



**O CONTROLE GEOLÓGICO DE ÁREAS SUSCETÍVEIS À INUNDAÇÃO:
UM EXEMPLO NO MUNICÍPIO DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR**

Porto Alegre, 2015

BRUNO SCORSATTO MENEGON

**O CONTROLE GEOLÓGICO DE ÁREAS SUSCETÍVEIS À INUNDAÇÃO:
UM EXEMPLO NO MUNICÍPIO DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR**

Trabalho de conclusão do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Apresentado na forma de monografia, junto à disciplina Projeto Temático em Geologia III, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadora: Profa. Dra. Maria Luiza Correa da Camara Rosa

Porto Alegre, 2015

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Carlos Alexandre Netto

Vice-Reitor: Rui Vicente Oppermann

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Menegon, Bruno Scorsatto

O controle geológico de áreas suscetíveis à inundação: um exemplo no município de Santa Vitória do Palmar. / Bruno Scorsatto Menegon. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2015. [95 f.] il.

Monografia (Trabalho de Conclusão de Curso).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Graduação em Geologia. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2015.

Orientador(es): Maria Luiza Correa da Camara Rosa

1. Suscetibilidade 2. Geotecnologias 3. Geologia Costeira 4. Santa Vitória do Palmar I. Título.

CDU 55

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Miriam Alves

CRB 10/1947

Universidade Federal do Rio Grande do Sul - Campus do Vale Av. Bento Gonçalves, 9500 - Porto Alegre - RS - Brasil

CEP: 91501-970 / Caixa Postal: 15001.

Fone: +55 51 3308-6329 Fax: +55 51 3308-6337

E-mail: bibgeo@ufrgs.br

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

A Comissão Examinadora, abaixo assinada, aprova o Trabalho de Conclusão de Curso **O CONTROLE GEOLÓGICO DE ÁREAS SUSCETÍVEIS À INUNDAÇÃO: UM EXEMPLO NO MUNICÍPIO DE SANTA VITÓRIA DO PALMAR**, elaborado por Bruno Scorsatto Menegon, como requisito parcial para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Comissão Examinadora:

Profa. Dra. Teresinha Guerra

Nome do Professor (a)

Profa. Dra. Ana Maria Xavier

Nome do Professor (a)

Prof. Dr. Norberto Dani

Nome do Professor (a)

*Aos meus Pais,
Onedio Menegon e Delci S. Menegon
E aos meus irmãos,
Alessandra Menegon e Alonso Menegon*

*“Que os vossos esforços desafiem as
impossibilidades, lembrai-vos de que as grandes
coisas do homem foram conquistadas do que
parecia impossível.”*

(Charles Spencer Chaplin)

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer minha família por ter me concedido todo suporte possível ao longo destes anos, onde pude desta forma cursar com calma e determinação o curso de geologia. Onde pude conhecer pessoas excelentes como a professora Dra. Maria Luiza Correa da Camara Rosa, que me orientou de forma exemplar ao longo da preparação desta monografia, sempre estando acessível para tirar qualquer tipo de duvida proporcionando um apressso gigante de minha parte a ela.

Não poderia deixar de agradecer a professora Dr. Dejanira Luderitz Saldanha que no início do curso me guiou pelos portões acadêmicos e aos grandes amigos feitos na companhia de pesquisas de recursos minerais da cidade de Porto Alegre (CPRM-POA) em especial ao geólogo Giovani Parisi, pela oportunidade de estágio.

Por fim gostaria de agradecer `a instituição UFRGS, o Instituto de Geociências, ao CAEG, centro acadêmico de estudantes de geologia da UFRGS pelas boas memórias conquistadas e `a Elisa Oberst pelo apoio incondicional.

RESUMO

As inundações históricas e recorrentes no município de Santa Vitória do Palmar tornaram-se um problema socioeconômico desde a sua fundação. Com o crescimento populacional e o desenvolvimento econômico do sul do estado é inegável que a questão da ocupação das áreas de suscetíveis a inundação torne-se pauta de estudos. Localizado na mesorregião Sudeste Rio-Grandense, na microrregião Litoral Lagunar e geologicamente inserido na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, esta região é constituída por um conjunto de depósitos sedimentares correspondentes a três sistemas laguna-barreira (II-III-IV) de idades pleistocênicas e holocênicas, que foram desenvolvidos em resposta a ciclos glacioeustáticos da ordem de 100 mil anos. Sabendo que a morfologia é um dos fatores que controla áreas de inundação, é de vital importância o entendimento da gênese geológica da região. Desta forma, a comparação de sequências deposicionais mais antigas (II e III), pleistocênicas, com a sequência mais jovem (IV), holocênica, fornece informações cruciais para o entendimento acerca da formação destas sequências e sua caracterização morfológica. A análise geomorfológica e estratigráfica é realizada através das geotecnologias, com o emprego do sensoriamento remoto, geoprocessamento e de levantamento topográfico. A interpretação dos dados gerados pelas geotecnologias forneceu subsídios para classificar as áreas como de alta, média e baixa suscetibilidade à inundação e correlacioná-las com a gênese e evolução geológica. A variação da suscetibilidade está ligada a fatores alogênicos, relacionados a variações do nível do mar, e a fatores autogênicos, relacionados à dinâmica dos sistemas deposicionais.

Palavras-chave: Suscetibilidade, inundação, geotecnologias, Geologia Costeira, Santa Vitória do Palmar.

ABSTRACT

The historical and recurrent floods at Santa Vitória do Palmar county became a socioeconomic problem since its foundation. Population growth and economic development results in the need of hazards studies. Located in the Southeast region of Rio Grande do Sul, in the Coastal Lagoon micro region, and geologically inserted in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul, the area is constituted by a set of sedimentary deposits that correspond to three barrier-lagoon systems (II-III-IV), with Pleistocene and Holocene age, developed in response to 100 ka glacioeustatic cycles. Since that the morphology controls flooding areas, the understanding of geological genesis is of vital importance. Therefore the comparison of older depositional sequences (II and III) - Pleistocene - with the younger sequence (IV) - Holocene - provides crucial information to the understanding of geological evolution and allows its morphological characterization. The geomorphologic and stratigraphic analysis was conducted through geotechnologies such as remote sensing, geoprocessing and topographic surveys. Data interpretation provided subsidies to classify the areas as high, medium and low flooding susceptibility and correlate them with its genesis and geological evolution. Susceptibility is controlled by allogenic factors, as sea level changes, and by autogenic factors related to sedimentary systems dynamics.

Key words: Susceptibility, flood, geotechnologies, Coastal Geology, Santa Vitória do Palmar.

LISTA DE FIGURAS

| | |
|--|----|
| Figura 1. Localização da área de estudo..... | 14 |
| Figura 2. Área alvo para o desenvolvimento do estudo proposto. | 16 |
| Figura 3. Localização e mapa geológico simplificado da PCRS..... | 19 |
| Figura 4. Exemplo de mapas geológicos de uma mesma região | 22 |
| Figura 5. Curvas do nível do mar para a costa leste do Brasil. | 28 |
| Figura 6. Característica qualitativa do relevo (morfografia). | 30 |
| Figura 7. Exemplo de relevo (A) e a matriz deste relevo com valores de cada pixel (B). | 34 |
| Figura 8. Configuração das antenas a bordo do Endeavour para a missão SRTM..... | 35 |
| Figura 9. Distribuição da cobertura e número de passagens da SRTM..... | 36 |
| Figura 10. Comparação entre o MDE..... | 37 |
| Figura 11. Imagem Landsat TM-5 da área de estudo. | 38 |
| Figura 12. Mapa hipsométrico da área de estudo | 39 |
| Figura 13. Mapa de declividade da área de estudo..... | 40 |
| Figura 14. Mapa hipsométrico com duas linhas de perfil,..... | 41 |
| Figura 15. A frente um operador executando o equipamento e ao fundo outro para posicionar o prisma. | 45 |
| Figura 16. Tipos de imagens aéreas de acordo com a inclinação do sensor..... | 49 |
| Figura 17. Representação da superposição longitudinal de imagens em uma linha de voo.... | 50 |
| Figura 18. Representação da superposição lateral de imagens controlada pela distância entre as faixas de voo | 50 |
| Figura 19. Localização das áreas selecionadas para levantamento topográfico..... | 51 |
| Figura 20. Malha de pontos de apoio para as 3 áreas | 52 |
| Figura 21. Coleta de dados com GPS geodesico sobre o ponto 119. | 52 |
| Figura 22. Ortomosaicos das três áreas de estudo. | 55 |
| Figura 23. Perfis de diferentes métodos gerados para as três áreas de estudo. | 56 |
| Figura 24. Regiões do espectro eletromagnético..... | 58 |
| Figura 25. Ilustração das diferentes resoluções que caracterizam as imagens orbitais. | 59 |
| Figura 26. Características do sensor TM | 60 |
| Figura 27. Curvas de reflectância espectral de alguns alvos | 62 |
| Figura 28. Figura A demonstra o período de nível alto da Lagoa Mirim e a Figura B período de nível baixo. | 63 |
| Figura 29. Valores de NDWI..... | 64 |

| | |
|--|----|
| Figura 30. Área inundável no patamar pleistocênico a norte da feição de paleopontal. | 65 |
| Figura 31. Fluxograma das três etapas básicas executadas para fins de análise, classificação e zoneamento da suscetibilidade a inundações..... | 68 |
| Figura 32. Fluxograma para geração da suscetibilidade a inundações segundo o modelo HAND..... | 72 |
| Figura 33. Classes de fatiamento adotadas no âmbito da aplicação do modelo HAND | 72 |
| Figura 34. Sub-bacias com ordenamento dos canais da área de estudos..... | 75 |
| Figura 35. Procedimento para geração de dados morfométricos das sub-bacias. | 76 |
| Figura 36. Distribuição das micro-bacias hidrográficas..... | 77 |
| Figura 37. Perfil com as classes de fatiamento HAND. | 78 |
| Figura 38. HAND classificado. | 78 |
| Figura 39. Zoneamento de suscetibilidade a inundações. | 79 |
| Figura 40. Mapa geológico proposto para área de estudo | 83 |

LISTA DE TABELAS

| | |
|---|----|
| Tabela 1. Altitudes dos terraços marinhos/lagunares dos sistemas laguna-barreira da PCRS. | 38 |
| Tabela 2. Parâmetros e índices morfométricos..... | 69 |
| Tabela 3. Matriz de correlação entre as duas classificações de suscetibilidade | 73 |

SUMÁRIO

| | | |
|-------|---|----|
| 1 | INTRODUÇÃO..... | 13 |
| 1.1 | CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/HIPÓTESE | 13 |
| 1.2 | JUSTIFICATIVA | 16 |
| 1.3 | OBJETIVOS E METAS | 17 |
| 2 | ESTADO DA ARTE | 18 |
| 2.1 | EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO..... | 18 |
| 2.2 | BASES CONCEITUAIS | 24 |
| 2.2.1 | PALEONÍVEIS DO MAR E PALEOLINHAS DE COSTA..... | 24 |
| 2.2.2 | GEOMORFOLOGIA | 29 |
| 3 | METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO..... | 33 |
| 3.1 | DEFINIÇÃO DOS TIPOS DE DEPÓSITOS E CONTATOS GEOLÓGICOS ATRAVÉS DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE/SRTM)..... | 33 |
| 3.2 | COMPROVAÇÃO DA VERDADE TERRESTRE ATRAVÉS DE MÉTODOS CLÁSSICOS E MODERNOS DE LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO. | 41 |
| 3.3 | AVERIGUAÇÃO DE ÁREAS INUDAVEIS ATRAVÉS DO NDWI..... | 57 |
| 3.4 | DETERMINAÇÃO DAS ÁREAS SUSCETÍVEIS À INUDAÇÃO..... | 66 |
| 4 | DISCUSSÕES | 81 |
| 5 | CONCLUSÕES | 84 |
| | REFERÊNCIAS | 85 |
| | APÊNDICE | 91 |
| | ANEXO | 93 |

1 INTRODUÇÃO

1.1 CARACTERIZAÇÃO DO PROBLEMA/HIPÓTESE

As inundações históricas e recorrentes no município de Santa Vitória do Palmar tornaram-se um problema socioeconômico desde a sua fundação que ocorreu em 19 de dezembro de 1855 com o intuito de limitar as terras brasileiras com o Uruguai. O povoado foi elevado à categoria de vila em 1872, emancipando-se de Rio Grande. O município foi criado pela Lei Provincial nº 945, datada de 15 de maio de 1874 (IBGE, 2014).

Localizado na mesorregião Sudeste Rio-Grandense e na microrregião Litoral Lagunar (Fig.1), o município possui uma área de 5.244,35 km² e uma população de 30.990 habitantes, de acordo com o Censo do IBGE de 2010. Destes, quase 80% residem na área urbana, sendo que a área mais densamente ocupada possui em torno de 13 km². A sede encontra-se nas coordenadas centrais 33°31'08" de latitude S e 53°22'05" de longitude W e possui 23 m de altitude média. Em linha reta, encontra-se a 436 km da capital do estado do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, e a 496 km por rodovia.

Em termos geológicos, a área situa-se na planície costeira do Rio Grande do Sul, sendo constituída por um conjunto de depósitos sedimentares de idade quaternária (holocênica e pleistocênica), oriundos de processos de acumulação em ambientes fluviolacustres, praias e marinhos. De acordo Villwock (1984), estes depósitos representam sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira, caracterizados pela presença de ambientes lagunares separados do oceano por barreiras costeiras, compostas por praias, dunas, e suas feições associadas. Na área, esses sistemas são resultado de pelo menos três ciclos sucessivos de elevação e rebaixamento do nível do mar o que confere, apesar da aparente configuração plana regional, grandes variações geomorfológicas (Rosa, 2012).

Conhecido como a *Terra das Águas*, o município é costeado pelo Oceano Atlântico, e pela lagoa Mirim, a oeste, e Mangueira, a leste, ao sul faz divisa com o município de Chuí. Ainda no território nacional, outro de seus limites é o município de Rio Grande, onde tem se observado um crescimento acelerado na última década devido às atividades portuárias. Além das atividades tradicionais de transporte de mercadorias, a construção de plataformas de petróleo tem atraído muitos investimentos e, por consequência, a demanda de mão de obra.

Com isso a imigração de pessoas para o município é um fenômeno com sérias implicações relacionadas à falta de infraestrutura.

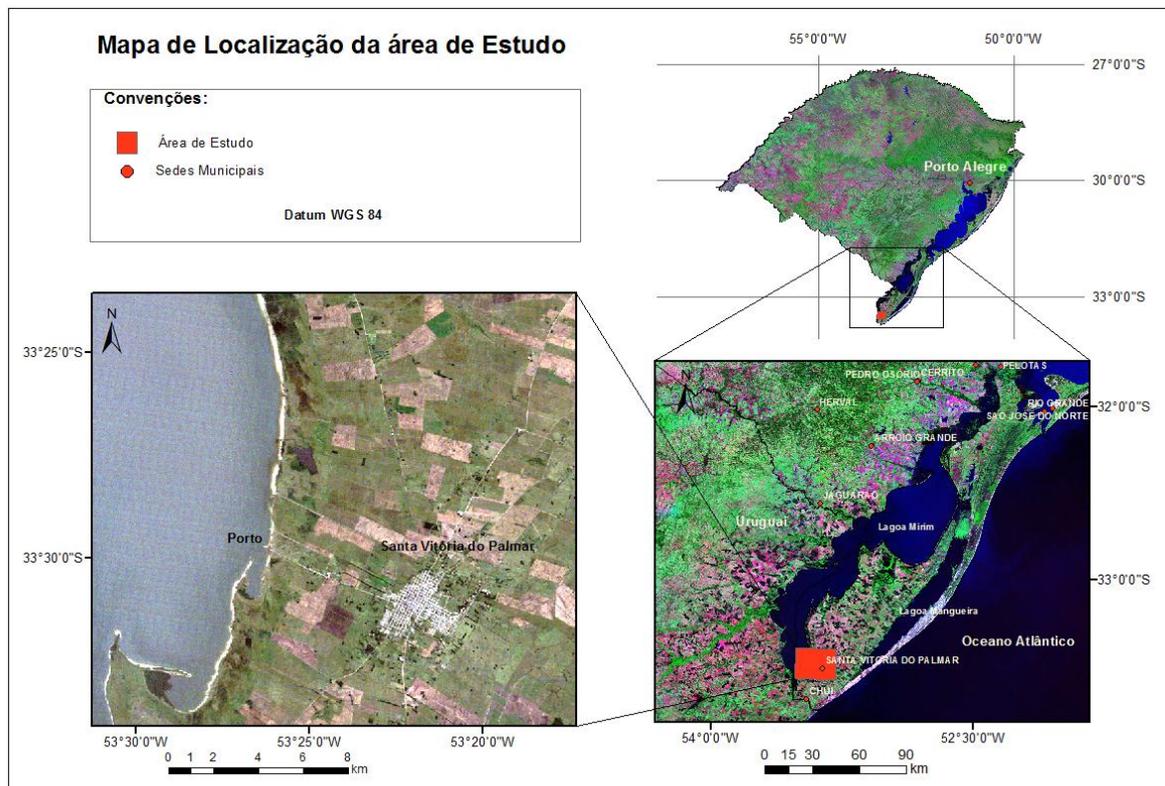


Figura 1. Localização da área de estudo e a posição da área urbanizada Santa Vitória do Palmar.

Outro limite de Santa Vitória situa-se na Lagoa Mirim, que representa uma das fronteiras com o Uruguai e com outros municípios da região, como Jaguarão e Arroio Grande. Ainda na lagoa Mirim encontra-se o porto, situado a sete quilômetros do centro da cidade.

Nos últimos anos a prefeitura do município investiu em reformas para a revitalização do porto. A criação do museu localizado nas dependências do porto dá início a este projeto e algumas ações já apontam para a sua reativação juntamente com um projeto para a implantação de uma hidrovía do MERCOSUL, usada para o transporte de mercadorias, unindo o Brasil ao Uruguai através da Lagoa Mirim. Estes fatores indicam um potencial crescimento econômico e urbano no município, justamente no setor de maior suscetibilidade a inundações, compreendido entre o limite oeste da área mais densamente urbanizada e o porto, região esta já ocupada por moradias de população de baixa renda (Figura 2).

Esta região, devido a sua morfologia, proximidade a grandes corpos de água e períodos de altas taxas de pluviosidade tende a ter áreas suscetíveis à inundações. Com o crescimento populacional e o desenvolvimento econômico do sul do estado é inegável que a questão da ocupação das áreas suscetíveis à inundação torne-se pauta de estudos para uma

gestão urbana correta. Neste sentido, o planejamento territorial é um instrumento fundamental na busca do desenvolvimento harmônico dos municípios. Através deste instrumento é possível definir o melhor modo de ocupar o território, orientando o uso do espaço. O artigo 30 da Constituição Federal estabelece a competência do poder público municipal na execução da política urbana, no intuito de ordenar as funções da cidade e garantir o bem estar de seus habitantes.

A probabilidade e a ocorrência de inundação, enchente e de alagamento são analisadas pela combinação entre os condicionantes naturais e antrópicos (Amaral & Ribeiro, 2012). Entre os condicionamentos antrópicos podemos citar o uso e ocupação irregular nas planícies e margens de cursos d'água, disposição irregular de resíduo nas proximidades dos cursos d'água, alterações nas características da bacia hidrográficas e dos cursos d'água (vazão, retificação e canalização de cursos d'água, impermeabilização do solo, entre outras) e intenso processo de erosão dos solos e de assoreamento dos cursos d'água. Entre os condicionamentos naturais destacam-se as formas de relevo, características da rede de drenagem da bacia hidrográfica, intensidade, quantidade, distribuição e frequência das chuvas, características do solo e o teor de umidade e presença ou ausência da cobertura vegetal.

Chuvas intensas e de longa duração favorecem a saturação dos solos, o que aumenta o escoamento superficial e a concentração de água nessas regiões. A cobertura vegetal também é um fator relevante, visto que a presença de vegetação auxilia na retenção de água no solo e diminui a velocidade do escoamento superficial, minimizando as taxas de erosão.

De acordo com as características do vale é possível determinar a velocidade do processo de inundação. Os vales encaixados (em V) e vertentes com alta declividade predispoem as águas a atingirem grandes velocidades em curto período de tempo, causando inundações bruscas e mais destrutivas. Os vales abertos, com extensas planícies e terraços de fluviais predispoem inundações mais lentas (graduais), devido ao menor gradiente de declividade das vertentes do entorno. Por estes motivos são de vital importância o reconhecimento e gênese dos processos geológicos que levaram a formação das áreas suscetíveis à inundações, o tipo de formação geológica irá determinar, o quão grande serão os prejuízos socioeconômicos juntamente com os fatores que levaram esta área a se suscetível à inundação.

Assim, o presente projeto trabalha com a hipótese de que a evolução geológica exerça um controle sobre a determinação de zonas suscetíveis à inundação. A gênese dos depósitos costeiros condiciona a morfologia do terreno e suas características sedimentológicas, que por

sua vez controlam a cobertura vegetal e outros fatores relacionados à maior ou menor propensão à ocorrência de inundações.

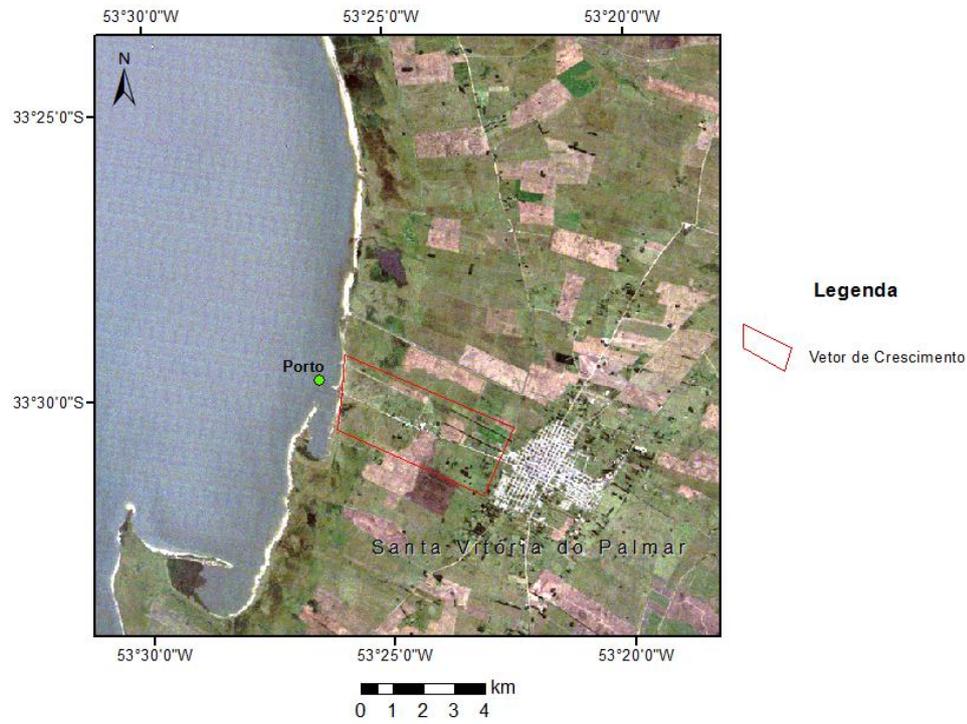


Figura 2. Imagem do satélite Landsat 5, composição RGB321 da área alvo para o desenvolvimento do estudo proposto. Nesta área, um vetor de expansão urbana relaciona-se com a estrada que conecta o porto à cidade, ao longo da qual já são encontradas moradias.

Para testar esta hipótese, os dados foram organizados e estruturados para que, de fato, possam constituir *informações*. Esta estruturação é atualmente auxiliada pelo emprego das Geotecnologias, as quais são compostas por métodos, técnicas e ferramentas que propiciam a aquisição, o processamento e a interpretação de dados com posicionamento espacial determinado, ou seja, georreferenciados, e técnicas de campo buscando definir as feições geológicas, nos seus aspectos genéticos e evolutivos. Dentre as geotecnologias destacam-se: os Sistemas de Informação Geográfica (SIG), Topografia clássica e moderna integrada ao Sensoriamento Remoto – com o uso, por exemplo, de fotogrametria.

1.2 JUSTIFICATIVA

O crescimento populacional e a expansão das áreas urbanas têm como consequência a necessidade da ocupação do espaço. Porém, muitos desses espaços não são aptos a certas

modalidades de ocupação, constituindo áreas de risco. Assim, com o resultado destas ocupações, são gerados graves e recorrentes problemas, que têm vitimado milhares de cidadãos. Como exemplo, a inundação urbana, desafio sério e crescente ao desenvolvimento. Num contexto de crescimento demográfico, tendências de urbanização e mudanças climáticas, as causas das inundações estão mudando e seus impactos se acelerando (Jha *et al.*, 2012).

Assim gerenciamento urbano é um instrumento fundamental na busca do desenvolvimento harmônico dos municípios. Através deste instrumento é possível definir o melhor modo de ocupar o território, orientando o uso do espaço e evitando possíveis perdas econômicas e humanas.

O enfoque do trabalho ocorre na região sul da planície costeira do Rio Grande do Sul mais precisamente na área urbana do município de Santa Vitória do Palmar que por muitos tempo foi chamada de “Terra de Ninguém” e hoje vive uma expansão urbana em sentido ao Porto lacustre de Santa Vitoria do Palmar (localizado as margens da Lagoa Mirim, na porção oeste da área urbana do município).

Desta forma, o uso de Geotecnologias juntamente a técnicas de campo, que buscam definir feições geológicas nos seus aspectos genéticos e evolutivos, são ferramentas essenciais na busca e identificação de áreas suscetíveis à desastres naturais, evitando prejuízos socioeconômicos.

1.3 OBJETIVOS E METAS

O presente trabalho teve como objetivo mapear áreas suscetíveis à inundações e definir os motivos que levam estas áreas a serem consideradas como inundáveis. Foram utilizadas Geotecnologias para definir feições geológicas, nos seus aspectos genéticos e evolutivos.

As metas incluem: (1) confecção do modelo numérico do terreno (MNT) da área, derivado da Missão SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) para reconhecimento de feições geológicas, (2) utilização de imagens de satélite, Landsat 5 na demarcação de áreas de inundação utilizando a técnica de processamento *NDWI* (Normalized Difference Water Index), (3) análise histórica dos maiores registros pluviométricos na área de estudo, (4) uso de técnicas clássicas e modernas no levantamento topográfico para comprovação da verdade terrestre e (5) análise morfométrica das bacias hidrográficas e do modelo *HAND* para definição de áreas suscetíveis à inundação.

2 ESTADO DA ARTE

2.1 EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO

Este projeto temático discorre sobre gestão urbana, com enfoque em áreas de suscetíveis à inundação no município de Santa Vitória do Palmar. Este se encontra inserido na Planície Costeira do Rio Grande do Sul (PCRS), mais especificamente no setor sul da planície.

A PCRS tem sua origem atribuída aos eventos tectônicos iniciados no Jurássico e que levaram à ruptura do supercontinente Gondwana e à conseguinte abertura do Oceano Atlântico Sul, a partir de um sistema de fraturas tipo *rift*, hoje marcado pela dorsal Meso-Atlântica onde o assoalho oceânico continua em expansão (Villwock & Tomazelli, 1995).

Esses eventos resultaram na formação de dois grande compartimentos geomorfológicos que integram a Província Costeira, as chamadas Terras Altas e as Terras Baixas. As Terras Altas compreendem o Escudo Sul Rio Grandense, a Depressão Central e o Planalto das Araucárias, constituído basicamente por rochas ígneas e metamórficas do Escudo Pré-Cambriano e pelas sequências sedimentares e vulcânicas, paleozóicas e mesozóicas, da Bacia do Paraná. As Terras Baixas abrangem os depósitos sedimentares da porção superior da Bacia de Pelotas, que constituem a Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

A Bacia de Pelotas é uma bacia sedimentar marginal aberta e estável (Weeks, 1952 *apud* Villwock & Tomazelli, 2007), depositada entre o Cretáceo Inferior (Albiano-Aptiano) e o Mioceno (Fontana, 1990 *apud* Villwock & Tomazelli, 2007) e cuja espessura ultrapassa 10 mil metros. É constituída por sedimentos clásticos terrígenos originários da erosão do Escudo Sul-Riograndense e da Bacia do Paraná. O retrabalhamento dos sedimentos da porção superior da Bacia de Pelotas, causado pelas variações de nível do mar do Mioceno ao Holoceno, levou à formação de ampla variedade de ambientes deposicionais e marinhos.

Esses ambientes podem ser entendidos como tendo se acumulado como produtos de processos desenvolvidos em ambientes pertencentes, basicamente, a dois tipos de sistemas deposicionais siliciclásticos: (1) Sistema de Leques Aluviais e (2) Sistema tipo Laguna-Barreira (Villwock *et al.*, 1986 *apud* Villwock & Tomazelli, 2007) (Figura 3).

O Sistema Depositional de Leques Aluviais foi depositado ente o Terciário e Quaternário, e suas porções distais sofreram retrabalhamento em ambientes lagunares e marinhos. O Sistema Laguna-Barreira é resultado de quatro grandes oscilações glácio-

eustáticas do nível do mar, durante o Pleistoceno e Holoceno. Cada um desses sistemas laguna-barreira é constituído por barreiras arenosas extensas e relativamente estritas que isolam grandes corpos lagunares, como a lagoa dos Patos e as lagoas Mirim e Mangueira. Na porção sul da planície costeira os Sistemas Laguna-Barreira II, III e IV encontram-se bem preservados. O terceiro evento transgressivo-regressivo, ocorrido há cerca de 120 Ma, segundo idades relacionadas às curvas isotópicas de oxigênio (Williams *et al.* 1988, *apud* Villwock & Tomazelli, 2007), isolou a Lagoa dos Patos e originou ambientes lagunares.

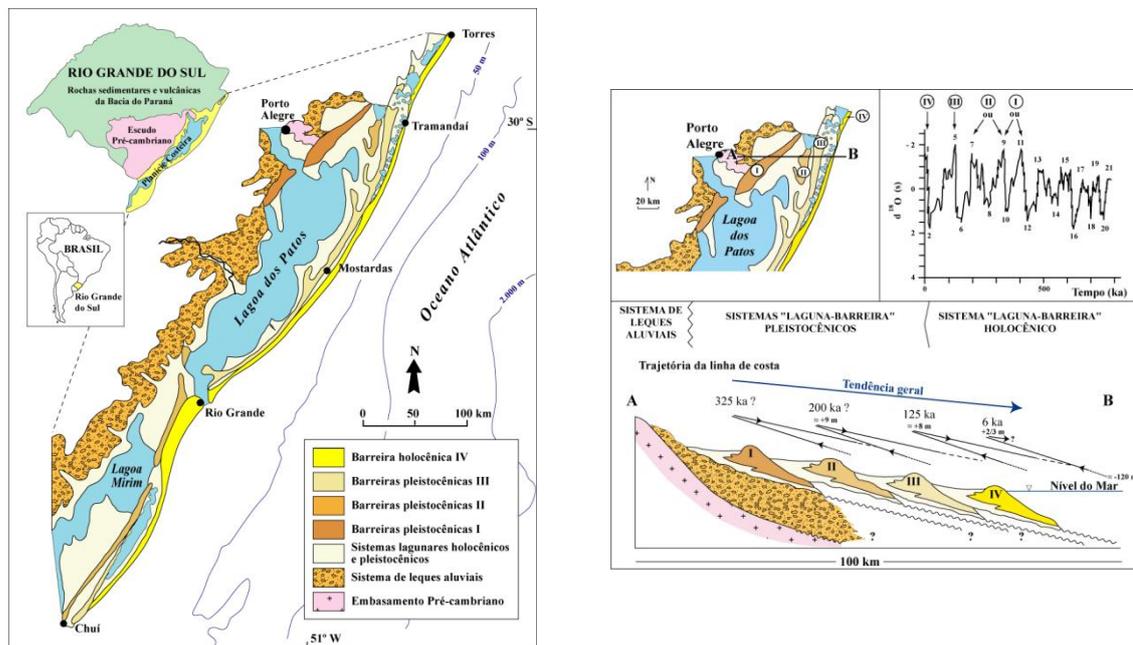


Figura 3. Localização e mapa geológico simplificado da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Seção geológica esquemática transversal na latitude aproximada de Porto Alegre. As barreiras são correlacionadas com os últimos picos da curva isotópica de oxigênio (Williams *et al.* 1988, Fig. 14) (Modificado de Tomazelli *et al.*, 2000, figs. 1 e 2).

O Sistema Lagunar I ocupou as terras baixas situadas entre a Barreira I e os depósitos do sistema de leques aluviais acumulados no sopé das terras altas

O Sistema Laguna-Barreira II é resultado de um segundo evento transgressivo-regressivo pleistocênico, correlacionado ao estágio isotópico de oxigênio 9 de idade absoluta de aproximadamente 325 mil anos (Figura 3). Este sistema corresponde ao primeiro estágio na evolução da “Barreira Múltipla Complexa” (Villwock, 1977, 1984 *apud* Villwock & Tomazelli, 2007), cuja individualização gerou a Lagoa dos Patos e lagoa Mirim (“Sistema Lagunar Patos-Mirim”).

A Barreira III encontra-se muito bem preservada, associada a um terceiro evento transgressivo-regressivo pleistocênico, é responsável pela implantação final do Sistema

Lagunar Patos-Mirim. Na porção meridional da PCRS, entre Rio Grande e Chuí (onde se encontra o município de Santa Vitoria do Palmar) os depósitos correspondentes à Barreira III se estendem igualmente de forma contínua, inicialmente ancorada nos depósitos da Barreira II.

Os depósitos da Barreira III são correlacionados a outros depósitos marinhos e identificados com o evento transgressivo correspondente ao subestágio isotópico de oxigênio 5e (Figura 3), ou seja, com o último pico interglacial pleistocênico. Os corpos lagunares gigantes que ocuparam o Sistema Lagunar III são precursores do atual Sistema Patos-Mirim. (Villwock & Tomazelli, 2007).

O Sistema Laguna-Barreira IV é o mais recente e desenvolveu-se durante o Holoceno, na última grande transgressão pós-glacial (estágio isotópico de oxigênio 1) há 5 mil anos.

Segundo Rosa (2012) no setor correspondente ao litoral sul, onde está inserida o município de Santa Vitória do Palmar, as maiores altitudes ocorrem associadas com a Barreira II. Declividades altas são encontradas no extremo sul desta barreira, nos contatos com os sistemas lagunares que ocorrem junto às suas margens.

A Barreira III, neste setor, possui declividades mais expressivas em um segmento da sua margem oceânica onde esta possui uma morfologia convexa em contato com a Lagoa Mangueira. Em um segmento onde há um acoplamento das barreiras II e III a declividade é expressivamente menor quando comparada aos locais em que há o contato das barreiras com os sistemas lagunares. Nesta região a observação dos padrões morfológicos e da declividade através do MDET (modelo de elevação do terreno) indica a continuidade da Barreira III, que possui altitudes mais baixas no sentido nordeste e se estende até o Banhado do Taim.

Declividades mais elevadas ocorrem ainda entre a Barreira III e a Barreira IV, composta por cordões litorâneos a norte do banhado do Taim, e também no segmento da Barreira III voltado para o *inlet* da Lagoa dos Patos (Rosa, 2012).

Feições relacionadas à dinâmica do sistema lagunar ficam bastante evidentes, especialmente na composição colorida gerada com altitudes do MDE, e nas imagens de orientação das vertentes e de declividades. No sudeste da Lagoa Mirim são observados pontais do sistema lagunar pleistocênico análogos aos que ocorrem nas margens das lagoas atuais. Esses pontais podem ser correlacionados à evolução das barreiras II e III (Rosa, 2012).

O mapeamento geológico das unidades estratigráficas aflorantes na Planície Costeira do Rio Grande do Sul realizado, nos últimos anos, pelos técnicos do Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica (CECO) do Instituto de Geociências da UFRGS (Villwock *et al.*, 1986 *apud* Tomazelli & Vilwock, 2005) representa um exemplo de sucesso de mudanças

metodológicas no levantamento geológico de terrenos sedimentares quaternários. Em sintonia com as tendências da moderna estratigrafia, a nova proposta de mapeamento baseou-se no reconhecimento das fácies e associações de fácies sedimentares e seu agrupamento em sistemas deposicionais correlacionáveis cronoestratigraficamente. Abandonou-se, assim, a ênfase litoestratigráfica empregada nos trabalhos anteriores realizados na área. A utilização desta nova metodologia, fundamentada na geologia de fácies e sistemas deposicionais com caráter cronoestratigráfico, permitiu que se atingisse de forma mais apropriada o objetivo básico buscando nos levantamentos estratigráficos que é o de reconstruir, com a maior consistência possível, a história da região. (Tomazelli & Vilwock, 2005).

Segundo Villwock e Tomazelli (1995), análises detalhadas sobre trabalhos anteriores abordando a PCRS foram feitas por Delaney (1965), Ornellas (1981) Villwock (1984). Ainda segundo Villwock e Tomazelli (1995) duas fases distintas, em relação à evolução dos conhecimentos sobre a PCRS, podem ser identificadas, uma fase antiga entre 1880 e 1950, e uma fase moderna após 1950.

A fase antiga é caracterizada por trabalhos de cunho descritivo de temas variados realizados por naturalistas, geógrafos, historiadores e filósofos. Dentre eles destacam-se os trabalhos desenvolvidos por Backeuser (1918), Lamengo (1940) e Rambo (1942). A fase moderna é marcada pelos trabalhos desenvolvidos em universidades, principalmente pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul- UFRGS e na área das empresas, onde se destaca a PETROBRÁS.

A criação da Escola de Geologia, em 1957, intensificou as pesquisas na região costeira do Rio Grande do Sul com a vinda de pesquisadores do exterior para atuarem nas áreas de geomorfologia, estratigrafia, sedimentologia, entre outras.

Delaney (1965) apresenta pela primeira vez um mapa geológico da PCRS e uma coluna estratigráfica para as suas unidades aflorantes. Este trabalho é considerado por Tomazelli e Villwock (2000) como embasamento para os trabalhos que se seguiram. Enquanto os estudos realizados a partir do trabalho de Delaney possuíam natureza litoestratigráfica, o mapeamento iniciado em 1984 tem ênfase na cronoestratigrafia (Figura 4).

Na última década, o detalhamento da evolução dos sistemas deposicionais da planície costeira tem recebido um grande incremento impulsionado pela utilização de novas tecnologias. A facilidade no acesso a uma série de ferramentas, além do incentivo através de investimentos realizados pelo país na pesquisa, tem acelerado a obtenção de informações, propiciando um grande avanço no conhecimento.

O sensoriamento remoto é uma das ferramentas novas que auxiliam na pesquisa da PCRS. Há algumas décadas o acesso aos dados desta natureza era restrito e concentrado principalmente no uso de fotografias aéreas. O desenvolvimento de satélites e sensores, ópticos e de radar, cada vez mais evoluídos, com um range espectral cada vez maior, uma resolução espacial de melhor qualidade e a ampla difusão dos dados na internet, em sites como o do INPE (<http://www.inpe.br/>), tornou o uso do sensoriamento remoto de fácil acesso e corriqueiro em estudos da PCRS, como na tese de doutorado de Rosa, 2012. Soma-se a isso o desenvolvimento e difusão do uso do Sistema de Posicionamento Global (GPS) ou do Sistema Global de Navegação por Satélite (GNSS), a utilização de SIG (Sistema de Informações Geográficas) juntamente com a evolução de equipamentos da área de informática. Essas ferramentas juntas compõem as chamadas geotecnologias que vem potencializando os estudos geológicos de distintas áreas quando bem aplicadas.

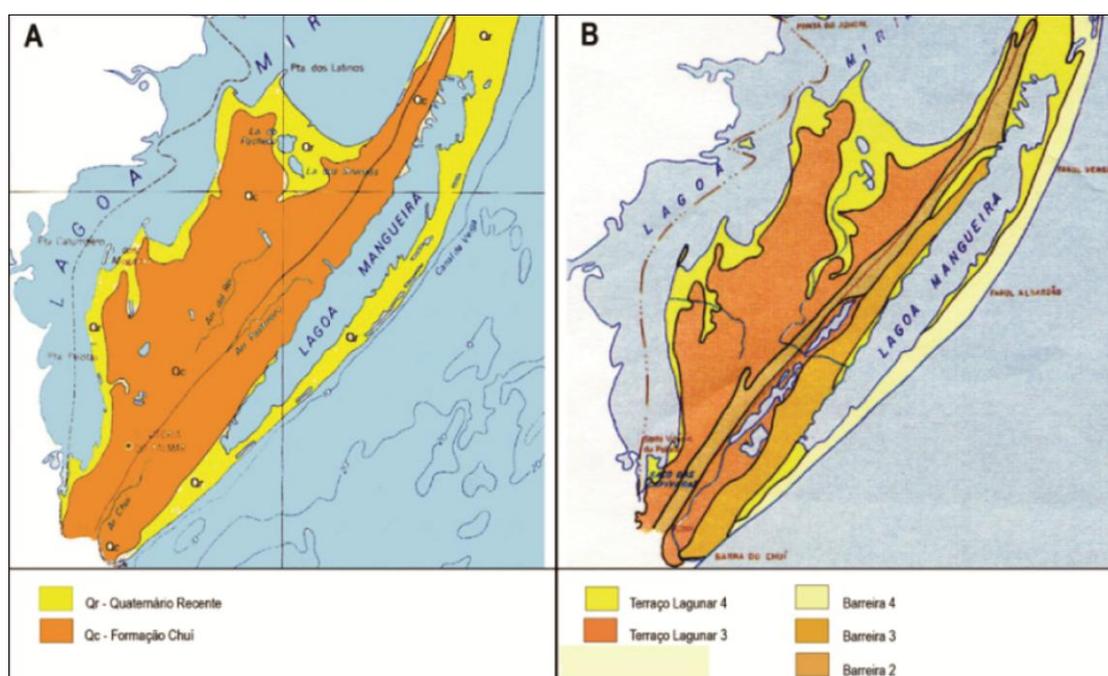


Figura 4. Exemplo de mapas geológicos de uma mesma região (extremo sul da PCRS) produzidos por diferentes métodos de mapeamento. Mapa A, perspectiva litoestratigráfica (Carraro *et al.*, 1974 *apud* Tomazelli & Villwock, 2005). Mapa B, perspectiva cronoestratigráfica (Vilwock & Tomazzelli, 1995 *apud* Tomazelli & Villwock, 2005).

Um projeto financiado pela Petrobras (Tomazelli *et al.*, 2008a) executado no ano de 2007, iniciou a expansão da aplicação do georradar ou GPR (Ground Penetrating Radar) na planície costeira. O uso do GPR nos estudos da PCRS propiciou a visualização dos depósitos em subsuperfície de uma forma que até então não era possível. Segundo Rosa (2012) a possibilidade de observar a configuração dos depósitos através de seções bidimensionais contínuas modificou o modo de estudar o registro sedimentar. Desta forma os pesquisadores

veem aplicando esta ferramenta nos estudos relacionados com a gênese e evolução dos sistemas costeiros. Devido a rara obtenção de dados de qualidade nos depósitos de idade pleistocênica (Fracalossi, 2009 e Fracalossi *et al.*; 2010), os estudos desenvolvidos estão concentrados, atualmente, no Holoceno (Lima, 2008; Barboza, *et al.*; 2009^a, 2009b, 2010 e 2011; Silva, 2009 e 2011; Silva *et al.*; 2010 Manzolli *et al.*; 2010; Caron *et al.*; 2010 e 2011; Lima *et al.*; 2011 e 2012; Dillenburg *et al.*; 2011 *apud* Rosa, 2012).

Assim, segundo Rosa (2012), a disseminação do uso georradar e das geotecnologias pode ser considerada como o início de uma nova fase nos estudos da planície costeira. A possibilidade de integrar um volume de informações de subsuperfície e de superfície tem contribuído sobremaneira no entendimento dos sistemas deposicionais costeiros.

O emprego destas novas geotecnologias aliadas a mudança da abordagem litoestratigráfica para cronoestratigráfica iniciada nos trabalhos de Villwock *et al.* (1986) e Villwock & Tomazelli (1995) veem buscando um melhor entendimento da evolução costeira através da óptica da Estratigrafia Moderna, especialmente através dos conceitos da Estratigrafia de Sequências (Tomazzelli *et al.*, 2008a; Rosa, 2012).

Ao longo das últimas décadas, as inundações têm provocado impactos negativos para a economia, com elevados prejuízos financeiros e problemas sociais, em especial, das áreas urbanas localizadas na planície de inundação (Bazzan, 2011). Trabalhos sobre áreas suscetíveis à inundação são escassos na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, mas o tema está em alta após a ocorrência de desastres deste tipo, como o ocorrido na cidade de Itajaí, no ano de 2008, desastre que vitimou muitas pessoas.

Publicações científicas como a de Penteado (2011) e Brubacher *et al.* (2011) são trabalhos sobre áreas de risco de inundação tendo como área de estudo a Bacia do Rio dos Sinos, o último usando ferramentas de sensoriamento remoto para a realização do mesmo.

O conhecimento do comportamento dos corpos hídricos em períodos de precipitação elevada pode ser de fundamental importância ao evitar perda de vidas humanas e prejuízos financeiros. Desse modo, técnicas de sensoriamento remoto têm oferecido importantes recursos para o mapeamento de recursos hídricos e do monitoramento das dinâmicas de água de superfície (Ji *et al.*, 2009).

Segundo Brubacher *et al.* (2013) entre as diferentes técnicas que vem sendo utilizadas para a delimitação de áreas úmidas e lâminas de água, está o índice NDWI (Índice de Diferença Normalizada da Água), um método desenvolvido por McFeeters (1996) para o mapeamento de águas superficiais, realçando a presença das mesmas em imagem obtidas por sensoriamento remoto. A utilização desse índice permite uma melhor visualização das áreas

com alto teor de umidade e corpos de água, conforme trabalhos de Cardoso *et al.* (2009) e Foerstnow e Menezes (2011). Segundo Gao (1996), o NDWI varia quase linearmente com a espessura da lâmina da água. Dessa forma, esse índice tem se destacado no monitoramento do comportamento hídrico.

Recentemente um grupo de cientistas brasileiros liderados por Antonio Donato Nobre, coordenador do Grupo de Modelagem de Terrenos do Centro de Ciência do Sistema Terrestre no INPE desenvolveu um novo modelo digital de terreno, o Modelo HAND (do inglês *height above the nearest drainage*, ou Altura Acima da Drenagem mais Próxima), método, este, utilizado para determinar potenciais áreas com suscetibilidade à inundação.

Desta forma o uso de geotecnologias associadas a técnicas de campo demonstram uma nova linha de estudos que veem sendo seguida por vários pesquisadores como: Rosa (2012), Fracalossi (2009) e Fracalossi *et al.* (2010), Lima (2008), Barboza *et al.* (2009a, 2009b, 2010 e 2011), Silva (2009 e 2011), Silva *et al.* (2010), Manzolli *et al.* (2010), Caron *et al.* (2010 e 2011), Lima *et al.* (2011 e 2012); Dillenburg *et al.* (2011).

2.2 BASES CONCEITUAIS

2.2.1 PALEONÍVEIS DO MAR E PALEOLINHAS DE COSTA

No século XIX, Charles R. Darwin mencionou a existência de evidência de subida de nível do mar no Holoceno, ao longo da costa de Pernambuco, representado por rochas praias soerguidas. Entretanto um progresso significativo, relacionado ao tema, somente foi atingido após 1970 com a implantação do projeto REMAC, iniciado em 1972. Após 1974, os estudos realizados sobre os paleoníveis do mar e paleolinhas de costa no Quaternário, particularmente durante os últimos 6.000 a 7.000 anos tornaram-se bem mais frequentes.

Hoje é conhecido que as flutuações dos paleoníveis de mar representam uma consequência das variações reais dos paleoníveis dos oceanos, conhecida por eustasia, e das mudanças dos níveis dos terrenos emersos adjacentes, devido à tectônica e/ou isostasia (Martim *et al.*, 1986 *apud* Suguio *et al.* 2005).

Segundo Suguio *et al.* (2005) as variações dos paleoníveis do mar são controlados principalmente por:

a) flutuação nos volumes das bacias oceânicas, principalmente em consequência da tectônica de placas, causando a tectonoeustasia;

b) flutuações nos volumes das águas contidas nas bacias oceânicas, principalmente por fenômenos de glaciação (formação de geleiras) e deglaciação (fusão de geleiras), dando origem à glacioeustasia; e

c) deformação das superfícies oceânicas, principalmente por causas gravitacionais, causando a geoidoeustasia.

Por outro lado, as mudanças dos paleoníveis dos continentes são controladas por:

a) movimentos tectônicos, tanto horizontais como verticais, que afetam a crosta terrestre por mecanismos de dinâmica interna, cujas escalas temporais de atuação variam desde geológicas (muito longas) até instrumentais (instantâneas), como movimentos sísmicos;

b) movimento isostáticos relacionados às variações nas sobrecargas exercidas pela expansão (glaciação) ou retração (deglaciação) das calotas glaciais sobre os continentes ou ainda pela deposição e erosão em bacias sedimentares ou pela transgressão e regressão sobre as plataformas continentais (hidroestasia); e

c) deformação das superfícies continentais, devidas principalmente as causas gravitacionais.

Portanto o nível do oceano em um determinado local da costa é produto de complexas interações entre os níveis das superfícies do oceano e da terra emersa adjacente. As variações dos volumes das bacias oceânicas e dos volumes das águas oceânicas exercem os seus efeitos em escala mundial. Por outro lado, as mudanças nas superfícies dos geóides e nas superfícies dos continentes atuam em escala regional ou local. Desta forma há inconsistências existentes entre as reconstruções de paleoníveis do mar de mesmas idades em diferentes pontos da superfície terrestre.

2.2.1.1 RECONSTRUÇÃO DE PALEONÍVEIS DO MAR

A reconstrução de antigas posições ocupadas pelos paleoníveis do mar e pelas paleolinhas de costa só se tornou viável com a definição de um indicador (evidência ou testemunho) desse fato, no espaço e no tempo. Para a definição de um indicador no espaço, é necessário conhecer a altitude de formação ou de deposição em relação ao paleonível do mar da época. Por outro lado, para situar um indicador no tempo, é preciso determinar a idade de sua formação ou deposição, de preferência usando métodos geocronológicos, em geral algum radioisótopo (Suguio *et al.* 2005). Desta forma os indicadores fornecem uma idade e uma

posição relativa de paleonível do mar e paleolinha de costa em um determinado local e naquele instante.

Os indicadores que evidenciam os paleoníveis do mar acima do atual do holoceno e mais raramente no pleistoceno foram agrupados em três conjuntos, geológicos, biológicos e pré-históricos.

Entre os indicadores geológicos podem ser citados os terraços de construção marinha (*wave-built terraces*), terraços de abrasão marinha (*wave-cut terraces*) e as rochas praias (Suguio *et al.* 2005). Depósitos sedimentares marinhos situados acima do nível do mar atual, como os de terraços de construção marinha, são conhecidos como planícies costeiras e geralmente são evidências de paleoníveis do mar acima do atual. Os terraços de abrasão marinha representam rochas mais antigas, sedimentares ou cristalinas (embasamento) que apresentam superfícies erosivas e da mesma forma que os terraços de construção marinha são originados pela energia das ondas. As rochas praias são compostas de arenitos ou conglomerados de paleopraias, segundo Suguio *et al.* (2005) um estudo detalhado da granulometria e das estruturas sedimentares primárias dessas rochas pode fornecer indicações sobre os subambientes praias onde foram sedimentadas e, dessa maneira, definir com relativa precisão a posição do paleonível do mar por ocasião de sua formação.

Os indicadores biológicos são representados por restos biogênicos ligados a partes de animais ou vegetais marinhos ou fósseis-traço diversos, encontrados nas vizinhanças do nível do mar atual. Idealmente, esses indicadores devem corresponder a restos de organismos sésseis, frequentemente coloniais, de distribuição vertical bem estabelecida (Suguio *et al.* 2005). Há muitos terraços de construção marinha holocênicos e pleistocênicos, que exibem tubos fósseis de crustáceos do gênero *Callichirus* (Suguio & Martin, 1976 *apud* Suguio *et al.* 2005). Na PCRS a presença de tubos de *Ophiomorpha* na Barreira III localizada na região de Tramandaí indica um nível do mar de 7-5 m acima do atual durante o último período interglacial, há 125 mil anos (Dillenburg & Barboza 2014).

Na costa brasileira, os únicos indicadores pré-históricos úteis nos estudos de paleoníveis do mar e paleolinha de costa são os sambaquis (Suguio *et al.* 2005). Eles fornecem informações de paleolinhas de costa, sambaquis muito afastados da linha de costa atual (30 km) sugerem um período de mar mais alto que o atual.

Evidências de paleoníveis do mar abaixo do atual em estudos de plataformas continentais têm mostrado oscilações dos mesmos no Quaternário. Essas oscilações têm sido caracterizadas por rupturas de pendentes dos fundos oceânicos, formadas durante a estabilização dos paleoníveis do mar no desenrolar dos processos transgressivos. Em sua

grande maioria, apresentam-se recobertos por sedimentos bioclásticos e siliciclásticos mais grossos que os adjacentes, bem como por concentração de minerais pesados ou, ainda, por alinhamento de rochas praias (Suguio *et al.* 2005).

Na margem continental do Estado do Rio Grande do Sul, são reconhecidas muitas escarpas submersas, com vertentes acentuadas, representando posições de estabilização de antigos níveis do mar, acham-se a profundidades entre -20 e -25 m, -32 e -45 m, -60 e -70 m, -100 e -110 m e entre -120 e -130 m (Corrêa, 1979 *apud* Suguio *et al.* 2005). Kowsmann *et al.* (1977) *apud* Suguio *et al.* (2005) e Corrêa (1996) *apud* Suguio *et al.* (2005) propuseram que o paleonível de -120 a -130 m represente o limite de regressão máximo marinho, de idade pleistocênica tardia, e corresponde ao Último Máximo Glacial há cerca de 17.500 anos A.P.

2.2.1.2 ESTADO ATUAL DOS CONHECIMENTOS DOS PALEONÍVEIS DO MAR E PALEOLINHAS DE COSTA ACIMA DO ATUAL

Durante os últimos 420 mil anos, pelo menos cinco eventos de nível do mar acima do atual relacionados a períodos interglaciais foram relatados (Hearty 1998 *apud* Dominguez 2008). Registros sedimentares destes episódios estão presentes ao longo da maioria da costa do Brasil, com exceção da porção Norte.

Registros sedimentares (terraços arenosos e depósitos) das planícies costeiras do sul e sudeste do Brasil permitiram a identificação de dois paleoníveis do mar acima do atual interpretados como mais velhos que 120 mil anos, denominados Transgressão Antiga (Bittencourt *et al.*, 1979 *apud* Suguio *et al.* 2005), usando como base relação de truncamentos e outros critérios geomorfológicos como altura (Villwock *et al.* 1986; Martin *et al.* 1988 *apud* Dominguez 2008). Os terraços com mais de 13 m de altura acima do nível médio do mar atual, de possível origem marinha são encontrados nas planícies costeiras dos estados de Santa Catarina, Paraná e sul de São Paulo. Segunda Martin *et al.*, (1998) *apud* Suguio *et al.*, (2005) podem ser correlacionados ao sistema Laguna/Barreira II do Estado do Rio Grande do Sul, onde ocorrem os registros mais completos desses eventos sendo datados recentemente por Lopes *et al.*,(2013) *apud* Dillenburg & Barboza (2014) com idades de 238-235 mil anos, inclusive com uma unidade mais velha, denominada de sistema de ilhas barreira/lagunas I (Villwock *et al.*, 1986 *apud* Suguio *et al.*, 2005).

A Transgressão Antiga foi seguida por um evento mundialmente reconhecido, quando o nível relativo do mar em grande parte do Brasil, esteve entre 8 ± 2 m acima do atual Suguio

et al. 2005), conhecido como Transgressão Cananéia (Suguio & Martin, 1978 *apud* Suguio *et al.* 2005) no Estado de São Paulo e como sistema de ilhas barreira/lagunas III, no Rio Grande do Sul (Villwock *et al.*, 1986 *apud* Suguio *et al.* 2005).

Na PCRS baseados em uma distinta assembléia sedimentar biogênica e física Tomazelli & Dillenburg (2007) constataram que a presença de *Ophiomorpha burrows* indica que o máximo do nível do mar durante o ultimo período interglacial (125 mil) era 5 a 7 m acima do nível atual.

Os paleoníveis do mar mais altos do Holoceno são bem estudados, principalmente os últimos 6.500 anos através de vários indicadores geológicos, biológicos e pré-históricos. Em São Paulo essa transgressão, que começou há 17.500 anos A.P., é conhecida como Transgressão Santos ou Santista (Suguio & Martin, 1978 *apud* Suguio *et al.*, 2005). No Rio Grande do Sul, esse evento é conhecido como Sistema Laguna/Barreira IV.

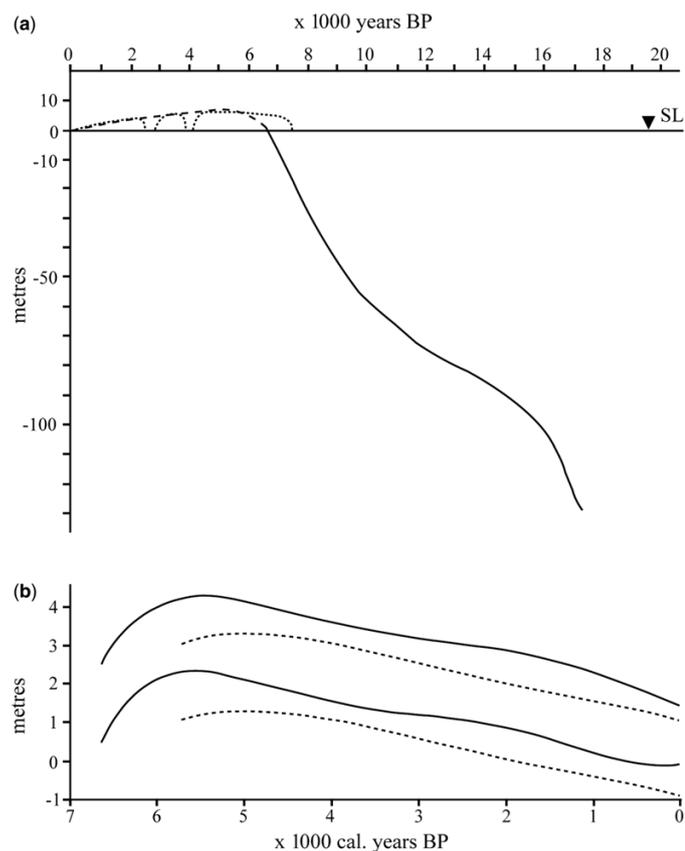


Figura 5. (a) curvas do nível do mar para a costa leste do Brasil. Curva sólida de Corrêa (1995), curva pontilhada de Martin *et al.* (1979), curva tracejada de Ângulo & Lessa (1997). (b) nível do mar para costa brasileira norte de 28°S, linha sólida, e a sul de 28°S, linha pontilhada (Modificada de Angulo *et al.*, 2006).

Após o período glacial (17,5 mil anos), quando o nível do mar era de 120 – 130 m abaixo do atual, houve uma subida do nível do mar a uma taxa de 1,2 cm/ano. Dados de

curvas de variação do paleonível relativo do mar indicam que no auge da pós-glacial transgressão marinha (6–5 mil anos) o nível atingido pelo mar foi de 1–3 m acima do atual na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, posteriormente caindo lentamente (Martin *et al.*, 1979, 2003; Angulo & Lessa, 1997; Angulo *et al.*, 1999, 2006 *apud* Dillenburg & Barboza, 2014) como mostrado na Figura 5.

Entretanto, na PCRS a presença de terraços afogados ao longo das margens da Laguna dos Patos e a erosão generalizada da linha de costa oceânica, com exposição de turfas e lamas lagunares holocênicas que alcançam continuidade lateral superior a 100 km, foram interpretadas como evidências de que na área, o nível do mar atual se encontra em processo de ascensão (Tomazelli, 1990; Tomazelli *et al.*, 1998 *apud* Suguio *et al.*, 2005).

2.2.2 GEOMORFOLOGIA

A Geomorfologia é a ciência relacionada ao estudo das formas do relevo, a partir da qual se busca entender a sua gênese, a sua composição e os processos atuantes sobre essas formas (Florenzano, 2008). O relevo terrestre pode ser definido como as formas da superfície do planeta, é resultado da troca de energia e matéria que se desenvolvem a partir da interação entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera (Rosa, 2012).

Apoiada pela evolução tecnológica, a Geomorfologia dispõe atualmente de uma série de métodos, técnicas e equipamentos que permitem combinar dados oriundos de sensoriamento remoto, experimentos de laboratório, observações em campo e modelos preditivos (Florenzano, 2008). Essas combinações nos permitem detalhar com um maior nível de informação a relação entre as formas de relevo e os processos geomorfológicos, facilitando o estudo de ocupação de solos ou de entendimento da evolução geológica de uma determinada área.

Atualmente a Geomorfologia pode ser dividida em quatro variáveis: a morfologia, a morfogênese, a morfodinâmica e a morfocronologia (Florenzano, 2008). A morfologia abrange a morfografia, que se refere à descrição qualitativa do relevo, e a morfometria, que é o estudo da forma em relação ao tamanho. A morfogênese estuda a origem e o desenvolvimento da forma do relevo, resultantes de processos endógenos e exógenos. A morfodinâmica refere-se ao estudo desses processos ainda ativos. A morfocronologia, por sua vez, busca definir as idades do relevo, as quais podem ser absolutas ou relativas.

Segundo Rosa (2012) a morfologia pode ser considerada como o ponto inicial no estudo do relevo. A forma de uma feição pode ser correlacionada com a sua origem, com o

tipo de material que a compõe e com a evolução geomorfológica da região. O tipo e intensidade dos processos atuantes são diretamente ligados à morfografia e a morfometria.

As principais formas e terminologias utilizadas na descrição morfográfica do relevo estão sumarizadas na Figura 6 retirada de Rosa (2012).

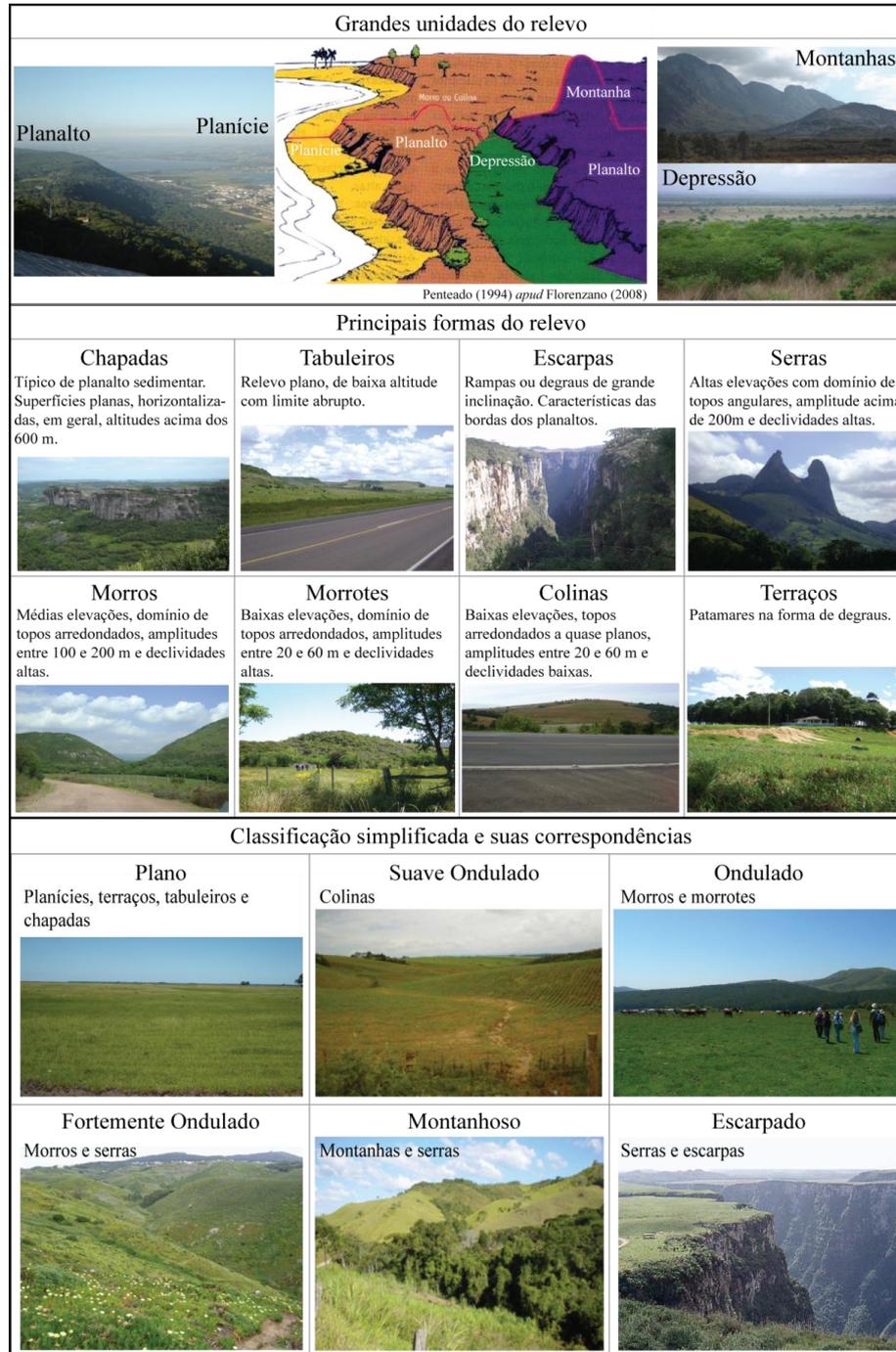


Figura 6. Característica qualitativa do relevo (morfografia), com as principais formas classificadas simplificada correspondente (elaborado a partir das descrições contidas em Florenzano, 2008 com material próprio) fonte Rosa (2012).

O litoral sul do Brasil, do Cabo de Santa Marta (SC) até o Arroio Chuí (RS), possui um registro geomorfológico bastante completo, caracteriza-se por uma ampla planície costeira com cerca de 700 km de comprimento e até 120 km de largura, onde segundo Villwock *et al.* (2005) um sistema múltiplo e complexo de barreiras arenosas aprisiona um gigantesco sistema lagunar (Laguna dos Patos e Mirim), e uma série de outros corpos de água isolados ou interligados com o mar por intermédio de canais estreitos e rasos.

Os quatro sistemas Laguna/Barreira encontrados na costa Sul, são constituídos por uma sucessão de terraços marinhos e lagunares, onde falésias, cordões litorâneos, pontais arenosos suspensos e campos de dunas marcam antigas linhas de costa pleistocênicas e holocênicas.

Do cabo de Santa Marta até Tramandaí, a planície costeira é mais estreita e tem seu limite interno marcado pelas escarpas da Serra Geral. De Tramandaí até o Chuí, a planície se alarga e tem seu limite interno nos terrenos muito dissecados do Escudo Sul-Rio-Grandense e Uruguaio (Villwock *et al.*, 2005).

A morfologia dos depósitos do Sistema Laguna-Barreira está diretamente relacionada com a gênese de formação dos mesmos. Os depósitos relacionados ao primeiro grande ciclo transgressivo-regressivo pleistocênico têm sido descrito como pertencentes ao sistema Laguna-Barreira I (Villwock & Tomazelli, 1995).

Estes depósitos estão mais bem preservados ao longo de uma faixa que se estende de Osório até Tapes, constituída de sedimentos eólicos que inicialmente se ancoram sobre altos do embasamento. Segundo Villwock *et al.* (2005) esse corpo sedimentar, em forma de barreira arenosa, isolou, do lado do continente, uma depressão onde se acumularam sedimentos fluviais, lagunares e paludais.

Durante o segundo grande ciclo transgressivo-regressivo pleistocênico, um novo sistema, o Laguna-Barreira II, acumulou sedimentos na planície costeira (Villwock *et al.*, 2005). Depósitos praias e eólicos estão preservados como um pontal arenoso a leste da Lagoa dos Barros, a sul está preservado como um antigo sistema de ilhas-barreiras, responsável pelo primeiro isolamento da Lagoa Mirim.

Os depósitos lagunares ocorrem sobre um terraço de 18 -24 m, retrabalhado a partir de fácies do Sistema de Leques Aluviais (Villwock *et al.*, 2005).

Depósitos produzidos no terceiro grande evento transgressivo-regressivo pleistocênico integram o Sistema Laguna-Barreira III, que segundo Villwock *et al.* (2005) foi responsável pelo isolamento de todo o Sistema Lagunar Patos-Mirim.

Vários ambientes deposicionais do tipo lagunar, paludial e fluvial se estabeleceram nas depressões isoladas pela Barreira III. Villwock *et al* (2005) descrevem os terraços marinhos e lagunares associados ao Sistema III entre as cotas de 8 e 15 m mas estudos recentes de Tomazelli & Dillenburg (2007) demonstram que os depósitos relacionados a este sistema se estabeleceram entre 5 e 7 m.

O último grande ciclo transgressivo-regressivo iniciado no final do Pleistoceno estendeu-se pelo Holoceno, controlando o desenvolvimento do Sistema Laguna-Barreira IV (Villwock *et al.*, 2005). Os sedimentos da ultima grande transgressão marinha avançaram sobre os depósitos da Barreira III erodindo-os, esculpindo uma falésia que se desenvolveu ao longo de toda sua borda leste.

O período posterior que culminou em um rebaixamento gradativo do mar (regressão) possibilitou a formação da Barreira IV, isolando do lado do continente um novo sistema lagunar, denominado Sistema Patos-Mirim, com uma sucessão de terraços entre as cotas 1 e 3 m de acordo com a curva de variações dos paleoníveis do mar, Figura 5, (Martin *et al.*, 1979, 2003; Angulo & Lessa, 1997; Angulo *et al.*, 1999, 2006 *apud* Dillenburg & Barboza 2014) demonstrando a oscilação do nível do mar durante a fase regressiva. Segundo Villwock *et al.* (2005) as cotas dos terraços desta idade na PCRS ficam entre -1 e 4. Assim, fica clara a grande influência que as variações do nível do mar exerceu sobre a construção morfológica da Planície Costeira do Rio Grande do Sul.

3 METODOLOGIA E ESTRATÉGIAS DE AÇÃO

Os métodos empregados neste estudo fazem parte das chamadas geotecnologias. As geotecnologias referem-se à utilização de instrumentos e técnicas para aquisição, processamento, interpretação e representação de dados espacialmente referenciados (Rosa, 2012).

O sensoriamento remoto, os sistemas de posicionamento e o geoprocessamento são ferramentas muito utilizadas no estudo da superfície e atmosfera terrestre. Este capítulo consta da descrição dos métodos, seguida pela finalidade, forma de aplicação e resultados obtidos no estudo realizado.

3.1 DEFINIÇÃO DOS TIPOS DE DEPÓSITOS E CONTATOS GEOLÓGICOS ATRAVÉS DO MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE/SRTM).

O processamento dos dados coletados do projeto SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*) é uma parte fundamental do trabalho desenvolvido, visando à formação do Modelo Digital de Elevação (MDE) e, com ele, a definição dos tipos de depósitos e contatos geológicos. Segundo Rosa *et al.* (2007) ferramentas de visualização tridimensional podem ser aplicadas para auxiliar a distinguir aspectos geomorfológicos e estratigráficos, significativos para compreender a evolução geológica de uma área.

Carvalho *et al.* (2008) utilizaram-se do uso dos produtos da SRTM, como ferramenta essencial para a elaboração do recente mapa geomorfológico do Estado de Goiás e Distrito Federal (publicado em 2005). Os resultados mostraram que as imagens SRTM são adequadas para fins de mapeamentos geomorfológicos em pequenas e médias escalas, como o do estado de Goiás.

Outros processamentos importantes, neste estudo, realizados através do MDE proveniente do SRTM são a confecção do modelo HAND (Height Above the Nearest Drainage) e extração dos parâmetros morfométricos das sub-bacias hidrográficas.

Na forma trivial, modelos digitais de elevação (MDE) são arquivos que contêm registros altimétricos estruturados em linhas e colunas georreferenciadas, como uma imagem com um valor de elevação em cada pixel. O MDE representa o relevo em forma de matriz como pode ser visto no exemplo da Figura 7, onde A representa uma situação hipotética de

relevo e B a matriz com os valores altimétricos de cada pixel deste relevo, o valor de pixel 92 representa o mais elevado e o 78 o menos elevado, a seta azul indica o fluxo da água deste exemplo que é dos maiores valores para os menores onde estão as maiores declividades.

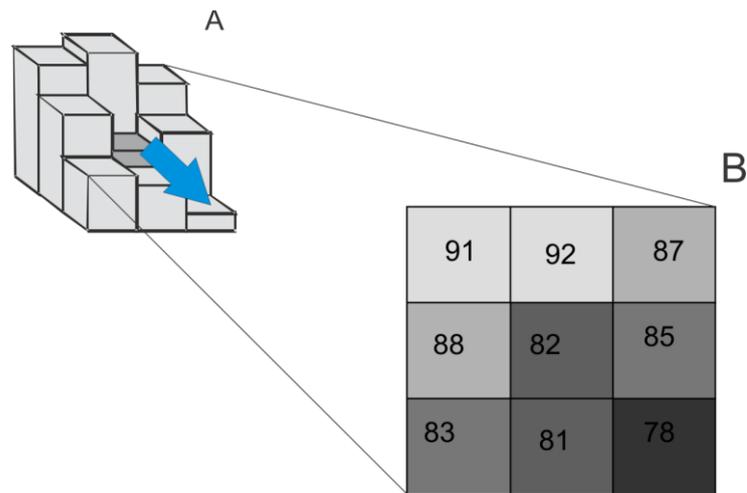


Figura 7. Exemplo de relevo (A) e a matriz deste relevo com valores de cada pixel (B).

Na captação dos dados a missão utilizou o mesmo instrumento utilizado em 1994 no programa *Spaceborne Imaging Radar-C/X-Band Synthetic Aperture Radar (SIR-C/X-SAR)*, a bordo do ônibus espacial *Endeavour*. Porém o arranjo foi projetado para coletar medidas tridimensionais da superfície terrestre através de interferometria. Para tanto, a nave foi munida de um mastro de 60m, em cuja extremidade foram instaladas antenas para bandas C e X, além de melhorados os dispositivos de controle e navegação (Figura 8).

O sobrevoo da SRTM ocorreu no período de 11 a 22 de fevereiro de 2000, durante o qual foram percorridas 16 órbitas por dia, num total de 176 órbitas. O processamento dos dados coletados visou à formação de um MDE mundial, elaborado continente por continente, iniciado com a América do Norte. A cobertura foi feita em 80% da área terrestre do planeta, entre latitudes 60° N e 56° S. Nesta área, foram realizadas de uma a quatro passagens, de acordo com a Figura 9. Um conjunto menor de dados foi coletado sobre água para calibração.

Do total de dados SRTM, os dados da banda C foram processados no JPL e os dados da banda X no Centro Aeroespacial da Alemanha (DLR). Estes são usados para criar MDE de resolução mais alta, porém sem cobertura global.

No início foram gerados MDE com resolução de 30 m (a rigor, em coordenadas geográficas, como 1 arco segundo, ou 1'', ou ainda 0,000277°) para os Estados Unidos e sob 90 m (a rigor, 3'' ou 0,000833°) para o resto do mundo. Hoje os dados de resolução equivalente a 30 m estão disponíveis em escala global e de fácil acesso ao público. O produto

final possui precisão vertical global de ± 16 m e horizontal de ± 20 m (Rabus *et al.*, 2003). Para a América do Sul, a precisão vertical é de 6,2 m e a horizontal de 9,0 m (Rodriguez *et al.*, 2006). O datum e o elipsóide de referência são WGS84, com dados de z em metros inteiros.

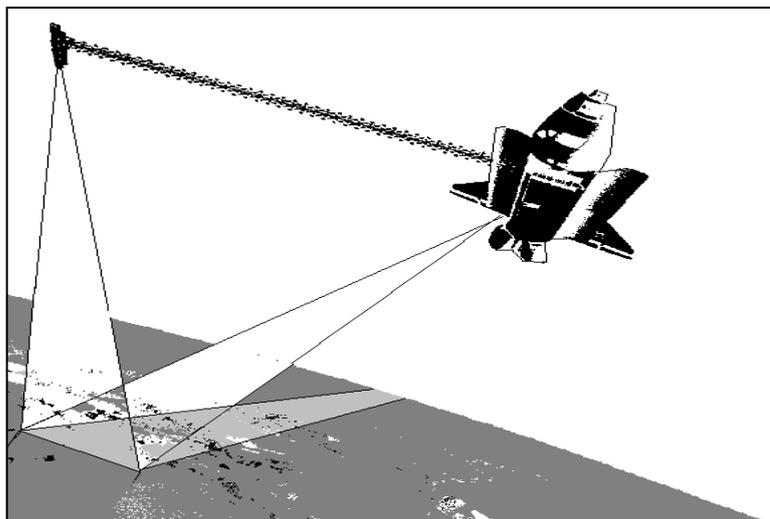


Figura 8. Configuração das antenas a bordo do Endeavour para a missão SRTM.

Uma apreciação preliminar dos dados SRTM mostra características indesejáveis, sua sensibilidade a quaisquer objetos presentes sobre a superfície do terreno e alguns problemas referentes a valores nulos ou lacunas (Null-data holes) nos dados de altimetria, ou seja, sem informação (pixel nulo). Isto ocorre devido a algumas áreas imageadas apresentarem condições geográficas não favoráveis à aquisição de dados, como áreas de grande inclinação, como exemplo em alguns trechos do Himalaia (Farr & Kobrick, 2000 *apud* Carvalho *et al.*, 2008).

Deve-se levar em conta que o resultado das técnicas empregadas na missão SRTM é a geração de Modelos Digitais de *Elevação* (MDEs), pois os sinais de radar são refletidos, por exemplo, pelo dossel das árvores em áreas densamente florestadas, antenas e edificações não pelo terreno subjacente. Os termos Modelo Digital de Terreno (MDT) e Modelo Numérico de Terreno (MNT) devem ser reservados para casos onde o modelo é produzido a partir de valores de altitude do nível do solo, obtidos, por exemplo, em mapas topográficos (curvas de nível), levantamentos por GNSS ou por altimetria a *laser* (LiDAR). Embora tais objetos façam parte da superfície terrestre, sua inclusão no modelo atrapalha a percepção da superfície do terreno em si, como conviria à obtenção de informações de cunho topográfico. Algumas filtragens causam ao usuário a impressão visual de minimizar estes efeitos, porém

filtros (média, passa-baixa) não discriminam artefatos de feições reais, suavizando todo o relevo indistintamente.

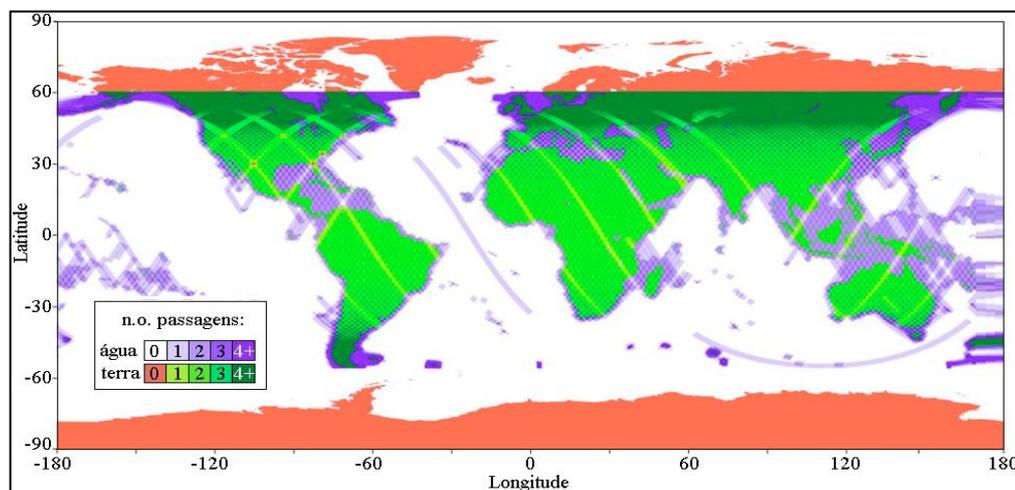


Figura 9. Distribuição da cobertura e número de passagens da SRTM. (Adaptado de JPL - <http://www2.jpl.nasa.gov/srtm/>).

Observadas as especificações dos dados disponibilizados, podem-se tecer algumas considerações a respeito de seu potencial e suas limitações. Grande parte do território nacional é provida de mapeamento em escalas demasiadamente generalizadas para várias utilizações da informação topográfica. Por este aspecto, pode-se considerar o dado SRTM a melhor informação topográfica já disponibilizada para grande parte de nosso território. No entanto, deve-se lembrar de que são dados remotos e que, como tais, trazem consigo as limitações intrínsecas do sistema e estão sujeitos a uma série de fatores que alteram a relação de veracidade para com a paisagem existente.

A aquisição da imagem do SRTM de resolução de 30 m foi extraída do sítio <https://earthexplorer.usgs.gov> locado na página da USGS (*United States Geological Survey*), referentes às cartas SI-22-V-B e SI-22-V-C de articulação compatível com a escala 1:250.000 (IBGE). O primeiro passo após a aquisição da imagem SRTM foi o corte da área de estudo, que compreende a região entre a área mais densamente urbanizada e o porto Getúlio Vargas de Santa Vitória do Palmar, gerado no software Arcmap10. Devido ao fato de que algumas imagens SRTM(s) apresentam valores nulos e negativos deve haver uma correção destes valores o método aplicado neste procedimento visa por meio de edição e interpolação a retirada desses valores, o tutorial do link http://www.cprm.gov.br/publique/media/proc_ladeira_netto.pdf foi utilizado como base para edição e interpolação dos valores indesejados, esse método usa o ArcMap10 com a extensão

3D Analyst como plataforma para realização dos procedimentos e obtenção dos dados corrigidos.

O método consiste em transformar os *pixels* da imagem SRTM-1 (1 arco de segundo) em pontos, cada ponto com o valor altimétrico do seu *pixel* correspondente, posteriormente excluir os pontos com valores nulos e negativos e assim criar o TIN (Triangulated Irregular Network) da área de estudo. O TIN então é usado para criar um novo modelo digital de elevação (MDE) com resolução de 30 m sem valores nulos e negativos. Foram excluídos 1451 pontos indesejados, processo importante para a análise correta do relevo e morfologia da área de estudo.

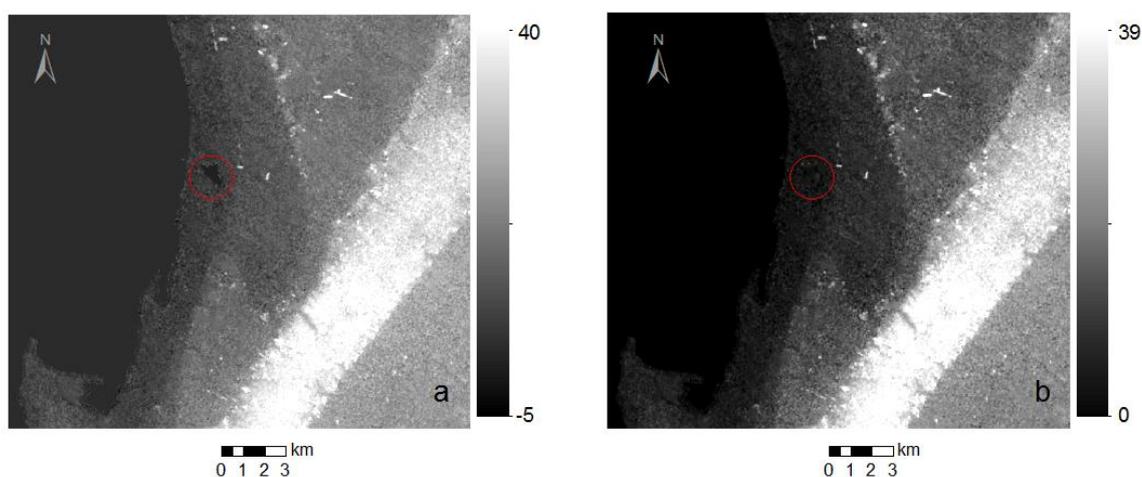


Figura 10. Comparação entre o MDE bruto (a) e o MDE com valores nulos e negativos corrigidos (b). Circulo vermelho indicando correção evidente e barra de valores em metros.

Na Figura 10 pode ser visto na imagem (a) o SRTM-1 bruto (sem processamento) com valores de *pixel* de -5 a 40 metros, já na figura (b) o MDE gerado a partir do SRTM-1 sem os valores negativos e nulos, tendo os valores de *pixel* de 0 a 39 metros. Ao comparar as duas imagens são notadas mudanças sutis; o círculo vermelho marca a mudança mais significativa onde houve a correção de uma pequena área, valores negativos ali presentes foram corrigidos para valores positivos além de um realce sutil nos contados geológicos da área.

Para analisar feições topográficas/geomorfológicas manipularam-se três rotinas com o MDE corrigido do SRTM-1, o fatiamento altimétrico, análise da declividade da área e de perfis topográficos. A interpretação das unidades geomorfológica é feita com o auxílio da bibliografia existente e de imagens de satélite do sensor TM-5 (Figura 11) que permite a visualização ótica da área de estudo.

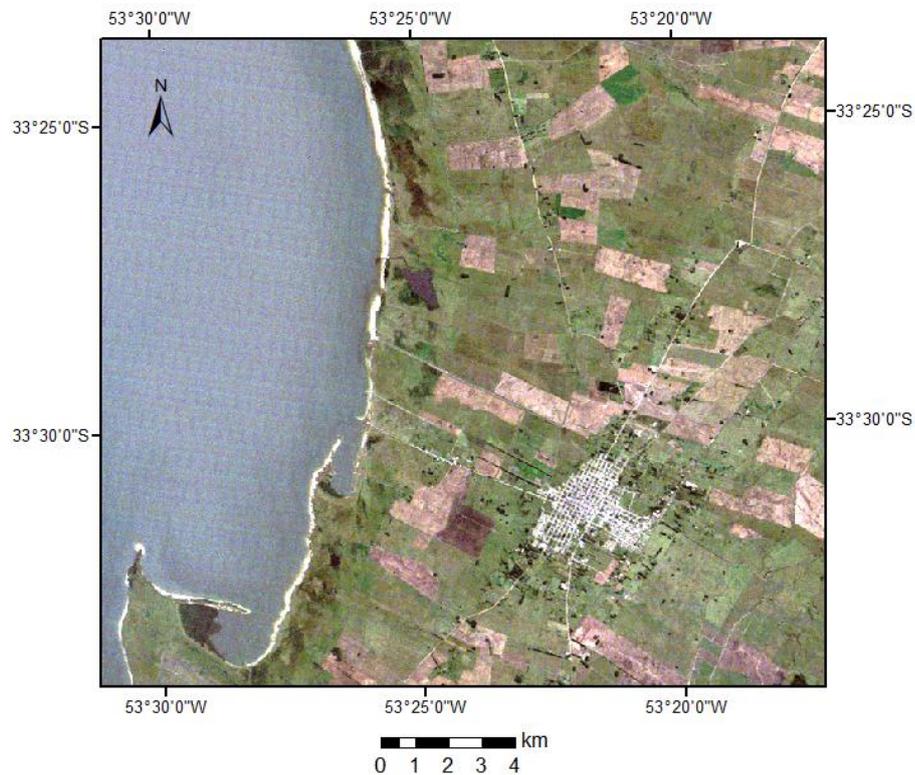


Figura 11. Imagem Landsat TM-5 da área de estudo. Composição colorida RGB-321.

Aplicação

O Fatiamento Altimétrico é uma ferramenta importante para identificar terraços lagunares. O mapa hipsométrico (Figura 12) é um produto gerado pelo fatiamento da imagem, composta por classes de altimetria, onde se definiu as classes altimétricas de acordo com os dados da bibliografia de diferentes autores, sintetizados na Tabela 1.

Tabela 1. Altitudes dos terraços marinhos/lagunares dos sistemas laguna-barreira da PCRS.

| Idade | Sistema | Altura (m) | Fonte |
|-------------|---------|------------|-------------------------------|
| Pleistoceno | I e II | > 13 | Martin <i>et al.</i> (1998) |
| | III | 8 ± 2 | Suguio <i>et al.</i> (2005) |
| | | 5 a 7 | Tomazelli & Dillenburg (2007) |
| Holoceno | IV | 1 a 3 | Angulo <i>et al.</i> (2006) |
| | | -1 a 4 | Villwock <i>et al.</i> (2005) |

Como pode ser visto na Figura 12 as cores mais frias demonstram as menores altitudes e as mais quentes as maiores. As três classes com maiores valores de altitude (13 – 18, 18 – 24 e 24 – 39 metros) estão inseridas em um corpo alongado de orientação SW/NE e morfologia ondulada, interpretados como depósitos referentes a Barreira II (B2). A classe entre 10 – 13 é pouco representativa e fica concentrada nas bordas da Barreira II, desta forma levando a interpretação de ser parte deste depósito. Seu contato com outras unidades é realçado pela declividade, que chega a 9° em alguns pontos (ver mapa de declividade da área, Figura 13).

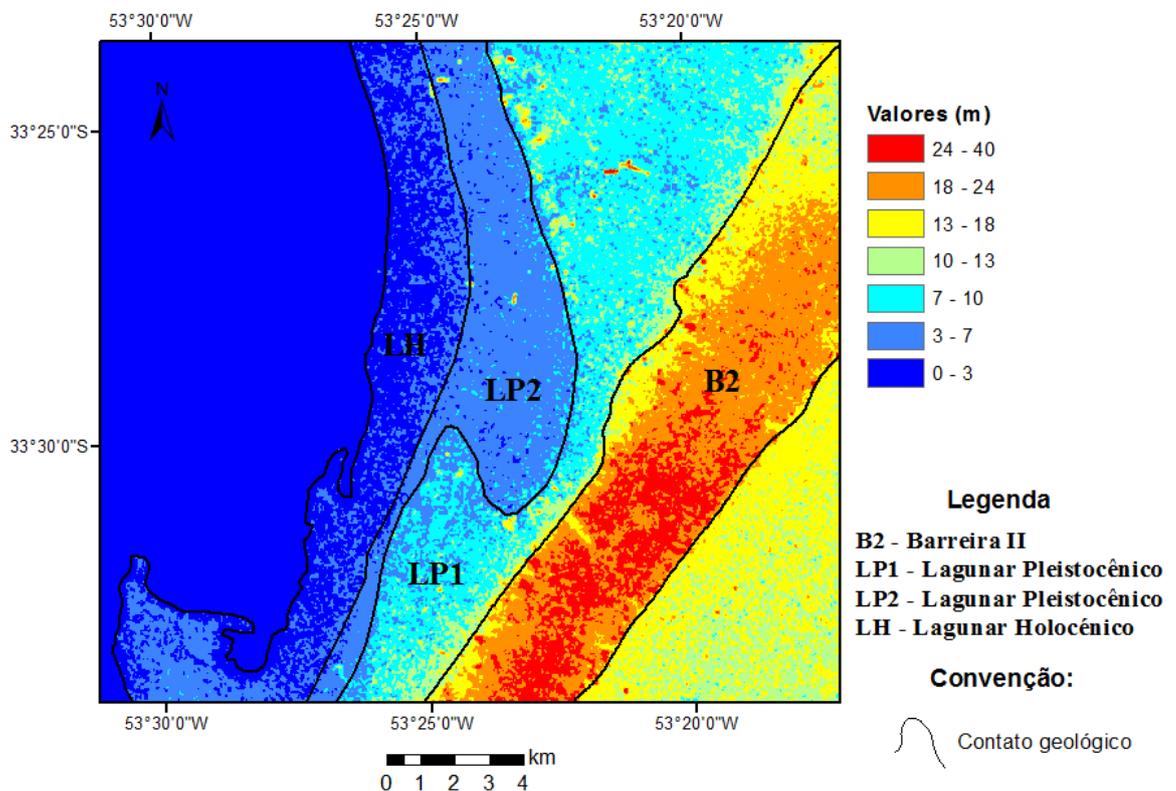


Figura 12. Mapa hipsométrico da área de estudo, com as classes divididas de acordo com os paleoníveis marinho.

As duas classes com valores entre 3–7 m (LP2) e 7–10 m (LP1) foram interpretadas como depósitos lagunares pleistocênicos do sistema lagunar III, Tomazelli & Dillenburg (2007) sugerem valores entre 5 e 7 m e Suguio *et al.* (2005) sugere o valor de 8 ± 2 m. O reconhecimento de dois terraços é evidente e o contato entre os mesmos fica realçado com esta classificação, a declividade máxima entre as duas unidades pode chegar a 5°. Nota-se na imagem que o terraço pleistocênico LP1 apresenta contato na forma de curva de orientação

S/N característico de pontais arenosos lagunares, as bordas apresentam declividade máxima de 2°.

Uma característica averiguada do depósito lagunar LP2 é sua larga extensão por quase toda área de estudo, reduzida consideravelmente na faixa que fica a oeste da feição de pontal arenoso.

A classe entre 0–3 metros foi interpretada como depósito lagunar holocênico referente ao sistema Lagunar IV. Angulo *et al.* (2006) sugere os valores entre 1–3 metros para depósitos desta idade. Pode ser visto na porção SW da área de estudo um pontal holocênico atual da Lagoa Mirim, feição análoga ao paleopontal pleistocênico.

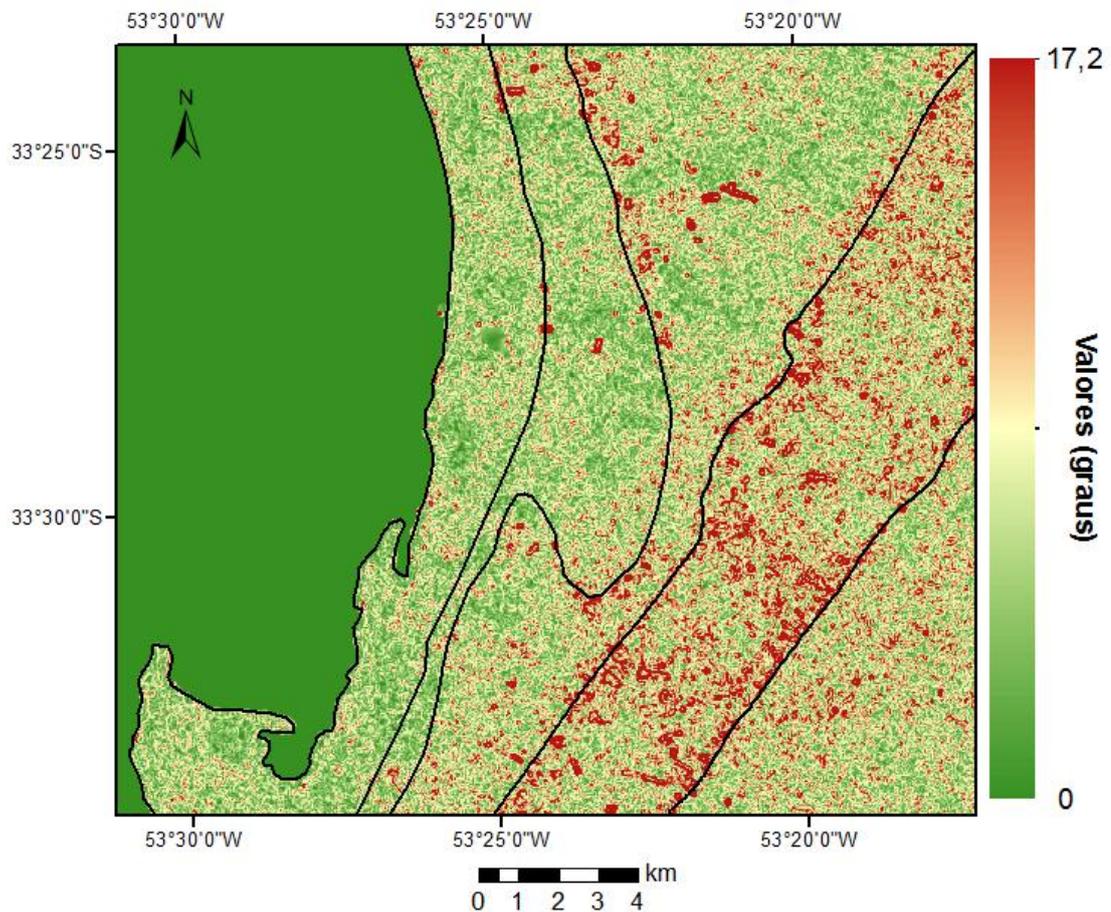


Figura 13. Mapa de declividade da área de estudo, em vermelho maiores declives, em verde menores.

A escolha do uso de perfis topográficos na análise é válida pela sua representatividade geomorfológica, ao cortar diversas unidades. Foram gerados dois perfis Figura 14 com base no MDE; o A corta todos os terraços lagunares e culmina na Barreira II, evidenciando a morfologia de patamares em forma de degrau. Já o perfil B foi plotado sobre a feição de pontal arenoso, onde pode ser visto uma comparação entre os dois perfis.

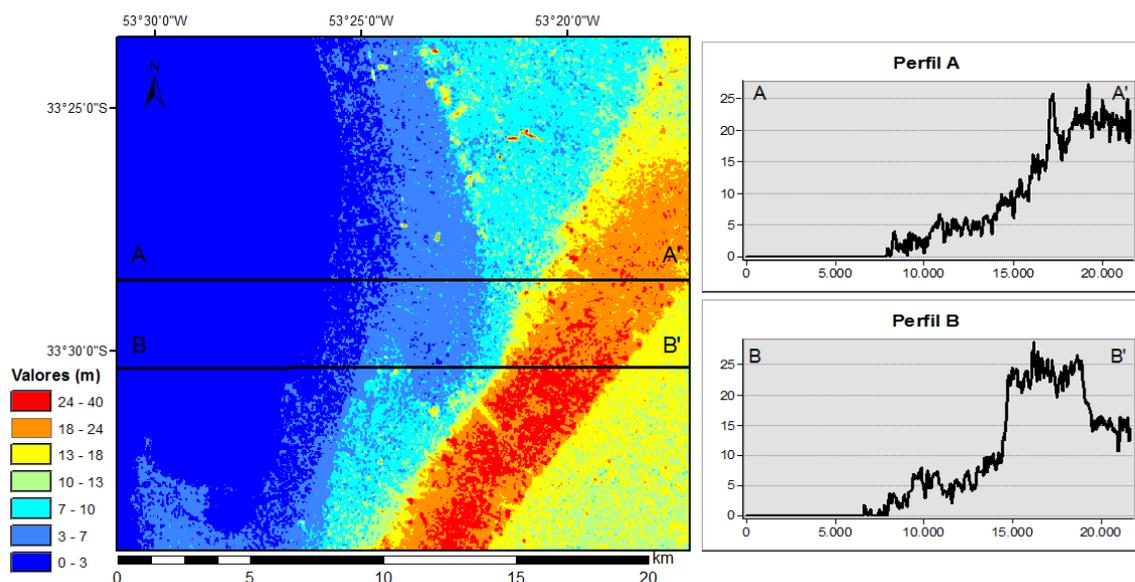


Figura 14. Mapa hipsométrico com duas linhas de perfil, A sobre terraços característicos e B sobre a feição de pontal lagunar.

Desta forma, o uso de altitudes conhecidas para depósitos sedimentares, do mapa de declividade e de perfis topográfico são ferramentas fundamentais para reconhecimento da morfologia, morfogênese, e morfocronologia da área de estudo e assim definir tipos de depósitos e contatos geológicos através do modelo digital de elevação SRTM.

3.2 COMPROVAÇÃO DA VERDADE TERRESTRE ATRAVÉS DE MÉTODOS CLÁSSICOS E MODERNOS DE LEVANTAMENTO TOPOGRÁFICO.

A necessidade de comprovar a análise do modelo digital de elevação derivado do SRTM-1 através de métodos topográficos é necessária. Os dados obtidos em campo precisam estar inseridos em um sistema de coordenadas e desta forma serem georreferenciados. Nesta etapa do estudo métodos clássicos e modernos de levantamento topográfico foram utilizados para a obtenção de dados relativos à superfície, os dados foram inseridos no mesmo Sistema de Informação Geográfica (SIG) para posterior análise.

Para o levantamento topográfico da área de estudos manipularam-se diversos métodos, a saber: 1) levantamento topográfico com GNSS (*Global Navigation Satellite System*); 2) levantamento topográfico altimétrico com estação total; 3) aerofotogrametria com VANT (veículo aéreo não tripulado).

1) Levantamento topográfico com GNSS: Desenvolvido e mantido pelo departamento de defesa dos Estados Unidos, o NAVSTAR-GPS (NAVigation System with Timing And Ranging – Global Positioning System), mais conhecido como GPS, é um sistema de posicionamento por satélites artificiais que proporciona informações de tempo e posição tridimensional em qualquer instante e lugar do planeta. Inicialmente o sistema foi concebido para fins militares, e atualmente é disponibilizado para usuários civis.

O Sistema consiste na integração de 28 satélites que operam em seis planos orbitais. Os satélites transmitem os sinais continuamente em duas frequências da banda L, denominadas de L1 (1575,42 MHz) e L2 (1227,60 MHz). Sobre as frequências são modulados a mensagem de navegação e os códigos pseudoaleatórios (PRN – Pseudo Random Noise). Na sua concepção original dois tipos de códigos foram implementados no sistema, sendo eles: P (Precise ou Protected) e C/A (Course/Acquisition). O primeiro é modulado sobre as duas portadoras, enquanto que o código C/A é modulado somente sobre a portadora L1. Com a recepção desses sinais é calculada a distância entre o satélite e o receptor GPS, cuja posição é obtida conhecendo-se esta distância e posição de quatro ou mais satélites (Monico, 2000 *apud* Rosa, 2012).

O desenvolvimento das técnicas de posicionamento, aliado ao avanço do conhecimento científico e tecnológico mostraram que o GPS associado à infraestruturas espaciais (SBAS – Satellite Based Augmentation System) e terrestres (GBAS – Ground Based Augmentation System) poderia ampliar a utilização do sistema. Esta arquitetura foi denominada de sistema global de navegação por satélites (GNSS – Global Navigation Satellite System). O conceito GNSS vem sendo aplicado para designar a infraestrutura citada somando-a a outros sistemas de posicionamento por satélite, como GLONASS, Galileo e Compass, entre outros. Trata-se de uma realidade e de um futuro promissor para usuários de posicionamento por satélites artificiais (IBGE, 2008).

O posicionamento através do GNSS pode ser realizado a partir de diferentes técnicas e observáveis, as quais fornecem níveis de precisão que variam desde algumas dezenas de metros até poucos milímetros (IBGE, 2008). Um dos principais fatores na precisão alcançada é o tipo de observável utilizada no processo de estimação das coordenadas.

O posicionamento é efetuado a partir da fase de batimento de onda portadora e/ou da pseudodistância, sendo a precisão da medida de fase da onda portadora maior, da ordem de milímetros, a pseudodistância é mais utilizada em posicionamentos com precisão de ordem métrica.

Os receptores são classificados segundo a sua utilização, os satélites transmitem todos os sinais continuamente, mas nem todo receptor foi desenvolvido para rastrear todos os satélites. Os receptores são classificados como: Navegação – destinado à navegação terrestre marítima e aérea, bem como o levantamento com precisão de ordem métrica; Topográfico – pode proporcionar posicionamento preciso quando utilizados com um ou mais receptores localizados em estações de referência sendo normalmente utilizado na topográfica; e Geodésico – receptor capaz de rastrear a fase de onda portadora nas duas frequências, possibilitando a sua utilização em linha de base maior que 10 km, pois é possível modelar a maior parte da refração ionosférica a partir do uso da combinação linear livre da ionosfera durante o processamento dos dados. Normalmente estes receptores são utilizados na Geodésia (IBGE, 2008).

As técnicas de posicionamento podem ser classificadas como métodos estáticos e cinemáticos, dependendo do movimento da antena, bem como em tempo real e pós-processado, que está relacionado com a disponibilidade das coordenadas (IBGE, 2008). As técnicas ainda podem ser divididas por utilizarem uma estação de referência, denominada posicionamento relativo e sem estação de referência denominada posicionamento por ponto.

A técnica de posicionamento por ponto (posicionamento isolado) requer a utilização de apenas um receptor. Este tipo de posicionamento proporciona precisão inferior às outras técnicas.

As técnicas de posicionamento relativo, as coordenadas são determinadas em relação a um referencial materializado através de uma ou mais estações com coordenadas conhecidas. Pelo menos dois receptores coletam dados dos satélites simultaneamente, um dos receptores deve ocupar a estação com coordenadas conhecidas, denominada de estação de referência ou estação base (IBGE, 2008). Em condições de ionosfera favorável os erros dos satélites são eliminados em levantamento envolvendo linhas de base de até 10 km.

Para aplicações geodésicas em território brasileiro é necessário que as estações de referência façam parte do Sistema Geodésico Brasileiro (SGB). Destaque deve ser dado à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo do Sistema GPS (RBMC), que é operada e mantida pelo IBGE.

O posicionamento relativo pode ser subdividido em quatro grupos: estático, estático-rápido, semicinemático e cinemático.

No posicionamento relativo estático, tanto o receptor da estação referência, quanto o da estação com coordenadas a determinar, permanecem estacionários durante todo o

levantamento. A duração do levantamento varia de 20 minutos até várias horas e a precisão é de 0,01 a 1 ppm.

O posicionamento relativo estático-rápido (pseudocinemático) é realizado de forma similar ao estático. A grande diferença entre estas técnicas está no intervalo de tempo do rastreamento, que no estático-rápido é inferior a 20 minutos. A precisão desta técnica é de 1 a 10 ppm (partes por milhão).

A técnica do posicionamento relativo semicinemático (stop and go) pode ser entendida como um estágio de desenvolvimento intermediário entre o posicionamento relativo estático e cinemático. É similar ao estático-rápido, onde o diferencial está no tempo de permanência em cada estação e na necessidade do receptor permanecer ligado durante todo o período do levantamento e sua precisão é de 1 a 10 ppm.

O posicionamento relativo cinemático consiste em se determinar um conjunto de coordenadas para cada época de observação, onde um receptor ocupa a estação de referência enquanto o outro permanece estacionado ou se deslocando sobre as feições de interesse.

Portanto, no posicionamento cinemático, embora a antena esteja em movimento, a trajetória é descrita por uma série de pontos. Isso tem como consequência a necessidade do usuário dispor de no mínimo cinco satélites para realizar o posicionamento (IBGE, 2008). A precisão alcançada por esta técnica é de 1 a 10 ppm.

2) Levantamento Topográfico Altimétrico com Estação Total: A combinação do teodolito e do distanciômetro eletrônicos em um único aparelho, acrescido de um microprocessador, é o que se denominou Estação Total. Assim, as estações totais medem eletronicamente ângulos e distâncias, mantendo as características de funcionamento e precisão dos teodolitos e distanciômetros eletrônicos, com a facilidade de serem operadas em um controle único.

O sistema da Estação Total se baseia em emissões de radiação que são refletidas por um prisma, voltando ao aparelho. Desta forma, o ponto é registrado e suas coordenadas podem ser determinadas automaticamente. O aparelho processa as elevações, que podem ser determinadas a partir de um ponto com altitude conhecida no local, ou simplesmente a partir de uma referência inicial, com o estabelecimento de cotas. Assim, permite também, além de distâncias e ângulos, a criação do perfil topográfico do local através da obtenção das diferenças de nível do terreno. O sistema é capaz de armazenar muitos pontos, o que propicia uma produtividade e economia de tempo. A questão do tempo é crucial, pois se pode executar um levantamento sem a necessidade de voltar no local em dias subsequentes para continuação

da coleta de dados. Para se proceder aos levantamentos, necessita-se de apenas dois operadores, um para operar o equipamento e outro para posicionar o prisma (Figura 15).



Figura 15. A frente um operador executando o equipamento e ao fundo outro para posicionar o prisma.

De acordo com a ABNT (1994), o levantamento topográfico altimétrico ou nivelamento é o levantamento que objetiva, exclusivamente, a determinação das alturas relativas a uma superfície de referência dos pontos de apoio e/ou dos pontos de detalhe, pressupondo-se o conhecimento de suas posições planimétricas, visando à representação altimétrica da superfície levantada. Basicamente, três métodos podem ser empregados para a determinação dos desníveis: nivelamento geométrico, trigonométrico e taqueométrico.

Neste estudo, foi empregado o nivelamento trigonométrico, que consiste na medição da diferença de nível entre pontos no terreno, indiretamente, a partir da determinação do ângulo vertical da direção que os une e da distância entre estes, fundamentando-se na relação trigonométrica entre o ângulo e a distância medidos, levando em consideração a altura do centro do limbo vertical do teodolito ao terreno e a altura do sinal visado sobre o terreno (ABNT 1994).

Independente do método a ser empregado em campo, durante um levantamento altimétrico destinado a obtenção de altitudes/cotas para representação do terreno, a escolha dos pontos é fundamental para a melhor representação do mesmo.

3) Aerofotogrametria com VANT (Veículo Aéreo não Tripulado): Os profissionais e empresas que trabalham com levantamento topográfico estão experimentando uma nova fase com a chegada dos Veículos Aéreos Não Tripulados (VANTs). Mesmo sendo uma realidade no setor de Defesa há décadas, estes equipamentos já estão sendo amplamente utilizados para a geração de mapas, com rapidez, economia e qualidade.

No Brasil os primeiros relatos de uso de Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) ocorreram na década de 1980, quando o Centro Técnico Aeroespacial (CTA) iniciou o projeto Acauã, visando o desenvolvimento de VANT autônomos com intuito de pesquisa militar. Esse projeto foi continuado via parceria entre CTA e Centro de Pesquisas Renato Archer (CenPRA) na linha militar (Medeiros *et al.*, 2008). A aplicação de VANT vem, a cada dia, se fixando no mercado de mapeamentos digitais, e consigo traz um ganho na resolução espacial e temporal, visto que, há a necessidade de se monitorar áreas e realizar mapeamentos em grande escala (ALONÇO *et al.*, 2005).

Imagens obtidas por sensores orbitais possuem menor resolução espacial, são mais caras e sofrem influências importantes da passagem do sinal pela atmosfera (MOREIRA, 2003). Imagens geradas por sensores embarcados em VANT têm etapas de processamento mais breves, e ainda associa-se a elevada resolução espacial e uma maior confiabilidade no posicionamento dos objetos imageados. A possibilidade de utilizar uma plataforma de coleta de imagens de menor custo, que forneça maior detalhamento nos mapas, e com menor intervalo de tempo entre as coletas possibilita o monitoramento periódico via VANT (Medeiros *et al.*, 2008).

Para Eisenbeiss (2009), os VANTs, especialmente os de baixo custo, por possuírem limite de carga útil, muitas vezes são equipados com sensores de baixo peso, de formato pequeno ou médio e com câmeras amadoras. Portanto, em comparação as câmeras de grande formato, os VANTs têm de adquirir um maior número de imagens a fim de obter a mesma cobertura e resolução. Além disso, sensores de baixo custo, normalmente, são menos estáveis do que os sensores de alta tecnologia, o que resulta em uma qualidade de imagem reduzida. Portanto, essas limitações de carga exigem o uso de unidades de baixo peso de navegação, o que implica em resultados menos precisos para a orientação dos sensores. Além disso, os VANTs de baixo custo são normalmente equipados com motores menos potentes, o que limita a altura alcançável.

Há uma grande variedade de formas, tamanhos, configurações e características de VANTs. Eles podem ser controlados de duas formas alguns a partir de um local remoto que pode ser de milhares de quilômetros de distância, em outro continente, e outros que voam de

forma autônoma com base de voo pré-programados sendo possível que pilotos possam alternar os controles manuais e autônomos conforme as conveniências.

Os dados obtidos através do VANT utilizam os princípios da fotogrametria digital. A Fotogrametria, conforme a International Society for Photogrammetry and Remote Sensing (ISPRS), é a arte, ciência e tecnologia de obtenção de informações confiáveis sobre os objetos físicos e o meio ambiente através de processos de gravação, medição e interpretação de imagens fotográficas e padrões da energia eletromagnética radiante e outros fenômenos.

A Fotogrametria é uma técnica em constante evolução de instrumentos e processos. O desenvolvimento da aviação após a Primeira Guerra Mundial alçou a Fotogrametria como destaque no mapeamento de áreas, o que gerou novas demandas por instrumentos de melhor acuidade, como conjuntos de lentes e sistemas mecânicos. Nas últimas décadas, o crescente avanço da área tecnológica, principalmente no que se refere ao desenvolvimento de métodos computacionais gerou o aparecimento de um novo paradigma, a Fotogrametria Digital. Atualmente a técnica da aerofotogrametria é a mais utilizada para o mapeamento de áreas com grande dimensão, principalmente no mapeamento sistemático. Isso ocorre principalmente em razão de apresentar produtos precisos a custos relativamente baixos (Ribeiro, 1995).

A fotogrametria de imagens aéreas utilizadas nos dias atuais para fins comerciais é quase toda digital, migrando da captura e armazenagem em filme fotográfico (analógica) para sensores digitais com fotodetectores. Com isso a restituição digital também toma o espaço dos restituidores analógicos e analíticos. De acordo com Aber *et al.* (2010) *apud* Ferreira (2014), uma fotografia, seja ela analógica ou digital, é resultado de um sistema de projeção central ou perspectiva de um único ponto. Nestes casos, as distâncias do ponto de convergência central até o sensor, em um lado do conjunto de lentes, e as distâncias até o objeto do outro lado, caracterizam a escala de uma fotografia. A escala de uma fotografia é o parâmetro mais fundamental para uso em fotogrametria.

Os parâmetros de orientação interior e exterior da câmara são utilizados para a realização de cálculos durante o processamento das imagens de um aerolevante. A estimativa correta destes parâmetros é fundamental para a obtenção de ortofotos e modelos digitais de elevação com qualidade cartográfica.

Os parâmetros de orientação interior são aqueles inerentes ao sistema ótico e do sensor da câmara, normalmente são: a distância focal do conjunto de lentes, os parâmetros de distorção radial, os parâmetros de distorção descentrada e a posição da coordenada central no sistema de coordenadas da câmara. Estes parâmetros são obtidos durante o processo de calibração da câmara, que pode ser feito por softwares disponíveis no mercado para este fim.

Os parâmetros de orientação exterior são determinados pela posição espacial da fotografia e pela orientação angular do centro de perspectiva relativa ao solo no momento da captura. Estes parâmetros estão fundamentalmente ligados à trajetória do voo e aos movimentos da aeronave durante o aerolevanteamento. Na fotogrametria são utilizados seis parâmetros para definir a orientação exterior das fotografias, sendo três de posição e três de orientação angular.

Os parâmetros de posição são as coordenadas do centro de perspectiva da fotografia, definidos por X, Y e Z de um sistema métrico de coordenadas do espaço-objeto. Estas coordenadas servem como ponto de referencia conhecido para a realização de cálculos. A definição precisa destes parâmetros é especialmente necessária ao utilizar técnicas de georreferenciamento direto, onde o posicionamento das imagens processadas é obtido sem o auxílio de pontos de apoio em solo. Os três parâmetros de orientação angular, ômega, phi e kappa, são definidos pelo sistema de Euler.

Segundo Wolf (2000) *apud* Ferreira (2014), imagens aéreas podem ser coletadas com diferentes ângulos relativos ao terreno (Figura 16). Normalmente imagens para a elaboração de produtos cartográficos são obtidas na vertical, o que quer dizer que o eixo focal deve estar orientado perpendicularmente ao horizonte. Em alguns casos são obtidas imagens chamadas obliquas, onde o eixo da imagem se encontra inclinado em relação ao horizonte. Imagens onde o horizonte não é capturado são chamadas de baixa obliqua e nos casos onde o horizonte é registrado na imagem são chamadas de alta obliqua. Imagens obliquas também são chamadas fora do nadir, sendo que nadir é caracterizado pela linha vertical imaginária que passa pelo centro de perspectiva em direção perpendicular à superfície terrestre (Ferreira, 2014). A obtenção de imagens com estas características alteram as escalas entre o espaço-objeto e o espaço-imagem e devem ser levadas em conta durante o processamento. A dificuldade em manter o sensor dos VANTs exatamente na direção do nadir faz com que haja uma tolerância de 3° entre o eixo ótico e o nadir para considerar a imagem como vertical.

De acordo Aber *et al.* (2010) *apud* Ferreira (2014), o método comumente utilizado para a determinação da orientação externa das fotografias é a utilização de pontos de apoio em campo com coordenadas conhecidas. Teoricamente são necessários no mínimo três pontos de apoio para a determinação da orientação externa de uma única foto, mas na prática diversas imagens são orientadas juntas utilizando algoritmos de densificação de pontos de amarração entre fotos e ajuste pelo Método dos Mínimos Quadrados, permitindo o uso de menos de três pontos de apoio por imagem.

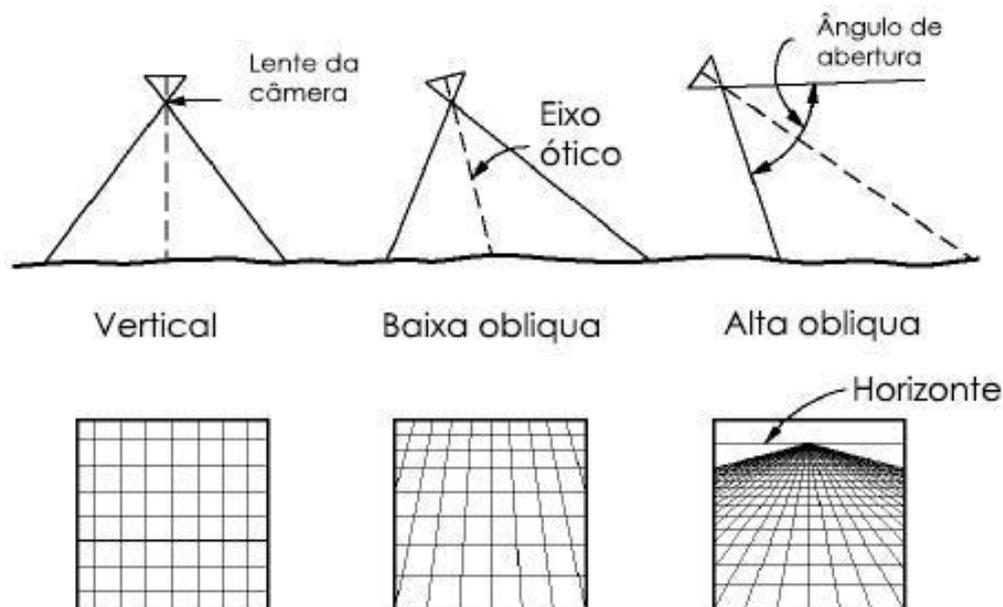


Figura 16. Tipos de imagens aéreas de acordo com a inclinação do sensor (Adaptada de Wolf, 2000 - fonte Ferreira, 2014).

Normalmente, imagens para a elaboração de produtos cartográficos são obtidas na vertical, o que quer dizer que o eixo focal deve estar orientado perpendicularmente ao horizonte. Para realizar o levantamento fotogramétrico de uma área, normalmente as imagens são capturadas sucessivamente ao longo de linhas de voo paralelas. As imagens são obtidas de forma que haja superposição longitudinal e lateral entre elas, permitindo a composição de pares estereoscópicos. A estereoscopia é fundamental para o trabalho de restituição das imagens, pois é a partir das diferentes posições de visada de um mesmo ponto no terreno que se torna possível a visualização tridimensional do terreno. Este é o mesmo processo que o cérebro utiliza para que, a partir das imagens dos dois olhos, seja possível ter noção de profundidade.

A superposição longitudinal das imagens utilizada normalmente na fotogrametria é de 60% e é controlada pela distância entre as imagens capturadas numa mesma linha de voo (Figura 17). A superposição lateral, normalmente de 30%, é controlada pela distância entre as linhas de voo adjacentes realizadas pela aeronave (Figura 18) (Ferreira, 2014). Estes são valores de superposição utilizados para fotogrametria de grande formato e podem variar de acordo com o levantamento.

Variações na trajetória de voo, oscilações na altura e nos ângulos de voo da aeronave causam mudanças nas sobreposições das imagens. Por este motivo é fundamental que exista uma margem de erro durante o planejamento para que nenhuma parte da área levantada fique sem a superposição necessária para realizar o processamento dos dados.

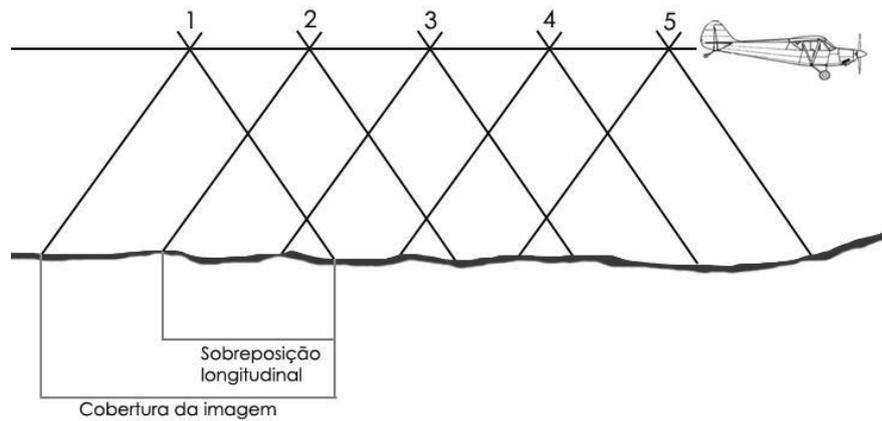


Figura 17. Representação da superposição longitudinal de imagens em uma linha de voo. (Fonte: Ferreira 2014)

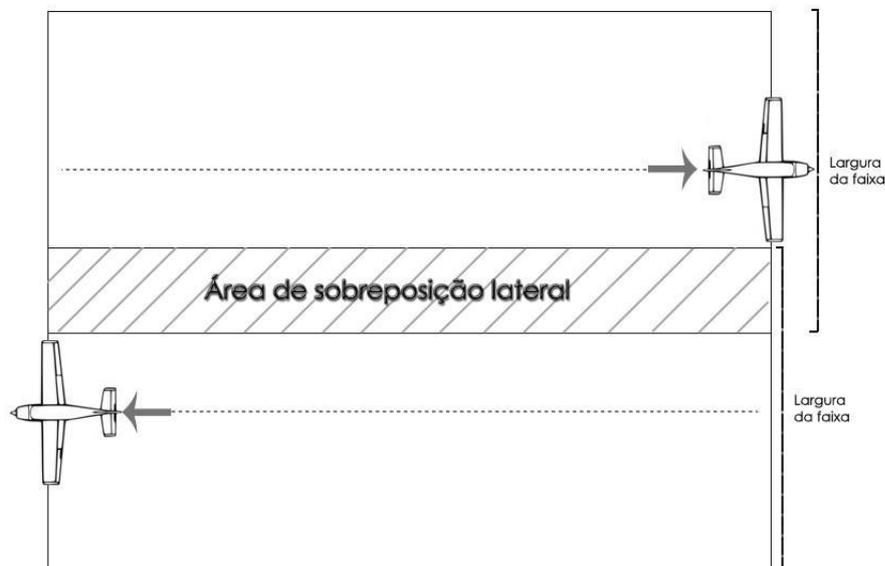


Figura 18. Representação da superposição lateral de imagens controlada pela distância entre as faixas de voo. (Fonte: Ferreira, 2014)

O produto final originado é o mosaico fotogramétrico ou ortomosaico é a ampliação da vista da área fotografada, originando uma impressão de continuidade, ou seja, a união de várias fotografias formando uma apenas. Dele pode ser extraído valores altimétricos com a geração de um MDE por *softwares* específicos como o Agisoft PhotoScan.

Aplicação

Na comparação de dados de levantamento topográfico e dados obtidos através do MDE-SRTM foram feitas análises tanto quantitativamente, quanto qualitativamente. A comparação qualitativa teve como base o Erro Médio Quadrático (EMQ). Já, a comparação

quantitativa baseou-se na comparação entre os perfis altimétricos gerados com os diferentes métodos.

Para realização dos procedimentos em campo três áreas foram selecionadas (Figura 19) esta seleção levou em conta dois fatores, a morfologia de pontais arenosos e a inserção das áreas no vetor de crescimento.

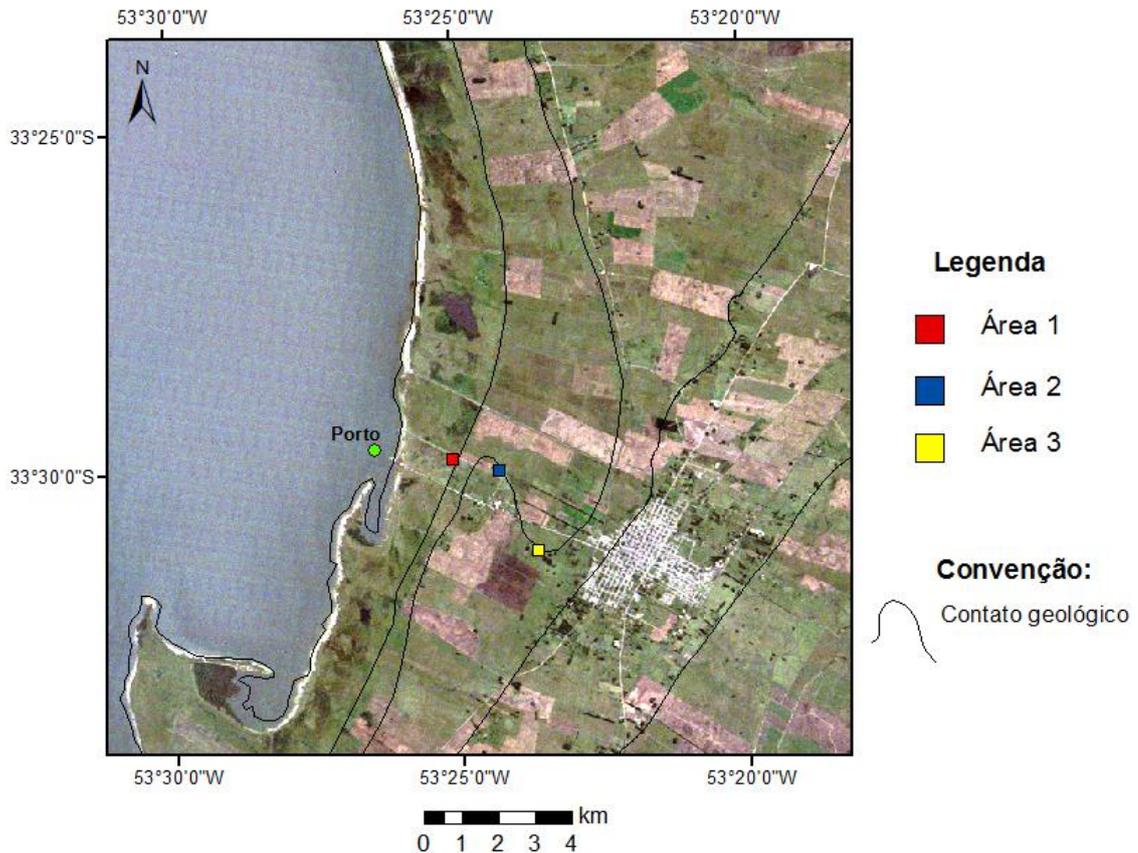


Figura 19. Localização das áreas selecionadas para levantamento topográfico.

O primeiro método a ser utilizado é o levantamento topográfico através do GNSS geodésico, feito por uma malha de pontos de controle (pontos de apoio) expresso na Figura 20. Nas áreas 1 e 2 a malha de pontos foi projetada na direção E/W, e na área 3 N/S. Para as três malhas cada ponto foi “marcado” com um alvo, impresso em papel. A Figura 21 demonstra a obtenção dos dados com o GPS onde o alvo que marca o ponto está preso ao solo e o equipamento Trimble Pro-XRT conectado de forma *bluetooth* ao coletor Juniper Systems Mesa Rugged Notepads, usado para gerenciamento de dados, estão sobre o tripé.

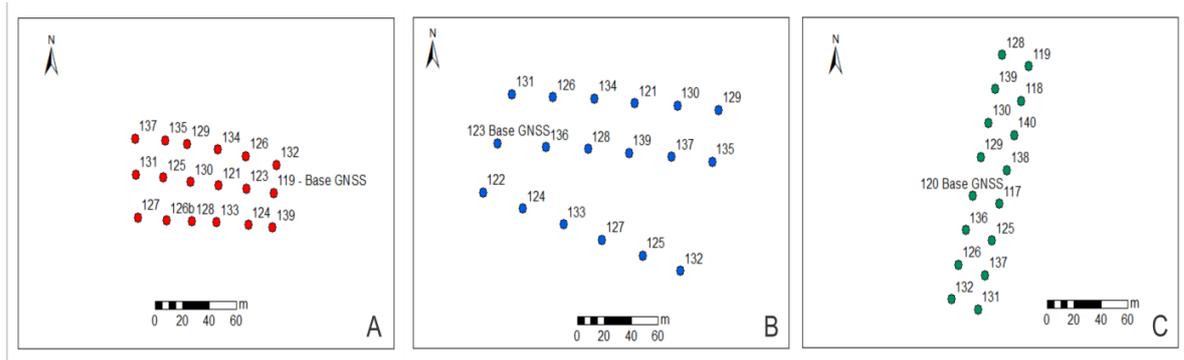


Figura 20. Malha de pontos de apoio para as 3 áreas, A-área 1, B-área 2, C-área 3.

Foram coletados dados de 52 pontos (X, Y e Z) através do método de posicionamento relativo utilizando a estação de referência de Pelotas da Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC), no ponto base de cada área se valeu da técnica do posicionamento relativo estático, onde o GPS ficou posicionado por uma hora e para o monitoramento dos outros pontos a técnica do posicionamento relativo semicinemático (*stop and go*) foi utilizada coletando os dados em cada ponto por um minuto.



Figura 21. Coleta de dados com GPS geodesico sobre o ponto 119.

Através da comparação entre os dados obtidos pelo GNSS e o MDE-SRTM pode ser feita a análise do Erro Médio Quadrático (EMQ) e validar os valores altimétricos do MDE

segundo as normas do capítulo II do decreto nº 89.817 de 20 de junho de 1984 da norma brasileira de Cartografia vigente, que trata do controle de qualidade do produto cartográfico nele os documentos cartográficos devem obedecer ao PEC (Padrão de Exatidão Cartográfica), que se refere a um indicador estatístico de dispersão, relativo a 90% de probabilidade, ou seja $PEC=1,6449*EP$, onde EP corresponde ao Erro-padrão (equivalente a erro médio quadrático).

Assim, o EP em trabalhos cartográficos não ultrapassará 60,8% do PEC. Para os dados altimétricos serem válidos 90% dos pontos interpolados e testados no terreno não deverão resultar em erro superior ao PEC altimétrico.

EMQ é definido através da seguinte fórmula (Santos, 2005):

$$EMQ = \sqrt{\frac{\sum(Z_i - Z_t)^2}{n - 1}} \quad (1)$$

Onde: Z_i = valor de altitude encontrado no MDE, a partir da interpolação, para os pontos de controle; Z_t = valor de altitude efetivo do ponto controle; n = número de pontos controle na amostra.

O cálculo feito com os dados dos 52 pontos de controle do GPS correlacionados com seus respectivos pontos no MDE da área de estudo originou $EMQ=1,29$ m, com esse valor inserido na fórmula da $PEC=1,6449*EP$ ($EP=EMQ$) chegou-se ao valor de $PEC=2,12$ m, desta forma o EMQ originado é exatamente 60,8% do PEC, atendendo os padrões de exatidão cartográfica da Comissão Nacional de Cartografia (CONCAR) para o SRTM. O apêndice 1 demonstra os dados altimétricos do GNSS e do MDE para os pontos correlacionados, nela pode ser visto que somente 5 pontos correlacionados tiveram seus valores superiores a PEC, atendendo a exigência de que 90% dos pontos interpolados e testados no terreno não deverão resultar em erro superior ao PEC altimétrico, validando assim o uso do MDE-SRTM.

O uso das aerofotos digitais obtidas com o VANT em campo proporciona a geração de ortomosaicos, com eles são confeccionados modelos digitais de elevação para cada área, através dos MDE são gerados perfis altimétricos para comparação com outros métodos. Em comparação com a topografia clássica que, para gerar um modelo digital de elevação, teria de realizar um nivelamento geométrico ou trigonométrico, o qual demandaria tempo e um maior número de pessoas a geração de um MDE aplicando a tecnologia de VANT possibilita um levantamento detalhado em menor tempo e com um menor número de pessoas envolvidas.

O VANT utilizado neste estudo para o levantamento topográfico foi o DJI Phantom 2 Vision+. De modo geral, o VANT DJI Phantom 2 Vision+ é equipado com uma câmera desenvolvida pela fabricante com resolução de 14MP para fotos e até 1080p (*full HD*) para vídeos, gravados em um cartão padrão SD com ângulo de visão de 140°. Os quatro motores elétricos *brushless* são leves e altamente confiáveis. Não há equipamento ou sistema de transmissão para seu comando e nem servos auxiliares para a navegação. A velocidade de cada rotor determina o voo. Os motores elétricos de velocidade relativamente lenta garantem baixas vibrações e o sistema opera em nível de ruído muito baixo, tem um modo de voo autônomo por isso é equipado com todos os sensores necessários para controlar o voo e realizar as missões e tarefas sem um operador humano. Também é equipado com recursos de segurança “GOHOME” caso o operador perca sinal com o VANT, garantindo um pouso seguro no caso de haver um problema técnico. A construção do sistema, com baixo peso e peças flexíveis, torna possível a operação em locais povoados, sem perigo de prejudicar seriamente as pessoas ou infraestrutura em caso de acidente. O sistema não necessita de local de pouso e decolagem preparado e pode estar no ar em poucos minutos após a chegada ao local do voo. Uma das vantagens mais significativas da utilização deste equipamento para este estudo refere-se ao fato deste ter incorporado em suas características preocupações pertinentes à fotogrametria tradicional, tais como estabilidade de voo por sensores inerciais, altura constante, registros das informações de toda a rota de voo, georreferenciamento de imagens e facilidade de programação do planejamento de voo.

O planejamento do voo do VANT foi efetuado tendo como base de referência a malha de pontos de apoio gerada para o levantamento com o GNSS geodésico, os alvos posicionados ao solo são necessários para a confecção dos ortomosaicos, pois é neles que serão integrados os dados topográficos dos pontos de apoio. As aerofotos foram obtidas na vertical em duas alturas, a mais baixa de 25 m e a mais elevada 60 m.

Em laboratório as imagens foram processadas, onde o primeiro passo consiste em integrar o horário das fotos com o do voo pelo GNSS de navegação acoplado ao VANT. Após, é realizada uma primeira correção para a retirada de distorções das imagens através do *software* Photoshop. Uma segunda correção de distorções é feita no *software* Agisoft PhotoScan, onde então é realizada a integração dos dados (X, Y e Z) dos pontos de controle medidos no terreno com o GNSS geodésico com os do VANT, para a geração dos ortomosaicos e MDE. A Figura 22 demonstra os ortomosaicos das três áreas plotados sobre seu respectivo MDE.

Para geração de perfis altimétricos com a estação total, realizados por nivelamento trigonométrico, foram medidos os pontos de apoio distribuídos no terreno, cujas posições planimétricas eram conhecidas, representando-se, então, as variações altimétricas da superfície do terreno.

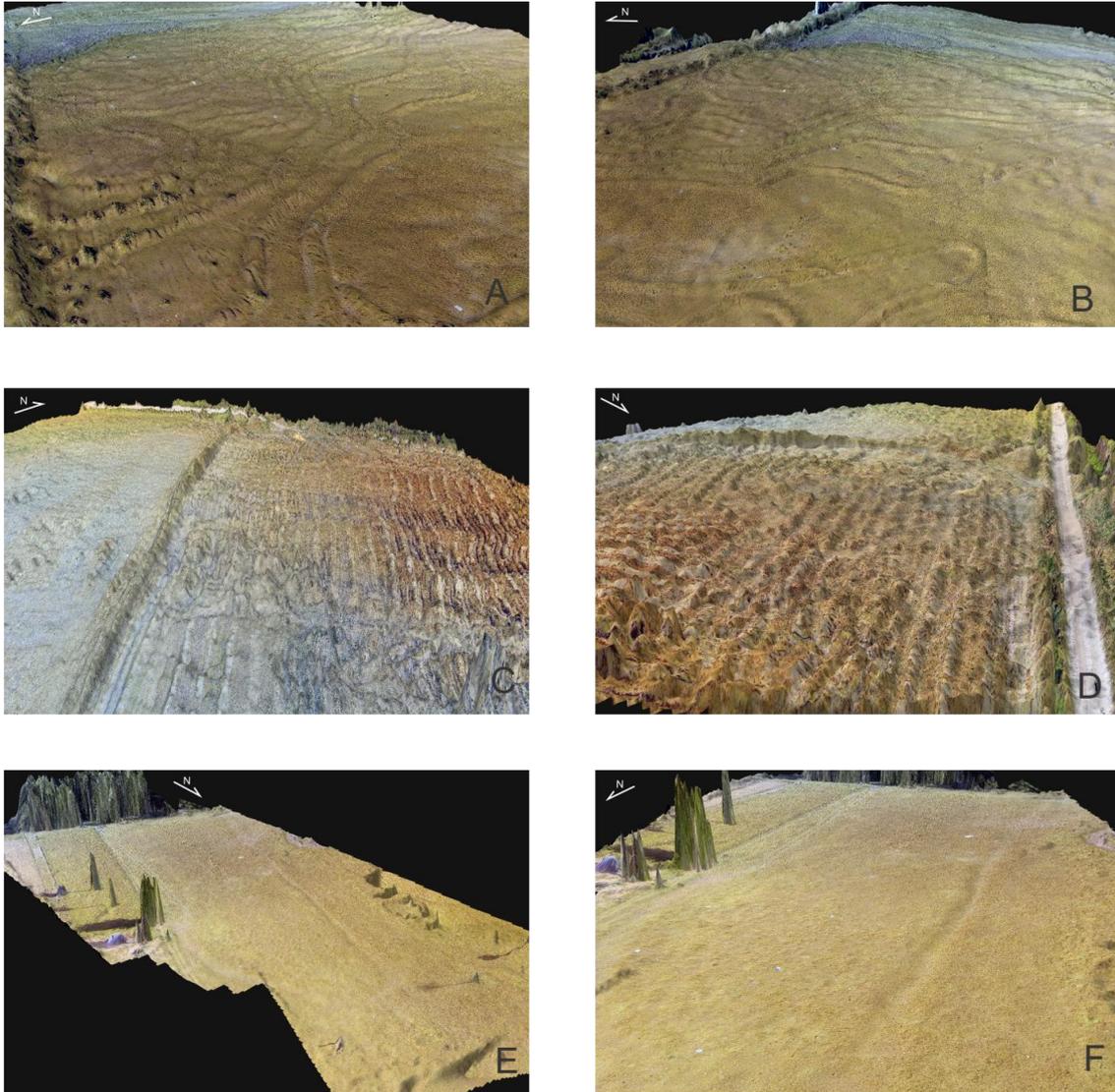


Figura 22. Ortomosaicos das três áreas de estudo, A e B área 1, C e D área 2 e E e F área 3.

A análise quantitativa entre os diferentes métodos é feita através dos perfis altimétricos gerados para cada área. Os perfis da área 1 (Figura 23) foram gerados entre os pontos 119 (E) e 131 (W); apresentam tendências semelhantes, com valores altimétricos mais elevados a leste e menos elevações a oeste, sendo a maior diferença de altitude obtida em campo e o SRTM no perfil do GNSS, que é de 2,6 m superior ao EMQ (1,29 m).

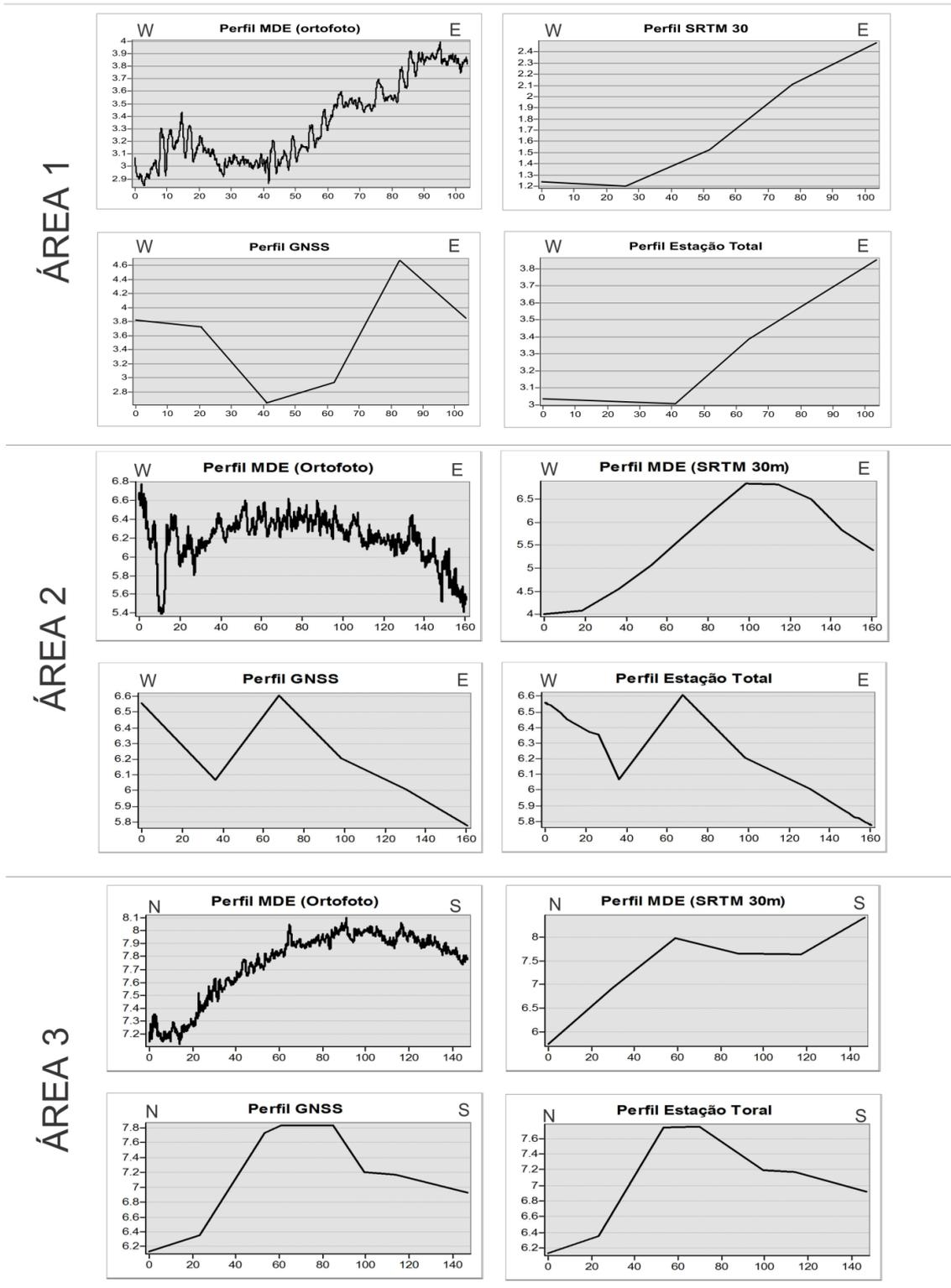


Figura 23. Perfis de diferentes métodos gerados para as três áreas de estudo.

Os perfis da área 2 (Figura 23) foram gerados entre os pontos 123 (E) e 135 (W); estes dois pontos estão entre as bordas do depósito LP1 e LP2. Nesta área, o perfil MDE-SRTM apresenta valores altimétricos baixos nos seus 20 m iniciais. Estes valores baixos podem ser

visto no perfil gerado do MDE proveniente da ortofoto, onde uma queda abrupta de valores altimétricos fica caracterizada diferente dos outros dois perfis, gerados através de análises pontuais. A maior diferença de altitude obtida em campo e o SRTM se encontra no perfil da ortofoto, que é de 2,8 m superior ao EMQ.

Os perfis da área 3 (Figura 23) foram gerados entre os pontos 132 (S) e 128 (N); estes dois pontos também estão entre as bordas do depósito LP1 e LP2. Os perfis apresentam tendências de valores altimétricos semelhantes, mais elevados a norte e menos a sul. A maior diferença altimétrica entre o SRTM e os outros perfis é de 1,6 m superior ao EMQ.

Os levantamentos topográficos em campo mostraram que existem erros entre o MDE-SRTM e a verdade terrestre, este erro já era esperado, pois a precisão vertical é de 6,2 m e a horizontal de 9,0 m (Rodríguez *et al.*, 2006). A análise qualitativa do Erro Médio Quadrático do MDE mostrou que os erros estão dentro das normas da CONCAR para estudos relativos à altimetria.

3.3 AVERIGUAÇÃO DE ÁREAS INUDAVEIS ATRAVÉS DO NDWI

O Sensoriamento Remoto é o conjunto de atividades, que permite a obtenção de informações dos objetos que compõem a superfície terrestre sem a necessidade de contato direto com a mesma, as informações são obtidas por meio de sensores que adquirem e registram uma forma de energia proveniente dos alvos. Em sensoriamento remoto esta energia é a radiação eletromagnética (REM).

A radiação eletromagnética é explicada através de dois modelos, o ondulatório e o quântico. No modelo quântico a REM é concebida como o resultado da emissão de pulsos de energia, enquanto no modelo ondulatório a REM se propaga na forma de ondas compostas, constituídas por um campo elétrico que oscila perpendicularmente a um campo magnético (Novo, 1989). Esta onda se propaga com a velocidade da luz no vácuo, ou seja, a 300.000 km/s.

As ondas que caracterizam a REM podem ser ordenadas de maneira contínua de acordo com o seu comprimento de onda ou frequência. Este ordenamento é denominado espectro eletromagnético (Novo, 1989), no qual são definidas faixas relacionadas com as características da radiação. Essas características estão associadas aos processos físicos relacionados à sua origem e ao tipo de interação entre esta e os alvos, incluído os processos que ocorrem na atmosfera. Este espectro compreende desde comprimentos de onda curtos,

relacionados com altas frequências, até comprimentos de onda longos, que possuem baixas frequências (Rosa, 2012) (Figura 24).

Para o estudo de alvos determinados em superfície é necessário que a REM percorra uma trajetória específica, partindo da sua fonte, interagindo com o alvo e sendo refletida pelo mesmo e posteriormente captada pelo sensor. O sucesso desta trajetória é essencial para a geração de produtos passíveis de interpretação.

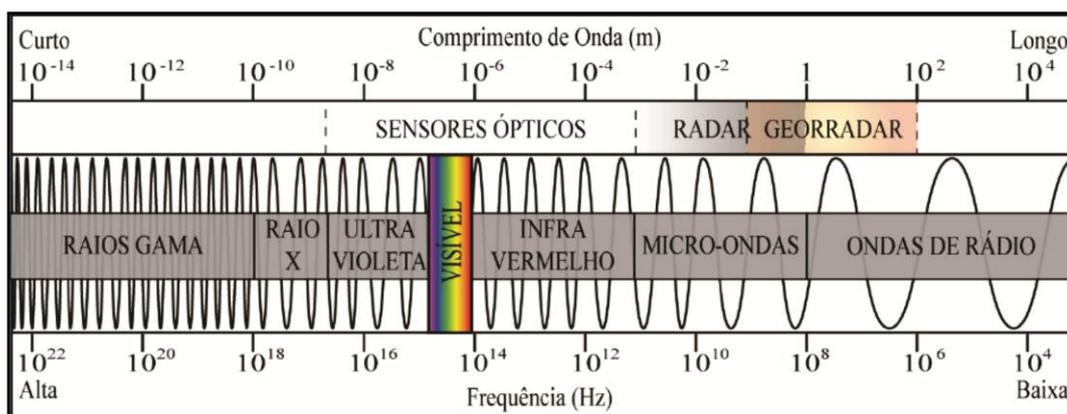


Figura 24. Regiões do espectro eletromagnético, caracterizadas por diferentes comprimentos de onda e frequência. Foram delimitadas as faixas utilizadas pelos sensores ópticos, equipamentos de radar e georradar (Fonte: Florenzano, 2007, *apud* Rosa, 2012).

A fonte da REM será qualquer objeto com temperatura acima do zero absoluto. A principal fonte é o Sol, este possui um espectro de emissão com alta irradiação nas faixas do ultravioleta, visível e infravermelho próximo. Outro fator importante para que a REM cumpra a sua trajetória, é a de que a REM não seja bloqueada pela atmosfera. É por este motivo que as faixas do ultravioleta, do visível, do infravermelho (sensores ópticos) e das micro-ondas (radares), conhecidas como janelas atmosféricas, são as mais exploradas (Rosa, 2012).

A interação da REM com o alvo é outro ponto chave para a geração de produtos passíveis de interpretação, a REM pode ser absorvida, transmitida ou refletida em diferentes proporções em cada comprimento de onda. Nos sensores há uma ampla capacidade de detecção, muito além da radiação na faixa do visível, faixa do espectro que o olho humano capta, desta forma conhecendo o comportamento espectral dos alvos, é possível obter uma série de informações acerca dos objetos de estudo.

Os sistemas de sensores que captam a REM têm a função de coletar e converter essa energia em um sinal de acordo com a sua intensidade. Através do registro deste sinal são gerados produtos (Moreira, 2011). Os sensores podem ser terrestres, aéreos ou orbitais e

podem ser ativos (atuam como fonte) ou passivos (coletam a REM de uma fonte externa). O sistema dos sensores pode ser imageadores, quando geram um produto em forma de imagem, ou não imageadores, quando são obtidos outros produtos, como curvas relacionadas ao comportamento espectral dos alvos.

As imagens orbitais podem ser entendidas como matrizes. Cada sítio da matriz é denominado pixel (*picture element*), e pode ser posicionado espacialmente através da coordenação das linhas e das colunas que compõe a matriz (Florenzano, 2007).

A resolução de uma imagem pode se referir a quatro características distintas (Figura 25). A resolução espacial é o tamanho representado por cada *pixel* no terreno. Uma imagem com resolução espacial de 30 m, como nas imagens do satélite Landsat 5 sensor TM, o *pixel* representa um espaço de 30 x 30 m, sendo possível distinguir somente feições com dimensões superiores a esta medida. Já uma imagem com resolução de 15 m (banda pancromática, oito, do sensor OLI do satélite Landsat 8) permite definir alvos menores e desta forma sua resolução espacial é superior.

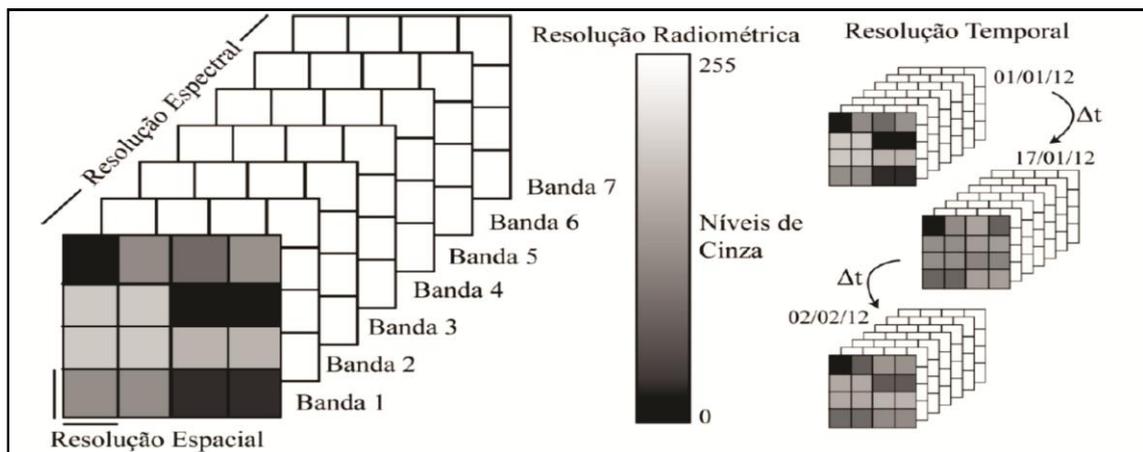


Figura 25. Ilustração das diferentes resoluções que caracterizam as imagens orbitais. A resolução espacial refere-se à menor área representada no terreno, a resolução espectral ao número e largura das faixas do espectro eletromagnético em que são obtidos os dados, a resolução radiométrica à quantidade de níveis em que a informação é digitalizada, e a resolução temporal é determinada pelo intervalo no qual são obtidas imagens em uma mesma área (Fonte: Rosa, 2012).

A resolução radiométrica é a intensidade da REM registrada pelos sensores e tem variação em dependência dos alvos presentes em cada segmento do espaço imageado, a intensidade é revertida em valor, denominada reflectância, esta será representada por diferentes tons em cada *pixel*. Geralmente, esta resolução é de 8 bits, que é 2 elevado a oitava potência. Isto significa que o sinal pode ser registrado digitalmente com 256 tonalidades

possíveis, geralmente em níveis de cinza ou, no caso de composição coloridas, em tons de vermelho (R - *Red*), verde (G - *Green*) ou azul (B - *Blue*). Para uma imagem de 8 bits representada em tons de cinza, esses níveis variam de preto, o qual é atribuído o valor de reflectância zero, até o branco, que representa a reflectância máxima com valor de 255 (Rosa, 2012).

A resolução espectral é definida pelos comprimentos de ondas detectados. Quanto mais estreita a faixa de detecção integrada para gerar cada imagem e quanto mais faixas o sensor puder captar, melhor a resolução espectral (Rosa, 2012). Os sensores captam a REM dos alvos em diferentes comprimentos de onda e para cada *pixel* será gerado sinais diferentes relacionados com o comprimento de onda captado, assim, para cada área da superfície são geradas múltiplas imagens.

A resolução temporal é relacionada com o intervalo de tempo em que uma mesma área é levantada. A frequência com a qual é possível obter uma nova imagem de determinado local define a resolução temporal. Geralmente, imagens que cobrem grandes áreas possuirão resolução temporais maiores.

| CARACTERÍSTICAS DO SENSOR TM | |
|-------------------------------------|--|
| Características | SENSOR |
| | TM |
| Resolução Espacial | 30 m. para as bandas 1-5 e 7 e 120 m. para a banda 6 |
| Largura de Faixa | 185 Km |
| Bandas Espectrais | Banda 1; 0.45 - 0.52 μm (azul) Banda 2; 0.52 - 0.60 μm (verde) Banda 3; 0.63 - 0.69 μm (vermelho) Banda 4; 0.76 - 0.90 μm (infravermelho próximo) Banda 5; 1.55 - 1. 75 μm (infravermelho médio) Banda 6; 10.4 - 12.4 μm (termal) Banda 7; 2.08 - 2. 35 μm (infravermelho longe) |
| Quantificação pixel | 8 bits (256 números digitais) |
| Modos de Ganhos | 1 |
| Apontamento | Somente nadir |
| Revisita | 16 dias |
| CCD | 4 detetores para a banda 6 e para as demais bandas 16 detetores. |
| Registro entre bandas | N/A |

Figura 26. Características do sensor TM (fonte: <http://www.dgi.inpe.br/FTP-pub/docs/ManUsu.pdf>).

Para pesquisas onde se deve obter dados de sensoriamento remoto com uma ampla amplitude temporal imagens provenientes do sensor TM (Thematic Mapper) a bordo do satélite LANDSAT 5 são indicadas, as imagens disponíveis são de junho de 1984 a

novembro de 2011. O sensor TM faz o imageamento da superfície terrestre produzindo imagens com 185 km de largura no terreno, resolução espacial de 30 metros e 7 bandas espectrais. O tempo de revisita do satélite para imagear uma mesma porção do terreno é de 16 dias. As imagens são obtidas gratuitamente através do INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) no endereço eletrônico <http://www.dgi.inpe.br/CDSR/>.

Na Figura 26 estão indicadas as características do sensor TM, que apesar de ter uma resolução baixa, de 30 metros, geraram resultados satisfatórios no processamento do NDWI (Normalized Difference Water Index).

O conhecimento do comportamento dos corpos hídricos em períodos de precipitação elevada pode ser de fundamental importância ao evitar perda de vidas humanas e prejuízos financeiros. Desse modo, as técnicas de sensoriamento remoto têm oferecido importantes recursos para o mapeamento de recursos hídricos e do monitoramento das dinâmicas de água de superfície (Ji *et al.*, 2009).

Entre as diferentes técnicas que vem sendo utilizadas para a delimitação de áreas úmidas e lâminas de água, está o índice NDWI (Índice de Diferença Normalizada da Água), um método desenvolvido por McFeeters (1996) para o mapeamento de águas superficiais, realçando a presença das mesmas em imagem obtidas por sensoriamento remoto.

O NDWI (Normalized Difference Water Index) é produto de um processamento feito a partir de imagens orbitais. O método é baseado no fato de que a água absorve energia em comprimentos de onda do infravermelho próximo (NIR) e ondas curtas de infravermelho (SWIR). A operação aritmética não só melhora os sinais espectrais, contrastando a reflectância entre diferentes comprimentos de onda, mas também cancela uma grande porção dos componentes de ruído, que são comuns em diferentes comprimentos de onda (ou seja, calibração de sensores e alteração das condições de radiação causadas por solo, iluminação, topografia e condições atmosféricas, etc.). Adotando o formato do Índice de diferença normalizada de vegetação (NDVI), McFeeters (1996) desenvolveu o índice de água por diferença Normalizada (NDWI), definida como:

$$NDWI = \frac{(\rho_{green} - \rho_{IVP})}{(\rho_{green} + \rho_{IVP})} \quad (2)$$

Onde: ρ_{green} e ρ_{IVP} são bandas de reflectância do verde e infravermelho próximo, respectivamente.

O valor de NDWI varia de -1 para 1. McFeeters (1996) definiu zero como o limiar. Isto é, o tipo de cobertura é a água se $NDWI \geq 0$ e não água se $NDWI \leq 0$. O NDWI proposto por Mcfeeters (1996) permite: (1) maximizar a reflectância típica da água usando o comprimento de onda da luz verde TM2 (Figura 27); (2) minimizar a baixa reflectância dos corpos de água no infravermelho próximo TM4 (Figura 27) e (3) realçar o contraste entre a água e a superfície terrestre proporcionada pela banda infravermelha TM4.

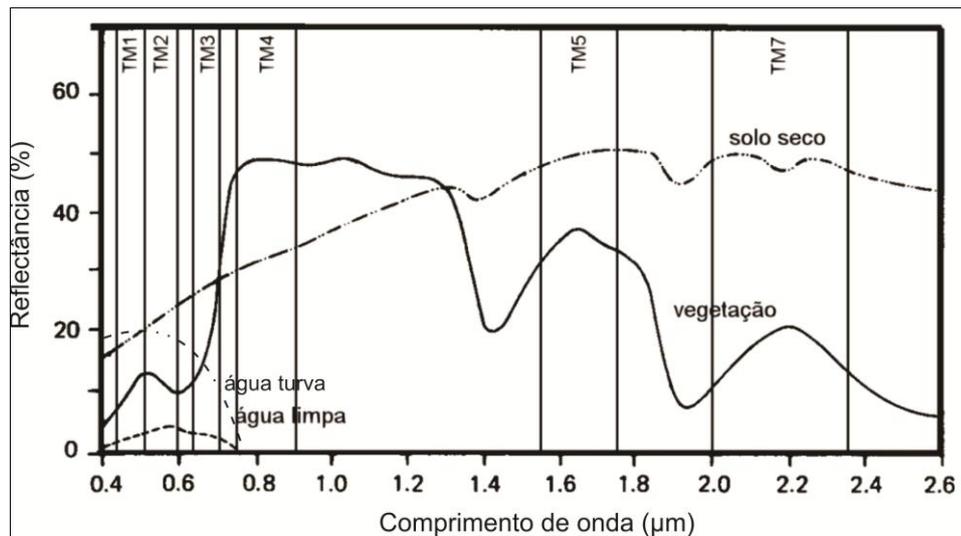


Figura 27. Curvas de reflectância espectral de alguns alvos, adaptado de Lillesand e Kiefer (1987).

A utilização deste método demonstra áreas que sofrem inundações e não de áreas com suscetibilidade ou perigo de inundação, este resultado é proveniente da reflectância dos alvos, especialmente da água.

Aplicação

O NDWI é de extrema importância para determinar áreas que sofrem inundações, antes de realizar os processamentos a escolha de imagens correlatas a períodos de alta pluviosidade e de elevado nível da Lagoa Mirim é essencial, para isso devem-se buscar informações de estações de captação de dados climáticos adjacentes à área de estudo. Estas informações foram fornecidas pela Agência de Desenvolvimento da Lagoa Mirim (<http://wp.ufpel.edu.br/alm/>), estes dados estão armazenados em um arquivo Excel, facilitando a análise da série histórica dos mesmos que tem início no ano de 1978 e término no ano de 2013.

A escolha das imagens de satélite leva em consideração alguns fatores para obtenção de um melhor resultado. A baixa interferência atmosférica é um desses fatores, desta forma existe uma dificuldade significativa na aquisição destas imagens, e a escolha deve levar em consideração os valores da régua de medição do nível das águas em períodos de alta pluviosidade correlatos a aquisição das imagens, períodos quando as imagens geralmente são encontradas com nuvens. Este problema não foi encontrado neste trabalho como pode ser verificado na Figura 18; a imagem adquirida para o processamento NDWI é da data de 13 de setembro de 1998, período de intensa pluviosidade. Entre os meses de julho, agosto e setembro de 1998 houve chuvas recorrentes, somando 260 mm significando que para cada 1m² de área teve-se 260 litros de chuva.

A régua de medição dos níveis de água da estação de monitoramento de Santa Vitoria do Palmar do mesmo dia da aquisição da imagem pelo sensor TM informa 3,96 m, muito superior a média da estação que fica em torno de 1,60 m. A Figura 28, de composição RGB-321 do satélite Landsat 5, ilustra a diferença de níveis entre as imagens de 13 de setembro de 1998 (A) e 22 maio de 2009 (B), onde é evidenciada a variação de nível, a imagem (A) demonstra um período de cheia da Lagoa Mirim e a imagem (B), escolhida para fins de comparação, demonstra um período de nível baixo da Lagoa, 1,11 m.

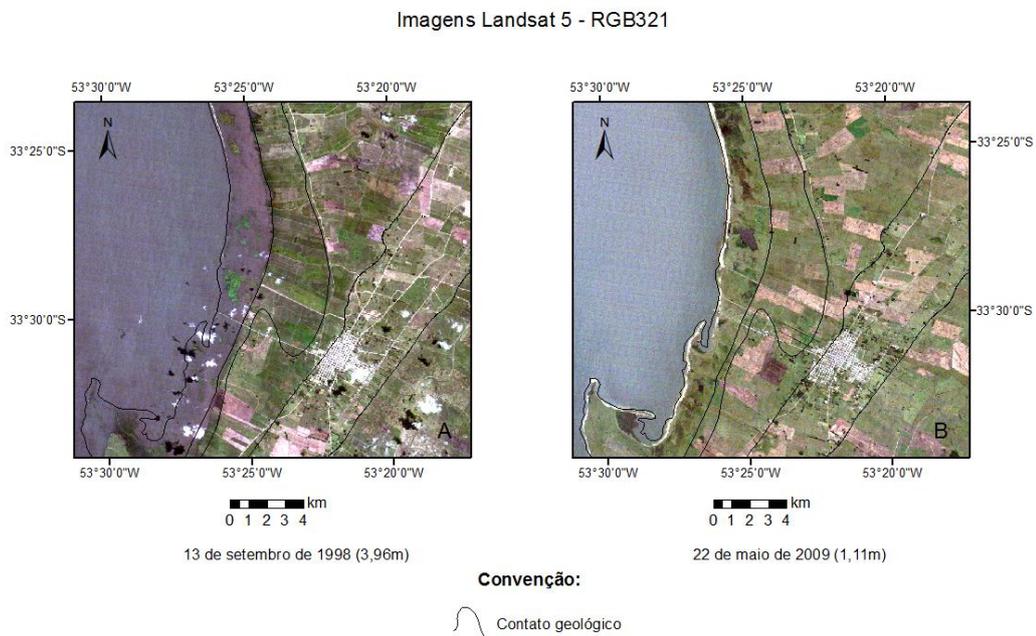


Figura 28. Composição colorida RGB-321 do sensor TM Landsat 5, Figura A demonstra o período de nível alto da Lagoa Mirim e a Figura B período de nível baixo.

Após a aquisição das imagens correlatas a um período de cheia da Lagoa Mirim, é criado um SIG no *software* ArcMap10. O georreferenciamento das imagens e o corte da área

de estudo, através de uma máscara, são etapas que devem ser seguidas antes da aplicação do método NDWI para um melhor processamento.

Com as bandas dois (TM2) e quatro (TM4) do dia 13 de setembro de 1998 georreferenciadas e cortadas, pode ser feito o processamento NDWI (equação 1), cujo resultado pode ser visto na Figura 29. O valor de NDWI varia de -0,717391 para 0,772152. McFeeters (1996) definiu zero como o limiar. Isto é, o tipo de cobertura é a água se $NDWI \geq 0$ e é não água se $NDWI \leq 0$.

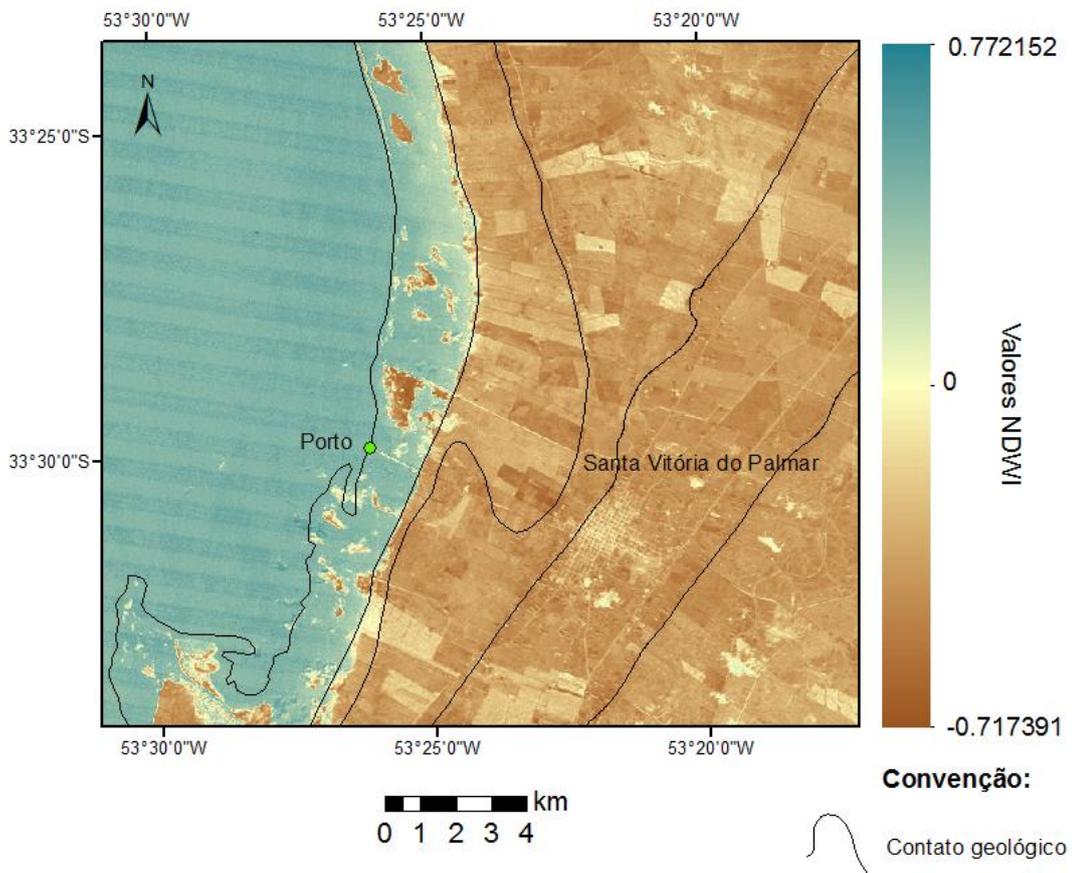


Figura 29. Valores de NDWI positivos demonstram lamina de água e negativos não água.

Os resultados do processamento NDWI demonstram que o patamar holocênico (cor azul) é o mais afetado pela inundação do nível da lagoa a 3,96 m e os patamares pleistocênicos, alguns metros acima, são pouco afetados.

Na Figura 30 pode ser visto ao norte da feição característica de pontal, que o patamar pleistocênico de menor altitude (LP2) tende a sofrer inundações, podendo-se determinar que em níveis acima dos 3,96 m a água atingirá maiores distâncias.

Sabe-se que houve períodos de elevação do nível da Lagoa Mirim superiores ao de 3,96 m, como o de 4,25 m no dia 10 de setembro de 1998, três dias anteriores da data da aquisição das imagens. No ano de 1941 houve grandes enchentes em todo Rio Grande do Sul. Em Porto Alegre o ápice da altura das águas do Guaíba foi de 4,76 m acima do nível normal, enquanto em Santa Vitória do Palmar choveu 431 mm em 20 dias. Moradores relatam que houve uma grande enchente na região e que grande parte da área de estudo ficou coberta pela água.

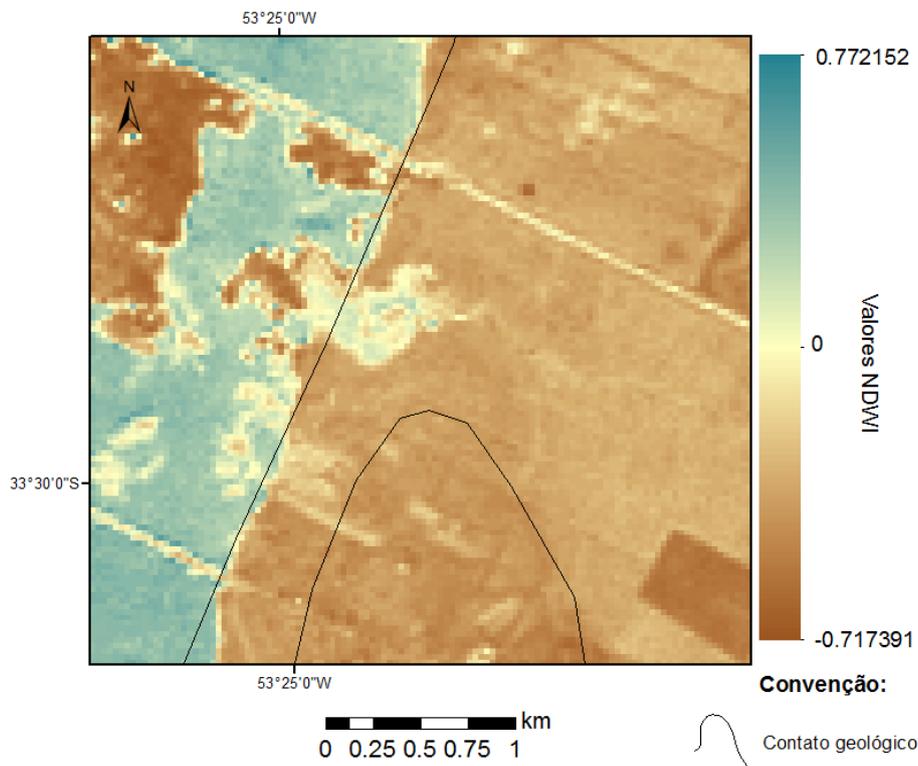


Figura 30. Área inundável no patamar pleistocênico a norte da feição de paleopontal.

O método tem suas limitações, devido à correlação das imagens com períodos de cheias que acontecem quando há altos índices pluviométricos, pois a resolução temporal do satélite é de 16 dias. Ainda assim, os resultados se mostraram satisfatórios ao estudo demonstrando áreas que sofrem inundação com o nível da lagoa a 3,96 m.

3.4 DETERMINAÇÃO DAS ÁREAS SUSCETÍVEIS À INUNDAÇÃO

No âmbito das geociências aplicadas, a acepção do termo suscetibilidade (*susceptibility*, em língua inglesa) pode ser sintetizada como a predisposição ou propensão dos terrenos ao desenvolvimento de um fenômeno ou processo do meio físico (Fell *et al.*, 2008; Julião *et al.*, 2009; Sobreira & Souza, 2012; Diniz, 2012; Coutinho, 2013; Bressani & Costa, 2013; Ministério das Cidades, 2013 *apud* Bitar 2014).

Uma área cujos terrenos apresentam características que tendem a favorecer, por exemplo, a ocorrência de inundações, como alta contribuição fluvial dos rios secundários para o rio principal em uma bacia hidrográfica, pode ser considerada propensa a esse tipo de processo, independente de previsão acerca de quando poderá ocorrer um evento e tampouco do grau de certeza atribuível a essa possibilidade. A área de contribuição se salienta, então, como um dos fatores predisponentes ao desenvolvimento do processo e, por essa razão, passível de inclusão entre os parâmetros necessários à análise de suscetibilidade. Evidencia-se, assim, o vínculo entre fatores predisponentes e propensão dos terrenos a processos, base para a compreensão e aplicação do conceito de suscetibilidade.

Outros termos também são empregados na prevenção de desastres naturais como o de ameaça, que corresponde ao fenômeno ou processo do meio físico cuja dinâmica pode gerar consequências negativas (perdas e danos) em relação aos elementos expostos (pessoas, edificações, infraestrutura, bens materiais, serviços, recursos naturais). A caracterização da ameaça, existente ou potencial, não inclui qualquer tipo de previsão. As consequências de um evento dependem da vulnerabilidade dos elementos expostos, representada por um fator denominado grau de perdas e danos, que é avaliada em escala. A capacidade de gerar perdas e danos é denominada severidade medida por meio de parâmetros relativos à magnitude do evento.

O termo perigo expressa uma condição com potencial para causar consequências negativas em um dado período ou intervalo de tempo e risco corresponde a uma medida da ameaça e das consequências (financeiras, bens, vidas) que esta poderá causar num dado intervalo de tempo. A estimativa de risco integra as análises de perigo/perigosidade e de consequências, incluindo nesta última a vulnerabilidade dos elementos expostos.

Para Bitar *et al.* (2014) a suscetibilidade pode ser inicialmente analisada por meio de fatores predisponentes intrínsecos à natureza dos terrenos. Mesmo que a área tenha sido modificada em relação a suas características, seja pela urbanização ou por outros tipos de

intervenção antrópica, pressupõe-se que os fatores predisponentes podem ainda estar presentes e, portanto, devem ser considerados para fins de planejamento e gestão territorial.

Sendo assim a abordagem apoiada em fatores predisponentes básicos e análise do terreno procura responder à pergunta “onde pode ocorrer?”, enquanto estudos relacionados à vulnerabilidade, perigo, consequência e risco buscam responder a questões de “como e quando pode ocorrer?” e “quais seriam as consequências?”.

Dessa forma, a análise de suscetibilidade feita por este estudo refere-se à indicação de áreas propensas ao desenvolvimento de processos do meio físico que podem gerar desastres naturais, em face da presença de fatores predisponentes básicos em terrenos ocupados e não ocupados. Portanto, não inclui qualquer tipo de análise acerca de perigo ou risco, mas sim corresponde a áreas suscetíveis à inundação.

A ocorrência de uma inundação é o resultado de vários fatores que interferem na formação dos escoamentos e em sua propagação ao longo da bacia hidrográfica de contribuição (Pinheiro, 2007 *apud* Bitar 2014). Analisando de uma forma multidisciplinar o fenômeno se relaciona com características geológicas, topográficas e morfológicas das bacias.

Os fatores responsáveis pela ocorrência de inundação podem ser divididos em: transitórios, associados à ocorrência de chuvas, taxas de evapotranspiração e grau de saturação do solo; permanentes, que correspondem às características morfométricas da bacia de drenagem e à geologia; e mistos, que estão relacionados ao tipo de uso e ocupação do solo.

Neste trabalho a abordagem adotada para o mapeamento de áreas suscetíveis à inundações apoia-se nos fatores permanentes, principalmente nas características geológicas, topográficas e morfológicas das bacias que tendem a favorecer as inundações por ocasião de chuvas intensas. Segundo Bitar *et al.* (2014), a consideração dos períodos de retorno das chuvas, associados aos graus de alta, média e baixa ocorrência, seria compatível com a elaboração de mapas de perigo e não de suscetibilidade e, desse modo, não são tratados no presente mapeamento. Busca-se possibilitar a compreensão da dinâmica hidrológico-geomorfológica de forma padronizada e prática, classificando a suscetibilidade a inundações em bacias de drenagem.

Assim, os procedimentos de análise e classificação consistem de três etapas básicas, demonstradas na Figura 31. Na Etapa 1 é feita a identificação da suscetibilidade das bacias a partir de índices morfométricos. Na Etapa 2, efetua-se a espacialização dos graus de suscetibilidade a partir da aplicação do modelo denominado HAND (*Height Above Nearest Drainage*). Finalmente, na Etapa 3, cruzam-se as classificações obtidas nas duas etapas anteriores, aplicando-se o recorte do zoneamento nas áreas de planícies e terraços.

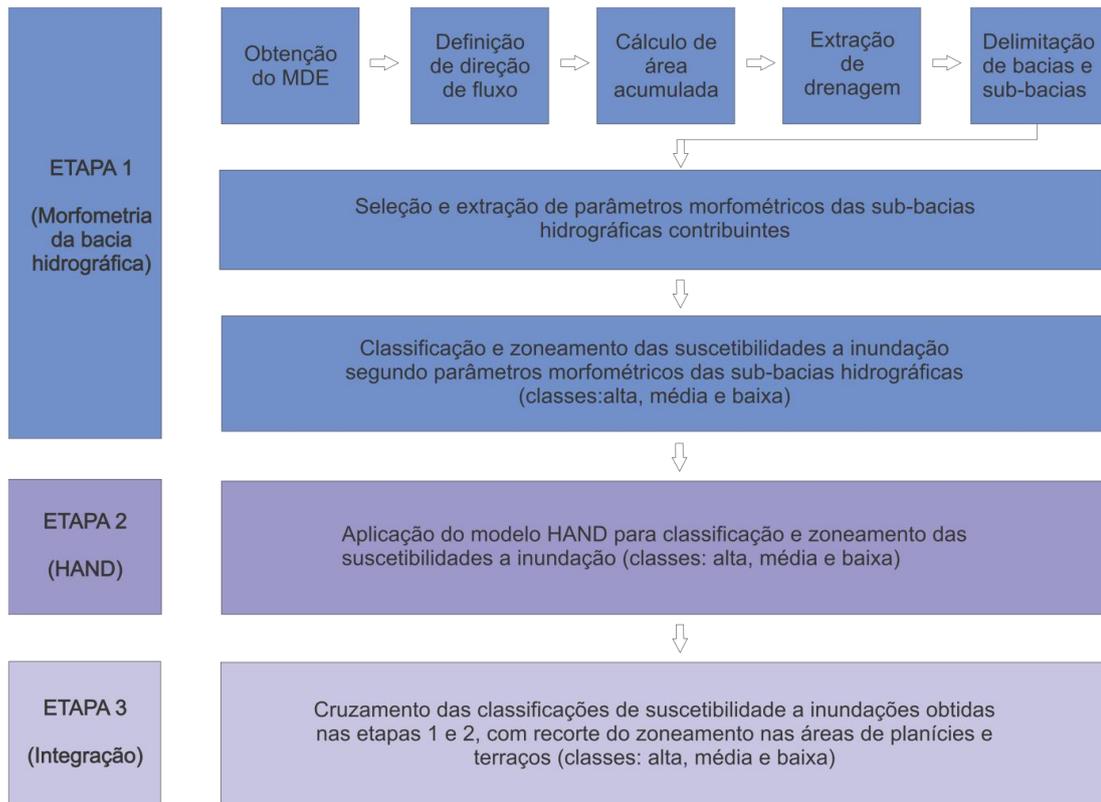


Figura 31. Fluxograma das três etapas básicas executadas para fins de análise, classificação e zoneamento da suscetibilidade a inundações (adaptado de Bitar 2014).

Etapa 1 - Morfometria da bacia hidrográfica:

A análise morfométrica de bacias hidrográficas pode ser definida como a “análise quantitativa das interações entre a fisiografia e a sua dinâmica hidrológica” que propicia um conhecimento da dinâmica fluvial, bem como das relações existentes entre essa dinâmica e os diversos componentes do meio físico e biótico de uma bacia (Faria *et al.*, 2009 *apud* Bitar 2014).

As características morfométricas do padrão de drenagem e do relevo refletem algumas propriedades do terreno, como infiltração e deflúvio das águas das chuvas, e expressam estreita correlação com a litologia, estrutura geológica e formação superficial dos elementos que compõem a superfície terrestre.

Os índices morfométricos são importantes pressupostos para estudos acerca de eventos de natureza hidrometeorológica, como enchentes. Os distintos parâmetros e/ou índices morfométricos utilizados para analisar a suscetibilidade a inundações em bacias ou sub-bacias hidrográficas são executado da forma a hierarquizar o grau de suscetibilidade.

A tabela 2 apresenta os parâmetros e índices selecionados e extraídos para o estudo morfométrico de bacias e sub-bacias hidrográficas analisadas por este método.

Tabela 2. Parâmetros e índices morfométricos selecionados, contendo referência, modo de cálculo e influência possível acerca da suscetibilidade a inundações. Fonte: adaptado de Oliveira, Guasselli e Saldanha (2010) *apud* Bitar 2014).

| Parâmetro/índice | Cálculo | Influência |
|---|--|--|
| Área de contribuição (Ac) | Extração automática em SIG | Associa-se ao volume de água que atinge o rio principal. Quanto maior Ac, maior tende a ser a suscetibilidade. |
| Relação de relevo (Rr) (Schumm, 1956) | Relação entre amplitude (Δa) e comprimento do rio principal da sub-bacia (L); $Rr = \Delta a/L$ | Indica velocidade de escoamento. Quanto maior Rr, mais rápido tende a ser o fluxo, reduzindo o acúmulo de água na sub-bacia. |
| Densidade de drenagem (Dd) (HORTON, 1945) | Relação entre comprimento da drenagem (C) c/ área da sub-bacia (A); $Dd = C/A$ | Quanto maior Dd, menor é infiltração de água no solo e maior tende a ser a velocidade com que a água atinge o rio. |
| Índice de circularidade (Ic) (MÜLLER, 1953) | Relação entre a área da sub-bacia (A) e a de um círculo de mesmo perímetro (Ac); $Ic = A/Ac$ | Quanto maior é o Ic, maior tende a ser a retenção de água na sub-bacia, reduzindo a velocidade de chegada da água no rio. |
| Índice de sinuosidade (Is) (SCHUMM, 1963) | Relação entre o comprimento do canal principal (L) com a distância vetorial entre os extremos do canal (dv); $Is = L/dv$ | Quanto maior o Is, menor tende a ser a velocidade do escoamento e chegada da água no rio. |

A relação de relevo, segundo Schumm (1956) *apud* Bitar (2014), utiliza a amplitude altimétrica e o comprimento do canal principal da sub-bacia hidrográfica. A amplitude altimétrica é obtida pela diferença entre as altitudes máxima e mínima. A densidade de drenagem é definida por Horton (1945) *apud* Bitar (2014) e relaciona o comprimento da drenagem com a área da bacia. O índice de circularidade, proposto por Müller (1953) *apud*

Bitar (2014), relaciona a área da sub-bacia com a área de um círculo de mesmo perímetro. O índice de sinuosidade, proposto por Schumm (1963) *apud* Bitar (2014), relaciona o comprimento do canal principal com a distância vetorial entre extremos do canal.

Segundo Bitar (2014) Essas variáveis representam, em conjunto, a influência geral em relação a inundações. Os valores correspondentes são normalizados para fins de comparação de grandeza e elaboração de um índice geral que propicie avaliar a influência de cada sub-bacia na ocorrência de inundações, onde 1 (menor suscetibilidade) e 5 (maior suscetibilidade).

Para os parâmetros e índices que apresentam relação diretamente proporcional ao fenômeno da inundação (Área de contribuição, Densidade de Drenagem, Índice de Circularidade e Índice de Sinuosidade), a ponderação é dada pela Equação 2. Aos que denotam relação inversa à ocorrência do fenômeno (no caso, a Relação de relevo), aplica-se a Equação 3:

$$GS = \frac{4 (X - X_{\min})}{(X_{\max} - X_{\min})} + 1 \quad (3)$$

$$GS = \frac{4 (X - X_{\min})}{(X_{\min} - X_{\max})} + 1 \quad (4)$$

Onde: GS é o grau de suscetibilidade; X é o valor do parâmetro/índice morfométrico a ser avaliado para cada bacia; e X_{min} e X_{max} são os valores mínimo e máximo dos parâmetros/índices morfométricos de todas as sub-bacias, respectivamente.

Por fim, os parâmetros e índices padronizados são somados (Ac + Rr + Dd + Ic + Is) e novamente padronizados, agora em uma escala de 1 a 3, onde 1 = baixa suscetibilidade; 2 = média suscetibilidade e 3 = alta suscetibilidade a inundações, conforme Equação 4:

$$GSf = \frac{2(Y - Y_{\min})}{(Y_{\max} - Y_{\min})} + 1 \quad (5)$$

Onde: GSf é o grau de suscetibilidade final; Y é o valor do parâmetro/índice em cada sub-bacia; e Y_{min} e Y_{max} são os valores mínimo e máximo dos parâmetros/índices de todas as sub-bacias, respectivamente.

Estes dados são obtidos a partir do MDE disponível (SRTM, Aster ou outro) com a utilização do complemento (*Plugin*) TerraHidro existente no programa TerraView ou TauDEM existente para o programa Arcgis. Geram-se a direção de fluxo (*Flow Extraction*) e área de contribuição (*Contributing Area*), etapas necessárias para a extração dos canais de drenagem (*Drainage Extraction*). Posteriormente, definem-se manualmente os exutórios das sub-bacias, e realiza-se a delimitação das sub-bacias (*Watershed Delineation*) dos canais de drenagem.

Etapa 2 - Aplicação do modelo HAND:

O modelo é usado para determinar espacialmente áreas suscetíveis à inundação nas planícies e terraços, ele mede a diferença altimétrica entre qualquer ponto da grade do MDE e o respectivo ponto de escoamento na drenagem mais próxima, considerando a trajetória superficial de fluxo (*flowpath*) que liga topologicamente os pontos da superfície com a rede de drenagem. O resultado é uma grade que representa a normalização do MDE em relação à drenagem e indica a área onde uma cheia pode se desenvolver, em caso de haver água em excesso fluindo na superfície (Pires & Borma, 2013 *apud* Bitar 2014).

O modelo HAND utiliza um modelo numérico de terreno do tipo MDE para mapear a superfície, baseando-se na distância vertical à drenagem mais próxima. Desse modo, indica áreas suscetíveis à inundações pela análise dos desníveis topográficos e da proximidade relativa dos rios e lagos. Esses desníveis relativos constituem boas indicações das suscetibilidades a inundações de cada ponto na paisagem. A distância vertical à drenagem mais próxima está relacionada indiretamente com a profundidade do lençol freático que, por sua vez, indica a disponibilidade da água do solo. Valores pequenos de distância vertical (próximos a zero) indicam regiões cujo lençol está próximo à superfície e, portanto, o solo se encontra em condições próximas à saturação. Valores altos de distância vertical identificam regiões com lençol freático profundo, ou seja, áreas bem drenadas.

A Figura 32 ilustra a sequência utilizada na geração do modelo HAND pelo programa Terraview 4.2.2 com o plugin Terrahidro. Para a extração da drenagem é necessário definir o limiar. Quanto maior o limiar, menor a geração de drenagens de primeira ordem ou de drenagens intermitentes, apresentando-se as drenagens principais. Destaca-se que, para áreas com planícies extensas, a escolha de um valor de limiar mais elevado tende a apresentar melhores resultados, uma vez que se definem apenas os canais principais.

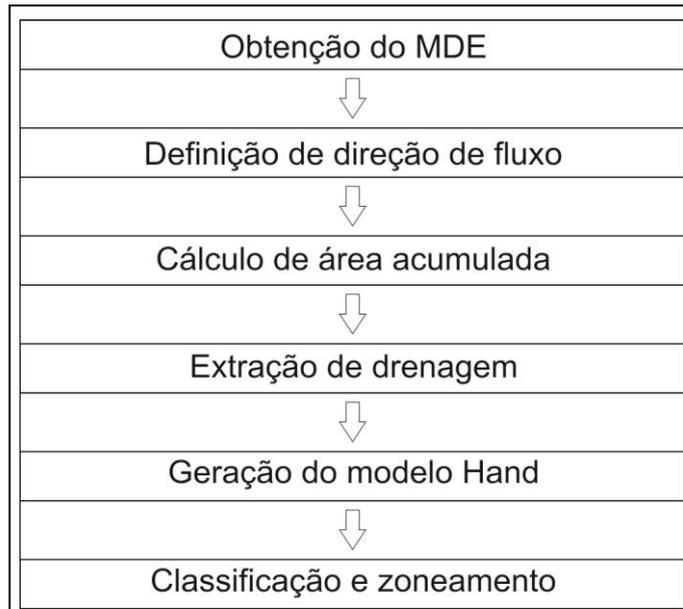


Figura 32. Fluxograma para geração da suscetibilidade a inundação segundo o modelo HAND.

Após a geração do modelo HAND, procede-se ao fatiamento, ou seja, a escolha das elevações (ou alturas) acima do nível médio da drenagem para as quais serão atribuídos os patamares ou classes de suscetibilidade. Segundo Bitar (2014) a classe tem base nas condições geomorfológicas e pedológicas dos terrenos: Alta a partir do nível normal da drenagem até o início do baixo terraço (englobando a planície aluvial atual); Média do início do baixo terraço até o início do alto terraço; e Baixa a partir do início do alto terraço, conforme Figura 33.



Figura 33. Classes de fatiamento adotadas no âmbito da aplicação do modelo HAND em planícies e terraços.

Esses valores são atribuídos por meio de análise de seções transversais típicas ao longo das drenagens principais, no caso do estudo deste trabalho a margem da Lagoa Mirim é

a referencia para geração do perfil, o trabalho de campo é de suma importância para validar essa classificação, incluindo-se a verificação mediante levantamento de perfis topográficos e de dados a respeito de marcas e registros de inundações anteriores, e, ainda, informações de relatos de moradores locais nas áreas afetadas.

Etapa 3 - Integração dos dados:

Esta etapa consiste na integração dos resultados obtidos nas etapas 1 e 2, finalizando-se o zoneamento da suscetibilidade a inundações no âmbito da área de estudo. Compreende o cruzamento entre o GSf calculado por sub-bacia hidrográfica (Etapa 1) e os resultados do HAND (Etapa 2).

Tabela 3. Matriz de correlação entre as duas classificações de suscetibilidade obtidas, segundo os índices morfométricos e o modelo HAND adaptado de Bitar (2014).

| Modelo HAND Índices Morfométricos | Alta | Média | Baixa |
|---|-------|-------|-------|
| Alta | Alta | Alta | Média |
| Média | Alta | Média | Baixa |
| Baixa | Média | Baixa | Baixa |

A operação é realizada por meio da lógica booleana, comumente utilizada para a identificação de relações entre distintos tipos de dados geográficos (identificadas por meio de sobreposição de temas ou de mapas temáticos), de acordo com a matriz de correlação indicada na tabela 3, efetuando-se, nos cruzamentos, adaptação em favor de um maior equilíbrio entre as classes resultantes.

Os resultados obtidos são representados dentro dos limites da área de estudo analisada para suscetibilidade a inundações e não podem ser estipuladas a outras bacias adjacentes.

Aplicação

Os dados analisados para confecção do mapa de suscetibilidade a inundação seguem três etapas, extração dos valores morfométricos da bacia/sub-bacia hidrográfica, geração do modelo HAND e integração dos resultados obtidos nas duas etapas anteriores. Os dados das etapas 1 e 2 são gerados através do MDE, neste trabalho proveniente do SRMT de resolução 30 m o mesmo usado no Capítulo 3.1 para definição dos depósitos e contatos geológicos.

Na etapa 1 a geração dos dados morfométricos é feito através das bacias ou sub-bacias hidrográficas. Segundo Silveira (2007) bacia hidrográfica é uma área de captação natural da água da precipitação que faz convergir os escoamentos para um único ponto de saída, seu exutório. A bacia hidrográfica compõe-se basicamente de um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos de água que confluem até resultar em leito único no exutório. Santana (2004) *apud* Teodoro *et al.* (2007) também considera que bacias podem ser desmembradas em um número qualquer de sub-bacias, dependendo do ponto de saída considerado (exutório) ao longo do seu eixo-tronco ou canal coletor. Cada bacia hidrográfica interliga-se com outra de ordem hierárquica superior, constituindo, em relação à última, uma sub-bacia específica.

A área de estudo apresenta 25 sub-bacias que fazem parte da Bacia Hidrográfica Mirim-São Gonçalo, o grande divisor de águas (limitador de bacias) é a Barreira II (Figura 34) que faz com que as sub-bacias a leste dela tenham seu fluxo hidrológico em direção ao Oceano Atlântico, a oeste da Barreira II estão as sub-bacias de interesse a este estudo, pois é onde está localizado o vetor de crescimento do município, o fluxo hidrológico destas bacias se dá em direção a Lagoa Mirim.

Entre as 16 sub-bacias a oeste da Barreira II, 10 apresentam apenas canais de primeira ordem, 5 com canais de primeira e segunda ordem e 1 com canais de primeira, segunda e terceira ordem. No critério de ordenamento dos canais os canais de primeira ordem são aqueles que não possuem tributários; os canais de segunda ordem têm apenas afluentes de primeira ordem, os canais de terceira ordem recebem afluência de canais de segunda ordem; sucessivamente, um canal de ordem u pode ter tributários de ordem $u-1$ até 1. Segundo Silveira (2007) atribui-se a maior ordem ao canal principal, valendo esta designação em todo o seu comprimento, desde o exutório da bacia até sua nascente. Apesar de haver 10 sub-bacias com canais de primeira ordem as sub-bacias com canais de segunda e terceira ordem ocupam a grande maioria da área de estudo como pode ser visto na Figura 34.

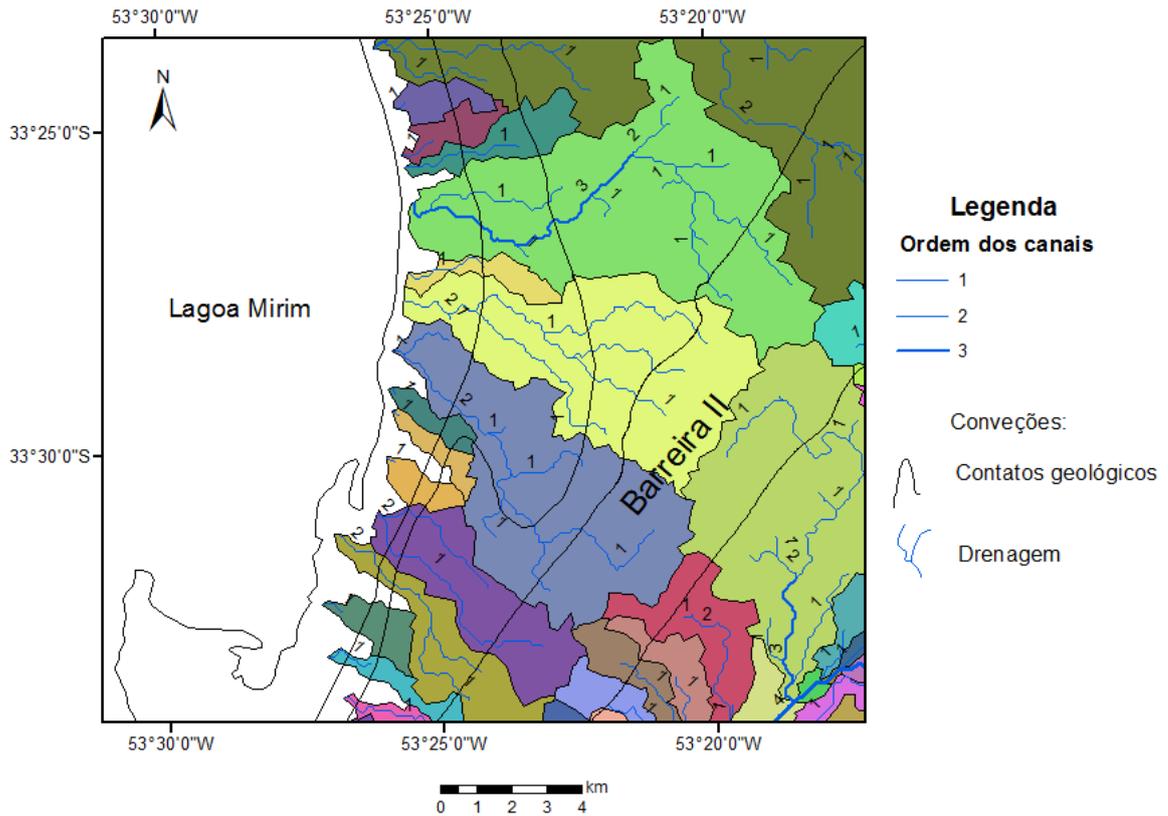


Figura 34. Sub-bacias com ordenamento dos canais da área de estudos.

Para obtenção dos parâmetros morfométricos é preciso se conhecer os valores de área, perímetro, comprimento do rio principal, amplitude da sub-bacia entre outros propostos na Tabela 2. Este valores são extraídos do MDE usando o *Plugin* TauDEM (Terrain Analysis Using Digital Elevation Models) do programa ArcGIS.

A sequência de imagens da Figura 35 demonstra o método utilizado com o TauDEM para posterior extração dos dados necessários para os cálculos dos parâmetros e índices morfométricos. Imagem (A) representa o raster que mapeia o escoamento de água através do método D8, que estima para cada pixel presente na imagem oito direções para o fluxo hídrico; (B) raster da área de contribuição que permite a visualização da rede de drenagem; (C) raster com a rede de drenagem, a partir da visualização deste raster contendo a drenagem, torna-se simples identificar as nascentes; (D) raster que cote as drenagens com os pontos exutórios na foz de cada sub-bacia identificada, nota-se que nas sub-bacias que apresentam apenas canais de primeira ordem não foram interpolados pontos exutórios, pois não há como calcular o grau de suscetibilidade das sub-bacias com apenas um valor de parâmetro índice, este valor segundo as equação 3 e equação 4 seria o mínimo e o máximo e se anulariam sendo zero, matematicamente não há como dividir números por zero.

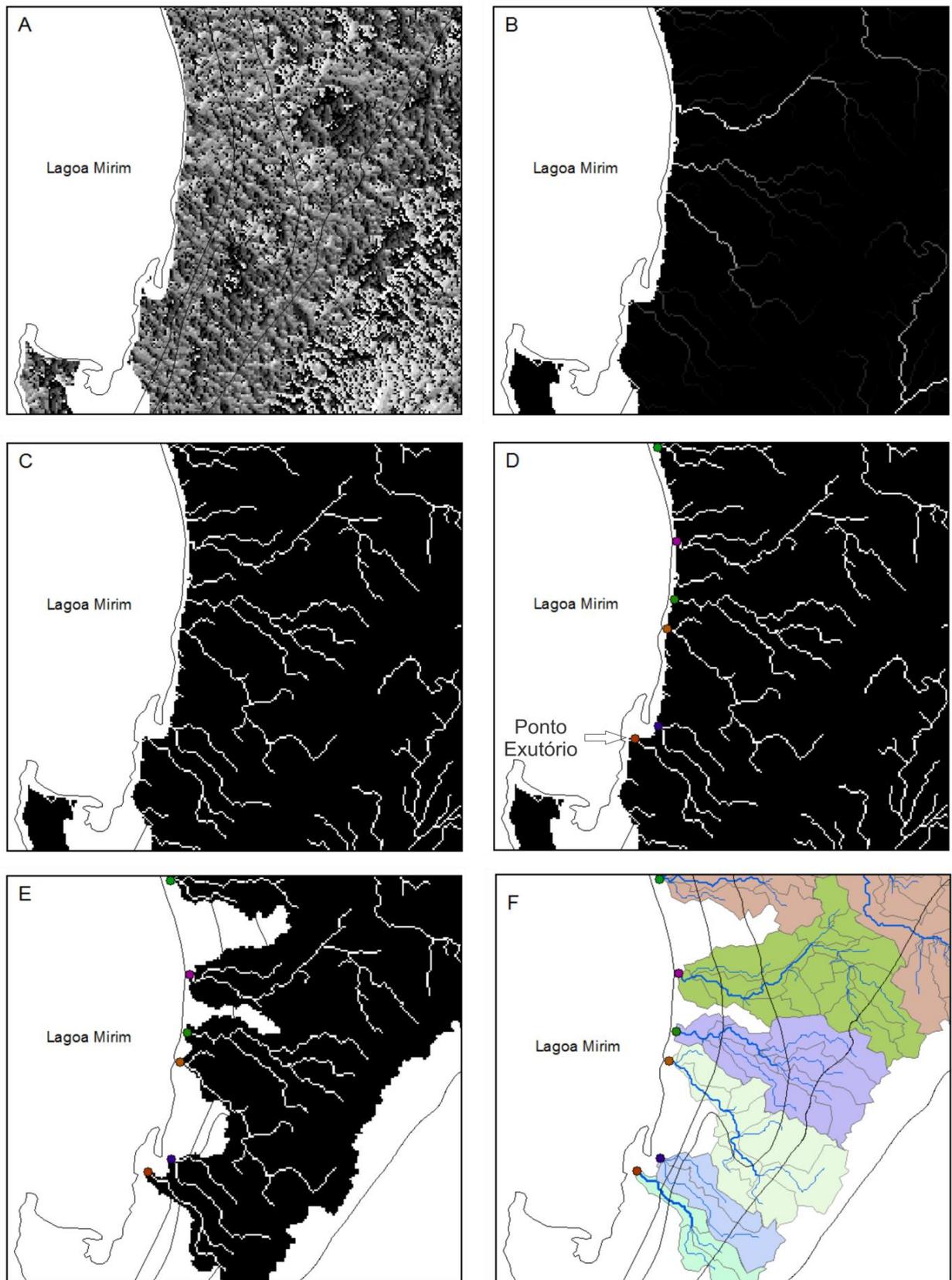


Figura 35. Procedimento para geração de dados morfométricos das sub-bacias.

A imagem (E) representa as 6 sub-bacias extraídas do MDE, delimitadas da ponta da nascente até o exutório, e na imagem (F) estão as sub-bacias delimitadas e compartimentadas em micro-bacias com a extração da drenagem. Após estes procedimentos é possível obter os valores desejados para os cálculos dos parâmetros e índices morfométricos automaticamente pelo sistema de informações geográficas (SIG) criado para este procedimento na área de estudos.

A Figura 36 demonstra os resultado obtido com os cálculos gerados pela equação 5 do grau de suscetibilidade final (GSf), onde 1 = baixa suscetibilidade; 2 = média suscetibilidade e 3 = alta suscetibilidade a inundações.

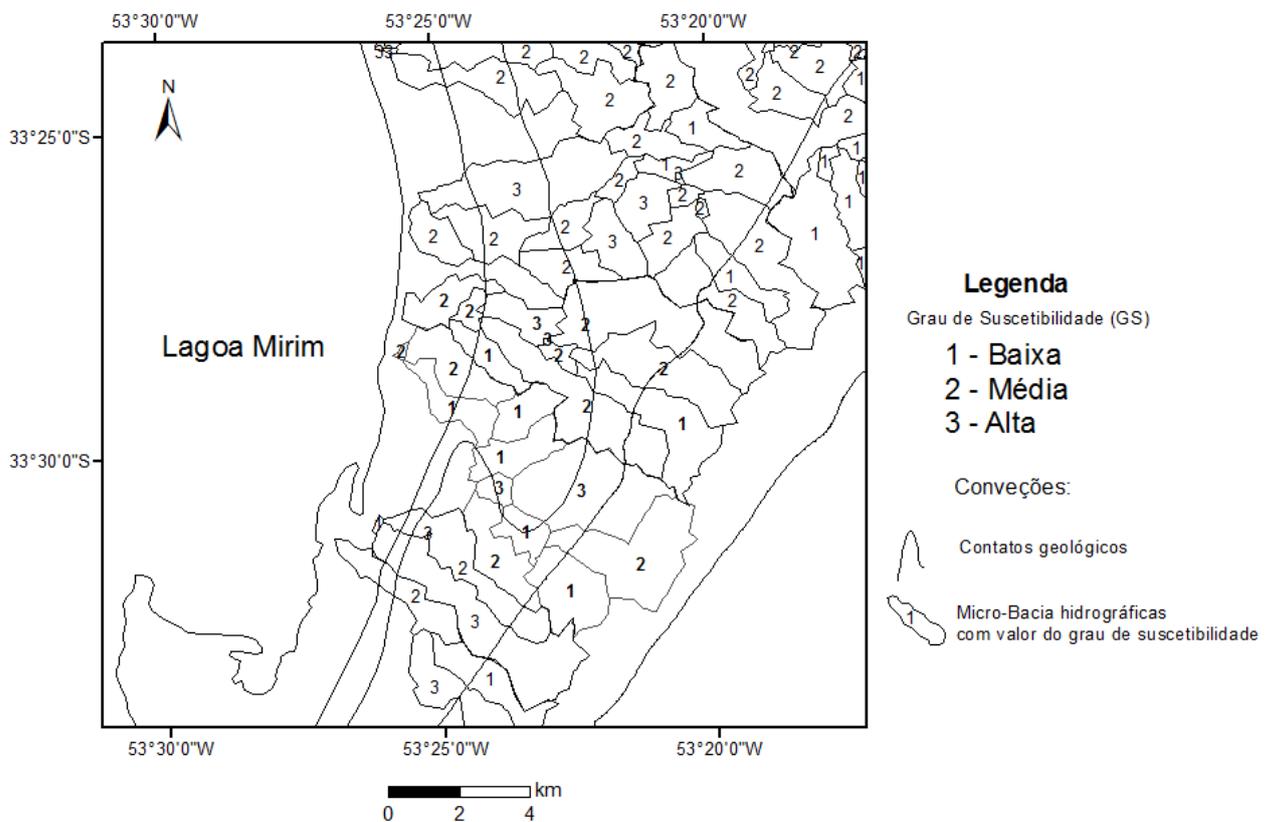


Figura 36. Distribuição das micro-bacias hidrográficas e seus respectivos valores de grau de suscetibilidade.

Nas sub-bacias com apenas canais de primeira ordem não foram gerados valores de graus de suscetibilidade final (GSf), pois como já foi relatado não há como serem feitos os cálculos, também as sub-bacias a leste da Barreira II por não serem relevantes a este estudo não tiveram seus valores de grau de suscetibilidade calculados.

Na etapa 2 o modelo HAND é usado para determinar espacialmente áreas suscetíveis à inundação. Ele é gerado com *software* livre Terraview 4.2.2 com o *Pluguin* Terrahidro. Após ser gerado no Terraview o arquivo é exportado para o ArcMap 10 onde é gerado o perfil topográfico HAND.

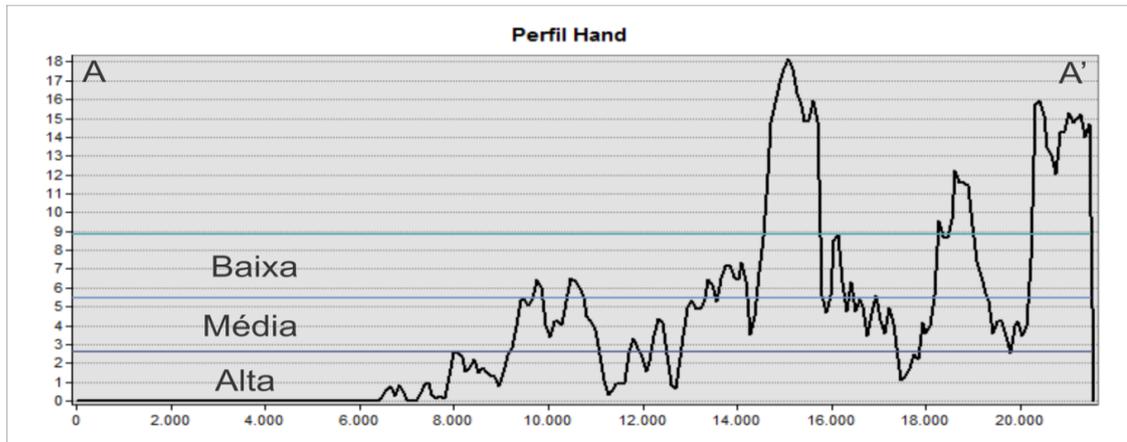


Figura 37. Perfil com as classes de fatiamento HAND.

Com o perfil longitudinal de leste para oeste é gerado (Figura 37) pode ser feito o fatiamento e a classificação entre alta, média e baixa suscetibilidade de inundação, o fatiamento levou em consideração os terraços originados com o perfil HAND, a planície de inundação varia de 0 a 2,7 HAND, o baixo terraço de 2,7 a 5,35 HAND e por ultimo a alto terraço de 5,35 a 8,83 HAND.

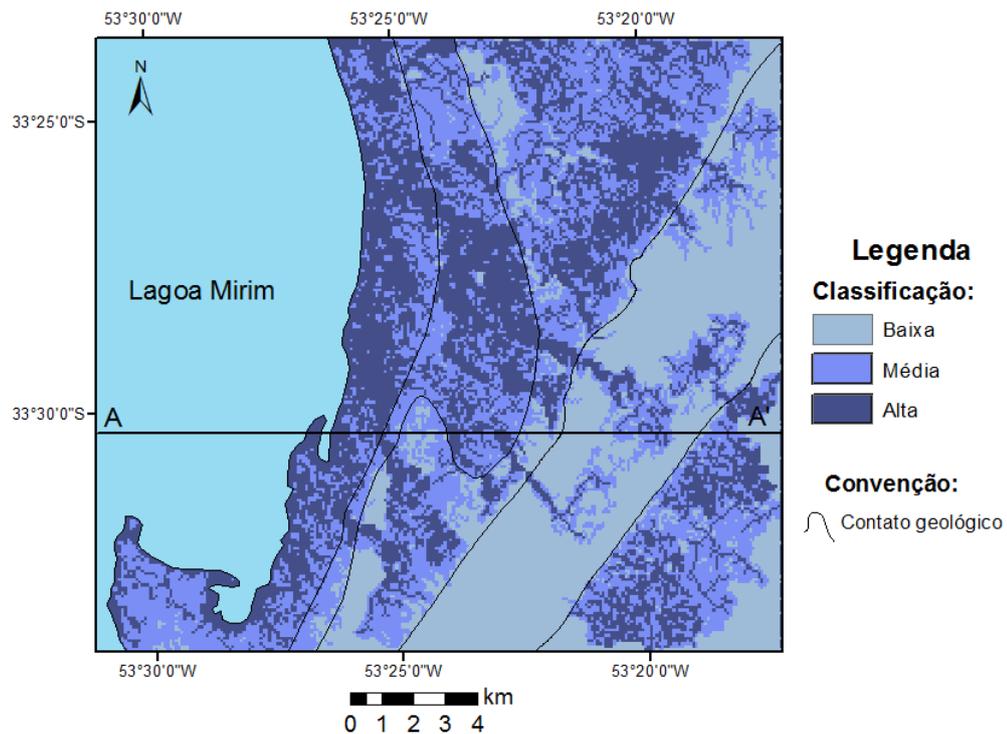


Figura 38. HAND classificado, correlacionado aos patamares geológicos, A linha de perfil A-A' demonstra onde foi interpolado o perfil HAND.

Com o fatiamento é gerado o mapa de suscetibilidade de inundação derivado do modelo HAND (Figura 38). As três classes estão estabelecidas de acordo com a variação da tonalidade em azul, mais escuro: alta; intermediário: média; mais claro: baixa.

Por fim a etapa 3 é realizada por meio da lógica booleana, onde é feita a sobreposição dos mapas temáticos criados nas duas etapas anteriores Figura 36 e Figura 38.

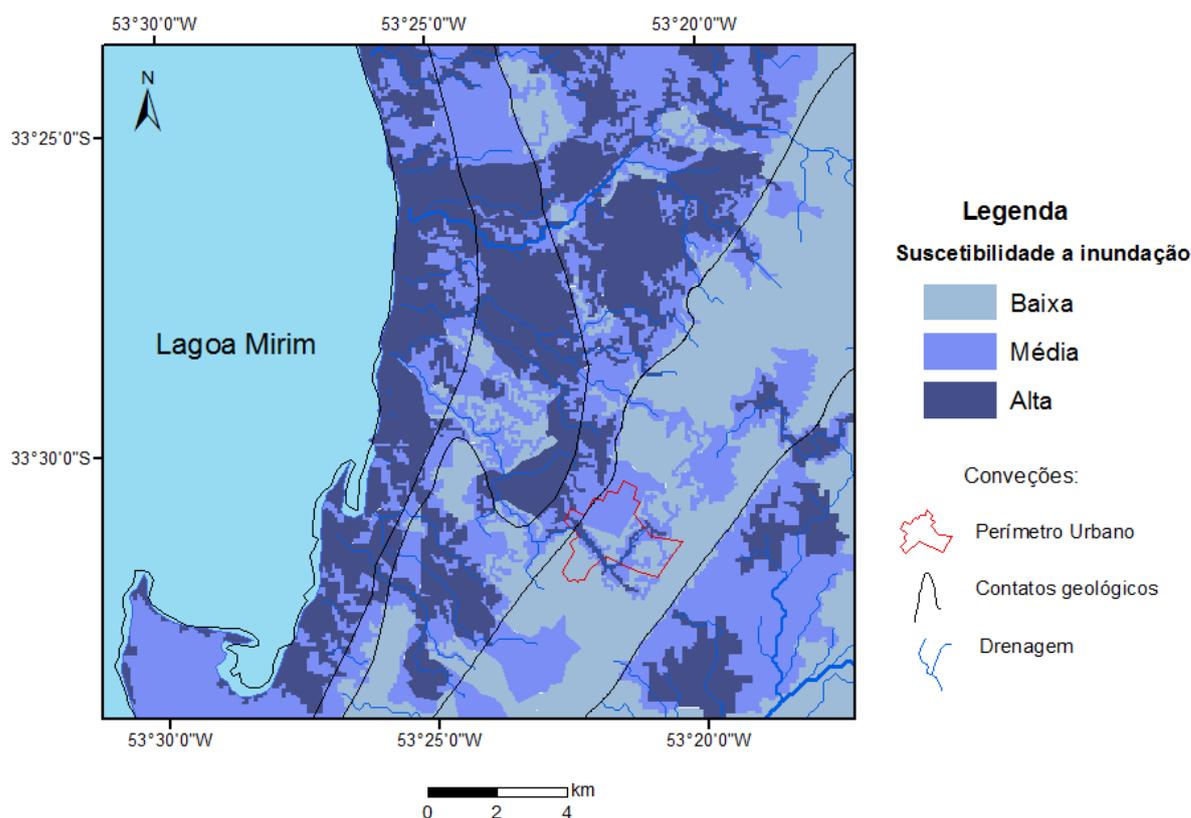


Figura 39. Zoneamento de suscetibilidade a inundações, distinguindo-se as três classes estabelecidas de acordo com a variação da tonalidade em azul (mais escuro: alta; intermediário: média; mais claro: baixa).

As áreas onde não foi possível determinar os valores do grau de suscetibilidade, por serem sub-bacias com apenas canais de primeira ordem ou por não serem de interesse deste estudo, foram interpoladas com análises feitas no modelo HAND; esta análise não criou discrepâncias e nem anomalias e corresponderam aos dados analisados por lógica booleana entre os valores do grau de suscetibilidade final (GSf) e do modelo HAND.

Como pode ser visto na Figura 39 as áreas com menor suscetibilidade a inundações são as que englobam a Barreira II e partes da feição característica de pontal lagunar, os patamares lagunares demonstram média e alta suscetibilidade a inundações.

Os terraços com o grau de suscetibilidade mais alto são o holocênico, como esperado, e a região entre o perímetro urbano e a feição característica de pontal lagunar no

terraço pleistocênico LP2, região está que fica locada dentro do vetor de crescimento do município de Santa Vitória do Palmar.

Uma análise mais detalhada sobre a área do perímetro urbano revela duas linhas ortogonais de grau de suscetibilidade alto causando uma anomalia na análise, a interpretação pela ocorrência desta disparidade é a influência das edificações sobre o MDE.

4 DISCUSSÕES

Com o advento dos modelos SRTM, abriu-se um amplo leque de possibilidades em estudos geomorfológicos. Entre outras características, modelos de elevação permitem o cálculo de variáveis topográficas com rapidez, a identificação de formas de relevo e de estruturas e o cruzamento das informações altimétricas (e variáveis associadas) com dados de campo e de sensoriamento remoto óptico.

Neste estudo o MDE-SRTM foi fundamental para a determinação da relação entre os depósitos Laguna-Barreira e as áreas suscetíveis à inundação na região entre a cidade de Santa Vitória do Palmar e o porto do município.

A curva de variação eustática para a Planície Costeira do Rio Grande do Sul é bem conhecida e aceita por diversos autores (Martin *et al.*, 1998; Tomazelli & Dillenburg 2007; Villwock *et al.*, 2005; Angulo *et al.*, 2006). Estas variações do nível do mar têm correlação direta com os depósitos marinho/lagunares, pois a altura do paleonível do mar determina a altura e possui relação com a idade do depósito sedimentar. Partindo deste pressuposto, a classificação do MDE-SRTM realizada a partir dos dados de paleoníveis marinhos se mostrou de um nível de precisão condizente com a realidade, onde pode ser feita a identificação dos depósitos e relacionar com as idades através das altitudes características no terreno. Com a geração do mapa hipsométrico fica evidente o reconhecimento de feições geológicas de depósitos lagunares, como os terraços e o pontal arenoso, feições de difícil identificação sem o uso de produtos do sensoriamento remoto.

Foram propostas quatro unidades geológicas para área de estudo, B2 referente à Barreira II onde são encontradas as maiores altitudes e declividades, e três outras lagunares: LP1 e LP2, relacionadas a depósitos pleistocênicos referentes ao sistema lagunar III, e LH, correspondente a depósitos holocênicos referentes ao sistema lagunar IV. A maior variação de dados altimétricos encontrados na bibliografia foram sobre os depósitos referentes ao sistema Lagunar III. Suguio *et al.* (2005) relata que 8 ± 2 m são altitudes características para depósitos deste sistema; já Tomazelli & Dillenburg (2007) relatam 5 a 7 m. Neste trabalho as duas variações foram assumidas como corretas, sendo que uma comparação rápida entre o mapa hipsométrico com perfis e o mapa de declividade evidência que os depósitos lagunares III possuem os valores altimétricos sugeridos pelos dois autores na área de estudo, o depósitos holocênicos se mostraram compatíveis com a classificação de 1 a 3 m de Angulo *et al.* (2006) mostrando que é possível reconhecer feições geológicas na PCRS através do MDE-SRTM.

Para validar o uso do MDE-SRTM o levantamento topográfico em campo foi realizado. Métodos clássicos e modernos de topografia mostraram nível de confiança da verdade terrestre superiores, porém na escala de trabalho e considerando a finalidade do estudo, o uso do SRTM mostrou-se pertinente. A análise do modelo indicou que este se encontra dentro dos padrões da norma nacional. Além disso, outros fatores determinantes para o uso do SRTM são o custo e o tempo de processamento dos dados, inferiores ao levantamento topográfico em campo. Porém, deve-se considerar a influência das edificações e do dossel das árvores que podem gerar erros consideráveis nos produtos derivados do SRTM. No caso da área de estudo, como a região é historicamente conhecida pelo cultivo do arroz e gado, não há influência significativa da vegetação, e as edificações estão concentradas na região do perímetro urbano sobre a Barreira II, tendo assim sua influência controlada. Em um trabalho de âmbito local, com necessidade de mais detalhamento, o MDE proveniente do levantamento topográfico com VANT seria o mais adequado, devido à sua precisão.

Os dados provenientes dos modelos digitais de elevação, tanto SRTM, ASTER ou de outra fonte de captação de dados topográficos, podem ser utilizados na determinação de áreas suscetíveis à desastres naturais como inundação. Sabe-se que a ocorrência de uma inundação é o resultado de vários fatores que interferem na formação dos escoamentos e em sua propagação ao longo da bacia hidrográfica, assim, o fenômeno se relaciona com as características geológicas, topográficas e morfológicas das bacias. Desta forma, a abordagem adotada para o mapeamento de áreas suscetíveis à inundações deste trabalho apoia-se nos fatores permanentes. A consideração dos períodos de retorno das chuvas, associados aos graus de alta, média e baixa ocorrência, seria compatível com a elaboração de mapas de perigo e não foi empregado neste trabalho. Por se tratar de um método mais pratico e possibilitar o uso do MDE-SRTM, escolheu-se trabalhar com a classificação da suscetibilidade a inundações.

A análise de fatores permanentes para estudos destinados a desastres naturais se mostra como uma alternativa para regiões onde não há monitoramento de dados pluviométricos e fluviométricos de bacias hidrográficas. Os resultados obtidos através da integração do modelo HAND e da análise morfométrica da bacia, para suscetibilidade a inundação, se mostraram correlatos aos obtidos pelo NDWI com o nível da lâmina de água da Lagoa Mirim a 3,96 m, onde o deposito LH foi totalmente inundado, com tendências em algumas áreas do deposito LP2 a sofrerem com a inundação.

É de conhecimento dos moradores do município que a região do depósito lagunar holocênico sofre com inundações constantemente, desta forma não há ocupação urbana nesta área. Assim, uma área de mais elevada preocupação são aquelas suscetíveis à inundação entre

o perímetro urbano e o porto, pois não ocorrem inundações recorrentes, mas em casos de eventos extremos como o de 1941, quando choveu no município 431 mm em 20 dias. Relatos de moradores descrevem que a “água fez a volta na região mais alta entre o porto e o perímetro urbano”, ou seja, teria contornado a feição do paleopontal pleistocênico, inundando as áreas correspondentes à unidade definida como LP2.

Na Figura 39, da etapa 3 do método de suscetibilidade à inundação, pode ser visto que as áreas com menor suscetibilidade estão demarcadas sobre a Barreira II (B2) e o paleopontal pleistocênico (LP1), e as de maior estão inseridas nos terraços lagunares (LH e LP2). O grau de suscetibilidade está diretamente relacionado com a evolução genética dos depósitos lagunares, onde o controle alogênico relacionado ao desenvolvimento destas unidades é do nível do mar, que controla o nível da lagoa formando as áreas com maior suscetibilidade. Porém, observou-se a existência de um controle autogênico, relacionado à dinâmica lagunar, que relacionado com a formação do paleopontal. Esta feição possui altitudes maiores que a dos depósitos de mesma idade, resultando em áreas menos susceptíveis à inundação.

Por fim, foi elaborado um mapa geológico para a área de estudo, tendo como base as características geomorfológicas associadas aos dados dos paleoníveis marinhos (Figura 40).

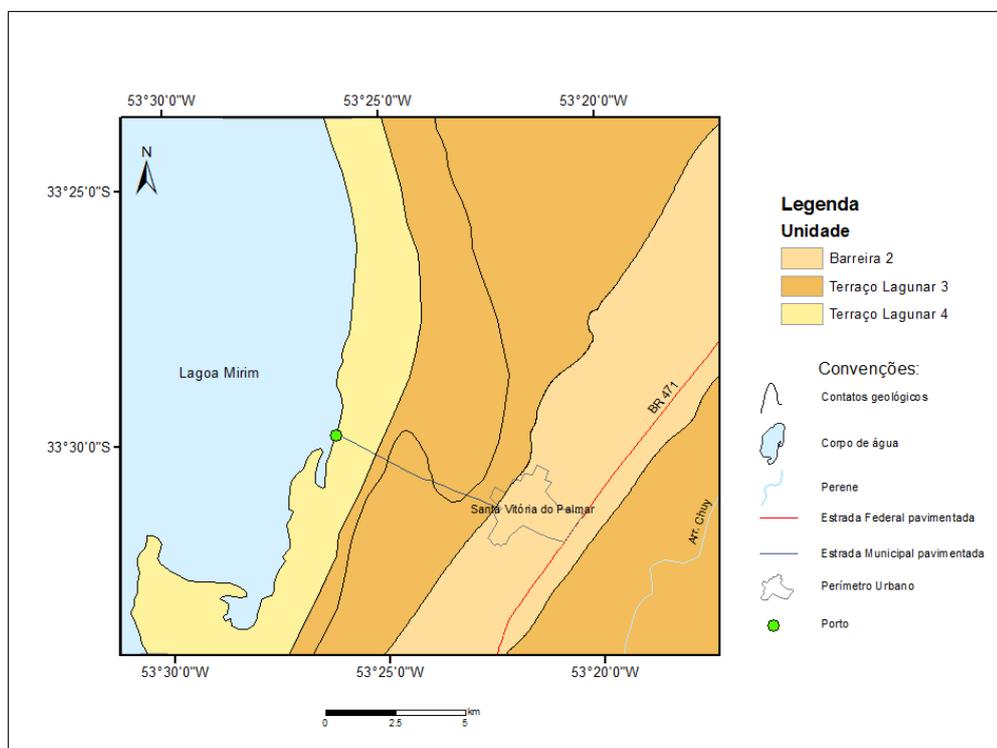


Figura 40. Mapa geológico proposto para área de estudo, gerado a partir das características geomorfológicas e dos dados de paleoníveis do mar.

5 CONCLUSÕES

Neste trabalho foi apresentada a aplicação de métodos diferentes com o objetivo de analisar a suscetibilidade a inundação e sua relação com a evolução geológica. Através do SRTM foi possível definir quatro unidades geológicas e suas respectivas idades. Foi identificado um controle alogênico das áreas suscetíveis, relacionado às variações do nível do mar, e um controle autogênico, relacionado à dinâmica do sistema lagunar.

Os dados obtidos em campo com os pontos de apoio (pontos de controle) através do GNSS validaram o uso do SRTM para confecção do MDE, onde o valor da PEC ficou acima dos 90% estabelecidos pelas normas cartográficas brasileiras. As diferenças observadas em perfis altimétricos entre os outros métodos e o SRTM revelaram erros superiores ao erro médio quadrático (EQM), mas pela escala de trabalho e o objetivo do uso do SRTM os mesmos foram ponderados com a análise morfológica da área de estudos.

Assim, o SRTM continua a se mostrar uma importante fonte de dados para estudos morfométricos que permite determinar áreas de suscetibilidade a desastres naturais através da consideração de fatores permanentes. Dele se constrói o modelo HAND, que se mostra um método confiável para determinação de áreas suscetíveis à inundação em escala regional, podendo ser usado em áreas isoladas onde não há outra fonte de dados.

Por fim, o NDWI mostra que o depósito lagunar holocênico sofre com inundações recorrentes, área que a população evita de ocupar. Outras áreas ao longo do vetor de crescimento identificado que se mostram suscetíveis, especialmente relacionadas a eventos extremos de menor recorrência, devem preocupar as autoridades municipais, assim evitando prejuízos socioeconômicos das populações que se estabelecem nestes locais, geralmente mais carentes. Estas áreas podem não estar sofrendo com as cheias nas últimas décadas, mas eventos extremos podem causar perdas à população que já é carente.

REFERÊNCIAS

Associação brasileira de normas técnicas (ABNT). NBR 13133: Execução de levantamento topográfico. Rio de Janeiro, 1994. 35p.

Alonço, A. dos S. et al. Desenvolvimento de um veículo aéreo não tripulado (VANT) para utilização em atividades inerentes à agricultura de precisão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 35., 2005, Canoas. Anais... Jaboticabal: Associação Brasileira de Engenharia Agrícola, 2005. 1 CD-ROM.

Amaral, R., Ribeiro, R.R. 2012. Inundações e Enchentes. *em*: Tominaga, L.K., Santoro, J., Amaral, R. Desastres naturais: Conhecer para prevenir. São Paulo: Instituto Geológico, p. 40-53

Bazzan, T. 2011. Mapeamento das Áreas com risco de inundação do rio dos Sinos no município de São Leopoldo,RS. Dissertação (Mestrado em Geografia). Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências.Porto Alegre, p. 135.

Bitar, O. Y. 2014 Cartas de suscetibilidade a movimentos gravitacionais de massa e inundações 1:25.000: nota técnica explicativa - publicação eletrônica. 1. ed. São Paulo; Brasília: IPT / CPRM., v. 1. p. 50. Disponível em :
<http://www.cprm.gov.br/suscetibilidade/Nota_Tecnica_Explicativa_Carta_Suscetibilidade.pdf>
Acessado em: junho de 2015.

Brubacher, J.P.; Oliveira, G. G.; Guasselli, L. A. 2011. Suscetibilidade de enchentes a partir da análise das variáveis morfométricas na bacia hidrográfica do rio dos Sinos/RS. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15. (SBSR), Curitiba. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2011. p.1863-1870. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00056-0 (Internet), 978-85-17-00057-7 (DVD). Disponível em: < <http://marte.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/marte/2011/07.26.17.48/doc/p0366.pdf> >. Acesso em: junho de 2015.

Câmara, G.; Davis, C.; Monteiro, A.M.V. 2001. Introdução à ciência da geoinformação. Disponível em: < <http://dpi.inpe.br/gilberto/livro/introd/cap3-arquitetura.pdf> >. Acesso em: outubro de 2014.

Cardoso, F.S.; Pereira, G.; Silva, G.B.S; Silva; F.B.; Shimabukuro, Y.E.; Moraes, E.C. 2009. Discriminação de áreas alagadas no Pantanal sul-matogrossense a partir de imagens orbitais. Anais 2º Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, Corumbá, 7-11 novembro, Embrapa Informática Agropecuária/INPE, p.99-106.

Carvalho, T. M. e Bayer, M. (2008) Utilização dos produtos da “Shuttle Radar Topography Mission” (SRTM) no mapeamento geomorfológico do estado de Goiás. Revista Brasileira de Geomorfologia, v.9, n.1, p.35-41.

Davis, J. L., & Annan, A. P. 1989. Ground Penetrating Radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy. *Geophysical prospecting*, 37(5), 531-551.

Dillenburg, S. R., & Barboza, E. G. (2014). The strike-fed sandy coast of Southern Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 388(1), 333-352.

Dominguez, J. M. (2009). The coastal zone of Brazil. In *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer Berlin Heidelberg, p. 17-51.

Ferreira, A.M.R. (2014). Avaliação de câmara de pequeno formato transportada por veículo aéreo não tripulado-vant, para uso em aerolevantamentos, 93p. Tese de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Brasília.

Florenzano, T. G. 2007. Iniciação em sensoriamento remoto. Oficina de Textos. 101p.

Florenzano, T. G. 2008. Geomorfologia: conceito e tecnologias atuais. São Paulo, Oficina de Textos. 318p.

Foerstnow, L.P.; Menezes, J.D. Aplicabilidade de imagens de satélite utilizando NDWI na determinação da batimetria da Lagoa da Conceição, Florianópolis, SC. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 15. (SBSR), 2011, Curitiba. Anais. São José dos Campos: INPE, 2011. p. 4397-4404. DVD, Internet. ISBN 978-85-17-00056-0 (Internet), 978-85-17-00057-7 (DVD). Disponível em: < <http://mar.te.dpi.inpe.br/col/dpi.inpe.br/marte/2011/07.25.13.05/doc/p1227.pdf> >. Acesso em: 16 out. 2014.

Fracalossi, F. G. 2009. Análise Estratigráfica da Barreira Pleistocênica III entre Osório e Tramandaí, RS. *Salão de Iniciação Científica (21.: 2009 out. 19-23: Porto Alegre, RS). Livro de resumos. Porto Alegre: UFRGS, 2009.*

Fracalossi, F. G., Barboza, E. G., Rosa, M. L. C., & Silva, A. B. 2010. O registro em subsuperfície da barreira pleistocênica entre Osório e Tramandaí (RS). *GRAVEL*, 8(1).

Gao, B. C. 1996. NDWI—a normalized difference water index for remote sensing of vegetation liquid water from space. *Remote sensing of environment*, 58(3), 257-266.

IBGE, 2014. Website do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: < <http://www.ibge.gov.br/cidadesat/xtras/perfil.php?codmun=431730> >. Acesso em: 26 out.2014.

IBGE, 2008. Recomendações para levantamentos relativos estáticos – GPS. Disponível em: < http://www.inde.gov.br/images/inde/recom_gps_internet.pdf >. Acesso em: 5 nov.2015.

Jha, A.K.; Bloch, R. & Lamond, J. 2012. Cidades e inundações. Um guia para a gestão integrada do risco de inundação urbana para o século XXI. Ed. Toro, J. & Pedroso, F.F. Banco Mundial e Global Facility for Disaster Reduction and Recovery (GFDRR). 54p.

Ji, L., Zhang, L., & Wylie, B. 2009. Analysis of dynamic thresholds for the normalized difference water index. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 75(11), 1307-1317.

Jol, H. M., & Bristow, C. S. (2003). GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. *Geological Society, London, Special Publications*, 211(1), 9-27.

McFeeters, S. K. 1996. The use of the Normalized Difference Water Index (NDWI) in the delineation of open water features. *International journal of remote sensing*, 17(7), 1425-1432.

Medeiros, F. A., alongo, A. S., balestra, M. R. G., dias, V. O., landerhal Jr. M. L., Utilização de um veículo aéreo não-tripulado em atividades de imageamento georreferenciado. *Ciência Rural*, Santa Maria, v-38, n.8, p.2375-2378, Nov, 2008.

Moreira, M.A. 2011. Fundamentos do Sensoriamento Remoto e Metodologias da Aplicação. 4ed. Viçosa, Editora da UFV. 422p.

Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-science reviews*, 66(3), 261-330.

Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Hodnett, M., Rennó, C. D., Rodrigues, G. O., Silveira, A. C., ... & Saleska, S. R. 2010. Height Above the Nearest Drainage, a hydrologically relevant new terrain model. Submitted to. *Journal of Hydrology*.

Novo, E.M. 1989. Sensoriamento Remoto: princípios e aplicações. São Paulo, Edgar Blucher. p. 308.

Penteado, A.F., 2011. Mapeamento e análise geomorfológicos como subsídio para identificação e caracterização de terras inundáveis: Estudo de caso da Bacia Hidrográfica do Rio dos Sinos – RS. São Paulo, 339. Tese de Doutorado Programa de Pós-graduação em Geografia Física do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.

Ribeiro, J.C. Princípios gerais de fotogrametria, fotointerpretação e sensoriamento remoto. Viçosa, MG: Universidade Federal de Viçosa, 1995. 117 p.

Queiroz, C.J. 2003. Análise de transformações geométricas para o georreferenciamento de imagens do satélite CBERS-1. Dissertação de Mestrado. UFRGS – CEPSSRM.

Rennó, C. D., Nobre, A. D., Cuartas, L. A., Soares, J. V., Hodnett, M. G., Tomasella, J., & Waterloo, M. J. 2008. HAND, a new terrain descriptor using SRTM-DEM: Mapping terra-firme rainforest environments in Amazonia. *Remote Sensing of Environment*, 112(9), 3469-3481.

Rodriguez, E., Morris, C. S., Belz, J. E., Chapin, E. C., Martin, J. M., Daffer, W., & Hensley, S. 2005. An assessment of the SRTM topographic products.

Rosa, M.L.C.C., (2012). Geomorfologia, estratigrafia de seqüências e potencial de preservação dos sistemas laguna-barreira do quaternário costeiro do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 251p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Rosa, M. L. C. C., Barboza, E. G., Tomazelli, L. J., Ayup-Zouain, R. N., & Dillenburg, S. R. (2007). Aplicação de ferramentas de visualização tridimensional na modelagem geomorfológica da região sul da Província Costeira do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 5, 1-10p.

Santos, P.R.A. (2005). Avaliação da precisão vertical dos modelos SRTM em diferentes escalas: um estudo de caso na Amazônia. 116p. Tese de mestrado em Engenharia Cartográfica, Instituto Militar de Engenharia, Rio de Janeiro.

Schafer, A. Gularte & LOCH, R. E. Nogueira. Aplicação dos dados do sensor Laserscanner para modelagem do terreno visando projetos rodoviários. Anais XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005, INPE, p. 749-756.

Silveira, A.L.L. (2007). Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. em: Tucci, C.E.M Hidrologia: Ciência e aplicação. Porto Alegre: UFRGS/ABRH,2007, p. 35-51.

Suguió, K., Angulo, R. J., Carvalho, A. M., Corrêa, I. C., Tomazelli, L. J., Willwock, J. A., & Vital, H. (2005). Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. em: de Gouveia Souza, C. R. (Ed.). (2005). Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto, Holos.

Tomazelli, L.J., Barboza, E.G., Dillenburg, S.R., Rosa, M.L.C.C., Caron, F. & Lima,L.G. 2008a. Implantação, preenchimento e desenvolvimento de vales incisos na porção sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Projeto PETROBRAS. Relatório Interno, p.120.

Tomazzelli, L. J., & Dillenburg, S. R. 2007. Sedimentary facies and stratigraphy of a last interglacial coastal barrier in south Brazil. *Marine Geology*, 244(1), 33-45.

Tomazzelli, L.J., & Villwock, J.A., 2000. O cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da Planície Costeira. em: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.). Geologia do Rio Grande do Sul. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p. 375-406.

Tomazzelli, L.J., Villwock, J.A., 2005. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 3, Porto Alegre, p. 109-115.

Villwock, J. A., Lessa, G. C., Suguio, K., Angulo, R. J., & Dillenburg, S. R. (2005). Geologia e geomorfologia de regiões costeiras. em: de Gouveia Souza, C. R. (Ed.). (2005). Quaternário do Brasil. Ribeirão Preto, Holos.

Villwock, J.A. 1984. Geology of the Coastal Province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis. *Pesquisas em Geociências*, 16(16), p. 5-49.

Villwock, J. A. & Tomazzelli, L. J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Notas Técnicas, Centro de Estudos de Geologia Costeira e Oceânica, UFRGS. Porto Alegre, 8:1-45.

Villwock, J. A. & Tomazzelli, L. J. 2007. Planície costeira do Rio Grande do Sul: gênese e paisagem atual. em: Fernando Gertum Becker; Ricardo Aranha Ramos; Luciano de Azevedo Moura. (Org.). Biodiversidade: Regiões da Lagoa do Casamento e dos Butiazais de Tapes, Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Brasília: Ministério do Meio Ambiente - MMA/SBF, 2007, v. 1, p. 20-33.

Wehr, A. e Iohr, U. Airborne laser scanning – an introduction and overview. *Isprs Journal of Photogrammetric and Remote Sensing* v. 54, pp 68-82, 1999.

APÊNDICE

Apêndice 1: Valores de altimetria obtidos em campo e SRTM.

| Ponto | GNSS (Zt m) | SRTM-30 (Zi m) | Erro (Zt-Zi) |
|-------|-------------|----------------|--------------|
| 137 | 3,15 | 2,028 | 1,122 |
| 135 | 3,4 | 1,98 | 1,42 |
| 129 | 3,39 | 1,08 | 2,31 |
| 134 | 4,16 | 1,87 | 2,29 |
| 126 | 4,46 | 3,01 | 1,45 |
| 132 | 4,7 | 3,01 | 1,69 |
| 119 | 3,85 | 2,01 | 1,84 |
| 123 | 4,69 | 3,011 | 1,679 |
| 121 | 2,93 | 1,87 | 1,06 |
| 130 | 2,64 | 1,08 | 1,56 |
| 125 | 3,72 | 1,08 | 2,64 |
| 131 | 3,82 | 1,1 | 2,72 |
| 127 | 3,79 | 1,46 | 2,33 |
| 126b | 2,64 | 1,56 | 1,08 |
| 128 | 2,72 | 1,56 | 1,16 |
| 133 | 2,8 | 1,25 | 1,55 |
| 124 | 3,44 | 2,01 | 1,43 |
| 139 | 3,54 | 2,01 | 1,53 |
| 131 | 5,9 | 4,06 | 1,84 |
| 126 | 5,77 | 4,63 | 1,14 |
| 134 | 7,73 | 5,78 | 1,95 |
| 121 | 5,57 | 6,7 | -1,13 |
| 130 | 5,44 | 6,11 | -0,67 |
| 129 | 5,59 | 5,1 | 0,49 |
| 123 | 6,56 | 4,38 | 2,18 |
| 136 | 6,06 | 4,98 | 1,08 |
| 128 | 6,6 | 6,07 | 0,53 |

| | | | |
|-----|------------------|------|--------|
| 139 | 6,2 | 6,84 | -0,64 |
| 137 | 6,008 | 6,06 | -0,052 |
| 135 | 5,77 | 5,32 | 0,45 |
| 122 | 6,24 | 4,88 | 1,36 |
| 124 | 6,05 | 4,88 | 1,17 |
| 133 | 5,69 | 5,53 | 0,16 |
| 127 | 5,56 | 6,01 | -0,45 |
| 125 | 5,56 | 5,88 | -0,32 |
| 132 | 5,82 | 5 | 0,82 |
| 128 | 6,136 | 5,36 | 0,776 |
| 139 | 6,252 | 5,09 | 1,162 |
| 130 | 7,57 | 8,28 | -0,71 |
| 129 | 7,84 | 8,28 | -0,44 |
| 120 | 7,83 | 7,72 | 0,11 |
| 136 | 6,92 | 7,25 | -0,33 |
| 126 | 6,88 | 7,25 | -0,37 |
| 132 | 6,92 | 8,49 | -1,57 |
| 131 | 6,93 | 7,4 | -0,47 |
| 137 | 6,81 | 7,4 | -0,59 |
| 125 | 6,58 | 7,25 | -0,67 |
| 117 | 6,43 | 6,16 | 0,27 |
| 138 | 6,32 | 6,16 | 0,16 |
| 140 | 6,18 | 5,09 | 1,09 |
| 118 | 6,03 | 5,09 | 0,94 |
| 119 | 6,019 | 5,09 | 0,929 |
| | | | |
| | Pontos área 1 | | |
| | Pontos área 2 | | |
| | Pontos área 3 | | |

ANEXO

Anexo 1: Valores pluviométricos e do nível da Lagoa Mirim para o mês de julho de 1998 para a estação de Santa Vitoria do Palmar e de Santa Izabel.

| Dias | Julho | | 1998 | |
|------|-------------------------|--------|-----------------------|--------|
| | Nível S.V. do Palmar | Chuva | Nível Santa Izabel | Chuva |
| 1 | 3,55 | 17,5 | 3,53 | 95,9 |
| 2 | 3,63 | | 3,34 | |
| 3 | 3,75 | | 3,33 | |
| 4 | 3,79 | | 3,36 | |
| 5 | 3,69 | | 3,45 | |
| 6 | 3,58 | 4,5 | 3,48 | 28,9 |
| 7 | 3,54 | 3,0 | 3,56 | |
| 8 | 3,42 | | 3,66 | |
| 9 | 3,52 | | 3,63 | |
| 10 | 3,60 | | 3,47 | |
| 11 | 3,62 | | 3,50 | |
| 12 | 3,71 | | 3,49 | |
| 13 | 3,69 | | 3,48 | |
| 14 | 3,75 | | 3,43 | |
| 15 | 3,67 | | 3,41 | |
| 16 | 3,63 | 2,0 | 3,46 | 136,7 |
| 17 | 3,82 | 17,0 | 3,43 | 5,7 |
| 18 | 3,61 | | 3,59 | |
| 19 | 3,73 | | 3,44 | |
| 20 | 3,71 | | 3,49 | |
| 21 | 3,60 | 2,0 | 3,57 | |
| 22 | 3,68 | | 3,47 | |
| 23 | 3,77 | | 3,33 | |
| 24 | 3,89 | 153,0 | 3,23 | 71,0 |
| 25 | 3,98 | | 3,54 | |
| 26 | 3,64 | | 3,94 | |
| 27 | 3,86 | | 3,68 | |
| 28 | 3,88 | | 3,52 | |
| 29 | 3,89 | | 3,78 | |
| 30 | 3,95 | | 3,66 | |
| 31 | 3,95 | | 3,67 | |
| | Total chuva | 199,00 | | 338,20 |
| | | | Média | Mensal |

Anexo 2: Valores pluviométricos e do nível da Lagoa Mirim para o mês de agosto de 1998 para a estação de Santa Vitoria do Palmar e de Santa Izabel.

| | Agosto | | 1998 | |
|-------------|----------------|--------|--------------|--------|
| | Nível | Chuva | Nível | Chuva |
| Dias | S.V. do Palmar | | Santa Izabel | |
| 1 | 4,00 | | 3,59 | |
| 2 | 3,94 | | 3,90 | |
| 3 | 4,00 | | 3,86 | |
| 4 | 4,01 | | 3,83 | |
| 5 | 3,94 | 12,0 | 3,81 | |
| 6 | 3,96 | | 4,01 | |
| 7 | 4,00 | | 3,80 | |
| 8 | 4,04 | | 3,77 | |
| 9 | 3,95 | | 3,81 | |
| 10 | 3,95 | | 3,76 | 67,0 |
| 11 | 3,74 | 15,0 | 3,99 | |
| 12 | 3,92 | | 3,87 | |
| 13 | 3,88 | | 3,92 | |
| 14 | 3,89 | | 3,89 | 23,6 |
| 15 | 3,86 | | 3,88 | |
| 16 | 3,90 | | 3,78 | |
| 17 | 3,82 | | 3,74 | |
| 18 | 3,84 | | 3,75 | |
| 19 | 3,83 | | 3,74 | |
| 20 | 3,60 | | 3,90 | |
| 21 | 3,75 | | 3,75 | |
| 22 | 3,80 | | 3,53 | 105,2 |
| 23 | 3,96 | 37,0 | 3,15 | 55,2 |
| 24 | 3,71 | | 3,76 | 95,9 |
| 25 | 3,76 | | 3,88 | 31,5 |
| 26 | 3,70 | 40,0 | 4,00 | 122,2 |
| 27 | 3,64 | | 4,39 | |
| 28 | 4,02 | | 4,08 | |
| 29 | 3,98 | | 3,96 | |
| 30 | 4,12 | | 3,94 | |
| 31 | 4,28 | | 3,96 | |
| | Total chuva | 104,00 | | 500,60 |
| | | | Média | Mensal |

Anexo 3: Valores pluviométricos e do nível da Lagoa Mirim do mês de setembro de 1998 para a estação de Santa Vitoria do Palmar e de Santa Izabel.

| Dias | Setembro | | 1998 | |
|------|----------------|-------|--------------|--------|
| | Nível | Chuva | Nível | Chuva |
| | S.V. do Palmar | | Santa Izabel | |
| 1 | 4,13 | | 3,95 | |
| 2 | 4,14 | 30,0 | 3,98 | |
| 3 | 4,09 | | 3,96 | 74,4 |
| 4 | 4,06 | | 3,95 | |
| 5 | 4,11 | | 3,95 | |
| 6 | 4,17 | | 4,00 | |
| 7 | 4,13 | | 3,95 | |
| 8 | 4,11 | | 3,92 | |
| 9 | 4,14 | | 3,89 | |
| 10 | 4,25 | | 3,33 | |
| 11 | 4,18 | | 3,39 | 69,6 |
| 12 | 4,07 | | 3,41 | 5,2 |
| 13 | 3,96 | 6,0 | 4,04 | |
| 14 | 4,04 | | 3,94 | |
| 15 | 4,01 | | 3,82 | |
| 16 | 4,01 | | 3,54 | |
| 17 | 4,06 | | 3,42 | |
| 18 | 3,68 | | 4,13 | |
| 19 | 3,91 | | 3,90 | 58,9 |
| 20 | 3,86 | | 3,97 | 18,4 |
| 21 | 3,77 | | 3,85 | |
| 22 | 4,05 | | 3,32 | |
| 23 | 4,13 | | 3,26 | |
| 24 | 3,95 | | 3,36 | |
| 25 | 3,87 | | 3,46 | |
| 26 | 3,95 | 21,0 | 3,38 | 41,0 |
| 27 | 4,01 | | 3,39 | |
| 28 | 3,78 | | 3,50 | |
| 29 | 3,75 | | 3,35 | |
| 30 | 3,76 | | 3,27 | |
| 31 | | | | |
| | Total chuva | 57,00 | | 267,50 |
| | | | Média | Mensal |