

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA

BOLÍVAR SILVEIRA DALL'AGNESE

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA EM UMA ÁREA DA FALHA
AÇOTÉIA-PIQUIRI APLICADA A HIDROGEOLOGIA, SANTANA DA BOA
VISTA, RS.**

**Caçapava do Sul
2015**

BOLÍVAR SILVEIRA DALL'AGNESE

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA EM UMA ÁREA DA FALHA
AÇOTÉIA-PIQUIRI APLICADA A HIDROGEOLOGIA, SANTANA DA BOA
VISTA, RS.**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Marco Antonio Fontoura
Hansen

Co-orientador: José Pedro Rebés Lima

**Caçapava do Sul
2015**

BOLÍVAR SILVEIRA DALL'AGNESE

**CARACTERIZAÇÃO GEOLÓGICA-GEOFÍSICA EM UMA ÁREA DA FALHA
AÇOTÉIA-PIQUIRI APLICADA A HIDROGEOLOGIA, SANTANA DA BOA
VISTA, RS.**

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título de
Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 1, Dezembro de 2015.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Marco Antonio Fontoura Hansen
Orientador
UNIPAMPA

Prof. Dr. José Waldomiro Jiménez Rojas
UNIPAMPA

Prof. Dr. Maximilian Fries
UNIPAMPA

RESUMO

O estudo na área de hidrogeologia visa encontrar estruturas e ocorrência de água subterrânea no limite noroeste do Graben Arroio Moirão, situado no Escudo Sul-riograndense, mais precisamente, sobre a Falha Açotéia-Piquiri (direção NE-SW). A área de pesquisa localiza-se a sudeste do município de Santana da Boa Vista, RS, nas proximidades do rio Camaquã, a cerca de 60 km de Caçapava do Sul, RS. Na região do município encontram-se diversos litotipos, que datam desde o Paleoproterozóico ao Mesozóico, as principais unidades geológicas que se encontram na área são: a Unidade Ortognáissica do Complexo Metamórfico Porongos (NW) e as rochas sedimentares da Formação Sanga do Cabral (SE), que se classificam como aquitardo. Portanto, as fraturas e falhas tem um papel importante no ponto de vista hidrogeológico. Para identificá-las foram utilizados os métodos geofísicos Sensoriamento Remoto, Eletromagnético Geocondutímetro e Eletrorresistividade. Através de imagens orbitais do satélite LANDSAT 7 ETM⁺ e seu processamento no SPRING 4.2, foi possível identificar os lineamentos e obter os diagramas de roseta com a frequência absoluta. Após esta etapa foram definidos os perfis de caminamento eletromagnético na direção NW-SE, ortogonais a Falha Açotéia-Piquiri. Foram observados dois afloramento de arenito muito intemperizados na região da Bacia do Paraná e encontram-se poucos fragmentos de seixos na área. Os sedimentos nos córregos foram analisados quanto a sua composição, indicando que na área há grande deposição de sedimentos que vão desde argila a seixo, de materiais autóctones e alóctones. As seções geoeletricas de condutividade aparente e de resistividade apresentam comportamento semelhante, mostrando claramente duas unidades geológicas distintas e separadas por uma falha. O método Geocondutímetro ofereceu melhores resultados, para a identificação da Falha Açotéia- Piquiri. Suas seções geoeletricas de condutividade aparente mostram valores baixos (0-15 mS/m) para o embasamento a NW e valores altos (45-65 mS/m) para a Bacia do Paraná a SE. A região associada à Falha apresenta valores intermediários (16-44 mS/m) de condutividade aparente, indicando preenchimento de materiais detríticos saturados. Logo um local mais provável para locação de um poço produtor de água é um ponto onde localizado na falha a uma profundidade em torno de 120 m, para se obter maior pressão litostática e hidrostática e conseqüentemente maior vazão.

Palavras chave: Hidrogeologia, Graben Arroio Moirão, Escudo Sul-riograndense, Bacia do Paraná, Sensoriamento Remoto, Geocondutímetro, Eletrorresistividade.

ABSTRACT

The study on hydrogeology area aims to find structures and occurrence of groundwater in the northwest boundary of the Arroio Moirão Graben, located in the Sul-rio-grandense Shield, more precisely, on the Açotéia-Piquiri Fault (NE-SW direction). The research area is located southeast of Santana da Boa Vista, RS, near the Camaquã river, about 60 km from Caçapava do Sul, RS. In the municipal area there are several rock types, dating from the Paleoproterozoic to the Mesozoic, the main geological units currently in the field are: Ortognáissica Unit Complex Metamorphic Porongos (NW) and sedimentary rocks of the Sanga do Cabral Formation (SE), which are classified as aquitardo. Therefore, fractures and faults have an important role in hydrogeological standpoint. To identify them geophysical methods were used Remote Sensing, Electromagnetic Geoconductivity and Electrical Resistivity. Through orbital images of satellite Landsat 7 ETM + and its processing in SPRING 4.2, it was possible to identify lineaments and get the rosette diagrams with the absolute frequency. After this step were defined the electromagnetic traversal profiles in the direction NW-SE, orthogonal the Açotéia-Piquiri Fault. Two very weathered sandstone outcrops were observed in the region of the Paraná Basin and are few pebbles fragments in the area. The sediments in streams were analyzed for its composition, indicating that in the area there are large deposits of sediment ranging from clay to pebble, autoctones and alioctones materials. The geoelectric sections of apparent conductivity and resistivity exhibit similar behavior, clearly showing two distinct geological units and separated by a fault. The Geoconductivity method provides better results for the identification of Açotéia-Piquiri Fault. Your geoelectric sections of apparent conductivity show low values (0-15 mS / m) to the basememt NW and high values (45-65 mS / m) for the Paraná Basin SE. The region associated with the fault presents intermediate values (16-44 mS / m) apparent conductivity, indicating completion of saturated detrital material. So a more likely location for lease of a production well water is located at a point where failure at a depth of about 120 m, for greater lithostatic and hydrostatic pressure and consequently higher throughput.

Key words: Hidrogeology, Arroio-Moirão Graben, Sul-rio-grandense Shield, Paraná Basin, Remote Sensing, Geoconductivity, Electrical Resistivity.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.....	4
Figura 2 - Mapa geológico da área de estudo.....	5
Figura 3 - Localização dos poços mais próximos da área de estudo.....	5
Figura 4 - Divisões do Escudo Sul-rio-grandense.....	6
Figura 5 - Terreno Tijucas e unidade geológicas.	7
Figura 6 - Localização e limites do Graben Arroio Moirão.	8
Figura 7 - Coluna litoestratigráfica dos aquíferos da região Central do Rio Grande do Sul.....	9
Figura 8- Localização da posição dos perfis geofísicos em campo.....	13
Figura 9 - Trilhas para a passagem dos perfis e passagem sobre declives acentuados (drenagens). 13	
Figura 10 - Equipamento EM 34-XL.	14
Figura 11 - Método Geocondutímetro. A) DH e B) DV.	15
Figura 12 - Eletroresistímetro SYSCAL.....	16
Figura 13 - Preparação dos arranjos de Eletroresistividade.....	17
Figura 14 - Bloco diagrama exemplificando o Método Eletromagnético.	32
Figura 15 - Arranjo Dipolo-Dipolo.	37
Figura 16 – Arranjo Wenner-Schlumberger.....	38
Figura 17 - Imagem LandSat7, composição de bandas 3B - 4G - 7R.....	44
Figura 18 - Imagem LandSat7, composição de bandas 3R - 7B - 8G.....	45
Figura 19 - Imagem LandSat7, composição de bandas 4B - 7G - 8R.....	45
Figura 20 - Imagem LandSat7, composição CP-1 (3R7B8G)B – banda 8G - CP-1 (4B7R8G)R....	47
Figura 21 - Mapa em escala regional dos principais lineamentos tectônicos identificados nas imagens de satélite.	48
Figura 22 - Mapa em escala local dos principais lineamentos tectônicos identificados nas imagens de satélite.....	48
Figura 23 - Diagramas de roseta, frequência absoluta.	49
Figura 25 - Afloramento de arenito, a direita nota-se a estratificação cruzada plano-paralela.	50
Figura 26 - Afloramento de arenito em leito de córrego, nota-se a camada de solo logo a cima. Junto a amostra coletada.	51
Figura 27 – Fragmento de rocha rolado 1, arenito em elevado estágio de diagênese.	52
Figura 28 - Fragmento de rocha rolado 2, rocha ígnea extrusiva.....	53
Figura 29 - Fragmento de rocha rolado 3, pegmatito.	53
Figura 30 - Ponto 1 (esquerda) e ponto 2 (direita).	54
Figura 31 - Seções 1 e 2 em contorno e imagem.....	55
Figura 32 - Seções 1 e 2 do método Eletroresistividade, arranjo Dipolo-Dipolo.	57
Figura 33 - Seções 1 e 2 do método Eletroresistividade, arranjo Wenner-Schlumberger.	58
Figura 34 - Perfis realizados junto aos alvos identificados por imagem de satélite e em campo....	59
Figura 35 - Seção 1 - condutividade associada a topografia.	59
Figura 36 - Seção 2 - condutividade associada a topografia.	60
Figura 37 - Planos de condutividade aparente formando um bloco com as profundidades teóricas dos dipolos. A linha preta contínua indica a posição da falha.....	61
Figura 38 - Modelo geológico geofísico da área.....	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Caracterização das bandas do satélite LANDSAT 7.....	29
Tabela 2 - Comparação de alcance de profundidade das ondas eletromagnéticas em metros (distância entre as bobinas x posição dos dipolos).....	33

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS	2
2.1 Objetivo geral	2
2.2 Objetivos específicos	2
3. ÁREA DE ESTUDO	3
3.1 Contexto geológico e geologia local	6
4. MATERIAIS E MÉTODOS	11
4.1 Etapa de gabinete	11
4.1.1 Sensoriamento Remoto	11
4.2 Levantamento Geofísico de Campo	12
4.2.1 Método Eletromagnético Geocondutímetro	14
4.2.2 Método Eletrorresistividade	15
4.3. Levantamento geológico	16
4.4 Processamento dos dados	18
4.4.1 PDI e técnicas utilizadas	18
4.4.2 Processamento dos dados do método Geocondutímetro	20
4.4.3 Processamento dos dados do método Eletrorresistividade	20
5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	21
5.1 Escudo Sul-rio-grandense e o Graben Arroio Moirão	21
5.2 Hidrogeologia na região do Graben Arroio-Moirão	24
5.3 Radiação Eletromagnética	26
5.4 Sensoriamento Remoto	27
5.4.1 Início e evolução das Pesquisas Espaciais	27
5.4.2 LANDSAT 7	28
5.4.3 Aplicações de Sensoriamento Remoto para hidrogeologia	30
5.5 Método Eletromagnético Geocondutímetro	31
5.5.1 Aplicações do Método Eletromagnético para hidrogeologia	33
5.6 Eletrorresistividade	35
5.6.1 Técnicas e arranjos de campo	36
5.6.2 Caminhamento elétrico	36
5.6.3 Aplicações de ER para hidrogeologia	39
5.7 Aquífero fissural	40

5.7.1	Análise estrutural e conceitos.....	41
5.7.2	Contexto tectono-estrutural na hidrogeologia para terrenos fraturados	41
5.7.3	Fluxo de água subterrânea.....	42
6.	RESULTADOS E DISCUSSÃO	44
6.1	Levantamento por sensoriamento remoto	44
6.2	Levantamento geológico	49
6.3	Dados de levantamento geofísico.....	55
7.	CONCLUSÃO	63
8.	REFERÊNCIAS	64
9.	ANEXO.....	69

1. INTRODUÇÃO

Atualmente existem problemas relacionados à demanda e disponibilidade de água e também quanto à qualidade das águas em diversos lugares do mundo. Sabe-se que a maior parte de água doce do planeta está em subsuperfície, portanto é importante conhecer os aquíferos para saber se estes são exploráveis por seu volume, transmissão e qualidade de água. Apesar do custo de exploração deste recurso subterrâneo, acredita-se que seja a melhor alternativa para áreas afetadas por secas, ou contaminação dos corpos de água superficiais ou que se encontram distantes de aquedutos de zonas urbanas.

A pesquisa foi realizada na região SE do município de Santana da Boa Vista, RS, onde se encontra o limite oeste do Graben Arroio Moirão (GAM), a falha Açotéia-Piquiri, cuja é um lineamento de grande dimensão, o qual juntamente com os demais lineamentos principais do escudo Sul-rio-grandense (ESRG), acredita-se ter sido decorrente da reativação de zonas de fraqueza antigas da crosta de idade próxima a 540 Ma.

O ESRG é muito estudado por diversos pesquisadores, não só do Brasil como de outros países, por ser uma região de alta complexidade geológica, porém não há publicações a respeito da hidrogeologia com aplicação de sensoriamento remoto e métodos geofísicos geoeletricos. Tais métodos foram escolhidos pela sua praticidade de aplicação em campo e por serem muito utilizados e recomendados para prospecção de água subterrânea em ambientes fraturados. Assim, esta pesquisa ajudará a complementar uma parte dos estudos hidrogeológicos na região.

Devido a característica de aquífero das rochas sedimentares da Formação Sanga do Cabral, os lineamentos são alvos de interesse para analisar as áreas propícias a exploração dos recursos hídricos subterrâneos.

Foram adquiridas imagens orbitais do LANDSAT 7 ETM⁺ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), as quais foram processadas para identificar feições geológicas em escala regional e local.

Foram aplicados dois perfis na direção NW-SE (azimute 140°), usando o método Geocondutivímetro (equipamento EM34-XL) com a técnica de caminhamento, assim como o método eletrorresistividade (equipamento SYSCAL), com a técnica Caminhamento Elétrico (com arranjo Wenner-Schlumberger e dipolo-dipolo). Também foi feito o levantamento geológico de campo, sendo descritos afloramentos, fragmentos de rocha rolados e sedimentos dos córregos para compreender a geologia local.

2. OBJETIVOS

2.1 Objetivo geral

Caracterizar através da geologia e geofísica a falha limite do Graben Arroio Moirão utilizando os métodos Sensoriamento Remoto, Eletromagnético Geocondutímetro e Eletrorresistividade.

2.2 Objetivos específicos

- Identificar os principais lineamentos e drenagens utilizando imagens de satélite.
- Obter o modelo Geoelétrico da área de estudo utilizando os métodos Eletromagnético Geocondutímetro e Eletrorresistividade.

3. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo se localiza no SE do município de Santana da Boa Vista, RS (região Centro-sul do estado), cuja extensão territorial é aproximadamente 1420,616 km² e com população de 8434 habitantes, tem média pluviométrica anual entre 1.500-1.600 mm. O município está situado na região hidrográfica Atlântico Sul (IBGE, 2014) e na bacia hidrográfica do Rio Camaquã (CPRM, 2006).

O área está à margem da BR-392 (Fig. 1), está a 300 km de distância da capital Porto Alegre e a 60 km de Caçapava do Sul, aproximadamente. A área está sobre a região oeste do Graben Arroio Moirão (GAM), mais especificamente no limite oeste do graben, a Falha Açotéia-Piquiri. O graben tem dimensões próximas de 90 km de extensão na direção NE-SW e 35 km na direção E-W, tendo como limite leste a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu.

A Falha Açotéia-Piquiri divide a área estudada em duas unidades litológicas de acordo com o Mapa Geológico do RS, a Unidade Ortognáissica do Complexo Metamórfico Porongos a oeste e a Formação Sanga do Cabral a leste (Fig. 2).

Em relação aos poços tubulares na região, há dois poços perfurados nas proximidades da área (Fig. 3), um está no embasamento e está instalado, o outro está na região da Bacia do Paraná e não está instalado

O poço instalado na região do embasamento tem cota de 260 m e profundidade de 97 m, em seu perfil geológico ocorre solo até 0,9 m, rochas intemperizadas e decompostas de material quartzo feldspático até 23 m e micaxisto até 97 m, apresentando vazão de 3,02 m³/h. O poço na região da Bacia do Paraná tem cota de 127 m e profundidade de 100 m, em seu perfil geológico ocorre areia argilosa até 15 m e arenito argiloso da Formação Sanga do Cabral até 100 m (Anexo).

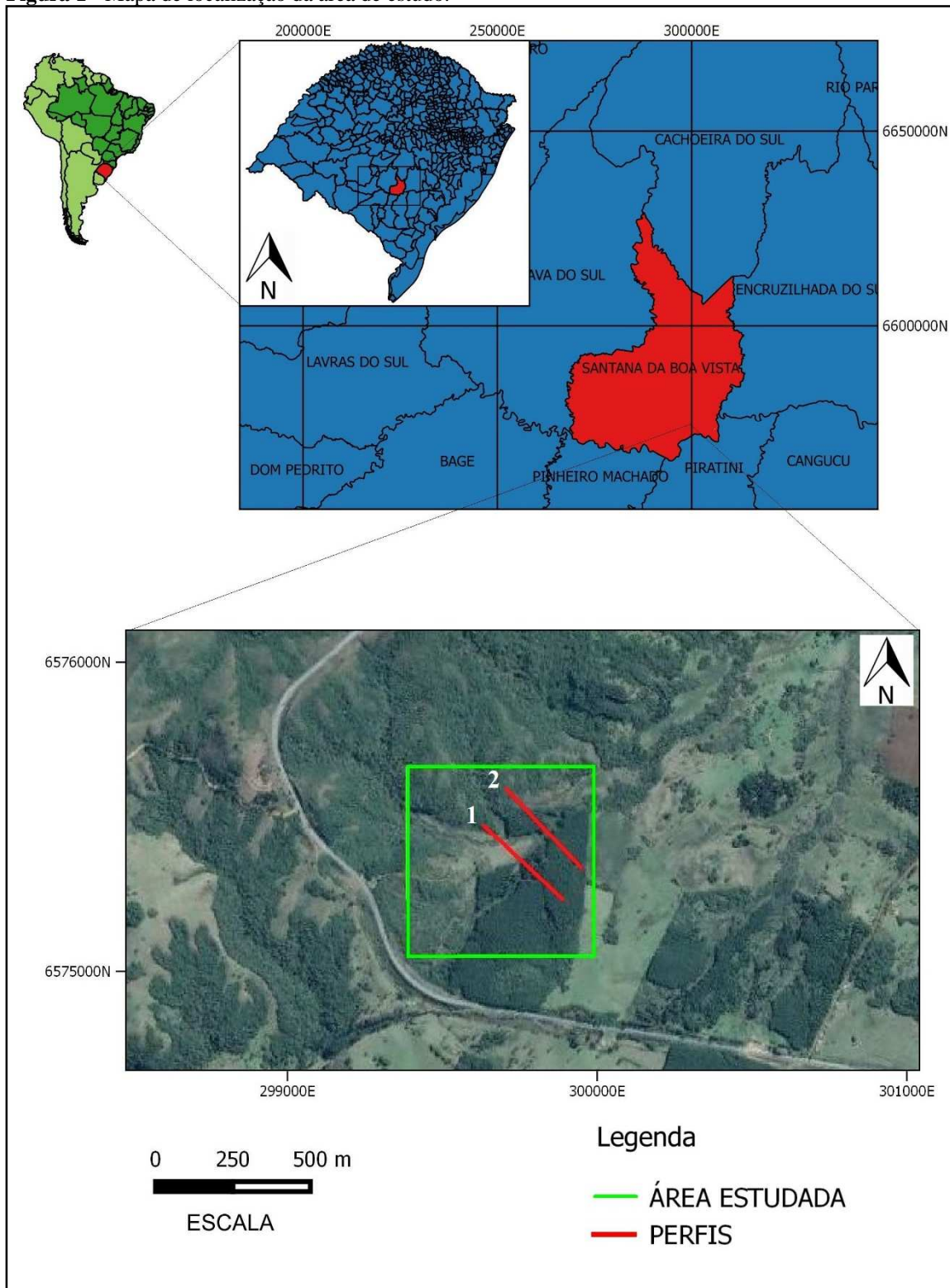
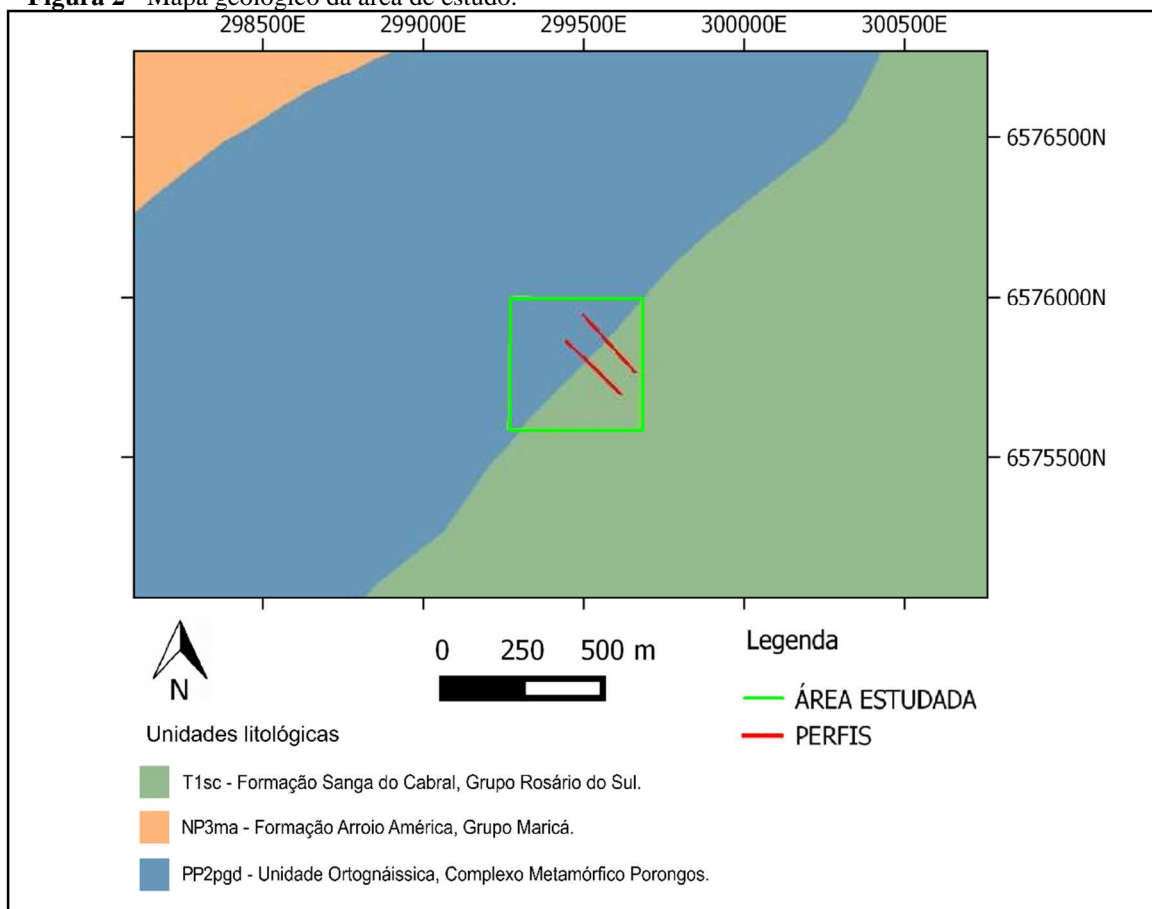
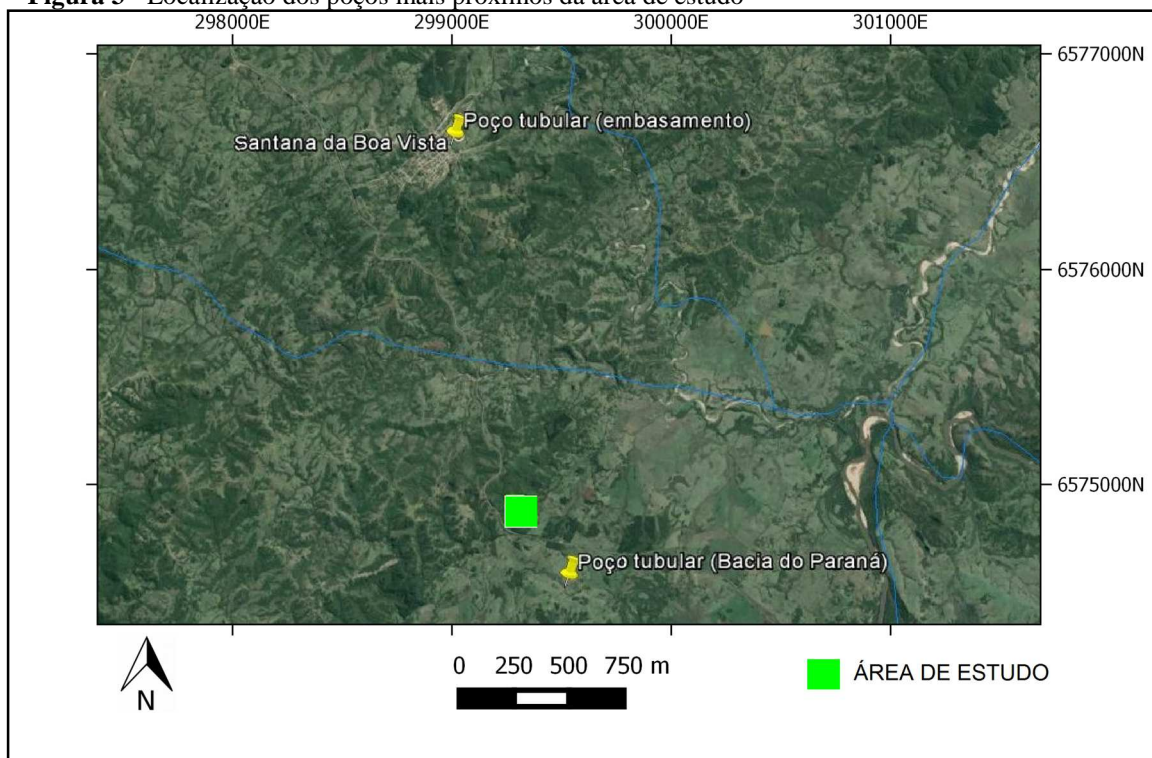
Figura 1 - Mapa de localização da área de estudo.

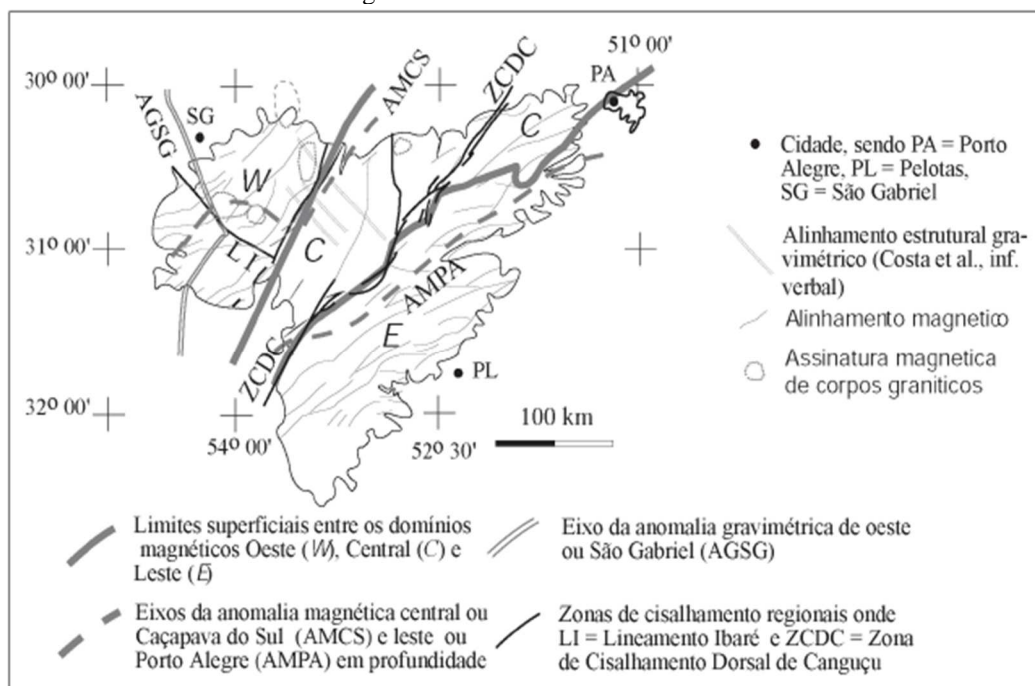
Figura 2 - Mapa geológico da área de estudo.**Figura 3** - Localização dos poços mais próximos da área de estudo

3.1 Contexto geológico e geologia local

O Escudo Sul-rio-grandense teve sua formação e evolução ao longo dos eventos Transamazônico (2,26-2,20 Ga) e Brasileiro (900-535 Ma), e seu arcabouço tectônico é dividido em três unidades principais que foram retrabalhadas durante o Neoproterozóico e acredita-se estar estável desde o final do Cretáceo (em relação a eventos termotectônicos). As unidades são: o Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito Pelotas, em ordem de oeste para leste, respectivamente (Fig. 4). O mais importante a ser destacado é o Terreno Tijucas (letra C na figura), pois é na sua região em que está situada a área de estudo.

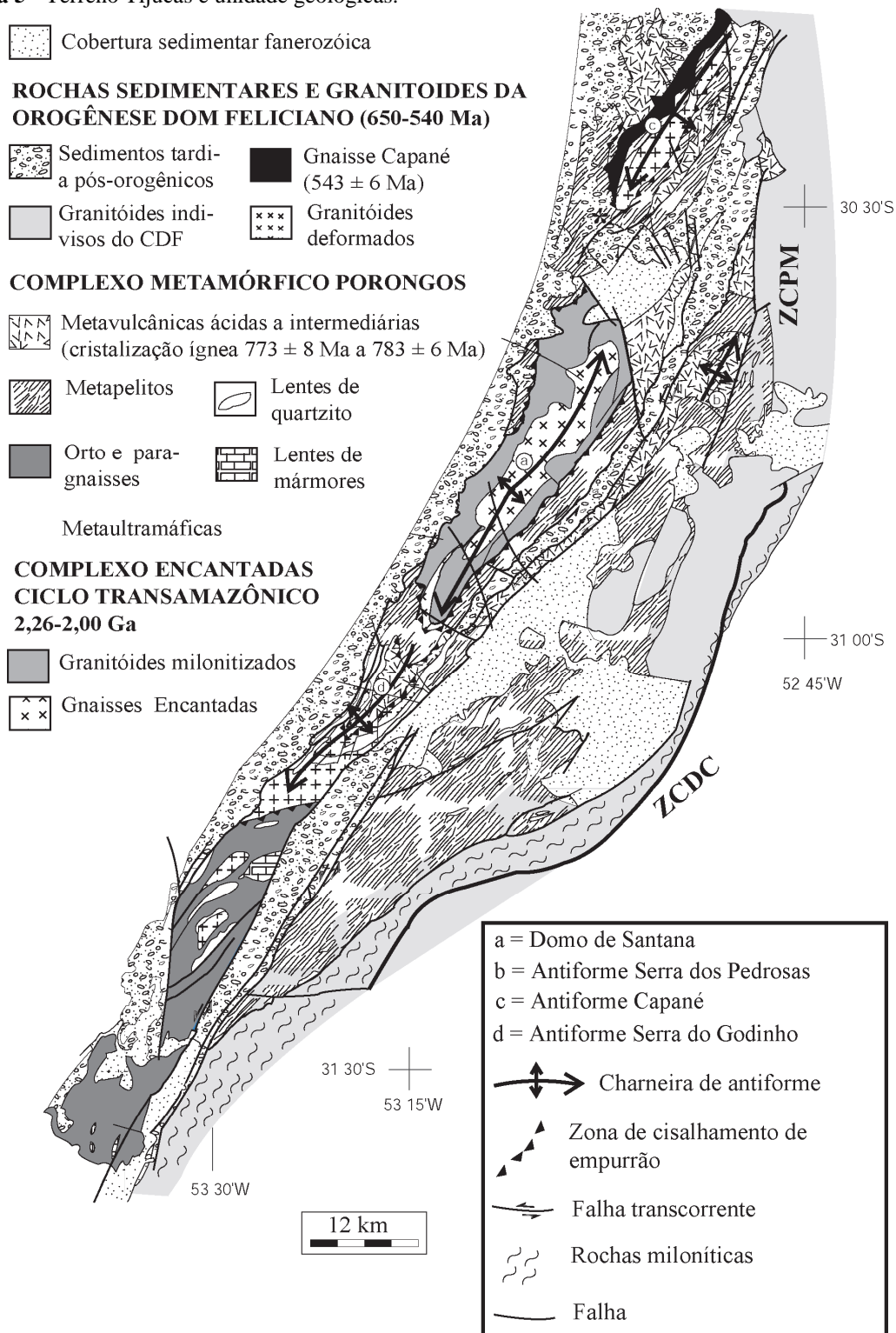
O Terreno Tijucas (Fig. 5) tem orientação N20°-30°E, estendendo-se do Arroio Capané (Norte) até a região de Candiota (Sul) com largura e comprimento próximos de 15-30 km e 170 km (CHEMALE Jr., 2000), acredita-se que tenha sido retrabalhado em eventos de transcorrência de período pós-colisional (600 Ma) e transcorrência de período extensional (530 Ma), neste mais recente representado pelo gnaiss Capané e Domo de Santana (HARTMANN, CHEMALE & PHILIPP, 2007). Seu limite a leste é a ZCDC e a Zona de Falha Passo do Marinheiro (ZFPM) e o limite oeste é a Anomalia Magnética de Caçapava do Sul (AMCS) (CHEMALE JR., 2000; FERNANDES *et al.*, 1993, 1995).

Figura 4 - Divisões do Escudo Sul-rio-grandense.



Fonte: Adaptado de (Hartmann, Chemale & Philipp, 2007).

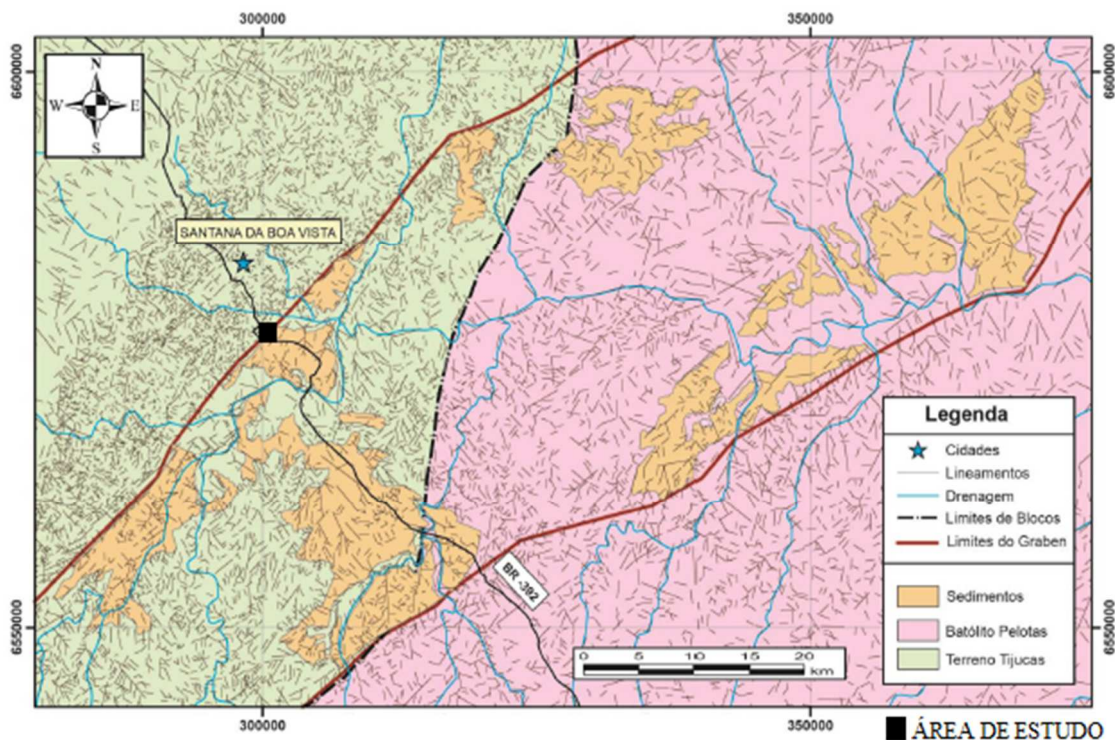
Figura 5 - Terreno Tijucas e unidade geológicas.



Fonte: Hartmann, Chemale & Philipp (2007).

De acordo como o modelo que Machado João (2014) propôs para o GAM, em seu centro há o contato entre o Terreno Tijucas e o Batólito Pelotas (Fig. 6).

Figura 6 - Localização e limites do Graben Arroio Moirão.



Fonte: Adaptado de Machado João (2014).

O complexo metamórfico Porongos é uma das principais unidades do Terreno Tijucas e é composta por uma sequência de rochas metassedimentares e metavulcânicas decorrentes de metamorfismo regional orogênico nas fácies xisto verde anfibolito (CHEMALE JR., 2000; ZVIRTES, 2014) e retrometamorfizadas em condições de xisto verde (CHEMALE JR., 2000).

A sua Unidade Ortognáissica de acordo com o Mapa Geológico do Rio Grande do Sul (CPRM, 2006) é descrita como: tonalito e monzogranito com bandamento gnáissico, deformação plástica, ortognáisse com granada e turmalina como variedades.

A Formação Sanga do Cabral (Grupo Rosário do Sul) corresponde a Sequência Gondwanica I da Bacia do Paraná, esta sequência está posicionada geocronologicamente entre o Moscoviano e o Scythiano (MILANI *et al.* 2007).

A Formação Sanga do Cabral, caracterizada anteriormente, também é descrita segundo o Mapa Geológico do RS (CPRM, 2006) como: corpos tabulares ou lenticulares

alongados, brecha e conglomerado intraformacional, siltito e raro argilito, ambiente continental, fluvial entrelaçado, contendo fragmentos de vertebrados fósseis (anfíbios e répteis).

Como pode se observar, as rochas sedimentares desta região apresentam características de baixa porosidade e permeabilidade, portanto, não favorecendo a transmissão de água por entre seus poros. Essas características o classificam como aquífero, que se trata de uma formação geológica que pode armazenar quantidades consideráveis de água, porém tem baixa transmissividade.

A Formação Sanga do Cabral e as demais rochas sedimentares da região central do estado foram empilhadas segundo Machado José (1998), em termos de hidroestratigrafia e lito estratigrafia (Fig. 7).

Figura 7 - Coluna litoestratigráfica dos aquíferos da região Central do Rio Grande do Sul.

COLUNA LITOLÓGICA AREIA g m f ARGILA SILTE	HIDROESTRATIGRAFIA QUÍMICA		LITOESTRATIGRAFIA		IDADES		
	SISTEMAS AQUIFEROS	TIPOS GEOQUÍMICOS	FORMAÇÃO	GRUPO	PERÍODO	ERA	
	AQUIFERO	FRATURADO	Bicarb.Cálc. Bicarb.Cálc-Sód.	SERRA GERAL ROCHAS ÁCIDAS	SÃO BENTO	CRETÁCEO	M E S O Z O I C A
	AQUIFERO	CONFINADO LIVRE	Bicarb.Sód. Bicarb.Cálc.	SERRA GERAL ROCHAS BÁSICAS			
	AQUIFERO		Bicarb.- Clor.Sód.	BOTUCATU	ROSÁRIO DO SUL	JURÁS/ TRIÁS.	
	AQUICLUDE		-	CATURRITA		TRIASSICO	
	AQUIFERO	CONFINADO LIVRE	Bicarb.Sód. Bicarb.Cálc.-Sód.	SANTA MARIA	PASSA DOIS	PERMIANO	
	AQUITARDO		Bicarb.mista	MEMBRO ALEMOA MEMBRO PASSO DAS TROPAS			
	AQUIFERO	CONFINADO LIVRE	Sulf-Clor.Sód. Clor-Sulf.Sód. Bicarb.Sód.-Cálc.	SANGA DO CABRAL	PÁSSA DOIS	PERMIANO	
	AQUICLUDE		-	RIO DO RASTO			
	AQUICLUDE		-	ESTRADA NOVA	PÁSSA DOIS	PALEOZOÍ ICA	

Legenda			
	Estratificação Cruzada Tangencial		Estratificação Cruzada Acanalada
	Fósseis e Répteis		Madeira Petrificada
	Estrutura Lenticular		

Fonte: Adaptado de Machado José (1998).

A formação também é caracterizada quanto sua potencialidade aquífera, sendo denominada de acordo com Roisenberg *et al.* (2007), o Sistema Aquífero Sanga do Cabral/Pirambóia, o qual é composto por camadas siltico-arenosas avermelhadas, com

matriz argilosa, e arenitos vermelhos finos a muito finos, com cimento calcífero. As capacidades específicas são variáveis, em geral, entre 0,5 e 1,5 m³/h/m, enquanto que na região central do Estado ela pode atingir entre 3.000 e 5.000 mg/l.

Assim, determinando a área como de baixo potencial, porém, como já comentado, na área de pesquisa há um lineamento de grande escala que pode ser favorável ao armazenamento de água, portanto, para fins de conhecimento e aplicação de métodos recomendados para prospecção hidrogeológica em aquíferos fraturados, a estrutura será analisada localmente.

4. MATERIAIS E MÉTODOS.

O desenvolvimento do trabalho foi dividido em três etapas principais a seguir descritas:

A primeira etapa foi relativa à revisão bibliográfica referente à geologia regional e local e aos métodos geofísicos de levantamento de dados de campo, também como pesquisa de mapas e uso de sensoriamento remoto para o conhecimento prévio da área de estudo.

A segunda foi a etapa de campo com a aplicação do levantamento geofísico utilizando os métodos geoeletricos para identificar a falha. Também foi realizado o levantamento geológico local, descrição da geomorfologia, afloramentos e coleta de amostras de rochas e sedimentos.

A terceira foi a etapa de processamento e interpretação dos dados com o tratamento e compilação dos dados adquiridos em campo para realização de mapa temático que, unido aos processos das etapas anteriores, possibilitaram identificar as estruturas no campo e avaliar a condição local para armazenagem de água.

4.1 Etapa de gabinete

Consistiu em todo levantamento bibliográfico, utilização de mapas, carta topográfica do Serviço Geográfico do Exército (SGE), entre outros materiais, cujos foram essenciais para auxiliar a interpretação das imagens de satélite da área de estudo e processamento de imagens em *softwares* de computador.

4.1.1 Sensoriamento Remoto

Este método atendeu as expectativas para a pesquisa, possibilitando identificar os principais lineamentos, cujos são definidos como feições mapeáveis na superfície terrestre, de padrão retilíneo ou levemente curvado, sendo considerados produtos de movimento diferencial entre blocos falhados (FILHO E FONSECA, 2009. apud O'LERAY, 1976).

Portanto, os lineamentos são obtidos através dos padrões de alinhamento tanto em relevo como em drenagens, que são atribuídos a prováveis zonas de faturamento (falhas ou juntas) que apresentam variadas escalas e direções.

Para poder identificar os lineamentos, inicialmente foram obtidas as imagens das bandas do satélite LANDSAT 7 ETM⁺ através do arquivo do INPE, a data de aquisição da imagem é 10/02/2002 (às 13:12:36.343297).

Após, as imagens foram processadas no *software* SPRING 4.2 (CÂMARA *et al.* 1996), como a imagem está em uma escala muito grande, para facilitar o seu manuseio no SPRING, é utilizado um retângulo de influência, cuja dimensão é determinada de acordo com o interesse do usuário, onde são atribuídas as coordenadas dos vértices inferior esquerdo e superior direito do retângulo.

Assim como o uso das imagens de satélite, foram muito importantes as informações da carta topográfica Santana da Boa Vista SH.22-Y-A-V-4 (articulação da folha MI-2996/4), do mapa de lineamentos de Machado João (2014) (Figura 6), do mapa geológico do Rio Grande do Sul (CPRM 2006) e o *software* Google Earth com auxílio de arquivos KML (*Keyhole Markup Language*) do mapa de geológico do estado. Estes materiais ou ferramentas, tiveram o papel de assessorar a identificação e confirmação de alvos na imagem de satélite, a qual não é tão “perfeita” para visualização de objetos, exigindo experiência do interprete.

Após os processos no SPRING as imagens foram exportadas no formato *tiff* para serem cartografadas no *software* QGIS 2.8.2.

As técnicas utilizadas estão entre as mais comuns e amplamente empregadas em PDI (Processamento Digital de Imagem), foram muito úteis e levaram a resultados satisfatórios.

4.2 Levantamento Geofísico de Campo

Os processos da etapa de campo incluem o levantamento realizado em dois perfis de caminhamento paralelos e ortogonais à Falha Açotéia-Piquiri, aplicando o Método Eletromagnético Geocondutivímetro utilizando o sistema EM34-XL e o Método Eletrorresistividade utilizando o sistema Syscal. Os perfis estão distantes entre si de 150 m e com direção NW-SE (azimute 140^o). A posição dos perfis foi determinada de acordo com o levantamento por sensoriamento remoto para que se pudesse intersectar a falha ortogonalmente e que fosse possível analisar as duas unidades litológicas (Fig. 8).

Vale lembrar que durante esta época as chuvas estavam intensas na região, houve também precipitação no início do primeiro dia de campo.

Figura 8- Localização da posição dos perfis geofísicos em campo.



Em algumas partes da área de estudo as condições do terreno eram desfavoráveis para realizar os perfis, como declives acentuados e vegetação densa ou troncos caídos, principalmente na região do embasamento. Foram necessários facão e foice para abrir o caminho onde seriam aplicados os perfis (Fig. 9), tivemos algumas dificuldades para aplicar os métodos, porém, os resultados estão coerentes.

Figura 9 - Trilhas para a passagem dos perfis e passagem sobre declives acentuados (drenagens).



4.2.1 Método Eletromagnético Geocondutímetro

O método funciona aplicando um campo primário (H_p), emitido por uma bobina transmissora (T_x), para obter um campo secundário (H_s) gerado a partir do meio em que as ondas eletromagnéticas se propagam, ambos os campos são recebidos por uma bobina receptora (R_x) e darão a resposta da condutividade do meio (Fig. 10).

Para a aquisição de dados foi utilizado o sistema EM34-XL, que permite atingir a profundidade teórica de investigação de 60 m de profundidade.

Figura 10 - Equipamento EM 34-XL.



A aplicação é simples, cada estação de leitura corresponde ao centro entre as bobinas transmissora e receptora, o operador da bobina receptora lê a condutividade do terreno no medidor. Após a leitura, é feito o deslocamento para a próxima estação, mantendo a mesma distância entre as bobinas, assim sucessivamente até o fim do perfil.

Os perfis 1 e 2 do caminhamento foram feitos com os cabos de 10 m e 40 m de separação entre as bobinas, portanto, considerando as posições do dipolo horizontal (DH) e vertical (DV) aplicadas em cada estação (Fig. 11) e as distâncias dos cabos, temos como profundidade teoria de investigação os seguintes valores: para o cabo de 10 m DH= -7,5 m e DV= -15 m e com o cabo de 40 m, DH= -30 m e DV= -60 m.

Figura 11 - Método Geocondutímetro. A) DH e B) DV.



No perfil 1 a aplicação do cabo de 40 m totalizou em 390 m de comprimento com deslocamento de 15 m entre as sete primeiras estações e, a partir desta, o deslocamento foi de 10 m até o fim do perfil. A aplicação com o cabo de 10 m totalizou em 360 m de comprimento com 10 m de deslocamento entre as estações.

No perfil 2 a aplicação do cabo de 40 m totalizou em 360 m de comprimento e com o cabo de 10 m o total de 370 m, ambos com deslocamento de 10m.

Com os resultados obtidos no em campo foram tabulados em planilha do *software* Excel. Em uma segunda etapa os valores de condutividade aparente foram interpolados utilizando-o *software* SURFER 12.0, a fim de se obter uma seção geométrica de condutividade aparente da área de estudo. Com base nas seções de condutividade aparente, é possível interpretar a distribuição litoestratigráfica e feições estruturais da área de estudo.

4.2.2 Método Eletrorresistividade

A aquisição de dados resistividade empregando Método Eletrorresistividade utilizou o equipamento SYSCAL (Fig. 12), o método foi aplicado com a técnica de Caminhamento Elétrico com os arranjos Wenner-Schlumberger e Dipolo-Dipolo, os perfis tem a mesma posição que o método anterior.

Figura 12 - Eletrorresistivímetro SYSCAL



O método ER foi aplicado com perfis multieletrodos, de maneira que os pares de eletrodos permanecessem fixos, ou seja primeiro foi montada a linha, após, o próprio equipamento (SYSCAL) automaticamente troca os eletrodos a cada leitura de acordo com o método aplicado (Fig. 13).

Os perfis 1 e 2 foram de 360 m de comprimento, tendo 72 eletrodos com separação de 5 m entre si.

A aplicação demanda um certo tempo, principalmente para fixar os eletrodos e conectá-los a base, o tempo que o equipamento levou para adquirir os dados também foi longo, devido ao comprimento dos perfis.

Através do Caminhamento Elétrico se obtém a curva de variação do parâmetro físico relativa as profundidades de investigação, cuja interpretação determinará a distribuição espacial da resistividade no substrato, esta curva resultante deve ser analisada cautelosamente para se obter um modelo geológico mais fiel possível.

4.3. Levantamento geológico

O levantamento geológico consiste na descrição macroscópica de afloramentos e amostras coletadas, tanto dos afloramentos como fragmentos rolados e sedimentos do leito de córrego.

Devido as condições da área, que apresentava um solo espesso, foram encontrados apenas dois afloramentos, ambos na região da bacia, em estágios muito avançado de

intemperismo haviam também afloramentos em corte de estrada (na BR-392) onde havia contato entre arenitos e derrames vulcânicos, os quais também estavam muito intemperizados, sendo difícil coletar amostras. Por isso foi necessário coletar amostras roladas, cujas também eram poucas, para complementar o conhecimento geológico da área.

Figura 13 - Preparação dos arranjos de Eletrorresistividade.



As amostras de sedimentos foram coletadas em dois pontos do mesmo córrego, não foi feita análise granulométrica aprofundada, porém foram analisadas quanto a granulometria, forma e composição dos clastos, sendo utilizada a classificação granulométrica de Wentworth (1922).

Para adquirir as coordenadas dos pontos foi utilizado o GPS portátil GARMIN eTrex Vista® HCx.

4.4 Processamento dos dados

Esta etapa envolve a união de todos os processos anteriores, para produzir os resultados esperados e que dependem das propriedades físicas e geológicas do meio.

4.4.1 PDI e técnicas utilizadas

As imagens de satélite foram processadas no *software* SPRING 4.2, onde as técnicas que foram utilizadas estão baseadas em estudos de caso de Filho e Fonseca (2009), Nascimento (2014), cujas descrições são o que realmente foi aplicado no processamento das imagens da pesquisa.

- Manipulação de contraste: o realce de contraste é utilizado para melhorar a qualidade da imagem do ponto de vista visual. O contraste entre dois objetos pode ser definido como a razão entre os seus níveis de cinza médios;
- Composição colorida: técnica que utiliza composição de cores para contrastar alvos, possibilitando maior informação para identificá-los e interpretá-los, pois o sistema visual humano percebe melhor o contraste de matizes de cor do que dos níveis de cinza;
- Fusão de imagens: técnica utilizada para otimizar o aproveitamento das informações produzidas pelos diferentes sensores, ou seja, a intenção é unir as características das bandas para obter uma imagem com a melhor resolução possível. Neste caso foi aplicada a fusão de domínio espectral, que realiza a transformação de bandas multispectrais para um novo conjunto de banda IHS (*Intensity, Hue, Saturation*), após, a banda I é substituída pela banda pancromática para ser relacionada com as bandas H e S e são transformadas para RGB. O resultado é uma imagem de alta resolução espectral e espacial;
- Análise por componentes principais: esta técnica visa diminuir a redundância (volume) dos dados e, ao mesmo tempo, melhora o contraste das imagens. As imagens das Componentes Principais (CP) são geradas a partir de três bandas de interesse, sendo a CP-1 a que concentra as informações das bandas, possuindo maior variância (contraste) e maior

média (brilho), podendo ser também realçada. Assim a CP-1 aumenta a separação dos lineamentos de relevo e de drenagem e pode ser usada com outras bandas para melhorar a visualização da imagem.

Todas imagens, de cada umas das 8 bandas, foram contrastadas antes de começarem qualquer outro processo.

Os primeiros passos foram algumas composições de bandas com falsa cor, entre uma delas, as bandas 3, 4 e 7 com B, G e R, respectivamente, oferecendo um bom resultado para distinguir alvos.

O próximo passo foi utilizar a técnica de fusão de imagens, foram utilizadas algumas composições de bandas, talvez um dos melhores resultados foram a composição das bandas 3, 7 e 8 com R, B e G, respectivamente, e também, a composição das banda 4, 7 e 8 com B, R e G, respectivamente. A técnica permitiu obter imagens com resolução multiespectral e melhor resolução espacial, sendo mais nítida visualmente.

Devido ao resultado destas composições, foram testadas em ambas fusões a técnica de análise de componentes principais, a qual foi feita utilizando o realce, que é uma opção oferecida pelo *software* para o processo. Com a técnica, se obtém o resultado das CP-1, CP-2 e CP-3 realçadas de cada imagem, o mais interessante tratando-se de lineamentos, é a CP-1.

As bandas CP-1 de cada uma das imagens deram maior destaque aos relevos e estruturas, após, foi testado uma composição com ambas PC-1 e a banda 8, para obter uma imagem com alta resolução espacial e com maior nitidez, assim, facilitando a interpretação visual. A composição acabou sendo a PC-1 da fusão 3R7B8G, a banda 8 e a PC-1 da fusão 4B7R8G com B, G e R, respectivamente.

Com os produtos de diferentes composições, foram traçados sobre as imagens os lineamentos e as drenagens utilizando a ferramenta de edição vetorial, dentro do próprio SPRING. Os lineamentos foram traçados de maneira conservadora, não exagerando nas suas extensões, mesmo que a imagem indicasse uma continuação de determinadas estruturas, estas foram desenhadas onde de fato se enxergava feições retilíneas ou levemente curvadas.

Através do SPRING foram criados diferentes PI (Planos de Informação) para diferenciar cada feição a ser desenhada nas imagens, estes PI pertencem a uma categoria de

modelo temático, onde é permitido fazer as edições vetoriais. Foram desenhados os principais lineamentos, as drenagens, a área estudada e posteriormente os perfis geofísicos.

Os PI criados são: área estudada, perfis geofísicos, Falha Açotéia-Piquiri, lineamentos do embasamento, lineamentos da bacia, drenagens e rio Camaquã e arroios.

Após o trabalho visual e manual de fazer os desenhos, estes PI foram exportados do SPRING como *shapefiles* para serem cartografados no *software* QGIS 2.8.2.

Foram criados dois mapas, um em escala regional e outro em escala local, para poder observar a situação dos perfis geofísicos em relação as feições observadas.

A partir dos lineamentos identificados foram feitas as análises estatísticas de frequência absoluta que também indica as direções preferenciais. A análise também foi feita através do SPRING, onde se obteve os diagramas de roseta.

4.4.2 Processamento dos dados do método Geocondutímetro

Os dados obtidos pelo método Geocondutímetro foram organizados em planilhas no *software* Excel, e posteriormente processados no *software* SURFER 12.0. O interpolador utilizado foi Krigagem.

Inicialmente foram interpolados todos os valores de cada perfil individualmente, para obter a condutividade aparente em seções longitudinais. Assim, obtendo os perfis longitudinais com as estações de leitura, a profundidade de investigação e a condutividade elétrica.

Junto as seções longitudinais foram feitos perfis de topografia no *software* Corel DRAW X7 com auxílio da carta topográfica Santana da Boa Vista, a intensão foi reproduzir fielmente a geomorfologia do terreno ao longo dos perfis geoeletricos.

Para ter outra perspectiva dos dados, foram interpolados os perfis juntos, obtendo os seus valores em superfícies planas para o DH e DV com o cabo de 10 m e para o DH e DV com o cabo de 40 m, após os planos foram sobrepostos formando uma seção vertical.

4.4.3 Processamento dos dados do método Eletrorresistividade

Os dados obtidos pelos dois arranjos utilizados no estudo foram processados no *software* RES2DINV, obtendo uma pseudo-seção da resistividade aparente (ρ_a) e a variação desta lateralmente a uma determinada profundidade.

5. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Os métodos geofísicos Sensoriamento Remoto (SR), Eletromagnético Geocondutímetro e Eletrorresistividade são usados amplamente em pesquisas de águas subterrâneas, tanto em escala local como em regional. Trabalhos que utilizam estes métodos, apresentam excelentes resultados quanto à identificação de fraturas, falhas, aquíferos, espessura e profundidade das camadas de rochas, direção do fluxo da água no aquífero, entre outros.

Sabe-se que o Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) se formou através de diferentes interações de placas tectônicas, ambientes tectônicos e estágios de atividade, nos quais se formaram as rochas e estruturas que o caracterizam e que até a atualidade são estudadas.

Atualmente não está bem esclarecida a formação e evolução de determinadas estruturas do escudo, entre elas, as que deram origem ao GAM. Um graben pode ser considerado como é um bloco rebaixado entre duas falhas normais conjugadas, os blocos elevados nas suas laterais são chamados de horsts.

Portanto, para compreender melhor a formação da área, é necessário conhecer a evolução tectônica da Província Mantiqueira, principalmente sua porção meridional, ou seja, a formação e evolução tectônica do Orógeno ou Cinturão Dom Feliciano, que deu origem ao Escudo Sul-rio-grandense, no qual está inserido o GAM.

5.1 Escudo Sul-rio-grandense e o Graben Arroio Moirão

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG) se localiza na parte meridional da Província Mantiqueira, a qual se desenvolveu durante a Orogenia Brasileira-Pan Africana, durante o Neoproterozóico. O Cinturão Dom Feliciano (sul da Província Mantiqueira) tem extensão próxima de 1.200 km, desde o sul do Uruguai até o nordeste do estado de Santa Catarina no Brasil (HEILBRON *et al.*, 2004).

De maneira geral, pode se descrever a evolução do ESRG em três fases principais, em termos de idade geológica: Arqueano, Paleoproterozóico e Neoproterozóico (CHEMALE JR., 2000). As rochas mais antigas do escudo são representadas pelos protólitos granulíticos do Complexo Santa Maria Chico (2,55 Ga, U-Pb em zircão), cujos se formaram em ambiente de arco de ilhas (HARTMANN, 1998) e as rochas gnáissicas do

Complexo Encantadas também apresentam protólitos de idade modelo Sm-Nd de 2,5-2,7 Ga.

O ESRG é resultante de eventos diacronos, ou seja, geração e deformação de crosta continental, durante dois ciclos orogênicos, o Transamazônico (2,26-2,00 Ga) e o Brasileiro (900-535 Ma) (CHEMALE Jr., 2000; HARTMANN, CHEMALE & PHILIPP, 2007).

De acordo com Chemale Jr. (2000), o Paleoproterozóico é marcado por eventos de geração e retrabalhamento de crosta juvenil e os eventos Neoproterozóicos são os mais bem representados por processos de retrabalhamento em variados graus e por acreção de uma crosta juvenil.

Deve se destacar que algumas nomenclaturas referentes aos orógenos ou unidades litológicas são muito variáveis na bibliografia, dependendo de autores e países que definem seus nomes e também devido a algumas divergências conceituais entre alguns autores, para os termos cinturão, terrenos e blocos, por exemplo. Porém, basicamente pode se dividir o ESRG em quatro terrenos, o Bloco Taquarembó, Terreno São Gabriel, Terreno Tijucas e Batólito Pelotas, estes três últimos formam o Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul.

O Cinturão Dom Feliciano é constituído por sequências de margens passivas e extensos segmentos de arcos magmáticos, ambos neoproterozóicos, assim como por partes remanescentes do embasamento paleoproterozóico e arqueano (HEILBRON *et al.*, 2004).

Atualmente a sua estruturação de direção NE-SW é vinculada a colisão continental oblíqua resultante da convergência dos crátons Rio de La Plata, Paranapanema e Kalahari.

A evolução consequente é associada a esforços tectônicos transpressivos de escape lateral, cujos originaram extensos e profundos sistemas de cisalhamento transcorrentes, os quais preservam este registro de deformação, metamorfismo e magmatismo orogênico. Estes sistemas também controlaram a inserção de bacias vulcano-sedimentares, plútons sintranscorrentes e intrusão de batólitos pós-tectônicos (HEILBRON *et al.*, 2004).

Entre os principais sistemas está a Zona de Cisalhamento Dorsal do Canguçu (ZCDC), que tem movimento sinistral e limita as unidades metavulcano-sedimentares Porongos, a oeste, e o Batólito Pelotas, a leste.

O GAM se localiza a sudeste do ESRG, sobre o limite do Terreno Tijucas e o Batólito Pelotas, sendo limitado a leste pela Falha Açotéia-Piquiri e a oeste pela ZCDC. As falhas que originaram o GAM são associadas a reativação de antigas zonas de

cisalhamento dúcteis do embasamento, com direção NE-SW. Estas falhas foram movimentadas entre o final do Triássico e início do Cretáceo, associando-se ao processo de rifteamento que originou o oceano Atlântico (MACHADO JOÃO *et al.*, 2015).

Estas últimas movimentações também serviram como aberturas para condutos para as lavas básicas da Formação Passo das Carretas, no Cretáceo Inferior, que encontram-se no extremo sudoeste do Graben Arroio Moirão. Também ocorreram geração de novas falhas com direção E-W, relacionadas ao posicionamento dos fonolitos da Suíte Piratini, no Cretáceo Superior (MACHADO JOÃO *et al.*, 2015).

Sobre o GAM foram depositadas as rochas sedimentares do Grupo Rosário do Sul, a Formação Santa Maria e Formação Sanga do Cabral, cujas representam as formações triássicas da Bacia do Paraná no ESRG.

Existem algumas publicações recentes a respeito do GAM que abordam sobre sua estruturação, geocronologia e estratigrafia, há trabalhos que estão direta e indiretamente relacionados ao mesmo contexto de sua formação por estar situado no ESRG que é um alvo de muitas pesquisas. Porém não há muitas informações sobre sua formação e evolução tectônica especificamente, a literatura ainda está limitada.

Dois dos estudos mais recentes na região do GAM são de Lima (2014) e Machado João (2014), o segundo com maior enfoque na formação e evolução tectônica do graben.

Lima (2014), caracterizou detalhadamente as unidades da Bacia do Paraná no setor Sudoeste do Graben Arroio Moirão, focando nas unidades triássicas representadas pela Formação Santa Maria (Grupo Rosário do Sul), utilizando MEV (Microscópio Eletrônico de Varredura), difração de raio-x e petrografia para detalhar as unidades e levantando dez perfis colunares de escala 1:50, correlacionando-os posteriormente. O trabalho contribui para o entendimento da sedimentação no Triássico (252-201 Ma) na região do graben, pois foram obtidas informações precisas sobre os processos deposicionais na área, resultando na proposição de um novo modelo sedimentar.

Machado João (2014) fez um trabalho dando enfoque ao controle tectônico estrutural e idade e posicionamento dos fonolitos da Formação Piratini no graben Arroio Moirão, utilizando dados de traços de fissão de apatita e razão U/Pb em zircões dos fonolitos, obtendo da datação U/Pb idades para os granitos Canguçu (599 Ma) e Coxilha de Fogo (620 Ma) no limite leste do graben. Os traços de fissão deram idade de 147 Ma para o granito Coxilha de Fogo, sendo esta idade atribuída às reativações da Zona de Falha Dorsal do Canguçu, que limita o graben a leste e correspondendo à idade final da

estruturação do graben, e para a Suíte Piratini foi determinada a idade de resfriamento de 86 Ma.

Apesar de o GAM estar ligado a muitas pesquisas, há poucos trabalhos quanto à hidrologia e hidrogeologia, na sua região.

5.2 Hidrogeologia na região do Graben Arroio-Moirão.

Como mencionado, o GAM acomoda as rochas da bacia do Paraná, mais especificamente, as rochas do Grupo Rosário do Sul que engloba as formações Caturrita, Sanga do Cabral e Santa Maria, porém na região do GAM só se encontram as duas últimas.

O Grupo Rosário do Sul se formou durante o Triássico, onde se depositaram extensas e espessas sequências de sedimentos de granulação essencialmente fina, com intercalações de calcários e raríssimos conglomerados, mais detalhadamente, reúne arenitos de granulação fina a média, siltitos argilosos e lamitos de coloração vermelha, castanha-avermelhada, cinza-avermelhado e branca. Os arenitos são mal selecionados, exibindo estratos descontínuos, lenticulares, com estratificação cruzada acanalada e tangencial, caracterizando um ambiente de deposição fluvial (KAUL, 1990).

A Formação Sanga do Cabral é composta basicamente por arenitos muito finos a finos e secundariamente por siltitos e argilitos ferruginosos ou levemente calcíticos. Os arenitos apresentam matriz argilosa e cores avermelhadas (MACHADO JOSÉ, 1998).

A Formação Santa Maria é subdividida em dois Membros: Alemoa e Passo das Tropas. O Membro Alemoa, superior, é formado apenas por uma litologia de silito argiloso, maciço e cor avermelhada (lamito com argilas expansivas). O Membro Passo das Tropas é basal, sendo formado por arenitos médios a grosseiros, de cor rosada a avermelhada, feldspáticos, tornam-se conglomeráticos na base e com grânulos e seixos de quartzo, apresentando também estratificação cruzada e camadas de siltitos arenosos vermelhos (MACHADO JOSÉ, 1998).

De acordo com Machado José (1998), o membro passo das tropas é muito permeável, sendo o melhor aquífero da região, podendo chegar a vazões de até 10 m³/h nas áreas de recarga e imediações, já nas áreas de confinamento os poços chegam a vazões de até 80 m³/h.

De modo geral, ao analisar as litologias vemos que o seu arcabouço é formado por grãos moderadamente a mal selecionados, principalmente o Membro Alemoa e a Formação Sanga do Cabral, onde os poços tem baixa vazão, chegando até 3m³/h ou são secos.

Na região há algumas drenagens, arroios e há um rio que o atravessa lateralmente, o rio Camaquã, o maior rio no Centro-sul do estado do Rio Grande do Sul.

De acordo com o Mapa Hidrogeológico do RS (CPRM, 2005), o GAM está inserido na região classificada como “Aquíferos limitados de baixa possibilidade para água subterrânea em rochas com porosidade intergranular ou por fraturas”, mais especificamente no Sistema Aquífero Embasamento Cristalino II, descrito como:

Compreende basicamente as áreas correspondentes aos limites do embasamento cristalino, e inclui municípios como Bagé, Caçapava do Sul, Encruzilhada do Sul e pequena porção de Porto Alegre. Compreende todas as rochas graníticas, gnáissicas, andesíticas, xistos, filitos e calcários metamorfizados que estão localmente afetadas por fraturamentos e falhas. Geralmente apresentam capacidades específicas inferiores a 0,5 m³/h/m, ocorrendo também poços secos. As salinidades nas áreas não cobertas por sedimentos de origem marinha, são inferiores a 300 mg/L. Poços nas rochas graníticas podem apresentar enriquecimento em flúor (CPRM, 2005).

Esta baixa possibilidade para conter ou transmitir água poder estar refletida na quantidade de poços perfurados ao longo da região do GAM e seus arredores, segundo o mapa do SIAGAS (CPRM, 2009) não há muitos poços (registrados) se comparados a outras regiões do estado, há algumas concentrações de poços separados por grandes distâncias.

Mesmo com estas condições, apesar do Mapa Hidrogeológico do Rio Grande do Sul estar embasado em diversos materiais e ter contribuição de outras entidades, sua escala é de 1:750.000, ou seja, seu nível de detalhamento não é o ideal. Unindo isto ao fato da região do GAM apresentar falhas e fraturas de grandes escalas, que possivelmente tem boa capacidade para conter água, podem ser realizados estudos mais aprofundados na região para detalhar as condições hidrogeológicas.

Em contrapartida ao fato de poucas pesquisas hidrogeológicas na área e região, há muitas publicações com uso de SR e levantamentos geofísicos, incluindo os geoeletricos, para pesquisas de águas subterrâneas que contribuem para estudos, aplicações de métodos, compreensão das propriedades de aquíferos e avaliação de locações de novos poços não só no Brasil como ao redor do mundo.

Para compreensão da aquisição dos dados obtidos por estas ferramentas, principalmente por SR, é essencial o entendimento do conceito de eletromagnetismo, ou seja, o fenômeno da radiação eletromagnética e ondas eletromagnéticas, pois através deste fenômeno que se obtém as respostas do meio, que fornecem as características físicas e que possibilitam uma interpretação sobre o meio em questão

5.3 Radiação Eletromagnética

O início dos experimentos de eletromagnetismo foi quando Hans Oersted, no século XIX, descobriu que uma bússola magnética pode ter sua posição de repouso desviada se um fio com uma corrente elétrica for aproximado perpendicularmente à direção da agulha da bússola, concluindo que uma corrente elétrica gera um campo magnético.

Posteriormente James Clerk Maxwell em 1864 correlacionou quatro equações (a Lei de Ampère para circuitos, os teoremas de Gauss para campos elétricos e para campos magnéticos e a Lei de Faraday sobre a força eletromotriz) que explicam a interação entre as componentes elétricas e magnéticas do campo eletromagnético e as suas relações com a corrente elétrica e voltagem.

De acordo com Novo (2010) Maxwell demonstrou que a aceleração de uma carga elétrica provoca perturbações no campo elétrico e magnético, e estas perturbações se propagam no vácuo em forma de ondas eletromagnéticas com a velocidade fixa de $2,98 \times 10^8$ m/s.

Uma onda eletromagnética é composta de um campo magnético e de um campo elétrico, perpendiculares entre si, os campos variam sempre na mesma frequência e estão em fase, os campos também são perpendiculares à direção de propagação da onda, portanto, devido estas características, trata-se de uma onda transversal. Essas ondas são geradas por cargas elétricas oscilantes e sua propagação não depende unicamente do meio, portanto, podem se propagar no vácuo e em determinados meios materiais.

Ao se propagar em meio material, sua velocidade de propagação dependerá das propriedades elétricas e magnéticas do meio e da frequência (ν) ou do comprimento de onda da radiação (λ) (NOVO, 2010). Sendo a frequência definida como o número de ondas que passa por um ponto fixo em determinado tempo, é geralmente medida em hertz (Hz),

equivalente a um ciclo por segundo, já o comprimento de onda é definido como a distância entre dois picos (cristas ou cavas) sucessivos de ondas e é medido em metros (m). Outra característica das ondas eletromagnéticas é a sua grande variação de comprimento de onda, que vão desde 10^{-12} a 10^2 m, representados no espectro eletromagnético.

Estes são os conceitos mais básicos a serem considerados para compreensão da radiação eletromagnética e seu comportamento, sendo muito importante, pois através do seu estudo foi possível desenvolver ferramentas extremamente úteis e que são essenciais na atualidade.

5.4 Sensoriamento Remoto

Para Elachi (2006), Sensoriamento Remoto é a obtenção de informação a partir da detecção e mensuração de alterações que um determinado objeto provoca ao campo de força que o cerca, sejam estes campos eletromagnéticos, acústicos ou potenciais.

O desenvolvimento tecnológico ao longo dos anos possibilitou a ampla utilização desta ferramenta para as ciências, principalmente na geologia, por proporcionar informações de lugares de difícil acesso.

5.4.1 Início e evolução das Pesquisas Espaciais

O uso de imagens de satélite se deu através do refinamento de sensores que eram utilizados para fins meteorológicos, cujos passaram a fornecer imagens da superfície terrestre com detalhes que poderiam distinguir certos objetos.

De acordo com Feitosa *et al.* (2008), a partir de 1960, os programas americanos *Mercury*, *Gemini* e *Apollo*, foram os precursores da nova era do sensoriamento remoto, sendo a missão GT-4 do programa *Gemini*, a primeira a conduzir um programa formal de fotografias aéreas para geologia, resultando em descobertas nas áreas de tectônica, vulcanologia e geomorfologia. Em um dos primeiros voos da missão *Apollo* (*Apollo 9*), ocorreu o primeiro experimento controlado de fotografias multiespectrais para pesquisas da superfície terrestre.

Ainda de acordo com Feitosa, *et al.* (2008), devido aos bons resultados obtidos, a NASA (*National Aeronautic and Space Administration*) projetou em 1967, o programa de lançamento de satélites específicos para pesquisas da Terra o ERTS (*Earth Resources*

Technology Satellite), posteriormente o programa foi renomeado para LANDSAT (*Land Satellite*).

Posteriormente em Fevereiro de 1986, o CNES (*Centre National d'Études Spatiales*), o órgão do governo francês, iniciou a série SPOT (*Satellite Pour l'Observation de La Terre*), cujos resultados, unidos aos resultados do LANDSAT, são os mais utilizados em pesquisas hidrogeológicas no Brasil.

5.4.2 LANDSAT 7

As imagens orbitais de satélite que foram utilizadas para o trabalho, são produtos do LANDSAT 7 ETM⁺, cujo satélite de acordo com Novo (2010) foi desenvolvido cooperativamente entre NASA, NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*) e USGS (*United States Geological Survey*).

Sendo a NASA encarregada do desenvolvimento e lançamento (em 15 de Abril de 1999) do satélite e do sistema de recuperação terrestre, para tal serviço, contratou a *Hughes Santa Barbara Remote Sensing* e a *Lockheed Marting Missiles and Space* para construir o sensor e o satélite, respectivamente.

A NOAA foi encarregada pela operação e manutenção do satélite em órbita e das operações terrenas durante a vida útil do satélite (5 anos) e o USGS encarregado de executar as atividades de aquisição, processamento, arquivamento e distribuição dos dados para a NOAA.

Ainda de acordo com Novo (2010), os principais diferenciais do LANDSAT 7 em relação as versões anteriores seriam: um gravador de bordo (*Solid State Recorder - SSR*) com capacidade de armazenamento de 378 Gb ou equivalente a 42 minutos de dados coletados por seus sensores e 29 horas de dados de telemetria de manutenção. Foi incluído um sensor ETM⁺ (*Enhanced Thematic Mapper Plus*), cujo foi desenvolvido a partir do TM (*Thematic Mapper*) sendo a principal diferença a inclusão da banda pancromática (banda 8), com resolução espacial de 15m e, aumento de ganho na banda termal, assim, permitindo melhoria na resolução espacial das bandas multiespectrais de 30 m. Foram adicionados também dois sistemas de calibração solar.

Segundo Novo (2010), NASA e INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) dentre as principais aplicações dos dados do sensor ETM⁺ para a geologia, são descritos na tabela a seguir:

Tabela 1 - Caracterização das bandas do satélite LANDSAT 7.

Bandas	Comprimento de onda (µm)	Aplicações
1 – azul	0,45 – 0,52	Batimetria, monitoramento ambiental e discriminação de solo e vegetação.
2 – verde	0,52 – 0,60	Sensível a sedimentos em suspensão na água e picos de vegetação.
3 – vermelho	0,63 – 0,69	Discriminação de tipos de vegetação, drenagens, solos e áreas urbanas e agrícolas.
4 – infravermelho próximo	0,77 – 0,90	Discriminação de tipos de vegetação, drenagens, solos, definição de geomorfologia e estruturas geológicas.
5 – infravermelho onde curta	1,55 - 1,75	Discrimina umidade em solos e vegetações.
6 – infravermelho termal	10,40 – 12,50	Mapeamento térmico e estimativa de umidade do solo.
7 – infravermelho onda longa	2,09 – 2,35	Informações geomorfológicas e discriminação de produtos de alteração hidrotermal
8 - pancromática	0,52 – 0,90	Oferece maior resolução espacial e nitidez de imagens.

Portanto, há uma série de aplicações muito úteis, das quais as bandas ideais a serem combinadas de diferentes formas são, as bandas 1,3,4,7 e 8. Para reconhecimento de certos litotipos, identificação de materiais inconsolidados e solos, vegetação, mapeamento e determinação dos limites dos corpos d'água, mapeamento de formas de relevo e determinação de estruturas regionais.

No Brasil, os dados LANDSAT são recebidos na Estação Terrena de Cuiabá (ETC) que foi a terceira estação no mundo a ser instalada para receber e gravar os dados do primeiro satélite da série em 1973. Essa estação tem capacidade para gravar continuamente dados do Brasil e de parte da América do Sul. (NOVO, 2010, p. 194).

O LANDSAT 7 tem sido muito utilizado em diversas pesquisas no mundo inteiro, para fins governamentais, comerciais, industrial, civil e outros.

Entre outras características do satélite que o credencia como uma ótima ferramenta para todas aplicações, podem ser citadas:

- Órbita: 705 +/- 5 km (no Equador) Sol-síncrona;
- Inclinação: 98.2 +/- 0.15;

- Período: 98.9 minutos;
- Ciclo de repetição: 16 dias (233 orbitas).

5.4.3 Aplicações de Sensoriamento Remoto para hidrogeologia

O uso de SR na geologia, como já mencionado, favorece estudos preliminares sendo muito empregado em pesquisas de água subterrânea por possibilitar a identificação de estruturas, drenagens, entre outras feições que interessam na compreensão da área de estudo. A seguir alguns exemplos da aplicação do SR para hidrogeologia.

Baltezan *et al.* (2012) realizaram uma pesquisa hidrogeológica e estrutural na cidade de Caçapava do Sul, RS, com objetivo de identificar fraturas com potencial aquífero localizadas na Suíte Granítica Caçapava do Sul (SGCS), usando imagens do satélite LANDSAT 5 TM, ASTER e Global Positioning System (GPS), integrados ao levantamento de campo com geologia estrutural. Com os dados de SR foram obtidos os lineamentos estruturais da área de estudo e o SPRING 4.2 usado como banco de dados e geoprocessamento. Unindo imagens do LANDSAT 5 TM e ASTER com levantamento estrutural foram identificadas as principais direções de lineamento e fraturas com maior probabilidade de conter água subterrânea.

Gonzaga, Barbosa e Francisco (2011) realizaram o mapeamento de áreas favoráveis a exploração de água subterrânea no município de Parari, PB, utilizando técnicas de geoprocessamento, analisando os fraturamentos em imagens da banda 4 TM/LANDSAT-5 e fotografias aéreas para identificar as principais direções das estruturas lineares, gerando um mapa, que indica áreas favoráveis à exploração de água de subterrânea.

Löbler, Terra e Silva (2014) utilizaram bancos de dados do SIAGAS-CPRM com a cota da boca dos poços em formato *raster* a partir de imagens SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*), comparando com a bases cartográficas e utilizando Modelamento Numérico de Terreno (MNT) e superfície potenciométrica ,indicando a tendência da direção de fluxo da água subterrânea no município de Nova Palma, RS, concluindo que os métodos podem ser usados com eficácia como base cartográfica no mapeamento de águas subterrâneas em escala local, municipal.

Lopes *et al.* (2014) aplicaram SR para estimar variáveis limnológicas. Foram coletados dados de 20 pontos no reservatório Orós, CE, em março de 2011 e agosto de

2012. Gerando modelos que indicam que as variáveis limnológicas podem ser quantificadas remotamente.

Oikonomidis *et al.* (2015) combinaram SR e SIG com dados de campo para pesquisa de água subterrânea. O estudo foi elaborado próximo a Tivornos, em Thessaly (Grécia), cobrindo uma área de 419,4 km². Nesta região há intensa atividade agrícola que tem aumentado a exploração de água subterrânea, então o SR e SIG foram usados para gerar um mapa de locais com prováveis aquíferos e mostrando suas potencialidades, baseados em diversos fatores geológicos, geográficos e climáticos, atribuindo peso para estes fatores para indicar áreas mais favoráveis para armazenamento de águas subterrâneas.

Observa-se a gama de aplicações em hidrogeologia, de maneira que o SR pode ser aplicado em pesquisas por si só ou unindo suas informações a outras ferramentas. No caso de aquíferos fraturados é essencial a sua aplicação para a identificação de lineamentos, através de interpretação e do processamento digital de imagem (PDI) e para complementá-lo serão utilizados os métodos geofísicos.

5.5 Método Eletromagnético Geocondutímetro

Em estudos geofísicos, de acordo com Reynolds (1997), o método Eletromagnético indutivo funciona basicamente considerando uma bobina como um condutor, quando uma corrente elétrica passa através do seu centro é gerado um campo magnético com linhas de força concêntricas, estas linhas se deslocam do polo positivo (Norte) para o polo negativo (Sul), a intensidade do campo (termo referente à força do campo magnético) é diretamente proporcional à intensidade da corrente que flui pelo condutor, contudo intensidade de força do campo diminui progressivamente ao se afastar do condutor.

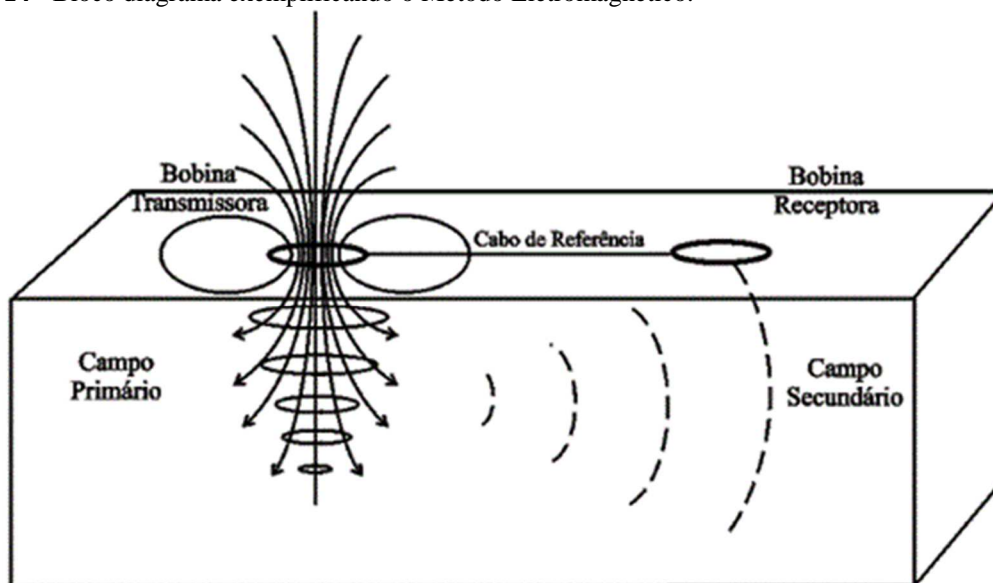
Ainda de acordo com Reynolds (1997), a bobina transmissora é usada para gerar um campo eletromagnético primário que se propaga acima (no ar) e abaixo da superfície. Se houver um condutor presente no subsolo, a componente magnética da onda eletromagnética incidente induzirá correntes alternadas (*eddy currents*) neste condutor (Fig. 14). Assim as correntes alternadas gerarão seu próprio campo eletromagnético secundário que será detectado pela bobina receptora. Este método faz medições utilizando as duas configurações de dipolo, Dipolo Horizontal (DH) e Dipolo Vertical (DV).

Há uma importância primordial no levantamento Eletromagnético que é consideração da profundidade de penetração da radiação eletromagnética e a resolução

como função da profundidade. Em um meio resistivo isotrópico, as ondas eletromagnéticas podem se propagar praticamente indefinidamente (REYNOLDS, 1997). Porém na realidade, em meios heterogêneos, a profundidade de penetração é frequentemente muito limitada. A profundidade de penetração é uma função da frequência e a condutividade do meio onde a radiação eletromagnética se propaga, nas frequências habituais (< 5 kHz) usadas em exploração eletromagnética, os efeitos de atenuação são praticamente desprezíveis.

Um termo referente à profundidade de penetração é conhecido como *skindepth*, cujo foi definido por Sheriff como a profundidade em que a amplitude de uma onda plana tem decréscimo de $1/e$ ou 37% relativo à amplitude inicial A_0 . A profundidade de penetração em sistemas EM34-XL é dada pela função da separação entre as bobinas, outro fator que influencia na profundidade de penetração da radiação é o comprimento de onda, sua relação é inversamente proporcional (REYNOLDS, 1997).

Figura 14 - Bloco diagrama exemplificando o Método Eletromagnético.



Fonte: Moreira, Aquino, Dourado (2007).

O equipamento é operado por duas pessoas, devido ao uso das duas bobinas, estas são separadas por uma distância (s), que irá determinar a profundidade de penetração da onda eletromagnética no substrato, levando em consideração a frequência (f) do campo e a condutividade do meio (σ). A profundidade de penetração também dependerá da posição das bobinas (explicado adiante), em campo será empregado o levantamento com

configuração de Dipolo Horizontal e Dipolo Vertical, como é determinado pela aquisição com uso do método geocondutivímetro. O campo secundário pode ser expresso por:

$$\frac{H_s}{H_p} \cong \frac{i\omega\mu_0 s^2 \sigma}{4} \quad (2)$$

Onde:

H_s e H_p são os campos na bobina receptora; $i = \sqrt{-1}$; $\omega = 2\pi f$; f é a frequência em Hz; μ_0 é a permeabilidade do espaço livre; s é a distância entre as bobinas; e σ é a condutividade do terreno mmho/m (miliSiemens/m) (JOSÉ e CAVALCANTE, 2000; REYNOLDS 1997).

Há diferença na profundidade de penetração do campo comparando a posição dos dipolos (Tabela 2) mesmo com as bobinas estando a distâncias iguais, isso ocorre pelo fato dos campos eletromagnéticos obedecerem à regra da mão direita.

Tabela 2 - Comparação de alcance de profundidade das ondas eletromagnéticas em metros (distância entre as bobinas x posição dos dipolos).

Espaçamento entre as Bobinas (metros)	Profundidade de Exploração (metros)	
	Dipolos Horizontais	Dipolos Verticais
10	7,5	15
20	15	30
40	30	60

Fonte: José e Cavalcante (2000).

5.5.1 Aplicações do Método Eletromagnético para hidrogeologia.

Com já mencionado, a característica principal do método GCM é utilizar os dipolos em posição horizontal e vertical ao longo do perfil, porém, o dipolo vertical que apresenta maior sensibilidade a presença de estruturas com condutividade relativamente baixa e mergulho acentuado, favorecendo a identificação de falhas e/ou fraturas preenchidas com água (HANSEN *et al.* 2010). Sendo assim, o método é ideal para identificação de zonas de descontinuidades, as quais são favoráveis a captação de águas superficiais e são o alvo da pesquisa.

Há uma série de trabalhos publicados indicando e confirmando a aplicação do método EM indutivo como eficazes em pesquisas de água subterrânea, a seguir são citados alguns estudos de caso.

Boucher, *et al.* (2009) utilizaram uma série de métodos geofísicos em um aquífero livre arenítico em região semi árida a SW de Níger, para melhorar tanto o modelo conceitual de fluxo de água através da zona não saturada como a parametrização do modelo numérico de água subterrânea do aquífero. Os métodos incluíram: mapeamento eletromagnético, tomografia de resistividade elétrica (TRE), registro de resistividade, sondagem eletromagnética no domínio do tempo (TDEM) e sondagem de ressonância magnética (SRM). As análises de condutividade elétrica complementadas com medições geoquímicas levaram a identificação de vias preferenciais de infiltração e drenagem debaixo de ravinas e leques aluviais. O teor médio de água estimado pela SRM foi usado para calcular a recarga de água subterrânea regional a partir de mudanças de longo prazo no lençol freático. As classes de permeabilidade e teor de água obtida com a SRM permitiram uma redução do grau de liberdade de parâmetros aquíferos utilizados nos modelos de águas subterrâneas.

Chibane, *et al.* (2014) publicaram o estudo no aquífero Serra Grande no estado do Piauí motivado pela seca na região entre 2012-2014. O levantamento de campo com uso de EM com método Slingram, foi realizado pela CPRM próximo a cidade de São Braz, os resultados mostram que estruturas relevantes para exploração de água subterrânea podem ser reconhecidas, sugerindo a aplicabilidade do método para pesquisas futuras.

Gaspar, Campos e Moraes (2012) aplicaram geofísica no Sistema Aquífero Urucuaia (SAU), o aquífero constituído de rochas sedimentares do Grupo Urucuaia de escala regional, o SAU estende-se do Sul do Piauí até o Noroeste de Minas Gerais, o objetivo foi determinar as espessuras ao longo do SAU com levantamento eletromagnético no domínio do tempo (TDEM), verificando espessuras de 80 a 600 m em 26 pontos.

Lima e Maia (2014) integraram Eletromagnético Geocondutímetro e análises químicas para avaliar e caracterizar problemas de intrusão marinha em aquíferos costeiros na região oeste de Fortaleza, CE. Utilizando os sistemas EM34-XL e EM 31, deste modo obtiveram um mapa da distribuição da condutividade elétrica dos poços, comprovando a eficiência da aplicação do método.

Porsani *et al.* (2012) apresentam resultados de TDEM de uma área com recente sismicidade induzida rasa, com objetivo de fazer um mapeamento geoeletrico de aquíferos

sedimentar e basáltico fraturado para melhor compreensão do contexto hidrogeológico. A área de estudo foi a Bacia do Paraná, próximo a cidade de Bebedouro, SP, onde os basaltos são recobertos por unidades sedimentares. Ao longo de uma área de 90 km², nas áreas de Andes e Botafogo, foram adquiridos 86 sondagens TDEM, as sondas foram escolhidas próximas a poços de calibração e ao longo de perfis que cruzam as áreas sismicamente ativas. Os resultados de interpretação 1-D mostram uma estratigrafia geoeletrica geral desta parte da Bacia do Paraná, a camada geoeletrica superior é rasa, representando o aquífero sedimentar (Fm. Adamantina) com menos de 80 m de espessura; a segunda camada geoeletrica é representada por basaltos superiores da Fm. Serra Geral, com profundidade próxima de 60-80 m. Os basaltos fraturados saturados da área se encontram em profundidade entre 100 e 300 m, sendo identificado em várias sondagens TDEM, sendo a camada geoeletrica mais profunda detectada em várias sondagens TDEM os arenitos da Formação Botucatu (Aquífero Guarani). Estes resultados indicam que a exploração dos poços com alta vazão nos basaltos fraturados que causam os sismos na área.

Estas pesquisas contribuem muito para consolidar o uso destas tecnologias em estudos hidrogeológicos, obtendo resultados muito interessantes, obviamente quanto mais aprofundada a pesquisa, quanto ao uso de variados métodos de levantamentos geofísicos, melhor será a caracterização e interpretação do meio. Portanto na pesquisa será utilizado também o método eletrorresistividade, para complementar o método geocondutivímetro.

5.6 Eletrorresistividade

A resistência elétrica (R) é a capacidade de um material de conduzir a eletricidade obedecendo a Lei de Ohm ($V=R.I$), que propõe que uma corrente elétrica (I) é proporcional à voltagem (V) para determinados materiais, sendo as suas unidades de medida, ohms (Ω) e volt (V), respectivamente (BRAGA, 1999; FEITOSA, *et al.*, 2008; REYNOLDS, 1997).

Porém é necessário medir esta resistência do material independente da sua geometria, portanto se usa a resistividade elétrica (ρ), cuja é propriedade intrínseca da matéria e depende da natureza e do estado físico do material considerado, pode ser expressa por:

$$\rho = \frac{R \cdot S}{L} \quad (1)$$

Onde S é a área e L o comprimento do material, a unidade de medida usada pra resistividade é ohm.m.

Ainda de acordo com Braga (1999) em corpos tridimensionais a corrente elétrica não flui por um único caminho, a propagação da corrente elétrica se dá por dois tipos de mecanismos, condutividade iônica ou eletrônica.

A condutividade iônica (eletrólitos), por exemplo, decorre do deslocamento de íons existentes na água dos poros de um solo, sedimentos ou fissuras de rochas, sendo este tipo interessante para o desenvolvimento do trabalho.

A condutividade eletrônica, por exemplo, decorre do transporte de elétrons na matriz da rocha, sendo assim, sua resistividade dependerá do quanto seus minerais estão agregados e do grau de impureza.

O uso do método de eletrorresistividade em campo se baseia na capacidade do equipamento de inserir uma corrente elétrica no terreno (BRAGA, 1999; FEITOSA *et al.*, 2008), com os diferentes espaçamentos entre os eletrodos sobre a superfície para atingir maiores profundidades de investigação, assim, calculando a resistividade do substrato.

Pode se considerar quatro eletrodos cravados na superfície do terreno, sendo um par (C_1 e C_2 ou A e B, eletrodos de corrente) utilizado para introduzir a corrente elétrica e o outro par (P_1 e P_2 ou M e N, eletrodos de potencial) para medir a diferença de potencial (ΔV) resultante da passagem da corrente entre eles.

De acordo com Braga (1999), o subsolo é considerado um meio heterogêneo, portanto, o valor medido representa uma média ponderada de todas as resistividades verdadeiras obtidas do meio, portanto através de cálculos se obtém a resistividade aparente (ρ_a), cuja também é medida em ohm.m, sendo esta variável usada como base para a interpretação final.

5.6.1 Técnicas e arranjos de campo

Para medir a resistividade do meio foi aplicada a técnica denominada Caminhamento Elétrico (CE) com os arranjos Dipolo-Dipolo e Wenner-Schlumberger.

5.6.2 Caminhamento elétrico

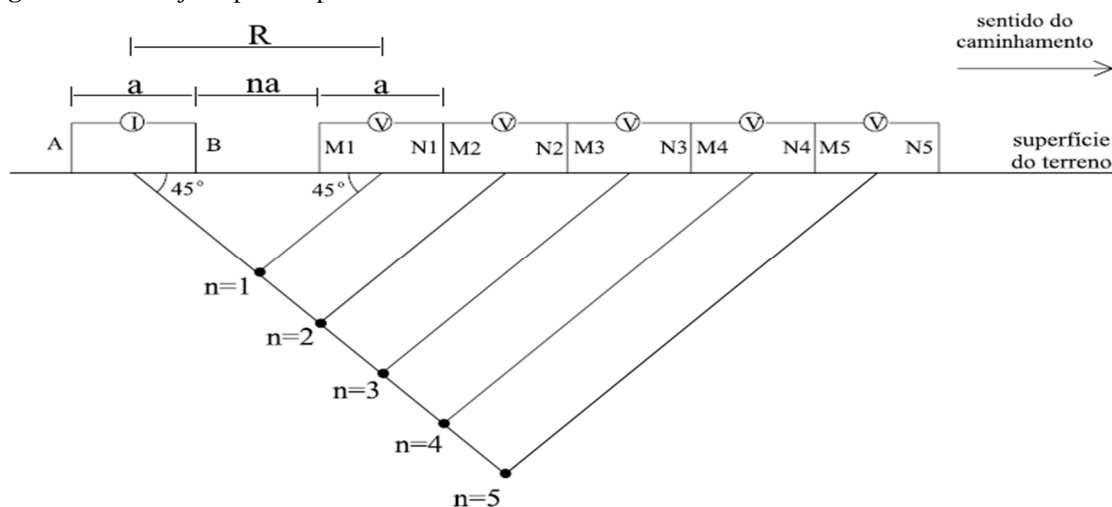
De acordo com Braga (1999), esta técnica é baseada na análise e interpretação do parâmetro físico medido no terreno, investigando ao longo da seção, a variação horizontal a determinadas profundidades.

Para desenvolver esta técnica, há uma série de arranjos de campo, dos quais o mais tradicional e importante, é o arranjo Dipolo-Dipolo, cujo será aplicado na pesquisa. Sua principal vantagem é o estudo da variação lateral do parâmetro físico a variadas profundidades, possibilitando caracterizar os materiais do substrato horizontalmente e verticalmente.

O arranjo Dipolo-Dipolo, segundo, é característico pelos dipolos C_1C_2 e P_1P_2 se deslocarem ao longo do perfil, sendo o espaçamento “a” entre C_1 e C_2 igual entre P_1 e P_2 , estes espaçamentos podem variar, cada espaçamento ao longo da linha, é referente a um nível de investigação “n”, porém, quanto mais afastados os dipolos P_1P_2 estiverem de C_1C_2 , as leituras são menos precisas.

O arranjo Dipolo-Dipolo tem o arranjo de eletrodos de modo que o espaçamento “a” entre os eletrodos de corrente AB e de potencial MN (Fig. 15) permaneça fixo durante todo levantamento e aumente a distância “na” entre os eletrodos, a cada aumento da distância, este afastamento corresponderá a um nível de investigação de profundidade “n”. Onde o ponto onde as linhas que partem do centro de cada par de eletrodos se intersectam, cada linha com ângulo de 45° (como visto na figura) (GANDOLFO E GALLAS, 2007; LOKE, 2000). Portanto, quanto maior a distância entre os pares, maior será a profundidade atingida.

Figura 15 - Arranjo Dipolo-Dipolo.

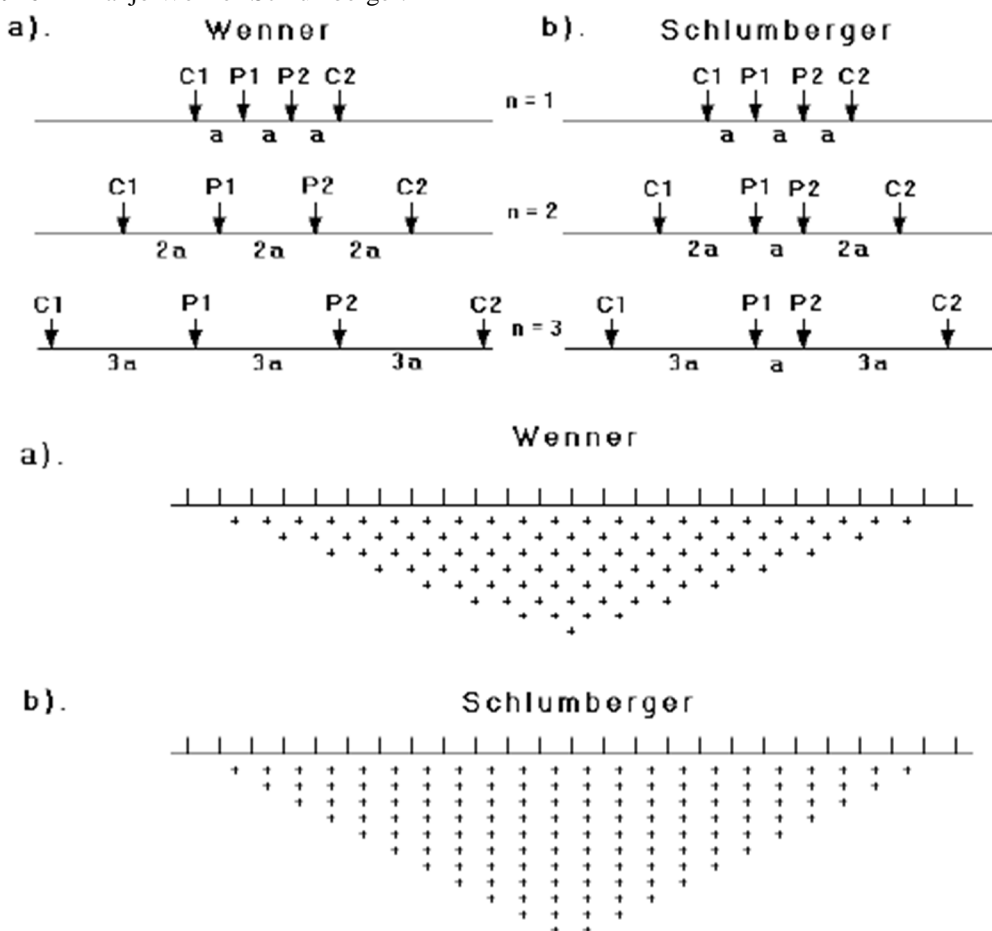


Fonte: Gandolfo e Gallas (2007).

De acordo com Loke (2000), existe um tipo de arranjo híbrido entre os arranjos Wenner o arranjo Schlumberger (os mais utilizados em levantamentos do método Eletroresistividade), denominado Wenner-Schlumberger, o qual é pouco encontrado na bibliografia.

O sistema de eletrodos é disposto com espaçamento constante, observa-se que o fator “n” é a razão da distância entre os eletrodos de corrente e de potencial (C_1P_1 ou P_2C_2) em relação ao espaçamento entre os eletrodos de potencial P_1 e P_2 (Fig. 16) (LOKE, 2000; OLIVEIRA, RIBEIRO, SOUZA FILHO, 2003).

Figura 16 – Arranjo Wenner-Schlumberger.



Fonte: Loke (2000).

Este arranjo é relativamente sensível a estruturas verticais e horizontais, sua profundidade média de investigação é 10% maior que a do arranjo Wenner para a mesma

distância entre os eletrodos C_1 e C_2 e a força do sinal é menor do que no arranjo Wenner e maior do que no arranjo Dipolo-Dipolo (LOKE 2000).

5.6.3 Aplicações de ER para hidrogeologia

Há muitos trabalhos publicados com aplicação de ER em hidrogeologia, seja para locação de poços, determinação do nível freático, entre outros objetivos, sendo os resultados obtidos satisfatórios. A seguir alguns estudos de caso que comprovam sua eficiência.

Cutrim, Rodrigues e Moura (2004) aplicaram os métodos EM e ER na prospecção de águas subterrâneas no Grupo Cuiabá, na cidade de Cuiabá-MT, com o objetivo de avaliar o desempenho destes métodos em prospecção de águas subterrâneas em meio cristalino.

Concluíram que o método EM teve melhor desempenho na identificação de anomalias que o ER, sendo o SEV melhor para definir profundidade das camadas.

Demetrio, Saraiva e Feitosa (2004) realizaram estudo em Salambaia, município de Alagoinha, PE, com objetivo de analisar o espaçamento ideal para perfis de SEV (*Schlumberger*) em terrenos de rochas cristalinas. A análise estatística dos dados e a interpretação dos mapas permitiram chegar à conclusão de que a partir de uma distância superior a 25,9 metros considera-se que não existe mais dependência espacial entre os valores medidos. Portanto, para a utilização correta do método é necessário, por precaução, que os perfis tenham espaçamentos iguais, ou inferiores, a 20 metros. Recomendando que seja verificado o espaçamento ideal para cada local estudado.

Fracalossi e Ellert (1998) empregaram SEV e CE na região de Brejo Santo, na Bacia do Araripe, para determinar profundidade aproximada da bacia e identificar estruturas. Determinando a área como: de grande potencialidade aquífera.

Gallas (2003) apresenta aspectos técnicos e teóricos do método eletrorresistividade sugerindo técnicas de aquisição, processamento e interpretação dos resultados em uma área de rochas cristalinas, em São José do Rio Pardo, SP.

Gandolfo e Gallas (2007) apresentam resultados de investigação rasa comparando os arranjos Polo-Dipolo e Dipolo-Dipolo, o levantamento foi realizado em único perfil de 40 m, de forma que fosse atingida a mesma profundidade para ambos arranjos, obtendo seções com grande similaridade, provando que o arranjo Polo-Dipolo serve como

alternativa viável do Dipolo-Dipolo em termos de resolução e profundidade de investigação.

Xavier (2004) utilizou SEV (*Schlumberger*) e CE (Dipolo-Dipolo) para identificar descontinuidades numa área de embasamento gnáissico-granulítico. A interpretação dos dados resultou na identificação das descontinuidades mais proeminentes, caracterizadas pelos baixos valores de resistividade em contraposição ao embasamento sem descontinuidades que apresenta altos valores de resistividade. A locação do poço foi baseada na coincidência entre descontinuidades elétricas (baixos resistivos) e os lineamentos.

Nota-se também uma grande gama de aplicações para ER, tanto para pesquisa em profundidade como para identificar descontinuidades no substrato. A seguir algumas características relevantes a formações rochosas fraturadas, as quais podem acumular quantidades consideráveis de água entres seus espaços vazios e podem apresentar determinadas características que condicionam a formação de aquíferos, estas estruturas são alvos que se buscam com SR e métodos geoeletricos.

5.7 Aquífero fissural

Como a área de pesquisa se trata de um lineamento geológico, uma falha, é importante conhecer os processos envolvidos para sua geração e suas características hidrogeológicas. Para compreender este tipo de estrutura serão abordados alguns tópicos que são interessantes para a pesquisa.

Segundo Feitosa *et al.* (2008), consensualmente é admitido que neste meio a percolação e armazenamento de água, processos recentes no tempo geológico, são controlados principalmente por descontinuidades no maciço rochoso, portanto, é essencial para seu entendimento o conhecimento de geologia estrutural. Assim, devem ser considerados fatores como a cronologia do surgimento das estruturas, o papel dos processos neotectônicos que as formaram e (ou) as reativaram, pluviosidade na região, redes de drenagens, topografia e cobertura sedimentar, cujos irão controlar as condições de recarga neste tipo de aquífero.

O aspecto mais simples a ser inicialmente considerado pelo hidrogeólogo é a possível extensão das fraturas em profundidade. Quanto mais profunda, maior a probabilidade de drenarem e estocarem água, inclusive pela possibilidade de se

interconectarem com outras fraturas (FEITOSA *et al.*, 2008). Devido a esta possibilidade que pode se encontrar aquíferos fissurais de alto potencial, porém isso dependerá também da geometria e características das demais fraturas.

5.7.1 Análise estrutural e conceitos

De acordo com Feitosa *et al.* (2008), para compreender o fluxo e acumulação de água subterrânea em descontinuidades, deve se considerar a geometria do sistema de fraturas, incluindo feições de uma fratura individual, assim como orientação, dimensão e conectividade com possíveis famílias de fraturas vizinhas, esta geometria será resultante do contexto geológico, tensões atuantes e tipo de rocha.

Para explicar a geometria das descontinuidades é essencial o entendimento de conceitos como *strain* (componentes de deformação, podendo ser uniaxial, biaxial e triaxial) e elipsóide de *strain* (representação e quantificação da deformação associada aos diferentes tipos de estruturas). O elipsóide de *strain* representa a transformação de um corpo originalmente esférico, onde são reconhecidos, no estágio final ou em estágio intermediário (elipsóide finito e elipsóide incremental, respectivamente), o eixo X como máximo estiramento ou mínimo encurtamento, o eixo Y como intermediário e Z como eixo de máximo encurtamento ou mínimo estiramento, os eixos são perpendiculares entre si e seus comportamentos dependerão principalmente da intensidade e sentido das tensões aplicadas (FEITOSA *et al.*, 2008).

5.7.2 Contexto tectono-estrutural na hidrogeologia para terrenos fraturados

Como foi citado, é importante se conhecer a geologia estrutural, isso inclui os casos de escala local e regional, ou seja, é importante conhecer também os eventos tectônicos que atuaram na região e se ainda estão em atividade ou quando ocorreram pela última vez.

Segundo Feitosa *et al.* (2008), a reativação de estruturas pré-existentes (neotectônica), que são comuns em porções mais superficiais da crosta terrestre, interferem e refletem em padrões de drenagem, soergimento e rebaixamento de blocos, nos processos de erosão, intemperismo e deposição sedimentar, fatores cujos devem ser considerados no processo de locação de poços.

Ainda de acordo com Feitosa *et al.* (2008), fraturas de baixo ângulo orientadas subparalelamente ao eixo de compressão principal (σ_1 ou Z) apresentam “maior abertura”, funcionando como juntas de distensão, apresentando boas condições de permeabilidade e consequente capacidade hídrica. Por outro lado, quando as fraturas se orientam com alto ângulo em relação ao σ_1 das fraturas serão “fechadas”.

Em termos de posição, fraturas de baixo ângulo de mergulho permitem melhor distribuição da água superficial infiltrada, possibilitando atingir uma área mais ampla e maior número de fraturas.

Fraturas “abertas” podem ser impermeabilizadas devido a precipitados minerais e, sua reabertura pode se dar por processos neotectônicos e através do intemperismo do preenchimento mineral, cujo processo também pode selar a fratura.

Outro fator é a interconexão de fraturas, que é avaliado como extremamente positivo para desenvolver ou aumentar as condições de porosidade (fraturas abertas) e permeabilidade (fraturas interconectadas) das rochas (FEITOSA, *et al.* 2008).

5.7.3 Fluxo de água subterrânea

As características geométricas das estruturas que irão determinar a transmissão de água no aquífero, porém, deve se considerar outros fatores que também interferem na transmissividade da água.

Segundo Feitosa *et al.* (2008), o escoamento da água subterrânea por entre as fraturas obedece aos gradientes hidráulicos, litostáticos e de origem neotectônica, os quais podem ocorrer combinados, estes estão descritos como:

- Gradiente hidráulico ou hidrostático ocorre quando as fraturas preenchidas com água tem conexão com a superfície, caso comum em fraturas superficiais.
- Gradiente litostático, referente ao peso da rocha suprajacente, ocorre se as fraturas com água estão bloqueadas em direção a superfície, caso comum em maior profundidade, sendo que com o aumento da profundidade maior será a pressão litostática.

- Gradiente de origem neotectônica dependerá dos esforços tectônicos para fazer com que a água migre de ambientes de transpressão para ambientes de transtensão.

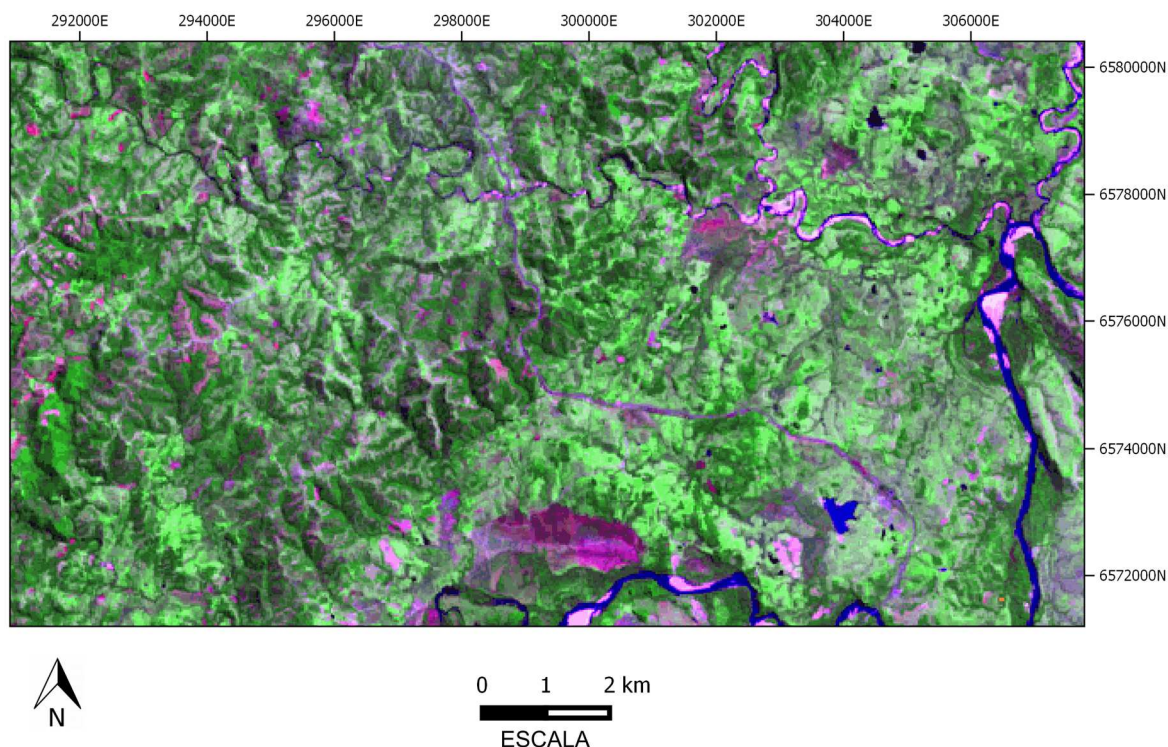
6. RESULTADOS E DISCUSSÃO

6.1 Levantamento por sensoriamento remoto

Através da composição falsa cor com as banda 3, 4 e 7 com B, G e R (Fig. 17), respectivamente, foi possível discriminar os alvos de interesse e o relevo (mais rugoso) da planície de inundação do rio Camaquã (mais liso).

As vegetações mais densas e contínuas estão com coloração verde escura e as vegetações mais rasteiras em tons de verde claro, possibilitando identificar drenagens com mata ciliar, já os corpos d'água como barragens, açudes, arroios e o rio Camaquã estão com as colorações azul níveis de cinza escuro a pretos. As cristas dos morros estão com coloração cinza e verde clara, os solos úmidos com coloração roxa avermelhada e os sedimentos das barras dos arroios e do rio Camaquã em tons rosados.

Figura 17 - Imagem LandSat7, composição de bandas 3B - 4G - 7R.



A imagem ainda não está adequada para distinguir claramente os lineamentos de relevo, alguns objetos como cercas, valas, pequenas estradas e trilhas, entre outros, resultantes da atividade antrópica, confundem a visão dando uma falsa interpretação. Portanto, foram necessários outras técnicas e outros materiais para auxiliar a identificação dos alvos.

Com aplicação da técnica de fusão de imagens se obteve imagens de resolução multiespectral e maior resolução espacial, devido a resolução espacial da banda 8 (15 m).

Os melhores resultados foram as composições com as bandas 3, 7 e 8 com R, B e G (Fig. 18) e as bandas 4, 7 e 8 com B, G e R (Fig. 19), respectivamente.

Figura 18 - Imagem LandSat7, composição de bandas 3R - 7B - 8G.

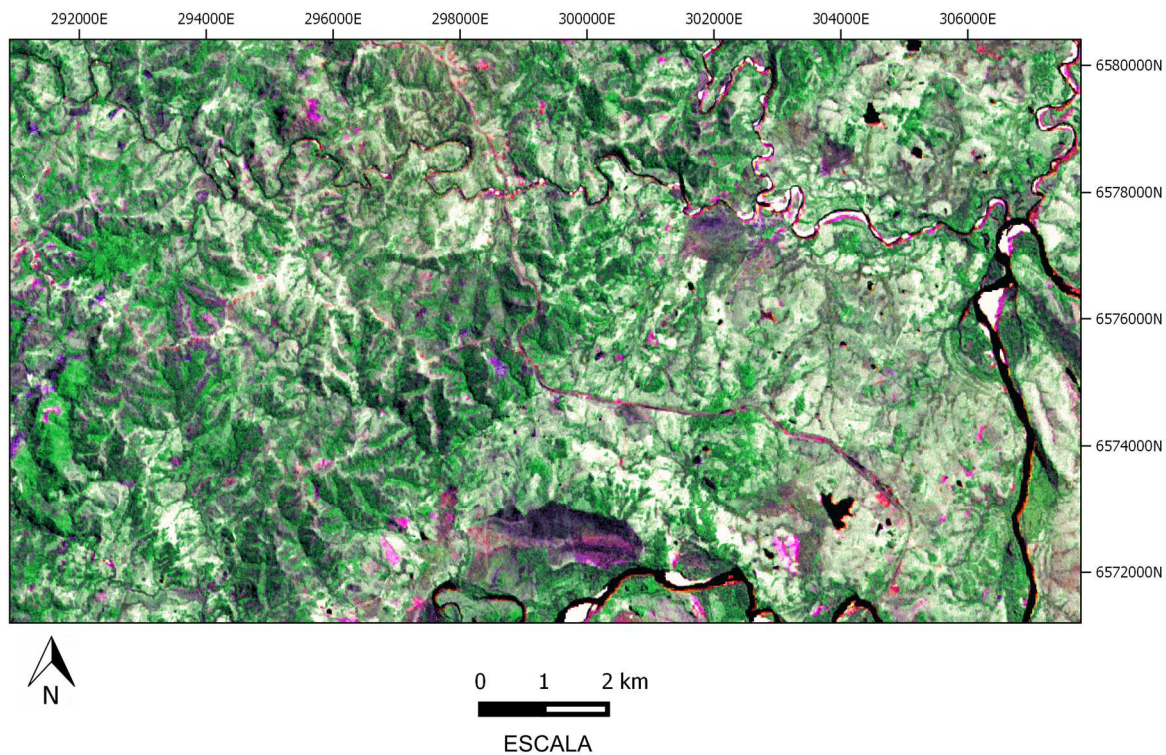
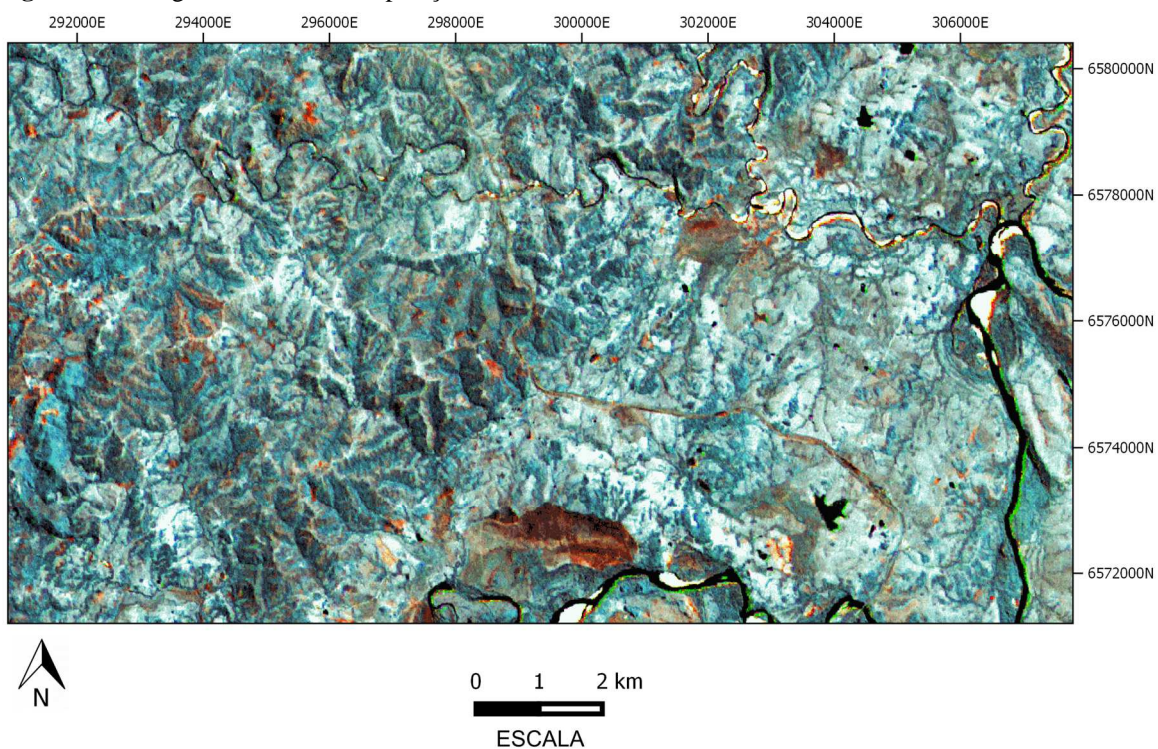


Figura 19 - Imagem LandSat7, composição de bandas 4B - 7G - 8R.



Observa-se que as imagens são praticamente iguais, desconsiderando a coloração devido a composição de falsa cor, que continuam permitindo a discriminação clara entre vegetações mais densas, solos e corpos d'água, estes bem delimitados em ambas composições.

A nitidez devida a maior resolução espacial da imagem destaca muito bem os relevos, sendo que aparentemente o relevo se destaca mais na segunda composição.

Devido ao resultado com estas composições, estas são ideias para a análise de componentes principais, sendo obtido de cada uma delas a CP-1. Como mencionado anteriormente, a CP-1 é muito importante para estudo estrutural, pois destaca os lineamentos da imagem de maneira a facilitar a sua identificação.

Com a composição CP-1 (3R7B8G)B – banda 8G - CP-1 (4B7R8G)R (Fig. 20), se obteve um ótimo resultado, apesar da falsa cor não favorecer a discriminação de alvos visualmente, devido as cores serem muito semelhantes em tons acinzentados. A composição possibilitou visualizar mais detalhes na imagem, destacando ainda mais as drenagens e corpos d'água, também ao relevo, dando maior destaque a escarpa da falha, tornando mais fácil extrair os lineamentos e drenagens.

Interpretando a imagem com suporte de outros materiais, foram desenhados os lineamentos e drenagens, que são os alvos mais importantes a serem considerados no estudo. Sendo mapeado, em escala regional (Fig. 21) e local (Fig. 22) os lineamentos do embasamento e da Bacia do Paraná, assim como a Falha Açotéia-Piquiri, drenagens mais próximas a área de estudo e rio Camaquã.

Nota-se que a densidade de lineamentos é maior sobre o embasamento (a NW), onde há estrutura com relevo mais proeminente e antiga que sofreu inúmeros processos tectônicos. Estes dados estruturais corroboram com Machado João (2014), em seu estudo na região, atribuindo a maior densidade de lineamentos ao Domo de Encantadas, onde está situada a cidade de Santana da Boa Vista.

A região da bacia é mais plana, o que dificulta a percepção de lineamentos, estes foram traçados principalmente a partir de padrões retilíneos das drenagens.

Figura 20 - Imagem LandSat7, composição CP-1 (3R7B8G)B – banda 8G - CP-1 (4B7R8G)R.

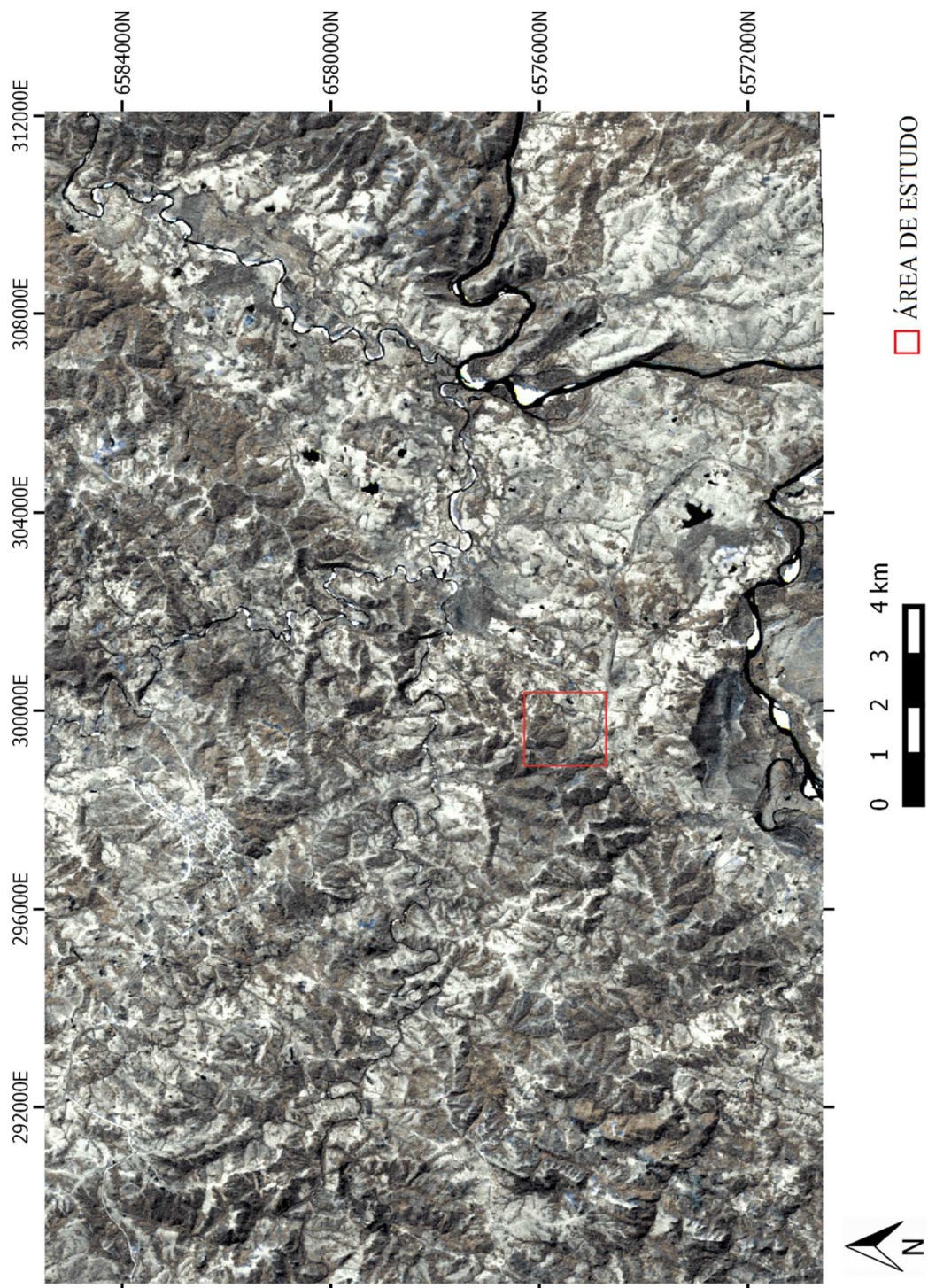


Figura 21 - Mapa em escala regional dos principais lineamentos tectônicos identificados nas imagens de satélite.

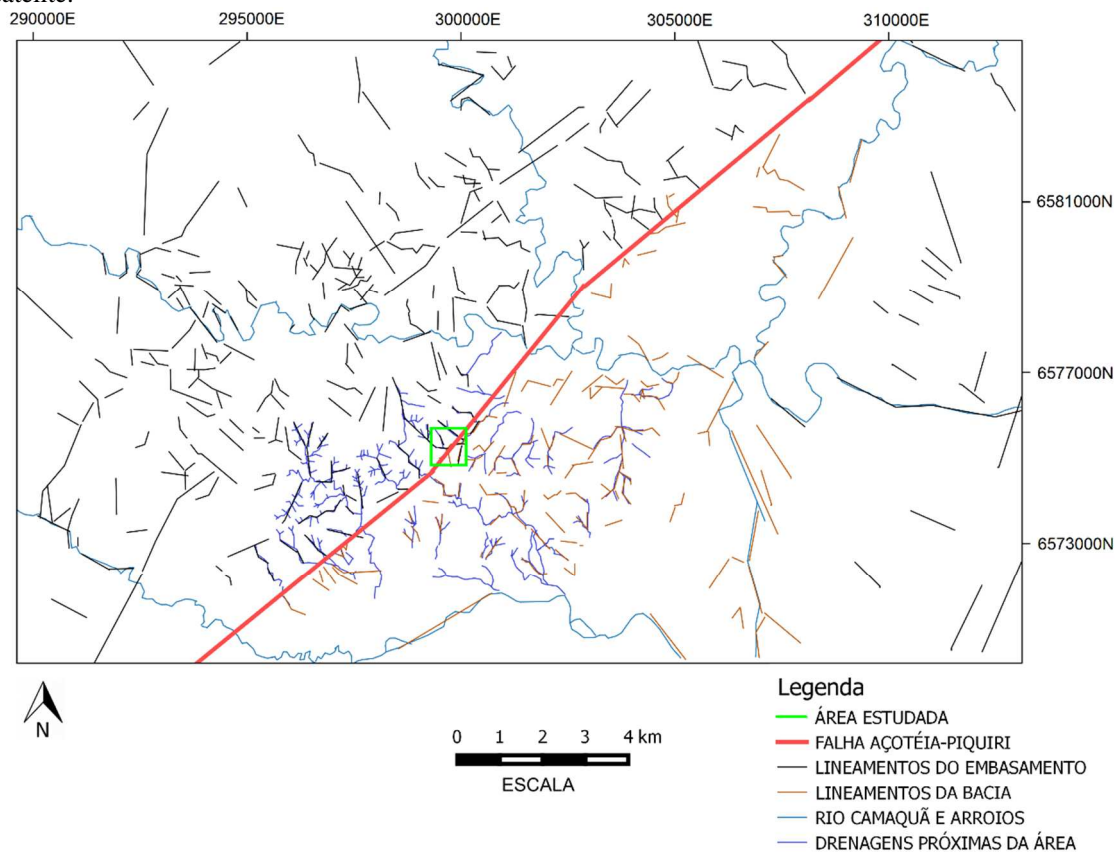
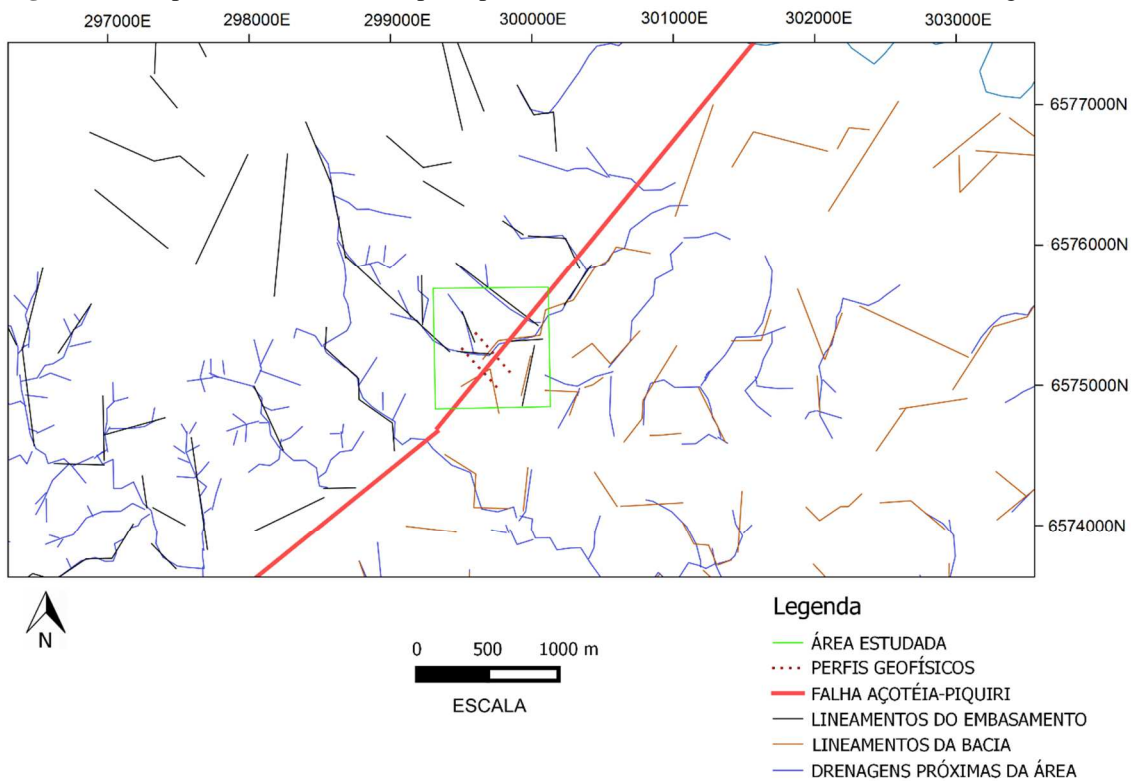
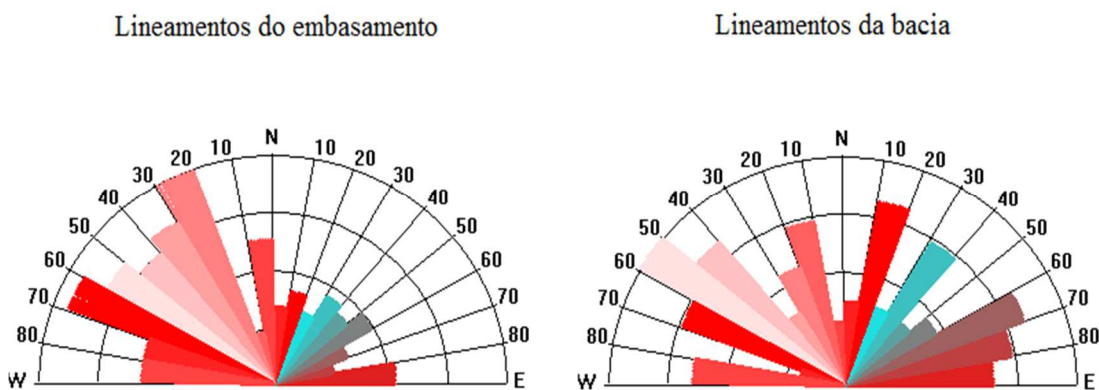


Figura 22 - Mapa em escala local dos principais lineamentos tectônicos identificados nas imagens de satélite.



A partir dos lineamentos, se obteve os diagramas de roseta de frequência absoluta para o embasamento e para a bacia (Fig. 23).

Figura 23 - Diagramas de roseta, frequência absoluta.



No embasamento os lineamentos analisados estão na direção NW, com direções preferenciais N20°-30°W (frequência absoluta = 27), N60°-70°W (frequência absoluta = 25) e secundariamente entre N30°-60°W (frequência absoluta = 64).

Na Bacia do Paraná os lineamentos analisados tem maior variação de direção, sendo as direções preferenciais N40°-70°W (frequência absoluta = 28), N70°-90°E (frequência absoluta = 24), N10°-20°E (frequência absoluta = 9) e N20°-40°E (frequência absoluta = 12)

No estudo de Machado João (2014), também foram analisados os diagramas de roseta de frequência absoluta, na região do Terreno Tijucas se obteve direção preferencial N-S, variando entre N10°E e N15°-30°W e para as rochas sedimentares da região (também com menor densidade) se obteve direção preferencial N-S variando entre N30°E e N30°W, sendo semelhante a resposta do embasamento. Vale ressaltar que a escala que foi utilizada em seu estudo é menos detalhada da utilizada neste estudo.

6.2 Levantamento geológico

Como já mencionado, haviam poucos afloramentos em campo e somente na região correspondente a bacia, assim como raros fragmentos rolados e alguns córregos, dos quais um foi a fonte para coleta de sedimentos. A seguir as descrições dos afloramentos e amostras.

Afloramento 1 (Fig. 25).

Coordenadas: 22J, 299546 m E / 6574938 m N.

Tipo de Afloramento: em laje ou em planta.

Grau de alteração: muito alterado e friável.

Cor da rocha: marrom avermelhado e porções pretas (alteração).

Tipos de rochas: sedimentar.

Textura: areia muito fina a fina, maior parte subarredondados a arredondados e esférico, moderadamente selecionados.

Estrutura: estratificação cruzada plano-paralela.

Composição provável dos grãos: maior parte composta por quartzo e silicatos vermelhos e amarelados, poucos feldspatos muito finos, clastos muito finos de cor branca e friáveis semelhante a carbonato (raros), alguns grãos escuros talvez de óxidos ou litoclastos de rochas máficas.

Classificação: arenito possivelmente de ambiente eólico fluvial.

Figura 24 - Afloramento de arenito, a direita nota-se a estratificação cruzada plano-paralela.



Afloramento 2 (Fig. 26).

Coordenadas: 22J, 299606 m E / 6575148 m N.

Tipo de Afloramento: em laje ou em planta, no leito do córrego.

Grau de alteração: muito alterado e frágil.

Cor da rocha: bege acinzentado com porções alaranjadas.

Tipos de rochas: sedimentar.

Textura: areia muito fina a fina, os grãos muito finos na maior parte são subangulosos a subarredondados e esféricos, os demais grãos finos (em pouca quantidade) subarredondados e alguns esféricos e outros oblatos, moderadamente bem selecionados.

Estrutura: não foi possível identificar com aspecto maciço.

Composição provável dos grãos: maior parte composta por quartzo, poucos feldspatos, grãos de carbonato, raros fragmentos de mica (muscovita ou biotita), alguns grãos escuros talvez óxidos ou litoclastos de rochas máficas.

Classificação: arenito possivelmente de ambiente eólico fluvial.

Fragmento de rocha 1 (Fig. 27).

Cor: bege acinzentada com porções alaranjadas e marrom escuro (alteração).

Textura: areia fina, grãos subarredondados a angulosos (poucos), moderadamente selecionados, aparentemente os grãos apresentam contato suturado indicando um estágio avançado de diagênese.

Composição provável dos grãos: maior parte de quartzo e silicatos, alguns grãos de feldspatos e poucos óxidos (provavelmente originados pela alteração).

Classificação: arenito, aparentemente é um fragmento da mesma formação do afloramento 2.

Figura 25 - Afloramento de arenito em leito de córrego, nota-se a camada de solo logo a cima. Junto a amostra coletada.



Figura 26 – Fragmento de rocha rolado 1, arenito em elevado estágio de diagênese.



Fragmento de rocha 2 (Fig. 28).

Cor: marrom escuro avermelhado e porções pretas (alteração).

Estrutura: maciça.

Textura: Equigranular, afanítica, fina, alotriomórfica.

Composição provável dos grãos: óxidos singenéticos com brilho submetálico, subédricos a anédricos, milimétricos e óxidos epigenéticos opacos (alteração), silicatos avermelhados com brilho vítreo, anédricos e silicatos incolores com brilho vítreo, anédricos, observado iridescência raramente.

Classificação: provavelmente um fragmento de rocha subvulcânica, pertencente a região da Bacia do Paraná, Formação Passo das Carretas.

Fragmento de rocha 3 (Fig. 29).

Cor: branco rosado e porções marrom alaranjadas.

Estrutura: maciça.

Textura: Equigranular, afanítica, fina, alotriomórfica.

Composição provável dos grãos: maior parte de quartzo leitoso, poucos cristais de quartzo com brilho vítreo e subédricos, óxidos epigenéticos opacos (alteração).

Classificação: pegmatito, provavelmente pertencente a região do embasamento.

Figura 27 - Fragmento de rocha rolado 2, rocha ígnea extrusiva.



Figura 28 - Fragmento de rocha rolado 3, pegmatito.



Sedimentos

Os sedimentos foram coletados no mesmo córrego, em dois pontos separados por uma distância de aproximadamente 35 m. O local foi escolhido por ter acesso mais fácil e clastos maiores, para facilitar a identificação da sua composição e atribuir a provável fonte de proveniência.

Ponto 1 (Fig. 30).

Coordenadas: 22J, 299940 m E / 6575518 m N.

Nesta parte do córrego o sedimento tem granulometria que varia de silte (talvez argila) a seixo. Na fração mais fina de areia a composição e forma dos grãos é muito variada, desde grãos de quartzo esféricos e bem arredondados (poucos) a litoclastos de xistos escuros e claros com forma alongada, também podem ser cristais de manganita ($\text{MnO}(\text{OH})$), os grãos de seixo quartzosos (talvez pegmatito) e de xistos subangulosos a subarredondados e com formas esféricas ou oblatas.

O mais notável nos clastos, principalmente os seixos, é a “capa” de óxido que os envolve, aparentemente é composta de manganita, devido ao traço marrom escuro, que a diferencia da pirolusita. Esta “capa” dificulta a diferenciação dos clastos, todos parecem ter a mesma composição devido a sua aparência, porém, ao pegar clastos de tamanhos semelhantes na mão nota-se a diferença de densidade. Ao quebrá-los se percebe que de fato são de composição diferentes (grafita xisto e quartzito) mas, estão envoltos pelo mesmo material de alteração.

Ponto 2 (Fig. 30).

Coordenadas: 22J, 299968 m E / 6575540 m N.

Neste ponto a composição e forma dos grãos de finos e areia são praticamente iguais ao anterior, o que se percebe imediatamente é ausência dos clastos com a “capa” de óxido e maior quantidade da fração areia média, provavelmente pelo manto de sedimento mais espesso a margem do córrego. Aparentemente há maior quantidade de grânulos e seixos, apresentando formas variadas, de angulosos a subarredondados e oblatos ou placóides a esféricos, a composição predominante de fragmentos quartzosos (pegmatitos) e parte de xistos claros e escuros.

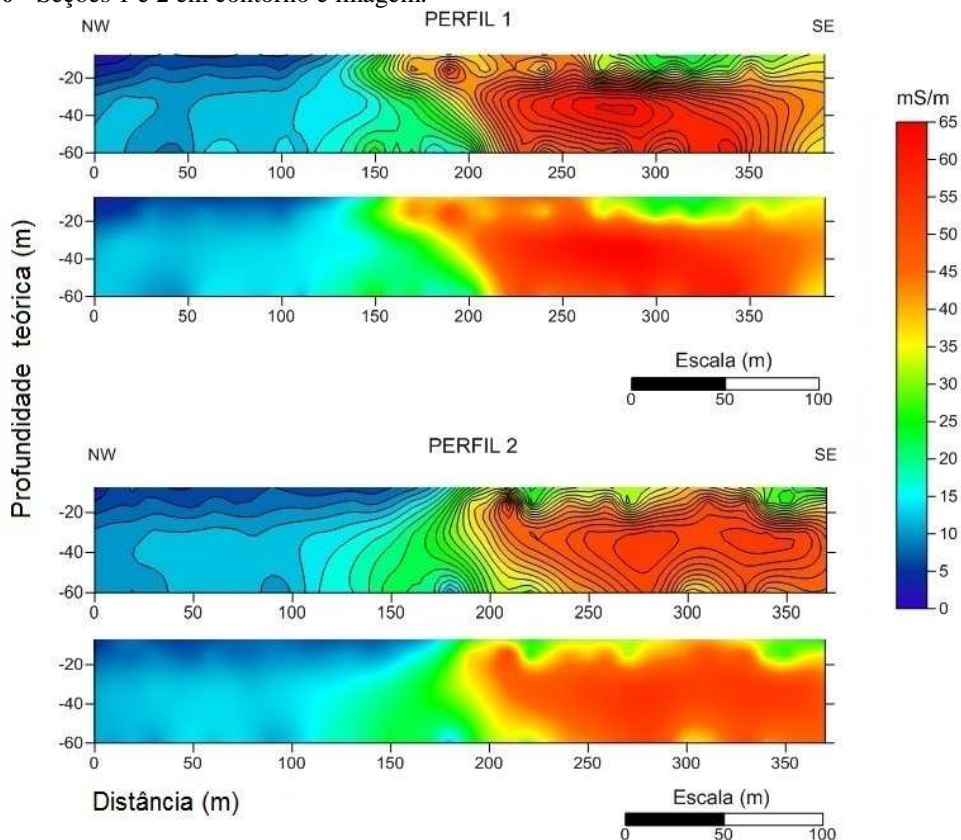
Figura 29 - Ponto 1 (esquerda) e ponto 2 (direita).



6.3 Dados de levantamento geofísico

A partir dos dados do levantamento com o método Geocondutivímetro, obteve-se as seções longitudinais 1 e 2 (Fig. 31).

Figura 30 - Seções 1 e 2 em contorno e imagem.



Observando as seções percebe-se que os valores de condutividade elétrica se comportam de maneira muito semelhante em ambas. Há duas regiões com valores de condutividade aparente distintas, separadas por uma pequena região de contraste entre 160 m 220 m, aproximadamente. Este comportamento indica que há duas unidades litológicas, cujas estão limitadas por uma região com valores intermediários entre elas, ou seja, uma falha.

Portanto, pode se associar os valores de baixa condutividade (de 0 a 15 mS/m, região azul) as rochas metamórficas do embasamento, que estão a NW, já os valores de alta condutividade (de 45 a 65 mS/m, região vermelha) as rochas da Bacia do Paraná, que estão a SE, nota-se que na seção 1 os valores são mais altos. Onde há valores intermediários (de 16 a 44 mS/m, região verde e amarela) no centro da seção, se associa a

Falha Açotéia-Piquiri, onde os valores se comportam indicando o mergulho da falha de 40° para seção 1 e 60° para a seção 2, com direção para o interior da bacia.

Os dados obtidos pelo método Eletrorresistividade também foram plotados nas seções longitudinais. Para o arranjo Dipolo-Dipolo (Fig. 32) a profundidade atingida (67 m) corroborando com a profundidade atingida pelo método Geocondutímetro, já para o arranjo Wenner-Schlumberger (Fig. 33) a profundidade atingida foi a metade.

Em ambos arranjos nota-se que o comportamento dos valores de resistividade elétrica, tanto nas seções 1 como na 2 são semelhantes e ao comportamento nas seções longitudinais de condutividade aparente, visto que estes parâmetros físicos são inversos.

Ocorrem duas regiões com valores de resistividade opostos, limitadas por uma região com valores intermediários (21-49 ohm.m) próximo de 160 m em ambos perfis.

Os valores de mais alta resistividade elétrica (50-360 ohm.m, região vermelha) estão a NW, onde há o embasamento, já os valores de mais baixa resistividade (de 0 a 20 ohm.m, região predominantemente verde) estão a SE, onde se situa a Bacia do Paraná junto a Fossa do Arroio Moirão. Portanto, os dados obtidos com este método corroboram com os dados do método Geocondutímetro.

Os resultados obtidos para a bacia podem ser comparados com os valores obtidos por Boucher *et al.* (2009), que em seu estudo atribui a resistividade de cerca de 10 ohm.m para argilas, visto a deposição de sedimentos na área e que as rochas da Formação Sanga do Cabral tem porções com argilas.

Os resultados obtidos para o embasamento podem ser comparados com os valores obtidos no estudo de Gaspar, Campos e Moraes (2012), que atribuem valores de resistividade entre 100 a 300 ohm.m (aproximadamente) para o embasamento cristalino (granito-gnáissico) bacia do Grupo Urucua corroborando com os dados para o Embasamento Cristalino da área de estudo.

De acordo com os dados obtidos através do Sensoriamento Remoto se observa que no centro das seções há a intersecção com a Falha Açotéia-Piquiri (Fig. 34), isto complementa a interpretação dos dados geofísicos, mostrando coerência, e que de fato há uma falha separando os dois domínios litológicos. Nota-se também a passagem dos perfis sobre as drenagens, estas provavelmente controladas por fraturamentos.

Além da associação dos valores com as unidades litológicas é importante a sua relação com a geomorfologia, pois ao interpretar apenas os perfis em seções longitudinais, da maneira que estão expostas, se tem a impressão que o terreno é completamente plano e

não é, teoricamente os valores acompanham a forma da superfície do terreno. Portanto, foram associados os valores de condutividade aparente com a topografia do terreno, ao longo das seções 1 (Fig. 35) e da seção 2 (36).

Figura 31 - Seções 1 e 2 do método Eletroresistividade, arranjo Dipolo-Dipolo.

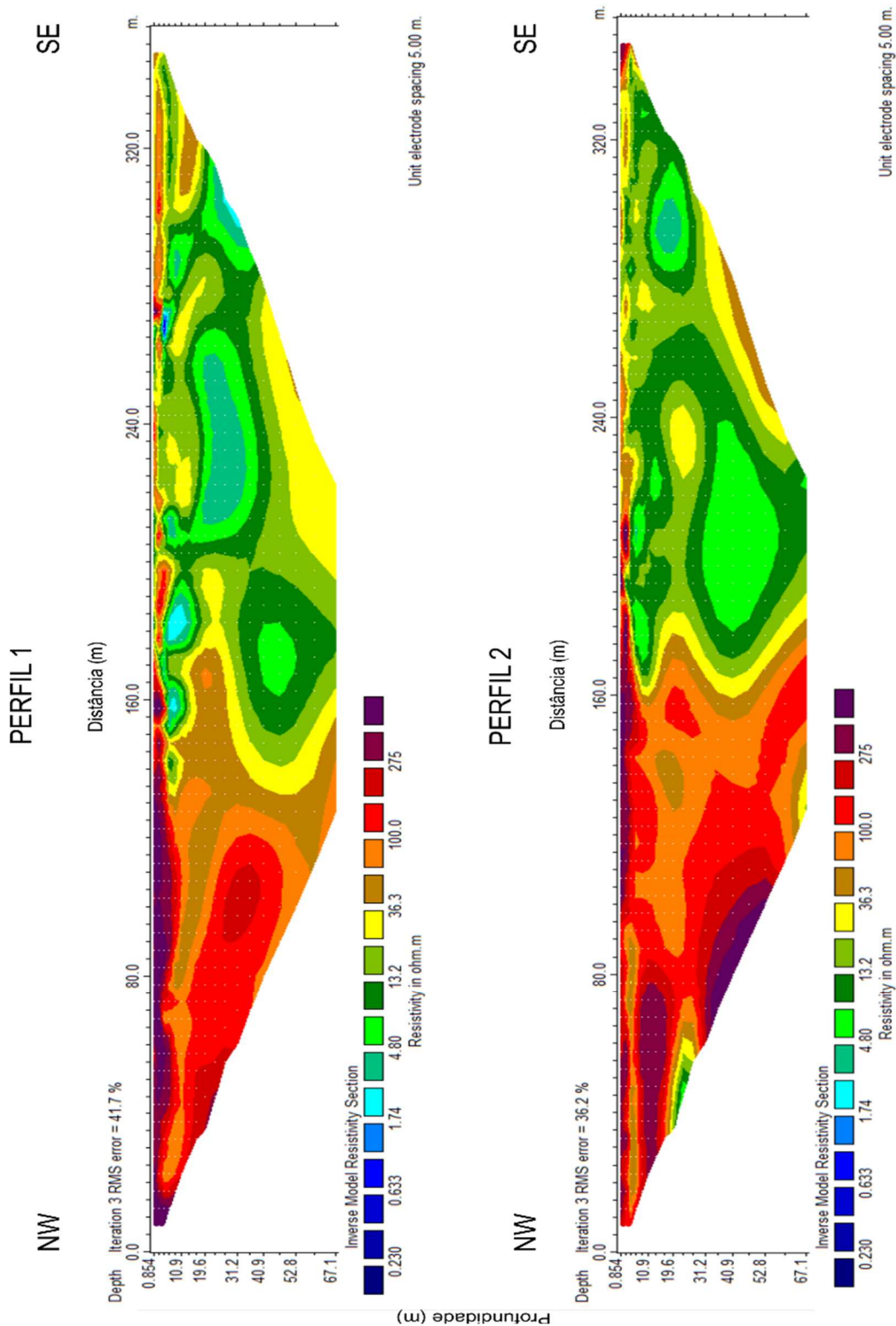


Figura 32 - Seções 1 e 2 do método Eletrorresistividade, arranjo Wenner-Schlumberger.

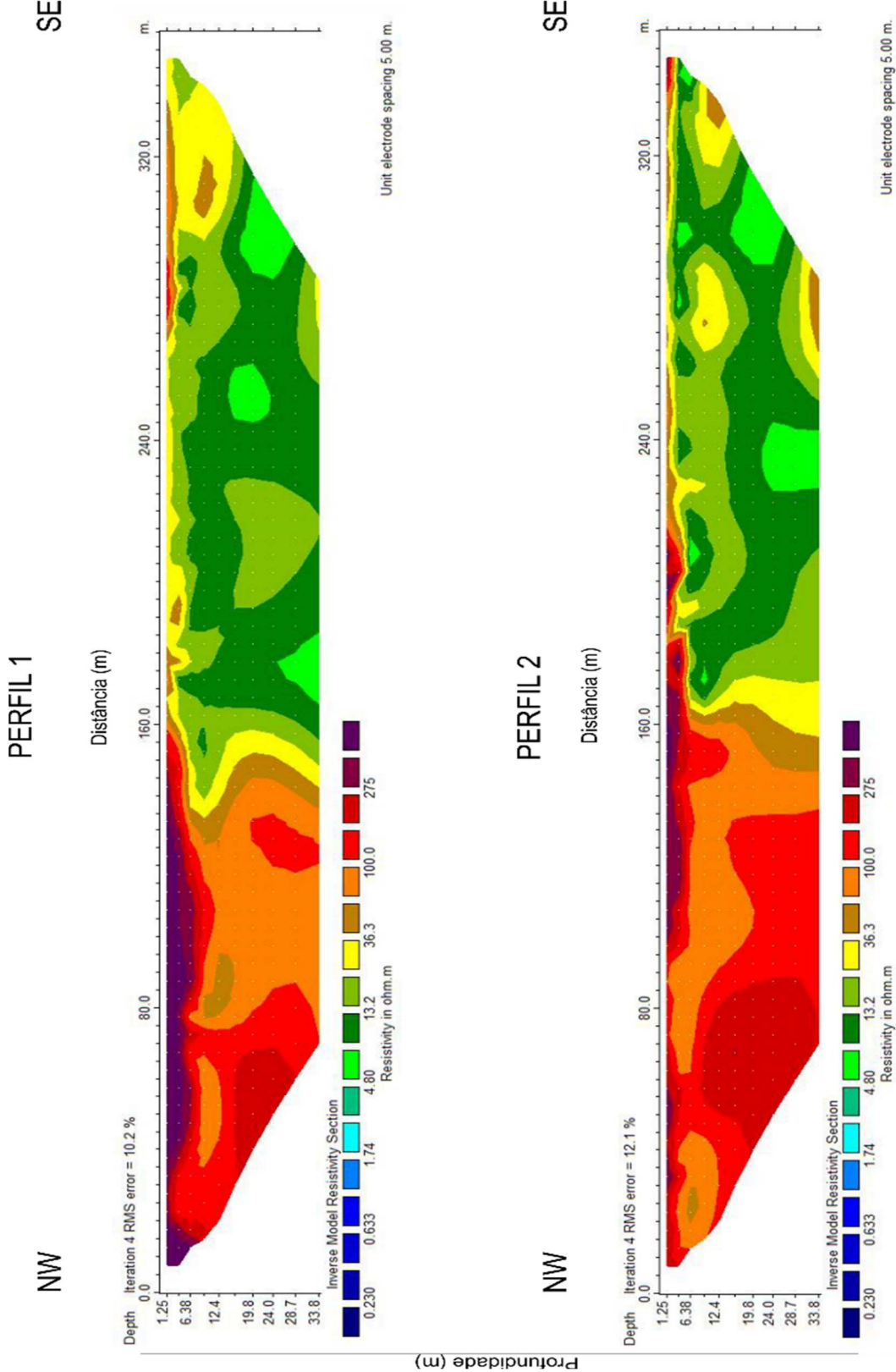


Figura 33 - Perfis realizados junto aos alvos identificados por imagem de satélite e em campo.

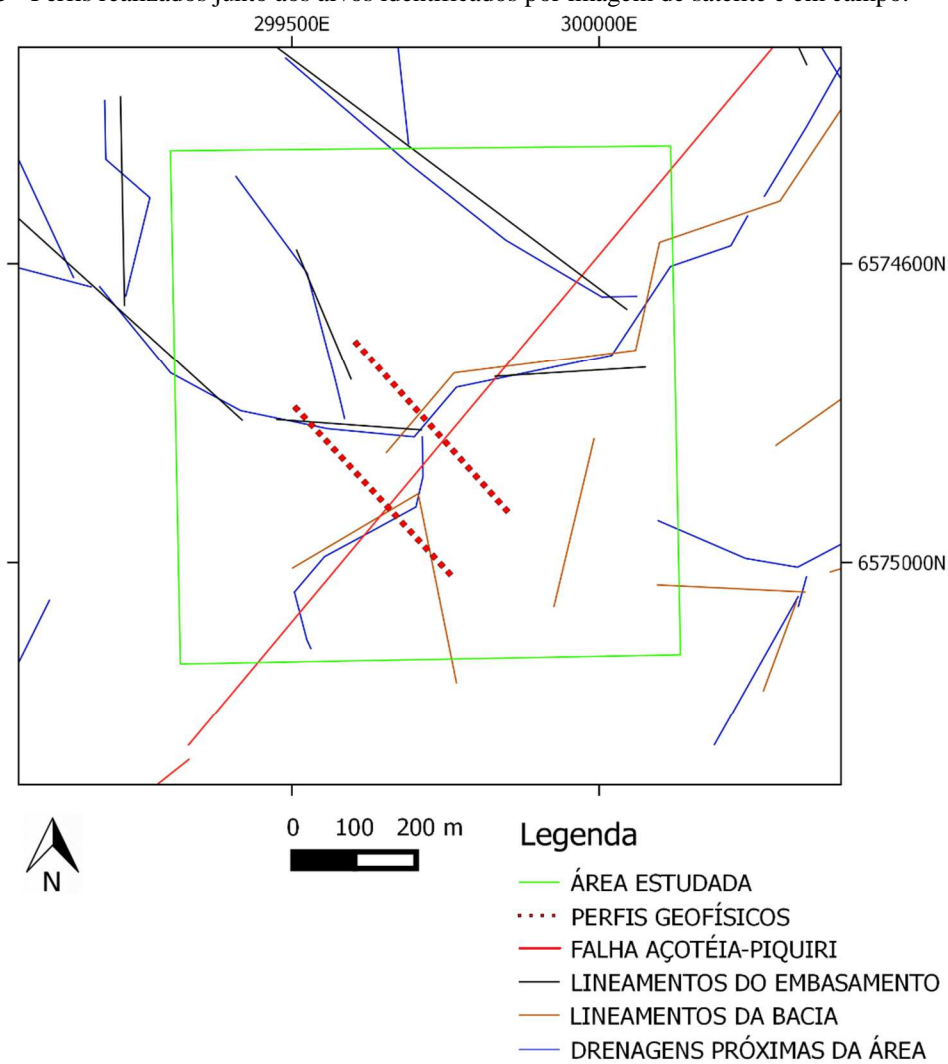
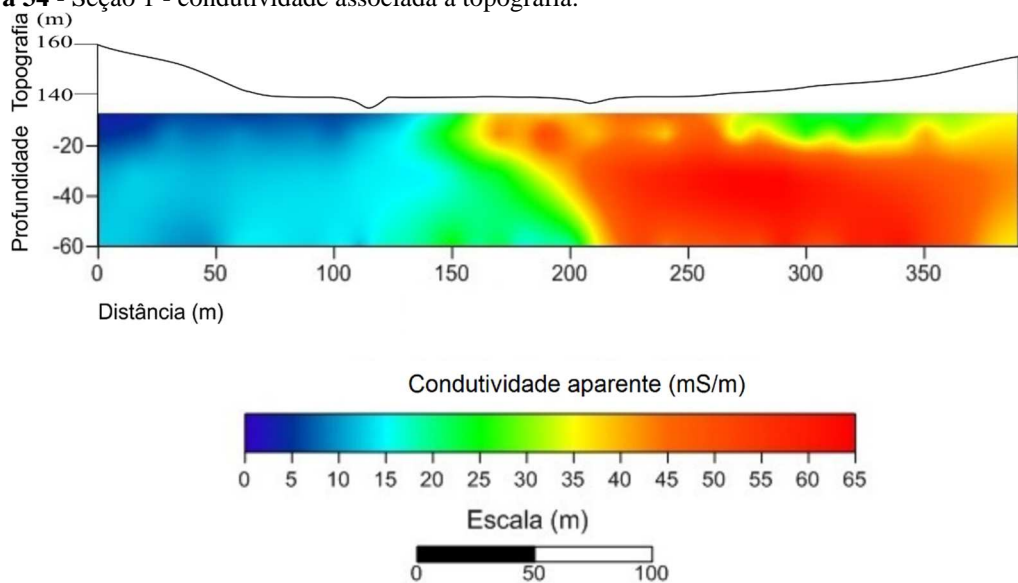


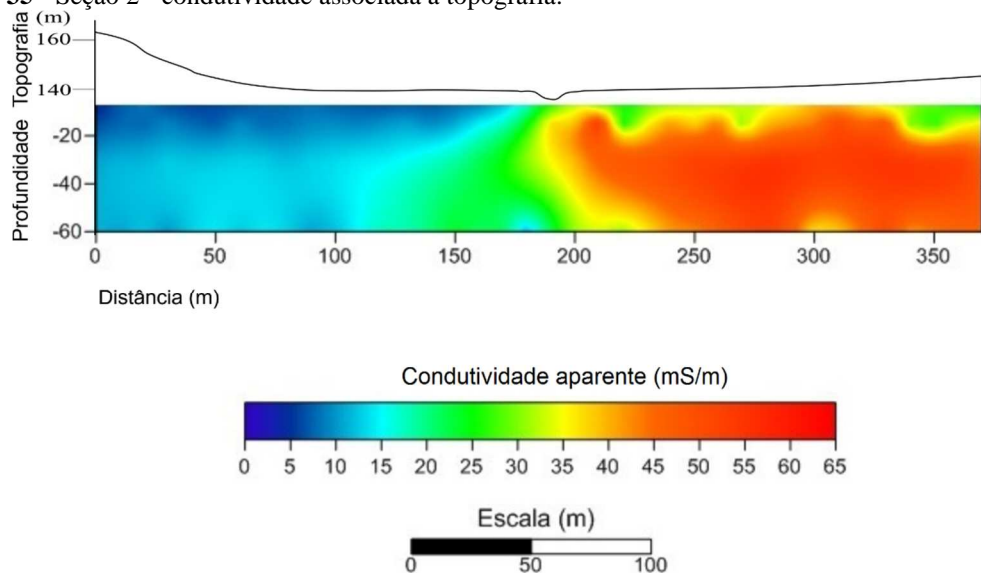
Figura 34 - Seção 1 - condutividade associada a topografia.



Observando a relação dos valores de alta condutividade com a topografia na região da bacia, na seção 1 os valores são maiores e a topografia é mais elevada comparando com a seção 2, que apresenta valores de condutividade com uma pequena diferença, mas menores do que a seção 1 e topografia um pouco mais suave. Há possibilidade deste comportamento estar relacionado a uma camada de argilas e óxidos que estaria mais espessa na região da seção 1 e que diminui em direção a seção 2.

Observa-se que a falha está localizada na região mais baixa do terreno e próxima de drenagens, no caso da seção 2 a drenagem está acima da falha.

Figura 35 - Seção 2 - condutividade associada a topografia.



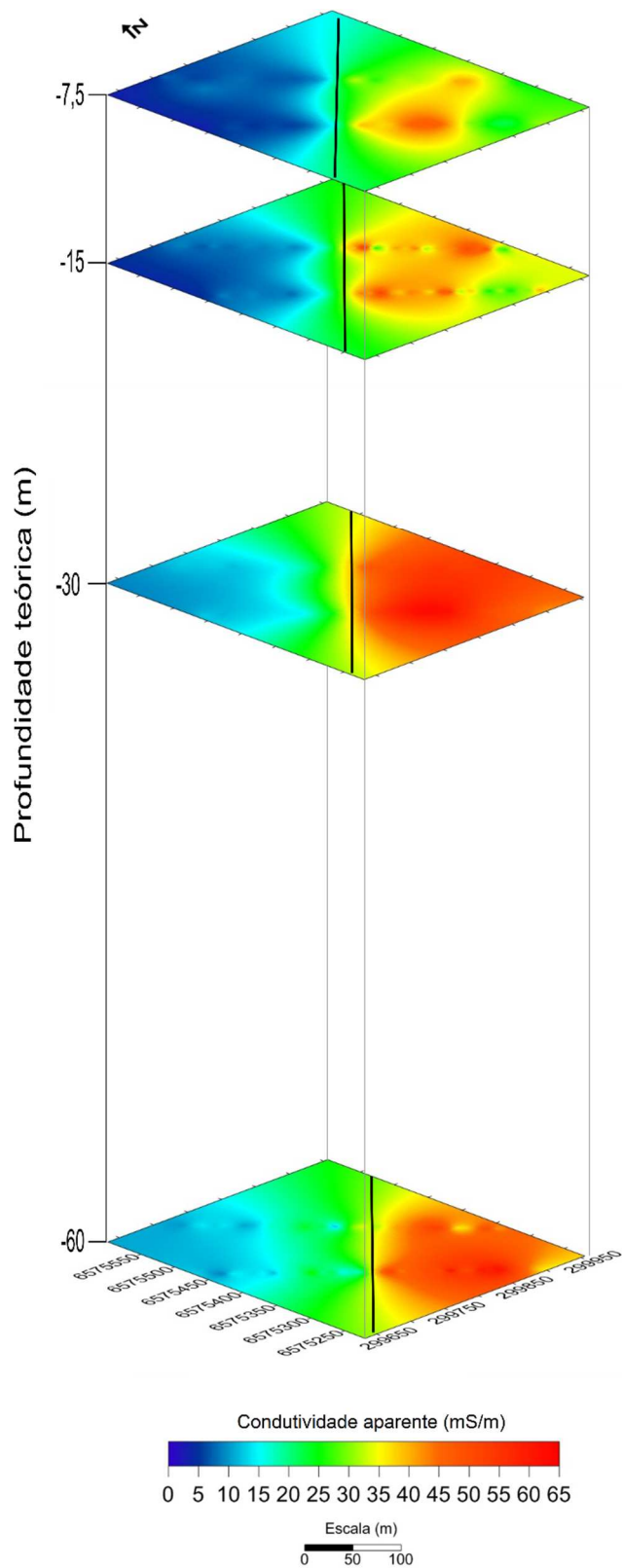
A interpolação dos dados em planos mostra o comportamento dos valores em profundidade e lateralmente em planta (Fig. 37). Ainda é evidente a divisão das unidades litológicas, sendo que aparentemente os seus valores de condutividade aumentam em maior profundidade, enquanto que a região interpretada como a falha se mantém quase que constante e se inclina em direção a bacia.

Também é possível observar um pico alto de condutividade na região da bacia correspondente a seção 1 no plano a -30 m, provavelmente há uma camada de material condutivo mais espessa a esta profundidade.

Com a interpretação dos dados dos métodos geoeletricos unidos a interpretação por sensoriamento remoto, ao levantamento geológico de campo e as informações

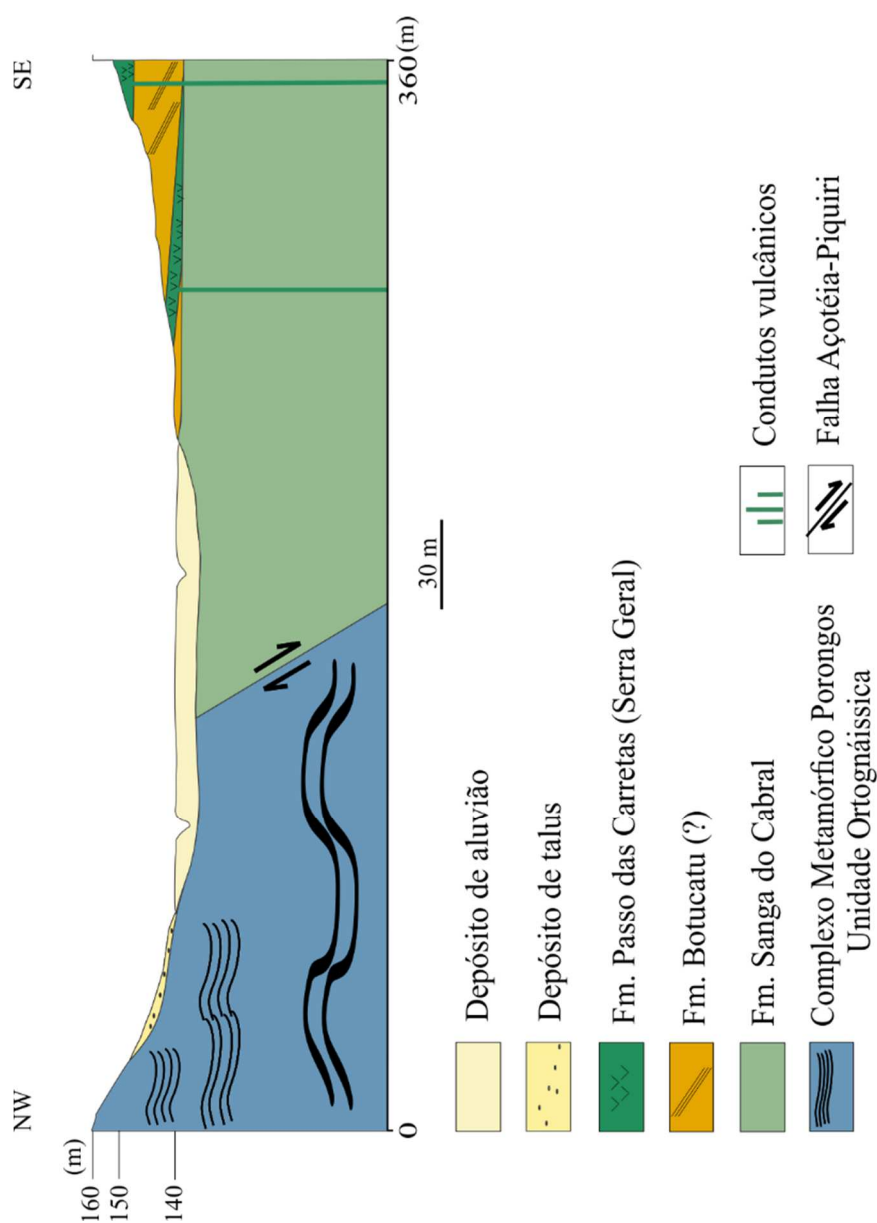
bibliográficas foi possível construir um modelo geológico-geofísico da área com possibilidade de locação de um poço produtor de água (Fig. 38).

Figura 36 - Planos de condutividade aparente formando um bloco com as profundidades teóricas dos dipolos. A linha preta contínua indica a posição da falha.



Visto as condições de vazões de poços nas rochas da Formação Sanga do Cabral que de acordo com Machado José (1999) e Roisenberg *et al.*(2007) são muito baixas, chegando até 7 m³/h em algumas regiões do Estado. A indicação do local para um poço leva em consideração, principalmente, a continuidade e intersecção Falha Açotéia-Piquiri com outras de menor porte. Deste modo, se recomenda que a perfuração do poço atinja a falha a uma profundidade próxima da 120 m, onde a pressão litostática e hidrostática são consideráveis, podendo oferecer maior vazão.

Figura 37 - Modelo geológico geofísico da área.



7. CONCLUSÃO

Através do Sensoriamento Remoto e processamento das imagens de satélite foi possível identificar os principais alvos, entre eles, os lineamentos, a Falha Açotéia-Piquiri e as drenagens. Os alvos que foram desenhados pela interpretação visual mostram que as seções geelétricas aplicados em campo intersectam a Falha Açotéia-Piquiri, complementando os dados do levantamento geofísico.

A análise estatística dos lineamentos identificados mostram direção preferencial a NW na região do embasamento e de NW a NE na região da Bacia do Paraná.

O método Eletromagnético Geocondutímetro mostra nitidamente a Falha Açotéia-Piquiri no centro das duas seções realizadas. Nota-se os valores de baixa condutividade aparente (0-15 mS/m) na região do embasamento, valores de alta condutividade aparente (45-65 mS/m) na região da Bacia do Paraná e valores intermediários de condutividade aparente (16-44) onde se encontra a falha.

O método Eletrorresistividade mostra valores semelhantes, tanto para o arranjo Dipolo-Dipolo como para o arranjo Wenner-Schlumberger, apresentando valores de resistividade maiores (50-360 ohm.m) na região do embasamento, resistividade menores (0-20 ohm.m) na região da bacia e valores intermediários de resistividade (21-49 ohm.m) na falha. Portanto, corroborando com o método Geocondutímetro.

Os dados geológicos adquiridos em campo indicam que na área ocorre depósito colúvio/aluvionar de materiais autóctones e alóctones, observados nos córregos. Os afloramentos observados estão intensamente intemperizados.

A área tem característica geomorfológica semelhante a um vale e na região mais baixa é onde está localizada Falha Açotéia-Piquiri, o que favorece o armazenamento de água subterrânea.

Portanto, considerando a dimensão da Falha Açotéia-Piquiri, a geologia local e os resultados dos métodos geofísicos, se conclui que provavelmente a falha está preenchida por materiais detríticos saturados. E o local mais indicado para locação de poço produtor de água é onde a falha alcance pelo menos 120 m de profundidade, onde as condições de pressão litostática e hidrostática podem proporcionar maior vazão.

8. REFERÊNCIAS

BAESSA, M. P. M.; OLIVA, A.; KIANG, C. H. IMAGEAMENTO ELÉTRICO 3D EM ÁREA CONTAMINADA POR HIDROCARBONETO NO POLO INDUSTRIAL DE CUBATÃO – SP. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 28, n. 4, p. 609-617, Dez. 2010. ISSN ISSN.

BALTEZAN, J. M. et al. Uso de técnicas de processamento de imagens orbitais Aster e Landsat 5 TM para identificação de aquífero fraturado na porção sudoeste da Suíte Granítica Caçapava do Sul. **XVI Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto - SBSR**, Foz do Iguaçu, Abr. 2013. ISSN ISBN.

BOUCHER, M. et al. Contribution of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid Niger: An overview. **C. R. Geoscience**, v. 341, p. 800-809, Set. 2009. ISSN ISSN.

BRAGA, A. C. O. 1999. **Métodos geoeletricos aplicados: módulo: hidrogeologia**. Universidade Estadual Paulista – UNESP.

CHEMALE Jr., F., 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In Holz, M. & L.F. DeRos (Eds.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre. Centro de Investigação do Gondwana/Universidade Federal do Rio Grande do Sul, p. 13-52.

CHIBANE, P. H. S. et al. Aplicação de Dados Eletromagnéticos na Bacia do Parnaíba para Prospecção de Água Subterrânea (Aquífero Serra Grande) no Estado do Piauí. **VI Simpósio Brasileiro de Geofísica**, Porto Alegre, Out. 2014. ISSN ISBN.

CPRM. MAPA GEOLÓGICO DO RIO GRANDE DO SUL, 2006.

CPRM. MAPA HIDROGEOLÓGICO DO RIO GRANDE DO SUL, 2005.

CPRM 2009. SISTEMA DE INFORMAÇÃO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS – SIAGAS.

CUTRIM, A. O.; RODRIGUES, R. M. M.; MOURA, I. B. D. AVALIAÇÃO DE CAMINHAMENTOS ELETROMAGNÉTICO E ELÉTRICO DE SEV NA PROSPECÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA NO GRUPO CUIABÁ-MT. **XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, São Paulo, 2004. ISSN ISBN.

DEMETRIO, J. G. A.; SARAIVA, A. D. L.; FEITOSA, E. C. ANÁLISE DO ESPAÇAMENTO IDEAL ENTRE OS PERFIS DE CAMINHAMENTO GEOFÍSICO PARA O ESTUDO DE LOCAÇÕES DE POÇOS EM TERRENOS DE ROCHAS CRISTALINAS. **XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, São Paulo, 2004.

ELACHI, C. **Introduction to the Physics and Techniques of Remote Sensing**. 2ª ed. New Jersey: John Wiley & Sons Inc., 2006.

FEITOSA, F. A. C. et al. **Hidrogeologia Conceitos e Aplicações**. 3ª ed. Rio de Janeiro: CPRM LABHID, 2008. p. 95-172, p. 177-318.

FERNANDES, L. A. D. et al. ZONA DE CISALHAMENTO TRANSCORRENTE DORSAL DE CANGUÇU: CARACTERIZAÇÃO E IMPORTÂNCIA NA COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DO CINTURÃO DOM FELICIANO. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio Claro, v. 23, p. 224-233, Setembro 1993.

FERNANDES, L. A. D. et al. EVOLUÇÃO TECTÔNICA DO CINTURÃO DOM FELICIANO NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE: PARTE II - UMA CONTRIBUIÇÃO A PARTIR DAS ASSINATURAS GEOFÍSICAS. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, p. 375-384, Dezembro 1995.

FILHO, C.O.A.; FONSECA, L.M.G. Lineamentos estruturais a partir de imagem LandSat TM e dados SRTM. **XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, Natal, Brasil, 25-30 Abril 2009, INPE, p. 3151-3158. apud O'Leary, D. W.; Friedman, J. D.; Pohn, H. A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **GSA Bulletin**, v. 87, p. 1463-1469, 1976.

FRACALOSSO, M.F.; ELLERT, N. ELETORRESISTIVIDADE APLICADA NA REGIÃO DE BREJO SANTO - CEARÁ - BACIA DO ARARIPE. **X Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**. São Paulo, 1998.

GALLAS, J. D. F. PROSPECÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM AQUÍFEROS CRISTALINOS. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 24, n. 1-2, p. 43-51, 2003.

GANDOLFO, O. C. B.; GALLAS, J. D. F. O ARRANJO PÓLO-DIPOLO COMO ALTERNATIVA AO DIPOLO-DIPOLO EM LEVANTAMENTOS 2D DE ELETORRESISTIVIDADE. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 25, n. 3, p. 227-235, Julho/Set. 2007. ISSN ISSN.

GASPAR, M. T. P.; CAMPOS, J. E. G.; MORAES, R. A. V. D. Determinação das espessuras do Sistema Aquífero Urucuia a partir de estudo geofísico. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 42, p. 154-166, Dez. 2012. ISSN ISSN.

GONZAGA, F. D. A. D. S.; BARBOSA, M. P.; FRANCISCO, P. R. M. Estudo de Campo Integrado com Imagem Landsat para Indicar Áreas Favoráveis a Captação de Águas Subterrâneas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, N.c., v. 5, p. 1145-1158, Dez. 2011. ISSN ISSN.

HANSEN, Marco Antonio Fontoura *et al.* **Importância da geofísica no estudo das águas subterrâneas**. In: Costa AB. Água & Saúde. Santa Cruz do Sul: EDUNISC; 2010. p. 49-81.

HARTMANN, L. A. (1998). **Deepest esposed crust of Brazil - Geochemistry of Paleoproterozoic depleted Santa Maria Chico Granulites**. Gondwana Research

HARTMANN, L. A., CHEMALE F. JR. & PHILIPP, R.P. (2007). Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. Em: Iannuzzi, R. & Frantz, J.C. (Eds.) **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 99-123.

HEILBRON, M.; SOARES, A.C.P.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TOUW, R.A.J.; JANASI, V.A. **Província Mantiqueira**. In: Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo ed. DECA, 2004. P. 203-234.

IGBE. MAPA HIDROGEOLÓGICO DO BRASIL, 2014.

JOSÉ, C.; CAVALCANTE, I. N. METODOLOGIA GEOFÍSICA ELETROMAGNÉTICA APLICADA EM ESTUDOS DE ÁGUA SUBTERRÂNEA E DE CONTAMINAÇÃO DO AMBIENTE HIDROGEOLÓGICO. **1ST JOINT WORLD CONGRESS ON GROUNDWATER**, Fortaleza, 2000.

JÚNIOR, M. F.; ELLERT, N. ELETORRESISTIVIDADE APLICADA NA REGIÃO DE BREJO SANTO - CEARÁ - BACIA DO ARARIPE. **X Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, São Paulo, 1998.

KAUL, P.F.T. 1990. **Geologia**. In Geografia do Brasil; Região Sul. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, Rio de Janeiro, v. 2, p.29-54.

LIMA, J. P. R.; MAIA, L. P. ESTUDOS HIDROLÓGICOS E GEOFÍSICOS INTEGRADOS PARA AVALIAÇÃO DO PROBLEMA DE INTRUSÃO MARINHA EM AQUÍFEROS COSTEIROS NA REGIÃO NE DO BRASIL. **VII Simpósio de recursos Hídricos do Nordeste**, Natal, Nov. 2014.

LIMA, LG. **Análise de fácies e modelos deposicionais de unidades triássicas da bacia do Paraná sobre o Escudo-sul-rio-grandense na região do Graben Arroio Moirão, RS: Em busca de marcadores estratigráficos** [trabalho de conclusão de curso] Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Geologia, Instituto de Geociências; 2014.

LÖBLER, C. A.; TERRA, L. G.; SILVA, J. L. S. D. Vulnerabilidade à contaminação das águas subterrâneas do município de Nova Palma, Rio Grande do Sul, Brasil. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 7, n. 3, p. 513-523, Ago. 2014.

LOKE, M. H. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys*, 2000.

LOPES, F. B. et al. Modelagem da qualidade das águas a partir de sensoriamento remoto hiperespectral. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 18, p. 13–19, Março 2014.

Machado JPSL. **Estruturação do Graben Arroio Moirão, Santana da Boa Vista, RS. Tectônica e geocronologia** [trabalho de conclusão de curso] Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Geologia, Instituto de Geociências; 2014.

MACHADO, J.P.S.L.; PHILLIP, R.P.; FACCINI, U.F. TECTÔNICA RÚPTIL MESO E CENOZÓICA E AFORMAÇÃO DO GRÁBEN ARROIO MOIRÃO, SANTANA DA BOA VISTA-PIRATINI, RS. **IX Simpósio Sul-brasileiro de Geologia**. Florianópolis, 2015.

MACHADO, J. L. F. **HIDROESTRATIGRAFIA QUÍMICA PRELIMINAR DOS AQUÍFEROS NA REGIÃO CENTRAL DO RIO GRANDE DO SUL. X Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, São Paulo, Set. 1998.

MILANI, E. J. et al. Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, Rio de Janeiro, v. 15, p. 265-287, mai/nov 2007.

MOREIRA, C.A.; AQUINO, W.F.; DOURADO, J.C. aplicação do método eletromagnético indutivo (em) no monitoramento de contaminantes em subsuperfície. **Revista Brasileira de Geofísica**, v.25, nº.4, p. 413-420, 2007.

NASCIMENTO, P.S.R. **PROPOSTA METODOLÓGICA DE DELIMITAÇÃO DE ÁREAS PROPÍCIAS AO ARMAZENAMENTO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS EM TERRENOS CRISTALINOS, POR GEOTECNOLOGIAS, NO ESTADO DE SERGIPE. XII Simpósio de Recursos Hídricos do Nordeste**, Natal, Nov. 2014.

NOVO, E. M. L. D. M. **Sensoriamento Remoto Princípios e Aplicações**. 4ª Edição. ed. São Paulo: Blucher, 2010. p. 23-34, p. 35-74, 159-238.

OIKONOMIDIS, D. et al. A GIS/Remote Sensing-based methodology for groundwater potentiality assessment in Tirnavos area, Greece. **Journal of Hydrology**, v. 525, p. 197–208, Março 2015.

OLIVEIRA, R. G. D.; RIBEIRO, J. A.; FILHO, O. A. D. S. **ESTUDOS GEOFÍSICOS PARA LOCAÇÕES DE POÇOS TUBULARES NO AQUÍFERO FISSURAL DA ÁREA-PILOTO JUÁ IRAUÇUBA - CEARÁ**. MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA; SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA; CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL. Fortaleza. 2003.

PORSANI, J. L. et al. TDEM survey in an area of seismicity induced by water wells in Paraná sedimentary basin, Northern São Paulo State, Brazil. **Journal of Applied Geophysics**, Amsterdam, v. 8, n. 1, p. 75-83, Jul. 2012. ISSN ISSN.

REYNOLDS, J. M. **An Introduction to Applied and Environmental Geophysics**. Chichester: John Wiley & Sons Ltd., 1997. p.555-680.

ROISENBERG, A. *et al.* (2007). Os Recursos Hídricos Subterrâneos no Rio Grande do Sul: Uma Visão sobre a Saúde das Águas e Implicações na Saúde das Populações. **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, 355-367.

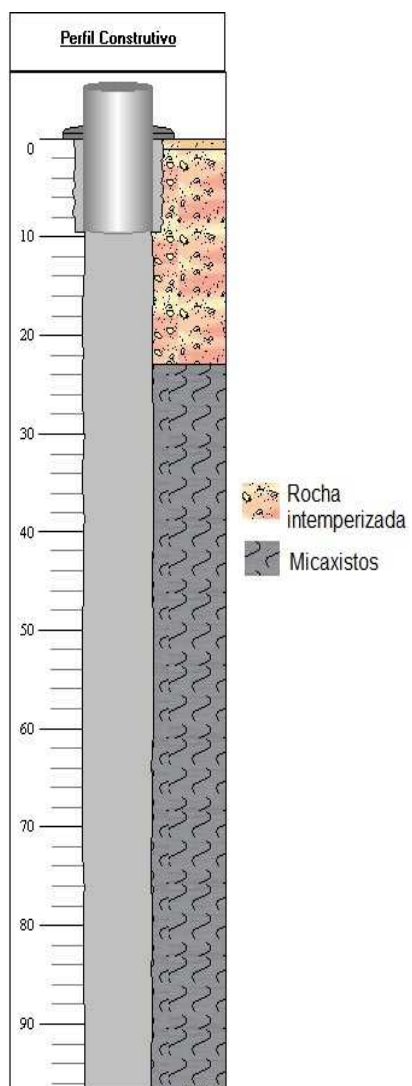
SPRING: (1996) Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. Camara G, Souza RCM, Freitas UM, Garrido J **Computers & Graphics**, 20: (3) 395-403, May-Jun .

WENTWORTH, C.K. (1922). A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. **The Journal of Geology**, 30: (5) 377-392, Jul-Aug.

XAVIER, F. D. F. **APLICAÇÃO DA SONDAGEM GEOFÍSICA – MÉTODO ELETRORRESISTIVIDADE - NA LOCAÇÃO DE POÇOS TUBULARES PROFUNDOS. XIII Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas**, São Paulo, 2004.

ZVIRTES, Gustavo. **Análise estrutural do metagranito capané no complexo porongos, cachoeira do sul, rs**. [Dissertação de mestrado] Porto Alegre: Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências Programa de Pós-graduação em geociências; 2014.

9. ANEXO



Poço: 430002870 UF: RS Município: Santana da boa vista Localidade: PROXIMO AO ARROIO

Gerais	Construtivos	Geológicos	Hidrogeológicos	Teste de Bombeamento	Análises Químicas
Dados Gerais:					
Nome:	G 506 SBV2				
Data da Instalação:	16/12/1973				
Proprietário:	CORSAN				
Natureza do Ponto:	Poço tubular				
Uso da Água:	Abastecimento urbano				
Cota do Terreno (m):	260.00				
Localização:					
Localidade:	PROXIMO AO ARROIO				
UTM (Norte/Sul):	6582680				
UTM (Leste/Oeste):	298075				
Latitude (GGMMSS):	305218				
Longitude (GGMMSS):	530644				
Bacia Hidrográfica:	Atlantico Sul-Sudeste				
Subbacia Hidrográfica:	Lagoa dos Patos				
Situação:					
Data:	21/07/1998				
Situação:	Equipado				

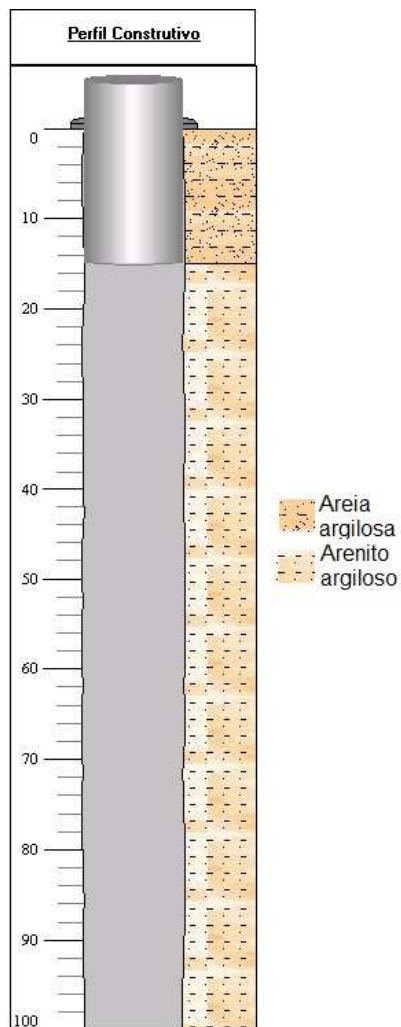
Gerais	Construtivos	Geológicos	Hidrogeológicos	Teste de Bombeamento	Análises Químicas
Perfuração:					
Data:	Profundidade Inicial (m):	Profundidade Final (m):	Perfurador:	Método:	
16/12/1973	0.00	97.00	CORSAN		
Diâmetro:					
De (m):	Até (m):	Polegadas:	Milímetros:		
0.00	9.50	10	254.0000		
9.50	97.00	8	203.0000		
Revestimento:					
De (m):	Até (m):	Material:	Diâmetro (pol):	Diâmetro (mm):	
0.00	9.50	Aço galvanizado com rosca e luva	8	203.0000	
Filtro:					
De (m):	Até (m):	Material:	Diâmetro (pol):	Diâmetro (mm):	Ranhura
Espaço Anular:					
De (m):	Até (m):	Material:			
Boca do Tubo:					
Data:	Altura(m):	Diâmetro (pol):	Diâmetro (mm):		
	0.50	8	203.0000		
Entrada d'água:					
Profundidade(m):					
4.25					
25.00					
87.00					
94.00					
Profundidade Útil:					
Data:	Profundidade Útil:				

Gerais	Construtivos	Geológicos	Hidrogeológicos	Teste de Bombeamento	Análises Químicas
Feição Geomorfológica:					
Descrição:					
Formação Geológica:					
Profundidade Inicial (m):	Profundidade Final (m):	Tipo de Formação:			
0.00	97.00	Grupo porongos			
Dados Litológicos:					
De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição Litológica:		
0	0.9	Solo	SOLO SILTO-ARENOSO MARROM.		
0.9	23	Rochas Intemperizadas e Decompostas	MATERIAL QUARTZO-FELDSPATICO ROSEO.		
23	97	Micaxisto	TALCO-CLORITA-BIOTITA-XIS-TO PRETO C/ALGUMAS INJEC. QUARTZO-FELDSPATICO.		

Gerais	Construtivos	Geológicos	Hidrogeológicos	Teste de Bombeamento	Análises Químicas
Aquifero no Ponto					
Aquifero: Fissural		Topo (m):			
		Base (m):			
		Captação:	ÚNICA		
		Condição:	LIVRE		
		Penetração:	PARCIAL		
Nível da Água:					
Data:					
Nível da Água (m):					
Nível Medido Bombeando (S/N)?					
Vazão (m3/h):					

Gerais	Construtivos	Geológicos	Hidrogeológicos	Teste de Bombeamento	Análises Químicas
Teste de Bombeamento:					
Data:	Surgência:	Nível Estático (m):	Duração do Teste (h):		
14/12/1973	N	1.17			
Nível Dinâmico (m):	Vazão Específica (m3/h/m):	Coeficiente de Armazenamento:		Vazão Livre (m3/h):	
74.34					
Permeabilidade (m/s):	Transmissividade (m2/s):	Vazão Após Estabilização (m3/h):	Tipo do Teste:		
		3.02			
Método:	Unidade:				

Gerais	Construtivos	Geológicos	Hidrogeológicos	Teste de Bombeamento	Análises Químicas
Análises Químicas:					
Amostra:					
Data da Coleta:					
Condutividade Elétrica (µS/cm):					
Qualidade da Água (PT/CO):					
Sabor da Água:					
Qualidade da Água (Odor):					
Temperatura (C°):					
Turbidez (NTU):					
Sólidos Suspensos (mg/l):					
Sólidos Sedimentáveis (mg/l):					
Aspecto Natural:					
Ph:					
Resultados Analíticos da Última Coleta:					
Parâmetro:	Concentração:	Unidade:			



Poço: 4300020962 UF: RS Município: Santana da boa vista Localidade: Passo das Carretas

Gerais Construtivos Geológicos Hidrogeológicos Teste de Bombeamento Análises Químicas

Dados Gerais:

Nome: JR517
Data da Instalação:
Proprietário: Prefeitura Municipal
Natureza do Ponto: Poço tubular
Uso da Água:
Cota do Terreno (m): 127.00

Localização:

Localidade: Passo das Carretas
UTM (Norte/Sul): 6573846
UTM (Leste/Oeste): 300614
Latitude (GGMMSS): 305707
Longitude (GGMMSS): 530514
Bacia Hidrográfica: Atlântico Sul-Sudeste
Subbacia Hidrográfica: Lagoa dos Patos

Situação:

Data: 28/09/2011
Situação: Não instalado

Gerais Construtivos Geológicos Hidrogeológicos Teste de Bombeamento Análises Químicas

Feição Geomorfológica:

Descrição: Vale aberto

Formação Geológica:

Profundidade Inicial (m): 0.00 Profundidade Final (m): 100.00 Tipo de Formação: Formação Sanga do Cabral

Dados Litológicos:

De (m):	Até (m):	Litologia:	Descrição Litológica:
0	15	Areia argilosa	
15	100	Arenito argiloso	Arenito argiloso da Formação Sanga do Cabral