

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

CLÁUDIA DE OLIVEIRA

Caracterização Geofísica do Solo para uso em Agricultura de Precisão

São Paulo

2006

CLÁUDIA DE OLIVEIRA

Caracterização Geofísica do Solo para uso em Agricultura de Precisão

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada
Orientador: Prof. Dr. Jorge Luís Porsani

São Paulo

2006

FOLHA DE APROVAÇÃO

Claudia de Oliveira

Caracterização Geofísica do Solo para uso em Agricultura de Precisão

Dissertação apresentada ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de Concentração: Geofísica Aplicada

Aprovado em:

Banca Examinadora

Prof. Dr. _____

Instituição : _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição : _____ Assinatura: _____

Prof. Dr. _____

Instituição : _____ Assinatura: _____

À Joan, meu noivo e amado companheiro que esteve ao meu lado nos momentos mais importantes e decisivos desta pesquisa! Obrigada pelo carinho, pela compreensão, auxílio e dedicação. Te amo.

AGRADECIMENTOS

À minha família, em especial à minha mãe, dona Maria Auxiliadora pelo apoio, incentivo e carinho, que sempre acreditou em meus sonhos, dando-me forças para a realização destes. Mãe, apesar da distância e das saudades sempre estás presente em meu coração.

Ao Prof. Dr. Jorge Luís Porsani pelo fundamental apoio, discussões, sugestões e orientação desta pesquisa.

Ao Prof. Dr. Shozo Shiraiwa pela oportunidade de realizar este estudo, pelo apoio durante a etapa de campo, análise de resultados e sugestões. Obrigada pelo apoio incondicional há muitos anos.

À equipe de campo, Shozo Shiraiwa, Welitom Rodrigues Borges, Mário José Pereira, Ernande Costa Santos e Rogério Roque Rubert pelo apoio nesta etapa e auxílio nas discussões dos resultados.

Ao Prof. Dr. Wladimir Shukowky pela preciosa ajuda durante o processamento dos dados, esclarecimentos de dúvidas e direcionamento.

Ao Prof. Dr. Francisco Yukio Hiodo pelas discussões, sugestões, esclarecimentos e correções.

Aos Professores Dr. Vagner Roberto Elis e Dr. Carlos Alberto Mendonça pelas discussões e sugestões.

Ao Prof. Renato Prado pelo apoio e incentivo à continuidade desta pesquisa.

Em geral, à todos os professores do IAG que contribuíram para ampliar meus conhecimentos dentro e fora da sala de aula.

Ao Prof. Dr. Jorge Kazuo Yamamoto (IGc/USP) pelo auxílio durante a análise de dados e esclarecimentos sobre o programa GeoVisual.

Ao Prof. Dr. Paulo M. Barbosa Landim (UNESP/Rio claro) pelas sugestões durante o processamento de dados e ajuda bibliográfica.

Aos técnicos do Laboratório de Informática, Edilson G. Brito e Leonardo M. Schneider pelo suporte prestado.

Aos amigos Deborah Valandro de Souza e Marcelo Soares Teles Santos pelo auxílio no ajustamento dos dados.

As minhas queridas amigas e irmãs de coração, Deborah e Fran, companheiras, amáveis e dedicadas. Obrigada meninas! Com certeza os dias em nesta cidade foram mais agradáveis pela nossa amizade!

À minha família postiça Bruno Ledezma Roman “mi hermanito Brunex”, Jenny Aedo Niño de Gusman “nuestra mamá” e a “minha cuñadita” Márcia Rezende de Oliveira!

À todos meus amigos e colegas da Pós-Graduação do IAG, companheiros de confraternizações, que enriqueceram meu dia-a-dia, tornando-o mais agradável e encorajador,

minimizando a saudade de casa: Welitom, Aline, Selma, Alexandre, Manuelle, Ana, Eduardo, Alanna, Daniele, Lucieth, Ahmad, Marcelo Rocha, Marcelo Bianchi, Sergio, Livia, Danillo, Fabio, Robson, Marcus Aparecido, Érica, Geórgia, Marcos Vasconcelos, Everton, Thiago, Franklin, Gil, Andréia, Miguel, Gelvan, Daniel, George, Eric Font, Eric, Alexandre, Ivan, Clayton, Donísio, Gustavo, Nilton, Aline Silverol, Lucy, Jorge e Danielle.

Aos meus queridos amigos e companheiros do grupo de dança (Grupo de Danzas Peruanas de la USP), Carlos Valdez, Rocio, Lizbeth Paredez, Jenny Paredez, Jenny Niño, Ana Castillo, Gerby Giovanna, Luz Mérida, Bruno, Freddy, Nestor, Sandra, Santos, Ivan Roca, Nelson e Hector. Obrigada pela oportunidade de conhecer uma nova cultura e novos costumes.

Ao Centro de Práticas Esportivas da USP – CEPEUSP, em especial ao Professor Clodoaldo Paulo de Mesquita pelos momentos de descontração e dedicação ao Handebol, incentivando-nos ao constante aprendizado. Às minhas amigas, companheiras de equipe: Ana, Angélica, Roberta, Mayara, Karen, Juliana, Rute, Karina, Livia, Manuella, Cíntia e Carol.

Às secretárias Maria Perpétua (Teca), Virgínia e Rose pelo fundamental apoio administrativo.

À Fazenda Farroupilha, na pessoa do Engenheiro Agrônomo Tiago Hinnah pela concessão da área de estudos, apoio logístico durante a etapa de campo.

Ao Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas pela oportunidade da realização do curso de Mestrado.

À Coordenadoria de Assistência Social - COSEAS pela concessão da bolsa moradia.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES pela concessão da bolsa de mestrado.

RESUMO

Nesta pesquisa são apresentados os resultados de investigações geofísicas, análises químicas e amostragem do solo com aplicações em agricultura de precisão. A área de estudo corresponde a um talhão destinado ao cultivo de soja e algodão, localizada na Fazenda Farroupilha, município de Pedra Preta-MT. Neste talhão foi realizado inicialmente um mapeamento regional da distribuição da condutividade elétrica através de perfis de CEC-Caminhamento Elétrico Contínuo (sistema Veris 3100). A partir destes resultados, foi selecionada uma área quadrada de 100 m x 100 m para um estudo detalhado, denominada de área piloto, que apresentava-se heterogênea em termos de condutividade elétrica. Na área piloto foram empregados os métodos geofísicos GPR-*Ground Penetrating Radar*, TDR- *Time Domain Reflectometry*, -Eletromagnético Indutivo (EM38) e CEC. Foi realizada uma amostragem do solo para as análises físico/químicas e de propriedades físicas. Durante a colheita de grãos foram obtidos os mapas de produtividade e do teor de umidade do solo em todo talhão. A partir dos levantamentos geofísicos foram feitos mapas nas profundidades de 10, 30, 90 e 150 cm correspondente à condutividade elétrica e mapas de amplitude média dos refletores GPR através das antenas de 200 e 500 MHz. Com o TDR foi gerado um mapa do teor de umidade relacionado à profundidade de 10 cm. A análise integrada desses resultados permitiu identificar regiões condutoras e resitoras que estão relacionadas com o solo mais úmido e mais seco, respectivamente. Os perfis GPR de 50 e 100 MHz permitiram determinar uma camada de crosta laterítica enriquecida em óxido de ferro variando de 6,5 a 8 m e o topo do lençol freático ocorrendo em torno de 9,5 m de profundidade. Com os resultados das variáveis medidas na área piloto (dados geofísicos, análise química e componentes granulométricos do solo) e da produtividade, verificou-se, através dos modelos de regressão múltipla, que os elementos químicos que mais contribuem para explicar o valor da produtividade são: valor de pH (H₂O), teor de Cu, valor de pH (CaCl₂) e teor de Fe. Os

componentes granulométricos do solo, argila, silte e areia também explicaram significativamente o valor da produtividade, bem como as medidas geofísicas correspondentes aos valores de condutividade elétrica medida em 150 cm e o teor de umidade medido em 10 cm. De maneira geral, os resultados geofísicos apresentaram boa concordância entre si e estão de acordo com as informações geológicas disponíveis para a área de estudos. A integração dos resultados geofísicos com as análises químicas e amostragem do solo mostrou um bom potencial em agricultura de precisão, podendo orientar a adubação e a irrigação do solo de áreas mais pobres em nutrientes (áreas mais resistentes e mais secas) e assim, poderia permitir um aumento na produção de grãos e otimizar os custos nos processos de cultivo.

PALAVRAS-CHAVE: INVESTIGAÇÃO GEOFÍSICA. GPR – RADAR DE PENETRAÇÃO DO SOLO. TDR – REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO. EM38 – ELETROMAGNÉTICO INDUTIVO. CEC – CAMINHAMENTO ELÉTRICO CONTÍNUO. VERIS 3100. REGRESSÃO MULTIPLA.

ABSTRACT

In this research the results of geophysical investigation, chemical analysis and soil sampling with applications in precision agriculture are presented. The study area corresponds to field for the plantation of soy and cotton, in the Farroupilha Farm located near Pedra Preta city (MT). At first, a regional mapping of electric conductivity distribution was carried in there using Continuous Electric Profiles (CEC) (Veris 3100 system). From these results, a 100 m x 100 m square area (pilot area) which presented the more heterogeneity electric conductivity values was selected for a detailed study. In the selected area were used geophysical methods GPR - Ground Penetrating Radar, TDR - Time Domain Reflectometry, EM38 - Inductive Eletromagnetic and CEC; soil sampling was carried every 10 m, for chemical and soil components analysis. During the harvest of grains the maps of productivity and the soil moisture content of soil were obtained for all area. Geophysical surveys maps in the depths of 10, 30, 90 and 150 cm corresponding to the properties of the soil, such as, electric conductivity (CEC end EM38) and maps of the average amplitude of reflectors GPR through the antennas of 500 and 200 MHz were obtained. With the TDR a map of the moisture content related to the depth of 10 cm was obtained. The analysis of these results allowed identifying conductivity and resistivity regions that are related with the soil most humidity and drier, respectively. The GPR profiles of 100 and 50 MHz permitted to determine a layer of laterítica crust enriched in iron oxide from 6.5 m to 8 m depth and the top of the water table occurring around 9.5 m depth. From the results of the measurements in the pilot area (geophysical data, chemical analysis and component sized of the soil) and the productivity of grain, it was verified by multiple regression models where the chemical elements that most contribute to explain the value of the productivity are: pH (H₂O), Cu, pH (CaCl₂) and Fe. The soil components, clay, silt and sand also explained significantly the value of the productivity, as well as the corresponding geophysical measurements of the

values of electric conductivity in 150 cm and the content moisture measured in 10 cm. In general, the geophysical results showed a good agreement with each other and are in accordance with the available geologic information for the area of studies. The integration of the geophysical results with the chemical analysis and soil sampling showed a good potential applied to precision agriculture, being able to guide the fertilization and the irrigation of the soil of poor areas of nutrients (resistivity and dry areas) and thus, could allow to an increase in the production of grains and optimize the costs in the cultivation process.

KEYS-WORDS: GEOPHISICAL INVESTIGATION. GPR – GROUND PENETRATION RADAR. TDR – TIME DOMAIN REFLECTOMETRY. EM38 – INDUCTION ELETROMACNECTIC. CEC – CONTINUOUS ELECTRIC PROFILE. VERIS 3100, MULTIPLE REGRESSION.

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT	9
SUMÁRIO.....	11
ÍNDICE DE FIGURAS.....	13
LISTA DE TABELAS.....	18
LISTA DE FOTOS.....	19
CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO	21
1 INTRODUÇÃO	21
1.1 OBJETIVOS.....	23
1.2 LOCALIZAÇÃO	24
1.3 AGRICULTURA DE PRECISÃO.....	25
CAPÍTULO II – ASPECTOS GEOLÓGICOS.....	28
2 ASPECTOS GEOLÓGICOS	28
2.1 GEOLOGIA REGIONAL.....	28
2.2 GEOLOGIA LOCAL.....	33
CAPÍTULO III - MÉTODOS GEOFÍSICOS	43
3 MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	43
3.1 O MÉTODO GPR – RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GROUND PENETRATING RADAR).....	43
3.2 TDR – REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TIME DOMAIN REFLECTOMETRY)	51
3.3 O MÉTODO ELETROMAGNÉTICO INDUTIVO	55
3.4 O MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE	59
CAPÍTULO IV - AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	67
4 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS	67
4.1 AQUISIÇÃO.....	68
4.1.1 Aquisição dos perfis de GPR.....	68
4.1.2 Aquisição dos dados do CEC.....	71
4.1.3 Aquisição dos dados de TDR.....	77
4.1.4 Aquisição dos dados de EM38.....	81
4.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS.....	85
4.2.1 Processamento dos dados de GPR.....	85
4.2.2 Processamento dos dados de EM38	88
4.3 ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS.....	90

CAPÍTULO V – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	99
5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS.....	99
5.1 ÁREA DO TALHÃO 6.....	99
5.2 ÁREA PILOTO.....	104
5.3 RESULTADOS DA ANÁLISE DE PRODUTIVIDADE.....	121
5.4 RESULTADOS DA ANÁLISE DA CONDUTIVIDADE.....	125
CAPÍTULO VI – CONCLUSÕES.....	131
6 CONCLUSÕES	131
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	134

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de estudo; a área branca é a área do Talhão 6 e o quadrado verde destaca a área piloto.....	24
Figura 2.1 - Delimitação da área de abrangência da Bacia do Paraná (mod. MILANI, 2000).	29
Figura 2.2 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná (mod MILANI <i>et al.</i> 1994).....	31
Figura 2.3 - Unidades geológicas reconhecidas na área de estudo.	34
Figura 3.1 - Esquema do perfil de Afastamento Constante.....	50
Figura 3.2 - Esquema da Técnica de levantamento CMP.	50
Figura 3.3 - Esquema das partes do sensor ThetaProbe ML2x (mod. MILLER & GASKIN, 1998).	52
Figura 3.4 - Voltagens lidas nas hastes pela trajetória da onda EM (mod. Gaskin & Miller,1996).....	53
Figura 3.5 – Esquema de funcionamento de um equipamento de Indução Eletromagnética. a) equipamento EM38 da empresa Geonics utilizado durante a aquisição de dados; b) esquema ilustrando o fluxo de indução do campo magnético (adap. TELFORD, <i>et al.</i> ,1990).	56
Figura 3.6 - Parâmetros usados na definição da resistividade (mod. KEAREY & BROOK, 1991).	60
Figura 3.7 - Arranjo geral do equipamento Veris 3100 investigando simultaneamente duas profundidades distintas (VERIS TECHNOLOGIES, 2002).....	64
Figura 3.8 - Esquema do arranjo Wenner para o equipamento Veris 3100 para investigar a profundidade de 0,30 m. Os eletrodos 1 e 6 são cancelados, a corrente é emitida nos eletrodos 2 e 5 e a diferença de potencial é medida entre os eletrodo 3 e 4 Modificado de Boydell <i>et al.</i> 1999, disponível em:	

<http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa/veris/PreliminaryresultswiththeVERISsoilelectricalconductivityinstrument.html#Howdoesitwork>..... 65

Figura 3.9 - Esquema do arranjo Wenner para o equipamento para investigar a profundidade de 0,90 cm. Os eletrodos 3 e 4 são desligados, a corrente é emitida nos eletrodos 1 e 6 e a diferença de potencial é medida entre os eletrodo 2 e 5. Modificado de Boydell <i>et al.</i> 1999, disponível em: http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa/veris/PreliminaryresultswiththeVERISsoilelectricalconductivityinstrument.html#Howdoesitwork	66
Figura 4.1 - Croqui mostrando a área de estudo e as linhas de medidas.....	67
Figura 4.2 - Diagrama simplificado de um sistema GPR.....	69
Figura 4.3 - Mapa de distribuição dos pontos na área piloto adquiridos com o DGPS.	74
Figura 4.4 - Esquema de um triângulo retângulo utilizado para determinar os valores do deslocamento.....	74
Figura 4.5 - Mapa da distribuição dos pontos na área piloto adquiridos com DGPS corrigidos do deslocamento da antena durante o levantamento.	76
Figura 4.6 - Mapa da distribuição dos pontos com equipamento TDR, com auxílio das trenas com espaçamento entre as linhas de 5 m e entre os pontos de 2 m.....	79
Figura 4.7 - Esquema da área piloto para o cálculo da rotação dos pontos não referenciados.	80
Figura 4.8 - Mapa de distribuição dos pontos coletados com o TDR após a rotação das coordenadas.....	81
Figura 4.9 - Mapa de distribuição dos pontos coletados com equipamento EM38 com auxílio das trenas.	83
Figura 4.10 - Mapa da distribuição dos pontos com equipamento EM38, após a correção das coordenadas.....	84

Figura 4.11 - Análise de velocidade. a) sondagem adquirida com equipamento GPR através da técnica CMP com antenas não blindadas de 50 MHz mostrando as reflexões das ondas eletromagnéticas encontradas na área; b) análise de semblance (realizada no software Radan (GSSI)) na qual foi determinada a velocidade da onda eletromagnética de 0,077 m/ns para o refletor hiperbólico correspondente a 218,64 ns.	87
Figura 4.12 - Propriedades identificadas em um variograma. Essas propriedades são variância aleatória (efeito pepita), variância espacial, patamar e amplitude, as quais definem se o variograma é estruturado ou não. Disponível em: http://www.igc.usp.br/subsites/geoestatistica/variografia/variografia_frame.html	92
Figura 4.13 - Variograma modelado na direção de 90° dos valores de EM38 com ajuste exponencial.....	93
Figura 4.14 - Validação cruzada dos dados de EM38 mostrando a boa correlação (R=0,947) entre os valores estimados e reais.	94
Figura 5.1 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica até em 30 cm de profundidade adquirido com o equipamento Veris 3100 no talhão 6.....	100
Figura 5.2 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica até 90 cm de profundidade adquirido com o equipamento Veris 3100 no talhão 6.....	101
Figura 5.3 - Mapa da distribuição do teor de umidade obtido com o TDR medido no talhão 6	102
Figura 5.4 - Mapa da distribuição da produtividade no talhão 6.....	103
Figura 5.5 Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz na profundidade de 10 cm.....	105
Figura 5.6 Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz na profundidade de 30 cm.....	106

Figura 5.7 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz na profundidade de 90 cm.....	107
Figura 5.8 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz na profundidade de 150 cm.....	108
Figura 5.9 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz na profundidade de 10 cm.....	109
Figura 5.10 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz na profundidade de 30 cm.....	110
Figura 5.11 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz na profundidade de 90 cm.....	111
Figura 5.12 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz na profundidade de 150 cm.....	112
Figura 5.13 - Perfis GPR sobre a Linha 1 sem interpretação. a) antena blindada de 500 MHz; b) antena não blindada de 200 MHz; c) antena blindada de 100 MHz e d) antenas não blindadas de 50 MHz.....	114
Figura 5.14 - Perfis GPR sobre a Linha 1 interpretados. a) antena blindada de 500 MHz; b) antena não blindada de 200 MHz; c) antena blindada de 100 MHz e d) antenas não blindadas de 50 MHz.....	115
Figura 5.15 - Mapa da distribuição do teor de umidade do solo na profundidade de 10 cm adquirido com sensor TDR.	117
Figura 5.16 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica aparente (CEa) na profundidade de 30 cm adquirido com sensor Veris 3100.	118
Figura 5.17 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica aparente (CEa) na profundidade de 90 cm adquirido com sensor Veris 3100.	119

Figura 5.18 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica aparente (CEa) na profundidade de 150 cm adquirido com sensor EM38.....	120
Figura 5.19 - Gráficos de diagnóstico da modelagem do grupo 1. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.	122
Figura 5.20 - Gráficos de diagnóstico da modelagem do grupo 2. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.	124
Figura 5.21 - Gráficos de diagnóstico da modelagem do grupo 2. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.	125
Figura 5.22 - Gráficos de diagnóstico da modelagem para a condutividade em 30 cm. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros....	126
Figura 5.23 - Gráficos de diagnóstico da modelagem para a condutividade em 90 cm. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros....	127
Figura 5.24 - Gráficos de diagnóstico da modelagem para a condutividade em 150 cm. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros....	128

LISTA DE TABELAS

Tabela 1.1 - Limites da área piloto delimitado através do levantamento regional.....	22
Tabela 3.1 – Valores típicos de constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade e atenuação observados nos principais materiais presentes na área.....	47
Tabela 3.2 - Relação entre a frequência da antena, utilizadas na aquisição de dados e a profundidade máxima de penetração encontrada após o processamento dos perfis GPR.	48
Tabela 3.3 - Valores de coeficientes para solos orgânicos e não-orgânicos.	54
Tabela 3.4 - Resistividade (em $\Omega.m$) para rochas saturadas com água em função da idade....	62
Tabela 4.1 - Resumo das aquisições com o GPR na área piloto.	70
Tabela 4.2 - Parâmetros utilizados para aquisição dos perfis GPR.....	71

LISTA DE FOTOS

Foto 2.1 - Associação de fácies Glacio Fluvial - detalhe da Laminação plano-paralela e estratificação cruzada planar.	36
Foto 2.2 - Associação de Fácies Glacio Lacustre – Ritmitos com intercalações de siltitos e argilitos.....	37
Foto 2.3 - Associação de Fácies Diamictitos Glaciais. Indicação na ponta da caneta de um clasto imerso na matriz arenosa.	38
Foto 2.4 - Formação Palermo. Detalhe das intercalações de siltitos e silexitos.....	39
Foto 2.5 - Formação Cachoeirinha com crosta irregulares de ferro e cimentação areno-cascalhosa.....	41
Foto 2.6 - Detalhe de um pacote argilo-arenoso da Formação Cachoeirinha mostrando manchas de descoloração.	41
Foto 4.1 - Aquisição dos perfis de reflexão GPR. a) antenas de 50 MHz (não-blindada, modo passo-a-passo), b) antenas de 100 MHz (blindada, modo contínuo), c) antenas de 200 MHz (não-blindada, modo contínuo) e d) antenas de 500 MHz (blindada, modo contínuo).....	70
Foto 4.2 - Fotos mostrando o equipamento Veris 3100. a) o console central que gerencia a aquisição, b) visão geral dos eletrodos de discos e do DGPS montados no trator, c) detalhe dos eletrodos de discos e d) equipamento adquirindo dados.	72
Foto 4.3 - Levantamento com TDR. a) detalhe do <i>Data Log</i> que armazena os dados, b) detalhe das hastes, c) vista geral do levantamento, com suporte e cabos conectores e d) detalhe do sensor cravado no solo.....	77
Foto 4.4 - Aquisições com equipamento EM38. a) calibração do equipamento no dipolo magnético horizontal, b) aquisição dos dados, com auxílio da trena, c) reocupação da	

estação base, mostrando a calibração com dipolo magnético vertical e d) retorno ao levantamento. 82

CAPÍTULO I – INTRODUÇÃO

1 INTRODUÇÃO

Este estudo faz parte do projeto de pesquisa FINEP (Processo no. 22.01.0444.00) denominado “Mapeamento de atributos de solo, da água e da planta em áreas cultivadas com algodão para uso em agricultura de precisão no Estado de Mato Grosso/ MASAPAP-MT” e abrange diversas áreas de conhecimento, dentre elas a Geofísica.

Esta pesquisa foi realizada em uma área de cultivo de soja e algodão na qual empregou-se os métodos geofísicos elétricos (CEC-Caminhamento Elétrico Contínuo) e eletromagnéticos (GPR-*Ground Penetrating Radar*, TDR-*Time Domain Reflectometry* e EM38 - Eletromagnético Indutivo).

A princípio, a área selecionada para estudo correspondia a um talhão¹ de 89 hectares denominado de Talhão 06, no qual foi realizado um levantamento geofísico prévio de caráter regional com o método de Caminhamento Elétrico Contínuo. O resultado gerado foi um mapa de condutividade elétrica do solo superficial até 90 cm de profundidade. A análise deste mapa permitiu escolher uma área piloto de 100 m x 100 m dentro do talhão onde ocorria uma maior heterogeneidade em termos de condutividade elétrica do solo. Esta área piloto, objeto desta pesquisa de mestrado, foi escolhida visando uma caracterização detalhada da subsuperfície, baseada em informações geofísicas.

A área piloto foi, então, demarcada com o auxílio de um sistema GPS-Sistema de Posicionamento Global e trenas. As coordenadas UTM's (X,Y) correspondentes aos vértices do quadrado da área piloto estão na Tabela 1.1.

¹ Talhão: unidade contínua, delimitada por bordas naturais ou divisas estabelecidas. Também denominado de campo. É o local onde é realizada a cultura de grãos, a área de cultivo.

Tabela 1.1 - Limites da área piloto delimitado através do levantamento regional.

Limites	X (m)	Y (m)
vértice 1	812902,11	8134635,3
vértice 2	812956,59	8134712,0
vértice 3	812882,92	8134779,6
vértice 4	812817,78	8134703,0

Atualmente, no Brasil, os estudos de caracterização geofísica do solo para uso em agricultura de precisão ainda são preliminares. Este estudo requer um mapeamento da condutividade elétrica, do teor de umidade do solo e do mapeamento das estruturas do solo, cujo objetivo final é a máxima rentabilidade financeira. Neste contexto, foi escolhida a área piloto para testes onde foram empregados os métodos geofísicos (GPR, TDR, EM38 e CEC), visando uma interpretação integrada para melhor conhecer as propriedades físicas do solo em subsuperfície.

O aspecto mais importante para o manejo da agricultura de precisão é a combinação de uma estratégia de amostragem que permita uma representação suficientemente detalhada da verdadeira distribuição espacial dos aspectos da cultura e das propriedades do solo. Dependendo da variável analisada, a intensidade da amostragem é definida pela conveniência e pela relação custo/benefício. Como consequência deste enfoque, um grande número de informações que são normalmente obtidas pelas técnicas convencionais de amostragem, é geralmente esparsa, ou desigualmente distribuída, o que proporciona uma falsa estimativa da variabilidade dos solos. Desta forma, é necessário dar atenção às estratégias de amostragem para mapear a variabilidade espacial dos solos, pois só a partir de seu detalhamento é possível produzir mapas mais precisos. Apesar das evidências empíricas mostrarem que a amostragem em malha regular ser mais precisa do que a amostragem aleatória é necessário considerar as

tendências periódicas (adubação em linha durante anos sucessivos, como no caso do padrão de tráfego dos equipamentos utilizados) e as formas de amostragem, tais como, tradagem ou mini-trincheiras, envolvendo a distância entre as linhas de cultivo que representam de forma mais próxima, o conteúdo dos nutrientes disponíveis para as culturas num sistema de plantio direto.

1.1 OBJETIVOS

O objetivo principal desta pesquisa é investigar a subsuperfície através do emprego dos métodos geofísicos elétricos (CEC - Caminhamento Elétrico Contínuo) e eletromagnéticos (GPR-*Ground Penetrating Radar*, TDR-*Time Domain Reflectometry* e EM38 – Eletromagnético Indutivo) visando a caracterização das propriedades físicas da subsuperfície em uma área piloto de plantio de soja e algodão.

Desta forma, os objetivos podem ser divididos em:

- i) caracterizar as heterogeneidades de condutividade elétrica e as anomalias de amplitudes das reflexões GPR até 150 cm de profundidade, determinar o teor de umidade do solo até 10 cm de profundidade e correlacioná-los com os nutrientes do solo;
- ii) comparar a produtividade de grãos com as propriedades físicas do solo;
- iii) determinar com o GPR a profundidade do lençol freático e a estratigrafia geoeletrica da área estudada;
- iv) comparar, através da técnica da krigagem ordinária, mapas estimados por diferentes intensidades de amostragem entre atributos físicos e químicos.

O uso integrado dos métodos geofísicos aliados às análises físicas do solo permite identificar áreas mais resistivas e mais condutivas. Os resultados poderão ser úteis aos Administradores e Engenheiros Agrônomos da fazenda, pois os recursos com a adubação e a irrigação do solo pode ser otimizados.

1.2 LOCALIZAÇÃO

A área de estudo localiza-se no município de Pedra Preta, distante 300 km de Cuiabá, situada na Fazenda Farroupilha, na Serra da Petrovina. O acesso à área é realizado pela BR 163 partindo de Cuiabá até Rondonópolis e depois pela BR 364 em direção ao município de Alto Garças (Figura 1.1).

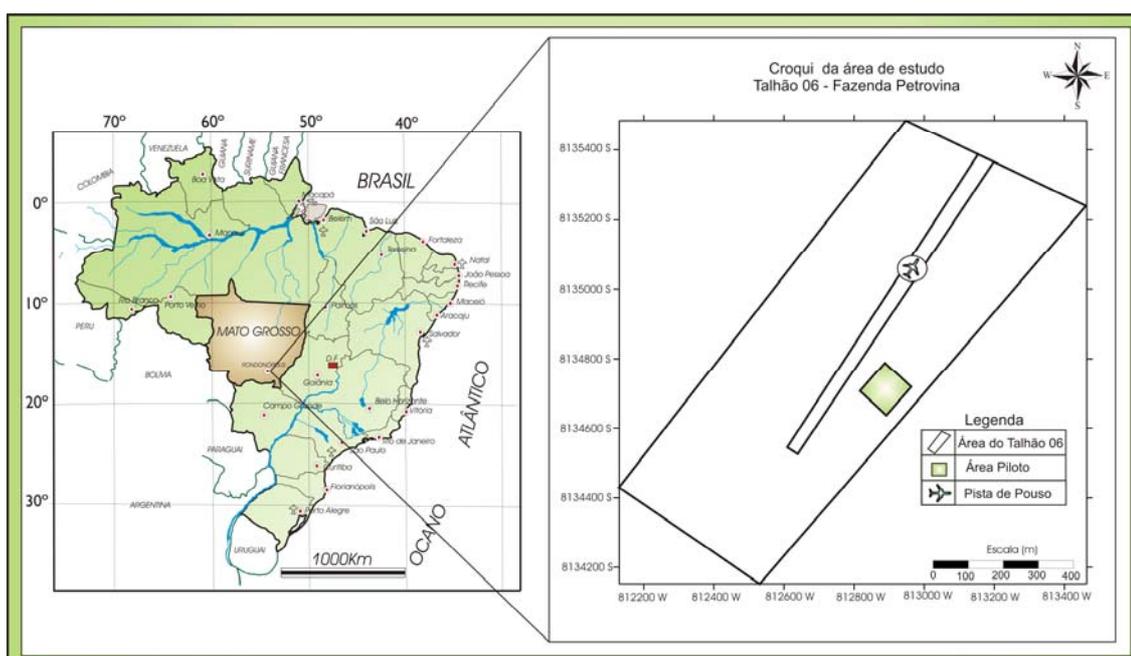


Figura 1.1 - Mapa de Localização da área de estudo; a área branca é a área do Talhão 6 e o quadrado verde destaca a área piloto.

Os aspectos fisiográficos da região de estudo foram obtidos em Barros *et al.* (1982). Em termos geomorfológicos, a área está inserida na unidade Planalto do Taquari-Itiquira, que corresponde a um amplo planalto com limites marcados por bordas escarpadas, correspondente à frente de *cuesta*. O relevo tabular é limitado a NW e a S pelas escarpas erosivas e estruturais da Serra da Petrovina e Serra da Saudade, respectivamente.

As drenagens que banham a área fazem parte da Bacia do Prata, e dentre as principais sub-bacias das proximidades pode-se citar a Sub-bacia do Rio Jurigão. O Córrego do Retiro,

que corta a Fazenda Farroupilha é afluente do Córrego da Garça, que por sua vez, deságua no Rio Prata.

As informações sobre o clima da região foram obtidas da Estação Meteorológica instalada na fazenda, onde a temperatura média anual é de 24,5 °C e a média anual da umidade relativa do ar é de 68,4 % (PAZ, 2004).

1.3 AGRICULTURA DE PRECISÃO

Um sistema de produção adotado por agricultores de países de tecnologia avançada é denominado de “Precision Agriculture”, “Precision Farming”, “Site-Specific Crop Management” (MANZATTO *et al.*, 1999). No Brasil, este sistema de produção é chamado de Agricultura de Precisão (AP).

Segundo Parkin & Blackmore (1995), a agricultura de precisão é uma aproximação de sistemas e requer uma compreensão dos processos envolvidos para alcançar uma meta particular. A meta pode não ser necessariamente maximizar rendimento, mas pode ser maximizar vantagem financeira. Desta forma, a AP controla e coleciona informações agronômicas para prover necessidades atuais de partes de campos em lugar de necessidades comuns para campos inteiros como aplicação de insumos em locais específicos dividindo-se os campos inteiros em zonas de manejo menores e mais homogêneas (DOERGE, 1999).

Para Reetz & Fixen (1999) as tecnologias de agricultura de precisão sempre demandam ferramentas agronômicas mais desenvolvidas. O sucesso da sua aplicação depende do entender agrônomo do sistema de produção que se administra. Nesse caso, o conhecimento agrônomo e bom senso fazem a diferença. As tecnologias atuais para o manejo do solo, insumos e culturas, de modo adequado para estudar as variações espaciais e temporais nos fatores que afetam a produtividade das mesmas são o sensoriamento remoto, o uso de sistemas de informações geográficas (SIG), o sistema de posicionamento global (GPS) e mais recentemente o uso da Geofísica Aplicada (SUDDUTH *et al.*, 1999; ALLRED *et al.*,

2003). A agricultura de precisão é um conceito de sistema de produção agrícola que envolve o desenvolvimento e a adoção de técnicas de gestão, baseado no conhecimento com o objetivo principal de otimizar a rentabilidade (DALLMEYER & SCHLOSSER, 1999). Este sistema permite práticas de gerenciamento com computador pessoal, que é a possibilidade de administrar cada local do campo adequadamente, se é econômico e tecnicamente vantajoso administrá-lo a este nível.

Desta forma, a agricultura de precisão apresenta as vantagens de possibilitar um melhor conhecimento do campo de produção, permitindo a tomada de decisões melhor embasadas. Com isto tem-se: uma maior capacidade e flexibilidade para a distribuição dos insumos naqueles locais e no tempo em que são mais necessários, minimizando os custos de produção; a uniformidade na produtividade é alcançada pela correção dos fatores que contribuem para sua variabilidade, obtendo-se, com isto, um aumento global da produtividade; a aplicação localizada dos insumos necessários para sustentar uma alta produtividade contribui com a preservação do meio ambiente, já que estes insumos são aplicados somente nos locais, quantidades e no tempo necessário (CAPELLI, 1999).

Segundo Batchelor *et al.* (1997), Gentil & Ferreira (1999), e Campo (2000) os benefícios da agricultura de precisão podem ser enumeradas como seguem:

- i) redução da contaminação ambiental e poluição, trazendo uma melhoria do meio ambiente pelo menor uso de insumos;
- ii) redução dos custos da produção, de fertilizante e de praguicida;
- iii) tomada de decisão de manejo mais embasadas, rápidas e corretas;
- iv) controle de toda situação, pelo uso da informação;
- v) maior produtividade da lavoura (aumento no rendimento das culturas);
- vi) melhorar os rendimentos de colheita e lucros;
- vii) prover registros de fazenda mais detalhados e úteis; e

viii) mais tempo livre para o administrador.

Assim, a agricultura de precisão é uma nova forma de gestão ou gerenciamento da produção agrícola, tornando-se um elenco de tecnologias e procedimentos utilizados para que as lavouras e os sistemas de produção sejam otimizados, tendo como elemento chave o gerenciamento da variabilidade espacial da produção e dos fatores nela envolvidos (SWINTON & LOWENBERG-DEBOER, 1998 *in* MOLIN, 2004).

Neste contexto, buscando a otimização da produção agrícola, aplicou-se métodos de investigações geofísicas para mapear a distribuição da condutividade elétrica do solo, identificando zonas condutivas e resistivas, bem como regiões de elevado teor de umidade. Estas regiões condutivas podem estar relacionadas com as zonas mais úmidas, que por sua vez implicam numa maior atenuação da onda eletromagnética do GPR.

Esta análise integrada aliada às amostragens de solo são fundamentais para uma boa caracterização geofísica com aplicações na agricultura de precisão, visando à otimização dos recursos, tais como, a orientação da etapa de adubação e irrigações nas regiões mais resistivas, i.e., mais secas. Isto implica diretamente em menor poluição do subsolo, menos gastos com o uso de água subterrânea e conseqüentemente em otimização de custos com a produção.

CAPÍTULO II – ASPECTOS GEOLÓGICOS

2 ASPECTOS GEOLÓGICOS

2.1 GEOLOGIA REGIONAL

As unidades estratigráficas que ocorrem na região de estudo estão inseridas no contexto da Bacia do Paraná. Segundo Milani (2000) a Bacia do Paraná é uma bacia intracratônica ou, mais precisamente, uma sinéclise com um contorno estrutural subelipsoidal, com o eixo maior orientado de NNE a SSW. Sua área é de aproximadamente um milhão de quilômetros quadrados com sua porção principal posicionada no Brasil (Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul), e com porções no Paraguai e Uruguai (Figura 2.1). A sua espessura máxima é de aproximadamente 5.000 metros, incluindo os derrames basálticos e as intrusões de diabásios.

Na região de estudo estão distribuídas ocorrências de unidades que foram depositadas em vários períodos do Paleozóico-Mesozóico-Cenozóico, os quais possuem características diversificadas em vista da variação de ambientes de deposição e uma amplitude de processos deposicionais que ali atuaram (Figura 2.2).

As principais unidades geológicas inseridas na região são as rochas pertencentes ao Grupo Paraná, Grupo Guatá (Formação Palermo) e Grupo Bauru e a Formação Cachoeirinha. As rochas do Grupo Paraná, que ocorrem na área são pertencentes às formações Furnas, Ponta Grossa, Aquidauana, Botucatu e Palermo. As rochas do Grupo Bauru que ocorrem na região de estudo pertencem às formações Paredão Grande, Quilombinho e Cachoeira do Bom Jardim.

A Formação Furnas, segundo Barros *et al.* (1982), é constituída predominantemente por sedimentos essencialmente arenosos, esbranquiçados, avermelhados com estratificações

cruzadas acanaladas com arenitos grosseiros a finos, com níveis e lentes conglomeráticas de composição variada, com intercalações de siltitos micáceos avermelhados em direção ao topo.



Figura 2.1 - Delimitação da área de abrangência da Bacia do Paraná (mod. MILANI, 2000).

Milani (1997), por sua vez, caracterizou a Formação Furnas como um pacote arenoso da base da Supersequência Paraná o qual teria depositado em ambiente continental a transicional, num estágio transgressivo, durante o Devoniano.

A Formação Ponta Grossa, segundo Barros *et al.* (1982), constituiu-se da unidade Superior do Grupo Paraná, aflorando nas regiões sudeste e leste do Estado de Mato Grosso, sendo constituída litologicamente por arenitos finos a muito finos quartzozos e argilosos, com intercalações de siltitos e com colorações cinza a cinza esverdeado.

A Formação Aquidauana ocorre como um pacote arenoso mal selecionado, de idade permocarbonífera, assentado de forma discordante, ou a partir de falhamentos, sobre a Formação Ponta Grossa e com contatos superiores erosivos ou tectônicos com as formações Palermo e Botucatu e com o Grupo Bauru (BARROS *et al.*, 1982).

Litologicamente, a Formação Aquidauana é constituída por uma enorme distribuição de arenitos em escarpas de coloração avermelhada, com vales mais abertos associados a porções mais argilosas da unidade. De forma mais detalhada Barros *et al.* (1982) caracteriza o predomínio de arenitos médios a grossos por vezes conglomerados, esbranquiçados a avermelhados na porção inferior, com arenitos a siltitos finamente laminados, avermelhados, deformados, por vezes arenitos arcoseanos e diamictitos nas porções médias e sedimentos arenosos, melhor selecionados com abundantes laminações plano-paralelas nas porções superiores.

A Formação Palermo, para Barros *et al.* (1982) é constituída por arenitos cinza arroxeados, finos a muito finos, siltitos amarelados a avermelhados, finamente estratificados, arenosos, muito silicificados intercalações de sílex esbranquiçado, oolítico ou pisolítico com laminação ondulada e com presença de coquinas silicificadas.

Por outro lado, Santos *et al.* (2003), descreveu a referida unidade nos arredores da cidade de Poxoréo, reconhecendo ali uma litologia que varia de arenitos, siltitos, argilitos e silixitos oolíticos de coloração variada, com laminação onduladas, os quais foram interpretados como depositados num ambiente plataformal.

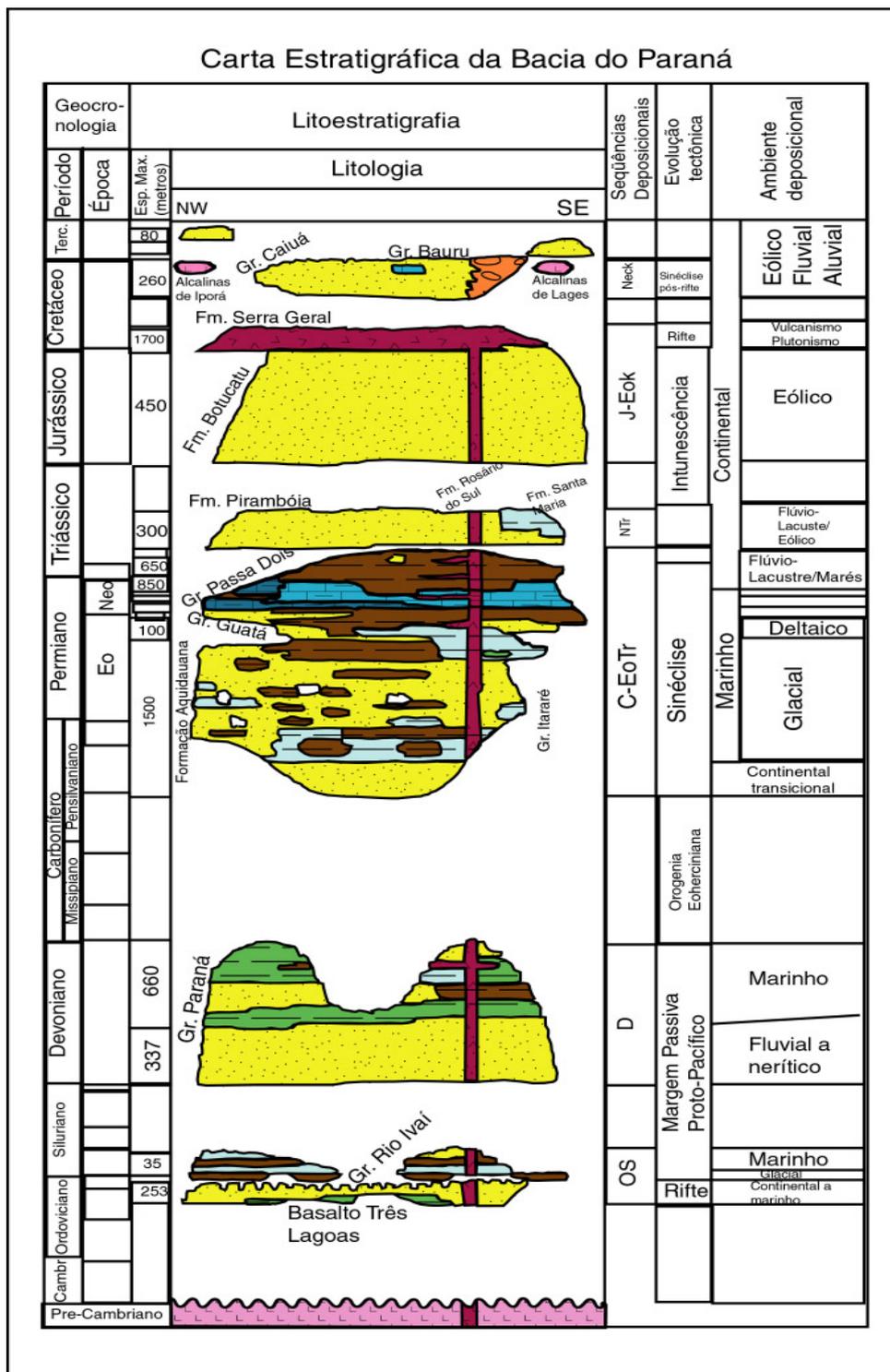


Figura 2.2 - Carta Estratigráfica da Bacia do Paraná (mod MILANI *et al.* 1994)

A Formação Botucatu apresenta contatos inferiores, por meio de discordância erosivas ou localmente falhados, com o Grupo Cuiabá e as formações Furnas e Ponta Grossa. O seu contato superior de maior expressão é com a Formação Bauru, através de relações

discordantes ou falhadas. Litologicamente é constituída de arenitos vermelhos, arroxeados, friáveis, geralmente finos a médios, pouco argilosos, regularmente classificados, grãos bem arredondados, esfericidade boa, seleção má no conjunto. Os grãos de quartzo apresentam superfícies foscas (esburacadas) sendo comum a existência de uma película ferruginosa envolvendo-os. Geralmente não apresentam boas exposições estando bastante alterados devido a caracterizada friabilidade de suas rochas, exceto nas regiões mais acidentadas (BARROS *et al.*, 1982).

A bacia deposicional do Grupo Bauru em Mato Grosso localiza-se no extremo noroeste da Bacia do Paraná e a sul do Cinturão de Dobramentos Paraguai. Em trabalhos realizados no estado, na região de Chapada dos Guimarães, Weska (1987), propôs uma compartimentação faciológica que subdividiu informalmente o Grupo Bauru em três fácies: Quilombinho, Cachoeira do Bom Jardim e Cambambe.

Posteriormente Weska *et al.* (1996) elevou as fácies do Grupo Bauru a categoria de formações denominadas de Quilombinho, Cachoeira do Bom Jardim e Cambambe num conjunto vulcano-sedimentar do qual também faz parte a Formação Paredão Grande.

A Formação Paredão Grande é constituída por rochas piroclásticas, grossas a finas, derrames e diques associados, de idade $83,9 \pm 4$ M.A.

A Formação Quilombinho, segundo Weska *et al.* (1996) representa um sistema de leques aluviais desenvolvido sobre e intrudidos pela Formação Paredão Grande. É composta por conglomerados cíclicos, com clastos de rochas vulcânicas e secundariamente por rochas sedimentares em matriz geralmente argilosa e maciça com arcabouço aberto.

A Formação Cachoeira do Bom Jardim, descrita inicialmente por Weska (1987), é composta por lentes de argilas, arenitos conglomeráticos, conglomerados, arenitos e calcretes em vários ciclos. Posteriormente Weska *et al.* (1996), descreveram esta formação constituída por conglomerados, interdigitados com argilas, arenitos argilosos a conglomeráticos, como

característica esta unidade apresenta intensa carbonatação (calcretes), com a sua deposição atribuída a depósitos fluviais associados a ambiente lacustre e de leques aluviais de clima semi-árido.

A Formação Cambambe tem sua seção tipo descrita inicialmente por Weska (1987), como topo da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Bauru em Mato Grosso. Os tipos litológicos da Formação Cambambe são constituídos de conglomerados, arenitos, brechas intraformacionais, silcretos, arenitos e arenitos microconglomeráticos, sendo atribuído a esta unidade um ambiente deposicional flúvio-lacustre e de porção distal de depósitos de leques aluviais de regiões de clima árido (WESKA *et al.* 1996).

A Formação Cachoeirinha, proposta por Gonçalves & Schneider (1970), compreende concentrações argilo arenosas de natureza lateríticas geralmente de coloração avermelhada onde a fração arenosa possui granulometria fina a média até porções conglomeráticas, assentando discordantemente geralmente sobre o Grupo Bauru. Segundo Weska (1997), a Formação Cachoeirinha, de idade terciária, é composta por cascalhos, areia, argilas e crostas ferruginosas e registra os eventos de peneplanização da superfície sul-americana (KING, 1956, *in* WESKA & SVISERO, 2001).

2.2 GEOLOGIA LOCAL

Na área de estudo e arredores afloram rochas pertencentes ao pacote sedimentar paleomesozóico da Bacia do Paraná. As observações geológicas efetuadas permitiram identificar as diferentes unidades geológicas dispostas de forma horizontalizada (OLIVEIRA, 2004). Como morfoestruturas identificadas na área destacam-se lineamentos com *trend* principal SW-NE, os quais são evidenciados na área pelos falhamentos normais de alto ângulo.

As descrições das unidades identificadas foram comparadas com os trabalhos anteriores e mapas geológicos, onde através destas foram identificadas as unidades sedimentares descritas abaixo (Figura 2.3).

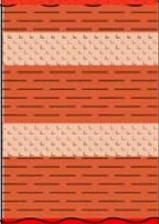
ERA	IDADE	LITOESTRATIGRAFIA		LITOLOGIA	AMBIENTE
		GRUPO	FORMAÇÃO		
CENOZÓICA	TERCIÁRIO		CACHOEIRINHA		LEQUE ALUVIAL/ PEDOGÊNESE
MESOZÓICA	JURO- CRETÁCEO	SÃO BENTO	BOTUCATU		DESÉRTICO
PALEOZÓICA	PERMIANO	GUATÁ	PALERMO		PLATAFORMAL/ TRANSICIONAL
	PERMO- CARBONÍFERO		AQUIDAUANA		GLACIAL/ PERIGLACIAL/ CONTINENTAL

Figura 2.3 - Unidades geológicas reconhecidas na área de estudo.

Foram identificadas as ocorrências das unidades da Formação Aquidauana nas porções medianas a superiores da Serra da Petrovina, da Serra da Saudade e nas porções superiores da escarpa, que ocorre a oeste da Fazenda Farroupilha, a qual é denominada localmente de “Furna”.

Nestes locais, foram identificados três tipos principais de associações de fácies, que refletem diferentes sub-ambientes, dentro do conjunto do ambiente periglacial ao qual é atribuído a deposição da Formação Aquidauana.

Segundo Collinson, (1969) *in*: Walker & James, (1992), estas associações de fácies foram definidas pelo agrupamento de diversas fácies geneticamente relacionadas às quais refletem um conjunto de processos deposicionais atuantes num mesmo ambiente.

Associação de Fácies Glacio-Fluvial

Trata-se de um conjunto de fácies de natureza siltico-arenosa-conglomerática, que foram identificadas nas porções mediana da Serra da Petrovina, e superior da Serra da Saudade, além das escarpas a oeste da Fazenda Farroupilha (OLIVEIRA, 2004).

Litologicamente ocorrem na forma de arenitos avermelhados, finos a conglomeráticos, com estratificações cruzadas acanalada e planar, laminação plano-paralela (Foto 2.1) e laminação cavalgantes (*ripples*), além de fácies de arenitos maciços. As porções silticas, por sua vez, variam de siltitos maciços a siltitos com laminações cavalgantes. Associados a esta faciologia são comuns dobramentos e deformações de natureza sin-sedimentar.

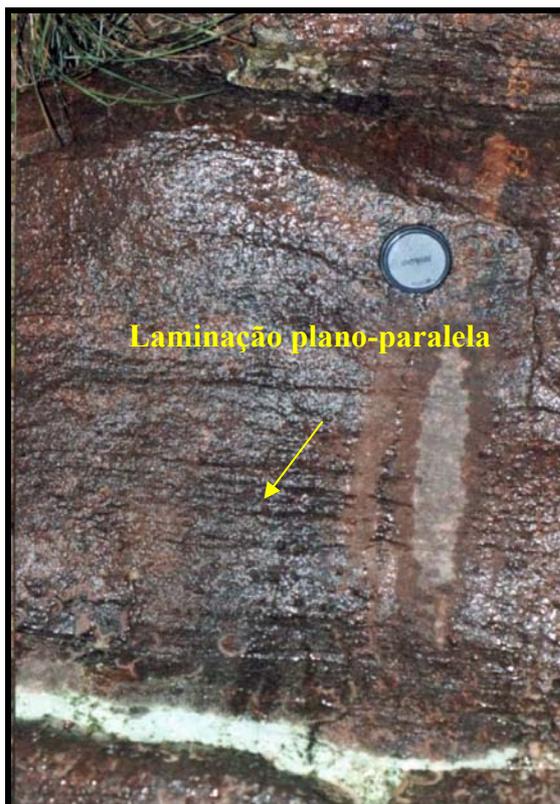


Foto 2.1 - Associação de fácies Glacio Fluvial - detalhe da Laminação plano-paralela e estratificação cruzada planar.

A deposição desta associação de fácies é atribuída a atuação de sistemas fluviais geralmente entrelaçados, com deposição de carga de fundo, que atuaram em regiões periglaciais, a partir do descongelamento de geleiras em ambiente glacial continental.

Esta interpretação está de acordo com Guirro (1991) e por Milani (2000), que também associaram a deposição desta unidade à atuação de processos relacionados a ambientes glaciais e periglaciais.

Associação de Fácies Glacio-Lacustre

Caracterizam-se pela ocorrência de siltitos e arenitos finos, vermelhos, intercalados com argilitos, ambos laminados, avermelhados, que foram reconhecidos na porção de topo da Serra da Petrovina, com espessura de dezenas de metros.

Litologicamente, tratam-se de ritmitos (Foto 2.2), na forma de intercalações milimétricas a centimétricas de lâminas de argilitos e lâminas de siltitos e arenitos finos, com laminação horizontal e, secundariamente, laminações cavalgantes.



Foto 2.2 - Associação de Fácies Glacio Lacustre – Ritmitos com intercalações de siltitos e argilitos.

A deposição desta unidade é associada a intercalação de tração-suspensão nas lâminas siltico-argilosas, num ambiente lacustre com influência glacial, onde no inverno depositavam-se as porções argilosas por suspensão e no verão depositavam-se as porções siltico-arenosas por tração.

Associação de Fácies de Diamictitos Glaciais

Ocorrem na forma de diamictitos, de coloração avermelhada, constituído por conglomerados com clastos de tamanho grânulo e seixos, sustentados por matriz argilo-arenosa em arcabouço aberto, que ocorrem na porção superior da Serra da Petrovina (Foto 2.3). A matriz argilo-arenosa é geralmente maciça, com deformações e laminações localizadas. Os clastos, por sua vez, são subarredondados a angulosos e variam em tamanho e composição litológica.



Foto 2.3 - Associação de Fácies Diamictitas Glaciais. Indicação na ponta da caneta de um clasto imerso na matriz arenosa.

A área de estudo possui exposições e distribuição de forma variada. Na Serra da Petrovina ocorre no topo, próximo ao contato com a Formação Cachoeirinha, também a oeste da Fazenda Farroupilha ocorre de forma restrita, em meio aos arenitos estratificados do topo da unidade.

A deposição desta associação de fácies é atribuída a processos de tração a partir da migração de geleiras e resultantes do descongelamento destas.

O contato entre a Formação Aquidauana e a Formação Ponta Grossa não foi observado na Serra da Petrovina, podendo, de acordo com Guirro (1991), ser erosivo ou por falhas, sendo recobertos de forma discordante por sedimentação aluvial e pacotes gerados por pedogênese da Formação Cachoeirinha.

A Formação Palermo ocorre nas porções centrais do platô na área, como uma associação de fácies na qual predomina uma intercalação de siltitos a pelitos avermelhados com níveis de silexitos (Foto 2.4), ou conglomerados bioclásticos silicificados, numa espessura máxima inferida de dez metros para esta unidade. Os contatos superiores e

inferiores desta unidade com as formações Cachoeirinha e Aquidauana, são erosivos, respectivamente.



Foto 2.4 - Formação Palermo. Detalhe das intercalações de siltitos e silexitos.

Como litologias ocorrentes, observam-se lentes de pelitos a argilitos avermelhados, maciços a laminados, com espessura decimétrica a métrica, intercalados com silexitos de espessura de até meio metro de coloração branca a cinza clara a avermelhada.

Santos *et al.* (2003) identificaram e detalharam estas litologias nos arredores de Poxoréu, que são associadas à referida unidade, tendo sido depositado no contexto de um ambiente plataformal raso, segundo os autores. No presente caso, a gênese dos silexitos é atribuída a diagênese em níveis de carbonatos e bioclastos depositados num contexto plataformal raso, no qual predominava a sedimentação terrígena.

A Formação Botucatu ocorre, na área de estudo, na porção ao sul da Fazenda Farroupilha, no topo da Serra da Saudade na forma de pequenas elevações isoladas com dez metros de altura no máximo, que localmente sobrepõem o pacote da Formação Aquidauana. Litologicamente é composta por arenitos finos a médios, avermelhados, com grãos bem arredondados, contendo laminações granulométricas internas, estratificações cruzadas acanalada e planar, de grande porte, com *sets* de estratificações truncados por superfícies

horizontalizadas, as quais representam depósitos de interduna seca. A deposição deste pacote é atribuída por vários autores a um ambiente desértico, que instalou-se pela bacia, no limite juro-cretáceo.

Na área de estudo, a Formação Cachoeirinha, corresponde à unidade mais jovem da pilha sedimentar, constituindo-se de uma unidade edafoestratigráfica², ocorrendo na forma de um pacote de 25 até 50 m, de coloração vermelho-amarronzada, que ocupa o topo das porções de relevo tabular e de colinas (chapadões).

A constituição litológica desta unidade é variável, em vista da diversidade de processos de deposição e transformações de ordem pedogenética que atuaram na sua deposição e formação.

Nos arredores da Fazenda Farroupilha ocorre na forma de pacotes de composição areno-argilosa, geralmente maciços, com coloração vermelho-amarronzada, com evidências da atuação do processo de lateritização em vários estágios de desenvolvimento, desde níveis argilosos concentrados até níveis diversos de canga laterítica maciça, na forma de crostas irregulares de ferro, cimentando a sedimentação areno-cascalhosa (Foto 2.5). Os sedimentos areno-cascalhosos são compostos por quartzo, fragmentos líticos (vulcânicas e arenitos).

Na região da Serra da Saudade, ocorre na forma de um extenso pacote argilo-arenoso, predominando porções argilosas com manchas de descoloração disseminadas pelo pacote, gerada pela redução do ferro ali presente (Foto 2.6).

Os depósitos de leques aluviais são caracterizados por conglomerados polimíticos, em matriz argilosa formados por seixos de quartzo e de fragmentos líticos, arredondados, com matriz sem organização interna.

² Edafoestratigrafia: é a ciência que estuda e explica a gênese do solo considerando e definindo os eventos geológicos envolvidos na sua formação, bem como a sua estruturação interna.



Foto 2.5 - Formação Cachoeirinha com crosta irregulares de ferro e cimentação areno-cascalhosa.



Foto 2.6 - Detalhe de um pacote argilo-arenoso da Formação Cachoeirinha mostrando manchas de descoloração.

Na Serra da Petrovina, intercalam-se depósitos de conglomerados aluviais com os depósitos argilo-areno-cascalhosos.

A deposição desta unidade é relacionada à atuação da erosão e de processos pedogenéticos, relacionados a controles climáticos, além da atuação de processos deposicionais controlados por água e gravidade, durante os eventos de aplainamento da superfície Sul-americana durante o Terciário (KING, 1956 *in* WESKA & SVISERO, 2001).

CAPÍTULO III - MÉTODOS GEOFÍSICOS

3 MÉTODOS GEOFÍSICOS

3.1 O MÉTODO GPR – RADAR DE PENETRAÇÃO NO SOLO (GROUND PENETRATING RADAR)

O GPR é um método eletromagnético que utiliza ondas de rádio em frequências muito altas, entre 10 MHz – 2,5 GHz, para localizar estruturas e feições geológicas rasas da subsuperfície. Este método investiga a subsuperfície utilizando o campo eletromagnético que se propaga no solo, assim os fundamentos do método GPR encontram-se na teoria de propagação de ondas eletromagnéticas. Informações detalhadas deste método são encontradas em Daniels (1996), Porsani (1999) dentre outros.

A teoria eletromagnética está fundamentada nas equações de Maxwell, que descrevem o comportamento do campo eletromagnético em qualquer meio. Todos os fenômenos eletromagnéticos obedecem às equações de Maxwell.

$$\vec{\nabla} \times \vec{\mathbf{E}} = -\frac{\partial \vec{\mathbf{B}}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{\mathbf{H}} = \vec{\mathbf{J}} + \frac{\partial \vec{\mathbf{D}}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{\mathbf{B}} = 0 \quad (3)$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{\mathbf{D}} = \rho \quad (4)$$

onde :

$\vec{\mathbf{E}}$ é o vetor campo elétrico em (V/m),

$\vec{\mathbf{B}}$ é o vetor indução magnética em (Tesla),

$\vec{\mathbf{H}}$ é o vetor campo magnético em (A/m),

\vec{J} é a densidade de corrente elétrica de condução em A/m^2 ,

\vec{D} é o vetor deslocamento elétrico em (C/m^2) , e

ρ é a densidade de carga elétrica em C/m^3 .

Como essas equações não apresentam relações com as propriedades físicas do meio, faz-se necessário apresentar as relações constitutivas do meio.

A primeira relação corresponde à Lei do Ohm, e relaciona a densidade de corrente de condução (\vec{J}) ao campo elétrico (\vec{E}), sendo descrita como:

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (5)$$

Nos materiais geológicos simples, essa relação é aproximadamente linear e a constante de proporcionalidade é a condutividade elétrica (σ). A condutividade elétrica de um material é uma medida de sua habilidade em conduzir corrente elétrica, e é expressa em Siemens por metro (S/m). Os principais fatores que afetam a condutividade elétrica nos materiais são: conteúdo de água, a porosidade (espaços vazios entre os grãos minerais), a salinidade (o aumento da concentração de sais na água aumenta a condutividade proporcionalmente), e o conteúdo de argilas e de minerais condutivos (a argila é tipicamente muito condutiva).

A segunda relação associa diretamente o campo elétrico (\vec{E}) à corrente de deslocamento (\vec{D}) (ou polarização), pela constante de proporcionalidade (ϵ) que é a permissividade dielétrica do material:

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (6)$$

A corrente de deslocamento é caracterizada pela movimentação dos elétrons, núcleos e moléculas polares da posição de equilíbrio neutro para outra (polarizada), devido à influência de um campo elétrico externo. Tanto a condutividade elétrica quanto a permissividade dielétrica são importantes, porque afetam a atenuação e a propagação das ondas. Em geral a

condutividade é dominante para as ondas eletromagnéticas de baixas frequências ($f < 1$ MHz) enquanto que em altas frequências ($f > 1$ MHz) a permissividade dielétrica é dominante.

A terceira relação associa o campo magnético (\vec{H}) com o campo indução magnética (\vec{B}), e a constante de proporcionalidade é a permeabilidade magnética do material (μ), que é dada por:

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (7)$$

Em muitas situações geológicas, os fatores mais importantes que controlam as respostas do GPR são devido às propriedades elétricas. Para a propagação de ondas eletromagnéticas nas frequências do radar, supõe-se que a permeabilidade magnética da maioria dos materiais geológicos são essencialmente independente da frequência e não varia significativamente em relação à permeabilidade magnética do espaço livre. Portanto, o efeito da variação na permeabilidade magnética não tem sido considerado quando são feitas medidas eletromagnéticas na terra ($\mu = \mu_0$, onde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$ H/m).

Em muitos problemas de propagação de campos eletromagnéticos em meio terrestres as seguintes suposições são feitas: os meios são lineares, isotrópicos, homogêneos, e possuem propriedades elétricas que são independentes do tempo, temperatura, ou pressão; e a permeabilidade magnética μ é assumida como a permeabilidade magnética do vácuo, i.e. $\mu = \mu_0$.

A propagação da onda eletromagnética é governada pela equação de onda para os campos elétricos e magnéticos. Supondo que o campo elétrico ocorre na direção-x, a onda plana é dada por:

$$\frac{\partial^2 \vec{E}_x}{\partial z^2} = k^2 \vec{E}_x \quad (8)$$

\vec{E}_x é o campo elétrico na direção-x e “ k ” é o número de onda complexo³, dado por:

$$k = \alpha + i\beta \quad (9)$$

onde: α corresponde a constante de atenuação:

$$\alpha = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \right)^2} - 1 \right)} \quad (10)$$

e β corresponde à constante de propagação:

$$\beta = \omega \sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2} \left(\sqrt{1 + \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \right)^2} + 1 \right)} \quad (11)$$

Os fatores mais importantes na propagação da onda eletromagnética num determinado meio são a velocidade de propagação e a atenuação. Para materiais geológicos de baixa atenuação, a onda eletromagnética propaga-se com uma velocidade de fase dada por:

$$V = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (12)$$

onde “ c ” é a velocidade da luz no vácuo ($c \cong 0,3 \text{ m/ns}$) e ε_r é a constate dielétrica dos materiais. O comprimento de onda λ (m) é dado por:

$$\lambda = \frac{c}{f\sqrt{\varepsilon_r}} \quad (13)$$

onde “ f ” é a frequência de operação do GPR.

³ Números complexos são definidos por Gauss (1831) como números que podem ser expressos pela forma $a+bi$, onde a e b são números reais e i é número imaginário ($i^2 = -1$). O número de onda complexo (k), para o GPR, depende da permissividade dielétrica dos materiais (ε), onde, segundo Powers (1997) com a oscilação do campo elétrico, determinando o aumento da frequência, a parte real da permissividade dielétrica diminui e a parte imaginária tende a aumentar, representando as perdas por relaxação das moléculas.

A constante de atenuação é normalmente expressa por:

$$\alpha = 1,636 \frac{\sigma_0}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad (14)$$

em dB/m e σ_0 é a condutividade elétrica em mS/m.

A velocidade e a atenuação são fatores que descrevem a propagação das ondas de altas frequências na terra. Esses fatores dependem da constante dielétrica e condutividade elétrica dos materiais (Tabela 3.1).

Tabela 3.1 – Valores típicos de constante dielétrica, condutividade elétrica, velocidade e atenuação observados nos principais materiais presentes na área.

Material	ϵ_r	σ (mS/m)	V (m/ns)	α (dB/m)
Ar	1	0	0,30	0
Areia Seca	3-5	0,01	0,15	0,01
Areia Saturada	20-30	0,1-1,0	0,06	0,03-0,3
Silte	5-30	1-100	0,07	1-100
Argila	5-40	2-1000	0,06	1-300

Fonte: Davis & Annan, 1989

A profundidade de penetração do sinal de Radar tem relação inversa com a frequência central da antena utilizada. A Tabela 3.2 mostra os valores de profundidade máxima de penetração de acordo com cada frequência encontrados na área de estudo.

Tabela 3.2 - Relação entre a frequência da antena, utilizadas na aquisição de dados e a profundidade máxima de penetração encontrada após o processamento dos perfis GPR.

Frequência Central da Antena (MHz)	Profundidade Máxima de Penetração (m)
500	2
200	4
100	8,5
50	12

Pelos valores acima mostrados, pode-se verificar que quanto maior for a frequência da antena, menor é a profundidade de penetração, e este fato é ligado ao comprimento de onda (DANIELS, 1996).

As aplicações do método GPR são diversas, sendo uma ferramenta muito útil em vários levantamentos da subsuperfície rasa, em aplicações como exploração mineral; geologia básica; hidrogeologia; geologia ambiental; geotecnia; planejamento urbano; pesquisa arqueológica; aplicações militares e aplicações forensicas, dentre outras.

Atualmente, várias pesquisas usando a aplicabilidade do GPR em Agricultura de Precisão vêm sendo testada e já é bastante disseminado na América do Norte e na Europa (FREELAND *et al.*, 1998; SUDDUTH *et al.*, 1999, YODER *et al.*, 2001; SENÉCHÁL *et al.*, 2002; INMAN *et al.*, 2002, NADLER *et al.*, 2002, BUTNOR *et al.*, 2003). No Brasil o uso do GPR ainda é incipiente (OLIVEIRA, *et al.* 2005) e será empregado com detalhe nesta pesquisa.

As técnicas utilizadas para aquisição de dados GPR foram: perfis de reflexão com afastamento constante ou *commom offset* e sondagens de velocidade (CMP-Commom Mid Point).

Para a realização dos perfis de reflexão com afastamento constante (Figura 3.1), as antenas transmissora (TX) e receptora (RX) são mantidas com uma distância fixa constante sendo transportada, passo a passo ou de forma contínua, ao longo do perfil. A onda é emitida por um pulso eletromagnético pela antena transmissora e estas ao serem refletidas e difratadas em subsuperfície são recebidas através de uma outra antena, denominada de antena receptora (modo bi-estático), colocada na superfície do terreno. A onda refletida é registrada em função do tempo de percurso (tempo duplo), que é amplificada, digitalizada e gravada no disco rígido de um computador portátil, deixando os dados prontos para o processamento posterior. O resultado obtido é dado por uma imagem, onde o eixo horizontal é a distância no perfil e o eixo vertical é o tempo duplo do sinal refletido, mostrando as variações das propriedades dielétricas de subsuperfície (DANIELS, 1996).

As sondagens de velocidade servem para estimar a velocidade da onda de radar no meio, a fim de se converter o tempo duplo dos perfis de reflexão em profundidade, e verificar se o refletor de subsuperfície é proveniente de alvo geológico ou de interferências superficiais. Para este estudo a técnica para a realização da sondagem de velocidade foi a do Ponto Médio Comum - CMP (*Common Mid Point*), mostrada na Figura 3.2.

Na técnica CMP (Figura 3.2), a abertura entre as antenas (transmissora e receptora) é crescente em sentidos opostos, partindo-se de um ponto central fixo. O ponto investigado é sempre o mesmo.

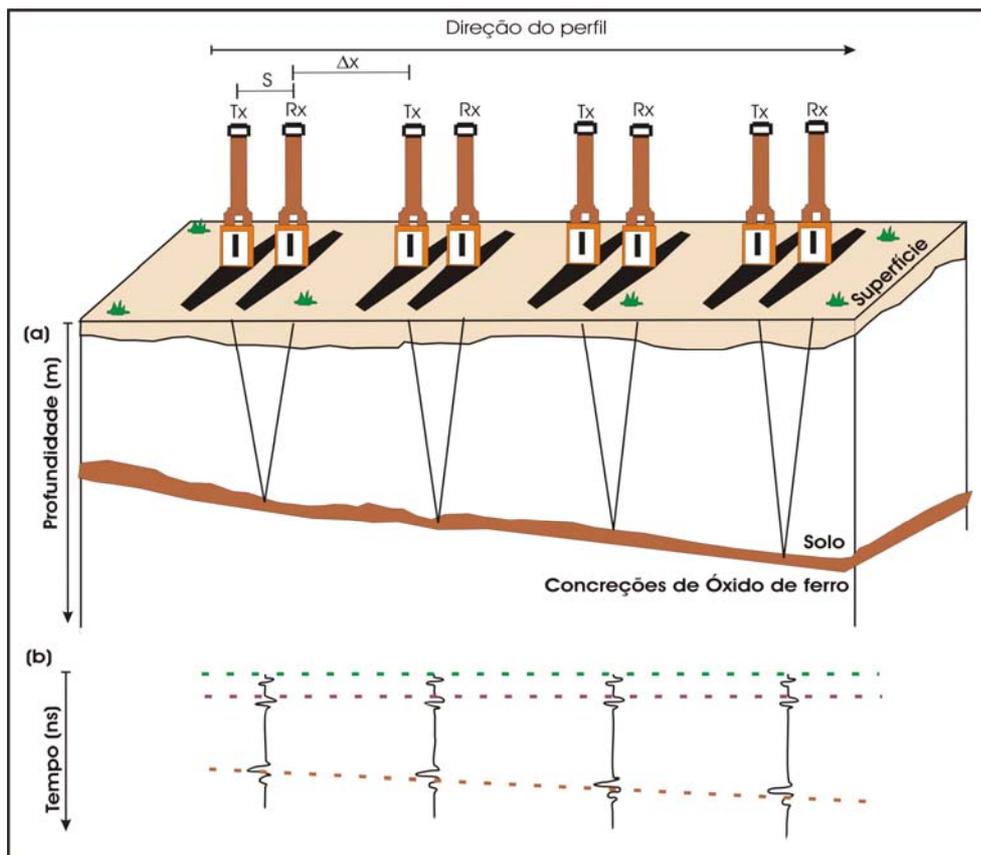


Figura 3.1 - Esquema do perfil de Afastamento Constante.

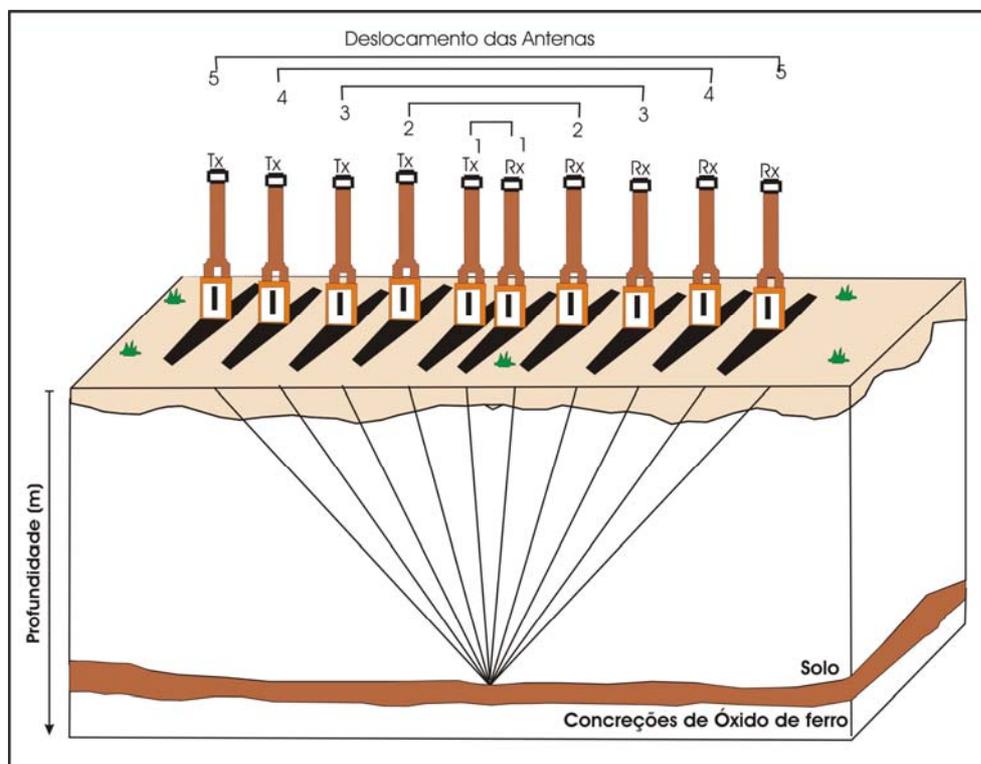


Figura 3.2 - Esquema da Técnica de levantamento CMP.

3.2 TDR – REFLECTOMETRIA NO DOMÍNIO DO TEMPO (TIME DOMAIN REFLECTOMETRY)

A Reflectometria no Domínio do Tempo ou também chamada de medida de capacitância, utiliza um sensor (denominado ThetaProbe ML2x) que mede o conteúdo volumétrico de água (θ_v), que responde as mudanças da constante dielétrica aparente. Essas mudanças são convertidas dentro de uma voltagem DC (corrente contínua) que é proporcional ao conteúdo de umidade do solo em função da extensão da linha de transmissão (hastes). Uma onda estacionária é medida usando a impedância determinada pela configuração do arranjo da haste e conseqüentemente o conteúdo de água da matriz do solo.

O sensor gera um sinal senoidal de 100 MHz que é aplicado a uma linha de transmissão coaxial especialmente projetada para transmissão através do arranjo de quatro hastes que são introduzidas dentro do solo. Segundo Gaskin & Miller (1996), a impedância (Z) deste arranjo varia com a impedância do solo, que tem dois componentes principais: a constante dielétrica aparente (ϵ) e a condutividade iônica, sendo expressa como:

$$Z = \left(\frac{60}{\sqrt{\epsilon}} \right) \cdot \ln \left(\frac{r_2}{r_1} \right) \quad (15)$$

onde r_1 e r_2 são os raios internos e externos da haste blindada, respectivamente.

O sinal de frequência de 100 MHz é utilizado para minimizar o efeito da condutividade iônica, assim as mudanças na impedância da linha de transmissão são dependentes quase que exclusivamente da constante dielétrica aparente do solo. A impedância das quatro hastes afeta a reflexão do sinal e estas reflexões combinadas com o sinal aplicado formam uma voltagem permanente da onda ao longo da linha de transmissão. A saída do sensor é uma voltagem análoga proporcional à diferença em amplitude desta onda permanente em dois pontos e isto forma uma medida sensível e precisa do conteúdo de água. (GASKIN & MILLER (1996); MILLER & GASKIN (1998))

O equipamento consiste em um cabo de entrada e saída, o corpo e a cabeça do sensor (Figura 3.3). O cabo fornece a conexão para uma fonte de alimentação e para saída do sinal análogo. O corpo do sensor contém um oscilador, uma linha de transmissão interna e circuitos de medida dentro de uma carcaça impermeável. A cabeça do sensor é composta por quatro hastes adelgadas de aço inoxidável que são inseridas dentro do solo, sendo que as 3 exteriores conectam o instrumento à terra, formando um campo elétrico em torno da haste central, como um cone blindado. Esta blindagem comporta-se como uma extensão da linha de transmissão que tem sua impedância dependente da constante dielétrica da matriz do solo. Se esta impedância for diferente da impedância da linha de transmissão uma parte do sinal é refletida de volta, que é lida na Junção (J) entre a linha de transmissão e o arranjo do sensor (Figura 3.4).

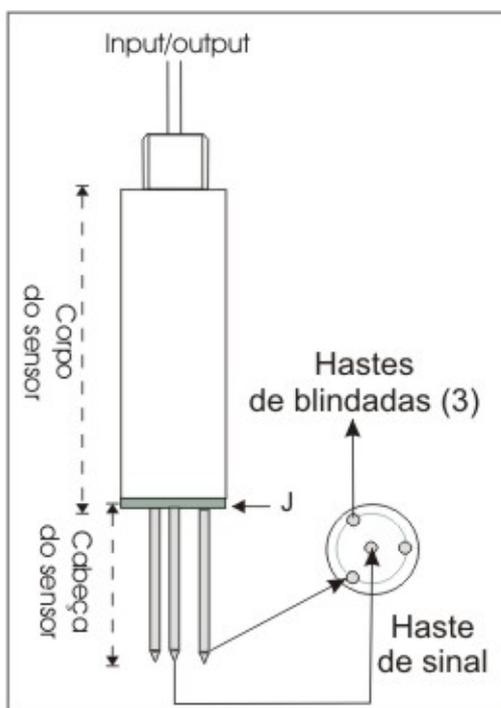


Figura 3.3 - Esquema das partes do sensor ThetaProbe ML2x (mod. MILLER & GASKIN, 1998).

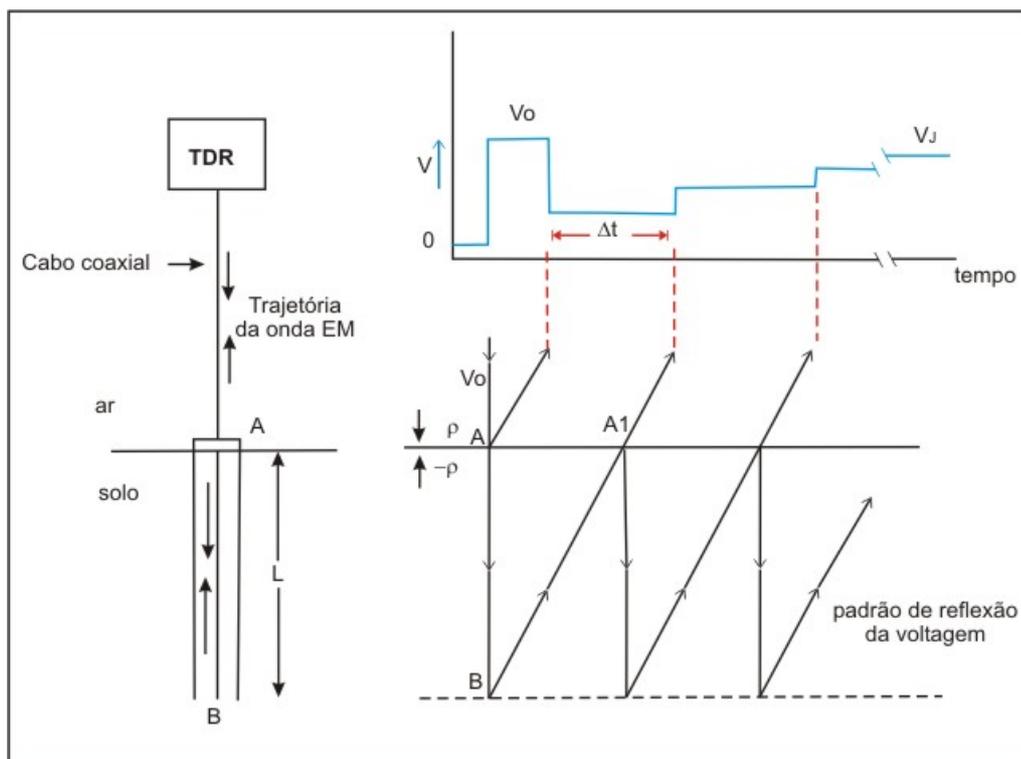


Figura 3.4 - Voltagens lidas nas hastes pela trajetória da onda EM (mod. Gaskin & Miller,1996).

Deste modo, considerando Z_L a impedância da linha de transmissão e Z_M a impedância do sensor inserido na matriz do solo, então r_{TDR} , o coeficiente de reflexão é obtido por:

$$r_{TDR} = r = \frac{(Z_M - Z_L)}{(Z_M + Z_L)} \quad (16)$$

A linha de transmissão é desenhada para que o pico máximo da voltagem inicial (V_0) seja dada por:

$$V_0 = a(1 - r) \quad (17)$$

onde “ a ” é a amplitude da voltagem da saída do oscilador. O pico máximo na voltagem de junção (V_J) é:

$$V_J = a(1 + r) \quad (18)$$

Portanto, fazendo a diferença da voltagem (equação 19) e medindo, então a amplitude dada pela impedância relativa do sensor obtém o coeficiente de reflexão “ r ”:

$$V_J - V_0 = 2ar \quad (19)$$

Substituindo o coeficiente de reflexão na equação (16) obtêm-se a impedância da matriz do solo (Z_M). Desta forma é possível obter a constante dielétrica que é dada pela equação (15), pela qual obtêm-se o conteúdo volumétrico de água (θ_V) lido pelo sensor, que é dado por:

$$\theta_V = \left[\frac{(\sqrt{\varepsilon} - s_0)}{s_1} \right] \quad (20)$$

onde ε é a constante dielétrica aparente e s_0 e s_1 são constantes que são determinadas por calibração do equipamento e dependem do tipo de solo (Tabela 3.3)

Tabela 3.3 - Valores de coeficientes para solos orgânicos e não-orgânicos.

Tipos de Solo	Coeficientes	
	s_0	s_1
Solos orgânicos	1,3	7,7
Solos não-orgânicos	1,6	8,4

Fonte: GASKIN & MILLER (1996)

O conteúdo volumétrico de água é um parâmetro adimensional, expresso, ou em porcentagem (% vol) ou em razão ($m^3.m^{-3}$). Assim, $\theta_V = 0$ ($0.0 m^3.m^{-3}$) corresponde a um solo completamente seco e $\theta_V = 1$, corresponde a amostra saturada em água. Há uma importante diferença entre conteúdo volumétrico e gravimétrico da umidade do solo. O conteúdo volumétrico de água de um solo úmido e de um solo orgânico úmido pode chegar de 0,5 (50%) e 0,8 (80%), respectivamente (GASKIN & MILLER, 1996). As definições de como obter o conteúdo gravimétrico de água a partir do conteúdo de água (θ_g) podem ser encontradas em Gaskin & Miller (1996).

Trabalhos publicados por Topp *et al* (1980), Whaley (1993), White *et al* (1994), dentre outros, mostram uma correlação quase linear entre a raiz quadrada da constante dielétrica

($\sqrt{\varepsilon}$) e o conteúdo volumétrico de umidade (θ_v) e isto tem sido registrado para muitos tipos de solo.

3.3 O MÉTODO ELETROMAGNÉTICO INDUTIVO

Os métodos eletromagnéticos indutivos baseiam-se na propagação de ondas eletromagnéticas de baixas frequências (< 1 MHz). Os estudos de indução de correntes elétricas na terra são adequadamente descritos por um processo de difusão do campo eletromagnético, onde pode-se desprezar as correntes de deslocamento e considerar apenas as correntes de condução. Quando uma corrente passa por um fio, é gerado um campo magnético primário em torno desse fio. Se o fluxo de campo magnético variar em uma espira, provocará o aparecimento de corrente induzida na espira. Este processo é conhecido como indução eletromagnética representada na Figura 3.5. A indução eletromagnética é gerada da seguinte forma:

- i) uma determinada corrente alternada flui na bobina transmissora e cria um campo magnético primário oscilante nas proximidades da bobina;
- ii) o campo magnético primário oscilante causa uma variação no fluxo do campo magnético em um meio condutor o que provoca o aparecimento de correntes secundárias induzidas denominadas de *eddy currents*;
- iii) as correntes secundárias ao fluírem pelo condutor criarão um novo campo, chamado de campo magnético secundário, e este trará consigo informações sobre o condutor.

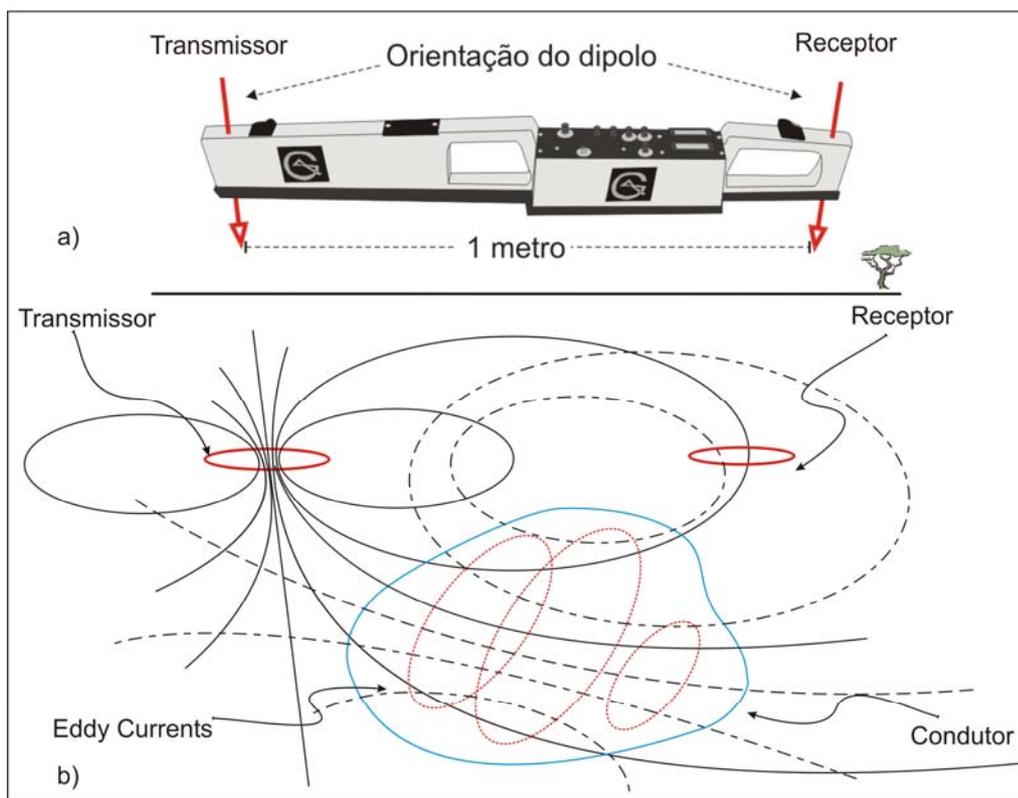


Figura 3.5 – Esquema de funcionamento de um equipamento de Indução Eletromagnética. a) equipamento EM38 da empresa Geonics utilizado durante a aquisição de dados; b) esquema ilustrando o fluxo de indução do campo magnético (adap. TELFORD, *et al.*, 1990).

O campo primário é alterado pelo campo secundário e como consequência têm-se o campo resultante que é a composição do campo primário com o secundário. Tanto o campo secundário quanto o resultante trazem consigo informações sobre o condutor.

O equipamento utilizado neste método é denominado de condutímetro de solo (Figura 3.5), sendo composto de duas bobinas: uma de emissão de ondas eletromagnéticas e outra de recepção de ondas emitidas e induzidas no solo. A bobina transmissora emite um campo eletromagnético primário H_p , que induz, em subsuperfície campo eletromagnético secundário H_s . A combinação dos dois campos, i.e., o campo resultante, é medido pela bobina receptora (MCNEIL, 1980). A relação dos módulos dos campos primário e secundário é dada por:

$$\frac{H_s}{H_p} \cong \frac{i\omega\mu_0\sigma s^2}{4} \quad (21)$$

onde:

H_p = campo magnético primário na bobina transmissora;

H_s = campo magnético secundário na bobina receptora;

$\omega = 2 \pi f$;

f = frequência (Hz);

μ_0 = permeabilidade do espaço livre;

σ = condutividade elétrica (S/m);

s = espaçamento entre as bobinas (m);

$i = \sqrt{-1}$

A razão do campo magnético secundário pelo primário é linearmente proporcional à condutividade do terreno, o que torna possível uma leitura direta. Com a razão H_s/H_p a condutividade aparente indicada pelo instrumento é dada por:

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu_0 s^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \quad (22)$$

A leitura da condutividade é efetuada diretamente no equipamento em miliSiemens por metro (mS/m). Assim o método Eletromagnético Induzido emprega ondas de rádio de baixa frequência e pode ser utilizado para estudar a subsuperfície.

As principais aplicações do método Eletromagnético Indutivo são:

- i) estudo de mapeamento da condutividade de solos para uso em agricultura de precisão;
- ii) estudos geológicos e hidrogeológicos;

- iii) mapeamento e delineamento de plumas de contaminação em solos/rochas gerados por resíduos industriais e urbanos;
- iv) exploração arqueológica;
- v) mapeamento da condutividade do terreno para aterramento elétrico;
- vi) localização de *pipes* e condutores tipo metálicos;
- vii) detecção de cavidades em rochas carbonáticas;
- viii) mapeamento de intrusões salinas;
- ix) localização e reconhecimento de níveis de depósitos cascalhosos;
- x) mapeamento da topografia de camadas de rochas;
- xi) mapeamentos geológicos gerais (tipos de solo, zonas de falhas e fratura, etc.);
- xii) delimitação de regiões com poros preenchidos por água congelada.

Para essa pesquisa foi utilizado um condutímetro de solo denominado de EM38 (Figura 3.5a). Este equipamento é portátil possui o espaçamento entre as bobinas de 1 metro e frequência de operação de 14,6 kHz. Com ele é adquirida a condutividade elétrica e a susceptibilidade magnética do meio nas profundidades teóricas de 0,75 m (DMH-Dipolo Magnético Horizontal) e 1,5 m (DMV-Dipolo Magnético Vertical), por isso, umas de suas principais aplicações é na agricultura de precisão fazendo o mapeamento da condutividade do solo (KITCHEN *et al.*, 1996; SUDDUTH *et al.*, 2001, SUDDUTH *et al.*, 2003).

Como o solo é bastante heterogêneo, o valor da condutividade medida depende dos constituintes físicos e químicos, além da presença de água e de íons dissolvidos no solo, que tendem sempre a aumentar o valor da medida. A orientação das bobinas determina qual profundidade de investigação. Nesta pesquisa, foi utilizado o arranjo DMV - Dipolo Magnético Vertical que investiga até 1,5 m de profundidade.

3.4 O MÉTODO DA ELETRORRESISTIVIDADE

Neste método, correntes elétricas geradas artificialmente são introduzidas dentro da terra e o resultado de diferentes potenciais elétricos são medidos na superfície. Esses potenciais são derivados de diferenças nos potenciais esperados para uma subsuperfície homogênea e assim fornecem informações sobre as variações nas propriedades elétricas da subsuperfície heterogênea. A principal propriedade elétrica obtida é a resistividade elétrica que representa a dificuldade dos materiais em conduzir a corrente elétrica e depende da natureza e do estado físico do material.

Considerando um cilindro, condutor e homogêneo, de resistência R , comprimento L e área A (Figura 3.6) a resistividade ρ é dada por:

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (23)$$

onde:

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

R = resistência elétrica (Ω)

S = área da seção transversal do cilindro (m^2)

L = comprimento do cilindro (m)

Sendo o cilindro atravessado por uma corrente elétrica (I), será submetido a uma diferença de potencial (ΔV) e sua resistência é dada por:

$$R = \frac{V}{I} \quad (24)$$

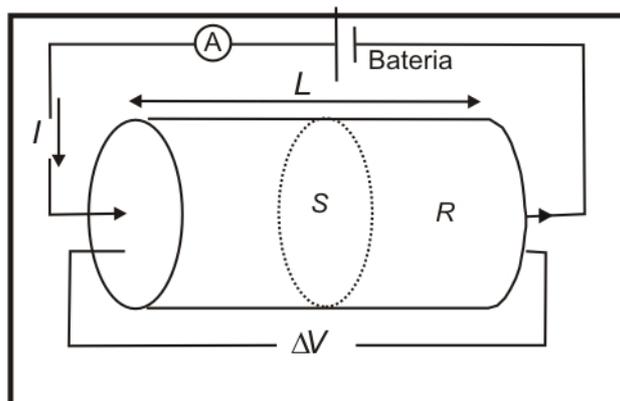


Figura 3.6 - Parâmetros usados na definição da resistividade (mod. KEAREY & BROOK, 1991).

Como o meio é heterogêneo, os valores da resistividade dependem da geometria do arranjo dos eletrodos no terreno que é dada por uma constante k , que será diferente para cada arranjo, medindo assim a resistividade média do pacote investigado (solo ou rocha), denominada de resistividade aparente (ρ_a), dada por:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \cdot k \quad (25)$$

O fator geométrico k do arranjo para uma disposição de eletrodos simétrica pode ser obtido através da relação abaixo:

$$k = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{AM} \right) - \left(\frac{1}{AN} \right) - \left(\frac{1}{BM} \right) + \left(\frac{1}{BN} \right) \right]} \quad (26)$$

A unidade no SI da resistividade elétrica é ohm-metro ($\Omega \cdot m$) e do seu inverso, a condutividade a unidade é siemens por metro (S/m).

A propagação da corrente elétrica nos materiais pode ser devida à presença de minerais metálicos e grafita (condutores) em sua matriz, e é denominada de condutividade

eletrônica, ou devido ao deslocamento de íons dissolvidos na água contida nos poros e fissuras dos solos e rochas, que é denominada de condutividade eletrolítica. Em geral, a condutividade é eletrolítica, pois apenas em casos específicos os minerais condutores ocorrem em rochas em quantidades suficientes para aumentar sua condutividade global. A resistividade dos solos e rochas que possuem condutividade eletrolítica é afetada principalmente por quatro fatores: composição mineralógica, porosidade, teor em água e quantidade e natureza dos sais dissolvidos. Além disso, a resistividade aparente depende do tipo de arranjo usado na investigação; da natureza do solo e do subsolo atravessado pela corrente primária (corrente injetada no terreno); e da situação do corpo rochoso (pouco, muito ou não fraturado) (KEAREY & BROOK, 1991).

Devido à influência dessa série de fatores, o parâmetro resistividade varia entre amplos limites, mesmo para um único tipo de rocha. Dobrin (1981) lista resultados de valores de resistividade que foram observadas em vários tipos de rochas que contém água (Tabela 3.4). Os valores de resistividade foram determinados em relação à idade da rocha, pois considera-se que há um aumento da resistividade com a idade da rocha por causa da grande compactação associada com o aumento da espessura da sobrecarga (aumento do pacote sedimentar), mas altas anomalias de resistividade das rochas terciárias refletem o fato de que a deposição neste período ocorreu principalmente em ambiente de água doce e não em água salgada, como ocorreu durante o Mesozóico (DOBRIN, 1981). Estatisticamente, rochas metamórficas tem uma resistividade mais alta do que os outros tipos.

Tabela 3.4 - Resistividade (em $\Omega.m$) para rochas saturadas com água em função da idade.

Idade Geológica	Arenitos marinhos, folhelho, grauvacas	Arenitos continentais, argilitos, arcóseo	Rochas vulcânicas (basalto, riolito, tufos)	Granito, gabro, etc.	Calcários, dolomitos, evaporitos, sais
Quaternário, Terciário	1-10	15-50	10-200	500-2000	50-5000
Mesozóico	5-20	25-100	20-500	500-2000	100-10000
Carbonífero	10-40	50-300	50-1000	1000-5000	200-100000
Pré-Carbonífero, Paleozóico	40-200	100-500	100-2000	1000-5000	10000-100000
Precambriano	100-2000	300-5000	200-5000	50000-20000	10000-100000

Fonte: Dobrin, (1981).

Como o subsolo não se comporta como um meio homogêneo, a resistividade aparente (ρ_a) expressa os resultados das medidas no método da eletrorresistividade que se toma como base para a interpretação. As variações nas medidas de resistividade aparente são interpretadas, então, como desvios em relação a um meio totalmente uniforme, em função da estratificação geolétrica do meio investigado.

Este método é utilizado em estudos de discontinuidades horizontais e verticais nas propriedades elétricas da terra, e também na detecção de corpos tridimensionais de condutividade elétrica anômalas (KEAREY & BROOK, 1991). Ele é comumente usado na engenharia e em investigações hidrogeológicas para investigar a subsuperfície geológica rasa.

A eletrorresistividade tem sido utilizada em diversas áreas e destacam-se as seguintes aplicações: geologia básica; hidrogeologia; geotecnia; e geologia ambiental.

As principais técnicas de aquisição do método da Eletrorresistividade são a Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e o Caminhamento Elétrico (CE). Neste trabalho utilizou-se a técnica de Caminhamento Elétrico Contínuo através de um equipamento relativamente moderno e inovador (denominado de Veris 3100), que permite fazer um mapeamento contínuo da condutividade elétrica do solo (VERIS TECHNOLOGIES, 2002).

O sistema constitui-se de um chassi composto por seis eletrodos de discos de aço plano (parecido com um arado) conectado a uma unidade central que controla a corrente injetada por dois dos eletrodos e mede a diferença de potencial entre os outros dois pares de eletrodos, convertendo-os para valores de condutividade elétrica e armazenando-os para posterior processamento.

O equipamento é configurado através do arranjo Wenner onde os eletrodos são dispostos em linha, sendo dois eletrodos de corrente (A e B) e dois de potencial (M e N) onde a distância entre eles é a mesma, e a profundidade de investigação teórica pode ser dada pela distância entre os eletrodos. Desta forma, considerando-se:

$$\overline{AM} = \overline{BN} = a \quad e \quad \overline{BM} = \overline{AN} = 2a \quad (27)$$

e substituindo na equação (26), o fator geométrico é dado por:

$$k = 2\pi a \quad (28)$$

onde “a” substitui a distância entre os eletrodos. A resistividade aparente (ρ_a) é dada pela Equação (29) e a Condutividade Elétrica Aparente (CEa) lida pelo equipamento é obtida pela Equação (30):

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (29)$$

$$CE_a = \frac{1}{\rho_a} \quad (30)$$

O equipamento, através de um sistema comutativo, permite adquirir simultaneamente dados de condutividade elétrica do solo em duas profundidades (Figura 3.7, Figura 3.8 e Figura 3.9). Esta característica fornece informações da condutividade do solo de 0 a 0,30 m e de 0 a 0,90 m (Figura 3.7).

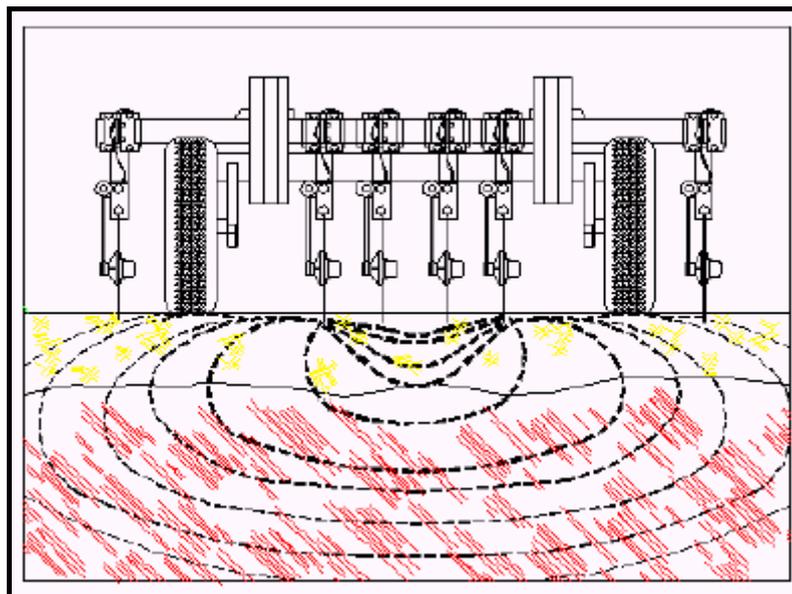


Figura 3.7 - Arranjo geral do equipamento Veris 3100 investigando simultaneamente duas profundidades distintas (VERIS TECHNOLOGIES, 2002).

A camada superior (ou rasa, de 0 a 0,30 m) fornece informações sobre os efeitos da variabilidade produzida pela cultura e redistribuição do solo. Os valores de CEa são adquiridos cancelando os eletrodos 1 e 6 (Figura 3.8), a corrente é emitida pelos eletrodos de corrente 2 e 5 (A e B) e a diferença de potencial lida nos eletrodos de potencial 3 e 4 (M e N). Assim, mantendo a geometria do arranjo, o ponto que é investigado corresponde ao ponto localizado no centro do arranjo, na profundidade pré-determinada pelo fabricante, que é igual à distância a .

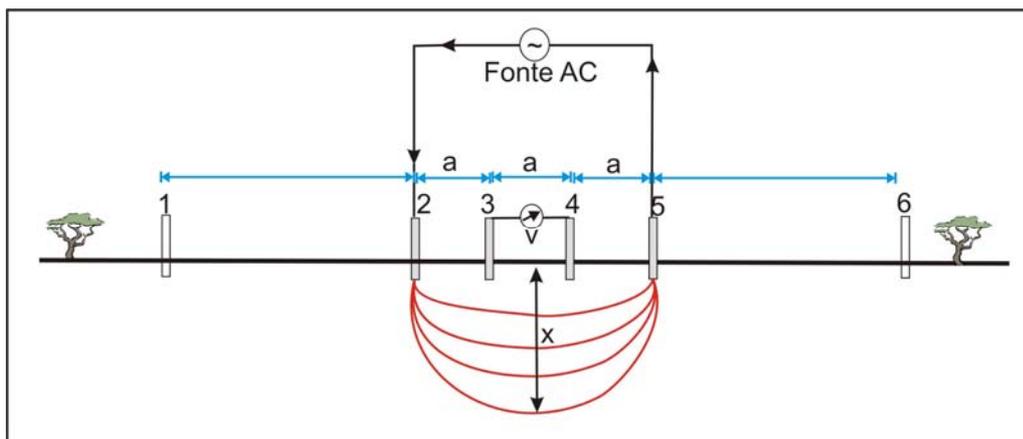


Figura 3.8 - Esquema do arranjo Wenner para o equipamento Veris 3100 para investigar a profundidade de 0,30 m. Os eletrodos 1 e 6 são cancelados, a corrente é emitida nos eletrodos 2 e 5 e a diferença de potencial é medida entre os eletrodos 3 e 4 Modificado de Boydell *et al.* 1999, disponível em: <http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa/veris/PreliminaryresultswiththeVERISsoilelectricalconductivityinstrument.html#Howdoesitwork>.

Na camada inferior (ou profunda, de 0 a 0,90 m) a medida permite identificar os padrões naturais da variabilidade do solo. Os valores de CEa são adquiridos cancelando os eletrodos 3 e 4, a corrente é emitida pelos eletrodos de corrente 1 e 6 (A e B) e a diferença de potencial lida nos eletrodos de potencial 2 e 5 (M e N) (Figura 3.9). Da mesma forma, o ponto que é investigado corresponde ao ponto localizado no centro do arranjo, na profundidade pré-determinada que é igual à distância $3a$. Relacionando as duas medidas, rasas e profundas, obtém-se os valores relativos na camada entre 30 e 90 cm.

Para rebocar o sistema, é necessário utilizar um veículo como trator, quadriciclo ou caminhonete. Os eletrodos são ligados à estrutura de aço tubular do instrumento, mas isolados eletronicamente, sendo que dois são eletrodos de corrente e quatro de potenciais. Através do cabo de conexão, estes eletrodos são presos ao “console” que fica preso a um suporte na cabine do veículo para evitar choques e solavancos, e este a uma bateria (12 V).

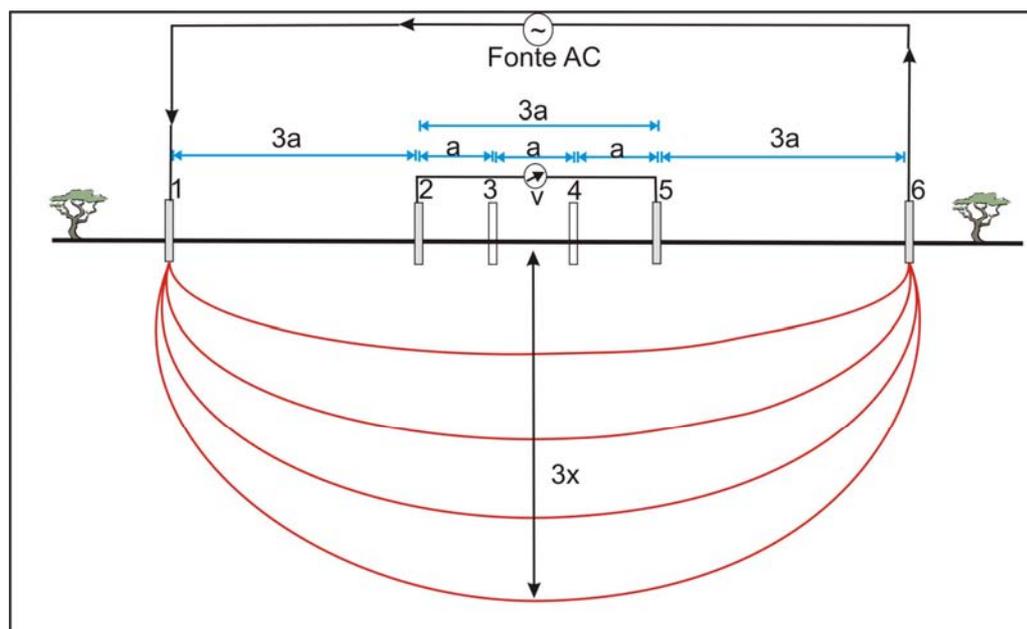


Figura 3.9 - Esquema do arranjo Wenner para o equipamento para investigar a profundidade de 0,90 cm. Os eletrodos 3 e 4 são desligados, a corrente é emitida nos eletrodos 1 e 6 e a diferença de potencial é medida entre os eletrodos 2 e 5. Modificado de Boydell *et al.* 1999, disponível em: <http://www.usyd.edu.au/su/agric/acpa/veris/PreliminaryresultswiththeVERISsoilelectricalconductivityinstrument.html#Howdoesitwork>.

A disposição dos eletrodos e as tensões pré-programadas inibe a necessidade de calibrar ou ajustar o equipamento, sendo realizado apenas um teste⁴ antes de iniciar o levantamento. Se o aparelho codificar algum erro na leitura o operador é comunicado por um sinal sonoro.

Embora não faça parte do equipamento Veris 3100, É necessário acoplar um GPS ou DGPS (GPS diferencial) de precisão que faça correção diferencial do posicionamento em tempo real. Para tanto, foi utilizado um DGPS (Trimble) que faz a correção diferencial utilizando o sinal emitido pelo sistema OMNISTAR. Compõe-se de uma antena que é colocada no teto do veículo, presa por um ímã em sua base, que recebe o sinal e envia direto para o “console” central.

⁴ O teste é realizado com um adaptador denominado de “caixa de teste” conectando na entrada do cabo de sinal, que fornece valores de condutividade simulados das medidas rasas e profundas.

CAPÍTULO IV - AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

4 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DE DADOS

A etapa de aquisição de dados foi realizada no período de 04 a 11 de abril de 2004, numa área destinada ao cultivo de soja e algodão, denominado de Talhão 06. Primeiramente, foi realizado um levantamento regional com o método da eletrorresistividade, onde foi verificada uma área que mostrou variações no valor da condutividade elétrica aparente (CEa). Desta forma, foi delimitada uma área quadrada com dimensões de 100 m x 100 m denominada de área piloto (vide Tabela 1.1).

Nesta área, dentro do Talhão 06 foram realizados os levantamentos geofísicos com os métodos GPR, TDR, EM38 e CEC. Para a aquisição a área foi demarcada com auxílio de trenas, onde dividiu-se em 21 linhas espaçadas de 5 m e foram realizados os levantamentos geofísicos (Figura 4.1).

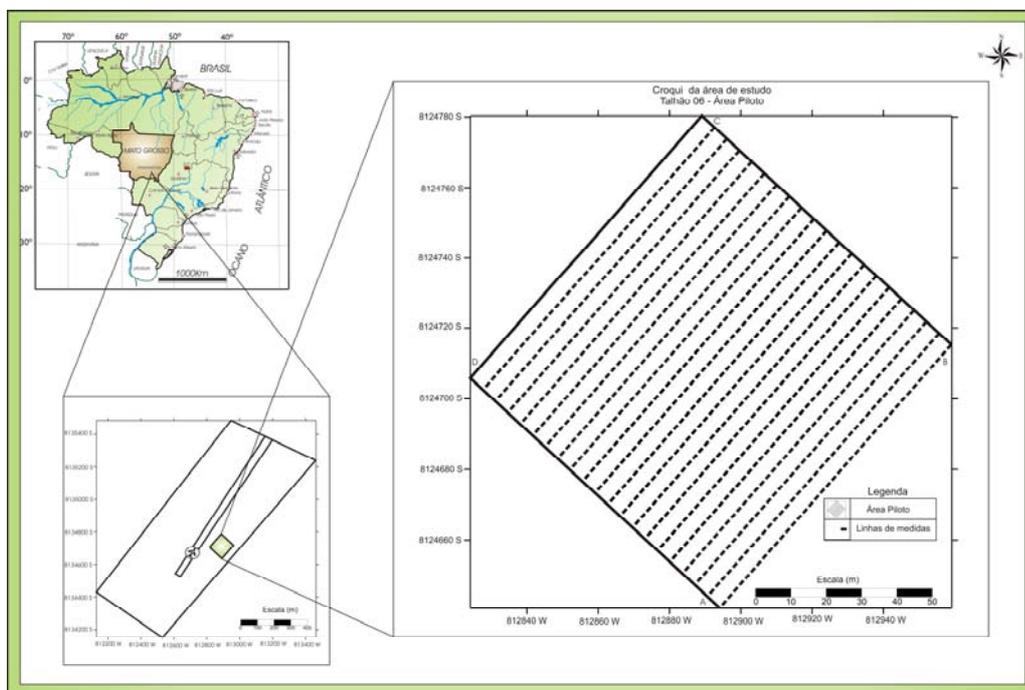


Figura 4.1 - Croqui mostrando a área de estudo e as linhas de medidas.

A seguir, será feita uma breve descrição das principais atividades de aquisição e processamentos dos dados, utilizando os métodos GPR, TDR, EM38 e CEC. Também será mostrado uma breve descrição de como foi feita a análise de produtividade para a área correspondente ao talhão 6.

4.1 AQUISIÇÃO

4.1.1 Aquisição dos perfis de GPR

O sistema de aquisição consiste basicamente de seis unidades: computador, unidade de controle, transmissor, receptor e duas antenas (transmissora e receptora). Tanto a unidade transmissora (Tx) como a receptora (Rx) são compostas por módulos eletrônicos acoplados às antenas que, por sua vez, estão conectadas à unidade de controle através de cabos de fibra ótica. O computador (*notebook*) é conectado à unidade de controle através de um cabo de comunicação serial ou paralelo.

A unidade de controle envia simultaneamente um sinal para o transmissor e outro para o receptor. O transmissor eletrônico gera um pulso de curta duração e alta voltagem que passa pela antena transmissora e é irradiado para o subsolo. Detectando o sinal que é retornado, i.e, o sinal refletido, a unidade receptora entra em regime de gravação e, após a coleta de todas as amostras do traço, este dado é enviado para a unidade de controle e desta para o computador, onde é visualizado e gravado no *notebook*. A Figura 4.2 mostra um diagrama simplificado de um sistema GPR.

Em campo, é importante anotar os parâmetros da seção para poder processá-la, além de qualquer fonte de ruídos como localização das árvores, postes de iluminação, redes elétricas, presença de casas, trator, etc., a fim de evitar uma interpretação errônea de possíveis

refletores que não trazem informações da subsuperfície, mas que são resultados da reflexão de ondas aéreas.

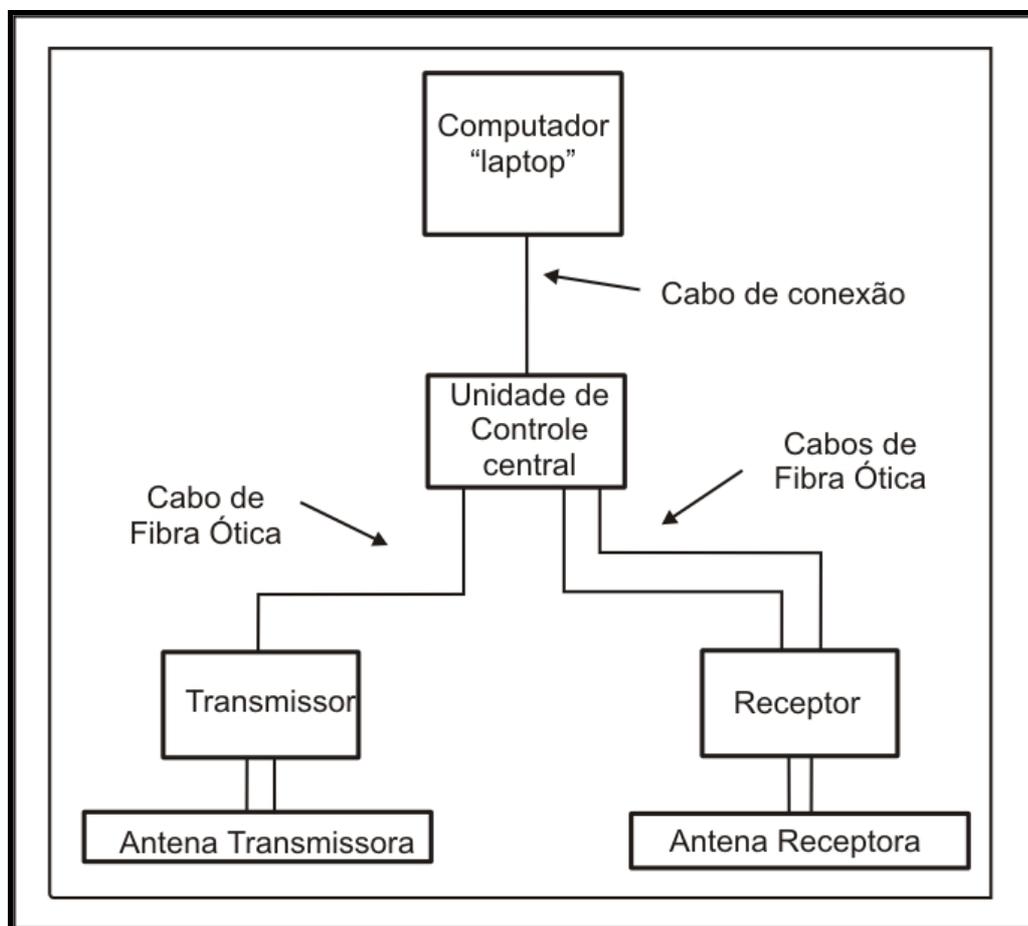


Figura 4.2 - Diagrama simplificado de um sistema GPR.

Os dados foram adquiridos com o equipamento GPR-RAMAC, fabricado pela empresa sueca MALÅ Geoscience. Dentro da área piloto foram realizados levantamentos com antenas de 50 MHz e 200 MHz não blindadas e com antenas de 100 e 500 MHz blindadas (Foto 4.1).

Foram adquiridos 4 sondagens de velocidade do tipo CMP-Common Mid Point e 75 perfis de reflexão GPR com afastamento constante. As sondagens CMP são importantes para a conversão dos perfis de reflexão de tempo para profundidade.

A tabela abaixo resume as aquisições com o GPR na área piloto.

Tabela 4.1 - Resumo das aquisições com o GPR na área piloto.

Número dos Perfis GPR	Antenas (MHz)	Direção dos Perfis
21	500–antena blindada	N45°E - S45°W
21	200–antena não-blindada	N45°E - S45°W
21	100–antena blindada	N45°E - S45°W
6	50–antena não-blindada	N45°E - S45°W
6	100–antena-blindada	N45°W – S45°E
4 CMP's	100–antena não-blindada	*Posições = 20, 40, 60 e 80 m

*(sobre o perfil GPR da Linha-1, posição de zero metros)



Foto 4.1 - Aquisição dos perfis de reflexão GPR. a) antenas de 50 MHz (não-blindada, modo passo-a-passo), b) antenas de 100 MHz (blindada, modo contínuo), c) antenas de 200 MHz (não-blindada, modo contínuo) e d) antenas de 500 MHz (blindada, modo contínuo).

Na área piloto, enfoque desta pesquisa, os perfis foram espaçados de 5 m e o espaçamento entre os traços foi de 0,1m, portanto, apresentam uma alta resolução espacial. As técnicas utilizadas na aquisição dos dados foram tanto com o modo passo-a-passo quanto com

o modo contínuo. Esta última técnica foi bastante eficaz para adquirir dados com rapidez (Fotos 4.1b, 4.1c e 4.1d).

Os parâmetros para aquisição dos dados GPR estão apresentados resumidamente na Tabela 4.2.

Tabela 4.2 - Parâmetros utilizados para aquisição dos perfis GPR.

Antena (MHz)	Espaçamento entre os traços (m)	Espaçamento entre as antenas (m)	Stacks	Frequência de amostragem (MHz)	Time Window (ns)	Modo
500	0,1	0,2	16	4647,38	110,1	Contínuo
200	0,1	0,6	16	1991,73	257	Contínuo
100	0,1	1	16	1072,47	477,4	Contínuo
50	0,5	2	128	717,59	137,68	Passo a passo

A escolha do melhor local para realizar as sondagens de velocidade foi feita após a aquisição dos perfis de reflexão, onde, através de uma análise prévia do perfil, pôde-se escolher as posições que são encontrados refletores horizontais com alta amplitude.

4.1.2 Aquisição dos dados do CEC

Os dados do sensor de condutividade elétrica para profundidades de 0-30 cm e de 0-90 cm foram adquiridos com o equipamento (Veris 3100), acoplado a um trator (Foto 4.2).

A unidade central de aquisição foi montada na cabine do trator, pois é um local livre de poeira, vibrações e interferências elétricas (Fotos 4.2a). Antes de iniciar a aquisição de dados é necessário certificar-se do correto funcionamento do aparelho para garantir a confiabilidade dos dados.

É preciso também verificar o isolamento dos eletrodos de discos checando se não há alguma parte dos eletrodos de arado em contato com qualquer parte do corpo do implemento. Isto é verificado por inspeção visual e medindo-se com um ohmmímetro a continuidade

elétrica entre cada um dos eletrodos de discos e a estrutura do implemento. Utiliza-se uma caixa de teste do implemento para verificar a continuidade elétrica presente dos eletrodos até o console central, permitindo medir adequadamente a condutividade do solo.



Foto 4.2 - Fotos mostrando o equipamento Veris 3100. a) o console central que gerencia a aquisição, b) visão geral dos eletrodos de discos e do DGPS montados no trator, c) detalhe dos eletrodos de discos e d) equipamento adquirindo dados.

No campo, início da aquisição se dá abaixando os discos para entrar em contato com o solo. Para uma boa medição da condutividade elétrica, todos os eletrodos de discos devem estar em contato direto com o solo (2-5 cm), durante a aquisição.

A velocidade de operação adequada de aquisição dos dados depende das condições de campo. Por causa da importância do contato contínuo, a unidade não deve sofrer “saltos” nos terrenos irregulares em alta velocidade. Em terrenos suaves, o instrumento pode ser operado

com velocidades de 12,8 a 16 km/h (VERIS TECHNOLOGIES, 2002). A velocidade da aquisição é extremamente importante, pois ela influenciará na amostragem realizada.

A configuração do caminhar e do sistema de navegação também influencia na amostragem. Em áreas de alta variabilidade do solo, um percurso com passadas mais próximas ou caminhar mais estreito pode ser preferível pela maior densidade de amostras adquiridas. Vários métodos de navegação são possíveis como, por exemplo, seguir o caminhar da colheita anterior, linha guia ou usando um computador de navegação para campo. Embora seja importante para um mapeamento com um padrão consistente, não é absolutamente necessário que cada passagem esteja exatamente à mesma distância da passagem anterior.

Este sistema de mapeamento de condutividade elétrica do solo funciona com um sistema de posicionamento (GPS) que pode ser com correção diferencial em tempo real (DGPS) ou não. O equipamento não grava dados de condutividade elétrica, se nas posições de coleta não há a correção do posicionamento em tempo real.

Os dados são gravados no console central em arquivos formato ASCII, e apresentados em 5 colunas, sendo latitude (Coluna A), longitude (Coluna B), CEa rasa (Coluna C), CEa profunda (Coluna D) e topografia (Coluna E). O usuário adquire os arquivos fazendo um *download* para o disquete ou conectando ao console um computador de campo (*notebook*).

Ao analisar a distribuição dos pontos coletados verifica-se que existe um deslocamento na ida e na volta de cada linha. Isso se deve porque a antena do DGPS é posicionada a 3,30 m de distância à frente dos eletrodos de discos (sensor). Desta forma, a coordenada adquirida para o ponto está a 3,30 m deslocada à frente do local de medida (Figura 4.3).

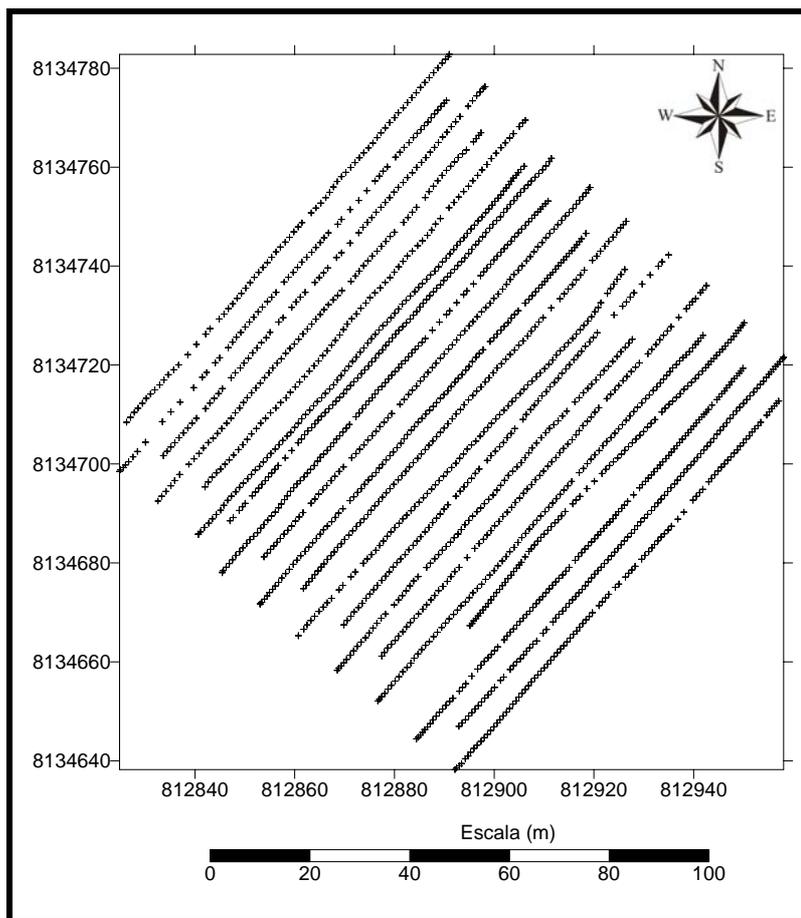


Figura 4.3 - Mapa de distribuição dos pontos na área piloto adquiridos com o DGPS.

Para corrigir a distância (3,30 m) entre os eletrodos de arado e o DGPS determinou-se através das relações trigonométricas de um triângulo retângulo, seno, co-seno e tangente, o valor do deslocamento na direção x e y (Figura 4.4).

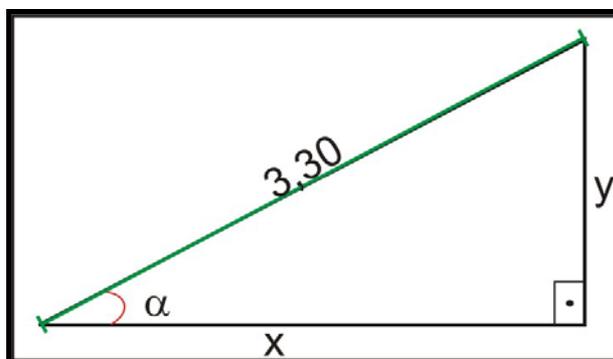


Figura 4.4 - Esquema de um triângulo retângulo utilizado para determinar os valores do deslocamento.

O ângulo da inclinação da área (α) foi determinado projetando as distâncias máximas e mínimas de X (local) e Y (local) nos eixos de X(UTM) e Y (UTM), encontrando os valores de Δx_0 e Δy_0 , onde:

$$\tan \alpha = \frac{\Delta y_0}{\Delta x_0} \quad (31)$$

onde o valor de α é dado por:

$$\alpha \cong 50^\circ \quad (32)$$

Sabendo-se que:

$$\cos \alpha = \frac{\text{cateto adjacente}}{\text{hipotenusa}} \quad (33)$$

e

$$\text{sen} \alpha = \frac{\text{cateto oposto}}{\text{hipotenusa}} \quad (34)$$

então:

a correção do deslocamento na direção x é dada por:

$$x = d \cdot \cos \alpha \quad (35)$$

Sendo que “d” (hipotenusa) é a distância do DGPS ao eletrodo de arado e α é o ângulo da inclinação da área com a horizontal. De forma que o valor do deslocamento em x (cateto adjacente) obtido é:

$$x = 3,30 \cdot \cos 50^\circ \quad (36)$$

assim:

$$x = 2,17m \quad (37)$$

De forma análoga, obtém-se a correção do deslocamento na direção y:

$$y = d \cdot \text{sen} \alpha \quad (38)$$

substituindo α , têm-se:

$$y = 3,30.\text{sen}50^{\circ} \quad (39)$$

e a correção obtida é:

$$y = 2,49\text{m} \quad (40)$$

Nas linhas de medida com direção SW-NE, os valores das correções obtidos foram acrescidos das respectivas coordenadas, e nas linhas NE-SW, os valores das correções obtidos foram diminuídos, removendo assim o efeito do deslocamento de ida e volta marcado pelo DGPS (Figura 4.5).

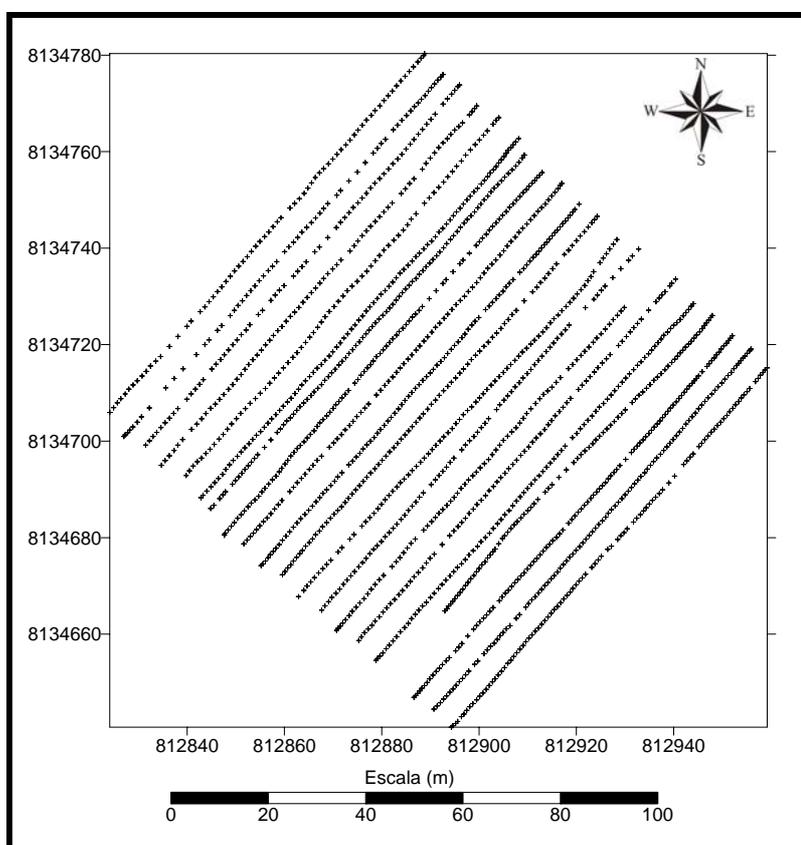


Figura 4.5 - Mapa da distribuição dos pontos na área piloto adquiridos com DGPS corrigidos do deslocamento da antena durante o levantamento.

4.1.3 Aquisição dos dados de TDR

Os dados do conteúdo volumétrico de água foram adquiridos com o equipamento denominado de Sensor ThetaProbe Modelo ML2x desenvolvido pelo Macaulay Land Use Research Institute (NLURI) (Foto 4.3).

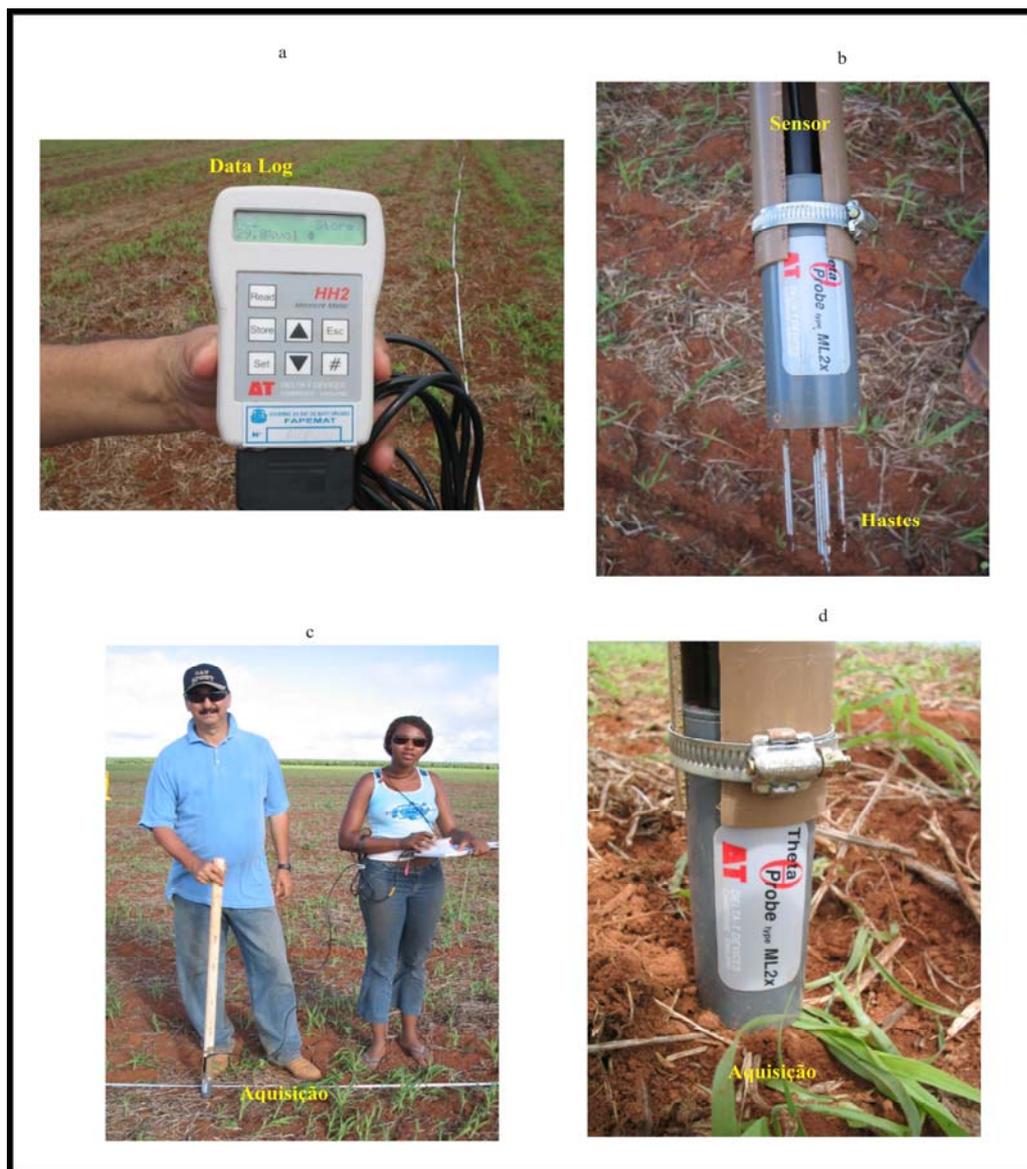


Foto 4.3 - Levantamento com TDR. a) detalhe do *Data Log* que armazena os dados, b) detalhe das hastes, c) vista geral do levantamento, com suporte e cabos conectores e d) detalhe do sensor cravado no solo.

Para a aquisição os sensores foram inseridos dentro do solo até que as hastes estejam completamente cobertas (Foto 4.3d). Os sensores são conectados a uma entrada e saída do sinal na qual coleta-se a leitura do teor de umidade (*Data Log*) (Foto. 4.3a). Prováveis erros de amostragem podem ser identificados se o equipamento (cabos e conexões) não estiver bem instalado.

Alguns fatores devem ser considerados e observados ao obter uma medida, tais como:

- i) o sensor é sensível ao conteúdo de água das amostras de solo que ficam aprisionadas dentro do arranjo das quatro hastes, podendo medir um valor irreal;
- ii) vazios no solo ao redor das hastes, principalmente ao redor da haste central, reduzirá o valor do conteúdo de umidade medido;
- iii) para medidas coletadas *in situ* e realizadas após um período de chuva, em trincheiras, é recomendável introduzir o sensor em um ângulo de 20°, para evitar que a água atinja o corpo do sensor.

O conteúdo de água do solo medido pelo sensor pode ser afetado por variações na densidade e composição do solo, pedras entre as hastes, raízes (próximas ou perfuradas pelas hastes), buracos no solo (vazios - fabricados por minhocas, deixado por raízes, etc), drenagens no subsolo e pequenas escalas de variabilidade em transpiração e evaporação.

Durante a aquisição foram coletadas medidas de 2 em 2 m em cada linha. Para minimizar possíveis erros de medida em cada ponto de medida foram coletados três medidas e o valor utilizado de teor de umidade do solo foi a média.

Para gerar o mapa de distribuição do teor de umidade do solo, e assim poder compará-lo com os valores de condutividade elétrica, tornou-se necessário a correção das coordenadas. Isso se deve pelo fato de que durante a aquisição, o levantamento com o TDR foi realizado com auxílio de trenas (Figura 4.6). Para a correção dos pontos coletados, foram realizados os procedimentos descritos a seguir.

Para rotacionar os pontos de medida da trena para as coordenadas UTM, ou seja, referenciar os pontos, também utilizou as relações trigonométricas de um triângulo retângulo, seno, co-seno e tangente, em relação às coordenadas do sensor de condutividade elétrica, após a correção do deslocamento inerente ao levantamento (Figura 4.5).

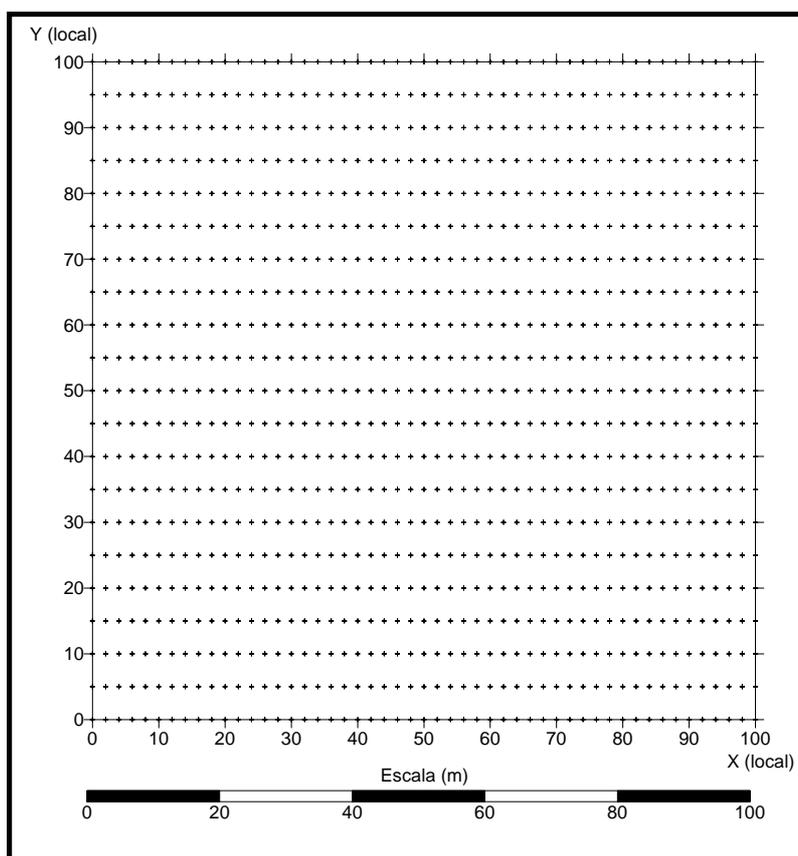


Figura 4.6 - Mapa da distribuição dos pontos com equipamento TDR, com auxílio das trenas com espaçamento entre as linhas de 5 m e entre os pontos de 2 m.

Considerando um ponto qualquer dentro da área, como o ponto A, por exemplo, (Figura 4.7), as suas coordenadas são obtidas da seguinte forma:

- i) determinar o valor do ângulo β , que dá a inclinação do ponto em relação ao X_0 , ou seja, ao ponto de origem e de coincidência dos dois sistemas de coordenadas, analogamente ao procedimento tomado para determinar o ângulo α (ver item 4.1.2; eq. 31). Para cada ponto dentro da área o valor do ângulo β é variável, pois vai depender da distância deste ponto ao limite da área, quando o ponto estiver

sobre o eixo X (local) o ângulo terá valor igual a zero, e o ângulo a considerar será somente o ângulo α , nos demais pontos considera-se $(\alpha+\beta)$;

- ii) determinar o valor de X_0 e de Y_0 que é o ponto inicial deste sistema. Este é o ponto de menor coordenada da área, coincidente com X_{local} e Y_{local} (0, 0).

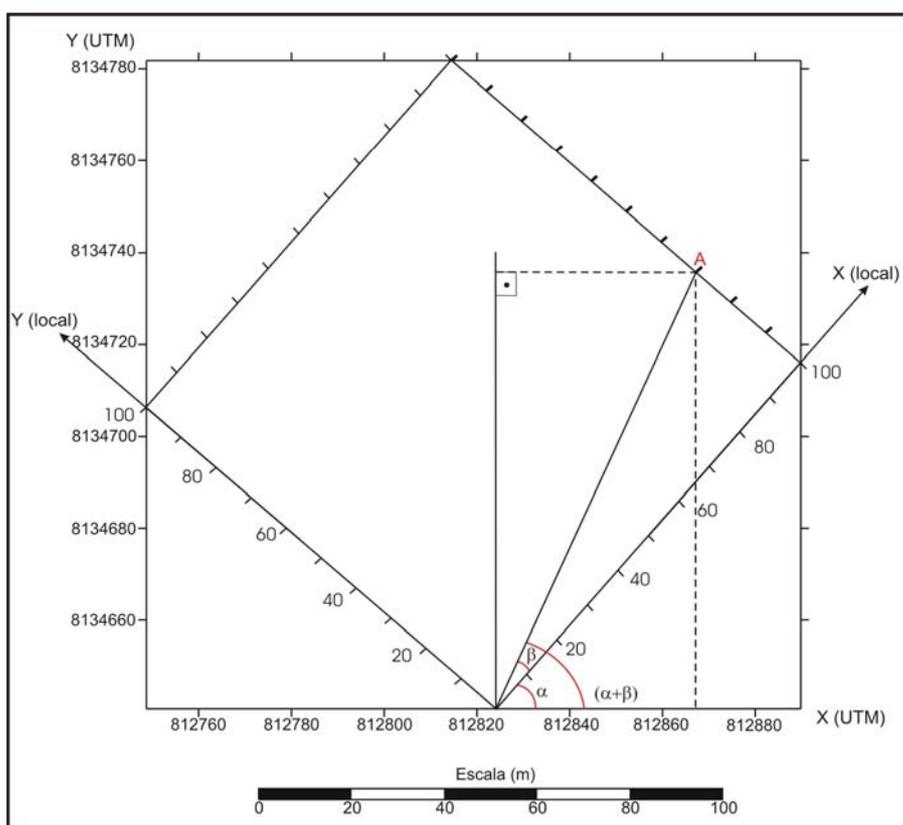


Figura 4.7 - Esquema da área piloto para o cálculo da rotação dos pontos não referenciados.

Desta forma, por senos e co-senos, têm-se:

$$X(UTM)_1 = X_0 + d \cdot \cos(\alpha + \beta) \quad (41)$$

$$Y(UTM)_1 = Y_0 + d \cdot \sin(\alpha + \beta) \quad (42)$$

onde:

$X(UTM)_1$ e $Y(UTM)_1$ são as novas coordenadas determinadas; X_0 e Y_0 são os valores das coordenadas $X(UTM)$ e $Y(UTM)$ coincidentes com as coordenada locais iniciais, ou seja, $X_{local} = 0$ e $Y_{local} = 0$. Os valores de X_0 é 812902.14 e o valor de Y_0 é 8134635.3; d é a

distância do ponto em relação à origem no sistema de coordenadas locais (trena) e os ângulos α e β referem-se aos parâmetros rotação de cada ponto.

A Figura 4.8 mostra os pontos dos dados de TDR após a correção das coordenadas locais para as coordenadas UTM.

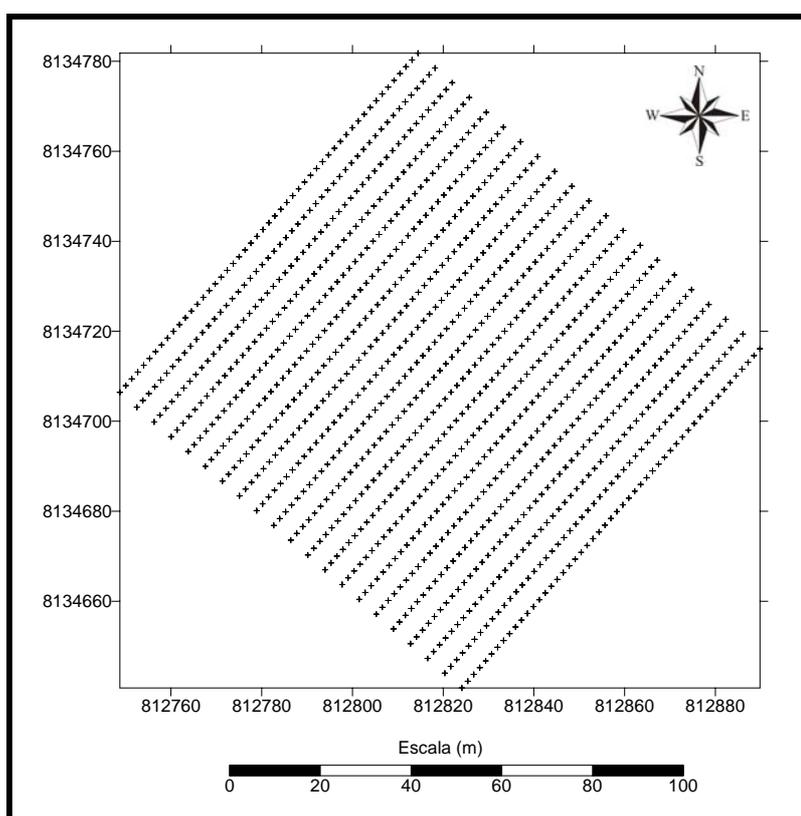


Figura 4.8 - Mapa de distribuição dos pontos coletados com o TDR após a rotação das coordenadas.

4.1.4 Aquisição dos dados de EM38

Os dados foram adquiridos com equipamento EM38 fabricado pela empresa canadense GEONICS LIMITED (Foto 4.4). O equipamento permite fazer duas leituras a profundidades pré-determinadas, uma com o dipolo magnético vertical e outra com o dipolo magnético horizontal. Neste caso coloca-se o instrumento no solo na configuração DMV e anota-se a leitura, posteriormente, rotaciona-se o equipamento para o modo DMH e novamente anota-se a leitura. Se a segunda leitura for maior do que a primeira o material mais próximo da

superfície é mais condutivo e vice-versa. Se ambas as leituras são essencialmente as mesmas, a condutividade do solo é uniforme até a profundidade de cerca de 1.5m, ou seja, corresponde a profundidade efetiva de exploração do EM38 (Geonics, 1998). No levantamento foi realizada uma medida, com o dipolo magnético vertical. Os ensaios de campo são geralmente na forma de caminhamentos, que devido à praticidade de operação e transporte dos equipamentos são realizados com muita rapidez. Os ensaios foram realizados com o auxílio de trenas, ou seja pelo sistema de referência local.



Foto 4.4 - Aquisições com equipamento EM38. a) calibração do equipamento no dipolo magnético horizontal, b) aquisição dos dados, com auxílio da trena, c) reocupação da estação base, mostrando a calibração com dipolo magnético vertical e d) retorno ao levantamento.

Os dados foram adquiridos com uma malha fechada, ou seja, linhas nas direções x e y (locais) com espaçamento de 5 em 5 m e distância entre as medidas de 2 em 2 m (Figura 4.9). Desta forma, o mesmo procedimento para corrigir as coordenadas dos pontos de TDR também foi aplicado para corrigir os pontos de EM38. A Figura 4.10 mostra os dados de EM38 após as correções das coordenadas.

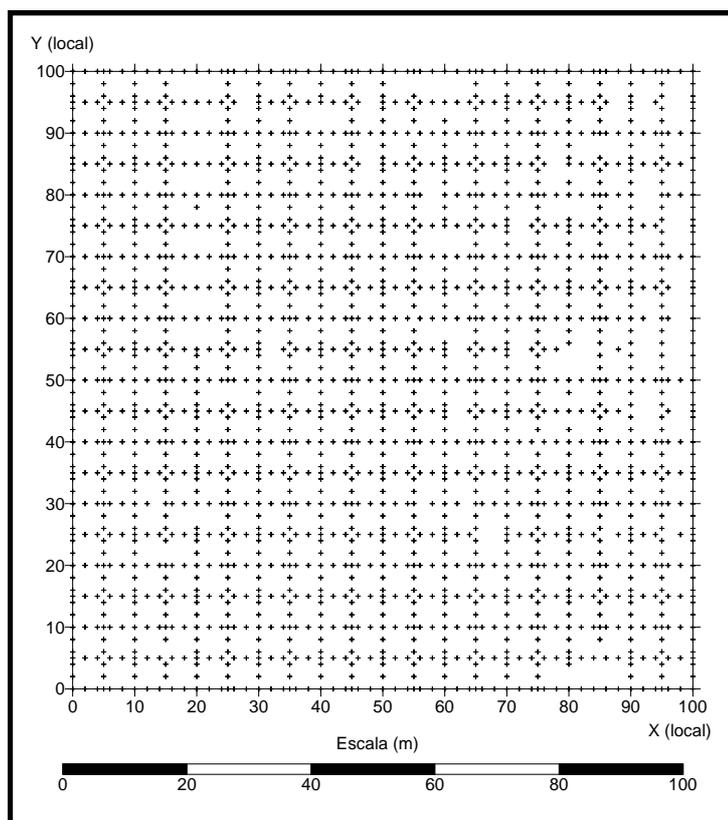


Figura 4.9 - Mapa de distribuição dos pontos coletados com equipamento EM38 com auxílio das trenas.

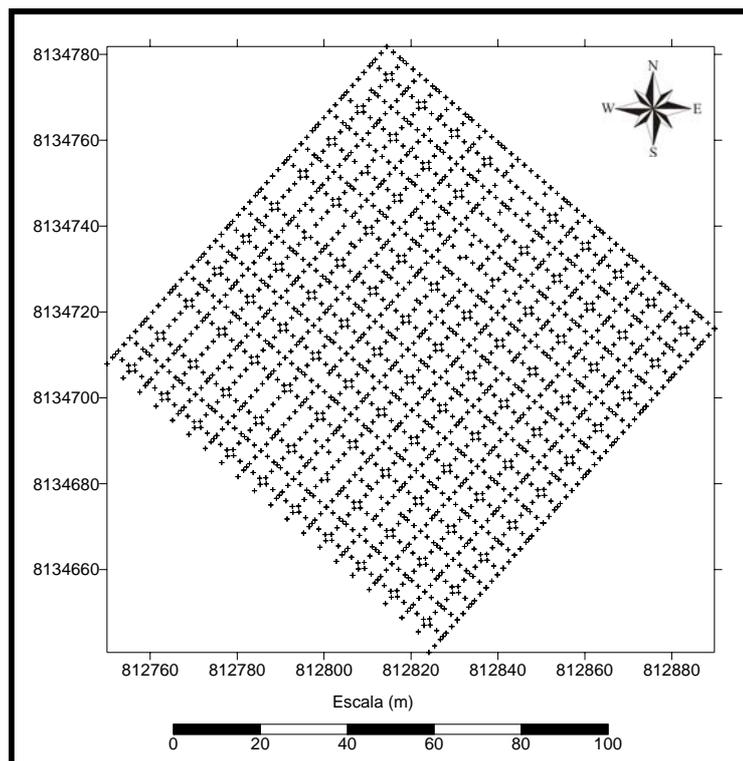


Figura 4.10 - Mapa da distribuição dos pontos com equipamento EM38, após a correção das coordenadas.

Além dos dados de geofísica, também foram realizadas coletas de amostras de solo a 10 cm de profundidade, com amostragem de 10 em 10 m na área piloto, as quais foram enviadas ao Laboratório de Análises de Solo do Departamento de Solos e Engenharia Rural (UFMT). Este trabalho da coleta de amostras de solos foi realizado pelos colegas integrantes do projeto de pesquisa financiado pela Finep. As amostras de solo foram levadas para o laboratório de propriedades de solos para serem analisadas e resultaram nas análises químicas dos seguintes componentes: teores de Fe, Zn, Mn, Mg, Ca, Ca+Mg, Na, Al, H+Al, K, P, S, valores de pH (H₂O) e pH (CaCl₂) e os teores de argila (g.kg⁻¹), silte (g.kg⁻¹) e areia (g.kg⁻¹). As análises que situaram-se dentro da área piloto foram disponibilizadas para complementar a nossa pesquisa. Durante a colheita de grãos de soja, foram medidas também a produtividade e o teor de umidade em todo talhão 6 que também foram disponibilizados e os resultados estão apresentados e discutidos no Capítulo V.

4.2 PROCESSAMENTO DOS DADOS

4.2.1 Processamento dos dados de GPR

Para o processamento dos dados de radar foram utilizados os *softwares* Gradix e Radan for Windows (GSSI). A interface do Gradix foi utilizada para corrigir as primeiras chegadas das ondas, usando o filtro *drift removal*, alinhando os traços de acordo com essas chegadas e assim remover o serrilhado⁵ dos perfis. Depois os arquivos correspondentes a cada perfil foram exportados para a interface do *software* Radan para dar prosseguimento ao processamento dos dados.

O processamento do sinal é uma etapa importante, pois é quando remove-se as interferências (ruídos) presente no sinal de radar, ou as amenizam o máximo possível. Para apresentar a imagem, utiliza-se o suporte de um software digital de gráficos e imagens em que são marcados os refletores interpretados.

As etapas utilizadas no processamento dos dados GPR foram: correção do tempo zero, correção da escala horizontal, análise do espectro de frequência, filtragem temporal do tipo passa banda, remoção do background, filtragem horizontal, ganhos no tempo (constante, linear, esférico e exponencial) e conversão tempo-profundidade.

O processamento básico do sinal da onda eletromagnética seguiu as etapas descritas a seguir.

⁵ Durante a aquisição, pela irregularidade do terreno e velocidade da aquisição, o tempo de chegada da primeira reflexão da onda eletromagnética foi diferente para todo perfil, fornecendo um aspecto serrilhado a ele. O filtro *drift removal* alinha as primeiras chegadas da onda direta no ar.

Edit Header – após ler os dados do arquivo de aquisição (formato RD3), edita-se os parâmetros necessários para o processamento, como número de *scans*⁶, quantidade de *marks*⁷, o nível médio da topografia do terreno.

Edit Markers – edita-se os *marks* em relação aos números de *scan*.

Distance Normalization – após editar os *marks*, pode-se corrigir a distância horizontal.

Correct Position – ajusta a primeira chegada da onda aérea para o tempo zero.

Range Gain – aplica-se ganhos nos dados para realçar os sinais de baixas amplitudes.

Data Display Options – *O-Scope* – esta opção permite visualizar cada resposta do pulso de onda, bem como o seu espectro, permitindo definir os valores de frequência para as filtragens.

Filter – remoção de frequências não desejáveis que são os ruídos. Foi utilizado o filtro passa banda trapezoidal sendo importante para realçar os sinais e minimizar os ruídos.

Hilbert Transform – fornece o valor da magnitude da energia refletida realçando os sinais fracos.

Velocity Anaysis – nesta etapa, analisa-se a velocidade da onda eletromagnética nos refletores utilizando-se as sondagens de velocidade (CMP). A Figura 4.11 mostra uma sondagem de velocidade realizada sobre a Linha 1 da área pilo, na posição de 60 m.

⁶ número de traços do perfil. por exemplo, se o levantamento é com espaçamento de 0,50 m, então têm-se 2 scans por metro.

⁷ É uma marca na escala horizontal que se edita para uma determinada quantidade de metros. Por exemplo, colocando-se uma marca a cada 10 m. Esta edição é importante e imprescindível para quem trabalha em terrenos acidentados, pois auxilia na correção topográfica.

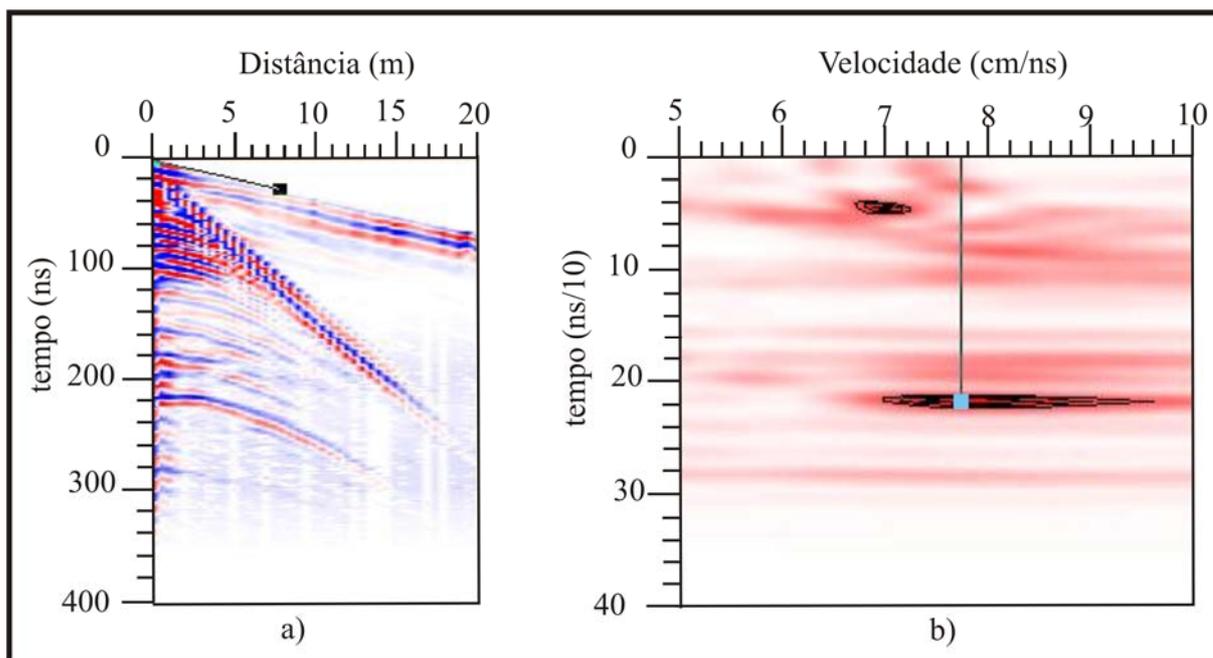


Figura 4.11 - Análise de velocidade. a) sondagem adquirida com equipamento GPR através da técnica CMP com antenas não blindadas de 50 MHz mostrando as reflexões das ondas eletromagnéticas encontradas na área; b) análise de semblance (realizada no software Radan (GSSI)) na qual foi determinada a velocidade da onda eletromagnética de 0,077 m/ns para o refletor hiperbólico correspondente a 218,64 ns.

Após os perfis processados foi realizado uma interpolação dos perfis com objetivo de gerar um cubo 3D de dados. A partir desta interpolação foram gerados mapas da distribuição das amplitudes de reflexão em todas as profundidades de investigação dos outros métodos geofísicos utilizados nesta pesquisa, ou seja, mapas nas profundidades (i.e. *depth slices*) de 10 cm, 30 cm, 90 cm e 150 cm. Este procedimento foi realizado para facilitar a interpretação integrada dos dados. Para converter os perfis de reflexão de tempo para profundidade foi utilizada a velocidade de 0,077 cm/ns.

Os mapas gerados nas determinadas profundidades foram exportados na forma de um arquivo tipo ASCII que contém as distâncias locais, x e y, e os valores da amplitude média de reflexão de cada ponto. A partir deste arquivo os dados foram referenciados para o sistema de

coordenadas UTM. Depois que as imagens foram exportadas para valores numéricos e devidamente referenciados, os valores de amplitudes são agora tratados como variáveis aleatórias e o tratamento estatístico aplicado para sua correção e interpolação está descrito no final deste capítulo.

4.2.2 Processamento dos dados de EM38

Os dados de EM38 depois de referenciados, torna-se necessário corrigir os valores em relação à leitura realizada numa estação base. A base determinada é um local escolhido durante a aquisição que necessita ser livre de interferências magnéticas.

O procedimento adotado é sistemático. Ao iniciar o levantamento de campo a primeira e última leitura é lida na base e este procedimento foi mantido para as 21 linhas investigadas. A correção da base limita-se a determinar a diferença de condutividade lida na primeira e última leitura, i.e., base inicial e base final. Observou-se que este procedimento, normalmente utilizado, não foi suficiente, pois os dados lidos na base de leitura apresentaram uma variação grande, na ordem de 4 mS.m^{-1} , e isto causou uma tendência regional nos valores, que marcava a direção do levantamento realizado. Para remover a tendência dos dados tornou-se necessário fazer um nivelamento dos dados, através dos seguintes passos:

- i) para cada linha de medida foi determinado o valor da variação da condutividade elétrica aparente (ΔCEa) lida na base. Observe que se o valor da base inicial for maior que o valor da base final, a ΔCEa será negativa.

$$\Delta\text{CEa} = \text{base inicial} - \text{base final} \quad (43)$$

- ii) para determinar a contribuição da variação da condutividade elétrica para todas as leituras (CON_{CEa}), o valor de ΔCEa foi dividido pelas diferença da distância final (D_f) e inicial (D_i) do perfil.

$$CON_{CEa} = \frac{\Delta CEa}{D_f - D_i} \quad (44)$$

iii) obtendo a contribuição da variação da condutividade elétrica é necessário distribuí-la para todas as leituras, e para isto é necessário considerar a distância de cada ponto, obtendo a condutividade elétrica corrigida (CEa_{corr}).

$$CEa_{corr} = CEa_I + [CON_{CEa} ((D_1 \dots D_n) - D_B)] \quad (45)$$

onde CEa_I é a condutividade elétrica lida no equipamento; D_1 e D_n são as distâncias da primeira e última leituras, respectivamente; e D_B é a distância da base, que é igual a zero⁸.

iv) após a correção ponderada da condutividade elétrica, o nivelamento é realizado com a finalidade de trazer os valores discrepantes para o mesmo nível. Para isso é necessário um valor de uma constante para a qual esses dados serão nivelados. O valor utilizado foi o da mediana dos dados. Com esse procedimento os valores maiores e menores da mediana refletem as anomalias da condutividade da área.

$$CEa_{NIV} = CEa_{corr} + (MED - CEa_B) \quad (46)$$

onde CEa_{NIV} é a condutividade nivelada; MED é a mediana dos valores de condutividade; e CEa_B é o valor da condutividade na base.

Com os dados nivelados, o tratamento de dados efetuados para interpolação será descrito junto com os dados de GPR, TDR e CEC.

A próxima seção mostrará a análise realizada nos dados. Os dados de TDR e CEC não necessitam de um processamento anterior, diferente do tratamento aplicado para interpolação.

⁸ Deve ser esclarecido que para correção da condutividade elétrica, a distância da base em relação às outras leituras é considerado igual a zero, pois trata-se de uma medida de referência. Com este procedimento apenas o valor da variação da condutividade elétrica interfere no valor corrigido, pois independe da sua distância.

4.3 ANÁLISE ESTATÍSTICA DOS DADOS

Este estudo foi realizado visando determinar a melhor relação entre as variáveis umas com as outras, bem como melhorar a apresentação dos dados.

Uma análise estatística prévia dos dados é muito importante quando se trabalha com variáveis aleatórias que serão utilizadas para estimativas. Este procedimento irá definir as relações mútuas entre as variáveis analisadas (condutividade elétrica aparente, amplitudes médias dos refletores GPR e teor de umidade), conferir a base de dados, reconhecer valores anômalos, bem como definir alguns dos parâmetros para interpolação de forma a minimizar os erros inerentes às estimativas (YAMAMOTO, 2004). Esta análise foi realizada com o *software* não comercial chamado Sistema GeoVisual, versão 2.2, desenvolvido para fins acadêmicos por Yamamoto, 2002.

Após a análise estatística prévia, segue a etapa de interpolação e estimativas. Os valores são estimados, pois, para cada método utilizado a densidade de pontos amostrados foi diferente, o que torna difícil o estudo.

Para estimar e gerar os mapas das variáveis foi utilizado o método da krigagem ordinária. Desta forma é necessário estimar os parâmetros de interpolação e estes são estimados através do variograma, ferramenta básica da estimativa, ou seja, análise geoestatística propriamente dita (LANDIM, 2000, LANDIM 2002).

O variograma é a análise da continuidade espacial (correlação espacial), ou seja, descreve quantitativamente a variação no espaço de um fenômeno regionalizado. É definido como sendo a esperança matemática do quadrado da diferença entre os valores de ponto no espaço, separadas por uma distância h , conforme a seguinte expressão (YAMAMOTO, 2004):

$$2\gamma(h) = \frac{1}{n} \sum [Z(x+h) - Z(x)]^2 \quad (47)$$

onde: $2\gamma(h)$ é a função variograma; n é o número de pares de pontos separados por uma distância h ; $Z(x)$ é o valor da variável no ponto x ; $Z(x+h)$ é o valor da variável regionalizada no ponto $(x+h)$. Comumente utiliza-se da função semivariograma, que é simplesmente a metade da função variograma:

$$\gamma(h) = \frac{1}{2n} \sum_{i=1}^n [Z(x+h) - Z(x)]^2 \quad (48)$$

Desta forma, pode-se definir a função variograma como a medida da variabilidade de uma dada observação à outra em relação à distância dessas observações. Após o cálculo do variograma, este é devidamente modelado e assim são estimados os parâmetros para krigagem. Segundo Landim (2002), se o variograma for apropriado, ou seja, o modelo é válido e aceitável, este controla a krigagem com as seguintes vantagens:

- i) evita ponderação arbitrária dos pontos amostrados;
- ii) permite a determinação das melhores estimativas sem tendenciosidade: o melhor estimador é aquele que produz a melhor precisão (menor variância);
- iii) permite o estabelecimento de limites de confiança, indicando se os resultados são aceitáveis e se a estratégia de amostragem deve ser modificada;
- iv) precisão, contornos suaves, artefatos indesejáveis raros a não ser nas bordas do mapa;
- v) interpolador exato: os valores estimados para os nós das células é exatamente igual ao valor amostrado naquela posição;
- vi) estima além dos limites máximo e mínimo dos valores dos pontos amostrados;
- vii) modela tanto tendências regionais quanto anomalias locais;
- viii) calcula variâncias dos pontos estimados (erros).

Os erros podem ser utilizados para:

- i) quantificar um intervalo de valores para os pontos estimados, definindo estimativas realistas;
- ii) calcular intervalos de confiança para verificar a probabilidade dos valores ocorrerem dentro de um intervalo de 2 unidades de desvio padrão da média;
- iii) as variâncias mapeadas podem indicar locais para adensamento da amostragem.

Para verificar se há a correlação espacial deve-se calcular a variância amostral (49) (BON (1979) *in* YAMAMOTO (2004)). Se a variância espacial for menor que a variância amostral, então há correlação espacial, caso contrário não. Isto implica que se um variograma é estruturado (Figura 4.12) ou não e se a técnica da krigagem pode ser utilizada.

$$VA = \sigma^2 \quad (49)$$

onde: VA é a variância amostral e σ é o desvio padrão.

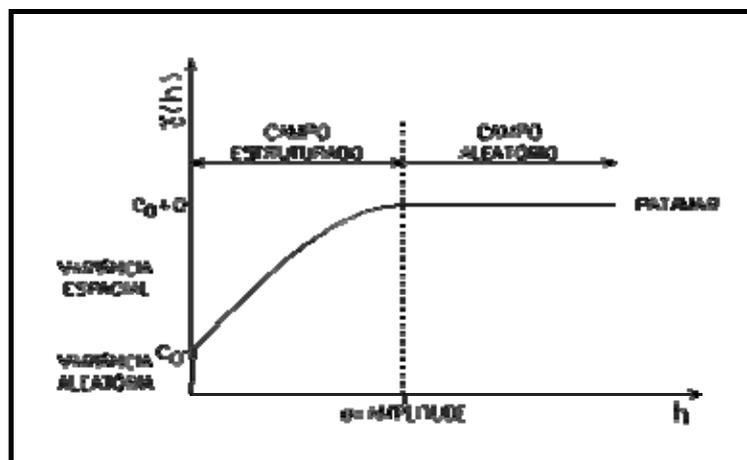


Figura 4.12 - Propriedades identificadas em um variograma. Essas propriedades são variância aleatória (efeito pepita), variância espacial, patamar e amplitude, as quais definem se o variograma é estruturado ou não. Disponível em: http://www.igc.usp.br/subsites/geoestatistica/variografia/variografia_frame.html

Para todas as variáveis físicas e químicas foram calculados os variogramas. Num primeiro momento, os variogramas foram analisados em quatro direções (0°, 45°, 90° e 135°) e

a partir desta análise escolhido o variograma resultante da melhor direção, ou seja, o variograma melhor estruturado que representa a variabilidade dos dados. Para exemplificar é mostrado um variograma modelado pelo Sistema GeoVisual (YAMAMOTO, 2002) (Figura 4.13).

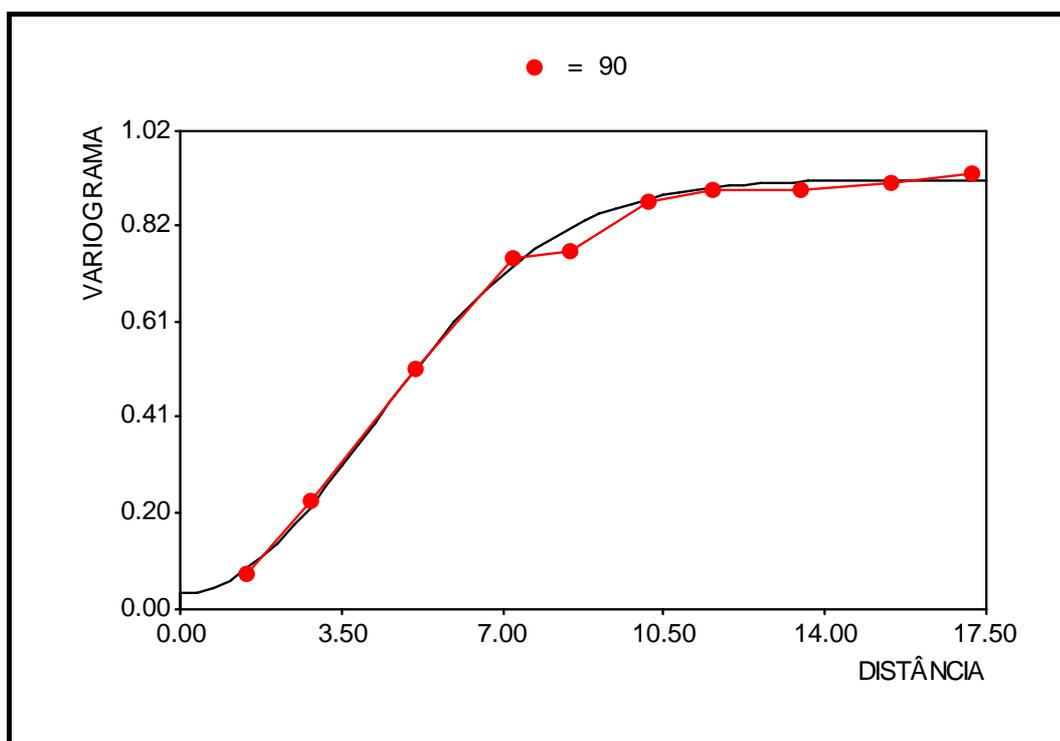


Figura 4.13 - Variograma modelado na direção de 90° dos valores de EM38 com ajuste exponencial.

O método utilizado para verificar a modelagem do variograma é denominado de validação cruzada (YAMAMOTO, 2004). Este método consiste em estimar a localização de um ponto de dado eliminando-se o valor do mesmo conjunto de pontos de dados. Esta estimativa é feita pela krigagem ordinária pontual e obtêm-se o valor estimado, além das variâncias de krigagem (erros inerentes às estimativas) e de interpolação. O resultado é apresentado na forma de um diagrama de dispersão dos valores da validação cruzada em função dos valores reais (valor estimado *versus* valor real). O resultado ideal de uma validação seria uma reta de regressão estar mais próxima da bissetriz e que a dispersão em torno da reta seja mínima.

Os modelos utilizados foram aqueles que deram coeficiente de correlação maior que $R^2 = 0,8$ (Figura 4.14).

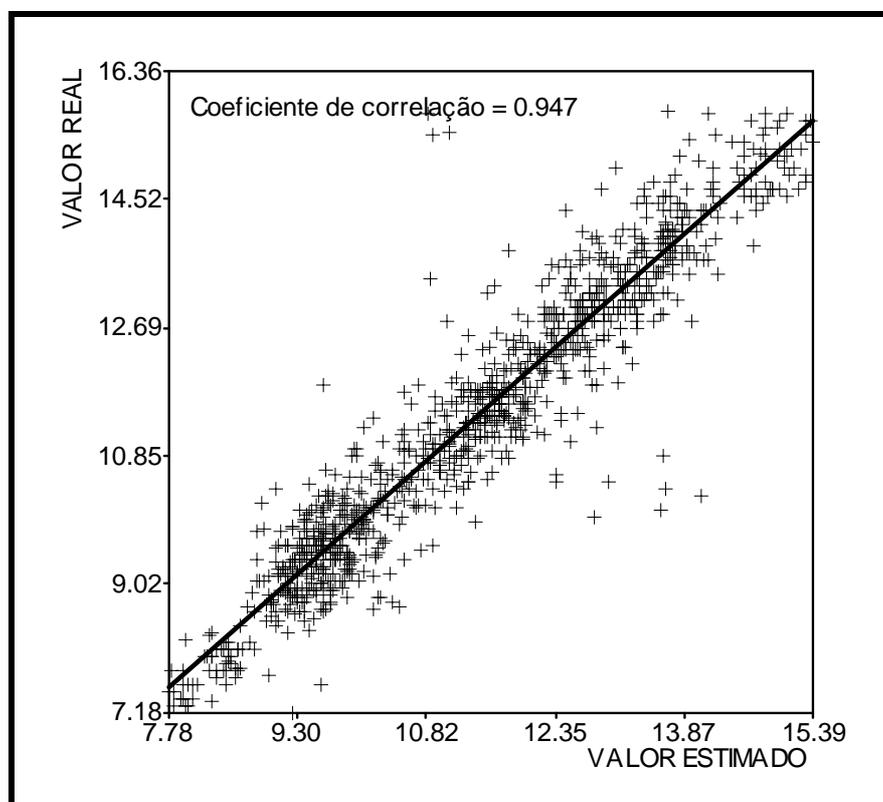


Figura 4.14 - Validação cruzada dos dados de EM38 mostrando a boa correlação ($R=0,947$) entre os valores estimados e reais.

Ao término da análise variográfica e sua modelagem conferida, é realizado o cálculo de estimativas e interpolação pelo método da krigagem ordinária. A krigagem ordinária faz uso da correlação espacial existente entre amostras, modelada pela função variograma. Ela tem como característica principal a precisão local das estimativas. Desta forma somente as amostras que se encontram dentro de um raio de influência (igual à amplitude) poderão ser utilizadas para estimativas do valor da variável de interesse em um ponto amostrado. Isto a torna como uma técnica essencialmente local, ou seja, indicada para estimativas de recursos naturais, a partir de dados amostrados, pois para esses estudos a precisão local é mais importante.

Neste caso, deve-se estabelecer estratégias para localização e pesquisa de amostras vizinhas mais próximas do ponto a ser estimado. A escolha do número de amostras (n) utilizados deve ser feita de modo que garanta uma boa amostragem espacial, evitando subconjuntos e agrupamentos de pontos, ou seja, é importante definir uma malha regular de pontos. Os critérios que podem ser aplicados para a definição da vizinhança local são três: n pontos mais próximos, $n/4$ pontos mais próximos por quadrante e $n/8$ pontos mais próximos por octante. Essas definições podem ser encontradas em Yamamoto (2002).

Considerando que a krigagem é um método que permite estimar o valor desconhecido $Z^*(X_0)$ associado a um ponto a partir de um conjunto de n dados $\{Z(X_i), i = 1, n\}$ disponíveis, sendo que o estimador $Z^*(X_0)$ poderá ser obtido como uma combinação linear dos dados disponíveis, então, matematicamente, a krigagem pode ser escrita da seguinte forma:

$$Z^*(X_0) = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(X_i) \quad (50)$$

No caso dos dados estimados, $Z^*(X_0)$ corresponde aos dados onde não se tem medidas e $Z(X_i)$ corresponde aos dados medidos nos campo.

Os ponderadores ($\lambda_i, i = 1, n$) são obtidos da resolução de um sistema linear de equações, denominado sistema de equações de krigagem, conforme o desenvolvimento matemático. É importante que o estimador $Z^*(X_0)$ não seja enviesado, ou seja, que durante a estimativa os valores continuem mantendo a precisão e exatidão. A condição de não enviesamento para $Z^*(X_0)$ é descrita por Huijbregts (1975) in Yamamoto, 2004.

Como toda técnica de estimativa, a krigagem procura fazê-la com mínima variância. A variância do erro da krigagem é dada pela equação:

$$\sigma^2_E = Var\{Z(X_0) - Z^*(X_0)\} \quad (51)$$

ANÁLISE DE PRODUTIVIDADE E DA CONDUTIVIDADE ELÉTRICA

A análise da produtividade de grãos foi estimada indiretamente através de variáveis físicas que foram obtidas por sensores geofísicos e por variáveis químicas adquiridas através da análise de solo em laboratório. A análise da condutividade elétrica medida em 30 cm, 90 cm e 150 cm, foi realizada através dos valores das variáveis químicas e dos componentes granulométricos do solo.

Neste estudo foi empregado o método estatístico de regressão linear múltipla (SEBER, 1977) que tem como objetivo determinar a contribuição das variáveis físicas e químicas do solo para explicar a produtividade de grãos. Conhecendo esses parâmetros de estimativas é possível viabilizar o emprego de métodos geofísicos para auxiliar o produtor, que busca conhecer as propriedades de seu terreno e assim, otimizar os custos com o processo exploratório.

Para tanto, amostras de solo para as análises químicas foram coletadas dentro da área piloto de 10 em 10 m de distância e n

a profundidade de 0-20 cm. Verificou-se que as variáveis de estudo não tinham a mesma quantidade de dados. Assim, realizou-se uma estimativa das variáveis através do método da krigagem ordinária (LANDIM, 2002). Desta forma foram analisadas 29 variáveis explanatórias que correspondem aos teores de Fe, Zn, Mn, Mg, Ca, Ca+Mg, Na, Al, H+Al, K, P, S, pH (H₂O) e pH (CaCl₂) e os teores de argila (g.kg⁻¹), silte (g.kg⁻¹) e areia (g.kg⁻¹), os valores da condutividade elétrica aparente (CEa) em 30 cm, em 90 cm e em 150 cm, amplitude dos refletores do GPR para 500 MHz em 10 cm, 30 cm, 90 cm e 150 cm, amplitude dos refletores do GPR para 200 MHz em 10 cm, 30 cm, 90 cm e 150 cm, e teor de umidade do TDR (%). A escolha destas variáveis foi devida aos coeficientes de correlação que foram significativos dentro do intervalo de confiança, que é de 95% (nível de significância de 0,05).

Estas variáveis foram subdivididas em 3 grupos: G1 – são as propriedades físicas do solo medidas com os sensores geofísicos: CEa (10, 30, 90 e 150 cm), amplitude dos refletores do GPR para 500 MHz (10, 30, 90 e 150 cm), amplitude dos refletores do GPR para 200 MHz (10, 30, 90 e 150 cm) e teor de umidade do TDR (%); G2 – são os componentes granulométricos do solo: os teores de argila (g.kg^{-1}), silte (g.kg^{-1}) e areia (g.kg^{-1}); e o G3 - são as variáveis químicas: teores de Fe, Zn, Mn, Mg, Ca, Ca+Mg, Na, Al, H+Al, K, P, S, pH (H_2O) e pH (CaCl_2).

Todos esses grupos de variáveis foram utilizados para fazer a análise de regressão múltipla com o objetivo de explicar a variável de interesse, no caso, a produtividade e encontrar um melhor modelo de regressão para cada grupo. A modelagem da produtividade para os grupos G1, G2 e G3 foi realizada baseada em análises estatísticas de uma base de 685 amostras. Os resultados são obtidos tendo como procedimento a análise da regressão passo-a-passo com remoção das variáveis por ordem crescente de importância (*stepwise*) a um nível de significância de 0,05, conforme descrito em DRAPER & SMITH (1998).

Supondo que X_1, X_2, \dots, X_{p-1} são variáveis explanatórias, define-se o modelo de regressão, com erros normais, em termos das variáveis explanatórias, pela seguinte expressão SEBER (1977):

$$Y_i = \beta_0 + \beta_1 X_{i1} + \beta_2 X_{i2} + \dots + \beta_{p-1} X_{i,p-1} + \varepsilon_i \quad (52)$$

onde:

$\beta_0, \beta_1, \dots, \beta_{p-1}$, são os parâmetros de estimativas, ou coeficientes;

X_{i1}, \dots, X_{ip-1} são as constantes conhecidas, as variáveis químicas e/ou físicas;

ε_i são independentes (vetor das variáveis aleatórias) com distribuição normal $N(0, \sigma^2)$,

$i=1,2,\dots,n$.

Para todas as análises foram realizados testes de diagnósticos os quais conferiram matematicamente os modelos. Os resultados para cada grupo e para a condutividade elétrica em todas profundidades são mostrados no Capítulo V.

CAPÍTULO V – DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

5 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Este capítulo mostra a discussão dos resultados desta pesquisa e eles são divididos em três partes: área do talhão 6, área piloto e análise de regressão múltipla para validar as interpretações através dos estudos estatísticos.

A Seção 5.1 mostra os resultados da área correspondente ao talhão 6 e referem-se ao mapeamento regional da condutividade elétrica, com equipamento Veris 3100, e do teor de umidade do solo, com equipamento TDR, medido durante a colheita de grãos.

A Seção 5.2 mostra os resultados correspondentes à área piloto de 100m x 100m. Nessa área foram empregados vários métodos geofísicos, tais como, GPR, EM38, CEC e TDR, visando o mapeamento de detalhe das propriedades físicas do solo.

Na Seção 5.3 é mostrado o resultado da análise de regressão múltipla onde foram determinados modelos significativos que melhor explicam a produtividade através das variáveis físicas e químicas.

5.1 ÁREA DO TALHÃO 6

As Figuras 5.1 e 5.2 mostram os mapas da distribuição de condutividade elétrica na área do talhão 6 nas profundidades até 30 cm e até 90 cm, respectivamente. Os valores maiores de condutividade estão mostrados em vermelho e os valores menores em azul.

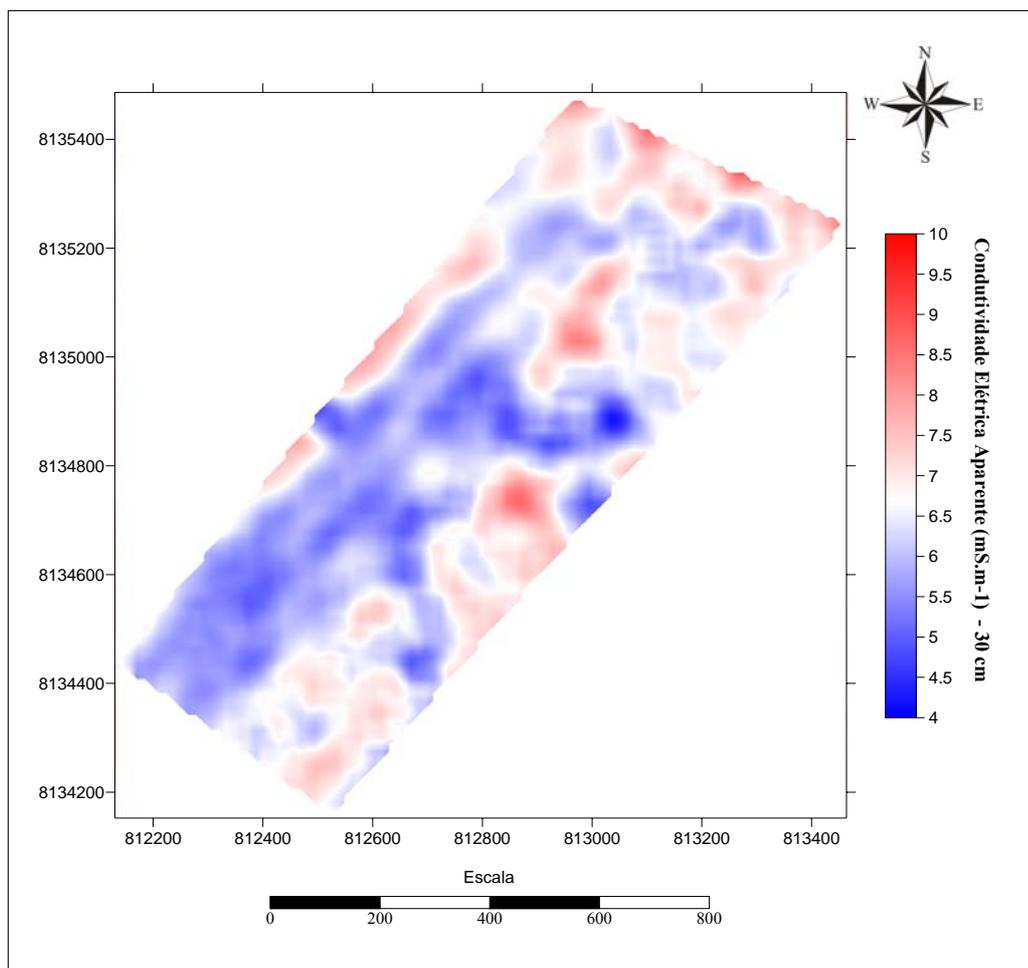


Figura 5.1 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica até em 30 cm de profundidade adquirido com o equipamento Veris 3100 no talhão 6.

Observa-se que os dados evidenciam que em 30 cm de profundidade, o solo é predominantemente condutivo e heterogêneo. Destaca-se a região a SW do talhão onde os valores são menores e o solo mais homogêneo.

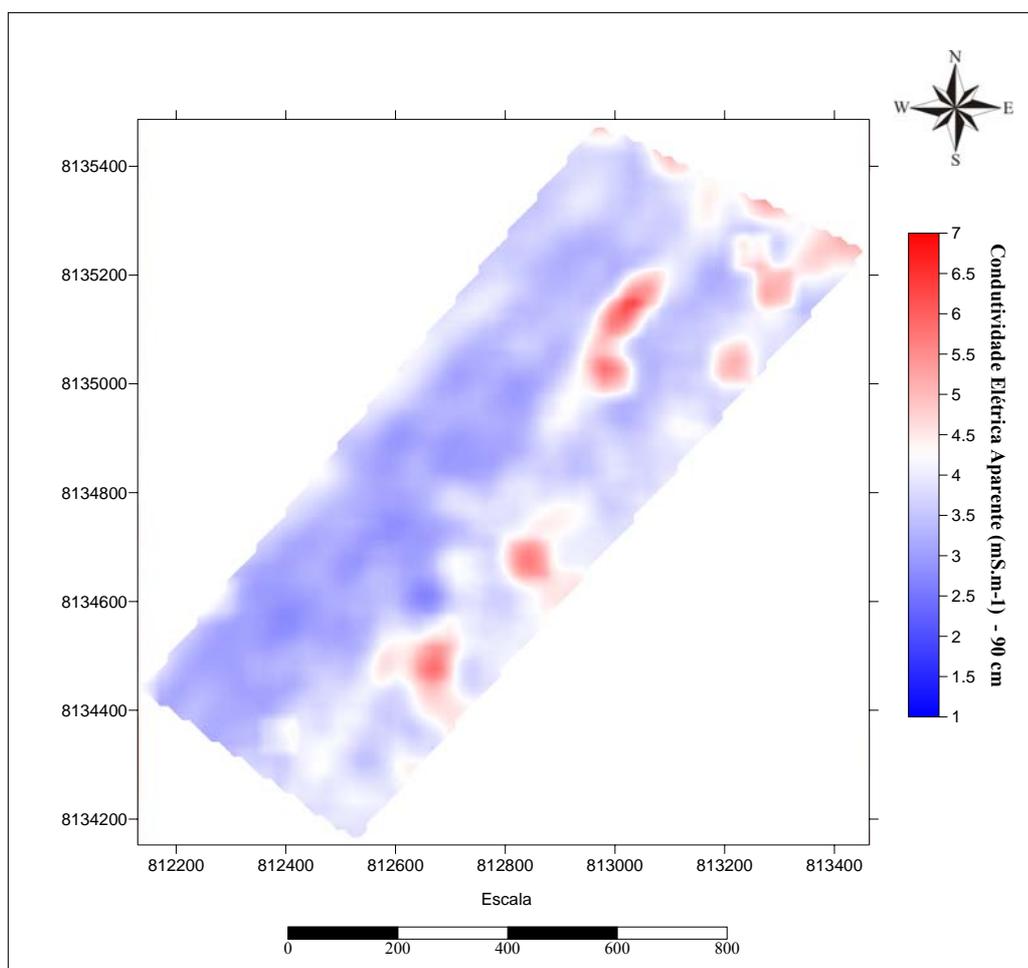


Figura 5.2 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica até 90 cm de profundidade adquirido com o equipamento Veris 3100 no talhão 6.

A Figura 5.2 mostra que em 90 cm de profundidade o solo é mais homogêneo e resistivo, embora o conceito de resistividade/condutividade seja relativo, observe que a condutividade varia entre 1 e 7 mS.m⁻¹. Nesta figura, os valores de condutividade elétrica definem duas áreas distintas, igualmente identificadas na Figura 5.1. A SE do talhão 6 os valores da condutividade elétrica são maiores ao longo de todo talhão, mostrando que esta parte é mais condutiva. Por outro lado, na região SW o talhão é mais resistivo e não se observa variação discrepante nos valores.

A Figura 5.3 mostra o mapa de teor de umidade do talhão 6 obtido com o TDR. O solo mais úmido está representado pela cor vermelha e o solo mais seco pela cor azul. Observa-se que a distribuição do teor de umidade é bastante homogênea, dividindo o talhão em duas zonas específicas. A SE do talhão ocorre a zona mais úmida (31 a 40%) e a NW ocorre a zona mais seca (29 a 20%). Essas zonas coincidem com os valores maiores e menores de condutividade, observadas nas Figuras 5.1 e 5.2.

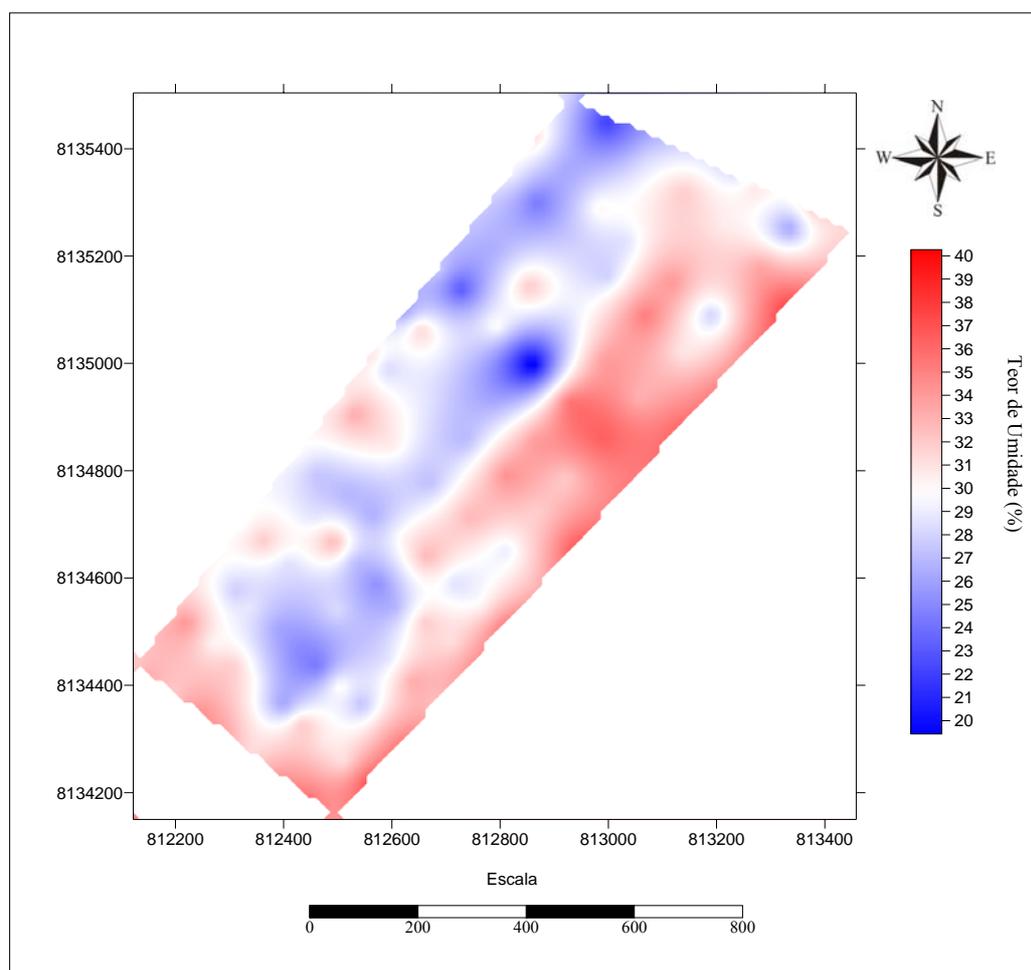


Figura 5.3 - Mapa da distribuição do teor de umidade obtido com o TDR medido no talhão 6

A Figura 5.4 mostra a distribuição dos valores de produtividade para todo o talhão 6. Os valores de maior produtividade estão em vermelho e os valores menores em azul. É possível

identificar no talhão que as áreas de maior produtividade correspondem às áreas de maiores valores de condutividade elétrica aparente (Figuras 5.1 e 5.2) e ao solo mais úmido (Figuras 5.3), bem como nas áreas onde a produtividade é menor os valores de condutividade e teor de umidade são menores.

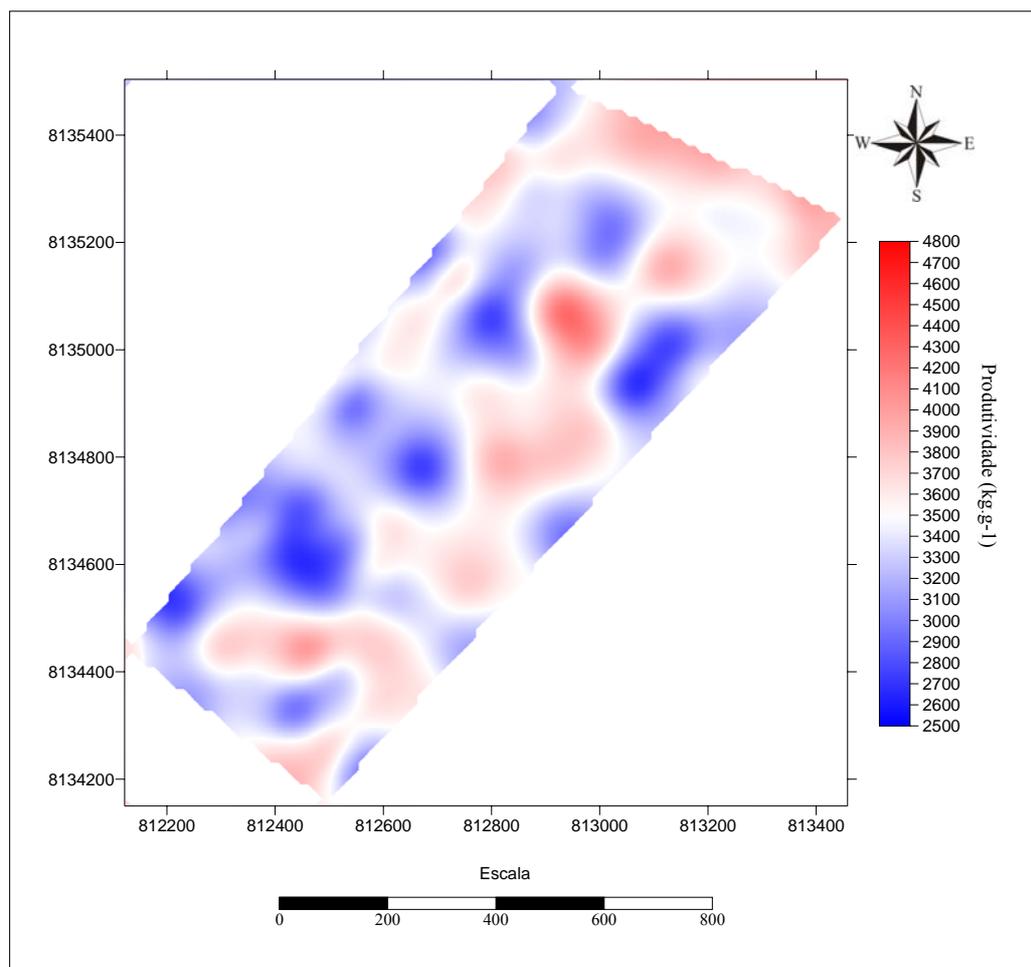


Figura 5.4 - Mapa da distribuição da produtividade no talhão 6.

5.2 ÁREA PILOTO

GPR

A partir dos perfis de GPR obtidos com as antenas blindadas de 500 MHz e com antenas não blindadas de 200 MHz, foi realizada uma interpolação dos perfis 2D no qual um cubo 3D foi gerado. A partir deste, foram gerados mapas de amplitudes dos refletores (*depth-slices*) nas profundidades de 10 cm, 30 cm, 90 cm e 150 cm para comparar com os valores de condutividade elétrica e teor de umidade medidos nestas profundidades.

As Figuras 5.5, 5.6, 5.7 e 5.8 mostram os mapas gerados a partir da interpolação dos perfis de GPR com a antena 500 MHz nas profundidades de 10 cm, 30 cm, 90 cm, e 150 cm, respectivamente. Já as Figuras 5.9, 5.10, 5.11 e 5.12 mostram os mapas gerados a partir da interpolação dos perfis de GPR com a antena 200 MHz nas profundidades de 10 cm, 30 cm, 90 cm, e 150 cm, respectivamente. Nessas figuras os valores baixos de amplitude de reflexão estão mostrados em vermelho e os valores altos em azul e que refletem áreas mais condutivas e menos condutivas, respectivamente.

A Figura 5.5 mostra os valores de amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz em 10 cm de profundidade. Pela distribuição das amplitudes observa-se que nesta profundidade o terreno é bastante heterogêneo, pois há uma distribuição irregular das amplitudes com destaque para as áreas em vermelho que são mais definidas e melhores delimitadas. Observa-se que no início da área piloto tem-se uma tendência com direção SW-NE mais condutiva.

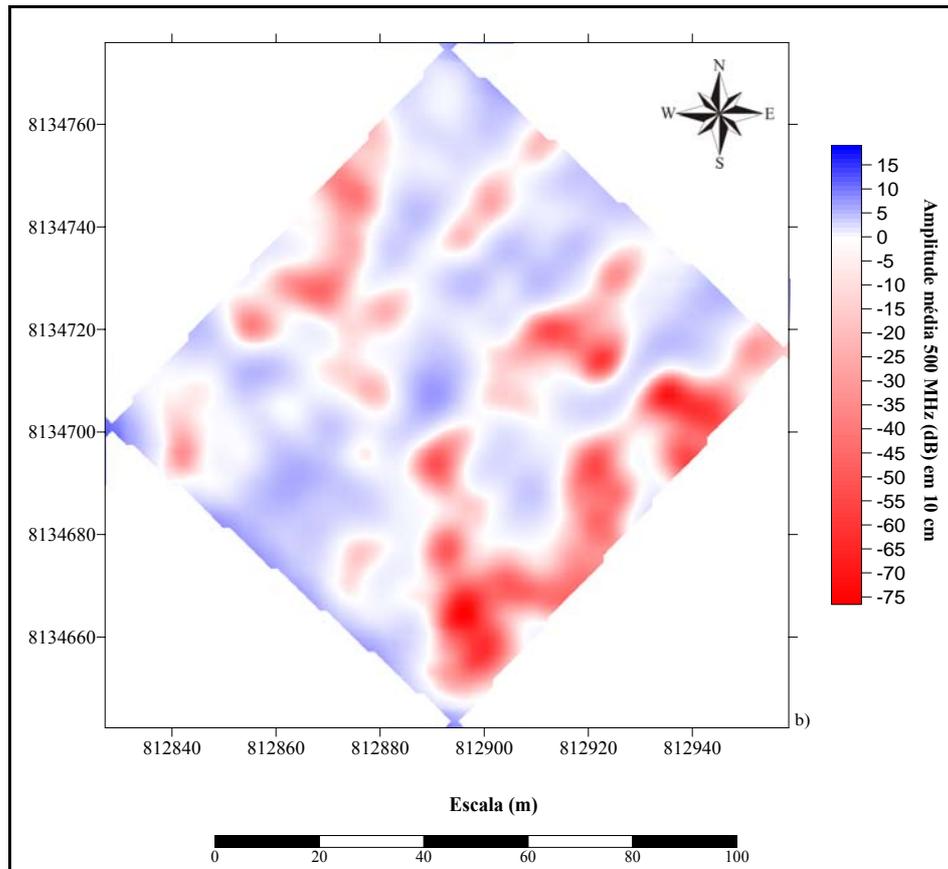


Figura 5.5 Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz na profundidade de 10 cm.

A Figura 5.6 mostra os valores de amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz em 30 cm de profundidade. Nesta profundidade os valores de amplitude mostram anomalias mais localizadas, permitindo delimitar faixas de maiores e de menores valores. Observa-se no início da área uma faixa alongada ocorrendo em toda extensão com aproximadamente 20 m de largura e direção SW-NE. Esta feição é coincidente com a observada na Figura 5.5. Acima desta faixa, ocorre uma faixa estreita de valores mais altos de amplitude que separa duas zonas de valores altos que são localizadas e têm uma geometria aproximadamente circular, evidenciando pacotes condutivos individualizados, embora elas tendem a unir-se também na direção SW-NE. Após esta

faixa, de 50 a 80 m, os valores de amplitudes são mais altos mostrando uma área mais homogênea, mais resistiva (área em azul). Nos últimos metros da área também ocorre uma zona anômala circular, de valores menores de amplitude.

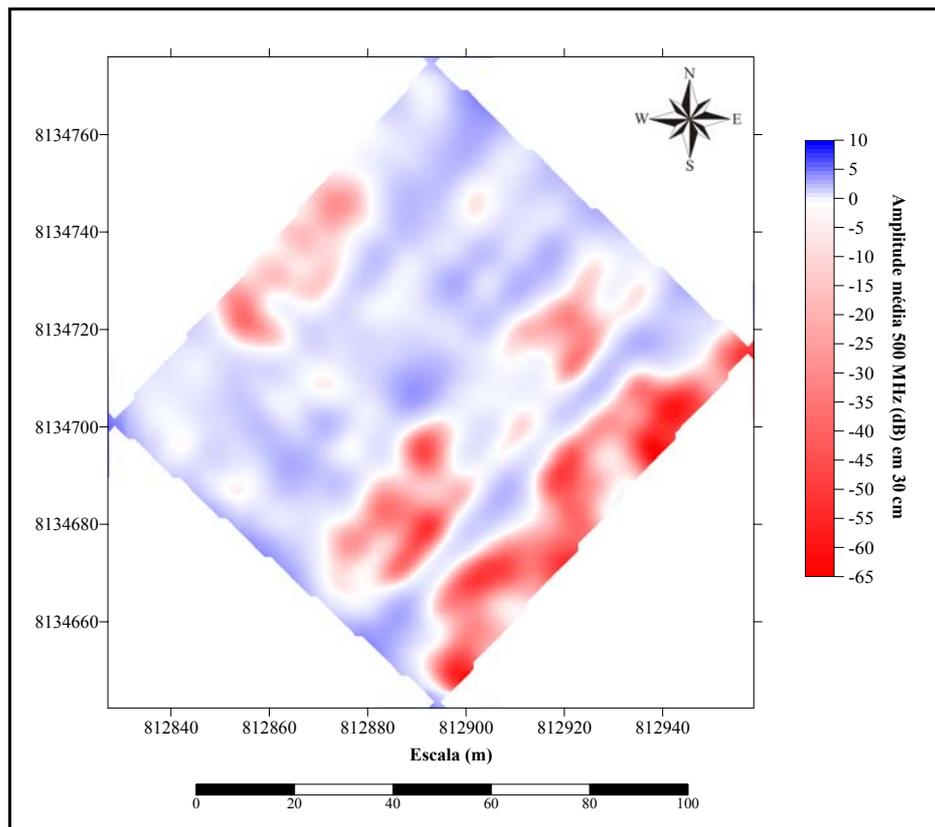


Figura 5.6 Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz na profundidade de 30 cm.

A Figura 5.7 mostra os valores de amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz em 90 cm de profundidade. Nesta figura observa-se que o terreno fica mais homogêneo conforme a profundidade aumenta. As anomalias de amplitude, tanto positivas quanto negativas, são mostradas como faixas alongadas na direção SW-NE. Os valores menores de amplitude (faixas em vermelho) são mais definidos e são observados no início da área (de 0 a 45 m) e em uma faixa

estreita nos últimos 10 m da área. Entre estas faixas, de 45 a 90 m os valores de amplitude são maiores, mostrando um terreno mais homogêneo e resistivo, também observada na Figura 5.6. Observa-se também que a faixa estreita de valores mais altos de amplitude no início da área (Figura 5.6), na Figura 5.7 ela é mais atenuada, sugerindo que o terreno fica mais condutivo conforme a profundidade aumenta, pois a área condutiva fica mais ampla e homogênea.

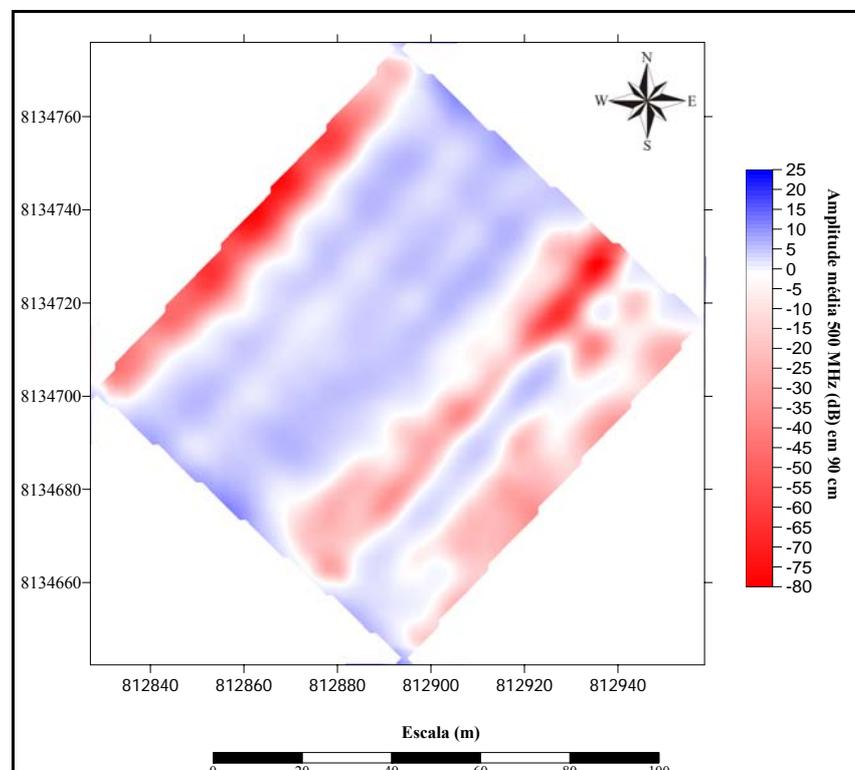


Figura 5.7 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz na profundidade de 90 cm.

A Figura 5.8 mostra os valores de amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz em 150 cm de profundidade. Esta figura deixa mais evidente as zonas anômalas identificadas na Figura 5.7, mostrando que no início da área, nos primeiros 50 m ocorre uma predominância de

valores baixos de amplitude, bem como nos 10 m finais da área. Entre essas zonas ocorre uma faixa mais resistiva (área azul).

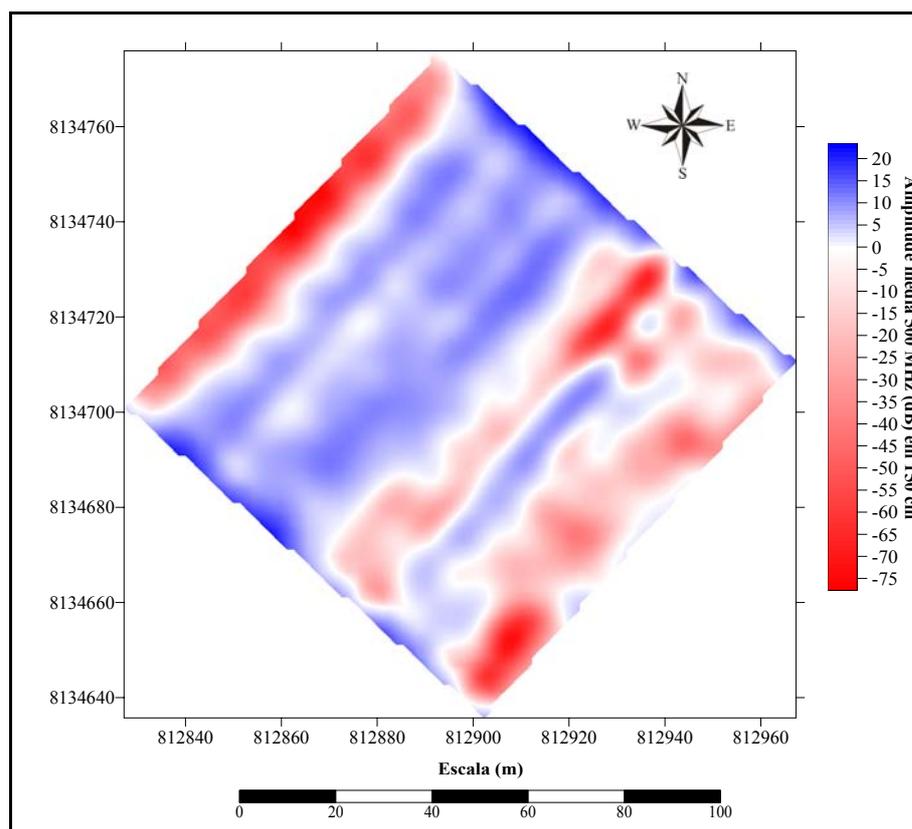


Figura 5.8 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 500 MHz na profundidade de 150 cm.

A Figura 5.9 mostra os valores de amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz em 10 cm de profundidade. Embora haja uma distribuição irregular das amplitudes, com destaque para as áreas em vermelho, que são circulares, verifica-se que há predominância de valores atenuados.

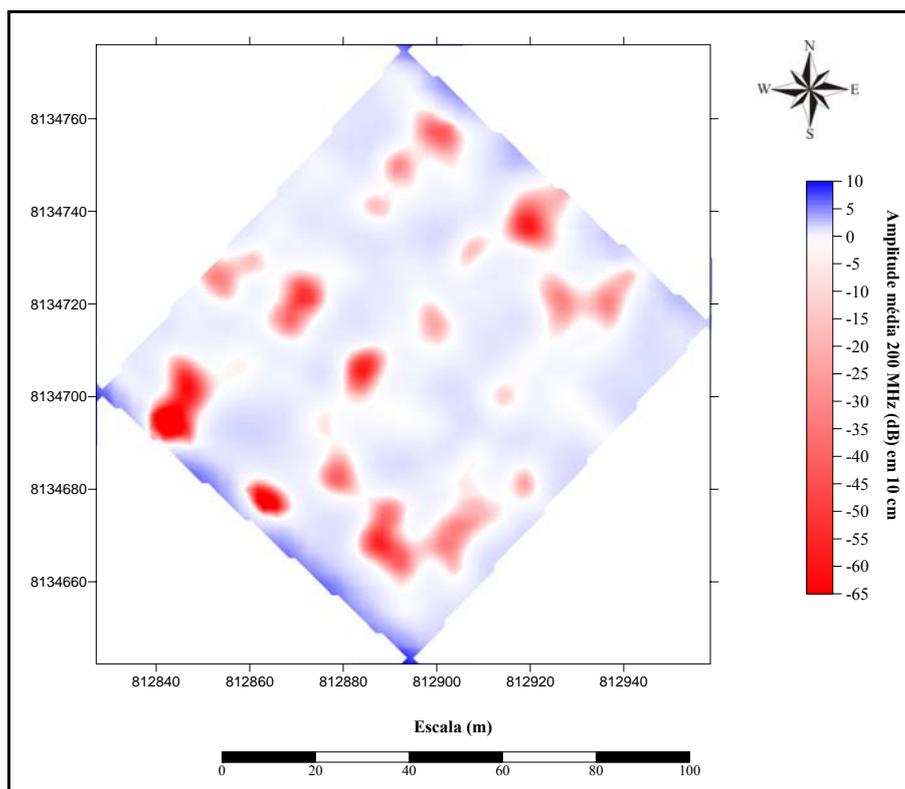


Figura 5.9 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz na profundidade de 10 cm.

A Figura 5.10 mostra os valores de amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz em 30 cm de profundidade. Observa-se que ocorrem anomalias circulares, irregulares e localizadas, mas, no geral, o mapa de distribuição de amplitudes mostra valores mais atenuados, feição também verificada na Figura 5.9.

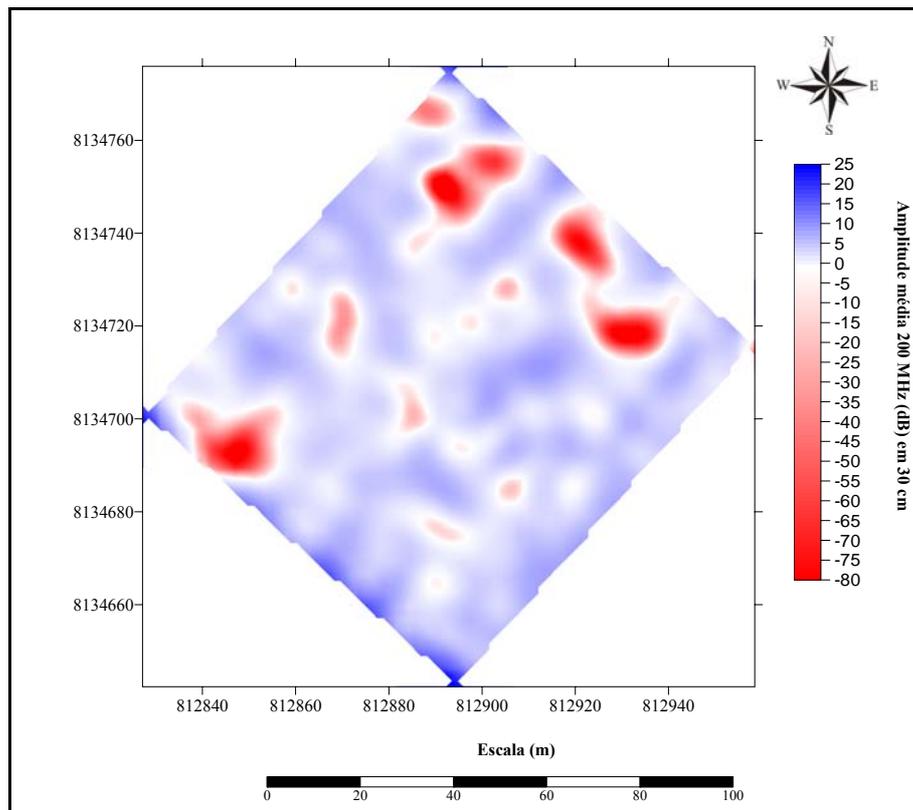


Figura 5.10 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz na profundidade de 30 cm.

A Figura 5.11 mostra os valores de amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz em 90 cm de profundidade. Duas feições destacam-se nesta figura. No início da área, em aproximadamente 20 m, ocorrem duas anomalias circulares e individuais, em cada extremidade da área. Em aproximadamente 75 m também ocorre nas extremidades anomalias circulares e individuais. Pela distribuição dos valores, é possível observar que há uma tendência dessas feições de unir-se na direção SW-NE. No restante da área os valores mais elevados de amplitude indicam uma área mais resistiva.

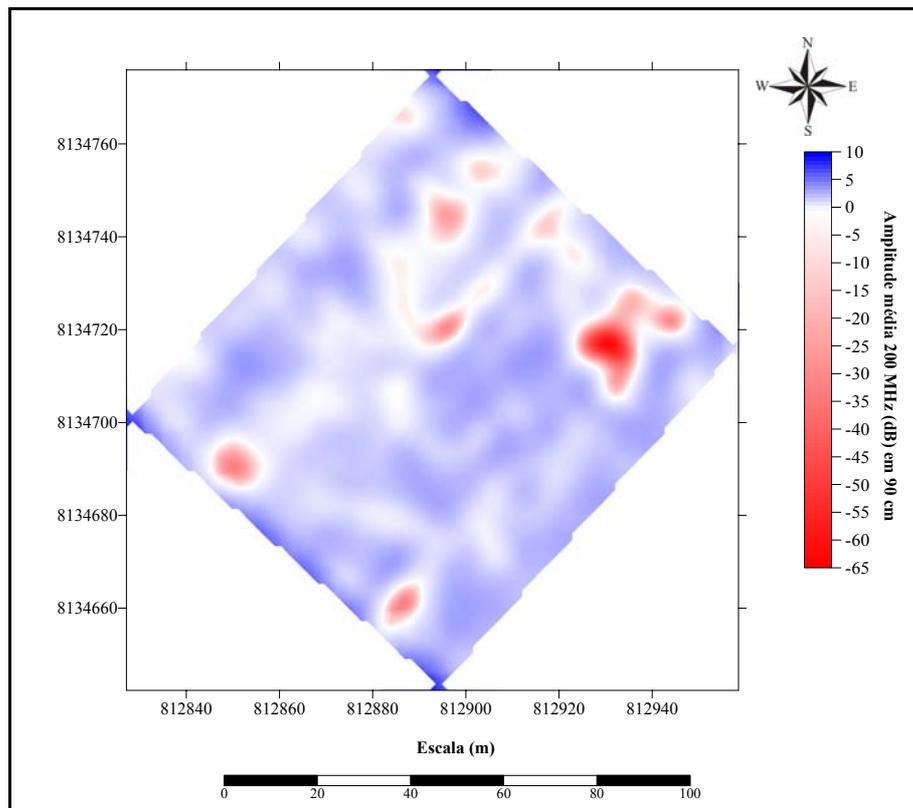


Figura 5.11 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz na profundidade de 90 cm.

A Figura 5.12 mostra os valores de amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz em 150 cm de profundidade. Nesta figura observa-se que os valores de amplitude são mais heterogêneos. É possível localizar as feições descritas na Figura 5.11 com mais evidência. No final da área, a feição que ocorre a 75 m aproximadamente, é alongada na direção SW-NE ocorrendo em toda extensão da área, mostrando que o solo torna-se mais condutivo a maiores profundidades.

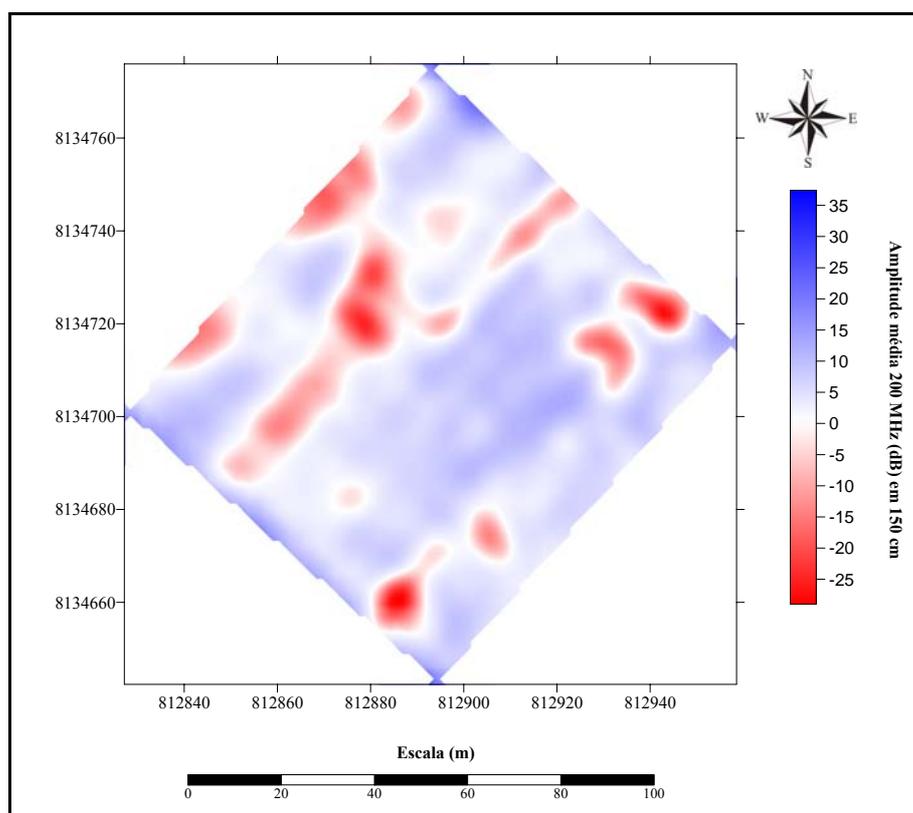


Figura 5.12 - Mapa da distribuição da amplitude média dos refletores GPR de 200 MHz na profundidade de 150 cm.

A Figura 5.13 mostra um perfil GPR 2D sobre a Linha 1 obtido com as antenas de 50, 100, 200 e 500 MHz. O objetivo deste perfil é obter uma caracterização geofísica mais profunda do subsolo e determinar a profundidade do lençol freático dentro da área piloto. A interpretação deste perfil está mostrada na Figura 5.14.

A Figura 5.14a mostra o perfil obtido com as antenas de 500 MHz. Observa-se que o sinal penetrou até 2,5 m de profundidade. Nos primeiros 30 m do perfil, os refletores estão com maiores amplitudes até 2 m de profundidade e variam lateralmente; a partir da posição de 30 m até o final do perfil, as reflexões são mais fracas, evidenciando uma zona onde o solo é mais condutivo, i.e., ocorre uma maior atenuação do sinal GPR.

Na Figura 5.14b a profundidade de penetração alcançada foi 5 m. Nesta figura fica mais evidente a variação lateral da condutividade do solo. De 0 a 32 m do perfil observa-se uma zona de reflexões fortes, variando de cerca de 0,5 até 3 m de profundidade. De 32 m até o final do perfil, pode-se observar um aumento na atenuação do sinal do radar, ou seja, as reflexões são mais fracas devido a maior condutividade do terreno. Por outro lado, a região entre as posições de 50 a 70 m mostra reflexões fortes.

Com as antenas de 100 MHz (Figura 5.14c) observa-se uma penetração de até 9 m de profundidade. Note que a partir de 6,5 m de profundidade observa-se em toda a extensão do perfil, um nítido e forte refletor irregular que é interpretado como uma camada de concreções lateríticas com argila, bastante rica em óxido de ferro. Esta interpretação foi baseada nas informações geológicas locais e furos de sondagens realizados na área. Acima deste refletor nota-se duas zonas de reflexões mais fortes que mostram a heterogeneidade do solo.

A Figura 5.14d mostra o perfil obtido com as antenas de 50 MHz onde observa-se que o sinal penetrou até 12 m de profundidade. Ao longo de todo o perfil observa-se uma forte atenuação das reflexões do radar mostrando uma zona mais condutora. Note que esta região é mais espessa a partir da posição de 50 m. O forte refletor irregular correspondente à camada de concreções lateríticas com argila também é identificado. Abaixo deste refletor, em torno de 9 m de profundidade, ocorre um forte refletor horizontal paralelo à superfície, estando relacionado com o topo do lençol freático.

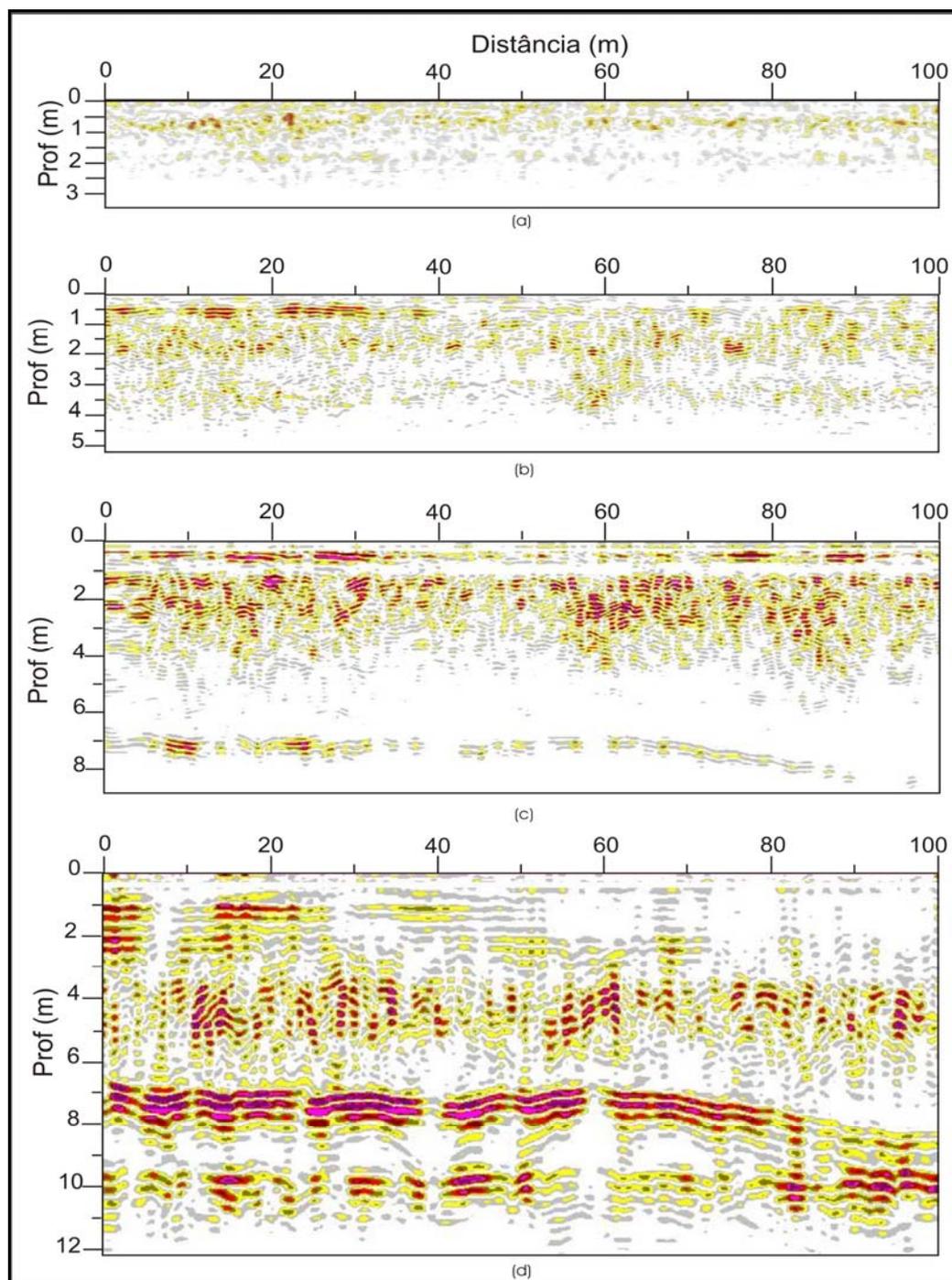


Figura 5.13 - Perfis GPR sobre a Linha 1 sem interpretação. a) antena blindada de 500 MHz; b) antena não blindada de 200 MHz; c) antena blindada de 100 MHz e d) antenas não blindadas de 50 MHz.

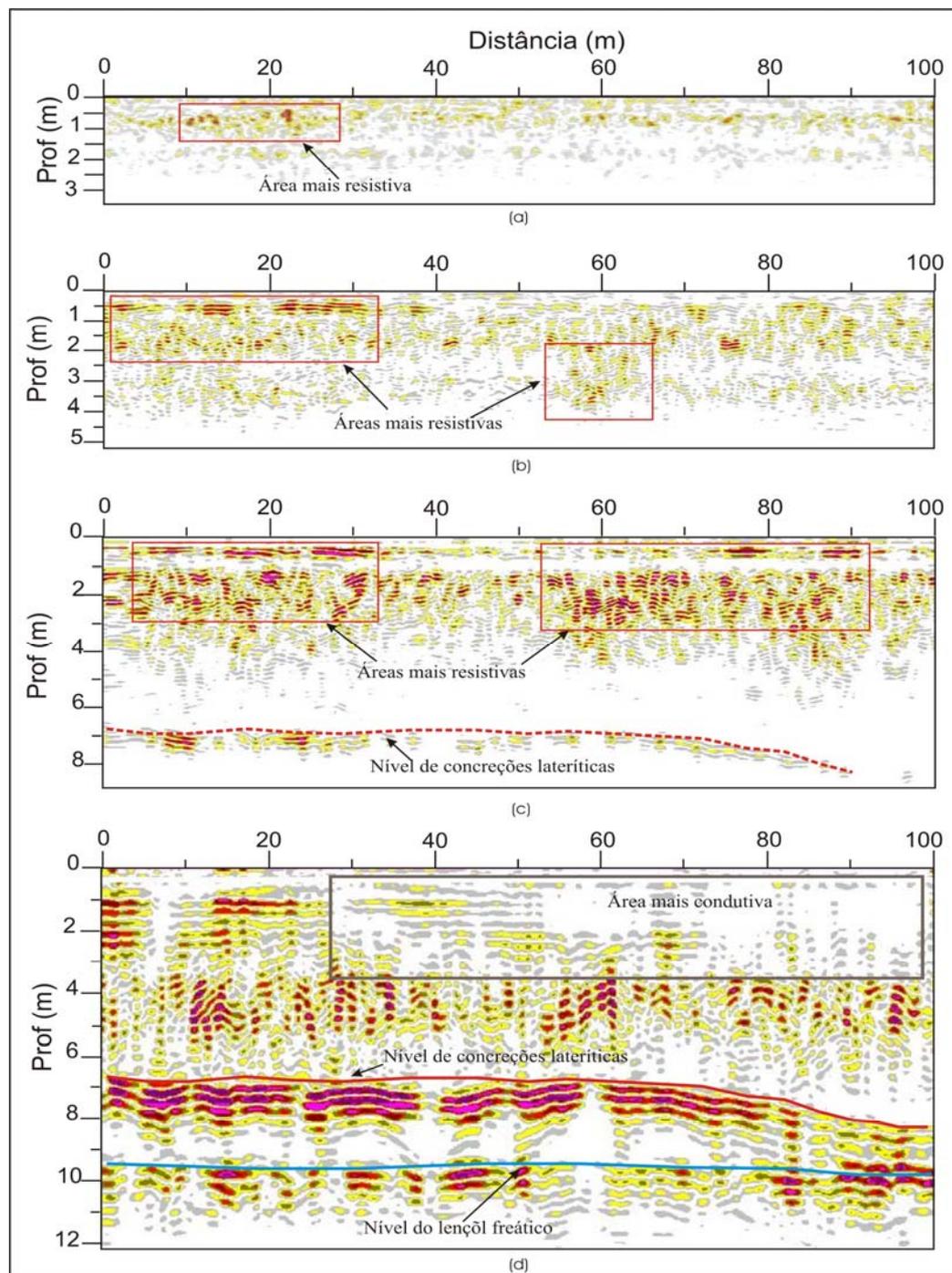


Figura 5.14 - Perfis GPR sobre a Linha 1 interpretados. a) antena blindada de 500 MHz; b) antena não blindada de 200 MHz; c) antena blindada de 100 MHz e d) antenas não blindadas de 50 MHz.

TDR

Na Figura 5.15 observa-se a distribuição do conteúdo volumétrico de água na área piloto obtido com o sensor TDR. Valores de solo mais úmido são representados pela cor vermelha (36%) e valores de solo mais seco são mostrados pela cor azul (22%). Verifica-se que a área é bastante heterogênea, com uma predominância de valores mais elevados (de 30 a 36%). Nos primeiros 60 m da área, ocorrem faixas alongadas intercaladas de variação do teor de umidade que se estende por toda área na direção de SW-NE. De 0 a 20 m e em aproximadamente de 45 a 60 m da área ocorrem faixas de valores mais elevados em toda extensão. Após 60 m, os valores mostram uma feição mais irregularmente distribuída. Entre essas faixas de valores altos ocorrem faixas de valores baixos, destacando de 20 a 35 m (faixa azul), alongada com direção SW-NE, ocorrendo em toda extensão da área e de 60 a 70 m, aproximadamente. Essas feições estão concordantes com as principais feições identificadas nas Figuras 5.5, 5.6, 5.7 e 5.8, onde valores mais elevados de amplitude correspondem às áreas mais secas e menores valores de amplitude às áreas mais úmidas.

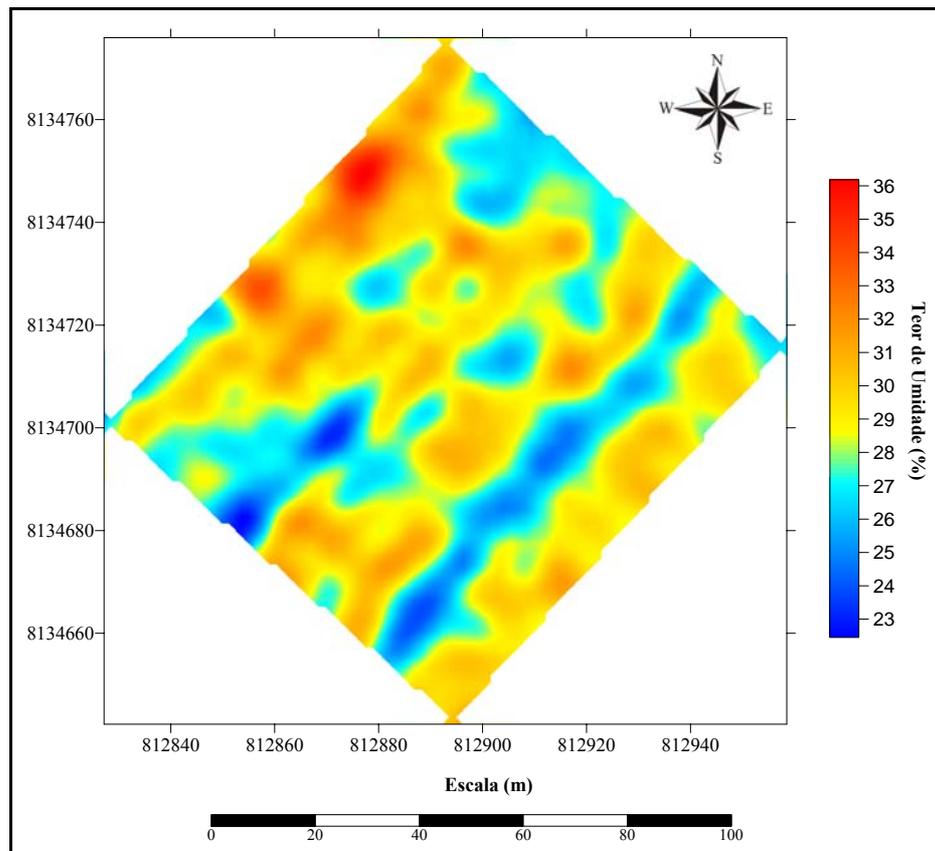


Figura 5.15 - Mapa da distribuição do teor de umidade do solo na profundidade de 10 cm adquirido com sensor TDR.

CEC

A Figura 5.16 mostra o mapa de distribuição da condutividade elétrica no solo em 30 cm de profundidade. Verifica-se que a condutividade é bastante heterogênea e não se observa um padrão único na área. Os valores de condutividade elétrica mais elevados são representados pela cor vermelha e os valores menores pela cor azul. Destacam-se as zonas de valores mais elevados de condutividade elétrica aparente (variando de 7,5 a 9 $\text{mS}\cdot\text{m}^{-1}$) e estas são coincidentes com as áreas mais úmidas identificadas na Figura 5.15, bem como com as áreas de amplitude mais baixa identificadas na Figura 5.5.

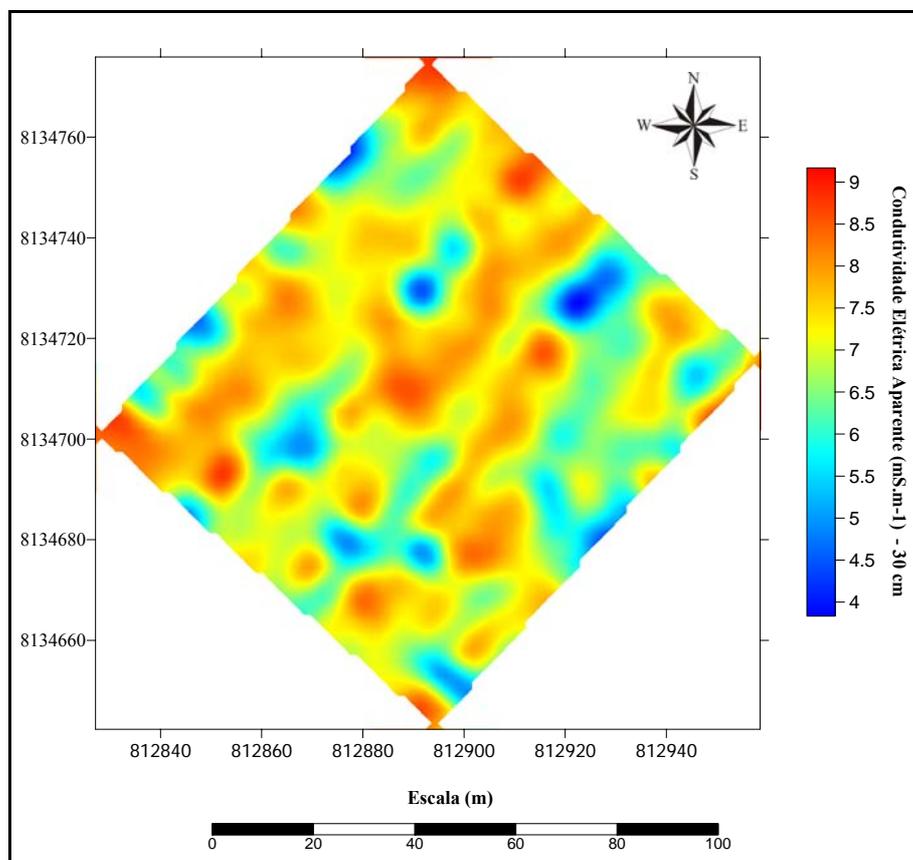


Figura 5.16 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica aparente (CEa) na profundidade de 30 cm adquirido com sensor Veris 3100.

A Figura 5.17 mostra o mapa de distribuição da condutividade elétrica no solo na profundidade de 90 cm. Verifica-se que nesta profundidade os valores de condutividade aparente mostram valores mais homogêneos, representados, em toda área, pelo valor em média de $4.5 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$. Destacam-se as zonas de valores mais baixos de condutividade, mostrado pela cor azul, que variam de 1.5 a $3.5 \text{ mS}\cdot\text{m}^{-1}$. A homogeneidade aqui observada é também identificada na Figura 5.7, que mostra a predominância de valores indicativos de um solo mais resistivo.

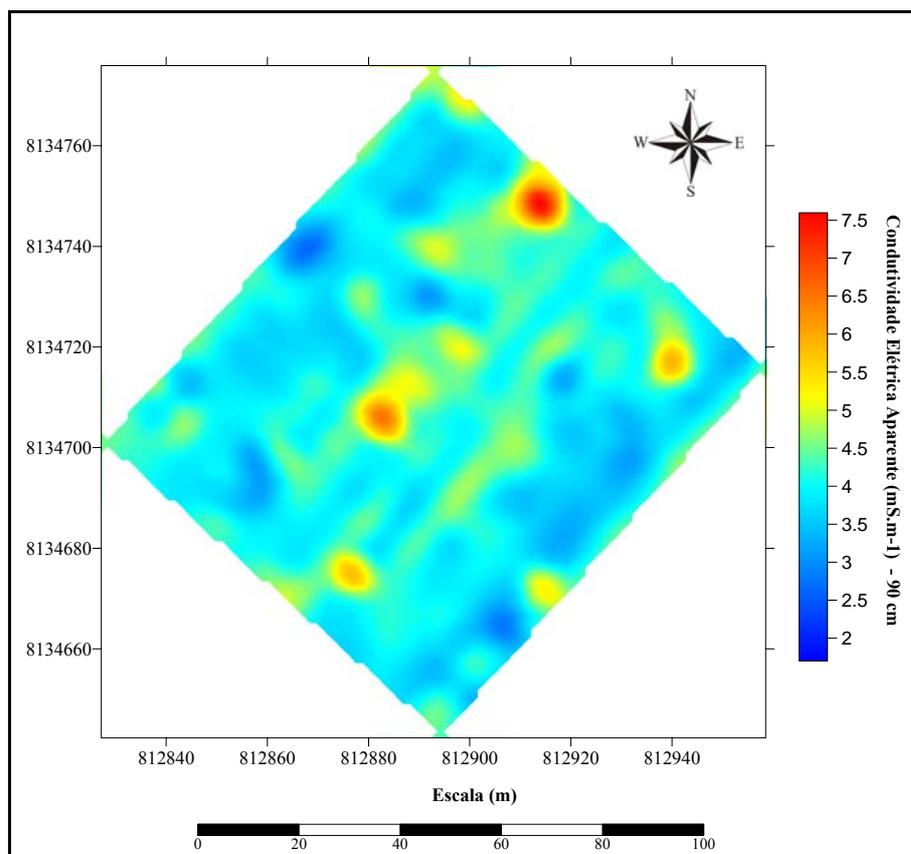


Figura 5.17 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica aparente (CEa) na profundidade de 90 cm adquirido com sensor Veris 3100.

EM38

A Figura 5.18 mostra o mapa de distribuição da condutividade elétrica no solo na profundidade de 150 cm obtido com o EM38. A distribuição da condutividade elétrica mostra que a área é mais condutiva destacado as zonas que abrange até aproximadamente 70 m da área, com valores de condutividade elétrica variando de 7.8 a 10 mS.m^{-1} . Essas zonas são correspondente a zonas de baixa amplitude dos mapas das Figuras 5.5, 5.6, 5.7 e 5.8. No início da área, observa-se uma faixa alongada de valores baixos de condutividade, coincidindo com o refletor de alta amplitude observado nos mapas de amplitude média de 500 MHz, como também no mapa de teor

de umidade (Figura 5.15) que mostra uma zona mais seca, embora não seja verificado em toda extensão. Após 70 m, destacam-se duas zonas, uma marcada pela cor azul, mais larga, alongada, de valores baixos de condutividade e outra marcada pelas cores amarela e verde, mostrando que nos 10 m finais da área a condutividade aumenta.

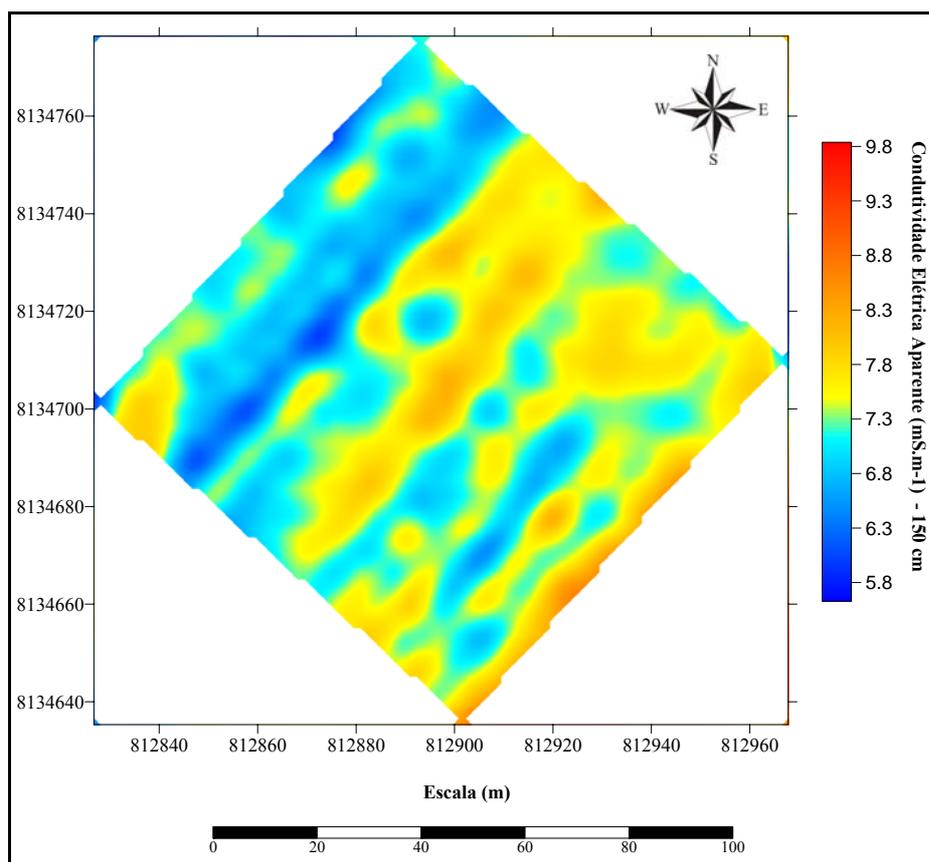


Figura 5.18 - Mapa da distribuição da condutividade elétrica aparente (CEa) na profundidade de 150 cm adquirido com sensor EM38.

Analisando os resultados na área piloto verifica-se que os resultados de GPR, TDR, EM38 e CEC (Veris 3100) mostraram uma boa concordância entre si e permitiu identificar regiões anômalas em termos condutividade elétrica do solo para uso em agricultura de precisão. As regiões mais resistivas coincidem com as regiões mais secas (i.e., maior amplitude das reflexões do GPR e baixo teor de umidade do TDR) e as regiões mais condutivas coincidem com as regiões

mais úmidas (i.e., menor amplitude do GPR e elevado teor de umidade do TDR). Os mapas de GPR com antena de 500 MHz mostraram os melhores resultados, pois foi possível relacioná-los com os resultados de condutividade elétrica e de teor de umidade.

Os perfis 2D de GPR mostraram que conforme a profundidade aumenta, o solo torna-se mais condutivo, como observado nos *slices* dos mapas de distribuição de amplitudes. Com as antenas de baixas frequências (50 e 100 MHz) foi possível determinar um forte refletor correspondente à uma camada de crosta laterítica que está relacionada com a formação da Formação Cachoeirinha e a profundidade do lençol freático. Estas interpretações foram feitas com base em informações da geologia local e de poços de monitoramento presentes próximos à área de estudo.

5.3 RESULTADOS DA ANÁLISE DE PRODUTIVIDADE

Para todas as análises foram realizados testes de diagnósticos os quais conferiram matematicamente os modelos. Os resultados para cada grupo são mostrados a seguir.

Grupo 1

Após os testes de diagnósticos determinou-se que as variáveis que mais contribuem para o aumento da produtividade são: a condutividade elétrica proveniente do EM38 e o teor de umidade proveniente do TDR. Uma transformação logarítmica das variáveis explanatórias foi realizada visando obter a homogeneidade nos erros conforme apresentado na Figura 5.19. O modelo mais representativo é dado por:

$$\hat{Y}_i = 358,087 \log(\text{CEa } 150 \text{ cm}) + 0,094 \log(\text{Teor de Umidade}) \quad (53)$$

onde \hat{Y}_i é a produtividade estimada; e 358,087 e 0,094 são os coeficientes das variáveis significativas, CEa (150cm) e Teor de Umidade, respectivamente.

A Figura 5.19 mostra os Gráficos de diagnóstico do modelo (eq. 53). Este modelo tem um coeficiente de determinação de $R^2 = 0,9983$, explicando 99,92% da variabilidade da produtividade. Observa-se que os supostos do modelo estão garantidos, observando que os resíduos do modelo são simétricos e apresentam uma distribuição normal, não estão correlacionados (estatística de Durbin-Watson igual a 2,19) e não há presença de heterogeneidade pelo gráfico dos resíduos *versus* estimados.

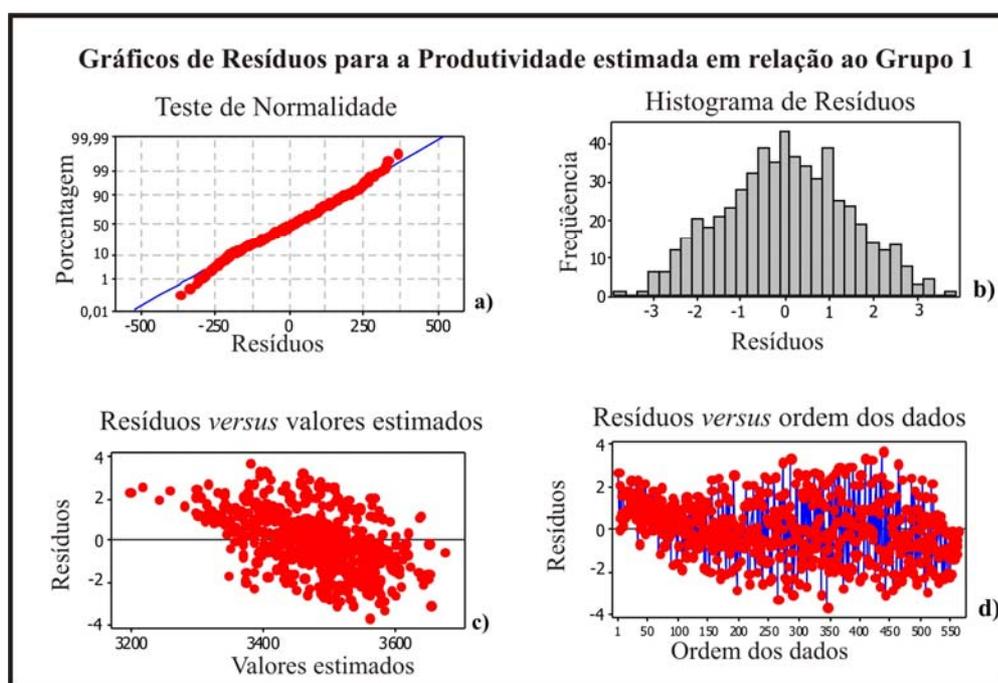


Figura 5.19 - Gráficos de diagnóstico da modelagem do grupo 1. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.

Grupo 2

O modelo mais representativo dos componentes granulométricos do solo, os teores de argila (g.kg^{-1}), silte (g.kg^{-1}) e areia (g.kg^{-1}), é dado por:

$$\hat{Y}_i = 4,083 \text{ areia} + 2,452 \text{ argila} + 3,75 \text{ silte} \quad (54)$$

onde \hat{Y}_i é a produtividade estimada; e 4,083, 2,452 e 3,75 são os coeficientes das variáveis significativas, areia, argila e silte, respectivamente.

A Figura 5.20 mostra os Gráficos de diagnóstico do modelo (eq. 54). Este modelo tem um coeficiente de determinação de $R^2 = 0.998$, explicando 99,89% da variabilidade da produtividade. Observa-se que os supostos do modelo estão garantidos. Os resíduos do modelo são simétricos e apresentam uma distribuição normal e não estão correlacionados, fato que é comprovado pela estatística de Durbin-Watson (2,57). Os erros são homocedásticos⁹ ao longo do estudo.

Grupo 3

O modelo mais representativo das propriedades químicas do solo é expresso como:

$$\hat{Y}_i = 141 \text{ pH (H}_2\text{O)} + 1524,86 \text{ Cu} + 386,70 \text{ pH (CaCl}_2\text{)} + 333,24 \text{ Fe} \quad (55)$$

onde \hat{Y}_i é a produtividade estimada; 141, 1524,86, 386,70 e 333,24 são os coeficientes das variáveis significativas, valor de pH (H₂O), teor de Cu, valor de pH (CaCl₂) e teor de Fe, respectivamente.

⁹ Erros homocedásticos significa que a variabilidade dos resíduos do modelo para toda área é constante.

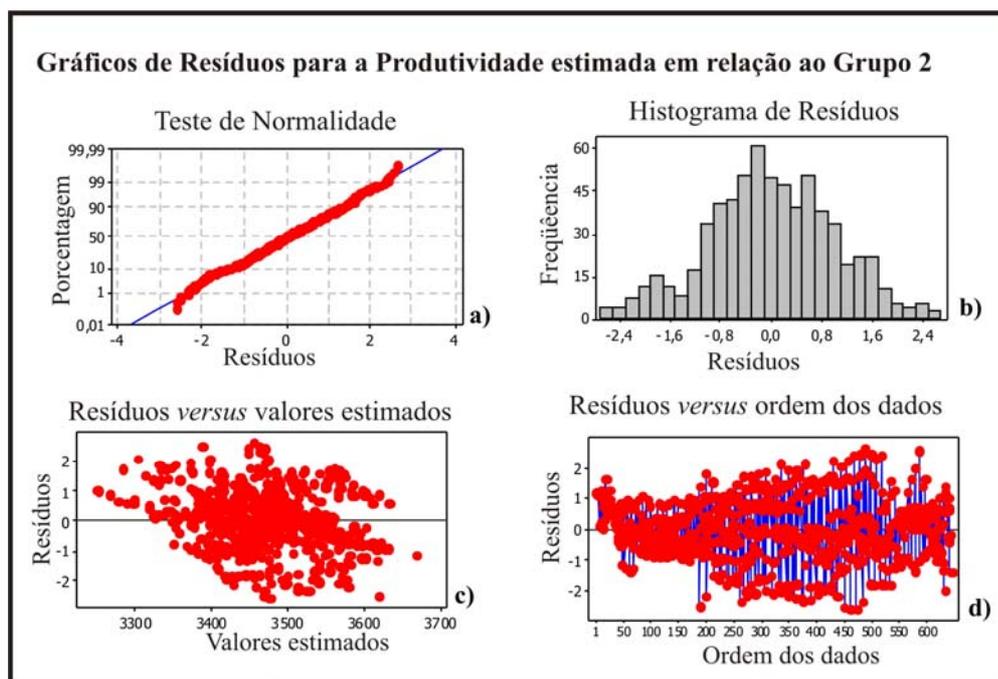


Figura 5.20 - Gráficos de diagnóstico da modelagem do grupo 2. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.

A Figura 5.21 mostra os Gráficos de diagnóstico do modelo (eq. 55). Este modelo tem um coeficiente de determinação de $R^2 = 0,9994$, explicando 99,97% da variabilidade da produtividade. Observa-se que são cumpridos os supostos do modelo. Os resíduos são simétricos apresentando uma distribuição normal e não estão correlacionados (Durrbin-Watson igual a 1,59). Os erros são homocedásticos ao longo do estudo.

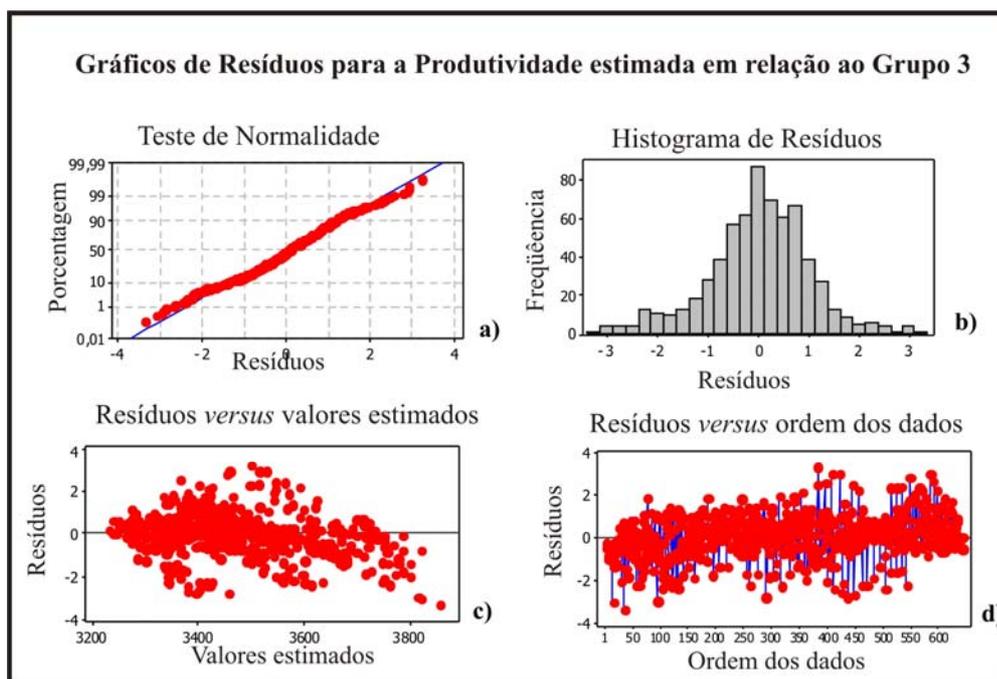


Figura 5.21 - Gráficos de diagnóstico da modelagem do grupo 2. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.

5.4 RESULTADOS DA ANÁLISE DA CONDUTIVIDADE

Para todas as análises foram realizados testes de diagnósticos os quais conferiram estatisticamente os modelos. Os resultados estimados para a condutividade em 30 cm, em 90 cm e em 150 cm são mostrados a seguir.

Após os testes de diagnósticos determinou-se que as variáveis que mais contribuem para o aumento da condutividade elétrica em 30 cm são: pH CaCl_2 , teor de Fe e teor de H+Al. O modelo mais representativo é dado por:

$$\hat{Y}_i = 1,13 \text{ pH CaCl}_2 + 1,16 \text{ Fe} + 0,146 \text{ H} + \text{Al} \quad (56)$$

onde \hat{Y}_i é a condutividade estimada em 30 cm; e 1,13, 1,16 e 0,146 são os coeficientes das variáveis significativas, pH CaCl_2 , teor de Fe e teor de H+Al, respectivamente.

A Figura 5.22 mostra os Gráficos de diagnóstico do modelo (eq. 56). Este modelo tem um coeficiente de determinação de $R^2 = 0,9830$ explicando 99,16% da variabilidade da condutividade em 30 cm. Observa-se que os supostos do modelo estão garantidos, observando que os resíduos do modelo são simétricos e apresentam uma distribuição normal, não estão correlacionados (estatística de Durbin-Watson igual a 1,93) e não há presença de heterogeneidade pelo gráfico dos resíduos *versus* estimados.

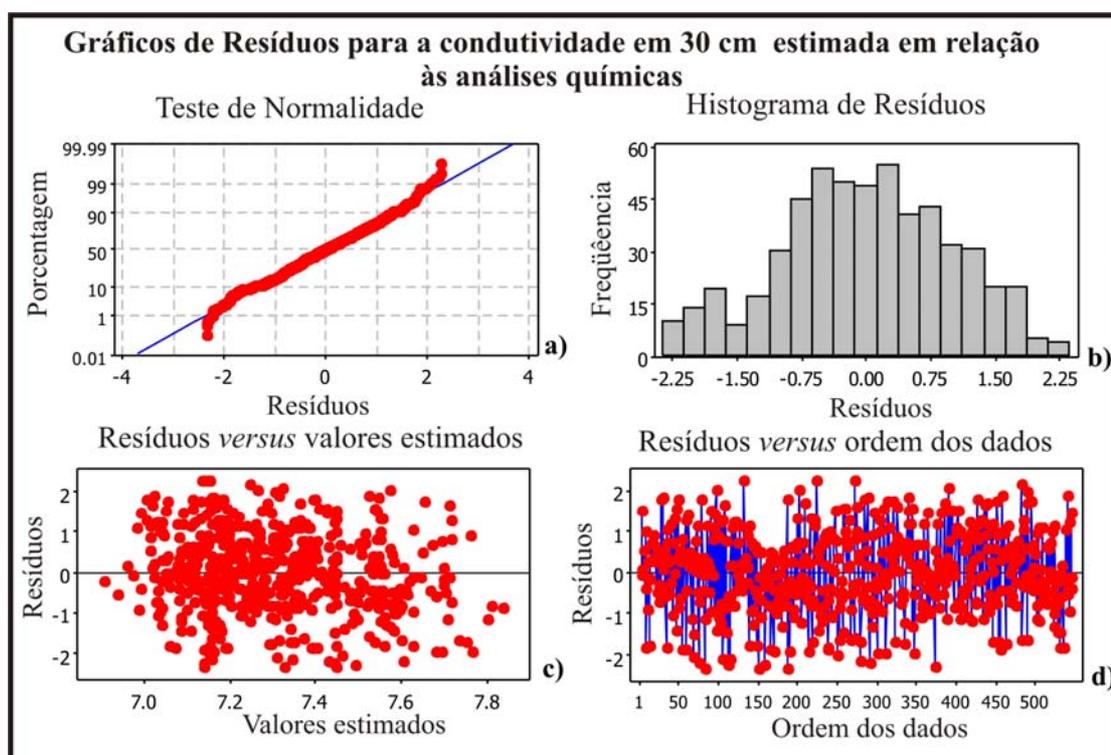


Figura 5.22 - Gráficos de diagnóstico da modelagem para a condutividade em 30 cm. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.

O modelo mais representativo para explicar a condutividade elétrica em 90 cm é determinado pelas seguintes variáveis: pH CaCl_2 , areia e teor de Fe (eq 57).

$$\hat{Y}_i = 0,428 \text{ pH CaCl}_2 + 0,00404 \text{ areia} - 0,113 \text{ Fe} \quad (57)$$

onde \hat{Y}_i é a condutividade elétrica estimada em 90 cm; e 0,428, 0,00404 e 0,113 são os coeficientes das variáveis significativas, pH CaCl₂, areia e teor de Fe, respectivamente.

A Figura 5.23 mostra os Gráficos de diagnóstico do modelo (eq. 57). Este modelo tem um coeficiente de determinação de $R^2 = 0,9855$ explicando 99,27% da variabilidade da condutividade elétrica em 90 cm. Observa-se que os supostos do modelo estão garantidos, observando que os resíduos do modelo são simétricos e apresentam uma distribuição normal, não estão correlacionados (estatística de Durrbin-Watson igual a 2,07) e não há presença de heterogeneidade pelo gráfico dos resíduos *versus* estimados.

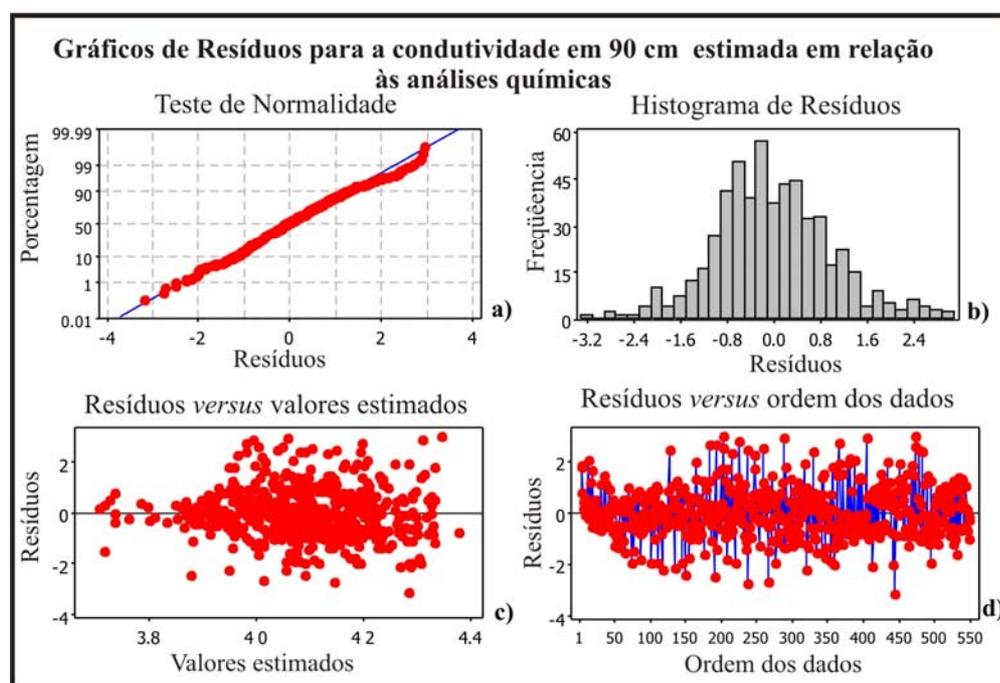


Figura 5.23 - Gráficos de diagnóstico da modelagem para a condutividade em 90 cm. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.

O modelo mais representativo para explicar a condutividade elétrica em 150 cm é determinado pelas seguintes variáveis: valor de pH CaCl₂, teor de H⁺Al, valor de pH H₂O e teor de umidade (eq 58):

$$\hat{Y}_i = 0.829 \text{ pH CaCl}_2 + 0.131 \text{ H} + \text{Al} + 0.318 \text{ pH H}_2\text{O} + 0.0135 \text{ teor de umidade} \quad (58)$$

onde \hat{Y}_i é a condutividade elétrica estimada em 150 cm; e 0,829, 0,131, 0,318 e 0,0135 são os coeficientes das variáveis significativas, valor de pH CaCl₂, teor de H+Al, valor de pH H₂O e teor de umidade, respectivamente.

A Figura 5.24 mostra os Gráficos de diagnóstico do modelo (eq. 58). Este modelo tem um coeficiente de determinação de $R^2 = 0,9965$ explicando 99,82% da variabilidade da condutividade elétrica em 150 cm. Os supostos do modelo estão garantidos, observando que os resíduos do modelo são simétricos e apresentam uma distribuição normal, não estão correlacionados (estatística de Durbin-Watson igual a 1,96) e não há presença de heterogeneidade pelo gráfico dos resíduos *versus* estimados.

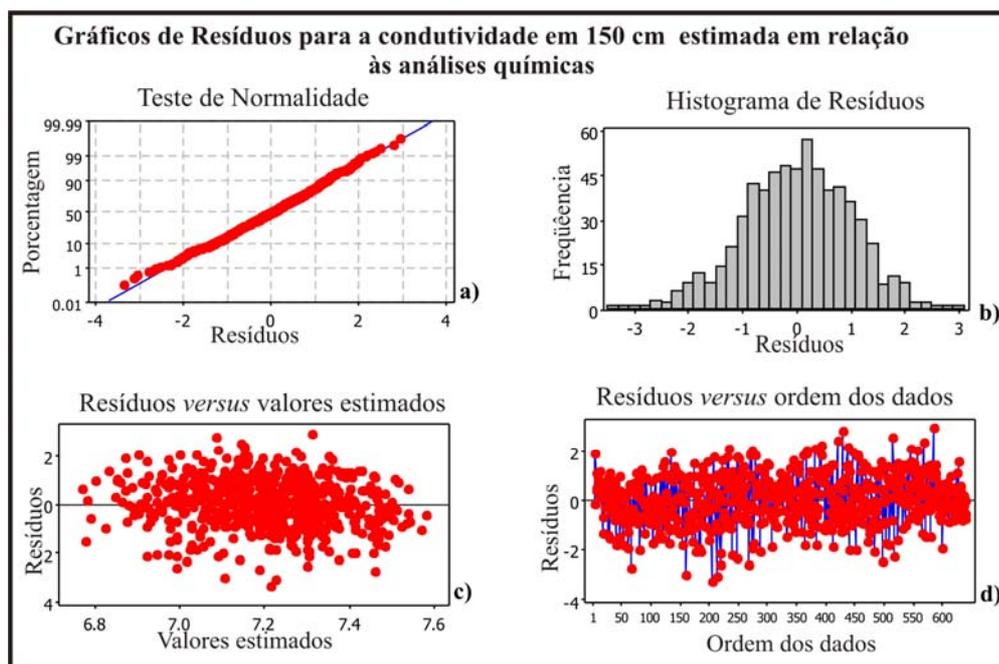


Figura 5.24 - Gráficos de diagnóstico da modelagem para a condutividade em 150 cm. a) normalidade; b) histograma de resíduos; c) homogeneidade e d) resíduos dos erros.

Os resultados obtidos através da modelagem mostram que as variáveis físicas e químicas do solo explicam com um alto coeficiente de determinação a produtividade e os modelos propostos sendo significativos, mostrados pela análise comprobatória dos supostos dos modelos.

A análise da regressão múltipla mostrou que o melhor ajuste para a produtividade no primeiro grupo de variáveis é melhor expressado pelas seguintes variáveis: CEa (mS.m^{-1}) (150 cm) e Teor de umidade (%) com coeficiente de determinação ($R^2 = 0,9983$) com 99,92% de explicação do modelo. Já para o segundo grupo, a análise mostrou que o melhor ajuste é dado pelos três componentes do grupo (Teor de areia (g.kg^{-1}), Teor de argila (g.kg^{-1}) e Teor de silte (g.kg^{-1})) com coeficiente de determinação ($R^2 = 0,9978$), explicando 99,89% o modelo. No terceiro grupo de variáveis, a produtividade é melhor explicada por quatro variáveis, que são: pH (H_2O), Teor de Cu, pH (CaCl_2) e Teor de Fe com coeficiente de determinação ($R^2 = 0,9994$) explicando 99,97 % o modelo. Todos os modelos são válidos a 95% de confiança caracterizados pelas propriedades físicas e químicas da área de estudo.

Os valores de condutividade elétrica em 30 e 90 cm e os valores de amplitude do GPR tanto para 500 MHz e de 200 MHz, não contribuem significativamente para explicar a produtividade de grãos. Estas variáveis ao serem inseridas no modelo ou apresentavam baixo valor de coeficiente de determinação ou não cumpria os supostos para modelagem, mostrados pelos gráficos de diagnósticos. Embora possa ser verificado em todo talhão 06 que a área mais condutiva sugere áreas de maior produtividade, o fato de que o valor de condutividade medida em profundidades maiores ter maior contribuição para o modelo pode ser porque o solo foi arado nos dias próximos à etapa de aquisição de dados, o que pôde ter perturbado as suas características físicas nas profundidades mais rasas enquanto que em profundidades maiores as características do solo tenham sido mantidas. Desta forma, como a área piloto é relativamente uma área

pequena, os dados não determinaram a variabilidade da área que foi possível identificar estudando uma área maior, como a do talhão 6.

Com os perfis GPR foi possível identificar as zonas mais condutoras que podem estar relacionadas com as áreas mais ricas em nutrientes e/ou com áreas de maior concentração de elementos químicos. Além disso, permitiu determinar uma camada de crosta laterítica e a profundidade do topo do lençol freático na área de estudos.

Nota-se que tanto pelas propriedades químicas, quanto pelas propriedades físicas pode-se explicar a produtividade com alto grau de determinação ($R^2 = 0,9983$, $0,9978$ e $0,9994$). Importante observar o coeficiente de determinação do grupo 1 que tem valor equivalente ao determinado pelos grupos 2 e 3, viabilizando a aplicação de sensores geofísicos para mapear a condutividade (EM38) e a umidade do meio (TDR). Este fato é importante ao agricultor, pois a geofísica permite medir a condutividade elétrica e a umidade do solo *in situ* e de maneira não destrutiva.

Na análise da condutividade elétrica verificou-se que as variáveis que contribuíram para o valor medido em 30 cm foram pH CaCl_2 , teor de Fe e teor de H+Al, com coeficiente de determinação ($R^2 = 0,9830$), explicando 99,16% o modelo. Para o valor medido em 90 cm as variáveis que contribuíram para explicar o valor de condutividade foram pH CaCl_2 , areia e teor de Fe com coeficiente de determinação ($R^2 = 0,9855$) explicando 99,27%. Já no valor da condutividade elétrica medida em 150 cm foram 4 variáveis mais significativas, valor de pH CaCl_2 , teor de H+Al, valor de pH H_2O e o teor de umidade, com um coeficiente de determinação ($R^2 = 0,9965$) explicando 99,82% o modelo.

CAPÍTULO VI – CONCLUSÕES

6 CONCLUSÕES

Os resultados para os levantamentos da condutividade elétrica realizados em toda área do talhão 6 mostram que o solo é predominantemente condutivo embora heterogêneo com destaque para a região a SW do talhão onde os valores mostram essa região mais resistiva e o solo mais homogêneo. No estudo do teor de umidade, as áreas mais úmidas são coincidentes com áreas mais condutivas. Verificou-se que as áreas de maior produtividade correspondem às áreas de maiores valores de condutividade elétrica aparente e ao solo mais úmido, bem como nas áreas onde a produtividade é menor os valores de condutividade e teor de umidade são menores. Esta caracterização é muito importante e valiosa ao produtor, pois áreas mais úmidas e condutivas podem representar áreas mais adubadas, i.e, mais férteis.

Os resultados do GPR adquiridos com antenas blindadas de 500 MHz mostraram melhores resultados. Com eles foi possível identificar zonas mais resistentes e condutoras até a profundidade de 150 cm.

Os resultados adquiridos com os perfis de TDR mostraram a distribuição do teor de umidade em 10 cm de profundidade para toda área, identificando zonas mais secas e mais úmidas, com predominância de áreas mais úmidas.

Os resultados do CEC em 30 cm mostraram uma área heterogênea, com predominância de valores maiores de condutividade elétrica. Em 90 cm, os resultados mostram que a condutividade elétrica diminui indicando áreas mais resistentes e um solo mais homogêneo.

Os resultados adquiridos com EM38 mostram que na profundidade de 150 cm o solo é mais condutivo, principalmente observado no início da área.

Os resultados encontrados na área piloto mostraram uma boa concordância entre si e permitiu identificar regiões anômalas em termos condutividade elétrica do solo para uso em agricultura de precisão. As regiões mais resistivas coincidem com as regiões mais secas (i.e., maior amplitude das reflexões do GPR e baixo teor de umidade do TDR) e as regiões mais condutivas coincidem com as regiões mais úmidas (i.e., menor amplitude do GPR e elevado teor de umidade do TDR). Desta forma os mapas de distribuição de amplitudes do GPR de 500 MHz permitiu identificar zonas mais e condutoras que podem estar relacionadas com as áreas mais ricas em nutrientes e/ou com áreas de maior concentração de elementos químicos.

Os perfis 2D de GPR mostraram que conforme a profundidade aumenta, o solo torna-se mais condutivo como observado nos *slices* dos mapas de distribuição de amplitudes. Um forte refletor foi identificado e corresponde à camada de crosta laterítica que ocorre em 6,5 m a 8 m de profundidade. A origem desta unidade está relacionada com a formação da Formação Cachoeirinha caracterizada por grandes processos de peneplanização e laterização. Abaixo desta camada foi possível identificar o topo do nível do lençol freático, por volta de 9,5 m.

Os resultados obtidos através da modelagem mostram que as variáveis físicas e químicas do solo explicam com um alto coeficiente de determinação a produtividade e os modelos propostos sendo significativos, mostrados pela análise comprobatória dos supostos dos modelos. Nota-se que tanto pelas propriedades químicas, quanto pelas propriedades físicas pode-se explicar a produtividade com alto grau de determinação. O valor de coeficiente de determinação do grupo 1 foi equivalente ao determinado pelos grupos 2 e 3, viabilizando a aplicação de sensores geofísicos para mapear a condutividade (EM38) e a umidade do meio (TDR). Este fato é importante ao agricultor, pois a geofísica permite medir a condutividade elétrica e a umidade do solo *in situ* e de maneira não destrutiva.

Os elementos químicos, valor de pH CaCl₂, teor de Fe e teor de H+Al melhor explicaram o valor da condutividade elétrica em 30 cm. Para o valor da condutividade elétrica em 90 cm, as variáveis que melhor contribuíram para explicar o seu valor foram pH CaCl₂, teor de areia e teor de Fe. O valor da condutividade em 150 cm é melhor explicado pelas variáveis pH CaCl₂, teor de H+Al, valor de pH H₂O e teor de umidade. No mapa de distribuição de condutividade elétrica em 90 cm pode-se observar que os valores de condutividade elétrica são mais baixos, ou seja, a área é mais resistiva e isto é comprovado pelo modelo onde o teor de areia foi significativo, sendo a areia um material resistivo.

A associação de técnicas de amostragem, metodologia geofísica e metodologia estatística tornam-se ferramentas importantes e indispensáveis para o estudo da produtividade de uma cultura agrícola, pois através desses estudos integrados é possível determinar e inferir o uso mais eficaz de corretivos de solo e irrigação. Para tanto, recomenda-se não só um estudo de reconhecimento, como também um estudo periódico que compreende etapas após a adubação e após a colheita, que permitiria identificar e caracterizar por etapas de colheita a real variabilidade do terreno, estimando a produtividade futura e direcionando a adubação do solo, permitindo assim o aumento na produtividade de grãos e a otimização dos custos no processo de cultivo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS*

ALLRED, B.J., EHSANI, M.R., DANIELS, J.J. **The Impact on Electrical Conductivity Measurement due to Soil Profile Properties, Shallow Hydrologic Conditions, Fertilizer Application, Agricultural Tillage, and the type of Geophysical Method Employed.** Proceedings of Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems, 2003. Cd-Rom. P. 336-349.

BARROS, A.M., SILVA, R.H., CARDOSO, O.R.F.A., FREIRE, F.A., SOUZA JÚNIOR, J.J.S, RIVETTI, M., LUZ, D.S., PALMEIRA, R.C.B., TASSINARI, C.C.G. **Projeto RADAMBRASIL.Folha SE.21 Cuiabá; Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da terra.** Ministério das Minas e Energia- Secretaria Geral. Rio de Janeiro, 1982, 452 p.

BATCHELOR, B.; WHIGHAM, K.; DEWITT, J. **Precision agriculture: introduction to precision agriculture.** Iowa Cooperative Extension, 1997. 4p. Disponível na Internet. <http://www.extension.iastate.edu/Pages/precisionag/prec-ag.pdf>

BUTNOR, J.R.; DOOLITTLE, J.A.; JOHNSEN, K.H.; STOKES,T.;KRESS, L. **Utility of Ground Penetrating Radar as a Root Biomass Survey Tool in Forest Systems.** Soil Science Society American Journal, 2003. 67:1607-1615.

CAMPO, P. **Agricultura de precisão. Inovações do campo.** Piracicaba, 2000. Disponível na Internet. http://www1.portaldocampo.com.br/inovacoes/agric_precisao03.htm.

CAPELLI, N.L. **Agricultura de precisão - Novas tecnologias para o processo produtivo.** LIE/DMAQAG/ FEAGRI/UNICAMP, 1999. Disponível na Internet. <http://wwwbases.cnptia.embrapa.br/cria/gip/gipap/capelli.doc>.

DALLMEYER, A.U.; SCHLOSSER, J.F. **Mecanizacion para la agricultura de precisión.** In: BLU, R. O.; MOLINA, L. F. Agricultura de precisión - Introducción al manejo sitioespecífico. Chillán-Chile : INIA, 1999. Cap.3, p.75-104.

DANIELS, D.J. **Surface Penetrating Radar.** The Institution of Electrical Engineers, London, 1996. 300p.

DAVIS, J.L. & ANNAN, P.(1989). **Ground-penetrating radar for high resolution mapping of soil and rock stratigraphy.** Geophysical Prospecting, v. 37, p. 532-551.

DOBRIM, M.B. **Introduction to geophysical prospection.** 3º Ed., International Student Edition. Houston, 1981. 630p.

* De acordo com:

DOERGE, T.A. **Management zone concepts. Site-specific management guidelines.** 1999. p.4. Disponível na Internet. <http://www.farmresearch.com/SSMG/ssmg-02/SSMG02.pdf>.

DRAPER, N.R., SMITH, H. **Applied Regression Analysis**, 3nd.ed., John Wiley, 1998. 350p.

FREELAND, R.S, YODER, R.E., AMMONS, J.T. **Mapping shallow underground features that influence site-specific agricultural production.** Journal of Applied Geophysics, v. 40, 1998. p. 19-27.

GASKIN G.J., MILLER J.D. **Measurement of soil water content using a simplified impedance measuring technique.** J.Agric. Res., 63, 1996 p153-160.

GENTIL, L.V.; FERREIRA, S.M. **Agricultura de precisão: Prepare-se para o futuro, mas com os pés no chão.** Revista A Granja, Porto Alegre, n 610, 1999. p12-17.

GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R.L **Geologia do centro-leste de Mato Grosso. Ponta Grossa, PETROBRÁS-DESUL (Relatório Técnico Interno, 394), 1970. 43p.**

GUIRRO, A.S. **Análise de Fácies dos Sedimentos da Formação Aquidauana(Neocarbonífero) no sudoeste de Mato Grosso e nos poços da Borda Norte da Bacia do Paraná.** Dissertação de Mestrado. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto. Ouro Preto, 1991. 187 p.

INMAN, D.J.; FREELAND, R.S.; AMMONS, J.T.; YODER, R.E. **Soil investigations using Eletromagnetic Inducion and Ground-Penetrating Radar in Southwest Tennessee.** In: Soil Science Society Americam Journal. 66, 2002. p206-211.

KEAREY, P.; BROOK, M. **An Introdtion to Geophysical Exploration**, 2º Ed. Blackwell Scientific Publications Ltda, London, 1991. 254 p.

KITCHEN, N.R., SUDDUTH. K.A., & DRUMMOND S.T. **Mapping of sand deposits from 1993 Midwest floods with electromagnetic induction measurements.** J. Soil Water Conserv, 1996 51:336–340.

LANDIM, P.M.B. **Introdução aos métodos de estimação espacial para confecção de mapas.** DGA,IGCE,UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatemática,Texto Didático 02, 20 pp. 2000. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>.

LANDIM, P.M.B. & CORSI, A.C. **Cálculo de superfícies de tendência, por regressão polinomial, pelo SURFER 6.** DGA,IGCE,UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatemática,Texto Didático 05, 11 pp. 2001. Disponível em <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>

LANDIM, P.M.B., STURARO, J.R. & MONTEIRO, R. C. **Krigagem ordinária para situações com tendência regionalizada.** DGA,IGCE,UNESP/Rio Claro, Lab. Geomatemática,Texto Didático 06, 12 pp. 2002. Disponível em <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>.

MANZATTO, C.V.; BHERING, S.B.; SIMÕES, M. **Agricultura de precisão: propostas e ações da Embrapa solos. EMBRAPA Solos**, 1999. Disponível na Internet. <http://www.cnps.embrapa.br/search/pesqs/proj01/proj01.html>.

McNEILL, J. D. **Electromagnetics terrain conductivity measurement at low induction numbers**. Tech. Note TN-6, Geonics Ltd, Mississauga, Ont., Canadá, 13p. 1980

MILANI, E.J.; FRANÇA, A.B.; SCHNEIDER, R.L. **Bacia do Paraná**. Boletim de Geociências da PETROBRÁS, v.8, n.1, p.60-82, 1994.

MILANI, E.J. **Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental**. 1997. Tese de Doutorado. 1997. Programa de Pós-graduação em Geociências. Instituto de Geociências, UFRGS. 378 p. Porto Alegre, 1997.

MILANI, E.J. **Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-ocidental e a Evolução Geológica da Bacia do Paraná**. p.275-302. In: Holz & De Ros. (2000) Geologia do Rio Grande do Sul. Edição CIGO/UFRGS. Porto Alegre, 444 p 2000.

MILLER, J. D. & GASKIN G. J. **ThetaProbe ML2x Principles of operation and applications**. Macaulay Land Research Institute, 1998 20p.

MOLIN, J. P. **Têndencias da Agricultura de Precisão no Brasil**. Congresso Brasileiro de Agricultura de Precisão ConBAP. CD-ROOM 10p, 2004.

MÜHLMANN, H. et al. **Revisão estratigráfica da bacia do Paraná**. Ponta Grossa, PETROBRÁS – DESUL (Relatório Técnico Interno, 444), 1974. 186p.

NADLER, A.; GREEN, S.E.; VOGELER, I.; CLOTIER, B.E. **Horizontal and vertical TDR Measurement of soil water content and electrical conductivity**. Soil Science Society American Journal, 200266:735-743.

OLIVEIRA, C. **Caracterização do solo em área de plantio de algodão e soja utilizando os métodos geofísicos: radar de penetração do solo (GPR), Caminhamento Eletromagnético Indutivo e Caminhamento Elétrico Contínuo**. 2004. Monografia de Conclusão de Curso. Universidade Federal de Mato Grosso, 2004. 92p.

OLIVEIRA, C., PORSANI, J.L., SHIRAIWA, S., & RODRIGUES W.B. **Caracterização do Solo para Uso em Agricultura de Precisão através de Métodos Elétricos e Eletromagnéticos (GPR): Resultados Preliminares**. In: 9th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Salvador – BA, 2005. Anais do Congresso CD-ROOM 6p.

PARKIN, C.S.; BLACKMORE, B.S. **A precision farming approach to the application of agrochemicals**. British Association for the Advancement of Science meeting, University of Newcastle-upon-Tyne, 1995. p.7. Disponível na Internet. <http://www.silsoe.cranfield.ac.uk/cpf/papers/BAAS/BAAS.pdf>

PAZ, M. **Resultados obtidos da estação Meteorológica implantada na Faz. Farroupilha** (Relatório Interno), 2004.

PORSANI, J. L– **Ground Penetrating Radar (GPR): Proposta metodológica de emprego em estudos geológico-geotécnicos nas regiões de Rio Claro e Desclavado – SP**. Tese de Doutorado, Instituto de Ciências Exatas, UNESP, Campus de Rio Claro – SP, 1999. 145p.

PORSANI, J. L– **Método GPR: Aplicações em Geologia, Geotecnia, Meio Ambiente e Planejamento Urbano**. VIII Escola de Verão, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 2006.

POWERS, M. H. **Modeling frequency-dependent GPR**. The Leading Edge; November 1997; v. 16; no. 11; p. 1657-1662.

REETZ, H.F.Jr.; FIXEN, P.E. **Strategic approach to site-specific systems. Site-specific management guidelines**. 1999. Disponível na Internet. <http://www.farmresearch.com/SSMG/ssmg-28/SSMG 28.pdf>

SANTOS, L.F.C.; RUBERT, R.R.; SAES, G.S). **Caracterização Faciológica da Formação Palermo no Município de Pexoréu-MT**. 8º Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 2003. Livro de Resumos, p.150-152, Cuiabá-MT.

SEBER, G.A.F. **Linear Regression Analysis**. John Wiley & Sons. 1977. 465p.

SÉNÉCHAL, P., PERROUD, H., BOURG, A.C.M. **Characterization of agricultural Contaminant Transport using Ground Penetration Radar and Electrical Data**. Ninth International Conference on Ground Penetrating Radar, 2002. vol 4758 p. 460-465.

SUDDUTH, K. A., KITCHEN N. R., & DRUMMOND S.T. **Soil conductivity sensing on claypan soils: comparison of electromagnetic induction and direct methods** In: Proc. 4th International Conference on Precision Agriculture, 1999. Vol II, p. 979-990. ASA. CSSA, SSSA, Madison, WI.

SUDDUTH, K. A., & DRUMMOND S.T, KITCHEN N. R. **Accuracy issues in electromagnetic induction sensing of soil electrical conductivity for precision agriculture** *Computers and Electronics in Agriculture*, 2001 31 239–264. Disponível em: https://fsb.missouri.edu/ars/KitchenN/Accuracy%20Issues_Kitchen.pdf.

SUDDUTH, K.A., KITCHEN, N.R., BOLLERO, G.A., BULLOCK, D.G., WIEBOLD, W.J., **Comparison of electromagnetic induction and direct sensing of soil electrical conductivity**. *Agron. J.*, 2003. 95, 472–482.

TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. **Applied Geophysics**. 2º Edition. Cambridge University Press. London, 1990, 770p.

TOPP G.C., DAVIS J.L., ANNAN A.P. **Electromagnetic determination of soil water content**. *Water Resour.Res.*, 1980. 16(3), 574-583:.

VERIS Technologies. **3100 SOIL EC. MAPPING SYSTEM Operations Manual**. Salina, 2002.

YAMAMOTO, J.K. **Sistema GeoVisual - Manual do Usuário**. 2002. Texto didático. 95p.

YAMAMOTO, J.K. **Geostatística Aplicada**. Apostila do curso, 2004. Texto didático. 82p.

YODER, R.E.; FREELAND, R.S., AMMONS, J.T.; LEONARD, L.L. **Mapping agricultural fields with GPR and EMI to identify offsite movement of agrochemicals**. *Journal applied geophysics*, 2001. v.47, 251-259.

WALKER, R.G.; JAMES, N.P. **Fácies Models: Response to Level Sea Change**. St. John's, New Founland, Geol. Ass. of Can, 1992. 410p.

WESKA, R. K. **Placers diamantíferos da Região de Água Fria, Chapada do Guimarães, Mato Grosso**. 1987. Dissertação de Mestrado em Geologia Econômica e Prospecção - Universidade de Brasília, Departamento de Geociências., 1987. 170p

WESKA, R.K.; PERIN, A.L.; BITTENCOURT-ROSA, D. **“Placers” Diamantíferos na Chapada dos Guimarães, Mato Grosso, Brasil**. Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 3.Cuiabá, 1991. Livro de Resumos, p. 52-67.

WESKA, R. K. **Geologia da Região Diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes, Mato Grosso**. Universidade de São Paulo, Departamento de Geociências, *Tese de Doutorado*-Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia. São Paulo, 1996. 219 p.

WESKA, R.K.; SVISERO, D. P.; LEONARDOS, O.H. **Geologia da Região diamantífera de Poxoréu e áreas adjacentes**. Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, Cuiabá, 1997. Livro de Resumos, v.1, p. 35-36.

WESKA, R.K.; SVISERO, D. P. **Aspectos Geológicos de algumas intrusões kimberlíticas da região de Paranatinga**, Mato Grosso. Revista Brasileira de Geociências, 2001. 31(4):555-562.

WHALLEY W.R. **Considerations on the use of time-domain reflectometry for measuring soil water content**.J. Soil Sci. 1993. 44, 1-9.

WHITE I., KNIGHT J.H., ZEGELIN S.J. TOPP G.C. **Comments on ‘Considerations on the use of time-domain reflectometry for measuring soil water content’** by W.R.Whalley. J of Soil Sci, 1994 43, 1-13.

ANEXO

Propriedades dos variogramas modelados						
variável	variância espacial	efeito pepita	patamar	alcance (amplitude)	modelo	direção
Fe	0,27	0,04	0,31	64,34	gaussiano	45°
Zn	0,28	0,72	1,00	55,68	esférico	45°
Mn	0,34	0,04	0,38	52,00	esférico	45°
Mg	0,60	0,50	1,10	64,20	esférico	45°
Ca	0,30	0,20	0,50	48,84	esférico	45°
Ca+Mg	0,36	0,39	0,75	42,89	esférico	45°
Na	0,55	0,50	1,05	64,40	gaussiano	135°
Al	0,04	0,02	0,06	42,00	exponencial	45°
H+Al	0,44	0,16	0,60	42,89	esférico	45°
K	0,92	0,28	1,20	70,00	exponencial	135°
P	0,40	0,70	1,10	80,00	gaussiano	36°
S	0,27	0,67	0,94	50,00	esférico	45°
pH (H ₂ O)	0,65	0,15	0,80	64,40	esférico	45°
pH (CaCl ₂)	0,50	0,21	0,71	74,00	exponencial	45°
argila	0,48	0,66	1,14	73,19	gaussiano	90°
silte	0,30	0,70	1,00	50,00	esférico	45°
areia	0,46	0,61	1,07	64,20	gaussiano	45°
CEa* (30 cm)	1,80	0,50	2,30	23,27	exponencial	45°
CEa (90 cm)	0,66	1,34	2,00	7,80	esférico	45°
CEa (150 cm)	0,85	0,05	0,90	10,50	gaussiano	90°
AM** 200 MHz (10 cm)	0,52	0,10	0,62	24,38	gaussiano	90°
AM 200 MHz (30 cm)	0,41	0,34	0,75	24,58	exponencial	135°
AM 200 MHz (90 cm)	0,36	0,32	0,68	20,00	gaussiano	90°
AM 200 MHz (150 cm)	0,55	0,20	0,75	24,38	gaussiano	90°
AM 500 MHz (10 cm)	0,80	0,05	0,85	20,00	gaussiano	90°
AM 500 MHz (30 cm)	0,83	0,05	0,88	16,25	gaussiano	90°
AM 500 MHz (90 cm)	0,73	0,15	0,88	20,00	esférico	90°
AM 500 MHz (150 cm)	0,78	0,05	0,83	20,00	esférico	90°
teor de umidade	0,55	0,40	0,95	25,5	esférico	135°

ANEXO 1 – Valores dos parâmetros de cada variograma modelado das variáveis estudadas

* CEa – Condutividade elétrica aparente

** AM – Amplitude Média