



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO NORTE
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E DA TERRA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEODINÂMICA E GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

UTILIZAÇÃO DA RESISTÊNCIA ELÉTRICA TRANSVERSAL PARA IDENTIFICAR ÁREAS MAIS PROMISSORAS E ESTIMATIVAS DE TRANSMISSIVIDADES HIDRÁULICAS NO AQUÍFERO BARREIRAS EM ÁREA DO BAIXO CURSO DO RIO MAXARANGUAPE-RN

Autora:

VERÔNICA JORGE SILVA

Orientador:

PROF. DR. LEANDSON ROBERTO F. LUCENA

Dissertação nº 267/PPGG

Novembro de 2021

Natal/RN, Brasil

VERÔNICA JORGE SILVA

**UTILIZAÇÃO DA RESISTÊNCIA ELÉTRICA TRANSVERSAL
PARA IDENTIFICAR ÁREAS MAIS PROMISSORAS E
ESTIMATIVAS DE TRANSMISSIVIDADES HIDRÁULICAS NO
AQUÍFERO BARREIRAS EM ÁREA DO BAIXO CURSO DO RIO
MAXARANGUAPE-RN**

Dissertação apresentada em 23 de novembro de 2021 ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica (PPGG) da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) como requisito à obtenção do Título de Mestre em Geodinâmica e Geofísica.

BANCA EXAMINADORA:

PROF. DR. LEANDSON ROBERTO F. LUCENA

Presidente e orientador (PPGG-UFRN)

DR^a PAULA STEIN

Membro externo (UFCG)

DR. VALTER ANTÔNIO BECEGATO

Membro externo (UDESC)

“É preciso estar atento e forte”

Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN
Sistema de Bibliotecas - SISBI
Catalogação de Publicação na Fonte. UFRN - Biblioteca Setorial Prof. Ronaldo Xavier de Arruda - CCET

Jorge, Verônica.

Utilização da resistência elétrica transversal para identificar áreas mais promissoras e estimativas de transmissividades hidráulicas no Aquífero Barreiras em área do baixo curso do Rio Maxaranguape-RN / Veronica Jorge Silva. - 2021.

106f.: il.

Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Centro de Ciências Exatas e da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica. Natal, 2021.

Orientador: Prof. Dr. Leandson Roberto Fernandes de Lucena.

1. Hidrogeofísica - Dissertação. 2. Resistência elétrica transversal - Dissertação. 3. Aquífero Barreiras - Dissertação.
I. Lucena, Leandson Roberto Fernandes de. II. Título.

RN/UF/CCET

CDU 550.3:556

Agradecimentos

Aqui eu agradeço a Universidade Federal do Rio Grande do Norte pela educação promovida, que vai para muito além de conteúdo em sala de aula. Que a universidade continue sendo Pública, Universal, Gratuita e de Qualidade, para que mais muitos outros tenham acesso à educação. Obrigada pelo apoio e tempo investido na minha formação como cidadã e mestre.

Agradeço ao programa pela oportunidade e titulação almejada, agradeço ao Prof. Dr. Leandson Lucena pela orientação e agradeço a equipe que acompanhou o levantamento de campo.

Agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq pelo financiamento da pesquisa e também a Companhia de Águas e Esgotos do Rio Grande do Norte-CAERN pelo acesso aos dados de poços e testes de bombeamento.

Agradeço aqueles que apoiaram de todas as maneiras possíveis para que essa dissertação acontecesse.

Agradeço a minha mãe, minha irmã e minha afilhada. Vocês são a minha família, que me deu asas e aceitou os meus voos. Sempre me incentivou a estudar, fazendo possível e o impossível para isso. Tendo vocês sempre terei para onde voltar. Chegar aqui é trazer comigo mulheres fortes. Ser a primeira para não ser a única da família.

Obrigada família e amigos pelo suporte durante essa fase, entre conversas, desabafos e descontração. Vocês foram minha companhia, refúgio, desanuvio. Obrigada Vitor pelas idas e vindas possibilitadas nesse tempo, estar rodeada “dos nossos” é o combustível que faltava inúmeras vezes.

Agradeço a Nely e sua família que me receberam tão pronta e carinhosamente nessa cidade.

Agradeço especialmente aqueles que ajudaram com explicações inúmeras e repetidas vezes - pessoalmente ou não, pelas trocas de conhecimento, de material que diretamente contribuíram para a existência desse trabalho, além de sugestões, correções.

Obrigada Carla pela ajuda com o mapa quando eu não tinha condições de editar mais uma figura sequer, ele ficou impecável, obrigada pelo suporte não só técnico como emocional nesse momento. Obrigada Marina pela ajuda infinita com o Surfer, Bruno pela ajuda com o R, pelas sugestões, Jéssica pelo suporte, correções, dicas.

Obrigada aos colegas que dividiram a sala comigo ao longo desse tempo, em especial Cleide. Vinda do mesmo que estado que eu, foi meu primeiro contato, me acolheu, me mostrou tudo na universidade, me fez companhia, me deu diversas caronas. Muito obrigada.

Agradeço as numerosas pessoas que me ajudaram direta e indiretamente ao longo desse caminho para que eu chegasse até aqui como cheguei.

Obrigada todos vocês que foram não só suporte técnico, mas também suporte emocional ao longo dessa jornada. Que além de tudo, foi parida em meio à incertezas de uma pandemia cruel e solitária.

Agradeço aqueles que resistem para que a ciência continue acontecendo. Aqueles que, em meio a situação de crise política, colapso social, descaso com a saúde e educação do país, seguiram e seguem trabalhando e sendo obrigados a produzir.

Agradeço a todos aqueles que durante esse processo foram compreensíveis comigo, acolhedores e rígidos quando necessário. Tive inúmeras ajudas externas.

Esse trabalho é resultado de um amontoado de ajudas e todas elas prestadas com muita disponibilidade, atenção, carinho e respeito.

Com todo o meu respeito, muito obrigada.

Por último, mas não menos importante FORA BOLSONARO.

RESUMO

As cidades do litoral leste do estado do Rio Grande do Norte são amplamente abastecidas pelo Aquífero Barreiras, sendo este com caráter hidráulico predominante não confinado. Entretanto, a falta de dados confiáveis acerca de poços prejudica a identificação de áreas mais promissoras para explorações futuras, especialmente fora dos perímetros urbanos.

Nesse contexto, a presente pesquisa foi realizada em uma área no curso inferior do Rio Maxaranguape - RN, objetivando-se identificar as subáreas mais promissoras para locação de poços e foram realizadas, para identificar possível predominância local de um ou outro desses parâmetros na definição das áreas com maiores potencialidades hidrogeológicas.

Os resultados obtidos apresentam uma faixa no centro da área com uma orientação NW – SE e valores de resistências elétricas transversais superiores a $25000 \Omega.m^2$, associadas com setores de maiores espessuras e/ou resistividades médias da zona saturada e revelando essa subárea como mais promissora em termos de potencialidades hidrogeológicas. A espessura da zona saturada apresentou na porção central e noroeste da área valores superiores a 56 metros, enquanto a resistividade média da zona saturada apresentou valores superiores a $990 \Omega.m$ no extremo sudoeste e na região central da área. Nesse aspecto, análises a partir de regressão linear demonstram que a resistividade elétrica média exerce maior influência no parâmetro resistência elétrica transversal na área de estudo, exibindo um fator de correlação R^2 de 0,88, em detrimento de um R^2 de 0,39 da relação entre espessura saturada e resistência transversal.

O mapa de estimativas de transmissividade hidráulica para a área revelou maiores valores na porção central da área, realçando as maiores resistências transversais associadas com as maiores transmissividades hidráulicas, corroborando essa faixa como mais promissora para captações da água.

Palavras-chave: Hidrogeofísica; Resistência elétrica transversal; Transmissividade hidráulica; Aquífero Barreiras - RN.

ABSTRACT

The cities on the east coast of the Rio Grande do Norte State are primarily supplied by the Barreiras Aquifer, which has a predominantly unconfined hydraulic character. However, the lack of reliable data about wells hinders to identify the most promising areas for future water exploitation, especially outside urban perimeters. To identify the most promising areas for

In this context, the present research was carried out in an area in the lower course of Maxaranguape River-RN, aiming to identify the most promising subareas to locate wells and estimates of hydraulic transmissivities of the Barreiras Aquifer based on geoelectric data. Thus, we adopted the methodology of the transverse electrical resistance (RT) parameter methodology through inverse models of vertical electrical soundings-VES, considering a previous geoelectrical calibration conducted adjacent to local research well with a defined lithological profile. The estimates of hydraulic transmissivities also resulted from the calibration between the transverse electrical resistance value and hydraulic parameters from the aquifer test in the referred well. Additionally, we conducted dependence degree analysis (linear regression - R^2) between transverse electrical resistance (RT) values with the resistivity and the saturated zone thickness parameters in order to identify a possible local predominance of one or another of these parameters in the definition of areas with the most significant hydrogeological potential.

The results obtained show a band in the center of the area with an NW - SE orientation and transverse electrical resistance values greater than 25,000 Ohm.m², associated with thicker sectors and/or average resistivities of the saturated zone. Thus, this subarea is the most promising in terms of hydrogeological potential. The mean thickness of the saturated zone showed values above 56m in the central and northwestern portions of the area. In contrast, the mean resistivity of the saturated zone showed values above 990 Ω .m in the extreme southwest and the central region. In this respect, analyzes based on linear regression demonstrate that average electrical resistivity exerts more significant influence on the transverse electrical resistance parameter in the study area, exhibiting a correlation factor R^2 of 0.88, in detriment of an R^2 of 0.39 of the ratio between saturated thickness and transverse resistance.

The hydraulic transmissivity estimates map revealed higher values in the central portion of the area, highlighting the most significant transversal resistances associated with the highest hydraulic transmissivities. Therefore, this portion is the most promising for future well locations.

Keywords: transverse electrical resistance; hydraulic transmissivity, hydrogeological potentialities; Barreiras Aquifers-RN.

Sumário

RESUMO	16
ABSTRACT	17
Lista de figuras.....	21
Lista de equações.....	23
Lista de Tabelas.....	24
1 INTRODUÇÃO.....	16
1.1 Contextualização da pesquisa.....	16
1.2 Objetivos.....	18
1.3 Identificação e localização da área de estudo.....	18
1.4 Aspectos fisiográficos.....	19
2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	21
2.1 Estratigrafia regional.....	21
2.2 Aspectos tectono-estruturais.....	23
3 CONTEXTO HIDROLÓGICO.....	25
3.1 Aquífero Barreiras.....	25
3.1.1 Contextualização Estrutural em Aquífero.....	26
3.2 Bacia hidrográfica do Rio Maxaranguape.....	27
4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E METODOLOGIA.....	29
4.1 Eletrorresistividade (ER).....	30
4.1.1 Técnica Sondagem elétrica vertical (SEV).....	36
4.1.2 Resistência elétrica transversal (RT).....	38
4.1.3 Análise do grau de dependência (R^2) entre espessuras saturadas ou resistividades aparentes com RT.....	40
4.2 Processamento de dados e cálculos dos parâmetros.....	41
4.2.1 Processamento de dados geoeletricos.....	41
4.2.2 Interpolações e Mapeamento de Variáveis.....	42

4.2.3	Cálculos dos parâmetros	42
4.3	Estimativas de Transmissividades hidráulicas (T)	45
5	ARTIGO SUBMETIDO EM PERIODICO ANEXADO	48
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	82
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	86
	ANEXOS.....	91

Lista de figuras

Figura 1-1 Mapa de localização da área de pesquisa.....	19
Figura 2-1 Relações cronoestratigráficas e empilhamento esquemático das unidades na área de estudo. Adaptado de Lucena (2005).....	21
Figura 2-2 Mapa geológico da área de estudo e adjacências; adaptado de Angelim et al, (2006), CPRM (2012a) e CPRM (2012b).....	22
Figura 3-1 Síntese do contexto hidrológico regional.....	28
Figura 4-1 Modelo de relação entre resistividade elétrica e resistência elétrica. Adaptado de Braga (2016).....	32
Figura 4-2 Esquema de fluxo de corrente elétrica aplicada em solo. A diferença de potencial (amarelo), eletrodo de corrente (vermelho). Adaptado de Halliday et al, (2020).	33
Figura 4-3 Diferença de potencial criada entre dois eletrodos (potencial - amarelo, corrente - vermelho). Adaptado de Braga (2016).	35
Figura 4-4 Prisma indicando o fluxo de corrente em um meio geológico estratificado. Resistência elétrica transversal (RT) demonstrando um fluxo perpendicular à estratificação e Condutância longitudinal (S) indicando um fluxo paralelo a estratificação. Onde ρ é a resistividade elétrica e E a espessura de cada camada. Adaptado de Braga (2016).....	39
Figura 4-5 Exemplo dos cálculos descritos na metodologia, utilizando a SEV3. Quadro representando o modelo geoeletrico interpretado (A), legenda (B), e demonstração dos cálculos (C).	44
Figura 4-6 Fluxograma da metodologia usada nesse trabalho.	47
Figura 5-1 Localização da área de estudo.....	52
Figura 5-2 Mapa geológico da área de estudo, adaptado de Angelim et al. (2006).....	54
Figura 5-3 - Prisma indicando fluxo de corrente vertical perpendicular à estratificação e a concepção do parâmetro Resistência Elétrica Transversal, adaptado de Orellana (1972).....	59
Figura 5-4 - Síntese das etapas de pesquisa adotadas no presente estudo.	63
Figura 5-5 - Sondagem elétrica de calibração (SEV3), exibindo ajuste da curva modelada (em vermelho) aos dados de campo (em preto), adaptado de	

Nunes et al. (2020) (A); perfil litológico-constutivo simplificado do poço Pt-04 (B) e gráfico $1/u \times W(u)$ referente à teste de aquífero executado na mesma captação mediante método de Theis (in Feitosa et al. 2008), com valor de transmissividade hidráulica obtida (C).	65
Figura 5-6 - Curvas ajustadas de resistividade aparente das sondagens elétricas verticais 18 (A) e 19 (B) executadas, evidenciando os respectivos modelos geolétricos interpretados.....	66
Figura 5-7 - Mapa de resistência elétrica transversal para a área de estudo, derivado de dados de modelos inversos de SEVs.	68
Figura 5-8 - Mapa de espessura média da zona saturada (A) e correlação numérica com a resistência elétrica transversal (B).	69
Figura 5-9 - Mapa de resistividade média da zona saturada (A) e correlação numérica com a resistência elétrica transversal (B).	70
Figura 5-10 - Estimativas de transmissividades hidráulicas a partir de resistências elétricas transversais, com aferição na calibração geolétrica (SEV3) e teste de aquífero do poço adjacente.	72

Lista de equações

(Equação 4-1)	31
(Equação 4-2)	32
(Equação 4-3)	32
(Equação 4-4)	33
(Equação 4-5)	34
(Equação 4-6)	34
(Equação 4-7)	34
(Equação 4-8)	35
(Equação 4-9)	35
(Equação 4-10)	35
(Equação 4-11)	36
(Equação 4-12)	36
(Equação 4-13)	40
(Equação 4-14)	42
(Equação 4-15)	43
(Equação 4-16)	43
(Equação 4-17)	43
(Equação 4-18)	44
(Equação 4-19)	45
(Equação 4-20)	46

Lista de Tabelas

Tabela 1 - características construtivas de quatro poços tubulares executados na área de estudo (ver localização na figura 1), com suas respectivas vazões recomendadas..... 57

Tabela 2 - Síntese dos resultados geoeletricos, com os respectivos valores de espessura saturada (m), resistividade média da zona saturada (Ohm.m), resistência elétrica transversal (Ohm.m²) e estimativas dos parâmetros hidráulicos transmissividade (m²/min) e condutividade hidráulica (m/min)..... 67

1 INTRODUÇÃO

1.1 Contextualização da pesquisa

Os recursos hídricos tanto superficiais quanto subterrâneos, vêm recebendo reconhecimento como reservas importantes e estratégicas, tanto para uso quanto como suporte de desenvolvimento socioeconômico.

Para acompanhar esse crescimento, amplia-se também a demanda por pesquisas sobre o abastecimento público promovendo o uso adequado, sustentável e manejo inteligente desse recurso.

Projetos hidrogeológicos básicos contribuem para criar estratégias de preservação e gestão desses mananciais. Esse tipo de planejamento é responsável por evitar superexplorações, prevenindo rebaixamentos indesejáveis e prejuízos às captações de água.

Em contrapartida, a escassez de dados de poços, sobretudo fora dos perímetros urbanos, limita o levantamento de informações sobre o aquífero. Nesse caso, aquisições geofísicas mostram-se fundamentais, por exemplo, no aprofundamento da caracterização de aquíferos, incluindo a identificação de áreas mais promissoras para captações futuras. Somado a isso, pode-se suprir lacunas de informações em locais onde dados de poços podem ser restritos ou mesmo inexistentes.

O Aquífero Barreiras é o maior manancial da costa oriental do Rio Grande do Norte (RN), sendo sua principal fonte de água subterrânea. Ele é o responsável por abastecer cerca de 80% dessas cidades, incluindo a capital Natal (IPT, 1982; Lucena, 2005).

Em razão da grande importância e intensa atividade nesse aquífero é fundamental caracterizar seus aspectos hidrogeológicos, para entender o comportamento da água subterrânea e subsidiar tomadas de decisões (Lucena, 2005; Melo *et al*, 2013).

Nesse aquífero encontra-se a bacia hidrográfica do Rio Maxaranguape, alvo desse trabalho em sua porção do baixo curso. Essa área é uma fonte de água superficial e subterrânea importante para abastecimento local.

Nesse contexto esse trabalho integra estudos multidisciplinares, utilizando técnicas geofísicas elétricas de sondagem elétrica vertical (SEV) aplicadas a hidrogeologia para caracterizar o aquífero Barreiras. Sobretudo com o objetivo de identificar subáreas com maior potencial hidrogeológico, além de propor estimativas de transmissividades hidráulicas (T) a partir do parâmetro Dar Zarrowk resistência elétrica transversal (Orellana, 1972; Braga, 2016; Yusuf *et al*, 2021).

Estudos anteriores utilizando parâmetros de Dar Zarrowk (resistência elétrica transversal e condutância longitudinal) ressaltaram sua aplicação em diversos aspectos da pesquisa hidrogeológica. Souprios *et al*, (2007), utilizando parâmetros de Dar Zarrowk e demais dados geoeletricos de superfície, estimaram parâmetros hidráulicos em diversas unidades aquíferas na Bacia de Keritis (Grécia), confrontando-os com dados laboratoriais e de testes de bombeamento. Utom *et al*, (2012) definiram áreas de maior transmissividade hidráulica em um aquífero raso na Nigéria a partir de parâmetros Dar Zarrowk, considerando também um fator de ponderação na relação entre resistividades e conteúdo argiloso.

A partir da associação de dados geoeletricos e hidráulicos, Souza *et al*, (2019) identificaram locais mais promissores para captações futuras, associado a valores mais elevados de resistência elétrica transversal em ambiente hidrogeológico similar ao do presente estudo.

Essa dissertação atende ao projeto de pesquisa nº 473625/2013-0 e foi amparada pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq.

1.2 Objetivos

O objetivo geral dessa pesquisa é caracterizar o Aquífero Barreiras no baixo curso do Rio Maxaranguape para identificar áreas mais promissoras para captações futuras. A partir de levantamentos geoeletricos (SEVs), analisar o grau de dependência entre parâmetros que compõem a resistência transversal, e estimar localmente transmissividades hidráulicas (T) associando a resistência elétrica transversal de cada SEV.

Como objetivos específicos tem-se:

- Elaborar e interpretar mapas de espessuras da zona saturada, mapas de resistência elétrica transversal média da zona saturada, mapas de resistividades elétricas médias da zona saturada.
- Identificar o grau de dependência entre os parâmetros de resistência elétrica transversal e: ou espessura da zona saturada ou resistividade média da zona saturada na área.
- Adicionalmente, propor uma estimativa de transmissividade hidráulica (T) para toda a área da pesquisa, tendo como base a calibração da transmissividade hidráulica com a Resistência elétrica transversal, calculada nos poços de calibração geoeletrica.

1.3 Identificação e localização da área de estudo

A área da pesquisa (figura 1.1) possui aproximadamente de 285 km² e situa-se no baixo curso da bacia hidrográfica do Rio Maxaranguape. A mesma localiza-se aproximadamente a 55 quilômetros a norte da capital Natal e seus acessos principais são através da rodovia federal (BR-101) e rodovias estaduais (RN-064, RN-160 e RN-306) além de outras estradas pavimentadas ou não, e vicinais.

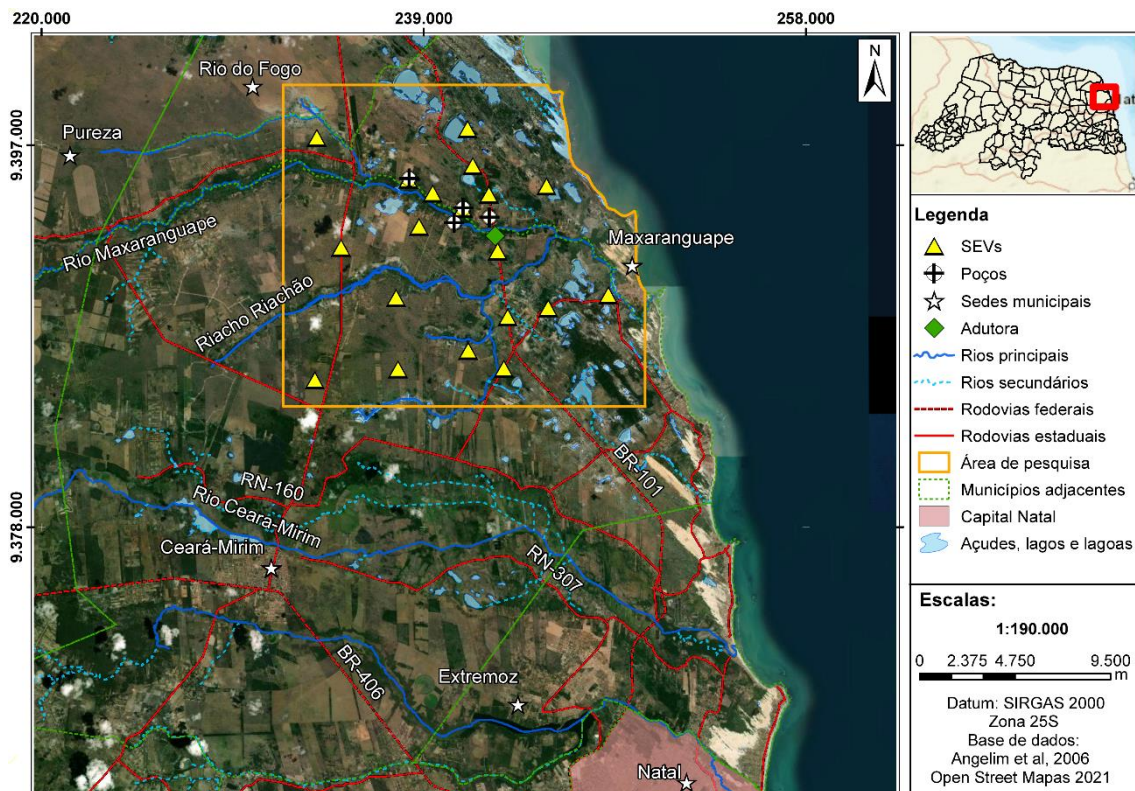


Figura 1-1 Mapa de localização da área de pesquisa.

1.4 Aspectos fisiográficos

O Estado do Rio Grande do Norte, situa-se na região Nordeste do país, por sua proximidade com a linha do equador possui altas temperaturas e é apontado pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) o segundo mais quente do país.

A região estudada insere-se na zona climática chamada Tropical Nordeste Oriental, possui clima tropical chuvoso e verão seco e temperaturas médias acima de 18°C o ano inteiro. Possui precipitação anual de 1.612,00 mm, clima tropical chuvoso e verão seco, e temperatura média anual de 25,8°C (IBGE, 2002; CPRM, 2005).

Apresenta duas estações bem definidas de acordo com seu regime de chuva. Uma estação chuvosa concentrada entre os meses de março e agosto, fazendo com que as temperaturas fiquem mais amenas. Outra estação de seca entre os meses setembro e fevereiro, com temperaturas consequentemente mais elevadas (IPT, 1982; CPRM, 2005).

A distribuição das chuvas não é constante na bacia e de acordo com que se afasta da costa torna-se mais escassa, ao adentrar a região mais árida do estado. O alto e médio curso do rio apresentam uma menor taxa de precipitação (EMPARN).

A vegetação é constituída por floresta subperenifólia - com grandes árvores, densas e sempre verdes; mangues – devido a influência marinha; formação de praias e dunas. Além de extensos tabuleiros litorâneos – vegetação que recobre os tabuleiros costeiros; e campos de várzea – vegetação associada a ambientes pantanosos, entorno de cursos de água rios (IPT, 1982; CPRM, 2005).

A região litorânea é coberta, em sua maioria, por solos arenosos ou areno-argilosos e baixa densidade de drenagens superficiais. Importantes aspectos que contribuem para a alta taxa de infiltração das águas pluviais, servindo de recarga subterrânea (IPT, 1982; Nunes *et al*, 2020).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Estratigrafia regional

A estratigrafia da área é dividida em duas sequências (figura 2.1), constituída da base para o topo por: uma unidade não aflorante datada do Proterozoico e Mesozoico. E uma unidade aflorante, com rochas do Cenozoico (Lucena, 2005).

A unidade não aflorante é composta pelo embasamento cristalino, atribuído ao Complexo Caicó, com associações de rochas com alto grau metamórfico e ígneas (Souza *et al*, 1996; Bezerra, 1998). Sobrejacente depositada discordantemente, está a sequência mesozoica de arenitos da Formação Açu seguida da Formação Jandaíra, de natureza carbonática (Souza *et al*, 1996; Angelim *et al*, 2006).

A sequência aflorante é formada por rochas silicilásticas da Formação Barreiras (Paleogeno-Neogeno), foco desse estudo e suas coberturas quaternárias. Essas constituídas por coberturas areno-argilosas pouco espessas indiferenciadas aluviões, dunas, sedimentos praias e de mangues (Araújo *et al*, 2006; Nogueira *et al*, 2010; Rossetti *et al*, 2013).

Era	Período	Unidades geológicas	
Cenozoico	Quaternário	Coberturas Sedimentares	Aflorante
	Neogeno Paleógeno	Fm. Barreiras	
Mesozoico	Cretáceo	Fm. Jandaíra	Não aflorante
		Fm. Açu	
Paleoproterozoico		Complexo Caicó	

Figura 2-1 Relações cronoestratigráficas e empilhamento esquemático das unidades na área de estudo. Adaptado de Lucena (2005).

A Formação Barreiras, compondo a base da sequência aflorante é formada litologicamente por depósitos clásticos consolidados, incluindo arenitos, argilitos, arenitos argilosos e conglomerados associados (Lucena, 2005; Balsamo *et al*, 2010; Rossetti *et al*, 2011).

As rochas da Fm. Barreiras afloram em setores do oeste da área de pesquisa, tanto recobertos por cobertura eluvial areno-argilosa pouco espessa, como em pequenos trechos de falésias ao longo da linha de costa (Pfaltzgraff e Torres, 2010; Nunes *et al*, 2020).

Na área de pesquisa (figura 2.2) afloram rochas da Fm. Barreiras, sedimentos do Paleogeno-Neogeno e Quaternário, Depósitos fluvio-lacustrinos Depósitos aluvionares antigos, Depósitos marinhos e continentais, Depósitos Aluvionares de Canal, Depósitos arenosos e areno-argilosos, Depósitos eólicos litorâneos não-vegetados, Depósitos eólicos litorâneos vegetados, Depósitos litorâneos praias (Angelim *et al*, 2006, CPRM 2012a, CPRM 2012b).

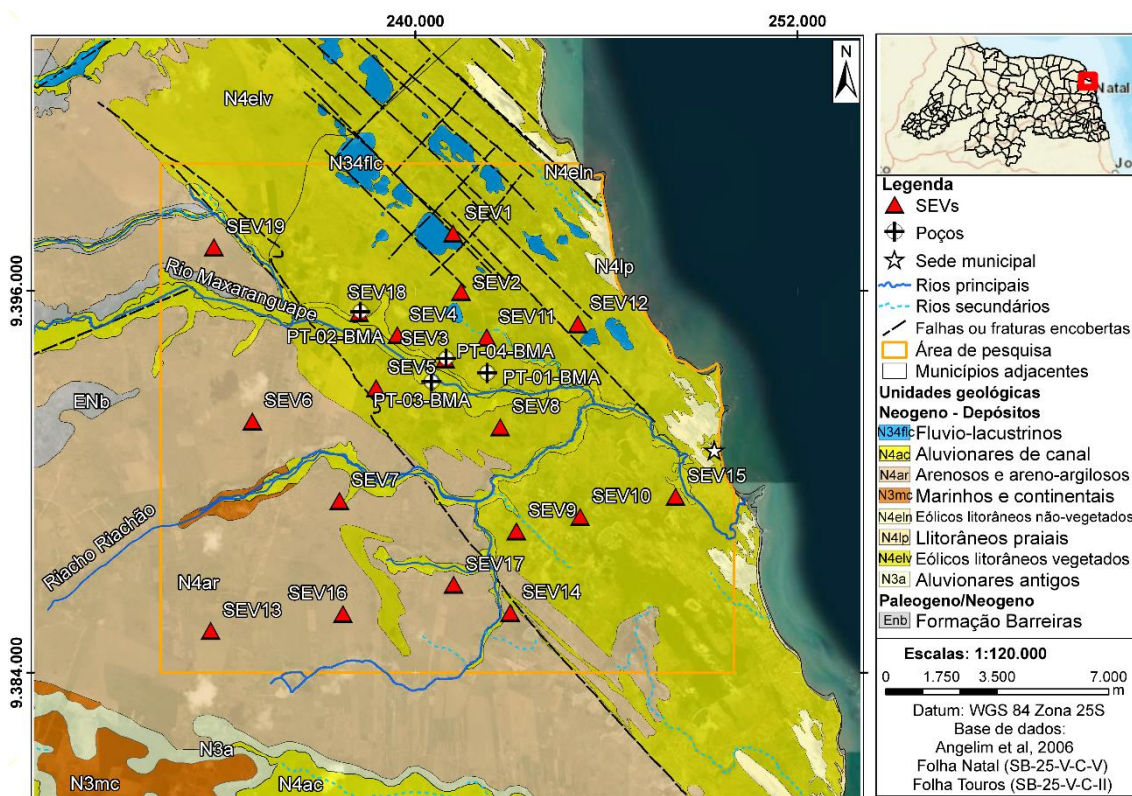


Figura 2-2 Mapa geológico da área de estudo e adjacências; adaptado de Angelim *et al*, (2006), CPRM (2012a) e CPRM (2012b).

Pfaltzgraff e Torres (2010) e CPRM (2012a;b) descreveram as unidades supracitadas como:

As rochas da Formação Barreiras (Enb), datada do Paleogeno e Neogeno com arenitos e conglomerados e intercalações de siltito e argilitos.

Depósitos fluvio-lacustrinos (N34flc) com composição de sedimentos finos (areias finas, siltes e argilas), areias finas a médias e matéria orgânica.

Depósitos aluvionares antigos (N3a) com composição de argilas, arenitos conglomeráticos e conglomerados, por vezes arenitos ferruginosos da Fm. Barreiras.

Depósitos marinhos e continentais (N3mc) com composição de arenitos médios a finos de cor amarelada com concreções ferruginosas, depositados discordantemente sobre a Fm. Barreiras.

Depósitos aluvionares de canal (N4ac) com areias quartzosas, eventualmente conglomeráticas com estratificações cruzadas e níveis de sedimentos mais finos (siltico-argilosos).

Depósitos arenosos e areno-argilosos (N4ar) coberturas arenosas a areno-argilosas inconsolidadas de granulometria média a grossa. Localmente podendo apresentar fragmentos de quartzo e/ou seixos de arenito remobilizados.

Depósitos eólicos litorâneos não vegetados (N4eln) com areias quartzosas finas a médias e com formas de dunas diversas.

Depósitos eólicos litorâneos vegetados (N4elv) com areias quartzosas bem selecionadas e formas de dunas residuais.

Por fim, depósitos litorâneos praias (N4lp) com areias quartzosas de granulometria desde fina a muito grossa, com presença de bioclastos.

2.2 Aspectos tectono-estruturais

O arcabouço estrutural da bacia sedimentar costeira do Rio Grande do Norte possui falhas e estruturas que são associadas a vários ciclos de reativações tectônicas. As últimas identificadas como neotectonismo (rúptil) datam do

Mioceno e Quaternário (Lucena e Queiroz, 1996; Bezerra *et al*, 2001; Nogueira *et al*, 2010).

Essa atividade tectônica coincide em parte com o início da deposição da Fm. Barreiras (Bezerra, 2000). Esse autor ainda enfatiza que, pós cretáceo, essa é a unidade que melhor registra as deformações rúpteis reconhecidas no nordeste do Brasil.

Na Fm. Barreiras identifica-se um padrão estrutural de falhas, com dois *trends* preferenciais (NE – SW e NW – SE), sendo um eixo de compressão máxima E – W e uma distensão N – S (Bezerra *et al*, 2001, 2014; Lucena *et al*, 2006), apontadas a partir de alinhamentos morfotectônicos (Souza *et al*, 2019; Nunes *et al*, 2020).

Esse contexto estrutural afeta diretamente a geometria do Aquífero Barreiras e modela a deposição das unidades superiores (Lucena, 2005; Souza *et al*, 2019; Nunes *et al*, 2020). Os padrões de drenagens também são controlados por essa estruturação, junto as variações de espessuras saturadas no aquífero e, conseqüentemente, as variações de transmissividades hidráulicas (Lucena, 2005; Bezerra *et al*, 2014).

Esses soerguimentos e subsidências são responsáveis, em partes, pela geomorfologia atual do terreno (IPT, 1982; Nogueira *et al*, 2010).

3 CONTEXTO HIDROLÓGICO

O contexto hidrológico local é expressado pela Bacia Hidrográfica do Rio Maxaranguape, associado as águas superficiais, e pelo Aquífero Barreiras quando relacionado a águas subterrâneas.

3.1 Aquífero Barreiras

O Aquífero Barreiras estende-se por toda a Bacia Costeira, sendo a mesma amplamente abastecida por ele. Possui área de 177200 km² ao longo do país, no RN abarca mais de 9000 km² correspondendo, aproximadamente 18% da área do estado.

A relevância regional do aquífero para a população é notável, sendo principal fonte de suprimento hídrico (Melo *et al*, 2013). Ele sobrepõe as rochas do cretáceo e abriga-se nas rochas areníticas da Formação homônima e, eventualmente, também nas porções inferiores de algumas coberturas quaternárias (IPT, 1982; Melo *et al*, 2013).

Esse manancial possui caráter predominantemente não confinado e semi-confinamentos locais, atribuídos às próprias argilas da Formação. Composto por uma grande área de arenitos, sedimentos areno-argilosos com níveis argilosos ou argilitos, Melo *et al*, (2013) a partir de perfis de poços, descreveram maior presença de arenitos médios a grossos na base do aquífero e arenitos finos e argilosos no topo.

O aquífero é limitado na base por um aquitardo do Cretaceo, representado por arenitos a argilitos de composição calcífera e representando o topo das rochas carbonáticas não aflorantes da região. Enquanto seu limite superior é atribuído aos sedimentos inconsolidados de dunas, sobretudo nas proximidades da linha de costa, as quais possibilitam a infiltração das águas pluviais, auxiliando na sua recarga natural (Melo *et al*, 2014).

A recarga local do aquífero é estimada em ~213 mm/ano, representando uma taxa de infiltração de aproximadamente 18% (IPT, 1982; Melo *et al*, 2013).

O escoamento das águas é predominantemente de oeste para leste, no sentido do oceano, alimentando lagoas e o fluxo de base de rios locais (Stein *et al*, 2012; Alves *et al*, 2016). Com grande interação com mananciais superficiais, os principais canais da área de estudo são exultórios desse aquífero.

Melo *et al*, (2013) identificam transmissividades e condutividades hidráulicas de 3×10^{-3} m²/s e 10^{-4} m/s respectivamente, para o aquífero na área da bacia do Rio Maxaranguape. Estes autores relatam ainda, descargas locais explotáveis em poços de até 120 m³/h no médio e baixo curso Rio Maxaranguape.

A porosidade efetiva relaciona o volume total de poros interconectados com o volume total da rocha ou sedimento. Aquíferos não confinados, com caráter hidráulico livre, estão apenas sobre ação da pressão atmosférica, e a porosidade efetiva é equivalente ao coeficiente de armazenamento da rocha (Feitosa *et al*, 2008).

A partir de estudos petrofísicos em amostras da Fm. Barreiras Silva *et al*, (2014) definiram um valor médio de porosidade eficaz de 7,6%, enquanto Alves *et al*, (2016) definiram 15% de porosidades efetivas médias.

3.1.1 Contextualização Estrutural em Aquífero

A importância de caracterizar a estruturação regional em termos hidrogeológicos resulta do fato que, a princípio, espessuras maiores da zona saturada, decorrente das falhas locais, representariam áreas mais promissoras para captações para o abastecimento público.

As propriedades físicas de aquíferos condicionam sua formação, estando sujeitos a influências de tectonismo, estruturação, geologia local entre outros (Lucena *et al*, 2006; Valdes *et al*, 2007; Díaz *et al*, 2014).

Souza *et al*, (2019) associaram as variações de espessura do aquífero na Formação Barreiras às falhas no embasamento cristalino que refletem nas unidades sobrejacentes. Na área, a geologia e direção dos sistemas de falhas concorda com a dos padrões de drenagens e vales principais (IPT, 1982; Melo *et al*, 2013).

Corroborando esses autores Nunes *et al*, (2020) associaram variações de espessura no aquífero - entre 19,0 m e 66,0 m – na área do baixo curso do rio Maxaranguape à sua estruturação preexistente, evidenciando um aumento das espessuras saturadas de montante para jusante (W -E) no sentido do fluxo até a costa.

Lucena *et al*, (2006; 2013), Bezerra *et al*, (2014) e Nunes *et al*, (2020) destacam a importância de estudos estruturais em aquíferos porosos, especialmente no Aquífero Barreiras, isso, porque outras feições do aquífero, além de sua geometria, podem ser diretamente ou indiretamente afetadas por falhas (eventuais condicionamentos de fluxo, além de parâmetros hidráulicos).

3.2 Bacia hidrográfica do Rio Maxaranguape

A bacia hidrográfica do Rio Maxaranguape (figura 3.1) possui aproximadamente 1000 km², limita-se a norte pela bacia do Rio Punaú, a sul pela bacia do Rio Ceará-Mirim e a leste pelo oceano Atlântico (CPRM, 2005).

Essa bacia compreende os municípios de Ceará-Mirim, João Câmara, Maxaranguape, Poço Branco, Pureza, Rio do Fogo, Taipu e Touros (RN) (SERHID, 2006; Domingos, 2011). Dentre esses, apenas Maxaranguape e Pureza encontram-se no interior da bacia, nos cursos inferior e médio do rio Maxaranguape, respectivamente (CPRM, 2005).

As drenagens estão inseridas no contexto da bacia hidrográfica do Rio Maxaranguape, onde os principais rios são o Rio Maxaranguape e o Riacho Riachão, ambos de caráter perene (CPRM, 2005).

O baixo curso do Rio Maxaranguape está inserido na área conhecida como “vales úmidos, em referência à elevada taxa de precipitação local, à grande incidência de cursos d’água superficiais perenes e a águas subterrâneas. Essa última armazenada no Aquífero Barreiras (SERHID, 2006; Melo *et al*, 2013).

O Rio Maxaranguape gera renda e subsistência para a população local, sendo usado com fins de pesca, agropecuária e como a principal fonte de

abastecimento de água para a região. Possui caráter perene e forma-se a partir do Riacho América e Riacho Seco (IPT, 1982; CPRM, 2005).

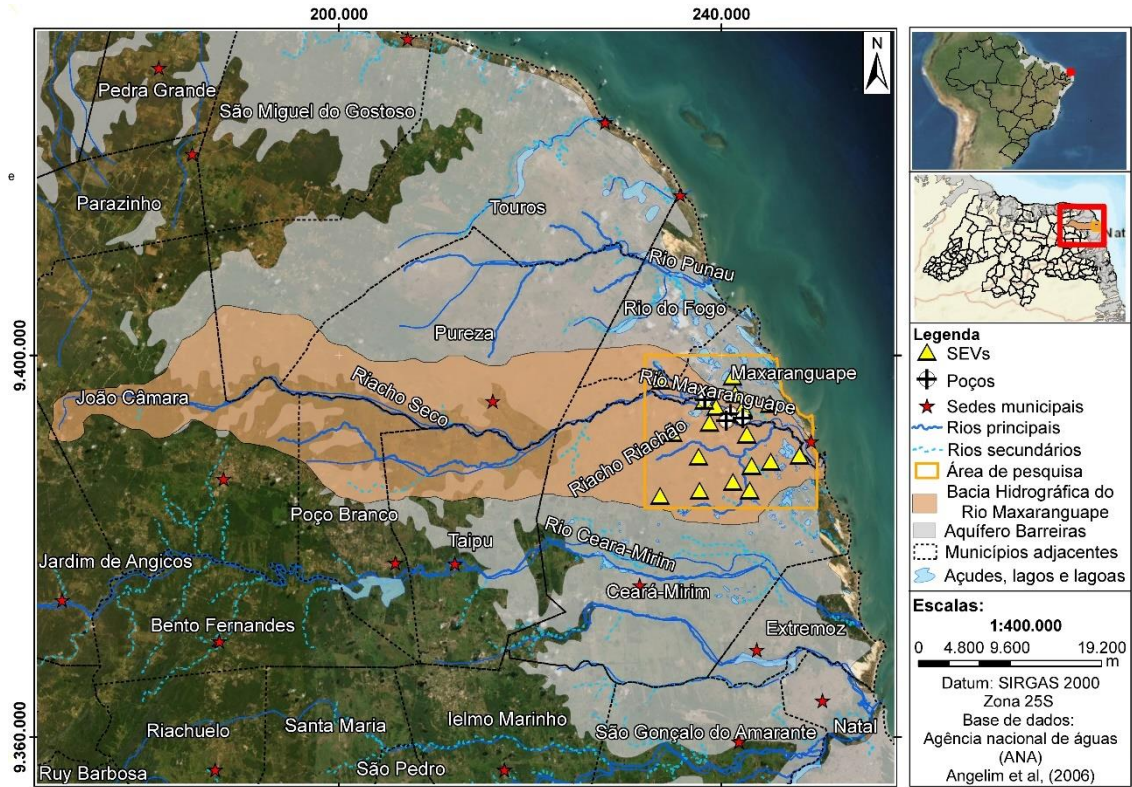


Figura 3-1 Síntese do contexto hidrológico regional.

4 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA E METODOLOGIA

A metodologia dessa pesquisa baseou-se na execução de levantamentos geoeletricos, através da técnica de sondagem elétrica vertical (SEV), usando o arranjo de eletrodos Schlumberger e aberturas de eletrodos (AB/2) máximas de 600 metros (Orellana, 1972; Kirsch, 2009).

O método geofísico da eletrorresistividade tem grande aplicação a pesquisas hidrogeológicas em subsuperfície, está inserido nos métodos geoeletricos e fundamenta-se na medição de propriedades elétricas presente nas rochas (Yorum e Hubbard, 2006; Braga, 2007; Kirsch, 2009).

Esse método baseia-se nas leis de Ohm e seu sistema internacional (SI) é dado em Ohm-metro (Ohm.m) (Koefoed, 1979; Halliday *et al.*, 2012).

As caracterizações desse estudo foram realizadas a partir da atualização de cartografia e de produtos de sensoriamento remoto disponíveis sobre a área de estudo, incluindo averiguações e levantamentos específicos de campo.

Dados geoeletricos adquiridos em estudos anteriores pelo Departamento de Geofísica UFRN foram reinterpretados e, novos dados coletados através de novo levantamento de campo.

Nesse contexto 17 SEVs (SEV 01 a SEV 17 – em anexo) de estudos anteriores (Nunes, 2016) foram reprocessadas e reinterpretadas. Para preencher lacunas de informações devido a reduzida disponibilidade de relatórios de poços locais, duas novas aquisições foram realizadas (SEV 18 e 19 - em anexo), sendo uma de calibração e outra de investigação, respectivamente, próximas ao município de Maxaranguape – RN.

O trabalho de campo foi realizado em dois dias, acompanhado pelo Orientador e pela equipe técnica disponibilizada pelo Departamento de Geofísica

Todas as informações foram processadas no *software* de inversão geoeletrica Ipi2win (Bobachev *et al.* 2000) a fim de atender os objetivos específicos reportados. Após a análise qualitativa das curvas adquiridas em campo, um modelo geoeletrico foi interpretado, individualizando os diversos

níveis geoeletricos. Em seguida foi feita a correlaçaõ com os dados geológicos já existentes, para definir um modelo final, através da sondagem de calibraçaõ.

Posteriormente correlacionou-se as caracterizações e investigações geológica (litoestratigrafia e estruturação regional), hidrogeológica (arabouço hidrogeológico e parâmetros hidráulicos) e de geofísica aplicada (eletrorresistividade).

Os dados de coordenadas UTM, espessura e resistividade elétrica de cada SEVs foram compilados e planilhados em Excel, interpretados e os dados anteriores reinterpretados.

Então foram calculados a espessura da zona saturada, a resistência elétrica transversal média da zona saturada e resistividade elétrica média da zona saturada. A transmissividade hidráulica da zona saturada foi estimada a partir da RT para confecção dos mapas para análises.

4.1 Eletrorresistividade (ER)

A geofísica é uma ciência de investigaçaõ com base na Física que ajuda solucionar questões de ordem geológica, hidrogeológica entre outras. Utilizada vastamente em pesquisas indiretas de subsuperfície facilitando identificações de litotipos e propriedades físicas através de contraste entre materiais, com alcance tanto vertical quanto lateral (Cant, 1992; Kearey *et al*, 2009).

Neste trabalho o método geoeletrico foi utilizado para estimar parâmetros hidráulicos e identificar áreas mais promissoras para captações futuras. Para isso, empregou-se a técnica de sondagem elétrica vertical (SEV).

Esse método estabelece apenas quais camadas entre si são mais ou menos resistivas. Em comparaçaõ, camadas areníticas com quantidade mínima de argila ou sem – também chamado de arenito limpo - respondem com valores mais altos que rochas com maior conteúdo argiloso (Oliveira *et al*, 2000).

A resistividade decorre da injeção de corrente elétrica no solo contra a profundidade. Relaciona-se com a porosidade das rochas (tamanho e distribuçaõ dos poros), quantia de poros preenchidos por água (saturaçaõ de

água na rocha), concentração de sais (presença de sais aumenta a condutividade das rochas), temperatura, estado físico da água nos poros (Oliveira *et al*, 2000; Assaad, 2008).

A resistividade é comumente usada para identificação de hidrocarbonetos, vulnerabilidade de aquíferos, criação de mapas potenciométricos, investigações hidrogeológicas entre outras aplicações (Braga, 2016).

Tendo em vista que matrizes rochosas não são condutoras e que a condutividade elétrica ocorre pelos fluídos que ocupam os poros, é possível concluir que a resistividade será inversamente proporcional a porosidade das rochas e a resistividade controlada principalmente por essa porosidade.

Assim sendo, rochas e sedimentos saturados em água possuem baixa resistividade, enquanto aquelas não saturadas apresentam valores mais elevados (Oliveira *et al*, 2000; Assaad, 2008; Kearey *et al*, 2009).

A primeira lei de Ohm (equação 4-1) determina que o produto entre a resistência elétrica (R) de um material e a corrente elétrica (i) injetada, é proporcional ao potencial elétrico (V) gerado (Halliday *et al*, 2012).

$$V = R \cdot i \text{ (Volts)}$$

V = Potencial elétrico (Volts – V)

R = Resistência elétrica (Ohm – Ω)

i = corrente elétrica (Ampères – A)

(Equação 4-1)

Na segunda lei de Ohm, ao considerar um corpo cilíndrico e homogêneo, a resistência elétrica (R) de um material é calculada pela equação 4-2. Onde (ρ) é a resistividade elétrica, dada em $\Omega.m$, a seção transversal (A) dada em m^2 e o comprimento (L) dado em metros (Halliday *et al*, 2012).

$$R = \rho \cdot \frac{L}{A} \text{ (Ohm)}$$

R = Resistência elétrica (Ohm – Ω)

ρ = Resistividade elétrica (Ohm.m – $\Omega.m$)

L = Comprimento da sessão (m e suas subdivisões)

A = sessão transversal (m² e suas subdivisões)

(Equação 4-2)

Com base na equação 4-1 e equação 4-2 é possível estabelecer a relação entre a resistividade (ρ) e resistência elétrica (R) em um condutor homogêneo hipotético (figura 4.1) (Braga, 2016), demonstrada na equação 4-3.

$$\rho = R \cdot \frac{A}{L} \quad (\Omega \cdot m)$$

ρ = Resistividade elétrica (Ohm.m)

R = Resistência elétrica (Ohm – Ω)

A = seção transversal (m²e suas subdivisões)

L = Comprimento da sessão (m e suas subdivisões)

(Equação 4-3)

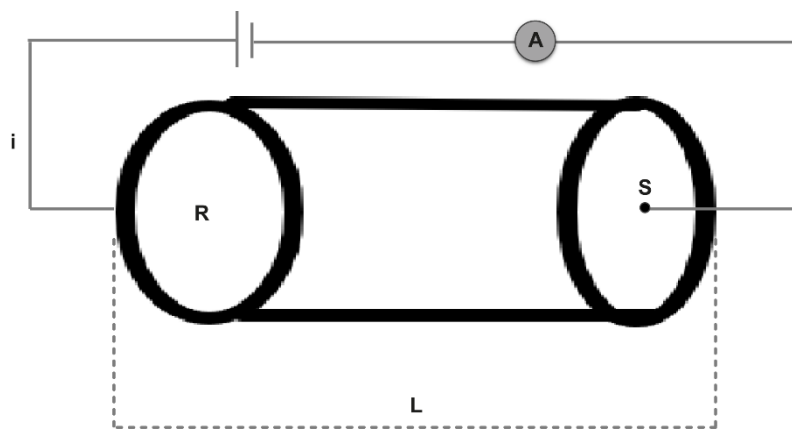


Figura 4-1 Modelo de relação entre resistividade elétrica e resistência elétrica. Adaptado de Braga (2016).

A corrente elétrica ao ser injetada na subsuperfície flui de maneira circular e semiesférica na subsuperfície. Considerando um semiespaço hipotético, com uma distância (r) do eletrodo, com a área (A) da semiesfera igual a $2 \pi r$ (figura 4.2) é possível medir o potencial elétrico (V) gerado em determinado ponto, em um único eletrodo (Kearey *et al*, 2009).

Portanto, a resistividade (ρ) pode ser lida como o produto entre a resistência elétrica (R) por um determinado comprimento (m) e determinada área (m^2).

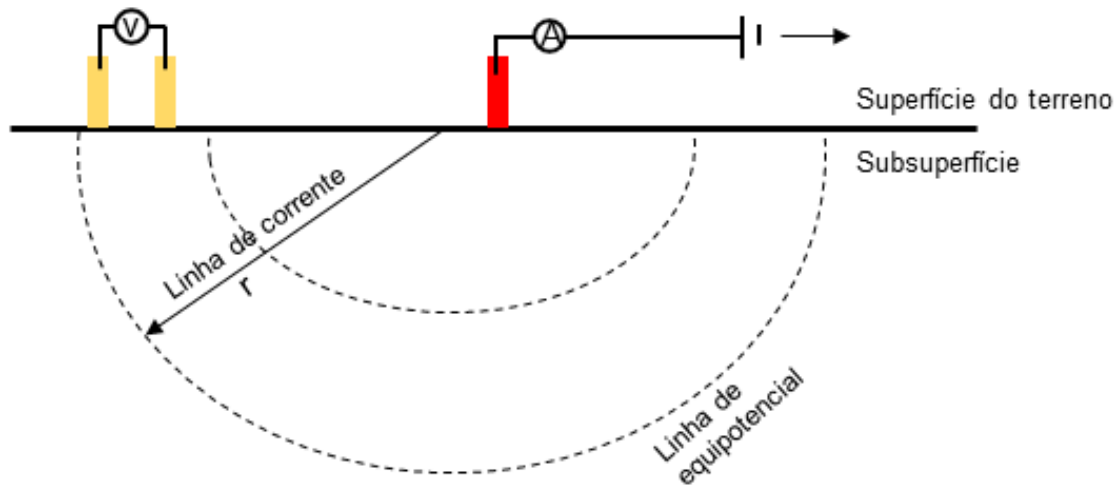


Figura 4-2 Esquema de fluxo de corrente elétrica aplicada em solo. A diferença de potencial (amarelo), eletrodo de corrente (vermelho). Adaptado de Halliday *et al*, (2020).

A partir da equação 4-3, assumindo que o meio seja homogêneo e isotrópico (Braga, 2016), considerando uma distância (r) do centro do eletrodo de corrente, a área superficial (A) como a de uma semiesfera ($2\pi r^2$), obtém-se $L = r$ e $A = 2\pi r^2$, o que resulta na equação 4-4. :

$$R = \frac{\rho r}{2\pi r^2}$$

$$\rightarrow R = \frac{\rho}{2\pi r}$$

R = Resistência elétrica (Ohm – Ω)

ρ = Resistividade elétrica (Ohm.m)

L = Comprimento da sessão (m e suas subdivisões)

(Equação 4-4)

Ao substituir a equação 4-4 na equação 4-1, pode-se calcular a resistência elétrica que flui nesse ponto, demonstrada na equação 4-5 (Braga, 2016):

$$V = \frac{\rho \cdot i}{2\pi r}$$

V = Potencial elétrico (Volts – V)

ρ = Resistividade elétrica (Ohm. m)

i = corrente elétrica (Ampères – A)

(Equação 4-5)

Assim determinar a resistividade no semiespaço, demonstrada na equação 4-6:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{i}$$

ρ = Resistividade elétrica (Ohm. m)

V = Potencial elétrico (Volts – V)

i = corrente elétrica (Ampères – A)

r = distância entre os eletrodos de corrente e o ponto no qual o potencial é medido

(Equação 4-6)

Na prática a configuração da figura 4.2 não é usual devido ao grande afastamento entre os eletrodos. Então para reduzir a distância entre eles e melhorar a leitura de ΔV utiliza-se a configuração de AMNB (Braga, 2016).

Quando a corrente artificial é injetada pelos eletrodos A e B, uma diferença de potencial (ΔV) é estabelecida entre os eletrodos M e N e lida por eles (Figura 4.3). O resultado da diferença de potencial (ΔV) entre os eletrodos M e N é calculada pela equação 4-7 (Braga, 2016):

$$\Delta V = V_m - V_n$$

(Equação 4-7)

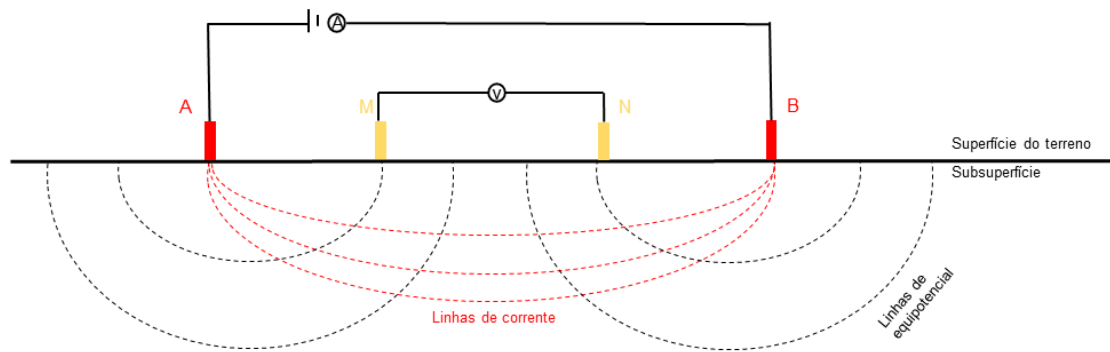


Figura 4-3 Diferença de potencial criada entre dois eletrodos (potencial - amarelo, corrente - vermelho). Adaptado de Braga (2016).

Onde V_m e V_n são o potencial elétrico nos eletrodos M e N, respectivamente. Para calcular esse potencial nos eletrodos, substitui-se a equação 4-5 nas equações 4-8 e equação 4-9.

$$V_m = \frac{\rho \cdot i}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

(Equação 4-8)

$$V_n = \frac{\rho \cdot i}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

(Equação 4-9)

Entende-se então, como equação geral para diferença de potencial entre eletrodos, a equação 4-10

$$\Delta V_{mn} = \frac{\rho \cdot i}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

(Equação 4-10)

Para calcular o valor da resistividade do meio investigado, utiliza-se a equação 4-11

$$\rho = K \frac{\Delta V}{i}$$

O termo K é associado a geometria do arranjo utilizado, à distribuição dos eletrodos, dado pela equação 4-12 (Braga, 2016):

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1}$$

Portanto, a eletrorrestividade relaciona-se com a potência e ou/capacidade da corrente elétrica que flui no solo. Em teoria, considera-se que a subsuperfície investigada seja homogênea.

Na prática essa condição não se aplica e a resistividade que será lida relaciona-se como uma média influenciada de todas as resistividades do meio. Resultando, assim, em uma resistividade aparente (ρ_a), com unidade também de Ohm.m.

4.1.1 Técnica Sondagem elétrica vertical (SEV)

A finalidade principal dessa sondagem é verificar pontualmente as variações de resistividades em função de diferentes profundidades. A partir dos dados obtidos, é gerada uma curva de resistividade aparente em função da abertura dos eletrodos (Orellana, 1972; Braga, 2007).

A SEV é utilizada em seções horizontais e fundamenta-se em um conjunto de medições de resistividade e/ou cargabilidades aparentes realizadas em uma área (Orellana, 1972; Koefoed, 1979).

Na configuração da SEV os eletrodos são colineares sendo dois de emissão de corrente (A e B) e dois de recepção de potencial (M e N), com um ponto fixo central (O).

Com o intuito de aumentar a profundidade de investigação desejada em cada deslocamento os pares de eletrodos são afastados de modo progressivo e

proporcional (AM e NB) em sentidos opostos, mantendo sempre o espaçamento máximo de $MN \leq AB/5$ (Orellana, 1972; Braga, 2007; Kearey *et al*, 2009).

Após algumas medidas com o distanciamento entre os eletrodos A e B, a leitura de ΔV nos eletros M e N pode-se tornar gradualmente imprecisa, necessitando realizar a técnicas de embreagem.

A técnica de embreagem consiste em fazer medições com os eletrodos M e N com espaçamentos diferentes enquanto A e B permanecem fixos, a fim de aumentar o ΔV criado. Faz-se a leitura inicialmente com M e N no comprimento menor, seguido de uma nova leitura com M e N maior e então desloca-se A e B para a abertura posterior continuando com as medições. (Orellana, 1972; Braga, 2007).

Nessa pesquisa, para melhorar a aquisição realizou-se 3 embreagens. As embreagens foram realizadas em 1m, 10m e 40m de $AB/2$ em todas as SEVs, tanto nas novas aquisições quanto naquelas do banco de dados do departamento.

Os arranjos de desenvolvimento utilizados nas sondagens variam de acordo com a necessidade do estudo. Neste, utilizou-se o arranjo de campo do tipo Schlumberger

Esse arranjo consiste em fazer medições com os eletrodos M e N com espaçamentos diferentes enquanto A e B permanecem fixos, a fim de aumentar o ΔV criado.

Os eletrodos são posicionados em linha simetricamente em relação ao centro fixo (O). Os eletrodos A e B localizam-se nas extremidades externas e M e N dispostos entre eles, sendo $AO = OB = L$ com valor crescente e $MN = a$, num ponto fixo (Braga, 2007, 2016).

Com os eletrodos ordenados, a corrente elétrica é injetada no solo e sua leitura da diferença de potencial realizada. Em seguida os eletrodos A e B são deslocados com uma distância crescente para a próxima abertura (Braga, 2007, 2016).

Para a diminuir ambiguidades e suprir lacunas de informações em locais sem perfis elétricos de poços (*well logging*) e/ou informações de resistividade elétrica “*in situ*” foi realizada duas SEVs de calibração.

Esse tipo de sondagem consiste em realizar uma sondagem geométrica adjacente a poços que já possuem informações litológicas e hidrogeológicas confiáveis (Braga, 2016).

Nesse caso, busca-se correlacionar essas descrições, particularmente as litologias e respectivas espessuras de camadas, com os dados geométricos obtidos, definido um modelo geométrico de resistividades x espessuras e subsidiando a interpretação das demais SEVs.

Nessa pesquisa a SEV 03 foi realizada como sondagem de calibração próxima ao poço PT-04 BMA e a SEV 18 realizada adjacente ao poço PT-02 BMA.

4.1.2 Resistência elétrica transversal (RT)

Esse parâmetro é representado pela letra T, porém nesse trabalho será representado pela sigla RT, para evitar possíveis erros de interpretação e trocas com outro parâmetro, o de Transmissividade hidráulica (T).

Usando um prisma geométrico hipotético (figura 4.4) com resistividade igual a ρ_i , e a espessura das camadas igual a E_i , um fluxo de corrente elétrica ao atravessar o subsolo tende a seguir duas orientações preferenciais: uma perpendicular, e outra paralela as estratificações (Braga, 2016).

Os parâmetros RT e S representam a componente vertical e horizontal, respectivamente, da resistência de um fluxo ao se deslocar no subsolo. Ao produto do fluxo perpendicular é dado o nome de resistência elétrica transversal (RT) e o resultado do fluxo paralelo é nomeado de condutância longitudinal (S) (Braga, 2016).

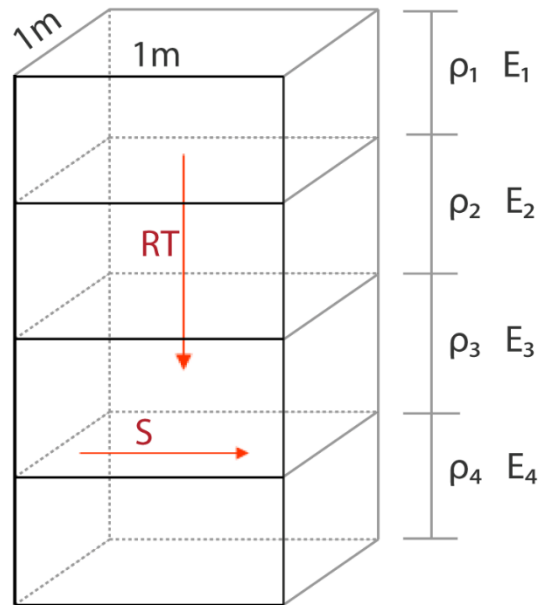


Figura 4-4 Prisma indicando o fluxo de corrente em um meio geológico estratificado. Resistência elétrica transversal (RT) demonstrando um fluxo perpendicular à estratificação e Condutância longitudinal (S) indicando um fluxo paralelo a estratificação. Onde ρ é a resistividade elétrica e E a espessura de cada camada. Adaptado de Braga (2016).

Nesse trabalho apenas o parâmetro de Resistência elétrica transversal será utilizado.

Nesse caso os estratos atuam como condutores em série, e a resistividade total será a soma da resistividade de cada camada. O conjunto das resistências das camadas i , com comprimento (L) e seção transversal (S), é dada pela equação 4-13.

$$R = \rho \frac{L}{S}$$

$$\rightarrow R = \rho \frac{E}{1 \times 1}$$

$$\rightarrow R = E \cdot \rho \quad (\Omega \cdot m^2)$$

R = Conjunto das resistências elétrica ($\Omega \cdot m^2$)

E = Espessura (m)

ρ = Resistividade elétrica (m)

L = comprimento

Esse produto é chamado de resistência elétrica transversal (Orellana, 1972), portanto pode-se dizer que:

$$RT = E \cdot \rho \quad (\Omega \cdot m^2)$$

RT = Resistência elétrica transversal ($\Omega \cdot m^2$)

E = Espessura (m)

ρ = Resistividade elétrica (Ωm)

Quando calculada para apenas uma camada, a resistência elétrica transversal é chamada de resistência elétrica transversal unitária (Orellana, 1972). Nesse trabalho, por ter sido calculada para um conjunto de camadas será tratada somente como resistência elétrica transversal.

Esse parâmetro pode ser utilizado para avaliar potencialidades hidráulicas de aquíferos como transmissividade, podendo indicar sua produtividade. Utilizado também na avaliação de potencialidades de aquíferos, através da relação direta entre transmissividade hidráulica e RT (Orellana, 1972; Braga, 2016).

4.1.3 Análise do grau de dependência (R^2) entre espessuras saturadas ou resistividades aparentes com RT

A regressão linear simples analisa e correlaciona linearmente variáveis entre um eixo X e um eixo Y, a partir do método dos mínimos quadrados, resultando um fator de correlação (R^2) nas linhas de tendência. Esse procedimento objetivou avaliar preliminarmente qual dos parâmetros seria preponderante no cálculo da RT e, conseqüentemente, nas análises de potencialidades hidrogeológicas locais.

Uma relação satisfatória existe quanto mais próximo a 1 ou -1 for esse resultado calculado, definindo uma linha de tendência a partir dos eixos (Gotelli e Ellison, 2001).

Nesse estudo foram analisadas as seguintes relações:

- X como variável independente, representando: ou Espessura da zona saturada ou Resistividade média da zona saturada.
- Y como variável dependente, representando a Resistência elétrica transversal.

A partir da análise estatística de dados, os cálculos da regressão linear (R^2) e os gráficos para análise de grau de dependência foram gerados. Ambos obtidos no R, um software livre para computação estatística e gráficos.

4.2 Processamento de dados e cálculos dos parâmetros

4.2.1 Processamento de dados geoeletricos

O software Ipi2win (Bobachev *et al*, 2000) foi utilizado para criar os modelos de inversão matemática dos dados adquiridos. Para ajustar a curva de resistividade aparente com a curva calculada, o número de camadas foi inserido manualmente baseado em observações de descrições de perfis geológicos de 4 poços de pesquisa. O ajuste lateral controla a espessura da camada enquanto o ajuste vertical influencia na resistividade.

O número de camadas e as espessuras foram então invertidos, minimizando o erro quadrático médio (RMS) entre as curvas de resistividades aparente e calculadas. O modelo geoeletrico foi interpretado e separado em zona não saturada, zona saturada e o embasamento geoeletrico condutivo.

Nesse trabalho a área de interesse focou-se apenas nos valores de zona saturada.

4.2.2 Interpolações e Mapeamento de Variáveis

A interpolação e gridagem (*Kriging*) (Christakos, 2000; Landim, 2003) são tratamentos geoestatísticos, usados para estimar valores de variáveis em estudo para pontos não amostrados. Para produção de mapas a partir de, necessariamente, dados de x (longitude), y (latitude) e z (variável a ser definida) (Landim, 2003).

Esses processos foram realizados pelo *software* de modelagem *Surfer* (Goldensoftware, *in* Surfer 2010), para as variáveis espessura saturada, resistência elétrica transversal média da zona saturada, resistividade elétrica média da zona saturada e transmissividade hidráulica.

4.2.3 Cálculos dos parâmetros

Após todos os dados serem compilados e tabelados em planilhas de Excel calcularam-se:

- a. Espessuras da zona saturada;
- b. Resistência elétrica transversal média da zona saturada;
- c. Resistividade média da zona saturada;

As Transmissividades hidráulicas (T) das zonas saturadas foram estimadas, em cada SEV a partir da RT.

As espessuras das zonas saturadas foram calculadas individualmente para cada SEV (equação 4-14), a partir do somatório de suas espessuras das camadas geoeletricas.

$$E = \sum E_i (m)$$

E = Espessura (m)

(Equação 4-14)

A resistência elétrica transversal da zona saturada foi calculada individualmente para cada camada geoeletrica, apenas da zona saturada.

Posteriormente os valores foram somados aritmeticamente, obtendo ao final os parâmetros de toda zona saturada (equação 4-15) em cada SEV.

$$RT = \sum (E \cdot \rho) (\Omega \cdot m^2)$$

RT = Resistência elétrica transversal ($\Omega \cdot m^2$)

E = Espessura (m)

ρ = Resistividade elétrica ($\Omega \cdot m$)

(Equação 4-15)

A partir da expressão dada por Orellana 1972 (equação 4-13), é possível calcular a resistividade da zona saturada (equação 4-16).

Isolando o termo ρ (equação 4-13), resulta-se em:

$$\rho = \frac{RT}{\sum E} (\Omega \cdot m)$$

ρ = Resistividade elétrica ($\Omega \cdot m$)

RT = Resistência elétrica transversal ($\Omega \cdot m^2$)

E = Espessura (m)

(Equação 4-16)

Os valores de resistividade elétrica média da zona saturada (ρ_m) foram obtidos a partir da multiplicação da resistência elétrica transversal pelo somatório das espessuras da zona saturada em cada SEV (equação 4-17).

$$\rho_m = \frac{RT}{\sum E} (\Omega \cdot m)$$

ρ_m = Resistividade elétrica média da zona saturada ($\Omega \cdot m$)

ρ = Resistividade elétrica ($\Omega \cdot m$)

RT = Resistência elétrica transversal ($\Omega \cdot m^2$)

E = Espessura (m)

(Equação 4-17)

Alternativamente, calculou-se a resistividade média da zona saturada através da média ponderada (ResPond), utilizando a espessura como fator de ponderação, usando a equação 4-18.

$$\text{ResPond} = \frac{E \cdot \rho}{E} (\Omega \cdot \text{m})$$

$$\rightarrow \text{ResPond} = \frac{RT}{E} (\Omega \cdot \text{m})$$

E = Espessura (m)

ρ = Resistividade elétrica ($\Omega \cdot \text{m}$)

RT = Resistencia elétrica transversal ($\Omega \cdot \text{m}^2$)

(Equação 4-18)

A figura 4.5 demonstra todos esses cálculos, usando a SEV3 como exemplo:

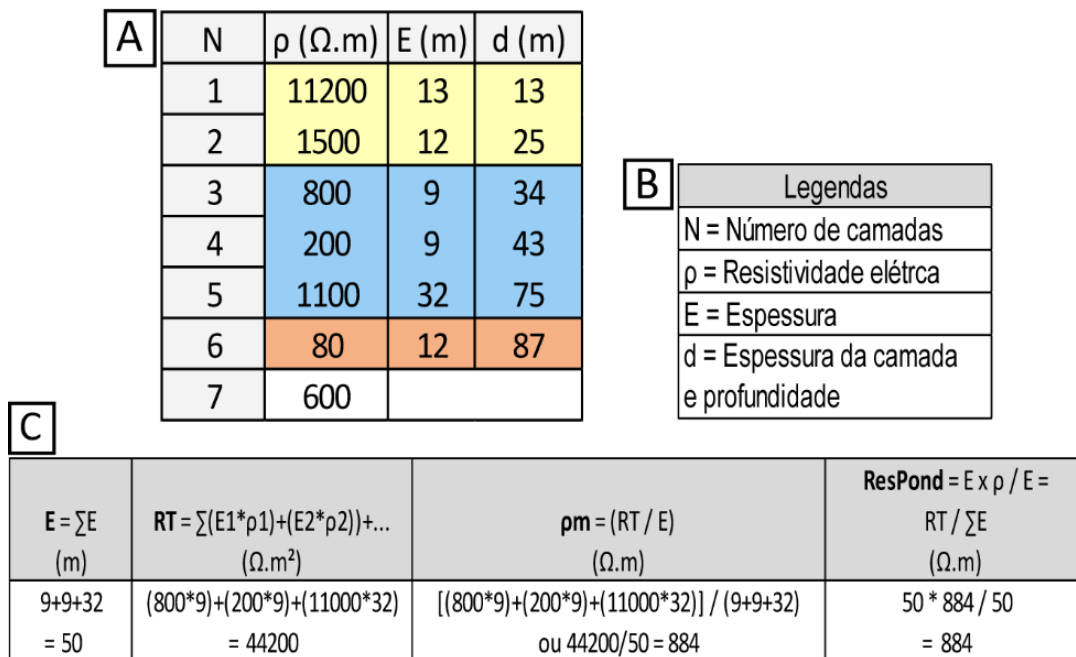


Figura 4-5 Exemplo dos cálculos descritos na metodologia, utilizando a SEV3. Quadro representando o modelo geoeletrico interpretado (A), legenda (B), e demonstração dos cálculos (C).

4.3 Estimativas de Transmissividades hidráulicas (T)

A transmissividade hidráulica (T) é um parâmetro hidráulico amplamente utilizado em estudos de captação de água subterrâneas, possibilitando a avaliação da capacidade de transmissão dessas águas através do meio (Braga, 2006).

Transmissividade hidráulica diz respeito a quantidade de água transmitida ao longo de toda espessura saturada do aquífero, podendo ser representado em m^2/min ou suas subdivisões (Braga, 2006; Feitosa *et al*, 2008).

Algebricamente, baseado na equação 4-19 pode-se dizer que transmissividade é a relação entre a quantidade de água transmitida horizontalmente (chamada de condutividade hidráulica) através da zona saturada do aquífero (Espessura).

$$T = K \times E \text{ (m}^2\text{/min)}$$

T = Transmissividade (m^2/s)

K = Condutividade hidráulica (L/T)

E = espessura (L)

(Equação 4-19)

A condutividade hidráulica (K), por sua vez, representa a capacidade da rocha em se comportar como condutor hidráulico, e seu sistema de medida é m/min e suas subdivisões (Feitosa *et al*, 2008).

Nesse contexto existe a correlação direta entre a condutividade hidráulica e a resistividade elétrica, particularmente na zona saturada, ou seja, quanto maior o valor de resistividade elétrica, maior será a condutividade hidráulica local.

A proporcionalidade ocorre ao se considerar a espessura saturada como a mesma usada nas duas equações anteriores. Dessa forma, sendo K diretamente proporcional a ρ , tem-se T diretamente proporcional a RT (Braga, 2006):

$$RT = \rho \cdot E \text{ (}\Omega \cdot m^2\text{)}$$

(Equação 4-15)

$$T = K \times E \text{ (m}^2\text{/min)}$$

(Equação 4-19)

A transmissividade hidráulica local foi obtida através de um teste de aquífero realizado pelo método de Theis (Feitosa *et al*, 2008) para aquífero não confinado. Realizado no poço Pt-04 MBA (CAERN), mesmo poço da calibração geolétrica (SEV3). Obteve-se o valor transmissividade igual a 5,86 m²/min.

Ao utilizar esse valor e essa SEV como referência foi possível estimar a transmissividade para todas as outras SEVs, através de “regra de 3” simples (equação 4-20), considerando que esses dois parâmetros são diretamente proporcionais.

A partir deste as demais transmissividades hidráulicas ao longo da área foram estimadas, respeitando a proporcionalidade direta com a RT das 19 SEVs executadas.

SEVs	RT (Ω.m ²)	T (m ² /min)
SEV3	44200	5,86
SEV19	31360	x
		→ x = 4,15 m ² /min

(Equação 4-20)

A resistividade da camada saturada é diretamente proporcional à sua condutividade hidráulica (arenitos saturados possuem maiores resistividades e condutividades hidráulicas em relação a arenitos com presença de argila ou argilitos, por exemplo). Então, dentro da zona saturada é possível dizer que quanto maior for a resistividade, maior é a transmissividade e a condutividade hidráulica (Braga, 2006, 2016).

Depois desse cálculo ser feito para todas as SEVs, um mapa de estimativas de transmissividades hidráulicas foi feito a partir da RT.

Um fluxograma com uma síntese da metodologia reportada é apresentado na figura 4.6.

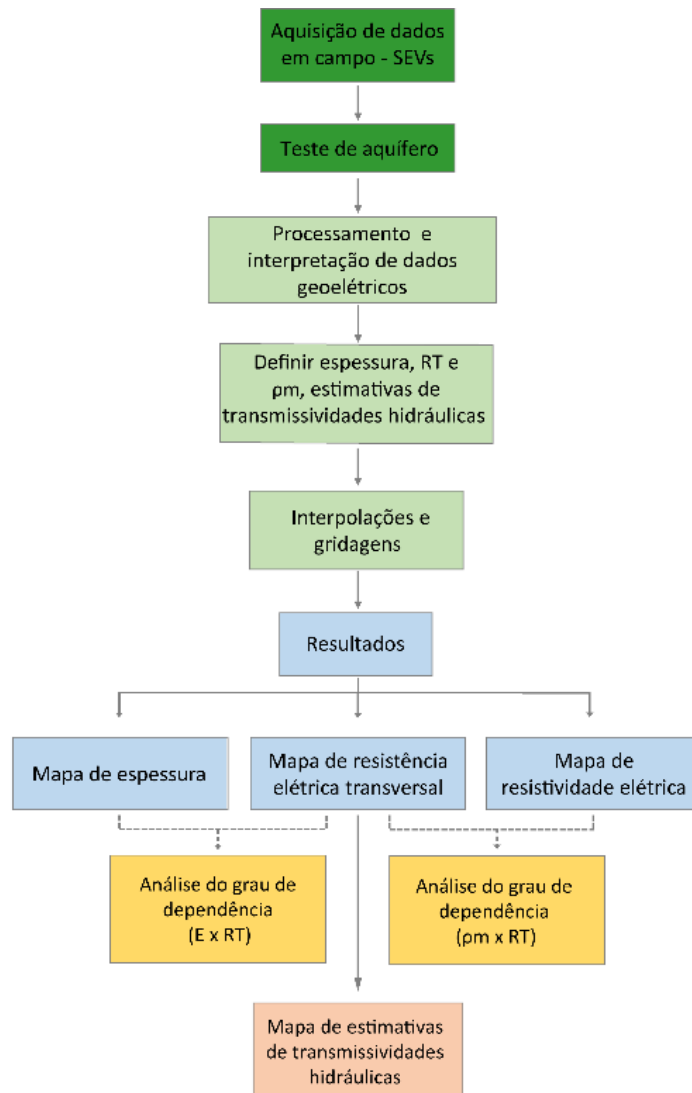


Figura 4-6 Fluxograma da metodologia usada nesse trabalho.

5 ARTIGO SUBMETIDO EM PERIODICO ANEXADO

Estimativas de potencialidades hidrogeológicas em um aquífero não confinado a partir do parâmetro resistência elétrica transversal

RESUMO

O Aquífero Barreiras, de natureza porosa e caráter hidráulico predominantemente não confinado, representa o principal manancial hídrico do litoral leste do Estado do Rio Grande do Norte. A falta de dados confiáveis acerca de poços, entretanto, dificulta a identificação de áreas com maior favorabilidade hídrica, especialmente fora dos perímetros urbanos. Nesse contexto, esta pesquisa é fundamentada na utilização de métodos geoeletricos, particularmente do parâmetro resistência elétrica transversal, bem como teste de aquífero para as estimativas de parâmetros hidráulicos, a fim de identificar áreas com maiores potencialidades hidrogeológicas tomando-se como alvo uma área no baixo curso do Rio Maxaranguape-RN. Os resultados obtidos mostram uma faixa no centro da área com resistências elétricas transversais superiores a 25.000 Ohm.m², valores estes derivados de modelos inversos de sondagens elétricas verticais-SEVs e associadas com subáreas de maiores espessuras e/ou resistividades médias da zona saturada. Nesse aspecto, análises com regressão linear entre os parâmetros espessura e resistividade média da zona saturada, esta correlacionada à condutividades hidráulicas, com a resistência elétrica transversal demonstram que a resistividade elétrica média é preponderante no cálculo da resistência transversal, exibindo um fator de correlação R² de 0,88, em detrimento de um R² de 0,39 da relação entre espessura saturada e resistência transversal. Adicionalmente, um mapa de estimativas de transmissividade hidráulica para a área foi elaborado, considerando calibração

geométrica e teste de aquífero em poço adjacente, realçando a faixa de maior resistência transversal como, igualmente, apresentando maiores transmissividades hidráulicas e, portanto, mais promissora para captações futuras.

Palavras-chave: resistência elétrica transversal; transmissividade hidráulica, potencialidades hidrogeológicas; Aquífero Barreiras-RN.

Estimates of hydrogeological potential in unconfined aquifer from the transverse electrical resistance parameter

ABSTRACT

The Barreiras Aquifer is a porous aquifer and has a predominantly unconfined hydraulic character, and is the main water underground resource of the eastern coast of the Rio Grande do Norte State. The lack of reliable well data hinders the ability to prospect more promising areas for water exploitation, particularly outside urban perimeters. In this context, the present research is based on the use of geoelectric methods, particularly the transverse electrical resistance parameter, as well as aquifer test for hydraulic parameters estimates, to identify areas with higher hydrogeological potentialities. We target an area in the lower course of the Maxaranguape-RN River. The results show a strip in the center of the area with transverse electrical resistances greater than 25,000 Ohm.m², which were derived from vertical electrical sounding-VES data inversion and are associated with subareas of higher thicknesses and/ or average resistivity of saturated zone. Linear regression analysis reveals that the average transversal resistivity of the saturated zone is strongly correlated to hydraulic

conductivities, but not with the thickness of the saturated zone. Additionally, a map of hydraulic transmissivity estimates for the area was obtained considering geoelectric calibration and aquifer test in adjacent well. This highlights the range of higher transverse electrical resistance which in turn has higher hydraulic transmissives and, therefore are most promising areas for future well location.

Keywords: transverse electrical resistance; hydraulic transmissivity, hydrogeological potentialities; Barreiras Aquifer-RN.

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

O Aquífero Barreiras é uma reserva importante e estratégica para a região costeira leste do Estado do Rio Grande do Norte, inclusive como suporte de desenvolvimento socioeconômico local. Este manancial subterrâneo abastece a grande maioria das cidades do litoral oriental, incluindo a capital Natal (Lucena, 2005; Melo *et al.* 2013). Nessa conjuntura, amplia-se também a demanda por pesquisas envolvendo o abastecimento público, com vistas a promover um uso adequado e manejo sustentável desse recurso.

Estudos hidrogeológicos básicos contribuem para criar estratégias de gestão e preservação dos recursos hídricos, evitando que o volume de água retirado nos aquíferos supere sua capacidade de recarga anual natural, prevenindo superexploração e prejuízos às captações de água. Por outro lado, a escassez de dados de poços, sobretudo fora dos perímetros urbanos, limita o levantamento de informações sobre o aquífero. Nesse caso, levantamentos geofísicos se mostram fundamentais, por exemplo, no aprofundamento da caracterização de aquíferos, incluindo a identificação de áreas com maior

favorabilidade hídrica e fonte mais produtivas para o abastecimento público. Somado a isso, pode-se suprir lacunas de informações em locais onde dados de poços podem ser restritos ou mesmo inexistentes.

Nesse contexto, esta pesquisa objetivou caracterizar o Aquífero Barreiras a partir de levantamentos geoeletricos, na modalidade de sondagens elétricas verticais-SEV, particularmente se buscando identificar subáreas com maior potencial hidrogeológico, além de propor estimativas de transmissividades hidráulicas (T) a partir do parâmetro Dar Zarrouk resistência elétrica transversal (Orellana, 1972; Braga, 2016; Yusuf *et al.* 2021).

Estudos anteriores utilizando parâmetros de Dar Zarrouk (resistência elétrica transversal e condutância longitudinal) ressaltaram sua aplicabilidade em diversos aspectos da pesquisa hidrogeológica. Souprios *et al.* (2007), utilizando parâmetros de Dar Zarrouk e demais dados geoeletricos de superfície, estimaram parâmetros hidráulicos em diversas unidades aquíferas na Bacia de Keritis (Grécia), confrontando-os com dados laboratoriais e de testes de bombeamento. Utom *et al.* (2012) definiram áreas de maior transmissividade hidráulica em um aquífero raso na Nigéria a partir de parâmetros Dar Zarrouk, considerando também um fator de ponderação na relação entre resistividades e conteúdo argiloso.

A partir da associação de dados geoeletricos e hidráulicos, Souza *et al.* (2019) identificaram locais mais promissores para captações da água subterrânea, associado a valores mais elevados de resistência elétrica transversal em ambiente hidrogeológico similar a este estudo.

A área de estudo se situa no baixo curso Rio Maxaranguape, litoral leste do Rio Grande do Norte, distando cerca de 60 quilômetros a norte da capital

Natal (figura 1). A mesma se acha inserida na região denominada como “vales úmidos” em face da elevada pluviometria relativa, grande incidência de cursos d’água superficiais perenes e importantes aquíferos (SERHID, 2006; Melo *et al.* 2013).

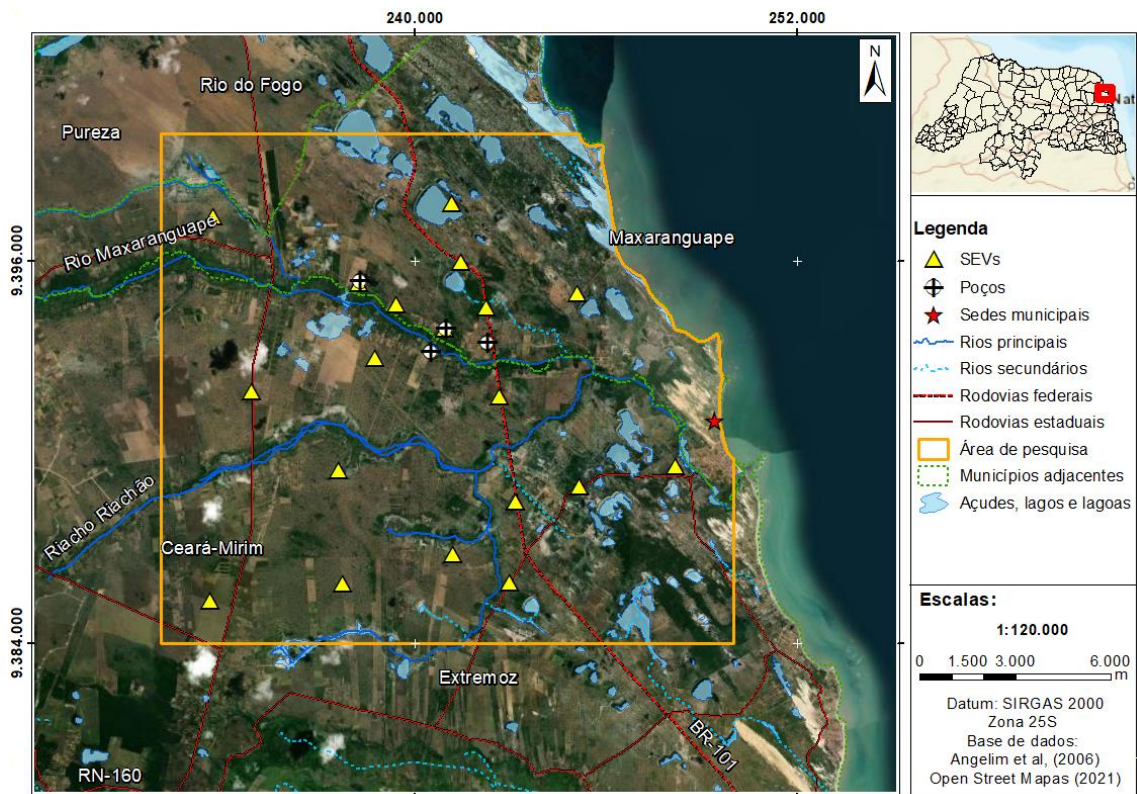


Figura 5-1 Localização da área de estudo.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A estratigrafia da área é dividida em duas seqüências litoestratigráficas, sendo uma não aflorante e outra aflorante (Lucena, 2005). A primeira é composta pelo embasamento cristalino, atribuído ao Complexo Caicó, com associações de rochas com alto grau metamórfico e ígneas (Souza *et al.* 1996). Sobrejacente e depositada discordantemente, está a seqüência mesozoica de

arenitos da Formação Açú seguida da Formação Jandaíra, de natureza carbonática (Bezerra, 1998; Lucena, 2005).

A sequência aflorante é formada por rochas siliciclásticas da Formação Barreiras (Paleógeno-Neógeno) (Lucena, 2005), foco desse estudo, e suas coberturas quaternárias (figura 2). Estas últimas envolvem coberturas areno-argilosas pouco espessas indiferenciadas, aluviões, dunas, sedimentos praias e de mangues (Rossetti *et al.* 2011).

A Formação Barreiras, compondo a base da sequência aflorante, é formada litologicamente por depósitos clásticos consolidados, envolvendo arenitos, argilitos, arenitos argilosos e conglomerados associados (Lucena, 2005; Balsamo *et al.* 2010; Rossetti *et al.* 2011).

As rochas da Fm. Barreiras afloram em setores do oeste da área de pesquisa e em pequenos trechos de falésias ao longo da linha de costa (Pfaltzgraff e Torres, 2010; Nunes *et al.* 2020).

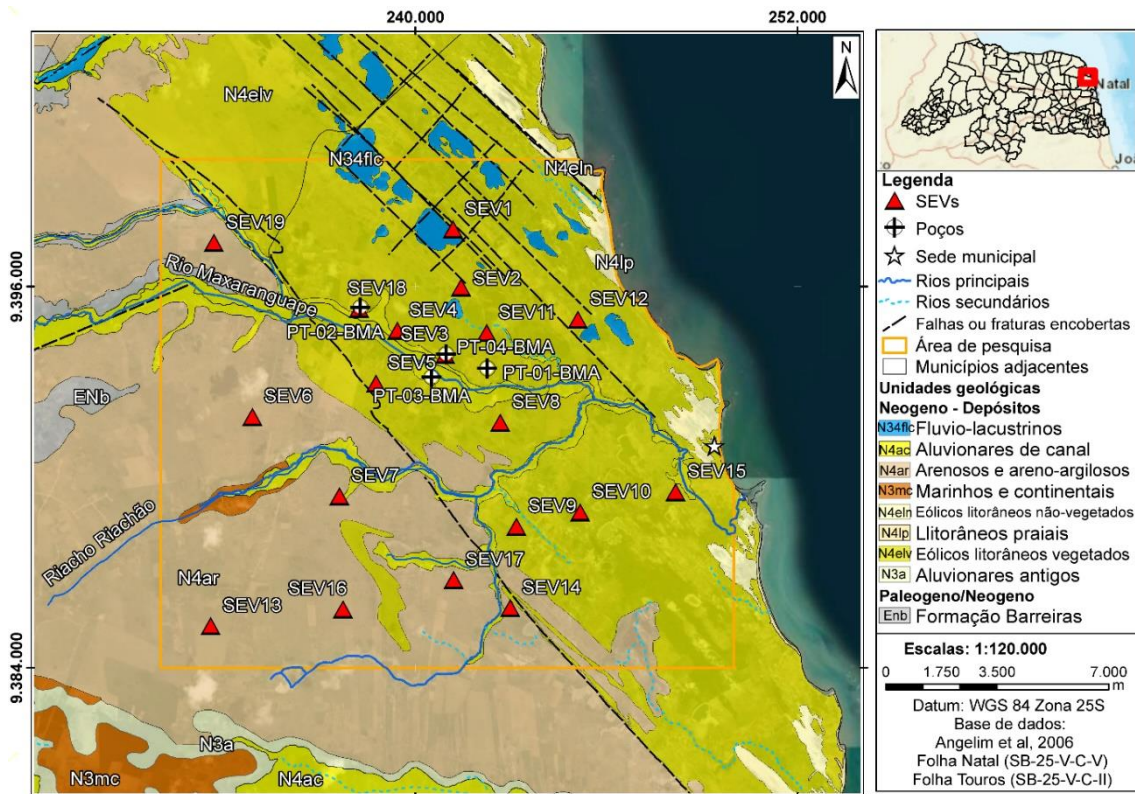


Figura 5-2 Mapa geológico da área de estudo, adaptado de Angelim et al. (2006).

O arcabouço estrutural da bacia sedimentar costeira do Rio Grande do Norte possui falhas e estruturas que são associadas a vários ciclos de reativações tectônicas, sendo os últimos eventos, na forma de neotectonismo rúptil, registrados no Mioceno e Quaternário (Lucena e Queiroz, 1996; Bezerra *et al.* 2001; Nogueira *et al.* 2010).

Na Fm. Barreiras se identifica um padrão estrutural de falhas, com dois *trends* preferenciais (NE–SW e NW–SE), apontadas a partir de alinhamentos morfotectônicos (Bezerra *et al.* 2001; Lucena *et al.* 2006; Souza *et al.* 2019). Essas falhas decorrem de uma compressão horizontal máxima E-W, conferido ao empurrão da cadeia meso-Atlântica, e uma distensão N-S (Bezerra *et al.* 2001; Nogueira *et al.* 2006).

Essa movimentação tectônica deu origem a grabens e horsts locais, modelando a deposição das unidades superiores (Lucena, 2005; Nunes *et al.* 2020). Os padrões de drenagens também são afetados, bem como variações de espessuras saturadas no aquífero e, conseqüentemente, de transmissividades hidráulicas (Bezerra *et al.* 2014; Alves e Lucena, 2021).

CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO

O Aquífero Barreiras se estende por toda bacia costeira, sobrepondo-se às rochas da sequência carbonática cretácea, abrigando-se nas rochas areníticas da Formação homônima e, eventualmente, também nas porções inferiores de algumas coberturas quaternárias (IPT, 1982; Melo *et al.* 2013). A relevância do aquífero, conforme reportado, reside no fato deste abastecer cerca de 80% das cidades do litoral leste do Rio Grande do Norte, incluindo a capital Natal (Melo *et al.* 2013).

O referido manancial possui caráter hidráulico predominantemente não confinado, embora possa apresentar características de semi-confinamentos localizados decorrente de camadas argilosas da própria Formação Barreiras. Sua composição litológica, contudo, apresenta uma predominância de arenitos argilosos (Nunes *et al.* 2020). A partir de perfis de poços, Melo *et al.* (2013) descreveram maior presença de arenitos médios a grossos na base do aquífero e arenitos finos e argilosos no topo.

O aquífero é limitado na sua base por um aquífero cretáceo, representado por arenitos a argilitos de composição calcífera e representando o topo das rochas carbonáticas não aflorantes da região (Silva *et al.* 2014). Seu limite superior, por sua vez, envolve sedimentos inconsolidados de dunas, sobretudo

nas proximidades da linha de costa, as quais possibilitam a infiltração das águas pluviais, auxiliando na sua recarga natural (Lucena, 2005; Melo *et al.* 2014).

A recarga local do aquífero é estimada em aproximadamente 213 mm/ano, representando uma taxa de infiltração de aproximadamente 18% (IPT, 1982; Melo *et al.* 2013). O escoamento subterrâneo é predominantemente de oeste para leste, no sentido do oceano, alimentando lagoas e o fluxo de base de rios locais (Stein *et al.* 2012; Alves *et al.* 2016).

Melo *et al.* 2013 identificam transmissividades e condutividades hidráulicas de 3×10^{-3} m²/s e 10^{-4} m/s respectivamente, para o aquífero na área da bacia do Rio Maxaranguape. Estes autores relatam ainda, descargas locais explotáveis em poços de até 120 m³/h no médio e baixo curso do Rio Maxaranguape.

A partir de estudos petrofísicos em amostras da Fm. Barreiras, Silva *et al.* (2014) definiram um valor médio de porosidade eficaz de 7,6%, enquanto Alves *et al.* (2016) definiram 15% de porosidades efetivas médias. A importância da caracterização da estruturação regional em termos hidrogeológicos, por sua vez, decorre do fato de que, a princípio, espessuras maiores da zona saturada, decorrente das falhas locais, representariam áreas mais promissoras para captações destinadas ao abastecimento público. Nesse aspecto, Nunes *et al.* (2020) associaram também variações de espessura do aquífero, entre 19,0 m e 66,0 m na área do baixo curso do Rio Maxaranguape, à estruturação preexistente, evidenciando um aumento das espessuras saturadas de montante para jusante (W -E) no sentido da linha de costa.

Lucena *et al.* (2006, 2013), Bezerra *et al.* (2014), Souza *et al.* (2019) e Nunes *et al.* (2020) ressaltam ainda a importância de estudos estruturais em aquíferos porosos, particularmente envolvendo o Aquífero Barreiras, uma vez que outras

feições do aquífero, além de sua geometria, são direta ou indiretamente afetadas por falhas (eventuais condicionamentos de fluxo, além de parâmetros hidráulicos).

A tabela 1 apresenta dados de quatro poços executados na área de estudo, com suas características construtivas e vazões recomendadas a partir de testes de vazão.

Tabela 1 - características construtivas de quatro poços tubulares executados na área de estudo (ver localização na figura 1), com suas respectivas vazões recomendadas.

Poço	UTM mE	UTM mN	Ø (pol)	Prof. (m)	NE (m)	Intervalo Filtros (m)	Q (m ³ /h)
Pt-01	242.257	9.393.424	8	73	19,90	43-63; 67-71	140
Pt-02	238.270	9.395.352	8	55	19,27	35-39; 41-53	120
Pt-03	240.508	9.393.150	8	66	13,17	35-47; 51-63	113
Pt-04	264.695	9.328.422	10	75	25	44-60; 64-72	99

MATERIAIS E MÉTODOS

A eletrorresistividade representa a principal metodologia geofísica nas pesquisas hidrogeológicas. Ela é baseada nas medições de propriedades elétricas presente nas rochas, particularmente da condutividade elétrica decorrente dos eletrólitos de saturação das rochas (Kirsch, 2009; Yorum & Hubbard, 2005; Braga, 2016).

Esta pesquisa foi fundamentada na execução de um levantamento geoeletrico, por meio da técnica de sondagem elétrica vertical (SEV), usando o arranjo de eletrodos Schlumberger (Orellana, 1972; Kirsch, 2009), no sentido de identificar áreas mais promissoras de captação.

Nesse contexto, 19 SEVs foram executadas na área de estudo, com o arranjo de eletrodos Schlumberger e abertura de eletrodos (AB/2) máximo de 600 metros, sendo estas posteriormente processadas e interpretadas no *softwares* de inversão geoeletrica Ipi2win, versão 2.1 (Bobachev *et al.* 2000). A

partir dos dados obtidos foi gerada uma curva de resistividade aparente em função da abertura dos eletrodos (Orellana, 1972; Braga, 2016).

Objetivando-se diminuir ambiguidades e suprir lacunas de informações em locais sem perfis elétricos de poços (*well logging*) e/ou informações de resistividade elétrica “*in situ*” foram realizadas SEVs de calibração (Braga, 2016). Esse tipo de procedimento consiste em realizar uma sondagem geométrica adjacente a poços que já possuem informações litológicas e hidrogeológicas confiáveis. Nesse caso, busca-se correlacionar essas descrições, particularmente as litologias e respectivas espessuras de camadas, com os dados geométricos obtidos, definindo um modelo geométrico de resistividades x espessuras e subsidiando a interpretação das demais SEVs. As resistividades são obtidas mediante modelo inverso e ajuste entre a curva modelada e os dados de campo, fixando-se os valores de espessuras das camadas. As demais SEVs foram interpretadas considerando os principais vínculos geológicos e hidrogeológicos locais a partir de dados geológicos e geométricos de poços e resistividades obtidas na calibração geométrica.

Utilizando-se um prisma geométrico hipotético (figura 3), com resistividade igual a ρ_i , e a espessura das camadas igual a E_i , um fluxo de corrente elétrica atravessando o subsolo tende a seguir duas orientações preferenciais: uma perpendicular e outra paralela as estratificações (Braga, 2016). O produto da resistividade pela espessura das camadas geométricas do fluxo perpendicular é denominado de resistência elétrica transversal-RT, representando um dos parâmetros de Dar Zarrouk (Orellana, 1972; Braga, 2016).

Nesse caso os estratos atuam como condutores em série, e a resistividade total será a soma da resistividade de cada camada. O conjunto das resistências

das camadas i , com comprimento (L) e seção transversal (S), é dado pela equação 1.

$$RT = \rho \frac{L}{S} \rightarrow R = \rho \frac{E}{1 \times 1}$$

$$\rightarrow RT = E \cdot \rho \quad (\Omega \cdot m^2) \quad (\text{Equação 1})$$

onde, RT = resistência elétrica transversal ($\Omega \cdot m^2$); E = espessura da camada (m) e ρ = resistividade elétrica ($\Omega \cdot m$).

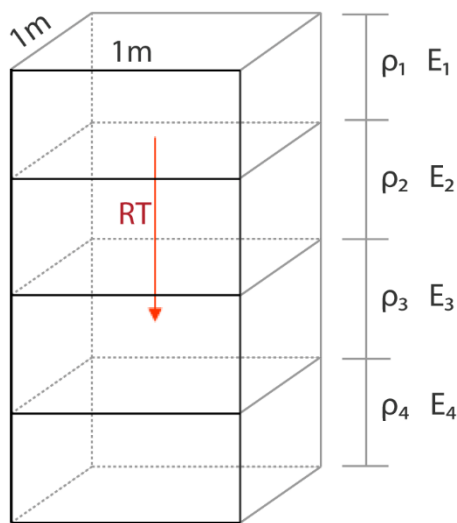


Figura 5-3 - Prisma indicando fluxo de corrente vertical perpendicular à estratificação e a concepção do parâmetro Resistência Elétrica Transversal, adaptado de Orellana (1972).

Para cada SEV, foram calculados os parâmetros espessura, resistividade média e resistência transversal da zona saturada.

Os valores de espessura foram calculados a partir do somatório das espessuras das camadas geológicas da zona satura, conforme equação 2.

$$E = \sum E_i \text{ (m)} \quad (\text{Equação 2})$$

onde, E = espessura da camada (m).

A resistência elétrica transversal da zona saturada foi calculada individualmente para cada camada geoeletrica. Posteriormente os valores foram somados aritmeticamente, obtendo ao final os parâmetros de toda zona saturada (equação 3). Esse cálculo foi realizado individualmente para cada SEV.

$$RT = \sum(E \cdot \rho)(\Omega \cdot m^2) \quad (\text{Equação 3})$$

onde, RT = resistência elétrica transversal ($\Omega \cdot m^2$); E = espessura da camada (m) e ρ = resistividade elétrica ($\Omega \cdot m$).

A partir da equação 3, a resistividade média da zona saturada pode ser então estimada de acordo com a equação 4 (adaptada de Orellana, 1972).

$$\rho_m = \frac{RT}{\sum E} (\Omega \cdot m) \quad (\text{Equação 4})$$

onde, ρ_m = resistividade elétrica média da zona saturada ($\Omega \cdot m$); RT = resistência elétrica transversal ($\Omega \cdot m^2$); ρ = resistividade elétrica ($\Omega \cdot m$) e E = espessura da camada (m).

Alternativamente, essa resistividade média da zona saturada pode ser obtida pela média ponderada (ResPond), sendo o fator de ponderação as respectivas espessuras das camadas geoeletricas, usando a equação 5.

$$\text{ResPond} = \frac{E \cdot \rho}{E} (\Omega \cdot m)$$

$$\rightarrow \text{ResPond} = \frac{RT}{E} (\Omega \cdot m) \quad (\text{Equação 5})$$

onde, RT = resistência elétrica transversal ($\Omega \cdot m^2$); E = espessura da camada (m) e ρ = resistividade elétrica ($\Omega \cdot m$).

A transmissividade hidráulica diz respeito à quantidade de água transmitida ao longo de toda espessura do aquífero, podendo ser representada em m^2/min ou suas subdivisões (Feitosa *et al.* 2008). Esse parâmetro é dado algebricamente pelo produto entre a espessura do aquífero e sua condutividade hidráulica (equação 6).

A condutividade hidráulica (K), por sua vez, está associada com a facilidade da rocha de se comportar como um condutor hidráulico (Feitosa *et al.* 2008), possuindo uma relação de proporcionalidade direta com a resistividade elétrica da zona saturada (arenitos saturados possuem maiores resistividades, em detrimento de arenitos argilosos a argilitos, por exemplo) (Braga, 2016).

$$T = K \times E \text{ (m}^2\text{/min)} \quad \text{(Equação 6)}$$

onde, T = transmissividade (m²/min); K = condutividade hidráulica (m/min) e E = espessura da camada saturada (m).

Considerando as equações 3 e 6, tem-se igualmente uma relação de proporcionalidade direta entre transmissividade hidráulica e a resistência elétrica transversal da zona saturada (Braga 2006; 2016), uma vez que a condutividade hidráulica é diretamente proporcional a resistividade elétrica e a espessura saturada é a mesma em ambas equações (Braga, 2016; Souza *et al.* 2019).

Na calibração geoeétrica reportada, o valor de resistência elétrica transversal foi igualmente calibrado, considerando-se um dado de transmissividade hidráulica obtido em teste de aquífero realizado pelo método de Theis (*in* Feitosa *et al.* 2008) no poço tubular Pt-04 (ver tabela 1). Neste teste, utilizou-se um piezômetro como poço de observação posicionado a 70 m do poço bombeado. A vazão e duração do teste foram de 99 m³/h e 39 horas, respectivamente. Os demais valores de transmissividades hidráulicas foram então estimados nas demais SEVs ao longo da área através da proporcionalidade direta com os respectivos valores de RT.

Adicionalmente foi efetuado uma análise do grau de dependência entre espessuras saturadas ou resistividades aparentes com RT a partir de regressão linear, correlacionando essas variáveis a partir do método dos mínimos

quadrados e se observando os respectivos fatores de correlação (R^2) nas linhas de tendência (Gotelli e Ellison, 2011). Esse procedimento objetivou avaliar preliminarmente qual dos parâmetros seria preponderante no cálculo da RT e, conseqüentemente, nas análises de potencialidades hidrogeológicas locais.

Nesse estudo foram analisadas as seguintes relações:

- X como variável independente, representando espessura ou resistividade média da zona saturada;
- Y como variável dependente, representando a resistência elétrica transversal.

Para a obtenção de cartografias das variáveis espessura saturada, resistividade elétrica média da zona saturada, resistência elétrica transversal e transmissividade hidráulica, foram realizados os processos de interpolação e gridagem, pelo método *Kriging* (Christakos, 2000; Landim, 2003), com auxílio do *software* de tratamento geoestatístico Surfer (Goldensoftware, *in* Surfer 2010). Um fluxograma com uma síntese da metodologia reportada é apresentado na figura 4.

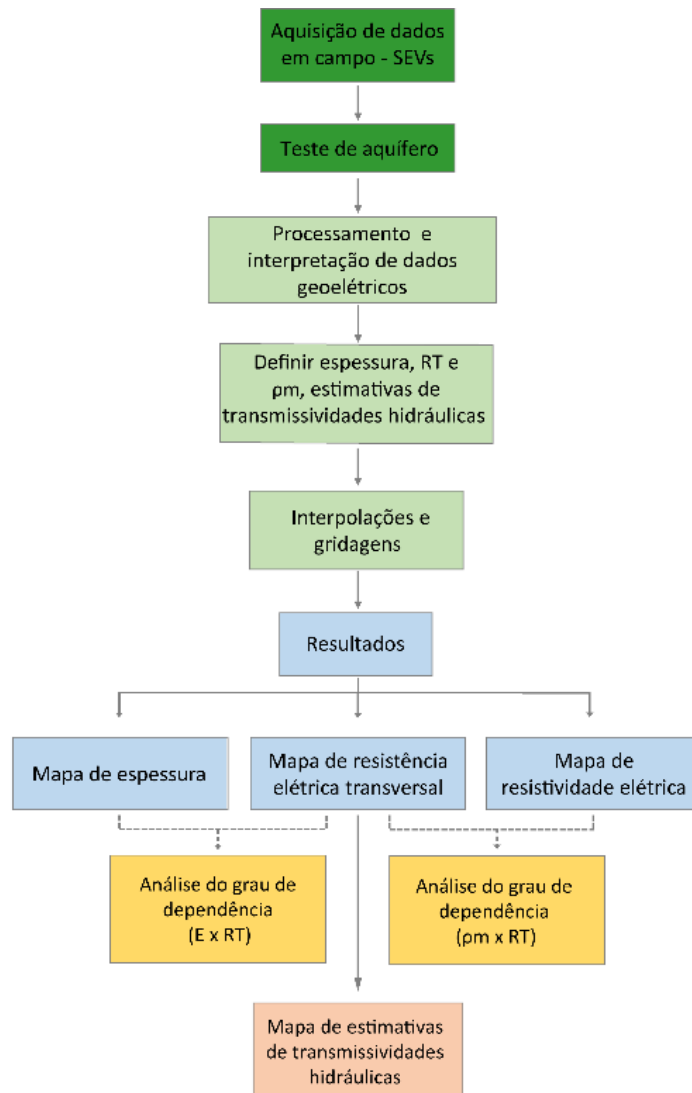


Figura 5-4 - Síntese das etapas de pesquisa adotadas no presente estudo.

RESULTADOS E DISCUSSÕES

As SEVs executadas apresentam um comportamento geral similar em termos de análise qualitativa, envolvendo valores de resistividades relativos maiores nas aberturas de eletrodos iniciais e associados com a zona não saturada sobreposta ao aquífero, seguido de uma tendência descendente da curva no gráfico $AB/2 \times$ Resistividade associado com a zona saturada. A porção final desses gráficos, relativa às maiores aberturas de eletrodos, exibe valores reduzidos de resistividades associados com arenitos a argilitos de composição calcífera e referente ao embasamento hidrogeológico carbonático do Aquífero

Barreiras além de, por vezes, apresentar uma tendência ascendente, denotando resistividades crescentes e compatíveis com rochas carbonáticas de composição mais pura (Formação Jandaíra).

As análises quantitativas foram obtidas considerando dados do modelo inverso obtido na sondagem elétrica de calibração (SEV03, adjacente ao poço Pt-04; ver figura 1). Nessa calibração (Figura 5), o modelo geoeletrico apresentado na figura 5A, "N" representa o número de camadas, "ρ" a resistividade aparente de cada camada geoeletrica, "E" a espessura das camadas geoeletricas e "d" a profundidade da camada. A zona não saturada está representada em amarelo, a zona saturada em azul e o embasamento hidrogeológico em vermelho.

A figura 6 exibe duas outras SEVs executadas (SEV18 e SEV19), ressaltando-se o ajuste das curvas de resistividade aparente e os respectivos modelos geoeletricos interpretados.

A tabela 2 apresenta as SEVs executadas e os respectivos valores de espessura saturada (m), resistividade média da zona saturada (Ohm.m), resistência elétrica transversal (Ohm.m²) e estimativas de transmissividade hidráulica (m²/min). Considerando estes valores, foram obtidos mapas de resistência elétrica transversal, espessura e resistividade média, todos referentes à zona saturada (figuras 7, 8 e 9, respectivamente).

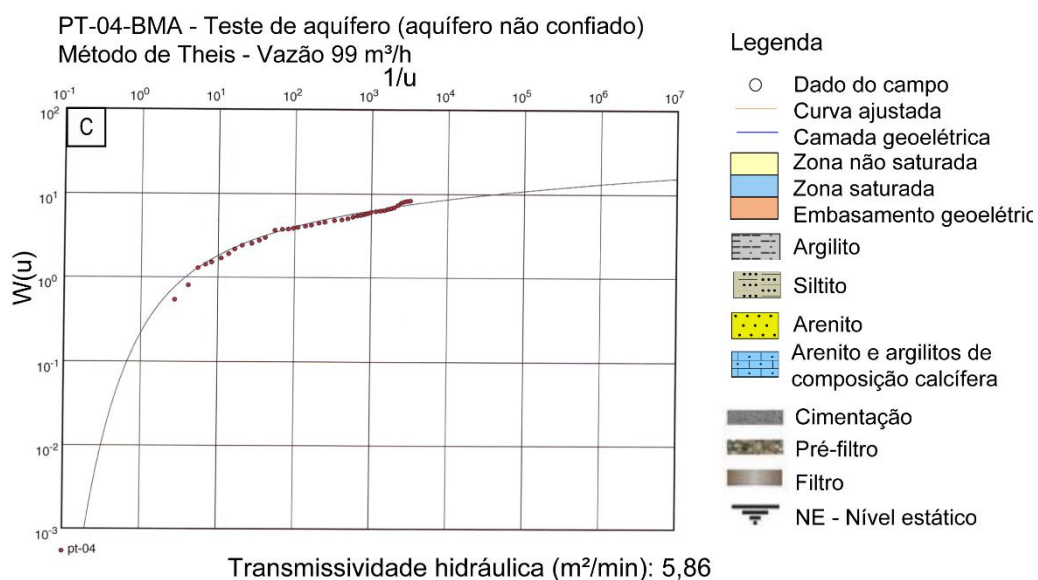
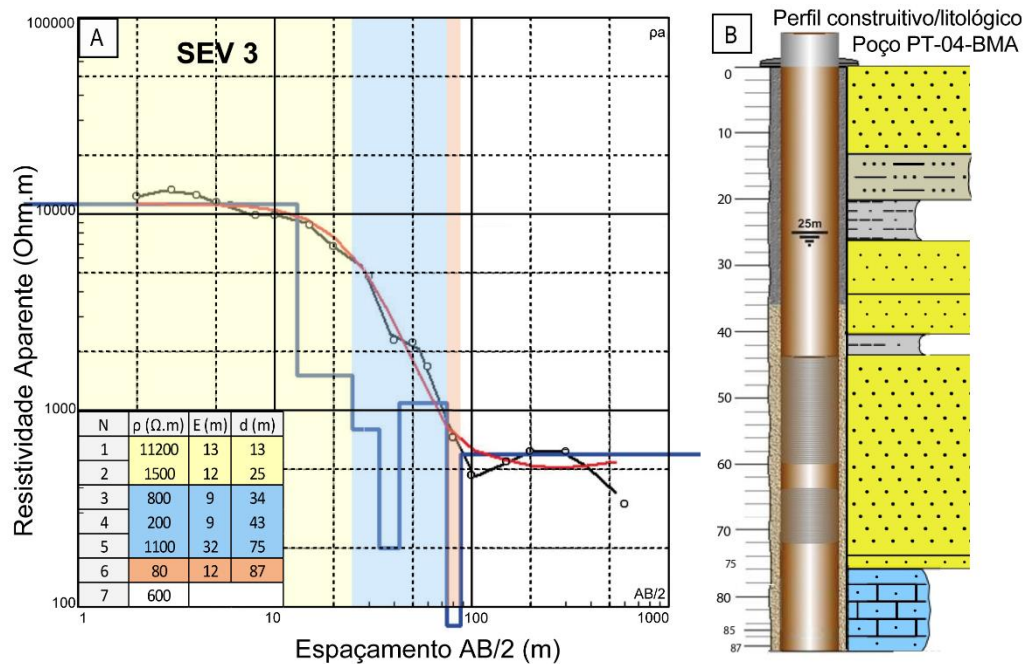


Figura 5-5 - Sondagem elétrica de calibração (SEV3), exibindo ajuste da curva modelada (em vermelho) aos dados de campo (em preto), adaptado de Nunes *et al.* (2020) (A); perfil litológico-construtivo simplificado do poço Pt-04 (B) e gráfico $1/u \times W(u)$ referente à teste de aquífero executado na mesma captação mediante método de Theis (*in* Feitosa *et al.* 2008), com valor de transmissividade hidráulica obtida (C).

Em linhas gerais, as resistências elétricas transversais (RT) variaram entre 3040 $\Omega.m^2$ e 51000 $\Omega.m^2$, com mediana de 31500 $\Omega.m^2$. As espessuras médias (E) encontradas variaram entre 19 m e 60 m, com mediana de 48 m e as resistividades médias (ResPond) variaram entre 160 $\Omega.m$ e 1040 $\Omega.m$, com mediana de 750 $\Omega.m$.

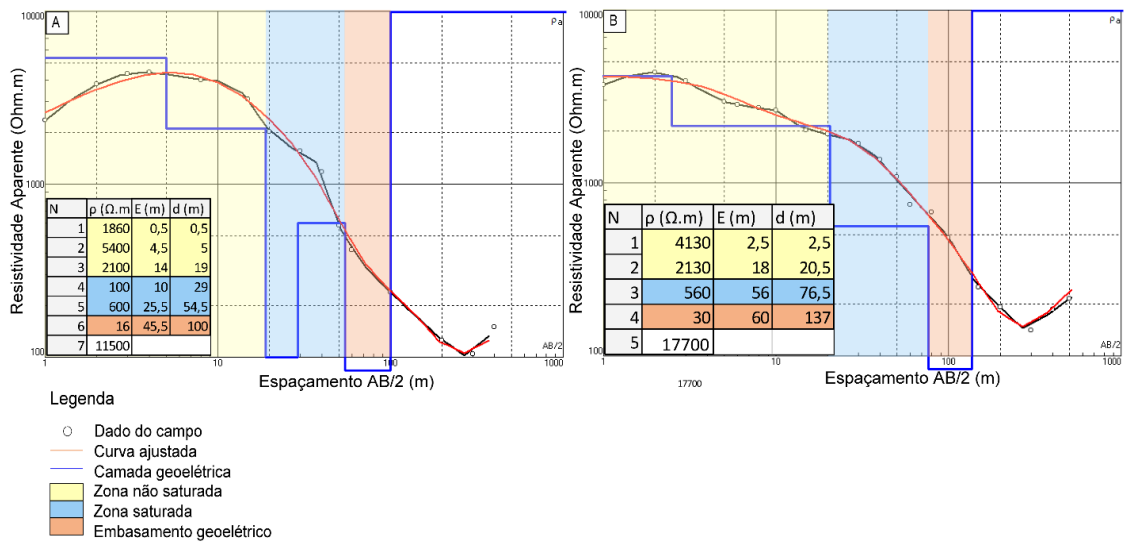


Figura 5-6 - Curvas ajustadas de resistividade aparente das sondagens elétricas verticais 18 (A) e 19 (B) executadas, evidenciando os respectivos modelos geolétricos interpretados.

Tabela 2 - Síntese dos resultados geoeletricos, com os respectivos valores de espessura saturada (m), resistividade média da zona saturada (Ohm.m), resistência elétrica transversal (Ohm.m²) e estimativas dos parâmetros hidráulicos transmissividade (m²/min) e condutividade hidráulica (m/min).

SEV	UTM mE	UTM mN	E _{sat} (m)	ρ _m (Ohm.m)	RT (Ohm.m ²)	T (m ² /min)	K (m/min)(x10 ⁻¹)
SEV1	241.174	9.397.806	19	160	3040	0,40	0,21
SEV2	241.435	9.395.974	60	800	48000	6,36	1,06
SEV3	240.935	9.393.856	50	884	44200	5,86	1,17
SEV4	239.428	9.394.614	32	289	9240	1,23	0,38
SEV5	238.760	9.392.954	51	1000	51000	6,76	1,32
SEV6	234.881	9.391.906	46	400	18400	2,44	0,53
SEV7	237.608	9.389.406	54	335	18120	2,40	0,44
SEV8	242.664	9.391.724	53	870	46110	6,11	1,15
SEV9	243.171	9.388.450	48	990	47520	6,30	1,31
SEV10	245.169	9.388.896	40	375	15000	1,99	0,49
SEV11	242.236	9.394.542	50	300	15000	1,99	0,39
SEV12	245.096	9.394.965	53	770	40810	5,41	1,02
SEV13	233.571	9.385.316	40	1050	42000	5,57	1,39
SEV14	242.974	9.385.884	50	652	32600	4,32	0,86
SEV15	248.165	9.389.540	42	859	36080	4,78	1,13
SEV16	237.718	9.385.848	42	750	31500	4,18	0,99
SEV17	241.195	9.386.770	35	890	31150	4,13	1,18
SEV18	238.227	9.395.304	36	459	16300	2,16	0,6
SEV19	233.669	9.397.380	56	560	31360	4,16	0,74

A análise de dependência e correlação entre os parâmetros espessura e resistividade média da zona saturada (variáveis independentes) com o parâmetro resistência elétrica transversal (variável dependente) são apresentados em gráfico linear nas figuras 8B e 9B, os quais exibem fatores de correlação R² igual a 0,39 e 0,88, respectivamente. Ressaltando que quanto mais próximo a 1 o valor de R², mais satisfatória será a correlação.

No mapa gerado de resistência elétrica transversal (figura 7) da zona saturada os maiores valores estão localizados no centro da área estudada, entre

as SEV2, SEV5 e SEV9, com valores superiores a 35000 $\Omega.m^2$, realçando essa subárea como mais promissora em termos de potencialidades hidrogeológicas.

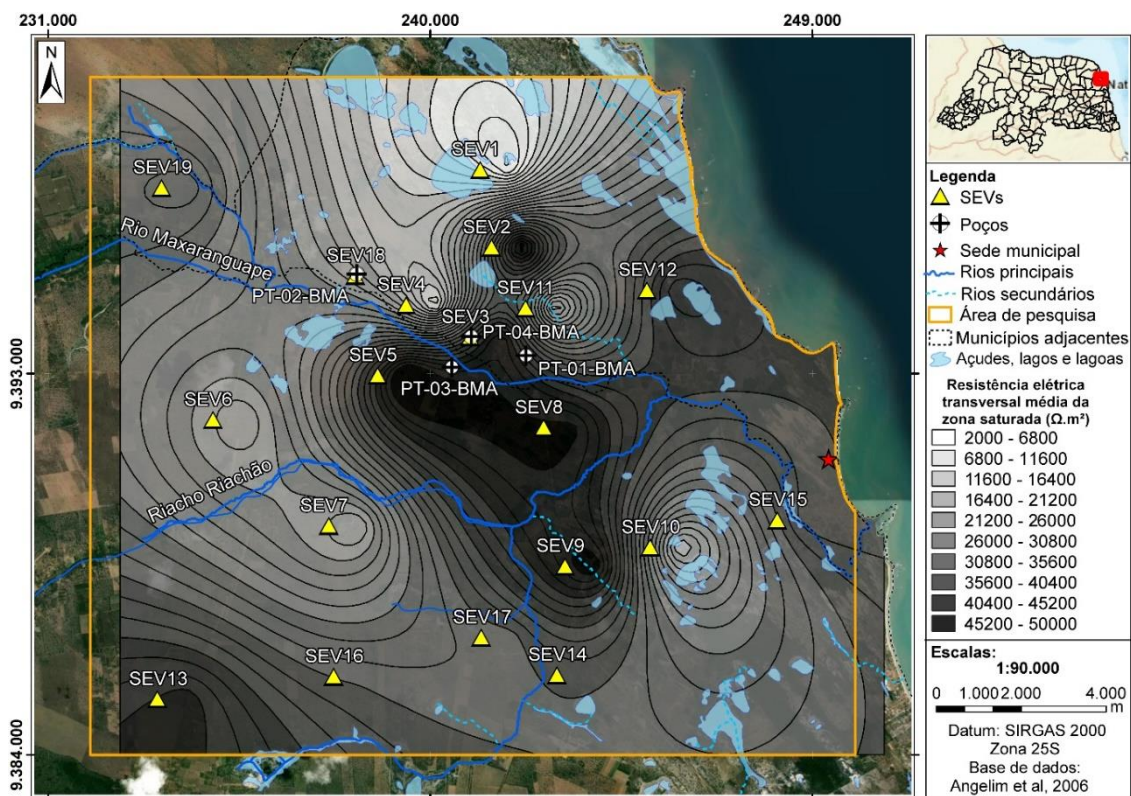


Figura 5-7 - Mapa de resistência elétrica transversal para a área de estudo, derivado de dados de modelos inversos de SEVs.

O mapa obtido para a espessura da zona saturada (figura 8) mostra na porção centro norte e noroeste da área valores superiores a 56 m, próximos às SEV2 e SEV 19, respectivamente. Com esse parâmetro foi possível identificar *trends* NE e NW nas áreas de maiores espessuras, sendo essas orientações concordantes com estruturação regional (Bezerra *et al.* 2001, 2014; Nunes *et al.* 2020).

Esses autores consideraram as variações de espessura da Formação Barreiras e aquífero homônimo, particularmente envolvendo a presente área de estudo, como resultado dos processos cinemáticos das falhas regionais e alinhamentos morfotectônicos previamente caracterizados. Esses falhamentos

originaram grabens e horsts locais, ocasionando em última análise as variações na espessura saturada.

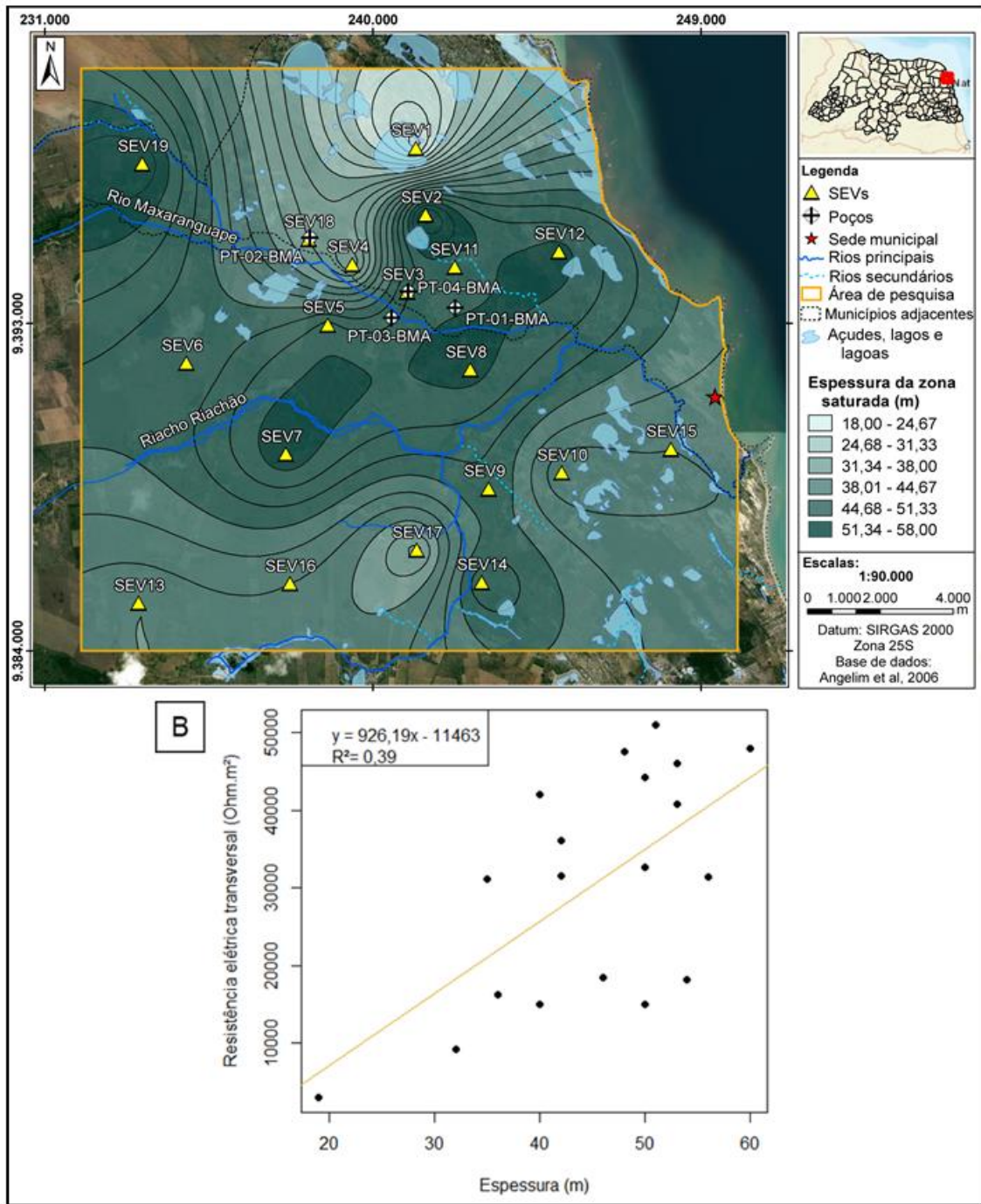


Figura 5-8 - Mapa de espessura média da zona saturada (A) e correlação numérica com a resistência elétrica transversal (B).

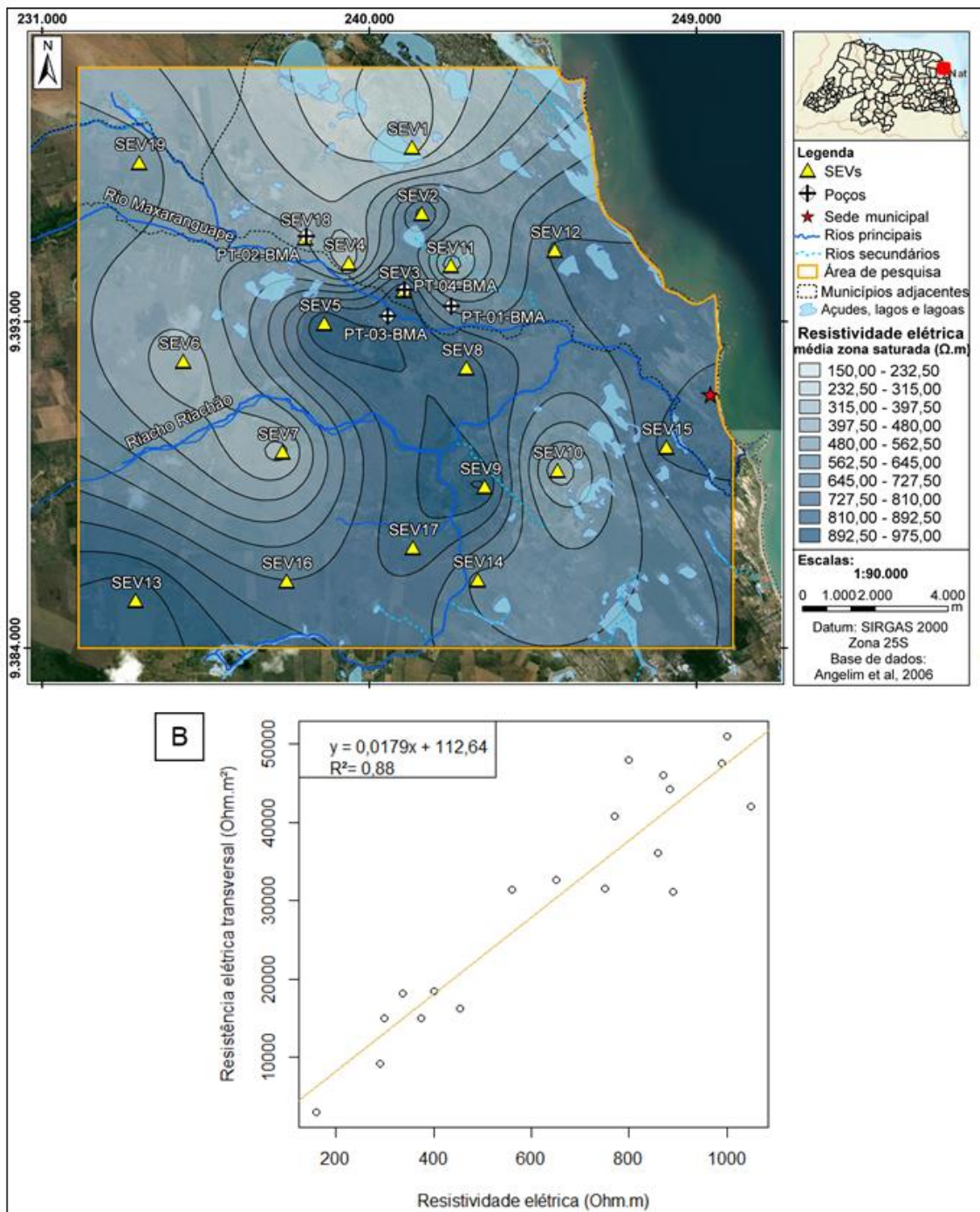


Figura 5-9 - Mapa de resistividade média da zona saturada (A) e correlação numérica com a resistência elétrica transversal (B).

No mapa de resistividade média da zona saturada (figura 9) os maiores valores estão próximos a SEV13, no extremo sudoeste e na região central da área, entre as SEV5 e SEV9, com valores superiores a 990 $\Omega.m$.

Pode-se observar uma semelhança aparente entre os mapas de resistividade média e o mapa de resistência elétrica transversal, onde ambos exibem respectivamente valores maiores em suas regiões centrais e ao longo da direção NW – SE. Essa afinidade é validada com a análise do grau de dependência, onde o fator de correlação (R^2) entre a resistividade média e resistência transversal da zona saturada ($\rho \times RT$) é substancialmente superior ao fator de correlação (R^2) definido para a relação entre a espessura saturada e a resistência transversal ($E \times RT$).

A análise conjunta dos mapas e gráficos das figuras 7, 8 e 9 revelam que a resistividade média da zona saturada é fator preponderante no cálculo da resistência elétrica transversal, em detrimento das variações de espessura local do aquífero. Esse aspecto é particularmente notado quando se observa o valor de resistência transversal obtida nas imediações do poço PT-02 (ver tabela 1), considerando a SEV 18 adjacente, o qual exibe uma espessura saturada relativamente menor.

Ressaltando a relação de proporcionalidade direta entre resistência elétrica transversal e transmissividade hidráulica, conforme reportado, um mapa de estimativas de transmissividades hidráulicas foi elaborado (figura 10). Neste mapa, os maiores valores de transmissividades hidráulicas foram determinados na porção central da área, não por acaso coincidente aproximadamente com maiores resistências elétricas transversais (figura 7) e resistividades médias da zona saturada (figura 9). Os valores estimados de transmissividade variaram entre 0,4 e 6,8 m^2/min , e mediana de 4,17 m^2/min , com os valores mais elevados no entorno das SEV5, SEV9 e SEV2 (valores acima de 4,8 m^2/min).

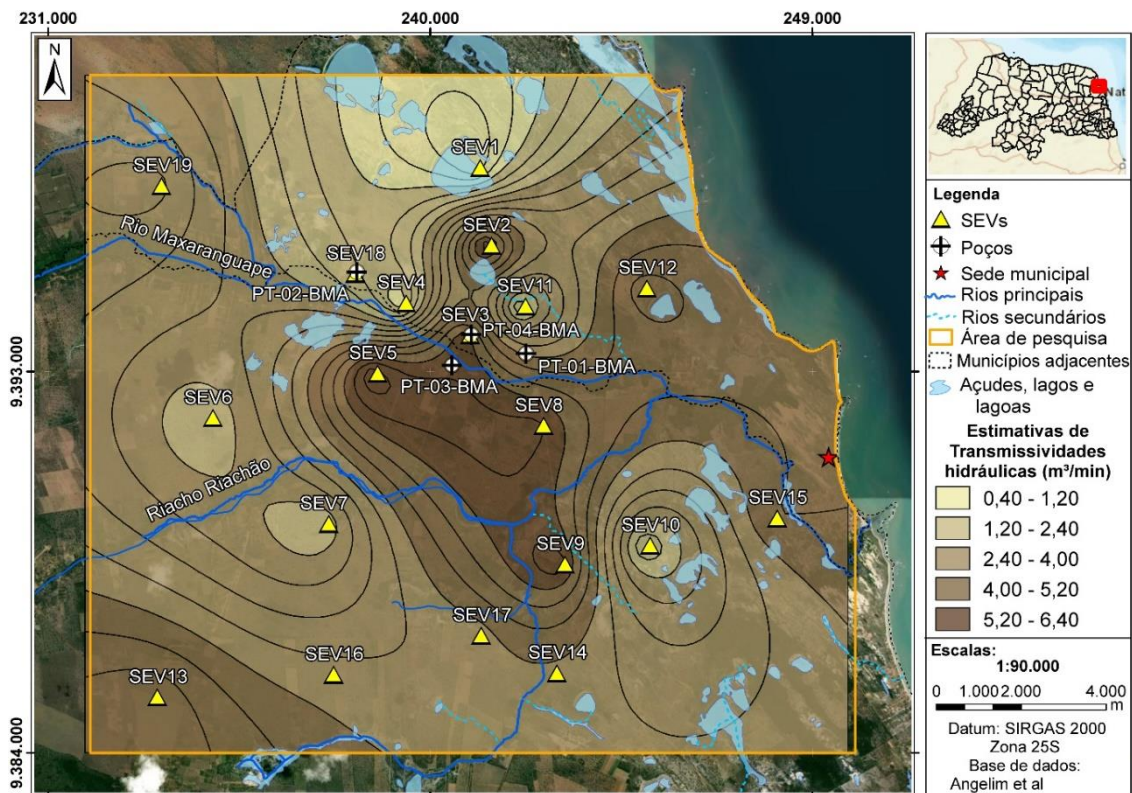


Figura 5-10 - Estimativas de transmissividades hidráulicas a partir de resistências elétricas transversais, com aferição na calibração geolétrica (SEV3) e teste de aquífero do poço adjacente.

Nesse contexto e conforme reportado, ressalta-se que a resistividade média da zona saturada possui uma proporcionalidade direta com sua condutividade hidráulica, ou seja, arenitos saturados mais limpos (maiores condutividades hidráulicas) possuem maiores resistividades elétricas e em relação a arenitos argilosos (condutividades hidráulicas relativas menores), por exemplo. Então, dentro da zona saturada é possível dizer que quanto maior for a resistividade elétrica, maior será a transmissividade e a condutividade hidráulica.

Os dados construtivos e vazões recomendadas dos três outros poços executados na área (tabela 1), apesar de não disporem de valores de transmissividades hidráulicas provenientes de testes de aquífero, respaldam as estimativas das transmissividades alcançadas de forma indireta no presente

estudo. Essa observação decorre, sobretudo, das elevadas vazões recomendadas dessas captações obtidas em testes de bombeamento (em geral, superiores a 100 m³/h).

Um incremento qualitativo das estimativas de transmissividades hidráulicas a partir de dados geoeletricos ao longo da área de estudo certamente seria alcançado com um maior número de sondagens elétricas executadas, bem como se somando a resultados de testes de aquífero adicionais.

CONCLUSÕES

O emprego do método geoeletrico envolvendo o cálculo de resistência elétrica transversal, a partir de modelos inversos calibrados de sondagens elétricas verticais, mostrou-se bastante eficaz na identificação de áreas com maiores potencialidades hidrogeológicas, especialmente em aquíferos rasos e em locais não inseridos em perímetros urbanos e com poucos dados de poços disponíveis. Esse aspecto decorre do caráter não invasivo dos levantamentos, mas, principalmente, por envolver simultaneamente os parâmetros espessura e resistividade elétrica da zona saturada, sendo esta resistividade elétrica associada diretamente à transmissividades e condutividades hidráulicas.

Os resultados obtidos evidenciaram uma faixa central na área de estudo, com um *trend* aproximado SE – NW e resistências elétricas transversais superiores a 25.000 Ωm^2 , como mais promissora para a execução de captações futuras. Esses valores, a julgar por análises gráficas com a observação de linhas de tendência e fator de correlação (R^2) entre espessura saturada x resistência elétrica transversal ($R^2 = 0,39$) e resistividade elétrica da zona saturada x resistência elétrica transversal ($R^2 = 0,88$), demonstram que a resistividade média da zona saturada representa o parâmetro preponderante nas referidas análises. Este resultado, contudo, não deve ser aleatoriamente adotado como regra em ambientes hidrogeológicos similares na identificação de áreas mais promissoras. Essa observação decorre do fato de que variações na condutividade elétrica das águas do aquífero, associada com seu conteúdo

salino, por exemplo, podem afetar tal entendimento. Nesse caso, é fundamental a realização de análises prévias com fatores de correlação linear nesse sentido, buscando-se nortear a continuidade ou ampliação do levantamento geoeletrico, com o cálculo de RT na identificação das subáreas de maior potencial hidrogeológico.

A relação de proporcionalidade direta entre a resistência elétrica transversal da zona saturada e a transmissividade hidráulica, por sua vez, foi evidenciada na similaridade entre as referidas cartografias, onde ambas revelam uma mesma faixa central de valores mais elevados, superiores a $25.000 \Omega\text{m}^2$ e $4,8 \text{ m}^2/\text{min}$, respectivamente. Tais resultados são preliminarmente corroborados por vazões recomendadas em três outros poços de pesquisa executados na área, os quais exibem vazões recomendadas a partir de testes de bombeamento iguais ou superiores a $100 \text{ m}^3/\text{h}$.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico-CNPq o financiamento da pesquisa, através do projeto de número 473625/2013-0, bem como a Companhia de Águas e Esgotos do Rio Grande do Norte-CAERN o acesso aos dados de poços e testes de bombeamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, R.S., Melo, J.G., Silva, C.T.X.L., Oliveira, C.C.C. 2016. Recursos hídricos subterrâneos da região de Parnamirim, RN: uso das águas e potencialidades. *Águas Subterrâneas* 30, 37. <https://doi.org/10.14295/ras.v30i1.28486>

Alves, R. S., Lucena, L.R.F. 2021. Uso de dados hidrogeofísicos e modelos numéricos como alternativa na otimização de locações de poços em um aquífero

não confinado. *Águas Subterrâneas* 35, 51–64.

<https://doi.org/10.14295/ras.v35i1.29987>

Angelim, L. A. A., Medeiros, V. C., Nesi, J. R. 2006. Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala. 1:500.000. Recife: CPRM/FAPERN. <http://geobank.sa.cprm.gov.br>.

Balsamo, F., Storti, F., Salvini, F., Silva, A. T., Lima, C. C. 2010. Structural and petrophysical evolution of extensional fault zones in low-porosity, poorly lithified sandstones of the Barreiras Formation, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 32:1806-1826. DOI:0.1016/j.jsg.2009.10.010.

Bezerra, F.B.R., 1998. Neotectonics in Northeastern Brazil. PhD Thesis. University of London.

Bezerra, F.H.R., Amaro, V.E., Vita-Finzi, C., Saadi, A. 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 61–75. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00009-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00009-8)

Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Brito Neves, B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Dantas, E.L., Andrades Filho, C., Góes, A.M. 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style

and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 614, 78–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.021>

Bobachev, A. A., Modin, I. N., Shevnin, V. A. 2000. IPI2Win v. 2.1, IPI_RES2, IPI_RES3, User's Guide. Geoscan-M Ltd. Moscow, Russia.

Braga, A.C. de O., 2006. Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem metodológica e prática. UNESP - Universidade Estadual Paulista.

Braga, A.C. O. 2016. Geofísica aplicada: métodos geoeletricos em hidrogeologia. Oficina de Textos.

Christakos, G. 2000. *Modern Spatiotemporal Geostatistics*. New York: Oxford Univ. Press.

Feitosa, F.A.C., Manoel Filho, J., Feitosa, E.C., Demetrio, J.G.A. 2008. *Hidrogeologia - conceitos e aplicações*. 3a ed. rev. e ampl. CPRM: LABHID, Rio de Janeiro.

Gotelli, N.J., Ellison, A.M. 2011. *Princípios de Estatística em Ecologia*. Tradução: Fabrício B. Baccaro et al. Porto Alegre. Artmed.

IPT. 1992. *Estudo hidrogeológico regional detalhado do Estado do Rio Grande do Norte*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A.

Natal. 389 p. Secretaria de Indústria e Comércio do Estado do Rio Grande do Norte. Relatório técnico IPT nº 15.795.

Kirsch, R. 2009. Groundwater Geophysics, a tool for hydrogeology. Springer. Germany.

Landim, P. M. B. 2003. Análise Estatística de Dados Geológicos. 2a. Ed. UNESP, São Paulo.

Lucena, L.R.F., Queiroz, M.A. 1996. Considerações sobre as influências de uma tectônica cenozóica na pesquisa e prospecção de recursos hídricos - o exemplo do litoral sul de Natal-RN, Brasil. *Águas Subterrâneas* 15. <https://doi.org/10.14295/ras.v15i1.28579>

Lucena, L.R.F. 2005. Implicação da compartimentação estrutural no Aquífero Barreiras na área da bacia do Rio Pirangi-RN. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Paraná.

Lucena, L.R.F. de, Rosa Filho, E.F. Da, Hindi, E.C. 2006. O CONTROLE ESTRUTURAL NO AQUIFERO BARREIRAS - ÁREA. *Águas Subterrâneas* 20, 83–98. <https://doi.org/10.14295/ras.v20i1.9715>

Lucena, L. R. F., Medeiros, W. E., Oliveira Jr, J. G, Queiroz, M. A. 2013. The potential of the Barreiras Aquifer in the lower course of the Doce River, Rio Grande do Norte State, Northeast Brazil – Integration of hydrogeological and

geophysical data. *Brazilian Journal of Geophysics, RBGf*, 31(1): p. 43-57.
DOI:10.1590/rbgf.v31i1.245

Melo, J.G., Morais, S.D. O., Silva, R.A. Vasconcelos, M.B.M.B. 2013. Avaliação Dos Recursos Hídricos Do Aquífero Barreiras Na Bacia Do Rio Maxaranguape - RN. *Águas Subterrâneas* 27, 53–64. <https://doi.org/10.14295/ras.v27i1.26875>

Melo, J.G. de, Alves, R.D.S., Da Silva, J.G.. 2014. Estimativa da recarga das águas subterrâneas do sistema Aquífero Barreiras na Bacia do rio Pirangi, RN. *Águas Subterrâneas*. <https://doi.org/10.14295/ras.v28i2.27428>

Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Castro, D.L. 2006. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. *Geologia USP. Série Científica* 6, 51–59. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300007>

Nogueira, F.C., Bezerra, F.H.R., Fuck, R.A. 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. *Journal of Geodynamics* 49, 79–91. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.002>

Nunes, L.M.G., Lucena, L.R.F., Silva, C.C.N. 2020. Reserve evaluation of a fault-conditioned aquifer: the Barreiras Aquifer in the coastal region of NE Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 50, 1–13. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020180127>

Orellana, E. 1972. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Ed. Paraninfo, Madrid.

Pfaltzgraff, P.A. S., Torres, F.S. M. 2010. *Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM. 227p. Disponível em www.cprm.gov.br.

Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Neves, B.B.B. 2011. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology* 235, 172–187. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.005>

SERHID, 2006. *Estudos hidrogeológicos para o Plano de Recursos do Estado do Rio Grande do Norte*. Secretaria de Estado de Recursos Hídricos, Natal RN.

Silva, L. R. D., Lucena, L. R. F., Vieira, M. M., Nascimento, A. F. 2014. Estimativa de parâmetros hidráulicos do Aquífero Barreiras-RN a partir de análise computacional de imagens de lâminas delgadas. *Revista Águas Subterrâneas*, 28: p. 14-27. DOI: <http://dx.doi.org/10.14295/ras.v28i2.27873>

Soupios, P.M., Kouli, M., Vallianatos, F., Vafidis, A., Stavroulakis, G. 2007. Estimation of aquifer hydraulic parameters from surficial geophysical methods: A case study of Keritis Basin in Chania (Crete – Greece). *Journal of Hydrology*. 338. 122-131. [10.1016/j.jhydrol.2007.02.028](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.028).

Souza, Z.S., Jardim de Sá, E.F., Martin, H.. 1996. Metagranitóides do complexo caicó, NE do Brasil: aspectos geoquímicos de um magmatismo cálcico-alcalino na transição arqueano - paleoproterozóico. Boletim IG-USP. Publicação Especial 55. <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i18p55-57>

Souza, I.V.F. de, Lucena, L.R.F. de, Bezerra, F.H.R., Diniz Filho, J.B. 2019. Use of hydrogeophysical data to determine the role of faults in the geometry of the Barreiras Aquifer, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 49. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920170141>

Stein, P., Diz Filho, J.B., Lucena, L.R.F., Cabral, N.M.T. 2012. Qualidade das águas do aquífero Barreiras no setor sul de Natal e norte de Parnamirim, Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 42, 226–237. <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000500018>

SURFER. 2010. *Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers*. Golden Software, Inc. Golden, Colorado, USA. <http://www.goldensoftware.com>

Utom, A.U., Odoh, B.I., Okoro, A.U. 2012. Estimation of Aquifer Transmissivity Using Dar Zarrouk Parameters Derived from Surface Resistivity Measurements: A Case History from Parts of Enugu Town (Nigeria). *Journal of Water Resource and Protection*, v. 4, pp.993-1000. <http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2012.412115>

Yorum, R., Hubbard, S.S. 2005. *Hydrogeophysics*. Springer. USA.

Yusuf, S.N., Ishaku, J.M., Wakili, W.M. 2021. Estimation of Dar-Zarrouk parameters and delineation of groundwater potential zones in Karlahi, part of Adamawa Massif, Northeastern Nigeria. *Warta Geologi*, Vol. 47, No. 2, pp. 103–112. <https://doi.org/10.7186/wg472202101>.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos de natureza hidrogeofísica realizados com associações de método geoeletrico a partir de modelos inversos calibrados de sondagens elétricas verticais, parâmetros hidráulicos e estatística básica segundo o modelo de regressão (R^2), mostraram-se bastante promissores na identificação de faixas e setores com maior favorabilidade hídrica, especialmente em aquíferos rasos, em locais não inseridos em perímetros urbanos e com poucos dados de poços disponíveis. Esse aspecto decorre do caráter não invasivo dos levantamentos, mas, principalmente, por envolver simultaneamente os parâmetros espessura e resistividade elétrica da zona saturada, sendo esta última associada diretamente a condutividades hidráulicas.

No geral, as SEVs apresentaram qualitativamente tendências similares entre si, com maiores valores de resistividades nas porções mais rasas, associados com a zona não saturada que sobrepõe o aquífero. Seguida de uma tendência descendente relacionado com a zona saturada, finalizando com uma tendência ascendente dessas curvas, nas maiores profundidades.

De modo que foi possível segmentar a área de pesquisa em três camadas geoeletricas bem definidas: (A) zona não saturada, com os valores de resistividade superiores a 1149 $\Omega.m$, associados a coberturas quaternárias e/ou solos indiferenciados; (B) zona saturada, com resistividades entre 100 $\Omega.m$ e 1100 $\Omega.m$, que condiz com o aquífero. Onde os valores mais condutivos da camada foram associados a rochas areno-argilosas ou argilo-arenosas, e os mais resistivos aos arenitos sem ou com pouca quantidade de material argiloso; e (C) embasamento hidrogeológico, que exhibe resistividades entre 16 $\Omega.m$ e 80 $\Omega.m$ (arenitos a argilitos calcíferos), com valores crescentes e substancialmente elevados ao se aproximar das rochas carbonáticas mais puras.

Entende-se a relação direta entre a Resistencia elétrica transversal e a transmissividade observando suas equações ($RT = \rho \times E$ - equação 4.15 e $T = K \times E$ - equação 4.19). Ao considerar a espessura (E) constante na zona saturada (aquífero), pode-se afirmar que quanto mais limpo for o arenito mais resistivo (ρ) ele será, sendo assim mais condutivo (K). Por outro lado, quanto mais argiloso for o arenito menos resistivo (ρ) e menos condutivo (K) ele será.

Dentro da zona saturada, quanto maior a resistividade (ρ) maior a condutividade hidráulica (K), consequentemente maior será a resistência elétrica transversal (RT). Portanto pode-se inferir que os maiores valores de RT estão associados as áreas mais promissoras, pois confronta maiores espessuras e/ou maiores resistividades elétricas na zona saturada.

Nessa pesquisa, os mapas de resistência elétrica transversal e resistividade elétrica média da zona saturada evidenciaram uma faixa central na área de estudo, com um *trend* aproximado SE – NW, como a mais promissora para a execução de captações futuras. Os valores encontrados foram superiores a $25000 \Omega.m^2$ (RT) entre as SEV2, e SEV5 e SEV9, e valores de $990 \Omega.m$ (ρ_m) próximos a SEV13, no extremo sudoeste e na região central da área, entre as SEV5 e SEV9, com valores superiores a $990\Omega.m$.

Em contrapartida, o mapa de espessura da zona saturada apresentou um *trend* aproximado NE – SW, mas também com os maiores valores, acima de 51m, na porção central da área de pesquisa. Essa orientação preferencial concorda com a estruturação regional citada em estudos anteriores, esse tectonismo originou grabens e horsts que alteram o espaço disponível para acumular água, aumentando ou diminuindo sua capacidade, podendo ser o responsável pelas variações encontradas nas espessuras na área de pesquisa. Ter informações dessas variações de espessuras importa para avaliar reservas, localizar poços, entre outros, sempre correlacionando com outros estudos.

Pode-se observar uma semelhança aparente entre os mapas de mapa de resistência elétrica transversal e resistividade média, ambos com orientação aproximada NW – SE. Essa afinidade é validada com a análise do grau de dependência, onde a relação (R^2) de resistividade média (ρ x RT – 0,88) é superior a relação de espessura (E x RT – 0,39). O que demonstra tanto numericamente (através do R^2) quanto visualmente (através dos mapas) que, nesse contexto, a resistividade média possui o fator de maior correlação com a RT . Adjacente ao poço PT-02-BMA, os dados da SEV18 ($E = 36$ m, $RT = 16300 \Omega.m^2$, $\rho_m = 459 \Omega.m^2$) reforçam a maior ação da ρ_m na área, tendo em vista que mesmo possuindo uma espessura relativamente baixa possui uma RT relativamente alta.

A relação de proporcionalidade direta entre a resistência elétrica transversal da zona saturada e a transmissividade hidráulica, por sua vez, foi evidenciada também na similaridade entre as referidas cartografias, onde ambas revelam uma mesma faixa central de valores mais elevados, superiores a $35.000 \Omega\text{m}^2$ e $4,8 \text{ m}^2/\text{min}$, respectivamente. Tais resultados são preliminarmente corroborados por vazões recomendadas em três outros poços de pesquisa executados na área, os quais exibem vazões recomendadas a partir de testes de bombeamento iguais ou superiores a $100 \text{ m}^3/\text{h}$.

Os poços de pesquisa localizam-se nas adjacências da porção central do mapa, indicada como a mais promissora. Porém o poço PT-02-BMA não encontra-se totalmente dentro dessa faixa, mas está nas adjacências e também alinhado ao *trend* NW identificado. Esse aspecto, com tudo, é amenizado à medida que novos dados de sondagens elétricas ou testes de aquíferos adicionais são incorporados para refinar os resultados.

Ao adicionar a espessura de cada camada como fator de ponderação, o resultado da resistividade média da zona saturada utilizando a média ponderada ($\text{ResPond} = E \times \rho / E$) coincidiu com o resultado da resistividade média da zona saturada ($\rho_m = RT / E$), proposta por Orellana 1972.

Diante do exposto, a metodologia apresentada nesse trabalho se mostrou eficaz para direcionar locações futuras. As lacunas de informações de poços foram preenchidas pelas sondagens, e análises posteriores preencheram as lacunas que o levantamento geoeletrico inicial poderia ter. Esta técnica também pode auxiliar na identificação de seções do aquífero com melhores potenciais e auxiliar a produzir modelos de água subterrâneas mais representativos. O que possibilita captações futuras mais baratas, rápidas, assertivas e benéficas para o abastecimento da comunidade.

Este resultado, contudo, não deve ser aleatoriamente adotado como regra em ambientes hidrogeológicos similares na identificação de áreas mais promissoras. Essa observação decorre do fato de que variações na condutividade elétrica das águas do aquífero, associada com seu conteúdo salino, por exemplo, podem afetar tal entendimento. Nesse caso, é fundamental a realização de análises prévias com fatores de correlação linear nesse sentido,

com vistas a nortear a continuidade ou ampliação do levantamento geoeletrico, com o cálculo de RT na identificação das subáreas de maior potencial hidrogeológico

Ressalta-se que esse método geofísico, como qualquer outro, requer conhecimentos prévios acerca da geologia e hidrogeologia do local de estudo, esses dados quando associados convergem para uma interpretação confiável e válida. Uma possibilidade para aumentar o detalhamento e precisão dos resultados é realizar mais sondagens na área e/ou realizar novos testes de aquíferos, tendo em vista que quanto mais investigações existirem mais completas serão as informações na área.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alves, R.D.S., De Melo, J.G., Xavier Lopes da Silva, C.T., Câmara de Oliveira, C.C., 2016. Recursos hídricos subterrâneos da região de Parnamirim, RN: uso das águas e potencialidades. *Águas Subterrâneas* 30, 37. <https://doi.org/10.14295/ras.v30i1.28486>
- Alves, R.D.S., De Melo, J.G., Xavier Lopes da Silva, C.T., Câmara de Oliveira, C.C., 2016. Recursos hídricos subterrâneos da região de Parnamirim, RN: uso das águas e potencialidades. *Águas Subterrâneas* 30, 37. <https://doi.org/10.14295/ras.v30i1.28486>
- Angelim, L.A.A., Medeiros, V.C., Nesi, J.R., 2006. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Escala 1:500.000., Programa Geologia do Brasil – PGB. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. CPRM/FAPERN, Recife.
- Araújo, V.D. de, Reyes-Peres, Y.A., Lima, R. de O., Pelosi, A.P. de M.R., Menezes, L., Córdoba, V.C., Lima-Filho, F.P., 2006. Fácies e sistema deposicional da formação barreiras na região da Barreira do Inferno, litoral oriental do Rio Grande do Norte. *Geologia USP. Série Científica* 6, 43–49. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300006>
- Assaad, F.A., 2008. Field methods for petroleum geologists: A guide to computerized lithostratigraphic correlation charts case study: Northern Africa. Springer Science & Business Media.
- Balsamo, F., Storti, F., Salvini, F., Silva, A.T., Lima, C.C., 2010. Structural and petrophysical evolution of extensional fault zones in low-porosity, poorly lithified sandstones of the Barreiras Formation, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 32, 1806–1826. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.10.010>
- Bezerra, F.B.R., 1998. Neotectonics in Northeastern Brazil. Phd Thesis. University of London.
- Bezerra, F.B.R., 2000. Neotectonic movements in northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. *Revista Brasileira de Geociências* 30, 562–564.
- Bezerra, F.H.R., Amaro, V.E., Vita-Finzi, C., Saadi, A., 2001. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 14, 61–75. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00009-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00009-8)
- Bezerra, F.H.R., Rossetti, D.F., Oliveira, R.G., Medeiros, W.E., Neves, B.B.B., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Dantas, E.L., Andrades Filho, C., Góes, A.M., 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 614, 78–90. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.12.021>
- Bobachev, A.A., Modin, I.N., Shevnin, V.A., 2000. IPI2Win v. 2.1, IPI_RES2, IPI_RES3, User's Guide. Geoscan-M Ltd.
- Braga, A.C. de O., 2006. Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas:

- uma abordagem metodológica e prática. UNESP - Universidade Estadual Paulista.
- Braga, A.C. de O., 2007. Geofísica aplicada - Módulo: Métodos Geoelétricos Aplicados nos Estudos de Captação e Contaminação das Águas Subterrâneas. Rio Claro.
- Braga, A.C. de O., 2016. Geofísica aplicada: métodos geoelétricos em hidrogeologia. Oficina de Textos. Oficina de Textos, São Paulo.
- Cant, D.J., 1992. Subsurface Facies Analysis. Facies Models: Response to Sea Level Changes. Geological Association of Canada, Ontario, 27–45.
- Christakos, G., 2000. Modern Spatiotemporal Geostatistics. Oxford University Press., New York.
- CPRM, 2005. Projeto cadastro de fontes de abastecimento por água subterrânea – Rio Grande do Norte – Diagnóstico do município de Maxaranguape.
- CPRM 2012a. Carta Geológica Folha Touros SB-25-V-C-II, Escala 1:000.000. Serviço Geológico do Brasil-CPRM/Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN. [WWW Document]. URL www.cprm.gov.br.
- CPRM 2012b. Carta Geológica Folha Natal SB-25-V-C-V, Escala 1:000.000. Serviço Geológico do Brasil-CPRM/Universidade Federal do Rio Grande do Norte-UFRN. [WWW Document]. URL www.cprm.gov.br.
- Díaz, D., Maksymowicz, A., Vargas, G., Vera, E., Contreras-Reyes, E., Rebolledo, S., 2014. Exploring the shallow structure of the San Ramón thrust fault in Santiago, Chile (~33.5° S), using active seismic and electric methods. Solid Earth 5, 837–849. <https://doi.org/10.5194/se-5-837-2014>
- Domingos, L.G., 2011. Proposta de zoneamento ambiental visando a proteção dos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Feitosa, F.A.C., Manoel Filho, J., Feitosa, E.C., Demetrio, J.G.A., 2008. Hidrogeologia - conceitos e aplicações. 3a ed. rev. CPRM: LABHID, Rio de Janeiro., Rio de Janeiro.
- Gotelli, N.J., Ellison, A.M., 2001. Princípios de Estatística em Ecologia, Tradução: ed. Artmed.
- Halliday, D., Resnick, R., Walker, J., 2012. Fundamentos da Física - Vol 3 - Eletromagnetismo, 9th ed. LTC, Rio de Janeiro.
- IBGE, 2002. Mapa de clima do Brasil. Escala 1:500000 [WWW Document]. URL <https://www.ibge.gov.br/geociencias/informacoes-ambientais/15817-clima.html?=&t=o-que-e>.
- IPT, 1982. Estudo hidrogeológico regional detalhado do Estado do Rio Grande do Norte, Relatório. ed. Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A, Natal.
- Kearey, P., Brooks, M., Hil, I., 2009. Geofísica de exploração. Oficina de textos, São Paulo.

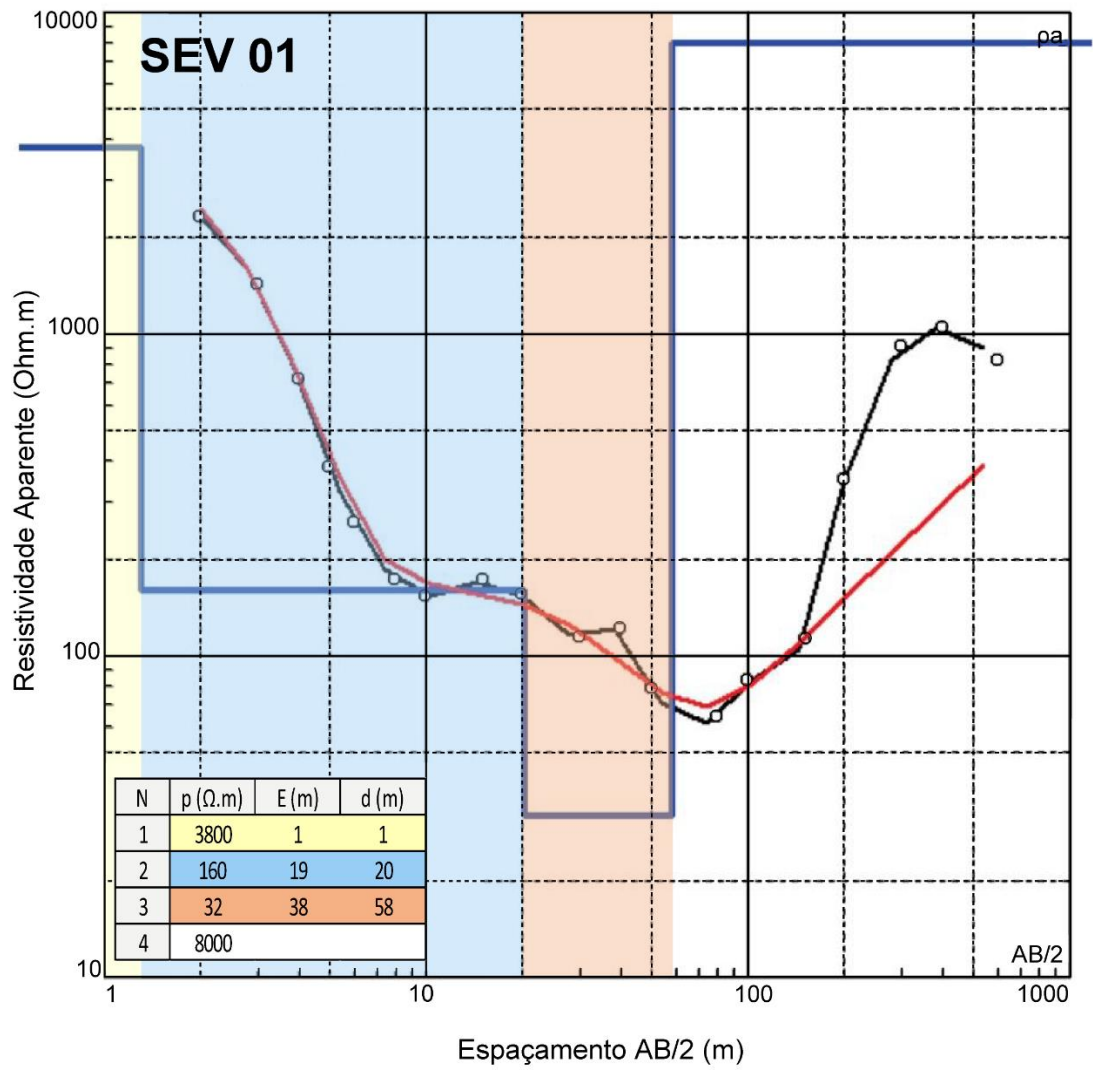
- Kirsch, R., 2009. Groundwater Geophysics, a tool for hydrogeology. 2 ed. Springer, Berlin.
- Koefoed, O., 1979. Geosounding principles, 1. Resistivity sounding measurements. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam, Oxford, New York.
- Landim, P.M.B., 2003. Análise Estatística de Dados Geológicos. 2a. UNESP, São Paulo.
- Lucena, L.R.F., Queiroz, M.A. de, 1996. Considerações sobre as influências de uma tectônica cenozóica na pesquisa e prospecção de recursos hídricos - o exemplo do litoral sul de Natal-RN, Brasil. *Águas Subterrâneas* 15. <https://doi.org/10.14295/ras.v15i1.28579>.
- Lucena, L.R.F., 2005. Implicação da compartimentação estrutural no Aquífero Barreiras na área da bacia do Rio Pirangi-RN. Universidade Federal do Paraná.
- Lucena, L.R.F., Rosa Filho, E.F. Da, Hindi, E.C., 2006. O controle estrutural no Aquífero Barreiras – Área da bacia do Rio Pirangi-RN. *Águas Subterrâneas* 20, 83–98. <https://doi.org/10.14295/ras.v20i1.9715>
- Lucena, L.R.F., Oliveira Jr., J.G. de, Medeiros, W.E. de, Queiroz, M.A. de, 2013. THE POTENTIAL OF THE BARREIRAS AQUIFER IN THE LOWER COURSE OF THE DOCE RIVER, RIO GRANDE DO NORTE STATE, NORTHEAST BRAZIL - INTEGRATION OF HYDROGEOLOGICAL AND GEOPHYSICAL DATA. *Revista Brasileira de Geofísica* 31, 43. <https://doi.org/10.22564/rbgf.v31i1.245>
- Melo, J.G., De Moraes, S.D.O., Da Silva, R.A., De Vasconcelos, M.B., 2013. Avaliação dos recursos hídricos do Aquífero Barreiras na Bacia do Rio Maxaranguape-RN. *Águas Subterrâneas* 27, 53–64. <https://doi.org/10.14295/ras.v27i1.26875>
- Melo, J.G., Alves, R.D.S., Da Silva, J.G., 2014. Estimativa da recarga das águas subterrâneas do sistema Aquífero Barreiras na Bacia do rio Pirangi, RN. *Águas Subterrâneas*. <https://doi.org/10.14295/ras.v28i2.27428>
- Nogueira, F.C., Bezerra, F.H.R., Fuck, R.A., 2010. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. *Journal of Geodynamics* 49, 79–91. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.002>
- Nunes, L.M.G., 2016. Influência da estruturação regional na avaliação de reservas hidrogeológicas do Aquífero Barreiras - área do baixo curso do Rio Maxaranguape - RN. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte.
- Nunes, L.M.G., Lucena, L.R.F. de, Silva, C.C.N. da, 2020. Reserve evaluation of a fault-conditioned aquifer: the Barreiras Aquifer in the coastal region of NE Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 50, 1–13. <https://doi.org/10.1590/2317-4889202020180127>
- Oliveira, J.R. de, Júnior, F.M.C., Pontes, M.X., Júnior, M.I., Botelho, J.B. da S., 2000. Construção de poços tubulares profundos na região metropolitana de

Belém. VI CONGR. INTERNACIONAL INTEGRADO DA ABAS/ALSUD e IAH. Fortaleza, 21.

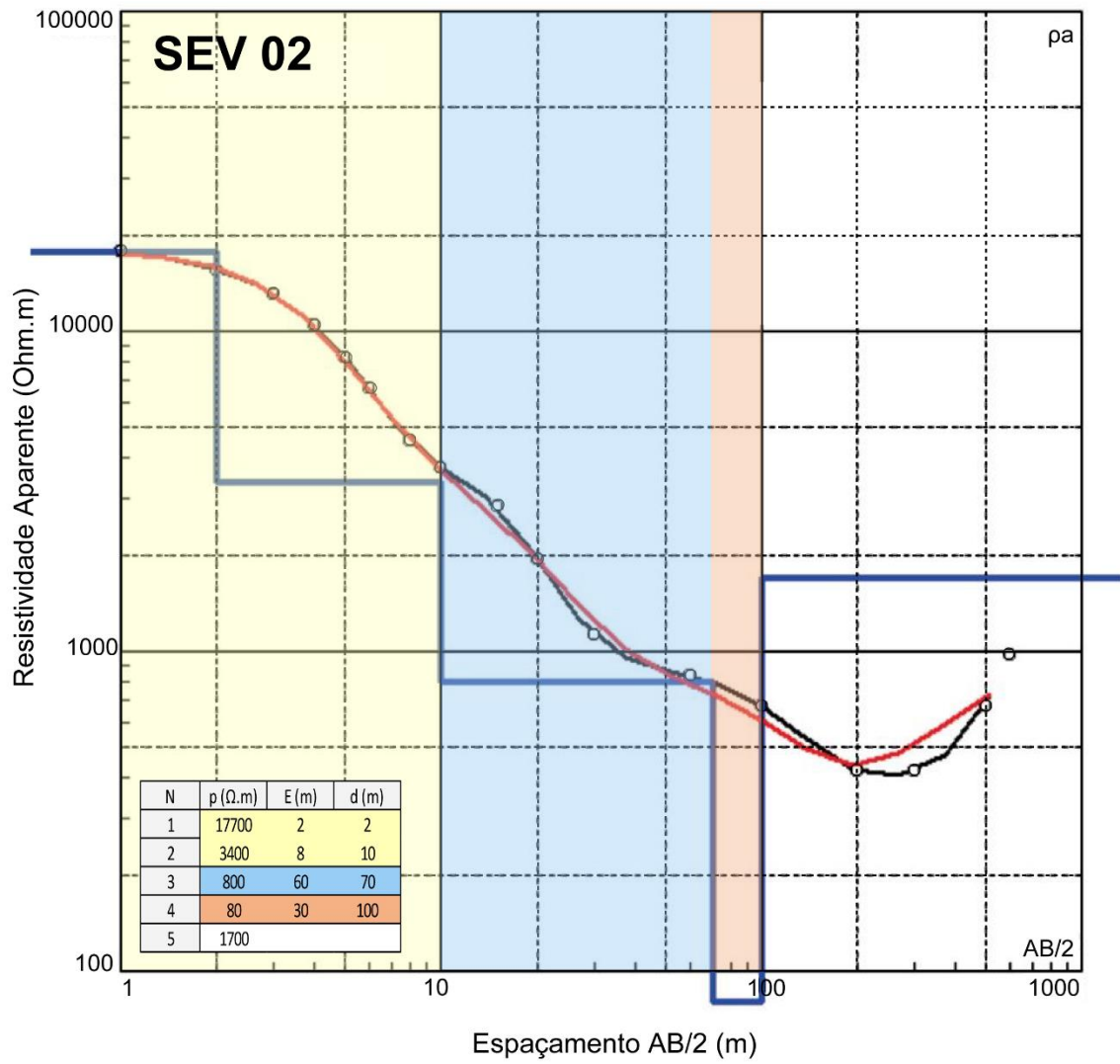
- Orellana, E., 1972. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo, Madri.
- Pfaltzgraff, P.A. dos S., Torres, F.S. de M., 2010. *Geodiversidade do Estado do Rio Grande do Norte*. CPRM, Recife.
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Góes, A.M., Neves, B.B.B., 2011. Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: Evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology* 235, 172–187. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.02.005>
- Rossetti, D.F., Bezerra, F.H.R., Dominguez, J.M.L., 2013. Earth-Science Reviews Late Oligocene – Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth Science Reviews* 123, 87–112. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.005>
- SERHID, 2006. *Estudos hidrogeológicos para o Plano de Recursos do Estado do Rio Grande do Norte*. Secretaria de Estado de Recursos Hídricos, Natal.
- Silva, L.R.D., Lucena, L.R.F., Vieira, M.M., Nascimento, A.F., 2014. ESTIMATIVA DE PARÂMETROS HIDRÁULICOS DO AQUÍFERO BARREIRAS-RN A PARTIR DE ANÁLISE COMPUTACIONAL DE IMAGENS DE LÂMINAS DELGADAS. *Águas Subterrâneas* 28, 14–27. <https://doi.org/10.14295/ras.v28i2.27873>
- Souza, I.V.F. de, Lucena, L.R.F. de, Bezerra, F.H.R., Diniz Filho, J.B., 2019. Use of hydrogeophysical data to determine the role of faults in the geometry of the Barreiras Aquifer, Brazil. *Brazilian Journal of Geology* 49. <https://doi.org/10.1590/2317-4889201920170141>
- Souza, Z.S., Jardim de Sá, E.F., Martin, H., 1996. Metagranitóides do complexo caicó, NE do Brasil: aspectos geoquímicos de um magmatismo cálcico-alcalino na transição arqueano - paleoproterozóico. *Boletim IG-USP. Publicação Especial* 55. <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i18p55-57>
- Stein, P., Diz Filho, J.B., Lucena, L.R.F., Cabral, N.M.T., 2012. Qualidade das águas do aquífero Barreiras no setor sul de Natal e norte de Parnamirim, Rio Grande do Norte, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 42, 226–237. <https://doi.org/10.5327/Z0375-75362012000500018>
- Surfer. 2010. *Contouring and 3D Surface Mapping for Scientists and Engineers*. Golden Software, Inc. Golden, Colorado, USA. <http://www.goldensoftware.com>
- Valdes, D., Dupont, J., Laignel, B., Ogier, S., Leboulanger, T., Mahler, B.J., 2007. A spatial analysis of structural controls on Karst groundwater geochemistry at a regional scale. *Journal of Hydrology* 340, 244–255. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.04.014>
- Yorum, R., Hubbard, S.S., 2006. *Hydrogeophysics*. Springer Science & Business Media, Berkeley.

Yusuf, S.N., Ishaku, J.M., Wakili, W.M., 2021. Estimation of Dar-Zarrouk parameters and delineation of groundwater potential zones in Karlahi, part of Adamawa Massif, Northeastern Nigeria. *Warta Geologi* 47, 103–112. <https://doi.org/10.7186/wg472202101>

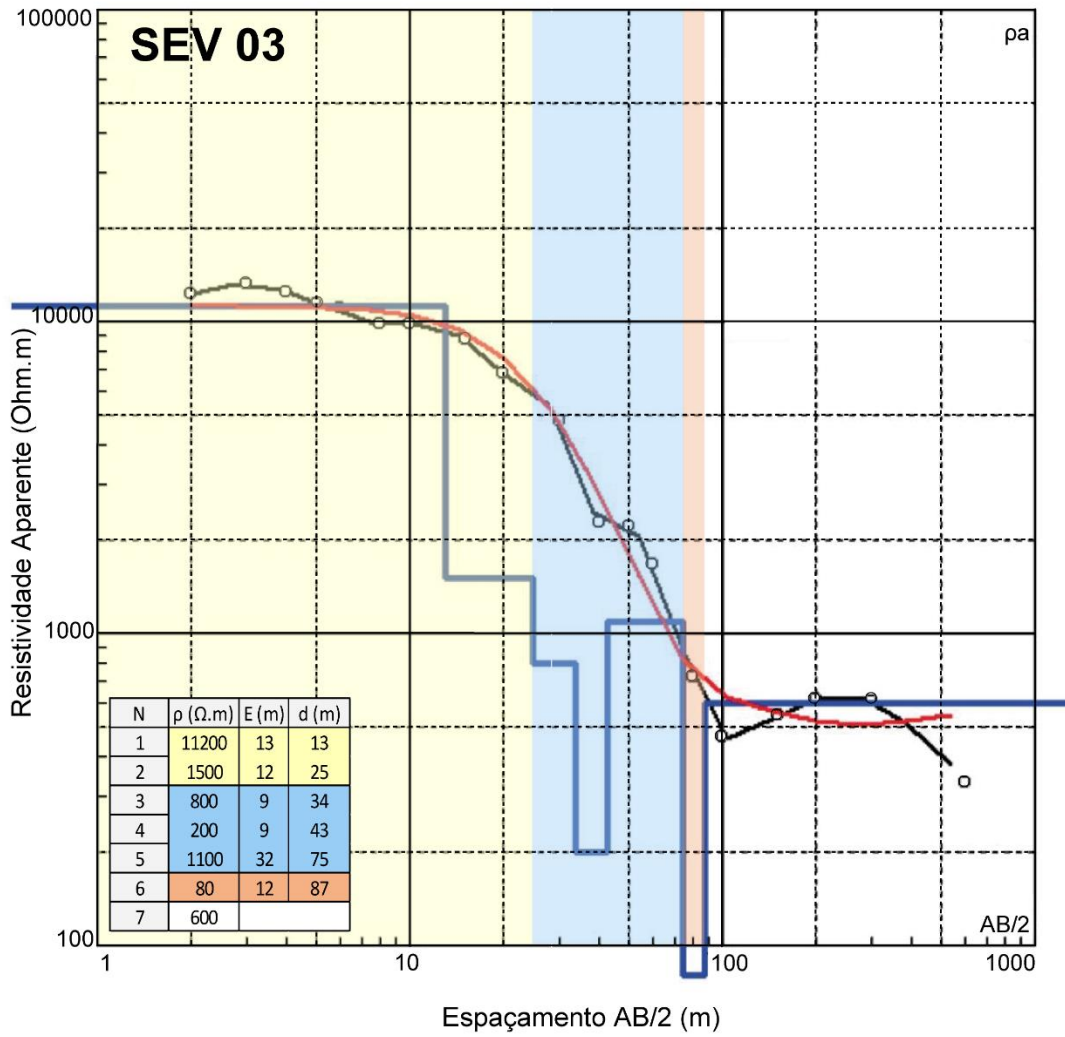
ANEXOS



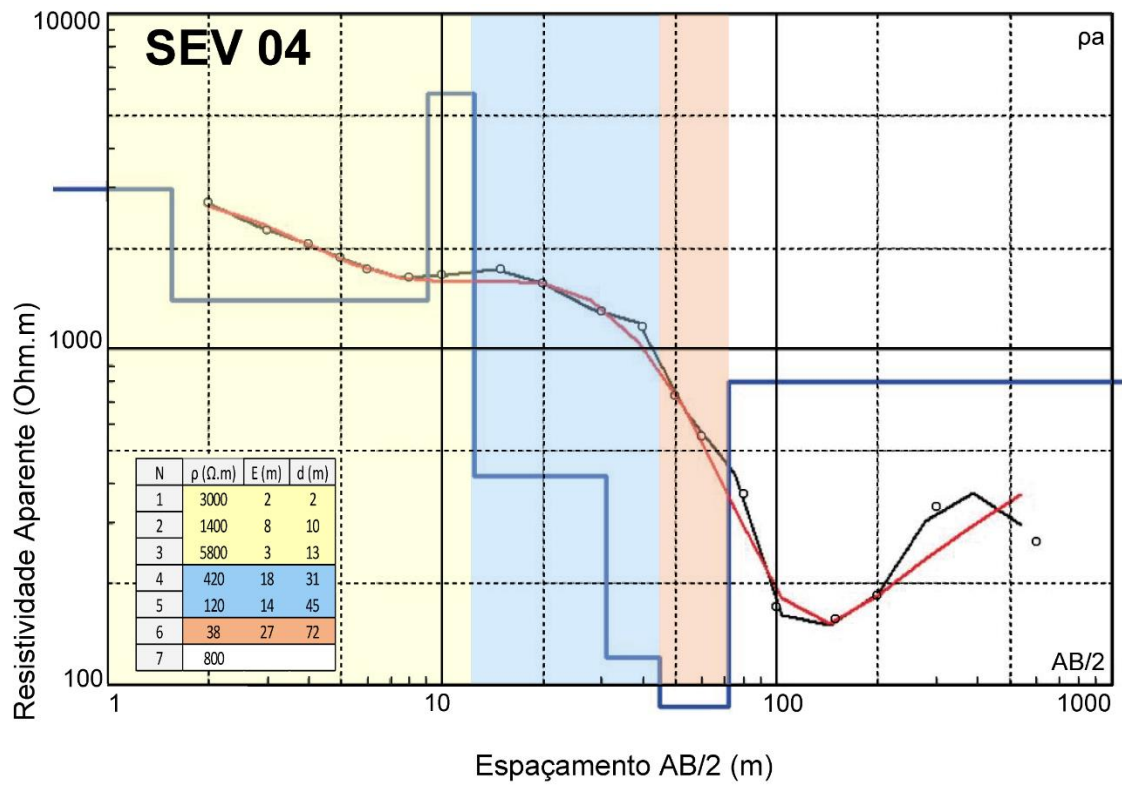
SEV1. Adaptado de Nunes (2016).



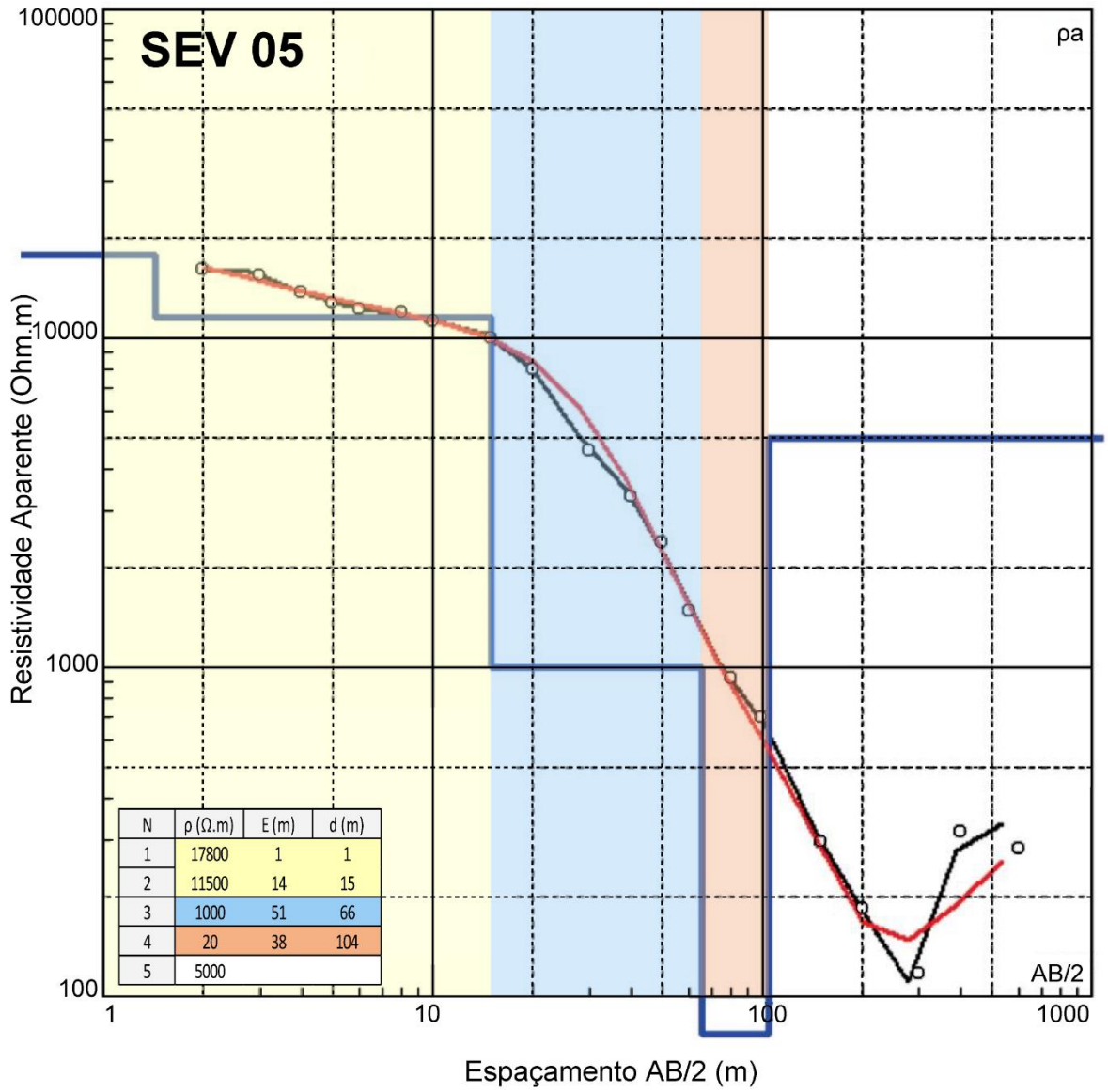
SEV 2. Adaptado de Nunes (2016).



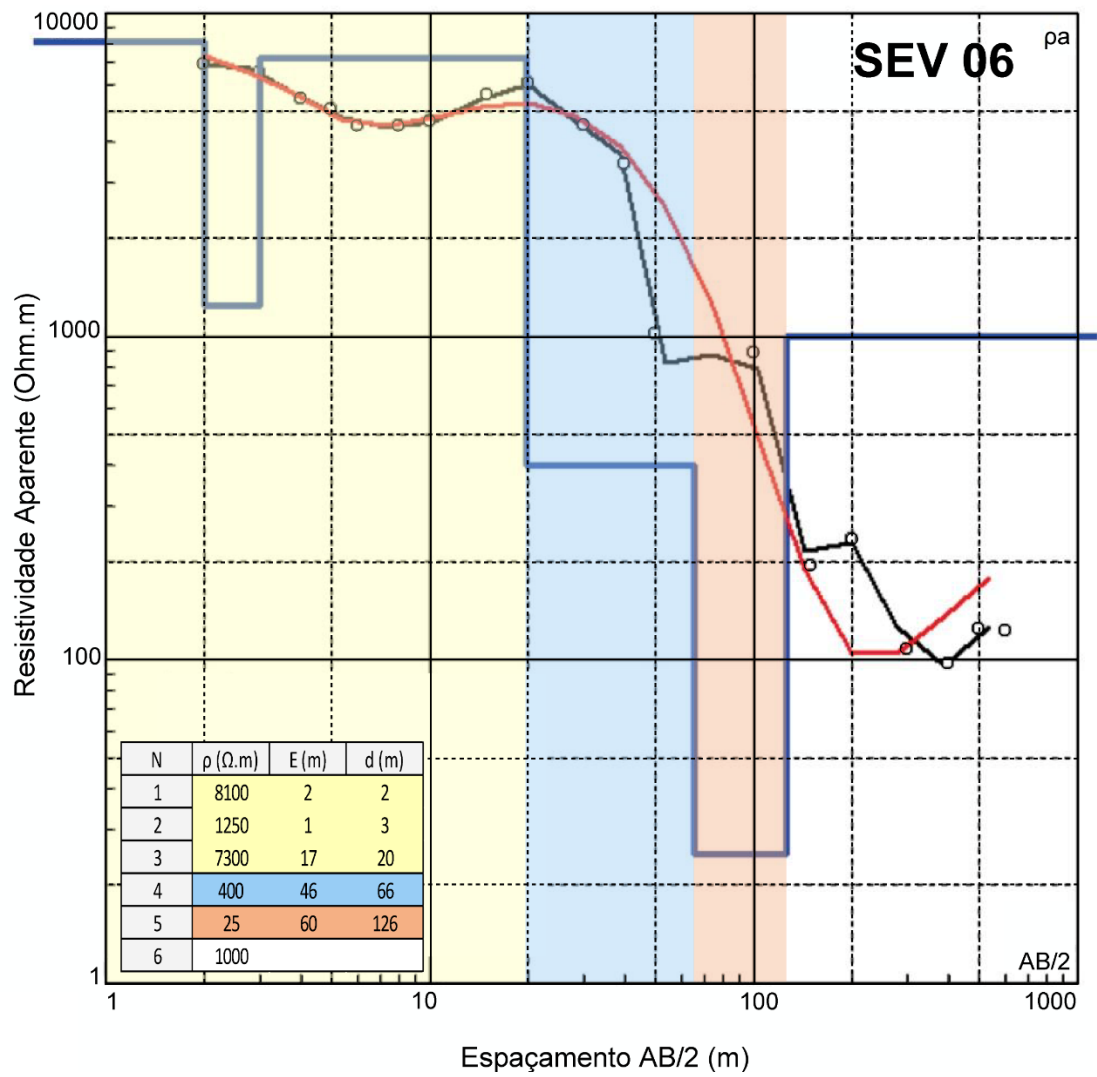
SEV 3. Adaptado de Nunes (2016).



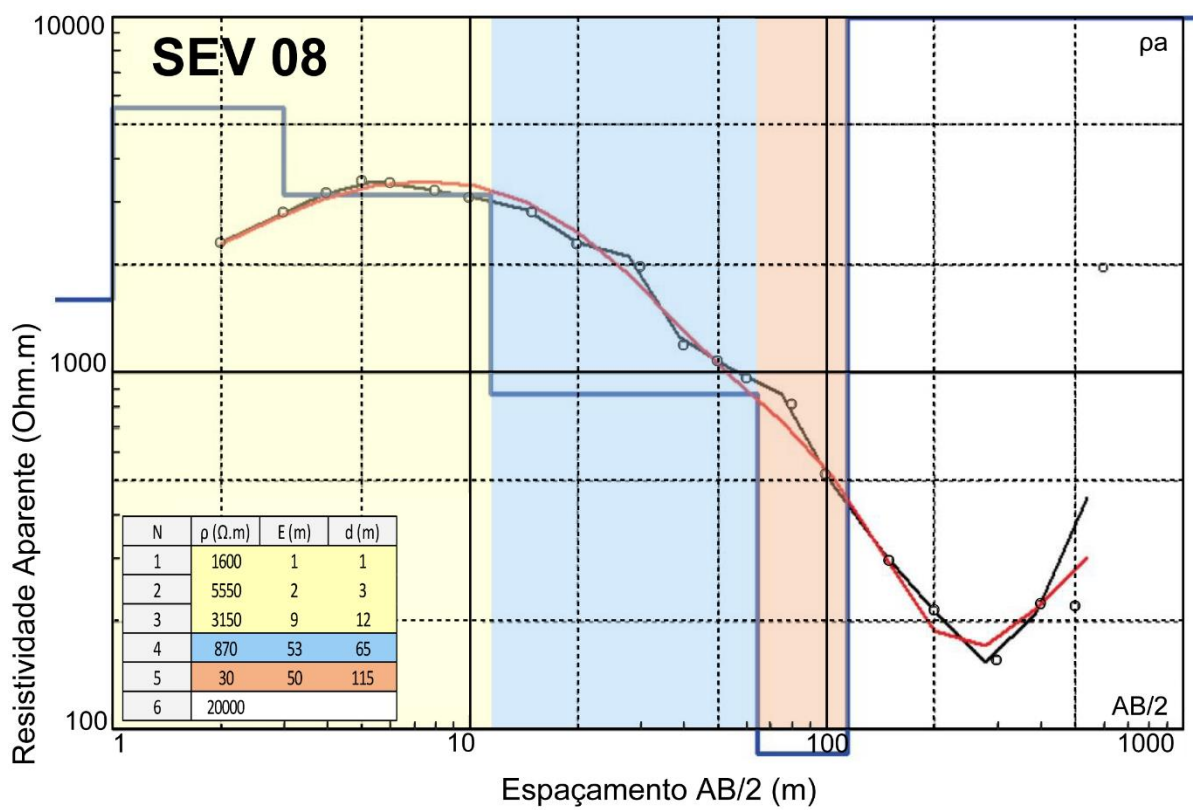
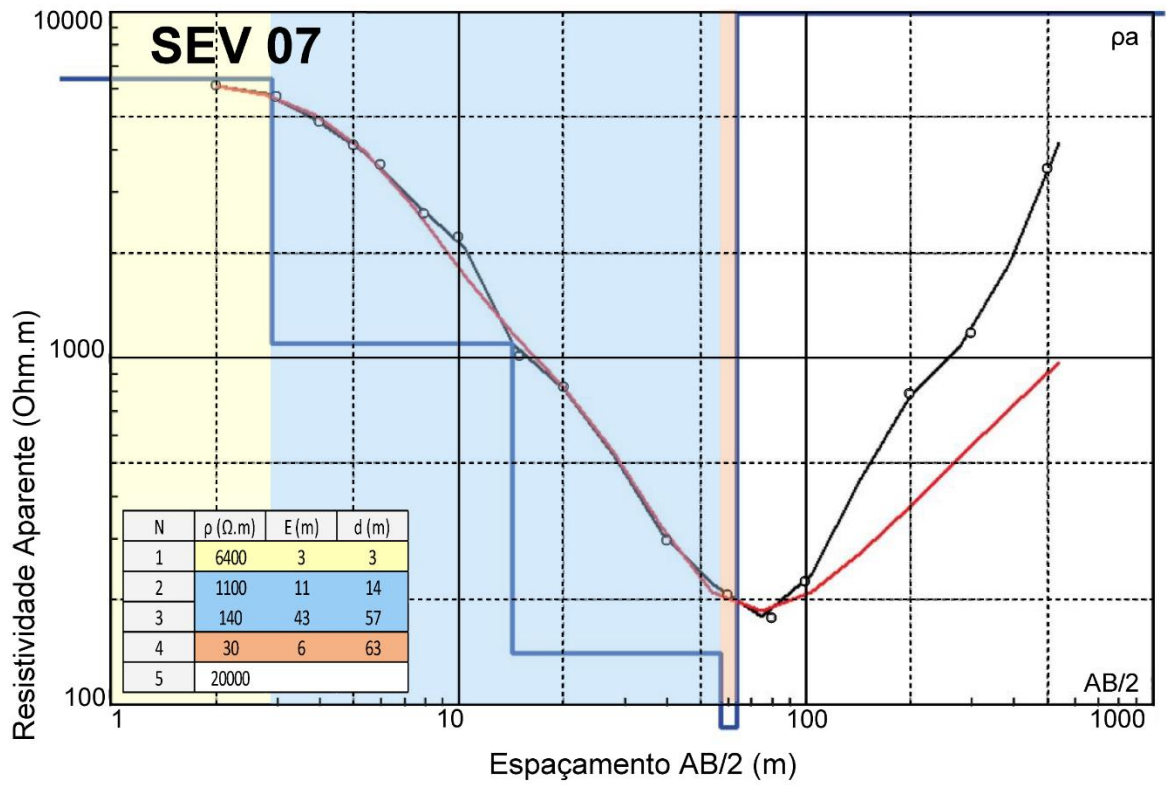
SEV 4. Adaptado de Nunes (2016).



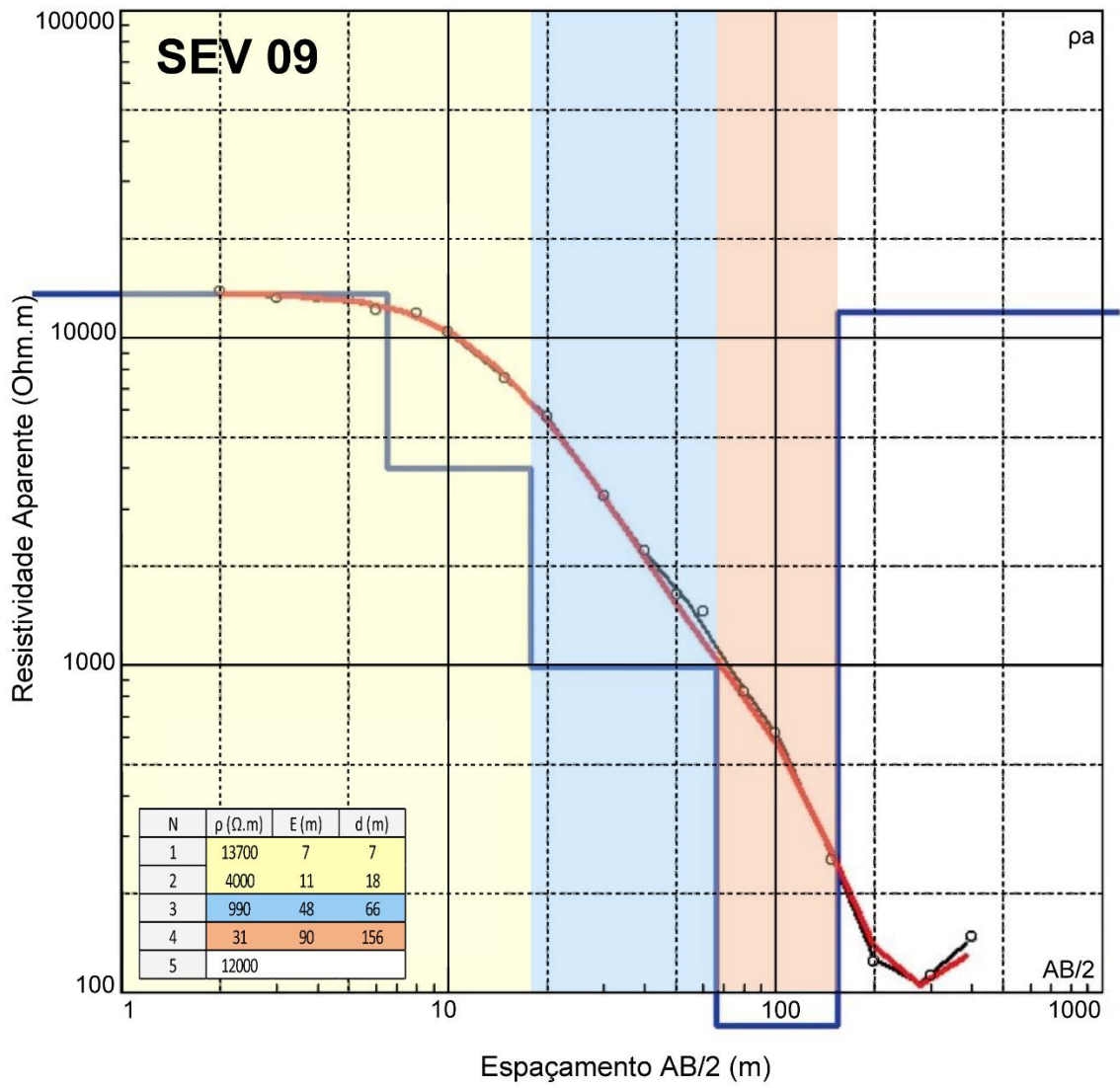
SEV 5. Adaptado de Nunes (2016).



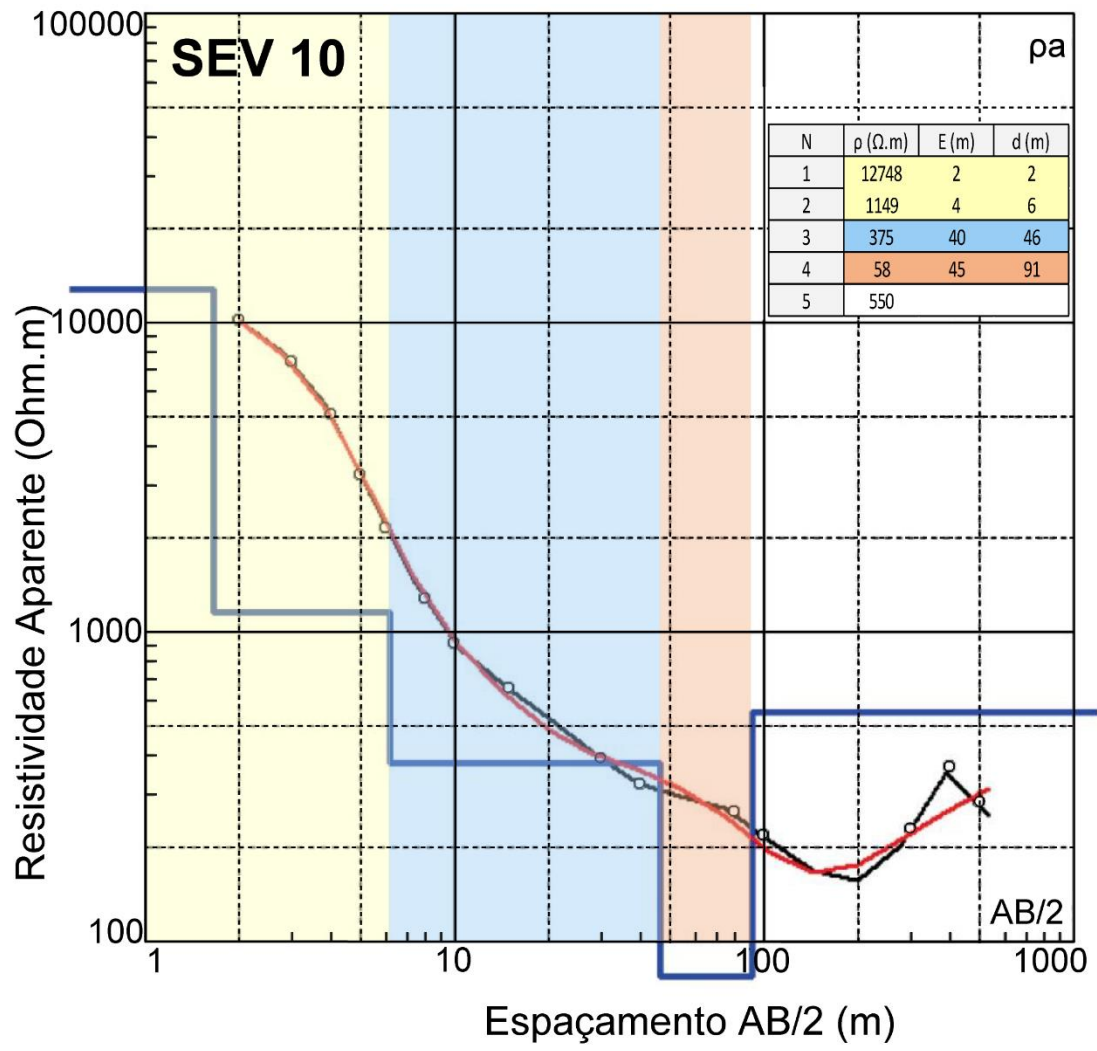
SEV 6. Adaptado de Nunes (2016).



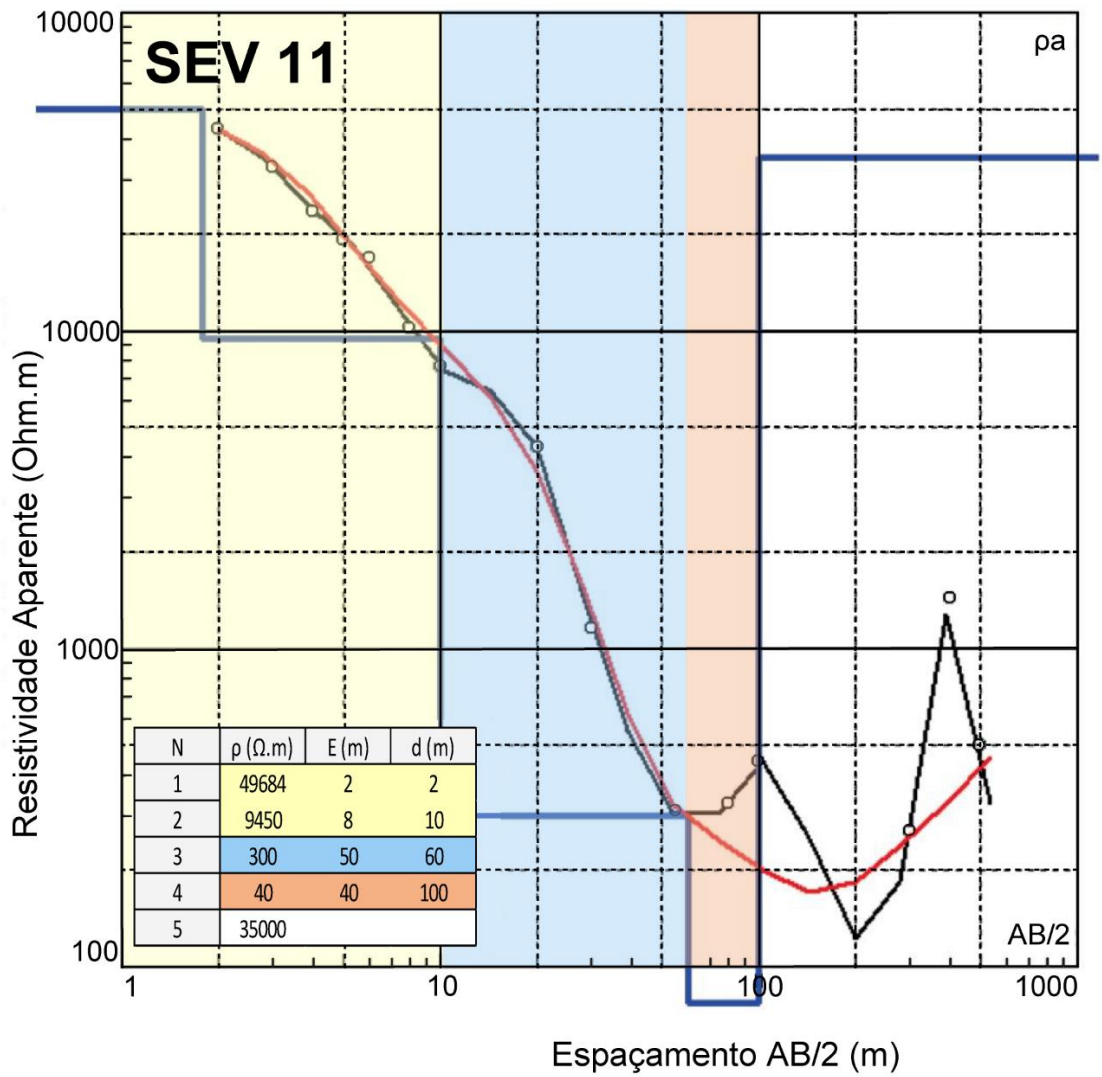
SEV 7 e SEV 8. Adaptados de Nunes (2016).



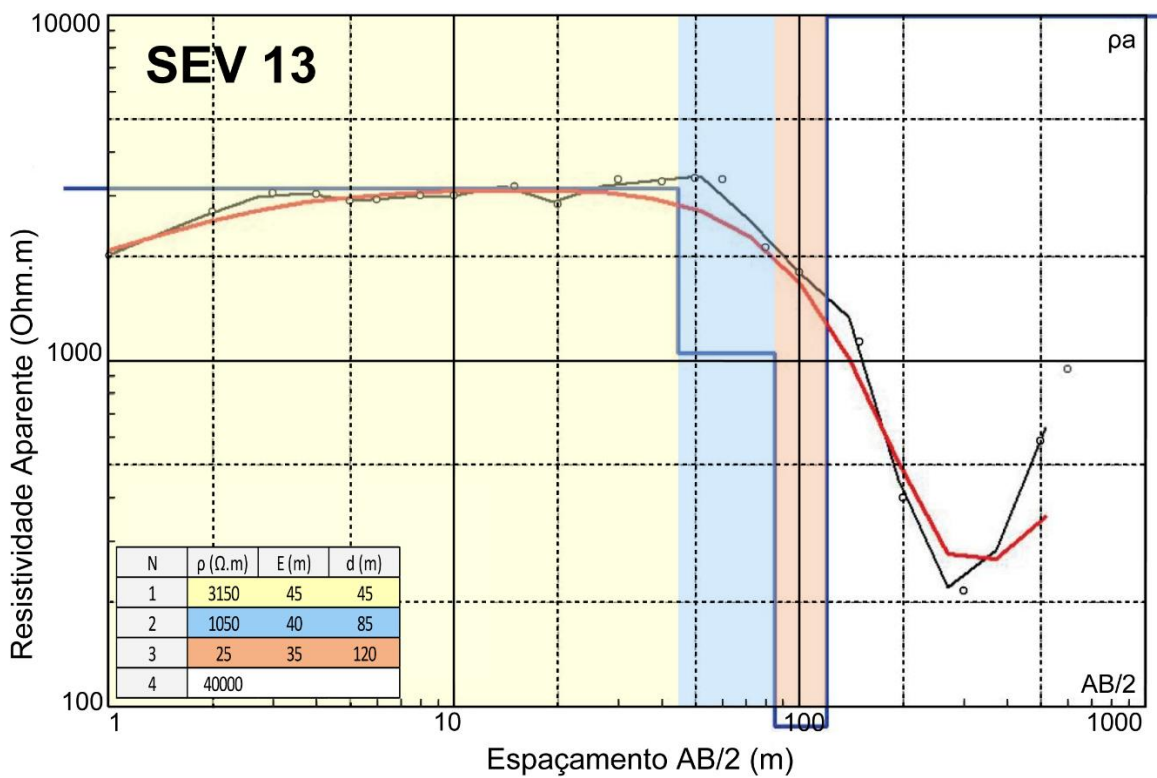
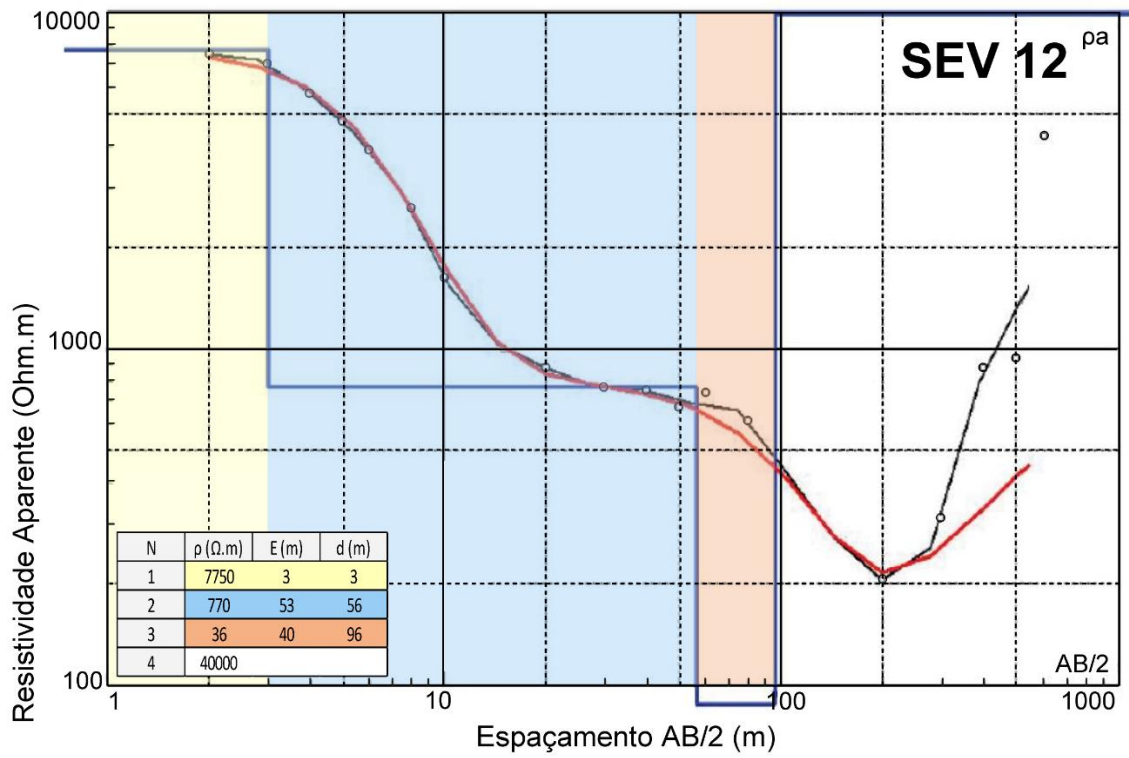
SEV9. Adaptado de Nunes (2016)



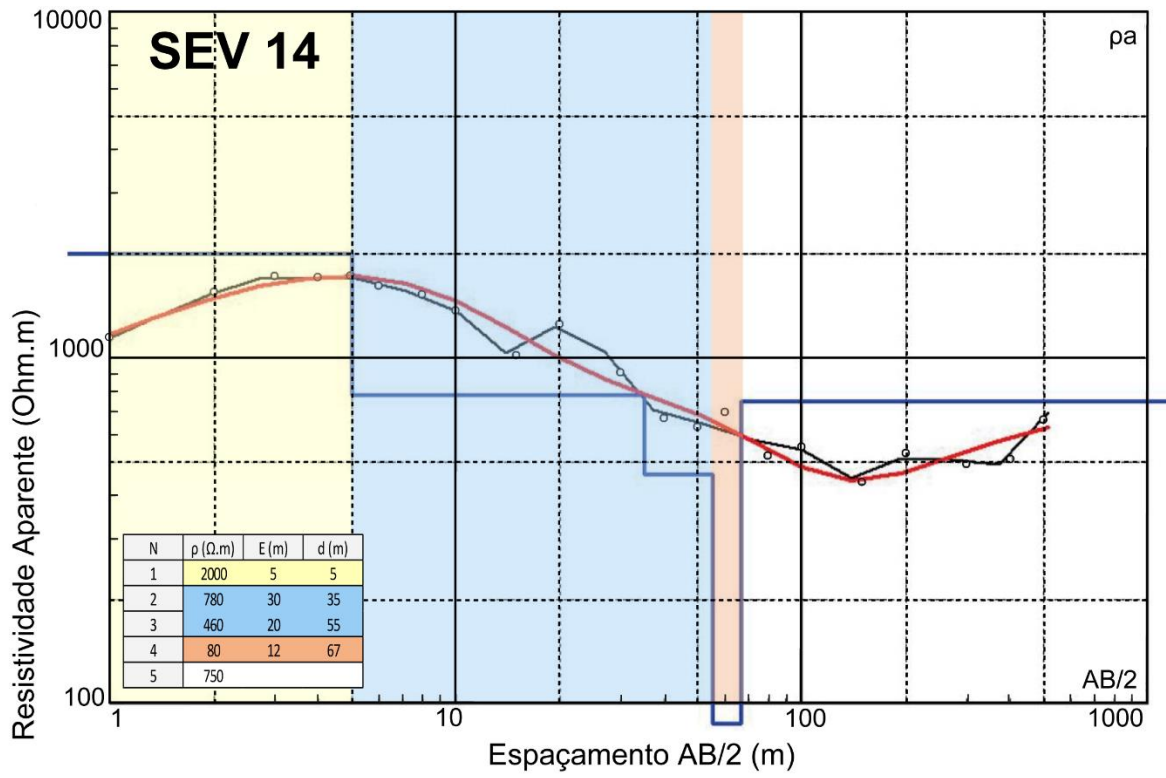
SEV 10. Adaptado de Nunes (2016).



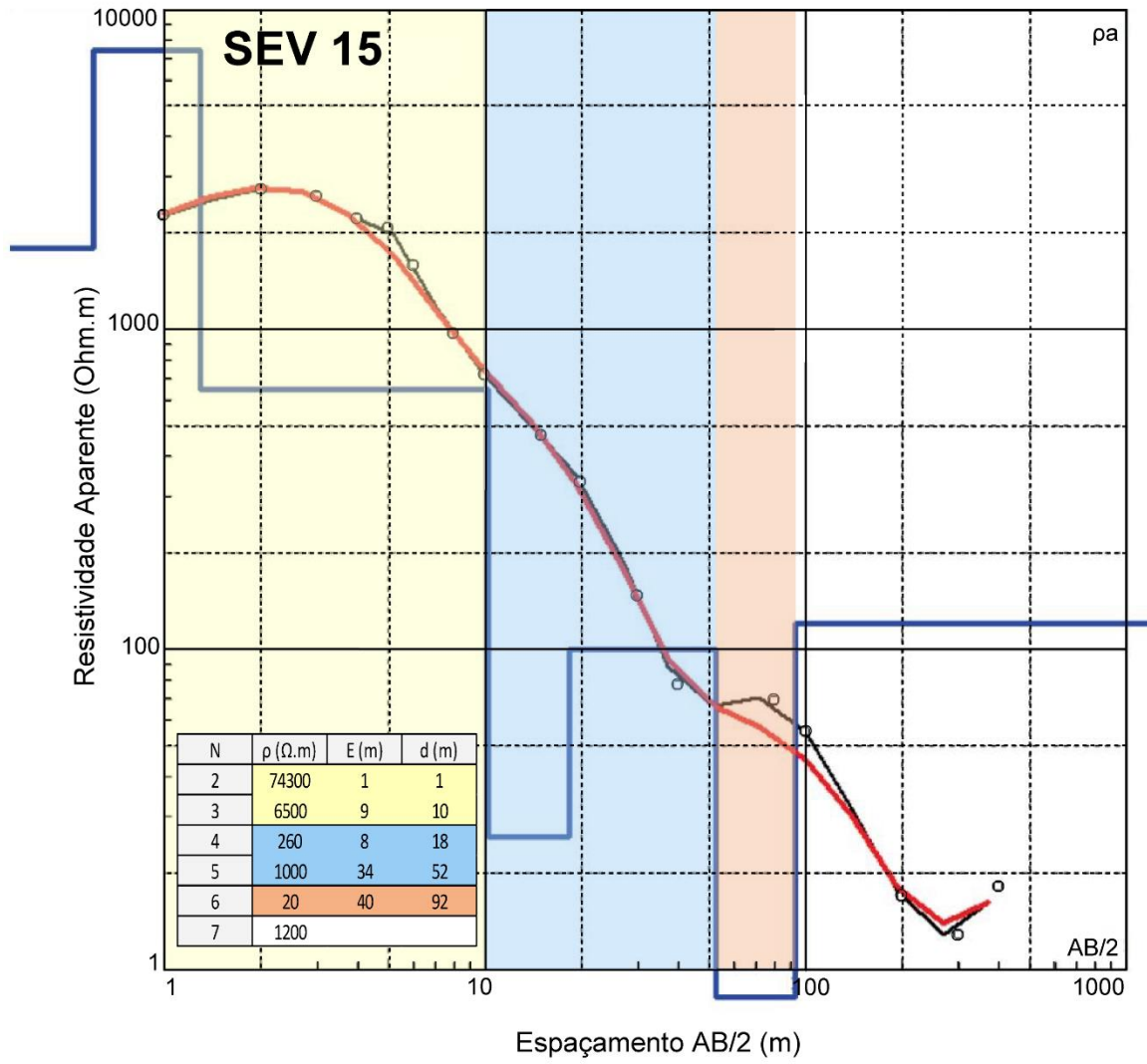
SEV 11. Adaptado de Nunes (2016).



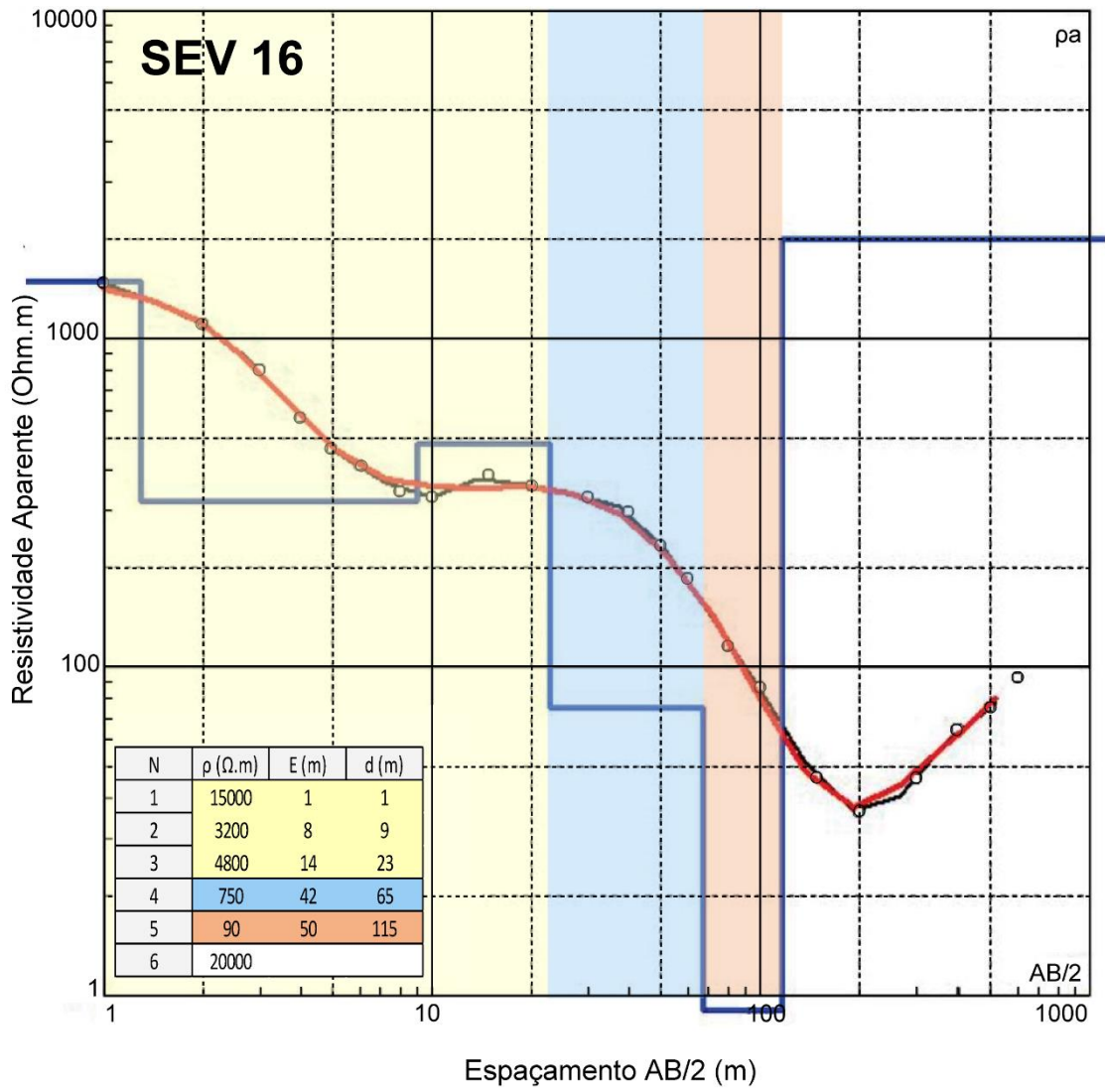
SEV 12 e SEV 13. Adaptado de Nunes (2016).



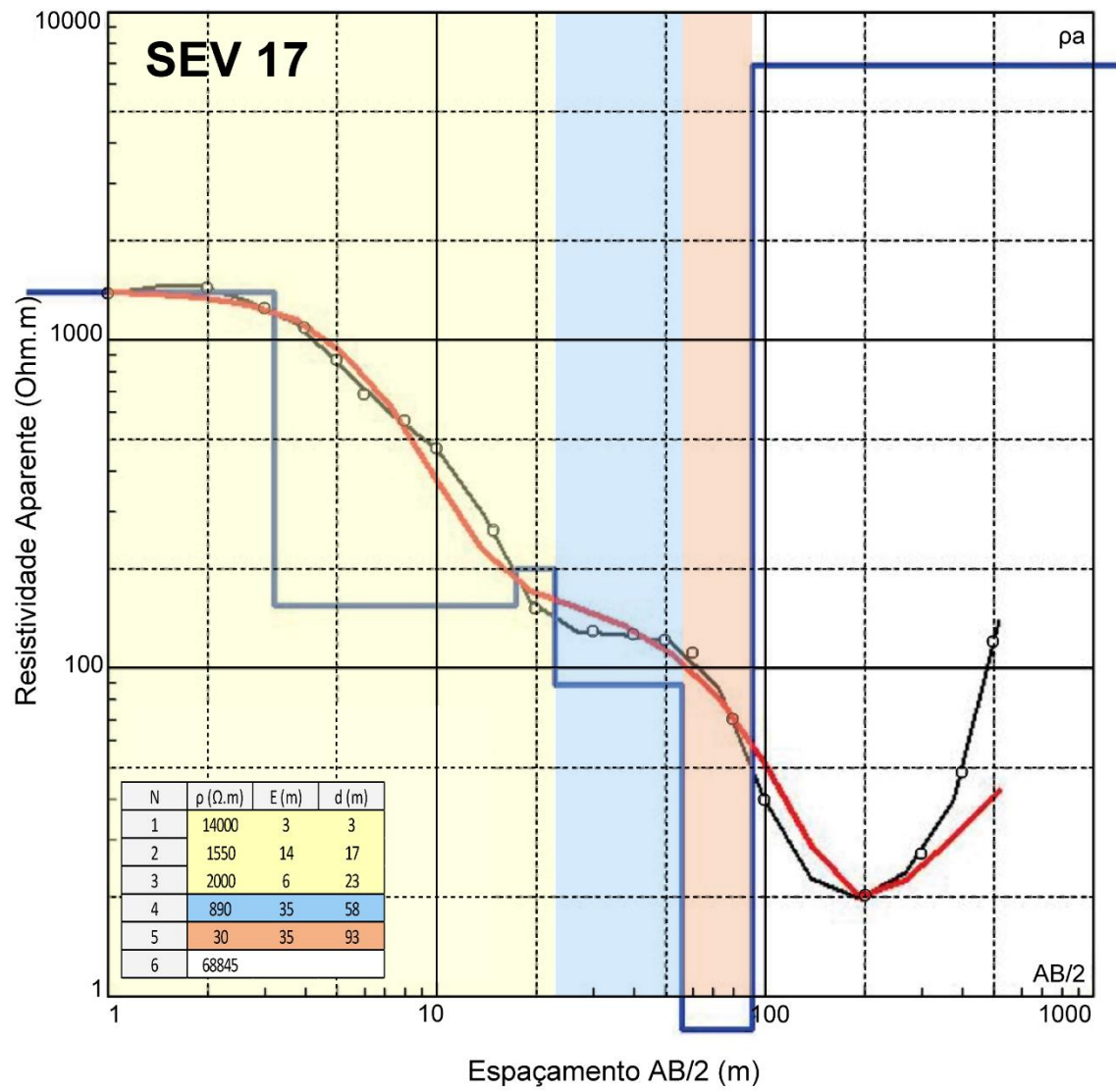
SEV 14. Adaptado de Nunes (2016).



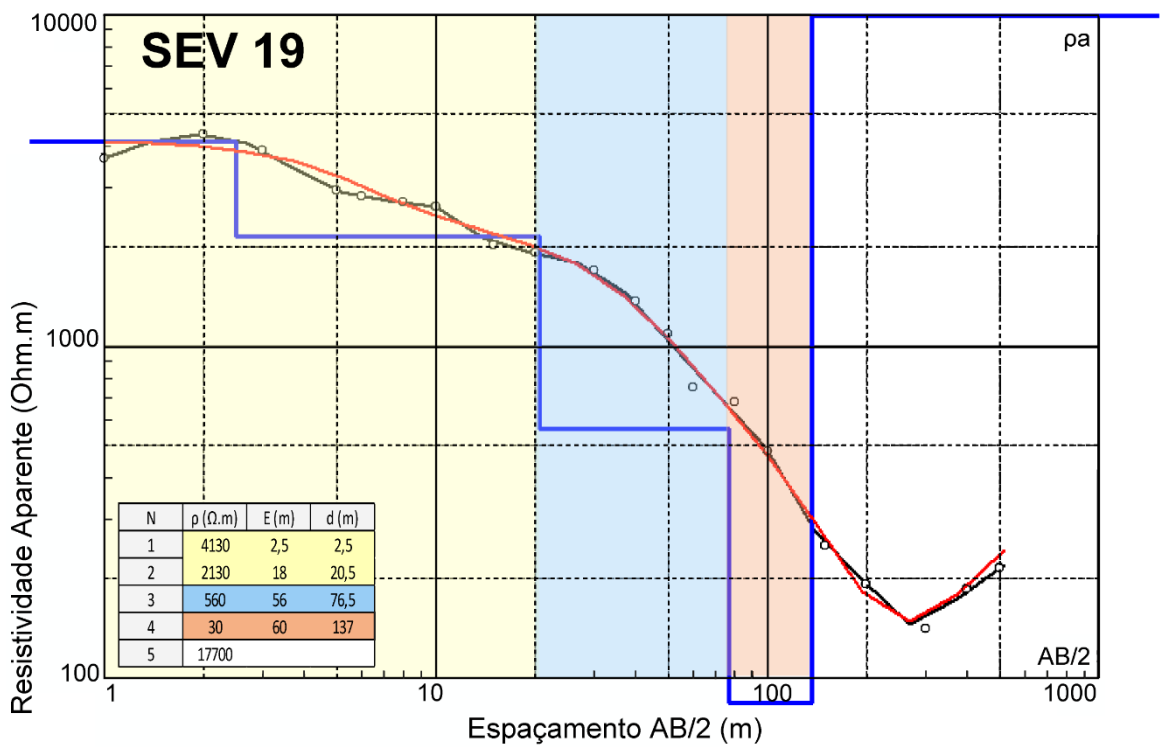
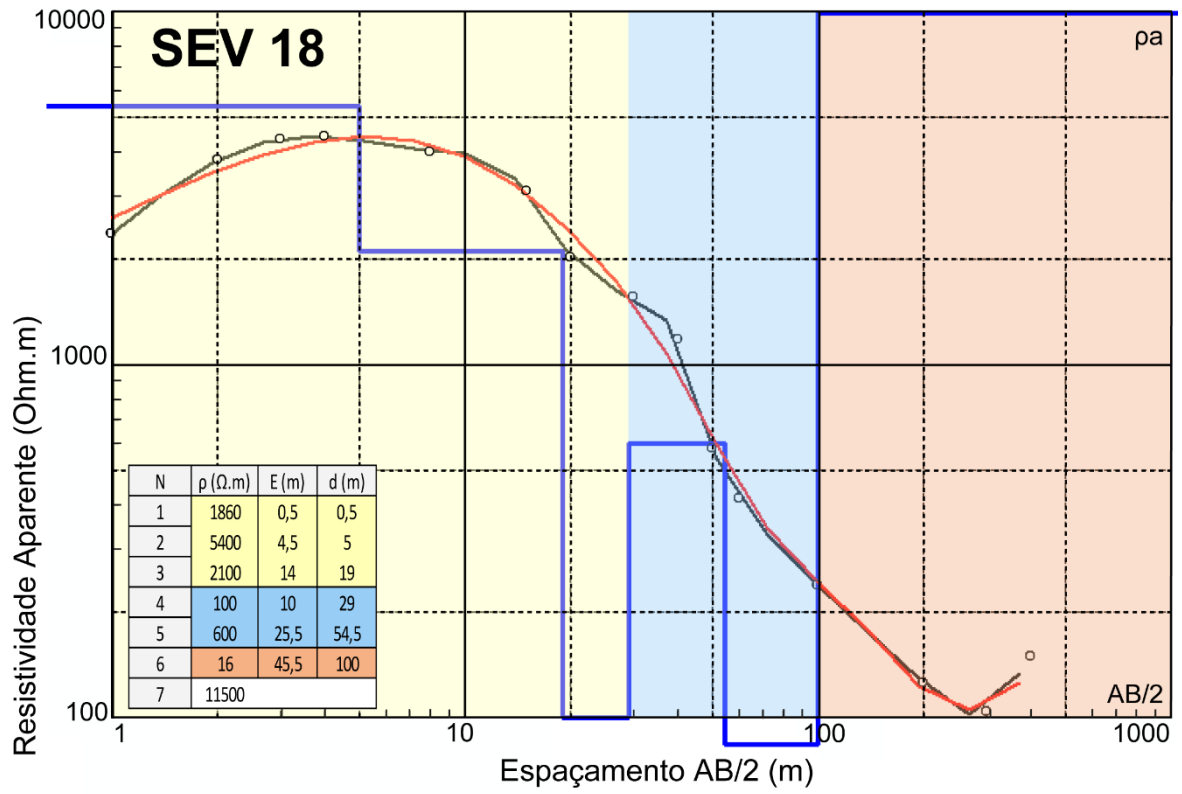
SEV 15. Adaptado de Nunes (2016).



SEV 16. Adaptado de Nunes (2016).



SEV 17. Adaptado de Nunes (2016).



SEV18 e SEV19.