

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA E
MINERAL**

JULIANA TARGINO BATISTA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**APLICAÇÃO DE IMAGEAMENTO ELÉTRICO PARA A LOCAÇÃO DE
POÇOS EM AQUÍFEROS FISSURAIS NA REGIÃO DE CAMPINA GRANDE, PB**

CAMPINA GRANDE

2019

JULIANA TARGINO BATISTA

**APLICAÇÃO DE IMAGEAMENTO ELÉTRICO PARA A LOCAÇÃO DE
POÇOS EM AQUÍFEROS FISSURAIS NA REGIÃO DE CAMPINA GRANDE, PB**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande, como parte obrigatória para a obtenção do título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Orientador: Prof. Dr. José Agnelo Soares

CAMPINA GRANDE

2019

FICHA CATALOGRÁFICA

B333a Batista, Juliana Targino.

Aplicação de imageamento elétrico para a locação de poços em aquíferos fissurais na região de Campina Grande, PB / Juliana Targino Batista. – Campina Grande, 2019.

140 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2019.

"Orientação: Prof. Dr. José Agnelo Soares".

Referências.

1. Hidrogeofísica. 2. Eletroresistividade. 3. Embasamento Cristalino. I. Soares, José Agnelo. II. Título.

CDU 556.3(043)

JULIANA TARGINO BATISTA

**APLICAÇÃO DE IMAGEAMENTO ELÉTRICO PARA A LOCAÇÃO DE
POÇOS EM AQUÍFEROS FISSURAIS NA REGIÃO DE CAMPINA GRANDE, PB**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande, como parte obrigatória para a obtenção do título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Banca Examinadora:

Prof. Dr. José Agnelo Soares
(UAMG/UFCG - Orientador)

Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira
(UAPetro/UFCG – Avaliador interno)

Prof. Dr. Carlos de Oliveira Galvão
(UAEC/UFCG – Avaliador externo)

CAMPINA GRANDE

2019

Dedico este trabalho à minha mãe
Jozeilza Bezerra Targino e ao meu avô
Nova (*in memorian*).

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, a Deus, pelo teu amparo durante essa jornada tão árdua. Obrigada, Senhor, pela oportunidade que me deu, pois toda última decisão vem de ti.

À minha mãe, Jozeilza Bezerra Targino, por ser o meu patamar de apoio e sempre acreditar em mim e em meus sonhos. Essa conquista também é sua.

Aos meus irmãos Poliana e Pedro Henrique, meus parceiros de vida, pelo amor, paciência, incentivo e torcida em tudo que me proponho a fazer.

Ao meu pai e ao meu avô Nova (*in memorian*), pelo apoio e incentivo constante à minha formação.

Ao meu orientador, Professor Doutor José Agnelo Soares, por todo o conhecimento compartilhado, pelo seu incentivo e apoio e por me mostrar a nobreza que deve existir em um professor.

Aos Professores Doutores Francisco César Costa Nogueira e Carlos de Oliveira Galvão, por terem aceitado fazer parte da banca examinadora.

A toda equipe do Laboratório de Petrofísica da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), que contribuiu para a realização deste trabalho.

Aos professores Francisco César Costa Nogueira, Carlos Mario Echeverri Misas e Harrizon Lima de Almeida e ao geólogo Francisco Júnior pela ajuda na descrição geológica de campo realizada nesse trabalho.

Ao programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande – UFCG.

À CAPES pelo apoio financeiro a esta pesquisa.

Para todas as pessoas que fizeram parte da minha história de vida e que contribuíram para o meu crescimento profissional e pessoal ao longo dos anos... Muito Obrigada!!

“Todas as vitórias ocultam uma abdicação”
(Simone de Beauvoir)

APLICAÇÃO DE IMAGEAMENTO ELÉTRICO PARA A LOCAÇÃO DE POÇOS EM AQUÍFEROS FISSURAIS NA REGIÃO DE CAMPINA GRANDE, PB

Juliana Targino Batista

Orientador: Dr. José Agnelo Soares

Universidade Federal de Campina Grande, Programa de Pós-graduação em
Exploração Petrolífera e Mineral, Campina Grande, Paraíba, Brasil.

RESUMO

O presente trabalho analisa o efeito da adoção de diferentes configurações do método da eletrorresistividade para investigar a ocorrência de potenciais aquíferos fissurais em três áreas na região polarizada pelo município de Campina Grande. Nessas áreas reconhecidamente existem zonas de fraturas subverticais no embasamento cristalino, além de rochas alteradas e/ou sedimentos aluviais. A fim de reconhecer tais estruturas potencialmente acumuladoras de água subterrânea foram aplicadas as técnicas de múltiplas sondagens elétricas verticais (SEVs), utilizando o arranjo Schlumberger, e o caminhamento elétrico (CE) utilizando o arranjo gradiente multinível total ou parcial. Diferentes configurações foram testadas em perfis cuja direção é aproximadamente perpendicular aos planos das fraturas e/ou foliação. Os resultados obtidos mostram que o caminhamento elétrico multinível pelo arranjo gradiente apresentou maior clareza na detecção das zonas de fraturas em relação às configurações utilizando sondagens elétricas verticais. No entanto, tais estruturas subverticais ainda poderiam ser detectadas por sondagem elétrica, desde que adotado um afastamento adequado entre os centros das SEVs. As seções geoeletricas obtidas pelas configurações testadas indicam a presença de estruturas acumuladoras de água subterrânea definida pelas anomalias de baixa resistividade elétrica, correlacionáveis a fraturamentos e/ou alterações na permeabilidade do meio. O caminhamento elétrico pelo arranjo gradiente apresenta vantagens operacionais em relação às demais configurações, sendo que o arranjo gradiente total fornece uma imagem de maior resolução que o arranjo gradiente parcial, cuja imagem perde resolução na parte mais rasa da seção geoeletrica.

Palavras-Chave: Hidrogeofísica, eletrorresistividade, embasamento cristalino.

APPLICATION OF ELECTRICAL RESISTIVITY TOMOGRAPHY FOR WELL LOCATION IN FISSURAL AQUIFERS OF CAMPINA GRANDE REGION

Juliana Targino Batista

Adviser: Dr. José Agnelo Soares

Universidade Federal de Campina Grande, Programa de Pós-graduação em Exploração Petrolífera e Mineral, Campina Grande, Paraíba, Brasil.

ABSTRACT

The present work analyzes the effect of the adoption of different configurations of the eletroresistivity method to investigate the occurrence of potential fissural aquifers in three areas in the region polarized by the municipality of Campina Grande. In these areas there are subvertical fractures in the crystalline basement, as well as altered rocks and / or alluvial sediments. In order to recognize such potentially groundwater accumulating structures, multiple vertical electric sounding technique (VES) using the Schlumberger array and the electric profiling (EP) using the total or partial multilevel gradient array were applied. Different configurations were tested in profiles whose direction is approximately perpendicular to the planes of fractures and / or foliation. The results obtained show that the multilevel electric profiling through the gradient array showed greater clarity in the detection of fracture zones in relation to the configurations using VES. However, such subvertical structures could still be detected by VES, provided that an adequate spacing between the VES centers was adopted. The geoelectric sections obtained by the tested configurations indicate the presence of accumulating structures of groundwater defined by the anomalies of low electrical resistivity, correlated to fractures and / or changes in the permeability of the medium. The gradient array presents operational advantages in relation to the other configurations, and the total gradient array provides a higher resolution image than the partial gradient array, whose image loses resolution in the shallower part of the geoelectric section.

Keywords: Hydrogeophysics, electric resistivity, crystalline basement.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Divisão da porção setentrional da Província Borborema em domínios/subdomínios geofísicos-tectônicos (Modificado de RODRIGUES <i>et al.</i> , 2011).....	6
Figura 2: Mapa do Sistema de Cisalhamento Campina Grande (Modificado de RODRIGUES, 2008).	9
Figura 3: Fotointerpretação da lineamentos e estruturas tectônicas da região polarizada do município de Campina Grande-PB realizada por Souza Filho et al. (2016).....	12
Figura 4: Análise de hipsometria realizada por Souza Filho et al. (2016).	13
Figura 5: Tipos de estruturas que controlam a ocorrência de água subterrânea em rochas cristalinas (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).	14
Figura 6: Modos de propagação de fraturas por extensão perpendicular à superfície da fratura (I) e pelo cisalhamento perpendicular (II) ou paralelo (III) à frente de propagação da ruptura (LAWN & WILSHAW, 1993).	16
Figura 7: Falhas, eixos de tensões e regimes cinemáticos. Foram representadas apenas as juntas de distensão e as falhas em cada caso. Por convenção, σ_1 representa regime de compressão e σ_3 o regime de tração e o eixo σ_2 é sempre ortogonal ao demais (CORIOLANO, 2002).	17
Figura 8: Conectividade de fraturas e a permo-porosidade estruturalmente induzida em rochas cristalinas. (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).	20
Figura 9: Ilustração do desenvolvimento de câmaras ou bolsões de rocha intemperizada em subsuperfície, controladas pela litologia e estruturas (CORIOLANO, 2002).	21
Figura 10: Classificação dos aquíferos de acordo com o tipo de porosidade da rocha (Instituto Geológico de São Paulo, 2008).....	22
Figura 11: Elementos do aquífero fissural (COSTA, 2008).	24
Figura 12: Volume Elementar Representativo (VER) em diferentes condições: (a) rocha porosa homogênea, (b) rocha fraturada homogênea e (c) rocha fraturada com grandes discontinuidades onde o VER é muito grande ou não existe (SINGHAL & GUPTA, 1999).....	25

Figura 13: Influência da abertura da fratura (b) e do espaçamento nos valores de condutividade hidráulica (HOEK & BRAY, 1981 <i>apud</i> DOMENICO & SCHWARZ,1990).	26
Figura 14: Diagrama da distribuição de produtividade de poços que exploram em gnaisses, metassedimentos e granitos na Noruega (MORLAND, 1997 <i>apud</i> BANKS & ROBINS, 2002).	28
Figura 15: Modelo de perfil de alteração e seu controle sobre os aquíferos em rochas cristalinas (LACHASSAGNE <i>et al.</i> , 2001).	30
Figura 16: Diferentes situações de relevo e sua relação com a vazão dos poços (Coriolano, 2002).	32
Figura 17: Perfil esquemático com as diferentes formas de relevo (<i>landforms</i>) existentes nos terrenos cristalinos (SINGHAL & GUPTA, 1999).	34
Figura 18: Modelo Riacho-Fenda. As fraturas coincidem coma rede de drenagem, tanto em superfície quanto em subsuperfície (CORIOLANO, 2002).	38
Figura 19: Modelo Calha Elúvio-Aluvionar proposto por Avelino da Silva (2000). Observa-se que a drenagem não corresponde a fraturas em superfície, mas coincide com o <i>trend</i> da foliação da rocha (CORIOLANDO, 2002).	39
Figura 20: Modelo bolsões ou câmara de Intemperismo (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).	40
Figura 21: Tabela com as faixas de variações dos valores de resistividade-solos/sedimentos e rochas (BRAGA, 2006).	44
Figura 22: Condutor Cilíndrico (Costa 2008).	45
Figura 23: Fluxo de corrente de um eletrodo na superfície do terreno (COSTA, 2008).	46
Figura 24: Configuração tetraeletródica usual de campo (BRAGA, 2006).	47
Figura 25: Exemplo do esquema de campo da técnica de Sondagem Elétrica Vertical (OLIVA, 2002).	51
Figura 26: Arranjo de campo Schlumberger.	53
Figura 27: Configuração do arranjo gradiente multinível.	55
Figura 28: Representação esquemática da configuração do arranjo gradiente parcial.	56
Figura 29: Representação esquemática da plotagem de dados de resistividade na subsuperfície para a configuração de arranjo gradiente parcial.	57

Figura 30: Representação esquemática da plotagem de dados de resistividade na subsuperfície para a configuração de arranjo gradiente total.....	57
Figura 31: Esquema representativo do princípio físico do método eletromagnético (MOREIRA et al., 2007).	60
Figura 32: Disposição das bobinas na superfície do terreno e posição dos eixos dos dipolos magnéticos (Modificado de MCNEILL, 1980).....	62
Figura 33: Sítio Catarina, Perfil 1: A) Seção geolétrica do modelo de inversão; B) Resposta percentual dos perfis em fase e quadratura nas duas frequências do Promis, com as fraturas indicadas pelos retângulos (SOUZA FILHO et al., 2016). ..	63
Figura 34: Sítio Catarina, Perfil 2: A) Seção geolétrica do modelo de inversão; B) Resposta percentual dos perfis em fase e quadratura nas duas frequências do Promis, com as fraturas indicadas pelos retângulos (SOUZA FILHO et al., 2016). ..	64
Figura 35: Resultados dos caminhamentos eletromagnéticos com o EM-34 para os Perfis 1 e 2 do Sítio Catarina e seus respectivos modelos geológico (SOUZA FILHO et al., 2016).	66
Figura 36: Localização geográfica das áreas estudadas no presente trabalho.....	67
Figura 37: Localização das áreas de estudo na região polarizada pelo município de Campina Grande.	68
Figura 38: Direções de fraturas observadas em afloramentos ao longo do levantamento do Sítio Cana.	71
Figura 39: Mergulhos de fraturas observadas em afloramentos ao longo do levantamento do Sítio Cana.	71
Figura 40A: Detalhe mostrando a foliação de direção NE-SW, subvertical, em afloramento ao lado da estrada na qual foi realizada a linha do Sítio Cana.....	72
Figura 40B: Detalhe mostrando fraturas abertas de direção NW-SE, subverticais, no afloramento 08 ao lado da estrada na qual foi realizada a linha do Sítio Cana.....	72
Figura 41: Direções de foliações observadas em afloramentos ao longo do levantamento do Sítio Cana.	73
Figura 42: Mergulhos de foliações observadas em afloramentos ao longo do levantamento do Sítio Cana.	73
Figura 43: Foliação com orientação NE-SW e veios pegmatíticos paralelos a foliação observados no ponto 0.....	75
Figura 44: Afloramento no ponto 0 mostrando a foliação NE-SW e duas famílias de fraturas: 1) NNW-SSE; 2) NW-SE.....	76

Figura 45: Par conjugado de fraturas de cisalhamento observado no ponto 6.	76
Figura 46: Direções de fraturas observadas em afloramento no ponto 0 no Sítio Macaco.....	77
Figura 47: Direção da foliação observada em afloramento no ponto 0 no Sítio Macaco.....	77
Figura 48: Direções de fraturas observadas em afloramento no ponto 1 no Sítio Macaco.....	78
Figura 49: Direção da foliação observada em afloramento no ponto 1 no Sítio Macaco.....	78
Figura 50: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 2 no Sítio Macaco.....	79
Figura 51: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 3 no Sítio Macaco.....	79
Figura 52: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 4 no Sítio Macaco.....	80
Figura 53: Direção da foliação observada em afloramento no ponto 5 no Sítio Macaco.....	80
Figura 54: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 6 no Sítio Macaco.....	81
Figura 55: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 7 no Sítio Macaco.....	81
Figura 56: Histograma com a análise das vazões dos poços cadastrados na CPRM para o município de Campina Grande.....	83
Figura 57: Histograma com a análise das vazões dos poços cadastrados na CPRM para o município de Lagoa Seca.....	83
Figura 58: Histograma com a análise das vazões dos poços cadastrados na CPRM para o município de Massaranduba.	83
Figura 59: Vazão média dos poços da região metropolitana de Campina Grande no ano de 2014. Modificado de Souza Filho et al. (2016).	84
Figura 60: Vazão média dos poços cadastrados pela CPRM dos municípios de Campina Grande, Lagoa Seca e Massaranduba até agosto de 2018.....	85
Figura 61: Histograma com a análise da profundidade total dos poços cadastrados na CPRM para o município de Campina Grande até o período de Agosto de 2018.	86

Figura 62: Histograma com a análise da profundidade total dos poços cadastrados na CPRM para o município de Lagoa Seca até o período de Agosto de 2018.	87
Figura 63: Histograma com a análise da profundidade total dos poços cadastrados na CPRM para o município de Massaranduba até o período de Agosto de 2018.	87
Figura 64: Etapas da metodologia geoeétrica para a investigação de água subterrânea adotada nesse estudo.	88
Figura 65: Acessórios utilizados no levantamento de dados. (A) Eletrodos; (B) Baterias; (C) Martelos; (D) Carretéis; (E) Trena.	90
Figura 66: (A) Módulo de leitura de diferencial de potencial e (B) Módulo de injeção de corrente	90
Figura 67: Configuração do arranjo gradiente multinível total utilizado em campo. .	96
Figura 68: Imagem de satélite com a representação da distribuição dos perfis de eletrorresistividade e caminhamentos eletromagnéticos na superfície do terreno no Sítio Catarina.....	97
Figura 69: Aquisição de dados de eletrorresistividade no Sítio Cana.	98
Figura 70: Configuração do arranjo gradiente multinível total utilizado em campo.	100
Figura 71: Imagem de satélite com a representação da distribuição das SEVs em vermelho, caminhamento elétrico com gradiente multinível total em braco e afloramentos identificados ao longo da estrada em amarelo no Sítio Cana.....	101
Figura 72: Configuração do arranjo gradiente parcial utilizado em campo.....	103
Figura 73: Imagem de satélite com a representação da distribuição do caminhamento elétrico com gradiente parcial no Sítio Macaco.....	104
Figura 74: Modelo de blocos retangulares usado no modelo 2D (LOKE & BARKER, 1996).	105
Figura 75: Variação do erro RMS em função do número de interações durante o processamento (GANDOLFO, 2007).	107
Figura 76: Seção Geoeétrica do Perfil 1 - Sítio Catarina.	111
Figura 77: Seção geoeétrica de múltiplas SEVs com arranjo Schlumberger – configuração 1.....	116
Figura 78: Seção geoeétrica de múltiplas SEVs com arranjo Schlumberger – configuração 2.....	117
Figura 79: Seção geoeétrica do caminhamento elétrico com arranjo gradiente multinível.	118

Figura 80: Seção geolétrica de múltiplas SEVs com arranjo Schlumberger para o Sítio Cana, com as fraturas indicadas pelas linhas tracejadas em vermelho.	123
Figura 81: Seção geolétrica do caminhamento elétrico com arranjo gradiente multinível total para o Sítio Cana.....	124
Figura 82: Seção geolétrica do caminhamento elétrico com arranjo gradiente parcial para o Sítio Macaco, com indicação dos pontos onde foram observados a presença de afloramentos nesta área.	127

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Influência das estruturas na quantidade e qualidade das águas subterrâneas no Vale do Rio Paraíba (Modificado de COSTA, 1965).....	19
Tabela 2: Profundidade teórica de investigação (h) para o arranjo Schlumberger. ..	54
Tabela 3: Análise do desempenho das configurações de arranjos segundo Ward (1990).....	58
Tabela 4: Profundidades de investigação para o EM 34 (McNeill, 1980).	62
Tabela 5: Parâmetros de aquisição dos Perfis 1 e 2 realizados com o arranjo Schlumberger.	93
Tabela 6: Parâmetros de aquisição do Perfil 2 realizado com duas configurações de arranjo Schlumberger.....	95
Tabela 7: Parâmetros de aquisição do Perfil 2 realizado com o arranjo gradiente total.	96
Tabela 8: Parâmetros de aquisição no Sítio Cana realizado com o arranjo Schlumberger.....	99
Tabela 9: Parâmetros de aquisição no Sítio Cana realizado com o arranjo gradiente.	100
Tabela 10: Parâmetros de aquisição no Sítio Macaco realizado com o arranjo gradiente parcial.....	103
Tabela 11: Limites dos valores de resistividade encontrados na área correspondente ao Perfil 1.	109
Tabela 12: Limites dos valores de resistividade encontrados na área Sítio Catarina com a configuração 2 do arranjo Schlumberger.....	113
Tabela 13: Limites dos valores de resistividade encontrados na área correspondente ao Sítio cana com a configuração Schlumberger.....	120
Tabela 14: Limites dos valores de resistividade encontrados na área correspondente ao Sítio cana com a configuração gradiente total.....	121
Tabela 15: Limites dos valores de resistividade encontrados na área correspondente ao Sítio cana com a configuração gradiente parcial.....	Erro! Indicador não definido.

LISTA DE ABREVIATURAS E SÍMBOLOS

K	Condutividade hidráulica do meio
ρ_w	Densidade da água
μ	Viscosidade da água
g	Aceleração da gravidade
N	Número de fraturas por unidade de distância (freqüência)
b	Abertura das fraturas
REV	Mínimo volume de rocha considerado representativo do meio fraturado
T	Transmissividade
σ_1	Tensão máxima principal
σ_2	Tensão intermediária
σ_3	Tensão mínima
R	Resistência
L	Comprimento
S	Seção transversal
ρ	Resistividade elétrica
I	Intensidade de corrente elétrica
V	Potencial elétrico
ΔV	Diferença de potencial
i	Densidade de corrente
K	Coeficiente geométrico do arranjo de eletrodos
ρ_a	Resistividade aparente
SEV	Sondagem Elétrica Vertical
CE	Caminhamento Elétrico

h	Profundidade teórica de investigação
AB	Par de eletrodos de injeção de corrente
MN	Par de eletrodos de injeção de potencial
K_s	Fator geométrico para o arranjo Schlumberger
AB/2	Espaçamento entre os eletrodos de injeção de corrente
a	Espaçamento mínimo entre os eletrodos
s	Número máximo de medições de potencial realizadas para uma dada posição de injeção de corrente
n	Múltiplo do espaçamento a entre o eletrodo de potencial e o eletrodo de corrente mais próximo entre si.
m	Fator do ponto médio do arranjo
x_A, x_B	Posições dos eletrodos de corrente
x_M, x_N	Posições dos eletrodos de potencial
x_{ρ_a}	Posição da plotagem da resistividade aparente no modelo geoeétrico
x_p	Posição do ponto médio dos eletrodos de potencial
z_{ρ_a}	Profundidade da resistividade aparente para um dado ponto
D	Erro RMS
ρ_{a_obs}	Resistividade aparente medida
ρ_{a_calc}	Resistividade aparente calculada
δ	Vetor de perturbação do modelo
g	Vetor de discrepância
u	Fator de amortecimento (<i>damping factor</i>)
F	Filtro de nivelamento
f_x	Filtro de nivelamento horizontal
f_z	Filtro de nivelamento Vertical

J Matriz Jacobiana das derivadas parciais

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
2 OBJETIVOS	4
2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
3 FUDAMENTAÇÃO TEÓRICA	5
3.1 GEOLOGIA	5
3.1.1 GEOLOGIA REGIONAL	5
3.1.2 GEOLOGIA LOCAL	8
3.2 ESTRUTURAS DE ACUMULAÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM AQUÍFEROS CRISTALINOS	14
3.3 HIDROGEOLOGIA DE ROCHAS CRISTALINAS	22
3.3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS AQUÍFEROS FISSURAIS	23
3.4 MODELOS DE OCORRÊNCIA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM TERRENOS CRISTALINOS	36
3.4.1 MODELO RIACHO-FENDA	37
3.4.2 MODELO CALHA ELÚVIO-ALUVIONAR	38
3.4.3 MODELO BOLSÕES OU CÂMARA DE INTEMPERISMO	40
3.5 MÉTODOS GEOELÉTRICOS	41
3.5.1 MÉTODO DE ELETORRESISTIVIDADE	42
3.5.2 TÉCNICAS DE INVESTIGAÇÃO E ARRANJOS DE CAMPO	49
3.5.3 INVESTIGAÇÃO HIDROGEOFÍSICA REALIZADA NA REGIÃO DE CAMPINA GRANDE POR SOUZA FILHO <i>ET AL.</i> (2016)	59
4 MATERIAIS E MÉTODOS	67
4.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DAS ÁREAS ESTUDADAS	67
4.1.1 SÍTIO CATARINA.....	69
4.1.2 SÍTIO CANA – LAGOA SECA.....	70
4.1.3 SÍTIO MACACO	74
4.2 ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS	82
4.3 AQUISIÇÃO DE DADOS	87
4.4 PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO GEOFÍSICOS	91
4.4.1 ÁREA DE ESTUDO – SÍTIO CATARINA.....	93
4.4.2 ÁREA DE ESTUDO – SÍTIO CANA.....	98
4.4.3 ÁREA DE ESTUDO - SÍTIO MACACO	102

4.5	PROCESSAMENTO DOS DADOS	105
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	108
5.1	SÍTIO CATARINA	108
5.1.1	PERFIL 1	108
5.1.2	PERFIL 2.....	112
5.2	SÍTIO CANA	119
5.3	SÍTIO MACACO	125
6	CONCLUSÕES	128
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	131

1 INTRODUÇÃO

O Nordeste brasileiro apresenta uma área de aproximadamente 1.600 mil km², sendo que cerca de 937 mil km² encontra-se inserido no denominado Polígono das Secas. Além disso, cerca de 70% do substrato dessa região é composto por rochas cristalinas (ígneas e metamórficas). O município de Campina Grande-PB, onde se concentra o presente estudo, encontra-se inserido no denominado Polígono das Secas, região cujo clima dominante é o semi-árido, apresentando baixa pluviosidade média anual, com elevados índices de evapotranspiração ao longo de todo o ano, solos pouco espessos, com rede de drenagem constituída por cursos d'água intermitentes sazonais de pequena energia. A combinação de todos esses fatores tem acentuado de forma significativa o problema da acumulação e manutenção dos mananciais de água em superfície, contribuindo dessa forma para a escassez de água na região que a população vem enfrentando ao longo de sua história (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

Nos últimos seis anos, a região do semiárido nordestino enfrentou um período de grave escassez hídrica provocada pela ocorrência de fenômenos meteorológicos periódicos, que ultimamente parecem se apresentar com intensidade maior do que de costume. Como resultado desse período de estiagem contínua, as fontes superficiais de água, como açudes, rios e barragens, se encontravam em sua grande maioria, secos ou no volume morto de água. Nesse contexto os recursos hídricos subterrâneos constituem-se em uma das fontes mais seguras e confiáveis para o suprimento da demanda de água em seus mais diversos usos.

Esse cenário resultou em um aumento significativo na quantidade de poços tubulares perfurados no Nordeste Brasileiro. Vicente *et al.* (2018) afirmam que atualmente cerca de 51% dos municípios brasileiros são abastecidos por águas subterrâneas. Os estados do Piauí e Maranhão apresentam um percentual de aproveitamento de água subterrânea acima de 80%. O abastecimento público de cidades como Maceió e Natal é inteiramente realizado por água subterrânea (Ana, 2017). A Paraíba apresentava em Agosto de 2018 um total de 19.363 poços tubulares cadastrados no SIAGAS (Sistema de Informações de Águas Subterrâneas, <http://www.cprm.gov.br/>), evidenciando dessa forma a importância dos recursos hídricos subterrâneos para a população da região do Nordeste Brasileiro.

A principal forma de percolação e armazenamento de água em rochas cristalinas ocorre ao longo das discontinuidades aproximadamente planares existentes no substrato, onde a quantidade e até mesmo a existência de água subterrânea através da rocha de baixa porosidade primária vai depender da abertura, conectividade e principalmente do preenchimento das fraturas pré-existentes. Geologicamente, estas discontinuidades são representadas pelas juntas, falhas, foliações e contatos geológicos intemperizados, sendo de extrema importância identificar ou localizar, com precisão, essas estruturas e caracterizá-las quanto ao grau de interconectividade, mergulho e seu atual comportamento (aberto ou fechado). Em alguns casos, a presença de coberturas sedimentares de naturezas diversas dificultam a caracterização do meio aquífero fissural. Dessa forma é importante considerar a geometria do fraturamento, no que diz respeito a sua abertura, conectividade e cronologia, bem como o nível crustal da deformação, avaliando o sistema de paleotensões, uma vez que o processo de circulação de água em subsuperfície é um fenômeno atual. Diante do contexto apresentado, a extração de água subterrânea nesta região é majoritariamente realizada em aquíferos fissurais no embasamento cristalino, resultando em poços, em geral, de baixa produtividade (CORIOLANO, 2002).

A metodologia tradicionalmente utilizada na prospecção hidrogeológica do Nordeste do Brasil, e em outros terrenos cristalinos, têm sido baseada na utilização de critérios geológicos, através da análise de fotografias aéreas, imagens de sensoriamento remoto e da geologia de superfície, constituindo-se numa técnica relativamente rápida e que não exige muitos recursos para a sua execução. Entretanto, a investigação das zonas fraturadas na rocha são representa um desafio constante para os hidrogeólogos, visto que o índice de insucesso associado às locações de poços é bastante elevado. Os poços no município de Campina Grande são locados muitas vezes a pequenas distâncias entre si, dentro de uma mesma área. Isso ocorre devido à locação de poços serem realizadas na maioria das vezes sem nenhum ou pouco estudo geológico prévio, em função apenas da sua proximidade com outro poço produtivo ou devido aos locais serem de fácil acesso.

Diante do cenário apresentado, surge a necessidade de buscar estratégias prospectivas mais eficazes que possam otimizar o processo de locação de poços de forma a reduzir o custo e o índice de incerteza. É nesse contexto que a adição de métodos geofísicos aos critérios geológicos e estruturais tem sido amplamente

utilizada na investigação de água subterrânea pelos hidrogeólogos e profissionais do meio. Alguns autores como, Medeiros (1987) e Medeiros & Lima (1990) em seus trabalhos realizados no Nordeste Brasileiro e em terrenos semelhantes na Ásia e África (MATHIEZ & HUOT, 1996; SATPATHY & KANUNGO, 1976; PLALACKY *et al.*, 1981), reportam a difusão dos métodos geoeletricos nas pesquisas hidrogeológicas, contribuindo significativamente para o aumento do índice de sucessos nas locações de poços.

Os métodos geoeletricos mais comumente utilizados como ferramenta de auxílio na exploração de água subterrânea tem sido a eletrorresistividade e o eletromagnético. O método de eletrorresistividade pode ser empregado para tal finalidade devido à correlação existente entre a resistividade elétrica das rochas e a presença de fluidos nos poros ou fraturas, onde o mesmo permite identificar os locais onde se tem a máxima espessura do manto de intemperismo saturado e zonas intensamente fraturadas e saturadas com água.

Dentre os trabalhos relacionados à utilização de métodos geoeletricos na investigação de potenciais aquíferos à captação de água subterrânea está o trabalho de Braga (2016), onde o referido autor faz um estudo técnico envolvendo os conceitos teóricos básicos e práticos de aquisição e análise de dados geoeletricos, fundamentados em critérios geológicos, para os profissionais e pesquisadores da área de Hidrogeologia. Por outro lado, com relação aos trabalhos voltados para a aplicação do método da eletrorresistividade no reconhecimento de fraturas do embasamento cristalino utilizando o método da eletrorresistividade tem-se os trabalhos de Gallas (2003), Hiodo *et al.* (2003), Carrasquilla *et al.* (1997) e Sá & Elis (2016).

No município de Campina Grande destaca-se o trabalho de Souza Filho *et al.* (2016), onde os mesmos mostraram que usando o método geofísico eletromagnético no domínio da frequência, foi possível identificar fraturas condutivas no embasamento cristalino dessa região. Dessa forma, o presente trabalho visa realizar um estudo da região polarizada pelo município de Campina Grande- PB, utilizando o método geofísico da eletrorresistividade para o reconhecimento das discontinuidades pré-existentes no embasamento cristalino da região que possam se configurar em um potencial aquífero fissural.

2 OBJETIVOS

O presente trabalho foi desenvolvido com o objetivo geral de contribuir com pesquisas hidrogeológicas voltadas para a aplicação de métodos indiretos de prospecção geofísica, como a aplicação do método da eletrorresistividade na caracterização de possíveis aquíferos fissurais na região de Campina Grande-PB. Este estudo busca contribuir com a metodologia utilizada para a locação de poços produtores de água subterrânea nesse tipo de aquífero, integrando dados geofísicos com dados de geologia de superfície.

2.1 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

O presente trabalho tem como objetivos específicos:

Revisão das técnicas de aquisição de dados 2D do método geofísico de eletrorresistividade. Aplicar esse método geofísico em áreas com reconhecida ocorrência de zonas fraturadas.

Aplicação das configurações de arranjos de campo Schlumberger e gradiente multinível e avaliá-los quanto ao seu desempenho e limitações na caracterização de estruturas geológicas que compõem o sistema aquífero fissural.

Definição dos parâmetros adequados de aquisição de dados (espaçamento entre pontos de sondagem, espaçamento entre eletrodos e abertura máxima do arranjo de eletrodos), com geração de modelos bidimensionais dos potenciais reservatórios fissurados e consequente identificação das zonas mais favoráveis à produção de água.

3 FUDAMENTAÇÃO TEÓRICA

3.1 GEOLOGIA

3.1.1 GEOLOGIA REGIONAL

Geologicamente a área de estudo está inserida na Província da Borborema e segundo Almeida *et al.* (1997) é composta por blocos crustais arqueanos a paleoproterozóicos. Faixas de rochas supracrustais paleoproterozóicas a neoproterozóicas repousam discordantemente sobre este embasamento. Toda a província é segmentada por extensas zonas de cisalhamento instaladas durante o Ciclo Brasileiro (700-400 Ma). Um plutonismo neoproterozóico, em sua maior parte de granitóides, aparece associado aos cisalhamentos.

Diversos trabalhos, em escala regional, nas décadas de 70 e 80 procuraram compartimentar a Província da Borborema, onde foram propostos diferentes modelos sobre a evolução monocíclica ou policíclica da província, tais como: Brito Neves (1975 e 1983), Almeida *et al.* (1977), Santos & Brito Neves (1984), Santos *et al.* (1984), Jardim de Sá *et al.* (1988).

Santos (1996 e 2000) sugeriu a compartimentação da Província Borborema em domínios e terrenos, utilizando o modelo de terrenos tectono-estratigráficos (alóctones). No presente trabalho será adotada a compartimentação da Província da Borborema em domínios e subdomínios geofísicos-tectônicos, realizados por Oliveira (2008), onde a Folha Campina Grande abrange segmentos dos domínios Rio Grande do Norte (São José do Campestre) e da Zona Transversal, cujo limite entre os mesmos é demarcado pela Zona de Cisalhamento Patos (Figura 1).

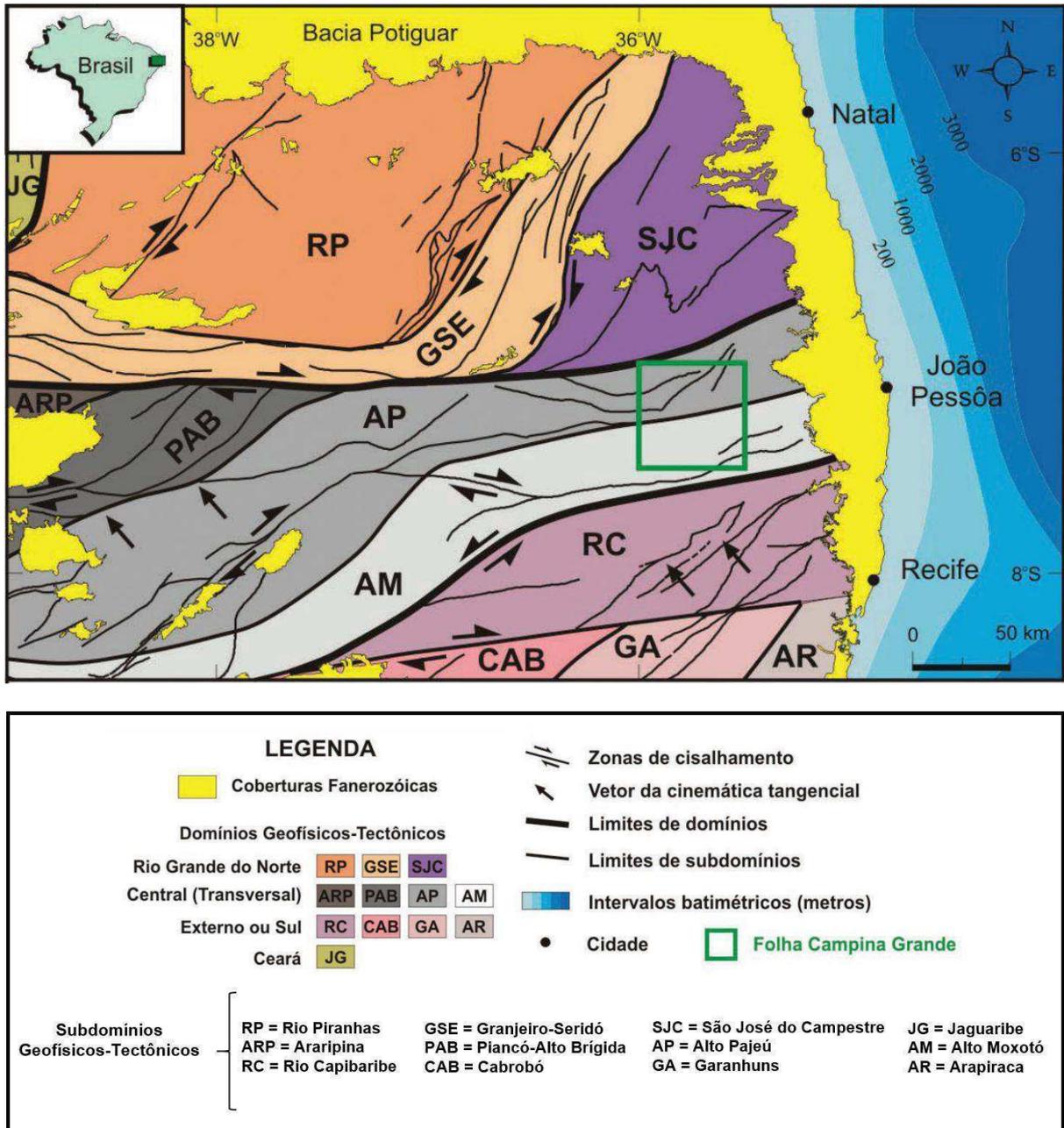


Figura 1: Divisão da porção setentrional da Província Borborema em domínios/subdomínios geofísicos-tectônicos (Modificado de RODRIGUES *et al.*, 2011).

Na Província da Borborema o último evento de deformação dúctil segundo Almeida & Hasui (1984) foi o ciclo orogênico Brasileiro (600 +/- 100 Ma atrás). Com o soerguimento regional e exumação do terreno, durante o Cambro-Ordoviciano foram desenvolvidas as estruturas frágeis tardi-brasilianas, onde as mesmas hoje se encontram expostas e são caracterizadas por marcadores cinemáticos confiáveis (fraturas preenchidas por veios de quartzo, pegmatito, mica branca, sericita, clorita e outros minerais de origem hidrotermal). Jardim de Sá (1994) reporta que o fraturamento tardi-brasiliano é reconhecido pelas fraturas ortogonais ou

escalonadas, bissectando as falhas e fraturas de cisalhamento, com lineações de estiramento e zonas miloníticas transcorrentes NE-NNE.

Durante o Cretáceo superior, a separação do continente e criação do Oceano Atlântico originou um conjunto de fraturas de evolução complexa, onde o eixo de rifteamento na margem equatorial do continente e no interior apresenta direção de distensão NW. Diante desse contexto, a tectônica da margem equatorial do continente foi estruturada em transcorrências destrais E-W e falhas normais oblíquas NW por Matos (2000). No final do Cretáceo o regime cinemático vigente deve ter sido similar ao atual, sendo caracterizadas na margem e em boa parte do interior continental, falhas transcorrentes e normais associadas a um regime compressivo de direção média (σ_1) E-W, falhas normais, juntas de distensão e fraturas híbridas.

A deformação durante o Neógeno (Terciário Superior) é marcada pelo efeito do domeamento crustal associado ao magmatismo alcalino intraplaca do Vulcanismo Macau (JARDIM DE SÁ *et al.*, 1999; DANTAS *et al.*, 1999; CARNEIRO *et al.*, 1989) atribuído como o responsável pelo soerguimento do Planalto da Borborema. Nesse contexto, acredita-se que a crosta superior do Nordeste do Brasil teria sido submetida a uma distensão geral no plano horizontal (esforços tracionais) com σ_1 N-S e σ_3 E-W, alternando com o sistema de tensões de escala continental, associados à expansão do Oceano Atlântico e deriva continental (σ_1 E-W e σ_3 N-S) que permanece até os dias atuais (FERREIRA *et al.*, 1998).

Segundo Jardim de Sá (2000) os fraturamentos de níveis crustais mais rasos são originados pelos esforços tectônicos recentes, associados principalmente ao tectonismo cenozóico. Neste sentido é importante conhecer o campo de tensões neotectônico, pois o mesmo influencia diretamente no papel de cada sistema de fraturas e no potencial hidrogeológico das rochas cristalinas. No Nordeste do Brasil, o campo de tensões atual foi condicionado pela deformação holocênica e segundo dados sismológicos (FERREIRA *et al.*, 1998), no domínio setentrional da Província Borborema, os campos de tensões atuais são definidos em termos de compressão E-W e extensão N-S. Este campo de tensões possibilita a reativação das estruturas pré-existentes, como por exemplo, as fraturas tardi-brasilianas e/ou cretácicas de direção E-W.

3.1.2 GEOLOGIA LOCAL

A região que compreende as áreas investigadas no presente trabalho apresenta uma geologia dominada por terrenos cristalinos pertencentes principalmente aos terrenos Alto Pajeú (TAP) e Alto Moxotó (TAM), inseridos no domínio da Zona Transversal da Província da Borborema.

O terreno Alto Pajeú é composto por sequências de rochas metassedimentares e metavulcanossedimentares e metagranitóides de idades eoneoproterozóicas. Na região estudada, o limite norte do TAP é balizado pelo Lineamento Patos que o separa do Terreno Rio Grande do Norte. A oeste e a sul limita-se com o Terreno Alto Moxotó por zonas de cisalhamento transcorrentes e de empurrão.

No terreno Alto Moxotó (TAM) predominam rochas paleoproterozóicas, raras intrusões graníticas de idade neoproterozóica e menor influência da deformação associada às grandes zonas regionais de cisalhamento transcorrente.

A área apresenta rochas correlatas aos litotipos associados às unidades neoproterozóicas Cariris Velhos e São Caetano. Na unidade Cariris Velhos ocorre a predominância de rochas como ortognaisses, migmatitos e muscovita-biotita gnaisses. Já no Complexo São Caetano predominam rochas calciossilicáticas, xistos, granitóides e milonitos variados.

O mapeamento sistemático, juntamente com a análise estrutural e cinemática, caracterizou nessa área uma série de zonas de cisalhamentos verticais de direção NW desvais e de direção NE sinistrais que formam um sistema conjugado situado no segmento oriental do Lineamento Patos, o qual é denominado “Sistema de Cisalhamento Campina Grande” por Rodrigues (2008), conforme apresentado na Figura 2.

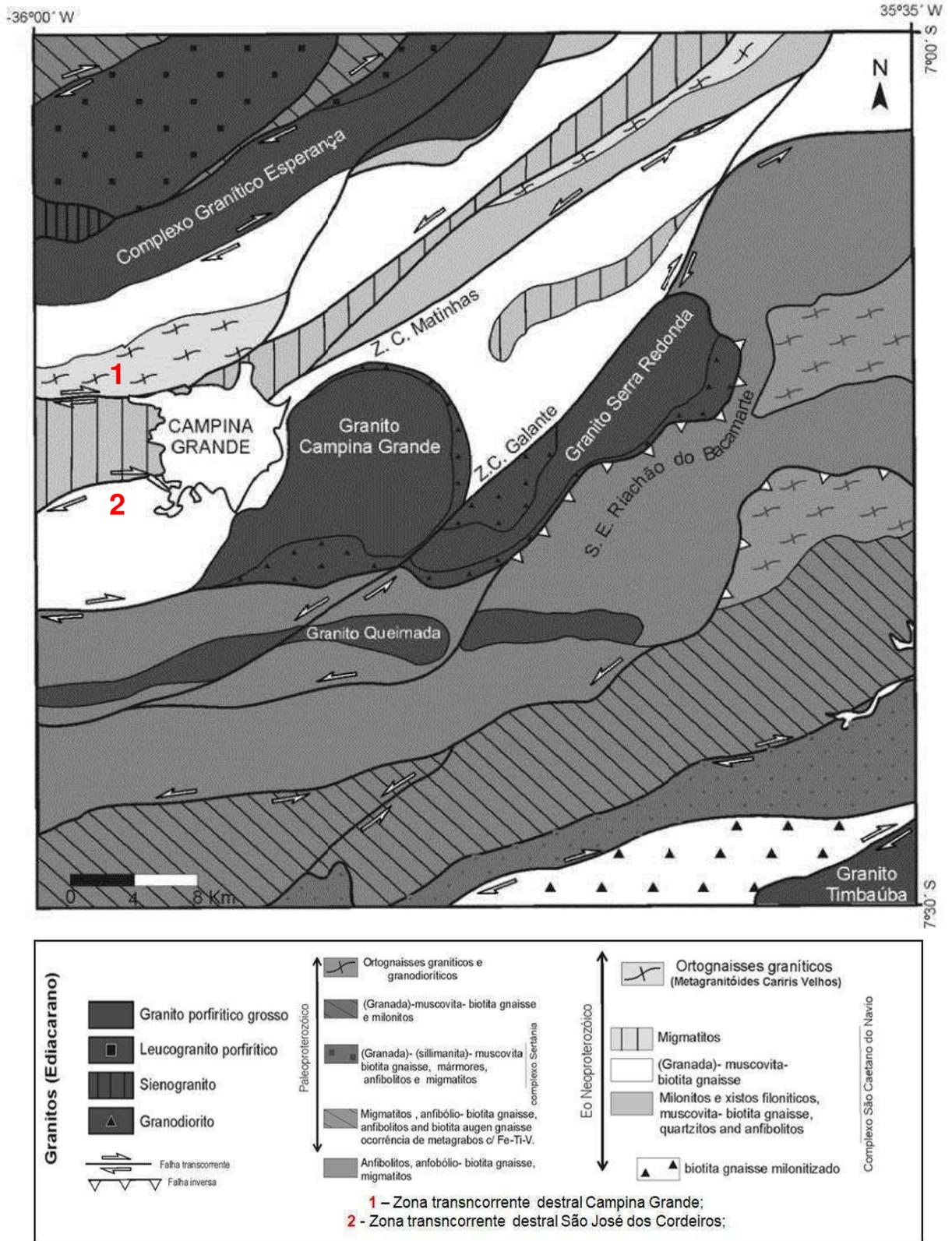


Figura 2: Mapa do Sistema de Cisalhamento Campina Grande (Modificado de RODRIGUES, 2008).

Dentre as principais zonas de cisalhamento caracterizadas no mapeamento sistemático realizado por Rodrigues (2008), nesta região, encontram-se as zonas transcorrentes sinistrais de Galante e Matinhas com orientação NE-SW e zonas transcorrentes dextrais de Campina Grande e São José dos Cordeiros, de orientação E-W, destacadas na Figura 2 pelos números 1 e 2, respectivamente. As deformações observadas na área são caracterizadas por apresentar foliação plano-axial (S_3) de dobras fechadas, em escala regional, com direção E-W e podendo assumir direção NE, com elevado mergulho e lineações de estiramento de baixo *rake*.

O domínio NW e a região sul do Granito Campina Grande sofrem influência das zonas de cisalhamento dextrais Campina Grande e São José dos Cordeiros, onde predominam foliações de orientação N-S e lineações de baixo caimento com direção E-W.

O domínio central localiza-se entre o Sistema de Cisalhamento Matinhas e Galante caracterizado pela distribuição da foliação em guirlanda com orientação NW-SE, lineações de baixo caimento de direção NE-SW e foliações de médio a baixo ângulo, sendo influenciado pelos esforços gerados pelas zonas de cisalhamento sinistrais. O domínio estrutural noroeste é caracterizado pela presença de foliações de médio ângulo de mergulho e orientação NE-SW e lineações de baixo caimento, também de direção NE-SW. Dentre esses domínios, o central é o que apresenta maior favorabilidade para desenvolver bons sistemas reservatórios de água subterrânea, uma vez que apresenta em seu arcabouço estrutural, uma combinação de foliação milonítica subverticalizada associado a dobramentos que podem originar rupturas em padrões conexos durante as reativações subsequentes.

Com relação ao Granito Campina Grande, Rodrigues (2008) afirma que a orientação das foliações magmáticas delinea o formato côncavo do corpo granítico favorecendo o desenvolvimento de fraturas de alívio, originadas pela erosão ou epirogênese.

O reconhecimento de estruturas tectônicas pode ser realizado com base na interpretação de feições morfoestruturais, deformacionais e anomalias magnéticas, obtidos a partir de imagens de fotografias aéreas, sensoriamento remoto, levantamentos aerogeofísicos e trabalhos de campo. Como discutido no item 3.2 a detecção das descontinuidades (juntas e falhas) é de extrema importância na favorabilidade da ocorrência de água subterrânea em aquíferos fissurais. No entanto

é necessário que essas estruturas sejam submetidas a deformações tectônicas ruptéis recentes e estejam associadas ao sistema de alimentação e recarga do aquífero. Nesse contexto, a primeira etapa a ser realizada em um estudo hidrogeológico consiste na análise de fotografias aéreas e da geologia de superfície onde o foco é a interpretação regional das descontinuidades e das estruturas dúcteis, que embora sejam originalmente fechadas, quando submetidas a processos de reativação, intemperismo e descompressão, podem se tornar abertas, uma vez que constituem os planos de fraqueza preferenciais para romperem. No presente trabalho foram utilizadas as análises dos domínios estruturais e litológicos regionais realizadas por Souza Filho *et al.* (2016) com base nos dados estruturais disponíveis nos trabalhos de mapeamento da Folha Campina Grande realizados por Rodrigues (2008) e Rodrigues *et al.* (2011).

A fotointerpretação, realizada por meio de fotografias na escala 1:70.000 (Figura 3), e o estudo de hipsometria a partir de imagem satelital ASTER GDEM 30 m (Figura 4), foram utilizadas na análise preliminar das estruturas existentes na área polarizada pelo município de Campina Grande.

De acordo com a imagem satelital ASTER GDEM 30 m gerada a partir dos dados de hipsometria, Souza Filho *et al.* (2016) realizaram uma análise quantitativa dos lineamentos de relevo negativo (Figura 4), onde foi possível observar que 82% das estruturas apresentam direção aparente N-S, NE-SW e ENE-WSW, com frequência de comprimento de até 2,0 quilômetros. Verifica-se ainda que as fraturas interpretadas como abertas apresentam direção N55W e variam em extensão de \leq 1,0 até 8,0 quilômetros. Estas estruturas são predominantes, uma vez que a partir de 4 quilômetros só elas passam a ser representativas.

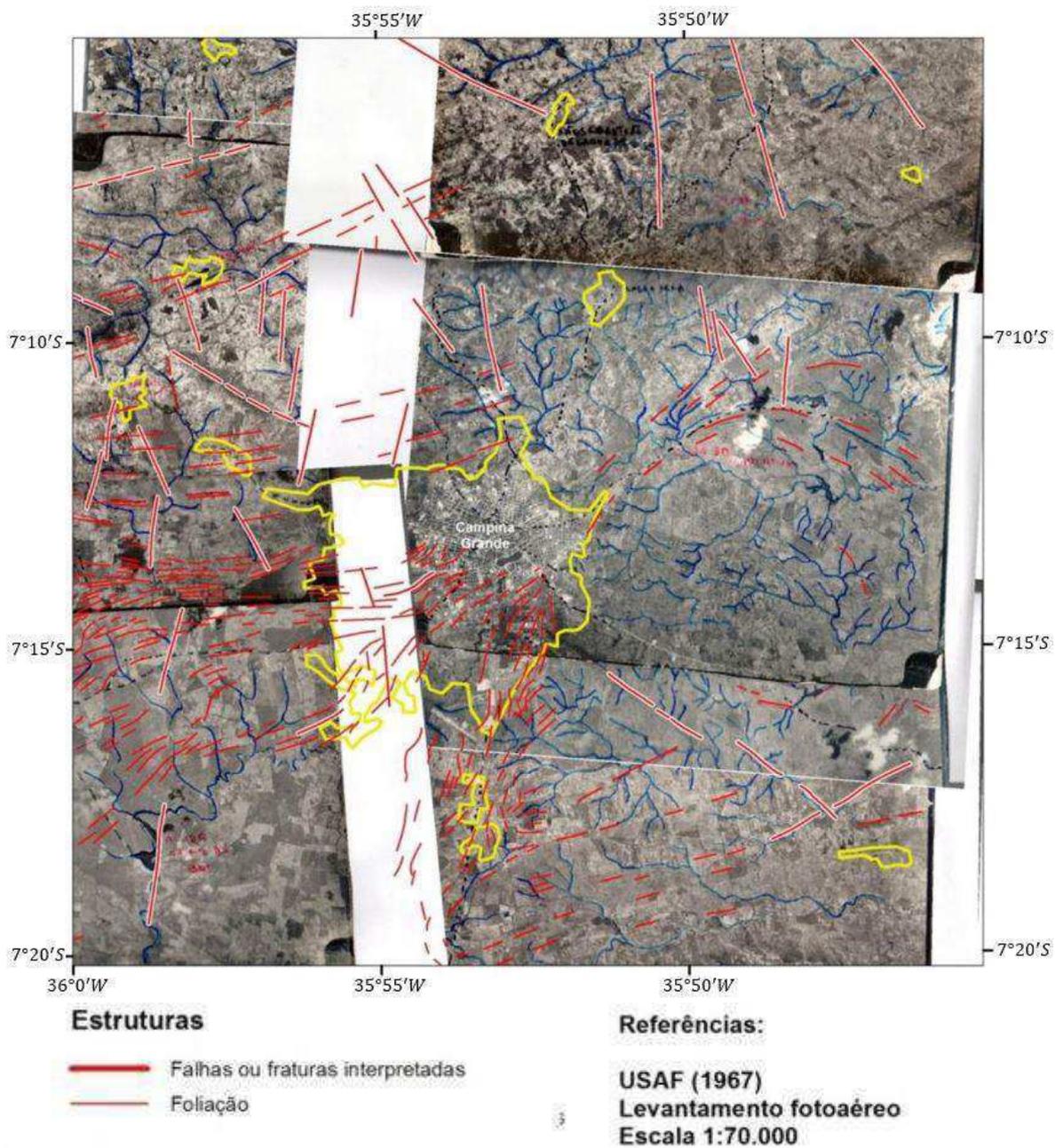


Figura 3: Fotointerpretação da lineamentos e estruturas tectônicas da região polarizada do município de Campina Grande-PB realizada por Souza Filho *et al.* (2016).

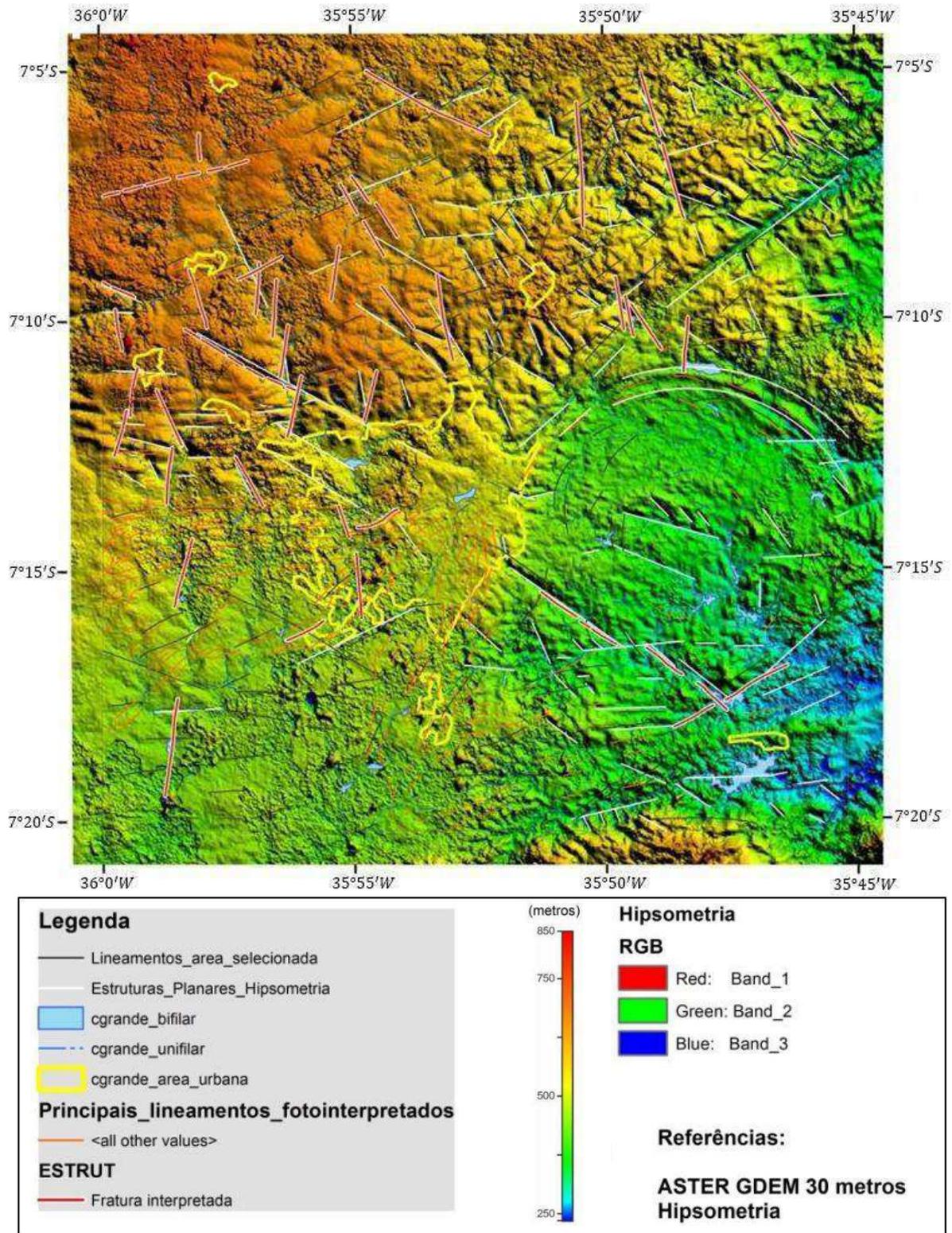


Figura 4: Análise de hipsometria realizada por Souza Filho *et al.* (2016).

3.2 ESTRUTURAS DE ACUMULAÇÃO DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM AQUÍFEROS CRISTALINOS

Siqueira (1963) e Costa (1997) analisaram em seus trabalhos diferentes situações geológicas favoráveis à acumulação de água no cristalino do Nordeste do Brasil e consideraram as discontinuidades (juntas e falhas) como as estruturas mais promissoras, evidenciando dessa forma a importância das estruturas rúpteis na criação de espaço nas rochas, permitindo a acumulação de reservas de água no cristalino. Dentre as principais estruturas que controlam a ocorrência de água subterrânea em rochas cristalinas encontram-se as fraturas, os contatos geológicos e as superfícies de foliação, incluindo as zonas de cisalhamento (Figura 5).

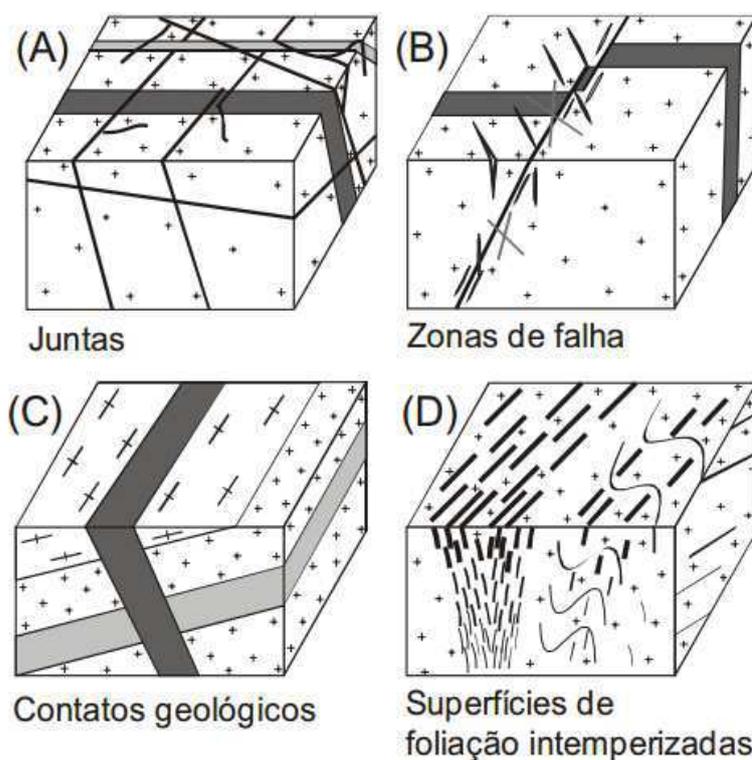


Figura 5: Tipos de estruturas que controlam a ocorrência de água subterrânea em rochas cristalinas (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

O termo fraturas no presente trabalho é utilizado, genericamente, para designar as juntas (ou diáclases) e falhas, segundo a definição de Loczy & Ladeira (1976). As juntas são discontinuidades ao longo das quais o movimento relativo entre os blocos é muito pequeno na escala considerada. Já as falhas (ou zonas de falhas) são estruturas planares em que se pode observar movimento relativo entre

os blocos envolvidos, paralelo ao plano da estrutura, cujas dimensões variam de metros a dezenas de quilômetros. Essas feições são geradas por deformação dúctil, decorrente do comportamento das rochas em relação aos esforços mecânicos impostos pela tectônica, pela contração da rocha durante o resfriamento de sua massa, alívio de pressão, compressão causada por subsidência e soterramento do pacote e/ou pela pressão de fluidos (FETTER, 2001).

Deve ser considerado ainda o papel dos contatos geológicos e das superfícies de foliação na possibilidade de proverem espaços abertos nas rochas. Os contatos geológicos se apresentam como contatos entre litologias distintas, mecanicamente contrastantes, como por exemplo, as paredes de diques e filões. Os planos de foliações e zonas miloníticas são estruturas dúcteis formadas em profundidade e originalmente fechadas, porém quando submetidas a processos de reativação, intemperismo e descompressão próxima à superfície da Terra podem se tornar abertas (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

Coriolano (2002) afirma que na avaliação do potencial hidrogeológico de fraturas devem ser levados em consideração a geometria do sistema de fraturas, incluindo as feições (abertura, rugosidade) de uma fratura individual, bem como a orientação, dimensões e conectividade entre diferentes famílias, sendo a geometria controlada pelo campo de tensões atuantes que as gerou, pelo tipo de rocha fraturada e pelas condições crustais em que ocorreu a formação das fraturas. Além disso, deve ser levado em consideração o comportamento atual (abertura vs. fechamento) das diferentes famílias de fraturas, condicionado pelo campo de tensões atual/neotectônica e pela evolução recente do terreno, associada principalmente aos processos de intemperismo.

A tectônica crustal exerce forte controle sobre a abertura das fraturas, podendo influenciar na densidade e na conectividade das mesmas. Banks *et al.* (1996) concluíram em seus trabalhos que o campo de tensões *in situ* influencia na direção e magnitude do fluxo de água subterrânea em rochas fraturadas. Fernandes (2006) afirma que os mecanismos de propagação de fraturas, que determinam a abertura das mesmas, podem ser controlados pelos campos de esforço. Dessa forma, o reconhecimento de conjuntos de fraturas relacionadas a um mesmo regime cinemático e respectivo campo de tensões é de extrema importância, uma vez que a abertura das fraturas depende da orientação das mesmas em relação ao campo de tensões atual.

Com base nas tensões atuantes, podem ser distinguidos quatro regimes de deformação (ou regimes cinemáticos): distensional, contracional e transcorrente e híbrido. Cada regime pode operar sob condições de cisalhamento puro, simples ou geral. Lawn & Wilshaw (1993) afirmam que a abertura das fraturas neste caso depende principalmente do mecanismo de sua propagação, sendo controlado pela magnitude dos principais esforços (máximo σ_1 e mínimo σ_3) atuantes na rocha. Dessa forma, as fraturas podem ser geradas pelos esforços de tração (modo I), onde ocorre a abertura/separação normal aos planos de ruptura ou pelos esforços de cisalhamento, onde os mesmos podem ser perpendiculares (modo II) ou paralelos (modo III) à frente de propagação da ruptura, como exemplificado na Figura 6.

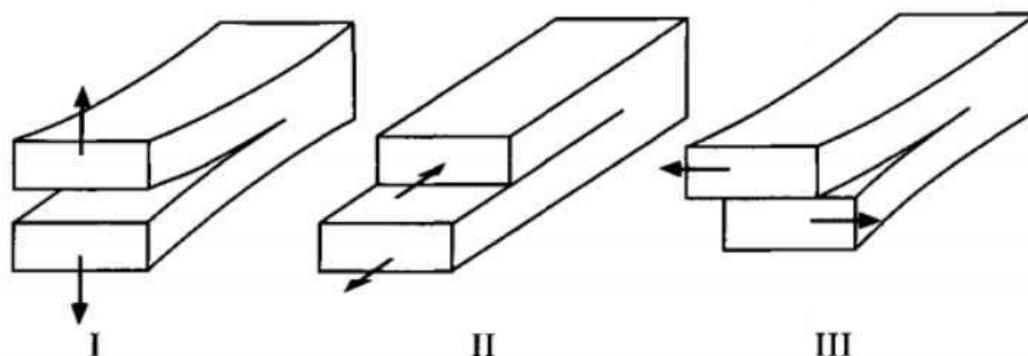


Figura 6: Modos de propagação de fraturas por extensão perpendicular à superfície da fratura (I) e pelo cisalhamento perpendicular (II) ou paralelo (III) à frente de propagação da ruptura (LAWN & WILSHAW, 1993).

As fraturas geradas pelo modo (I) tem origem perpendicular ao esforço mínimo principal σ_3 sendo denominadas de juntas ou fraturas de extensão. Já as fraturas de modo (II) e modo (III) são originadas pelo esforço diferencial compressivo ($\sigma_1 - \sigma_3$), formando um ângulo agudo com o esforço máximo σ_1 e um ângulo obtuso com esforço mínimo σ_3 , sendo então denominadas de fraturas de cisalhamento. Assim, dependendo do tipo de rocha e da magnitude e orientação das tensões, podem ser desenvolvidas as juntas de distensão (em geral formadas sob esforços de tração e/ou com a participação de fluidos, reduzindo a tensão efetiva atuante nas rochas), fraturas de cisalhamento ou falhas, juntas estilolíticas (em rochas passíveis de dissolução em condições superficiais, o que não ocorre no litotipos cristalinos

considerados no presente trabalho) e juntas/fraturas híbridas que são resultado do cisalhamento + dilatação ou contração (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

Diversos autores (CARLSSON & OLSSON 1981; BARTON et al., 1997; AYDIN, 2000; HEFFER & LEAN 1993; FINKBEINER et al.1997) relatam que as fraturas que apresentam baixo ângulo em relação ao eixo de compressão principal (convencionalmente representado pelo σ_1) são consideradas mais abertas, atuando como juntas de distensão, possuindo maior potencial hidrogeológico. Enquanto que as fraturas que possuem alto ângulo em relação à σ_1 atuam como fraturas fechadas, com componente de compressão, podendo também se comportar como fraturas de cisalhamento ou fraturas híbridas. A Figura 7 sintetiza a orientação das fraturas em relação ao regime de tensões atuante.

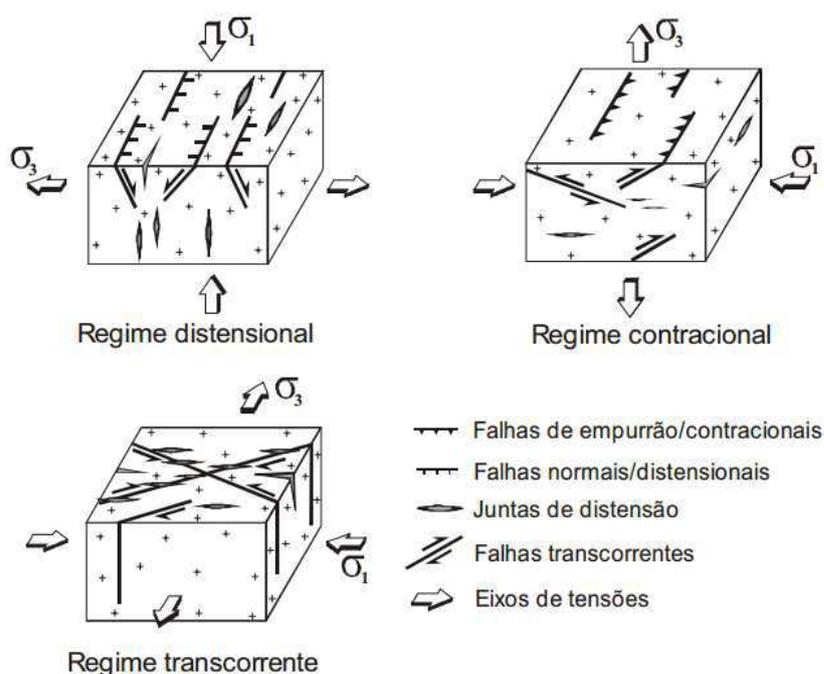


Figura 7: Falhas, eixos de tensões e regimes cinemáticos. Foram representadas apenas as juntas de distensão e as falhas em cada caso. Por convenção, σ_1 representa regime de compressão e σ_3 o regime de tração e o eixo σ_2 é sempre ortogonal ao demais (CORIOLANO, 2002).

Através do estudo da geologia estrutural é possível deduzir as direções de tensões que foram responsáveis pelos sistemas de fraturamento, entretanto, no cristalino o sistema de fraturamento tem uma história complexa em função dos diferentes episódios de deformação, que se sucedem durante o cenozóico. O sistema de tensões atuantes no Planalto da Borborema, região onde se localiza o presente estudo, é caracterizado em termos de compressão (σ_1) E-W e distensão (σ_3) N-S (ASSUMPÇÃO, 1992; LIMA NETO, 1998). A direção de distensão principal,

horizontal NNE a N-S (nos tempos tardi-Brasilianos, Cretáceo inferior-médio e Holoceno), condiciona as fraturas E-W como estruturas de distensão, mais abertas, sendo consideradas como uma ocorrência fortuita no potencial hidrogeológico do Nordeste brasileiro. Entretanto, no Planalto da Borborema as fraturas com alto ângulo são de ocorrência dominante, devido à cinemática transcorrente ou distensional vigente durante o seu desenvolvimento no final do Pré-Cambriano e no rifteamento cretáceo (CORIOLANO, 2002).

Costa (1986) *apud* Menegasse (1991) abordou os principais sistemas de fraturamento e as suas relações com o potencial aquífero. O autor considerou três sistemas em função do posicionamento frente aos tipos de esforços: sistema transversal e longitudinal (esforços de tração) e sistema angular (esforços de compressão). Como as fraturas transversais formam-se paralelamente à direção dos esforços compressivos e perpendicularmente à xistosidade, o autor afirma que são consideradas as mais favoráveis à locação de poços, uma vez que são originadas por tração, apresentando assim maior abertura entre as paredes.

Segundo Menegasse (1991) as fraturas angulares são formadas por um par conjugado com ângulo de 60° entre si, tendo como bissetriz a direção do maior esforço compressivo. Apresentam aberturas muito reduzidas, além de poderem ser colmatadas pelo processo de milonitização, sendo dessa forma consideradas pela maioria dos autores como desfavoráveis à locação de poços. Entretanto, Hausman (1975) em estudo realizado na região de Porto Alegre, afirma que em condições de clima favorável, pode ocorrer a decomposição dos minerais ao longo das zonas miloníticas e cataclásticas das rochas cristalinas e os poços situados nessas zonas apresentam valores de vazão altos.

Já as fraturas longitudinais são subparalelas à direção da xistosidade ou às charneiras das dobras, portanto, perpendiculares aos esforços compressivos. São resultantes dos esforços de tração, porém são geradas por alívio de tensões, devido a fenômenos epirogenéticos em áreas inicialmente sujeitas a elevadas tensões compressivas tangenciais à crosta (COSTA 1980 *apud* MENEGASSE, 1991). O autor relata que na região do nordeste brasileiro os poços situados ao longo desses fraturamentos apresentam vazões altas, devido uma maior abertura entre as paredes das fendas.

Em trabalho pioneiro no Brasil, Costa (1965) *apud* Costa (2008) apresenta a relação entre os tipos de fraturas (classificação geométrica) e sua influência na

qualidade e quantidade de água subterrânea em 50 poços no vale do Rio Paraíba, Nordeste do Brasil (Tabela 1), mostrando que os poços associados às fraturas transversais apresentam maiores vazões em relação às fraturas angulares.

Tabela 1: Influência das estruturas na quantidade e qualidade das águas subterrâneas no Vale do Rio Paraíba (Modificado de COSTA, 1965).

Tipo de fratura	Nº de Poços	Prof (m)	Vazão (l/h)	RT (mg/L)
Transversal	23	44	5.140	2.090
Angular	24	52	2.580	3.970
Ortogonal	2	55	220	9.470
Longitudinal	1	30	4.400	1.210
Média Geral	-	48	3.700	3.160

Diante desse contexto fica evidenciada a importância da descrição do sistema de fraturas (identificação dos tipos de fraturas, baseada em sua orientação, abertura, natureza do preenchimento, dentre outros fatores) nos estudos hidrogeológicos em rochas cristalinas. Entretanto, Singhal & Gupta (1999) afirmam que um fator extremamente importante no potencial hidrogeológico de um aquífero é a interconectividade das fraturas, uma vez que define os padrões de fluxo e a distribuição da permeabilidade.

No caso do Planalto da Borborema onde predomina a ocorrência de fraturas de alto ângulo, as interconexões podem ser formadas no encontro de diferentes famílias de fraturas, ou quando as mesmas são interceptadas por fraturas de baixo ângulo, em geral associadas à descompressão do terreno. As fraturas de baixo ângulo possibilitariam a distribuição da água superficial infiltrada em uma área mais ampla, alimentando um maior número de fraturas disponíveis (NASCIMENTO DA SILVA, 2004). Segundo Black (1994) uma rede de fraturas interconectadas ao longo de uma zona de falha, quando comparada com as juntas de distensão paralelas, apresenta um potencial hidrogeológico maior, uma vez que as juntas são estruturas abertas mas não necessariamente conectadas, como pode ser observado na Figura 8.

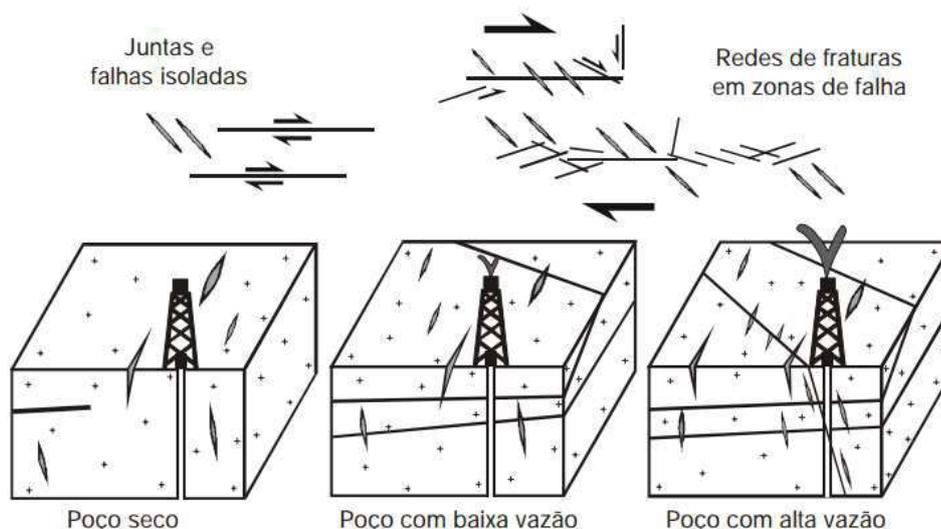


Figura 8: Conectividade de fraturas e a permo-porosidade estruturalmente induzida em rochas cristalinas. (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

Outro aspecto importante a ser avaliado é o efeito da exumação e do intemperismo sobre a permo-porosidade das rochas no potencial hidrogeológico dos aquíferos. Alguns autores (BOURGUET *et al.*, 1981; AVIAS, 1982; CARLSSON & OLSSON, 1981) reportam em seus trabalhos o papel do intemperismo no aumento do fraturamento, próximo à superfície, em geral, em profundidades menores que 60-80m.

Dessa forma, deve ser considerada a atuação dos processos intempéricos na abertura ou no fechamento dos planos de discontinuidades, foliações e contatos geológicos (SIQUEIRA, 1967). A efetividade dos processos intempéricos no caso das falhas/fraturas sofre influência principalmente do grau de cataclase/cominuição das rochas e sua eventual cimentação por soluções e precipitados minerais. Além disso, outro fator importante é o alívio de carga (descompressão) com a rápida exumação do terreno, criando fraturas de baixo ângulo, abertas e/ou expansão superficial no topo de amplas áreas dômicas. A pronunciada dissecação do Planalto da Borborema constitui um cenário onde os fatores combinados da descompressão + intemperismo geram fraturas sub-horizontais próximas à superfície, que decrescem em frequência com a profundidade e atuam conectando diferentes famílias de alto ângulo, onde boa parte foi também aberta na descompressão (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

Segundo Coriolano (2002) considerando um plano de fratura específico, a ação do intemperismo é muito variável. As rochas cristalinas fortemente cominuídas, e precipitados ricos em feldspatos, tendem a formar zonas e bolsões argilosos durante o intemperismo. Como a região onde se localiza o presente estudo é caracterizada por eventos rápidos de recarga e infiltração, os tampões argilosos tenderiam a ter vida mais curta, onde o material intemperizado, seria lavado naturalmente, perdendo a fração argila e se tornando mais granular (quartzoso) e permeável.

Olofsson (1994) afirma que quando o aquífero apresenta uma recarga adequada a partir da superfície, os processos de intemperismo podem criar em profundidade “bolsões ou câmaras” que apresentam condições de porosidade similares ou intermediárias às de uma rocha sedimentar, conduzindo ao acúmulo de grandes reservas de água (Figura 9). Acredita-se que essa seria a explicação para os poços que em superfície não apresentam indicação favorável à ocorrência de água subterrânea, porém apresentam valores de vazões anômalos (maiores que 10 mil l/h), uma vez que os mesmos exigiriam condições de recarga e geometria do sistema de fraturamento especiais e talvez improváveis. Assumindo essa hipótese a produtividade dos poços será função do tipo e volume de material (rocha sã ou alterada) interceptado (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

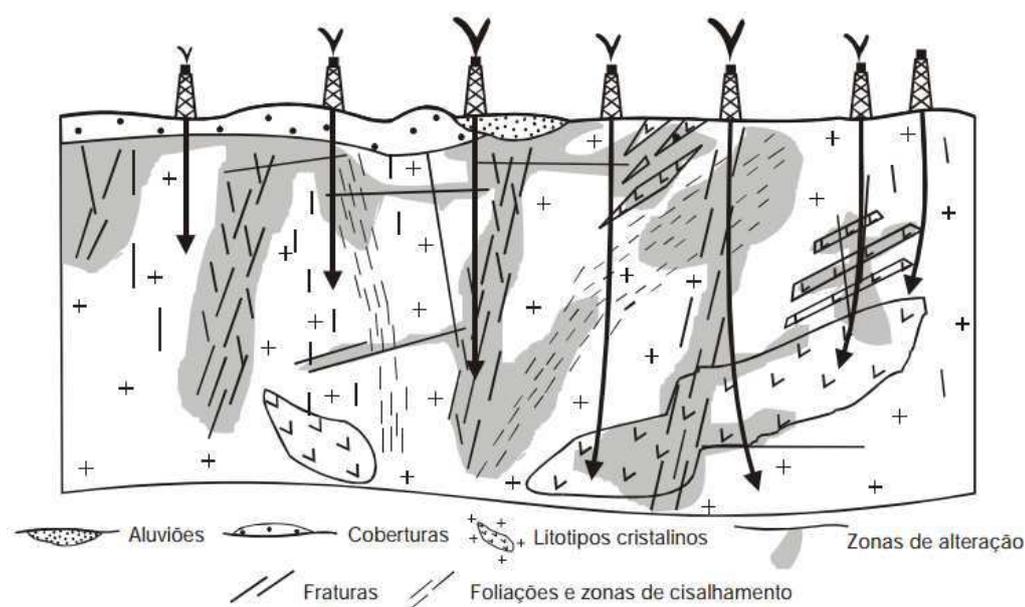


Figura 9: Ilustração do desenvolvimento de câmaras ou bolsões de rocha intemperizada em subsuperfície, controladas pela litologia e estruturas (CORIOLANO, 2002).

3.3 HIDROGEOLOGIA DE ROCHAS CRISTALINAS

Segundo Vallejo *et al.* (2002) aquíferos são reservatórios subterrâneos de água, caracterizados por camadas ou formações geológicas permeáveis, capazes de armazenar água e permitir que esta se movimente. Quanto ao tipo de rocha armazenadora podem ser classificados em três tipos: granular, cárstico e fissural (Figura 10).

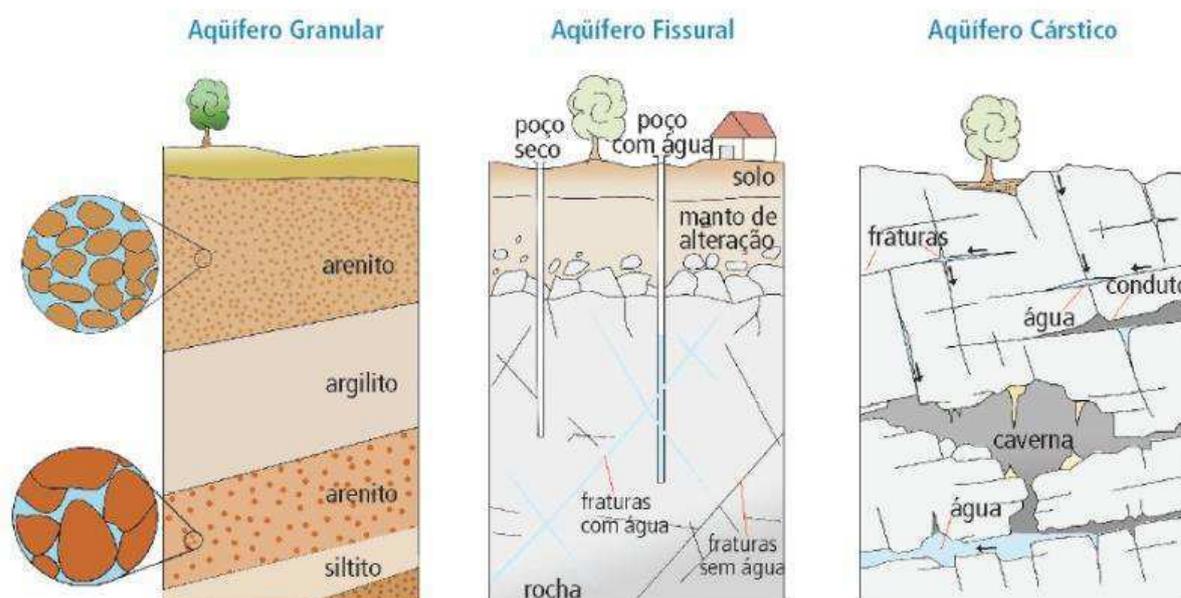


Figura 10: Classificação dos aquíferos de acordo com o tipo de porosidade da rocha (Instituto Geológico de São Paulo, 2008).

Os aquíferos granulares são formações geológicas constituídas por rochas clásticas consolidadas ou não consolidadas, em que a água ocorre ocupando os espaços intergranulares, como por exemplo, arenitos e aluviões. Já os aquíferos cársticos são formados em rochas carbonáticas, onde os processos de dissolução do carbonato pela água dão origem a fraturas e outras discontinuidades (diáclases), propícias ao armazenamento de grandes quantidades de água.

Os aquíferos fissurais são formados por rochas ígneas e metamórficas e são caracterizados por apresentarem discontinuidades (juntas, falhas) abertas que permitem a circulação de água, devido a deformações sofridas pela rocha, quando submetida a esforços tensionais de naturezas diversas.

Neste trabalho serão estudados exclusivamente possíveis aquíferos fissurais.

3.3.1 CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS AQUÍFEROS FISSURAIS

A área de estudo do presente trabalho está inserida no domínio hidrogeológico das rochas cristalinas, onde a principal forma de circulação e armazenamento de água ocorre ao longo das superfícies e/ou planos de descontinuidades, caracterizando dessa forma, um aquífero fissural.

Esses reservatórios são caracterizados por apresentarem uma porosidade primária insignificante, onde os vazios intercristalinos condicionantes da porosidade são mínimos e não conectados. Segundo Davis & Turk (1964), a porosidade da rocha cristalina não alterada e não fraturada é menor que 1% e a permeabilidade é tão pequena que pode ser considerada desprezível. Já a porosidade da rocha alterada pode atingir até 45% de porosidade.

As permeabilidades primárias dessas rochas, expressas como condutividade hidráulica são extremamente pequenas, variando entre 10^{-3} e 10^{-6} ms^{-1} , onde as mesmas são função da intensidade do intemperismo e do grau de faturamento. O intemperismo e o grau de fraturamento dependem da profundidade e causam variações na distribuição da capacidade específica (NEVES, 2005).

Logo, a ocorrência dessas descontinuidades cria uma porosidade e permeabilidade secundárias responsável pelo armazenamento e circulação de água subterrânea, resultando em reservatórios de pequena extensão. Assim, o potencial hidrogeológico desse tipo de aquífero depende da densidade, conectividade e abertura das fraturas pré-existentes.

Neves (2005) afirma que a permeabilidade é determinada pela abertura da fratura, que, por sua vez, é governada pelas propriedades geomecânicas da rocha. A teoria mostra que uma simples fratura de 1,0 mm de abertura pode transmitir mais água de que 900 fraturas paralelas planares de 0,1 mm de abertura. Segundo Costa (2008) a condutividade hidráulica (ou permeabilidade) e o armazenamento d'água de um aquífero fraturado, dependem dos seguintes fatores (Figura 11):

- Amplitude das fissuras (l);
- Abertura das fissuras (a);
- Forma e rugosidade das paredes das fissuras (R);
- Frequência ou espalhamento das fissuras (bf);
- Número de famílias ou sistemas de fissuras (n);

- Orientação e posição das fissuras (direção e mergulho);
- Porosidade e permeabilidade da matriz rochosa;
- Propriedades do material que preenche as fissuras;
- Distribuição da amplitude da fissura no sistema, que determina a heterogeneidade e anisotropia.

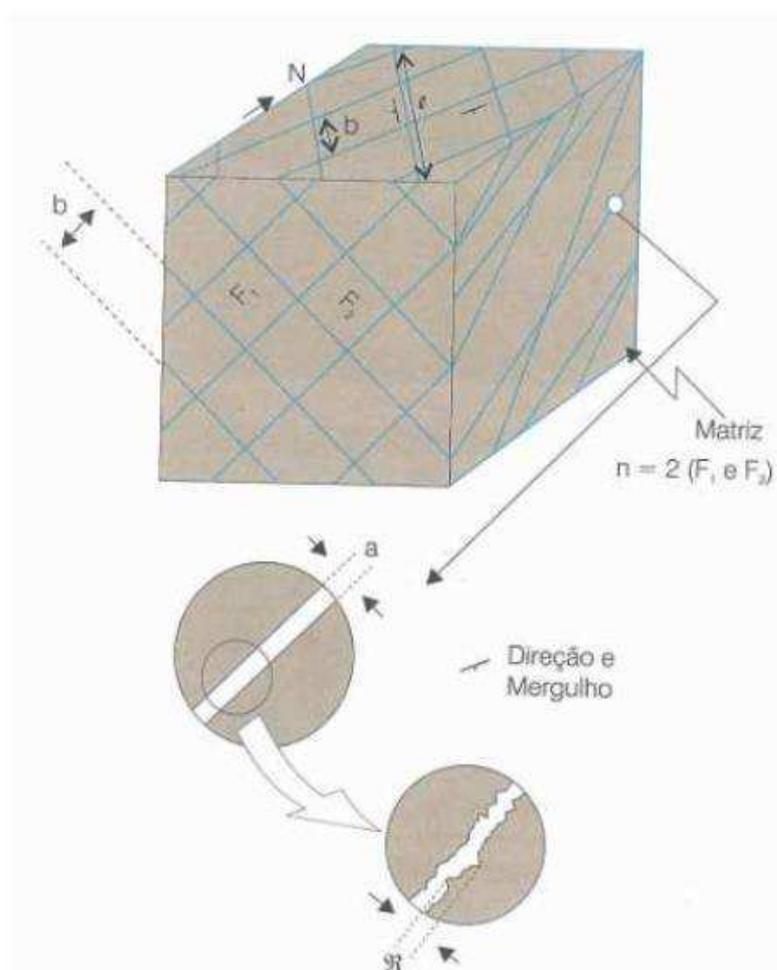


Figura 11: Elementos do aquífero fissural (COSTA, 2008).

A rocha fraturada constitui um meio descontínuo, heterogêneo e anisotrópico, entretanto, dependendo da escala de trabalho, segundo Custodio & Llamas (1996), Freeze & Cherry (1979) e Fernandes (1997) a análise do fluxo de água subterrânea pode seguir dois tipos de abordagens: meio contínuo ou meio descontínuo. Na abordagem do meio fraturado como meio contínuo é necessário determinar o Volume Elementar Representativo (VER) ou *Representative Elementary Volume* (REV) o qual constitui o mínimo volume de rocha considerado representativo do meio fraturado, utilizado para determinar as características hidráulicas, como condutividade, porosidade e compressibilidade (Figura 12). A substituição do meio

fraturado pelo meio contínuo representativo (VER) só será válida se o faturamento for suficientemente denso a ponto do meio fraturado se comportar hidraulicamente como poroso (FREEZE & CHERRY, 1979).

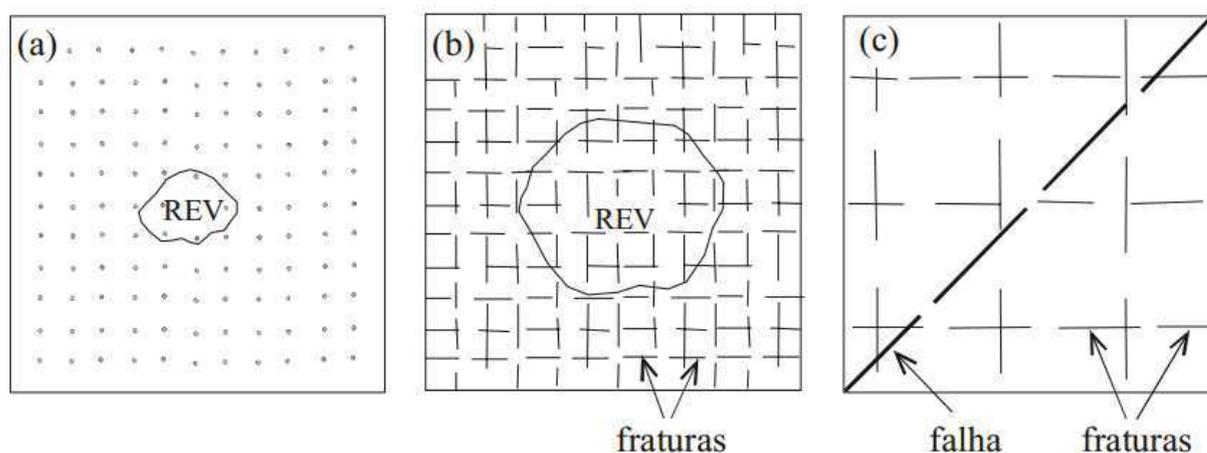


Figura 12: Volume Elementar Representativo (VER) em diferentes condições: (a) rocha porosa homogênea, (b) rocha fraturada homogênea e (c) rocha fraturada com grandes descontinuidades onde o VER é muito grande ou não existe (SINGHAL & GUPTA, 1999).

Quando se utiliza a abordagem de meio contínuo, a Lei de Darcy para fluxo laminar e linear, torna-se válida e a condutividade hidráulica do meio (K) pode ser calculada pela equação 1 desenvolvida por Snow (1968), denominada de Lei Cúbica:

$$K = \frac{\rho g N b^3}{12 \mu} \quad (1)$$

Onde:

ρ_w = densidade da água;

μ = viscosidade da água;

g = aceleração da gravidade;

N = número de fraturas por unidade de distância (frequência);

b = abertura das fraturas.

Pela equação acima, nota-se, que a abertura da fratura exerce maior influência que a densidade de fraturas na determinação da condutividade hidráulica, uma vez que o K nos meios fraturados é diretamente proporcional ao cubo da abertura e com a densidade sofre apenas uma variação linear (Figura 13). Esse fato

explicaria a razão da maior parte da água dos poços de alta vazão ser oriunda de apenas uma ou duas fraturas, interconectadas com uma ampla rede de fraturas menores que mantêm a produtividade, segundo Banks *et al.* (1996 *apud* NEVES 2005).

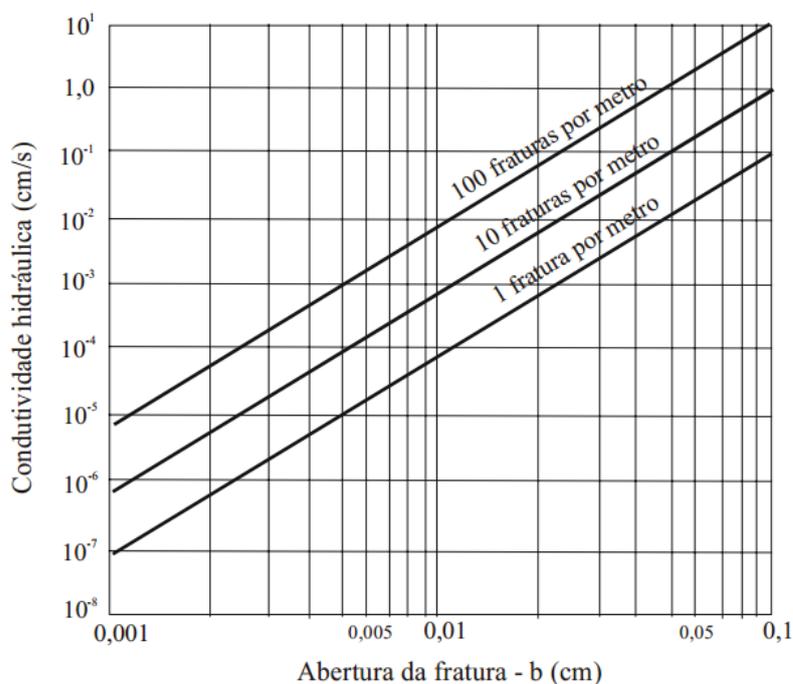


Figura 13: Influência da abertura da fratura (b) e do espaçamento nos valores de condutividade hidráulica (HOEK & BRAY, 1981 *apud* DOMENICO & SCHWARZ, 1990).

É importante ressaltar que a abordagem contínua apresenta uma limitação com relação à escala considerada na determinação do REV, uma vez que o mesmo pode se tornar muito grande e não ser representativo de um meio homogêneo ou até mesmo nem existir. Na grande maioria dos casos é mais adequada a abordagem do meio descontínuo, onde será analisada a hidráulica do fluxo de fraturas individuais. Nos aquíferos cristalinos, são as fraturas individuais ou em zonas densamente cizalhadas que fornecem os caminhos preferenciais para a circulação da água, com produção relativamente independente com relação ao número de fraturas atravessadas pelo poço (MATOS DE ANDRADE, 2010). Neste caso, a permeabilidade do meio fraturado, onde um poço atravessa um número desconhecido de fraturas abertas pode ser expressa em termos da transmissividade (T) de um dado intervalo, por meio de ensaios realizados em campo pela seguinte equação (NOVAKOWSKI, 1995):

$$T = \frac{\rho g (2b^3)}{12\mu} \quad (2)$$

Onde:

ρ_w = densidade da água;

μ = viscosidade da água;

g = aceleração da gravidade;

b = somatório das aberturas das fraturas individuais atravessadas pelo poço.

Diante desse contexto fica evidenciado que a abertura das fraturas é um fator fundamental para a produtividade dos poços em terrenos cristalinos, entretanto, os valores de produtividade são variáveis, uma vez que esse tipo de rocha apresenta características hidráulicas bastante heterogêneas. Banks & Robins (2002) reportam que uma maneira de prever os riscos associados à perfuração de um poço em terrenos cristalinos seria por meio da construção de curvas de distribuição da produtividade dos poços existentes em uma determinada área. Para exemplificar esse fato a Figura 14 apresenta os resultados obtidos em estudos realizados na Noruega sobre a variação da produtividade em granitos, metassedimentos e gnaisses. O gráfico mostra que a vazão média obtida em granitos foi de 600 L/h e no caso do poço ser perfurado aleatoriamente existiria cerca de 50% de chance de ocorrer esta vazão. 72% dos poços apresenta vazão inferior a 1.200 L/h, sendo a probabilidade de obter essa vazão de cerca de 28%, enquanto que se o objetivo estivesse centrado em obter uma vazão 100 L/h existiria 90% de probabilidade de sucesso. Constatou-se ainda, que os gnaisses apresentam valores de produtividade mais altos do que os metassedimentos, e os mesmos apresentam valores mais altos do que nos granitos.

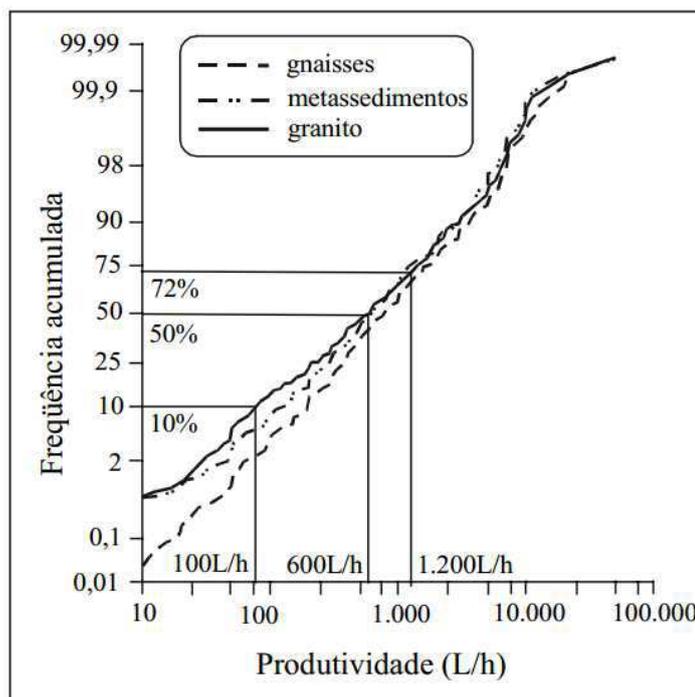


Figura 14: Diagrama da distribuição de produtividade de poços que explotam em gnaisses, metassedimentos e granitos na Noruega (MORLAND, 1997 *apud* BANKS & ROBINS, 2002).

3.3.1.1 Fatores Controladores da Capacidade do Aquífero Fissural

Como citado anteriormente, os aquíferos fraturados cristalinos apresentam caráter heterogêneo, anisotrópico e descontínuo, entretanto, o seu potencial é influenciado por diversos fatores naturais. Neves (2005) afirma que o comportamento hidráulico dos diferentes tipos de rochas cristalinas é função das propriedades intrínsecas da rocha e de fatores externos a ela.

Diversos autores (LEGRAND, 1954; SIDDIQUI & PARIZEK, 1971; YIN & BROOK, 1992; BRIZ-KISHORE, 1993; HENRIKSEN, 1995; MABEE *et al.*, 1994 dentre outros) reportam em seus trabalhos o fator ou a combinação de fatores controladores da produtividade dos poços em rochas fraturadas. Dentre os autores brasileiros que mais se destacam no desenvolvimento de estudos sobre o tema, temos o trabalho de Costa (1986), com ênfase no cristalino do nordeste do Brasil. A seguir, serão apresentados os principais fatores controladores da produtividade dos aquíferos em rochas cristalinas, considerados no presente trabalho.

3.3.1.1.1 Clima

Em terrenos cristalinos, o clima exerce influência na produtividade de um aquífero através do controle da recarga, da natureza do material de intemperismo e a profundidade (CUSTODIO & LLAMAS, 1996). Segundo Costa (1980) a intensidade da precipitação altera o nível freático, a quantidade e qualidade da água e em regiões climáticas distintas, como por exemplo, na região Sudeste do Brasil e no semi-árido Nordeste causam diferenças consideráveis nas características dos aquíferos.

Nas regiões semi-áridas e áridas, o manto de cobertura (alúvios, elúvios e colúvios) constitui-se de uma camada fina, geralmente com espessura média da ordem de 5 metros. Já em regiões de clima úmido, onde os índices de pluviosidade média anual são elevados, a camada alterada apresenta espessura média de 45 metros (Costa, 2008).

As áreas estudadas estão localizadas na Mesorregião Agreste do estado da Paraíba. Essa região apresenta clima do tipo As' – quente e úmido e BSs'h' – semi-árido, segundo a classificação de Köppen. As chuvas estão concentradas entre os meses de abril e julho, sendo este último o mês de maior precipitação. A precipitação pluviométrica média anual é 765 mm. E a evapotranspiração é superior a precipitação durante quase todo o ano, apresentando valores inferiores em apenas um ou dois meses. A combinação da pluviosidade média anual relativamente baixa e alto índice de evapotranspiração condicionam a baixa infiltração e recarga dos aquíferos nessas áreas.

3.3.1.1.2 Manto de Intemperismo (Regolito)

O manto de intemperismo é constituído por rochas e minerais alterados pelo intemperismo físico-químico. Segundo Neves (2005), os terrenos pré-cambrianos permaneceram expostos aos processos intempéricos por tempo prolongado, dando origem ao manto de alteração ou manto de intemperismo. Esta camada constitui o regolito, que inclui o solo residual e o saprólito. O saprólito é derivado da alteração e desagregação *in situ* e o solo residual se desenvolve a partir do saprólito subjacente

por dissolução e lixiviação, combinados com outros processos químicos, físicos e biológicos.

Para Lachassagne *et al.* (2001), a espessura do manto de alteração é um dos fatores mais importantes que mantêm a disponibilidade de água subterrânea por longos períodos em terrenos cristalinos. Em seu modelo conceitual (Figura 15), o perfil de alteração é formado, da base para o topo, por:

- I. **Rocha sã:** transmissiva e permeável apenas localmente, sendo afetada pelo fraturamento tectônico;
- II. **Zona intermediária:** alterada e fissurada, caracterizada por juntas sub-horizontais, cuja gênese é atribuída à descompressão e aos processos de alteração. O número de juntas diminui com o aumento da profundidade;
- III. **Camada alterada superficial:** com espessuras que variam de zero até várias dezenas de metros. Sua composição argilo-arenosa confere permeabilidade relativamente baixa, mas significativa capacidade de retenção de água. Quando saturadas, estas camadas armazenam a maior parte da água subterrânea neste contexto hidrogeológico.

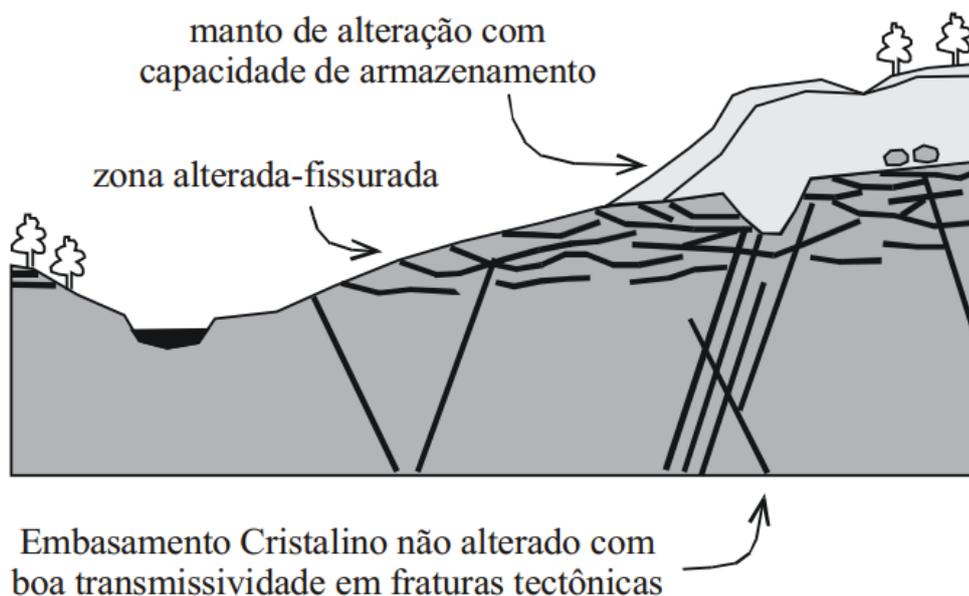


Figura 15: Modelo de perfil de alteração e seu controle sobre os aquíferos em rochas cristalinas (LACHASSAGNE *et al.*, 2001).

Nas regiões de clima árido e semi-árido, predomina o intemperismo físico, formando uma cobertura sedimentar pouco espessa, variando de alguns centímetros

a poucos metros de espessura. Enquanto que em regiões de clima úmido e chuvoso, predomina o intemperismo químico, resultando em uma cobertura sedimentar espessa, que pode atuar como zona de recarga ou até mesmo como aquífero. Segundo Davis & Turk (1964) a espessura da zona intemperizada depende da história geológica da área. Em regiões sujeitas a rápidos e intensos processos erosivos, a rocha não pode estar na superfície do terreno. Já em áreas pouco erodidas a rocha alterada pode se estender até 90 metros de profundidade, sendo comuns as profundidades entre 20-30 metros.

Acworth (1987) afirma que rochas de composição ácida e granulação grossa (granitos, gnaisses, granodioritos) tendem a formar manto de intemperismo profundo, com cobertura arenosa permeável espessa. Já segundo Larsson (1984) os minerais das rochas de composição básica (gabros, dioritos) são mais susceptíveis à alteração, dando origem ao manto de intemperismo espesso, com predominância de coberturas argilosas, sendo menos permeáveis do que o manto de intemperismo formado em rochas ácidas.

As rochas metamórficas de composição mineralógica predominantemente micácea, como os xistos, filitos e ardósias, são constituídas por minerais relativamente estáveis em superfície (muscovita, quartzo, clorita) tendendo a formar regolito argiloso delgado. Porém, as mesmas apresentam normalmente planos de foliação proeminentes e com alta densidade, onde a ação do intemperismo tende a provocar o deslocamento da foliação dando origem a zonas de alta condutividade hidráulica (MENEGASSE, 1991).

No município de Campina Grande-PB, ocorrem solos pouco profundos e com características morfológicas, físicas e químicas, que favorecem o desencadeamento de processos erosivos, contribuindo para incrementar o déficit hídrico subterrâneo na região, tendo em vista que a erosão retira o material que fica sobre a rocha, diminuindo a espessura do manto de alteração e, conseqüentemente, sua capacidade de armazenamento de água. As áreas estudadas no presente trabalho apresentam coberturas coluviais-eluviais, compostas por material inconsolidado, localizada acima do manto de intemperismo, com espessura variando de 3-10 metros de profundidade. Ocorrem ainda, ocasionalmente, afloramentos de rochas na superfície do terreno.

3.3.1.1.3 Topografia

Autores, como LeGrand (1967), McFarlane *et al.* (1992) e Henriksen (1995) destacam em seus trabalhos a influência da topografia sobre a produtividade dos poços, especialmente de poços rasos onde a contribuição do manto alterado é maior. Segundo Parizek & Siddiqui (1969), poços perfurados em vales podem ser oito vezes mais produtivos do que os situados em encostas e topos.

Poços perfurados nos talvegues dos vales apresentam as melhores vazões, seguidos pelos localizados nas planícies, nas vertentes e por fim, no topo das elevações. A melhor situação topográfica situa-se nas depressões de bacias, seguidas por áreas de planície (CORIOLANO, 2002). Henriksen (1995) afirma que as áreas planas, mesmo aquelas topograficamente elevadas, podem ser mais produtivas devido à presença de coberturas superficiais mais espessas, além de receberem maiores recargas. Já Winter (1999) mostrou que no aspecto regional, áreas topograficamente elevadas são excelentes como zonas de recarga, enquanto que áreas topograficamente mais baixas são zonas de descarga. A Figura 16 apresenta uma representação esquemática das situações de relevo citadas anteriormente e sua relação com a produtividade dos poços.

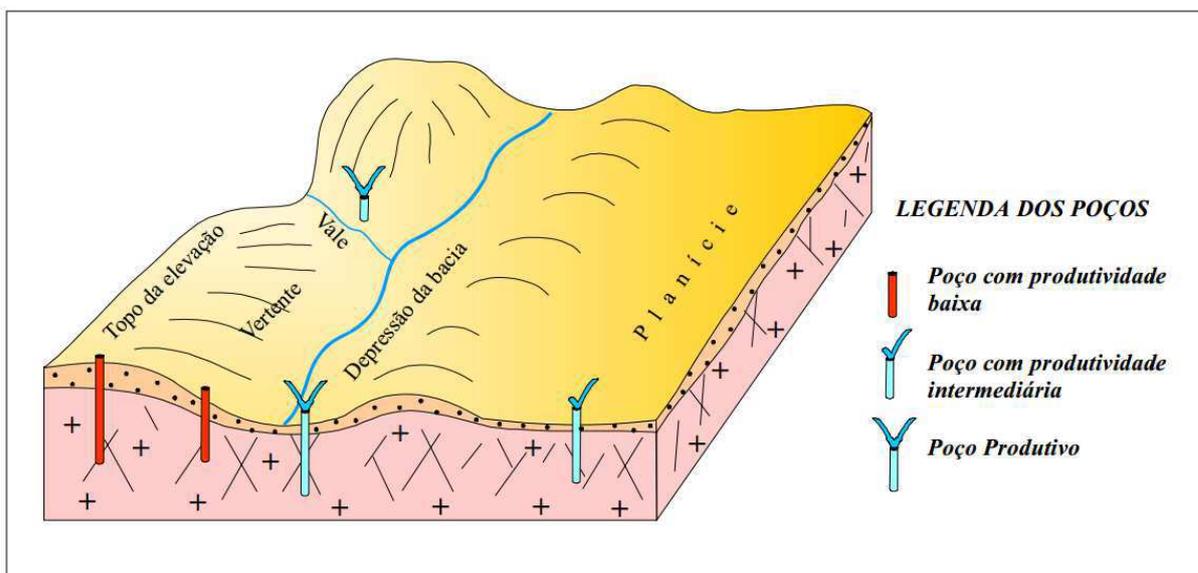


Figura 16: Diferentes situações de relevo e sua relação com a vazão dos poços (Coriolano, 2002).

Nas áreas estudadas predominam relevo ondulado com acentuados declives, principalmente próximos às linhas principais de drenagem e apresentam dois domínios morfológicos distintos, compostos por rochas cristalinas e cobertura sedimentar coluvionar-aluvionar, onde são observados lineamentos estruturais representados pelo alinhamento das drenagens superficiais e pelas feições topográficas, marcadas pela quebra da morfologia no contato das coberturas sedimentares com o embasamento cristalino. Assim, as relações litológicas e estruturais da área são fundamentais na configuração atual do relevo, sendo o mesmo de suma importância na determinação do volume de água armazenado nas fraturas em terrenos cristalinos.

3.3.1.1.4 Formas de Relevo

Neves (2005) define as formas de relevo (*landforms*) como produto final do intemperismo natural, onde suas características dependem das condições climáticas passadas e atuais, dos tipos de rochas, das feições estruturais e do tempo envolvido no intemperismo.

As *landforms* podem ser divididas em dois grupos: erosionais e deposicionais (Figura 17). As *landforms* erosionais estão associados com terrenos de superfície rochosa resistente erodida. Já as *landforms* deposicionais são compostas tipicamente por sedimentos inconsolidados e são formadas por processos deposicionais de rios, ventos, dentre outros. Em rochas cristalinas os *landforms* desenvolvidos são os relevos estruturais ou residuais, inselbergues, pedimentos, pedimentos enterrados, vales erosionais e vales preenchidos (SINGHAL & GUPTA, 1999).

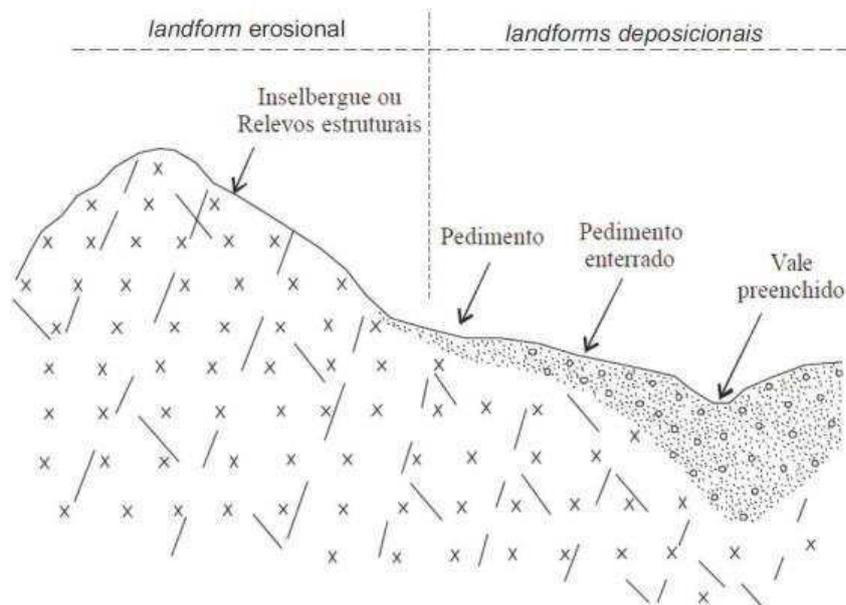


Figura 17: Perfil esquemático com as diferentes formas de relevo (*landforms*) existentes nos terrenos cristalinos (SINGHAL & GUPTA, 1999).

Os relevos estruturais apresentam morfologia controlada em grande parte pelas estruturas das rochas e pela litologia, sendo resultado de processos combinados de tectonismo e denudação. A disponibilidade de água subterrânea é geralmente muito pequena nestas áreas, pois a infiltração é limitada, ocorrendo ao longo dos planos de fraqueza como falhas e juntas. Já os *inselbergues* são pequenos morros residuais que ocorrem isoladamente acima do nível geral da planície erosional. Apresenta potencial para água subterrânea desprezível, pois tem uma área de recarga pequena, declives altos e baixa permeabilidade das rochas.

Os vales erosionais são vales rasos, que ocorrem junto aos relevos estruturais, sendo compostos por material inconsolidado de espessura limitada, sujeitos a erosão e de baixo potencial para armazenamento de água.

Os pedimentos são formados por rochas cristalinas sotopostas a uma camada de solo de espessura reduzida, podendo ser recoberto por material coluvial ou não, constituindo superfícies erosivas planas ou suavemente inclinadas. Apresentam pequena profundidade do material intemperizado e grande flutuação do lençol freático, caracterizando dessa forma, um potencial para acumulação de água subterrânea limitada. Os pedimentos enterrados ocorrem quando a superfície inclinada do pedimento é gradualmente recoberta por espesso manto de solo residual e material coluvial. A espessura dessa cobertura sedimentar varia em torno

de 20 a 100 metros, apresentando assim uma área de recarga grande, constituindo zonas potenciais para a acumulação de água subterrânea.

Por fim, os vales preenchidos são considerados os *ladforms* mais importantes para a exploração de água subterrânea em terrenos cristalinos, sendo formados por depósitos de canal, desenvolvidos por processos de pedimentação profunda em um ambiente erosional de rocha dura, apresentando declives suaves, altos teores de umidade e vegetação densa (NEVES, 2005).

3.3.1.1.5 Litologia

O tipo e textura da rocha cristalina interferem na potencialidade dos aquíferos, uma vez que a litologia exerce influência sobre os padrões de fraturamento e sobre as características do manto de alteração, como espessura e permeabilidade (BANKS *et al.*, 1996; FERNANDES, 1997).

Davis & Turk (1964) afirmam que em situações geológicas semelhantes, rochas de granulação mais grossa e ricas em quartzo, como granitos, pegmatitos e quartzitos, resultam em poços mais produtivos do que em outras rochas cristalinas, pois apresentam sistema de fraturas mais abertas e favorecem à formação de horizontes arenosos no manto de intemperismo espesso, facilitando os processos de recarga (CAVALCANTE, 1990; FOSTER, 2012). Enquanto que filitos, xistos e ardósias geralmente apresentam produtividade mais baixa, devido à presença de minerais micáceos que se alteram para argilas, tendendo a colmatar as fraturas, apresentando dessa forma, baixa transmissividade se comparados com granitos e gnaisses (SINGHAL & GUPTA, 1999).

Segundo Brito Neves & Albuquerque (2004) milonitos associados a grandes zonas de cisalhamento também apresentam baixa produtividade, exceto quando ocorre a decomposição dos minerais ao longo das zonas milonitizadas.

Banks *et al.* (1994) relataram que a vazão mediana típica dos granitos é de 1m³/h e segundo Gustafsson e Krásny (1994) ocorre com uma variância maior do que em outras rochas cristalinas, devido apresentarem zonas estreitas intensamente fraturadas, isolando corpos essencialmente maciços, ou sem fraturas.

Nas zonas de contato entre duas litologias distintas, o contato de pequenos corpos intrusivos com diferenças texturais e/ou mineralógicas com relação às

encaixantes, podem apresentar maior permeabilidade devido o fraturamento gerado pelo mecanismo de intrusão (FERNANDES, 1997). Le Borgne *et al.* (2006) destacam a existência de poços com produtividade anômalas, da ordem de 78 m³/h a 120 m³/h, perfurados ao longo de contatos geológicos.

Diante desse contexto, Banks *et al.* (1994) afirmam que dentro de um mesmo tipo litológico a variação na permeabilidade da rocha pode ser de 3, a 8 ordens de grandeza ao longo de uma única perfuração, de modo que é possível encontrar produtividades altas ou muito baixas em qualquer tipo de rocha cristalina. Os referidos autores afirmam ainda que a litologia por si só não exerce grande influência nas propriedades e produtividade dos aquíferos cristalinos, porém seus efeitos são refletidos nas propriedades mecânicas do embasamento cristalino e na formação de diferentes tipos de manto de intemperismo.

3.4 MODELOS DE OCORRÊNCIA DE ÁGUA SUBTERRÂNEA EM TERRENOS CRISTALINOS

Existem atualmente três modelos de ocorrência de água subterrânea nos terrenos cristalinos, consagrados na literatura, que são utilizados como ferramenta de auxílio na prospecção de água subterrânea: os modelos Riacho-Fenda (SIQUEIRA, 1963), Calha Elúvio-Aluvionar (AVELINO DA SILVA, 2000; NASCIMENTO DA SILVA *et al.*, 2001) e Bolsões ou Câmara de Intemperismo (CORIOLANO, 2002).

Tradicionalmente, desde a década de 60, a metodologia utilizada nas locações é baseada quase que exclusivamente no modelo Riacho-Fenda (SIQUEIRA, 1963). Essa metodologia utiliza basicamente os critérios estruturais, através principalmente, da análise de fotografias aéreas e da geologia de superfície para identificar as zonas intensamente fraturadas, na maioria das vezes com riachos encaixados. Entretanto, a locação de poços em terrenos cristalinos representa um desafio para os hidrogeólogos, uma vez que o índice de insucesso nas locações é elevado. Segundo Medeiros (1987), nos poços perfurados no cristalino do Estado da Bahia, o índice de insucessos nas locações, utilizando o método tradicional, fica em torno de 30%.

Nesse contexto, existem situações em que essa metodologia não se torna válida, pois não é possível precisar o local exato das zonas de fraturas em virtude, por exemplo, da presença de cobertura sedimentar muito espessa ou escalas desfavoráveis das fotografias aéreas, que aliadas ao índice de incerteza da presença de água nas fraturas, tornam de extrema importância reconhecer outros mecanismos de acumulação de água no cristalino. Devido à demanda por estudos voltados para o entendimento da percolação e retenção da água subterrânea em rochas cristalinas surge a proposição de novos modelos como o Calha Elúvio-Aluvionar e Bolsões ou Câmara de Intemperismo.

3.4.1 MODELO RIACHO-FENDA

Esse modelo é conhecido na literatura desde 1963 e a origem do conceito Riacho-Fenda na hidrogeologia do cristalino tem como base a associação da hidrografia com a geologia. O conceito Riacho-Fenda parte do princípio de que os trechos retilíneos de riachos coincidem com zonas fortemente fraturadas, permitindo que as fraturas sejam periodicamente recarregadas pela drenagem, como ilustrado na Figura 18 (SIQUEIRA, 1963 *apud* AVELINO DA SILVA, 2000).

Segundo Avelino da Silva (2000) essa morfologia é de fácil observação em imagens de sensores remotos, e no local, através dos cotovelos e feições retilíneas dos trechos de rios e riachos, paralelos às direções preferenciais de fraturas no cristalino aflorante. O referido autor enfatiza ainda que na locação de poços utilizando o modelo Riacho-Fenda deve ser indicada a localização exata da zona fraturada, onde a mesma deve coincidir com o leito do riacho. Os afloramentos adjacentes devem expor fraturas com orientação semelhante, ainda que sua ocorrência não implique, necessariamente, na existência de uma zona de fraturas profunda (dezenas de metros, por exemplo), condicionadoras de vazões importantes.

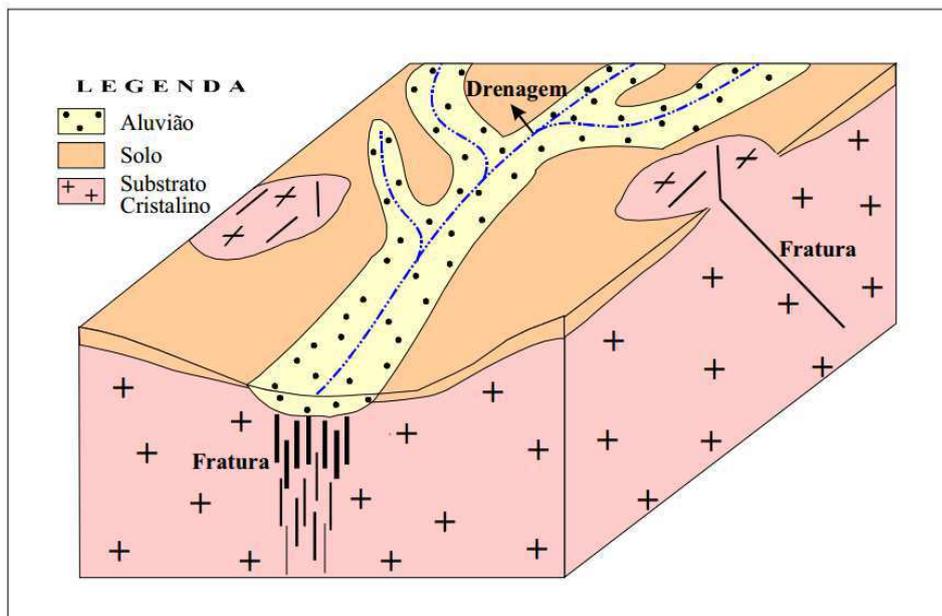


Figura 18: Modelo Riacho-Fenda. As fraturas coincidem com a rede de drenagem, tanto em superfície quanto em subsuperfície (CORIOLANO, 2002).

Nascimento da Silva (2004) recomenda como estratégias prospectivas: análise de fotografias aéreas, onde as mesmas permitem a distinção entre os *trends* dúcteis e estruturas frágeis em ângulo, sendo as estruturas frágeis (inclusive longitudinais) inferidas pelo acentuado controle da drenagem/topografia e pelas feições de intemperismo. Utilização de imagens de satélites, incluindo o processamento digital para melhor caracterização dos fotolinhamentos, aluviões e coberturas nas áreas de recarga. Estudos das litologia, especialmente dos padrões de fraturamento, através de levantamentos de campo e por fim, utilização da geofísica para a definição da geometria da zona fraturada e indicação do grau de fraturamento/intemperismo.

3.4.2 MODELO CALHA ELÚVIO-ALUVIONAR

O Modelo Calha Elúvio-Aluvionar foi objeto de caracterização recente por Avelino da Silva (2000) e Nascimento da Silva *et al.* (2001), entretanto, diversos autores, como McFarlane (1992), Olofsson (1994) e Costa & Silva (1997) já reconheciam a importância da existência de uma calha de sedimentos atuando como área de recarga na favorabilidade de armazenamento de água subterrânea.

No modelo proposto por Avelino da Silva (2000) foi verificado que a drenagem retilínea não correspondia, de fato a uma zona de fraturas. As informações obtidas a partir dos dados geofísicos comprovaram a ausência de fraturamento na rocha, confirmando as observações de campo realizadas pelo autor de que não havia a presença de fraturamento na mesma direção do riacho.

Segundo o referido autor a estrutura do tipo calha se apresenta como uma “mini bacia”, com uma considerável quantidade de aluvião+regolito, desenvolvida e controlada pela foliação da rocha (Figura 19). Esse modelo representa uma feição morfológica na qual a região topograficamente mais baixa, geralmente com drenagem associada, recebe sedimentos dos locais mais elevados ao seu redor, evidenciando o papel de acumulação e recarga de água condicionada pela topografia, manto de alteração e cobertura do material sedimentar. As características geológicas atribuídas ao modelo calha são: inexistência, nos afloramentos, de fraturas na direção do alinhamento do riacho e relativa largura e espessura do aluvião, capeando as rochas cristalinas.

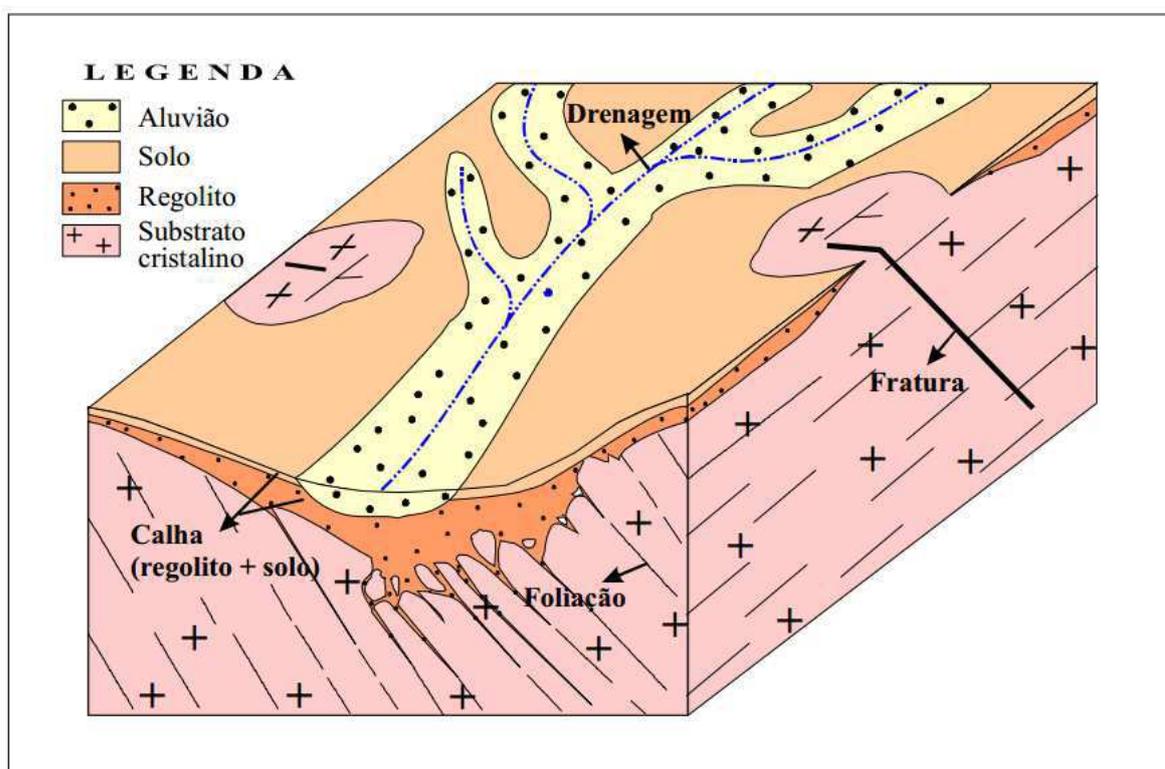


Figura 19: Modelo Calha Elúvio-Aluvionar proposto por Avelino da Silva (2000). Observa-se que a drenagem não corresponde a fraturas em superfície, mas coincide com o *trend* da foliação da rocha (CORIOLANDO, 2002).

As estratégias prospectivas recomendadas para esse modelo são: a identificação em fotografias aéreas da drenagem controlada pela foliação ou contatos geológicos e presença de pequenos vales com aluviões associados. Caracterização de aluviões e coberturas através de imagens de satélites, bem como, a realização de levantamentos de campo, com foco no estudo estrutural dos afloramentos e reconhecimento da cobertura sedimentar, por fim a utilização da geofísica na definição da geometria da calha e natureza do material de preenchimento (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

3.4.3 MODELO BOLSÕES OU CÂMARA DE INTEMPERISMO

A origem do modelo Bolsões ou Câmara de Intemperismo, proposto por Coriolano (2002) foi baseada nos processos acentuados de intemperismo diferencial, controlados pelas fraturas, litologias e tensões neotectônica. Observa-se que em subsuperfície, as regiões densamente fraturadas, apresentam ação do intemperismo mais acentuado, resultando em um aumento da porosidade e permeabilidade da rocha (Figura 20).

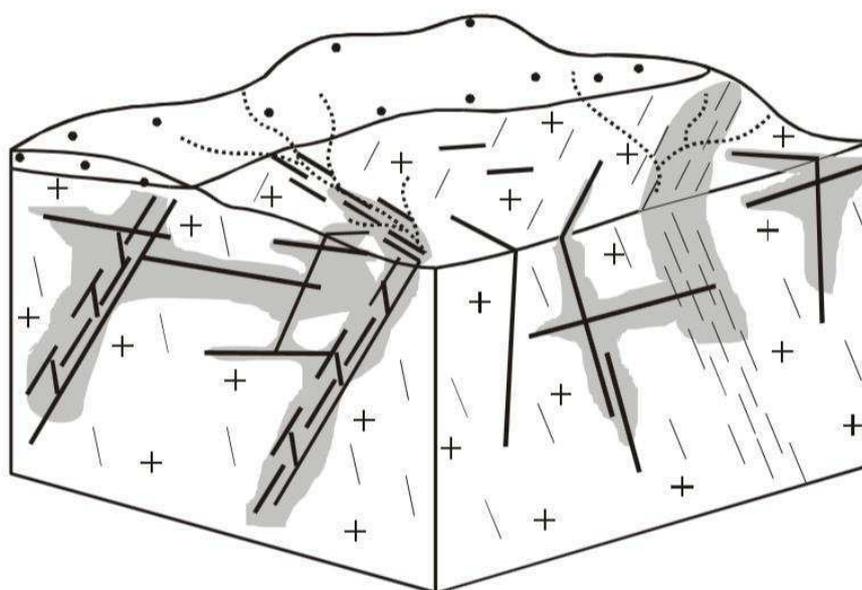


Figura 20: Modelo bolsões ou câmara de Intemperismo (NASCIMENTO DA SILVA, 2004).

As características geológicas atribuídas a esse modelo são: zonas de intemperismo avançado no cristalino, dando origem a bolsões e/ou câmaras em subsuperfície, com feições de permo-porosidade similares às de rochas sedimentares e presença de poços com vazões anormalmente elevadas, caracterizando dessa forma, esse modelo como o de maior potencial para o armazenamento de água subterrânea, porém é o que apresenta o diagnóstico mais difícil, uma vez que não é possível a utilização de fotografias aéreas e imagens de satélite, pois o modelo não pode ser diagnosticado em superfície, sendo a estratégia prospectiva mais indicada à utilização da geofísica na localização das zonas intemperizadas.

3.5 MÉTODOS GEOELÉTRICOS

A geofísica aplicada tem por objetivo a investigação da subsuperfície utilizando medidas indiretas, geralmente realizadas na superfície do terreno. Essas medidas respondem a uma determinada propriedade física do meio investigado, sendo necessário à existência de contrastes dos valores da grandeza física mensurada, em relação aos materiais geológicos que formam o substrato. Dessa forma os diferentes métodos geofísicos são classificados de acordo com as propriedades físicas que os mesmos investigam (GANDOLFO, 2007).

Dentre os métodos geofísicos de prospecção os métodos geoeletricos constituem um grande grupo no qual se inserem os métodos elétricos e os eletromagnéticos, sendo o grupo denominado de métodos geoeletricos de prospecção constituído pelos métodos da eletrorresistividade (ER), polarização induzida (IP) e potencial espontâneo (SP). A origem dos métodos geoeletricos está datada do século XVIII a partir da descoberta sobre a resistividade das rochas realizada por Gray & Wheeler (1720 *apud* ORELLANA, 1972) e sobre a condutividade do solo por Watson em 1746. Esses métodos são caracterizados por medir em superfície a resposta do substrato geológico à excitação por campos elétricos de origem natural ou artificial (WARD, 1990).

Entretanto, nesta pesquisa será tratado apenas do estudo do método da eletrorresistividade que, como mencionado anteriormente, é um método geoeletrico

baseado na determinação da resistividade elétrica dos materiais, onde a partir das medições do potencial elétrico na superfície, torna-se possível determinar, no subsolo, a existência de corpos minerais e reconhecer estruturas geológicas.

Os primeiros trabalhos relacionados à aplicação deste método na prospecção mineral são datados do início do século XX, com destaque para os trabalhos de pesquisadores como Conrad Schlumberger da Escola Francesa e Frank Wenner da Escola Americana, sendo os mesmos, responsáveis por introduzir o arranjo de quatro eletrodos para medidas de resistividade de superfície. Destacam-se ainda os trabalhos de diversos autores (PARASNIS, 1970; ORELLANA, 1972; TELFORD *et al.*, 1990; KELLER & FRISCHKNECHT, 1996; SHARMA, 1986 e 1997; ZHDANOV & KELLER, 1994; REYNOLDS, 1997, dentre outros) na discussão dos princípios teóricos e práticos da eletrorresistividade. Esse método tem sido largamente utilizado nos mais variados campos de aplicação da geociência, com destaque para os trabalhos voltados para as áreas de exploração mineral, água subterrânea, geofísica ambiental, forense e geotermal, devido apresentar natureza não invasiva, *a priori* não alterar o meio físico, ser de fácil aplicação, possibilitando a rapidez na avaliação de grandes áreas com custo relativamente baixo (BRAGA, 2006).

No que diz respeito aos estudos voltados para a investigação de água subterrânea, o uso do método da eletrorresistividade tem apresentado boa resposta em relação aos parâmetros de interesse e dentre as suas principais aplicações podem ser citadas: a determinação da presença de água em descontinuidades da rocha, profundidade do topo rochoso e espessura de sedimentos, reconhecimento das características hidrogeológicas e os fatores de fluxo de água subterrânea, bem como, a determinação de diferentes estratos geoeletricos e a presença de camadas argilosas e estruturas tectônicas (SARAIVA, 2010).

3.5.1 MÉTODO DE ELETORRESISTIVIDADE

O método de eletrorresistividade consiste na injeção de corrente elétrica contínua ou alternada de baixa frequência (inferior a 10 Hz) através de fontes artificiais de corrente (baterias e geradores) que alimentam uma unidade transmissora de corrente (eletrorresistímetro) a qual é introduzida no solo por

intermédio de dois eletrodos A e B, denominados de eletrodos de corrente. As diferenças de potencial resultantes são medidas na superfície através de dois eletrodos M e N, denominados eletrodos de potencial. O objetivo é estimar a distribuição de resistividade da subsuperfície a diferentes profundidades de investigação. Segundo Orellana (1972) o valor medido desta diferença de potencial e da corrente associada é função da resistividade aparente do solo e do arranjo geométrico dos eletrodos, sendo a profundidade de investigação diretamente proporcional ao espaçamento entre os eletrodos de corrente.

Basicamente o mecanismo de propagação de corrente elétrica nos minerais pode ocorrer de duas maneiras: (1) condutividade eletrônica, ocorrendo em certos minerais que conduzem eletricidade via a passagem de elétrons na matriz da rocha, como os metais nativos e o grafite, e (2) condutividade iônica, onde as rochas conduzem eletricidade por processos eletrolíticos através do deslocamento de íons dissolvidos existentes nas águas contidas nos poros de uma massa de solo, sedimentos inconsolidados ou fissuras e fraturas das rochas. Entretanto, os sedimentos e as rochas sedimentares são constituídos por minerais considerados praticamente isolantes em termos de propagação de corrente elétrica. Esses materiais podem apresentar poros ou fissuras, os quais estão ocupados total ou parcialmente por eletrólitos, apresentando assim um comportamento de condutores eletrolíticos, permitindo desse modo sua investigação pelo método da eletrorresistividade (ORELLANA, 1972).

Os valores de resistividade são influenciados principalmente pela composição mineralógica, porosidade, teor em água e quantidade de sais dissolvidos. Assim, temos que o principal controlador da resistividade de rochas é a porosidade, e geralmente a resistividade aumenta com a diminuição da porosidade. Mesmo as rochas cristalinas que apresentam porosidade intergranular insignificante são condutoras ao longo de fraturas e fissuras. Geralmente os valores de resistividade tendem a diminuir à medida que aumenta a saturação em seus poros, isto ocorre pelo fato de que a água contida nos poros da rocha apresenta sais dissolvidos e esses líquidos fazem com que a eletricidade flua facilmente, pois possuem baixa resistividade. As fraturas e fissuras presentes na matriz da rocha também são caracterizadas por apresentarem uma redução nos valores de resistividade, pois as mesmas se comportam como regiões que facilitam a infiltração de águas e alterações na rocha (BRAGA, 2006; COSTA, 2008).

Dentre as propriedades físicas dos materiais geológicos a resistividade é a que mais varia e um mesmo tipo litológico pode apresentar uma ampla gama de variações nos valores de resistividade (Figura 21).

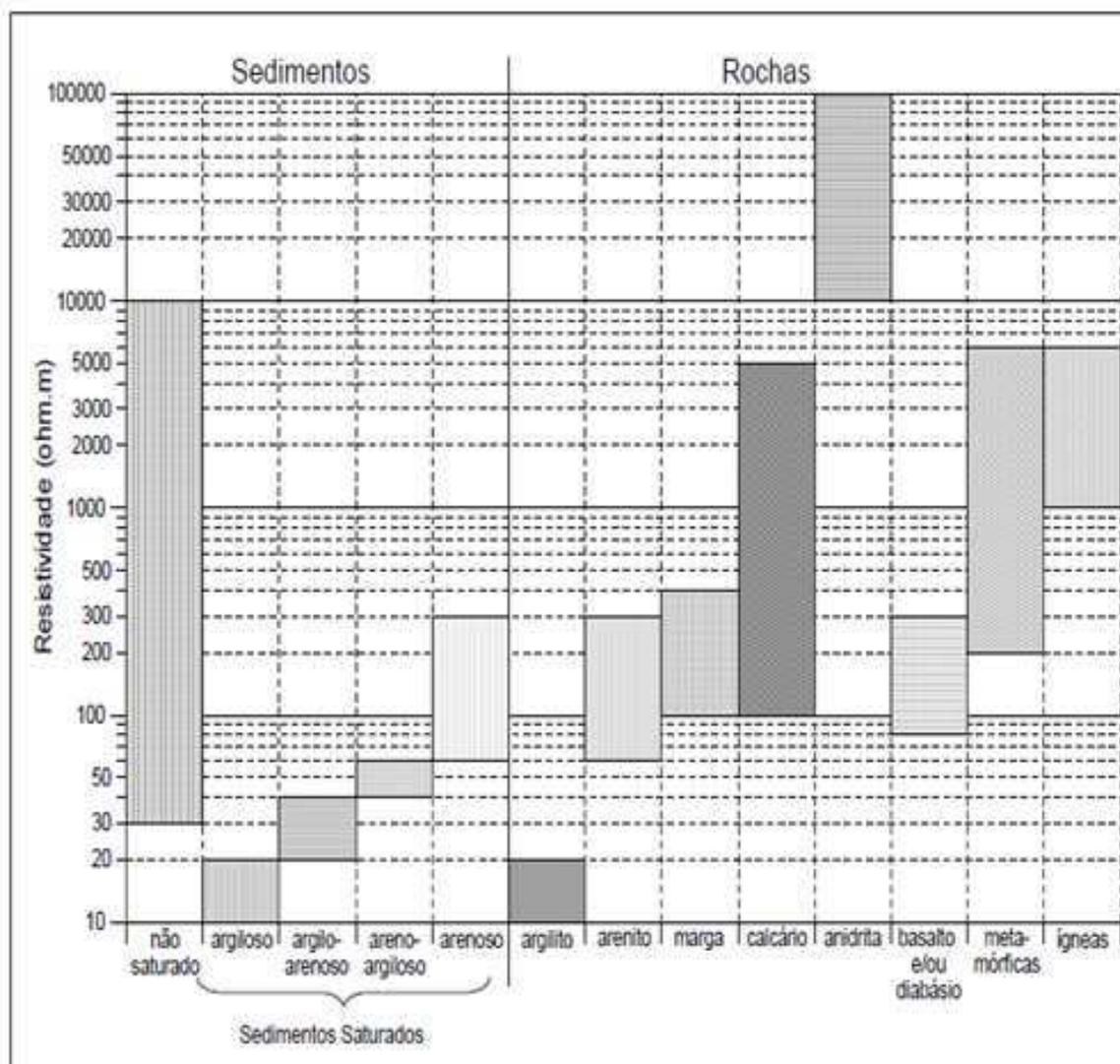


Figura 21: Tabela com as faixas de variações dos valores de resistividade-solos/sedimentos e rochas (BRAGA, 2006).

3.5.1.1 Princípio Físico do Método

Considerando um condutor cilíndrico homogêneo (Figura 22), de resistência R dada em (Ohm), comprimento L em (m), e secção transversal S em (m^2), a resistividade é dada pela equação 3:

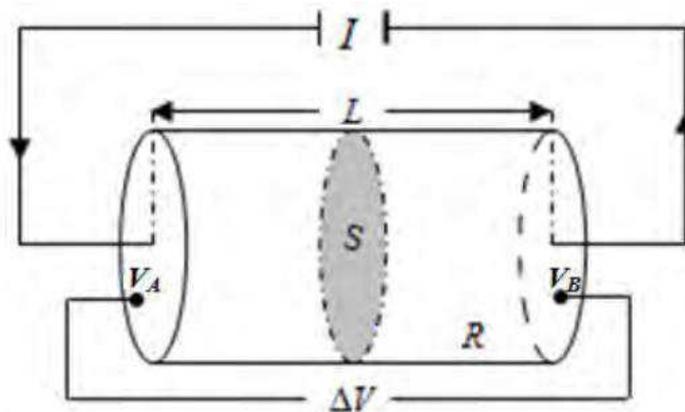


Figura 22: Condutor Cilíndrico (Costa 2008).

$$\rho = R \frac{S}{L} \quad (3)$$

Sabendo que uma corrente I flui através do cilindro provocando uma diferença de potencial entre as extremidades do elemento, e que segundo a lei de Ohm, em um condutor cilíndrico a corrente I é proporcional à voltagem V , ou seja, $\Delta V = IR$, a partir da equação 3 aplicando a Lei de Ohm obtém-se a seguinte expressão:

$$\frac{\Delta V}{L} = \frac{\rho I}{S} = \rho i \quad (4)$$

Onde:

$\frac{\Delta V}{L}$ é o gradiente do potencial através do elemento (volt m^{-1});

i é a densidade de corrente (Am^{-2});

Segundo Ward (1990) podemos obter a relação utilizada pelos métodos elétricos que permite o cálculo do potencial de uma única fonte pontual na superfície. Considerando um eletrodo de corrente A na superfície de um meio homogêneo e isotrópico (Figura 23), ou seja, um meio de resistividade uniforme ρ , a corrente irá fluir radialmente a partir do eletrodo em todas as direções, e neste meio se formam superfícies equipotenciais, ou seja, superfícies de voltagem constante.

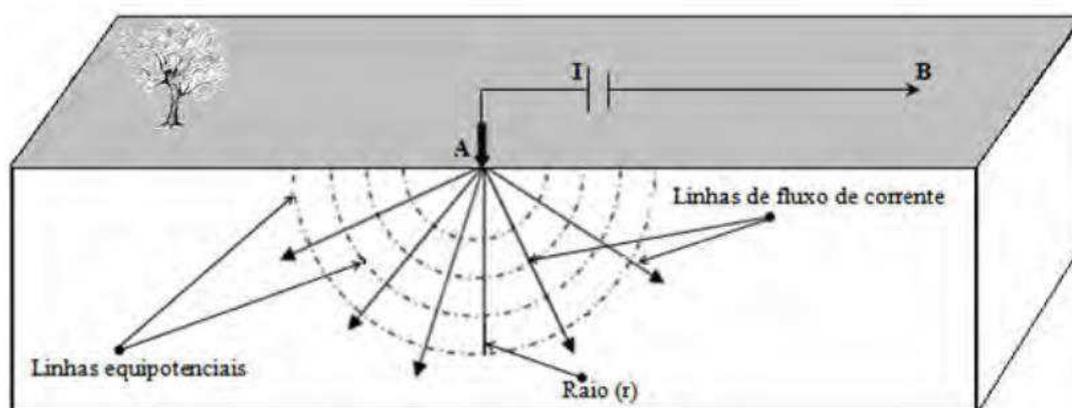


Figura 23: Fluxo de corrente de um eletrodo na superfície do terreno (COSTA, 2008).

A uma distância r do eletrodo A com o circuito fechado no eletrodo B, o fluxo de corrente ocorre perpendicularmente na subsuperfície, e as cascas hemisféricas tem uma área superficial $S = 2\pi r^2$, assim a densidade de corrente i em coordenadas esféricas na posição r , é obtida pela equação 5:

$$i = \frac{I}{S} = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (5)$$

Da equação 4 temos que o gradiente de potencial associado a essa densidade de corrente é dado pela equação 6:

$$\frac{\Delta V}{\Delta r} = \rho i = \frac{\rho I}{2\pi r^2} \quad (6)$$

Assim, o potencial V de uma única fonte pontual na superfície a uma distância r do eletrodo A, é obtido pela integral dada pela equação 7:

$$V = \int_r^{\infty} \Delta V dr = \frac{\rho I}{2\pi} \int_r^{\infty} \frac{dr}{r^2} = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (7)$$

Da equação 7, considerando o subsolo com uma resistividade constante, temos que sua resistividade é dada pela equação 8:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (8)$$

A forma geral da configuração de eletrodos usadas em medições de eletrorresistividade constitui de quatro eletrodos cravados na superfície do terreno, sendo um par de eletrodos A e B, responsável por introduzir corrente elétrica no subsolo, enquanto que o outro par de eletrodos, M e N, mede a diferença de potencial resultante desta passagem de corrente, conforme esquema apresentado na Figura 24. Assim, para um meio homogêneo e isotrópico, conhecendo a intensidade de corrente i fornecida pelo circuito emissor (par de eletrodos A e B) e a diferença de potencial no circuito receptor (par de eletrodos M e N), pode-se determinar o potencial resultante do campo elétrico gerado (BRAGA, 2006).

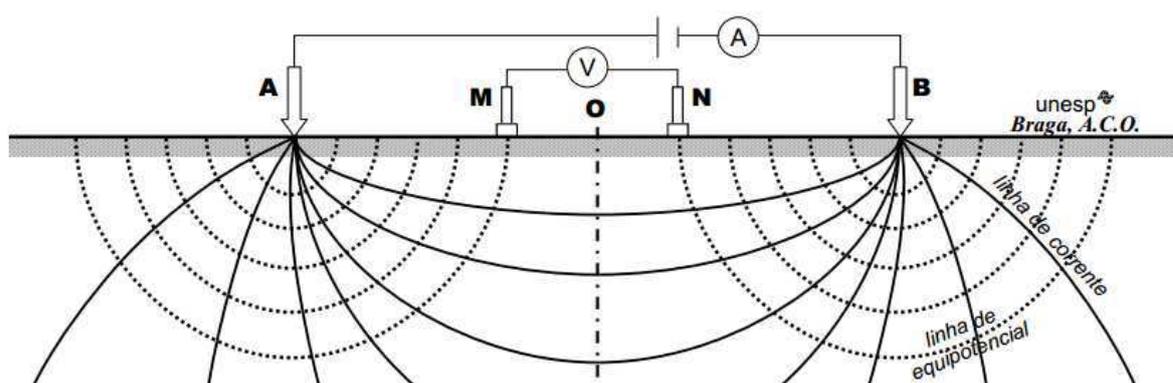


Figura 24: Configuração tetraeletródica usual de campo (BRAGA, 2006).

O potencial medido no eletrodo M, pode ser obtido a partir da relação 7 e é dado pela equação 9:

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (9)$$

Analogamente, o potencial medido no eletrodo N é dado pela equação 10:

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad (10)$$

A diferença de potencial para uma determinada posição dos eletrodos M e N medida no equipamento, é dada pela equação 11:

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N \quad (11)$$

Substituindo as equações 9 e 10 na equação 11, temos que:

$$V_{MN} = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (12)$$

K é definido como o coeficiente geométrico e seu valor varia de acordo com a posição ou orientação do conjunto de eletrodos na superfície, sendo obtido pela equação 13:

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (13)$$

Onde \overline{AM} , \overline{BM} , \overline{AN} e \overline{BN} são os espaçamentos entre os eletrodos.

Assim, o valor da resistividade do meio investigado é dado pela equação 14:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (14)$$

A equação 14 é a equação fundamental do Método de Eletroresistividade quando aplicado na superfície de um meio geológico homogêneo e isotrópico, e é válida para qualquer dispositivo linear com quatro eletrodos. Como o solo na prática não é um meio homogêneo e isotrópico, ao efetuarem-se as medidas obtém-se uma resistividade aparente (ρ_a) onde seus valores são influenciados pelas heterogeneidades e anisotropias das rochas que compõem o subsolo. A resistividade aparente pode ser obtida aplicando a mesma expressão definida na equação 14 para o meio homogêneo e isotrópico e sua unidade é dada em ohm.m (WARD, 1990).

3.5.2 TÉCNICAS DE INVESTIGAÇÃO E ARRANJOS DE CAMPO

Dois tipos principais de procedimentos são empregados em levantamentos de resistividade: a Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e o Caminhamento Elétrico (CE). Braga (2006) afirma que o processo de escolha para utilização de um desses procedimentos na obtenção de dados de um levantamento está ligado aos objetivos de campo, onde deve ser levado em consideração o parâmetro físico pesquisado, a geologia da área e a disposição de eletrodos a ser utilizada na superfície do terreno.

Quando o objetivo é investigar as variações verticais da resistividade elétrica do terreno a partir de um ponto fixo na superfície é empregada a Sondagem Elétrica Vertical. Já o Caminhamento Elétrico é empregado quando o objetivo é investigar as variações laterais da resistividade elétrica em subsuperfície em uma dada profundidade fixa. Ward (1990) denomina a combinação de investigações verticais e laterais em um mesmo perfil de levantamento de “*combined sounding and profiling*” o que na prática equivale à técnica de caminhamento elétrico.

Para a execução das técnicas de campo existem alguns tipos de arranjos (envolvendo a posição relativa dos pontos A, B, M e N) utilizados na aquisição de dados de um levantamento elétrico que definem as combinações numéricas e geométricas dos eletrodos, onde podemos destacar os arranjos de configurações Wenner, Schlumberger, Pólo-Pólo, Pólo-Dipolo, Dipolo-Dipolo e Gradiente. Alguns fatores devem ser levados em consideração na escolha do arranjo, como: a logística de campo em relação a rapidez na aquisição dos dados, as características a serem delineadas das estruturas geológicas, o grau de heterogeneidade da subsuperfície, a sensibilidade do arranjo às variações verticais e laterais na distribuição de resistividade subsuperficial e a profundidade efetiva de investigação do arranjo (GANDOLFO, 2007). Nas pesquisas de campo práticas a facilidade e a velocidade com que um arranjo pode ser aplicado na maioria das vezes desempenham um papel dominante. Isto ocorre porque o custo total da pesquisa é amplamente dependente da logística de campo e da rapidez com que a pesquisa pode ser conduzida.

Dependendo do objetivo da aquisição geofísica é feita a combinação de uma dessas técnicas com um dos tipos de arranjos de eletrodos citados anteriormente. Levando em consideração esses fatores para a execução dos levantamentos

geofísicos realizados no presente trabalho foi adotada a técnica de Sondagem Elétrica Vertical múltipla com a configuração de arranjo Schlumberger e o Caminhamento elétrico com o arranjo gradiente multinível total ou parcial. O arranjo gradiente multinível realiza medições de resistividade elétrica da superfície em várias profundidades.

A aplicação do arranjo gradiente multinível em levantamentos geofísicos com o método da eletrorresistividade é ainda pouco empregada na literatura, sendo considerado um arranjo de eletrodos não convencional. Entretanto, o trabalho de Aizebeokhai & Oyeyemi (2014) relata a eficácia da aplicação do arranjo gradiente na caracterização de aquíferos fissurais em terrenos na África, além dos trabalhos de Dahlin e Zhou (2006 e 2004) destacarem a superioridade desse arranjo em relação a resolução da imagem gerada, quando comparadas com as imagens geradas a partir de configurações de arranjos convencionais utilizadas rotineiramente pelo meio técnico. No Brasil, esse arranjo praticamente não é utilizado em levantamentos geofísicos dessa natureza, sendo mais comumente empregados os arranjos Schlumberger e o dipolo-dipolo. No presente trabalho a realização de caminhamentos elétricos com o arranjo gradiente multinível, tem como objetivo testar a sua eficácia na caracterização de aquíferos fissurais similares no Nordeste do Brasil.

3.5.2.1 Sondagem Elétrica Vertical

A técnica de Sondagem Elétrica Vertical consiste na investigação das variações verticais de resistividade aparente de diferentes camadas horizontais ou sub-horizontais do subsolo com a profundidade efetuados em um ponto fixo na superfície do terreno (centro da SEV), através da separação crescente entre os eletrodos de corrente A e B. As medidas são efetuadas através de um arranjo composto de 4 eletrodos dispostos simetricamente em relação ao ponto investigado (centro do arranjo) ao longo de uma linha reta na superfície do terreno. Esse procedimento caracteriza-se pelo fato do centro do arranjo permanecer fixo, enquanto varia-se a posição dos eletrodos (Figura 25). Os eletrodos externos A e B geram uma corrente (I) e mede-se simultaneamente a diferença de potencial estabelecida entre os dois eletrodos centrais de potenciais M e N. Os eletrodos

externos de corrente A e B são colocados em posições equidistantes em relação ao centro do arranjo. Para cada posição desses eletrodos é feita uma determinação da resistividade aparente (SANTOS, 2005). O levantamento com múltiplas SEVs permite interpolar os perfis elétricos verticais ou realizar a inversão conjunta de múltiplas SEVs, gerando uma seção elétrica vertical do terreno.

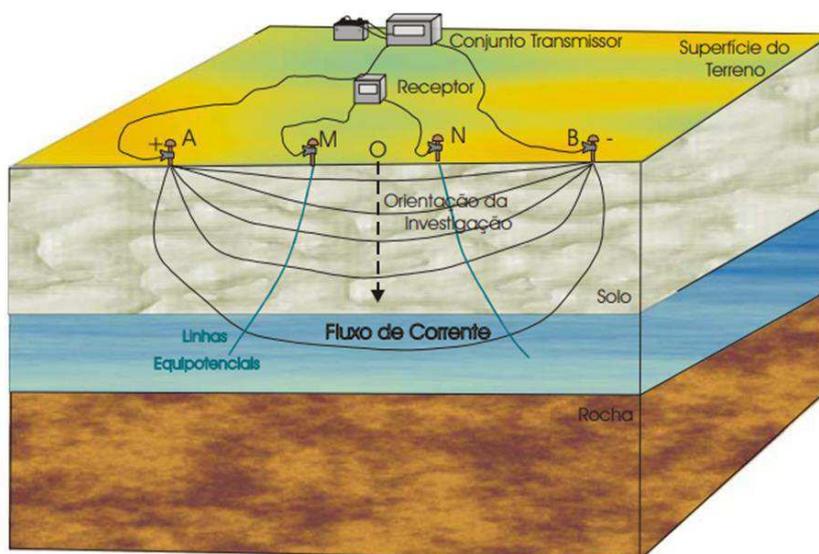


Figura 25: Exemplo do esquema de campo da técnica de Sondagem Elétrica Vertical (OLIVA, 2002).

Loke (1996) considera como uma grande limitação dessa técnica não levar em consideração as variações laterais de resistividade elétrica em subsuperfície, podendo ocasionar erros no modelo de resistividade interpretado. Dependendo do local onde são realizados os levantamentos, essa técnica pode apresentar limitações práticas com relação aos espaçamentos AB disponíveis para o desenvolvimento do levantamento, não sendo possível atingir o espaçamento necessário para um dado objetivo programado. Há ainda perda de resolução com a profundidade, o que inviabiliza a identificação de camadas pouco espessas a grandes profundidades. Entretanto, apresenta precisão satisfatória e versatilidade em termos de profundidade de investigação.

Braga (2001) afirma que os dois tipos principais de arranjos de campo que são amplamente empregados no desenvolvimento dessa técnica são o Schlumberger e o Wenner. O primeiro é bastante utilizado no Brasil e na maioria dos países europeus como, França e Rússia, já o segundo é mais utilizado nos Estados Unidos, Inglaterra e Canadá. As diferenças entre esses dois tipos de arranjos são

muito pequenas, porém o arranjo Schlumberger é considerado superior ao Wenner tanto em praticidade como em qualidade dos resultados.

3.5.2.2 Caminhamento Elétrico

A técnica do caminhamento elétrico (CE) se baseia na análise e interpretação da variação da resistividade aparente obtida com base em medidas efetuadas na superfície do terreno através do deslocamento do conjunto de eletrodos com espaçamento fixo. Por meio dessa técnica investigam-se as variações laterais na resistividade do terreno em uma ou mais profundidades determinadas.

Quando a investigação é programada para uma profundidade fixa as medidas resultam num perfil geoeletrico 1D; já quando envolve mais profundidades, refere-se a uma seção geoeletrica 2D – imageamento geoeletrico. Os resultados obtidos podem ser expressos por meio de mapas, a uma ou mais profundidades determinadas, ou de seções verticais com várias profundidades de investigação (BRAGA, 2016).

Segundo Braga (2006) essa técnica é aplicada, principalmente, em situações cujos objetivos das pesquisas visam determinar descontinuidades laterais dos materiais geológicos em subsuperfície, tais como diques, contatos geológicos, fraturamentos e/ou falhamentos.

3.5.2.3 Arranjo Schlumberger

Neste tipo de arranjo os eletrodos M e N permanecem fixos durante o desenvolvimento do ensaio enquanto que os eletrodos A e B apresentam uma separação crescente (L) em relação ao centro do arranjo (o) de modo que a distância de separação MN tenda a zero em relação à distância de separação AB, minimizando os erros dos dados obtidos em campo. A distância entre os eletrodos de corrente deve ser, no mínimo, 5 vezes maior ou igual a distância entre os eletrodos de potencial, obedecendo a relação expressa na equação 15 (BRAGA, 2001; ORELLANA, 1972). A Figura 26 apresenta uma exemplificação da disposição do arranjo em campo.

$$MN \leq \frac{AB}{5} \quad (15)$$

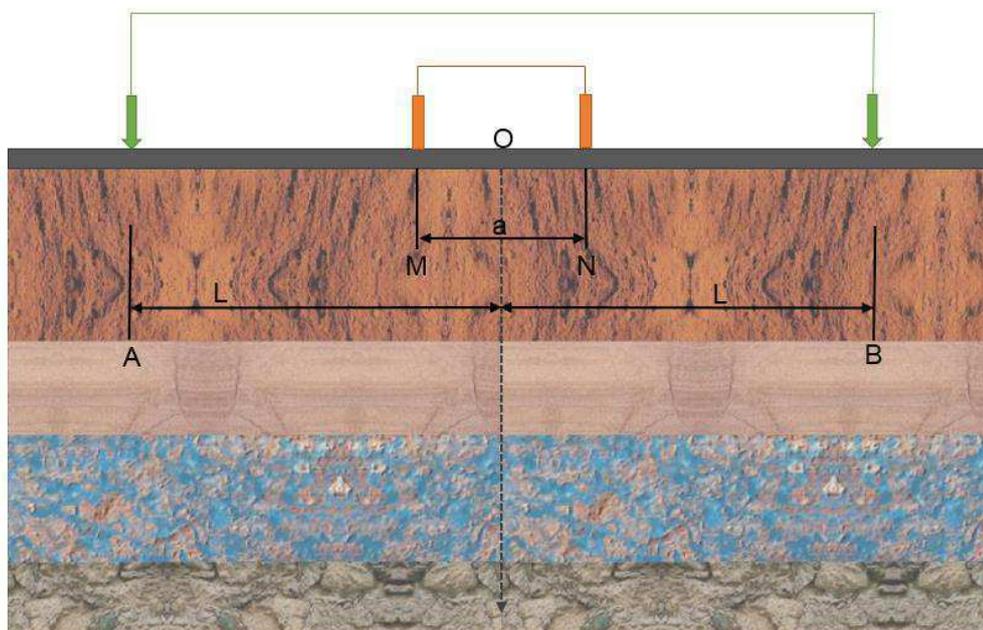


Figura 26: Arranjo de campo Schlumberger.

O fator geométrico K_s para o arranjo Schlumberger é dado pela equação 16:

$$K_s = \pi \frac{(\overline{AM} \cdot \overline{AN})}{\overline{MN}} \quad (16)$$

Segundo Elis (1998) como a corrente flui de modo radial, a profundidade teórica de investigação (h) é diretamente proporcional à distância de separação entre os eletrodos de injeção de corrente (AB), assim quanto maior a abertura entre os eletrodos AB , maior será a profundidade investigada. Normalmente para esse arranjo a profundidade teórica de investigação (h) considerada é de:

$$h = AB/5 = 0.2 AB \quad (17)$$

Entretanto essa profundidade pode variar segundo alguns autores, como mostrado na Tabela 2 onde a mesma apresenta a profundidade teórica de investigação (h) em função da abertura AB para este tipo de arranjo.

Tabela 2: Profundidade teórica de investigação (h) para o arranjo Schlumberger.

Autores	Profundidade
Telford et al. (1990)	$h=0.167AB$
Roy & Apparao (1989)	$h=0.125AB$
Bhattacharya & Sen (1981)	$0.167 < h < 0.2AB$
Baker (1989)	$h=0.19AB$

Dentre algumas vantagens da utilização do arranjo Schlumberger, podemos citar: a praticidade visto que só é necessário o deslocamento de dois eletrodos, as leituras são menos susceptíveis a interferência por ruídos indesejáveis (como correntes naturais no subsolo, linhas de alta tensão, dentre outras fontes), apresenta grande potencialidade para resolução de camadas horizontais (boa resolução vertical) e são menos susceptíveis a erros interpretativos em terrenos não homogêneos (BRAGA, 2006).

3.5.2.4 Arranjo Gradiente Multinível

A configuração do arranjo gradiente é caracterizada por manter uma linha de transmissão de corrente AB fixa, com medidas efetuadas entre os eletrodos MN, que são deslocados ao longo de uma seção interna da linha AB, sendo possível a realização de vários gradientes simultaneamente, superpostos, com diferentes extensões de linha AB (Dahlin & Zhou, 2004). Braga (2016) afirma que esse arranjo é recomendado para estudos em áreas de grande extensão lateral, como levantamentos regionais, sendo utilizado principalmente na determinação de zonas de falhas e/ou fraturas de grandes dimensões. Quando se utiliza espaçamentos menores entre os eletrodos, de modo a aumentar a resolução, esse arranjo também pode ser utilizado na detecção de zonas de fraturas de menor dimensão.

A configuração tetraeletródica usual de aquisição de campo do arranjo gradiente multinível é esquematizada na Figura 27, onde os eletrodos de injeção de corrente (A e B) são separados por $(s + 2)a$, sendo **a** o espaçamento mínimo entre

eletrodos. O fator de separação s (um inteiro) é definido como o número máximo de medições de potencial que podem ser realizadas para uma dada posição de injeção de corrente. O fator n é um múltiplo do espaçamento a entre o eletrodo de potencial e o eletrodo de corrente mais próximos entre si. Similarmente, o fator m é a posição do ponto médio do dipolo de potencial em relação ao ponto médio dos dois eletrodos de corrente.

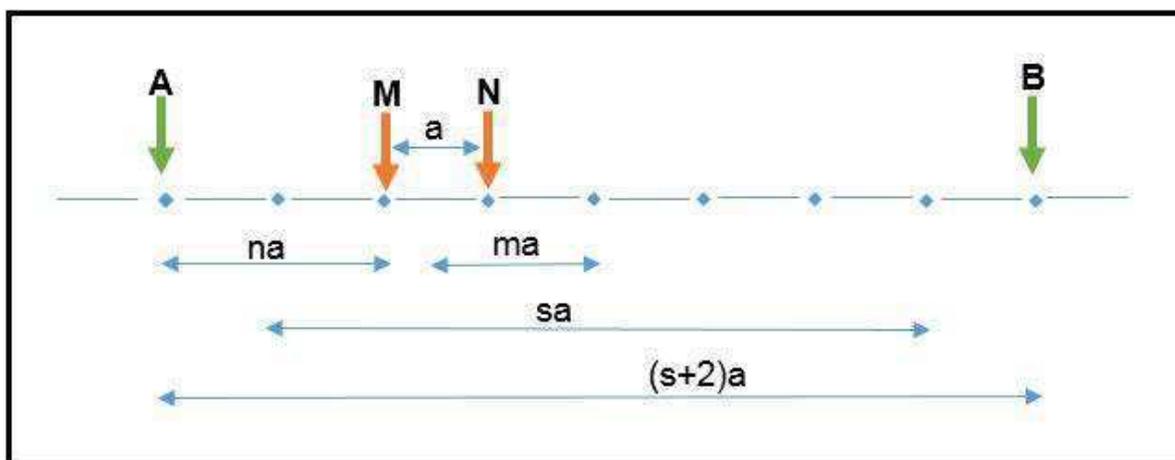


Figura 27: Configuração do arranjo gradiente multinível.

Considerando x_A , x_B , x_M e x_N como as posições dos eletrodos de corrente e potencial respectivamente, onde ($x_B > x_A$, $x_N > x_M$) o fator do ponto médio do arranjo é expresso pela equação 18:

$$m = \frac{(x_N + x_M)/2 - (x_A - x_B)/2}{x_N - x_M} \quad (18)$$

Na aplicação prática da configuração de eletrodos gradiente multinível a escolha dos parâmetros espaçamento entre eletrodos MN (a), número de medidas em cada segmento de caminhamento elétrico (s) e abertura máxima AB - $(s+2)a$ - é feita levando em consideração a análise conjunta dos fatores sensibilidade ao ruído, resolução horizontal do perfil e profundidade de investigação que se deseja atingir para o modelo geoeletrico final. Normalmente, um grande número de combinações de eletrodos de corrente são usadas com diferentes espaçamentos.

Dahlin e Zhou (2006) afirmam que a plotagem dos dados na pseudoseção para o arranjo gradiente multinível é geralmente difícil, no entanto, diferentes abordagens poderiam ser usadas. Uma abordagem para traçar a pseudoseção seria a utilização do fator do ponto médio, onde a posição da resistividade aparente ρ_a na pseudoseção pode ser obtida usando a relação expressa nas equações 19 e 20:

$$x_{\rho_a} = x_P \quad (19)$$

e

$$Z_{\rho_a} = \frac{1}{3} \min\{(x_P - x_A), (x_B - x_P)\} \quad (20)$$

onde x_P é a posição do ponto médio dos eletrodos de potencial.

Uma configuração opcional para a aplicação desse arranjo seria o gradiente parcial, o qual é caracterizado pelas estações de medidas permanecerem no terço central do arranjo, com centro coincidente com o meio de AB. Assume-se que na porção 1/3 central de AB o campo elétrico seja uniforme e a profundidade investigada pouco varia (Figura 28).

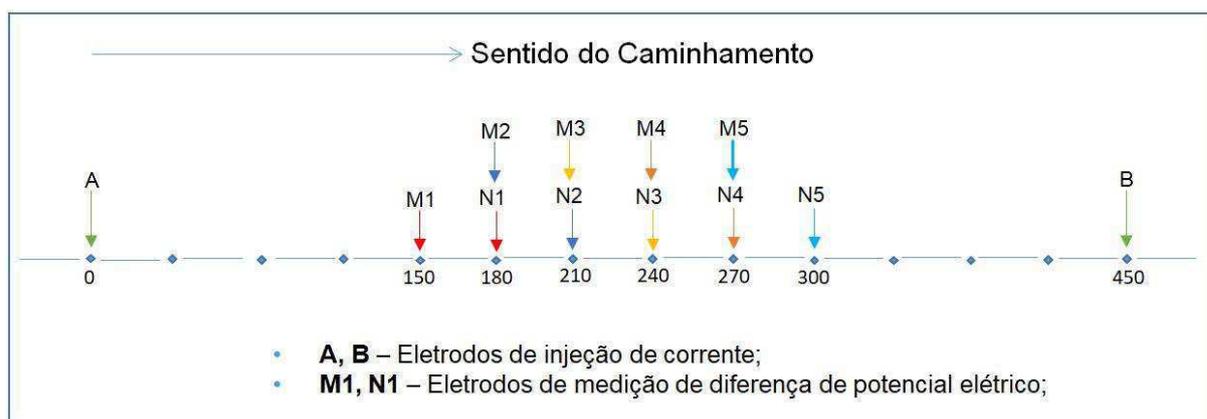


Figura 28: Representação esquemática da configuração do arranjo gradiente parcial.

Como as medidas são realizadas apenas no terço central, perdem-se as medidas da parte mais rasa da subsuperfície, sendo registradas medidas apenas na parte mais profunda do perfil geoeletrico. Verifica-se ainda uma menor quantidade de dados quando comparado com a configuração de arranjo gradiente multinível total, o que pode ser observado na plotagem dos dados de resistividade na subsuperfície, no modelo de blocos, obtidos com ambas as configurações de arranjo gradiente, como observado nas Figuras 29 e 30, respectivamente. A principal vantagem da utilização da configuração de arranjo gradiente parcial é a maior velocidade na aquisição de dados em campo. No entanto, há uma redução na qualidade da parte superior da seção geoeletrica.

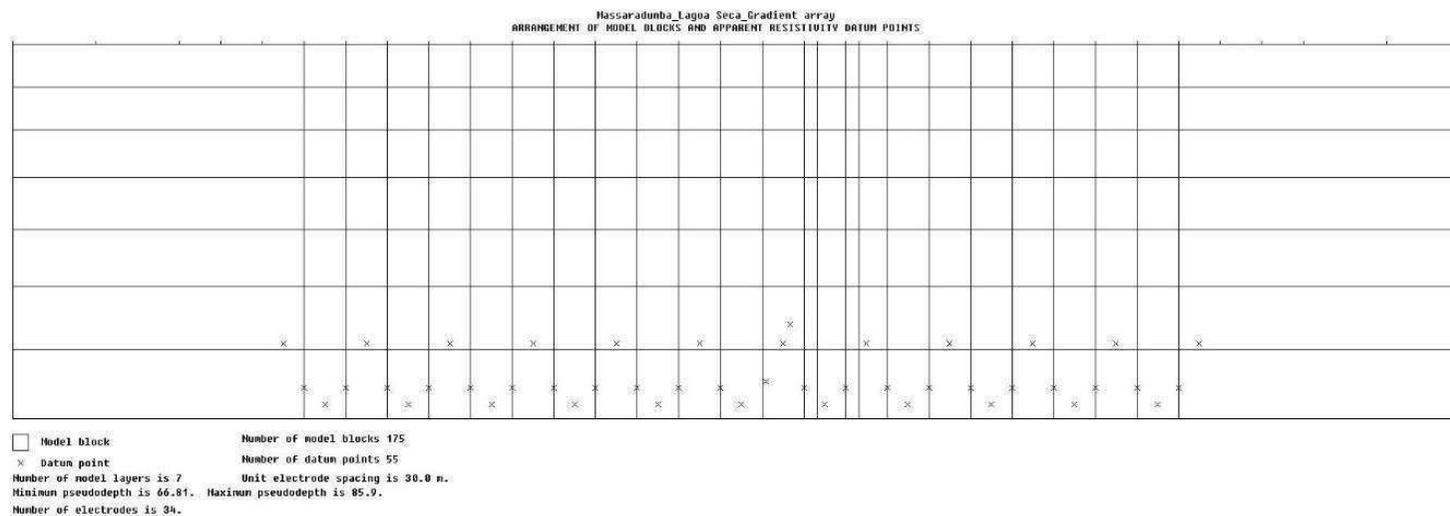


Figura 29: Representação esquemática da plotagem de dados de resistividade na subsuperfície para a configuração de arranjo gradiente parcial.

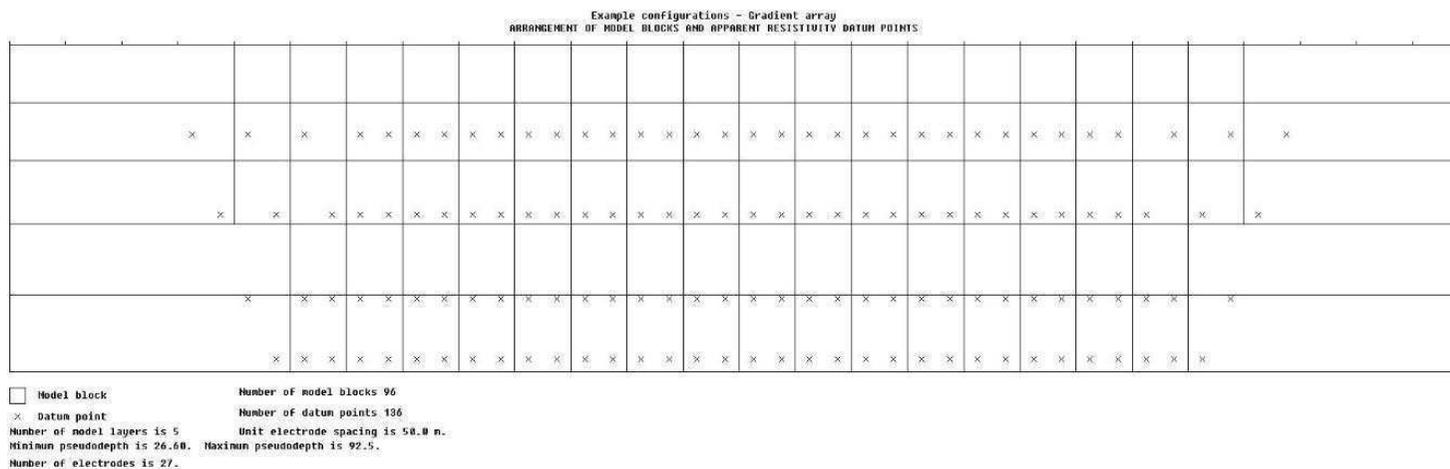


Figura 30: Representação esquemática da plotagem de dados de resistividade na subsuperfície para a configuração de arranjo gradiente total.

Na escala de investigação rasa, a resolução tem um papel de extrema importância, principalmente na detecção de estruturas de pequena escala. Nesse contexto, a aplicação de arranjos não tão largamente utilizados na literatura, como o gradiente multinível, vem ganhando destaque, uma vez que o mesmo apresenta alta resolução lateral, permite uma maior densidade de dados e uma maior velocidade de aquisição, quando comparados com arranjos convencionais como o Schlumberger, dipolo-dipolo, Wenner, entre outros (DAHLIN & ZHOU, 2004).

Ward (1990) analisou o desempenho de diversos arranjos com relação à resolução lateral e vertical alcançadas pelos perfis, estabelecendo uma escala de 1 a 5 para qualificá-los, em ordem decrescente de desempenho. Em relação à resolução lateral o arranjo gradiente multinível supera os demais. Na sequência o dipolo-dipolo (DD), polo-dipolo (PD), Schlumberger e Wenner (Tabela 3). Quanto à resolução vertical o desempenho dos arranjos Schlumberger e Wenner é superior em relação aos demais arranjos.

Tradicionalmente os arranjos DD e PD são amplamente utilizados em caminhamentos multiníveis para o mapeamento de estruturas e contatos verticais. Segundo Ward (1990), o arranjo gradiente é inadequado para a resolução de camadas horizontais e conseqüentemente é utilizado para a realização apenas de caminhamento elétrico e não de sondagens.

Tabela 3: Análise do desempenho das configurações de arranjos segundo Ward (1990).

Configuração de arranjo	Resolução vertical	Resolução horizontal
Gradiente	5	1
Dipolo-dipolo (DD)	2	2
Polo-dipolo (PD),	2	3
Schlumberger	1	4
Wenner	1	5

1- Melhor; 2- segundo melhor; 3- terceiro melhor; 4- quarto melhor; 5- pior.

Outro aspecto importante a ser discutido é a relação sinal-ruído e o padrão de sensibilidade do arranjo gradiente, uma vez que esses parâmetros desempenham um papel significativo na determinação da eficácia do arranjo na inversão de dados.

A relação sinal-ruído do arranjo gradiente multinível varia com a posição relativa dos eletrodos de medição de potencial em relação aos eletrodos de corrente. Como o arranjo gradiente é uma configuração de eletrodo assimétrica, a relação sinal-ruído aumenta quando o dipolo de potencial está próximo de qualquer um dos eletrodos de corrente e diminui quando o dipolo de potencial está centrado entre os eletrodos de corrente.

Quando o dipolo de medição de potencial está próximo a qualquer um dos eletrodos de corrente, o segundo eletrodo de corrente se comporta aproximadamente como um eletrodo remoto. Assim, o arranjo gradiente multinível se comporta como um arranjo do tipo dipolo-dipolo, quando a medição de potencial é realizada próxima a qualquer um dos eletrodos de corrente, especialmente quando são usados fatores grandes de s . A sensibilidade do arranjo de múltiplos gradientes é, portanto, semelhante à do arranjo pólo-dipolo, à medida que o dipolo de medição de potencial é movido para longe do centro do arranjo. Da mesma forma, quando o dipolo de potencial se encontra centrado entre os eletrodos de corrente, o arranjo gradiente multinível se comporta como o arranjo Schlumberger, sendo a sensibilidade desse arranjo semelhante à do arranjo Schlumberger. Dessa forma, o arranjo gradiente multinível possui as características de sensibilidade combinadas de ambos os arranjos, pólo-dipolo e Schlumberger (AIZEBEOKHAI & OYEYEMI 2014; DAHLIN & ZHOU, 2006).

3.5.3 INVESTIGAÇÃO HIDROGEOFÍSICA REALIZADA NA REGIÃO DE CAMPINA GRANDE POR SOUZA FILHO *ET AL.* (2016)

Em virtude da crise hídrica que o Nordeste vem enfrentando desde 2011, o Serviço Geológico do Brasil – CPRM - foi convocado para avaliar alternativas de abastecimento hídrico objetivando atender as demandas de pequenas comunidades nas regiões circunvizinhas da Região Metropolitana de Campina Grande (PB). Os trabalhos realizados por Souza Filho *et al.* (2016) nessa região consistiram em estudos hidrogeológicos, estruturais e geofísicos focados em aquíferos fissurais com cobertura aluvionar ou elúvio-coluvionar. Foram investigadas cinco localidades neste estudo, as quais são: Sítio Catarina no município de Campina Grande, Sítio Gravatá

em Lagoa Seca e os sítios Gravatá, Chã do Marinho e Várzea do Ipê no município de Massaranduba. Essas áreas foram selecionadas a partir de um banco de dados georeferenciado com informações da geologia estrutural, hidrogeologia, aerogeofísica magnetométrica e radiométrica, imagens orbitais e modelos digitais dos terrenos. O estudo geofísico nestas áreas foi realizado utilizando o método eletromagnético indutivo. Este método utilizado sozinho ou em conjunto com outros métodos geofísicos tem demonstrado eficácia na caracterização de aquíferos fissurais ao longo dos anos.

O princípio físico do método eletromagnético consiste na indução de corrente elétrica alternada na subsuperfície por meio de uma bobina transmissora, onde são gerados campos magnéticos primários a diferentes frequências. A propagação desses campos em um meio condutor no subsolo gera correntes elétricas secundárias (*eddy currents*) que produzem um campo magnético secundário. A bobina receptora posicionada na área de influência dos campos primário e secundário registra a corrente induzida resultante da soma dos campos gerados (Figura 31). O campo resultante registrado pela bobina receptora difere do campo primário em intensidade, fase e direção, revelando a presença de corpos condutores.

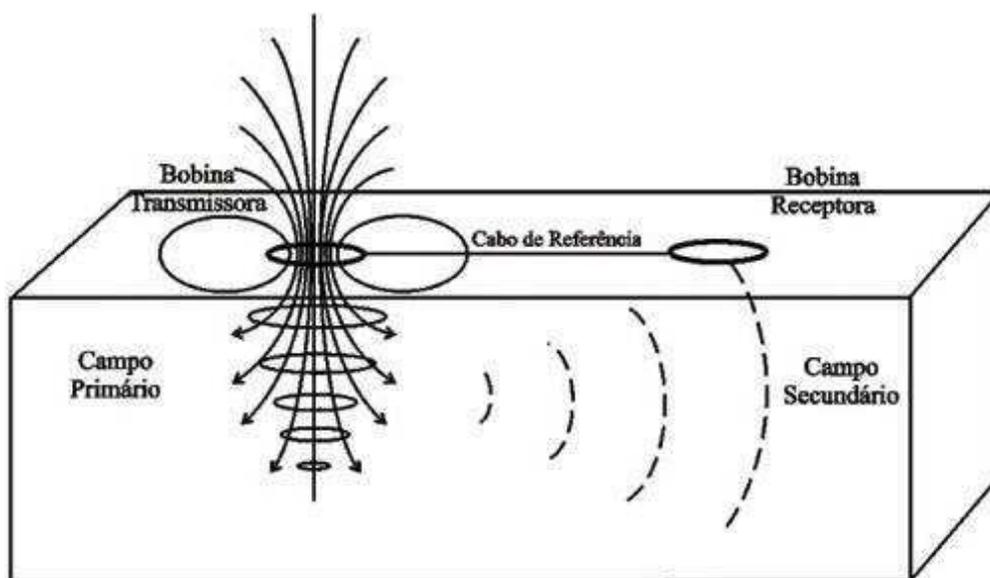


Figura 31: Esquema representativo do princípio físico do método eletromagnético (MOREIRA *et al.*, 2007).

Esse campo terá como constituintes as componentes em fase (real) e fora de fase (quadratura). A componente em fase não está diretamente relacionada à

condutividade do terreno, entretanto, apresenta uma boa resposta à presença de objetos condutivos, tais como alguns minerais metálicos. Já a componente em quadratura é linearmente proporcional à condutividade elétrica do terreno. Dessa forma geralmente são utilizadas as medidas em quadratura em conjunto com as medições em fase.

Para a aquisição de dados em campo foi aplicada a técnica de caminhamento eletromagnético. Essa técnica consiste no deslocamento conjunto das bobinas transmissora e receptora sobre a superfície do terreno mantendo fixa a separação entre as bobinas e a posição dos eixos dos dipolos, assegurando dessa forma a varredura lateral na mesma profundidade de investigação. Foram utilizados os equipamentos EM-34 (Geonics®) e PROMIS (IRIS Instruments®) ao longo dos mesmos caminhamentos eletromagnéticos, totalizando 4.200 metros lineares com o PROMIS e 11.160 metros com o EM-34. Ambos os equipamentos apresentam a mesma fundamentação para o funcionamento, baseada no método eletromagnético de indução.

O PROMIS é composto por dois sensores (Transmissor-Tx e Receptor-Rx), um módulo de controle e cabos de comunicação. O cabo de comunicação responsável pela ligação entre o conjunto transmissor e receptor geralmente é utilizado com as separações padrões de 20m, 50m, 100m, 200m e 400m. As componentes do campo magnético total resultante são medidas nas três direções Hx, Hy e Hz. As medidas são dadas em porcentagens das componentes em fase-IP e quadratura-Q.

O EM-34 é composto por duas bobinas circulares, uma transmissora e uma receptora as quais são conectadas pelo cabo eletrônico de referência com separações padrões de 10, 20 e 40 metros, utilizados de acordo com a profundidade de investigação de interesse. Esse equipamento tem três frequências de operação: 6,4KHz para o cabo de 10 metros; 1,6 KHz para o de 20 metros e 0,4 KHz para o de 40 metros.

A disposição das bobinas do EM-34 na superfície do terreno pode ser na configuração horizontal ou na vertical, dependendo do objetivo da aquisição geofísica. Na configuração de bobinas horizontal o eixo do dipolo é vertical, permitindo alcançar maiores profundidades de investigação, sendo mais sensíveis às variações laterais de condutividade. Já na configuração de bobinas vertical o

eixo do dipolo é horizontal, sendo mais adequado para investigações de condutividade elétrica dos materiais próximos da superfície (Figura 32).

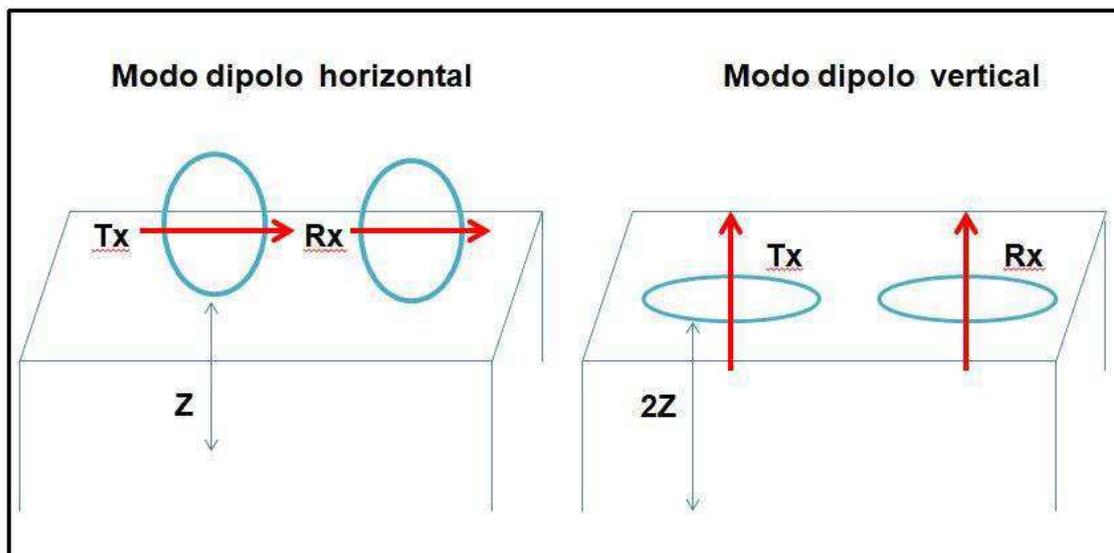


Figura 32: Disposição das bobinas na superfície do terreno e posição dos eixos dos dipolos magnéticos (Modificado de MCNEILL, 1980).

Conjugando os diferentes comprimentos do cabo de referência do equipamento com a posição horizontal ou vertical do eixo dipolo das bobinas é possível medir a condutividade aparente a diversas profundidades de investigação. McNeill (1980) estabeleceu relações entre o comprimento do cabo e a posição da bobina na profundidade de investigação alcançada para o EM 34, como descritas na Tabela 4.

Tabela 4: Profundidades de investigação para o EM 34 (MCNEILL, 1980).

Profundidade de investigação (m)		
Comprimento do cabo de referência (m)	Dipolo vertical	Dipolo horizontal
10	15	7,5
20	30	15
40	60	30

Os caminhamentos eletromagnéticos dos dois perfis realizados no Sítio Catarina serão utilizados para compará-los com os perfis de eletrorresistividade realizados no presente trabalho nessa área. Os perfis adquiridos com o Promis, distanciados um do outro por 200 metros, sendo ambos transversais ao vale, utilizaram o cabo de 50 metros. Os resultados são apresentados na forma de gráficos com as componentes em fase-IP e quadratura-Q para as frequências de 7040 Hz e 14080 Hz e o seu respectivo modelo de inversão, os quais mostram a variação da condutividade elétrica da subsuperfície com a profundidade. No gráfico das componentes em fase-IP e quadratura-Q as fraturas condutivas verticais e o aluvião foram interpretados como anomalias no padrão em W centralizadas sobre os alvos.

Para o Perfil 1 (Figura 33) verifica-se a presença de duas anomalias negativas indicativas de fraturas condutivas nas posições correspondentes a 180 e 280 m respectivamente, onde a primeira estaria localizada abaixo do aluvião, apresentando maior potencial hidrogeológico. Verifica-se ainda a presença de uma anomalia na posição 125m, entretanto, a sua ocorrência é duvidosa em virtude da proximidade com a cerca de arame farpado, podendo gerar falsas anomalias. A planície aluvionar localiza-se entre as posições de 160 e 270 m. A zona abrangida pelo aluvião e rocha alterada subjacente apresenta valores de condutividade elétrica entre 65,0 mS/m e 142,0 mS/m se estendendo até 10 metros de profundidade.

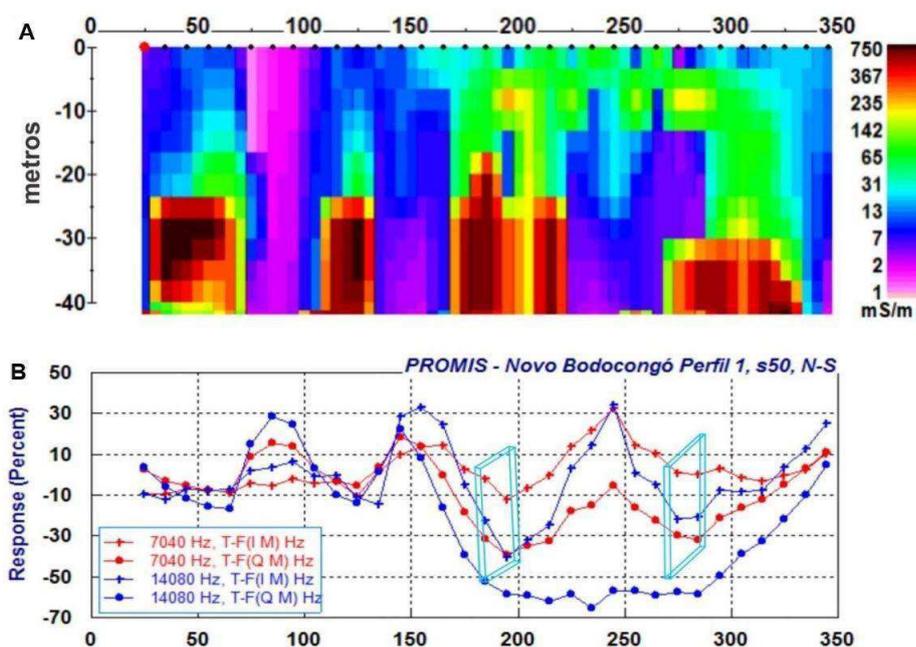


Figura 33: Sítio Catarina, Perfil 1: A) Seção geoeletrica do modelo de inversão; B) Resposta percentual dos perfis em fase e quadratura nas duas frequências do Promis, com as fraturas indicadas pelos retângulos (SOUZA FILHO *et al.*, 2016).

Com relação ao perfil 2 (Figura 34) tanto nos gráficos das componentes em fase-IP e quadratura-Q, como na seção geoeletrica do modelo invertido a presença do aluvião é bem delimitada, localizando-se entre as posições 80 e 180 metros. A anomalia negativa no padrão em W indica a presença de fratura condutiva subvertical na posição 180 m. Na seção geoeletrica verifica-se que o aluvião e o manto de alteração localizado abaixo deste, apresentam valores de condutividade elétrica variando entre 40 mS/m a 158,4 mS/m, com espessura máxima de 5 metros. A rocha sã e não fraturada apresenta valores de condutividade elétrica menores que 1,6 mS/m. Os valores de condutividade maiores que 600 mS/m, abaixo do aluvião associados a picos negativos no gráfico $I_p \times Q$, constituem as zonas de maior favorabilidade de ocorrência de água subterrânea. O substrato rochoso alterado e fraturado apresenta valores de condutividade variando de 4,4 mS/m a 13,6 mS/m.

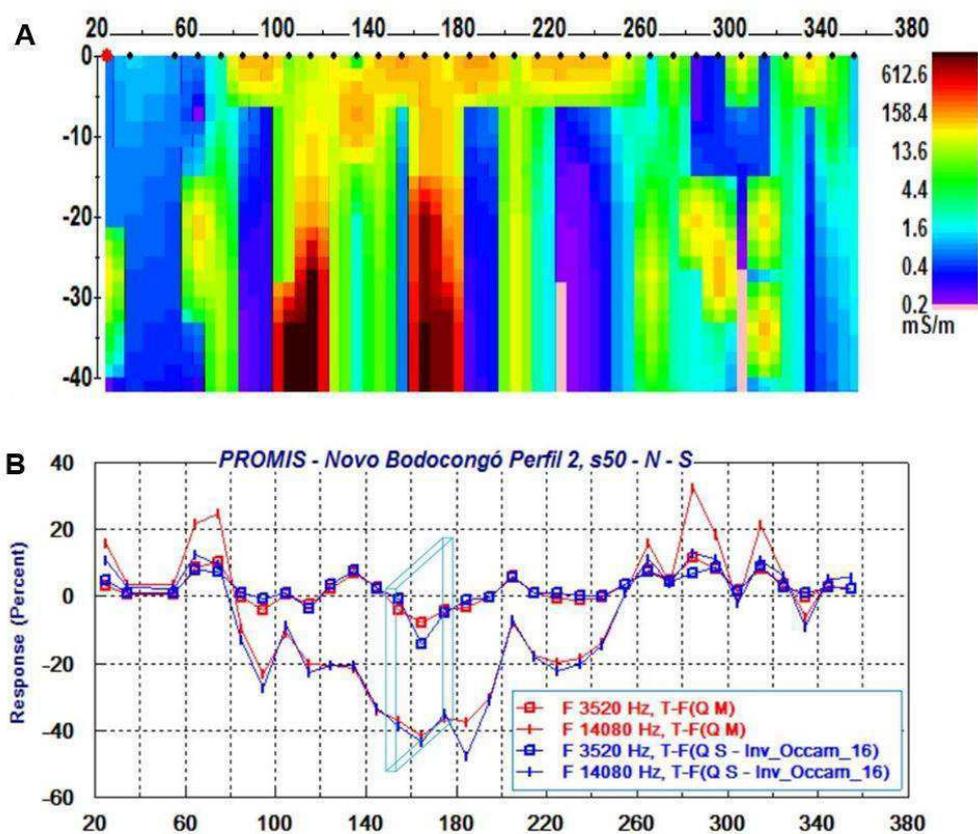


Figura 34: Sítio Catarina, Perfil 2: A) Seção geoeletrica do modelo de inversão; B) Resposta percentual dos perfis em fase e quadratura nas duas frequências do Promis, com as fraturas indicadas pelos retângulos (SOUZA FILHO *et al.*, 2016).

Para os dados dos perfis adquiridos com o EM-34 foram utilizados os cabos de referência de 20 e 40 metros, frequências de 1600 e 400 Hz respectivamente, nas configurações de bobinas horizontal e vertical, com estações de medidas espaçadas de 10 metros. Os resultados dos caminhamentos eletromagnéticos com o EM-34 são apresentados na forma de gráficos, os quais representam a variação da condutividade elétrica em função da distância, para cada configuração de bobina utilizada e separação do cabo de referência, além do modelo geológico final interpretado para cada perfil.

No perfil 1 (Figura 35) verifica-se uma variação nos valores de condutividade elétrica na região do vale preenchido pelo aluvião de acordo com a configuração da bobina horizontal, apresentando condutividade de 65,0 mS/m para o cabo de 20m; e 40,0 mS/m para o cabo de 40m, os quais estariam relacionados à presença de areias saturadas e níveis argilosos nos depósitos do aluvião. Enquanto nas encostas do vale, os valores de condutividade são de 20,0 mS/m, o que é confirmado pela presença de rochas cristalinas aflorantes na superfície. A presença de fraturas condutivas subverticais é indicada pela ocorrência de picos negativos na configuração de dipolo vertical. Nesse perfil foram identificadas duas importantes zonas de fraturas, onde a continuidade das estruturas em profundidade é interpretada a partir da superposição de assinaturas nos cabos de 20 e 40 metros, nas posições correspondentes a 200 e 300 metros respectivamente, onde se acredita que as estruturas mais estreitas e rasas identificadas no cabo de 20 metros, apresentam continuidade em subsuperfície como estruturas mais largas.

No perfil 2 (Figura 35) verifica-se a ocorrência dos mesmos padrões de condutividade elétrica identificados no perfil 1. Neste perfil as fraturas condutivas subverticais ocorrem nas posições correspondentes a 100 e 160 metros interpretadas a partir dos picos negativos, os quais para a configuração do dipolo vertical no cabo de 40 metros indicam a continuidade dessas estruturas em subsuperfície. Foram identificadas em ambos os perfis a presença de fraturas discretas nas encostas do vale, entretanto como os picos negativos são observados apenas no cabo de 20 metros, indicam que essas fraturas não devem ser profundas.

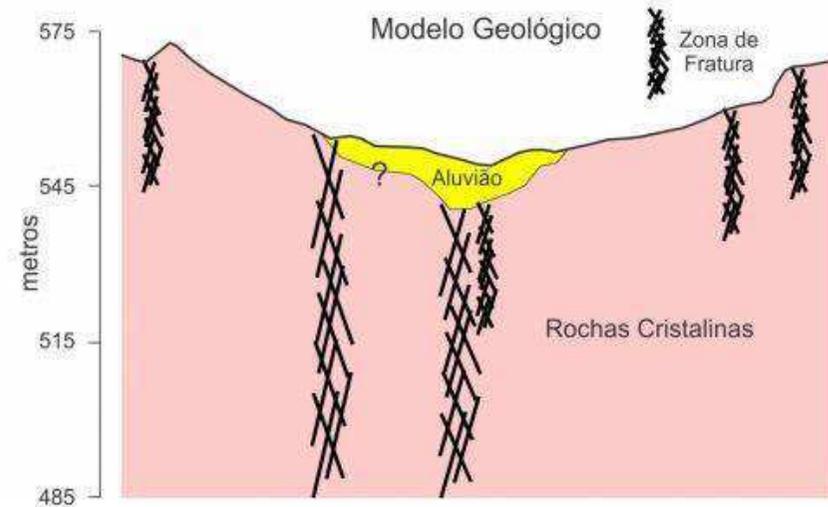
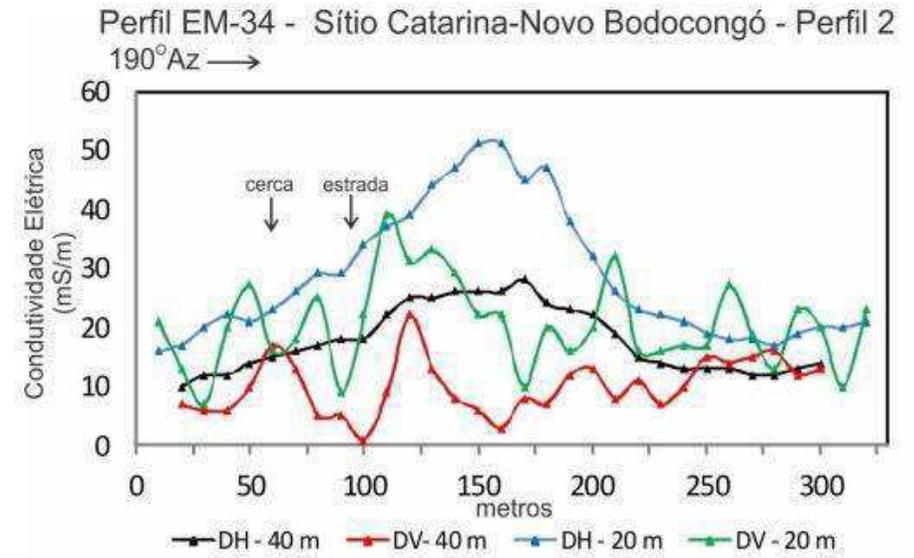
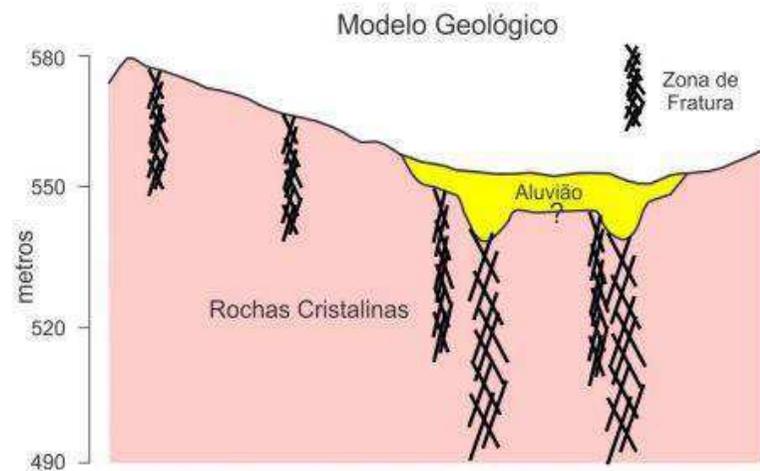
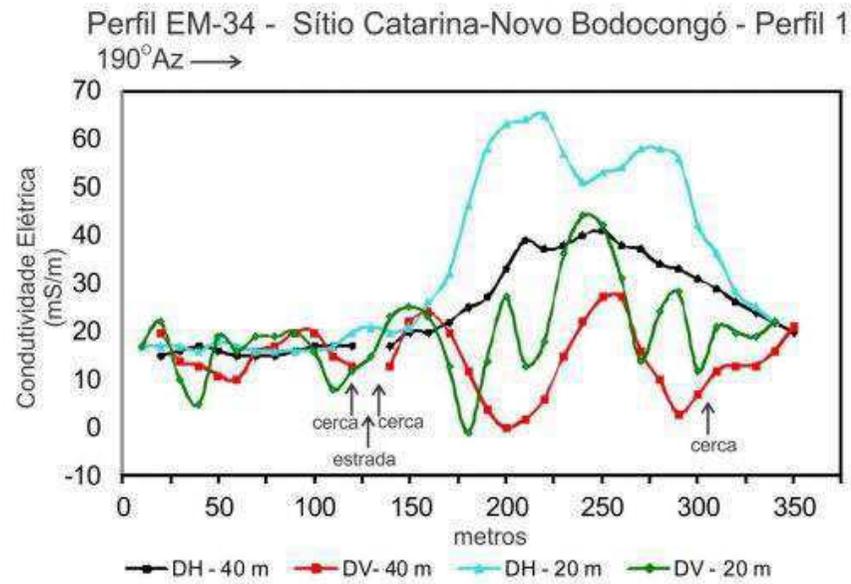


Figura 35: Resultados dos caminhamentos eletromagnéticos com o EM-34 para os Perfis 1 e 2 do Sítio Catarina e seus respectivos modelos geológico (SOUZA FILHO *et al.*, 2016).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA DAS ÁREAS ESTUDADAS

As áreas estudadas se concentram na região polarizada pelo município de Campina Grande, na parte central do estado da Paraíba, distante 125 km da capital João Pessoa (Figura 36). Topograficamente está inserida no Planalto da Borborema formado por maciços e outeiros altos, com altitude média em torno de 500 metros.



Figura 36: Localização geográfica das áreas estudadas no presente trabalho.

Três áreas foram investigadas nos municípios de Campina Grande (Sítio Catarina) e Lagoa Seca (Sítio Cana e Sítio Macaco). A escolha dessas áreas foram realizadas com base no trabalho de Souza Filho *et al.* (2016), onde foram levados em consideração os aspectos hidrogeológicos e estruturais das áreas de interesse como, embasamento composto por rochas cristalinas, presença de fraturas condutivas, previamente reconhecidas pelo método geofísico eletromagnético no domínio da frequência, além da proximidade com a cidade e a facilidade de acesso (Figura 37).

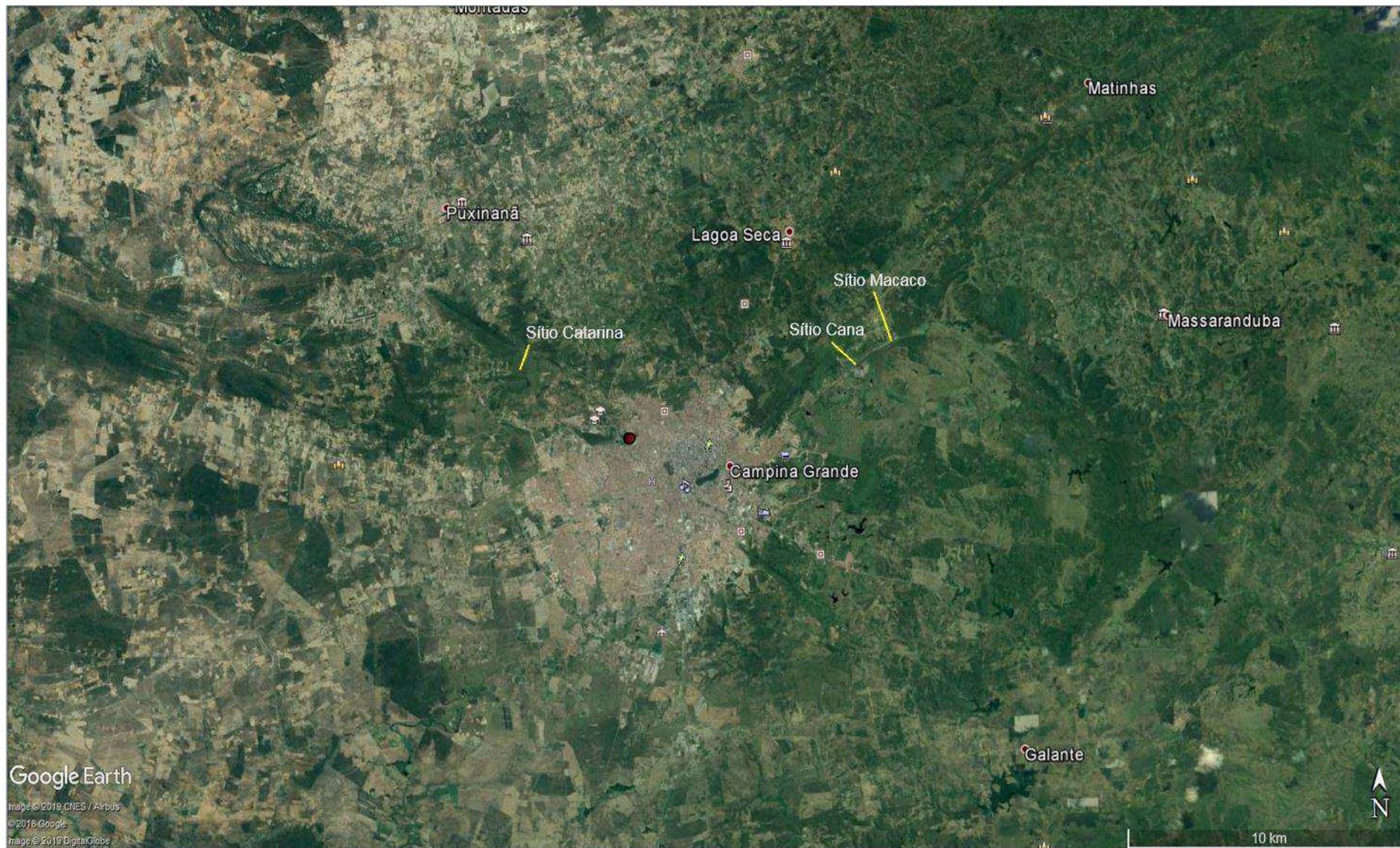


Figura 37: Localização das áreas de estudo na região polarizada pelo município de Campina Grande.

4.1.1 SÍTIO CATARINA

A área conhecida como Sítio Catarina situa-se a NW da cidade de Campina Grande e compreende um vale com orientação NW-SE, com comprimento de aproximadamente 8 Km, que se estende do leste do distrito de São José da Mata até o Bairro Novo Bodocongó a noroeste de Campina Grande, encaixado na zona de cisalhamento dextral de Puxinanã (Figura 37). Ao longo do vale há um riacho intermitente, o qual contém água superficial apenas na estação chuvosa. Verifica-se a acumulação de uma cobertura aluvionar-coluvionar arenosa ao longo de toda a extensão do riacho. Na margem sul do riacho o aluvião possui uma granulometria de areia grossa, enquanto que na margem norte a granulometria dos sedimentos é dominada por areia fina a média. A área investigada apresenta relevo ondulado com acentuados aclives para as direções norte e sul. A análise dos dados estruturais da área através de imagens de satélite indica que a rede de drenagem orienta-se ao longo do vale, permitindo classificar o vale dentro do modelo de ocorrência de água subterrânea do tipo Riacho-Fenda (Siqueira, 1963, Figura 18).

A presença de afloramentos no leito do riacho e seu entorno sob a forma de lajedos tabulares e matacões indica que o substrato rochoso é composto por augen granito-gnaiss, com foliação principal de caráter milonítico, verticalizada de orientação E-W. Na mesoescala, essa região apresenta um padrão medianamente fraturado com densidade linear aproximada de 7 fraturas/m e dimensões entre 40 e 200 cm. Souza Filho et al. (2016) identificaram nesta área três famílias de fraturas. Duas famílias de fraturas possuem direção aproximada E-W concordantes à foliação principal. A primeira família foi classificada como fraturas subverticais correspondentes aos esforços de tração, apresentando abertura entre paredes moderadamente larga, em torno de 60-150 mm. A segunda família corresponde a fraturas de cisalhamento com mergulhos moderados e aberturas muito estreitas (2-30 mm). A terceira família de fraturas tem orientação aproximada NNW-ESE com mergulhos moderados a altos e aberturas moderadamente estreitas e, segundo o referido autor, seriam associadas a dobramentos acompanhados de planos de rupturas. Verifica-se nesta área a presença de um poço amazonas seco e um poço escavado, com água muito salina, imprópria para consumo humano e animal, com condutividade elétrica de 7.510 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Os levantamentos geofísicos neste local foram realizados perpendicularmente ao vale, próximo a um cotovelo de drenagem, com o objetivo de identificar estruturas subjacentes ao aluvião, responsáveis pela formação do vale e encaixe da drenagem. No trabalho de Souza Filho *et al.* (2016) nesta área foram realizados dois caminhamentos eletromagnéticos com os equipamentos Promis e EM34, originando dois perfis geoeletricos da subsuperfície. Inicialmente a proposta do presente trabalho seria de realizar os levantamentos com eletrorresistividade ao longo dos mesmos caminhamentos eletromagnéticos realizados anteriormente por Souza Filho *et al.* (2016), entretanto devido a dificuldades de acesso, os perfis de eletrorresistividade não coincidem com os perfis eletromagnéticos.

Na área do Sítio Catarina foram registrados dois perfis geoeletricos com o método geofísico de eletrorresistividade. Foram utilizadas na aquisição de dados as técnicas de sondagem elétrica vertical múltipla para a configuração de arranjo Schlumberger e caminhada elétrica com o arranjo gradiente multinível, com o objetivo de comparar qual arranjo apresenta melhor resposta na detecção de estruturas passíves de acumulação e circulação de água subterrânea.

4.1.2 SÍTIO CANA – LAGOA SECA

O Sítio Cana está localizado a nordeste do perímetro urbano de Campina Grande (Figura 37). Os estudos nessa área foram realizados ao longo de uma estrada vicinal, com direção NW-SE, que corta perpendicularmente a zona de cisalhamento Matinhas. A zona de cisalhamento Matinhas apresenta comportamento sinistral, direção NE-SW, separando o granito Campina Grande do complexo magmático de Esperança. Essa região apresenta relevo de padrão suave ondulado com acentuados declives e drenagens encaixadas em sistemas de fraturas verticais a subverticais de direção (NW-SE e E-W), como observa-se nas Figuras 38 e 39. Verifica-se ainda a presença de pastos e canteiros de horticulturas que utilizam a irrigação de forma intensiva.

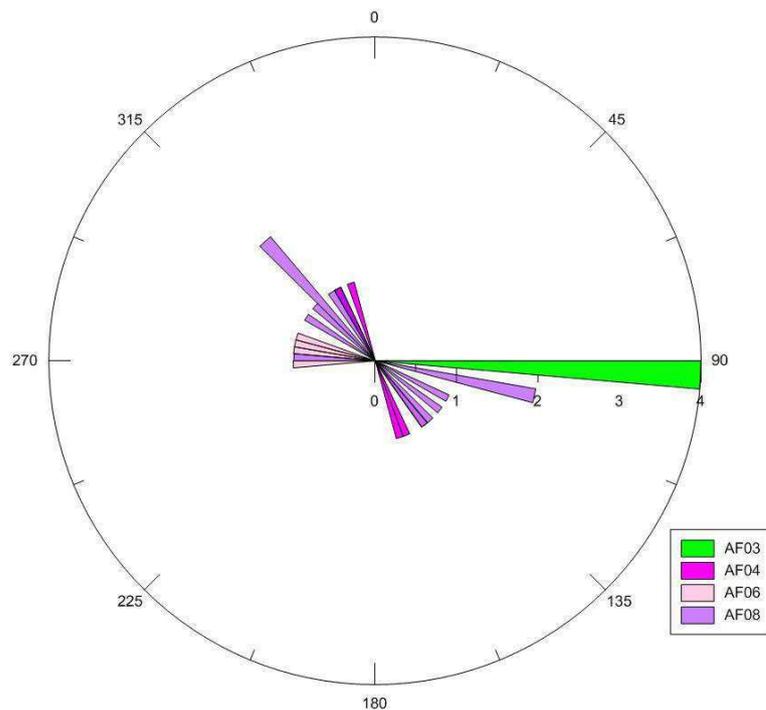


Figura 38: Direções de fraturas observadas em afloramentos ao longo do levantamento do Sítio Cana.

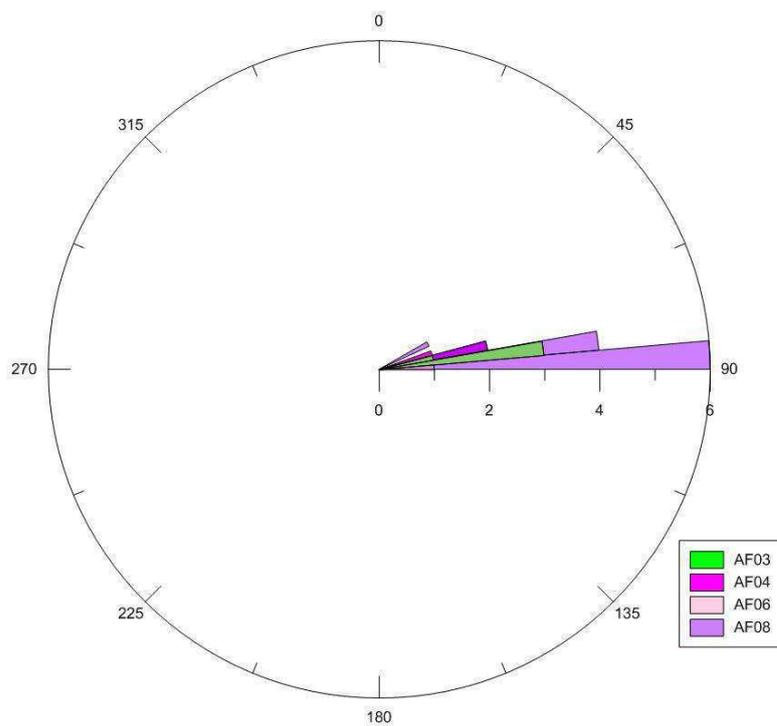


Figura 39: Mergulhos de fraturas observadas em afloramentos ao longo do levantamento do Sítio Cana.

A presença de afloramentos nessa área na forma de lajedos tabulares com dimensões de até 20 metros indica que o substrato rochoso é composto por milonitos e muscovita-biotita gnaisses, parcialmente alteradas. A foliação apresenta direção NE-SW com mergulho alto a moderado, como pode ser observado em campo através da presença de afloramentos de rochas ao longo da superfície da estrada, na qual foi realizado o levantamento, como indicado nas Figuras 40A, 40B, 41 e 42. A Figura 40B exibe fraturas abertas de direção NW-SE.



Figura 40A: Detalhe mostrando a foliação de direção NE-SW, subvertical, no afloramento 06 ao lado da estrada na qual foi realizada a linha do Sítio Cana.



Figura 40 B: Detalhe mostrando fraturas abertas de direção NW-SE, subverticais, no afloramento 08 ao lado da estrada na qual foi realizada a linha do Sítio Cana.

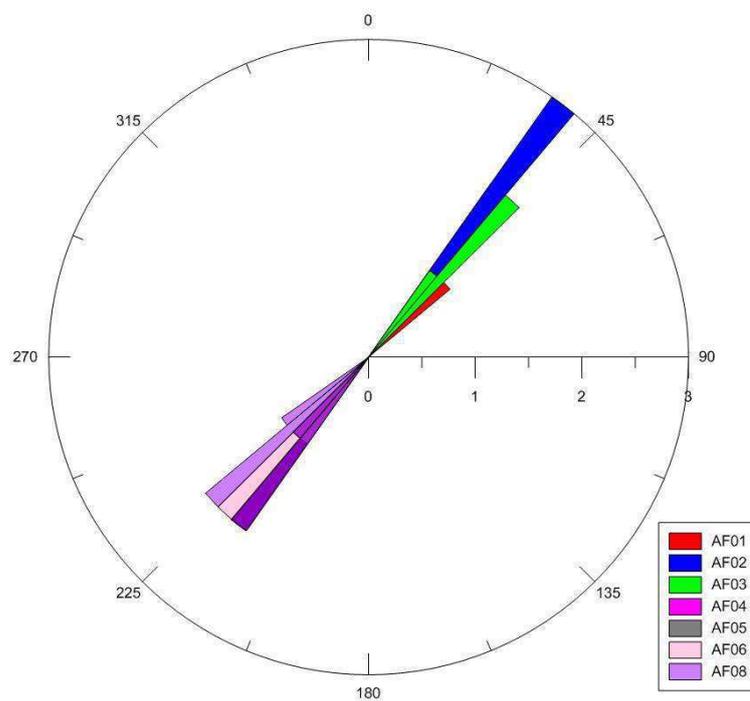


Figura 41: Direções de foliações observadas em afloramentos ao longo do levantamento do Sítio Cana.

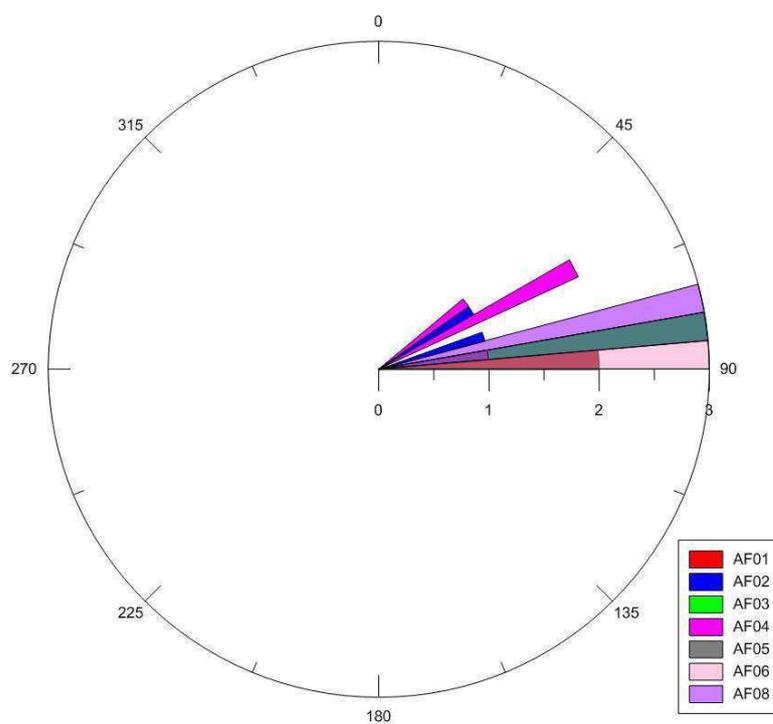


Figura 42: Mergulhos de foliações observadas em afloramentos ao longo do levantamento do Sítio Cana.

4.1.3 SÍTIO MACACO

O Sítio Macaco está localizado a nordeste do perímetro urbano de Campina Grande (Figura 37). Os estudos nessa área foram realizados ao longo de uma estrada vicinal, com direção NW-SE, que corta perpendicularmente a zona de cisalhamento Matinhas, distando cerca de 1600 metros do perfil realizado no Sítio Cana. A estrada está situada no limite dos municípios de Lagoa Seca e Massaranduba.

Na descrição geológica de campo realizada nessa área foi possível observar a presença de afloramentos na forma de lajedos tabulares, indicando que o substrato rochoso é composto por muscovita-biotita gnaisse, parcialmente alterado, com ocorrência de veios pegmatíticos e aplitos (Figura 43). A foliação principal apresenta orientação NE-SW subvertical (Figuras 47, 49 e 53). As intrusões pegmatíticas ocorrem paralelas à foliação principal. Foram identificadas três famílias de fraturas. As fraturas predominantes são planas com direção NW-SE, mergulho alto e pequena abertura (Figuras 44, 46, 48, 50, 51, 52 e 54). A segunda família apresenta orientação N-S, com mergulhos moderados a alto e índice de abertura moderadamente largo (Figuras 54 e 55). Essas fraturas se encontram mais espaçadas. A terceira família de fraturas é composta por um par de fraturas conjugadas, de cisalhamento, fechadas, com orientação NE-SW e NW-SE subverticais (Figuras 45 e 50).



Figura 43: Foliação com orientação NE-SW e veios pegmatíticos paralelos a foliação observados no ponto 0.

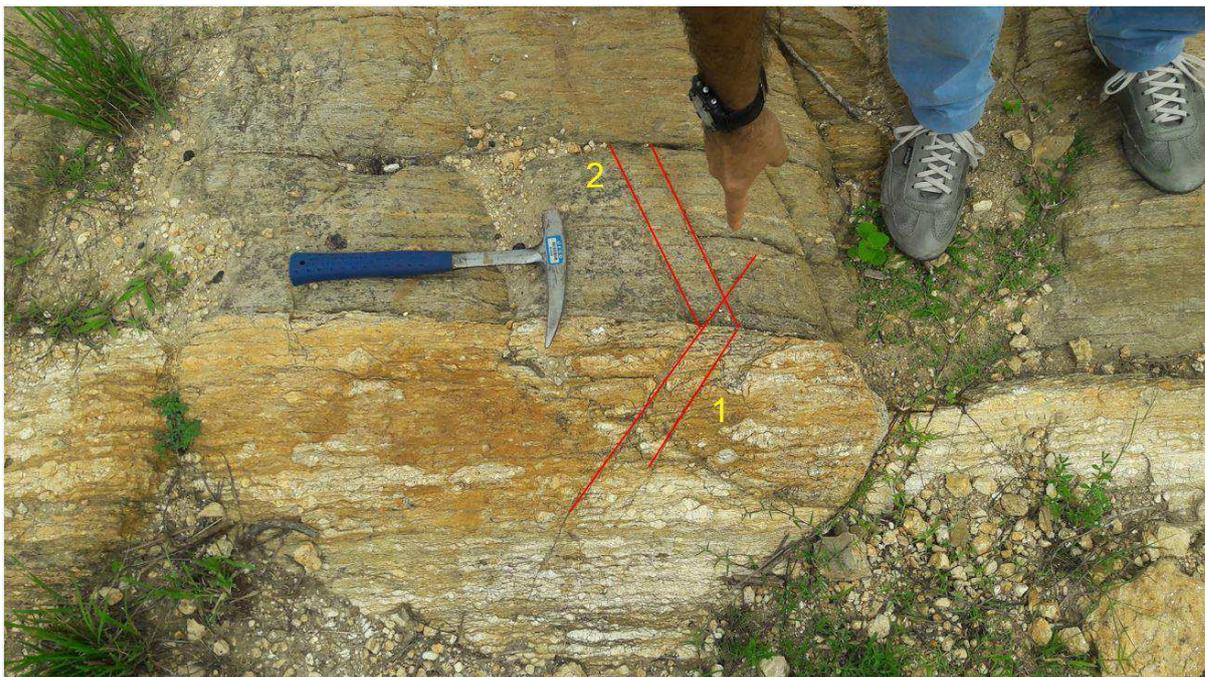


Figura 44: Afloramento no ponto 0 mostrando a foliação NE-SW e duas famílias de fraturas: 1) NNW-SSE; 2) NW-SE.

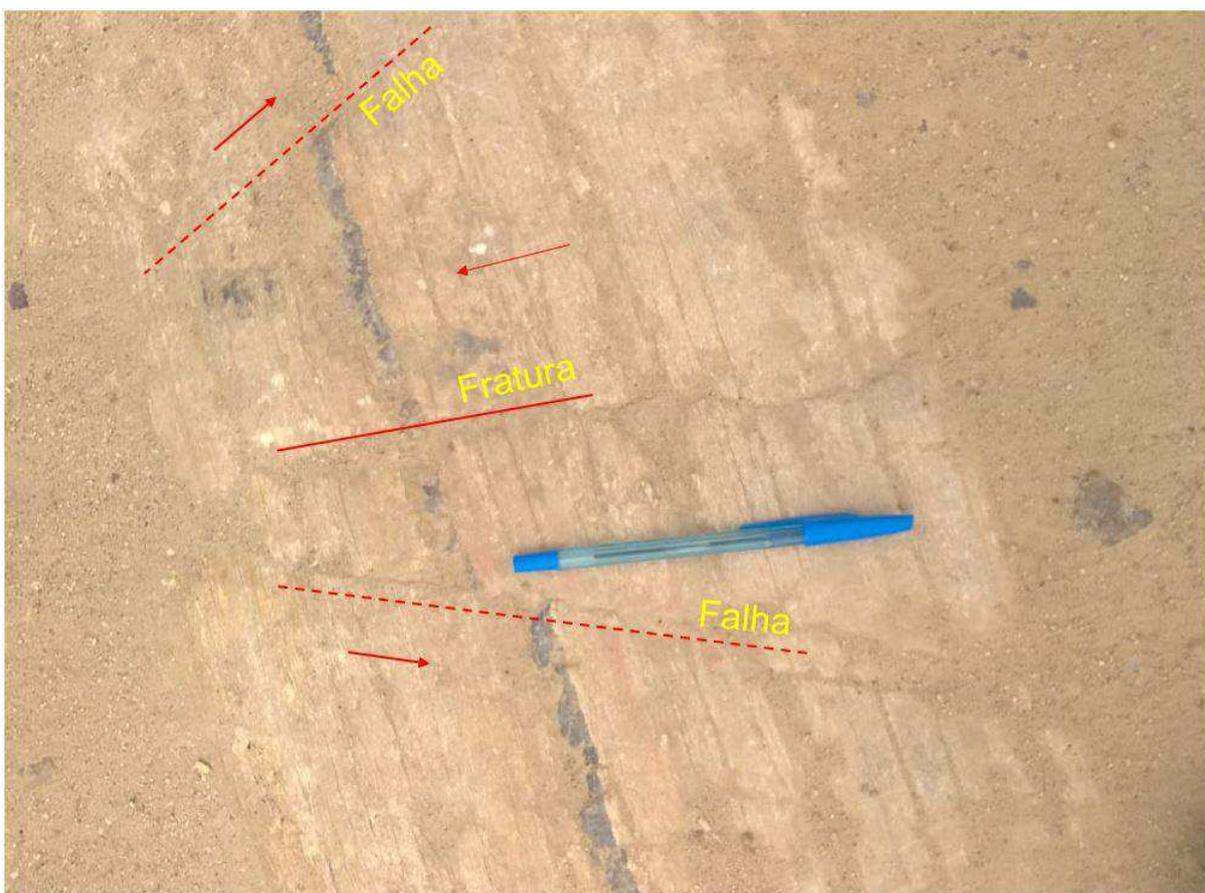


Figura 45: Par conjugado de fraturas de cisalhamento observado no ponto 6.

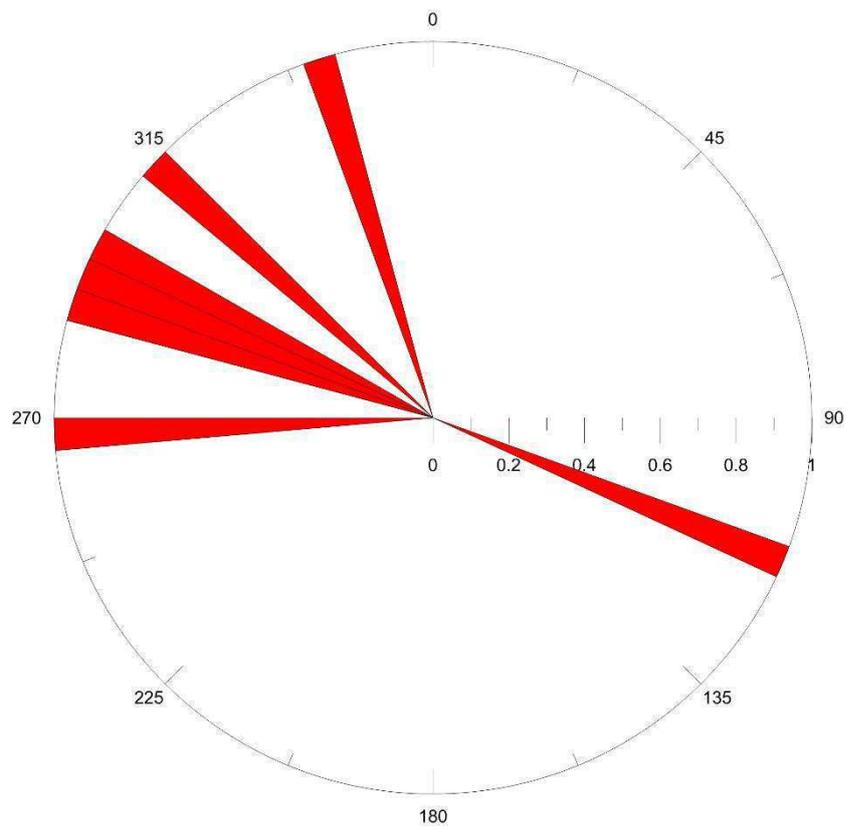


Figura 46: Direções de fraturas observadas em afloramento no ponto 0 no Sítio Macaco.

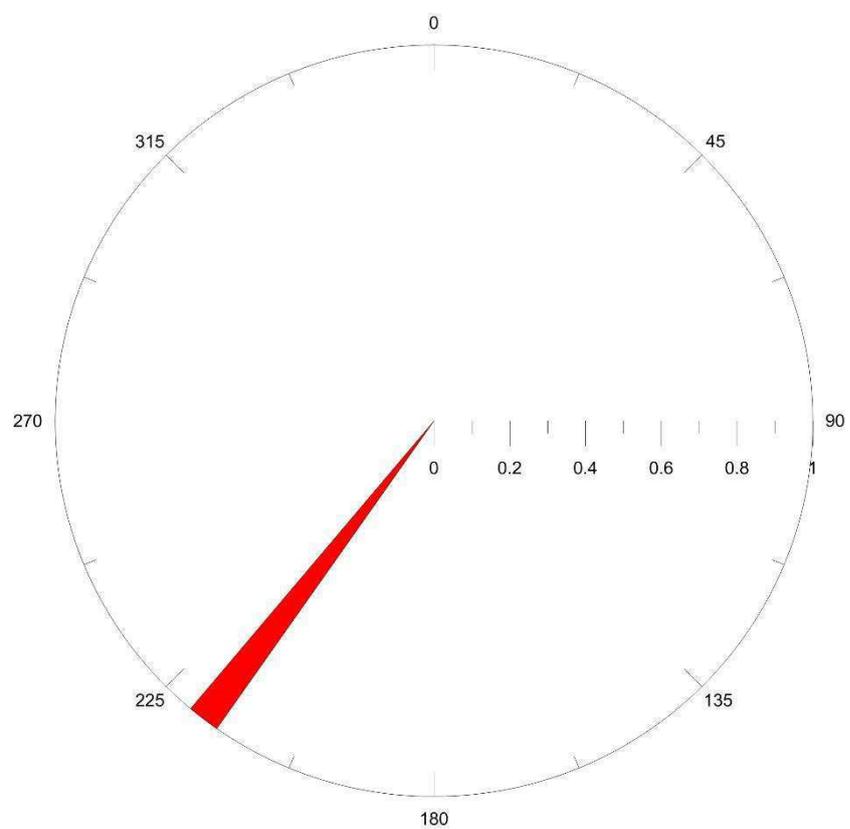


Figura 47: Direção da foliação observada em afloramento no ponto 0 no Sítio Macaco.

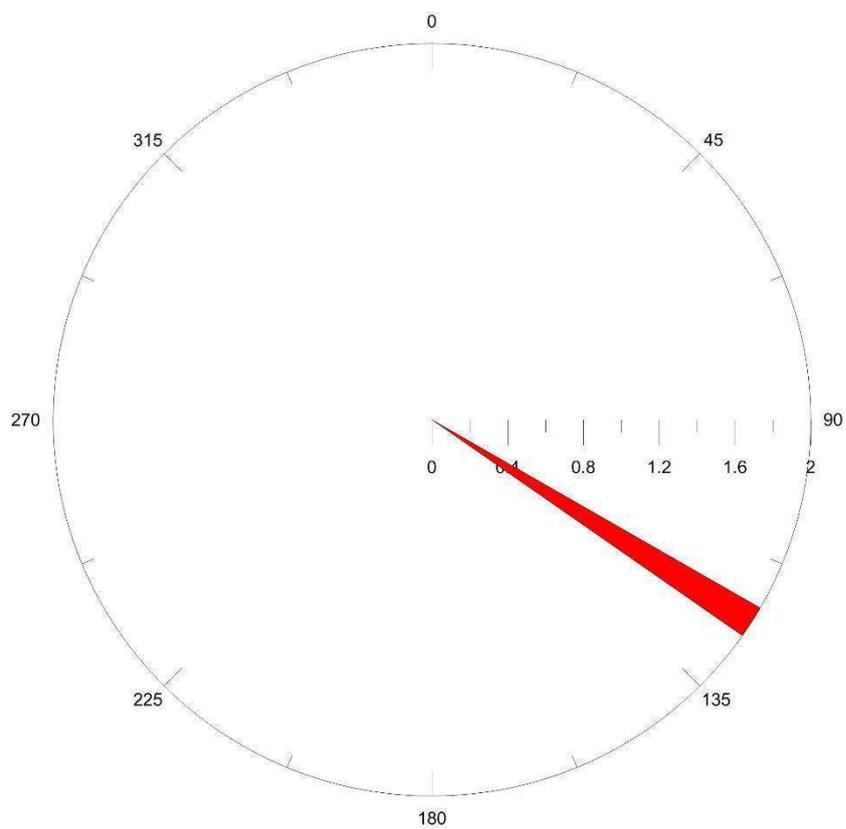


Figura 48: Direções de fraturas observadas em afloramento no ponto 1 no Sítio Macaco.

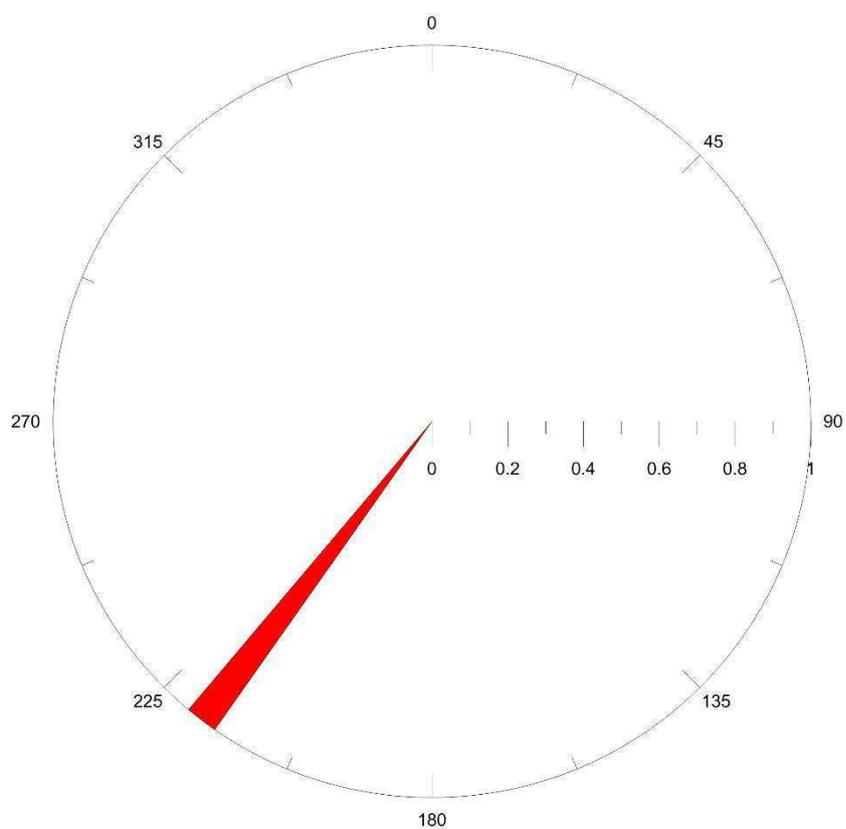


Figura 49: Direção da foliação observada em afloramento no ponto 1 no Sítio Macaco.

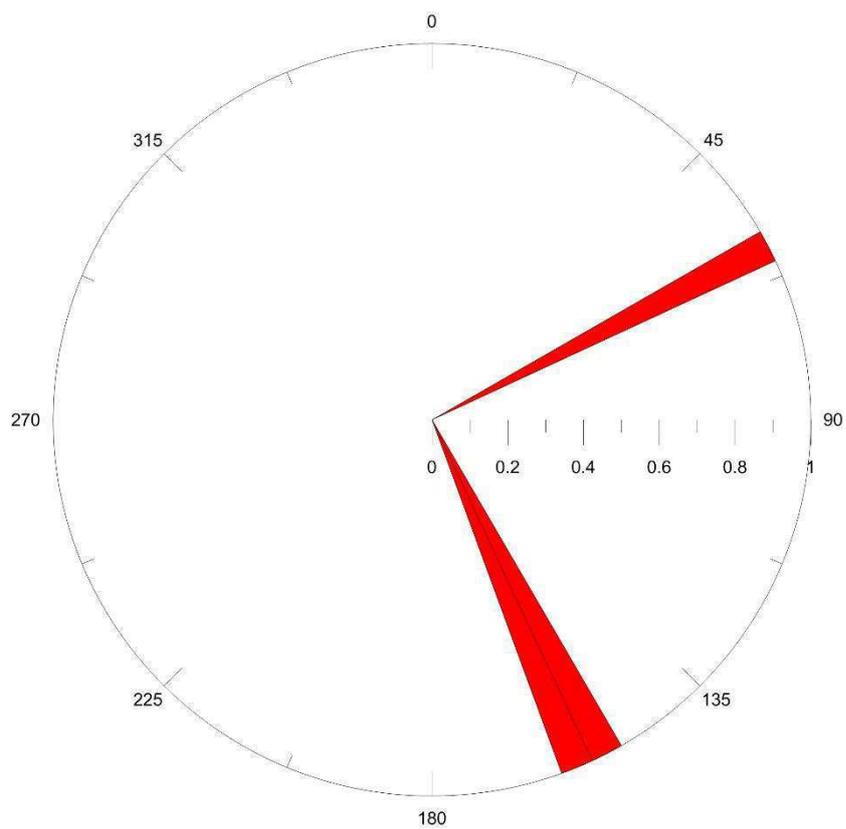


Figura 50: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 2 no Sítio Macaco.

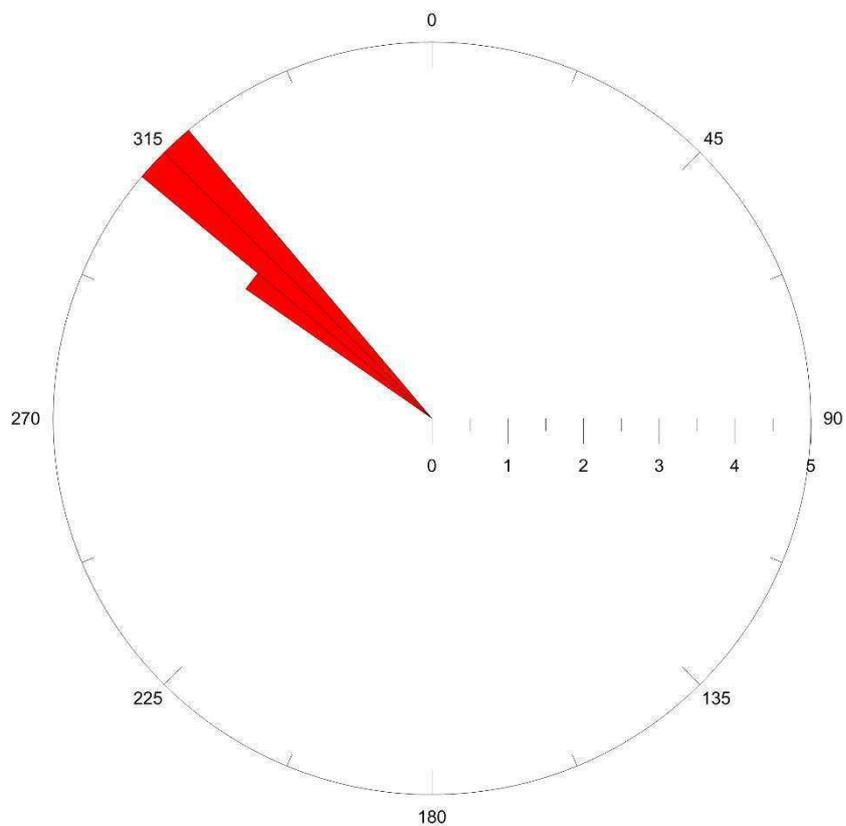


Figura 51: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 3 no Sítio Macaco.

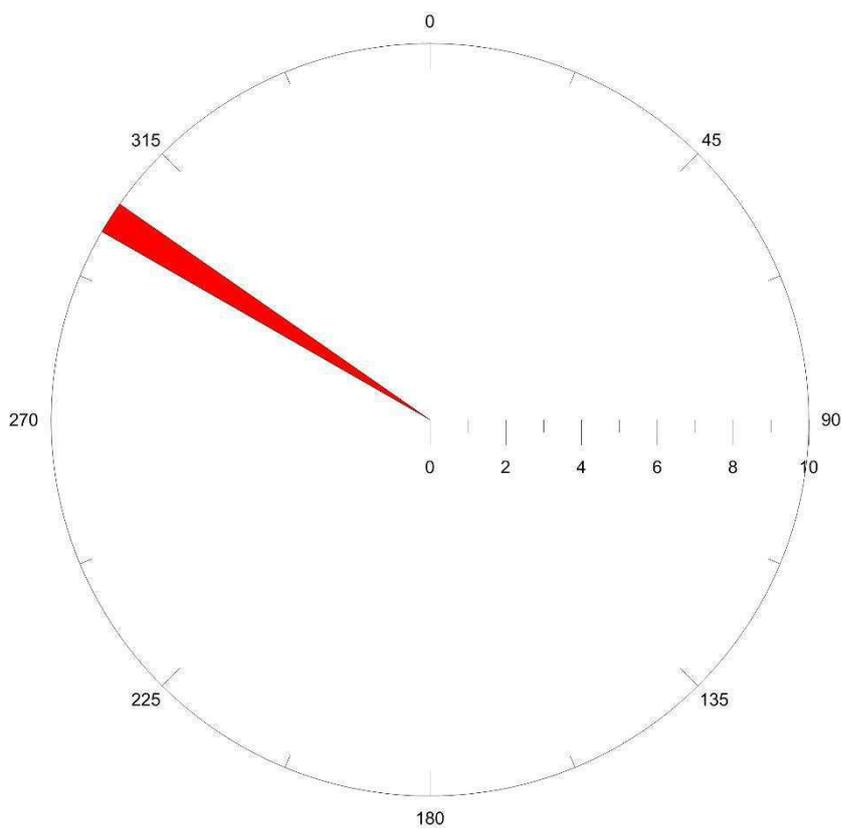


Figura 52: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 4 no Sítio Macaco.

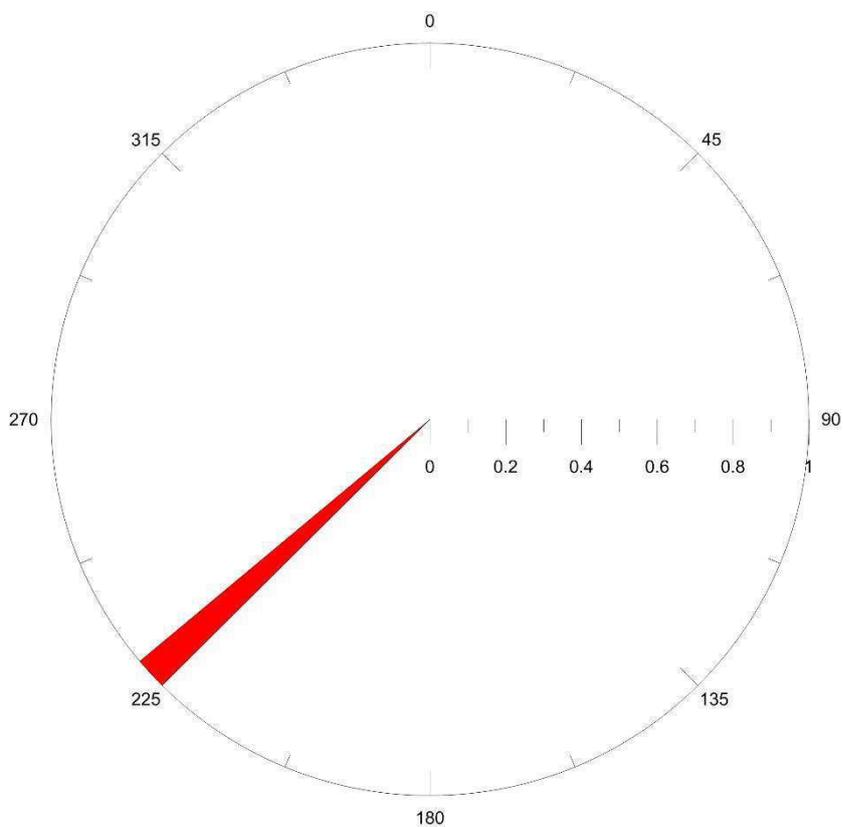


Figura 53: Direção da foliação observada em afloramento no ponto 5 no Sítio Macaco.

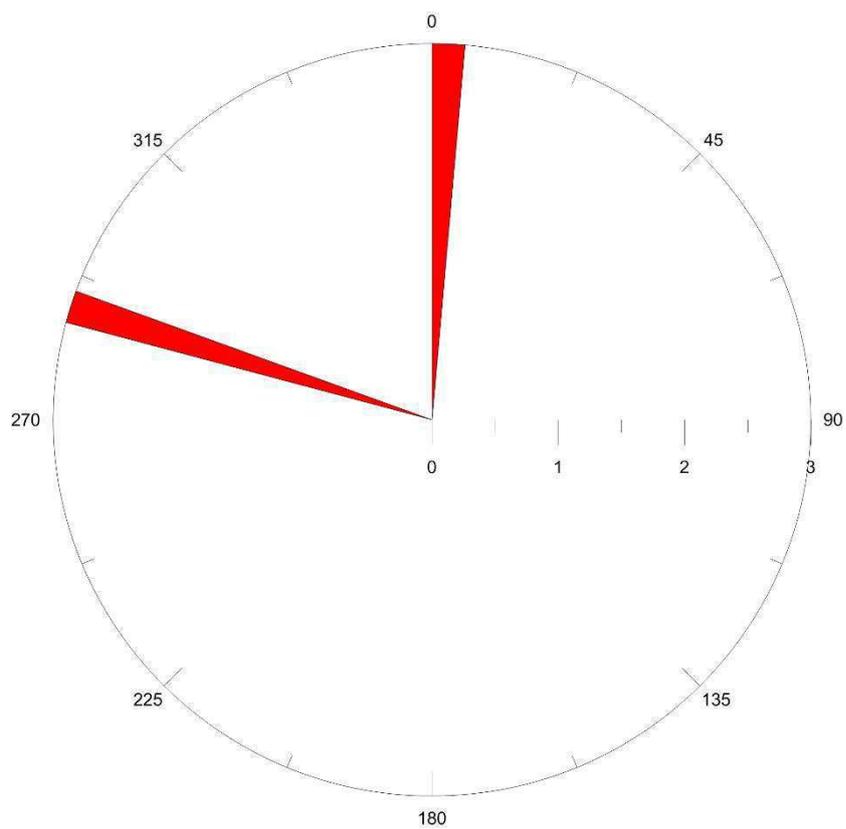


Figura 54: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 6 no Sítio Macaco.

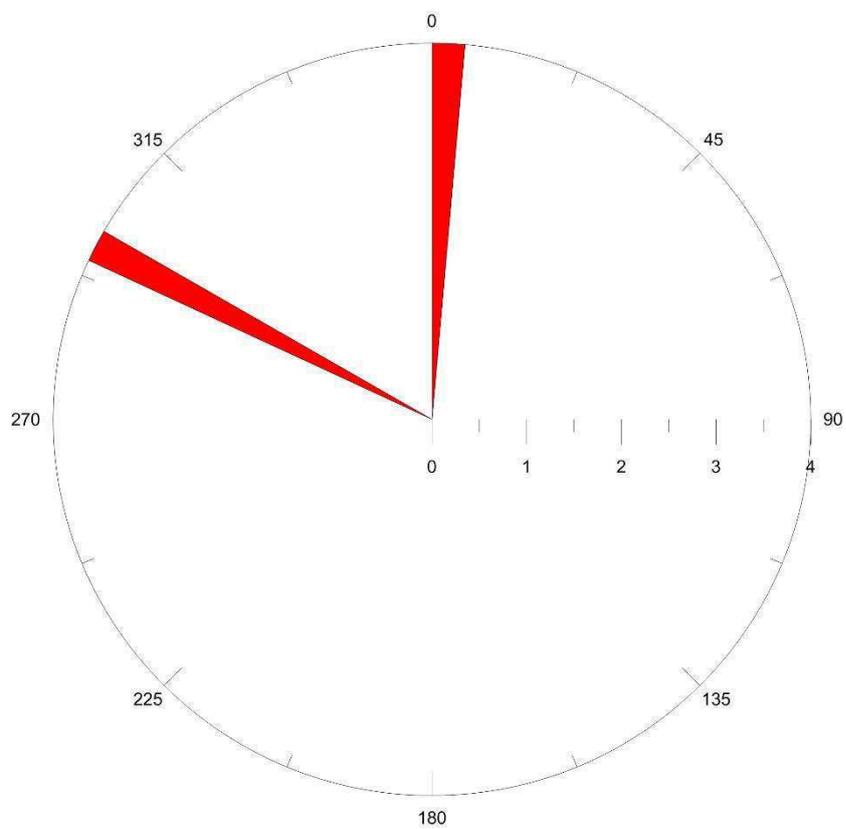


Figura 55: Direção das fraturas observada em afloramento no ponto 7 no Sítio Macaco.

4.2 ASPECTOS HIDROGEOLÓGICOS

Com relação aos aspectos hidrogeológicos, as áreas estudadas estão inseridas no contexto regional do domínio aquífero fissural, representado pelo embasamento cristalino fraturado com produtividade muito baixa. Geralmente, as vazões registradas em poços tubulares variam entre 1 e 10 m³/h (SIAGAS, 2018). Em virtude da baixa produtividade o fornecimento de água com continuidade, na maioria dos casos, não é garantido. A produtividade dos reservatórios neste caso está condicionada à presença de estruturas como juntas e falhas e a existência de áreas de recargas favoráveis à acumulação e circulação de água subterrânea. Normalmente, os depósitos de aluviões associados às principais calhas de drenagem atuam como aquíferos porosos ou como fontes de recarga para as rochas cristalinas subjacentes durante a estação chuvosa.

Uma avaliação preliminar realizada por Sousa Filho *et al.* (2016) dos dados de poços tubulares cadastrados pela CPRM no ano de 2014 no SIAGAS (Sistema de Informações de Águas Subterrâneas - <http://www.cprm.gov.br/>), da região metropolitana de Campina Grande e seu entorno, mostraram que de um total de 1720 poços selecionados, 15% dos poços apresentam valores de vazão menores que 0,3 m³/h, 36% destes poços possuem vazões situadas entre 0,3 a 1,0 m³/h, 39% entre 1,0 e 5,0 m³/h e apenas 10% possuem vazões maiores que 5,0 m³/h, apresentando uma mediana de 1,0 m³/h (Figura 59).

Para o município de Campina Grande-PB, a análise dos dados de vazão referentes a 178 poços tubulares cadastrados pela CPRM até agosto de 2018, evidenciam que 51,12 % dos poços apresentam vazões situadas entre 0 a 1,0 m³/h, 41,01% dos poços entre 1,0 e 5,0 m³/h e 7,87% possuem vazões maiores que 5,0 m³/h, como pode ser observado no histograma do Figura 56.

No município de Lagoa Seca a análise dos dados de vazão de 60 poços (Figura 57) mostram que 78,33% dos poços tubulares apresentam vazões situadas entre 0 a 1,0 m³/h, 18,33% entre 1,0 e 5,0 m³/h e 3,34% possuem vazões maiores que 5,0 m³/h. Já o município de Massaranduba apresenta um total de 20 poços com valores de vazões cadastrados na CPRM até Agosto de 2018 onde 35% dos poços apresenta vazões entre 0 a 1,0 m³/h e 65% dos poços entre 1,0 e 5,0 m³/h (Figura 58). A Figura 60 apresenta o mapa onde está indicada a vazão média de

estabilização dos poços selecionados para os municípios de Campina Grande, Lagoa Seca e Massaranduba até o período de agosto de 2018.

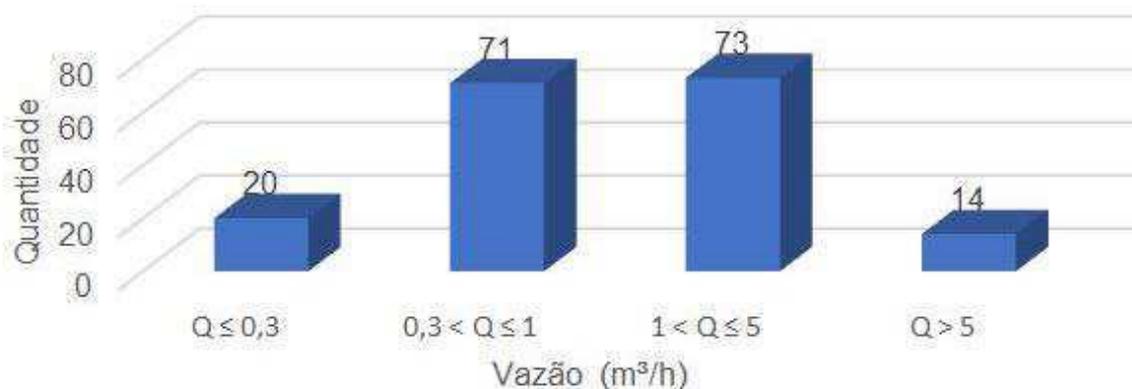


Figura 56: Histograma com a análise das vazões dos poços cadastrados na CPRM para o município de Campina Grande.

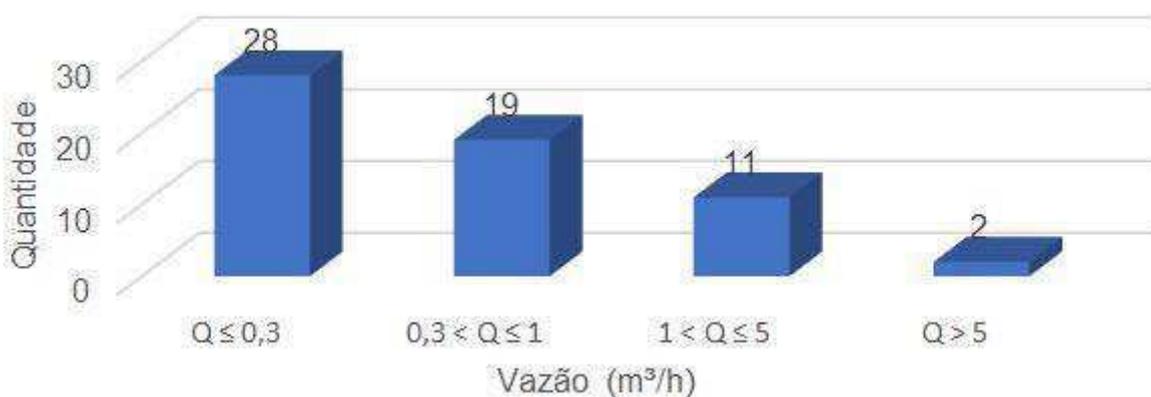


Figura 57: Histograma com a análise das vazões dos poços cadastrados na CPRM para o município de Lagoa Seca.



Figura 58: Histograma com a análise das vazões dos poços cadastrados na CPRM para o município de Massaranduba.

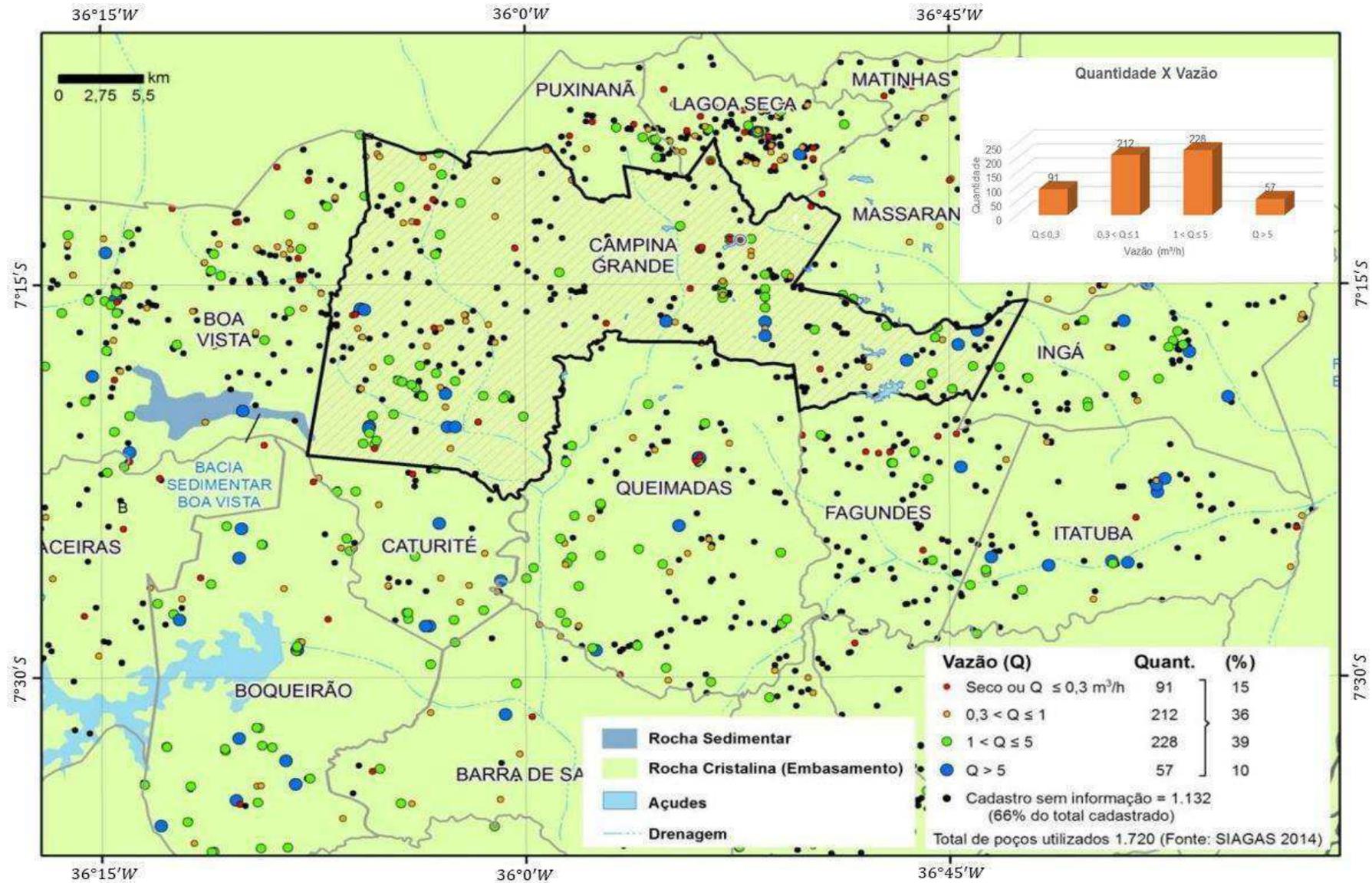


Figura 59: Vazão média dos poços da região metropolitana de Campina Grande no ano de 2014. Modificado de Souza Filho et al. (2016).

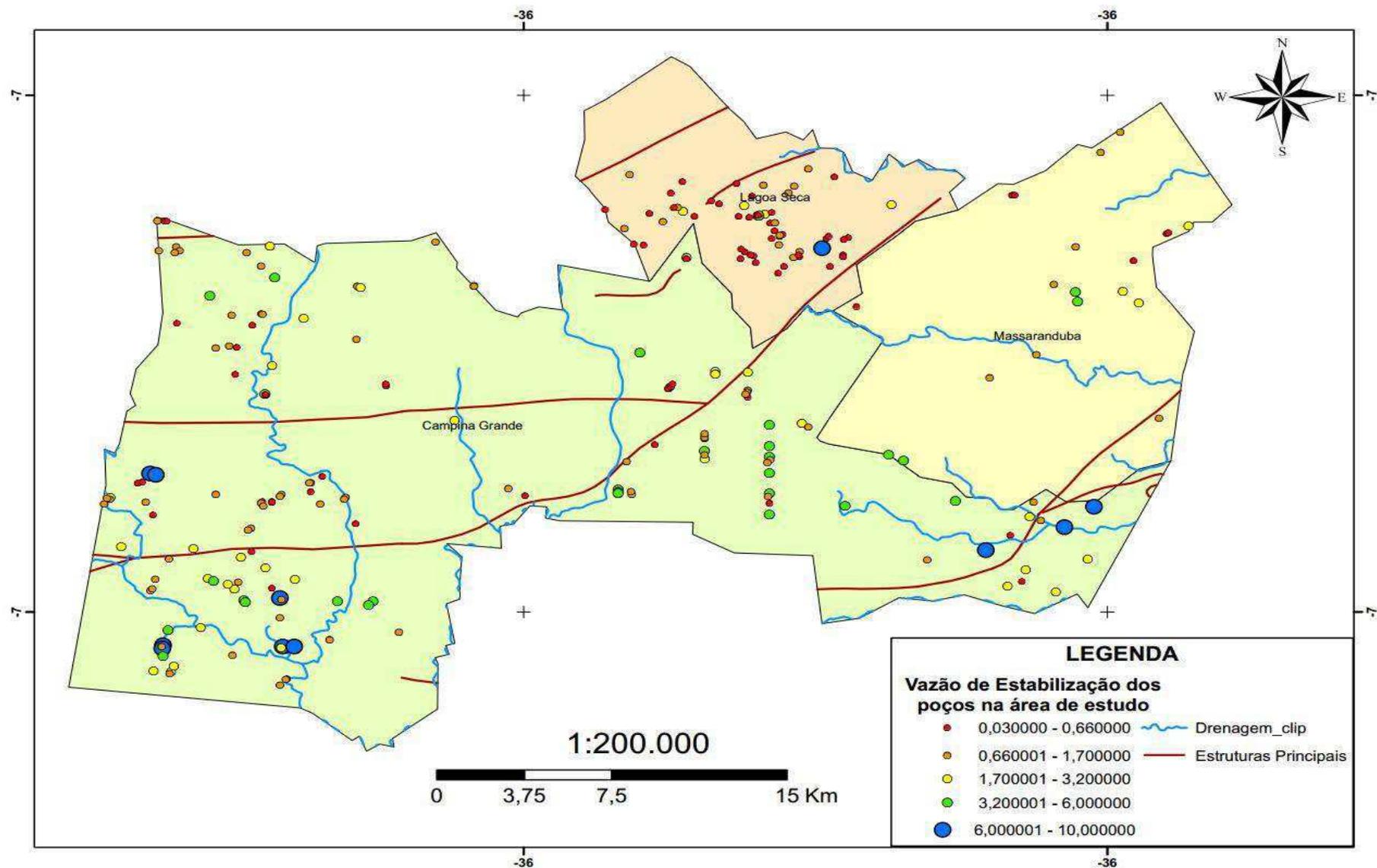


Figura 60: Vazão média dos poços cadastrados pela CPRM dos municípios de Campina Grande, Lagoa Seca e Massaranduba até agosto de 2018.

Com base nos dados de poços cadastrados na CPRM até o período de Agosto de 2018 foi realizada uma análise preliminar da profundidade total máxima que os poços tubulares dessa região são perfurados, para os municípios de Campina Grande, Lagoa Seca e Massaranduba.

No município de Campina Grande verifica-se um total de 437 poços cadastrados na CPRM até o referido período, entretanto apenas 321 poços apresentam dados de profundidade total perfurada. Desses 321 poços, 12,25 % apresentam profundidade entre 0 e 20 metros, 72,36% apresentam profundidades entre 20 e 50 metros e apenas 15,38% apresentam profundidades acima de 50 metros, como pode ser observado no Figura 61.



Figura 61: Histograma com a análise da profundidade total dos poços cadastrados na CPRM para o município de Campina Grande até o período de Agosto de 2018.

No município de Lagoa Seca de um total de 143 poços cadastrados, 115 poços apresentam dados de profundidade total, onde verifica-se que 17,39% desses poços tem profundidade entre 0 e 20 metros, 62,61% apresentam profundidades entre 20 e 50 metros e 20% apresentam profundidades acima de 50 metros (Figura 62).



Figura 62: Histograma com a análise da profundidade total dos poços cadastrados na CPRM para o município de Lagoa Seca até o período de Agosto de 2018.

Para o município de Massaranduba de um total de 59 poços cadastrados, 54 apresentam dados de profundidade total, e verifica-se que 9,26% desses poços tem profundidade entre 0 e 20 metros, 72% apresentam profundidades entre 20 e 50 metros e 18,52% apresentam profundidades acima de 50 metros (Figura 63).

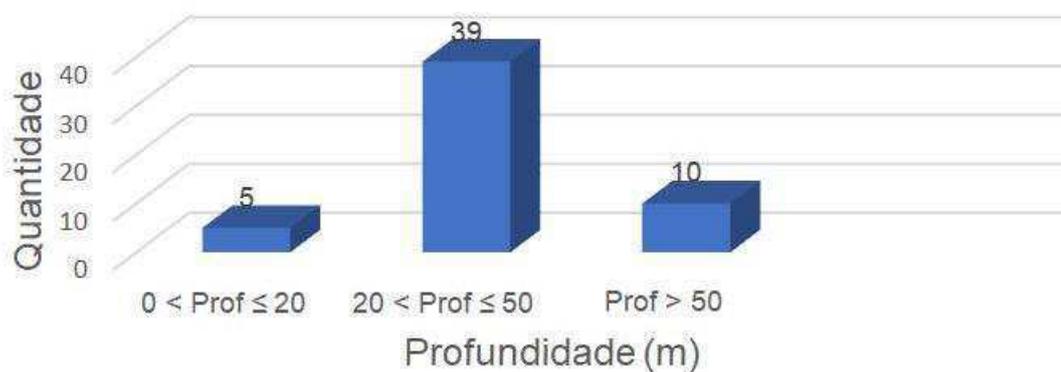


Figura 63: Histograma com a análise da profundidade total dos poços cadastrados na CPRM para o município de Massaranduba até o período de Agosto de 2018.

4.3 AQUISIÇÃO DE DADOS

A aplicação do método da eletrorresistividade como potencial ferramenta de investigação de água subterrânea apresenta uma sequência de etapas básicas, executadas a partir da estratégia metodológica adotada definida pelo objetivo do trabalho e geologia da área estudada (Figura 64).

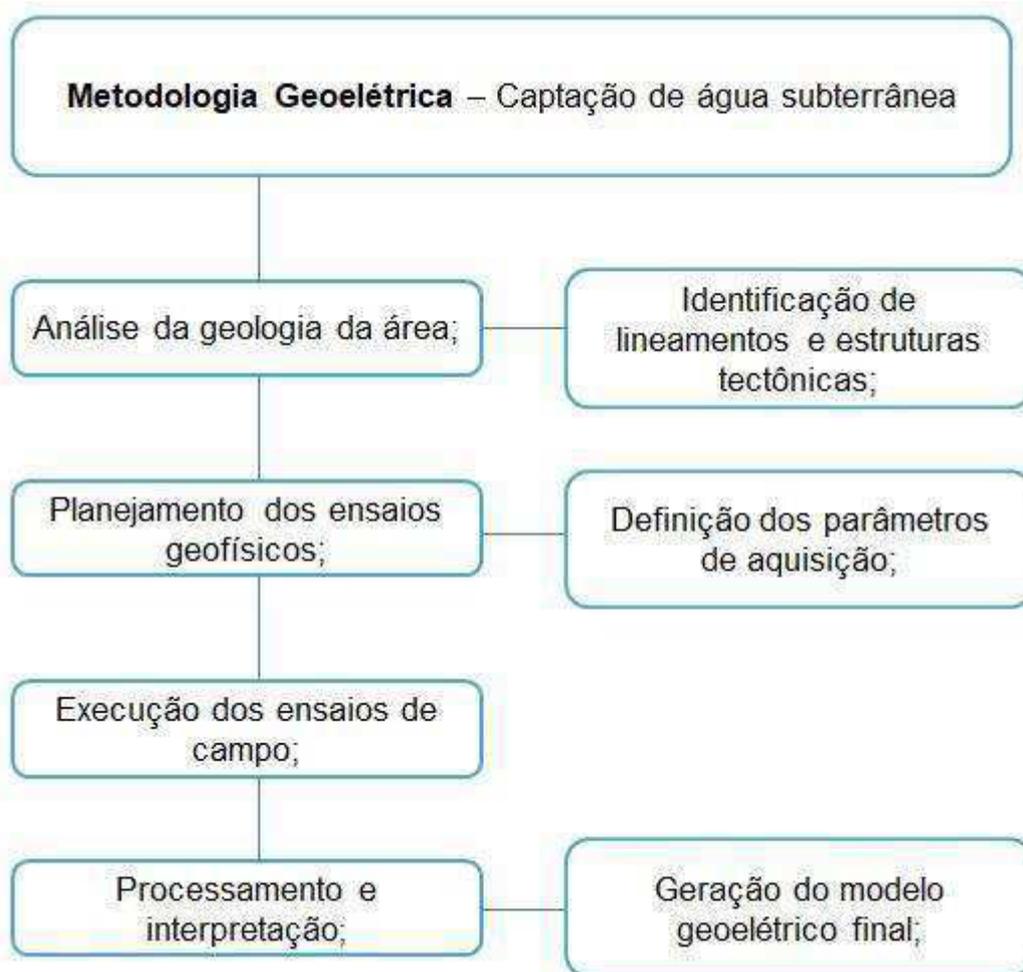


Figura 64: Etapas da metodologia geoeletrica para a investigacao de agua subterranea adotada nesse estudo.

Na investigacao de aquiferos fissurais como o objetivo é avaliar quais as direçoes de fraturas são as mais favoráveis à acumulacao de agua subterranea, inicialmente é realizada uma análise da geologia das áreas estudadas, objetivando identificar a presenca de fraturas e direçoes dos lineamentos utilizando fotografias aéreas para a definiçao dos locais, direçoes e extensões dos perfis de eletrorresistividade. Com base nessa análise os levantamentos são realizados de modo a cruzar perpendicularmente as estruturas geológicas identificadas na região das áreas estudadas.

A primeira etapa do levantamento de campo consiste no planejamento da aquisiçao dos dados, estabelecendo a locaçao dos centros de sondagens e estaçoes de caminhamento elétrico, suas direçoes de expansao e espaçamentos a serem utilizados, os quais são detalhados no tópico 4.4.

As medidas normalmente são tomadas ao longo de uma linha, definindo-se uma abertura ou espaçamento entre os eletrodos e deslocando o conjunto de eletrodos ao longo da linha. Após a disposição do arranjo no terreno e obtenção das leituras pertinentes, todo o arranjo é deslocado para o próximo centro pré-estabelecido e efetuadas as leituras correspondentes, continuando este procedimento até o final do perfil a ser levantado. Os dados registrados pelo aparelho são imediatamente anotados na planilha de campo, sendo a mesma composta pelos valores registrados da diferença de potencial (ΔV) e intensidade da corrente elétrica (I), espaçamento entre os eletrodos de corrente ($AB/2$) e de potencial para cada SEV e segmento de caminhamento elétrico realizado.

Em campo, antes do início da aquisição dos dados, são realizados os procedimentos de testes de funcionalidade do equipamento, testes nos cabos, verificação do estado de conservação e isolamento das fiações e garras, com a finalidade de evitar fuga de corrente durante a aquisição de campo e garantir a qualidade e precisão dos dados adquiridos. Os eletrodos são umedecidos com água objetivando melhorar os pontos de contato eletrodo/solo. Quando a resistência de contato entre os eletrodos e o solo é alta a intensidade da corrente é baixa e conseqüentemente, os valores de potencial resultantes são baixos, levando a leituras imprecisas dentro da gama de valores de ruídos da área. Esse procedimento é utilizado para reduzir a resistência de contato eletrodos/solo e aumentar a superfície de contato. Adicionalmente são coletadas as coordenadas dos pontos das SEVs e caminhamento elétrico com o auxílio de GPS.

De modo a descrever com qualidade e segurança o comportamento dos parâmetros físicos em subsuperfície a distância entre os centros das sondagens é estabelecida de forma a proporcionar uma distribuição aproximadamente regular ao longo das linhas de aquisição. Para que o aparelho forneça medidas com espaçamentos iguais e fixos deve-se manter a simetria na abertura dos eletrodos de corrente e potencial em relação ao centro de sondagem.

O instrumental utilizado na aquisição é relativamente simples: composto de resistímetro, eletrodos metálicos, carretéis, cabos de conexão, duas baterias automotivas de 12 volts, martelos para auxiliar a cravar os eletrodos na superfície do terreno e trenas, além do GPS. No campo são utilizados eletrodos de barra metálica, aço inox, de aproximadamente 50 cm de comprimento, os quais são cravados no solo e ligados por um sistema de cabos condutores. Os acessórios

utilizados para os circuitos de emissão de corrente e recepção de potencial são mostrados na Figura 65.

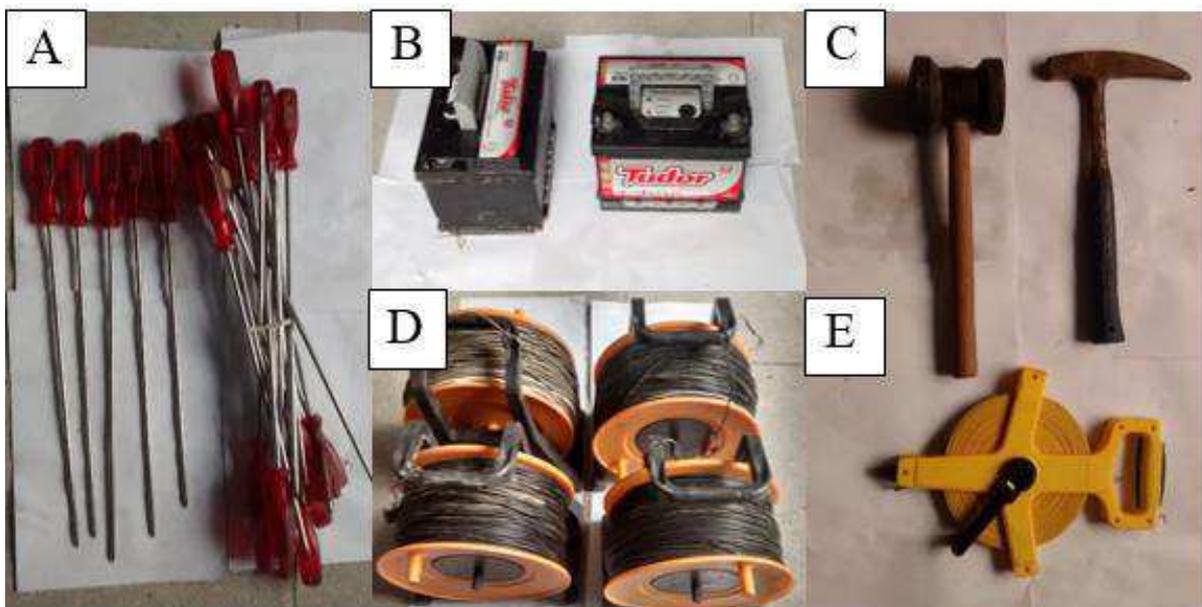


Figura 65: Acessórios utilizados no levantamento de dados. (A) Eletrodos; (B) Baterias; (C) Martelos; (D) Carretéis; (E) Trena.

O resistivímetro utilizado durante a aquisição dos dados desta pesquisa foi o modelo GGA 30 M, fabricado pela Bodenseewerk Geosystem GmbH (Figura 66), pertencente ao Departamento de Mineração e Geologia da UFCG.

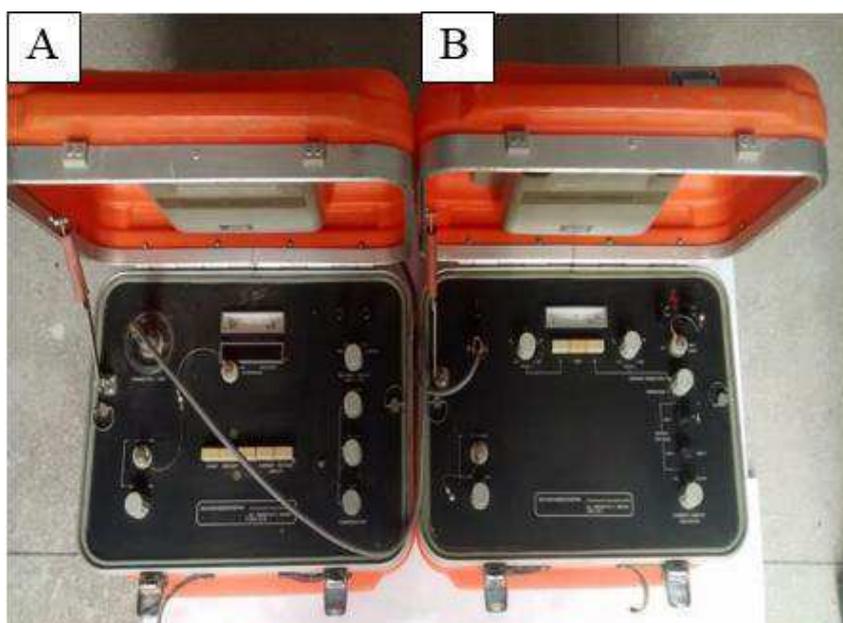


Figura 66: (A) Módulo de leitura de diferencial de potencial e (B) Módulo de injeção de corrente

4.4 PARÂMETROS DE AQUISIÇÃO GEOFÍSICOS

No presente estudo foram testados alguns parâmetros de aquisição de dados como: técnica de aquisição (sondagem ou caminhamento elétrico), tipo de arranjo de eletrodos (Schlumberger ou Gradiente multinível), espaçamento entre pontos de sondagem, espaçamento entre eletrodos e abertura máxima dos eletrodos de corrente, de modo a testar os parâmetros adequados para a identificação de estruturas potencialmente acumuladoras de água subterrânea em terrenos cristalinos através de seções geoeletricas.

Os espaçamentos dos eletrodos AB e MN que são utilizados na aquisição de dados são fundamentais dependendo do objetivo da aquisição. A abertura máxima do arranjo de eletrodos influencia diretamente na profundidade de investigação que se deseja alcançar, enquanto que o espaçamento entre eletrodos controla a resolução. Quanto maior a abertura entre os eletrodos AB maior será a profundidade investigada. Para o arranjo Schlumberger a profundidade teórica de investigação normalmente é considerada como sendo $AB/5$, enquanto que para o arranjo gradiente a profundidade de investigação é de cerca de 10 a 20% de AB (Braga, 2016). Dessa forma, ao ser definida a profundidade de investigação requerida para o levantamento, é possível programar os espaçamentos AB máximos e mínimos e espaçamentos MN necessários aos objetivos propostos. Para a definição desses espaçamentos foi levado em consideração o número de medições em função da dimensão da área estudada, sendo recomendada a realização de um mínimo de dez medições em cada SEVs, com cinco níveis de investigação para a obtenção de uma seção representativa. A escolha do AB final a ser utilizado pode ser baseada em resultados de levantamentos anteriores realizados na área ou em áreas geologicamente semelhantes ou através da realização de algumas SEVs em pontos estratégicos da área, como por exemplo, próximos a poços que apresentem descrições confiáveis.

O espaçamento entre os centros de duas SEVs adjacentes influencia na resolução lateral da seção geoeletrica e depende do caráter e fase da investigação e das estruturas geológicas existentes. Maiores espaçamentos entre os centros das SEVs são utilizados geralmente quando os levantamentos são muito extensos.

Enquanto que os menores espaçamentos entre os centros das SEVs são utilizados para detalhar os locais de maior interesse da área investigada.

Com relação a configuração de arranjo gradiente multinível são importantes a definição dos parâmetros, espaçamento entre eletrodos MN, número de medidas em cada segmento de caminhamento elétrico, abertura máxima AB e espaçamento entre dois segmentos consecutivos. Esses parâmetros geralmente são escolhidos de forma a equilibrar a profundidade de investigação desejada e a resolução nos modelos geoeletricos finais para uma determinada área. A abertura máxima AB influencia diretamente a profundidade de investigação. A variação desse parâmetro permite a aquisição de dados a diferentes profundidades. Os parâmetros espaçamento entre eletrodos MN, número de medidas em cada segmento de caminhamento elétrico e espaçamento entre dois segmentos consecutivos influenciam diretamente a resolução do perfil. Em levantamentos muito extensos normalmente são utilizados grandes espaçamentos MN como também espaçamento grande entre dois segmentos consecutivos, objetivando maior dinamismo durante a aquisição de dados. Para investigações a nível de detalhe de uma área, normalmente são requeridas maior resolução do perfil e neste caso são indicados menores valores desses parâmetros.

O número de medidas em cada segmento de caminhamento elétrico também influencia a resolução, uma vez que um maior número de medidas é traduzido em uma maior densidade de dados na subsuperfície, podendo ocorrer em alguns casos superposições de medidas. Quando o número de medidas é menor, a densidade de dados por unidade de área e, conseqüentemente, a resolução do perfil é baixa. Para a configuração gradiente multinível total foi definido o máximo de oito medições, com cinco níveis de investigação, para a obtenção de uma seção representativa. Já para a configuração gradiente parcial, foi utilizado o máximo de 5 medições, com três níveis de investigação. É importante ressaltar que nessa configuração perdem-se as medidas da parte mais rasa do perfil, de modo que as medições refletem as informações da subsuperfície em profundidade.

Uma limitação prática para a definição dos parâmetros de aquisição é o espaço disponível para o desenvolvimento do arranjo de eletrodos. Dependendo dos locais onde serão realizados os levantamentos, muitas vezes não é possível atingir o espaçamento necessário conforme o objetivo programado.

4.4.1 ÁREA DE ESTUDO – SÍTIO CATARINA

Na área de estudo Sítio Catarina foram realizados dois perfis transversais ao vale de orientação NW-SE, localizados próximos a um cotovelo de drenagem, de modo a transpor perpendicularmente as prováveis estruturas existentes nessa área e as Sondagens Elétricas Verticais e o caminhamento elétrico foram realizados em pontos estratégicos de modo a permitir o conhecimento das camadas geolétricas existentes e suas espessuras relativas. Os levantamentos nessa área foram iniciados pela aquisição de dados do Perfil 2 e posteriormente foi realizado a aquisição do Perfil 1. Entretanto, o Perfil 1 apresenta maior extensão e presença de plantações, inviabilizando o acesso para a realização do perfil durante as estações chuvosas. Dessa forma, o teste de parâmetros de aquisição, configurações de arranjos e técnicas de aquisição nessa área se concentraram no Perfil 2.

Em ambos os perfis foram adquiridos dados com a técnica de Sondagens Elétricas Verticais múltiplas combinadas com a configuração de arranjo Schlumberger. Nesse caso os parâmetros de aquisição foram praticamente os mesmos, com exceção do afastamento entre os centros das SEVs por uma questão de praticidade na mudança do arranjo durante a aquisição dos dados ao longo da linha investigada (Tabela 5).

Tabela 5: Parâmetros de aquisição dos Perfis 1 e 2 realizados com o arranjo Schlumberger.

Parâmetros	Perfil 1	Perfil 2
Extensão máxima do Perfil	370 m	300 m
Nº de SEVs	15	9
Espaçamento entre os eletrodos MN	2m	2 m
Espaçamento entre os eletrodos AB	10 m	10 m
Afastamento entre SEVs	20 m	25 m
Abertura máxima AB	100	100 m
Abertura mínima AB	20 m	20 m

Com relação ao Perfil 2 foram realizados os testes dos parâmetros: espaçamento entre pontos de sondagem, espaçamento entre eletrodos e abertura máxima do arranjo de eletrodos para as configurações do arranjo Schlumberger adotadas nessa área. Nesse caso foram utilizadas duas configurações para o arranjo Schlumberger. Na configuração 1 foram utilizados múltiplos espaçamentos entre os eletrodos de corrente de um mesmo perfil, objetivando alcançar uma maior profundidade de investigação. Na configuração 2 foi utilizado um só espaçamento entre os eletrodos de corrente, definido de forma que houvesse um ganho na resolução, sem uma perda significativa na profundidade de investigação. Adicionalmente, foi aplicada no Perfil 2 a técnica de caminhamento elétrico combinada com o arranjo gradiente multinível, com o objetivo de compará-la com relação a sua eficácia na detecção de estruturas passíveis de acumulação de água subterrânea em terrenos cristalinos.

Na fase inicial da aquisição dos dados no Perfil 2 optou-se por priorizar uma maior profundidade de investigação, onde foram realizados levantamentos com uma abertura máxima entre os eletrodos de corrente (AB) de 100 e 200 metros nas bordas da seção e 300 metros na parte central e espaçamento entre os centros de sondagem de 50 metros, de forma a obter uma profundidade de investigação de cerca de 50 metros da parte central da seção. Entretanto, a resposta obtida por essa configuração de arranjo no modelo geoeletrico não gerou resultados satisfatórios em relação a detecção clara de fraturas no embasamento cristalino. Dessa forma, optou-se por reduzir a profundidade de investigação do modelo, reduzindo a abertura máxima entre os eletrodos de corrente (AB) ao mesmo tempo em que foi reduzido o espaçamento entre os pontos de sondagem, de forma a aumentar a resolução lateral do modelo.

As configurações 1 e 2 utilizadas para o arranjo Schlumberger realizada no Sítio Catarina estão descritas na Tabela 6, onde o que variou de uma configuração para outra foi o afastamento entre SEVs, espaçamento entre os eletrodos MN e abertura máxima de AB. A profundidade teórica de investigação alcançada pelos modelos geoeletricos do Sítio Catarina para a configuração de arranjo 2 foi de 20 metros, e para configuração 1 de 50 metros, sendo ambas consideradas satisfatórias, uma vez que, na área de estudo, ocorrem fraturas verticais. No Nordeste do Brasil e em terrenos cristalinos similares na África as fraturas não ultrapassam a profundidade de 60 a 100 metros (BOUGUET *et al.*, 1981; WRIGHT &

BURGESS, 1992). A Figura 68 apresenta a disposição do perfil na superfície do terreno, com os respectivos centros de cada SEV.

Tabela 6: Parâmetros de aquisição do Perfil 2 realizado com duas configurações de arranjo Schlumberger.

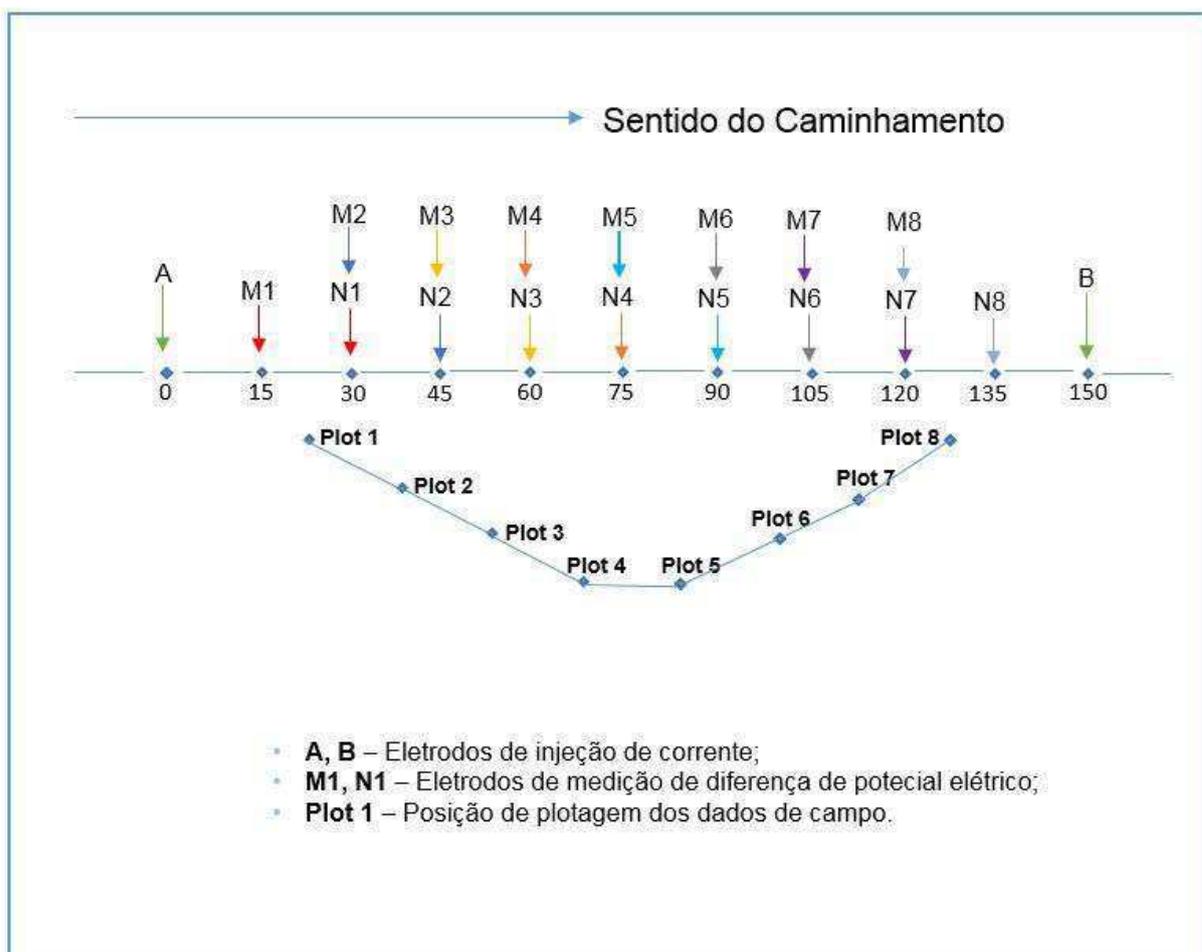
Parâmetros	Perfil 2 – Configuração 1	Perfil 2 – Configuração 2
Extensão máxima do Perfil	300 m	300 m
Nº de SEVs	5	9
Espaçamento entre os eletrodos MN	4 m (bordas) e 10 m (centro) da seção;	2 m
Espaçamento entre os eletrodos AB	10 m	10 m
Afastamento entre SEVs	50 m	25 m
Abertura máxima AB	100 e 200 (bordas); 300 m (centro) da seção;	100 m
Abertura mínima AB	10 m	20 m

Visando uma investigação mais profunda e com maior resolução lateral, em comparação com os resultados prévios obtidos com o arranjo Schlumberger, foi realizada a aquisição de dados com a configuração de arranjo gradiente, objetivando um maior detalhamento das zonas fraturadas, a fim de confirmar a continuidade das fraturas em profundidade.

Na aplicação prática da configuração de eletrodos gradiente multinível, foram definidos os parâmetros: espaçamento entre eletrodos MN, número de medidas em cada segmento de caminhada elétrica e abertura máxima AB, onde a configuração final do arranjo gradiente utilizada para o Perfil 2 está descrita na Tabela 7 e na Figuras 67 e 68 é exibida a representação esquemática da configuração do arranjo utilizada em campo.

Tabela 7: Parâmetros de aquisição do Perfil 2 realizado com o arranjo gradiente total.

Parâmetros	Perfil 2 – Gradiente
Extensão máxima do Perfil	300
Nº de segmentos	11
Nº de medidas em cada segmento	8
Espaçamento entre os eletrodos MN	15 m
Afastamento entre os segmentos	15 m
Abertura máxima AB	150 m

**Figura 67:** Configuração do arranjo gradiente multinível total utilizado em campo.

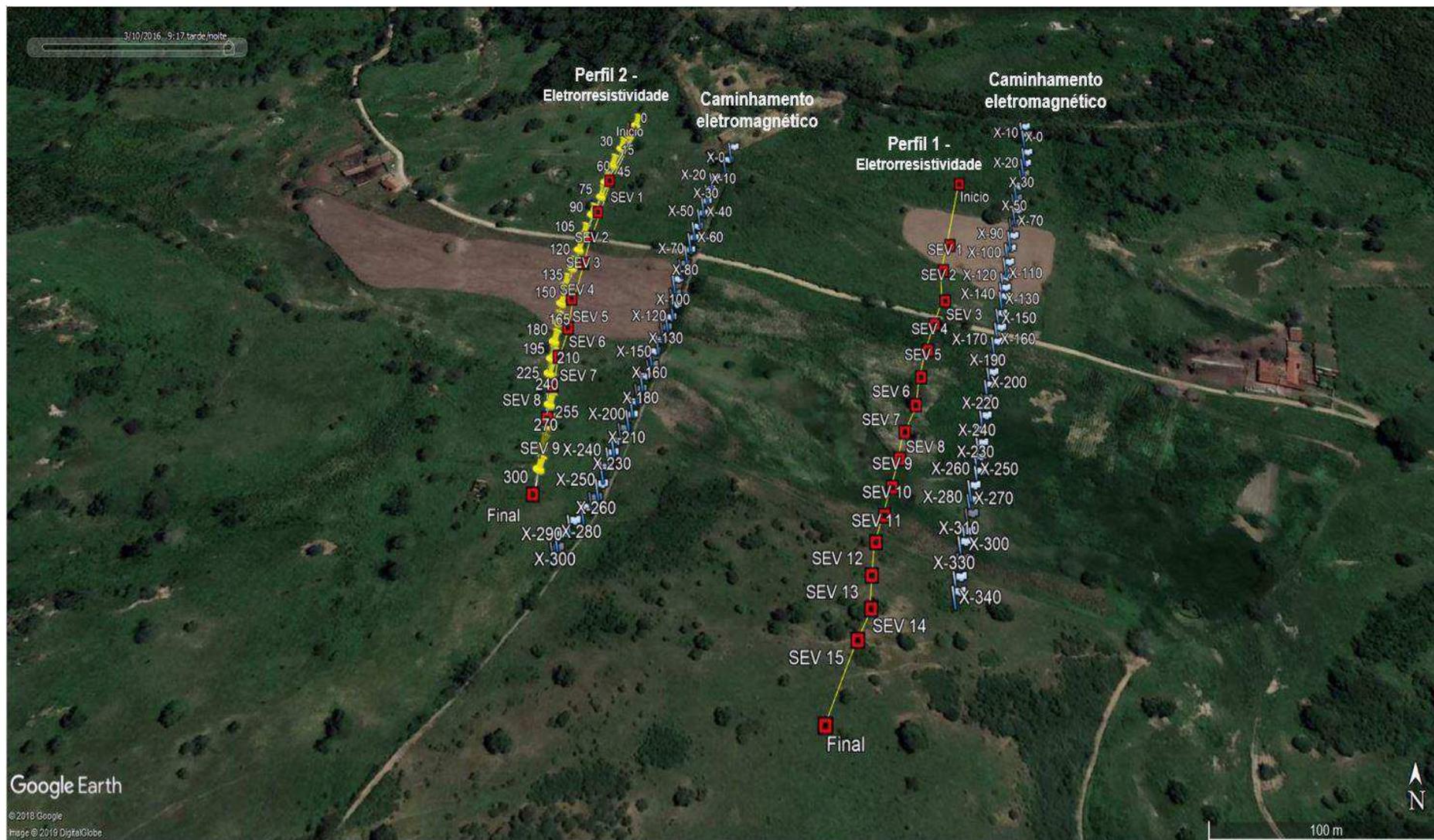


Figura 68: Imagem de satélite com a representação da distribuição dos perfis de eletroresistividade e caminhamentos eletromagnéticos na superfície do terreno no Sítio Catarina.

4.4.2 ÁREA DE ESTUDO – SÍTIO CANA

Na área de estudo do Sítio Cana, foi realizada uma linha de investigação de direção NW-SE ao longo da estrada, cruzando transversalmente a Zona de Cisalhamento Sinistral Matinhas de modo a transpor as estruturas existentes nessa área (Figura 69). A linha realizada apresenta mais de 1 km de extensão e o objetivo do levantamento nessa área foi realizar o mapeamento das zonas fraturadas com uma maior profundidade de investigação e testar a eficácia do método de eletrorresistividade no reconhecimento de fraturas em levantamentos de grandes extensões.



Figura 69: Aquisição de dados de eletrorresistividade no Sítio Cana.

Nessa área foram realizados levantamentos de dados com a técnica de Sondagem Elétrica Vertical múltipla combinada com a configuração de arranjo Schlumberger e a técnica de caminhamento elétrico combinada com a configuração de arranjo gradiente multinível total, ao longo da mesma linha de investigação. Para a definição dos parâmetros de aquisição nessa área se buscou um equilíbrio entre a profundidade de investigação desejada e a resolução lateral do perfil.

Na configuração de arranjo Schlumberger foi utilizada abertura máxima entre os eletrodos de corrente (AB) de 200 metros, aumentando assim a profundidade de investigação, se comparado com os perfis realizados na área de estudo do Sítio Catarina. Entretanto, foi utilizado um espaçamento entre os pontos de sondagem de 60 metros, reduzindo a resolução lateral do modelo (Tabela 8). Com essa configuração a profundidade teórica de investigação para o modelo geológico é de aproximadamente 40 metros. A Figura 71 apresenta a localização das SEVs e do caminhamento elétrico ao longo do perfil registrado no Sítio Cana.

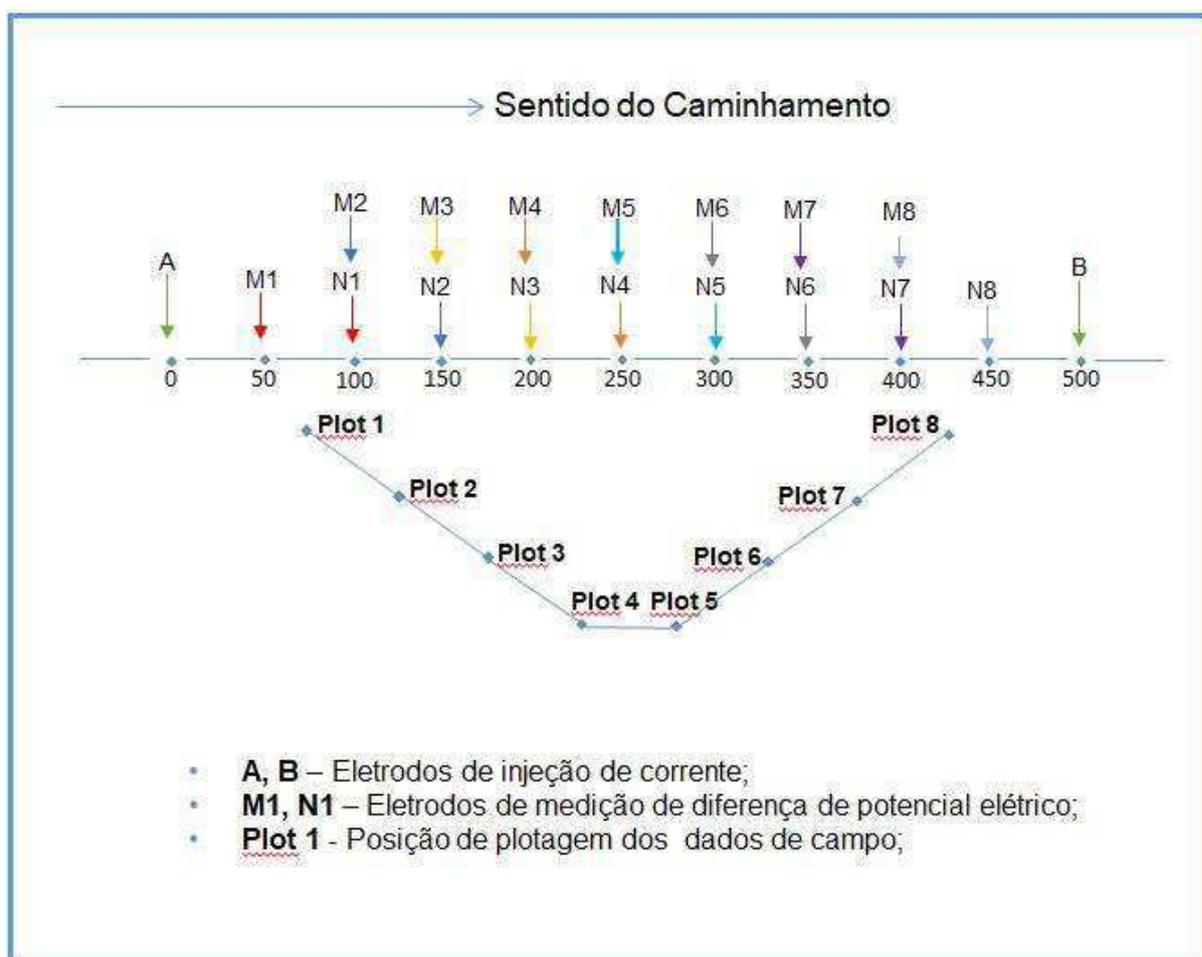
Tabela 8: Parâmetros de aquisição no Sítio Cana realizado com o arranjo Schlumberger.

Parâmetros	Perfil
Extensão máxima do Perfil	1280 m
Nº de SEVs	19
Espaçamento entre os eletrodos MN	4 m
Espaçamento entre os eletrodos AB	20 m
Afastamento entre SEVs	60 m
Abertura máxima AB	200 m
Abertura mínima AB	40 m

Foram executados 1.300 metros de caminhamentos elétricos combinados com a configuração de arranjo gradiente multinível total, ao longo da mesma linha de investigação. Nesse levantamento os parâmetros de aquisição do arranjo foram definidos pelos espaçamentos AB = 500m e MN = 50m, objetivando alcançar uma profundidade teórica de investigação de aproximadamente 100 metros (Figura 70; Tabela 9).

Tabela 9: Parâmetros de aquisição no Sítio Cana realizado com o arranjo gradiente multinível total.

Parâmetros	Perfil II – Gradiente
Extensão máxima do Perfil	1300 m
Nº de segmentos	17
Nº de medidas em cada segmento	8
Espaçamento entre os eletrodos MN.	50 m
Afastamento entre segmentos	50 m
Abertura máxima AB	500 m

**Figura 70:** Configuração do arranjo gradiente multinível total utilizado em campo.

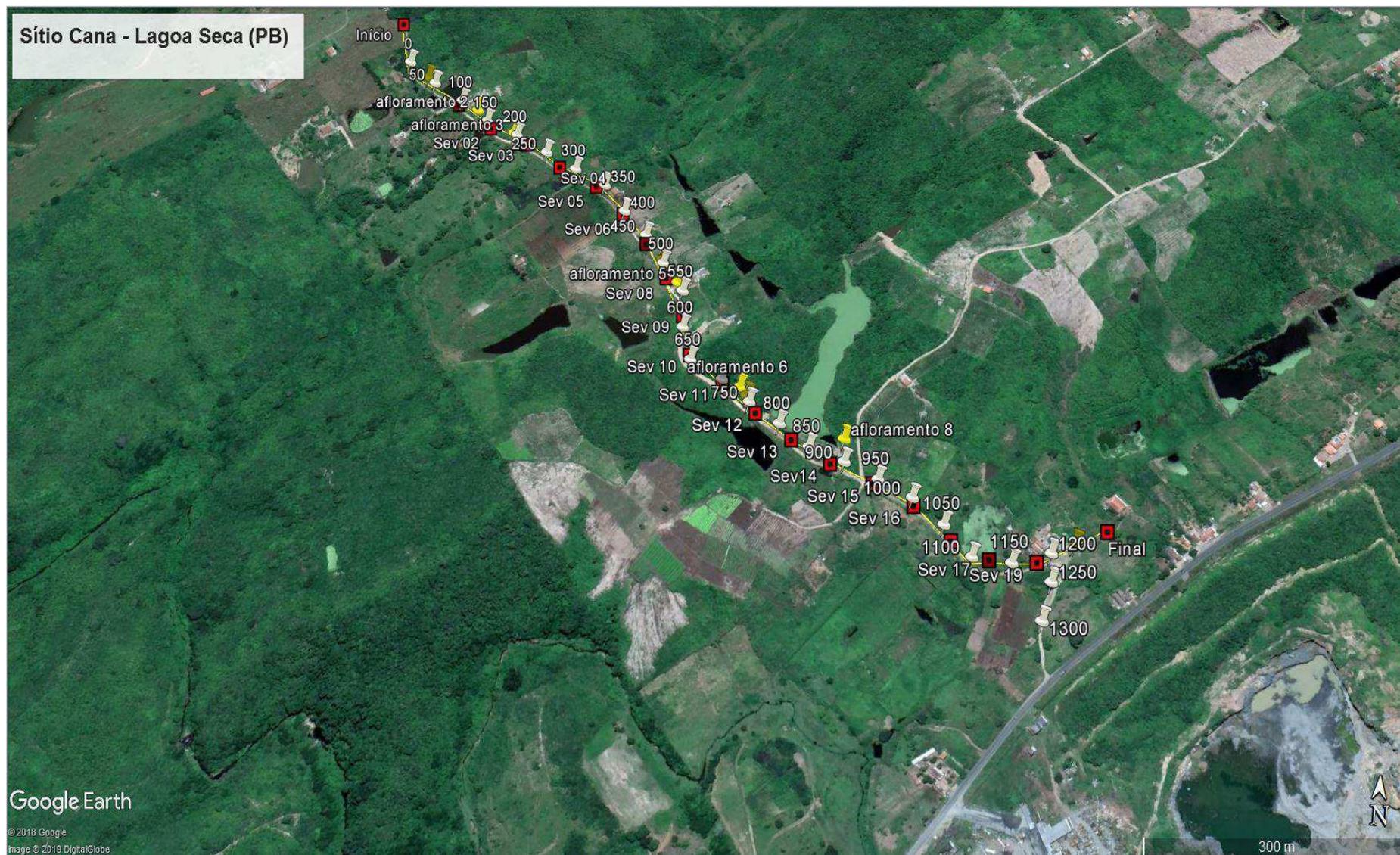


Figura 71: Imagem de satélite com a representação da distribuição das SEVs em vermelho, caminhamento elétrico com gradiente multinível total em branco e afloramentos identificados ao longo da estrada em amarelo no Sítio Cana.

4.4.3 ÁREA DE ESTUDO - SÍTIO MACACO

Na área de estudo do Sítio Macaco, foi realizada uma linha de investigação de direção NW-SE ao longo da estrada, cruzando transversalmente a zona de cisalhamento sinistral Matinhas de modo a transpor as estruturas existentes nessa área, com 1050 metros de extensão. O objetivo do levantamento nessa área foi a aplicação da técnica de caminhamento elétrico combinada com a configuração de arranjo gradiente parcial para testar a sua eficácia na detecção de estruturas passíveis de acumulação de água subterrânea.

Os parâmetros de aquisição para o arranjo gradiente parcial foram escolhidos objetivando alcançar uma profundidade de investigação de 100 metros, com espaçamento entre dois segmentos consecutivos de 60 metros, o que resultou em uma menor resolução, quando comparado com o levantamento do Sítio Cana. Entretanto, o espaçamento entre os eletrodos MN foi de 30 metros, enquanto que no Sítio Cana foi de 50 metros (Figura 73; Tabela 10). Essa redução no espaçamento entre os eletrodos MN aumenta a resolução do perfil e compensa parte da perda de resolução em relação ao espaçamento entre dois segmentos consecutivos. Como é característica da configuração de arranjo gradiente parcial a realização de medições no terço central do arranjo, a abertura máxima de AB foi definida como sendo um múltiplo de três a fim de que fosse possível medir apenas no terço central do arranjo (Figura 72).

Tabela 10: Parâmetros de aquisição no Sítio Macaco realizado com o arranjo gradiente multinível parcial.

Parâmetros	Perfil II – Gradiente
Extensão máxima do Perfil	1050 m
Nº de segmentos	11
Nº de medidas em cada segmento	5
Espaçamento entre os eletrodos MN.	30 m
Afastamento entre segmentos	60 m
Abertura máxima AB	450 m

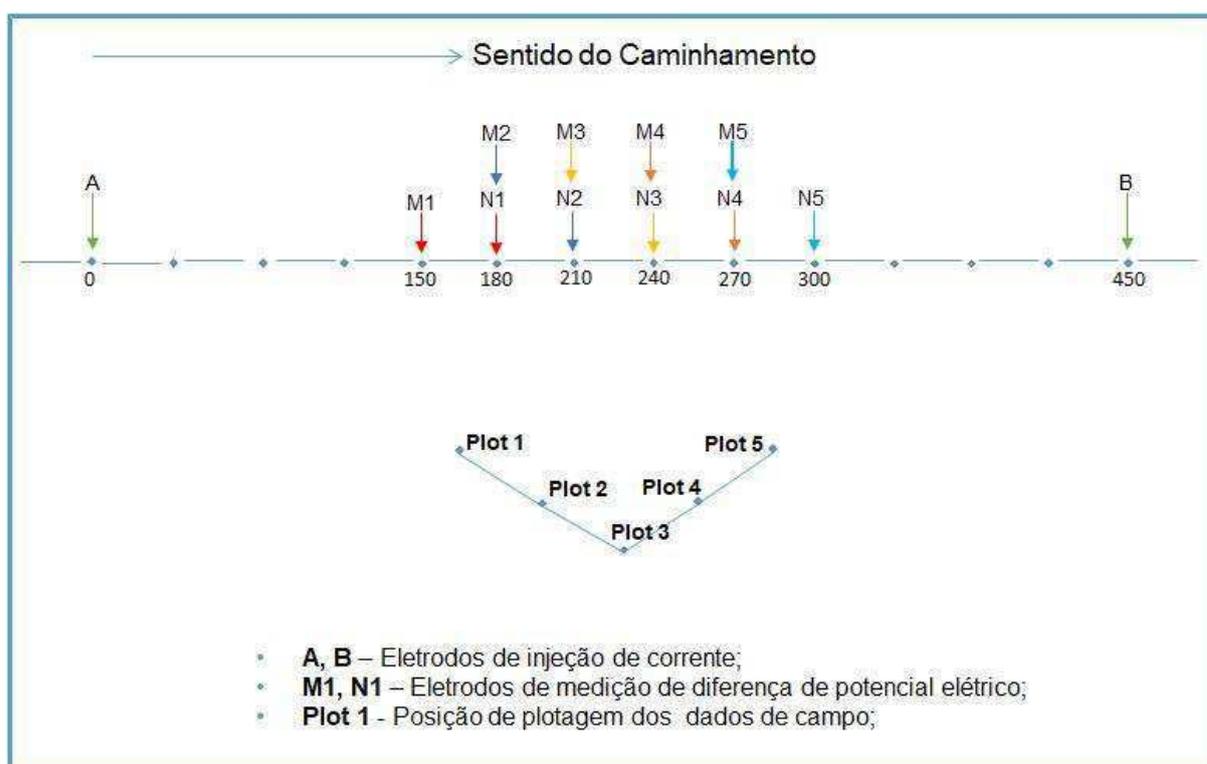


Figura 72: Configuração do arranjo gradiente parcial utilizado em campo.

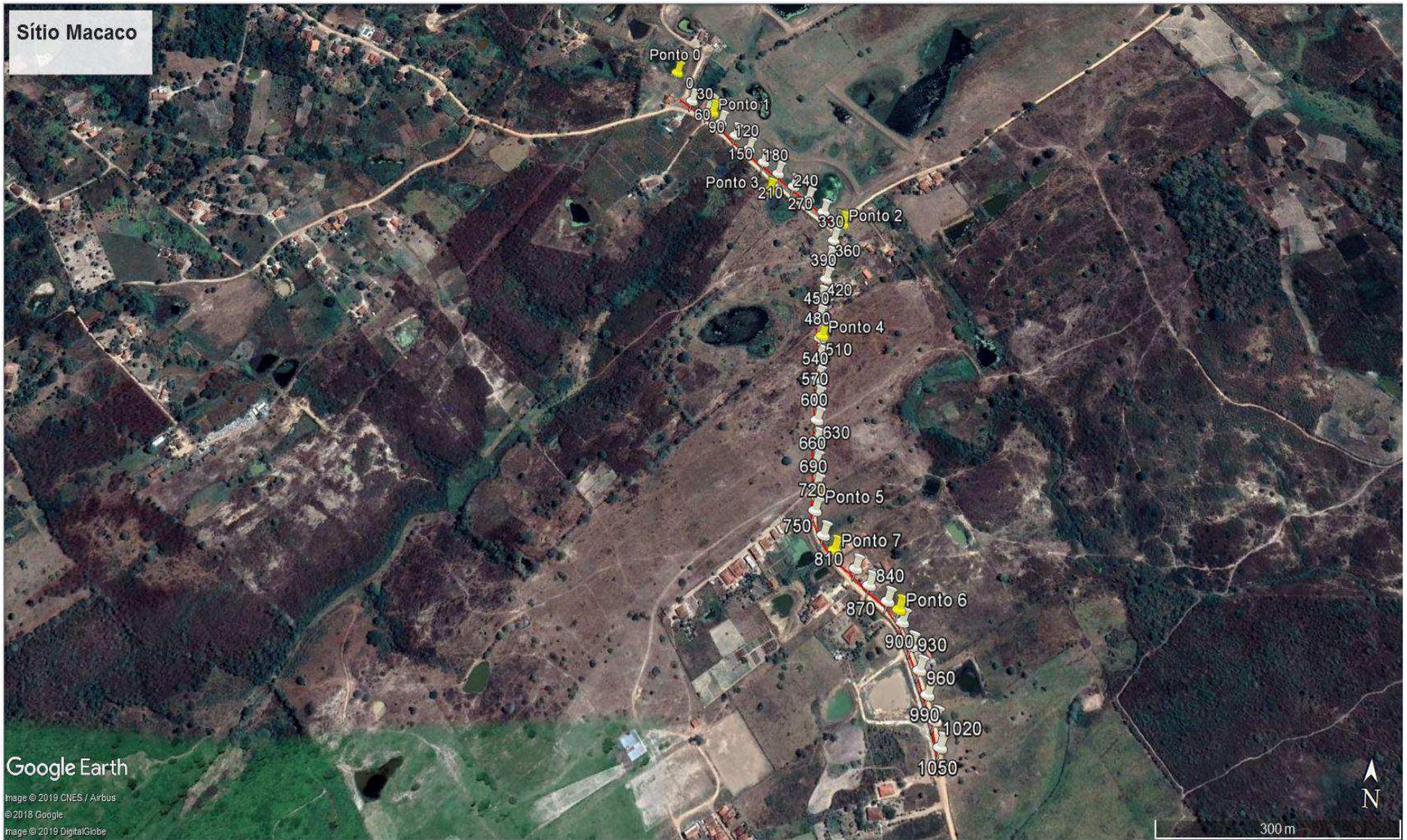


Figura 73: Imagem de satélite com a representação da distribuição do caminhamento elétrico com gradiente parcial no Sítio Macaco.

4.5 PROCESSAMENTO DOS DADOS

Os dados obtidos no levantamento foram processados utilizando o *software* RES2DINV v. 3.52 (GEOTOMO SOFTWARE, 2003). Este *software* realiza inversões bidimensionais (2D) dos dados de resistividade obtidos em campo, através de um sistema automático de ajuste para a modelagem possibilitando a construção de um modelo geoeétrico de subsuperfície, cuja resposta à energização, reproduza da melhor maneira possível a realidade de campo. O processamento dos dados no programa é realizado basicamente em três etapas: entrada de dados no programa, processo de inversão (*smoothness-constrained least-squares method*) e geração da pseudo-seção de resistividade.

O modelo adotado pelo RES2DINV consiste em dividir a subsuperfície em uma quantidade finita de blocos, onde será aplicada uma inversão baseada no método dos mínimos quadrados, para atribuir o valor de resistividade aparente a cada bloco, em conformidade com os valores obtidos em campo (Figura 74). O tamanho e a disposição dos blocos são definidos automaticamente pelo *software* de tal maneira que o número de blocos não exceda o número de dados obtidos em campo.

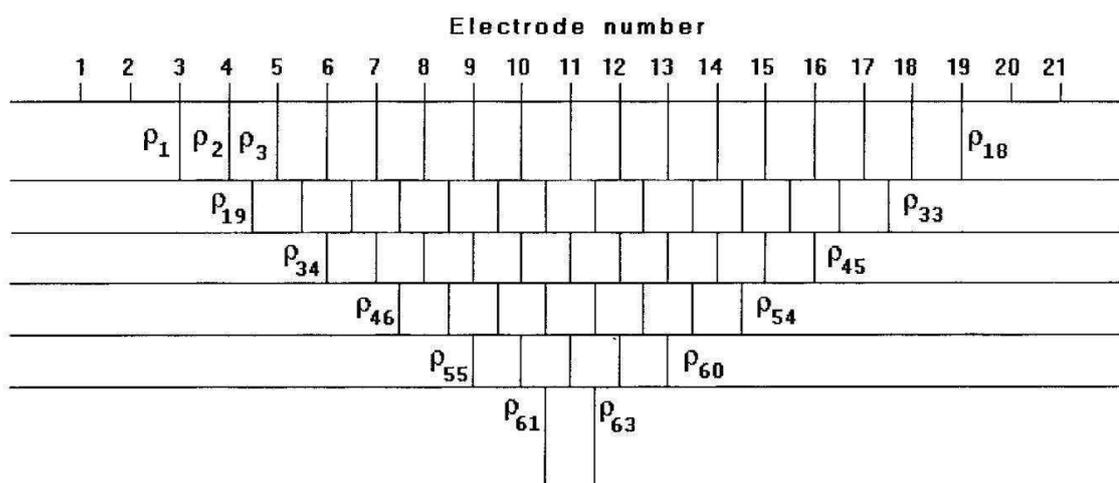


Figura 74: Modelo de blocos retangulares usado no modelo 2D (LOKE & BARKER, 1996).

O objetivo da inversão é minimizar o grau de irregularidade do modelo, baseado no ajuste através do método dos mínimos quadrados, onde permite comparar os dados obtidos em campo com a resposta teórica do modelo obtida por

intermédio de algoritmos de otimização. Dessa forma, a rotina de inversão dos dados da resistividade utilizada pelo RES2DINV, desenvolvidos por Loke & Barker (1996), deGroot-Hedlin & Constable (1990) e Sasaki (1992), gera um modelo geoeétrico (2D) da subsuperfície que melhor se ajusta à pseudo-seção de resistividade aparente obtida em campo.

O método de inversão por mínimos quadrados com vínculo de suavidade convencional (*smoothness-constrained least-squares method*) utilizado pelo RES2DINV é expresso pela seguinte relação:

$$(J^T J + uF)\delta = J^T g \quad (21)$$

Onde:

$F = f_x f_x^T + f_z f_z^T$ é denominado de filtro de nivelamento;

f_x : Filtro de nivelamento horizontal;

f_z : Filtro de nivelamento vertical;

J : Matriz Jacobiana das derivadas parciais;

u : Fator de amortecimento (*damping factor*);

δ : Vetor de perturbação do modelo;

g : Vetor de discrepância.

O fator de amortecimento (*damping factor*) é um parâmetro de suavização, o qual permite reduzir a magnitude da variação do modelo, de uma iteração para a subsequente (CONSTABLE *et al.*, 1987). Sasaki (1992) afirma que um valor alto do fator de amortecimento pode resultar em variações de resistividade mais suavizadas e imagens desfocadas, entretanto, esse resultado não é significativamente influenciado pelos dados discrepantes. Segundo Loke & Dahlin (2002) esse fator será função principalmente do nível de ruído presente nos dados e normalmente o valor mínimo é dado pela relação de 1/10 do valor inicial, onde o referido autor considera que esse valor deve estar entre 0,2 e 0,1. Alguns autores (DAHLIN & ZHOU, 2004; OLAYINKA & YARAMANCI, 2000) reportam em seus trabalhos que o recomendável seria utilizar um valor inicial de 0,15 e um valor mínimo de 0,03.

Outro parâmetro importante no processo de inversão é o erro RMS (*root mean squared error*) conhecido como critério de convergência do valor do erro

quadrático médio. O RMS é calculado pela diferença entre os logaritmos das resistividades aparentes medidas (ρ_{a_obs}) e calculadas (ρ_{a_calc}) expresso pela equação 22:

$$RMS = [(\rho_{a_obs} - \rho_{a_calc})/\rho_{a_obs}] \cdot 100\% \quad (22)$$

Para uma pseudo-seção constituída por N dados o RMS pode ser calculado pela equação 20:

$$RMS_N = \left(\frac{1}{N} \sum RMS^2 \right)^{\frac{1}{2}} \quad (23)$$

O erro RMS apresenta uma rápida convergência e o mesmo diminui a cada interação durante o processo de inversão dos dados. Na Figura 75 pode-se observar a variação do erro RMS com o número de interações no processamento do RES2DINV. Nas imagens processadas no presente trabalho foi utilizado um número máximo de 6 interações, visto que com esse número de interações, foi possível obter uma boa convergência para o modelo.

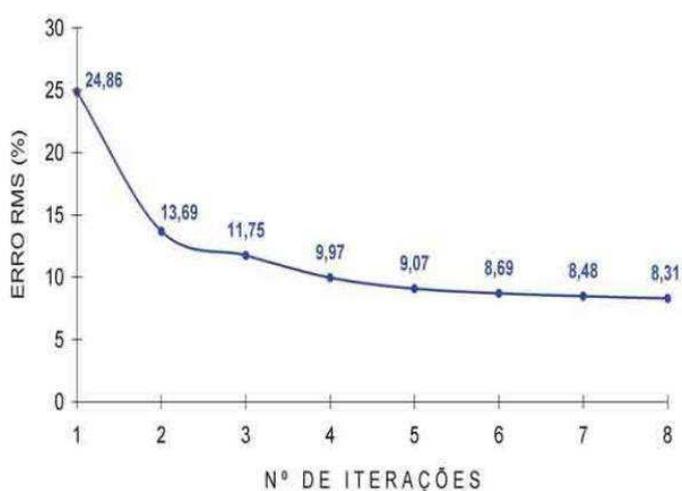


Figura 75: Variação do erro RMS em função do número de interações durante o processamento (GANDOLFO, 2007).

Após o processo de inversão foram incluídos os valores de topografia e por fim gerados os modelos geoeletricos (2D) das áreas estudadas, onde os mesmos são apresentados como pseudo-seções caracterizadas pela representação gráfica da variação da resistividade em função da distância e profundidade (neste caso, a altitude do terreno).

5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Os resultados obtidos são apresentados na forma de seções geoeletricas onde as interpretações foram efetuadas a partir dos contrastes de resistividade observados nas seções, relacionando-os com os valores de resistividade elétrica estabelecidos na literatura para os diversos tipos de materiais geológicos que compõem a subsuperfície. Com base na escala cromática utilizada para representar os valores de resistividade elétrica nas seções, as cores frias representam as anomalias de baixa resistividade e as cores quentes representam as anomalias de resistividades intermediárias a altas.

5.1 SÍTIO CATARINA

5.1.1 PERFIL 1

A inversão conjunta das SEVs do Perfil 1 resultou na seção geoeletrica mostrada na Figura 76, apresentando uma profundidade de investigação de aproximadamente 20 metros, onde foram identificados dois alvos hidrogeológicos. É importante ressaltar que as seções geradas no RES2DINV para a configuração de arranjo Schlumberger perdem 50 metros no início e no final da linha investigada. Nesta seção a planície aluvionar ocorre entre as SEVs 4 e 9, se estendendo desde a superfície até aproximadamente 10 metros de profundidade, apresentando valores de resistividade aparente variando entre 2.3 e 20 ohm.m. Entre as SEVs 10 e 13 verifica-se a presença de um meandro abandonado, com cobertura sedimentar de aproximadamente 10 metros de profundidade e valores de resistividade também variando entre 2.3 e 20 ohm.m. Abaixo dessa cobertura sedimentar se encontra o embasamento de rochas metamórficas, pouco alterado, apresentando valores de resistividades medianos, variando entre 80 e 480 ohm.m. Abaixo de 18 metros de profundidade predominam rochas de alta resistividade elétrica (> 500 ohm.m), indicativo da rocha sã e não fraturada.

Entre as SEVs 4 e 9 nas posições correspondentes a X-110, X-125, X-135, X-176, X-190 e X-200 metros verifica-se a presença de fraturas condutivas verticalizadas e/ou subverticalizadas, sendo este intervalo o de maior potencial hídrico. Verifica-se ainda entre as SEVs 9 e 15 a presença de outro sistema de fraturas verticalizadas e/ou subverticalizadas condutivas nas posições correspondentes a X-224, X-280 e X-320 metros, que corresponde a um intervalo com potencial hidrogeológico secundário. Nas SEVs 1 e 2 as rochas do embasamento cristalino, de muito baixa porosidade, afloram na superfície do terreno, como observado durante o levantamento de campo. A interpretação dos valores de resistividades com base no referencial literário integrados as características geológicas da área, permitiram definir para área correspondente do Perfil 1 três domínios de resistividade, associados ao seu material ou tipo de rocha indicados na Tabela 11.

Tabela 11: Limites dos valores de resistividade encontrados na área correspondente ao Perfil 1.

Material/Rocha	Resistividade elétrica (ohm.m)	Espessura das camadas (m)
Sedimentos argilo-arenosos saturados	2,3 a 20	10
Rochas metamórficas parcialmente alteradas	80 e 480	8
Rocha sã e não fraturada	> 500	Indefinida

Nos resultados dos levantamentos eletromagnéticos realizados por Souza Filho *et al.* (2016) no Sítio Catarina, verifica-se para o Perfil 1 (Figuras 33 e 35) que o aluvião se encontra entre as posições 160 e 320 metros, com uma espessura de aproximadamente 10 metros. Foram identificados ainda a presença de fraturas sub-verticais condutivas com continuidade em profundidade, nas posições correspondentes a 200 e 280 metros. Adicionalmente foram identificadas fraturas mais rasas, indicadas pelas anomalias negativas no dipolo vertical de 20 metros, nas posições correspondentes a 30, 100, 180 e 270 metros. Quando comparados esses resultados com a seção geoeletrica de eletrorresistividade, observa-se que o aluvião está localizado entre as SEVs 4 e 12, correspondendo às posições de 160 e 320 metros, indicadas no perfil eletromagnético, e verifica-se que os resultados

coincidem em relação a posição e espessura do aluvião. Foram identificadas a presença de fraturas sub-verticais profundas nas posições correspondentes as SEV 8 e 12 na seção de eletrorresistividade, as quais correspondem com as fraturas profundas em 200 e 280 metros no perfil eletromagnético. Com relação às fraturas sub-verticais rasas identificadas no perfil eletromagnético foram confirmadas na seção de resistividade a ocorrência de fraturas nas posições das SEV 7 e 12, correspondentes as fraturas identificadas no perfil eletromagnético nas posições de 180 e 270 metros. Não foi possível confirmar a ocorrência das fraturas identificadas no trecho inicial do perfil eletromagnético nas seções de eletrorresistividade uma vez que as posições iniciais dos perfis não coincidem.

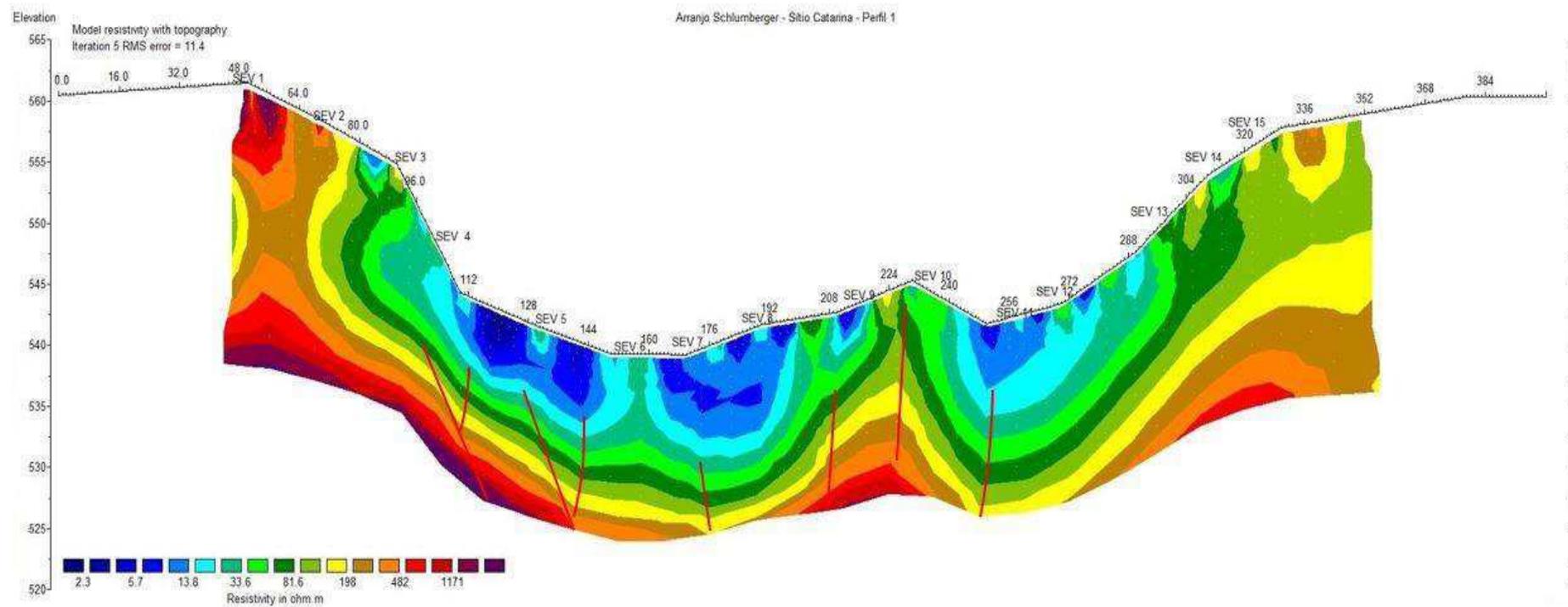


Figura 76: Seção Geolétrica do Perfil 1 - Sítio Catarina.

5.1.2 PERFIL 2

Na fase de estudo preliminar o principal objetivo era alcançar uma maior profundidade de investigação. Assim foram utilizados múltiplos espaçamentos entre os eletrodos de corrente de um mesmo perfil. Na porção central do perfil foi utilizado espaçamento máximo entre eletrodos de corrente igual a 300 metros, objetivando o alcance de maiores profundidades de investigação, considerando que esse trecho da seção coincide com a calha do riacho, e espaçamento de 10 metros entre eletrodos de medição de potencial. Entre a parte central e as bordas do perfil foi utilizado espaçamento AB igual a 200 metros e espaçamento MN igual a 4 metros. Nas bordas do perfil foi utilizado um espaçamento máximo entre eletrodos de corrente igual a 100 metros e espaçamento entre eletrodos MN igual a 4 metros. O espaçamento entre os centros das SEVs é igual a 50 metros. Com essa configuração de arranjo Schlumberger foi possível identificar de forma clara a calha do riacho, entretanto apesar de ser observada no modelo a presença de contrastes de resistividade elétrica entre as bordas da seção e a parte central, indicativo de contraste entre litologias, não foi possível mapear claramente a presença de fraturas, coincidentes com a rede de drenagem do vale como era esperado (Figura 77).

Dessa forma, foi adotada uma nova configuração para o arranjo Schlumberger no Perfil 2 priorizando a resolução lateral, sendo adotado um menor espaçamento máximo entre os eletrodos AB (100 metros), MN (10 metros) e entre os pontos de sondagem (25 metros), de modo que houvesse um ganho na resolução sem uma perda significativa na profundidade de investigação alcançada pelo modelo, como pode ser observado na seção geoeletrica da Figura 78. Foi possível com essa nova configuração de arranjo identificar nas posições correspondentes às SEVs 3 e 6 a presença de fraturas condutivas verticais e subverticais, representadas na seção pelos traços em coloração vermelha. A geometria observada é compatível com o modelo hidrogeológico do tipo riacho-fenda, proposto por Siqueira (1963), uma vez que as fraturas coincidem com a rede de drenagem do riacho. Normalmente as fraturas são identificadas nos modelos geoeletricos por apresentarem anomalias de baixa resistividade elétrica, encaixadas em um

“background” mais resistivo, uma vez que a presença de fraturas/fissuras na matriz da rocha constitui uma região que facilita a infiltração de água e alterações da rocha, ocasionando a redução dos valores de resistividade elétrica originais da rocha são não-fraturada. Foram determinados três domínios de resistividades: uma camada condutiva, com aproximadamente 8 metros de espessura associada a sedimentos argilo-arenosos saturados, apresentando valores de resistividade elétrica de até 35 ohm.m. O embasamento de rochas metamórficas alteradas, apresentando valores de resistividades medianos, variando entre 60 e 600 ohm.m. E abaixo de 18 metros de profundidade rochas de alta resistividade elétrica (> 1000 ohm.m), indicativo da rocha são e não-fraturada (Tabela 12). Verifica-se ainda entre as SEVs 4 e 6, uma zona de alta resistividade, com até 6 metros de profundidade, interpretada como blocos de rocha são rolados sobre o leito do riacho.

Tabela 12: Limites dos valores de resistividade encontrados na área Sítio Catarina com a configuração 2 do arranjo Schlumberger.

Material/Rocha	Resistividade elétrica (ohm.m)	Espessura das camadas (m)
Sedimentos argilo-arenosos saturados	3,6 a 35	8
Rochas metamórficas parcialmente alteradas	60 e 600	10
Rocha são e não fraturada	> 1000	Indefinida

A Figura 79 apresenta a seção geoeletrica obtida com o arranjo gradiente multinível. Nela observa-se que a região de fraturas verticais foi claramente identificada e apresentou continuidade vertical em relação a Figura 78. No entanto, na seção da Figura 79 não se observam as elevadas resistividades interpretadas como blocos rolados, vistas na seção da Figura 78.

Quando comparados os arranjos utilizados - Schlumberger e Gradiente - na aquisição de dados do Perfil 2, quanto à sua eficácia, foi possível observar que ambos os arranjos identificaram claramente a presença da zona fraturada correspondente a calha do riacho. Na análise preliminar se obteve uma imagem com menor resolução e maior profundidade de investigação na região da calha do riacho. Na segunda configuração com o arranjo Schlumberger obteve-se uma imagem com boa resolução mas com profundidade de investigação menor. Já a configuração com

o arranjo gradiente multinível apresenta uma imagem com resolução e profundidade de investigação intermediária.

A interpretação integrada dos dados estruturais e geofísicos nessa área evidenciou a existência de estruturas promissoras ao acúmulo de água no cristalino, compatível com o modelo do tipo Riacho-Fenda, desenvolvido por Siqueira (1963), sendo o mesmo caracterizado por apresentar a coincidência do riacho com a zona de fraturas ou com suas bordas, sendo a rede de drenagem controlada pelas fraturas, onde a associação do intemperismo e grau de fraturamento ditam o potencial hidrogeológico das estruturas.

As pseudos-seções de resistividade geradas para os perfis realizados nessa área possibilitaram a delimitação da zona fraturada e sua direção, fornecendo uma boa indicação da topografia do topo do cristalino sobre o qual está acumulada a cobertura sedimentar (aluvionar-coluvionar). Para as locações em que o modelo Riacho-Fenda é válido a aplicação do método de eletrorresistividade oferece uma excelente resposta com relação à localização da zona fraturada e determinação do seu eixo de prolongamento e profundidade relativa. Além disso, proporciona ainda a delimitação dos locais da calha do riacho que apresentam maior espessura de aluvião e/ou regolito. O controle estrutural por fraturas é identificado nos modelos geoeletricos 2D através da presença de anomalias condutivas, relativamente profundas, que não apresentam necessariamente continuidade ou propagação para a superfície, decorrentes do grau de intemperismo da rocha ou sedimentos (aluvião ou regolito) armazenando água subterrânea ao longo da rede de fraturas.

Nos caminhamentos eletromagnéticos realizados nessa área por Souza Filho et al. (2016) verificam-se também que na calha do riacho, formada pela estrutura, ocorre a planície aluvial com valores de condutividade elétrica correspondentes a sedimentos argilo-arenosos saturados, resultantes dos sedimentos carregados por riachos. Abaixo do aluvião foram identificadas zonas de rochas alteradas com até 10 metros de profundidade e duas zonas de fraturas condutivas sub-verticais que apresentam continuidade até aproximadamente 40 metros de profundidade.

Para o Perfil 2 (Figuras 34 e 35) nos resultados dos levantamentos eletromagnéticos realizados por Souza Filho *et al.* (2016), verifica-se que o aluvião se encontra entre as posições 100 e 200 metros, com uma espessura de aproximadamente 10 metros. Foi identificada a presença de fraturas subverticais condutivas com continuidade em profundidade, nas posições correspondentes a 100

e 150 metros, e fraturas mais rasas, indicadas pelas anomalias negativas no dipolo vertical de 20 metros, nas posições correspondentes a 25, 170, 275 e 300 metros. Na seção geométrica de eletrorresistividade o aluvião ocorre entre as SEVs 3 e 7 e verifica-se que essas posições correspondem as posições de 100 e 200 metros, indicadas no perfil eletromagnético, confirmando a coincidência da posição do aluvião. As fraturas sub-verticais, com continuidade em profundidade, identificadas na seção de eletrorresistividade ocorrem nas posições das SEVs 3 e 6 correspondentes as posições de 100 e 150 metros no perfil eletromagnético, nas quais também foi identificada a ocorrência de fraturas sub-verticais profundas. Na seção geométrica de eletrorresistividade foi possível identificar a presença de fraturas sub-verticais rasas nas posições relativas às SEVs 1 e 6 as quais coincidem com as fraturas rasas indicadas no perfil eletromagnético nas posições correspondentes a 25 e 170 metros, respectivamente. Com relação as fraturas sub-verticais rasas identificadas nas posições de 275 e 300 metros no perfil eletromagnético não foi possível concluir nada a respeito nas seções de resistividade, uma vez que o perfil eletromagnético apresenta uma extensão maior e a seção de resistividade não apresenta medidas nesse trecho.

Quando comparados os resultados obtidos com os dois métodos geométricos - eletromagnético e eletrorresistividade - para a área do Sítio Catarina conclui-se que na maioria dos casos os resultados são compatíveis, embora a seção de eletrorresistividade forneça uma imagem mais clara da distribuição espacial das zonas condutivas e resistivas, facilitando a interpretação dos resultados.

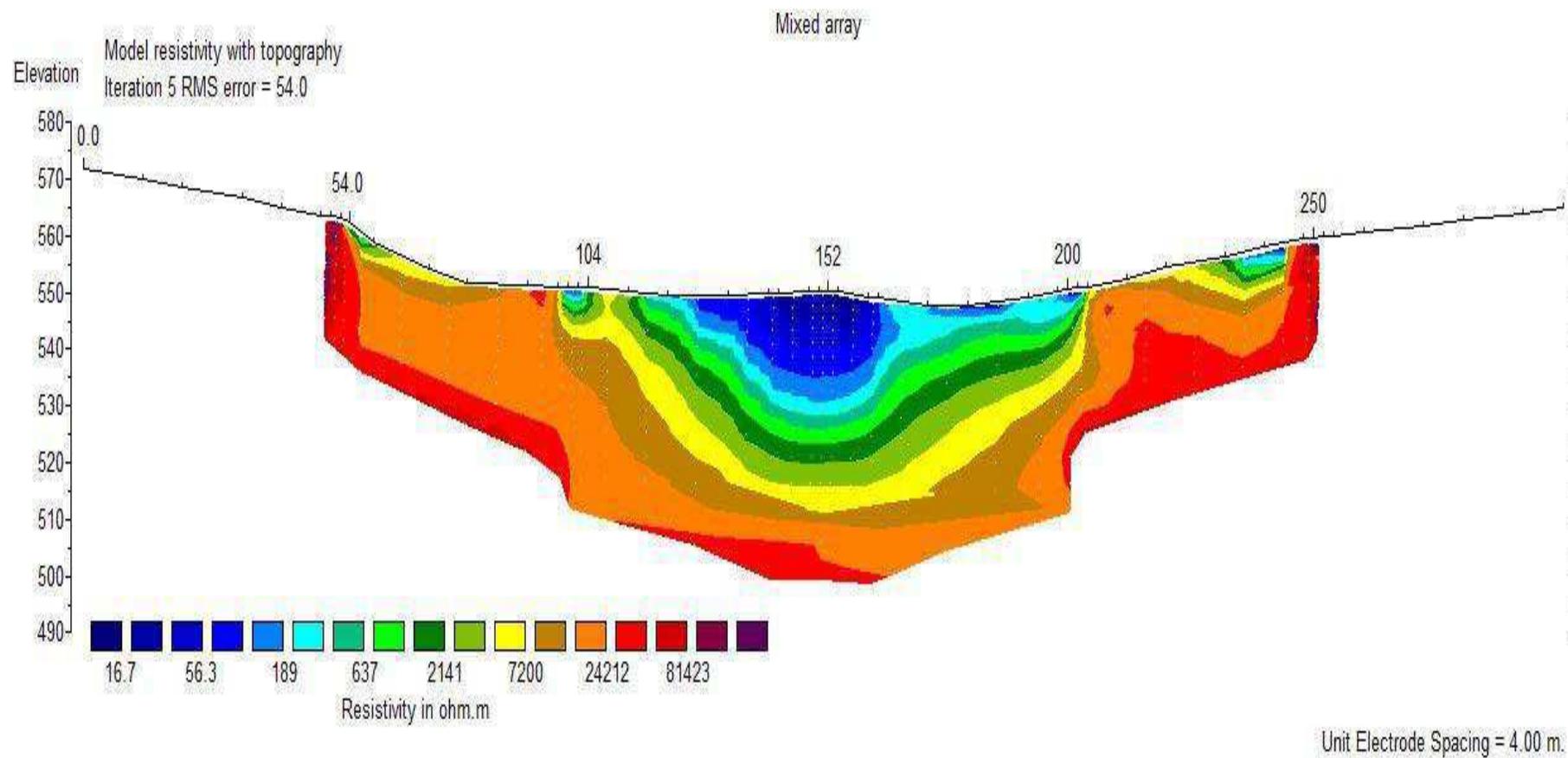


Figura 77: Seção geolétrica de múltiplas SEVs com arranjo Schlumberger – configuração 1.

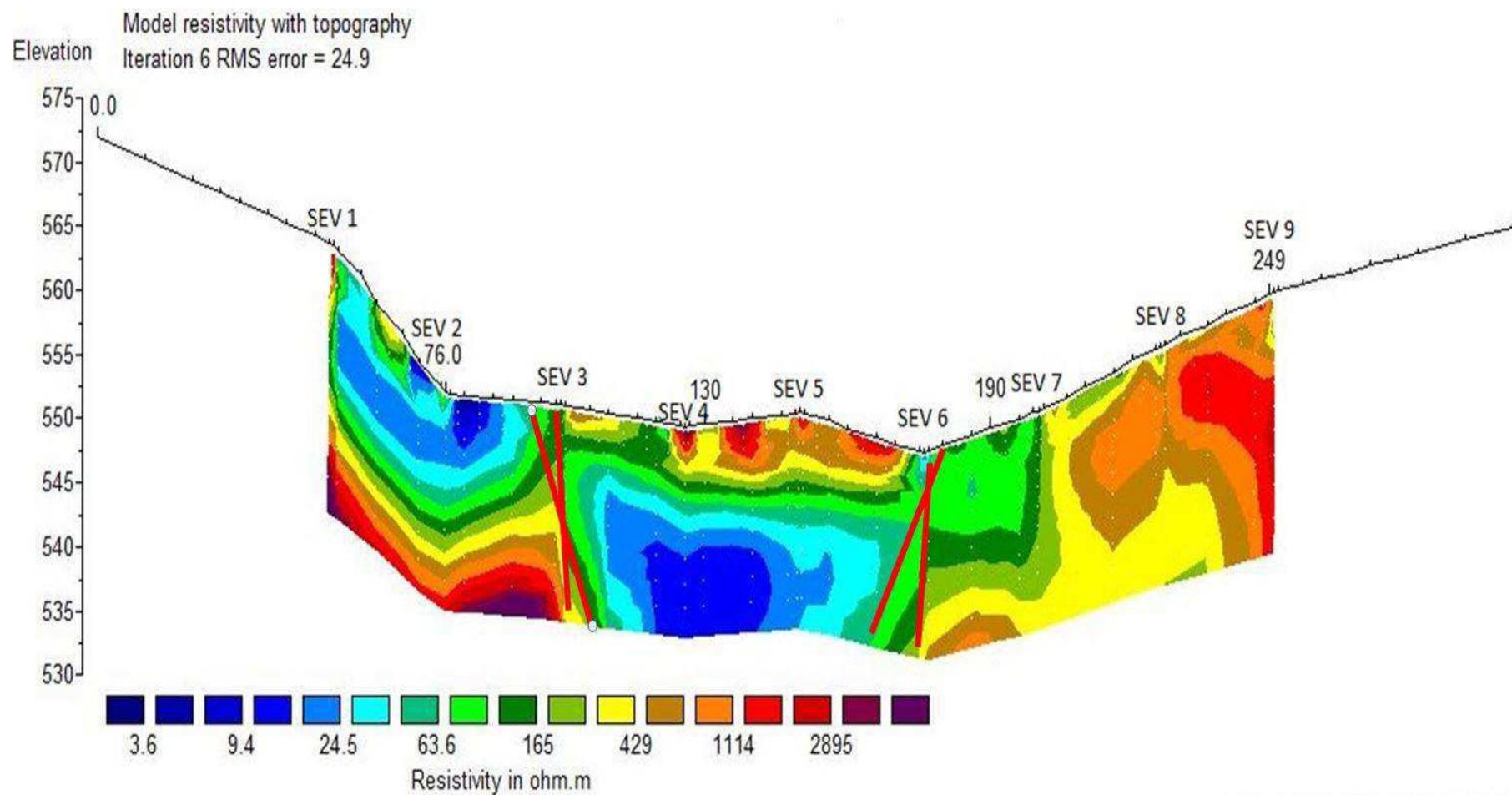


Figura 78: Seção geolétrica de múltiplas SEVs com arranjo Schlumberger – configuração 2.

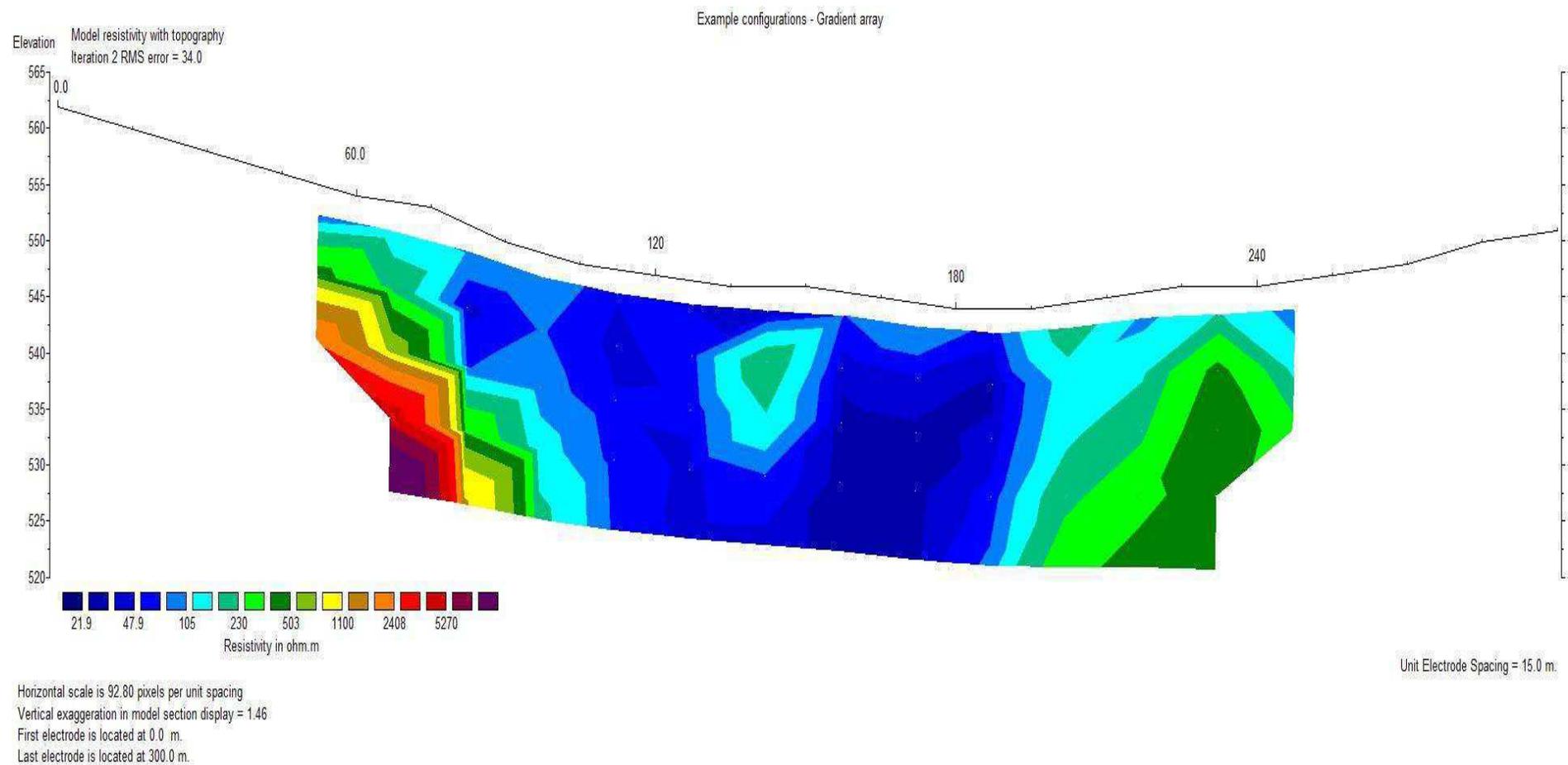


Figura 79: Seção geolétrica do caminhamento elétrico com arranjo gradiente multinível.

5.2 SÍTIO CANA

A inversão conjunta das SEVs da linha investigada no Sítio Cana resultou na seção geoeétrica (Figura 80) a qual apresenta uma profundidade de investigação de cerca de 40 metros. Entre as SEVs 1 e 3 a cobertura sedimentar é praticamente inexistente e as rochas do embasamento cristalino, quase afloram na superfície do terreno. Entre as SEVs 3 e 11 verifica-se a ocorrência de uma cobertura sedimentar condutiva de espessura aproximada de 15 metros. Abaixo dessa cobertura sedimentar se encontra o embasamento de rochas metamórficas, pouco alterado, apresentando valores de resistividades medianos, variando entre 100 e 433 ohm.m, e espessura máxima da ordem de 12 metros. Na base da seção geoeétrica predominam rochas de alta resistividade elétrica (> 433 ohm.m) indicativo da rocha sã e não fraturada, onde em alguns pontos entre as SEVs mencionadas as rochas do embasamento cristalino afloram na superfície do terreno. Nas posições relativas às SEVs 11 e 14 foram identificadas fraturas subverticalizadas resistivas, sem potencial hidrogeológico. O afloramento de rochas com fraturas exibido na Figura 32 localiza-se na vizinhança da SEV 11. Entre as SEVs 14 e 18 a cobertura sedimentar é um pouco mais espessa, apresentando cerca de 20 metros de profundidade. Abaixo dessa cobertura estão presentes rochas metamórficas pouco alteradas (100 e 433 ohm.m) e logo abaixo dessas, rocha sã e não fraturada. Entre as SEVs 18 e 19, nas posições X-1130 e X-1170 metros, foi identificada a presença de fraturas verticais e/ou subverticais condutivas, representadas na seção pelos traços em vermelho, sendo este intervalo o que apresenta maior favorabilidade para a ocorrência de água subterrânea ao longo da linha investigada. Nas posições relativas as SEVs 3, 4, 5 e 8 foram identificadas ainda a presença de fraturas verticais e/ou subverticais associadas a zonas intemperizadas da rocha e a cobertura sedimentar aluvionar-coluvionar.

A interpretação dos valores de resistividades com base no referencial literária integrada as características geológicas da área, permitiram definir no Sítio Cana, para a configuração de arranjo Schlumberger, três domínios de resistividade associados ao material ou tipo de rocha indicados na Tabela 13.

Tabela 13: Limites dos valores de resistividade encontrados na área correspondente ao Sítio cana com a configuração Schlumberger.

Material/Rocha	Resistividade elétrica (ohm.m)	Espessura das camadas (m)
Sedimentos argilo-arenosos saturados	0.17 a 20	15 e 20
Rochas metamórficas parcialmente alteradas	100 e 433	12
Rocha sã e não fraturada	> 433	Indefinida

Foram identificadas zonas intensamente fraturadas em alguns trechos ao longo dessa linha representados pelos traços em coloração vermelha, apresentando a presença tanto de fraturas condutivas como resistivas, verticais e/ou subverticais, sendo as fraturas de maior potencial hidrogeológico caracterizadas nas pseudo-seções de resistividade pela presença de anomalias condutivas associadas a zonas intemperizadas da rocha ou a cobertura sedimentar aluvionar-coluvionar. Por outro lado, as fraturas resistivas são representadas por anomalias resistivas, indicativo de que as mesmas seriam secas, não apresentando dessa forma nenhum potencial hidrogeológico.

A técnica de sondagem elétrica vertical múltipla mostrou um bom desempenho e um papel importante na definição das profundidades do modelo geoeletrico 2D, principalmente na identificação de meios estratificados horizontalmente e com camadas plano-paralelas. Com relação a sua potencialidade em termos de resolução vertical mostrou-se eficiente na identificação da variação da distribuição vertical das resistividades elétricas.

De um modo geral, os caminhamentos elétricos refletem as variações horizontais de resistividade nas seções geoeletricas. Na seção da Figura 81 observa-se a presença de zonas anômalas de baixa resistividade, correlacionáveis a fraturamentos e/ou alterações na permeabilidade do meio, e zonas anômalas de alta resistividade elétrica correlacionáveis a rocha sã e não fraturada. As feições de baixa resistividade elétrica correlacionáveis a zonas de fraturas (entre 500 e 600 m e entre 950 e 1100 m) apresentam valores de resistividade variando, aproximadamente de 20 a 300 ohm.m. Estes valores, segundo a literatura são compatíveis desde sedimentos argilo-arenosos saturados a rochas metamórficas

também saturadas. As principais estruturas observadas nessa seção são sub-verticais apresentando continuidade em profundidade, o que sugere que sejam decorrentes do intenso faturamento causado pela zona de cisalhamento Matinhas. Neste caso as anomalias sub-verticais foram interpretadas como sendo indicadoras da ocorrência de zonas intensamente fraturadas e alteradas pela deformação cisalhante, as quais devem conter água, configurando-se nas zonas de maior potencial hidrogeológico ao longo da seção geoeétrica. Verifica-se ainda a presença de anomalias sub-horizontais mais rasas associadas com a ocorrência de sedimentos mais superficiais (Tabela 14).

Tabela 14: Limites dos valores de resistividade encontrados na área correspondente ao Sítio cana com a configuração gradiente total.

Material/Rocha	Resistividade elétrica (ohm.m)	Espessura das camadas (m)
Sedimentos argilo-arenosos saturados	1 - 70	15
Rochas metamórficas parcialmente alteradas	70 - 500	40
Rocha sã e não fraturada	> 500	Indefinida
Zona com fraturas subverticais em 550m	1 - 500	30
Zona com fraturas subverticais em 1000m	1 - 500	50

Na literatura a configuração de arranjo gradiente apresenta como principal vantagem o aumento da resolução do perfil e maior sensibilidade a presença de heterogeneidades presentes na subsuperfície. Isso pode ser observado na seção geoeétrica do Sítio Cana, uma vez que a configuração de arranjo gradiente apresentou um desempenho superior à configuração Schlumberger no reconhecimento das feições de baixa resistividade elétrica correlacionáveis a zonas de fraturas, delineando de forma clara na seção geoeétrica essas feições. Com relação à resolução a configuração gradiente também apresentou melhor desempenho e isso se confirma uma vez que na posição correspondente a 500 metros na seção geoeétrica do arranjo gradiente a presença de uma zona fraturada condutiva sub-vertical é bem delineada enquanto na seção geoeétrica do arranjo

Schlumberger essa zona fraturada não está delineada de forma clara e precisa. Outro aspecto importante é que como a seção geométrica da configuração gradiente apresenta uma maior profundidade de investigação, de aproximadamente 100 metros, é possível determinar a continuidade dessas zonas fraturadas condutivas sub-verticais em profundidade.

Com base no levantamento dos aspectos hidrogeológicos realizados no presente trabalho para essa região, verifica-se que a profundidade total perfurada para os poços tubulares situa-se em torno de 50 metros. Entretanto de acordo com a seção geométrica dessa região uma sugestão seria estender a perfuração a uma profundidade total de 100 metros uma vez que as zonas fraturadas apresentam continuidade em subsuperfície. A perfuração a uma profundidade superior a 100 metros já não poderia ser recomendada, uma vez que a presença de fraturas sub-verticais em terrenos cristalinos ocorreria entre 60 e 100 metros de profundidade, segundo a literatura.

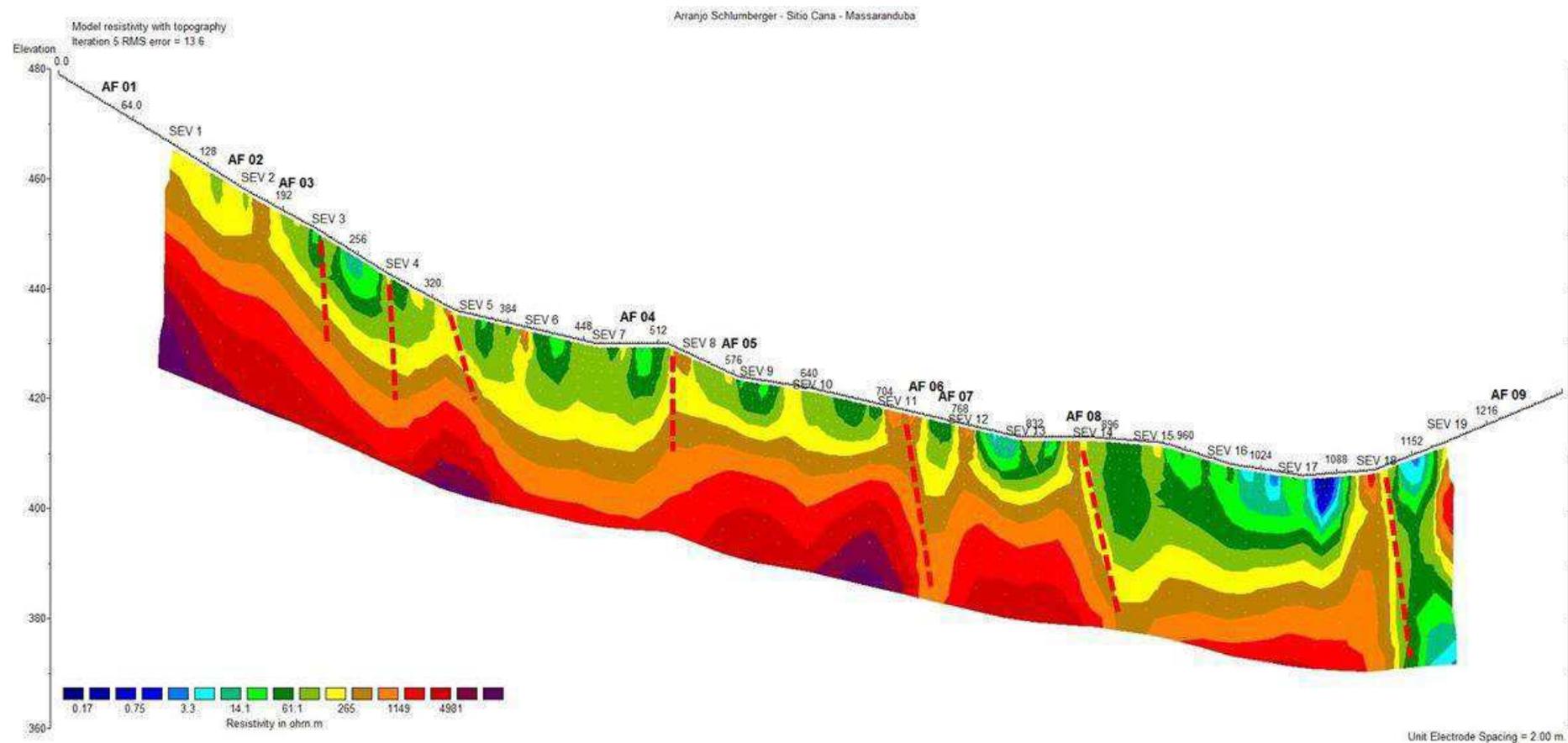


Figura 80: Seção geoeétrica de múltiplas SEVs com arranjo Schlumberger para o Sítio Cana, com as fraturas indicadas pelas linhas tracejadas em vermelho.

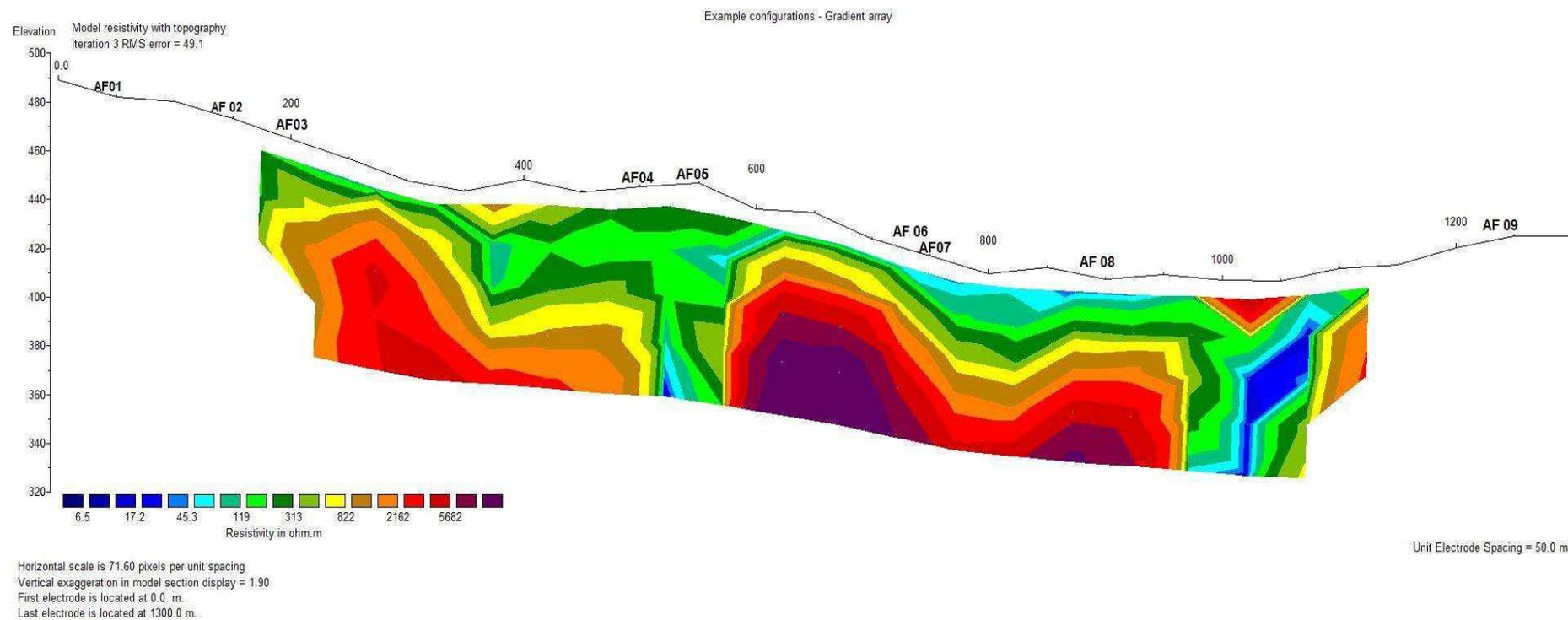


Figura 81: Seção geolétrica do caminhamento elétrico com arranjo gradiente multinível total para o Sítio Cana.

5.3 SÍTIO MACACO

O objetivo da utilização da configuração de arranjo gradiente parcial nessa área foi testar a sua eficácia na identificação de zonas fraturadas, de modo que os parâmetros adotados buscaram alcançar uma maior profundidade de investigação sem uma perda significativa na resolução, priorizando minimizar o tempo de aquisição em campo e o aumento da produtividade nos levantamentos de grandes extensões. Entretanto, observa-se que como as medidas são realizadas apenas no terço central do arranjo, a densidade de dados é menor se comparada com a configuração gradiente multinível total, o que ocasiona uma perda da resolução na parte mais rasa da seção geométrica, com as medidas refletindo apenas informações da subsuperfície em profundidade. Outro fator que ressalta a perda de resolução na parte mais rasa da seção é o menor número de medições realizadas. Para a configuração adotada nessa seção geométrica foram realizadas cinco medições, que são refletidas em três níveis de investigação em profundidade. Se comparadas com os números de medições realizadas para a configuração gradiente multinível total realizadas no Sítio Cana, as quais são compostas de oito medições com cinco níveis de investigações, com informações da subsuperfície distribuídas de forma proporcional ao longo de toda a profundidade da seção geométrica.

De um modo geral essa seção (Figura 82) apresenta zonas condutivas com valores mais elevados de resistividades em relação às demais seções. No entanto, observa-se uma importante zona condutiva entre as posições 450 e 660 m até a profundidade de 60 metros. Por outro lado observa-se uma importante zona resistiva aflorante em torno da posição 300 metros, e duas zonas resistivas profundas nas posições 420 e 700 metros. Adicionalmente observam-se duas zonas condutivas em 210 e 780 metros e uma zona condutiva profunda na posição 370 metros. De forma resumida as zonas resistivas são interpretadas como rochas sãs e as zonas condutivas são associadas a rochas alteradas/fraturadas com potencial para acumulação de água subterrânea, conforme os valores de resistividade elétrica listados na Tabela 15.

Tabela 15: Limites dos valores de resistividade encontrados na área correspondente ao Sítio cana com a configuração gradiente parcial.

Material/Rocha	Resistividade elétrica (ohm.m)	Espessura das camadas (m)
Rochas metamórficas parcialmente alteradas e/ou fraturadas	300	60
Rocha sã e não fraturada	> 300	Indefinida

A posição 300 m, que corresponde ao ponto 2 da Figura 50, coincide com um afloramento de rocha granítica. Por esta razão, mesmo havendo a ocorrência de fraturas de direção NW-SE, as quais são geralmente associadas a fraturas abertas com potencial para o acúmulo de água, há um controle litológico que determina a elevada resistividade elétrica observada na seção geoeletrica nesse ponto.

No ponto 3, correspondente à posição 210 m na seção geoeletrica da Figura 82, ocorre uma elevada densidade de fraturas com direção NW-SE (Figura 51), as quais parecem determinar a anomalia de baixa resistividade com continuidade vertical.

No ponto 4 da Figura 82 também foi registrada a ocorrência de uma elevada densidade de fraturas com direção NW-SE (Figura 52). Este ponto coincide com o início da principal anomalia de baixa resistividade elétrica observada na seção geoeletrica.

No ponto 5 da seção geoeletrica, embora houvessem rochas aflorantes, não foram identificadas fraturas, apenas a foliação com direção NE-SW (Figura 53). Nesse trecho da Figura 82 não há anomalias de baixa resistividade elétrica em profundidade, as quais poderiam ser correlacionadas com fraturas.

No ponto 7 ocorrem fraturas com duas direções principais: N-S e NW-SE (Figura 55). Nesse ponto as fraturas supostamente pertencem a um par conjugado de fraturas de cisalhamento, as quais seriam fechadas. No entanto, este ponto coincide com uma anomalia de baixa resistividade com continuidade em profundidade. Por outro lado, as fraturas com direção N-S e NW-SE são as que apresentam maior tendência a serem abertas, portanto com maior capacidade para acumulação de água.

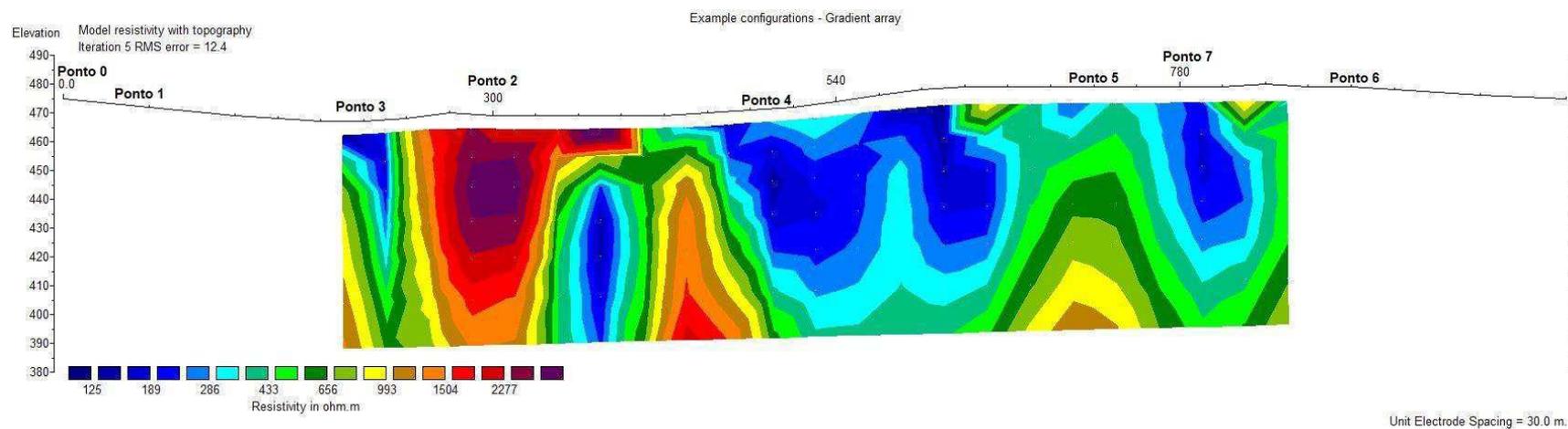


Figura 82: Seção geolétrica do caminhamento elétrico com arranjo gradiente parcial para o Sítio Macaco, com indicação dos pontos onde foram observados a presença de afloramentos nesta área.

6 CONCLUSÕES

A avaliação de um sistema aquífero fissural é uma tarefa complexa, entretanto, em conformidade com os objetivos propostos para este estudo, pode-se considerar que os resultados obtidos evidenciam a potencialidade de aplicação do método da eletrorresistividade como uma eficiente ferramenta de auxílio na caracterização hidrogeológica de potenciais aquíferos fissurais na região estudada. A principal ferramenta metodológica do presente trabalho constitui-se na integração de dados geológicos e geofísicos para a caracterização das estruturas acumuladoras de água subterrânea no cristalino, de forma a contribuir com o aumento do índice de sucesso nas locações de poços nesses terrenos.

No presente trabalho foram investigados três alvos hidrogeológicos e seu respectivo modelo geofísico na região polarizada pelo município de Campina Grande: o aluvião, as zonas fraturadas condutivas e os sistemas complexos formados pelo aluvião - manto de intemperismo - zonas fraturadas.

Na área de estudo correspondente ao Sítio Catarina foram testados dois tipos de arranjo de eletrodos e três diferentes configurações de parâmetros de campo. Todas as configurações adotadas detectaram a presença de uma anomalia condutiva no centro da linha, a qual coincide com a cobertura aluvionar e a zona fraturada do embasamento. No entanto, os valores de resistividade variaram de forma significativa nas seções obtidas pelas diferentes configurações. Em geral se observa que as configurações que utilizam a técnica SEV com arranjo Schlumberger apresentam um compromisso entre profundidade de investigação e resolução, de modo que quando se privilegia um desses parâmetros, se tem uma perda em relação ao outro. Por outro lado, a aplicação da técnica de caminhamento elétrico com o arranjo gradiente multinível permitiu obter seções geolétricas com elevada profundidade de investigação e boa detecção de zonas com fraturas subverticais, sendo esta configuração a mais indicada, aquela cuja seção geolétrica foi mais clara na localização de tais estruturas. Secundariamente, a configuração de múltiplas SEVs com arranjo Schlumberger e afastamento entre SEVs igual a um quarto da abertura máxima dos eletrodos de corrente também pode ser adotada.

Quando foram comparados os resultados obtidos com os métodos eletromagnético e de eletrorresistividade para a área do Sítio Catarina concluiu-se

que a seção de eletrorresistividade forneceu uma imagem mais clara da distribuição espacial das zonas condutivas e resistivas, facilitando a interpretação dos resultados. As zonas condutivas identificadas se encontram associadas com o pacote de sedimentos aluvionares depositados sobre o embasamento fraturado conforme as três direções de fraturas descritas por Souza Filho et al (2016). Os planos das três famílias de fraturas cruzam, de maneira oblíqua, as seções geoeletricas registradas.

Na área de estudo Sítio Cana foi realizada a aquisição de duas seções geoeletricas sobre o mesmo perfil de levantamento. Foram aplicadas as técnicas de múltiplas sondagens elétricas verticais combinadas com a configuração de arranjo Schlumberger e o caminhamento elétrico combinado com a configuração gradiente multinível total. O uso de SEVs com arranjo Schlumberger resultou em uma seção geoeletrica com menor profundidade de investigação em comparação com o caminhamento elétrico. Já a configuração de arranjo gradiente total identificou uma feição de baixa resistividade elétrica correlacionável a uma zona de fraturas, a qual não se encontra delineada na configuração de arranjo Schlumberger, evidenciando dessa forma a maior resolução da imagem gerada a partir do arranjo gradiente total. A maior profundidade de investigação alcançada pela configuração de arranjo gradiente total permitiu identificar a continuidade das fraturas subverticais condutivas em profundidade.

As zonas de baixa condutividade elétrica observadas nas seções geoeletricas do Sítio Cana estão associadas à presença dos planos de foliação que se encontram perpendiculares as seções registradas. Alternativamente, pode ocorrer alguma influência das fraturas com direção E-W. As fraturas NW-SE, com maior potencial para armazenamento de água, se encontram paralelas à direção da linha dos levantamentos de eletrorresistividade.

O arranjo gradiente parcial utilizado na área de estudo correspondente ao Sítio Macaco permitiu a identificação de zonas condutivas associadas a rochas parcialmente alteradas e/ou fraturadas ao longo da seção geoeletrica, entretanto essa configuração não é indicada para a identificação de heterogeneidades em subsuperfície na parte mais rasa da seção, uma vez que os contrastes entre zonas condutivas e resistivas observados refletem principalmente as informações em profundidade. Essa configuração seria indicada em levantamentos de grande extensão onde é necessário um equilíbrio entre a profundidade de investigação e a

resolução da seção. Para uma investigação geofísica mais detalhada indica-se a utilização do arranjo gradiente total uma vez que o mesmo apresenta uma maior densidade de dados e uma distribuição de medidas proporcional em profundidade para toda a seção.

Na área do Sítio Macaco as regiões condutivas e resistivas da seção geométrica apresentam dois tipos de controle: o estrutural e o estratigráfico. Em geral as zonas condutivas estão associadas a presença de fraturas abertas de direção NW-SE, enquanto que as zonas resistivas estão associadas com fraturas de direção NE-SW ou com a presença de afloramentos de rocha sã, mesmo que fraturada.

As configurações de arranjo gradiente multinível total e do gradiente parcial constituem-se em uma alternativa aos arranjos convencionais usualmente utilizados na identificação das variações laterais das heterogeneidades em subsuperfície. Conclui-se também que a utilização de dois ou mais tipos de arranjos e configurações com diferentes parâmetros de aquisição em um mesmo perfil de levantamento de uma determinada área é uma prática que deve ser efetivada, objetivando a escolha do arranjo que fornece os melhores resultados na variação das heterogeneidades em subsuperfície das diferentes litologias. Para investigações detalhadas, como aquelas realizadas com o objetivo de localizar poços, recomenda-se a adoção da configuração de arranjo gradiente multinível total.

De um modo geral os resultados alcançados nesta pesquisa demonstram a real contribuição que os métodos geofísicos, em particular o método da eletrorresistividade, oferecem para a metodologia aplicada na locação de poços em aquíferos cristalinos, reduzindo a incerteza inerente à metodologia tradicional.

Como sugestão para trabalhos futuros são indicadas a realização de perfuração de poços tubulares nos trechos das seções geométricas onde reconhecidamente foram identificadas rochas parcialmente alteradas e/ou fraturadas que apresentam maior potencial para a acumulação e circulação de água subterrânea, com o objetivo de confirmar os locais mais favoráveis indicados para a locação de poços tubulares através da análise da geologia da área estudada e dos dados geofísicos. São indicadas ainda a realização de linhas paralelas com o objetivo de determinar a direção das estruturas identificadas nas linhas 2D individuais.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ACWORTH, R. I. *The development of cristaline basement aquifers in a tropical environment*. Quaterly Journal of Engeneering Geology, London, 20: 265-272. (1987).

AIZEBEOKHAI, P. A; OYEYEMI, D. K. *The use of the multiple-gradient array for geoelectrical resistivity and induced polarization imaging*. Journal of Applied Geophysics, 111: 364–376. (2014).

ALMEIDA, F. F. M.; NEVES, B. B. B.; FUCK, R. A. *Províncias estruturais brasileiras*. In: SBG, VIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Atas do... Campina Grande (Boletim do Núcleo Nordeste da SBG, 6) p.363-391. (1977).

ALMEIDA, F.F.M. & HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. Edgard Blücher Ltda.: 378p eds. (1984).

ANA. AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS. *Conjuntura dos recursos hídricos no Brasil 2017: relatório pleno / Agência Nacional de Águas*. -Brasília: ANA, (2017).

ASSUMPÇÃO, M. *The regional intraplate stress field in South America*. Jour. Geophys. Res., 97(138): 11889-11903. (1992).

AVELINO DA SILVA, J. *Estrutura de acumulação de Água em rochas cristalinas: estudo geofísico e geológico de casos no Estado do Rio Grande do Norte*. Dissertação de Mestrado. Progama de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 92p. (2000).

AYDIN, A. *Fractures, faults, and hydrocarbon entrapment, migration and flow*. Marine and Petroleum Geol., 17: 797-814. (2000).

BARKER, R. D. *Depth of investigation of collinear symetrical four-electrode arrays*. Geophysics, v.54, n.8, p. 1031-1037, (1989).

BANKS, D.; SOLBJORG, M.L.; ROHR-TORP, E. *Permeability of fracture-zones in a Precambrian granite*. Quarterly Journal of Engineering Geology, Avon, Inglaterra, v. 25, n.4, p.377-388. (1992).

BANKS, D.; RHOR-TORP, E.; SKARPHAGEN, H. *Groundwater resources in hard rock: experiences from the avaler study. Southeastern Norway*. Applied Hydrogeology , v. 2, n. 2, p. 33-42. (1994).

BANKS, D.; ODLING, N.; SKARPHAGEN, H.; ROHR-TORP, E. *Permeability and stress in crystalline rocks*. Terra Nova, 8: 223-235. (1996).

BANKS, D.; ROBINS, N. *An Introduction to Groundwater in Crystalline Bedrock. Norges geologiske undersøkelse*. Trondheim: Geological Survey of Norway. 64 p. (2002).

BARTON, C.A.; MOSS, D.E.; ZOBACK, M.D. *In-situ stress measurements can help define local variations in fracture hydraulic conductivity at shallow depth*. The Leading Edge, Nov.: 1653-1656. (1997).

BHATTACHARYA, B. B.; SEN, M. K. *Depth of investigation of collinear arrays over homogeneous anisotropic half-space in direct current methods*. *Geophysics*, v.46, n.5, p.768-780, (1981).

BLACK, J.H. *Hydrogeology of fractured rocks – a question of uncertainty about geometry*. *Applied Hydrogeology*, 3: 56-70. (1994).

BRAGA, A. C. O. *Métodos geoeletricos aplicados: Módulo hidrogeologia*. Universidade Estadual Paulista UNESP/IGCE/DGA. Rio Claro. 91 p. (2001).

BRAGA, A. C. O. *Métodos da eletrorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: Uma abordagem metodológica e prática*. Tese (Livre - Docência) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro. 121 p. (2006).

BRAGA, A.C.O. *Métodos Geoeletricos em Hidrogeologia*. Editora Oficina de Textos, 159 pp. (2016).

BRITO NEVES, B. B. *Regionalização geotectônica do Precambriano Nordeste*. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 198p. (1975).

BRITO NEVES, B. B. *O mapa geológico do Nordeste Oriental do Brasil, escala 1:1.000.000*. 177p. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 177p. (1983).

BRITO NEVES, B. B.; ALBUQUERQUE, J. P. T. *Tectônica e água subterrânea em rochas pré-cambrianas do nordeste do Brasil – A diversidade do sistema aquífero*. *Revista do Instituto de Geociências*, v. 4, n. 2, p. 71-90. (2004).

BRIZ-KISHORE, B.H. *Assessment of yield characteristics of granitic aquifers in South India*. *Ground Water*, Westerville, EUA, v. 31, n. 6, p. 921-928, (1993).

BOURGUET, L.; CAMERLO, J.; FAHY, J. C.; VAILLEUX, Y. *Méthodologie de la recherche hydrogéologique en zone de socle cristallin*. *Bull. B.R.G.M.* 2, III, (4): 273-288. (1981).

CARRASQUILLA, A.; PORSANI, M. J.; TAVARS, A. *Prospeção de águas subterrâneas no Alto Xingu – Pará – com métodos geofísicos eletromagnéticos*. In *Revista Brasileira de Geociências*, v.27 (3), 221-228p. (1997).

CARLSSON, A.; OLSSON, T. *Caractéristiques de fracture et propriétés hydrauliques d'une région au sous-sol cristallin en Suède (i)*. *Bull. B.R.G.M.* 2, III, 3): 215-233. (1981).

CARNEIRO, C. D. R., HAMZA, V. M., ALMEIDA, F. F. M. *Ativação tectônica, fluxo geotérmico e sismicidade no Nordeste oriental brasileiro*. Rev. Bras. Geociências, 19: 310-322. (1989).

CAVALCANTE, I. N. *Estudo hidrogeológico de terreno cristalino com manto de intemperismo – Área Piloto de Atibaia*. 123 p. Dissertação (Mestrado) -Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 123 p. (1990).

CORIOLOANO, A. C. F. *Reavaliação de Critérios Estruturais na Hidrogeologia de Terrenos Cristalinos, com Ênfase na Neotectônica e Sensoriamento Remoto*. 199 f. Tese (Doutorado) – Centro de Ciências Exatas e da Terra. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 199 p. (2002).

CONSTABLE, S. C.; PARKER, R. L.; CONSTABLE, C. G. *Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data*. Geophysics, v.52, n.3, p.289-300. (1987).

COSTA, W. D. *A hidrogeologia do cristalino à luz da mecânica das rochas*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ÁGUAS SUBTERRÂNEAS, 1. Anais... Recife: ABAS, v. 1, p. 375-383. (1980).

COSTA, W. D. *Análise dos fatores que atuam no aquífero fissural: área piloto dos Estados da Paraíba e Rio Grande do Norte*. Tese de Doutorado, Instituto Geociências, USP, 206 p. (1986).

COSTA, W. D.; SILVA, A. B. *Hidrogeologia dos meios anisotrópicos*, In: Feitosa, F.A.C. & MANOEL FILHO, J., eds., Hidrogeologia: conceitos e aplicações. CPRM, LABHID-UFPE: 133-174. (1997).

COSTA, W. D. *Hidrogeologia dos meios fissurados*. In: FEITOSA, F. A. C; FILHO, J. M.; FEITOSA, E. C; DEMETRIO, J. G. A. (Coord). *Hidrogeologia: conceitos e aplicações*. CPRM, LABHID, UFPE. 3ª Edição Revisada e Ampliada. Rio de Janeiro, p:121-151. (1997).

COSTA, W. D. *Hidrogeologia dos meios fissurados*. In: Feitosa, F. A. C; Filho, J. M.; Feitosa, E. C; Demetrio, J. G. A. (Coord). Hidrogeologia: conceitos e aplicações. CPRM, LABHID, UFPE. 3ª Edição Revisada e Ampliada. Rio de Janeiro, p:121-151. (2008).

COSTA, A. F. *Emprego do método da eletro-resistividade na caracterização da área da lixeira de Porto Velho – RO assentada em meio fraturado*. Tese (doutorado) – Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas. 128 p. (2008).

CUSTODIO, E.; LLAMAS, M. *Hidrología Subterránea*. 2. ed. Barcelona: Omega, 2v. (1996).

DAHLIN, T.; ZHOU, B. *A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays*. Geophysical Prospecting, v.52, p.379-398. (2004).

- DAHLIN, T.; ZHOU, B. *Multiple gradient array measurements for multi-channel 2D resistivity imaging*. Near Surface Geophysics 4 (2):113-123. (2006).
- DANTAS, E. P.; JARDIM DE SÁ, E. F.; CASTRO, D. L. *Análise de lineamentos na porção central da Bacia Potiguar e sua reativação neotectônica*. VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Lençóis, Bol. Res. Exp.: 67-70. (1999).
- DAVIS, S. N.; TURK, L.J. *Optimum depth of wells in crystalline rocks*. Ground Water, Westerville, EUA, v. 22, p. 6-11, (1964).
- GROOT-HEDLIN, C.; CONSTABLE, S. *Occam's inversion to generate smooth, twodimensional models from magnetotelluric data*. Geophysics, v.55, n.12, p.1613-1624, (1990).
- DOMENICO, P. A.; SCHWARTZ, F. W. *Physical and chemical hydrogeology*. New York: John Wiley, 824 p. (1990).
- ELIS V. R. *Avaliação da aplicação de métodos elétricos de prospecção geofísica no estudo de áreas utilizadas para disposição de resíduos*. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas - IGCE, UNESP, Rio Claro, 264 p. (1998).
- FERNANDES, A. J. *Tectônica cenozóica na porção média da Bacia do Rio Piracicaba e sua aplicação à hidrogeologia*. Tese de Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 244p. (1997).
- FERNANDES, A. J. *Fatores que influenciam a produção de poços em aquíferos fraturados cristalinos e métodos de Investigação*. In. ABAS, Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, 14, Curitiba, Anais, 24 p. (2006).
- FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M. K.; ASSUMPÇÃO, M. *Uperposition of local and regional stresses in Northeast Brazil: evidence from focal mechanisms around the Potiguar Marginal Basin*. Geophys. Jour. Int., 134: 341-355. (1998).
- FETTER, C. W. *Applied Hydrogeology*. Prentice Hall, 598p. (2001).
- FINKBEINER, T.; BARTON, C. A.; ZOBACK, M. D. Relationships among in-situ stress, fractures and faults, and fluid flow: Monterey Formation, Santa Maria Basin, California. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 81 (12): 1975-1999. (1997).
- FOSTER, S. *Hard-rock aquifers in tropical regions: Using science to inform development and management policy*. Hydrogeology Journal, v. 20, n. 4, p. 659–672. (2012).
- FREEZE, R.A.; CHERRY, J.A. *Groundwater*. New Jersey: Prentice Hall, 604 p. (1979).

GALLAS, J. D. F. *Principais Métodos Geométricos e Suas Aplicações em Prospecção Mineral, Hidrogeologia, Geologia de Engenharia e Geologia Ambiental*. Tese de Doutorado – UNESP (Rio Claro), 174 p. (2000).

GANDOLFO, O. C. B. *Um estudo do imageamento geométrico na investigação rasa*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. 215 p. (2007).

GEOTOMO SOFTWARE *RES2DINV: Rapid 2-D resistivity & IP inversion using the least-squares method*. Malaysia, ver. 3.53, 125 p. (2003).

GUSTAFSSON, G.; KRÁSNÝ, J. *Crystalline rock aquifers their occurrence, use and importance*. Applied of Hydrogeology, v. 2, n. 2, p. 64-75. (1994).

HAUSMAN, A. *Comportamiento del cristalino como acuífero em el área del Gran Porto Alegre*. International Congresso of Hydrogeology, Porto Alegre, Brasil. (1975).

HIODO, F. Y.; PORSANI, J. L.; ELIS, V. R. *Técnicas Nucleares Usadas na Localização de Zonas Fraturadas nos Granitos de Itu*. In Revista Brasileira de Geofísica, v.2, n.2, 129-134 p. (2003).

HEFFER, K.; LEAN, J.C. *Earth stress orientation: a control on, and a guide to, flooding directionality in a majority of reservoirs*, In: Reservoirs Characterization III, Pen Well Books. (1993).

HENRIKSEN, H. *Relation between topography and well yield in boreholes in crystalline rocks, Sognog Fjordane, Norway*. Ground Water, Westerville, EUA, v. 33, n. 4, p. 635-643. (1995).

JARDIM DE SÁ, E. F.; MACEDO, M. H. F.; TORRES, H. H. F.; KAWASHITA, K. *Geochronology of metaplutonics an the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil*. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, 1988, Belém. Anais do... Belém: SBG/DNPM, 617p. il. p.49-62. (1998).

JARDIM DE SÁ, E. F. *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu significado geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília. 803p. (1994).

JARDIM DE SÁ, E. F.; TRINDADE, R. I. F.; HOLLANDA, M. H. B. M.; ARAÚJO, J. M. M.; GALINDO, A. C.; AMARO, V. E.; SOUZA, Z. S.; VIGNERESSE, J. L.; LARDEAUX, J. M. *Brazilian Syntectonic Alkaline Granites Emplaced in a Strike Slip/Extensional Setting (Eastern Seridó, Brazil)*. Anais da Acad. Bras. Ciên., 71:17-28. (1999).

JARDIM DE SÁ. *Fraturamento no embasamento cristalino do Nordeste do Brasil: cronologia da deformação frágil, reativação neotectônica e implicações hidrogeológicas*. Anais: 1st Joint World Congress on Groundwater, Fortaleza. (2000).

KEARY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *Geofísica de Exploração*. Editora Oficina de Textos, 438 pp. (2009).

KELLER, G. V.; FRISCHKNECHT, F. C. *Electrical methods in geophysical prospecting*. Oxford: Pergamon Press, 517p. (1966).

LACHASSAGNE, P.; WYNS, R.; BERARD, P.; BÉRARD, P.; BRUEL, T.; CHÉRY, L.; COUTAND, T.; DESPRATS, J-F.; LE STRAT; P. *Exploitation of high-yields in hardrock aquifers: Downscaling methodology combining GIS and multicriteria analysis to delineate field prospecting zones*. Ground Water, Westerville, EUA, v. 39, n. 4, p. 568-581. (2001).

LARSON, I. Ground Water in hard rocks. In: Studies and reports in hydrogeology. Ed. By UNESCO, Paris. 228 p. (1984).

LAWN, B. R.; WILSHAW, T. R. *Fracture of Brittle solids*. Second Edition Cambridge University Press, London, 378p. (1993).

LE BORGNE, T; BOUR, O. PAILLET, F. L; CAUDAL. J. P. *Assessment of preferential flow path connectivity and hydraulic properties at single-borehole and cross-borehole scales in a fractured aquifer*. Journal of Hydrology, v. 328, n. 1–2, p. 347–359. (2006).

LEGRAND, H. E. *Geology and ground water in the Statesville area, North Carolina*. Mineral Resources Bulletin, Perth, v. 68, p. 68. (1954).

LEGRAND, H. E. *Ground water of the Piedmont and Blue Ridge provinces in the southeastern states*. Circular U.S. Geological Survey, Washington, n. 538, p. 1-11, (1967).

LIMA NETO, F. F. *Um exemplo da interferência de uma interface fraca na distribuição regional de esforços tectônicos: o campo atual de tensões da Bacia Potiguar, Nordeste brasileiro*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto. 320p. (1998).

LOCZY, L. LADEIRA, E. A. *Geologia estrutural e introdução a geotectônica*. Editora Edgard Blucher. 528 p. (1976).

LOKE M. H.; BARKER R. D. *Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method*. Geophysical Prospecting, v. 44, p.131-152. (1996).

LOKE, M. H.; DAHLIN, T. *A comparison of the Gauss-Newton and quasi-Newton methods in resistivity imaging inversion*. Journal of Applied Geophysics, v.49, n.3, p.149-162. (2002).

MABEE, S. B.; HARDCASTLE, K. C.; WISE, D. U. *A method of collecting and analyzing lineaments for regional-scale fractured-bedrock aquifer studies*. Ground Water, Westerville, EUA, v. 32, n. 6, p. 884-894. (1994).

MCNEILL, J. D. *Eletromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers*. Ontario: GEONICS, Technical Note TN-6. 15p.1980.

MATHIEZ, J. P.; HUOT, G. *Prospection géophysique et recherches d'eaux souterraines. Exemples d'application en Afrique Occidentale (CIEH)*. Bull. Du B.R.G.M (deuxième série), sec. III, n.3, 113-127. (1966).

MATOS, R. M. D. *Tectonic evolution of the Equatorial South Atlantic*, in Mohriak, W. & Talwani, M., eds., *Atlantic Rifts and Continental Margins*, Geophys. Monogr. 115, Amer. Geophys. Union: 331-354. (2000).

MATOS DE ANDRADE, B. J. *Fatores influentes no potencial e processos de salinização dos aquíferos fraturados cristalinos do alto da bacia do Rio Vaza-Barris, Região de Uauá, Bahia, Brasil*. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal da Bahia. 132p. (2010).

MCFARLANE, M. J.; CHILTON, P. J.; LEWIS, M. A. *Geomorphological controls on borehole yields: a statistical study in an area of basement rocks in central Malawi*. Geological Society Special Publication, Bath, UK, n. 66, p. 131-154. (1992).

MENEGASSE, L. N. *Estudo Hidrogeológico das Rochas Metassedimentares do Grupo São Roque a NW da Grande São Paulo: critérios para a locação de poços tubulares profundos*. Tese (Doutorado em Recursos Minerais e Hidrogeologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 104p. (1991).

MEDEIROS, W. E. *Eletro-resistividade aplicado à hidrogeologia do cristalino: um problema de modelamento bidimensional*. Universidade Federal da Bahia, Dissertação de Mestrado, Salvador, Ba. 149p. (1987).

MEDEIROS, W. E.; LIMA, O. A. L. *A geoelectrical investigation for ground water in crystalline terrains of Central Bahia, Brazil*. Ground Water, 28: 518-523. (1990).

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

NASCIMENTO DA SILVA, C. C.; CORIOLANO, A.C. F.; JARDIM DE SÁ, E. F.; MEDEIROS, W. E.; AMARO, V. E. *Integração de dados estruturais, de sensores remotos e de geofísica na prospecção hidrogeológica em terrenos cristalinos: estudo de casos no Estado do Rio Grande do Norte, Nordeste do Brasil*. Anais IV simpósio de Hidrogeologia do Nordeste e XII Encontros de Perfuradores de Poços, Olinda: 445 – 454. (2001).

NASCIMENTO DA SILVA, C. C. *Caracterização Geológica-Geofísica do Meio Aquífero Fissural: uma contribuição aos modelos de fluxo e armazenamento de água subterrânea*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 154p. (2004).

NEVES, M. A. *Análise integrada aplicada à exploração de água subterrânea na bacia do Rio Jundiá (SP)*. Tese(Doutorado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP- Rio Claro. 200 p. (2005).

NOVAKOWSKI, K. *Groundwater flow in fractured rocks*. Waterloo: Centre for Ground Water Research, 46 p. (1995).

OLAYINKA, A. I.; YARAMANCI, U. *Assessment of the reliability of 2D inversion of apparent resistivity data*. *Geophysical Prospecting*, 48, p.293-316. (2000).

OLIVA, A. 2002. *Estudo Hidrogeológico da Formação Rio Claro no Município de Rio Claro – SP*. Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Unesp - Rio Claro, 71 pp.

OLIVEIRA, R. G. *Arcabouço geofísico, isostasia e causas do magmatismo cenozóico da Província Borborema e de sua margem continental (Nordeste do Brasil)*. Tese (Doutorado) - Programa de Pós-graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal. 411p. (2008).

OLOFSSON, B. *Flow of groundwater from soil to crystalline rock*. *Applied Hydrogeology*, 3: 71-83. (1994).

ORELLANA, E. *Prospeccion Geoeletrica en corrient continua*. Madrid: Paraninfo, 560 p. (1972).

PALACKY, G. J.; RITSEMA, I.L; DE JONG, S. L. *Eletromagnetic prospecting for groundwater in precambrian terrains in the Republic of Upper Volta*. *Geophysical Prospecting*, 29: 932-955. (1981).

PARIZEK, R. R.; SIDDIQUI, S. H. *Determining the sustained yields of wells in carbonate and fractured aquifers*. San Francisco: National Water Well Association Convention. (1969).

RODRIGUES, S. W. O. *Evolução Estrutural Brasileira da Província da Borborema na Região de Campina Grande (PB)*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Geoquímica de Geotectônica. Universidade Federal de São Paulo. Instituto de Geociências. 227 p. (2008).

RODRIGUES, S. W. O.; MEDEIROS, V. C.; MARINHO, M. S.; OLIVEIRA, R. G. *Geologia e recursos minerais da Folha Campina Grande (SB.25-Y-C-I)*. Brasília: CPRM/SBG, Programa Geologia do Brasil. 101p. 2011.

ROY, A.; APPARAO, A. *Depth of investigation in direct current methods*. *Geophysics*, v.36,n.5, p. 943-959. (1971).

SÁ, H.; ELIS, V. R. *Aplicação de Imageamento Elétrico Multi-eletrodos para Auxílio na Locação de Perfuração de Poços Tubulares – Estudo de Casos em Aquíferos Cristalinos*. Anais do VII Simpósio Brasileiro de Geofísica, Ouro Preto. (2016).

SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B. *Província Borborema*. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. O pré-cambriano do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher, 378p. Cap.5 p.123 – 186. (1984).

SANTOS, E. J. Contexto tectônico regional. In: MEDEIROS, V. C. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Aracaju NE. Folha SC.24-X. Estados da Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia. Escala 1:500.000. Geologia e Metalogênese*. Brasília: CPRM, (2000).

SANTOS, E. J. *Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema*. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996, Salvador. Anais. Salvador: SBG, 7v. il. v.6 p.47-50. (1996).

SANTOS, F. M. *Aplicação de Métodos Geofísicos no Estudo da Contaminação de Águas Subterrâneas no Lixão de Cuiabá – MT*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Ciências Exatas e da Terra. Programa de Pós-graduação em Física e Meio Ambiente. Universidade Federal de Campina Grande. 101 p. (2005).

SARAIVA, F. A. *Avaliação de Métodos Geofísicos no Comportamento Espacial de Plumões de Necrochorume*. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Recursos Minerais e Hidrogeologia. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. 103 p. (2010).

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

SATPATHY, B. N.; KANUNGO, D. N. *Groundwater exploration in hard-rock terrain-a case history*. Geophysical Prospecting, 24: 725-736. (1976).

SHARMA, P. V. *Geophysical methods in geology*. 2ed. New York: Elsevier Science Publishing Co, 442p. (1986).

SHARMA, P. V. *Environmental and engineering geophysics*. 2ed. Cambridge: Cambridge University Press, 475p. (1997).

SIDDIQUI, S. H.; PARIZEK, R. R. *Hydrogeologic factors influencing well yields in folded and faulted carbonate rocks in Central Pennsylvania*. Water Resources Research, Washington, v.7, n. 5, p.1295-1312. (1971).

SINGHAL, B. B. S.; GUPTA, R. P. *Applied Hydrogeology of Fractured Rocks*. Netherlands: Kluwer Academic Publishers, 400 p. (1999).

SIQUEIRA, L. *Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino*. SUDENE, Relatório Interno, Recife-PE. 51p. (1963).

SIQUEIRA, L. *Contribuição da geologia à pesquisa de água subterrânea no cristalino*. Rev. Água Subterrânea, Recife, 2(9): 1-29. (1967).

SNOW, D. T. *Anisotropic permeability of fractured media*. Water Resources Research, Washington, v. 5, n.6, p.1273-1289. (1969).

SOUZA FILHO, O. A.; DOMINGOS, N. R. R.; OLIVEIRA, R. G.; GALVÃO, M. J. T. G.; LAGES, G. A. PAULA, T. L. F. *Alternativas para abastecimento por águas subterrâneas na região de Campina Grande com indicações de potencial hidrogeológico*. Projeto Campina Grande. Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Ministério de Minas e Energia. 166 p. 2016.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. *Applied geophysics*. Cambridge University Press, 866 p. (1990).

VALLEJO, L. I. G.; FERRER, M.; ORTUÑO, L.; OTEO, C. *Ingeniería Geológica*. Editora Pearson Educación, 744 p, Madri. (2002).

VICENTE, G. Z.; LIMA, C. G. R.; MARQUES, S. M. *Variabilidade espacial e temporal do Nitrato e Cloreto no Sistema Aquífero Bauru, estado de São Paulo*. Revista Águas Subterrâneas, v. 32, n.3, p. 295-306. (2018).

WARD, S. H. *Resistivity and polarization methods*. Geotecnical end environmental geophysics. Society of Exploration Geophysicists, v.1: Review and Tutorial, p.147-189. (1990).

WINTER, T. C. *Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems*. Hydrogeology Journal, 7: 28-45. (1999)

WRIGHT, E. P.; BURGESS, W. G. *The hydrogeology of crystalline basement aquifers in Africa*. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 66: 264p. (1992).

YIN, Z-Y.; BROOK, G. A. *The topographic approach to locating high-yield wells in crystalline rocks: does it work?* Ground Water, Westerville, EUA, v.30, n.1, p.96-102, (1992).

ZHDANOV, M. S.; KELLER G. V. *The geoelectrical methods in geophysical exploration*. Amsterdam: Elsevier Science Publishing Co, 873p. (1994).