

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

ANDRÉIA DA SILVA POMPERMAYER

**INVESTIGAÇÃO DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO DA BACIA
DO RIO PIRATINI UTILIZANDO OS MÉTODOS DA ELETRORRESISTIVIDADE E
DE RADAR DE PENETRAÇÃO DE SOLO (GPR)**

**Caçapava do Sul
2017**

ANDRÉIA DA SILVA POMPERMAYER

**INVESTIGAÇÃO DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO DA BACIA
DO RIO PIRATINI UTILIZANDO OS MÉTODOS DA ELETRORRESISTIVIDADE E
DE RADAR DE PENETRAÇÃO DE SOLO (GPR)**

Trabalho de Conclusão de Curso II de Geofísica da Universidade Federal do Pampa, como requisito parcial para obtenção do Título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Felipe Caron

Coorientador: Felipe Guadagnin

**Caçapava do Sul
2017**

P788i Pompermayer, Andréia da Silva
INVESTIGAÇÃO DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO DA
BACIA DO RIO PIRATINI UTILIZANDO OS MÉTODOS DA
ELETRORRESISTIVIDADE E DE RADAR DE PENETRAÇÃO DE SOLO
(GPR) / Andréia da Silva Pompermayer.
76 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação)-- Universidade Federal do
Pampa, GEOFÍSICA, 2017.
"Orientação: Felipe Caron".

1. Eletorresistividade. 2. GPR. 3. Rio Piratini. 4. Integração dos
resultados. I. Título.

ANDRÉIA DA SILVA POMPERMAYER

**INVESTIGAÇÃO DO ARCABOUÇO GEOLÓGICO DE UMA PORÇÃO DA BACIA
DO RIO PIRATINI UTILIZANDO O MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE E
RADAR DE PENETRAÇÃO DE SOLO (GPR)**

Trabalho de Conclusão de Curso II de
Geofísica da Universidade Federal do
Pampa, como requisito parcial para
obtenção do Título de Bacharel em
Geofísica.

Área de concentração: Geofísica

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 01/12/2014.

Banca examinadora:



Prof. Dr. Felipe Caron
Orientador
UNIPAMPA



Prof. Dr. Everton Frigo
UNIPAMPA



Prof. Msc. Hasan Shihadeh
UNIPAMPA

Dedico este trabalho aos meus amados pais, Josilma e Bernardo, os maiores incentivadores dessa conquista, e também ao meu irmão Márcio e meu namorado Norton sempre presentes para me apoiar.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus que me abençoa todos os dias.

Agradeço também a toda minha família, especialmente aos meus pais Josilma e Bernardo, que nunca mediram esforços, amor, paciência para conseguir com que sua filha se formasse, e hoje agradeço a toda confiança depositada a mim. Ao meu irmão que amo, e que mesmo de longe sempre me incentiva. Amo muito vocês! A vocês o meu muito obrigada.

Agradeço ao meu namorado Norton por sempre estar ao meu lado me apoiando, e enfrentando as maiores dificuldades, e nunca deixando de acreditar no meu potencial. Desde que nos conhecemos, me tornei uma pessoa melhor, e foi graças a seu companheirismo que hoje entendo que nasci para ser geofísica. A minha eterna gratidão a essa pessoa maravilhosa.

Agradeço ao Prof. Dr. Felipe Caron por acreditar em mim, sempre me orientar e fazer com que me tornasse uma pessoa e uma profissional melhor. Agradeço também ao Prof. Dr. Felipe Guadagnin pela orientação.

Agradeço a todos os meus amigos e colegas de sala Eduardo, Alane, Lissa, Rodrigo, Lucas, Felipe e Marieli, pelas risadas e apoio mútuo em todas as atividades e etapas que passamos juntos.

“A persistência é o caminho do êxito”.

Charles Chaplin

RESUMO

O presente trabalho tem por objetivo a investigação do arcabouço geológico e a determinação das geometrias das barras fluviais em duas áreas distintas da Bacia do rio Piratini, porção sudeste do Rio Grande do Sul. A partir do contraste das propriedades físicas dos litotipos encontrados nas áreas estudadas e integração dos resultados geofísicos rasos (eletrorresistividade e GPR) pretendia-se identificar e distinguir os litotipos e quando possível definir suas geometrias. A aquisição dos dados de eletrorresistividade foi realizada através da técnica de caminhamento elétrico (CE), com o arranjo dipolo-dipolo, com espaçamento de 3 m. Para aquisição de dados de GPR foi utilizada uma antena de 200 MHz com o arranjo *common offset*. O processamento de dados de eletrorresistividade seguiu as etapas de refinamento de dados, interpolação e inversão utilizando os programas, Prosys II e Res2dinv. O processamento de dados de GPR seguiu as etapas de conversão, processamento utilizando os programas ReflexW, Prism2 respectivamente. Ambos os dados geram figuras em perfis bidimensionais. Foram geradas duas seções de resistividade elétrica real. Na área 1 observou-se uma variação de resistividade de 20-4000 (Ωm), sendo interpretados como rocha sã, rocha alterada, saprólitos com variação de saturação, depósitos saturados e barra fluvial. Na área 2 observou-se uma variação de 5-1000 (Ωm), indicados como rochas alteradas, saprólitos com variação de saturação, depósitos saturados, presença de blocos e matações e ou/ depósitos arenosos (barra fluvial) inativos e barra fluvial. Foram apresentados neste trabalho dois radargramas, da área 1, denominados B-B' de 32 m e C-C' de 53 m, e três radargramas da área 2, denominados B2-B2' de 115 m, C2-C2' de 48 m e D2'-D2 de 78 m. Foram interpretadas cinco fácies de acordo com as terminações de refletores e padrões conhecidos, sendo duas superfícies delimitadoras (S1 e S2) e três radarfácies (RA, RB e RC). Com os resultados de elétrica foi possível diferenciar as estruturas em subsuperfície em ambas as áreas, e os resultados de GPR possibilitaram determinar a arquitetura deposicional das barras estudadas. A partir desses resultados foi possível integrar os métodos e complementar os resultados de ambas as áreas de estudo.

Palavras-Chave: Eletrorresistividade, GPR, Rio Piratini.

ABSTRACT

The present work has the objective of investigating the geological framework and the determination of the geometries of the riverbeds in two distinct areas of the Piratini River Basin, southeast portion of Rio Grande do Sul. Based on the contrast of the physical properties of the lithotypes found in the studied areas and integration of shallow geophysical data (eletoresistivity and GPR) was intended to identify and distinguish the lithotypes and when possible define their geometries. The acquisition of the data of eletoresistivity was carried out through the technique of electric walking (CE), with the arrangement dipole-dipole, with spacing of 3 m. For the acquisition of GPR data, a 200 MHz antenna was used with the common offset arrangement. The data processing of eletoresistivity followed the steps of data refinement, interpolation and inversion using the programs, Prosys II and Res2dinv. GPR data processing followed the steps of conversion, processing using the ReflexW, Prism2 programs respectively. Two sections of real electrical resistivity were generated. In area 1 a resistivity variation of 20-4000 (Ωm) was observed, being interpreted as sound rock, altered rock, saprolite with variation of saturation, saturated deposits and fluvial bar. In area 2 a variation of 5-1000 (Ωm), indicated as altered rocks, saprolite with variation of saturation, saturated deposits, presence of blocks and boulders and / or inactive sandy deposits (river bar) and fluvial bar were observed. Two radargrams of area 1, designated B-B' of 32 m and C-C' of 53 m, and three radargrams of area 2, denominated B2-B2' of 115 m, C2-C2' of 48 m D2'-D2 of 78 m. Five facies were interpreted according to the reflector terminations and known patterns, with two boundary surfaces (S1 and S2) and three radarfacies (RA, RB and RC). With the electrical results it was possible to differentiate the subsurface structures in both areas, and the GPR results allowed to determine the depositional architecture of the studied bars. From these results it was possible to integrate the methods and complement the results of both study.

Keywords: Eletoresistivity, GPR, Piratini river.

Lista de Figuras

Figura 1- Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Piratini no Estado do Rio Grande do Sul (acima). O mapa abaixo mostra os principais afluentes do Rio Piratini e unidades geológicas que ocorrem na bacia e a localização das duas área de estudo.	12
Figura 2- (A) Mapa localizando o estado do Rio Grande do Sul; (B) Localização da área no estado; (C) Mapa de Localização das áreas 1 e 2 de estudo na Bacia do rio Piratini.	13
Figura 3- Províncias estruturais brasileiras.	14
Figura 4- Unidades tectono-geológicos.	15
Figura 5- Mapa geológico regional. A) Mapa localizando a área na bacia do rio Piratini. B) localizando as áreas de estudo 1 e 2.	16
Figura 6- Figura esquemática de medição da resistividade em laboratório em um cilindro condutor.	18
Figura 7- Esquema do arranjo Dipolo-Dipolo.	22
Figura 8- Fluxograma de processamento geral dos dados de eletrorresistividade. ..	22
Figura 9- Arranjo de Blocos do Modelo de Resistividade Aparente.	24
Figura 10- Esquema do arranjo Common Offset.	30
Figura 11- Fluxograma de processamento geral dos dados de GPR.	31
Figura 12- (A) Aquisição com o eletrorresistímetro Syscal, (B) eletrorresistímetro Syscal.	33
Figura 13- Conjunto de GPR, Antena de 200 MHz, carrinho e netbook.	33
Figura 14- Topografia da área 1 sobre a planície de inundação e intersecção com a rocha.	34
Figura 15- Topografia da área 2 sobre o talude e a planície de inundação.	35
Figura 16- Esquema da aquisição de dados de Eletrorresistividade e GPR na Área 1.	35
Figura 17- Esquema da aquisição de dados de Eletrorresistividade e GPR na Área 2.	36
Figura 18- Fluxograma de processamento dos dados de eletrorresistividade.	37
Figura 19- Interface do Software Prosys II, com os dados brutos carregados.	38
Figura 20- Dados brutos antes da etapa de filtragem. O retângulo vermelho descreve os pontos fora da curva de tendência.	38

Figura 21- Dados filtrados.	39
Figura 22- Dado carregado na interface do Software Res2dinv.	39
Figura 23- Perfis Bidimensionais gerados após a inversão dos dados. a) Perfil de resistividade aparente medida; b) Perfil de resistividade aparente calculada e c) Modelo de inversão resultando em resistividade real.	40
Figura 24- Perfis Bidimensionais gerados após a inversão dos dados. a) Perfil de resistividade aparente medida; b) Perfil de resistividade aparente calculada e c) Modelo de inversão resultando em resistividade real da área 1.	40
Figura 25- A imagem acima apresenta o modelo de inversão de resistividade real da Área 1, e a imagem abaixo destaca a localização do perfil.	42
Figura 26- Modelo geológico do perfil A'-A acima, e abaixo a localização do perfil.	43
Figura 27- A imagem acima apresenta o modelo de inversão de resistividade real da Área 2, e a imagem abaixo destaca a localização do perfil.	45
Figura 28- Modelo geológico do perfil A2-A2' acima, e abaixo a localização do perfil.	46
Figura 29- Fluxograma de processamento dos dados de GPR.	47
Figura 30- Conversão no Software <i>ReflexW</i>	48
Figura 31- Dado bruto.	49
Figura 32- Seção após a aplicação do filtro <i>Dewow</i> , que remove os ruídos de baixa frequência nos sinais de radar.	49
Figura 33- Seção após a aplicação do filtro (<i>Gain Function</i>).	49
Figura 34- Seção com a aplicação dos filtros (A) 1D Bandpass filter para a remoção de altas e baixas frequências (B) Background removal para a remoção do ruído de fundo (C) static correction para adequar a profundidade do sinal recebido ao zero da escala de profundidade e (D) FK filter para eliminar uma determinada faixa de frequências ou ruídos.	50
Figura 35- Seção após a correção topográfica, para corrigir os refletores de acordo com a topografia.	51
Figura 36- Radarfácies e descrições.	53
Figura 37- Radargramas da área 1 sem interpretações, abaixo linha B-B' e acima linha C-C', ao lado a localização dos perfis.	54
Figura 38- Linha B-B' interpretada (acima) e a abaixo a localização do perfil.	55
Figura 39- Linha C-C' interpretada (acima) e a abaixo a localização do perfil.	56

Figura 40- Linha B2-B2' com topografia, sem interpretações (acima) e a abaixo a localização do perfil.....	57
Figura 41- Radargramas da área 2 sem interpretações, abaixo linha C2-C2' e acima linha D2'-D2, ao lado a localização dos perfis.....	57
Figura 42- Linha B2-B2' interpretada (acima) e a abaixo a localização do perfil.....	59
Figura 43- Linha C2-C2' interpretada (acima) e abaixo a localização do perfil.	60
Figura 44- Linha D2'-D2 interpretada (acima) e abaixo a localização do perfil.	61
Figura 45- Modelo de integração de uma parte da linha de elétrica (A-A') (A), e da linha de GPR (B'-B) (B). Ao lado a localização do perfil.....	65
Figura 46- Linha de elétrica (A2-A2') (acima) e a integração da linha de elétrica e da linha de GPR (E2-E2') (abaixo), e ao lado a localização do perfil.	66

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	9
2	OBJETIVOS	11
2.1	Objetivo Geral	11
2.2	Objetivos Específicos	11
3	ÁREA DE ESTUDO.....	12
3.1	Localização	12
3.2	Geologia Regional	14
3.3	Geologia Local.....	16
4	MATERIAIS E MÉTODOS	17
4.1	Métodos Geofísicos.....	17
4.1.1	Eletrorresistividade	18
4.1.1.1	Arranjo Dipolo-Dipolo	20
4.1.1.2	Processamento dos dados de eletrorresistividade	22
4.1.2	Radar de Penetração do Solo (GPR).....	24
4.1.2.1	Arranjo <i>Common Offset</i>	30
4.1.2.2	Processamento dos dados de GPR	30
4.2	Coleção de dados geofísicos	32
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	37
5.1	Eletrorresistividade	37
5.1.1	Processamento	37
5.1.2	Interpretação dos dados de Eletrorresistividade.....	41
5.2	Radar de Penetração do solo	47
5.2.1	Processamento	47
5.2.2	Interpretação dos dados de Radar de Penetração do Solo	51
5.3	Integração dos resultados	63
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	67
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	69

1 INTRODUÇÃO

O Rio Piratini apresenta diversos tipos de morfologias e depósitos sedimentares associados a suas margens, bem como suas tipologias de canais, ao longo de seu curso. Uma das estruturas presentes ao longo do Rio Piratini, são as barras fluviais, que são caracterizadas por morfologias e geometrias resultantes dos processos fluviais (SILVA, 2006).

Sob distintos condicionantes geológicos e geomorfológicos, sobre os quais o Rio Piratini percorre, suas margens e canais se diferenciam em resposta às constantes variações do nível do rio (SILVA, 2006).

Para investigar o arcabouço geológico se torna necessário o conhecimento do contraste de propriedades físicas ao longo da área de estudo, mais especificamente a variação das propriedades geoeletricas das rochas, solos e minerais. O método geofísico da eletrorresistividade pode diferenciar as litologias em subsuperfície rasa (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990). Este método vem sendo utilizado por diversos pesquisadores como Dahlin & Zhou (2004) e Wilkinson et al. (2012) na investigação e diferenciação de substratos rochosos em níveis rasos.

Fazzito et al. (2009) utilizaram a eletrorresistividade para a investigação e correlação de estruturas em subsuperfície, além da caracterização de falhas quaternárias ao longo da pré-cordilheira dos Andes na Argentina, comprovadas ao longo de seu trabalho através de mapeamento geológico. Chambers et al. (2012) demonstraram a modelagem 3D do método da eletrorresistividade na investigação de depósitos de terraços de vales fluviais, através do contraste de resistividade elétrica e comparação com dados provenientes de poços de perfuração, na qual foi possível delimitar as camadas, comparar as profundidades e quantificar o volume de preenchimento dos terraços. Chambers et al. (2013) também diferenciaram, solo, rochas alteradas e rochas sãs através da modelagem 3D de dados de eletrorresistividade de depósitos fluviais.

Na compreensão da geometria deposicional de barras fluviais a técnica geofísica de GPR possui uma importante investigação de tais estruturas em subsuperfície. Conforme Neal (2004), tal método é utilizado por sedimentólogos para

reconstruir ambientes deposicionais passados e a natureza dos processos sedimentares em uma variedade de ambientes deposicionais.

Davis & Annan (1989) publicaram um artigo voltado para a apresentação da técnica e utilização do GPR, princípios físicos, e como o mesmo se comportava em relação a estruturas e água em subsuperfície, além de apresentar resultados e correlações com poços para enfatizar a eficácia do método. Após esse trabalho, diversos autores como Guitérrez et al. (2011) relataram a utilização do GPR para investigação de estrutura, geometrias em subsuperfície, utilizando-o como método geofísico principal.

Reesink et al. (2014) apresentaram diversas seções de GPR desenvolvidas sob barras fluviais no Rio Paraná, Argentina, com o objetivo de investigar a causa de heterogeneidades das barras fluviais sob diferentes escalas, além de quantificar a arquitetura e geometria desses ambientes. Em uma de suas conclusões evidenciou as respostas obtidas pelo GPR a fim de delimitar canais e radarfácies, na qual foram utilizadas para interpretar os radargramas ao longo de seu trabalho.

O uso de GPR é comumente utilizado para a investigação de ambientes fluviais (NEAL, 2004) e pode ser voltado para diferentes temáticas dentro desse mesmo contexto. Szerbiak et al. (2001), Best et al. (2003) e Cardenas & Zlotnik (2003) utilizaram o GPR para ambientes fluviais com o intuito de delimitar superfícies sedimentológicas através da modelagem 2D e 3D. Já autores como Fisher; McMechan; Annan (1992), Wyatt & Temples (1996), Skelly; Bristow; Ethridge (2003), Woodward et al. (2003), Santos (2014) e Mangabeira (2016) utilizaram o GPR para o estudo de depósitos inconsolidados, visando determinar as geometrias de barras e terraços desses ambientes fluviais.

A integração dos resultados vem como uma forma de suprir a limitação dos métodos geofísicos. Gourry et al. (2003), Poisson et al. (2009), Carbonel et al. (2013), Carbonel et al. (2014), Zarroca et al. (2016) e Fabregat et al. (2017), integraram os métodos da Eletrorresistividade e GPR com o objetivo de investigar a sedimentologia e estruturas de ambientes fluviais. Houve essa integração devido a ambos os métodos serem recomendados para suprir as necessidades de pesquisa e respostas em subsuperfície desses ambientes e depósitos.

Devido à limitada compreensão da geomorfologia da área de estudo (Bacia do Rio Piratini), investigar o arcabouço e a dinâmica de barras fluviais dessa região torna-se viável e de extrema importância, para auxiliar de alguma forma a população local, tendo em vista que as barras podem afetar alturas de cheias, controlar a erosão localizada e determinar a navegabilidade do rio (AMSLER; GARCIA, 1997).

O presente trabalho se propõe a integrar os métodos eletrorresistividade e GPR para estudos do ambiente fluvial do Rio Piratini, e compensar as limitações de cada um no estudo das barras e margens do Rio, com uma aquisição rápida e não invasiva.

2 OBJETIVOS

2.1 Objetivo Geral

O objetivo geral deste trabalho é investigar e diferenciar o arcabouço geológico-geofísico em duas áreas distintas da bacia do rio Piratini, utilizando dois métodos de geofísica rasa: (a) eletrorresistividade (caminhamento elétrico), e (b) eletromagnético (radar de penetração do solo).

2.2 Objetivos Específicos

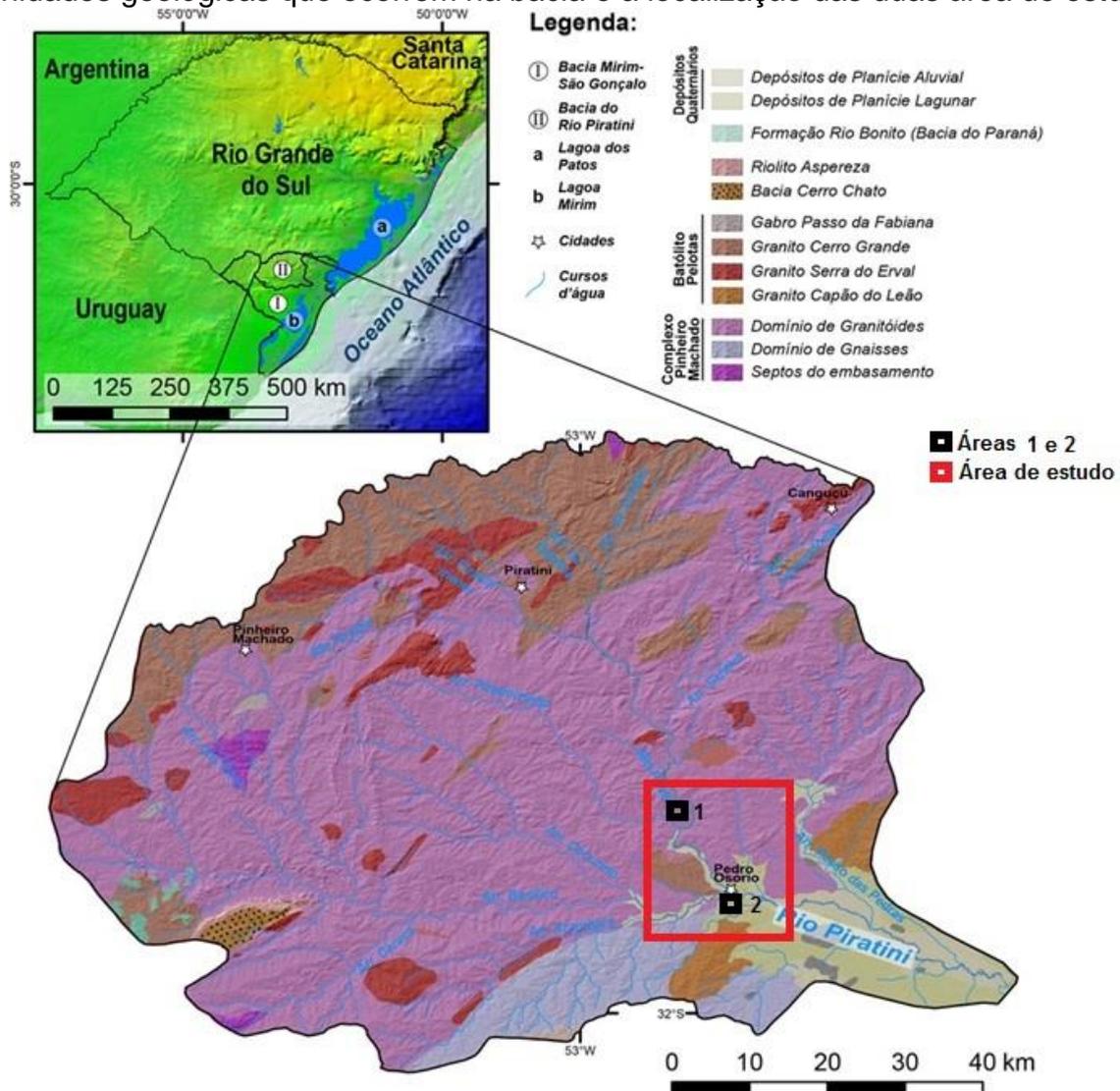
- a) Realizar um mapeamento topográfico de áreas específicas da Bacia do Rio Piratini.
- b) Gerar seções de resistividade que definam em subsuperfície as litologias bem como coberturas que ocorrem nestas porções.
- c) Gerar seções de GPR que definam a constituição e geometrias deposicionais de barras fluviais inconsolidadas destas porções.
- d) Propor modelos geológico-geofísicos.

3 ÁREA DE ESTUDO

3.1 Localização

A Bacia do rio Piratini pertence ao grupo de Bacias Hidrográficas Litorâneas e está incluída na Bacia Hidrográfica Mirim-São Gonçalo, situando-se nos municípios de Pedro Osório, Canguçu, Piratini e Pinheiro Machado (Figura 1), a Bacia dispõe-se predominantemente na região geomorfológica do Planalto Sul-Rio-Grandense (com cotas de até 400 m de altitude).

Figura 1- Localização da Bacia Hidrográfica do Rio Piratini no Estado do Rio Grande do Sul (acima). O mapa abaixo mostra os principais afluentes do Rio Piratini e unidades geológicas que ocorrem na bacia e a localização das duas áreas de estudo.



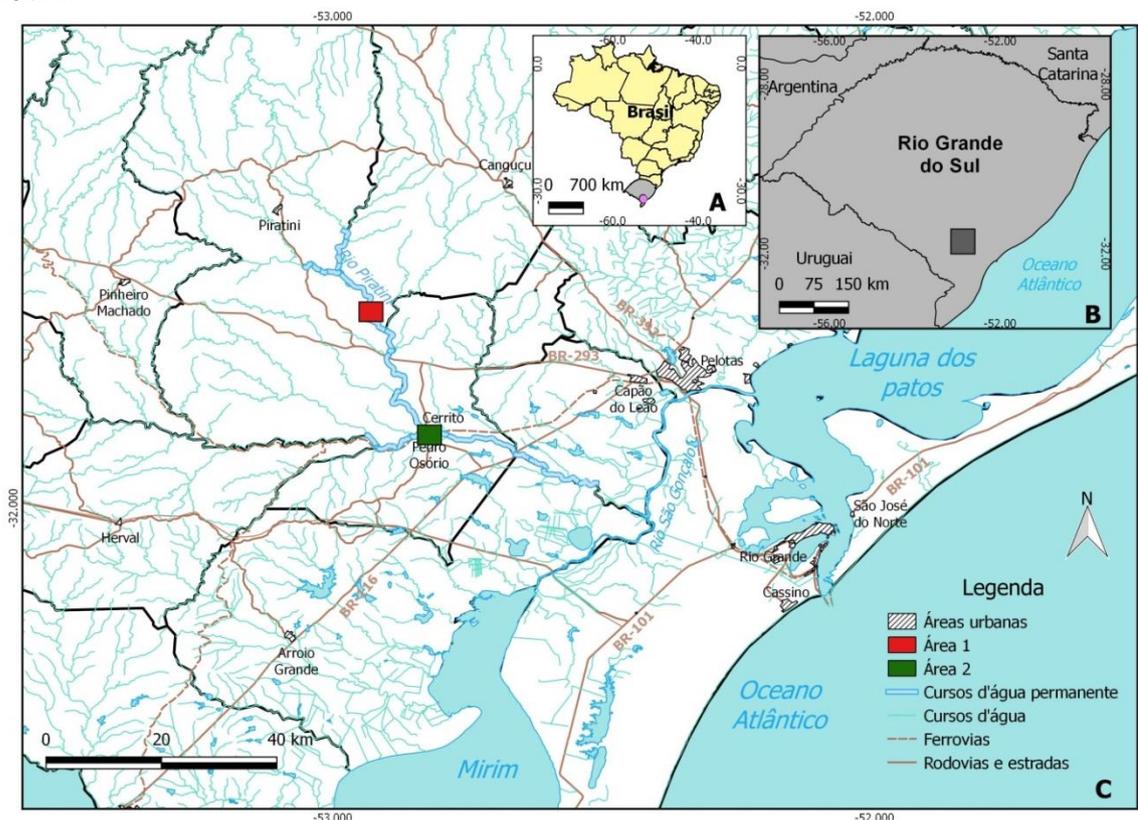
Fonte: Modificado de Ramgrab e Wildner, 1999 e extraído de Guadagnin, 2016.

Segundo Ramgrab & Wildner (1999) o clima local é predominantemente chuvoso, com precipitações pluviométricas regulares, isso se deve ao fato dessa região pertencer à zona de clima subtropical.

Nesse trabalho foram selecionadas duas áreas de estudo, devido a suas diferenças geomorfológicas, geológicas e litológicas que interferem tanto nas características do rio Piratini, ou seja, da barra fluvial, como também grandes diferenças nas margens, e, portanto nos resultados geofísicos.

As áreas de investigação estão inseridas na Bacia do rio Piratini (Figura 1). A primeira, denominada Área 1, localiza-se no município de Canguçu- RS (Figura 2) e tem acesso através da estrada da Picada, tendo como ponto central as coordenadas 316772,20 m E e 6497616,57 m S, com zona utm 22J. A segunda, denominada Área 2, está localizada no município de Pedro Osório-RS (Figura 2) e tem acesso através da RS-706, tendo como ponto central as coordenadas 328308,00 m E e 6473429,00 m S, com zona utm 22J, ambas próximas à margem do rio Piratini.

Figura 2- (A) Mapa localizando o estado do Rio Grande do Sul; (B) Localização da área no estado; (C) Mapa de Localização das áreas 1 e 2 de estudo na Bacia do rio Piratini.

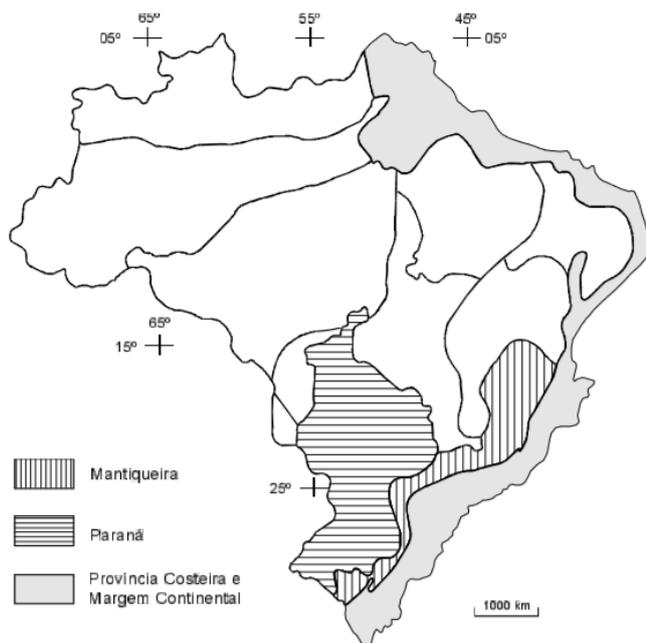


Fonte: Modificado de IBGE, 2006.

3.2 Geologia Regional

A porção meridional do estado do Rio Grande do Sul insere-se no segmento sul da Província Mantiqueira (ALMEIDA et al., 1977) (Figura 3), correspondendo aos terrenos cristalinos do Escudo Sul-Rio-Grandense. Na região considerada, esses terrenos estão recobertos, a oeste e norte, pelas rochas sedimentares gonduânicas da Província Paraná e, a leste, pelos sedimentos cenozóicos que compõem a Província Costeira. O escudo compreende associações de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, distribuídas num complexo arranjo tectono-estratigráfico (RAMGRAB, 1999).

Figura 3- Províncias estruturais brasileiras.



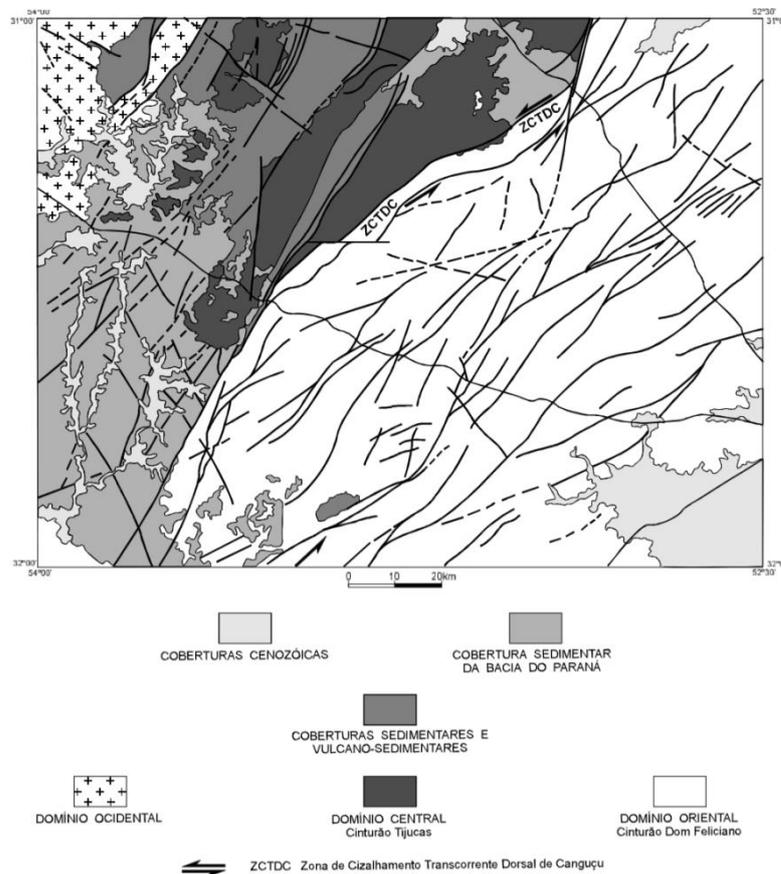
Fonte: Almeida et al. 1977.

A área 1 pertence ao Domínio Oriental (Figura 4), que corresponde ao Cinturão Dom Feliciano (sensu Chemale Jr. et al., 1994), que ocupa toda porção leste do Escudo Sul Rio-Grandense e corresponde a um grande complexo granítico, onde são reconhecidos numerosos plútons, cuja colocação se processou em diferentes níveis crustais e em diferentes estágios de evolução da de formação, e que englobam xenólitos de rochas gnáissicas intensamente deformadas, de formas e dimensões variadas (RAMGRAB, 1999).

Foi definido esse complexo como um batólito composto, multi-intrusivo e polifásico relacionado à evolução do Cinturão Dom Feliciano, ao qual denominaram “Batólito Pelotas”. Posteriormente esse contexto foi reformulado, caracterizando o Batólito Pelotas como uma estrutura multi-intrusiva relacionada à instalação de grandes zonas transcorrentes nordeste, profusamente injetadas por plútons graníticos da Suíte Granítica Dom Feliciano sob condições tardias pós- cinemáticas (RAMGRAB, 1999).

A Suíte Granítica Dom Feliciano (Cinturão Dom Feliciano), originou-se a aproximadamente 600 Ma de anos, a partir do evento Dom Feliciano relacionado à geração de granitóides e deformações de cinturões vizinhos (RAMGRAB; WILDNER, 1996). O cinturão corresponde a um típico terreno granito-gnaiss-migmatito, que foi formado/deformado durante o Evento Dom Feliciano, com o pico tectono-metamórfico principal em 562-616 Ma (CHEMALE et al., 1994).

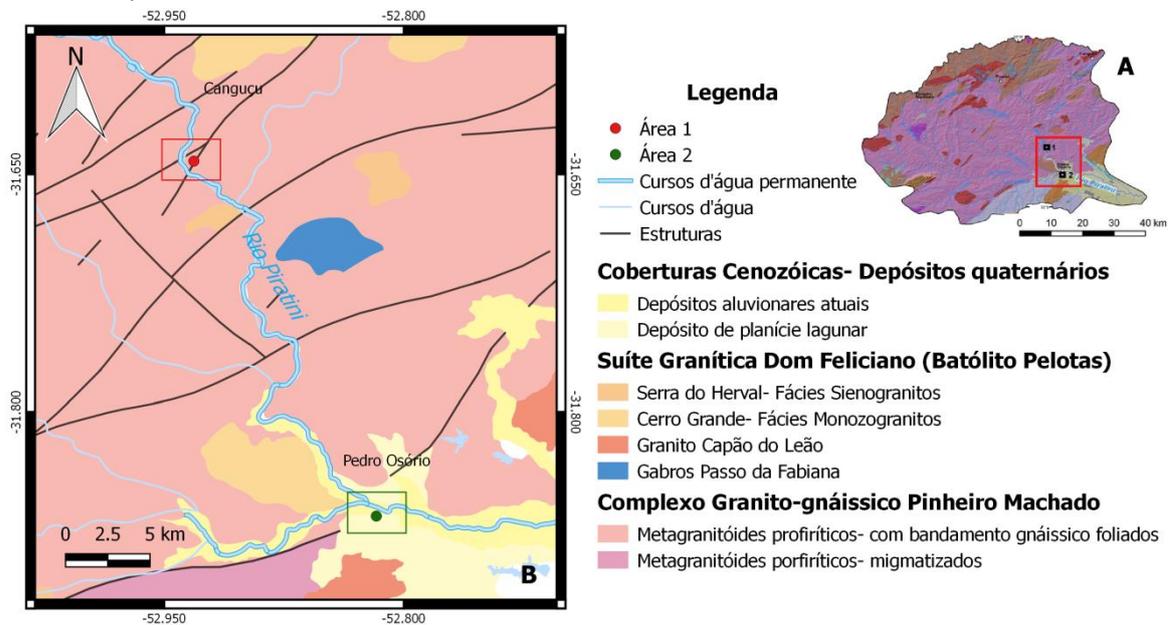
Figura 4- Unidades tectono-geológicas.



Fonte: Projeto Pedro Osório, Szubert, 1999.

A Área 2 pertence às coberturas Cenozóicas (Figura 4) que compreendem os sedimentos continentais de Formação Santa Tecla, uma delgada cobertura terciária que se sobrepõe às rochas gonduânicas e cristalinas na porção central do escudo, e os depósitos continentais, transicionais e marinhos que, na porção oriental do estado, contornam os limites do embasamento, compondo o domínio da Planície Costeira. Na área em foco, essa cobertura sedimentar tem sua maior expressão ao longo da várzea do rio Piratini (Figura 5). Faixas aluvionares expressivas, caracterizadas por sedimentos inconsolidados (areias, cascalhos, argilas) são encontradas ao longo do rio Piratini (RAMGRAB, 1999).

Figura 5- Mapa geológico regional. A) Mapa localizando a área na bacia do rio Piratini. B) localizando as áreas de estudo 1 e 2.



Fonte: Modificado da Folha SH. 22-Y-C Pedro Osório, escala 1:250.000 CPRM (1999).

3.3 Geologia Local

A Área 1 é formada por rochas metagranitóides foliados que são constituídos denominadamente por ortognaisses granodioritos e monzograníticos, com bandamento gnássico proeminente, foliação marcante e deformação e alta temperatura, presença frequente de septos de paragnaisses, composição quartzo-feldspática, contendo enclaves de dioritos, tonalitos e de gnaisses anfibolíticos e calcissilicáticos polideformados, de formas e tamanhos variados (RAMGRAB; WILDNER, 1996).

A Área 2 é coberta pela unidade litoestratigráfica cenozóica, sendo relevantes para esse trabalho dois tipos de depósitos, os aluvionares atuais e os de planície lagunar.

Os depósitos de planície lagunar, são representados por uma sequência mista compreendendo areias finas e médias, mal classificadas, imaturas, depósitos siltico-argilosos e intercalações de argilas plásticas, formadas pela primeira e segunda transgressão marinha, as quais desenvolveram as linhas de costa no Quaternário (RAMGRAB, 1999).

Já depósitos aluvionares atuais, são constituídos por sedimentos aluvionares inconsolidados constituídos por seixos, areias finas a grossas, com níveis de cascalhos, lentes de material silto-argiloso e restos de matéria orgânica, relacionados a depósitos de acreção lateral de margem de canal e de carga de fundo, que incluem barras em pontal, barras de meio de canal e depósitos de carga de fundo. Esse depósito pode conter localmente matacões (RAMGRAB, 1999).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

Para o estudo geológico utilizou-se a Folha SH. 22-Y-C Pedro Osório como referência na identificação e escolha das duas áreas de estudo, buscando ressaltar as geomorfologias distintas.

Para obtenção dos perfis topográficos, assim como para locação dos perfis, foi utilizada a estação total. E para o georreferenciamento das imagens de satélite foi usado o GPS.

Para a compilação do mapa geológico utilizou-se o programa Qgis e o software *Google Earth Pro* para obtenção de imagens de localização.

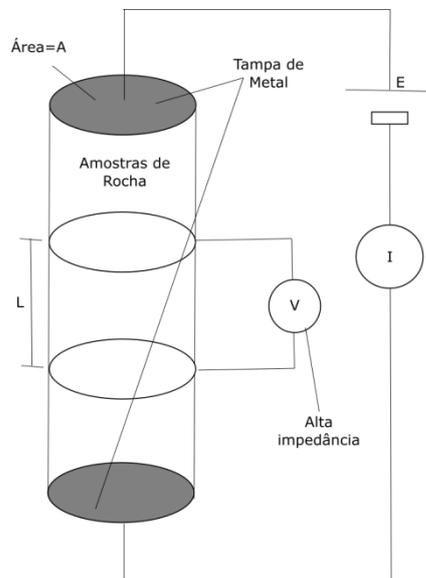
4.1 Métodos Geofísicos

O método da eletrorresistividade é utilizado para a investigação da subsuperfície, a fim de diferenciar litologias e possíveis estruturas. Já o GPR é utilizado para exibir feições internas da barra que foram, ou não, preservadas ao longo do tempo, mapeando então a subsuperfície da área de estudo.

4.1.1 Eletrorresistividade

Dentre os principais métodos geofísicos, encontra-se o da eletrorresistividade. A resistividade elétrica é uma propriedade física das rochas amplamente estudada e aplicada na indústria. É um método de prospecção no qual se mede a resposta do subsolo a um campo elétrico artificial gerado na superfície do terreno (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

Figura 6- Figura esquemática de medição da resistividade em laboratório em um cilindro condutor.



Fonte: Telford; Geldart; Sheriff, 1990.

Para o estudo de eletrorresistividade é essencial o conhecimento da Lei de Ohm (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990) onde:

$$R = \frac{V}{I} \quad (1)$$

A resistência elétrica R é dada em termos da tensão ou diferença de potencial V aplicada nas extremidades do cilindro (Figura 6) e a corrente resultante que flui através da mesma, pela Lei de Ohm, onde R é dado em ohms (Ω) e as unidades de V e I são volts (V) e ampères (A) respectivamente.

A resistividade elétrica (ρ) de um sólido cilíndrico condutor (Figura 6) de comprimento L (m), a área da seção transversal A (m^2), com resistência R(Ω), entre as faces de extremidade é dada por (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990):

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (2)$$

Onde:

A unidade da resistividade elétrica (ρ) no Sistema Internacional (SI) é ohm-metro (Ωm).

O recíproco da resistividade elétrica é a condutividade elétrica (σ), pois quanto maior o valor de resistividade elétrica menor o valor de condutividade elétrica, ou seja, inversamente proporcionais. A unidade no SI é dada Siemens por metro (S/m):

$$\sigma = 1/\rho = L/RA = (I/A)/(V/L) = \bar{J}/\bar{E} \quad (3)$$

Onde, \bar{E} é o vetor de força do campo elétrico (V/m) e \bar{J} é a densidade de corrente (A/m²). A condutividade elétrica, assim como a resistividade elétrica são denominadas tensores, pois multiplicam vetores em suas equações.

A resistividade elétrica é uma das propriedades físicas mais variáveis. Certos minerais, como metais, conduzem eletricidade via a passagem de elétrons. A maior parte dos minerais formadores de rochas é, entretanto, isolante, portanto os valores de resistividade elétrica das rochas são tendem a gerar altas anomalias resistivas. Assim, a maior parte das rochas conduz eletricidade por processos eletrolíticos (conduzem corrente elétrica através de seus poros que geralmente estão cheios de líquidos, principalmente água) mais que por processos eletrônicos. (ORELLANA, 1972).

A condutividade de uma rocha porosa varia com o volume e disposição dos poros e ainda mais com a condutividade e a quantidade de água contida neles. De acordo com a fórmula empírica escrita por Archie (1942), relacionamos a porosidade das rochas com a resistividade dos poros (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990):

$$\rho_e = a\phi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (4)$$

Onde Φ é o volume de poro fracionado (porosidade), S é a fração dos poros contendo água, ρ_w é a resistividade da água, $n \approx 2$, e a , m são constantes, sendo $0.5 \leq a \leq 2.5$, $1.3 \leq m \leq 2.5$.

De acordo com essas variações de resistividade elétrica, Telford; Geldart; Sheriff (1990) desenvolveram uma tabela (Tabela 1) para que fosse possível

correlacionar as resistividades das rochas medidas em laboratório com as resistividades elétricas medidas nos equipamentos geofísicos.

Tabela 1- Variação de resistividades de rochas e sedimentos.

Rochas	Resistividade Elétrica média (Ωm)
Granito pórfiro	10^3 (com água) - $1,3 \times 10^6$ (seco)
Sienito pórfiro	10^2 - 10^6
Diorito pórfiro	$1,9 \times 10^3$ (com água) - $2,8 \times 10^4$ (seco)
Gabro	10^3 - 10^6
Gnáises (diversos)	$6,8 \times 10^4$ (com água) - 3×10^6 (seco)
Argilitos	10 - 8×10^2
Conglomerados	2×10^3 - 10^4
Arenitos	1 - $6,4 \times 10^8$
Argila molhada inconsolidadas	20
Argilas	1 - 100

Fonte: Modificado de Telford; Geldart; Sheriff (1990).

4.1.1.1 Arranjo Dipolo-Dipolo

O método da eletrorresistividade consiste em uma corrente elétrica sendo induzida no solo por meio de dois eletrodos denominados A e B e a diferença de potencial elétrico resultante sendo medida por um par de eletrodos denominados M e N (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

No método da eletrorresistividade a geometria da aquisição é fundamental para alcançar os resultados desejados, pois a forma como os eletrodos de corrente e potencial são dispostos, podem variar a investigação em subsuperfície (ORELLANA, 1972).

Sendo assim é importante calcular o fator geométrico (K) do arranjo, onde:

$$K = 2\pi G x \quad (5)$$

Onde:

G é a distância inicial entre os eletrodos, o mesmo varia de acordo com cada arranjo.

x é a distância entre os eletrodos AB e MN.

A partir do fator geométrico é possível calcular a resistividade aparente (ρ_a). A resistividade aparente é a resistividade não real, ou seja, a resistividade de uma determinada camada possui contribuições das demais camadas subsequentes. A mesma pode ser descrita, através da reformulação da Eq.1:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (6)$$

onde a diferença de potencial (ΔV) e corrente elétrica (I) medidos em volts (V) e ampères (A) respectivamente.

A técnica utilizada nesse trabalho é o Caminhamento Elétrico (CE) que fornece a variação tanto em profundidade quanto lateralmente da resistividade elétrica, obtendo-se assim, uma imagem 2D de subsuperfície (ORELLANA, 1972).

O arranjo a ser utilizado na técnica de caminhamento elétrico (CE) é o dipolo-dipolo. O levantamento de campo consiste em executar uma série de medidas mantendo-se fixo o espaçamento "a" dos dipolos de emissão (AB) e recepção (MN), aumentando-se a separação entre eles de acordo com um fator "na", como vemos na Figura 7 (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

Cada um destes afastamentos corresponde a um nível de investigação em profundidade. Quanto maior for esta distância, maiores profundidades poderão ser alcançadas (TELFORD; GELDART; SHERIFF, 1990).

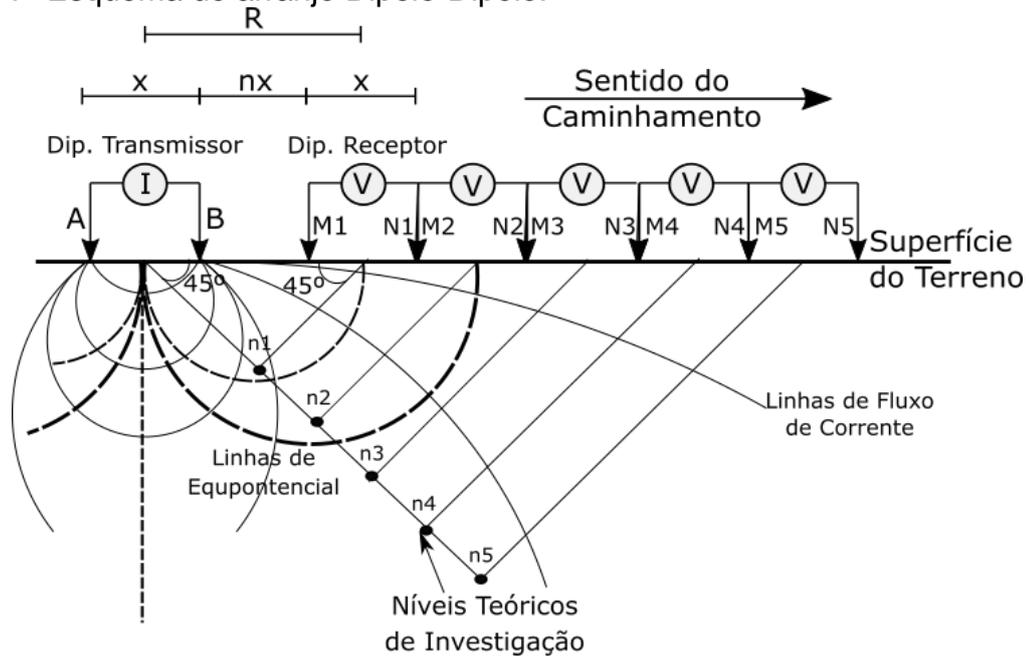
Para o arranjo dipolo-dipolo, o G é dado por $\frac{1}{\left(\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}\right)}$, onde o n é uma notação para discriminar os espaçamentos entre os eletrodos tanto de corrente como de potencial. E o fator geométrico K é dado por:

$$K = 2\pi \frac{1}{\left(\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}\right)} x \quad (7)$$

Para esse estudo temos o espaçamento $x=3$, portanto:

$$K = 2\pi \frac{1}{\left(\frac{1}{n} - \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}\right)} 3 \quad (8)$$

Figura 7- Esquema do arranjo Dipolo-Dipolo.



Fonte: Modificado de Orellana, 1972.

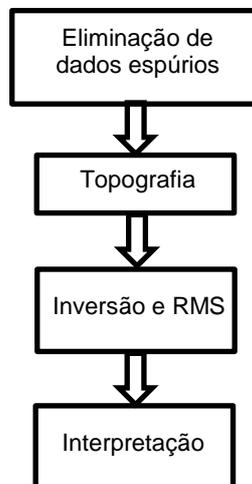
E a resistividade aparente ρ_a :

$$\rho_a = 6\pi \frac{1}{\left(\frac{1}{n} + \frac{2}{n+1} + \frac{1}{n+2}\right)} \frac{V}{I} \quad (9)$$

4.1.1.2 Processamento dos dados de eletrorresistividade

Os dados de eletrorresistividade geralmente possuem um fluxograma simples de processamento, como vemos na Figura 8.

Figura 8- Fluxograma de processamento geral dos dados de eletrorresistividade.



Fonte: Adaptado de Loke e Barker, 1996.

A eliminação de dados espúrios de eletrorresistividade é essencial para uma melhor visualização do dado bruto e das pseudoseções de resistividade aparente. Essa etapa consiste em filtrar os dados conforme a tendência geral dos dados (LOKE; BARKER, 1996).

A correção topográfica para os dados de eletrorresistividades é importante de acordo com a área de estudo, pois a topografia pode variar consideravelmente e influenciar nos resultados e interpretações desses dados.

A inversão produz um modelo de subsuperfície bidimensional a partir da pseudoseção de resistividade aparente. A inversão 2D dos dados de eletrorresistividade é baseado no método de mínimos quadrados com suavização forçada, baseado na equação:

$$(J^T J + uF)d = J^T g \quad (10)$$

onde $F = f_x f_x^T + f_z f_z^T$

f_x = filtro de nivelamento horizontal;

f_z =filtro de planicidade verticais;

J = matriz de derivadas parciais;

u =fator de amortecimento;

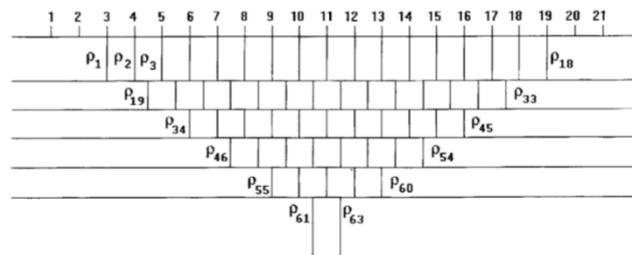
d =vetor de perturbação modelo;

g =vetor discrepância.

Uma vantagem deste método é que o fator de amortecimento e nivelamento dos filtros podem ser ajustados de acordo com os diferentes tipos de dados. O modelo 2D usado por este programa divide a área subsuperficial em blocos retangulares, método utilizado pelo *software* Res2dinv na Figura 9. O objetivo deste programa é determinar a resistividade dos 13 blocos retangulares a partir da resistividade aparente, que produzirão uma pseudoseção que concorda com os valores reais. Para Wenner e Schlumberger, a espessura da primeira camada dos blocos é fixado em 0,5 vezes o espaçamento de eletrodos. Para as matrizes pólo-pólo, dipolo-dipolo e pólo-dipolo, a espessura é ajustada para cerca de 0,9, 0,3 e 0,6 vezes o espaçamento entre os eletrodos, respectivamente. A espessura de cada

camada subsequente é normalmente mais profunda cerca de 10%. O método basicamente tenta reduzir a diferença entre a resistividade aparente e os valores o calculados e medidos, ajustando a resistividade dos blocos do modelo (GROOT-HEDLIN; CONSTABLE, 1990; SASAKI, 1992; LOKE; BARKER, 1996; ANDRADE, 2013).

Figura 9- Arranjo de Blocos do Modelo de Resistividade Aparente.



Fonte: Retirado de Loke & Barker, 1996.

O RMS (root mean square) error é o erro calculado pelo programa através das iterações da inversão do método de interpolação dos mínimos quadrados. Consiste em menores porcentagens, quando o modelo calculado, se aproxima da resistividade elétrica real. Para o programa Res2dinv, porcentagens inferiores a 10% são consideradas boas estimativas, quando correlacionados com a realidade geológica de cada área de estudo (LOKE; BARKER, 1996).

4.1.2 Radar de Penetração do Solo (GPR)

O GPR (*Ground Penetrating Radar*) é um método geofísico que se fundamenta na propagação e reflexão de ondas eletromagnéticas em altas frequências (1 MHz a 2,5 GHz). Os dados de GPR são obtidos através da movimentação das antenas transmissora e receptora ao longo de um perfil. A antena transmissora irradia pulsos eletromagnéticos para a subsuperfície e a antena receptora é a que registra os sinais refletidos na interface entre os alvos que apresentam o contraste de propriedades eletromagnéticas (permissividade dielétrica, condutividade elétrica e permeabilidade magnética). Esta energia refletida permite deduzir informações sobre alvos pontuais, estruturas inclinadas ou horizontais, de acordo com o formato do refletor (ANNAN, 2009).

Os fundamentos de GPR provêm de teoria eletromagnética (EM) que esta fundamentada nas equações de Maxwell. As equações de Maxwell descrevem matematicamente a física dos campos EM, enquanto as relações constitutivas quantificam as propriedades dos materiais. A combinação dos dois fornece as bases para descrever quantitativamente sinais GPR (ANNAN, 2009).

A equação de Maxwell abaixo (Eq.5) representa a Lei de Ampère, na qual expressa o campo magnético produzido por correntes elétricas:

$$\nabla \times \bar{H} = \bar{J} + \frac{\partial \bar{D}}{\partial t} \quad (11)$$

onde:

\bar{H} é a intensidade do campo magnético (A/m);

\bar{J} é o vetor densidade de corrente elétrica (A/m²);

\bar{D} é o vetor de deslocamento elétrico (C/m²);

e t é o tempo (s).

Já equação 6 representa a Lei de Faraday-Neumam-Lenz, onde o campo elétrico é produzido pela variação do campo indução magnético:

$$\nabla \times \bar{E} = -\frac{\partial \bar{B}}{\partial t} \quad (12)$$

onde:

\bar{E} é o vetor intensidade do campo elétrico (V/m);

\bar{B} é o vetor de densidade de fluxo magnético (T);

e t é o tempo (s).

Expressando o teorema de Gauss para a eletrostática (Eq.7) e o teorema de Gauss para a magnetostática (Eq.8), tem-se:

$$\nabla \cdot \bar{D} = q \quad (13)$$

$$\nabla \cdot \bar{B} = 0 \quad (14)$$

onde:

\bar{B} é o vetor de densidade do fluxo magnético (T);

\bar{D} é o vetor de deslocamento elétrico (C/m²);

q é a densidade de carga elétrica (C/m³);

t é o tempo (s);

Maxwell sucintamente resumiu o trabalho de numerosos pesquisadores nesta forma compacta. A partir dessas relações, todo clássico EM (indução, ondas de rádio, resistividade, teoria de circuitos, etc.) podem ser derivados quando combinados com o formalismo para caracterizar as propriedades elétricas do material (ANNAN, 2009).

As equações constitutivas são o meio de descrever a resposta de um material a campos EM. Essas equações (Eq. (9), (10) e (11)) fornecem uma descrição macroscópica (ou de comportamento médio) de como elétrons, átomos e moléculas respondem à aplicação de um campo EM, em termos matemáticos que são expressos da forma a seguir (ANNAN, 2009).

A equação 9 relaciona a densidade de corrente ao campo elétrico, conhecida como Lei de Ohm:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (15)$$

onde:

\vec{J} é o vetor densidade de corrente elétrica (A/m²);

\vec{E} é o vetor intensidade do campo elétrico (V/m);

σ é a condutividade elétrica- que caracteriza o movimento de carga livre (criando corrente elétrica) quando um campo elétrico está presente. A resistência ao fluxo de carga conduz à dissipação de energia.

A equação 10 apresenta outra relação constitutiva do meio que relaciona o campo elétrico à polarização:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (16)$$

onde:

\vec{D} é o vetor de deslocamento elétrico (C/m²);

\vec{E} é o vetor intensidade do campo elétrico (V/m);

ϵ é a permissividade dielétrica- que caracteriza o deslocamento de carga em uma estrutura material para a presença de um campo elétrico.

A última relação constitutiva (Eq.10) do meio relaciona o campo magnético e o campo de indução magnética:

$$\bar{B} = \mu \bar{H} \quad (17)$$

onde:

\bar{B} é o vetor de densidade do fluxo magnético (T);

\bar{H} é a intensidade do campo magnético (A/m);

μ é a permeabilidade magnética- que descreve como os momentos magnéticos atômicos e moleculares intrínsecos respondem a um campo magnético.

Para GPR, a permissividade dielétrica é uma propriedade física importante por ter baixas variações nas rochas, sendo que o Radar de Penetração do Solo possui mais aplicabilidade em materiais de baixa perda elétrica. Mais frequentemente, os termos permissividade relativa ou "constante dielétrica" são utilizados e definidos como (ANNAN, 2009):

$$k = \frac{\epsilon}{\epsilon_0} \quad (18)$$

onde:

ϵ_0 é a permissividade do vácuo, $8,89 \times 10^{-12}$ F/m.

O radar de penetração do solo explora o caráter ondulatório dos campos EM. As equações de Maxwell descrevem um conjunto acoplado de campos elétricos e magnéticos variáveis no tempo. Dependendo da magnitude relativa da perda de energia (associada à condutividade) e ao armazenamento de energia (associado à permissividade e permeabilidade), os campos podem difundir ou propagar-se como ondas (ANNAN, 2009).

O radar de penetração do solo é viável quando as condições geológicas produzem uma resposta ondulatória. O caráter da onda torna-se evidente quando as equações de Maxwell são reescritas para eliminar o campo elétrico ou o campo magnético (ANNAN, 2009).

Voltando então nas equações de Maxwell (Eq.5 e 6) e substituindo as relações constitutivas tem-se:

$$\bar{\nabla} \times \bar{H} = \sigma \bar{E} + \frac{\partial(\epsilon \bar{E})}{\partial t} \quad (19)$$

$$\bar{\nabla} \times \bar{E} = -\frac{\partial(\mu \bar{H})}{\partial t} \quad (20)$$

Supondo que os campos \vec{E} e \vec{H} variam harmonicamente com o tempo na forma $e^{i\omega t}$, $\partial/\partial t = i\omega$, onde $\omega = 2\pi f$, sendo f a frequência (Hz), combinamos as equações de Maxwell por manipulação algébrica, resultando na equação da onda, aplicando-se o operador rotacional:

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu(\nabla \times \vec{H}) \quad (21)$$

$$\nabla \times \nabla \times \vec{E} = -i\omega\mu(\sigma + i\omega\varepsilon)\vec{E} \quad (22)$$

Esse é o regime do qual se enquadra a maioria dos métodos EM.

As principais propriedades da onda eletromagnética são velocidade (v), atenuação (α) e impedância (Z) (ANNAN, 2009). Todas as propriedades de ondas apresentam comportamento semelhante. Em baixas frequências, as propriedades da onda dependem de $\sqrt{\omega}$, o que é indicativo do comportamento do campo difusivo. Em altas frequências, as propriedades tornam-se independentes da frequência (ε , μ e σ). O comportamento de alta frequência é o caráter de maior importância para o GPR, pois o método é baseado na propagação de ondas de altas frequências.

A velocidade de propagação da onda eletromagnética (v (cm/ns)) emitida pelo radar é conduzida pela permissividade dielétrica relativa (ε_r) e a permeabilidade magnética relativa (μ_r) do material atravessado. Entretanto μ_r assume o valor igual a 1, por ser considerado insignificante na maior parte dos materiais geológicos. Temos então a Eq.17 (NEAL, 2004):

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (23)$$

onde:

c é a velocidade da luz no vácuo (3×10^8 m/s).

De acordo com as propriedades eletromagnéticas, Annan (1992) desenvolveu uma tabela (Tabela 2) compilando valores de constantes dielétricas, condutividade elétrica, e velocidades das rochas apresentadas. Esses valores servirão como base para correlação de velocidades semelhantes nos perfis deste trabalho.

A velocidade selecionada na aquisição dos dados de GPR foi de 10 m/ns, pois é a velocidade próxima a encontrada na barra fluvial (areia seca).

Tabela 2- Propriedades físicas de alguns materiais.

Rochas	Constante Dielétrica	Condutividade elétrica (mS/m)	Velocidade (cm/ns)
Areia seca	3-5	0,01	10
Areia saturada	20-30	0,1-1	6
Argila	5-40	2-1000	6
Granito	4-6	0,01-1	13

Fonte: Adaptado de Annan, 1992.

As propriedades físicas permissividade dielétrica (ϵ_r) e a permeabilidade magnética (μ_r), ambas relativas, são utilizadas para definir a impedância intrínseca de um material (Z (Ω)), dada por:

$$Z = \sqrt{\frac{\mu_r}{\epsilon_r}} = \frac{Z_0}{\sqrt{k}} \quad (24)$$

onde Z_0 (Ω) = $\sqrt{\frac{\mu_0}{\epsilon_0}} = 377$ - Impedância no espaço livre.

A constante de atenuação (α) agrupa todas as propriedades eletromagnéticas (ϵ , μ e σ) e é importante para o estudo de GPR, pois governa a atenuação das ondas no meio. Descrevemos a mesma como (ANNAN, 2009):

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \quad (25)$$

O número de onda (k) é o termo que agrupa as propriedades físicas das rochas. Em altas frequências o k é escrito em (BORGES, 2002):

$$k = \alpha + i\beta \quad (26)$$

Onde, α é a constante de atenuação na parte real; β ($\beta = \omega\sqrt{\mu\epsilon}$) é a constante de propagação na parte imaginária.

À medida que a onda eletromagnética se propaga através de um meio, a sua amplitude (A) mostra um declínio exponencial a partir do seu valor inicial (A_0) à medida que viaja distância d , como se segue (NEAL, 2004):

$$A = A_0 e^{-\alpha d} \quad (27)$$

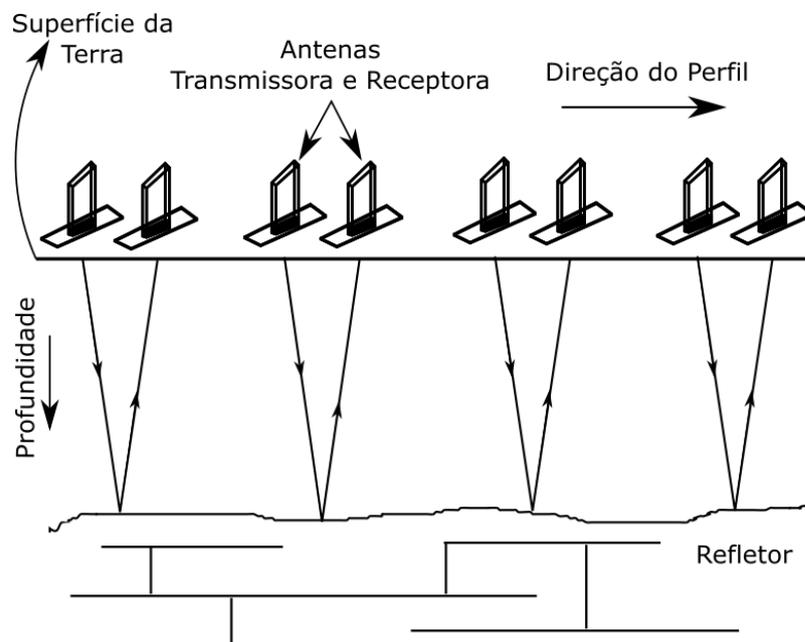
onde, α é a constante de atenuação.

4.1.2.1 Arranjo *Common Offset*

O método eletromagnético GPR consiste em um pulso eletromagnético que é emitido por uma antena transmissora se propagando pelo subsolo até encontrar um horizonte com contraste nas propriedades dielétricas (constante dielétrica). Desta maneira parte do pulso é refletida para a superfície e parte é transmitida, se propagando em subsuperfície. A onda refletida é recebida pela antena receptora, amplificada, digitalizada, e armazenada na memória da unidade controladora (computador) (ANNAN, 2009).

O arranjo utilizado neste trabalho foi o “*Common Offset*” (Figura 10) que obtém uma seção contínua em profundidade, com traço zero offset, análogo a uma seção sísmica convencional. Consiste no deslocamento simultâneo da antena emissora e da antena receptora, mantendo uma distância fixa entre elas obtendo-se uma seção contínua de imageamento sob a linha de deslocamento (ANNAN, 1992).

Figura 10- Esquema do arranjo *Common Offset*.



Fonte: Modificado Annan, 1992.

4.1.2.2 Processamento dos dados de GPR

O processamento de dados concentra-se nas áreas destacadas no fluxograma de processamento (Figura 11): edição de dados, processamento e interpretação.

Figura 11- Fluxograma de processamento geral dos dados de GPR.



Fonte: Adaptado de Annan, 2009.

Os dados de Radar de Penetração do solo geralmente são convertidos para um formato .DZT para ser possível à visualização em demais *softwares* de processamentos. Os *softwares* mais utilizados são o ReflexW, Radan e Prism2.

O processamento *Dewow* consiste em remover ruídos de baixa frequência, na qual campos próximos ao transmissor contêm essa energia de baixa frequência, que são associada a campos eletrostáticos e indutivos, que se deterioram rapidamente com a distância. Essa energia de baixa frequência geralmente produz uma componente que varia lentamente no tempo para os dados de campo medido. Esta energia faz com que o nível de base do sinal recebido se incline para baixo (ANNAN, 2009).

Os sinais de radar são rapidamente atenuados à medida que se propagam em subsuperfície. O ganho é aplicado para aumentar as amplitudes dos sinais mais fracos devido ao aumento do tempo de propagação do sinal e à atenuação progressiva. Ganho é uma escala de variação, e é utilizado de acordo com cada caso (ANNAN, 2009).

A remoção do ruído de fundo (subtração média) subtrai o traço principal de um número específico de traços em uma janela definida, com a finalidade de remover bandas horizontais (devido ao ruído ambiental, como interferência eletromagnética, e as reflexões de superfície), ressaltando, assim, eventos profundos. A filtragem passa-banda usa transformada de Fourier para isolar uma parte limitada do espectro, eliminando assim ruídos de alta e baixa frequência, através de um filtro trapezoidal. O filtro zera as frequências com amplitudes abaixo e acima das frequências especificadas, mantendo amplitudes entre as frequências específicas (no caso, a frequência central é a da antena, ou seja, 200 MHz) (ANNAN, 2009).

Devido à profundidade de exploração superficial do GPR, a compensação da topografia é muitas vezes importante. Para pequenas variações de superfície, os traços se deslocam no tempo e podem compensar em grande parte as variações topográficas (ANNAN, 2009).

A migração é a deconvolução espacial, que reposiciona os refletores para sua posição real. O objetivo é reconstruir a distribuição geométrica corretamente da reflectância do radar da subsuperfície. A migração requer conhecimento da velocidade, o que muitas vezes o torna um processo iterativo, pois a velocidade do fundo é ajustada iterativamente para otimizar a imagem. Vários tipos de migração (Kirchhoff, Stolt, tempo reverso e diferença finita) são possíveis. A migração para o GPR tenta compensar a diretividade da antena (ANNAN, 2009).

4.2 Coleção de dados geofísicos

Para a aquisição dos dados de Eletrorresistividade foi utilizado o eletrorresistímetro SYSCAL – PRO (Figura 12), da fabricante *Iris Instrument* e para a aquisição dos dados de GPR foi utilizada a antena de frequência de 200 MHz da fabricante IDS® (Figura 13), ambos equipamentos pertencentes à UNIPAMPA.

Figura 12- (A) Aquisição com o eletrorresistivímetro Syscal, (B) eletrorresistivímetro Syscal.



Fonte: da autora.

Figura 13- Conjunto de GPR, Antena de 200 MHz, carrinho e notebook.



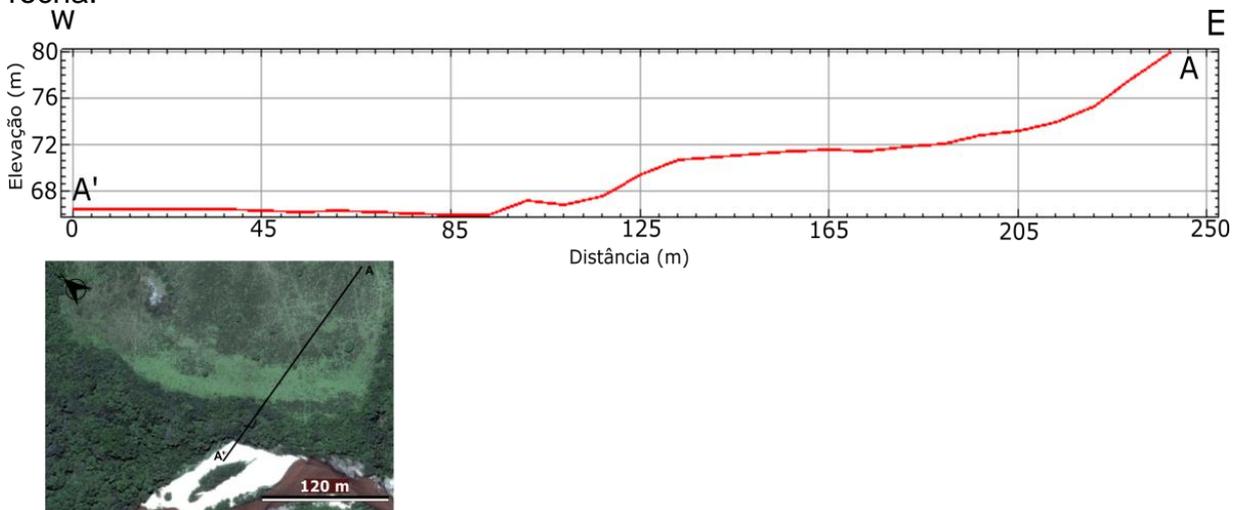
Fonte: da autora.

Em um primeiro momento foi realizado o levantamento topográfico com estação total para detalhamento da morfologia do terreno em ambas as áreas (Figura 14 e 15). A topografia auxiliou na delimitação da morfologia da planície de inundação de ambas as áreas, como também realçou a intersecção da rocha e da planície na área 2.

O perfil topográfico da área 1 (Figura 14) mostra de 0 a 45 m uma área com pouca variabilidade morfológica que corresponde à parte arenosa e cascalhosa

inconsolidada da barra fluvial. Entre 45 e 85 m nota-se a presença dos depósitos de planície de inundação saturados também com pouca variabilidade topográfica. Entre 85 e 135 m nota-se a presença de taludes que representam terraços fluviais de planície de inundação de composição areno-lamosa, contendo clastos dispersos bem como a presença de blocos e matacões acoplados as rochas do embasamento. Entre 125 e 240 m percebe-se valores mais elevados de cota topográfica que estão relacionados a rochas metagranitóides do escudo. Em superfície apresenta clastos dispersos, blocos e matacões e afloramentos de rocha em superfície, principalmente na porção superior.

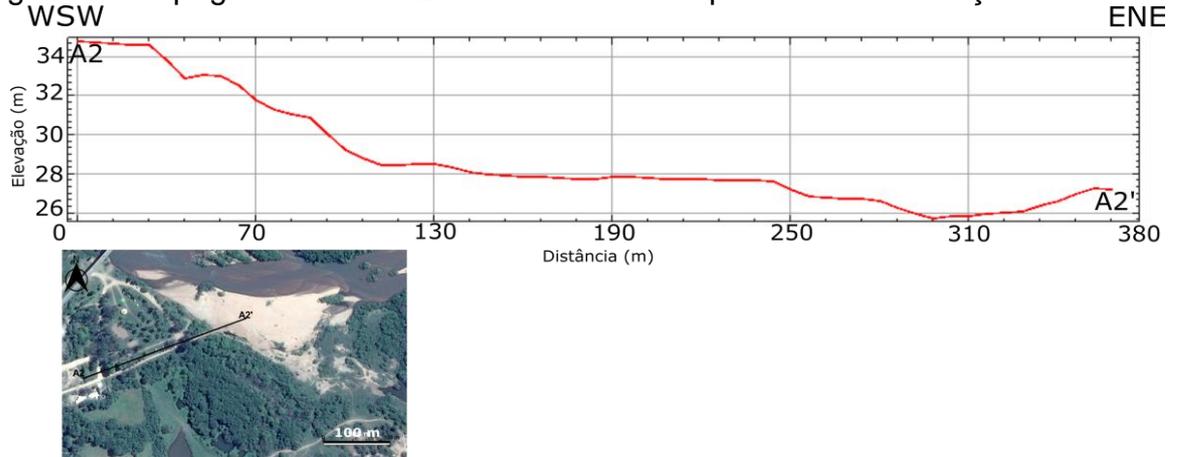
Figura 14- Topografia da área 1 sobre a planície de inundação e intersecção com a rocha.



Fonte: Elaborado pela autora.

No perfil topográfico da área 2 (Figura 15) de 0 a 130 m percebe-se um talude que representa a porção superior dos terraços fluviais mais elevados e retrabalhados. Apresenta composição areno-lamosa, com clastos dispersos, blocos e matacões. Entre 130 e 290 m nota-se uma morfologia mais suave representando a porção dos terraços fluviais mais baixos da planície de inundação. Esta área apresenta composição areno-lamosa, contendo clastos dispersos bem como a presença de blocos e matacões. Na distância entre 290 e 330 m do perfil, correspondem a porções mais baixas da planície de inundação contendo áreas alagadas anterior à barra fluvial de composição areno-lamosa. De 330 a 380 m uma área com pouca variabilidade morfológica que corresponde à parte arenosa e cascalhosa inconsolidada da barra fluvial.

Figura 15- Topografia da área 2 sobre o talude e a planície de inundação.



Fonte: Elaborado pela autora.

Na Área 1 foi realizado um perfil de Caminhamento Elétrico de 204 metros (A'-A) (Figura 16). Também foram realizadas duas linhas de GPR (B-B' e C-C') (Figura 16), ambas as linhas paralelas à barra fluvial, de modo a se obter seções longitudinais. A Tabela 3 reúne as configurações utilizadas para as aquisições dos dados.

Figura 16-Esquema da aquisição de dados de Eletroresistividade e GPR na Área 1.



Fonte: Elaborado pela autora- Google Earth Pro (Raster).

Tabela 3- Configurações utilizadas na aquisição dos dados de GPR na área 1.

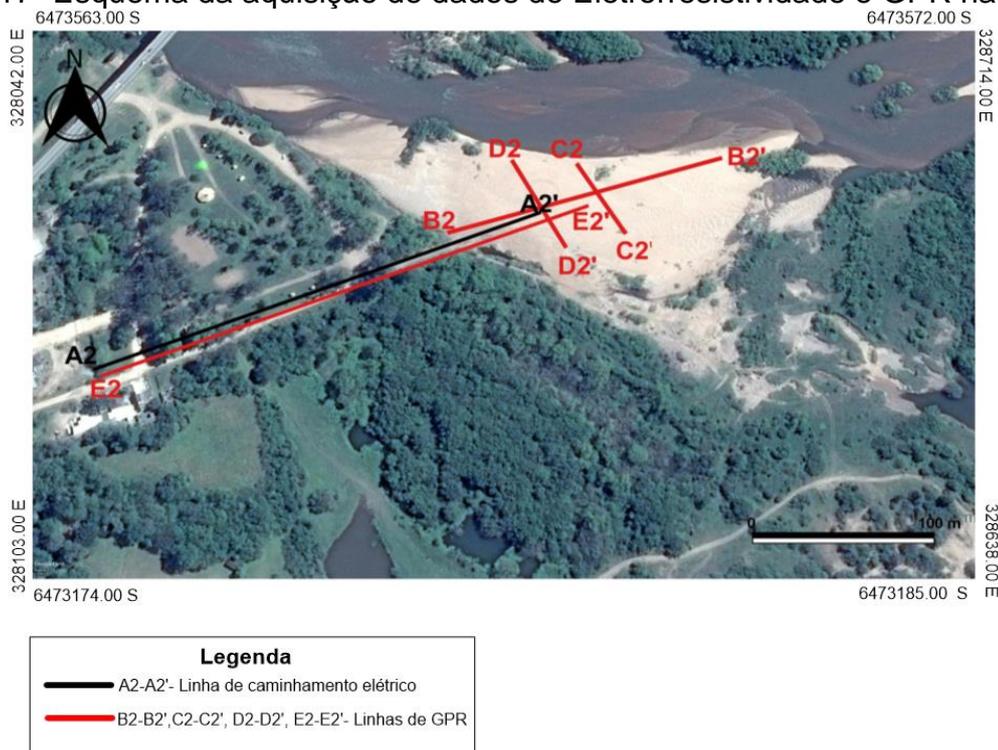
Perfil (200 MHz)	Janela de amostragem (ns)	Amostras	Distância (m)	Velocidade de aquisição (m/ns)	Obs
B-B'	240	512	32	10	Paralela à barra fluvial
C-C'	240	512	53	10	Paralela à barra fluvial

Fonte: Elaborado pela autora.

Não foi realizada uma linha de GPR sobre o perfil A-A', pois o local era de difícil acesso, e impossibilitava a passagem do equipamento de GPR.

Na Área 2 foi realizado um perfil de Caminhamento Elétrico de 312 metros (A2-A2') (Figura 17). Também foram realizadas sete linhas de GPR (B2-B2', B2'-B2, C2-C2', C2'-C2, D2-D2', D2'-D2' e E2-E2') (Figura 17), paralelas e perpendiculares à barra fluvial de modo a se obter seções longitudinais e transversais. A Tabela 4 reúne as configurações utilizadas para as aquisições dos dados.

Figura 17- Esquema da aquisição de dados de Eletrorresistividade e GPR na Área 2.



Fonte: Elaborado pela autora- Google Earth Pro (Raster).

Tabela 4- Configurações utilizadas na aquisição dos dados de GPR na área 2.

Perfil (200 MHz)	Janela de amostragem (ns)	Amostras	Distância (m)	Velocidade de aquisição (cm/ns)	Obs
B2-B2'	240	512	115	10	Paralela à barra fluvial
B2'-B2	320	1024	115	10	Paralela à barra fluvial
C2-C2'	240	512	48	10	Da margem estável para o rio
C2'-C2	320	1024	48	10	Do rio para a margem estável
D2-D2'	320	1024	78	10	Da margem estável para o rio
D2'-D2	240	512	78	10	Do rio para a margem estável
E2-E2'	320	1024	350	10	Início no talude/Paralela à barra fluvial

Fonte: Elaborado pela autora.

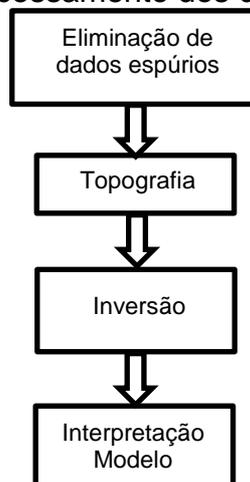
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 Eletrorresistividade

5.1.1 Processamento

Para o processamento dos dados de eletrorresistividade deste trabalho, foram seguidas as etapas apresentadas dispostas na Figura 18.

Figura 18- Fluxograma de processamento dos dados de eletrorresistividade.



Fonte: Elaborado pela autora.

(1^o) Os dados brutos do Syscal, foram carregados na interface do programa Prosys II clicando em *File-> Nome do arquivo (.bin)*, como pode ser visto na Figura 19.

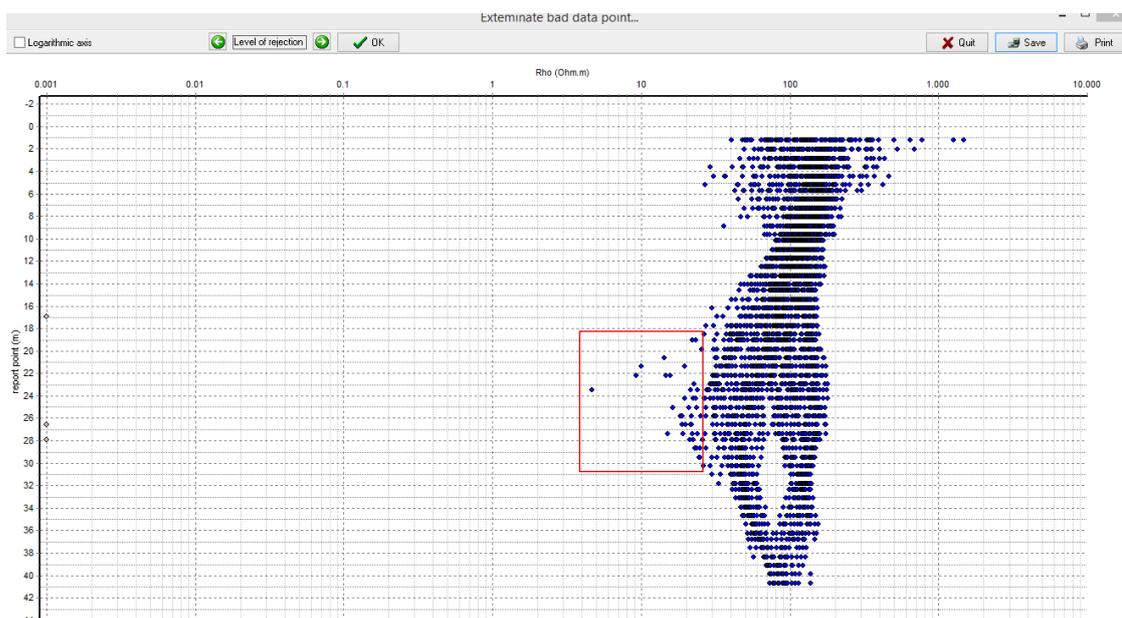
Figura 19- Interface do Software Prosys II, com os dados brutos carregados.

#	El-array	Spa.1	Spa.2	Spa.3	Spa.4	Rho	Dev.	M	Sp	Vp	In	
<input checked="" type="checkbox"/>	1	Dipole Dipole	0.00	3.00	6.00	9.00	93.98	0.00	0.00	65.72	-655.671	394.523
<input checked="" type="checkbox"/>	2	Dipole Dipole	0.00	3.00	9.00	12.00	71.73	0.04	0.00	-13.65	-125.102	394.523
<input checked="" type="checkbox"/>	3	Dipole Dipole	0.00	3.00	12.00	15.00	57.38	0.10	0.00	-169.14	-40.033	394.523
<input checked="" type="checkbox"/>	4	Dipole Dipole	0.00	3.00	15.00	18.00	55.99	0.00	0.00	15.22	-19.531	394.523
<input checked="" type="checkbox"/>	5	Dipole Dipole	0.00	3.00	18.00	21.00	36.58	0.00	0.00	5.70	-7.291	394.523
<input checked="" type="checkbox"/>	6	Dipole Dipole	0.00	3.00	21.00	24.00	57.42	0.00	0.00	11.60	-7.154	394.523
<input checked="" type="checkbox"/>	7	Dipole Dipole	0.00	6.00	24.00	30.00	48.78	0.00	0.00	-10.22	-17.608	408.258
<input checked="" type="checkbox"/>	8	Dipole Dipole	0.00	6.00	30.00	36.00	56.41	0.00	0.00	-131.19	-10.181	408.258
<input checked="" type="checkbox"/>	9	Dipole Dipole	0.00	6.00	36.00	42.00	36.20	0.00	0.00	77.78	-3.734	408.258
<input checked="" type="checkbox"/>	10	Dipole Dipole	0.00	6.00	27.00	33.00	55.30	0.00	0.00	-104.30	-13.825	408.219
<input checked="" type="checkbox"/>	11	Dipole Dipole	0.00	6.00	33.00	39.00	51.86	0.00	0.00	2.18	-6.981	408.219
<input checked="" type="checkbox"/>	12	Dipole Dipole	0.00	6.00	39.00	45.00	67.75	0.00	0.00	-163.73	-5.472	408.219
<input checked="" type="checkbox"/>	13	Dipole Dipole	0.00	9.00	42.00	51.00	114.10	0.00	0.00	52.70	-18.793	451.578
<input checked="" type="checkbox"/>	14	Dipole Dipole	0.00	9.00	51.00	60.00	104.89	0.00	0.00	-3.51	-9.503	451.578

Fonte: Elaborado pela autora.

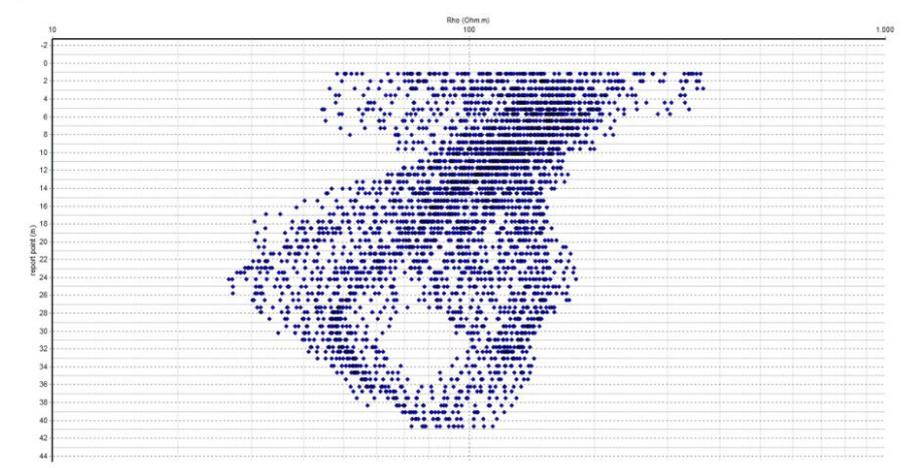
2^o) Foi então observada à tendência dos dados (Figura 20), para que pudesse eliminar os pontos fora da curva de tendência (Eliminação de dados espúrios), clicando em *Processing->Exteminate bad dat point*, buscando deixar a curva suave (Figura 21), sem interferir nos resultados, como é visto na Figura.

Figura 20- Dados brutos antes da etapa de filtragem. O retângulo vermelho descreve os pontos fora da curva de tendência.



Fonte: Elaborado pela autora.

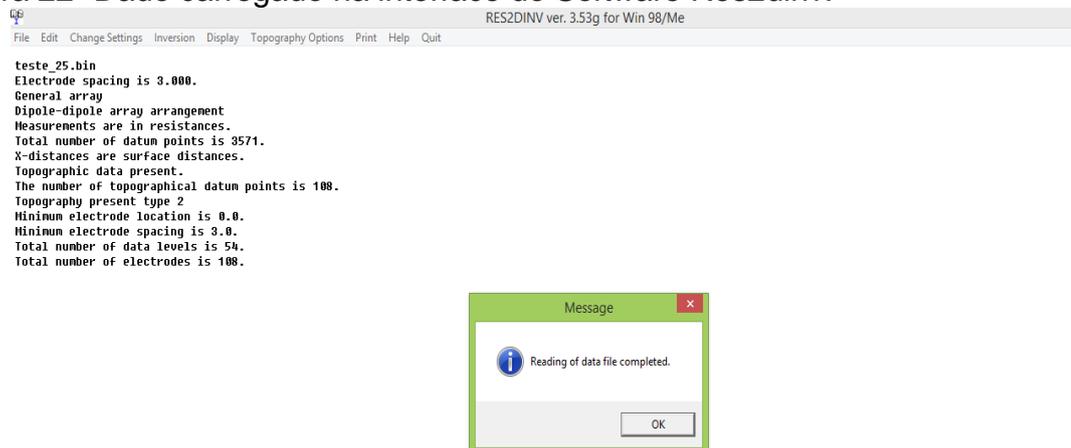
Figura 21- Dados filtrados.



Fonte: Elaborado pela autora.

3º) Inseriu-se a topografia no dado através do Prosys II clicando em *Processing->insert topography* (Topografia). Após esse passo os dados foram salvos em formato Res2dinv, e carregados na interface do programa (Figura 22), clicando em *File-> Read data file -> Nome do arquivo (.dat)*, a qual foi apresentado os dados e o cabeçalho com as informações do arquivo (arranjo, espaçamento, número de dados, entre outros).

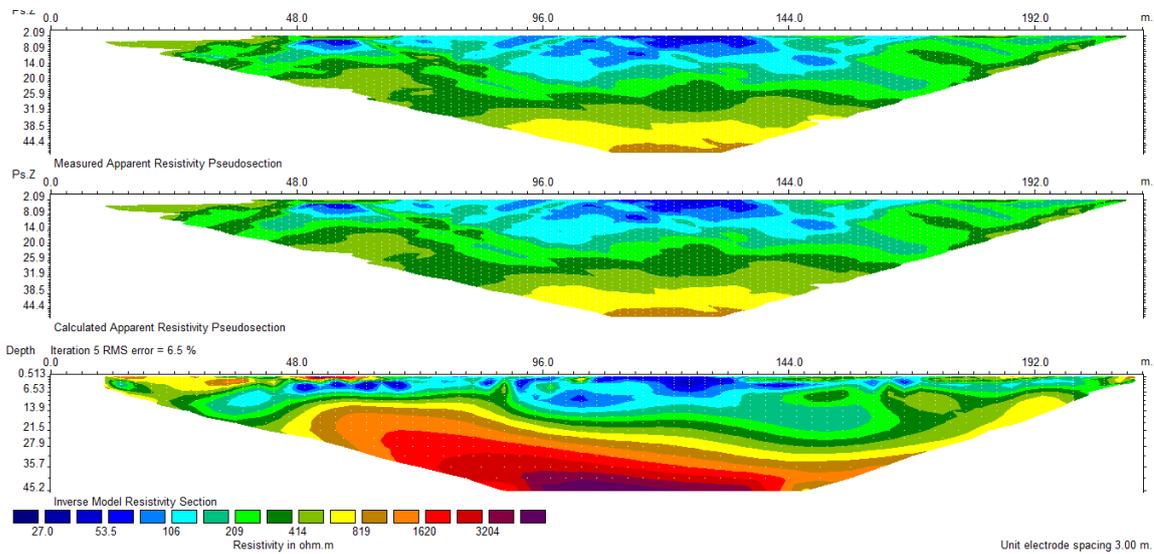
Figura 22- Dado carregado na interface do Software Res2dinv.



Fonte: Elaborado pela autora.

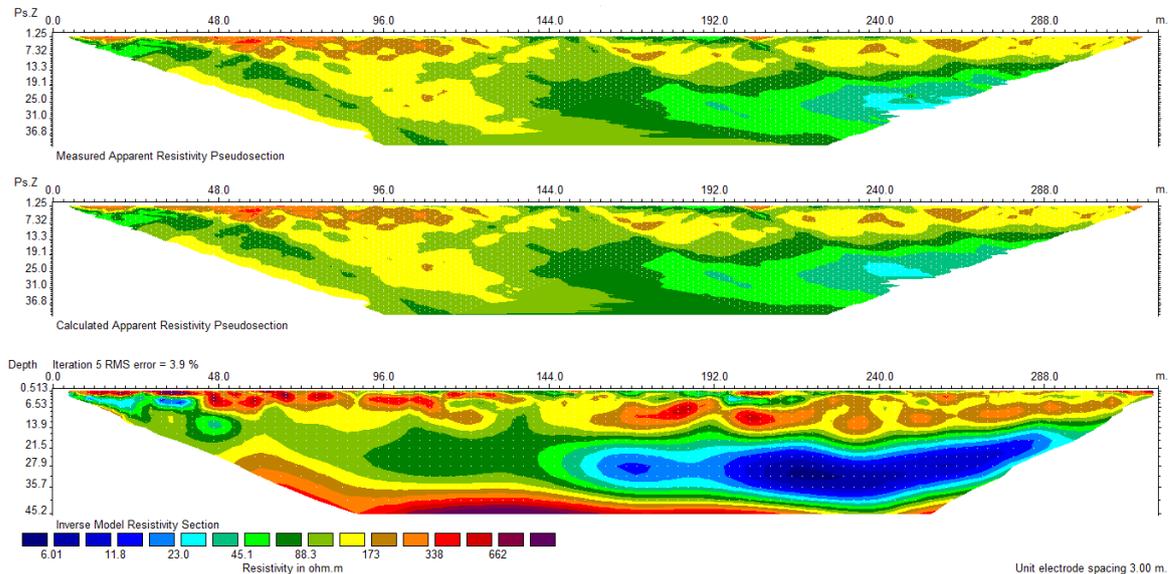
4º) Depois de carregados, os dados passaram pela inversão, clicando em *Inversion-> Least-squares inversions* (Inversão), gerando pseudoseções, e um modelo de resistividade real para as áreas 1 e 2 (Figuras 23 e 24 respectivamente).

Figura 23- Perfis Bidimensionais gerados após a inversão dos dados. a) Perfil de resistividade aparente medida; b) Perfil de resistividade aparente calculada e c) Modelo de inversão resultando em resistividade real.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 24- Perfis Bidimensionais gerados após a inversão dos dados. a) Perfil de resistividade aparente medida; b) Perfil de resistividade aparente calculada e c) Modelo de inversão resultando em resistividade real da área 1.



Fonte: Elaborado pela autora.

5º) Por fim, foi acrescentado ao perfil de resistividade real, a topografia, clicando em *Display-> Show inversion results*, será aberto uma nova interface, então se clica em *File-> Read file with inversion results->* nome do arquivo salvo (.dat)-> *display section-> include topography in model display*, gerando assim o perfil com topografia.

5.1.2 Interpretação

As interpretações consistem em correlacionar as variações de resistividades elétricas reais e atribuir aos distintos litotipos que ocorrem nesta área.

Na área 1 observa-se uma variação de resistividade de 20 a 4000 (Ωm) (Figura 25).

A figura 25 representa à linha A'-A. Na linha A'-A resistividades elétricas entre 1000 e 4000 (Ωm) foram atribuídas como topo da rocha sã, referentes a altos valores de resistividade, anteriormente citados na Tabela 1. São encontradas em uma distância de 50-168 m, e 15-46 m de profundidade. Próximo a 48 m de distância do início do perfil, há uma anomalia pertencente à variação de resistividade de 1000 a 4000 (Ωm), atribuída a um acúmulo de blocos e matacões que elevam a resistividade (observados em campo).

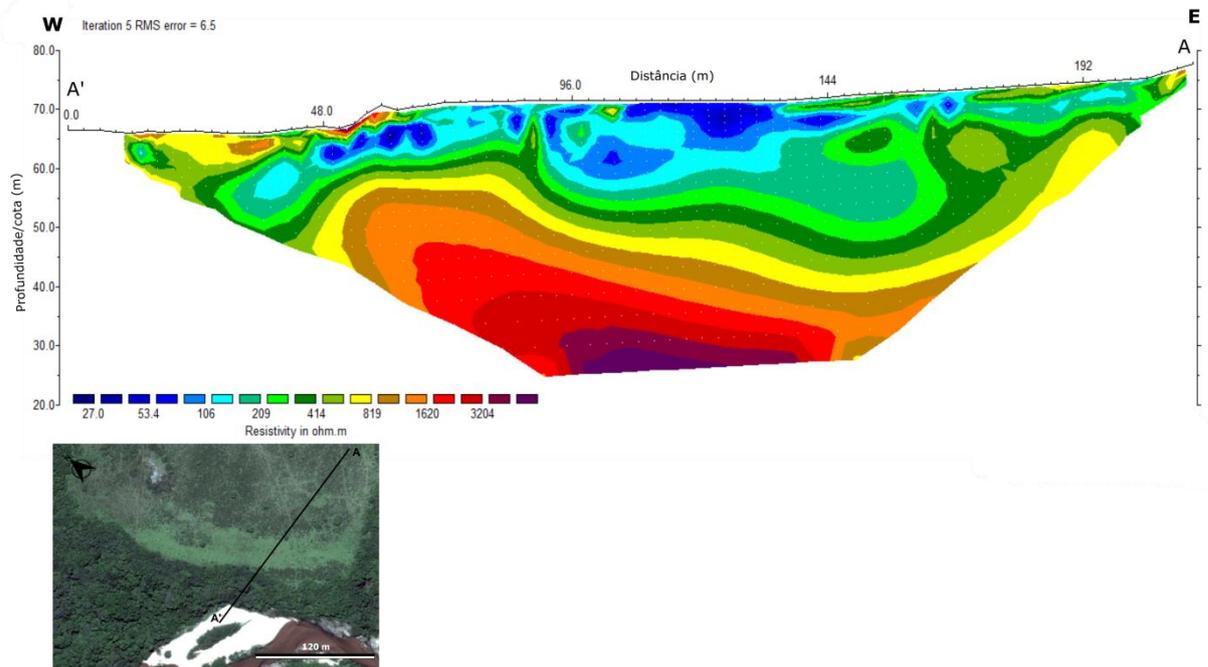
Resistividades elétricas entre 400 e 1000 (Ωm) podem ser classificadas como rochas alteradas. Esses valores podem ser encontrados em uma distância de 48-195 m e em uma profundidade de 14-30 m. Valores referentes ao início do perfil, 0-30 m de distância e 0-6 m de profundidade, diferem dessa classificação. Tais resistividades, são correlacionadas com os depósitos de areias inconsolidadas (barra fluvial), que possuem valores de resistividade mais altos, pelo fato de dificultar a penetração da corrente e dissipar a energia quando em contato com nível do rio.

Resistividades elétricas entre 100 e 400 (Ωm) podem indicar saprólitos com variações de saturação e/ou presença de blocos e matacões. Resistividades próximas a 400 Ωm , com distâncias de 25-216 m e 14-25 m de profundidade, indicam menor saturação e/ou presença de blocos.

Resistividades próximas de 100 Ωm , com distâncias de 15-150 m e 10-14 m de profundidade foram atribuídas a uma maior saturação do saprólito e sem a presença de blocos que aumentam as resistividades. É possível observar que quanto mais distante da planície de inundação, ou seja, em direção ao final do perfil, os solos saprólitos com menor saturação são encontrados mais próximos da superfície, situação essa observada em campo.

Resistividades elétricas entre 20 e 100 (Ωm) foram classificadas como depósitos saturados em água, classificados referente à planície de inundação, em uma distância de 48-72 m, e profundidade em 5-7 m. Próximo a uma distância de 85-144 m, com uma profundidade de 0-14 m, valores de resistividades entre 20 e 100 (Ωm) podem ser indicativo de depósitos saturados, classificados referente aos saprólitos.

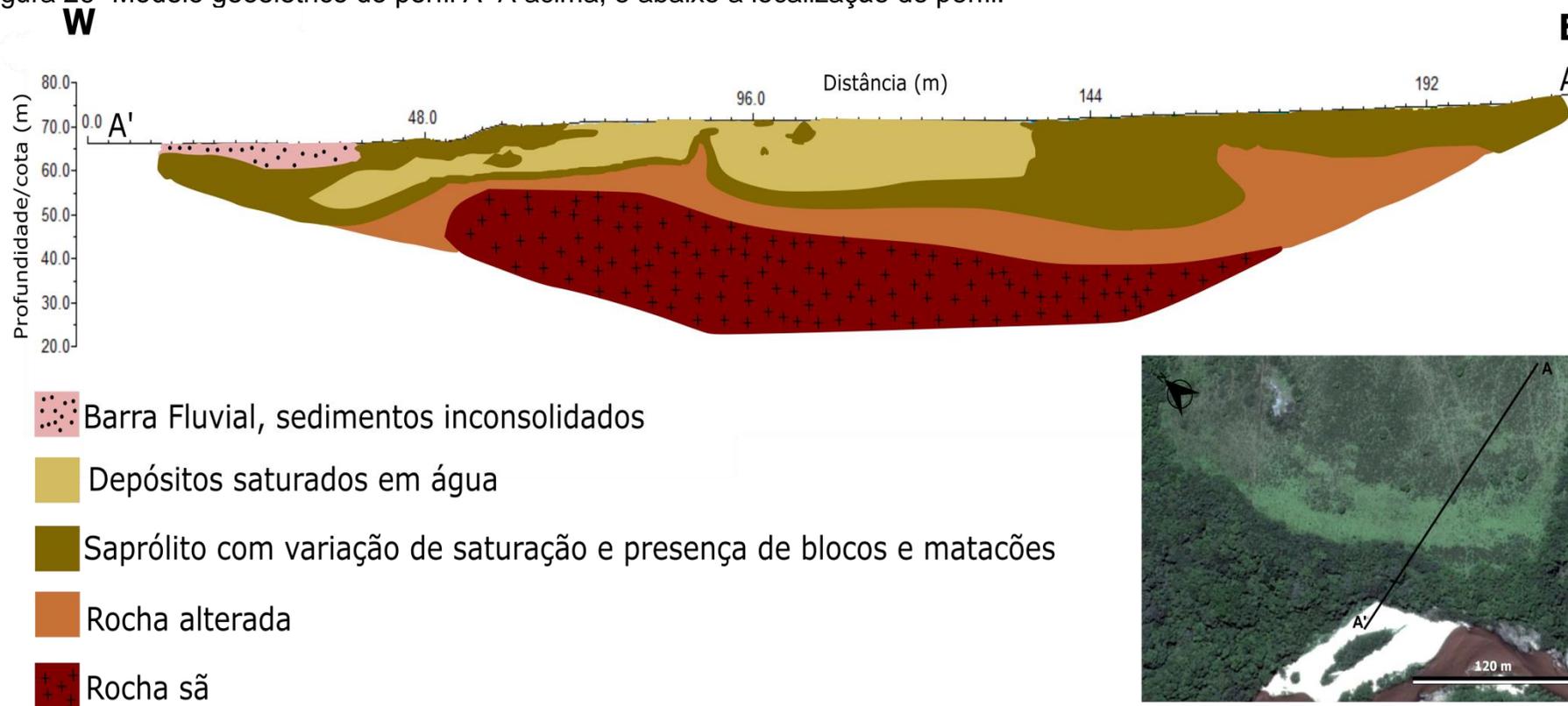
Figura 25- A imagem acima apresenta o modelo de inversão de resistividade real da Área 1, e a imagem abaixo destaca a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora.

Após a interpretação das resistividades elétricas, foi elaborado um modelo geológico-geofísico (geoeletrico) da área 1. Levando em consideração para a confecção as isolinhas do modelo de inversão (Figura 26).

Figura 26- Modelo geolétrico do perfil A'-A acima, e abaixo a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora.

Na área 2 observa-se uma variação de resistividade de 5 a 1000 (Ωm) (Figura 27).

A figura 25 representa a linha A2-A2'. Na linha A2-A2' resistividades entre 400 e 1000 (Ωm) são indicativos de rochas alteradas, encontradas a partir de 35 m de profundidade, a uma distância de 96-198 m de distância. Os valores de resistividade elétrica entre 400 e 1000 (Ωm), nas distâncias de 0-46 m, e nas profundidades de 0-3 m, podem ser classificados como um acúmulo de blocos e matacões, que provavelmente foram transportados da área a montante do rio.

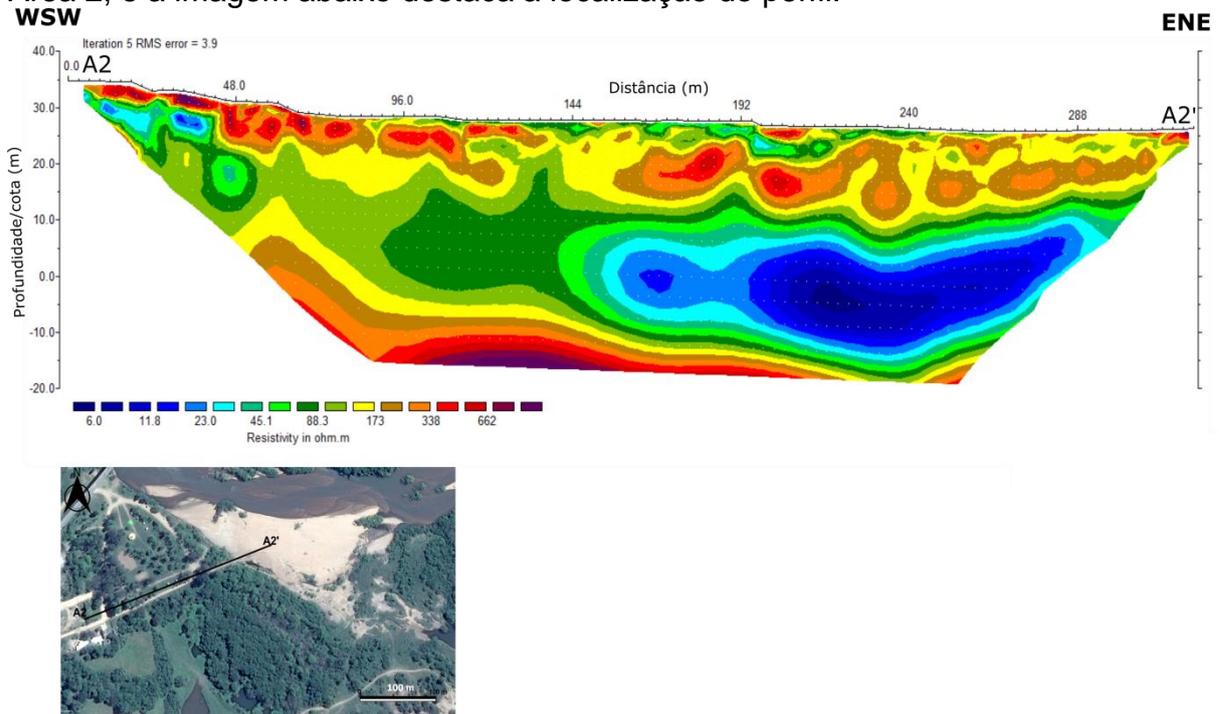
A uma distância de 194 m do início do perfil, é notável uma anomalia de alta resistividade, tal anomalia pode ser classificada como presença de blocos e cascalhos. Tais fragmentos foram observados durante as atividades de campo.

Resistividades entre 100 e 400 (Ωm) podem estar relacionadas à presença de depósitos arenosos inconsolidados e cascalhosos inativos, a uma distância de 46-270 m e a uma profundidade de 0-15 m. Esses depósitos possuem maiores concentrações de areia, fazendo com que os valores de resistividades sejam maiores, quando relacionados aos depósitos saturados.

Valores entre 100 e 400 (Ωm) também podem estar relacionados à barra fluvial ativa (depósitos de areias inconsolidadas e cascalhosas), que possuem valores de resistividade mais altos, pelo fato de dificultar a penetração da corrente e dissipar a energia quando em contato com nível do rio. Resistividades entre 100 e 400 (Ωm), em maiores profundidades (25-44 m), e a uma distância de 48-192 m, podem ser classificadas como saprólitos com variação de saturação.

Resistividades entre 5 e 100 (Ωm) podem ser classificadas como depósitos saturados em água. Menores valores de resistividades elétricas (5-40 Ωm), podem estar correlacionados com depósitos mais saturados, com maiores concentrações de lamas e argilas, em uma distância de 144-288 m, e uma profundidade de 13-40 m. Maiores valores de resistividades elétricas (40-100 Ωm), localizadas a 0-144 m de distância e 5-25 m de profundidade, podem estar relacionados ao talude, e/ou depósitos menos saturados com maiores concentrações de areia que aumentam os valores de resistividade.

Figura 27- A imagem acima apresenta o modelo de inversão de resistividade real da Área 2, e a imagem abaixo destaca a localização do perfil.

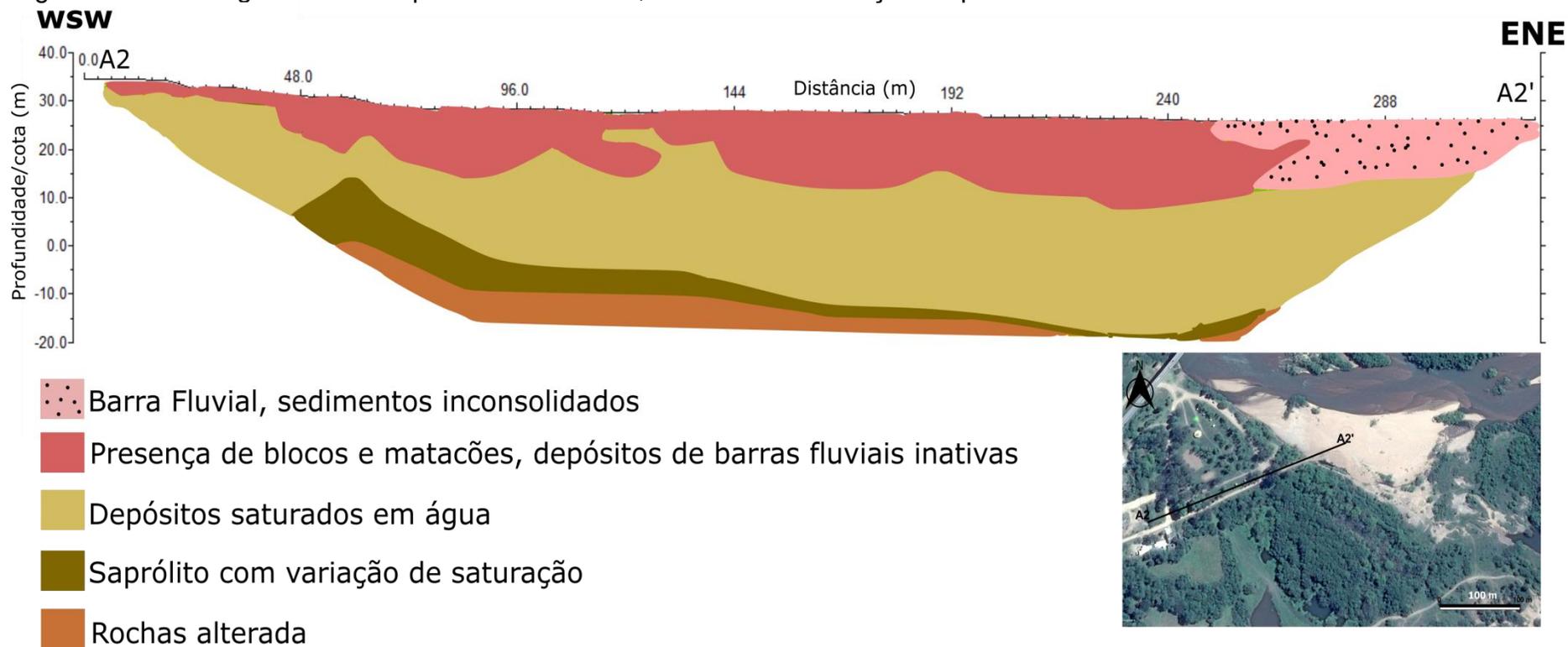


Fonte: Elaborado pela autora.

Após a interpretação das resistividades elétricas, foi elaborado um modelo geológico-geofísico (geoeletrico) da área 2. Levando em consideração para a confecção as isolinhas do modelo de inversão (Figura 28).

A partir da inversão e modelagem foi possível diferenciar as litologias, em rochas sã, rochas alteradas, saprólitos, depósitos inconsolidados, e o grau de saturação. O trabalho de Gourry et al. (2003), aplica o método da eletroresistividade em um depósito aluvial no rio Loire, França, e interpreta feições diferenciando rochas de sedimentos semi-consolidados na planície de inundação do rio. Tais interpretações geraram subsídios para comparações com os modelos deste trabalho.

Figura 28- Modelo geológico do perfil A2-A2' acima, e abaixo a localização do perfil.

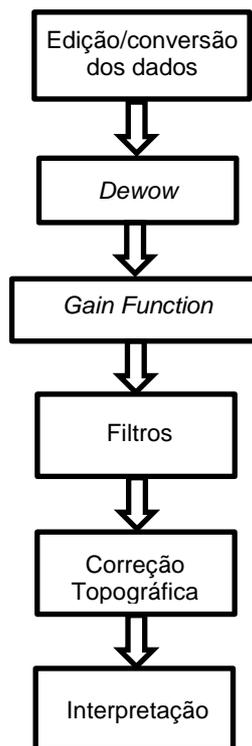


5.2 Radar de Penetração do solo

5.2.1 Processamento

Para o processamento dos dados de GPR deste trabalho, foram seguidas as etapas apresentadas dispostas na Figura 29.

Figura 29- Fluxograma de processamento dos dados de GPR.

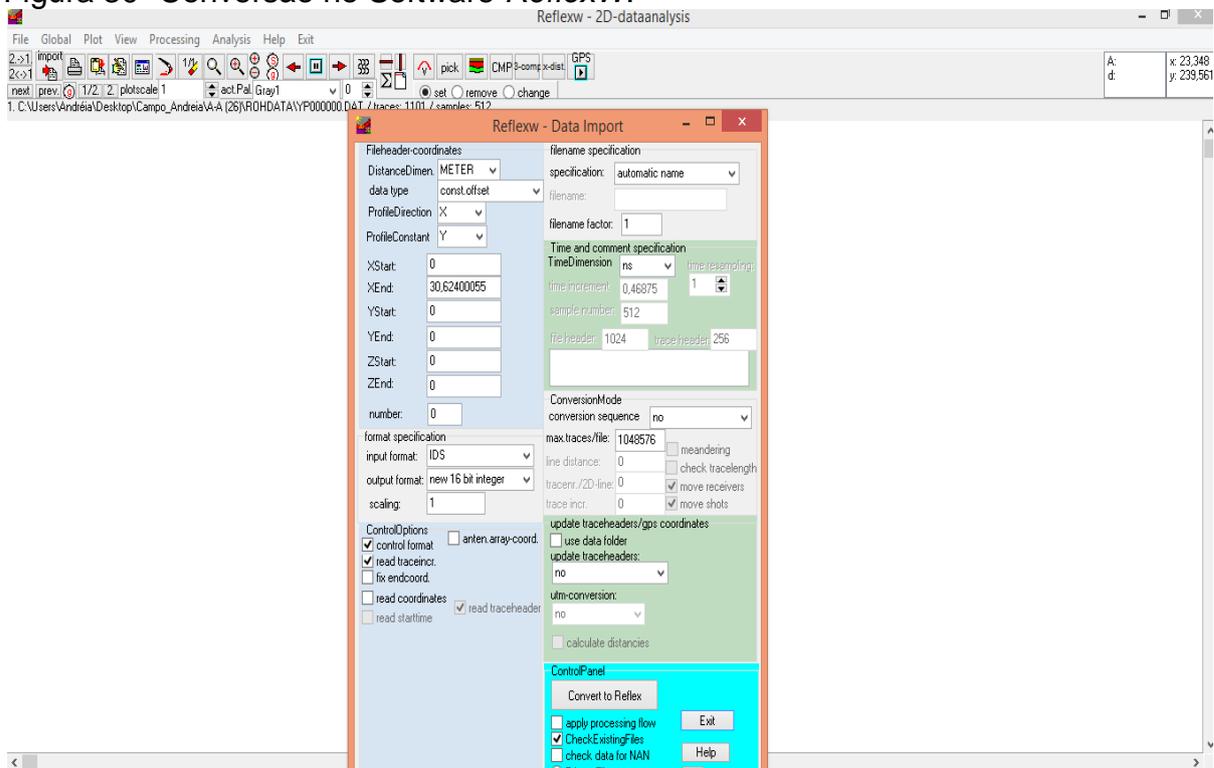


Fonte: Elaborado pelo autora.

No presente trabalho, as etapas utilizadas foram à remoção dos ruídos de baixa frequência nos sinais de radar (*dewow*), reposicionamento do ponto onde se observava o sinal inicial para a posição zero na escala (*Static Correction*), aplicação de ganho suavizado e linear (*Gain Function*), como recomendadas por Annan (2009). Remoção do ruído de fundo, remoção de ondas aéreas, reflexões de superfície (*Background Removal*), aplicação de filtros, passabanda (trapézio) (*1D Bandpass filter*) suavizando feições laterais. E o Filtro FK (*FK filter*), para que fosse possível observar o espectro de frequência e eliminar as frequências indesejadas. Os filtros usam a transformada de Fourier para isolar uma parte limitada do espectro, eliminando assim ruídos de alta e baixa frequência.

1º) Após adquiridos os dados são convertidos de .dt para .DZT no Software ReflexW. Primeiramente cria-se um diretório no *Projectdirectory->confirm Project->2D-dataanalysis*, depois de criado o projeto abre o arquivo em *File->Import->Nome do arquivo .dt*, e abre uma tela para a conversão do arquivo com os parâmetros do dado (Figura 30), é necessário conferir os parâmetros e clicar em *Convert to Reflex*, e salvar o arquivo em .dat. Após esse passo clica-se em *File-> Export*, e salva em um arquivo. DZT (Conversão dos dados).

Figura 30- Conversão no Software ReflexW.

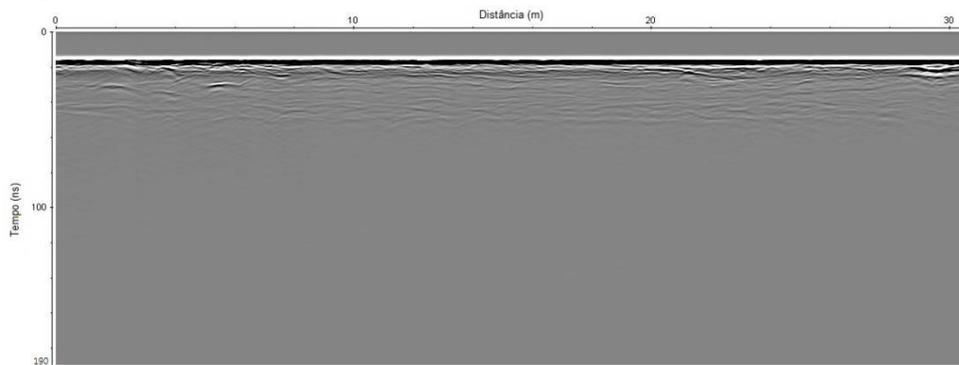


Fonte: Elaborado pela autora.

A seguir, o processamento descrito foi repetido para todas as linhas apresentadas neste trabalho, porém, para a descrição e discussão do passo-a-passo, foi selecionada apenas uma linha. Os radargramas mostram trechos do perfil B-B' (0-30 m).

2º) Nesta etapa o dado encontra-se sem nenhum tipo de correção ou filtros (Figura 31).

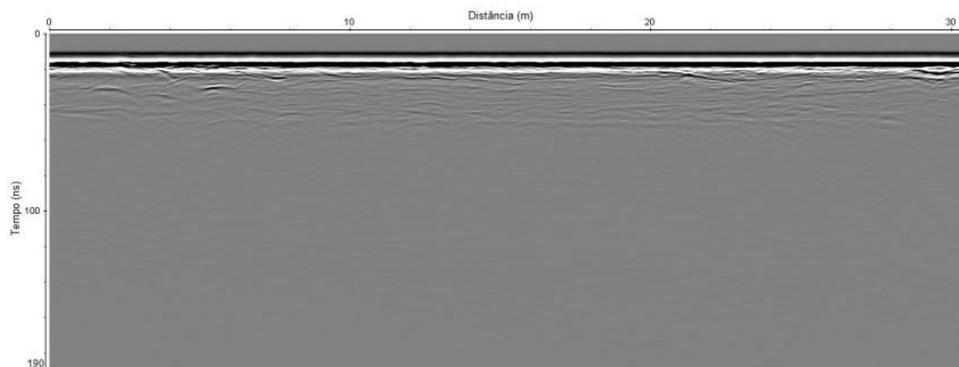
Figura 31- Dado bruto.



Fonte: Elaborado pela autora.

3º) A primeira etapa de processamento após a conversão foi à aplicação do filtro *Dewow* (Figura 32).

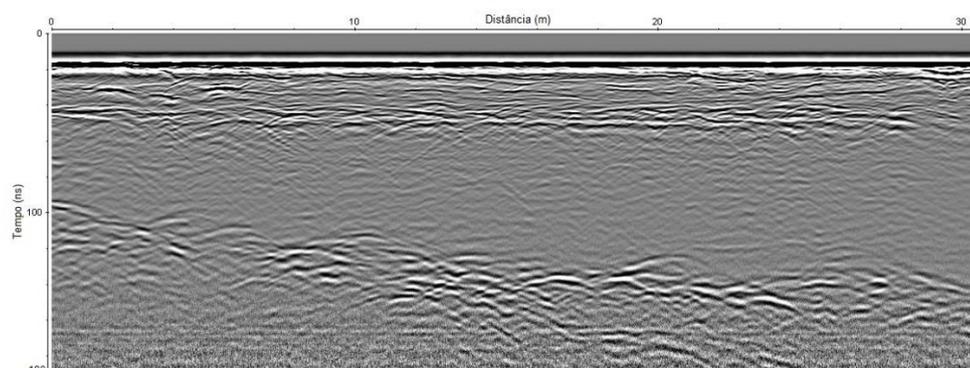
Figura 32- Seção após a aplicação do filtro *Dewow*, que remove os ruídos de baixa frequência nos sinais de radar.



Fonte: Elaborado pela autora.

4º) Após a remoção dos ruídos de baixa frequência, foi aplicado o ganho, para ressaltar as estruturas (*Gain Function*) (Figura 33).

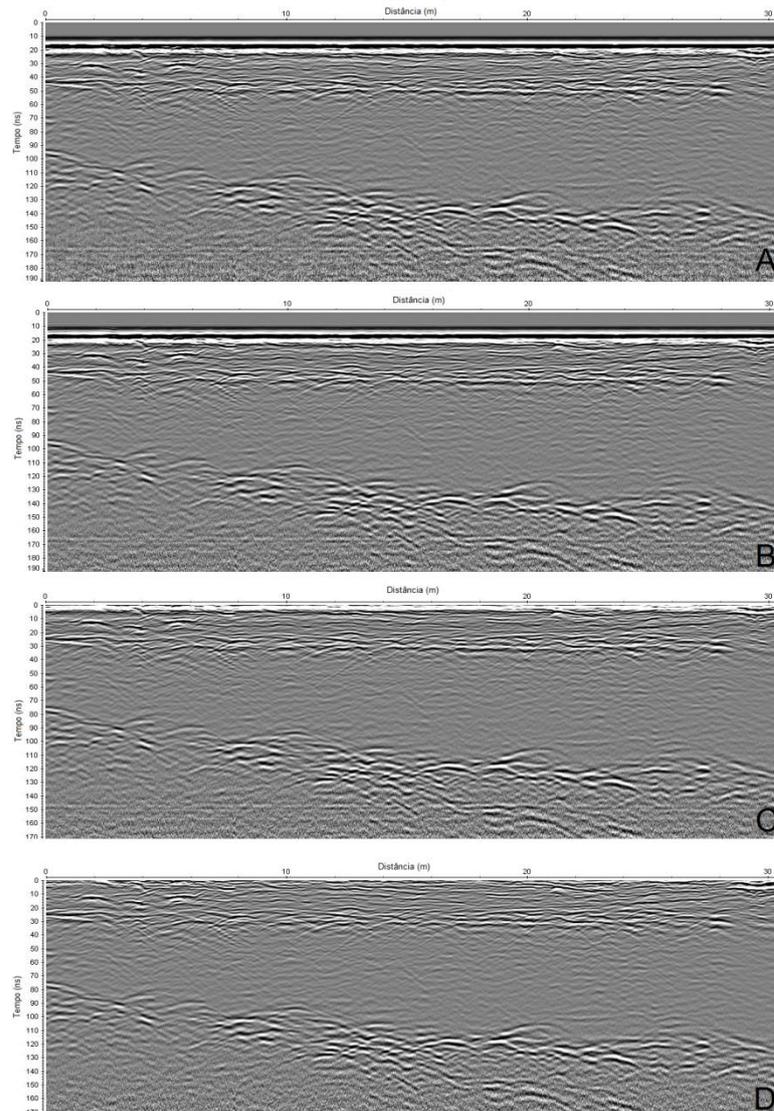
Figura 33- Seção após a aplicação do filtro (*Gain Function*).



Fonte: Elaborado pela autora.

5º) Em seguida foram aplicados os filtros *1D Bandpass filter*, *Background removal*, *static correction* e *FK filter* respectivamente (Figura 34).

Figura 34- Seção com a aplicação dos filtros (A) *1D Bandpass filter* para a remoção de altas e baixas frequências (B) *Background removal* para a remoção do ruído de fundo (C) *static correction* para adequar a profundidade do sinal recebido ao zero da escala de profundidade e (D) *FK filter* para eliminar uma determinada faixa de frequências ou ruídos.

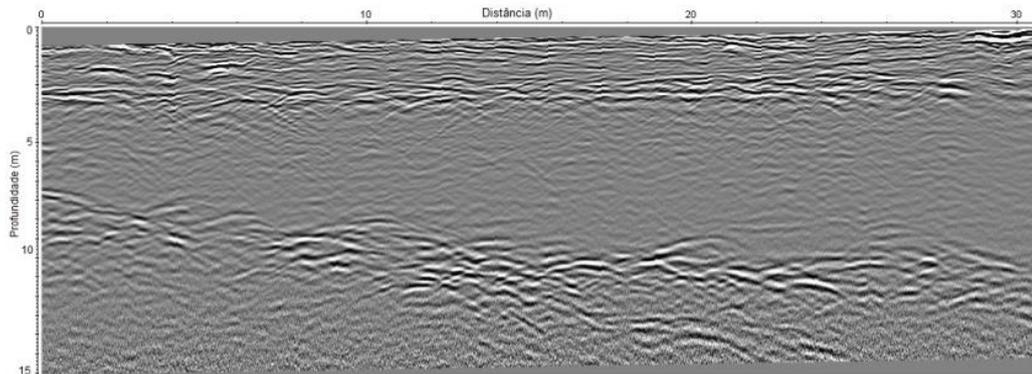


Fonte: Elaborado pela autora.

6º) Por fim, após a análise das velocidades, através dos padrões hiperbólicos, no *software* ReflexW, foi elaborado uma planilha contendo os valores de topografia da linha. Esses valores são inseridos, através de *Processing->Static Correction/muting-> 3D correction topografy*.

Em seguida é gerado uma seção com a correção topográfica já inserida no dado (Figura 35), posteriormente esse dado é exportado e aberto para a visualização no *software* Prism2, onde também é executado a conversão de tempo (ns) para profundidade (m).

Figura 35- Seção após a correção topográfica, para corrigir os refletores de acordo com a topografia.



Fonte: Elaborado pela autora.

5.2.2 Interpretação

A geometria deposicional da barra fluvial pode ser representada por terminações de refletores, superfícies e padrões reconhecidos nos registros de GPR. Esses parâmetros incluem a amplitude do sinal, continuidade, ondulação, e inclinação das reflexões (NEAL, 2004).

Segundo Miall (1985), os depósitos fluviais são em grande parte compostos por areia grossa-fina e cascalhos, apresentando estruturas como estratificações cruzadas planares e paralelas, canais com concavidades voltadas para cima, acresções laterais entre outras.

Foram selecionadas as linhas nas quais se mostraram melhor qualidade de visualização e interpretação dos resultados.

Na área 1 a barra fluvial foi imageada no sentido E-W em ambas as linhas (B-B' e C-C'). Na área 2 a barra foi imageada em dois sentidos WSW-ENE (B2-B2') e NNW-SSE (C2-C2' e D2'-D2). Nestas linhas foram identificados os principais tipos e ocorrências nas terminações de refletores, e os padrões (denominadas radarfácies) que subsidiaram bases para as interpretações.

A penetração do sinal GPR foi variável entre 10 e 15 m, com a antena de 200 MHz. A partir da interpretação dos registros de caráter regional e detalhe, foram denominadas duas superfícies delimitadoras e três radarfácies, descritas abaixo (Figura 36).

Superfícies delimitadoras:

S1: Superfície de delimitação em larga extensão. Esta superfície revela refletores horizontais contínuos paralelos, com baixo ângulo de mergulho, uniformemente espaçados, de alto contraste. A superfície aparece ao longo de todas as linhas ocorrendo entre 1,5 e 3 m de profundidade e podem ser classificados como lençóis. Porém tal superfície pode ser observada também em algumas linhas, em maiores profundidades, essa característica podem denotar uma erosão.

S2: Conjunto de refletores descontínuos de baixo ângulo. Tais estruturas podem ser relacionadas com a migração da barra e formação de ondulações sobre superfícies quase horizontais. Podem estar relacionadas à base do canal ou ao topo da barra. Essa superfície aparece ao longo de todas as linhas, geralmente ocorrendo entre profundidades de 3 e 6 m.

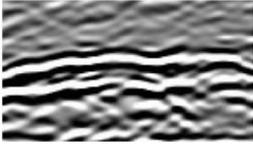
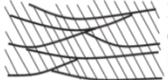
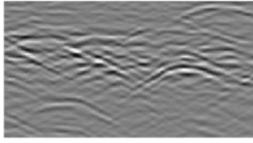
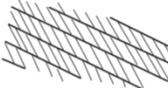
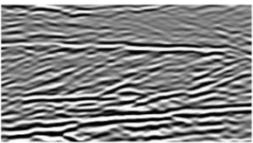
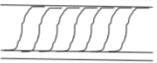
Radarfácies:

RA: Padrão hiperbólico representando a difração do sinal. É visível em quase todas as linhas e ao longo delas, variando a profundidade de acordo com a linha e orientação do perfil.

RB: Refletores inclinados de médio ângulo, com pequena a média escala, geralmente irregulares e de maiores amplitudes, tais feições indicam uma deposição à jusante da barra, e pode denotar também a migração lateral da barra.

RC: Refletores inclinados com terminações em downlap em uma superfície com baixo ângulo, e de relativamente baixas amplitudes e sigmoidais, sendo indicativo de progradação ou a presença de mais areia. Essas feições também indicam a migração lateral da barra.

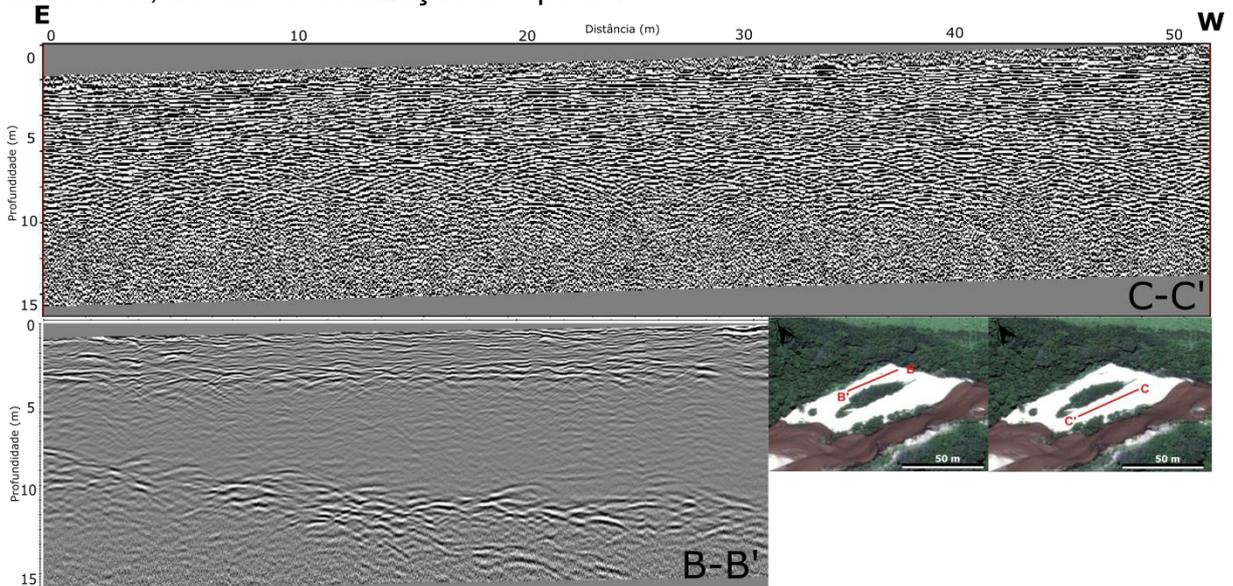
Figura 36- Radarfácies e descrições.

Fácies	Descrição	Interpretações
Superfícies		
S1	 <p>Refletores de alta amplitude, lateralmente extensivos, quase horizontais, com contrastes distintos referentes a tamanhos de grãos</p>	 <p>Superfícies de delimitação em grande escala denotam erosão e também podem ser classificados como lençóis</p>
S2	 <p>Conjuntos de refletores descontínuos de baixo ângulo, pequenas e médias escalas. Podem ser lateralmente extensivos com contrastes insuficientes nas propriedades para gerar refletores contínuos</p>	 <p>Indicativo de migração da barra e formação de ondulações sobre superfícies quase horizontais Pode ser classificado como base de canal ou topo de barra</p>
Radarfácies		
RA	 <p>Padrão hiperbólico</p>	 <p>Padrão de difração do sinal</p>
RB	 <p>Refletores inclinados de pequena a média escala, geralmente irregulares e de maiores amplitudes</p>	 <p>Deposição a jusante da barra e/ou parte da migração lateral</p>
RC	 <p>Refletores inclinados com terminações em downlap em uma superfície com baixo ângulo e de relativamente baixa amplitude e sigmoidais</p>	 <p>Indicativo de progradação ou mais areia e migração lateral</p>

Fonte: Elaborado pela autora, Adaptado de Reesink, 2014.

A linha B-B' é paralela a barra fluvial que foi imageada no sentido E-W. A linha possui 32 m de extensão, com topografia variando em centímetros (Figura 37). A linha C-C' também é paralela a barra fluvial que foi imageada no sentido E-W. A linha possui 53 m de extensão, com topografia variando em centímetros.

Figura 37- Radargramas da área 1 sem interpretações, abaixo linha B-B' e acima linha C-C', ao lado a localização dos perfis.

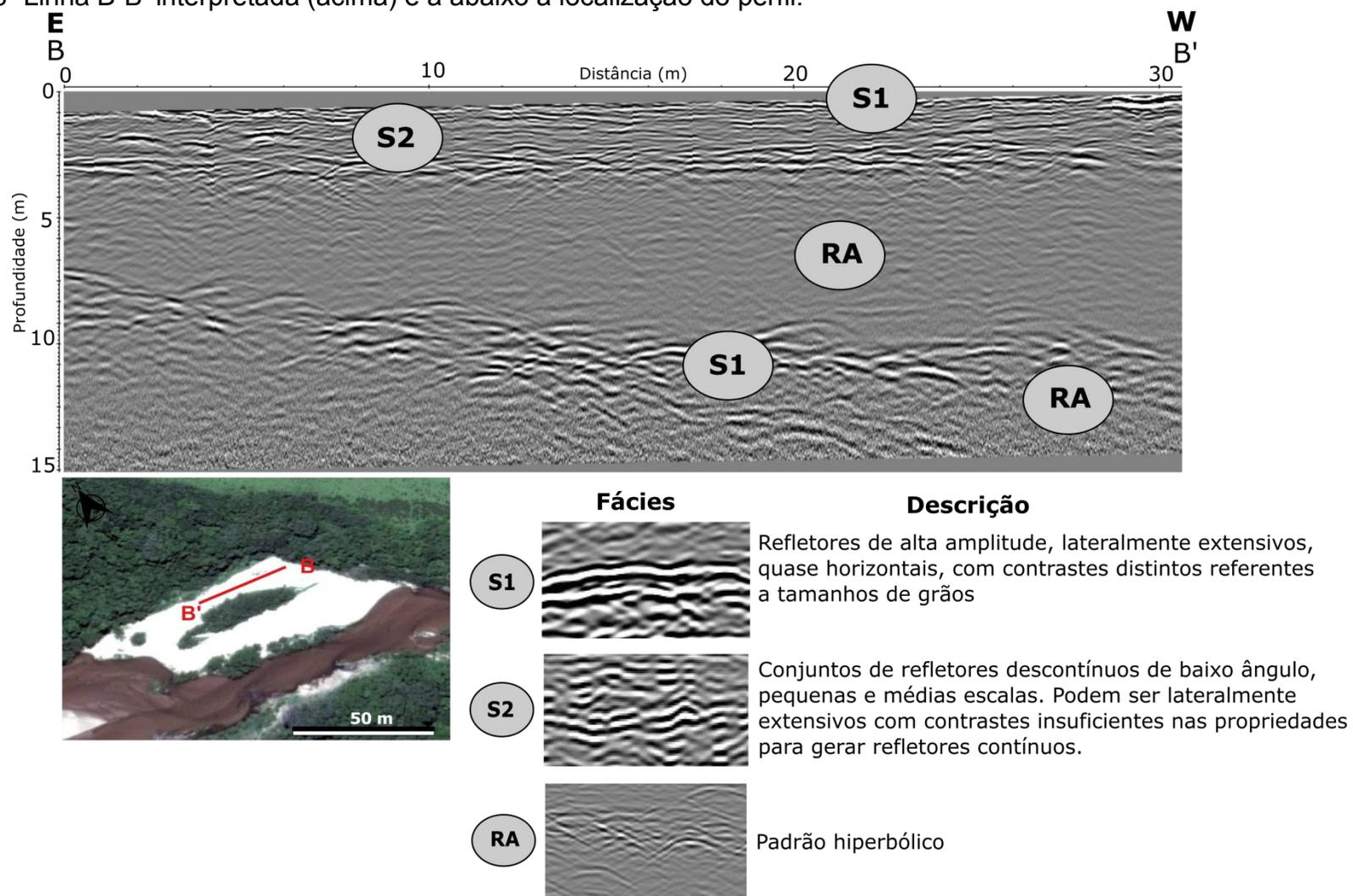


Fonte: Elaborado pela autora.

Na linha B-B' foram encontradas duas superfícies delimitadoras (S1 e S2) e uma radarfácies (RA) (Figura 38). A superfície S1 foi encontrada ao longo de toda a linha entre as profundidades de 0 e 1 m e de 7,5 e 12 m. A superfície S2 foi encontrada ao longo de toda a linha na profundidade em torno de 1-3 m. A radarfácies RA foi encontrada também ao longo de toda a linha, entre as profundidades de 3 a 5 m, como também ao final do perfil na profundidade de 13 m, a partir da distância de 20 m.

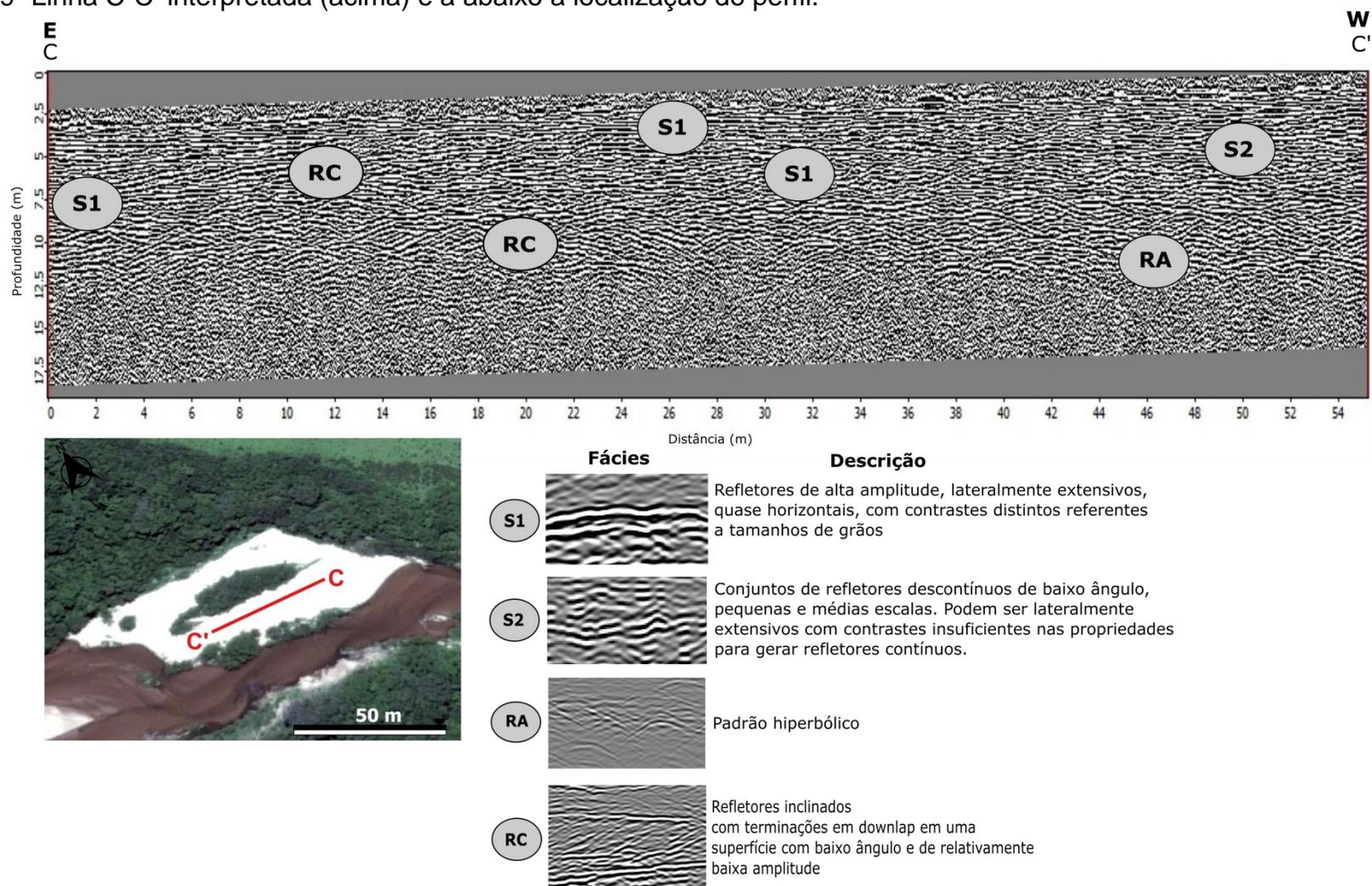
Na linha C-C' foram encontradas duas superfícies delimitadoras (S1 e S2) e uma radarfácies (RA) (Figura 39). A superfície S1 foi encontrada ao longo de toda a linha entre as profundidades de 0 e 1 m, como também na profundidade de 5 m, no trecho de 0-18 m e de 31-53 m de distância. A superfície S2 foi encontrada no trecho da distância de 12-26 m na profundidade em torno de 5 m. A radarfácies RA foi encontrada também ao longo de toda a linha, entre as profundidades de 6-15 m, e a radarfácies RC, foi encontrada em profundidades entre 8 e 12 m.

Figura 38- Linha B-B' interpretada (acima) e a abaixo a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora.

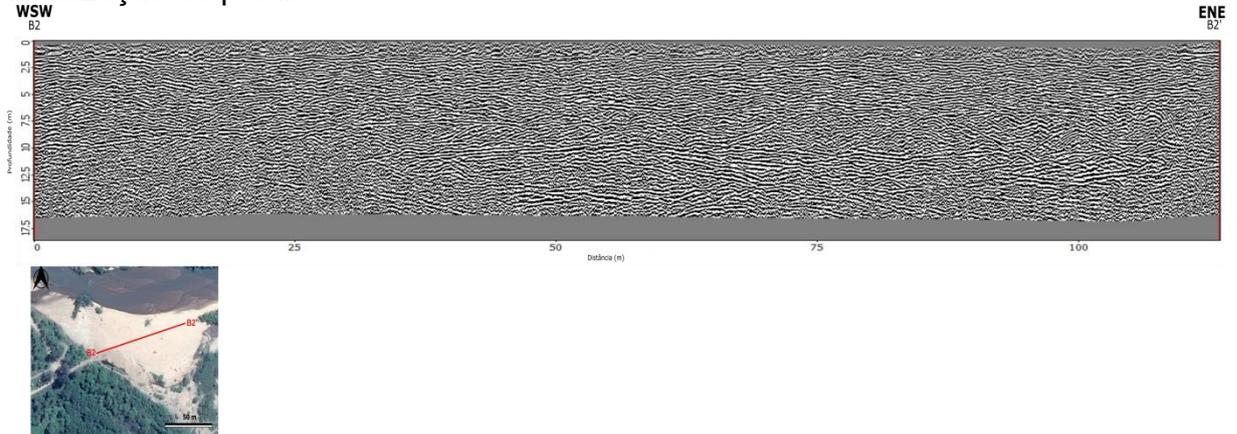
Figura 39- Linha C-C' interpretada (acima) e a abaixo a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora

Na área 2, a linha B2-B2' tem o sentido WSW-ENE, paralelo à barra fluvial. A linha possui 115 m, com topografia variando em centímetros (Figura 40).

Figura 40- Linha B2-B2' com topografia, sem interpretações (acima) e a abaixo a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora.

A linha C2-C2' é transversal a barra fluvial que foi imageada no sentido NNW-SSE. A linha possui 48 m de extensão, com topografia variando em centímetros (Figura 41). A linha D2-D2' também é transversal a barra fluvial que foi imageada no sentido SSE-NNW, no entanto a linha foi invertida para que se pudesse comparar as feições. A linha possui 78 m de extensão, com topografia variando em centímetros (Figura 41).

Figura 41- Radargramas da área 2 sem interpretações, abaixo linha C2-C2' e acima linha D2'-D2, ao lado a localização dos perfis.



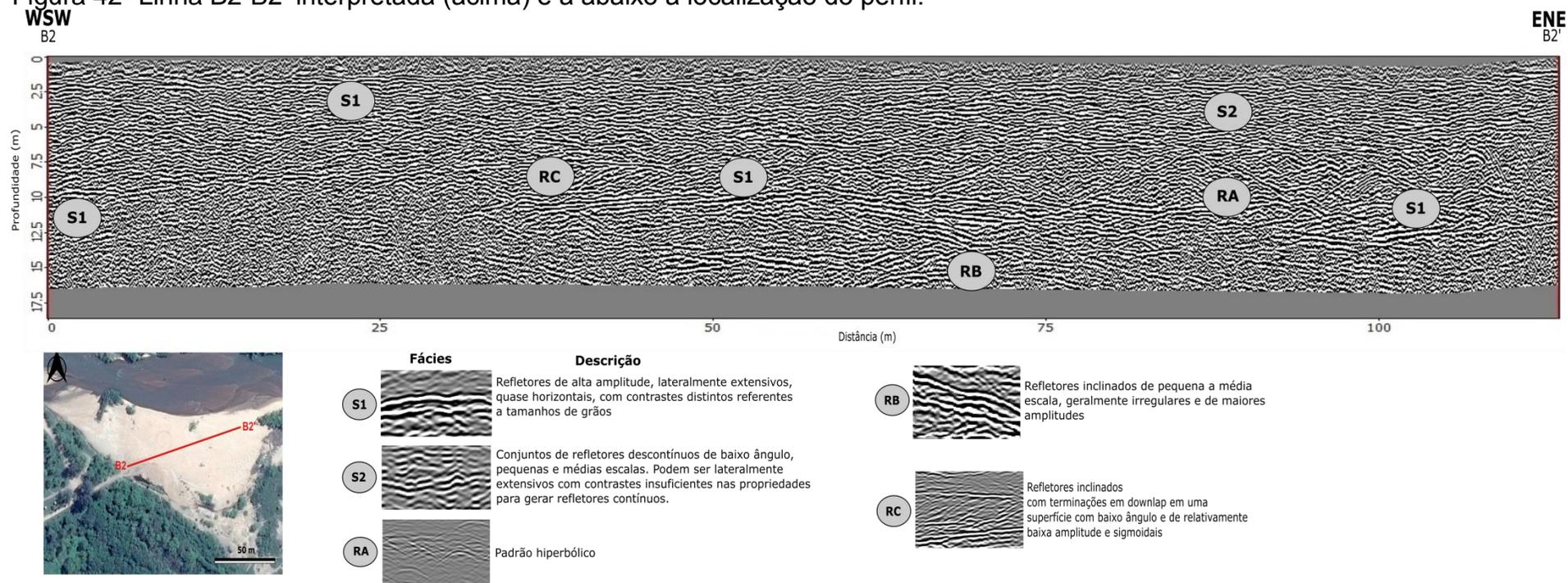
Fonte: Elaborado pela autora.

Na linha B2-B2' foram encontradas duas superfícies delimitadoras (S1 e S2) e três radarfácies (RA, RB e RC) (Figura 42). A superfície S1 foi encontrada ao longo de toda a linha entre as profundidades de 0 e 1,5 m, como também em torno de 0-60 m de distância e em torno de 7-10 m de profundidade. A S1 também foi encontrada a uma distância de 40-85 m e em torno de uma profundidade de 10 m. A superfície S2 foi encontrada ao longo de toda a linha na profundidade em torno de 2,5-7 m. A radarfácies RA foi encontrada em uma distância de 72-108 m a uma profundidade de 7,5-11 m. A radarfácies RB foi encontrada a uma distância de 55 -82 m em torno de uma profundidade de 10-15 m. A radarfácies RC foi encontrada a uma distância de 35-50 m, em torno de uma profundidade de 8-11 m.

Na linha C2-C2' foram encontradas duas superfícies delimitadoras (S1 e S2) e duas radarfácies (RA, RB) (Figura 43). A superfície S1 foi encontrada ao longo de toda a linha entre as profundidades de 0 e 1,5 m, como também em torno de uma distância de 10-30 m, com uma profundidade de 6-12 m. A superfície S2 foi encontrada ao longo de toda a linha na profundidade em torno de 2,5-5 m. A radarfácies RA foi encontrada em uma distância de 30-48 m, e em uma profundidade de 5-7 m. A radarfácies RB foi encontrada em uma distância de 15-22 m, com uma profundidade em torno de 12-15 m. A radarfácies RC foi encontrada a uma distância de 7 a 14 m, e a uma profundidade de 5 a 7 m.

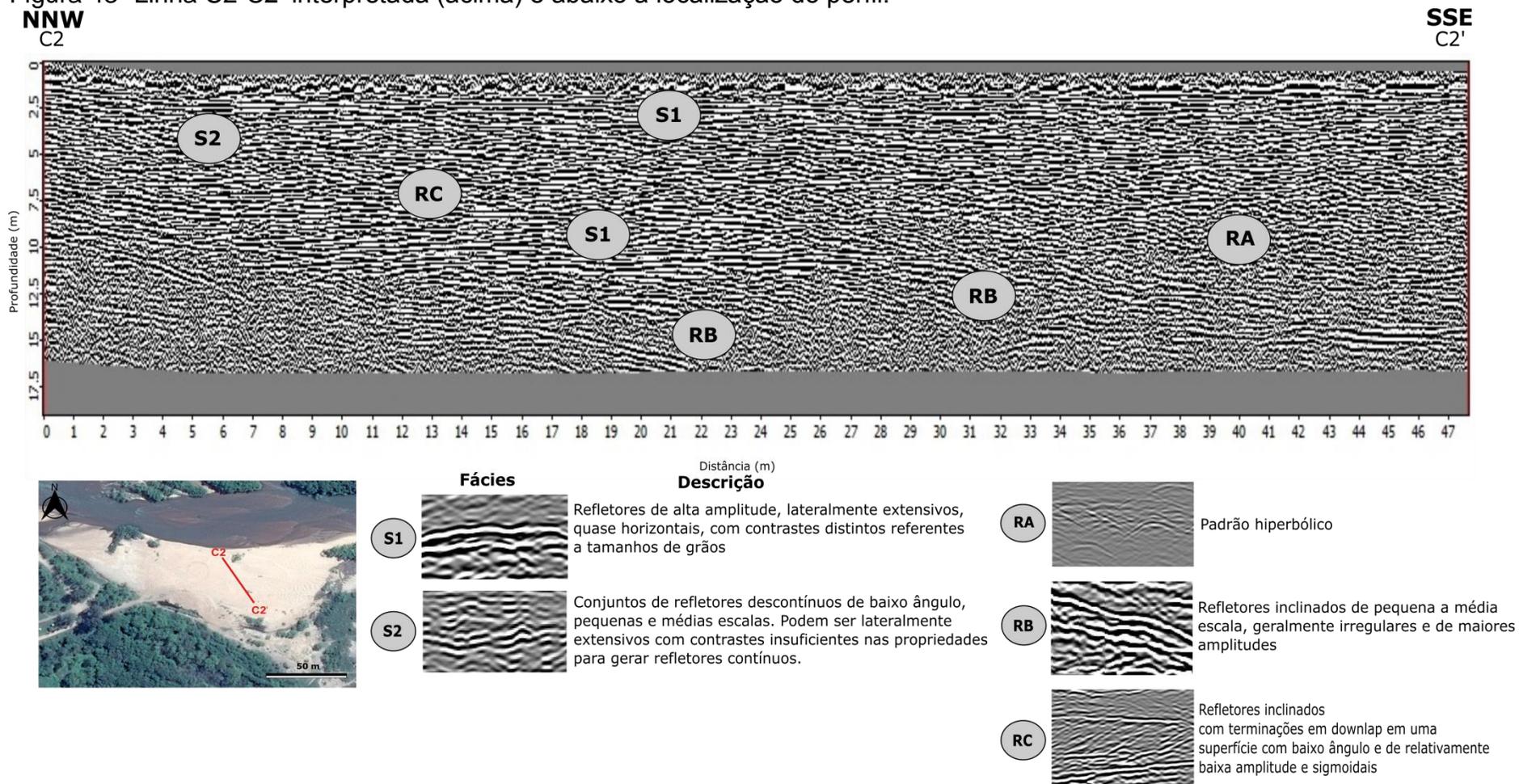
Na linha D2'-D2 foram encontradas duas superfícies delimitadoras (S1 e S2) e uma radarfácies (RB) (Figura 44). A superfície S1 foi encontrada ao longo de toda a linha entre as profundidades de 0 e 1,5 m, como também em uma distância em torno de 30-45 m, em uma profundidade de 12-15 m. A superfície S2 foi encontrada ao longo de toda a linha na profundidade em torno de 2-5 m. A radarfácies RB foi encontrada na distância 50-65 m, em torno de uma profundidade de 7,5-11 m.

Figura 42- Linha B2-B2' interpretada (acima) e a abaixo a localização do perfil.



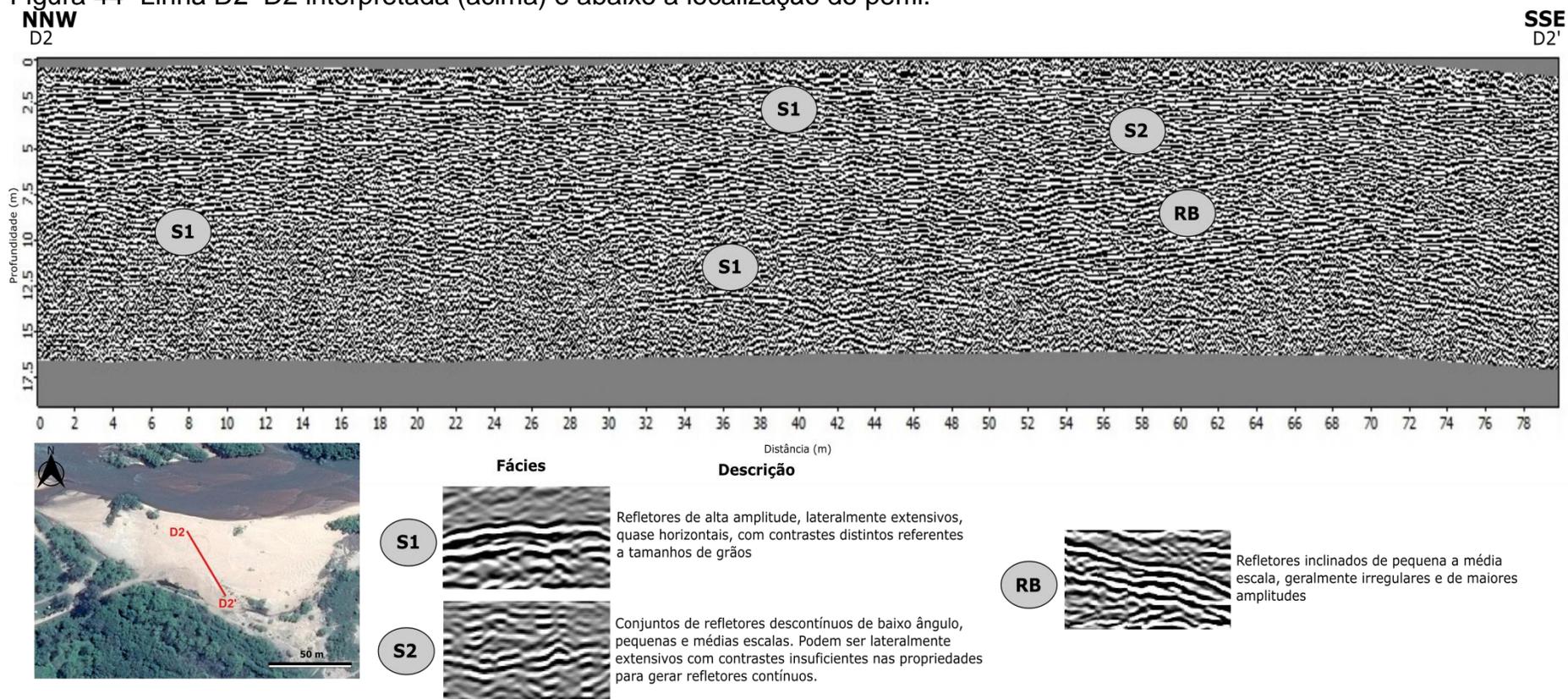
Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 43- Linha C2-C2' interpretada (acima) e abaixo a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 44- Linha D2'-D2 interpretada (acima) e abaixo a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora.

A superfície S1 corresponde a uma delimitação em grande extensão e é observada ao longo de toda linha em todos os perfis, em diferentes profundidades. Foi interpretada como reflexões que possuem amplitudes maiores em relação aos reflexos adjacentes, sendo associadas com perda do sinal de radar abaixo da reflexão. Estas reflexões são principalmente transições de camadas relativamente de granulação grossa para camadas subjacentes de conjuntos de menor. São depositadas nas depressões da barra e durante a vazão. Essa superfície denota erosão e quando sugeridas no início do radargramas, são interpretadas como lençóis. A superfície S1, ao longo de todas as linhas evidenciou-se em profundidades 0-3 como lençóis, porém quando observadas em maiores profundidades e correlacionadas com as radarfácies RB e RC, indicam superfícies de erosão seguida de uma deposição de grãos mais finos.

A superfície S2 corresponde a um conjunto horizontal de pequena a média escala. Podem incluir extensões transversais em larga escala com pouco contraste entre as propriedades, sendo insuficientes na gerar reflexos. Tais estruturas podem ser relacionadas com a migração da barra e formação de ondulações sobre superfícies quase horizontais. Podem estar relacionadas à base do canal ou ao topo da barra. Essa superfície aparece ao longo de todas as linhas, geralmente ocorrendo entre profundidades de 3 e 6 m.

A radarfácies RA é um padrão hiperbólico que procede em quase todas as linhas sendo interpretados de forma a ser a difração do sinal contrastando possível mudança de forma e geometria do sedimento local. A radarfácies RB possui uma série de refletores paralelos inclinados de médio ângulo na qual se interpreta por deposições a jusante da barra e/ou parte da migração lateral. Essa fácies foi encontrada em três linhas deste trabalho (B2-B2', C2-C2' e D2-D2'). Já a última radarfácies RC possui refletores inclinados com terminações em downlap em uma superfície com baixo ângulo, e de relativamente baixas amplitudes e sigmoidais, sendo indicativo de progradação ou indicativo de mais areia, podem denotar também uma parte da migração lateral da barra, de acordo com a direção do perfil. A RC foi observada em três linhas deste trabalho (C-C', B2-B2' e C2-C2').

O conjunto das fácies S2, RA e RB, indicam a migração da barra com vetores de deposição diferentes na Área 1 e Área 2 de estudo. Na área 1 devido predominar

vetores de deposição no sentido do fluxo do rio ao longo das linhas B-B' e C-C', indica-se migrações a jusante da barra, que são típicas de barras ancoradas. Na área 2 são observados ao longo das linhas (B2-B2', C2-C2', D2'-D2) vetores de deposição predominantemente oblíquos ao sentido do fluxo fluvial, ou seja com migrações laterais típicas de barras de meio de canal.

Nas linhas apresentadas sugere-se que as barras apresentam vetores de deposição devido ao fluxo do rio e ação eólica, como observado em próprio campo. Pode ser visto a deposição conforme as radarfácies RB e RC. O trabalho de Reesink et al. (2014), em um trecho do rio Paraná, na Argentina, também evidencia feições que contribuem para a interpretação dos radargramas levantados na barra fluvial do rio Piratini, como radarfácies com refletores de médio ângulo indicando a migração da barra e superfície com refletores em grande extensão e alta amplitude.

5.3 Integração dos resultados

A integração dos resultados vem como uma forma de suprir a limitação dos métodos geofísicos. Gourry et al. (2003), Poison et al. (2009), Carbonel et al. (2013), Carbonel et al. (2014), Zarroca et al. (2016) e Fabregat et al. (2017), integraram os métodos de Eletrorresistividade e GPR com o objetivo de investigar sedimentologia e estruturas de ambientes fluviais, como visto neste trabalho.

O método da eletrorresistividade é utilizado para a investigação da subsuperfície, a fim de diferenciar litologias e possíveis estruturas. Já o GPR é utilizado para exibir feições internas da barra que foram, ou não, preservadas ao longo do tempo, mapeando então a subsuperfície da área de estudo.

Para integração dos resultados da área 1 foi realizada uma linha de elétrica (A-A') e nos últimos 30 m desta, também foi obtida uma linha de GPR (B-B'). Na Figura 45B, fica clara a limitação do método de eletrorresistividade para exibir as feições da barra fluvial, geometria essa que está bem delimitada pela linha de GPR.

Foi realizada a análise de velocidade do perfil de GPR disposto na integração da figura 45, para definir as camadas e correlacioná-las com a elétrica. A partir dessa análise definiu-se que de 0-2 m de profundidade (0,1 cm/ns) corresponde a areia seca. Referente às resistividades da elétrica em torno de 800 Ω m foi indicado

como a barra fluvial (depósitos arenosos inconsolidados), que permanece seca em superfície a poucos metros de profundidade.

De 2-7 m (0,06 cm/ns) indicou-se uma diminuição da velocidade, situação essa que corresponde a areia saturada. É possível observar que nessa profundidade há uma diminuição também nos valores de resistividades (Ωm), justificando-a com valores referentes a depósitos saturados em água.

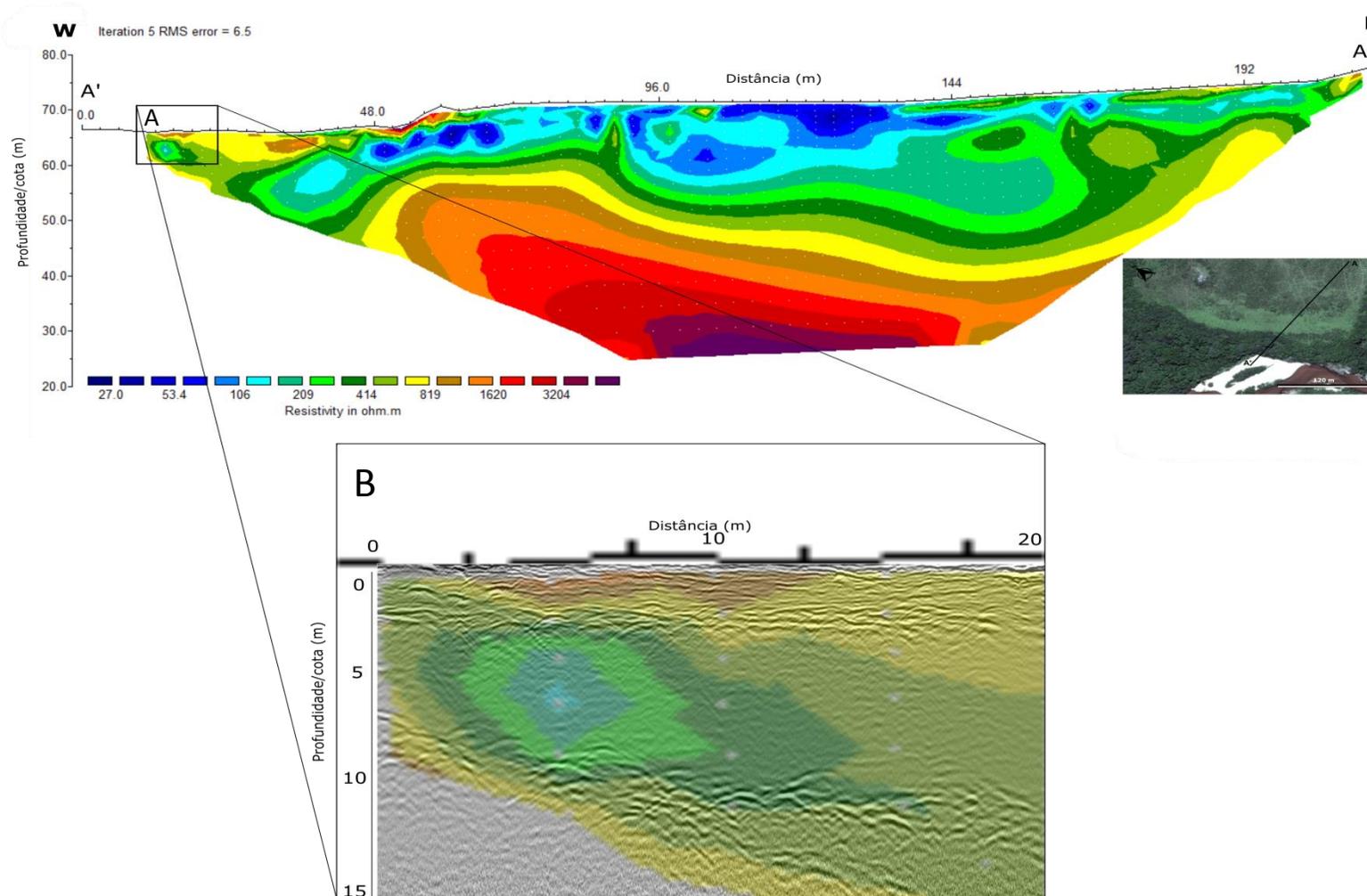
Em profundidades de 7-15 m aumenta-se a velocidade para 0,13 cm/ns, relacionado com saprólitos e/ou rochas alteradas. Analisados os valores de resistividades (600 Ωm), para a profundidade em questão, observa-se que a provável descrição de saprólitos com variação de saturação se assemelha quando comparados aos resultados da linha de GPR.

Para integração dos resultados da área 2 foi realizada uma linha de elétrica (A2-A2') e sob o perfil, também foi obtida uma linha de GPR (E2-E2'). Na Figura 46, também fica clara a limitação do método de eletrorresistividade para exibir as feições da barra fluvial, geometria essa que está bem delimitada nos últimos 72 m pela linha de GPR.

De acordo com as interpretações da linha de elétrica (A2-A2') resistividades apresentadas entre 400-1000 Ωm , podem ser classificadas como depósitos arenosos cascalhosos remanescentes, que se encontram na planície de inundação estudada. No entanto não se sabia a composição desses depósitos. De acordo com a não penetração do sinal de GPR nas distâncias de 0-240 m, relacionaram-se esses depósitos com concentrações de lama e argila, que tornam o meio muito condutivo, impedindo a penetração do sinal eletromagnético.

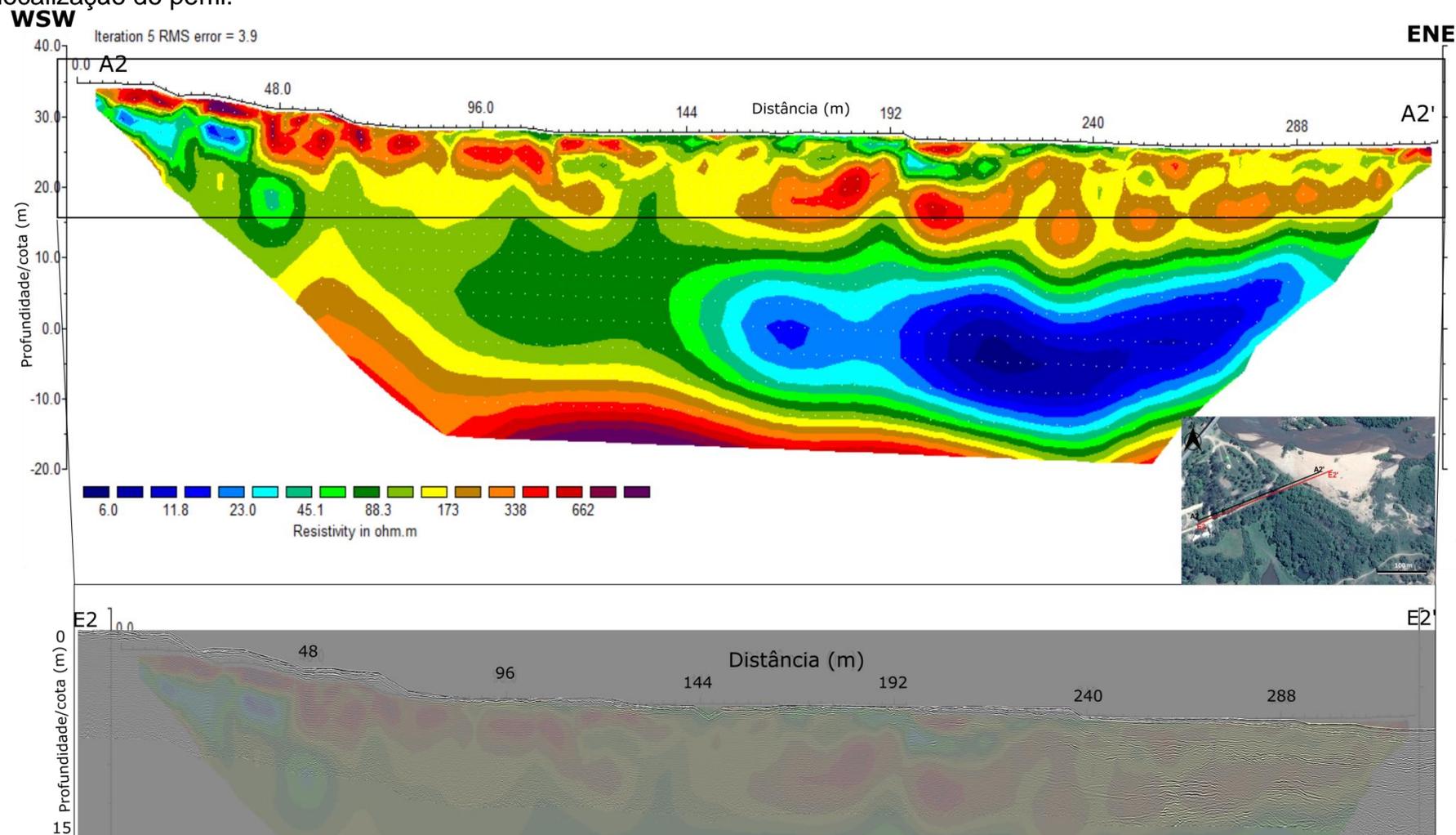
A partir da distância de 240 m, nota-se que o sinal do GPR, aparece em maiores profundidades, descrevendo geometrias. Nessa distância a partir dos valores de elétrica, inferiu-se a presença de depósitos arenosos cascalhosos inconsolidados atuais, sendo equivalentes com a penetração do sinal de GPR a partir dessa distância.

Figura 45- Modelo de integração de uma parte da linha de elétrica (A-A') (A), e da linha de GPR (B'-B) (B). Ao lado a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora.

Figura 46- Linha de elétrica (A2-A2') (acima) e a integração da linha de elétrica e da linha de GPR (E2-E2') (abaixo), e ao lado a localização do perfil.



Fonte: Elaborado pela autora.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir do método da eletrorresistividade foi possível diferenciar as litologias, em rochas sã, rochas alteradas, saprólitos, depósitos inconsolidados, e o grau de saturação, através do contraste das propriedades elétricas em subsuperfície. Já o método de GPR foi capaz de mapear a geometria deposicional das barras fluviais.

Com base na variação da resistividade elétrica apresentada na área 1, à rocha sã e alterada apresentaram-se rasas (15m) sugerindo que a planície de inundação também em subsuperfície apresenta-se rasa estreita, dispendo-se encaixada sobre o embasamento rochoso. Também através deste método, foi possível distinguir depósitos inconsolidados pertencentes à barra fluvial ativa. Nesta área o método de GPR foi capaz de mapear a geometria deposicional da barra fluvial apontando vetores de deposição predominantemente ao longo do sentido do fluxo fluvial, com migrações a jusante da barra, típicas de barras ancoradas.

Relacionado aos valores de resistividade elétrica apresentados na área 2, foi inferido que os corpos rochosos encontram-se a partir de 35 m de profundidade. Também através deste método foi possível sugerir em subsuperfície maior espessura de depósitos semi-consolidados e inconsolidados atribuídos a depósitos de planícies de inundação. E percebeu-se que os valores de maior resistividade elétrica inseridos a estes depósitos são registros de porções de barras fluviais remanescentes que se preservaram. Nesta área o método de GPR também se mostrou eficaz na distinção da arquitetura deposicional da barra fluvial apontando vetores de deposição predominantemente oblíquos ao sentido do fluxo fluvial, ou seja, com migrações laterais típicas de barras de meio de canal.

A integração dos resultados se mostrou eficaz. A elétrica na área 1 diferenciou os litotipos e o grau de saturação comprovados através da análise de velocidades da linha de GPR, além de determinar as geometrias desses litotipos. Na área 2, a elétrica sugere, referente aos valores de resistividades, a presença de depósitos arenosos cascalhosos remanescentes, e o GPR inferiu a presença de lamas e argilas nesses depósitos, além de determinar a geometria da barra fluvial ativa da área estudada.

Espera-se que a partir deste trabalho, o estudo da subsuperfície da Bacia do Rio Piratini através de métodos geofísicos se torne mais frequente, e também possa servir como forma de correlação com as demais áreas ao longo do rio Piratini.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AIGNER, T; ASPRION, U; HORNUNG, J; JUNGHANS, W.-D; KOSTREWA, R. *Integrated outcrop analogue studies for Triassic alluvial reservoirs: examples from southern Germany*. **J. Pet. Geol.** 19, 393–406. 1996.

ALEXANDER, J; BRIDGE, J.S; LEEDER, M.R; COLLIER, R.E.LL; GAWTHORPE, R.L. *Holocene meander-belt evolution in an active extensional basin, southwestern Montana*. **J. Sediment. Res.**, B 64, 542– 559. 1994.

ALMEIDA, F. F. M; HASUI, Y; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R. R. *Províncias estruturais brasileiras*. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. **Atas**. Campina Grande, SBG, p. 363- 91.

AMSLER, M.L; GARCIA, M.H. *Sand-dune geometry of large rivers during floods – Discussion*. **J. Hydraul. Eng.**, 123, 582–585. 1997.

ANDRADE, J.J.C. **Processamento 1d, 2d e interpretação de dados geofísicos elétricos no semi-árido da Bahia, município de capim grosso**. 2013.

ANNAN, A. P. **Ground Penetration Radar Workshop notes**. Sensors & Software, Inc., Internal Report, 1992, 130 pp.

ANNAN, Peter. *Ground Penetrating Radar Basic Principles*. In: JOL Harry. M. **Ground Penetrating Radar: Theory and Applications**. 1. ed., cap 1.2, pp 4-8. Reino Unido: Elsevier B.V, 2009.

ASPRION, U; AIGNER, T. *Aquifer architecture analysis using ground-penetrating radar: Triassic and Quaternary examples (S. Germany)*. **Environ. Geol.** 31, 66– 75. 1997.

BAKER, G.S; STEEPLES, D.W; SCHMEISSNER, C; PAVLOVIC, M; PLUMB,R. *Near-surface imaging using coincident seismic and GPR data*. **Geophys. Res. Lett.** 28, 627–630. 2001.

BEST, J. L; ASHWORTH, P. J; BRISTOW, C. S; RODEN, J. *Threedimensional sedimentary architecture of a large, mid-channel sand braid bar, Jamuna River, Bangladesh*. **J. Sediment.** v. 73, p. 516–530. 2003.

BIRKHEAD, A.L; HERITAGE, G.L; WHITE, H; VAN NIEKERK, A.W. *Ground penetrating radar as a tool for mapping the phreatic surface, bedrock profile, and alluvial stratigraphy in the Sabie River, Kruger National Park.* **J. Soil Water Conserv.** 51,234– 241. 1996.

BRIDGE, J.S; E.L. COLLIER, AND J. ALEXANDER. *Large –scale structures of Calamus River deposits (Nebraska, U.S.A) revealed using Ground-penetrating radar.* **Sedimentology**, p.977- 986. 1998.

BRISTOW, C.S; SKELLY, R.L; ETHERIDGE, F.G. *Crevasse splays from the rapidly aggrading, sand-bed, braided Niobrara River, Nebraska: effect of base-level rise.* **Sedimentology** 46, 1029– 1047. 1999.

BRISTOW, C.S; BEST, J.L; ASHWORTH, P.J. *The use of GPR in developing a facies model for a large sandy braided river, Brahmaputra River, Bangladesh.* In: Noon, D.A., Stickley, G.F., Longstaff, D. (Eds.), *Proceedings of the Eighth International Conference on Ground Penetrating Radar.* **SPIE**, Billingham, vol. 4084, pp. 95– 100. 2000b.

CARBONEL, Domingo; RODRÍGUEZ, Verónica; GUTIÉRREZ, Francisco; MCCALPIN, James. P; LINARES, Rogelio; ROQUÉ, Carles; ZARROCA, Mario; GUERRERO, Jesús; SASOWSKY, Ira. *Evaluation of trenching, ground penetrating radar (GPR) and electrical resistivity tomography (ERT) for sinkhole characterization.* **Earth Surface Processes And Landforms**, Barcelona, v. 39, p. 214-227, Junho. 2013.

CARBONEL, Domingo; RODRÍGUEZ-TRIBALDOS, Verónica; GUTIÉRREZ, Francisco; GALVE, Jorge Pedro; GUERRERO, Jesús; ZARROCA, Mario; ROQUÉ, Carles; LINARES, Rogelio; MCCALPIND, James. P; ACOSTA, Enrique. *Investigating a damaging buried sinkhole cluster in an urban area (Zaragoza city, NE Spain) integrating multiple techniques: Geomorphological surveys, DInSAR, DEMs, GPR, ERT, and trenching.* **Geomorphology**, Barcelona. 2014.

CARDENAS, M. B; ZLOTNIK, V. A. *Three-dimensional model of modern channel Bend deposits.* **Water Resour**, v. 39 p.1141. 2003.

CHAMBERS, J. E; WILKINSON, P. B; WARDROP, D; HAMEED, A; HILL, I; JEFFREY, C; LOKE, M. H; MELDRUM, P. I; KURAS, O; CAVE, M; GUNN, D. A. *Bedrock detection beneath river terrace deposits using three-dimensional electrical resistivity tomography.* **Geomorphology**, v. 25, n. 17, p. 177-178. 2012.

CHAMBERS, J. E; WILKINSON, P. B; PENN, S; MELDRUM, P. I; KURAS, O; LOKE, M. H; GUNN, D. A. *River terrace sand and gravel deposit reserve estimation using three-dimensional electrical resistivity tomography for bedrock surface detection. Journal of Applied Geophysics*, v. 93, p. 25-32. 2013.

CHEMALE, Júnior. F; HARTMANN, L. A; SILVA, L. C. *Tectonic Evolution of Southern Brazil in the Brasília no Cycle*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. **Boletim dos Resumos Expandidos**. Balneário Camboriú: SBG, v. 1, p. 626- 627.

CORBEANU, R.M; SOEGAARD, K; SZERBIAK, R.B; THURMOND, J.B; MCMECHAN, G.A., WANG, D; SNELGROVE, S; FORSTER, C.B; MENITOVE, A. *Detailed internal architecture of a fluvial sandstone determined from outcrop, cores, and 3-D ground penetrating radar: example from the middle Cretaceous Ferron Sandstone, east– central Utah. AAPG Bull.* 85, 1583– 1608. 2001.

CORBEANU, R.M; MCMECHAN, G.A; SZERBIAK, R.B; SOEGAARD, K. *Prediction of 3-D fluid permeability and mudstone distributions from ground penetrating radar (GPR) 78 attributes: examples from the Cretaceous Ferron Sandstone Member, east – central Utah. Geophysics* 67, 1495–1504. 2002.

DAHLIN, Torleif; ZHOU, Bing. *A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. Geophysical Prospecting*, Adelaide, v.52, p. 379-398, Janeiro. 2004.

DAVIS, J. L; ANNAN, A. P. *Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy. Geophysical Prospecting*, V. 37, p. 531-551. 1989.

FABREGAT, Ivan; GUTIÉRREZ, Fernando; ROQUÉ, Carles; COMAS, Xavier; ZARROCA, Mario; CARBONEL, Domingo; GUERRERO, Jesús; LINARES, Rogelio. *Reconstructing the internal structure and long-term evolution of hazardous sinkholes combining trenching, electrical resistivity imaging (ERI) and ground penetrating radar (GPR). Geomorphology*, Zaragoza, v. 285, p. 287-304. 2017.

FAZZITO, Sabrina. Y; RAPALINI, Augusto. E; CORTÉS, José. M; TERRIZZANO, Carla. M. *Characterization of Quaternary faults by electric resistivity tomography in the Andean Precordillera of Western Argentina. Journal of South American Earth Sciences*, Argentina, v. 28, p. 217-228. 2009.

FISHER, Elizabeth; MCMECHAN, George. A; ANNAN, Peter. A. *Acquisition and processing of wide-aperture ground-penetrating radar data. Geophysics*, v. 57, n. 3, p. 495-504, Março. 1992.

GAWTHORPE, R.L; COLLIER, R.E.L; ALEXANDER, J; BRIDGE, J.S; LEEDER, M.R. *Ground penetrating radar: application to sandbody geometry and heterogeneity studies*. In: North, C.J., Prosser, J. _Eds., **Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs**. Geol. Soc. London Spec. Publ. 73, 421–432. 1993.

GOOGLE EARTH PRO - MAPAS, **Software Google Earth** versão 7.1.8.3036. 2017.

GOURRY, Jean-Christophe; VERMEERSCH, Françoise, GARCINA, Manuel; GIOT, Denis. *Contribution of geophysics to the study of alluvial deposits: a case study in the Val d'Avaray area of the River Loire, France*. **Journal of Applied Geophysics**, França, v. 54, p. 35-49, Julho. 2003.

GROOT-HEDLIN, C; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data, **Geophysics**, 55: 1613-1624. 1990.

GUADAGNIN, Felipe. Projeto de Pesquisa- **Composição de sedimentos detríticos derivados de rochas ígneas em clima subtropical úmido e sua aplicação na análise de proveniência sedimentar**, 2016 (CNPq 01/2016).

GUTIÉRREZ, Francisco; GALVE, Jorge Pedro; LUCHA, Pedro; CASTAÑEDA, Carmen; BONACHEA, Jaime; GUERRERO, Jesús. *Integrating geomorphological mapping, trenching, InSAR and GPR for the identification and characterization of sinkholes: A review and application in the mantled evaporite karst of the Ebro Valley (NE Spain)*. **Geomorphology**, v. 134, p. 144-156, Janeiro. 2011.

HAMMON III, W.S; ZENG, X; CORBEANU, R.M; MCMECHAN, G.A. *Estimation of the spatial distribution of fluid permeability from surface and tomographic GPR data and core, with a 2- D example from the Ferron Sandstone, Utah*. **Geophysics** 67, 1505– 1515. 2002.

HORNUNG, J; AIGNER, T. *Reservoir architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogy study. (Upper Triassic, southern Germany): Part 1. Sedimentology and petrophysics*. **J. Petrol. Geol.** 25, 3 – 30. 2002.

IBGE- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, “**IBGE, 2006**”. Disponível em:< http://www.ibge.gov.br/home/mapa_site/mapa_site.php#geociencias>. Acesso em: 27 de Abril, 2017.

INKSCAPE- **Free Software Foundation** Inc.<[http:// fsf.org/](http://fsf.org/)>. Versão 3. 2007.

JOL, H.M; SMITH, D.G. *Ground penetrating radar of northern lacustrine deltas*. *Can. J. Earth Sci.* 28, 1939-47. 1991.

LECLERC, R.F., HICKIN, E.J. *The internal structure of scrolled floodplain deposits based on ground-penetrating radar, North Thompson River, British Columbia*. *Geomorphology* 21, 17– 38. (1997).

LOKE, M.H; BARKER, R.D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton methods. *Geophysical Prospecting*, n. 44, p. 31-152, 1996.

MANGABEIRA, Daianne. S. **Processamento de dados de GPR em barras fluviais do rio Camaquã e sua influência na geração de imagem**. 2016.

MIALL, A.D. ***Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits***. *Earth-Sci. Rev.*, 22: 261-308, 1985.

NAEGELI, M.W; HUGGENBERGER, P; UEHLINGER, U. *Ground penetrating radar for assessing sediment structures in the hyporheic zone of a prealpine river*. *J. N. Am. Benthol. Soc.* 15, 353– 366. 1996.

NEAL, Adrian. *Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress*. **Earth-Science Reviews**, Wolverhampton, v. 66, p. 261-330, abril/janeiro. 2004.

NOBES, D.C; FERGUSON, R.J; BRIERLEY, G.J. *Ground-penetrating radar and sedimentological analysis of Holocene floodplains: insight from the Tuross valley, New South Wales*. *Aust. J. Earth Sci.* 48, 347– 355. 2001.

ORELLANA, Ernesto. ***Prospeccion geoelectrica: en corriente continua***. 2. ed. Espanha: Paraninfo, 1972.

OVERMEEREN, V. *Radar facies of unconsolidated sediments in The Netherlands: A radar stratigraphy interpretation method for hydrogeology*. **Journal of Applied Geophysics**, 40, 1-18. 1998.

POISSON, Jérôme; CHOUTEAU, Michel; AUBERTIN, Michel; CAMPOS, Daniel. *Geophysical experiments to image the shallow internal structure and the moisture distribution of a mine waste rock pile*. **Journal of Applied Geophysics**, v. 67, p. 179-192, Outubro. 2009.

POOLE, G.C; NAIMAN, R.J; PASTOR, J; STANFORD, J.A. *Uses and limitations of ground penetrating radar in two riparian systems. In: Gibert, J; Mathieu, J; Fournier, F. (Eds.), Groundwater/ Surface Water Ecotones: Biological and Hydrological Interactions and Management.* Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 140–148. 1997.

PROSYS II, **Software IRIS instruments**, 2017.

RADAN, **Software Geophysical Survey Systems** versão 4.0. 2006.

RAMGRAB, Gilberto .E; WILDNER, Wilson. Geologia da Folha Pedro Osório (SH.22-Y-C), RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. **Anais.** Salvador: SBG, v. 1:32- 34.

RAMGRAB, Gilberto. E. **Geologia da Folha Pedro Osório** (SH. 22- Y-C), RS. Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático (CPRM), cap.2. 1999.

REESINK, A. J. H; ASHWORTH, P. J; GREGORY H; SMITH, S; BEST, J. L; PARSONS, D. R; AMSLER, M; HARD, R. J; LANE, S; NICHOLAS, A. P;ORFEO, O; SANBACH, S; SIMPSON, C.J; and SZUPIANY, R.N. Scales and causes of heterogeneity in bars in a large multi-channel river: Rio Paraná, Argentina. In: **Sedimentology**, v. 61, 1055–1085. 2014.

RES2DINV-2D Resistivity and IP Inversion. **Geotomo Software Malaysia.** Versão 3.4. 2002.

REFLEX, **Software Sandmeier geophysical** research. 2014.

ROBERTS, M.C; BRAVARD, J.P; JOL, H.M. *Radar signatures and structure of an avulsed channel, Rhone River, Aoste, France.* **J. Quat. Sci.** 12, 35– 42. 1997.

PRISM, **Software RadarSystems** versão 2.5. 2013.

QGIS-MAPAS. **Free Software Foundation**, Inc. versão 2.18.1. 2016.

SANTOS, Shaiely. F. **Variabilidade espaço-temporal das barras fluviais do médio camaquã superior utilizando sensoriamento remoto e georadar.** 2014.

SASAKI, Y. Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation, **Geophysical Prospecting**, 40: 453-464. 1992

SILVA, D. C. **Contribuição ao reconhecimento geomorfológico das feições nas adjacências do rio Piratini durante as variações do nível do mar desde o Pleistoceno- Planície Costeira do Rio Grande do Sul.** 2006.

SKELLY, R. L; BRISTOW, C. S; ETHRIDGE, F. G; *Architecture of channel-belt deposits in an aggrading shallow sandbed braided river: the lower Niobrara River, northeast Nebraska.* **Sediment. Geol**, v. 158, p. 249–270. 2003.

STEPHENS, M.. *Architectural element analysis within the Kayenta Formation (Lower Jurassic) using ground-probing radar and sedimentological profiling, southwestern Colorado.* **Sediment. Geol.** 90, 179– 211, 1994.

SYSCAL-PRO (Iris Instrument) Standart & Switch (48-72-96-120) Versión. User's manual – **IRIS INSTRUMENT** Disponível em: <www.iris.instrument.com>. Acesso em: 23 de Março de 2017.

SZERBIAK, R. B; MCMECHAN, G. A; CORBEANU, R; FORSTER, C; SNELGROVE, S. H. *3-D characterization of a clastic reservoir analog: From 3-D GPR data to a 3-D fluid permeability model.* **Gheophysics**, v. 66, n. 4, p. 1026-1037, julho/Agosto. 2001.

SZUBERT, Eugenio. C. **Geologia da Folha Pedro Osório (SH. 22- Y-C), RS.** Projeto de Mapeamento Geológico/Metalogenético Sistemático (CPRM), cap.5, 1999.

TAYLOR, M.P., MACKLIN, M.G.. *Holocene alluvial sedimentation and valley floor development: the River Swale, Catterick, North Yorkshire, UK.* **Proc. Yorks. Geol. Soc.** 51, 317–327, 1997.

TELFORD, Willian. M; GELDART, L.P; Sheriff, R.E. **Applied Geophysics**, 2n edn. Cambridge: Cambridge University Press, 1990.

WYATT, D. E; TEMPLES, T. J. *Ground-penetrating radar detection of small-scale channels, joints and faults in the unconsolidated sediments of the Atlantic Coastal Plain.* **Environmental Geology**, v. 27, p. 219 225. 1996.

WILKINSON, Paul. B; LOKE, Meng. H; MELDRUM, Philip. I; CHAMBERS, Jonathan. E; KURAS, Oliver; GUNN, Davis. A; OGILVY, Richard. D. *Practical aspects of applied optimized survey design for electrical resistivity tomography*. **Geophysical Journal International**, Nottingham, v. 189, p. 428-440. 2012.

WOODWARD, John; ASHWORTH, Philip. J; BEST, JAMES. L; SAMBROOK, Gregory. H. S; SIMPSON, Christopher. J. *The use and application of GPR in sandy fluvial environments: methodological considerations*. **Geological Society**, Londres, v. 211, p. 127-142. 2003.

ZARROCA, Mario; COMAS, Xavier; GUTIÉRREZ, Francisco; CARBONEL, Domingo; LINARES, Rogelio; ROQUÉ, Carles; MOZAFARI, Morteza; GUERRERO, Jesús; PELLICER, Xavier. M. *The application of GPR and ERI in combination with exposure logging and retrodeformation analysis to characterize sinkholes and reconstruct their impact on fluvial sedimentation*. **Earth Surface Processes And Landforms**, Barcelona. 2016.