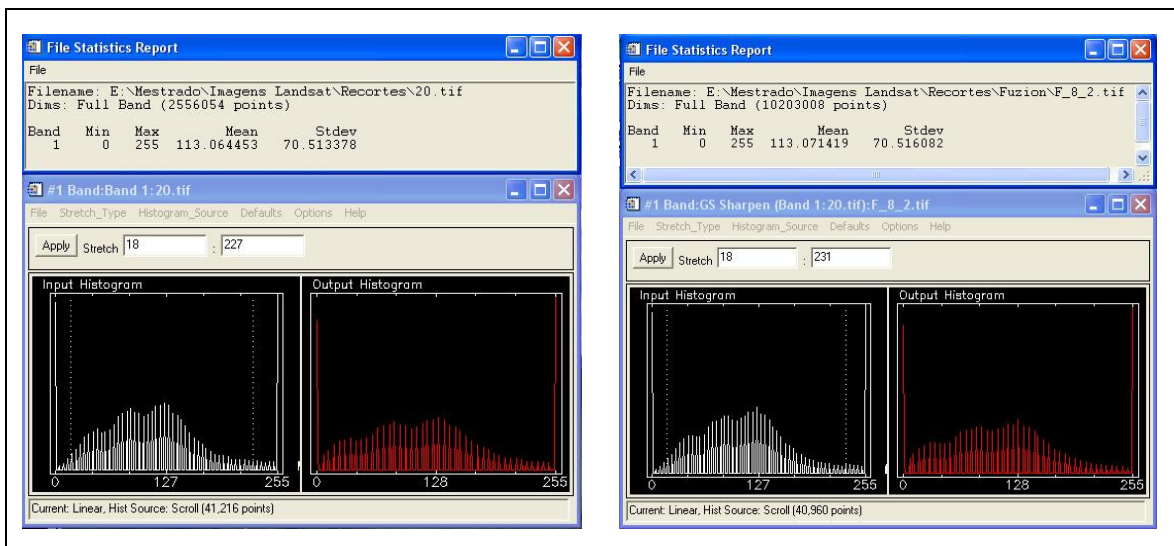


Figura 16 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 2, à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 2 equalizada.

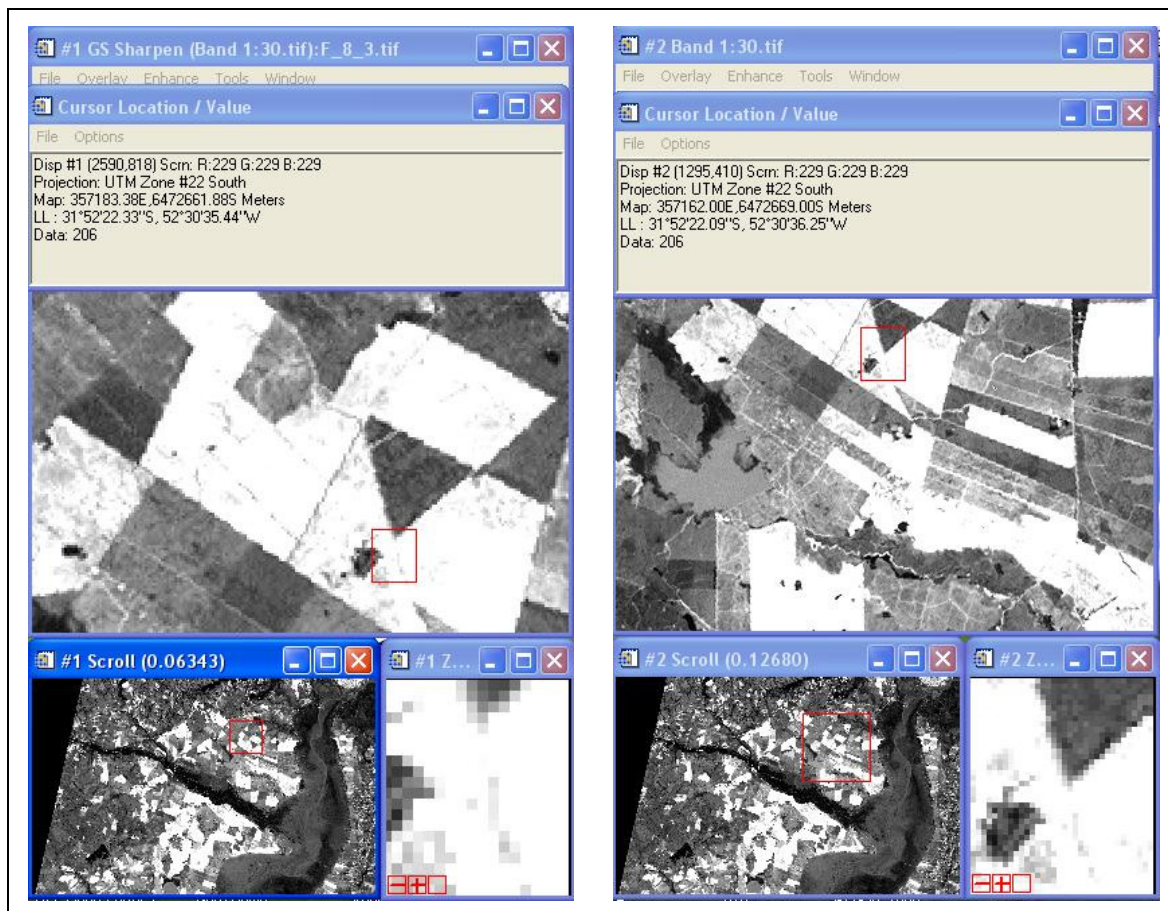


Figura 17 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 3, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 3 equalizada.

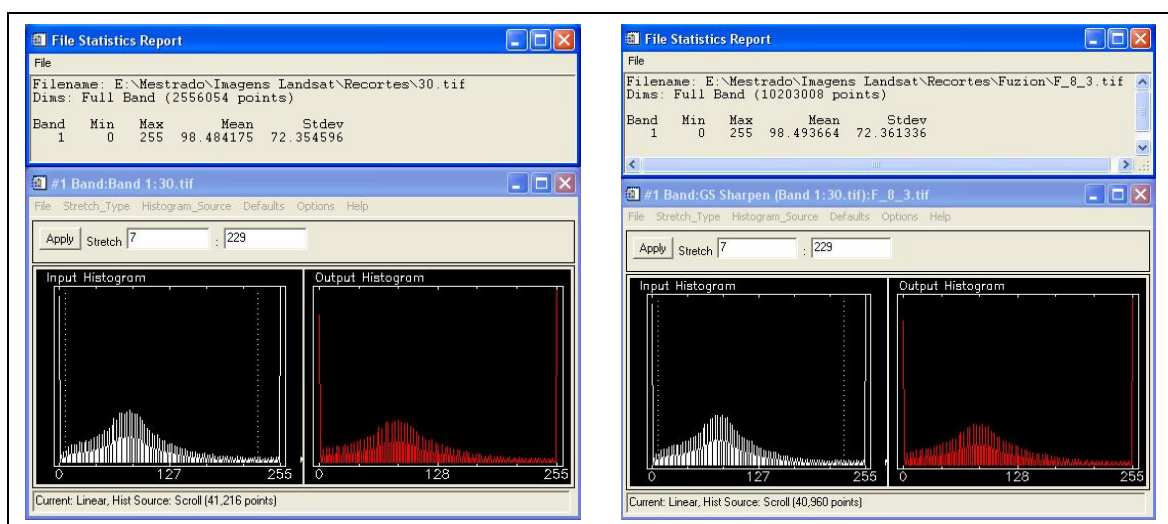


Figura 18 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 3 à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 3 equalizada.

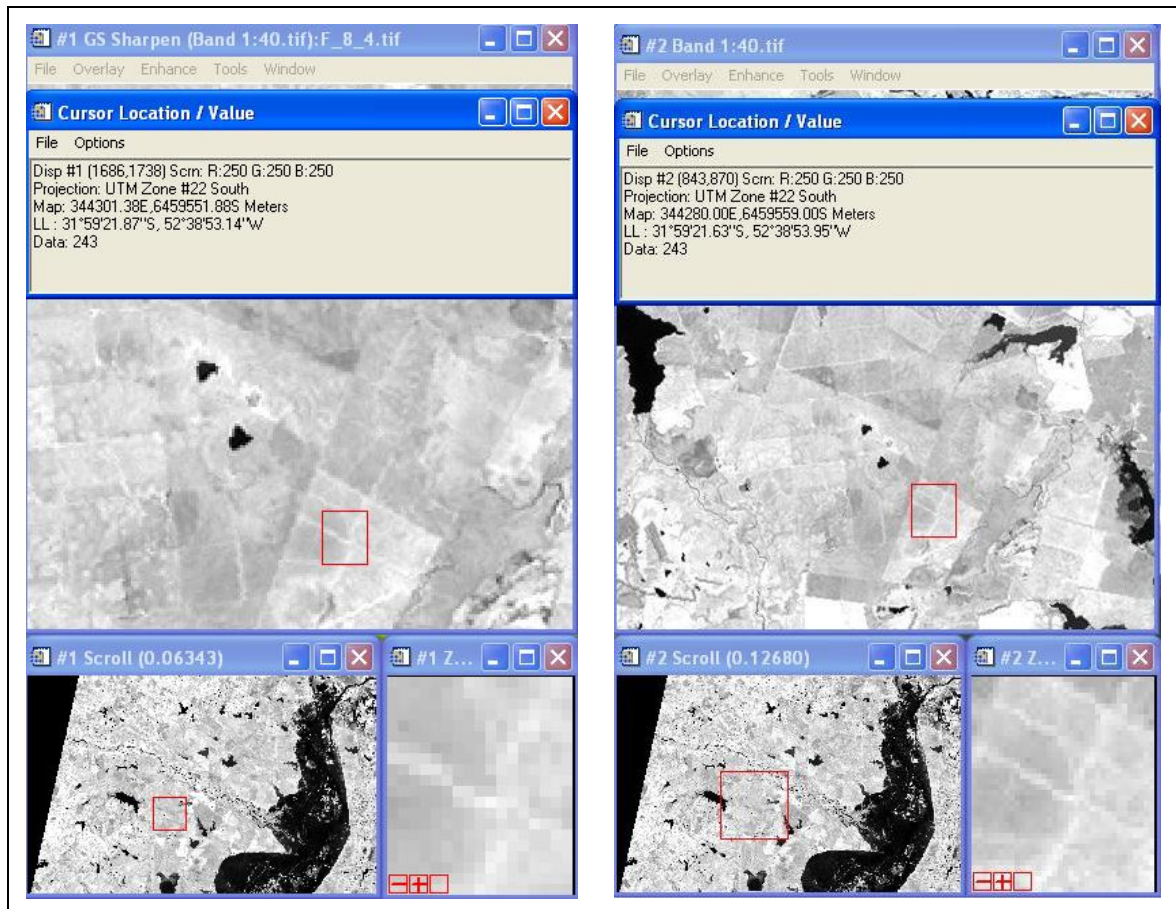


Figura 19 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 4, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 4 equalizada.

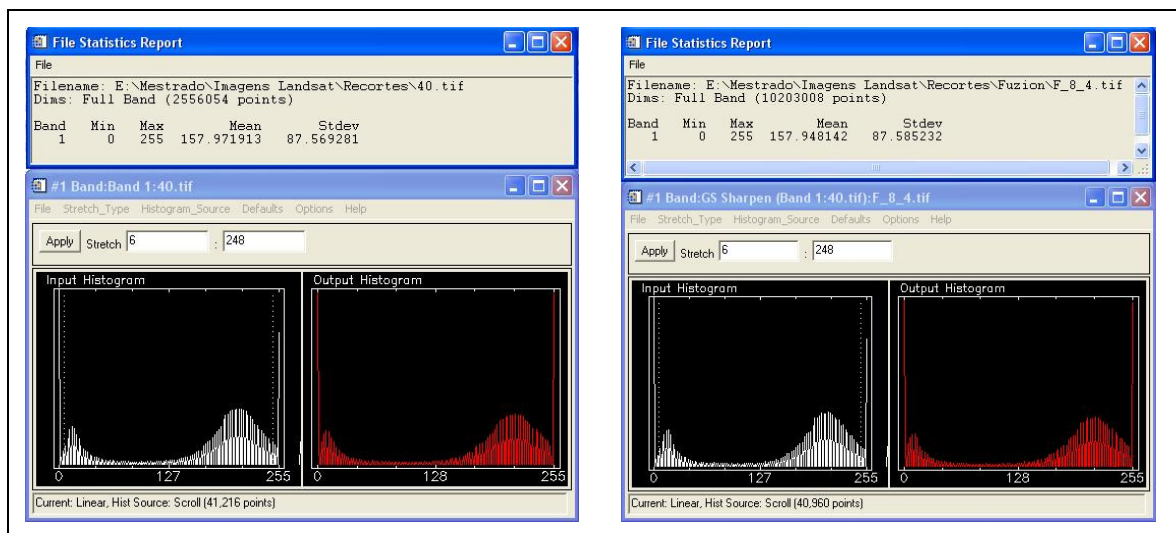


Figura 20 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 4 à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 4 equalizada.



Figura 21 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 5, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 5 equalizada.

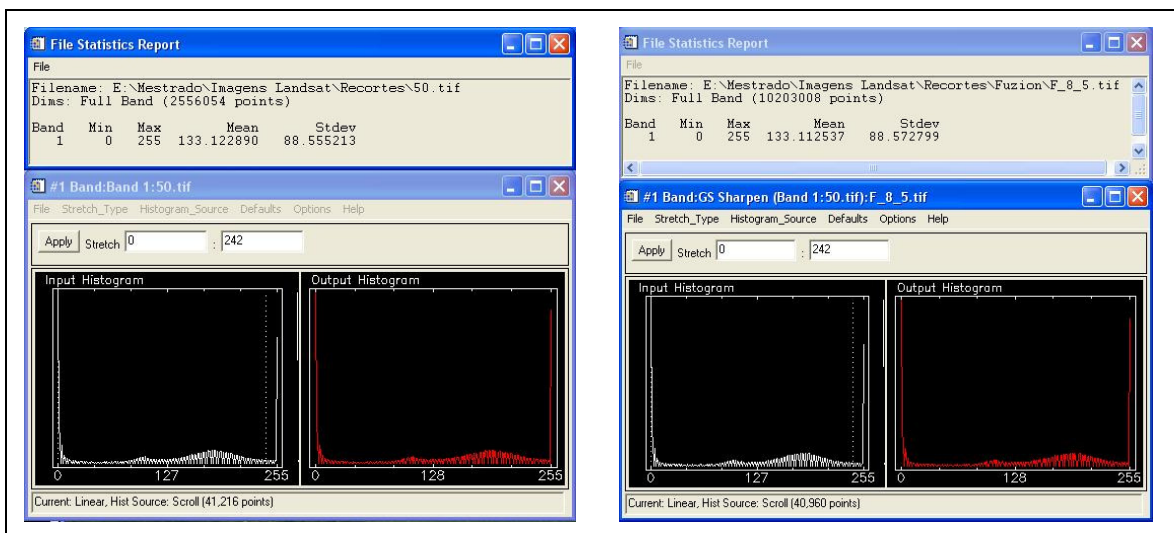


Figura 22 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 5, à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 5 equalizada.



Figura 23 – À esquerda imagem Landsat 7 ETM+ banda 7, à direita imagem Landsat 7 ETM+ banda 7 equalizada.

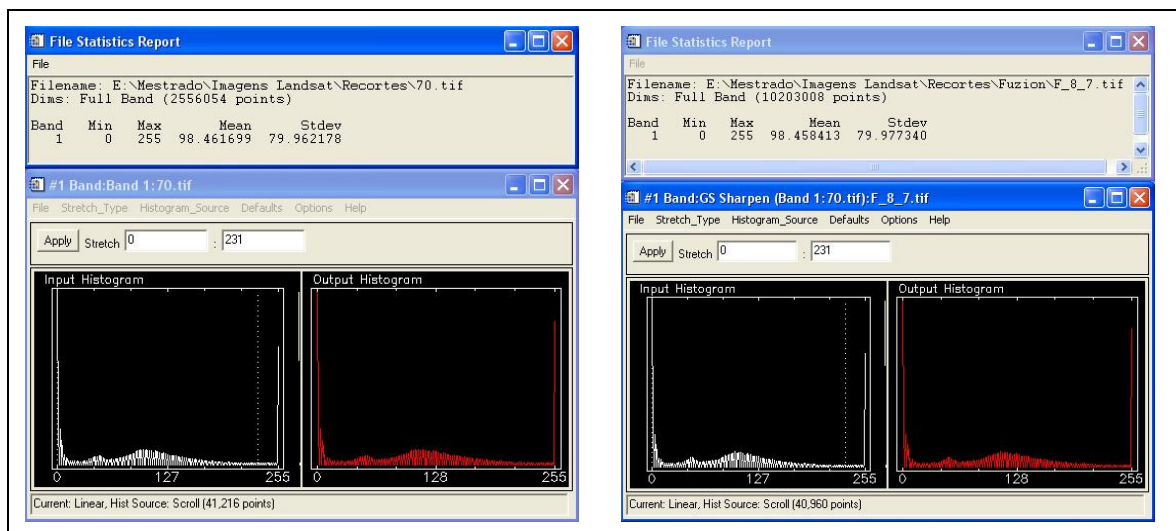


Figura 24 – À esquerda histograma Landsat 7 ETM+ banda 7, à direita histograma Landsat 7 ETM+ banda 7 equalizada.

Inicialmente foram elaboradas composições contemplando as bandas 1, 2, 3, 4 e 5. Duas composições foram assim elaboradas, a que contem a relação de bandas 3R2G21B (Figura 25) e 5R4G3B (Figura 26). Mantendo o cuidado de verificar a inexistência e/ou nulidade da distorção das informações foram realizados os mesmos procedimentos de verificação para todas as composições.

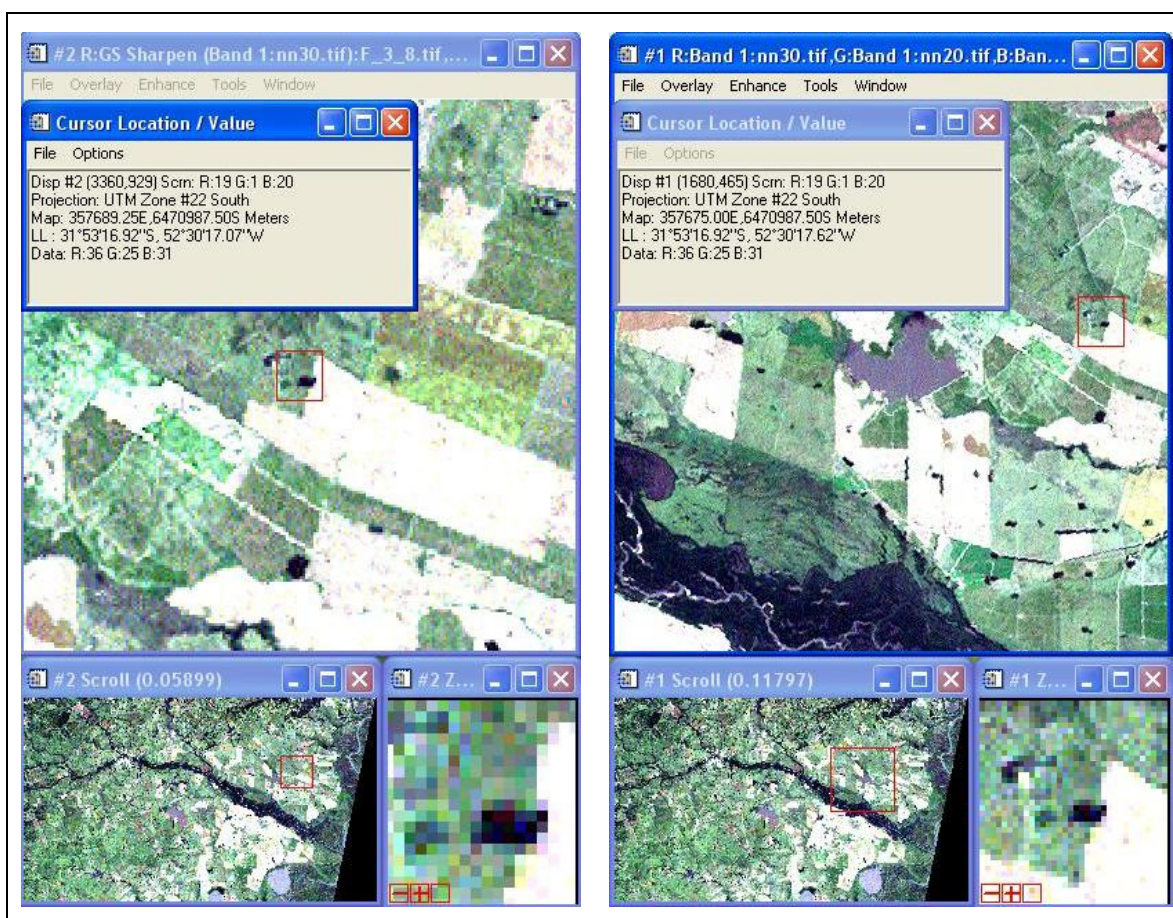


Figura 25 – À esquerda composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R2G1B, à direita composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R2G1B equalizada.

A resposta das diferentes composições elaboradas apresentou apenas um valor de resolução espacial diferente, possibilitando assim a execução do trabalho com as imagens equalizadas e também abrindo precedentes para as composições contendo também a banda 8.

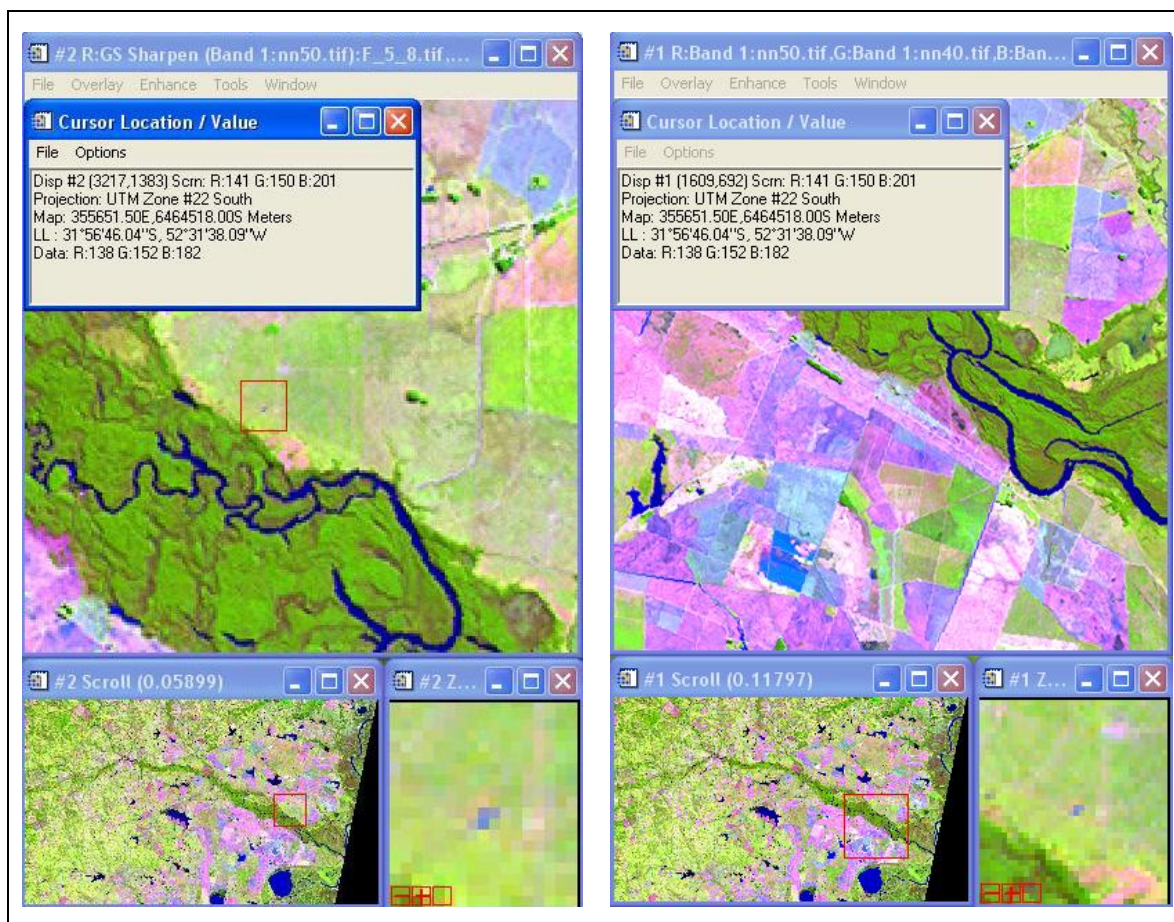


Figura 26 – À esquerda composição Landsat 7 ETM+ bandas 5R4G3B, à direita composição Landsat 7 ETM+ bandas 5R4G3B equalizada.

As composições que incluíam a banda espectral 8 obtiveram uma resposta superior do que as composições que contem as bandas espectrais 1, 2, 3, 4, e 5 (Figuras 27 e 28). O produto das composições com a banda espectral 8 apresentaram maior realce, possibilitando uma melhor visualização dos alvos. Lembrando que o método de tratamento e a análise de imagens em sensoriamento remoto são realizadas a partir dos objetivos, pode-se salientar claramente que as composições com a banda espectral 8 apresentaram a melhor resposta para este trabalho.



Figura 27 – À esquerda composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R8G2B, à direita composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R2G1B equalizada.

Para obtenção das informações da área foram utilizadas bandas individuais e composições. Com o objetivo da identificação geomorfológica foram utilizadas em diferentes momentos imagens ou composições que permitiram uma melhor qualidade para a descrição e visualização das feições.



Figura 28 – À esquerda composição Landsat 7 ETM+ bandas 3R8G2B, à direita composição Landsat 7 ETM+ bandas 5R4G3B equalizada.

4.2 Modelo Numérico de Terreno – MNTs

O modelo numérico do terreno utilizado foi obtido da *web* do programa *Shuttle Radar Topography Mission* – SRTM (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>), apresentando uma qualidade satisfatória para as análises de modelagem do terreno.

É importante salientar que o MNT do SRTM (Figuras 29 e 30) é obtido por imagens orbitais, desta forma, condições climáticas, temporais e do terreno produzem interferência na qualidade do dado. Trabalhando em pequenas áreas esta deficiência se torna visível. Como alternativa optou-se pela reclassificação de valores altimétricos que suavizam estes erros, chegando muito

próximo à realidade se comparadas com as cartas topográficas do exercito brasileiro.

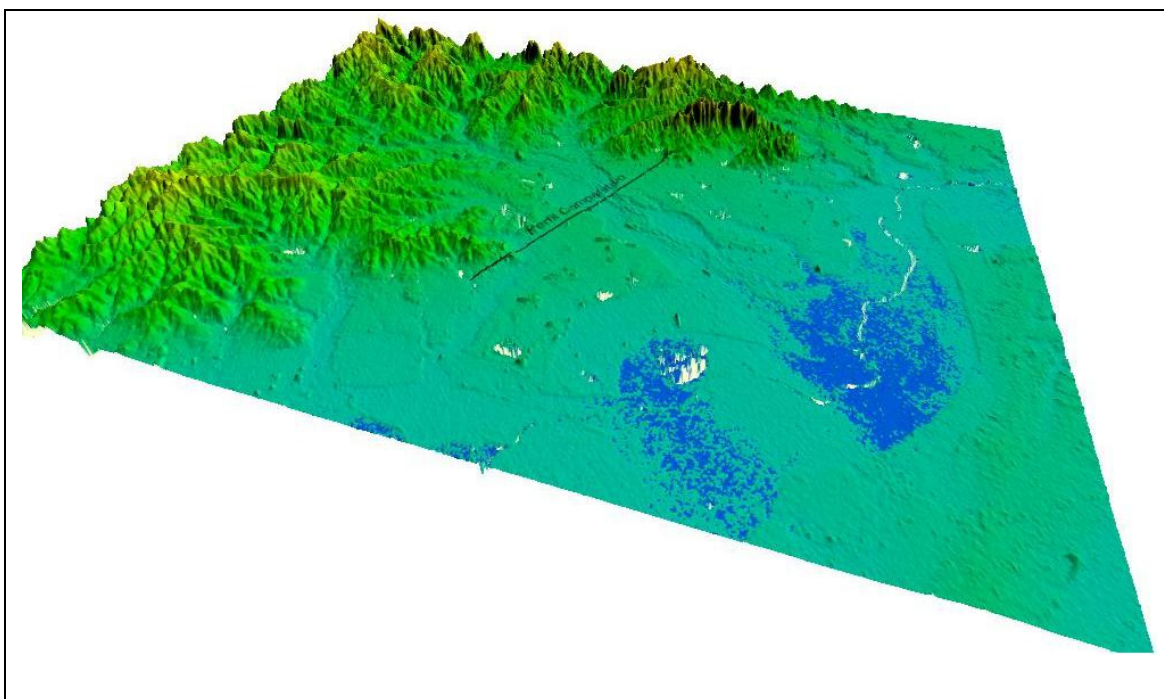


Figura 29 – MNT resolução original.

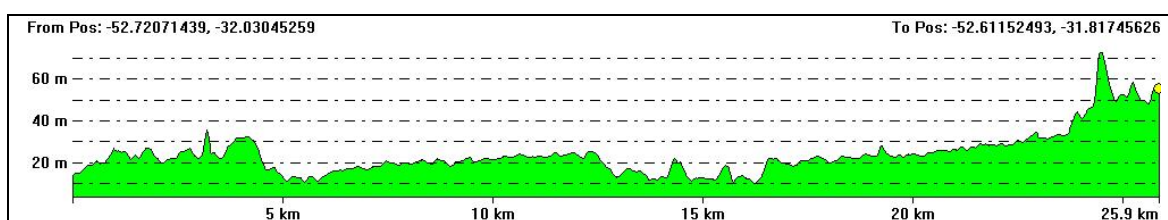


Figura 30 - Perfil comparativo com resolução original (exagero vertical de 46 vezes).

A suavização é o produto de uma interpolação de dados existentes a partir de contornos altimétricos preestabelecidos no início do processamento, gerando um novo MNT com dados retirados de um modelo já existente, porém com a resolução e altimetria estabelecida pelo operador durante o processo. Ao contrário do processo de equalização de *pixel* onde a principal preocupação era a perda de informações, a suavização visa retirar valores altimétricos gerados por ruídos¹.

¹ Variações atmosféricas (umidade, cobertura de nuvens, temperatura) que interferem nos dados obtidos por sensores remotos ou controlados.

A partir no MNT do SRTM foram estabelecidos três modelos numéricos do terreno com suavização da superfície. O propósito de serem gerados três modelos é devido à visualização de diferentes aspectos geomorfológicos.

Após a análise das possibilidades de criação dos novos MNTs determinou-se que seriam executados três novos modelos a partir dos mesmo padrões, onde quais possuiriam contornos de cotas altimétricas distintas. Os contornos gerados foram de 5 (cinco), 2,5 (dois vírgula cinco) e 1 (um) m de variação altimétrica.

O modelo com contornos de 5 m (Figura 31) elimina de forma robusta os ruídos (Figura 32). Estas visualizações possuíram significância para as interpretações em escala regional, na região abrangida pela planície fluvial e lagunar, onde as formas ficam muito retilíneas, perde efeito, eliminando muitas feições. Independentemente desta constatação, o uso da mesma será útil para a visualização de perfis em escalas regionais, já que seus dados não desqualificam uma boa interpretação.

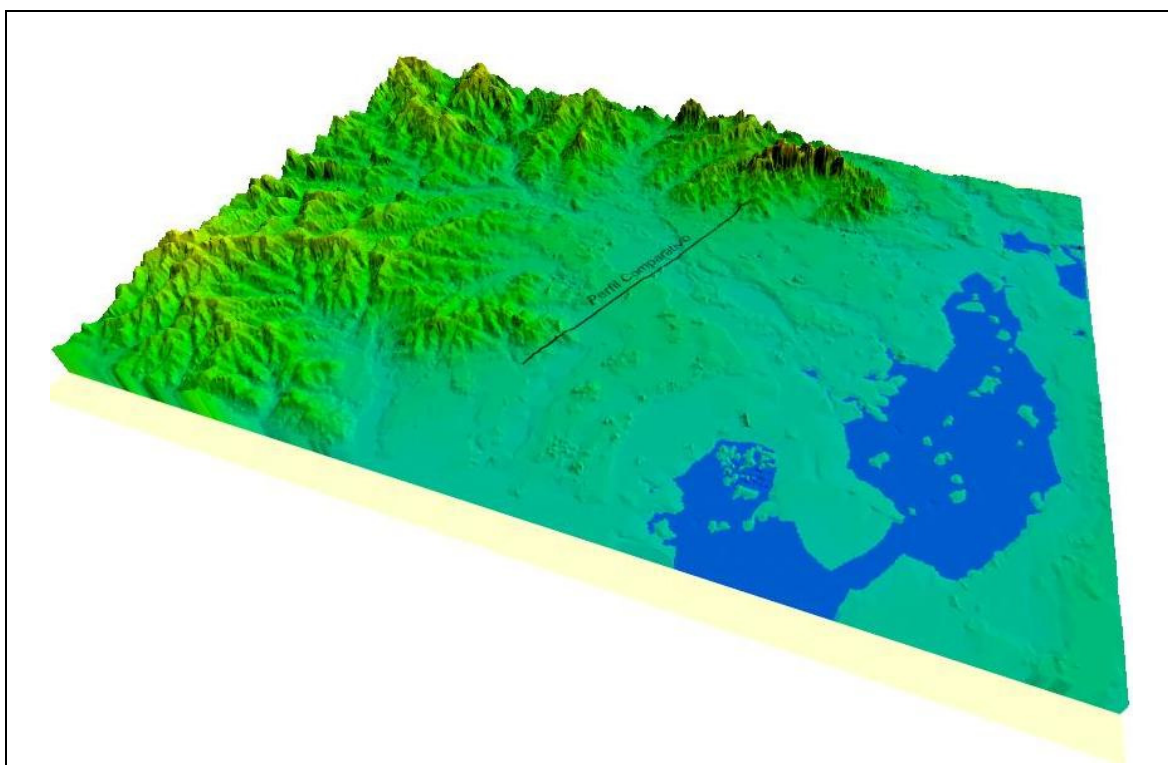


Figura 31 – MNT com filtro de 5 m de resolução de contorno.

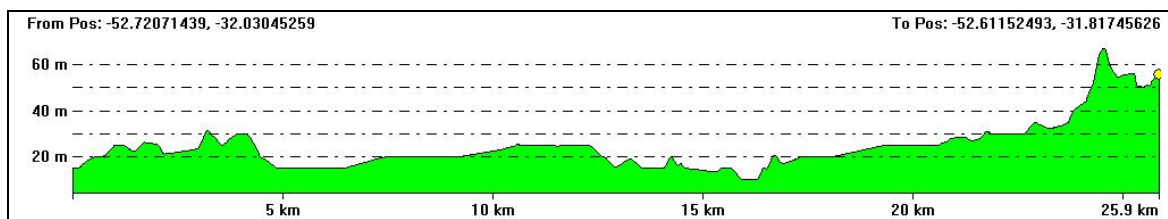


Figura 32 – Perfil comparativo com filtro de 5 m de resolução de contorno (exagero vertical de 46 vezes).

O MNT de 2,5 m (Figura 33) possui uma interface mais detalhada em relação à de 5 m, apresentando uma melhor visualização dos acidentes geográficos (Figura 34), mas não apresenta boa qualidade gráfica em micro escalas. A relação interpretativa das diferentes escalas possibilitara a identificação de aspectos de caráter regional aos locais. Como podem ser observados em ambos os modelos, podemos perceber sutis variações na superfície.

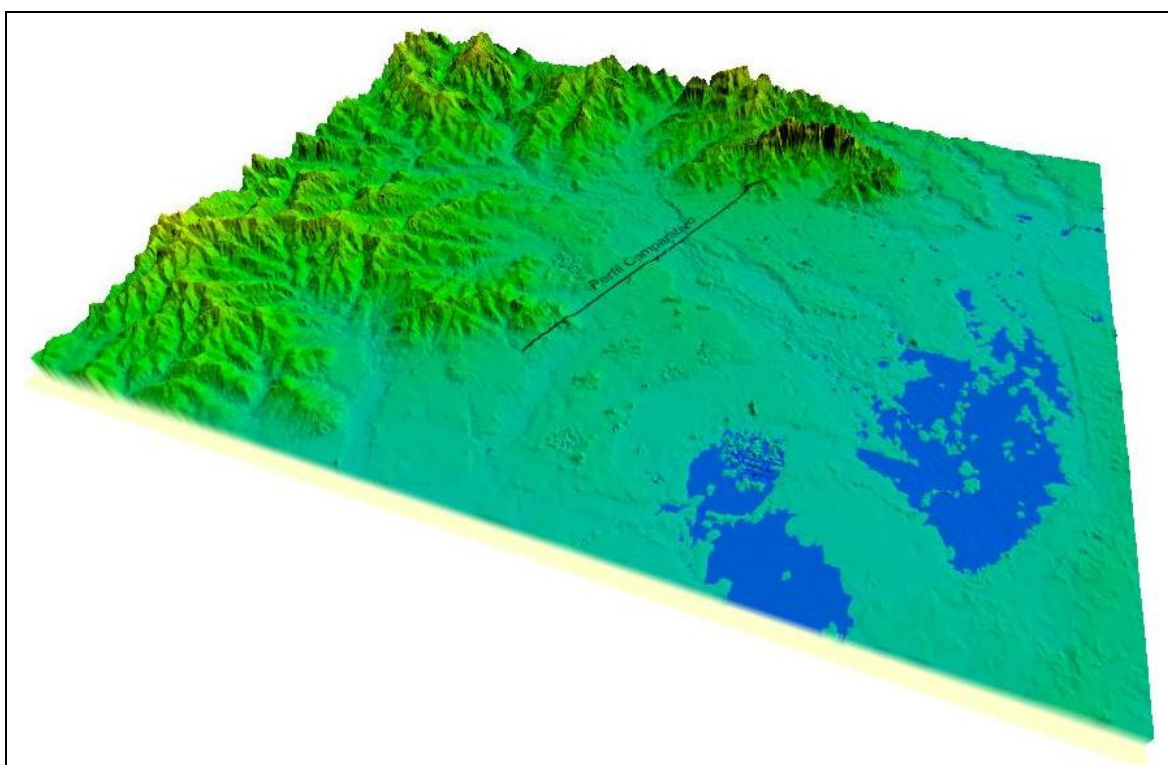


Figura 33 – MNT com filtro de 2,5 m de resolução de contorno.

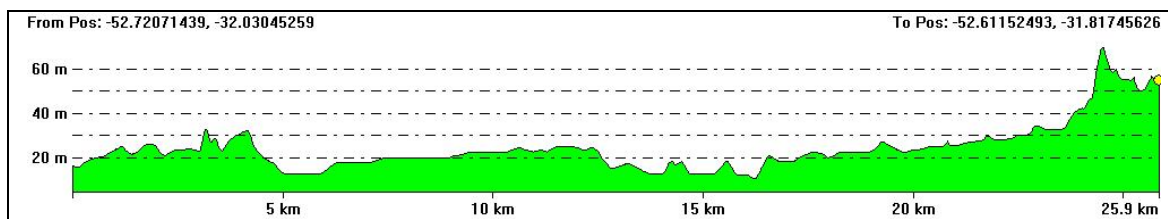


Figura 34 – Perfil comparativo com filtro de 2,5 m de resolução de contorno (exagero vertical de 46 vezes).

Dos três modelos elaborados, o de contornos de 1 m (Figura 35) apresentou a melhor interface gráfica em escala local (Figura 36), quando comparado o modelo de 1 m com o original (Figura 30) percebesse uma suave atenuação dos elementos da superfície. Para a realização das interpretações das feições geomorfológicas foram utilizados os três modelos, respeitando a atribuição e a qualidade do dado que cada modelo fornece.

Para modelos 3-D do terreno foram utilizados os MNT de 2,5 e 1 m, devido a sua boa qualidade gráfica e representatividade geomorfológica. A caracterização da área de estudo em modelo 2-D optou-se pelos MNTs de 5 e 1 m, comprando e sobrepondo estes dois modelos foi possível observar e identificar limites de transição de feições.

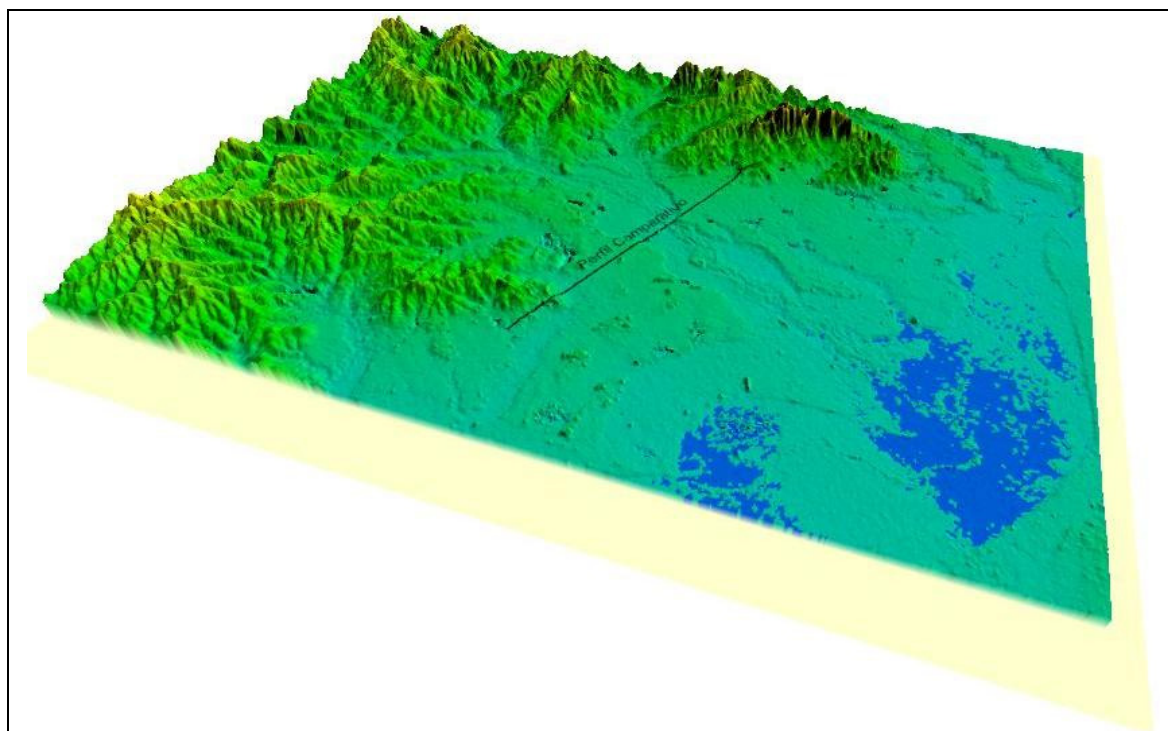


Figura 35 – MNT com filtro de 1 m de resolução de contorno.

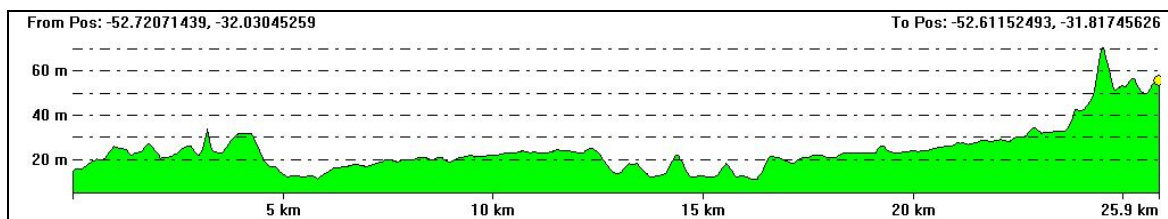


Figura 36 – Perfil comparativo com filtro de 5 m de resolução de 1 m contorno (exagero vertical de 46 vezes).

A grande vantagem de trabalhar com modelos com diferentes escalas de suavização da superfície são as diferentes disposições apresentadas pelo relevo e também o ganho de tempo no processamento. O tempo de processamento entre o modelo de 5 m para o de 1 m é da ordem de 35 min.

4.2.1 Perfis

Afim de uma compreensão das diferenças topográficas ao longo da área em escala regional foram produzidas transeções longitudinais e latitudinais eqüidistantes a cada 3 km.

Um dos problemas encontrados na criação dos perfis foi a limitação do *software* “Global Mapper” para determinar a escala altimétrica. Isto como consequência de que as escalas são definidas automaticamente na hora de geração dos perfis, não sendo possível a alteração. Desta forma cada gráfico deve ser cuidadosamente analisado com sua correspondente escala de variação altimétrica.

Ao todo foram feitas 31 transeções (Figura 37), 11 latitudinais e 20 longitudinais (anexo 1). Os perfis tiveram um papel fundamental na montagem dos diferentes cenários da área de estudo, para a visualização da inclinação do relevo e dos desníveis da superfície das transeções, bem como para auxiliar nas identificações das zonas de quebras altimétricas.

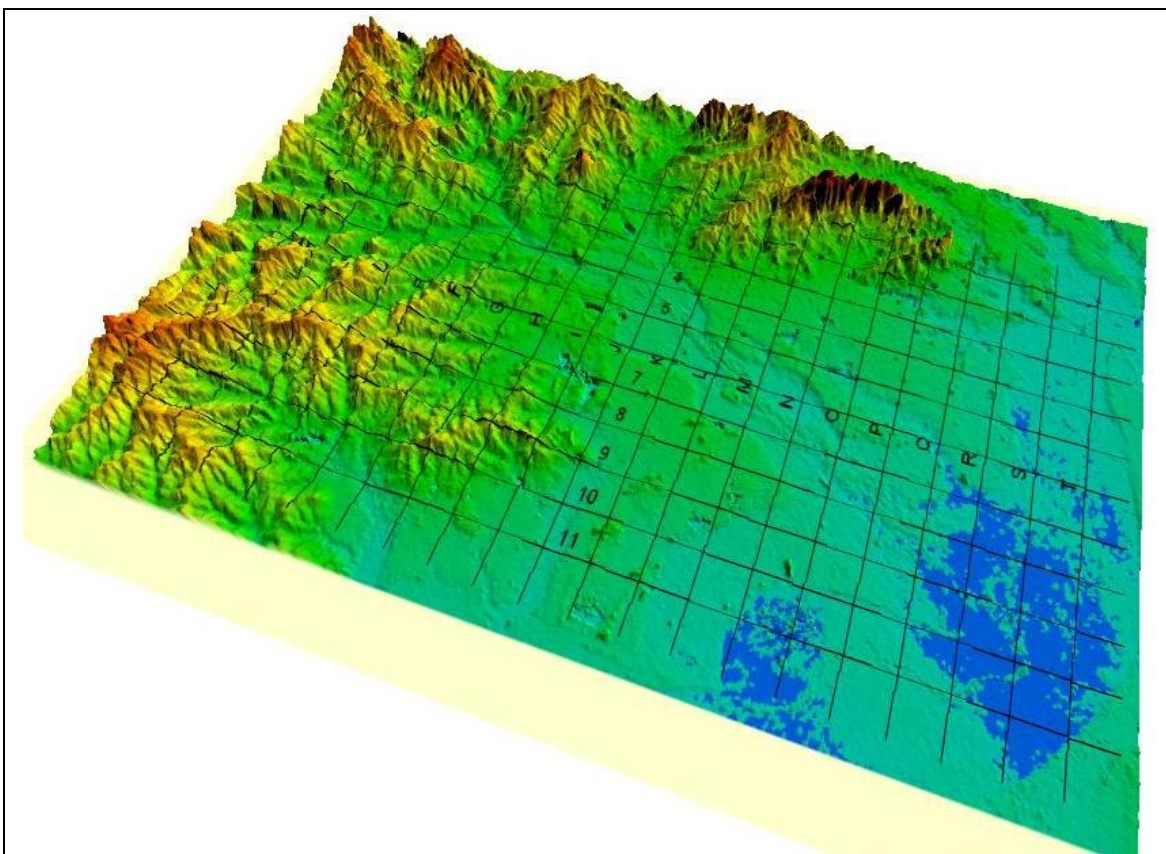


Figura 37 – Grid dos perfis realizados.

4.3 Aspectos geomorfológicos

Para determinação das feições geomorfológicas na área de estudo foram levantados diferentes aspectos controladores e reguladores da paisagem, a complexidade do relevo está ligado ao conjunto de elementos transformantes ou formadores da superfície. As relações entre os elementos da paisagem tais como: geologia, hidrografia, topografia, clima, foram considerados de forma a constatar que são estes os responsáveis pela construção/destruição das formas de relevo.

No decorrer deste Capítulo estaremos apresentados os principais elementos formadores do relevo, e, quais as suas atuações na atual disposição da paisagem.

4.3.1 Adequação espacial dos elementos geológicos

Foram utilizadas duas bases geológicas a fim de comparar as diferentes classificações. Esta discussão não visa à desqualificação dos trabalhos de mapeamento geológicos na área, mas sim um cruzamento de informações, na tentativa de estabelecer uma relação entre eles para obtenção de um maior detalhamento.

Como mencionado a área de estudo esta situado no contexto de quatro cartas topográficas: Jaguarão, Rio Grande, Pedro Osório e Pelotas, dificultando significativamente o trabalho. As instituições que realizaram o mapeamento não o fizeram nas quatro folhas. Foi utilizado o mapeamento realizado por Villwock *et al.* (1994) do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – CECO/UFRGS, que abrange as cartas de Jaguarão, Rio Grande e Pelotas, a quarta carta é o produto do mapeamento executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais vinculada ao Ministério de Minas e Energia – CPRM/MME, o qual só possuía a folha Pedro Osório.

Para a utilização do mapeamento da CPRM na correspondência entre o trabalho de Villwock *et al.* (1994) na área de estudo foi necessária a redigitalização da carta. O produto fornecido pela CPRM está no formato PDF, disponível para *download* na internet. Mas esta carta contempla apenas uma parte da área de estudo, como alternativa para contemplar a totalidade da área, optamos pela digitalização da carta. As áreas não inclusas foram classificadas a partir de associações de semelhanças entre o mapeamento e os dados das imagens de satélite.

A parte que foi classificada utilizando as mesmas propostas metodológicas apresentadas na carta da CPRM. Para tentar contemplar a totalidade da área buscou-se um método de correlacionar o mapeamento proposto com os dados disponíveis neste trabalho.

A associação realizada partiu de semelhanças entre a área a ser classificada e a já classificada, aspectos como diferenças e/ou igualdades

altimétricas, geomorfológicas e de susceptibilidade de inundação foram primordiais para a determinação da classificação. Trabalhando com esta lógica foi possível estabelecer um cenário completo geológico partindo da base da CPRM (Figura 38).

Como pode ser observado foram adicionadas áreas contemplando litologias contendo rochas sedimentares e ígneas intrusivas. As áreas sedimentares inclusas correspondem a: “Depósitos Aluvionares Atuais” as que estão representadas por áreas de baixa altitude dentro de desníveis; “Depósitos de Planície Lagunar”, estas áreas sofrem influência nos períodos de grande pluviosidade, podendo estar sujeitas a alagamentos; as áreas sedimentares marginadas ou/e contidas pelos “depósitos de planície lagunar”, foram classificadas como “Depósitos Aluvionares Subatuais”.

As áreas vulcânicas (“Granito Capão do Leão” e “Complexo Granito-Gnássico Pinheiro Machado”) foram classificadas por continuidade geomorfológicas e elevações. Cruzando os padrões das áreas classificados, foi possível determinar a continuação das estruturas geológicas.

O mapeamento realizado por Villwock *et al.* (1994) também não contempla a totalidade da área, como já mencionado. A fim de estabelecer um quadro completo e comparativo entre os mapeamentos também foi mapeado a área não contemplada.

A continuidade do mapeamento obedece ao mesmo padrão litológico proposto por Villwock *et al.* (1994), mas para a identificação das formações utilizaram-se as variações do nível do mar, onde por associações da altimetria, quebras do relevo e os valores apresentados para o nível do mar nos últimos 400 ka determinaram o novo mapeamento.

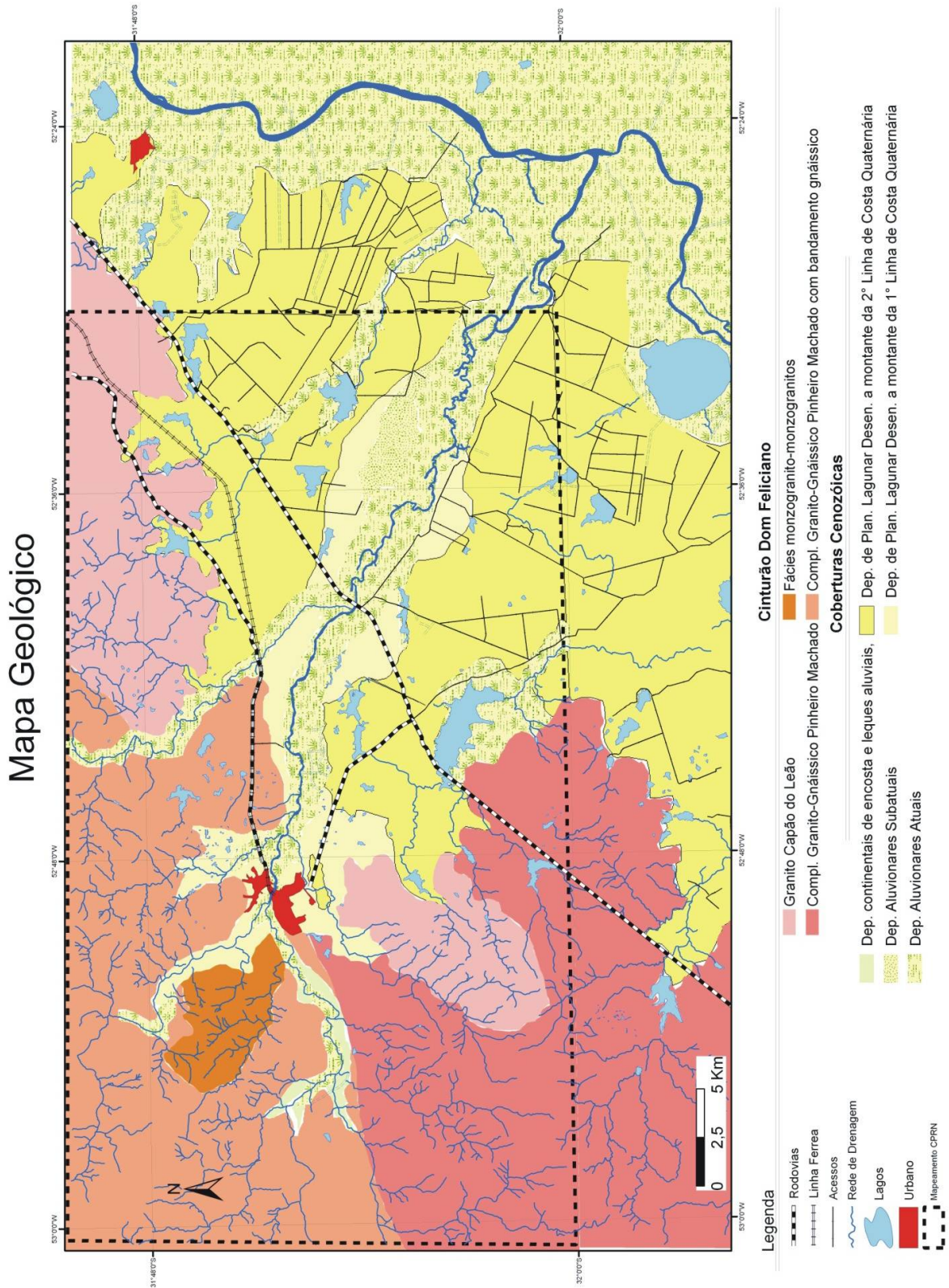


Figura 38 – Mapa Geológico modificado de CPRM (2000), Carta Perdo-Osório.

Inicialmente foram comparados os limites das formações mapeadas nas imagens de satélite, esta relação serve primeiramente para identificação das áreas de grande representatividade dentro de uma macro escala, pois as imagens de satélite Landsat limitam a identificações em micro escala.

A correlação do produto gerado pela identificação das imagens de satélite com o MNT produziu um mapa geológico a partir de feições. Esta técnica comumente aplicada em trabalhos de aerofotogrametria possui destaque em relação a trabalhos com MNTs digitais; trabalhando com fotografias áreas é possível delimitar as variações da superfície da mesma forma que com os MNTs, mas os valores altimétricos no caso dos MNTs já estão presentes em no seu formato e nas fotografias aéreas é necessário aplicar técnicas de calculo de elevação/altura para determinar os valores altimétricos do terreno.

Uma das principais ferramentas para identificação das formações foi a relação topográfica. As formações mapeadas por Villwock *et al.* (1994) apresentam uma relação direta da altitude e do tipo de sedimentos componentes em cada formação. Tendo em vista que os dados neste trabalho não contemplam informações sedimentológicas, foram utilizados apenas os dados já apresentados.

Dentro desta concordância foram identificadas áreas originadas a partir dos quatro sistemas deposicionais laguna/barreira da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Villwock & Tomazzeli, 2000) vinculados aos máximos transgressivos identificados nestes mesmos sistemas.

A área de estudo é formada, segundo o mapeamento de Villwock *et al.* (1994) (Figura 39) pelo mosaico dos quatro sistemas deposicionais lagunares (Depósitos de Planícies Lagunares Associados à Barreira I – Qp1, Depósitos de Planícies Lagunares Associados à Barreira II – Qp2, Depósitos de Planícies Lagunares Associados à Barreira III – Qp3 e Depósitos de Planícies Lagunares Associados à Barreira IV – Qp4). A disposição irregular ou “anárquica” destes quatro sistemas, na verdade, identificam eventos transgressivos e regressivos na PCRS, e também determinam os diferentes comportamentos dos sistemas deposicionais ligados a este fenômeno.

Na área abrangida como planície de inundação do Canal de São Gonçalo estão presentes as formações mais recentes dentro destes sistemas. No caso do Canal do São Gonçalo o trabalho de Villwock *et al.* (1994) identificou quatro sistemas deposicionais ligados ao último máximo transgressivo, configurando a planície de inundação como sendo Qp4 e dentro deste sistema estão presentes outros três sistemas deposicionais: Depósitos de Praias e Cristas Lagunares Associados à Barreira IV – Qc4; Depósitos Paludais – QT; e Depósitos de Planície e Canais Fluviais Associados à Barreira IV – Qf4.

Utilizando a nomenclatura do trabalho elaborado por Villwock *et al.* (1994), porém mapeando a partir dos dados plano-altimétricos de cada formação, tomando como base a variação do nível do mar no quaternário, foram identificados três sistemas deposicionais de idade Quaternária formadores da PCRS na área de estudo (Qp2, Qp3 e Qp4).

Os locais identificados por Villwock *et al.* (1994) como Qp1 foram interpretados nesta continuidade do mapeamento como leques fluviais de origem terciária e planície lagunar II, esta diferenciação está ligada à cota onde cada formação se encontra e também no caso dos leques levando em consideração o ângulo de mergulho (inclinação) de $\pm 3^\circ$ e orientações.

As formações correspondentes ao último evento transgressivo identificados por Villwock *et al.* (1994) Qp4, Qf4, QT e Qc4, obteve a mesma resposta, a única inclusão fora desta proposição são de “Depósitos Deltaicos Associados à Barreira IV – Qd4” na foz do rio Piratini.

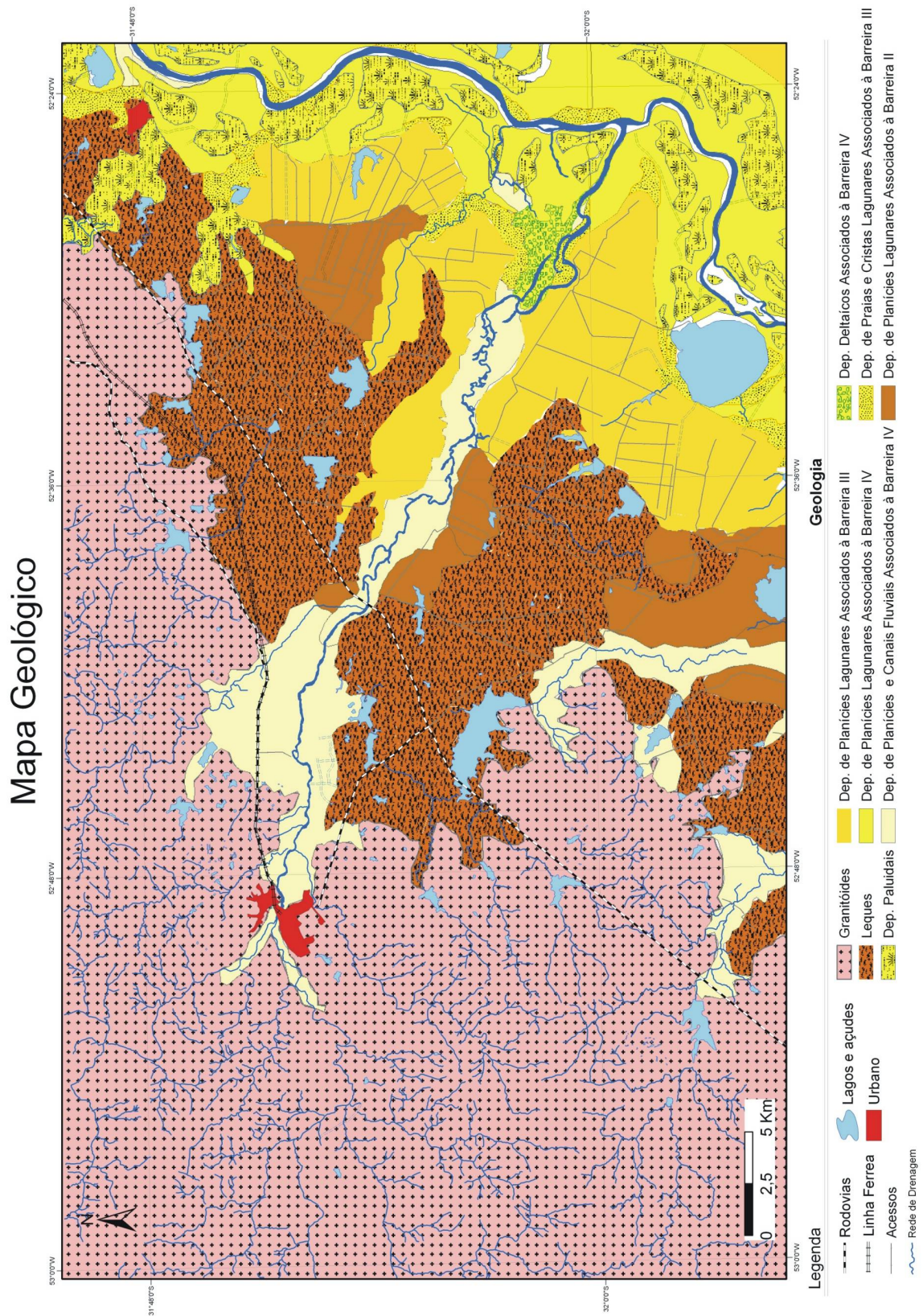


Figura 39 - Mapa Geológico modificado de Villwock *et al.* (1994), carta Pelotas.

Sobrepondo o mapeamento geológico da CPRM com a de Villwock *et al.* (1994) é possível perceber os diferentes graus de detalhamento de uma mesma área. Apesar de não ocorrer uma sobreposição direta dos dois mapeamentos, serão comparados os trabalhos a partir das litologias apresentadas para a PCRS.

As litologias apresentadas na PCRS pela CPRM são formadas basicamente por dois grupos: Depósitos Aluvionares e Depósitos de Planície Lagunar. Dentro de cada grupo existem duas subdivisões.

Os Depósitos Aluvionares são subdivididos em “depósitos aluvionares atuais” (areias e cascalhos imaturos e mal classificados) e “depósitos aluvionares subatuais” (areia fina a argilas orgânicas de planícies aluviais). Os Depósitos de Planície Lagunar são divididos em “depósitos de planície lagunar desenvolvidos a montante da primeira linha de costa quaternária” e “depósitos de planície lagunar desenvolvidos a montante da segunda linha de costa quaternária”.

Fato importante a ser destacado são os objetivos de cada trabalho, onde o mapeamento de Villwock *et al.* (1994) visa o detalhamento da planície costeira e o trabalho da CPRM tem um caráter regional.

Os locais mapeados pelo CPRM como Planície Lagunar – PL, apresentam uma classificação singela quando comparada ao trabalho de Villwock *et al.* (1994). O primeiro mapeamento citado subdivide a PL em duas unidades não enfatizando os eventos formadores de tais, o mapa elaborado por Villwock *et al.* (1994) apresenta para a mesma área uma subdivisão de formações sedimentares ligadas a seus respectivos eventos deposicionais (Qp1, Qp2, Qp3 e Qp4). Além disto, em locais de registros preservados correspondente ao último máximo transgressivo Villwock *et al.* (1994) identifica as diferentes naturezas de depósitos sedimentares ligadas a este evento (Qc4, QT, Qf4 e Qp4).

Para trabalhos a serem realizados na PCRS que necessitem de uma base geológica é altamente recomendável a utilização do mapeamento

realizado por Villwock *et al.* (1994) devido à riqueza de informações e bom grau de detalhamento.

4.4 Dados de Campo

Comparando as bases geológicas e adicionando dados de campo nota-se que existem pontos de divergência. No trabalho executado em campo foram encontradas formações litológicas não contempladas pelos mapeamentos existentes.

Em alguns pontos observados durante a execução do trabalho de campo foram obtidas importantes informações no contexto local. A proposta do campo era exatamente esclarecer as dúvidas da elaboração dos planos e identificar feições não visíveis nas imagens de satélite.

O roteiro de campo executado contemplava pontos com características bem distintas ao longo da área de estudo; para determinar a localização dos pontos utilizou-se a navegação e o posicionamento a partir das imagens de satélite Landsat 7 e o MNT. Os pontos levantados tiveram suas coordenadas retiradas dos mapeamentos prévios deste trabalho, como pode se observar na Figura 40, a maioria dos pontos encontrasse na área rural, sendo necessário o mapeamento dos acessos locais e suas devidas coordenadas para chegarmos aos pontos desejados.

Na porção norte da foz do rio Piratini foram acrescentadas informações que inicialmente apresentavam dúvidas (utilizando apenas as técnicas de geoprocessamento) na caracterização de áreas identificadas em campo como corpos arenoso. Lembrando que este trabalho visa à identificação geomorfológica de feições marcadas por processos de variações de nível do mar.

No ponto 1 (Figura 40) encontramos afloramento de leques fluviais da Formação Graxaim (Figura 41). Este afloramento não é visível nas imagens de satélite Landsat 7 ETM+, apesar de ser uma área bem pequena a evidência da

presença dos leques em uma área inesperada, ressalta a possibilidade de outros afloramentos na região.

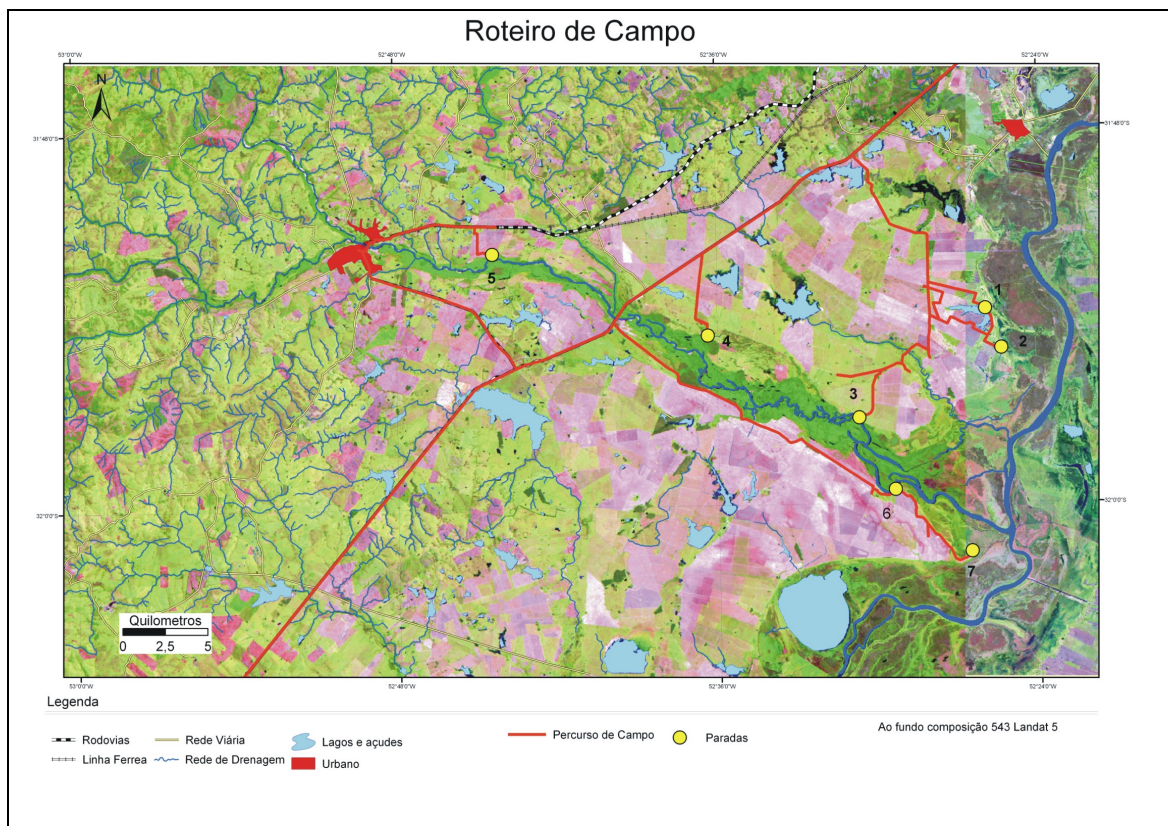


Figura 40 – Roteiro de campo com rota per corrida e pontos de paradas.



Figura 41 – Afloramento da Formação Graxaim (UTM WGS 84 – 364495 E 6470420 N).

Como pode ser visto os leques apresentam aplainamento, não apresentando a topografia clássica de ondulações na superfície, o qual inclusive dificulta a identificação dos limites dos referidos leques ou de sua continuidade deste afloramento espacialmente. Marcadamente os leques vão até a zona de quebra da planície, possuindo como zona limítrofe a área de rebaixamento que corresponde à planície de inundação do Canal de São Gonçalo (Figura 42). Dispondo as áreas a W deste afloramento encontramos depósitos lagunares. Este conjunto de informações nos remete a uma nova avaliação de formação e evolução do relevo local, onde ocorreram eventos de deposição sedimentar e de processo erosivo da superfície simultaneamente.



Figura 42 – Planície de inundação do Canal de São Gonçalo (UTM WGS 84 – 365261 E 6469271 N).

A extensão de locais com a presença dos leques terciários, em zonas onde originalmente foram dominadas por processos sedimentares vinculados a variações do nível do mar, mostra um novo componente de interação na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, borda oeste do canal de São Gonçalo.

Algo comum nas zonas de quebra do relevo é a presença de formações vegetais arbórea-arbustiva nas baixadas, *in situ* elas formam

alinhamentos que acompanham os desníveis (Figura 43). Este tipo de vegetação é presenciado nos pontos 1, 2 e 4 do trabalho de campo.



Figura 43 – Vegetação Arbórea-Arbustiva em zonas de baixadas (UTM WGS 84 – 365166 E 6470132 N).

Ao longo do canal do rio Piratini foi presenciado a alta concentração de sedimentos em suas margens, no ponto onde o rio cruza a sede urbana de Pedro Osório se observa uma grande presença de sedimentos transportados pela ação fluvial (Figura 44). Deslocando-se em direção a jusante do curso, presenciemos a formação de barras em meandros, e no ponto onde a BR-116 cruza sobre o rio Piratini observa-se a formação de uma ilha.



Figura 44 – Depósito fluvial de sedimentos do rio Piratini (UTM WSG 84 – 328258 E 64703409 N).

Próximo à foz do rio Piratini no final da sua seção meandrante existe uma falésia formada pelo efeito erosivo na margem oeste, construída pela vazão de enchente do rio, esta falésia expõe depósitos sedimentares lagunares associados à barreira III – Qp3 (Figura 45).



Figura 45 – Falésias associado a Barreira III gerado pela erosão marginal do rio Piratini (UTM WGS 84 – 359326 E 6459411 N).

4.5 Rede de drenagem

A classificação da rede de drenagem foi dividida em três grupos: cursos d'água naturais, corpos lacustres (naturais e açudes) e canais artificiais.

Esta subdivisão tem um papel fundamental na classificação geomorfológica, onde podemos associar os sistemas hidrográficos à geologia onde esta inserida e também estimar a cronologia de formação dos cursos e corpos d'água. Os cursos entalhados nos embasamentos são os mais antigos e refletem a arquitetura de idade terciária, os corpos lacustres naturais são um dos produtos das variações do nível do mar durante o Quaternário, os canais artificiais e os açudes foram criados pela ação antrópica, principalmente pela necessidade de atender culturas agrícolas irrigadas (no Holoceno – a partir dos últimos 150 anos).

4.5.1 Cursos d'águas naturais

A classificação dos cursos d'água foi realizada a partir das imagens recortadas Landsat 7 e de cartas do exercito 1:250.000.

Para determinação da hierarquia, segundo os critérios definidos por Stralher (1997), foram utilizadas as imagens da área de estudo mais o uso de cartas 1:250.000. Também foi determinada a hierarquia final do rio Piratini, para o qual foram hierarquizadas na carta os cursos d'água até chegarem a área correspondente ao limite da área de estudo (Figura 47). Os cursos fora da área de estudo não foram contabilizados na somatória dos valores da hierarquia, mas preservou-se a hierarquia dos cursos que atingiram a área de estudo. Os valores apresentados na Tabela 3 são da área de estudo, os grupos hierárquicos fora da área de estudo não foram contabilizados.

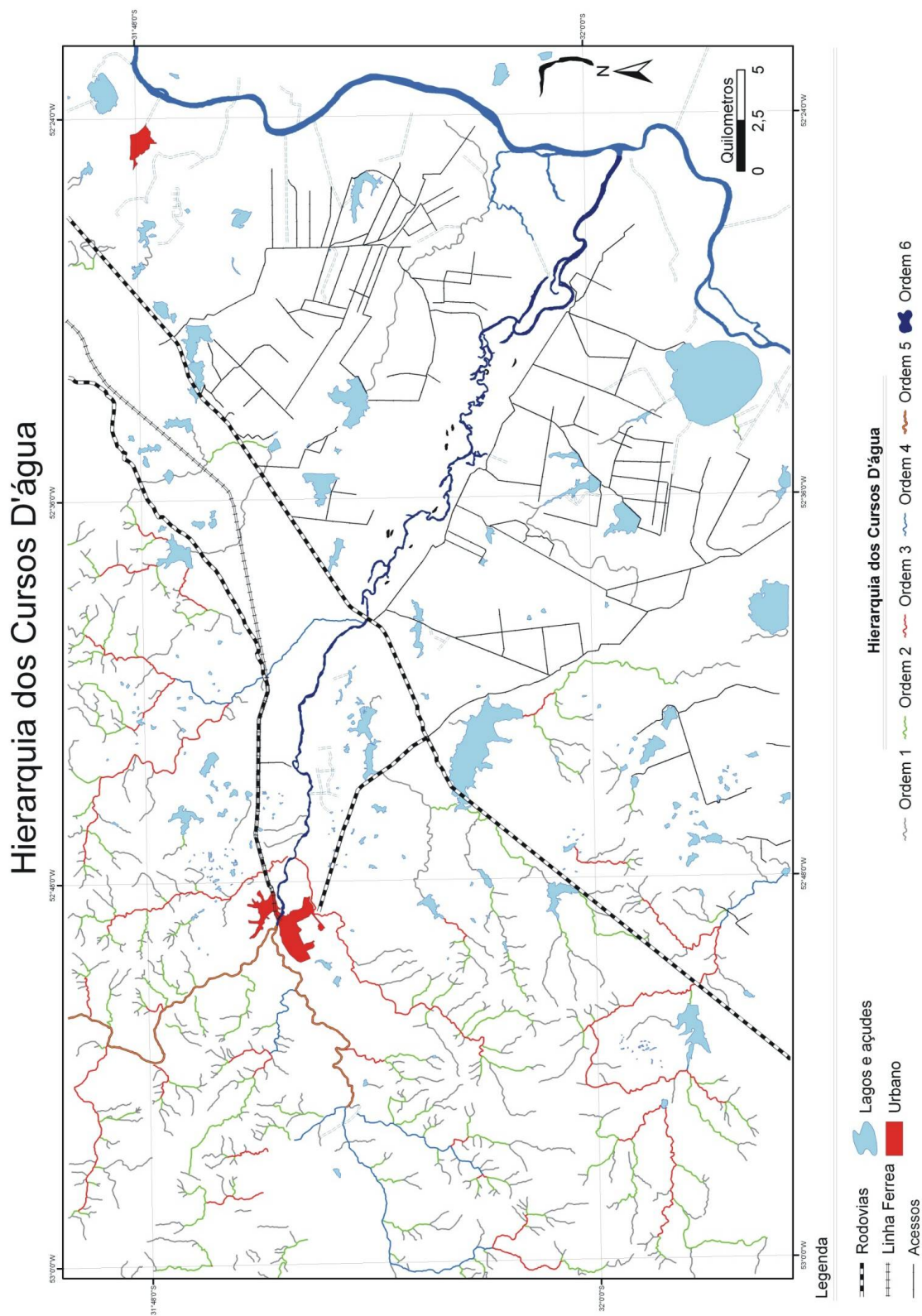


Figura 46 – Mapa da hierarquia da drenagem segundo Strahler (1997).

Tabela 3 – Número de cursos d'água segundo a hierarquia de Stralher.

HIERARQUIA	CURSOS D'ÁGUA	PORCENTAGEM (%)
Primeira ordem	554	69,60
Segunda ordem	174	21,86
Terceira ordem	54	6,78
Quarta ordem	11	1,38
Quinta ordem	2	0,25
Sexta ordem	1	0,13
Total	793	100

Utilizando a hierarquização podemos classificar o conjunto dos cursos d'água como drenagens de encostas com numerosas nascentes ao logo das escarpas, onde concentram seus volumes aquosos em grandes vales (relação regional). Isto faz que os cursos principais tenham um elevado volume aquoso quando comparado com o conjunto da drenagem.

4.5.2 Lagos e Açudes

Na classificação proposta os corpos lacustres representam áreas unitárias superiores a 3.600 m², este valor é atribuída em relação a visibilidade dos corpos lagunares na imagem; todos corpos d'água que representam no mínimo 6 *pixels*.

Ao todo foram digitalizados 300 corpos d'água, estando todos localizados dentro da planície costeira. Dentro deste valor apenas três poderiam ser caracterizados como lagos, os demais corpos são considerados açudes. Esta distinção foi feita a partir da tipologia apresentada, dentro deste universo podemos estabelecer dois padrões.

Os lagos apresentam um formato circular e as proximidades das suas margens são passíveis a inundações. Os açudes possuem formato irregular possuindo, em muitos casos, a arquitetura é retilínea em parte de suas margens e geralmente se encontram em pequenos altos topográficos.

4.5.3 Canais artificiais

Os canais artificiais representam os cursos d'água antropicamente construídos, localmente eles possuem grande importância para a economia da região, sendo os responsáveis pelo abastecimento de água para as culturas irrigadas.

Eles apresentam um padrão retilíneo ortogonal, basicamente todos os cursos possuem ângulos de desvios de 90° (quando há desvio de curso).

4.5.4 Interrelação da drenagem

Na classificação dos tipos ou do padrão do conjunto da drenagem podemos dividir em dois grupos distintos segundo a classificação proposta por Howard (1967): dendrítico e paralelo.

Comparando a o padrão de drenagem com a compartimentação geológica percebemos a intrínseca correlação do tipo de drenagem ligado á litologia e geologia local. O conjunto da drenagem, que ocupa a porção superficial classificada como "terras altas" possuem alta resposta á unidade geomorfológica na qual esta inserida, identificamos o padrão de drenagem dendrítico no conjunto de cursos localizados no Escudo e nos leques aluviais terciários.

Já o padrão paralelo observado é um indicativo de terrenos, geralmente planos com caimento, direcionando e orientando os cursos. A tendência do arranjo da drenagem é no sentido W-E, obedecendo ao ângulo de mergulho da planície onde esta inserida.

A existência destes dois padrões de drenagem indica não só uma variação no sistema hídrico, mas também mostra-nos uma diferença nas duas unidades geológicas e geomorfológicas. Transpondo a classificação para os moldes e estruturas do relevo, percebemos, também, duas unidades diferentes, uma rochosa com vales entalhados e outra sedimentar com suave caimento e com poucos acidentes geográficos.

4.6 Classificação das formas de relevo

Na classificação geomorfológica o relevo foi compartimentado em unidades geomorfológicas. Esta compartimentação está ligada aos processos formadores e/ou disposição na paisagem.

As características das feições foram retiradas das imagens de satélite, do Modelo Numérico do Terreno e de observações realizada no campo.

4.6.1 Leques aluviais

Os leques aluviais estão presentes na porção leste do Escudo. Na Planície Costeira do Rio Grande do Sul os leques representam a porção dos terrenos sedimentares nas terras altas.

A forma clássica de disposição na planície costeira é em forma de coxilhas, com uma altitude maior que a planície de origem marinha, destacando-se horizontalmente. A borda leste mostra claramente a ação do retrabalhamento pela influencia marinha decorrente das variações do nível do mar.

Devemos destacar como um elemento importante, a presença de leques da Formação Graxaim, aflorando em localidades consideradas como de origem marinho/lagunar. Em locais onde supostamente os leques deveriam estar soterrados pelos sedimentos marinhos/lagunares quaternários, encontramos afloramentos dos mesmos em cotas altimétricas que correspondem ao Sistema Lagunar III. Ao examinarmos zonas de quebras topográficas, verificamos que, em algumas baixadas dos degraus, afloram leques, indicado uma resultante da interação dos processos quaternários sobre as formações terciárias.

Os afloramentos de leques estão presentes nas periferias do Escudo, o caso especificamente citado o leque aflora isoladamente na margem de quebra da planície de inundação do Canal de São Gonçalo (figura 47). Analisado o contexto regional desta zona de quebra com dados de DGPS obtidos em

campo, com imagens de satélite e o MNT, constatamos uma clara distribuição dos leques aluvias aflorantes, os que sofreram retrabalhamento pela ação de marinha.



Figura 47 – Afloramento de leque aluvial na zona limítrofe da planície de inundação do São Gonçalo (UTM WGS 84 – 365082 E 6469837 N).

A altura do topo dos leques na área de estudo fica aproximadamente a 40 m sobre o nível do mar atual e sua base esta localizada na cota de 18 m. O afloramento na margem da planície de inundação do São Gonçalo esta situado na cota de 7 m, levando em consideração que no máximo transgressivo de 120 ka o nível máximo de elevação do mar foi aproximadamente 6 m (Muhs, 2006), podemos afirmar que este afloramento foi retrabalhado no máximos transgressivo de 120 ka.

4.6.2 Planície de inundação e terraços

Para auxiliar na interpretação da planície de inundação foram consideradas as áreas marginais dos corpos d'água suscetíveis à inundação em

períodos de alta pluviosidade. Dentro da classificação podemos distinguir dois grupos relativos à natureza do local no qual se encontram: fluvial ou lacustre.

Quando visualizamos o Canal de São Gonçalo percebemos notoriamente que ele responde diretamente ao nível da Laguna dos Patos e da Lagoa Mirim, deste modo podemos classificar a planície de inundação do São Gonçalo como de influência lacustre. Já a planície de inundação do rio Piratini é dominada pela ação fluvial, porém não podemos ignorar a influência que o Canal do São Gonçalo exerce sobre o rio Piratini em períodos de cheias.

Outro aspecto interessante a ressaltar é a presença de dois terraços, ambos situados na margem esquerda do rio Piratini. Podemos interpretar o terraço proximal ao rio como parte da planície lagunar. O terraço distal, localizado mais próximo das terras altas, esta ancorado nos leques e na planície lagunar II, encontrando-se completamente vegetado. O alinhamento entre o terraço e o “leque” é muito bem marcado, a linha de árvores (Figura 48) identifica o limite de desnível entre as duas feições.



Figura 48 – Limite do terraço de inundação marcada pela linha de árvores (UTM WGS 84 – 348253 E 6468327 N).

O outro terraço (ou planície) encontrasse próximo à foz do rio Piratini na porção norte (Figura 49). Dentro do contexto regional, podemos atribuir para a

formação deste terraço, a presença de uma multiplicidade de agentes – a gênese formadora pode ter sido o produto de duas fontes, a primeira a partir de sedimentos de origem fluvial derivados do rio Piratini e a segunda, a partir do efeito lagunar, durante o segundo evento transgressivo. Consideramos que o mais provável seja que concomitantemente ambas as fontes tenham originado este terraço, onde possivelmente o mesmo tenha recebido sedimentos tanto de origem fluvial quanto lagunar. Para critérios de mapeamento este terraço foi classificado como planície lagunar; embora este diagnóstico e discussão realizada tenham sido consideradas, porém pela ausência de dados texturais e mineralógicos dos sedimentos, motivo pelo qual nos levou a considerar os aspectos de cota e declividade, os quais no contexto local e regional indicam que o principal agente atuante seja de natureza lagunar.



Figura 49 – Terraço na proximidade da foz do rio Piratini (UTM WGS 84 – 355554 E 6468180 N).

4.6.3 Rio Piratini e Vales Fluviais

O rio Piratini em sua disposição na planície costeira configura seu percurso influenciado pelo alto grau de sedimentação depositado pelos seus afluentes. Como visto, este sistema de drenagem é de 7ª ordem.

Ao longo do curso do rio Piratini são encontrados vários meandros recortados, meandros abandonados, barras arenosas e ilhas. Nas interpretações realizadas nas imagens de satélite foi observada em alguns pontos a presença de grandes concentrações de sedimentos, supostamente estas localidades seriam anomalias no processo de sedimentação e transporte.

No trabalho de campo foi constatada a presença de grandes volumes de sedimentos nas margens do Piratini. Nas imagens de satélite existe um ponto que se destaca em relação aos depósitos de sedimentos atuais, como pode ser visto na imagem e no registro fotográfico, na ponte da BR-116 (Figura 50) sobre o rio Piratini. Nesta localidade há uma área de grande deposição sedimentar.



Figura 50 – Depósito sedimentar no leito do rio Piratini (UTM WGS 84 – 342949 E 6469467 N).

Os sedimentos neste ponto do rio não se depositam apenas nas margens do curso, mas também em seu leito, gerando uma ilha. Este comportamento está relacionado a variação hidrológica sazonal climática, onde a expressivo transporte no inverno devido a grande concentração das precipitações, enquanto que durante o verão, o baixo nível da água, expõem os sedimentos que se depositam abaixo da lâmina d'água formando um conjunto de barras submersas durante o inverno; outro agente que possivelmente influencia no acúmulo dos sedimentos neste local, é a presença dos pilares da ponte, servindo como barreira física, atuando para a retenção dos sedimentos.

4.6.4 Formação Deltaica

Comparando as duas situações apresentadas nas imagens, uma em períodos de cheias (Figura 51) e a outro de “estiagem” (Figura 40), percebe-se que a atual foz do rio Piratini os períodos de enchentes (elevação do nível) do canal de São Gonçalo apresenta alongamentos emersos que marcam o canal do Piratini. Esta característica na verdade é o indicativo da influência para o acúmulo sedimentar fluvial em ambientes lânticos. Observando a morfologia apresentada, podemos presumir que o rio Piratini construiu o delta num período pretérito, devido a que nas atuais condições climáticas não seria possível a formação de um delta, devido aos conflitos e relações de variação de carga e descarga fluvial entre o Piratini e São Gonçalo.

Como considerado por Villwock & Tomazeli (2000) após a formação do Sistema Patos-Mirim, o VNMM oscilou gerando eventos transgressivos e regressivos da linha de costa. Estes fenômenos oscilatórios em períodos transgressivos, onde o nível do mar posicionava-se acima do nível atual fez que os sistemas hídricos exorréicos fossem afetados diretamente.

Os processos deposicionais de descarga fluvial em ambientes lânticos com nível mais alto do que o atual, no caso do Piratini, auxiliou para a construção do sistema deltaico em ambiente raso. O lugar onde está localizada atualmente a planície de inundação do Canal de São Gonçalo se configurava

como a parte integrada ao canal, ficando submersa. Se a VNMM estivesse acima do atual ± 5 m a planície do São Gonçalo simplesmente não existiria como uma planície de inundação.

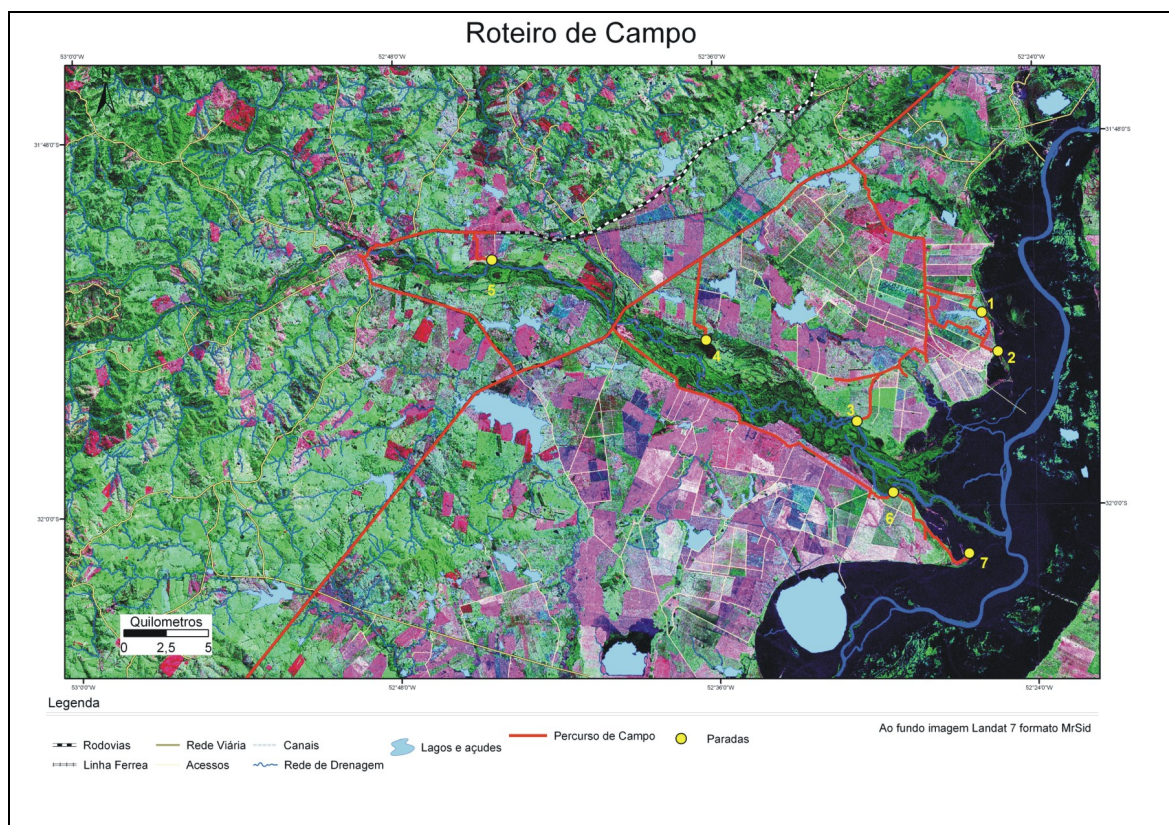


Figura 51 – Planície inundada pelo São Gonçalo.

Estes fatos nos levam a avaliar uma construção geomorfológica influenciada por condições paleoclimáticas diferentes as atuais. A foz do rio Piratini no ultimo máximo transgressivo encontrava num ambiente deposicional lântico raso, abrigado das ações de ondas e marés, tendo como influencia marinha apenas a descarga sedimentar fluvial em um ambiente de baixa energia.

Analisando o conjunto de paleocanais na foz do Piratini em um primeiro momento, podemos considerar a existência de meandros abandonados na sua foz, mas dentro desta reconstrução geomorfológica os supostos meandros são em sua gênese paleo lóbulos deltaicos abandonados. Os paleo lóbulos ficam situados ao norte do atual curso do Piratini.

4.6.5 Zonas de quebras topográficas

Um aspecto importante na caracterização geomorfológica foi a identificação das zonas de quebra na topografia. O principal foco na identificação das zonas de quebra esta relacionado na inter-relação entre os possíveis limites dos máximos transgressivos marinhos no Quaternário e o retrabalhamento que tal evento gerou.

Para isto foram traçadas transeções entre os locais durante o levantamento de campo e também em áreas de expressivos desníveis topográficos. Foram utilizados 4 perfis topográficos (Figura 52), 3 correspondendo a locais visitados em campo e 1 que percorresse significativos desníveis. Todas as transeções são orientadas no sentido W-E, mostrando os mergulhos dominantes do relevo no sentido a W-E (na direção da linha da costa atual).

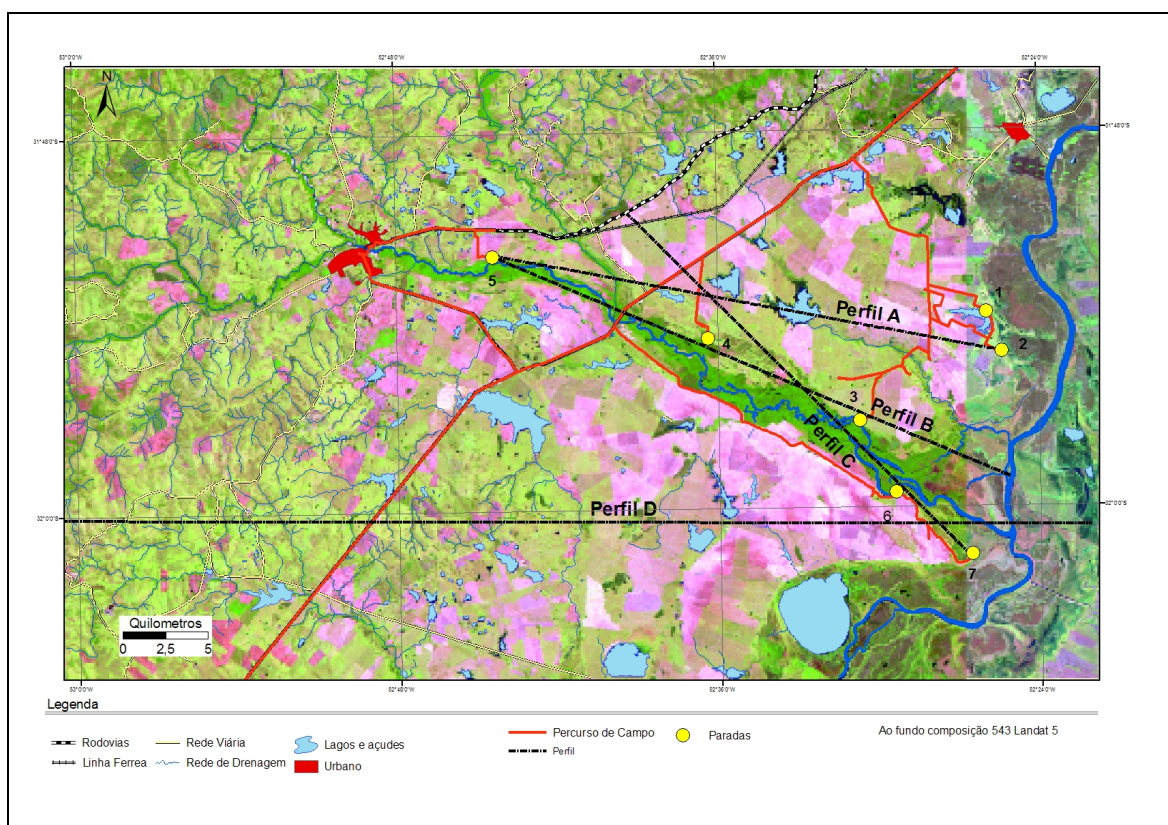


Figura 52 – Transeções utilizadas para identificar as zonas de quebras.

O Perfil A (Figura 53) percorre áreas de baixíssimas declividades e poucos acidentes geográficos, o ponto 5 (Figura 54) compreende parte do terraço de inundação do rio Piratini (vale em U) e leques aluviais, o ponto fica situado nas margens da planície de inundação do Canal de São Gonçalo (Figura 55).

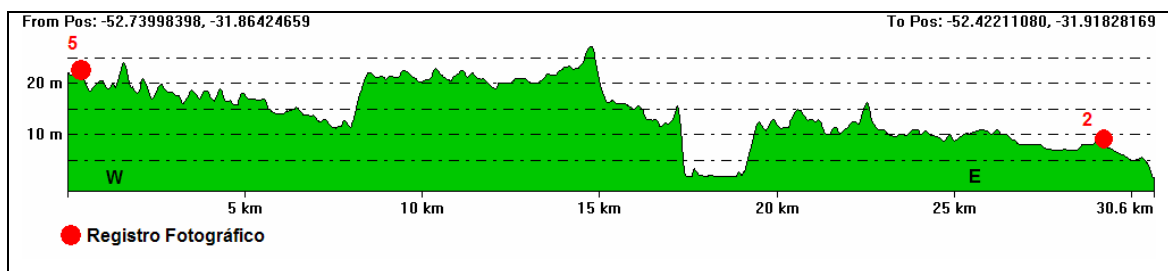


Figura 53 – Perfil A (exagero vertical de 150 vezes).



Figura 54 – Ponto 5 do trabalho de campo (UTM WGS 84 – 334714 E 6474557 N).



Figura 55 – Ponto 2 do trabalho de campo (UTM WSG 84 – 365879 E 6467620 N).

O Perfil B (Figura 56) acompanha a várzea rio Piratini dentro das Terras Baixas, este perfil tem como ponto inicial também o ponto 5 (Figura 54), mas percebemos uma gradativa redução na altimetria, quando chega na parte média do curso dentro da Planície Costeira verificamos grandes áreas planas limitadas por paredes arbustivas (Figura 57), na parte correspondente ao ponto 3 a transeção cruza o leito do Piratini (Figura 58) mantendo a tendência da paisagem de zonas planas limitadas pela vegetação.

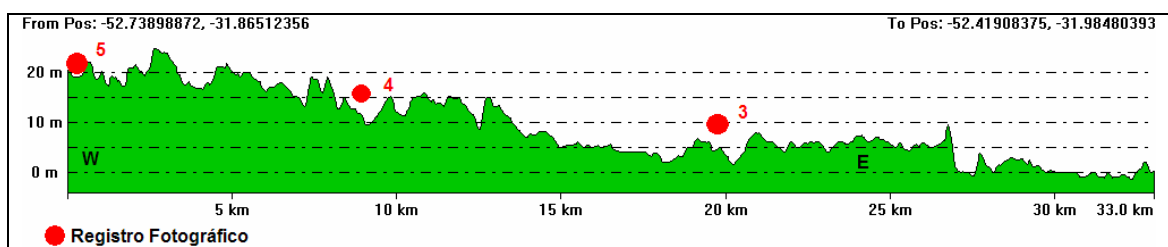


Figura 56 – Perfil B (exagero vertical de 175 vezes).



Figura 57 – Ponto 4 do trabalho de campo (UTM WGS 84 – 347548 E 6468467 N).



Figura 58 – Ponto 3 do trabalho de campo (UTM WGS 84 – 357159 E 6463525 N).

O Perfil C (Figura 59) mostra uma parte do sistema de leques aluviais cruzando o rio Piratini chegando próximo da foz dentro da planície de inundação do Canal de São Gonçalo (Figuras 60 e 61).

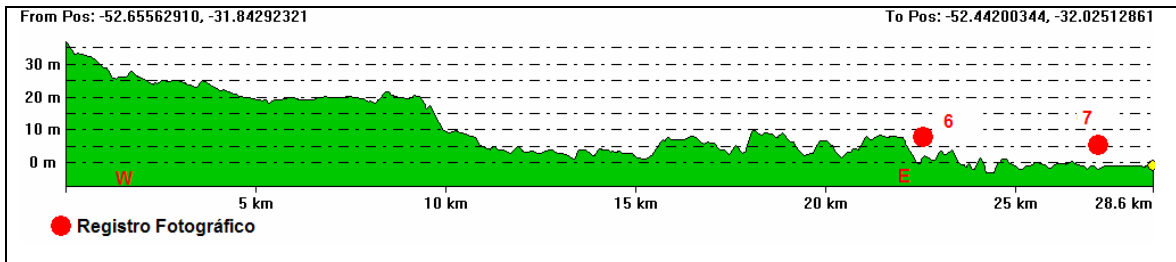


Figura 59 – Perfil C (exagero vertical de 90 vezes).



Figura 60 – Ponto 6 do trabalho de campo (UTM WSG 84 – 362676 E 6456238 N).



Figura 61 – Ponto 7 do trabalho de Campo (UTM WGS 84 – 364172 E 6455750 N).

A distinção entre as transeções esta ligada aos retrabalhamentos sofridos ao longo da área de estudo, considerando não apenas a ação marinha, mas também aos efeitos da ação fluvial, procuramos identificar as zonas de quebras peculiarmente marinhas. A partir dos perfis topográficos foram identificadas 3 quebras no relevo e 1 rampa. As feições de quebra são interpretadas como indicativos de eventos transgressivos com registro geomorfológicos na área.

A zona de quebras localizada ao W no Perfil D com altura aproximada de 18 m (Figura 62) é considerada como zona de interdigitação entre os leques aluviais e o evento do máximo transgressivo de 400 ka. Caracterizando como o registro geomorfológico mais antigo de origem marinha na área de estudo. Não estamos descartando que possam ter ocorrido eventos transgressivos significativos anteriores a este, mas geomorfologicamente este é o primeiro evento marinho transgressivo identificado e modelado na superfície da bacia. Sendo a zona de quebra de maior cota altimétrica, correlacionamos com os trabalhos de Villwock & Tomazelli (1991 e 2000), onde os sistemas de leques aluviais estão localizados na parte mais interior da PCRS, a qual foi retrabalhada, inicialmente pelos efeitos decorrentes dos agentes atuantes durante o máximo transgressivo de 400 ka.

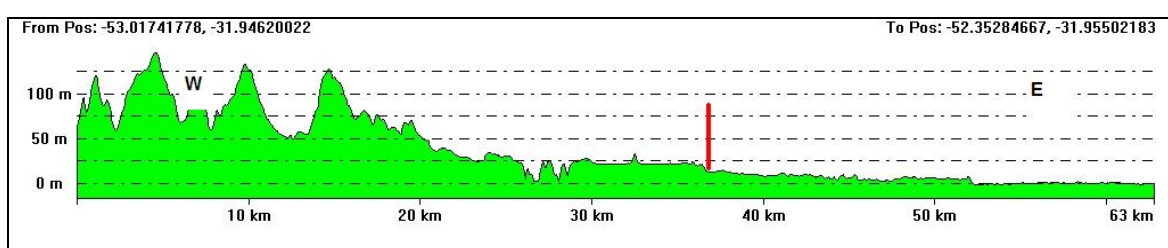


Figura 62 – Perfil D com destaque para zona de quebra de 18 m (exagero vertical de 60 vezes).

Na cota de 11 m encontramos uma rampa com declividade $>1^\circ$ (Figura 63), este “degrau” tem como máximo topográfico 15 m. Esta conformação abre uma incógnita com relação a sua origem, dentre as possibilidades genéticas desta feição abrimos mais de um precedente em relação de sua origem, podendo estar correlacionada ou a um evento transgressivo ou a erosão de agentes locais, ou por ambos.

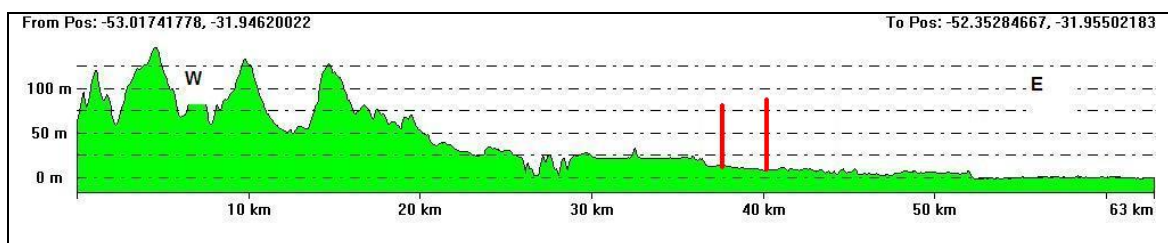


Figura 63 – Perfil D com destaque para rampa entre 15 e 11 m (exagero vertical de 60 vezes).

A zona de quebra dos 7 m apresenta um suave desnível na topografia, algo peculiar entra as zonas de quebras é que elas ficam intercaladas por áreas planas. A partir desta premissa que foi possível identificar esta zona de quebra.

Para o Rio Grande do Sul não existem trabalhos diretamente relacionados à variação de 120 ka, utilizando parâmetros internacionais para a VNMM. Mush (2006) expõe que para a costa Norte-Americana o evento transgressivo de 120 ka o mar atingiu aproximadamente 6 m acima do atual. Transcrevendo estes dados com a sutil zona de quebra de 7 m (Figura 64), nos direciona como provável evento formação desta feição a VNMM dos 120 ka.

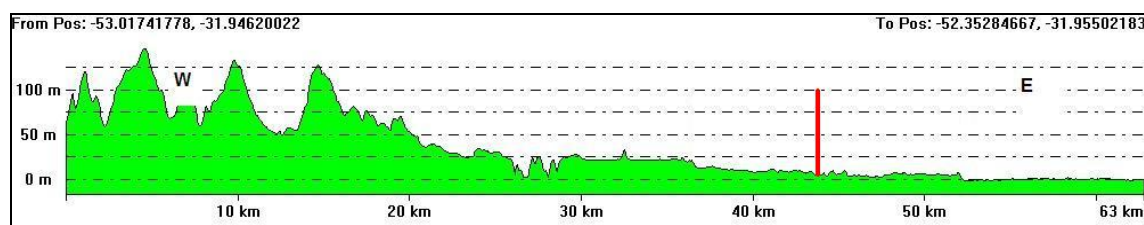


Figura 64 – Perfil D com destaque para zona de quebra de 7 m (exagero vertical 60 de vezes).

A zona de quebra de 5 m corresponde ao ultima máximo transgressivo ocorrido no Holoceno, localizado marginalmente ao Canal de São Gonçalo, este retrabalhamento mais moderno marca nitidamente (Figura 65) a conformação da área inundável do Canal de São Gonçalo, onde em períodos de cheias o canal inunda sua várzea, mas limita-se as proximidades ou ao mesmo, concordando com o degrau gerado no Máximo Transgressivo Holocênico, como observado por Ayup *et al.* (2002) para a região do Taim.

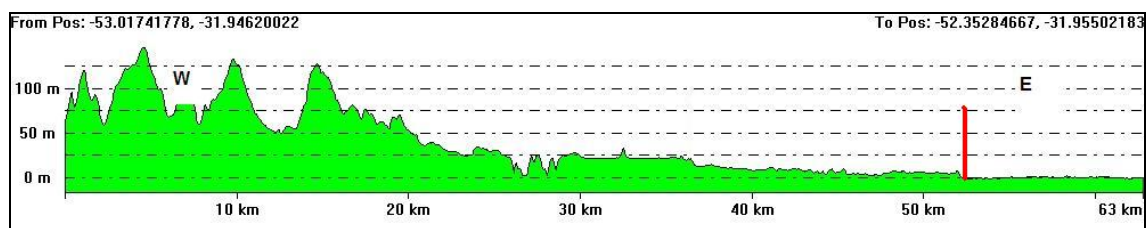


Figura 65 – Perfil D com destaque para zona de quebra de 5 m (exagero vertical 60 de vezes).

Reconstruindo dentro de uma linha lógica evolutiva de feições geomorfológicas, podemos classificar 3 expressivas transgressões marinhas ocorridas no Pleistoceno na área de estudo. Segundo Ângulo *et al.* (2006) e Tomazelli (1990) durante o máximo transgressivo holocênico o nível médio do mar subiu 5 m com variação de ± 1 , correlacionando com a zona de quebra de menor altitude de aproximadamente 5 m percebe-se que ao longo da área de estudo seria a única feição de quebra correspondente a tal evento.

A partir destas interpretações presumimos que existem 3 zonas de quebras marcas por eventos máximos transgressivos na área de estudo, correspondendo aos máximos de 400, 120 e 5 ka (Figura 66).

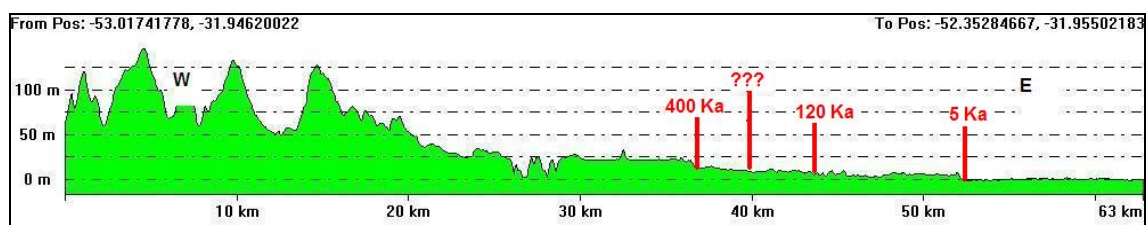


Figura 66 – Perfil com indicação das possíveis idades de formação (exagero vertical de 60 vezes).

4.7 Mapa Geomorfológico

A partir das conformidades apresentadas ao longo do trabalho, apresentamos como resultado a confecção de um mapa geomorfológico da área de estudo. Esta representação geomorfológica é a somatória da discussão e dos

resultados obtidos a partir das interpretações dos elementos formadores do relevo.

A identificação de cada feição foi obtida através das sua gênese e disposição na paisagem.

Feições:

- ❖ **Planalto Sul-Riograndense** – Expressão clássica na geomorfologia do Rio Grande do Sul, correspondendo ao Escudo Sul-Rio-Grandense – são terrenos com altitudes a partir de 50 m (na borda) recortados por vales fluviais encaixados.
- ❖ **Vales Fluviais em Terrenos Cristalinos** – entalhes no Escudo onde percorrem cursos d'água.
- ❖ **Depósitos Aluviais Terciários (Te)** – Apresentam superfície de coxilhas, com mergulho suave de $\pm 3^\circ$ (geralmente W-E) e altitudes a partir de 18 m, comumente estão localizados na periferia do Escudo.
- ❖ **Depósitos Aluviais Terciários com Retrabalramento Fluvial Quaternário (TefrQ)** – são leques aluviais que sofreram intenso retrabalamento quaternário pela ação fluvial.
- ❖ **Depósitos de Planície Lagunar Associados à Barreira II (Qp2)** – representa uma mistura de leques aluviais terciários e da planície lagunar, formados provavelmente no máximo transgressivo de 325 ka, representado por terrenos planos a coxilhas e em alguns pontos com suave mergulho.
- ❖ **Depósito de Terraço de Inundação Fluvial Associados à Barreira II (Qft2)** – representam paleo planícies de inundação, no que se refere aos terrenos fluviais as mesmas ficam nas adjacências dos cursos d'água, em cheias históricas podem ser invadidas por águas fluviais.

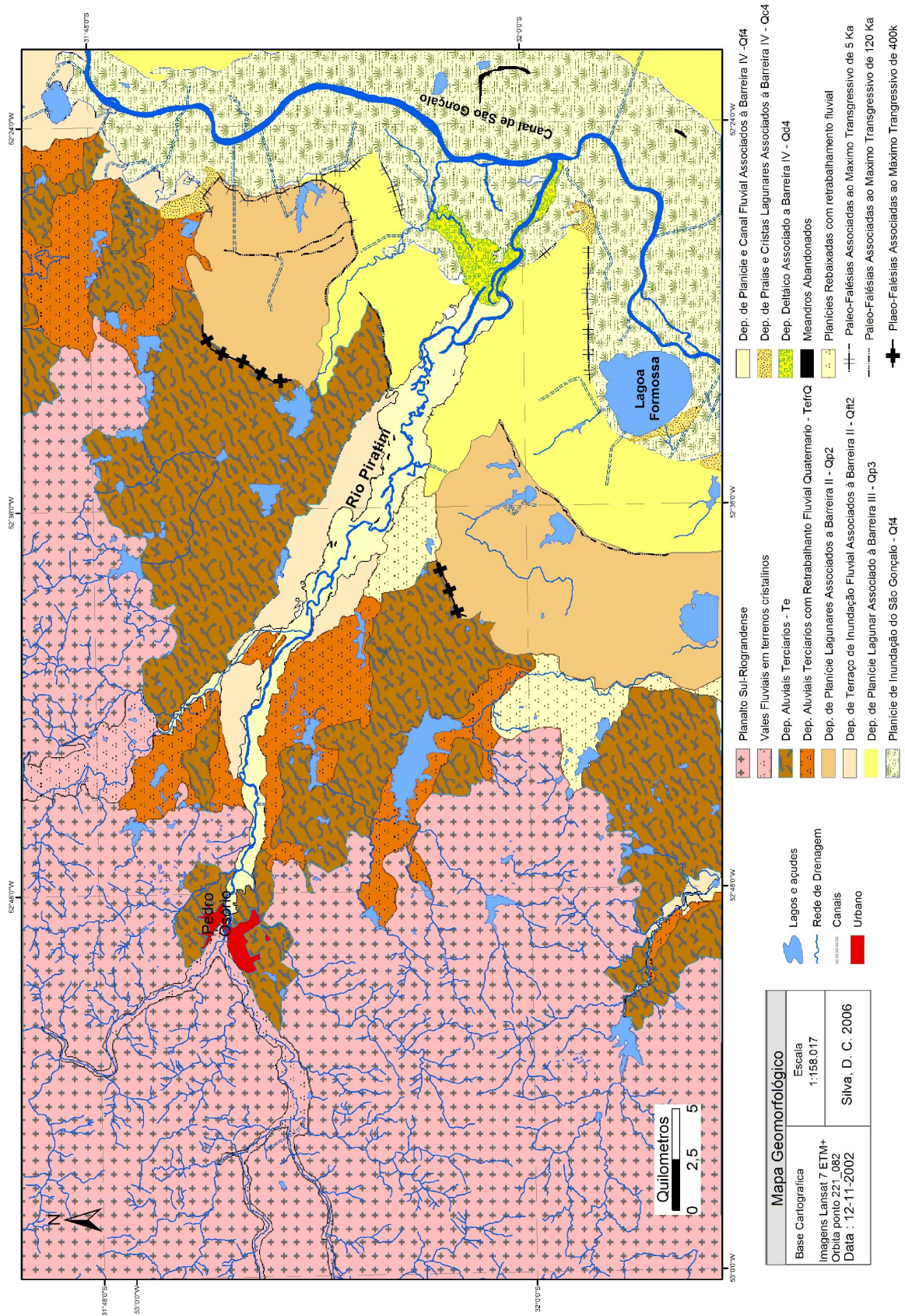


Figura 67 – Mapa Geomorfológico.

- ❖ **Depósito de Planície Lagunar Associado à Barreira III (Qp3)** – formações sedimentares desenvolvidas no evento transgressivo de 120 ka, são áreas planas, com topografia monótona.
- ❖ **Planície de Inundação do São Gonçalo (Qf4)** – compreende todas as áreas suscetíveis a inundações na periferia do Canal de São Gonçalo, sendo esta originada durante o Máximo Transgressivo Holocênico.
- ❖ **Depósito de Planície e Canal Fluvial Associados à Barreira IV (Qf4)** – são áreas periféricas dos cursos d'água com altitude baixa, em relação ao nível fluvial do curso, que em períodos de excesso hídrico podem vir a ficar submersos.
- ❖ **Depósitos de Praias e Cristas Lagunares Associados à Barreira IV (Qc4)** – são cordões arenosos preservados indicativos de paleo linhas de praia ou de margem lagunar desenvolvidos durante o Holoceno.
- ❖ **Depósito Deltáico Associados à Barreira IV (Qc4)** – formação deltaica desenvolvida no Holoceno, atualmente inativa.
- ❖ **Meandros Abandonados** – corpos d'água que faziam parte de um curso permanente, mas que por processo de variação de curso, em função de processos de deposição e/ou erosão, foi desvinculado do curso principal. Representam um registro do antigo curso.
- ❖ **Planícies Rebaixadas com Retrabalramento Fluvial** – áreas baixas planas a semi-planas, podendo ser vinculadas à “Planície de Origem Lagunar” e/ou à “Planície Mista de Depósitos Lagunares e Aluviais”, mas que sofreram intenso retrabalamento fluvial durante o Quaternário.
- ❖ **Paleo-Falésias Associadas ao Máximo Transgressivo de 5 ka** - Associadas ao Máximo Transgressivo de 5 Ka – escarpas originadas pela elevação do nível do mar com altitude máxima de 5 m (± 1 m de variação).
- ❖ **Paleo-Falésias Associadas ao Máximo Transgressivo de 120 ka** - Associadas ao Máximo Transgressivo de 120 ka – escarpas originadas pela elevação do nível do mar com altitude máxima de 7 m (± 1 m de variação).

- ❖ **Paleo-Falésias Associadas ao Máximo Transgressivo de 400 ka –**
Associadas ao Máximo Transgressivo de 400 ka – escarpas originas pela elevação do nível do mar com altitude de aproximadamente 18 m (± 1 m a variação).

5. Considerações finais

A Planície Costeira Sul do Rio Grande do Sul é formada por um conjunto de complexos sistemas deposicionais distintos, a diversidade de eventos e agentes modificadores da paisagem configuram um mosaico de formas construtivas e de retrabalhamento do relevo no Quaternário.

A geologia local apresenta fácies de difícil identificação devido à interdigitação das unidades geológicas, o mapeamento elaborado foi desenvolvido através de uma classificação a partir da relação das cotas das feições com os eventos retro-transgressivos da linha de costa.

A presença de pontos discordantes entre os mapeamentos realizados em parte da área de estudo, indicam métodos distintos na interpretação dos processos formadores. Dentro das interpretações realizadas, e das comparações, notoriamente percebemos que o mapeamento realizado por Willwock *et al.* (1994) apresenta um grau de detalhe superior ao da CPRM.

A continuidade dada para a área não mapeada por Willwock *et al.* (1994), apresenta uma proposição diferenciada para as partes que suposta existência de depósitos lagunares do evento transgressivo de 400 ka. A reclassificação destas áreas se enquadra como uma proposição interpretativa dos processos sedimentares em áreas difusas. As principais reconsiderações que levaram a identificação de leques aluviais esta vinculado ao ângulo de inclinação que estas superfícies apresentam (de aproximadamente 2°) e a cota base limite destas formações.

Relacionando o mapeamento geológico com o geomorfológico visualizamos uma relação direta entre as formas do relevo com as formações geológicas.

A identificação das feições geomorfológicas apresentou uma resposta direta com os eventos formadores das mesmas. Marcadamente os processos deposicionais e erosivos vinculados às variações do nível do mar registraram esculturalmente a sua ação, dispendo nas áreas sedimentares

evidências diretas do avanço e recuo da linha de costa. Algumas feições sofreram retrabalhamento pela ação fluvial, mas mesmo assim preservaram evidências da sua gênese.

A delimitação de feições geomorfológicas relacionado a eventos de variação do nível do mar é complexa, mesmo dispondo de dados de diferentes aspectos e de diversas naturezas, a correlação de quando (escala temporal) cada feição foi realmente gerada implica em uma delicada interpretação do conjunto de agentes envolvidos nos processos. Da mesma forma que Abuodha (2004) apresenta indicativos de possíveis indícios das construções dos terraços no litoral do Quênia, ele disserta sobre a complexidade de correlacionar as formas de relevos a eventos transgressivos.

Para obtenção de maiores evidências da relação da forma de relevo existente com o seu evento formador, seria necessária a obtenção de dados além dos gerados pelas técnicas de geoprocessamento, podemos tomar como exemplo o trabalho realizado por Kazanc *et al.* (2003), o qual utilizou dados estratigráficos vinculados ao geoprocessamento. Esta parceria de técnicas possibilitou a identificação geomorfológica de feições em uma ampla e, ao mesmo tempo, restrita escala temporal.

Dentro da literatura foi detectado a escassez de dados relativos a variação do nível do mar no Quaternário para a costa brasileira. Trabalhos como de Angulo *et al.* (2006) exploram as variações ocorridas no Holoceno, basicamente em períodos anteriores são raros os dados confiáveis desta natureza, além disso, há necessidade de exploração de valores da variação do nível do mar para a costa do Rio Grande do Sul.

Com base o trabalho de Bocco (2001) pode dar uma outra conotação além da contribuição na caracterização evolutiva da PCRS, este tipo de mapeamento também pode ser utilizado no planejamento territorial. A aplicação de trabalhos que abordam aspectos naturais (geologia, geomorfologia, hidrografia, declividade), é amplamente utilizada pelos setores organizacionais e econômicos.

O produto final gerado dispõe de uma classificação geomorfológica baseado em dados geológicos, hidrográficos e topográficos. A construção do mapa geomorfológico descreve as formas de relevo a partir dos indicativos de evolução. A identificação abrangeu amplamente as feições que possuem ligação direta com as flutuações do nível do mar no Quaternário, além depósitos de aluviais terciários.

Foram identificadas feições de:

- Natureza marinha/lagunar: Planície de Origem Lagunar, Paleo Cordões de Praias e/ou Lagunares, Paleo-Falésias Associadas ao Máximo Transgressivo de 400 ka, Paleo-Falésias Associadas ao Máximo Transgressivo de 120 ka, e Paleo-Falésias Associadas ao Máximo Transgressivo de 5 ka;

- Natureza marinha/lagunar-fluvial: Paleo-Delta; Planície de Inundação do São Gonçalo; e Planícies Rebaixadas com Retrabalimento Fluvial;

- Natureza fluvial: Terraço de Inundação, Planície de Inundação Fluvial, e Meandros Abandonados;

- Movimentação de massa: Depósitos Aluviais e Depósitos Aluviais Terciários com Retrabalimento Fluvial Quaternário;

- Movimentação de massa interdigitado com marinho/lagunar: Planície Mista de Depósitos Lagunares e Aluviais: e

- Movimentação de massa em terrenos cristalinos: Planalto Sul-Rio-Grandense e Vales Fluviais em Terrenos Cristalinos.

6. Referências Bibliográficas

- ABUODHA J.O.Z. 2004. Geomorphological evolution of the southern coastal zone of Kenya. **Journal of African Earth Sciences**, n. 39, p. 517–525.
- ADEDIRAN A.O.; PARCHARIDIS I.; POSCOLIERI M. & PAVLOPOULOS K. 2004. Computer-assisted discrimination of morphological units on north-central Crete (Greece) by applying multivariate statistics to local relief gradients. **Geomorphology**, n. 58, p. 357–370.
- ANGULO R.J. & LESSA G.C. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. **Marine Geology**, n.140, p. 141-166.
- ANGULO R.J. & SUGUIO K. 1995. Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paraná, Brazil. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, n. 113, p. 385-393.
- ANGULO, R.J.; LESSA, G.C. & SOUZA, M.C. 2006 A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, n. 25, p. 486–506.
- ASMUS, H.E. & PORTO, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...** Belém: SBG, n. 2, p. 97-99.
- AYALEW L. & YAMAGISHI H. 2004. The application of GIS-based logistic regression for landslide susceptibility mapping in the Kakuda-Yahiko Mountains, Central Japan. **Geomorphology**, [no plero].
- AYUP-ZOUAIN R.N.; FERREIRA, H.P.L.; BARBOZA, E.G. & TOMAZELLI, L.J. 2003. Evidencia morfológica de um paleocanal holocênico da Laguna Mirim nas adjacências do Banhado Taim. **ABEQUA**, 2003.
- BARBOZA, E.G. 1999. **Terraços da margem leste da Laguna dos Patos, Litoral Médio do Rio Grande do Sul**: estratigrafia e evolução holocênica. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós Graduação em Geociências, UFRGS. 1999. Porto Alegre, RS, Brasil, p. 136.
- BARRELL, J. 1912. Criteria for the recognition of ancient delta deposits. Geological Society of America, **Bulletin**, n.23, p. 377-446.
- BENTIVENGA, M.; COLTORTI M. & TAVARNELLI G.P.E. 2004. A new interpretation of terraces in the Taranto Gulf: the role of extensional faulting. **Geomorphology**, n. 60, p. 383-402.
- BACKEUSER, E.A. 1918. **A faixa litorânea do Brasil Meridional ontem e hoje**. Bernard Freres. Rio de Janeiro, p. 210.

- BIGARELLA, J.J. 2003. **Estrutura e Origem das paisagens tropicais e subtropicais**. Florianópolis: Ed. da UFSC, v. 3.
- BOCCO G.; MENDOZA M. & VELÁZQUEZ A. 2001. Remote sensing and GIS-based regional geomorphological mapping — a tool for land use planning in developing countries. **Geomorphology**, n.39, p. 211–219.
- CÉSAR, A.R.S.F. 1986. O batolito pelotas (proterozoico superior/eo-paleozoico) no escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA (34. : 1986 : Goiania, Go). **Anais**. Goiania : SBG, 1986. vol. 3, p. 1322-1343.
- CÉSAR, A.R.S.F. 1991. **Tectônica de placas no ciclo brasiliano: as orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. Tese (doutorado) - USP. Instituto de Geociências, São Paulo, BR-SP.
- CHRISTOFOLETTI, A. 1980. **Geomorfologia**. 2 ed. rev. e ampl. São Paulo: Edgard Blücher, p. 188.
- COLLINSON, J.D. 1986. Alluvial Sediments. In: H. G. (ed.) **Sedimentary Environments and Facies**. 2. ed. Oxford London: Blackwell Scientific Publications, p. 20-54.
- CUNHA, S.B. 2001. Geomorfologia Fluvial. In: Guerra, A. J. T.; CUNHA, S. B. **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos**. 4. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil. P. 221-252.
- DELANEY, P.J.V. 1965. **Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul**. Publicação Especial da Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, p. 1-195.
- DILLENBURG, S.R. 1988. **Contribuição da evolução paleogeográfica quaternária da plataforma continental do Rio Grande do Sul**. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós Graduação em Geociências, UFRGS. 1988. Porto Alegre, RS, Brasil, p.77.
- FARRELL K.M. 2001. Geomorphology, facies architecture, and high-resolution, non-marine sequence stratigraphy in avulsion deposits, Cumberland Marshes, Saskatchewan. **Sedimentary Geology**, n.139, p. 93-150.
- FISHER, W.L. & BROWN, L.F. 1969. **Delta systems in the exploration for oil and gas**; a research colloquium. Austin, TX. Texas, Bureau of Economic Geologic, p. 204.
- FONTANA, R.L. 1996. **Geotectônica e sismoestratigrafia da bacia de pelotas plataforma de Florianópolis**. 1996. 2v.

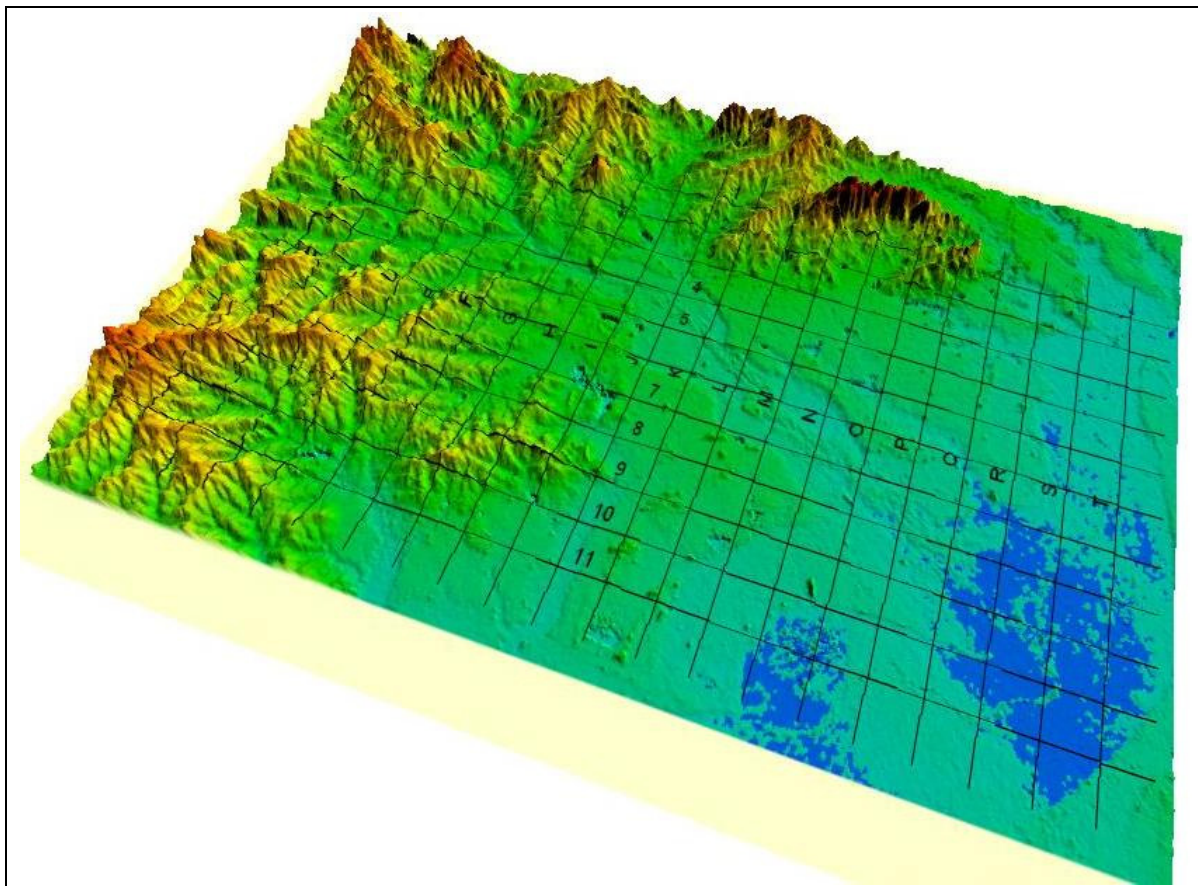
- FRIEDMAN, G.M. & SANDERS, J.E. 1978. **Principles of sedimentology**. New York : John Wiley & Sons, p. 792.
- GUERRA, A.J.T. 1972. **Dicionário geológico-geomorfológico**. 5. ed. rev. e ampl. Rio de Janeiro: IBGE, p. 446.
- GALLOWAY, W.E. 1975. Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In: Broussard, M. L. **Deltas models for exploration**: Houston, TX. Houston Geological society, p. 87-98.
- GHIGNONE, J.I. 1960. Reconhecimento gravimétrico na Bacia de Pelotas. **Boletim Técnico da Petrobrás**. Rio de Janeiro : Petrobrás, v. 3, n. 28, p. 73-79.
- GUZZETTI F.; MARCHETTI M. & REICHENBACH P. 1997. Large alluvial fans in the north-central PO Plain (Northern Italy). **Geomorphology**, n. 18. p. 119-136.
- HARVEY A M.; SILVA P.G.; MATHER A.E.; GOY J. L.; STOKES M. & ZAZO C. 1999. The impact of Quaternary sea-level and climatic change on coastal alluvial fans in the Cabo de Gata ranges, southeast Spain. **Geomorphology**, n. 28, p.1-22.
- HASENACK, H. & FERRARO, L.W. 1989. Considerações sobre o clima na região de Tramandaí. **Pesquisas**, 22, p. 53-70.
- HIGGITT D.L. & WARBURTON J. 1999. Applications of differential GPS in upland fluvial geomorphology. **Geomorphology**, n. 29, p.121-134.
- HOWARD, A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. American Association of Petroleum Geologists, **Bulletin**. Tulsa, v.51, n.11, p. 2246-2259.
- IMBRIE, J.; HAYS, J.; MARTISON, D.; MCINTYRE, A.; MIX, A.; MORLEY, J.; PISIAS, N.; W. & SHACKLETON, N. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine d180 record. In. Berger, A. *et al.*, (eds.). **Milankovitch and Climate**. Part I. Riedel. P. 269-305.
- JUSTUS, J.O., MACHADO, M.L.A. & FRANCO, M.S.M. 1986. Geomorfologia. In: **Levantamento de Recursos Naturais**. IBGE, Rio de Janeiro, Brasil. v.33. p. 313-404.
- KAZANC N.; GULBABAZADEH T.; LEROY S.A.G. & ILERI Ö. 2004. Sedimentary and environmental characteristics of the Gilan-Mazenderan plain, northern Iran: influence of long- and short-term Caspian water level fluctuations on geomorphology. **Journal of Marine Systems**, n.46, p. 145-168.

- KLEMME, H.D. 1980. Types of petroliferous basins. In: FORSTER, N. H. & BEAUMOUNT E. A. 1987. **Geologic basins**, I: classification, modeling and predictive stratigraphy – treatise of petroleum Geology. Reprint Series, 1. Tulsa, OK, AAPG, p. 87-101.
- LILLESAND, T.M. & KIEFER, R.W. 1979. **Remote sensing and image interpretation**. New York: John Wiley & Sons, p. 763.
- LIMA, M.I.C. 1995. **Introdução a interpretação radargeologia**. Rio de Janeiro: IBGE, p. 124.
- MIALL, A.D. 1984 Deltas. In: WALKER, R.G. (ed.) **Facies Models**. Ed.. Geoscience Canada. 2. ed. Hamilton: Geoscience Canada, p. 105-118.
- MORHANGE C.; GOIRAN J.P.; BOURCIER M.; CARBONEL P., CAMPION J.; ROUCHY J.M. & YON M. 1970. Recent Holocene paleo-environmental evolution and coastline changes of Kition, Larnaca, Cyprus, Mediterranean Sea. **Marine Geology**, n. 170, p. 205-230.
- MUHS, D.R. 2006. **Last Interglacial: Timing and Environment (LITE)**. Disponível em: <<http://esp.cr.usgs.gov/info/lite/>> Acesso em: 20 de agosto de 2006.
- NIMER, E. 1977. Clima. In: IBGE – **Geografia do Brasil, Região Sul**. SERGRAF-IBGE, Rio de Janeiro, p. 35-79.
- PASUTO A. & SOLDATI M. 1999. The use of landslide units in geomorphological mapping: an example in the Italian Dolomites. **Geomorphology**, n. 30, p. 53-64
- PELLEGRINI G.B. & SURIAN N. 1996. Geomorphological study of the Fadalto landslide, Venetian Prealps, Italy. **Geomorphology**, n.15, p. 337-350.
- PHILIPP, R.P. O Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: **Geologia do Rio Grande do Sul: 2000**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS, 2000. p. 133-160.
- RAMBO, B. 1956. **A fisionomia do RS**. 2ª edição. Porto Alegre. Livraria Selbach. 456 p.
- RUST, B.R. & KOSTER, E.H. 1984. Coarse Alluvial Deposits. In: WALKER, R.G. (ed.) **Facies Models**. Ed.. Geoscience Canada. 2. ed. Hamilton: Geoscience Canada, p. 53-69.
- STRAHLER, A.N. 1997. **Geologia física**. Barcelona: Omega, p. 629.
- SUMMERFIELD, M.A. 1991. **Global Geomorphology: na introduction to the study of landforms**. New York: Longman Scientific & Technical. p. 537.

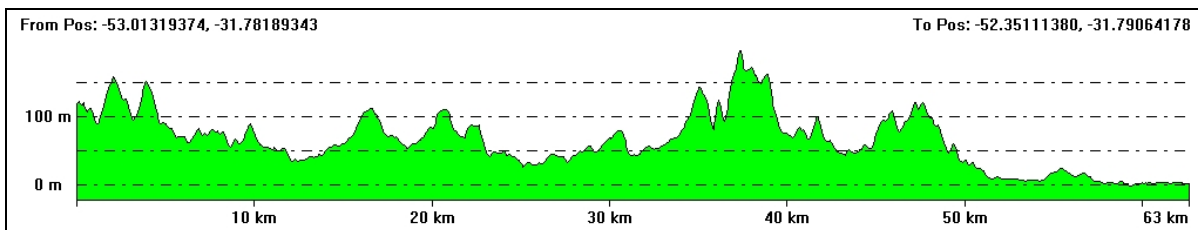
- TAGLIANI, C.R.A. 2002. **A mineração na porção média da Planície Costeira do Rio Grande do Sul: estratégia para a gestão sob um enfoque de gerenciamento costeiro integrado.** Tese de Doutorado. Curso de Pós Graduação em Geociências, UFRGS. 2002. Porto Alegre, RS, Brasil. p. 252.
- THOMAS, M.F. 1996. **Geomorphology in the tropics: a study of weathering and denudation in low latitudes.** Chichester, Inglaterra: John Wiley & Sons, 460 p.
- TOMAZELLI, L.J. 1985. Contribuição ao conhecimento das fácies de ambiente praias a partir de elementos do Pleistoceno costeiro do Rio Grande do Sul. In: 2º SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. **Anais...**, Florianópolis, SBG, pg. 325-338.
- TOMAZELLI, L.J. 1990. **Contribuição ao estudo dos sistemas deposicionais holocênicos do nordeste da província costeira do Rio Grande do Sul, com ênfase no sistema eólico.** Tese de Doutorado. Curso de Pós Graduação em Geociências, UFRGS. 1990. Porto Alegre, RS, Brasil. P. 270.
- TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A.; LOSS, E.L. & DEHNHARDT, E.A. 1982. Caracterização de um depósito praias pleistocênico na Província Costeira do Rio Grande do Sul. In: 32º Congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**, Salvador, SBG, 4. p.1514-1523.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 1991. Geologia do sistema lagunar Holocênico do litoral norte do Rio Grande do Sul, Brasil. **Pesquisas**, n.19, p. 12-24.
- TOMAZELLI, L.J. & VILLWOCK, J.A. 2000. O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. In: **Geologia do Rio Grande do Sul.** Edição CIGO/UFRGS, p. 375-406.
- VIEIRA, E.F. & RANGEL, S.R.S., 1988. **Planície costeira do RS.** Editora Sagra. p. 256.
- VILLWOCK, J.A. 1977. **Aspectos da sedimentação na região nordeste da Lagoa dos Patos: lagoa do casamento e saco do cocuruto - RS - Brasil.** Tese de Doutorado. Curso de Pós Graduação em Geociências, UFRGS. 1977. Porto Alegre, RS, Brasil, p. 189.
- VILLWOCK, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, southern Brazil. A synthesis. **Pesquisas**. 16, p. 5-49.
- VILLWOCK, J.A. 1994. A costa brasileira: Geologia e Evolução. **Notas Técnicas** 7, p. 38-49.

- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1989. Sea-Level changes and Holocene evolution in the Rio Grande do Sul coastal plain, Brazil. Special Publ. International Symposium on Global Changes in South America During the Quaternary: Past- Present- Future, São Paulo, **ABEQUA**, 1, p.192-196.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. **Notas Técnicas**, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica. Universidade Federal do Rio Grande Do Sul. Porto Alegre, n. 8, p. 1-45.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1998. Holocene coastal evolution in Rio Grande do Sul, Brazil. In: **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. A.A. Balkema, Rotterdam, 11, p. 83-296.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DEHNHARDT, E.A.; BACHI, F. A.; DEHNHARDT, B.A.; GODOLPHIM, M.F. & HORN, N.O. 1994. **Mapa Geológico da Província Costeira do Rio Grande do Sul**.
- URIEN, C.M. & MARTINS, L.R. 1975. Sedimentos da plataforma continental sul Americana entre Cabo Santa Marta (Brasil) e Terra do Fogo (Argentina). In: XXVIII congresso Brasileiro de Geologia. **Anais...**
- WEEKS, L.G. 1952. Factors of sedimentary basin development that control oil occurrence. American Association Petroleum Geologists, **Bulletin**. n.8, p. 2071-2124.

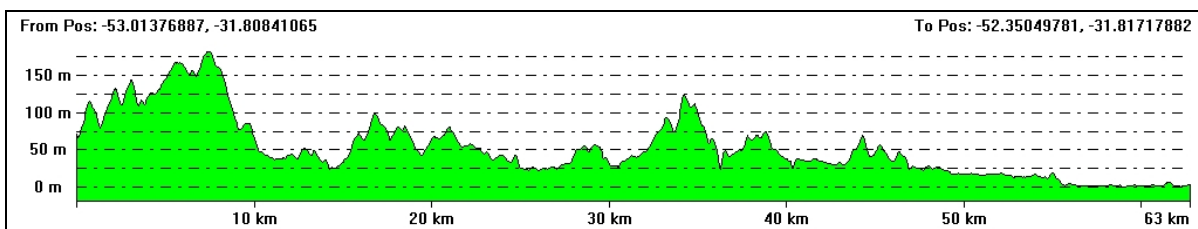
ANEXO 1



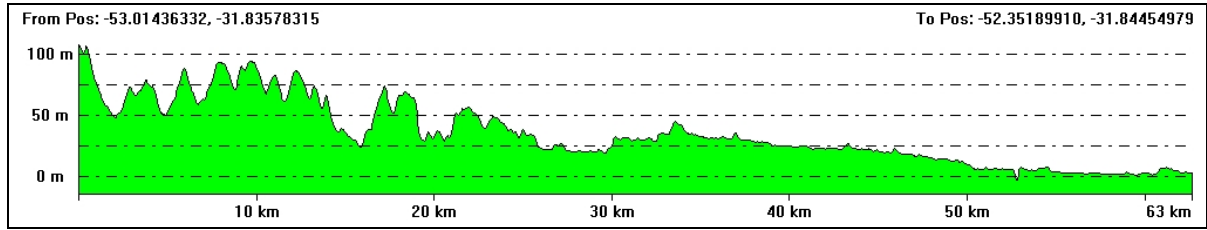
Grid de transeções para área de estudo que foram realizados perfis.



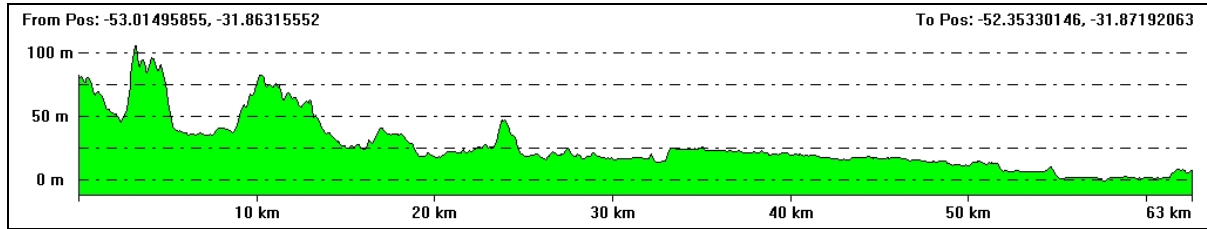
Perfil 1.



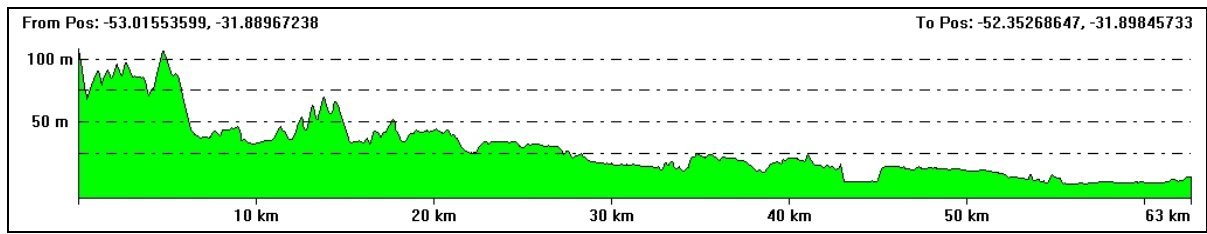
Perfil 2



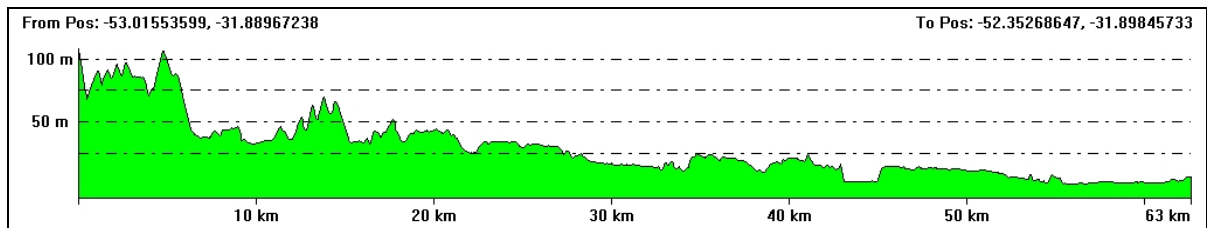
Perfil 3



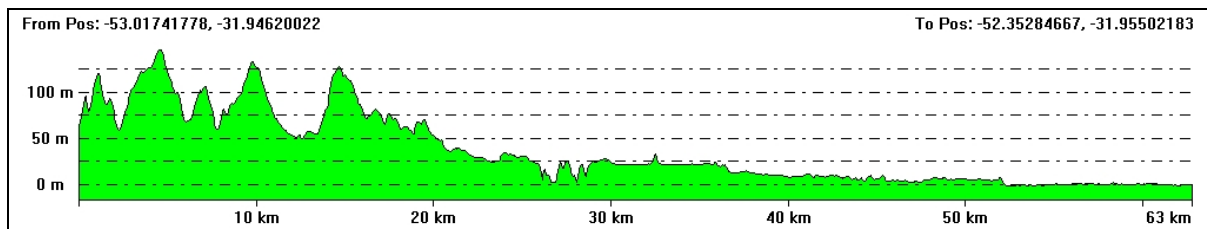
Perfil 4



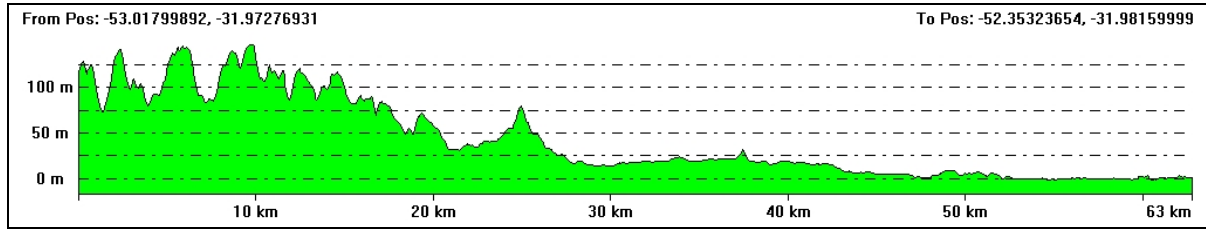
Perfil 5



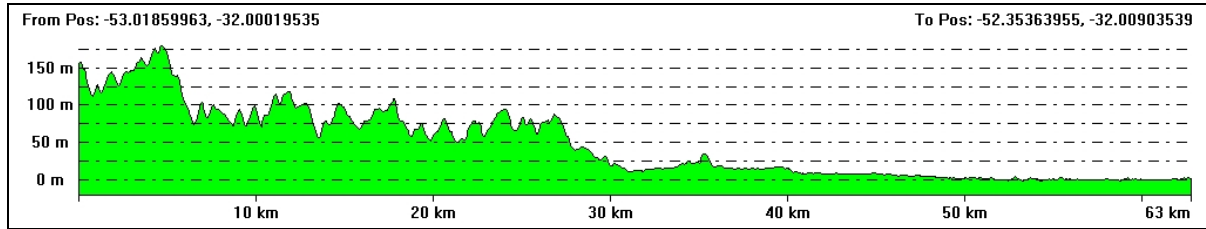
Perfil 6



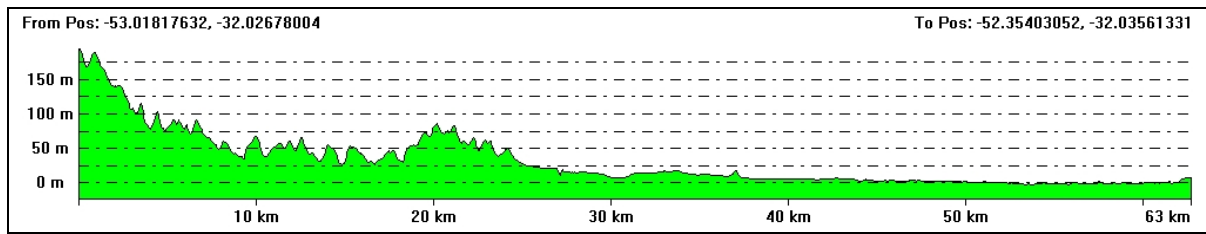
Perfil 7



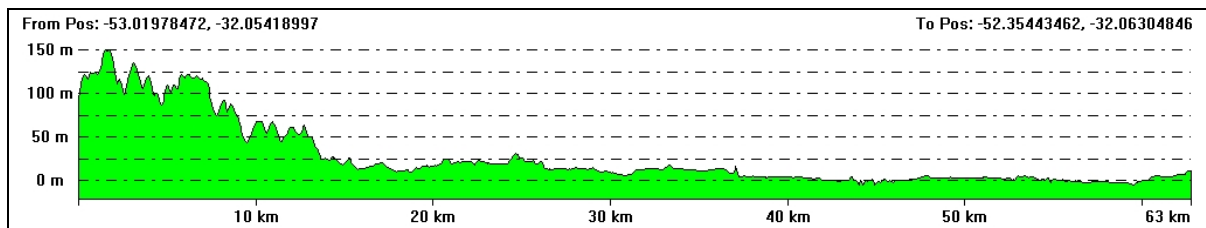
Perfil 8



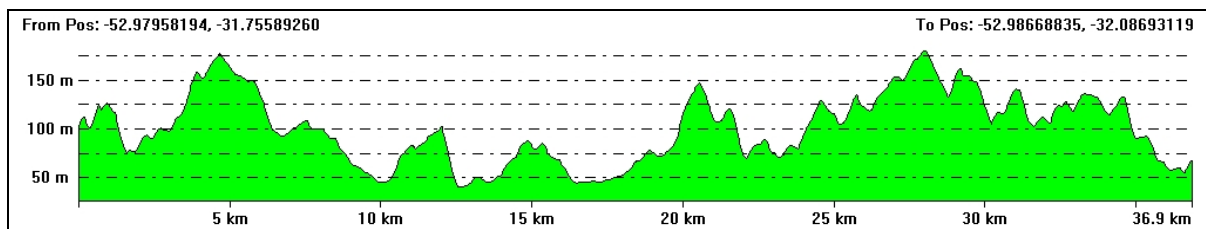
Perfil 9



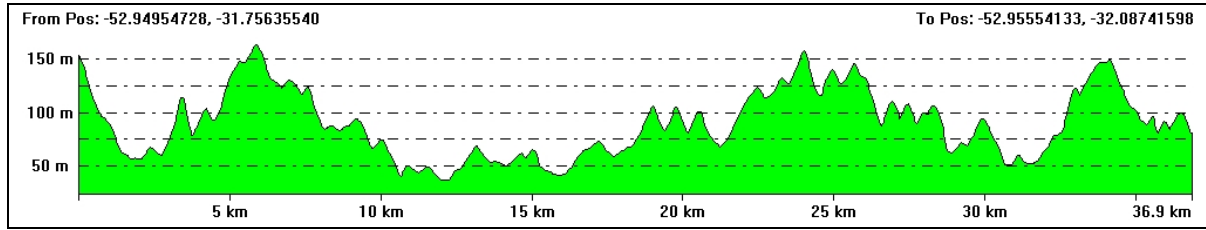
Perfil 10



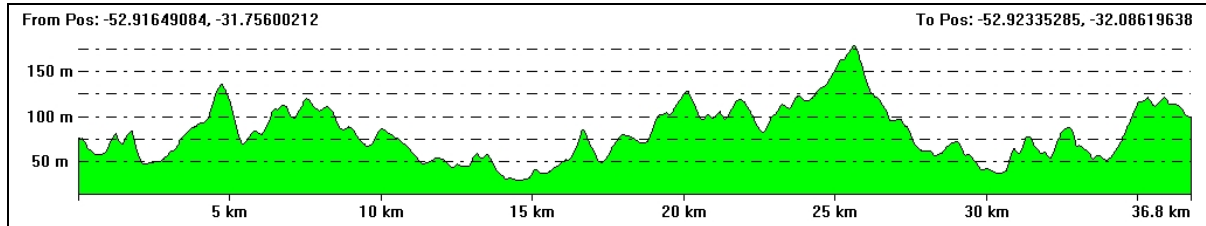
Perfil 11



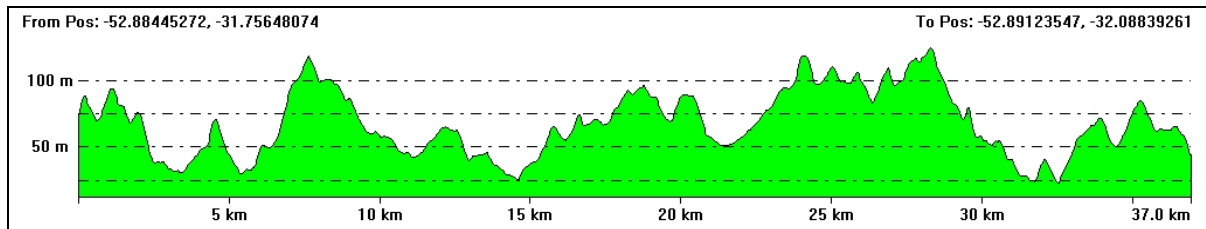
Perfil A



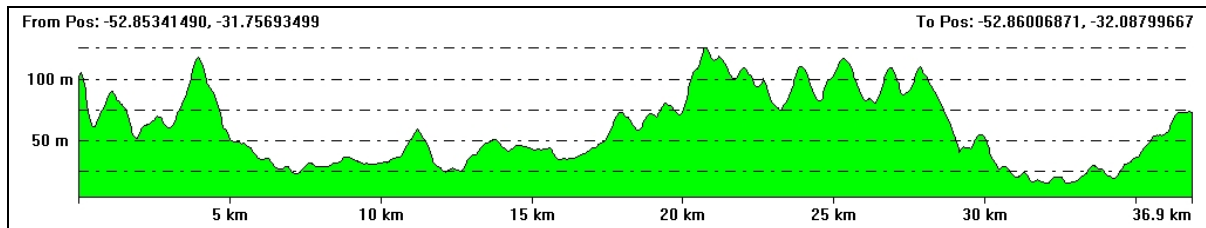
Perfil B



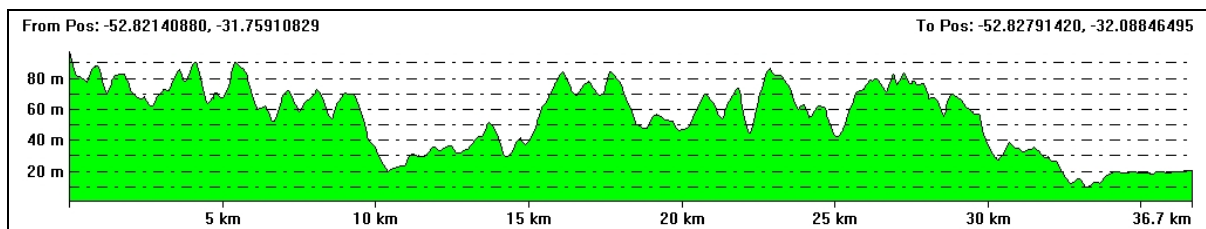
Perfil C



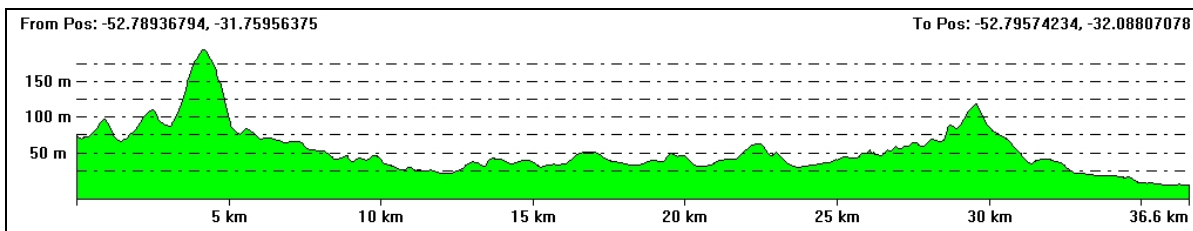
Perfil D



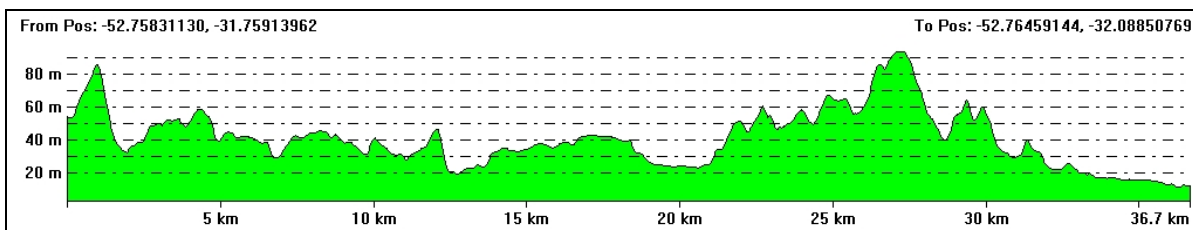
Perfil E



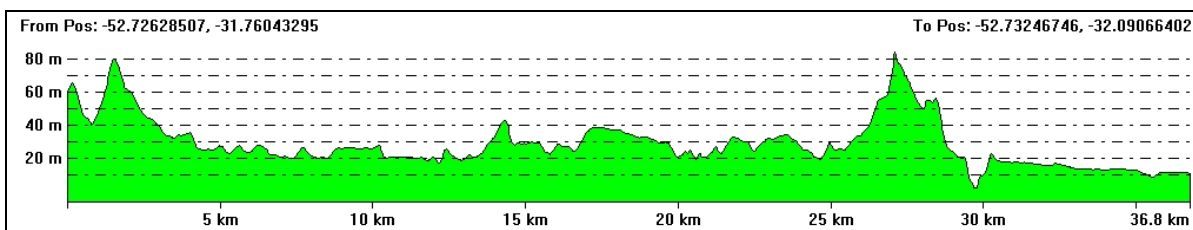
Perfil F



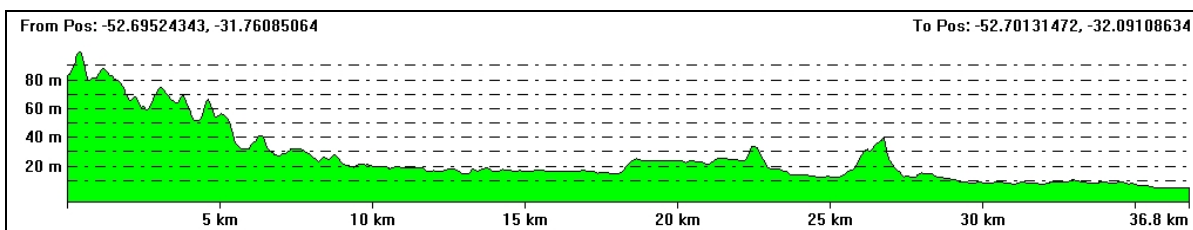
Perfil G



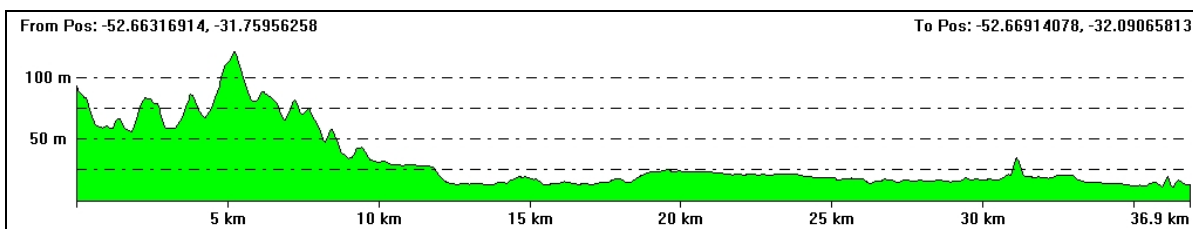
Perfil H



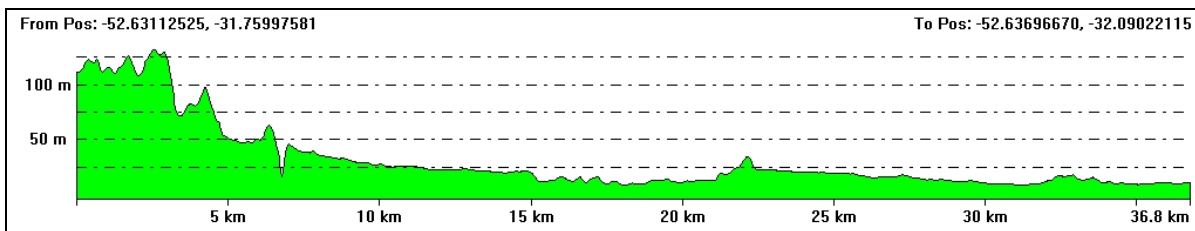
Perfil I



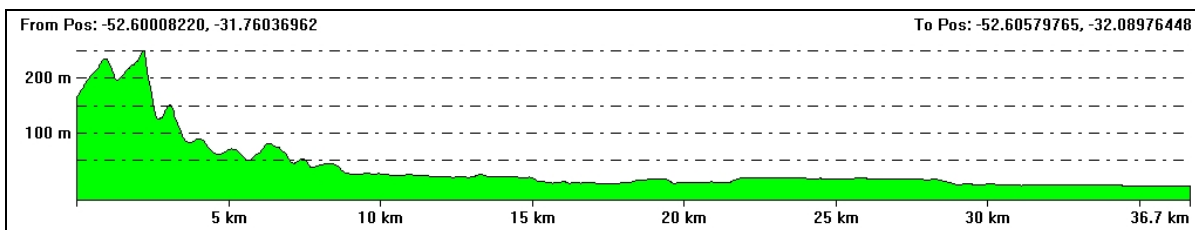
Perfil J



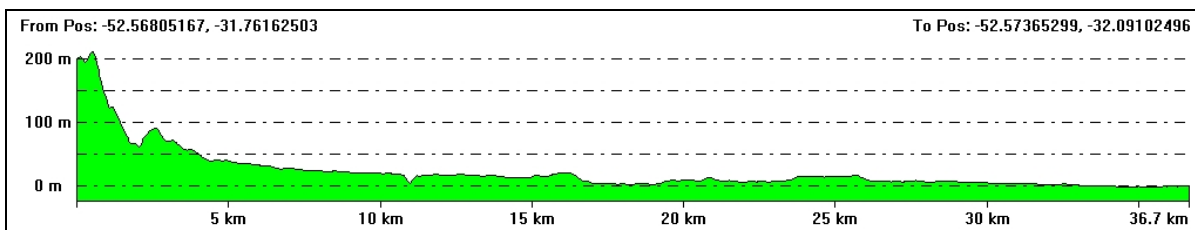
Perfil K



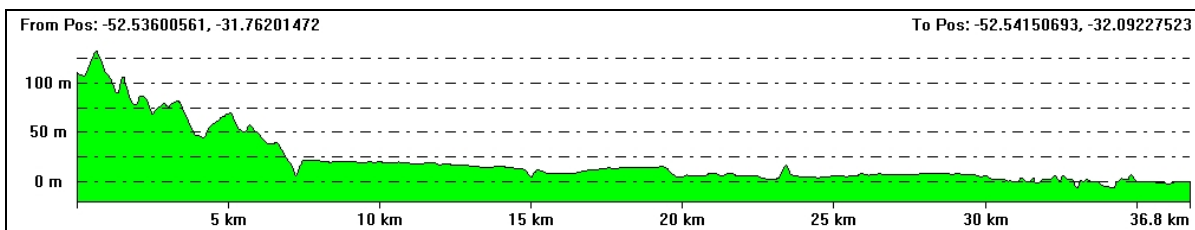
Perfil L



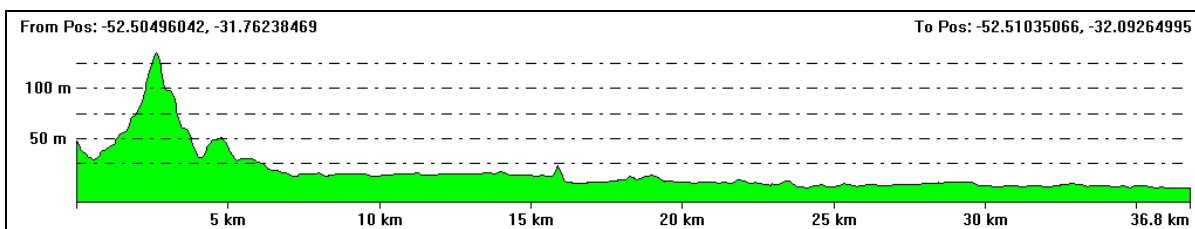
Perfil M



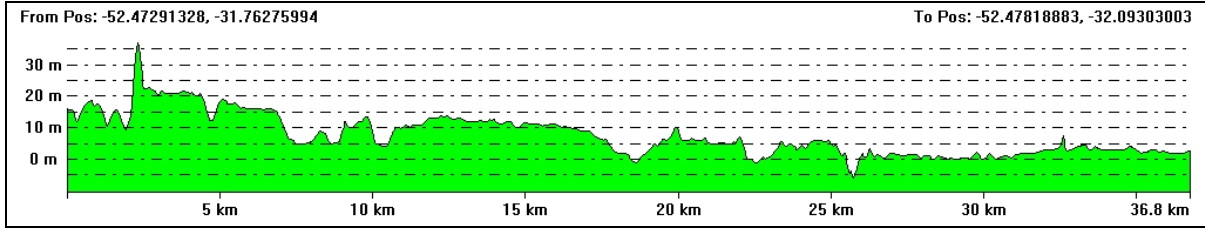
Perfil N



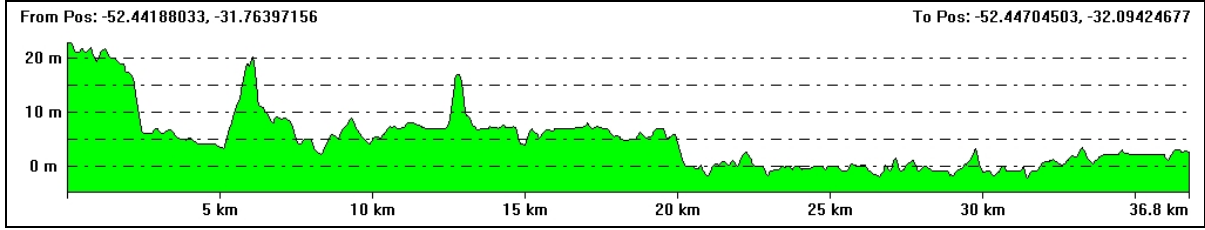
Perfil O



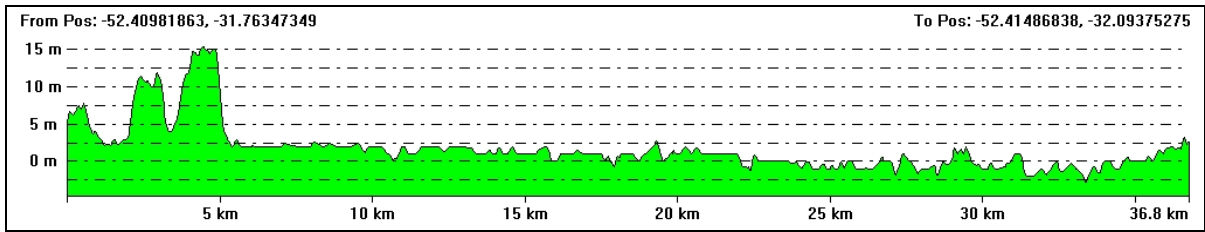
Perfil P



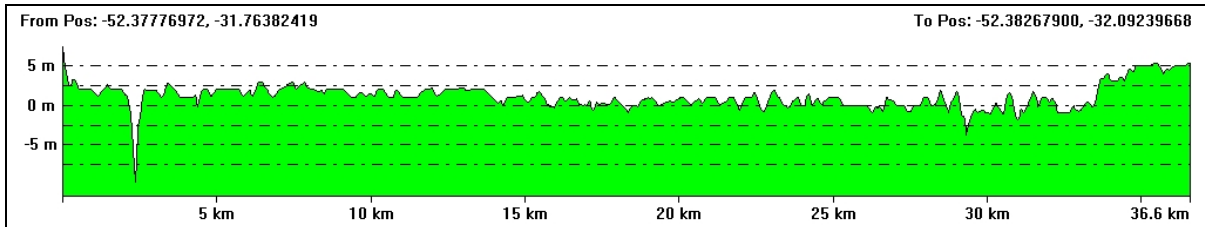
Perfil Q



Perfil R



Perfil S



Perfil T