

LUCAS MOREIRA FURLAN

**HIDRODINÂMICA EM ÁREA ÚMIDA DE CERRADO
NA CHAPADA SEDIMENTAR DO OESTE MINEIRO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
“Júlio de Mesquita Filho”
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Campus Rio Claro

LUCAS MOREIRA FURLAN

**HIDRODINÂMICA EM ÁREA ÚMIDA DE
CERRADO NA CHAPADA SEDIMENTAR DO
OESTE MINEIRO**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Orientadora: Prof. Dra. Vânia Silvia Rosolen

Rio Claro – SP

2019

F985h Furlan, Lucas Moreira
Hidrodinâmica em Área Úmida de Cerrado na Chapada
Sedimentar do Oeste Mineiro / Lucas Moreira Furlan. --
Rio Claro, 2019
107 p. : il., tabs., fotos, mapas

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista
(Unesp), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio
Claro
Orientadora: Vânia Silvia Rosolen

1. Fotogrametria. 2. Recarga de aquíferos. 3. Área
úmida. 4. Geofísica. 5. VANT. I. Título.

Sistema de geração automática de fichas catalográficas da Unesp. Biblioteca do
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro. Dados fornecidos pelo
autor(a).

Essa ficha não pode ser modificada.

LUCAS MOREIRA FURLAN

**HIDRODINÂMICA EM ÁREA ÚMIDA DE
CERRADO NA CHAPADA SEDIMENTAR DO
OESTE MINEIRO**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas do Campus de Rio Claro, da Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho”, como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências e Meio Ambiente.

Status: Aprovado

Comissão Examinadora

Prof. Dra. Vânia Silvia Rosolen
UNESP/IGCE/ Rio Claro (SP)

Prof. Dr. César Augusto Moreira
UNESP/IGCE/ Rio Claro (SP)

Prof. Dr. Manuel Eduardo Ferreira
UFG/IESA/ Goiânia (GO)

Rio Claro, 02 de julho de 2019

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com o apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES) – Código de financiamento 001.

Agradeço a Universidade Estadual Paulista “Júlio de Mesquita Filho” e ao Instituto de Geociências e Ciências Exatas por todo apoio acadêmico e científico durante este projeto.

Agradeço a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP, que financiou o projeto pesquisa (Processo n. 2017/14168-1) e permitiu a viabilidade econômica para a realização dos campos, análises laboratoriais e propiciou o acesso à equipamentos de altíssima qualidade. Também à Universidade Federal de Goiás (Instituto de Estudo Sócio-Ambiental) pelo apoio.

Imensamente agradeço à Prof^a Vânia Rosolen que com brilhantismo excepcional me auxiliou na busca e no encontro dos rumos deste trabalho. Gratidão por toda sabedoria, conhecimento científico e técnico e amizade que foram essenciais para meu crescimento profissional e, indubitavelmente, pessoal.

A colaboração do Prof. César Augusto Moreira foi essencial para que os resultados geofísicos aqui apresentados fossem alcançados, agradeço por toda contribuição e genialidade didática.

A ciência nunca resolve um problema sem criar outros dez, por isso sou grato aos profissionais que me ajudaram na resolução destes, ao menos dez, problemas:

Ao Prof. Guilherme Bueno e Prof. Manuel Ferreira por todo apoio nos campos e nas análises e processamento dos dados coletados.

Ao Dr. Stéphane Mounier, da Universidade de Toulon, pela disposição em auxiliar no que foi preciso e pelas ótimas discussões.

Ao Dr. Jepherson Sales por todo comprometimento e ensinamentos nas diversas etapas deste projeto.

À secretária do Programa de Pós-Graduação em Geociências e Meio Ambiente, Rosângela, por todo auxílio técnico.

E aos colegas Vanessa Coelho, Luís Gustavo Trettel, João Vitor Costa e Raquel Quirino.

RESUMO

No Brasil, a captação de água para irrigação é de aproximadamente 1000 m³/s, caracterizando o maior consumo de água do território nacional. Como possível ambiente de estoque natural de água que cobre quase 20% do território, as áreas úmidas vem sendo drasticamente reduzidas pela conversão do uso da terra. As áreas úmidas promovem a infiltração das águas superficiais e caracterizam áreas de recarga de aquíferos. Nesse sentido, medidas e modelos relacionados aos solos com propriedades hidromórficas e seu papel na recarga de aquíferos constituem um desafio para compreender a dinâmica entre solo e água, a fim de atender o desenvolvimento sustentável. Neste estudo, análises baseadas em sensoriamento remoto, com o uso de sensores ópticos de alta resolução espaço-temporal a bordo de Veículos Aéreos Não Tripulados (VANT), associadas ao uso de técnicas não invasivas que permitem o mapeamento da arquitetura subsuperficial dos sistemas pedológicos (ensaios geofísicos de Eletorresistividade, por Tomografia Elétrica), foram aplicadas para compreender a relação água-solo superficial e subsuperficial em uma área úmida da chapada sedimentar do oeste mineiro. A integração destes dados com ensaios *in situ* de permeabilidade e de densidade e granulometria dos solos, permitiu uma abordagem ampla e tridimensional do comportamento dos parâmetros hidrogeológicos na área úmida. Os resultados permitiram determinar que a área úmida estudada é uma depressão que possui três compartimentos com distinções topográficas e morfológicas. Para cada compartimento foi possível calcular o volume de água que pode ser armazenado. O compartimento 1 (borda externa da área úmida) pode estocar 313.121 m³, enquanto o compartimento 2 (intermediário) e 3 (central) podem estocar 85.923 e 17.952 m³, respectivamente. Os modelos gerados pela Tomografia Elétrica, permitiram identificar a zona de recarga direta do aquífero localizada no centro da área úmida (compartimento 3), e identificar fluxo horizontal nos primeiros metros de profundidade, seguido por fluxo lateral da água subterrânea em maiores profundidades, em direção a sudoeste e nordeste, em razão da presença de uma cama argilosa, densa e desferruginizada. A área úmida em questão alaga no período das chuvas, o que a caracteriza como um reservatório sazonal natural.

Palavras-chave: fotogrametria; Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT); tomografia elétrica; condutividade hidráulica; recarga; aquíferos.

ABSTRACT

In Brazil, the water uptake for irrigation is approximately 1000 m³/s, characterizing the major consumption of water in the national territory. As a possible natural water supply environment covering almost 20% of the territory, wetlands have been drastically reduced by the conversion of land use. Wetlands promote the infiltration of surface water and characterize aquifer recharge areas. In this sense, measures and models related to soils with hydromorphic properties and their role in the recharge of aquifers constitute a challenge to understand the dynamics between soil and water, in order to meet sustainable development. In this study, analyzes based on remote, associated to the use of non-invasive techniques that allow the mapping of subsurface architecture of pedological systems (Electrical Resistivity Tomography), were applied to understand the water-soil surface and subsurface relation in wetlands. The results allowed determining that the studied wetland is a depression that has three compartments with topographic and morphological distinctions. For each compartment was possible to calculate the volume of water that can be stored. The compartment 1 (outer edge of the wetland) can store 313,121 m³, while compartment 2 (intermediate) and 3 (central) can stock 85,923 and 17,952 m³, respectively. The models generated by the ERT allowed to identify the direct recharge zone of the aquifer, located in the center of the wetland (compartment 3), and to identify horizontal flow in the first meters of depth, followed by groundwater lateral flow in greater depths, towards to the southwest and northeast, due to the presence of a dense and deferruginized clayey horizon. The wetland in question floods in the rainy season, which characterizes it as a natural seasonal reservoir.

Keywords: photogrammetry; Unmanned Aerial Vehicle (UAV); electrical tomography; hydraulic conductivity; recharge; aquifers.

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 - Localização da área úmida estudada e principais drenagens.	15
Figura 2 - Localização da área úmida e principais rodovias de acesso.	16
Figura 3 - Mapa geológico apresentando as unidades que compõem a Bacia Bauru. Destaque para a região norte do município de Uberaba, onde se localiza a área de estudo e a ocorrência da Formação Marília.	18
Figura 4 - Carta cronoestratigráfica da Bacia Bauru.....	19
Figura 5 - Mapa esquemático do Brasil com a distribuição dos biomas continentais brasileiros. O ponto azul representa a localização da área de estudos.	26
Figura 6 - Esquema do ciclo hidrológico.....	30
Figura 7 - Os diferentes tipos de porosidade para diferentes materiais geológicos.....	32
Figura 8 - Análise de fluxo de águas subterrâneas.....	34
Figura 9 - Perfil esquemático do fluxo hídrico subsuperficial.....	35
Figura 10 - Esquema com aquífero livre, confinado e aquitarde e o tempo médio de circulação da água.....	37
Figura 11 - Classificação dos aquíferos de acordo com a porosidade das rochas.	37
Figura 12 - Seções paralelas.....	45
Figura 13 - Seções de corte (depressão) e aterro (elevação).....	45
Figura 14 - Exemplo ilustrativo do método, onde $n=3$ e $d=5$	46
Figura 15 - Formas de condução elétrica em materiais geológicos:.....	48
Figura 16 - Fluxo de corrente num condutor linear de comprimento L , resistência R e área de seção A	51
Figura 17 - Medição da resistividade por meio de um arranjo linear de 4 eletrodos, com os eletrodos M e N posicionados entre os eletrodos A e B	52
Figura 18 - Disposição dos eletrodos nos arranjos. Destaque para o primeiro arranjo, Schlumberger, utilizado neste estudo.	54
Figura 19 - Componentes do VANT eBeePlus e processo de aquisição.	58
Figura 20 - Voo cruzado realizado em campo.	58
Figura 21 - Número de sobreposições de imagens no mapeamento da área de pesquisa. .	59
Figura 22 - Produtos do processamento do Agisoft Photosan.....	61
Figura 23 - Perfil de superfície do perímetro de cada um dos compartimentos da área úmida.....	62
Figura 24 - Drone Phantom 4Pro, DJI.....	63
Figura 25 - Número de sobreposições de imagens no mapeamento da área de pesquisa. .	63
Figura 26 - Mapa com localização dos ensaios de permeabilidade e da coleta de material indeformado.	64
Figura 27 - Funcionamento do Permeâmetro Guelph, segundo o princípio de Sifão de Mariotte	65
Figura 28 - Bulbo de saturação de água no solo.....	66
Figura 29 - Procedimentos para realizar o ensaio pelo Permeâmetro Guelph. A) Abertura do furo por trado manual na profundidade desejada; B) Montagem do equipamento; C) Alocação do equipamento.....	67
Figura 30 - A) Coleta das amostras; B) Estufa para secagem a $105\text{ }^{\circ}\text{C}$	68
Figura 31 - Mapa da aquisição geofísica. As linhas em branco são as linhas de aquisição de dados e suas localizações na área úmida.	69

Figura 32 - Imagens de campo. A) Foto panorâmica do compartimento 3, onde os ensaios foram realizados; B) Terrameter LS e componentes de aquisição; C) Arranjo Schulumberger (Linha 5)	70
Figura 33 - Compartimentos na área úmida. A) Delimitação espacial; B) Simulação do alagamento do centro para a borda.	73
Figura 34 - Compartimento 3 em agosto de 2018 (A) e dezembro de 2018 (B)	74
Figura 35 - Perfil de solos com direção SW-NE na área úmida estudada.	76
Figura 36 - Gráfico dos resultados de condutividade hidráulica medidas em campo, em relação à cada trincheira e respectiva profundidade de medição.	78
Figura 37 - Linhas 2-D 1,2,3,4 e 5. Destaque para a linha tracejada preta, indicando as baixas resistividades, entendidas como o aquífero	83
Figura 38 - Linhas 2-D 6, 7, 8, 9 e 10. Destaque para a linha tracejada preta, indicando as baixas resistividades, entendidas como o aquífero	84
Figura 39 - Linhas 5 e 10. Setas azuis indicam direção do fluxo hídrico (ponto de recarga de aquífero).....	86
Figura 40 - Pseudo-3D da área de estudos.	86
Figura 41 - Mapas gerados a partir do pseudo-3D, de dois em dois metros de profundidade	87
Figura 42 - Modelo esquemático da hidrodinâmica na área úmida.	89
Figura 43 - A área úmida em diferentes períodos. A) Agosto de 2018, com destaque para a vegetação seca; B) Dezembro de 2018, com destaque para macrófitas aquáticas e C) Março de 2019, com destaque para a vegetação mais desenvolvida.	90
Figura 44 - Imagens aéreas obtidas em A) Agosto de 2018 e B) Dezembro de 2018.....	92

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1 - Biomas Continentais Brasileiros e sua área no território do Brasil.-----	27
Tabela 2 - Correção das coordenadas do GPS pelo GNSS. Geotags com os erros associados. RTK apresenta erro de 6,220 m, enquanto o PPK realizou a correção em 100% das imagens (Standalone 0%; Overall 100%), com erro de 0,038 m. -----	60
Tabela 3 - Valores de volume, área e altitudes de cada compartimento-----	75
Tabela 4 - Horizontes identificados em campo e respectivas espessuras em cada uma das trincheiras. -----	77
Tabela 5 – Relação dos valores de condutividade hidráulica. -----	77
Tabela 6 – Relação dos valores de condutividade hidráulica e tipos de materiais -----	79
Tabela 7 – Análise granulométrica das amostras.-----	80

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	11
2	IMPORTÂNCIA DO TEMA E OBJETIVOS	13
2.1	Objetivos geral e específicos	14
3	CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	15
4	GEOLOGIA REGIONAL	17
4.1	Bacia Bauru	17
4.2	O Grupo Bauru	19
4.2.1	Formação Araçatuba	20
4.2.2	Formação Adamantina	20
4.2.3	Formação Uberaba	21
4.2.4	Formação Marília	22
5	AS ÁREAS ÚMIDAS DO CERRADO	26
6	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	30
6.1	Conceitos básicos de hidrogeologia	30
6.1.1	Parâmetros hidrogeológicos	31
6.1.2	Aquíferos	36
6.1.3	Hidrodinâmica	38
6.2	Fotogrametria digital com uso de VANT	39
6.2.1	Posicionamento pelo GNSS	39
6.2.2	Veículos Aéreos Não Tripulados	40
6.2.3	Aquisição - Fotogrametria aérea digital	43
6.2.4	Processamento – Fotogrametria aérea digital	43
6.2.5	Cálculo de volume	44
6.3	Geofísica	47
6.3.1	Propriedades elétricas dos materiais geológicos	47
6.3.2	Resistividade elétrica	49
6.3.3	Método da Eletroresistividade	51
6.3.4	Técnicas e arranjos de aquisição de dados	53
6.3.5	Propriedades geoeletricas e parâmetros hidrogeológicos	55
7	AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS	57
7.1	Fotogrametria aérea com VANT	57
7.2	Ensaio de permeabilidade, densidade e composição granulométrica.	64
7.2.1	Permeâmetro Guelph	65
7.2.2	Amostras de solo indeformadas	67

7.3	Eletrorresistividade	68
8	RESULTADOS E DISCUSSÕES	72
8.1	Perspectivas e desafios da gestão das áreas úmidas	90
9	CONSIDERAÇÕES FINAIS	94
10	REFERÊNCIAS	96

1 INTRODUÇÃO

Mundialmente, 324 milhões de hectares¹ de terra possuem sistema de irrigação e representam 40% da produção total de alimentos (FAO, 2016). Em escala global, em média 7.700 m³ (7.700.000 litros) de água por hectare são usados anualmente para irrigação. No Brasil, a captação de água para irrigação é de aproximadamente 1000 m³/s, caracterizando o maior consumo de água no território nacional (ANA, 2017). A área do território que utiliza irrigação em suas lavouras é de cerca de 7 milhões de hectares, com potencial para expansão de 43,3% (ANA, 2017).

No Brasil, os rios e pequenas represas são as principais fontes de água para a irrigação, indicativo de um impacto volumétrico substancial nos recursos hídricos durante as estações secas. Ao considerar que o abastecimento urbano e rural também é fornecido em sua maioria pela água superficial, a escassez tem sido uma preocupação crescente. Por exemplo, nos anos de 2014 a 2015, os reservatórios da região metropolitana de São Paulo foram reduzidos a porcentagens de um dígito, quando houve uma profunda crise hídrica (MILLINGTON, 2018).

Quase 20% do território brasileiro é coberto por áreas úmidas, e cada vez mais sua abrangência vem sendo drasticamente reduzida pela conversão do uso da terra, o que afeta o armazenamento natural de água e diversos ecossistemas (JUNK *et al.*, 2014, ROSOLEN *et al.*, 2015).

O Cerrado, a última fronteira agrícola brasileira sob vegetação nativa, juntamente com a alta sazonalidade marcada por extensos períodos de estiagem e solos de baixa fertilidade, apresenta constante demanda por água para irrigação e expansão do uso do solo (RODRIGUEZ *et al.*, 2018). Neste bioma, as áreas úmidas despertam grande interesse por representarem locais com potencialidade de armazenamento hídrico natural.

As áreas úmidas, além de serem importantes ecossistemas, são áreas que promovem a infiltração das águas superficiais, ou seja, áreas de recarga de aquíferos (HAQUE *et al.*, 2018). Nesse sentido, medidas e modelos relacionados aos solos com propriedades hidromórficas e seu papel na recarga de aquíferos constituem um desafio para o desenvolvimento sustentável.

¹ Um hectare equivale a 10.000 m²

Análises baseadas em sensoriamento remoto, através de sensores ópticos de alta resolução espaço-temporal, associada a mapeamento não invasivo em subsuperfície (ensaios geofísicos), são técnicas que vem sendo aplicadas para o entendimento da relação água-solo superficial e subsuperficial em áreas úmidas (LIN, 2012).

Neste estudo, a aquisição de imagens por Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) equipado com câmeras termais e multiespectrais, tornou possível a aquisição de imagens de alta resolução da distribuição da água superficial. A técnica geofísica de tomografia elétrica (ERT) pode ser aplicada com sucesso nas áreas úmidas, uma vez que possui extrema sensibilidade bidimensional à presença de água, podendo gerar informações valiosas acerca da dinâmica de armazenamento (CARRARA *et al.*, 1994, ZHANG *et al.*, 2016, LUO *et al.*, 2019). A comparação destes dados com ensaios *in situ* de permeabilidade, densidade e granulometria dos solos, permitiu uma abordagem ampla e tridimensional do comportamento dos parâmetros hidrogeológicos na área úmida.

O entendimento da hidrodinâmica em suas porções superficiais e subsuperficiais, de forma integrada, é de extrema importância para o manejo da água e para a conservação ambiental deste ecossistema tão importante.

2 IMPORTÂNCIA DO TEMA E OBJETIVOS

A área estudada está situada no Triângulo Mineiro (porção Oeste do Estado de Minas Gerais), consiste em um ambiente de savana, representado por chapadas sedimentares. As chapadas são formas residuais de antigas superfícies de erosão e apresentam cobertura composta por solos lateríticos e áreas com hidromorfia – nestas últimas, ocorrendo a desferruginização e concentração das argilas altamente aluminosas, exploradas como material refratário. Na localidade, o cultivo intensivo de grãos para exportação e cana-de-açúcar para a produção de biocombustíveis são predominantes.

Neste cenário, a água superficial e subterrânea deve ser utilizada como um recurso estratégico, aplicado a setores específicos da economia ou como fonte de abastecimento de centros urbanos ou núcleos rurais – tal como pode ocorrer na região estudada.

Nas depressões topográficas hidromórficas, as relações hidropedológicas são pouco conhecidas, mas é observado que em épocas de chuvas a área é um reservatório sazonal natural – o que levantou a possibilidade da área úmida estudada, além de armazenar grandes quantidades de água, ser um local de recarga do aquífero. Assim, seu entendimento é muito importante para o desenvolvimento sustentável da economia local e da manutenção de aquíferos.

As áreas de recarga de aquíferos possuem suma importância para o desenvolvimento social, econômico e ambiental sustentável da sociedade. Entender a hidrodinâmica, a arquitetura dessas áreas úmidas em subsuperfície e a interação entre hidrosfera e pedosfera em solos lateríticos de savana é uma temática pouco explorada na literatura, sobretudo em regiões tropicais. Quantificar dados volumétricos e espaciais e relacioná-los com modelos superficiais, subsuperficiais e com parâmetros hidrogeológicos é essencial para a proposição de um modelo de hidrodinâmica das áreas úmidas naturais tropicais.

Ainda, o contínuo incremento do uso das águas subterrâneas, aliado ao uso e ocupação muitas vezes inadequados do território, resulta em uma série de problemas relativos ao aproveitamento e qualidade das águas subterrâneas. Dessa forma, é cada vez mais necessário que práticas de gestão sejam desenvolvidas para que o sistema seja sustentável.

2.1 Objetivos geral e específicos

O objetivo deste trabalho consiste no entendimento da dinâmica hídrica em uma área úmida de cerrado, através da compreensão da arquitetura do regolito e da hidrodinâmica nas depressões hidromórficas. Pretende-se avaliar a depressão fechada como uma área de reserva natural sazonal de água doce e entender a importância da área úmida no ecossistema.

Os objetivos específicos são:

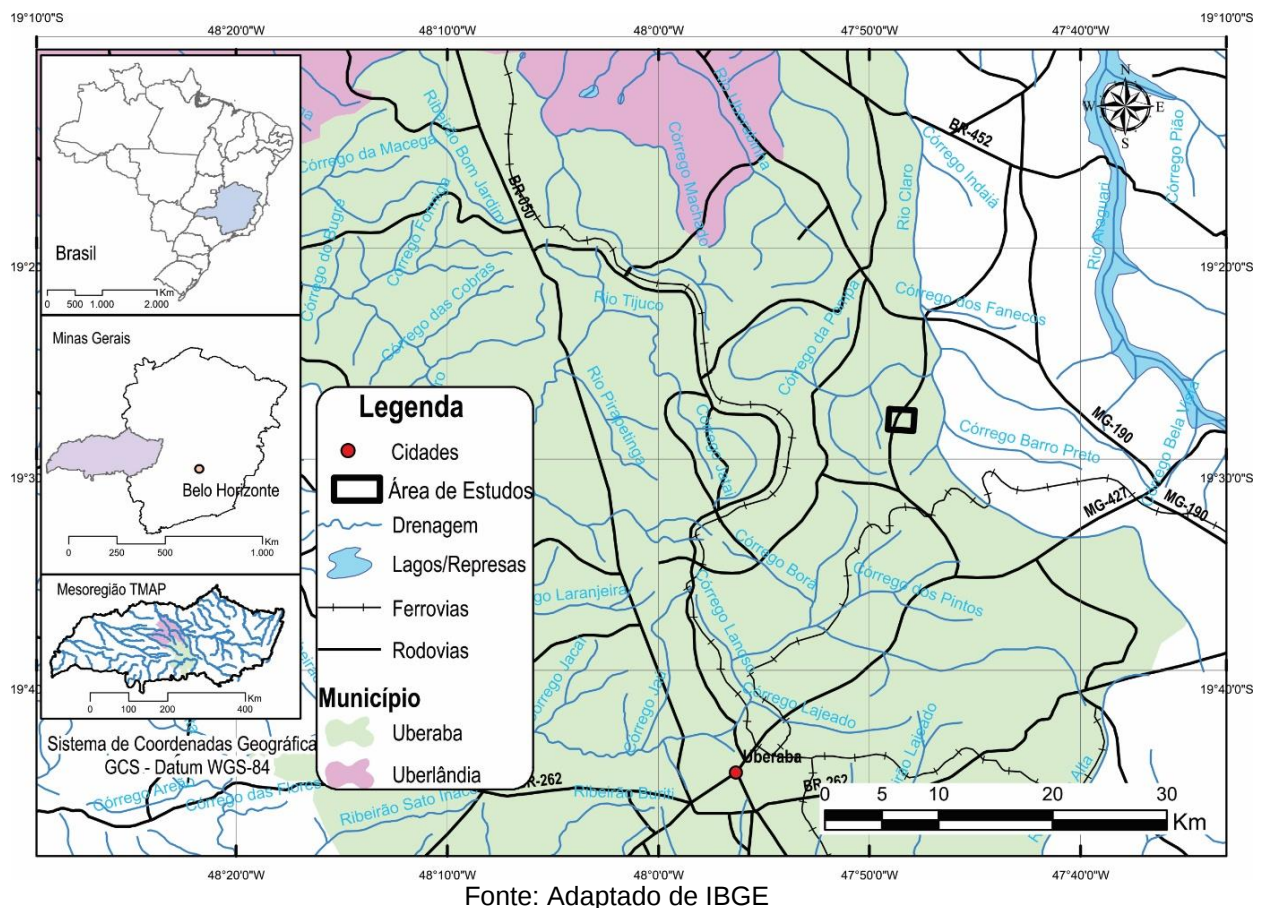
1 – Caracterizar os aspectos de superfície de uma área úmida, elaborar a compartimentação topográfica e calcular o volume de água que pode ser estocado nos compartimentos;

2 - Avaliar a área úmida como um compartimento de estoque de água e recarga de aquífero no cerrado.

3 CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A área úmida onde os estudos foram conduzidos está situada na chapada sedimentar do Triângulo Mineiro, entre os municípios de Uberaba e Uberlândia, Oeste de Minas Gerais (Figura 1). Está inserida no contexto geológico da Bacia Bauru – uma bacia intracratônica que cobre territorialmente o centro-oeste de São Paulo, nordeste do Mato Grosso do Sul, sudeste do Mato Grosso, sul de Goiás e oeste de Minas Gerais (BATEZELLI, 2003). O bioma Cerrado é a cobertura vegetal predominante.

Figura 1 - Localização da área úmida estudada e principais drenagens.



A área dista aproximadamente 50 km de Uberlândia e 40 km de Uberaba. O acesso preferencial é pela Rodovia Federal BR-050, a sudoeste. A partir desta rodovia é possível acesso por uma das vias secundárias, ao local de estudos. Outra via principal é a Rodovia MG-452, a nordeste, da qual também é possível acessar vias secundárias até a área (Figura 2).

Figura 2 - Localização da área úmida e principais rodovias de acesso.



Fonte: Adaptado de Google Earth (2018).

A área está localizada na bacia hidrográfica do Rio Claro ($19^{\circ}28'08''\text{S}/47^{\circ}08'20''\text{O}$), a uma altitude de 966 m. A área úmida é uma área deprimida a montante, correspondente à primeira cabeceira do Rio Claro e é reconhecida no planalto por ocupar uma concavidade superficial coberta por vegetação de gramíneas. A área inundada sazonalmente possui 426.064,80 m².

Os solos do planalto são concrecionários ferruginosos bem drenados (Ferralsols, pela classificação da IUSS, 2014), convertidos em lavouras de soja, milho e cana-de-açúcar desde a década de 70.

O relevo das áreas úmidas no Cerrado, corresponde a depressões topográficas com solos desenvolvidos em regime hídrico (Gleissolo pela classificação da IUSS, 2014), e possuem um ecossistema dominado por gramíneas com vegetação dispersa e árvores de pequeno porte, que recobrem a microtopografia característica da paisagem, os murundus. As áreas úmidas no bioma foram drasticamente reduzidas pela conversão de terras agrícolas, mas a vegetação original ainda recobre os solos na localidade.

O clima é caracterizado por uma estação seca pronunciada, de abril a outubro, seguida pela estação chuvosa durante os meses de verão, de novembro a março. A precipitação média anual e a temperatura são de 1.464 mm e 23 °C, respectivamente (QUEIROZ, 2012).

4 GEOLOGIA REGIONAL

4.1 Bacia Bauru

A Bacia Bauru tem origem no Neocretáceo, ao centro-sul da Plataforma Sul-Americana, em evento de compensação isostática posterior ao acúmulo de quase 2.000 m de lavas basálticas, ocorrido no Cretáceo Inferior² (FERNANDES; COIMBRA, 2000). No Brasil, a ocorrência se dá na parte ocidental do estado de São Paulo, no noroeste do Paraná, no leste e Mato Grosso do Sul, no sul de Goiás e no Triângulo Mineiro - o último, local deste estudo (Figura 3).

A Bacia Bauru desenvolveu-se durante o Cretáceo Superior³ a partir da superposição de processos tectônicos de abatimento sobre a porção centro-norte da Bacia do Paraná, decorrente dos efeitos da separação Brasil – África (BATEZELLI, 2003). O trabalho de Fernandes e Coimbra (2000), destacam que a Bacia Bauru se desenvolveu como uma bacia continental interior, pós-ruptura do continente gondwânico acumulando uma sequência sedimentar essencialmente arenosa, hoje com espessura máxima de cerca de 300 m e área de 370.000 km².

A sequência tem por substrato basaltos da Formação Serra Geral (Grupo São Bento), dos quais é separada por não-conformidade, e limite superior erosivo, demarcado pela Superfície Sul-Americana ou sua posterior dissecação (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

A sequência sedimentar sobreposta ao substrato basáltico, é constituída por depósitos continentais essencialmente arenosos e dividida em dois grupos cronocorrelatos - Caiuá e Bauru (FERNANDES; COIMBRA, 1994), representativos de um mesmo ambiente, sob clima quente (RICOMINI, 1995), semiárido a árido, entre o Coniaciano e Maastrichtiano⁴ (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

O Grupo Caiuá está localizado na porção central da Bacia Bauru (RICOMINI, 1995). Possui formação associada a sistemas eólico interior do Deserto Caiuá (MILANI, *et al.*, 2007). É composto pelas formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio (FERNANDES; COIMBRA, 2000). No Brasil, ocorre nos estados do Paraná, São Paulo e Mato Grosso do Sul e inexistente na área de estudo.

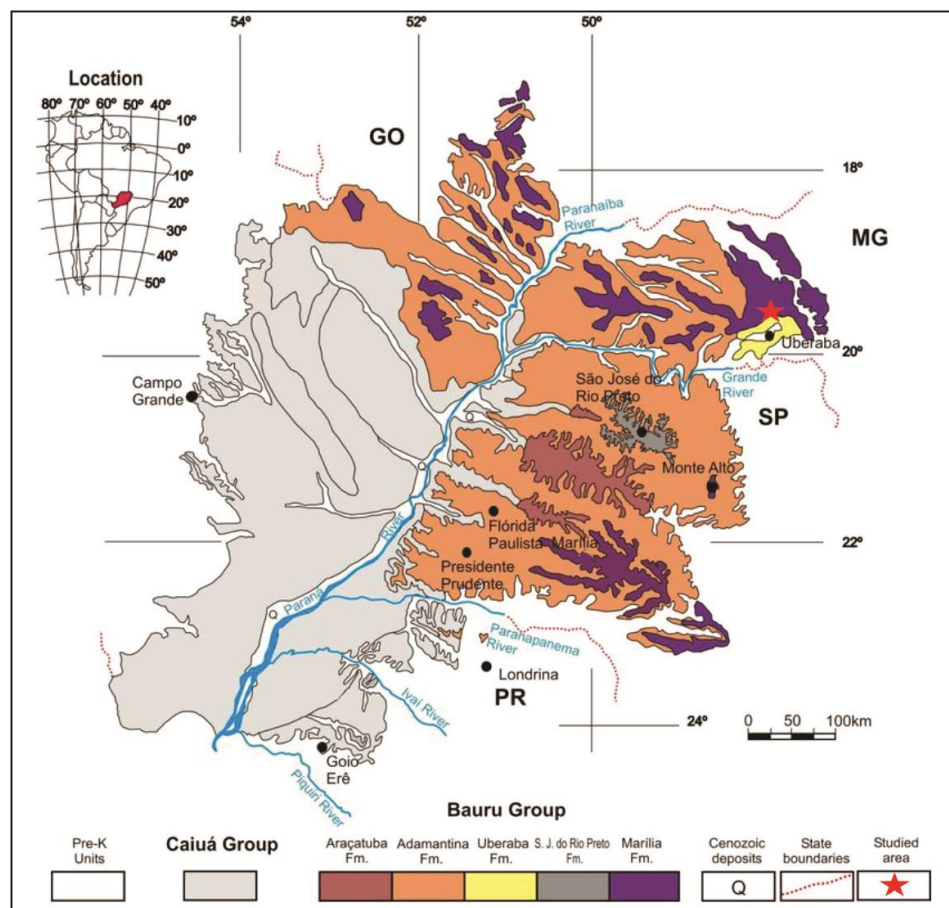
² Cretáceo Inferior é datado em 145 a 100,5 Ma (IUGS, 2018)

³ Cretáceo Superior é datado em 100,5 a 66 Ma (IUGS, 2018)

⁴ O período de Coniaciano a Maastrichtiano compreende entre 89,8 ± 0,3 até 66 Ma (IUGS, 2018)

O Grupo Bauru, por sua vez, está localizado nas bordas leste e norte da bacia Bauru (RICOMINI, 1995). O conjunto litológico dessa bacia representa um intervalo deposicional continental, iniciado com um provável nível de base lacustre, colmatado gradualmente por um sistema aluvial, resultante do soerguimento acentuado de suas bordas norte, nordeste e leste (BATEZELLI *et al.*, 2003). Corresponde a depósitos de trato de sistemas de clima semiárido formado por leques aluviais marginais, lençóis de areia atravessados por sistemas fluviais efêmeros e zona endorrêica paludial (MILANI *et al.*, 2007).

Figura 3 - Mapa geológico apresentando as unidades que compõem a Bacia Bauru. Destaque para a região norte do município de Uberaba, onde se localiza a área de estudo e a ocorrência da Formação Marília.



Fonte: Mineiro (2014), modificado de Fernandes (1998) e Fernandes e Coimbra (1996)

Os limites da Bacia Bauru são essencialmente erosivos e/ou tectônicos, desenhados pela Antéclise de Rondonópolis a noroeste, soerguimento do Alto Paranaíba a nordeste, alinhamentos do Rio Mogi Guaçu, São Carlos-Leme e Ibitinga-Botucatu a leste e do Paranapanema a sul e sudeste (RICOMINI, 1995). A oeste seu

limite é encoberto dado à grande área dominada por depósitos de cobertura sedimentar aluvial de idade terciária (planície do Rio Paraná) (BATEZELLI, 2003). De acordo com Ricomini (1997), a bacia possui forma aproximadamente elíptica, com eixo maior na direção nordeste.

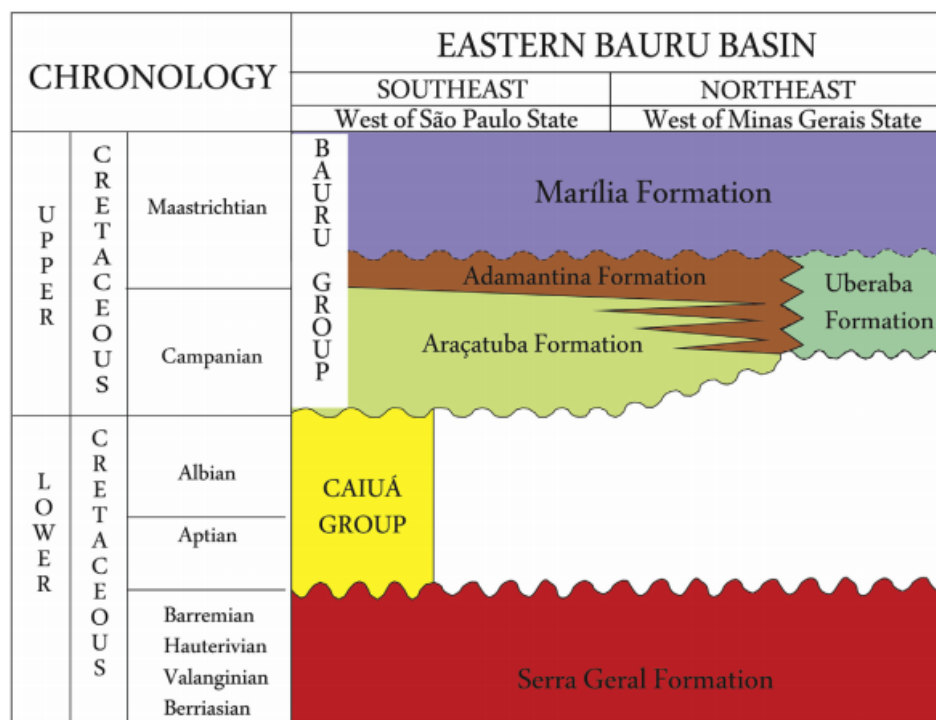
4.2 O Grupo Bauru

Em linhas gerais, o Grupo Bauru corresponde a depósitos de trato de sistemas de clima semiárido, formado por leques aluviais marginais, lençóis de areia atravessados por sistemas fluviais efêmeros e zona endorrêica paludial, que alimentaram o deserto interior correspondente ao Grupo Caiuá (MILANI *et al.*, 2007).

O Grupo Bauru, no Triângulo Mineiro, é constituído pelas formações Uberaba, Adamantina e Marília, essa última dividida nos membros Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã (BATEZELLI, 2003).

A coluna litoestratigráfica adotada para o Grupo Bauru no Triângulo Mineiro segue em parte a proposta de Barcelos, Landim e Suguio (1987), modificada por Batezelli (2003a; 2003b; 2016) (Figura 4).

Figura 4 - Carta cronoestratigráfica da Bacia Bauru



Fonte: Batezelli, (2016)

4.2.1 Formação Araçatuba

A Formação Araçatuba tem ocorrência principalmente no estado de São Paulo e delimita a base do Grupo Bauru, com contato basal discordante com o embasamento da bacia – a Formação Serra Geral, e com o Grupo Caiuá. Com a Formação Adamantina, sobreposta, o contato é gradual e interdigitado. (BATEZELLI *et al.*, 2003). Ainda segundo o autor, a Formação Araçatuba é portadora de material micropaleontológico (ostracodes e carófitos), o que permite posicioná-la no intervalo Turoniano-Santoniano⁵ ou Campaniano-Eomaastrichtiano.⁶

O trabalho de Batezelli *et al.* (2003), constatou que a Formação Araçatuba é constituída por duas associações faciológicas, as quais foram denominadas de associação arenosa e associação silto-arenosa. A primeira, formada por lentes métricas de arenito muito fino a fino, ora maciço, ora com estratificações cruzadas de médio porte, sendo comuns estratificações plano-paralelas e marcas onduladas. A segunda, constituída por siltitos arenosos maciços ou com laminação plano-paralela e marcas onduladas, por vezes intercaladas por camadas delgadas de arenito muito fino com granodecrescência ascendente.

O estudo de Fernandes (1998) encontrou moldes de cristais fibrorradiados a 1 cm acima das marcas de raízes, indicativos de ressecção periódica. Descreveu também lâminas de pelitos com moldes de cristais, intercalados em siltitos com feições de fluxos trativos de regime inferior e gretas de contração associação que caracteriza ambiente de águas salinas rasas, pouco agitadas, sujeitas a períodos de seca.

Corroborando com o sistema deposicional, Silva *et al.* (2005) descreveu uma sucessão com amplo predomínio de fácies pelíticas sobre fácies psamíticas, indicativa de um ambiente deposicional lacustre.

4.2.2 Formação Adamantina

A Formação Adamantina foi proposta formalmente por Soares *et al.*, (1980) para designar os estratos de arenitos alternados com lamitos, situados estratigraficamente entre as formações Santo Anastácio e Marília, no oeste do estado de São Paulo. É a de mais ampla distribuição aflorante dentre as formações do Grupo

⁵ O período de Turoniano a Santoniano compreende entre 93,9 a 83,6 ± 0,2 (IUGS, 2018)

⁶ O período de Campaniano a Eomaastrichtiano compreende entre 83,6 ± 0,2 a 66 Ma (IUGS, 2018)

Bauru (ALMEIDA *et al.*, 1980), reconhecida nos estados de Goiás, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais (Triângulo Mineiro) e São Paulo (TAVARES *et al.*, 2012).

No Triângulo Mineiro, a Formação Adamantina aflora na região centro-oeste e é constituída por arenitos finos a médios, avermelhados, com seleção moderada, estratificações cruzadas de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela e, subordinadamente, marcas ondulada, mas localmente pode se apresentar maciça (BATEZELLI, 2003).

O estudo de Tavares *et al.* (2012) define que o ambiente de sedimentação da Formação Adamantina foi fluvial meandrante com porções anastomosadas no estado de São Paulo.

De acordo com Batezelli (2003) e Silva *et al.* (2005), o contato inferior da Formação Adamantina é discordante com o embasamento da bacia – contato abrupto e erosivo. Lateralmente é interdigitado com a Formação Uberaba, com contato com a Formação Marília (sobrepota) concordante, interdigitado a abrupto.

Segundo Tavares *et al.* (2012), a Formação Adamantina é portadora de material paleontológico, tais como moluscos, conchostráceos, peixes, quelônios, crocodilimorfes, oogônios e restos vegetais petrificados.

4.2.3 Formação Uberaba

A Formação Uberaba ocorre apenas nas intermediações do município de Uberaba, onde apresenta espessura máxima preservada de 85 m, ou seja, é restrita ao Triângulo Mineiro

O contato inferior da Formação corresponde a uma não-conformidade com basaltos da Formação Serra Geral, associado a brecha basal. É encoberta pelo Membro Serra da Galga (Formação Marília), com contato raras vezes observável (FERNANDES; COIMBRA, 2000). A partir de dados paleontológicos integrados a estudos paleomagnéticos (TAMRAT *et al.* 2002) é tido como Campaniano⁷ o intervalo de deposição dessa unidade.

É formada por arenitos muito finos a lamitos siltosos, arenitos finos subordinados, com matriz argilosa e apresenta intercalações menos expressivas de argilitos, arenitos conglomeráticos e conglomerados de matriz arenosa. Exibe cor

⁷ Campaniano é datado em $83,6 \pm 0,2$ a $72,1 \pm 0,2$ Ma (IUGS, 2018)

cinza-esverdeado a verde-oliva típica (FERNANDES; COIMBRA, 2000). Possui estruturas sedimentares tais como estratificações cruzadas acanaladas e tabulares de pequeno a médio porte, estratificação plano-paralela, feições acanaladas e algumas estruturas deformacionais e de injeção de argila, na forma de estruturas em chama e dobras convolutas (BATEZELLI, 2003). Em termos texturais, os arenitos dessa formação apresentam seleção moderada, sendo freqüentes intraclastos de argila e de rocha basáltica com tamanhos submilimétricos a centimétricos. É comum também a presença de nódulos carbonáticos ou de níveis cimentados por carbonato de cálcio (BATEZELLI, 2003).

A Formação Uberaba foi depositada em sistema fluvial entrelaçado, com predomínio de macroformas de acreção a jusante e formas de crescimento lateral restritas (FERREIRA; CASTRO, 1996).

4.2.4 Formação Marília

A Formação Marília aflora somente na porção sudoeste do compartimento centro-oriental. Dias-Brito *et al.* (2001) atribuíram a idade Neomaastrichtiana para a Formação Marília, a partir do seu conteúdo de ostracodeos. Possui material paleontológico, tais como ostracodeos, quelônios, peixes, crocodilídeos, saurópodes.

De acordo com Soares *et al.* (1980), é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, com teor de matriz variável, maciços ou com acamamento incipiente, subparalelo e descontínuo. Raras estratificações de lamitos vermelhos e calcários são presentes.

Segundo Gravina *et al.* (2008), os arenitos conglomeráticos são compostos por fragmentos de argilito, grânulos de basalto e de arenito recristalizado. O carbonato ocorre como concreções ou nódulos, cimento, fragmentos fósseis ou, ainda, como preenchimento de microfraturas. A matriz é de areia fina composta por quartzo, magnetita, granada, fragmentos líticos e feldspato, com traços de mica, zircão e piroxênio.

A abundância de cimento calcífero em suas litologias propiciou um arcabouço resistente à erosão, responsável hoje pela sustentação das escapas dos planaltos de Marília, Garça e Echaporã. O contato com a Formação Adamantina (sotoposta) é interdigitado a abrupto, ao passo que o limite superior é marcado pela superfície topográfica atual (SILVA *et al.*, 2005).

A formação foi subdividida por Barcelos (1984) em três membros: Ponte Alta, Serra da Galga e Echaporã, sendo os dois primeiros aflorantes na parte leste do Triângulo Mineiro, enquanto o Membro Echaporã aflora na parte oeste.

O estudo de Ribeiro *et al.* (2012) correlacionam o Membro Ponte Alta a fácies carbonática e o Serra da Galga a fácies clásticas, com um modelo deposicional de leques aluviais dominados por canais fluviais entrelaçados, submetidos a um clima semiárido, com pequenos lagos e lagoas.

4.2.4.1 Membro Ponte Alta

Possui ocorrência apenas no Triângulo Mineiro, em exposições descontínuas, numa faixa de direção NW de pelo menos 50 km de extensão, que passa nos arredores de Ponte Nova e a nordeste de Uberaba (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

O Membro Ponte Alta é formado por calcários impuros, designação genérica para três litotipos presentes, intensamente cimentados por carbonato de cálcio, o que lhes confere aspecto maciço (FERNANDES e COIMBRA, 2000):

- 1) Calcário arenoso de aspecto maciço;
- 2) Calcário conglomeráticos de matriz arenosa, conhecido como “casco de burro”;
- 3) Calcário fino fragmentado.

Ainda, Fernandes e Coimbra (2000) descrevem que a cimentação carbonática é posterior e que a associação de litofácies que compõe o Membro Ponte Alta sugere a deposição em sistema fluvial entrelaçado, com fluxos de alta energia e curta duração.

O trabalho de Ribeiro *et al.* (2012) destaca que o Membro Ponte Alta representa a mais importante unidade estratigráfica econômica da região, pois as rochas carbonáticas já foram utilizadas historicamente para produção de cal, produção de cimento, corretivo de solo na agricultura e até rocha ornamental.

4.2.4.2 Membro Serra da Galga

O Membro Serra da Galga Ocorre apenas na borda nordeste da Bacia Bauru (Triângulo Mineiro). Sua espessura máxima atual é da ordem de 110 m.

Caracteriza a porção basal da Formação Marília e possui contato interdigitado, complexo e irregular com o Membro Ponte Alta (FERNANDES, 1998).

Esse Membro possui grande importância para este trabalho, sustenta as chapadas do Triângulo Mineiro onde localmente o estudo foi desenvolvido.

O Membro Serra da Galga é formado por estratos lenticulares de arenitos e arenitos conglomeráticos, de espessura decimétrica a métrica, com frequente estratificação cruzada tabular a acanalada, de médio a pequeno porte. Contém ainda intercalações menos expressivas de lentes de conglomerados e lamitos (FERNANDES; COIMBRA, 2000). O trabalho de Ribeiro *et al.* (2012) destacam que o Membro Serra da Galga representa sequência siliciclástica composta por sucessões cíclicas de conglomerados clasto-suportados e arenitos médios e grossos, com frequentes estratificações cruzadas acanaladas. Destacam também a presença de depósitos pelíticos definidos como fácies de abandono de canal e depósitos arenosos com contribuição pelítica, gerados por discretos fluxos de detritos.

O contexto deposicional do Membro Serra da Galga, segundo Fernandes e Coimbra (2000), são leques aluviais medianos a distais com sistemas fluviais entrelaçados associados, e eventual alternância de depósitos de pequenas dunas eólicas (subordinados). Neste contexto, ocorreu intercalados ainda depósitos de fluxos densos esporádicos (clastos imersos em lamitos).

Segundo Ribeiro (2001), após a deposição dos litotipos, as condições climáticas semiáridas ainda existiam, o que proporcionou a formação de crostas endurecidas (calcretes e palicretes), que com as flutuações dos níveis freáticos, alterações de pH e temperatura, formaram os silcretes. Também é presente caulinita e óxidos e hidróxidos de ferro.

O processo de formação de silcretes na localidade proporcionou a dissolução de grãos siliciclásticos, que promoveu um enriquecimento em SiO_2 nos fluidos percolantes. Dessa forma, a dissolução de grãos siliciclásticos instáveis na parte inferior do pacote rochoso, pode precipitar na forma de silcretes na porção superior, em condições favoráveis (RIBEIRO, 2001).

4.2.4.3 Membro Echaporã

O Membro Echaporã possui a maior área aflorante da Formação Marília. Ocorre no estado de São Paulo, no sudoeste de Minas Gerais, no sul de Goiás e ao nordeste do Mato Grosso do Sul.

Segundo Fernandes e Coimbra (2000), é composto por arenitos finos a médios, imaturos, com frações grossas e grânulos em quantidades subordinadas, sobretudo nas zonas marginais da Bacia Bauru. Formam estratos de aspecto maciço, de cores bege a rosa (pálidas) características, com cimentação e nódulos carbonáticos. Os argilominerais mais comuns na unidade são illita e esmectita. A cimentação carbonática posterior chega a romper clastos, por crescimento expansivo (*displacive*).

No Triângulo Mineiro é composto por arenitos finos a grossos, com com intercalações conglomeráticas, na forma de ciclos granodecrescentes, cimentados por carbonato de cálcio (TAVARES, 2012).

O contexto deposicional do Membro Echaporã corresponde a partes distais (saías) de leques aluviais, acumuladas por fluxos em lençol. Contém intercalações de depósitos de pavimentos detríticos de deflação e calcretes pedogenéticos, formados em intervalos de exposição (FERNANDES; COIMBRA, 2000).

5 AS ÁREAS ÚMIDAS DO CERRADO

O bioma Cerrado é o segundo maior bioma brasileiro em extensão (IBGE, 2004) e o que comporta a maior biodiversidade no contexto dos ambientes savânicos da Terra (WALTER, 2006) (Figura 5). Diante do elevado grau de conversão da terra, alto endemismo de espécies e baixo porcentual de áreas de proteção integral, o Cerrado é, juntamente com a mata atlântica, um dos biomas mais ameaçados do mundo, tanto que é considerado um *hotspot* (área prioritária) mundial para conservação (MYERS, 2000; KLINK; MACHADO, 2005; BRASIL, 2014).

Figura 5 - Mapa esquemático do Brasil com a distribuição dos biomas continentais brasileiros. O ponto azul representa a localização da área de estudos.



Fonte: Salgado et al. (2019)

Em Minas Gerais, o Cerrado é o bioma que ocupa a maior extensão territorial. É encontrado nas regiões Norte, Noroeste, Sul/Sudoeste, Oeste, Central Mineira, Região Metropolitana, Jequitinhonha e Triângulo e Alto Paranaíba (IBGE, 2004).

Em condições originais, o Cerrado abrangia uma área de aproximadamente 2.036.448 km², o que representa 23,92% do território brasileiro (IBGE, 2004) (Tabela 1). Porém, em 2011, a área desmatada chegou a 956.654 km² (MMA, 2011).

Tabela 1 - Biomas Continentais Brasileiros e sua área no território do Brasil.

Biomas Continentais Brasileiros	Área aproximada (Km²)	Área total Brasil (%)
Amazônia	4.196.943	49,19
Cerrado	2.036.448	23,92
Mata Atlântica	1.110.182	13,04
Caatinga	844.453	9,92
Pampa	176.496	2,07
Pantanal	150.355	1,76
Área total Brasil	8.514.877	

Fonte: IBGE (2004).

Nas últimas décadas, as taxas de conversão do uso no solo no Cerrado acentuaram notavelmente e promoveram grandes alterações paisagísticas na área de abrangência desse domínio (SHIKI, 1997; SANO *et al.*, 2008). A ocupação do bioma do Cerrado promove diversos impactos ambientais devido à ausência de tecnologias adequadas e também a grande extensão territorial das ocupações. O desmatamento descontrolado e as queimadas causam problemas como a perda de solos por erosão, poluição hídrica e atmosférica, e perda de biodiversidade (MANTOVANI; PEREIRA, 1998).

O domínio dos Cerrados ocupa predominantemente maciços planálticos de estrutura complexa, caracterizados por superfícies planas culminantes e um conjunto significativo de planaltos sedimentares compartimentados, situados em níveis que variam entre 300 m e 1.700 m de altitude (AB'SABER, 2003) e é caracterizado por condições climáticas bem definidas, com verão chuvoso e inverno seco.

Na região do Triângulo Mineiro a temperatura média anual é de 23,5 °C, com taxas de precipitação média anual de 1500 mm (SILVA, F.A.M. *et al.*, 2008).

O Cerrado apresenta diferentes formações em sua área de abrangência, tais como (RIBEIRO, J. F.; WALTER, 2008):

- 1) Formações florestais: mata ciliar, mata de galeria, mata seca e cerradão;
- 2) Savânicas: Cerrado sentido restrito, parque de Cerrado, palmeiral e vereda;
- 3) Campestres: campo sujo, campo limpo e campo rupestre.

O trabalho de Rosolen *et al.* (2014) destaca que as áreas úmidas de Veredas e Murundus são disseminadas pelo Cerrado. Áreas úmidas são segmentos de paisagem constituídos por solos hidromórficos, são ecossistemas frágeis e de alta complexidade ecológica.

As áreas úmidas são fundamentais para o processo de estabilidade ambiental e manutenção da biodiversidade. Por estarem em relevos planos ou abaciados, apresentam frequentemente elevados níveis de saturação hídrica, situação essa que favorece a capacidade de fixação de carbono que, por sua vez, resulta em uma alta capacidade de retenção de água e de íons no solo, fator que aumenta a capacidade de filtragem das águas e de regularização da vazão dos cursos d'água (IBAMA, 2008).

Os Murundus (ou covoais) correspondem a microtopografias vegetadas, que constituem a paisagem do Cerrado florestado. Os Murundus destacam-se como feições geomorfológicas distintas, de forma circular ou elíptica. Eles estão localizados nas cabeceiras, em uma posição topográfica mais alta do que as veredas, que estão localizadas ao longo dos planaltos (ROSOLEN *et al.*, 2014).

Veredas são áreas úmidas localizadas nas margens fluviais, consideradas feições geomorfológicas porque ocorrem apenas ao longo de vales rasos. São facilmente reconhecidos pela presença da palmeira Buriti (*Mauritia flexuosa*) (WANTZEN *et al.*, 2006; 2012; AUGUSTIN *et al.*, 2009)

Em muitos locais do mundo, as áreas úmidas não são conservadas ou integradas harmonicamente em projetos socioeconômicos. São regiões que normalmente são devastadas pelo avanço da agricultura e raramente são considerados no planejamento urbano-cultural da paisagem (ROBERTS, 1988; TILTON, 1995; KLINK; MACHADO, 2005; EWING *et al.*, 2012).

As áreas úmidas representam um ecossistema frágil, a agricultura intensiva e excessiva degrada a vegetação, afeta a hidrologia, incentiva a erosão do solo e altera as propriedades morfológicas e químicas do solo (ROBERTS, 1988, EWING *et al.*, 2012).

Segundo Rosolen *et al.* (2014), é essencial destacar a importância das áreas úmidas, para que a conservação seja promovida. As áreas úmidas contribuem significativamente para a biodiversidade ao ter fauna e flora endêmicas; têm um "efeito de esponja", pois amortecem as mudanças na descarga devido a eventos locais de chuvas; armazenam carbono do solo; filtram os resíduos de fertilizantes e pesticidas usados na agricultura e fornecem fibras e frutos para as comunidades tradicionais.

Além de serem essenciais na recarga de aquíferos, por atuar na captação de água superficial, devido sua condição topográfica.

O Código Florestal brasileiro atual adotou a Área de Preservação Permanente (APP), a Reserva Legal (RL) e as Unidades de Conservação (Parques Nacionais e Reservas Indígenas) como áreas territorialmente protegidas. Correspondem a áreas cobertas por vegetação nativa, a fim de proteger os corpos da água, a paisagem, os solos, a biodiversidade, o fluxo genético e garantir o bem-estar da população humana.

Nesse contexto, a RL é necessária para o uso sustentável dos recursos naturais, para a conservação e reabilitação dos processos ecológicos, para a conservação da biodiversidade e para o abrigo e proteção da fauna nativa e flora dentro das propriedades rurais (KLINK; MACHADO 2005, WANTZEN *et al.*, 2006).

A exigência de RL dentro de uma propriedade privada varia de acordo com o bioma. No Cerrado (incluindo Minas Gerais) devem ser preservados 35% da área total, como bioma original.

A APP é um instrumento legal para garantir a proteção, especialmente em zonas em torno de corpos hídricos, por exemplo, ao longo e dentro da fronteira dos rios, lagos naturais e artificiais, barragens e áreas úmidas.

A lei federal nº 9.605, de 1998, pune com sanções penais e administrativas danos ao meio ambiente, incluindo o desmatamento de RL e APP. Além disso, os estados e municípios brasileiros desenvolvem leis ambientais adicionais que não podem ser mais permissivas do que a lei federal (ROSOLEN *et al.*, 2014).

O estado de Minas Gerais possui legislação ambiental complementar própria (Lei Nº 14.309 de 2002), bem como os municípios próximos a área de estudo (Uberaba e Uberlândia).

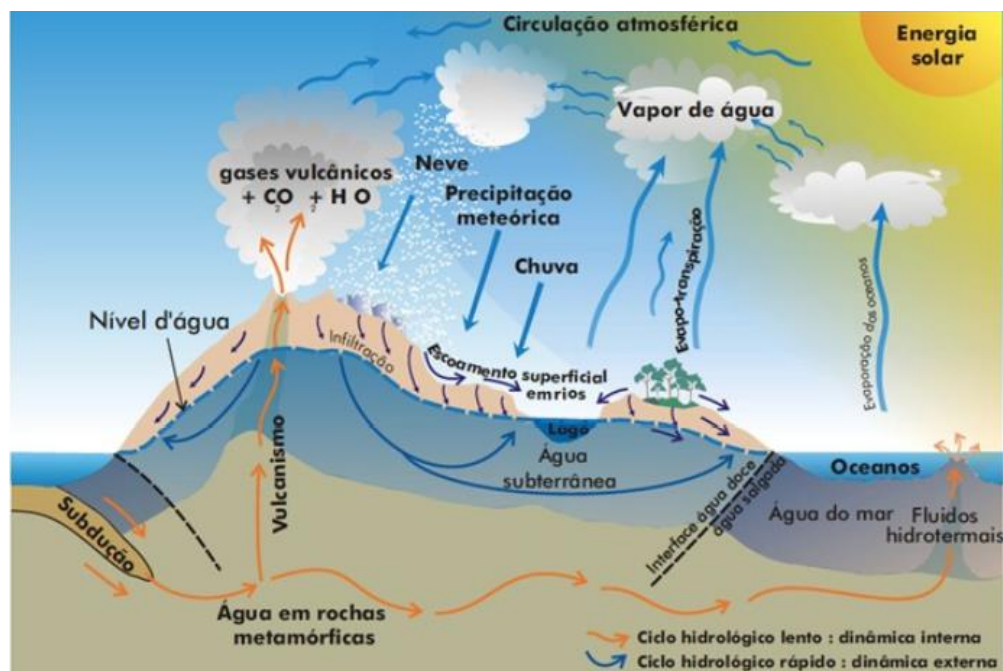
6 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Nesse capítulo será apresentada a fundamentação teórica que norteou os métodos aplicados. Serão apresentados os conceitos básicos de hidrogeologia, os fundamentos e conceitos acerca da teoria, aquisição e processamento das imagens aéreas obtidas por Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) e da aquisição e processamento de dados geofísicos de Eletorresistividade.

6.1 Conceitos básicos de hidrogeologia

A água está presente desde a atmosfera até a parte superficial da crosta terrestre, a uma profundidade máxima de aproximadamente 10 km. Os reservatórios, tais como oceanos, geleiras, rios, lagos, atmosferas, água subterrânea, entre outros, formam a hidrosfera. O constante intercâmbio da água entre estes reservatórios é denominado de ciclo da água ou ciclo hidrológico (Figura 6). O ciclo hidrológico aqui apresentando foi inteiramente descrito por Karmann *et al.* (2009) e por Iritani & Ezaki (2009).

Figura 6 - Esquema do ciclo hidrológico



Fonte: Karmann *et al.*, (2009)

O ciclo da água é iniciado pela precipitação meteórica, que representa a precipitação em forma de neve, granizo ou água, a partir do vapor de água presente

na atmosfera. Parte da precipitação retorna para a atmosfera em forma de evaporação direta durante seu percurso em direção à superfície. Outras formas pronunciadas de evaporação compreendem o vapor de água formado sobre o solo e a associada à transpiração das plantas, a chamada evapotranspiração. Em ambientes glaciais, a água retorna para a atmosfera a partir da sublimação do gelo, causada pela ação do vento.

Quando a água em estado líquido atinge o solo, duas possibilidades existem: a primeira é o processo de infiltração, que depende das características do material que recobre a superfície. A água de infiltração, devido a força gravitacional, tende a preencher os poros e vazios do subsolo, seguindo em profundidade e abastecendo corpos subterrâneos de água. A segunda possibilidade é o escoamento ou fluxo superficial, que ocorre quando a capacidade de absorção de água pela superfície atinge o ponto máximo, se tornando um material saturado. O escoamento superficial também é impulsionado pela gravidade para regiões topográficas mais baixas.

De maneira simplificada, toda a água que ocupa vazios em formações rochosas ou no regolito é classificada como água subterrânea.

6.1.1 Parâmetros hidrogeológicos

Os materiais geológicos possuem a capacidade de armazenar e transmitir água, ou seja, características de armazenamento e propriedades de fluxo – chamadas de propriedades hidráulicas. Os parâmetros hidrogeológicos são fundamentais para o entendimento de um sistema aquífero de forma integrada.

6.1.1.1 Porosidade

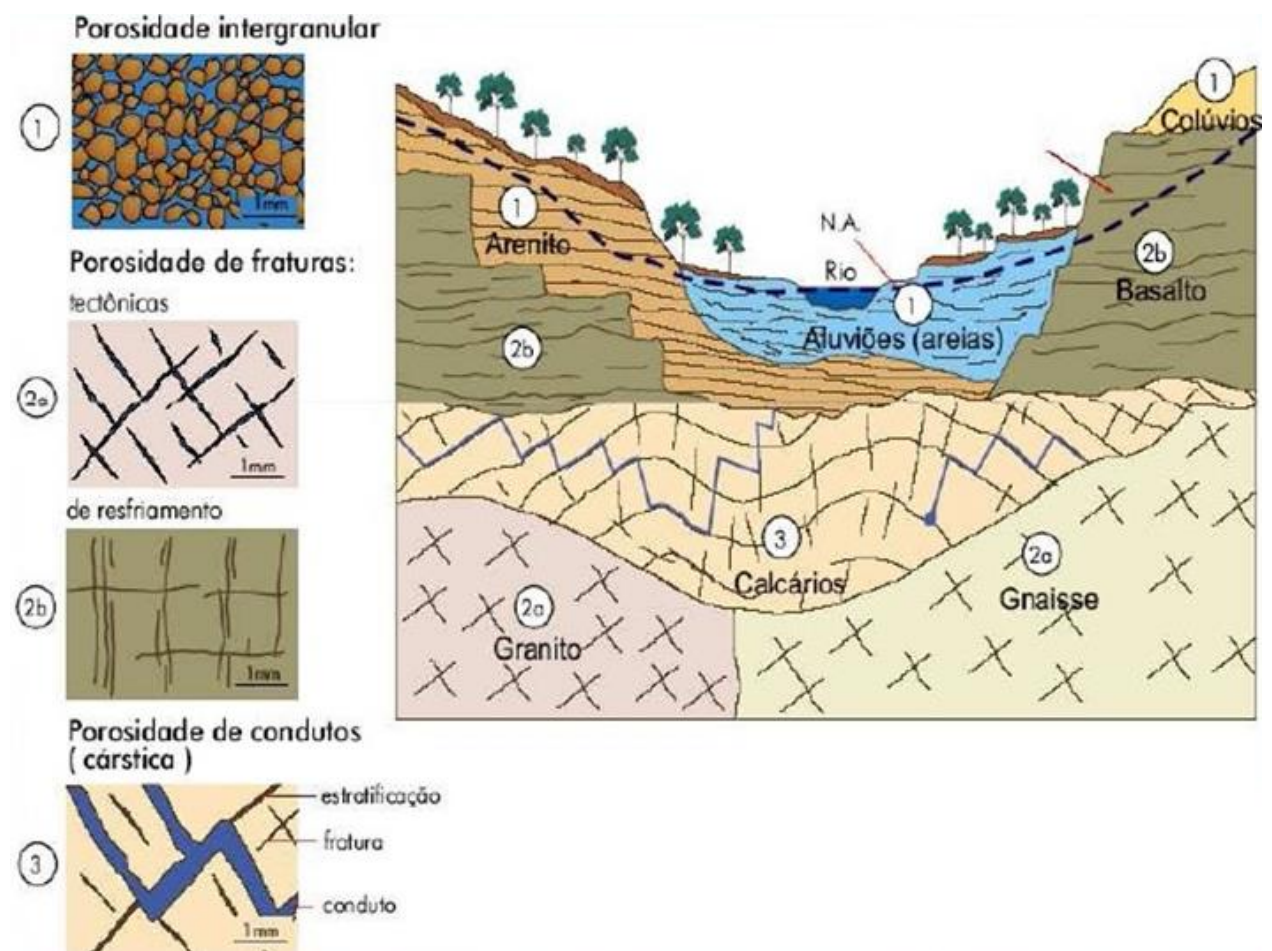
A porosidade total de um material geológico é definida pelo volume de vazios dividido pelo volume total e é controlada pela forma e arranjo dos grãos, o grau de separação entre eles, compactação, cimentação, fraturamento e grau de intemperismo. Existem dois tipos fundamentais de porosidade nos materiais, a primária e secundária (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$P = \frac{V_v}{V} \quad (\text{Eq. 1})$$

Onde V_v é o volume de vazios e V o volume total.

A primária é característica de rochas sedimentares, formado pelos espaços entre os clastos e grãos (porosidade intergranular) ou planos de estratificação. A porosidade secundária, por sua vez, ocorre após a formação de rochas ígneas, metamórficas ou sedimentares, por fraturamento ou falhamento durante sua deformação (porosidade de fraturas). Ainda, em calcários e mármore, solúveis, pode ocorrer a porosidade cárstica ou de condutos (FEITOSA & FILHO, 2000) (Figura 7).

Figura 7 - Os diferentes tipos de porosidade para diferentes materiais geológicos.



Fonte: Karmann *et al.*, (2009)

6.1.1.2 Permeabilidade

A principal característica que determina a disponibilidade de água subterrânea não é a capacidade de armazenamento do material geológico, mas sim sua capacidade em permitir o fluxo de água através dos poros (KARMANN *et al.*, 2009). A chamada permeabilidade é dada em função da granulometria e disposição estrutural do material poroso (HISCOCK, 2009).

O aumento no teor de argila faz com que o material possua alta porosidade, mas a permeabilidade diminui à medida que o tamanho efetivo dos poros é diminuído, o que causa um aumento na condutividade elétrica medida em superfície, ou seja, uma queda na resistividade elétrica (HISCOCK, 2009; KARMANN *et al.*, 2009). Seguindo essa associação, a correlação é reforçada em materiais geológicos parcialmente saturados, pois os materiais de elevada permeabilidade tendem a drenar mais rapidamente, ou seja, materiais mais permeáveis tendem a ser mais secos e, portanto, a apresentar valores de condutividade elétrica mais baixos.

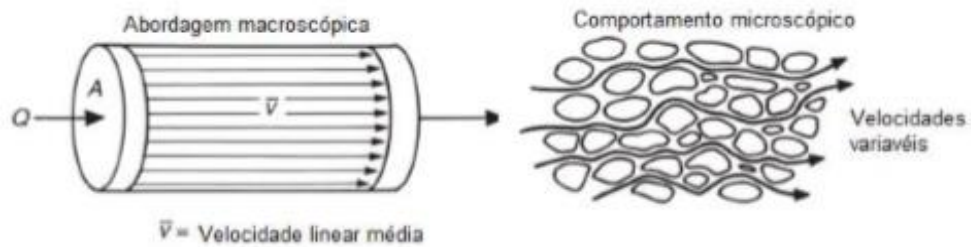
6.1.1.3 Condutividade hidráulica

A condutividade hidráulica é a capacidade de movimentação de água através dos interstícios do material geológico, e integra, além da porosidade, as propriedades de migração de um fluído (Figura 8). É expressa pela equação:

$$K = \frac{k\gamma}{\mu} \quad (\text{Eq. 2})$$

Onde, K é a condutividade hidráulica, k é caracterizado pelo meio poroso em função do diâmetro dos grãos, γ é o peso específico e μ é a viscosidade do fluído (CLEARY, 1989).

Em soluções aquosas, os valores de condutividade hidráulica aumentam em relação ao aumento da concentração, mobilidade, carga eletrônica de íons e temperatura (HISCOCK, 2009).

Figura 8 - Análise de fluxo de águas subterrâneas

Fonte: HISCOCK, (2009)

6.1.1.4 Densidade

Ainda que a densidade do material e de suas partículas sejam propriedades físicas, possuem extrema importância na definição dos parâmetros hidrogeológicos.

A Densidade do solo (d_s), ou densidade global, consiste na relação entre a massa e o volume real, considerando os volumes da matriz sólida e da porosidade total (g/cm^3), já Densidade das partículas (d_p), ou densidade real, é a relação entre a massa de uma amostra de solo e o volume que ocupam as partículas do solo, desconsiderando o volume dos poros (g/cm^3). A *densidade de partícula* é uma característica que varia com a composição das partículas, não sendo afetada por variação no seu tamanho. Num solo que tem quantidades elevadas de minerais mais pesados, como magnetita, por exemplo, a densidade de partículas também se elevará. Da mesma forma, num solo que apresente elevado teor de matéria orgânica, terá uma densidade de partícula mais baixa (LEPSCH, 2016; TEIXEIRA *et al.*, 2009).

A densidade global é expressa pela equação:

$$DG = \frac{M_s}{V} \quad (\text{Eq. 3})$$

Onde M_s é massa do solo e V o volume da amostra.

A porosidade de um solo é a razão do volume total de poros para o de solo, usualmente expressa em percentagem. Pode ser determinada, uma vez que a densidade global é conhecida, pela equação:

$$P = 1 - \frac{DG}{DP} \quad (\text{Eq. 4})$$

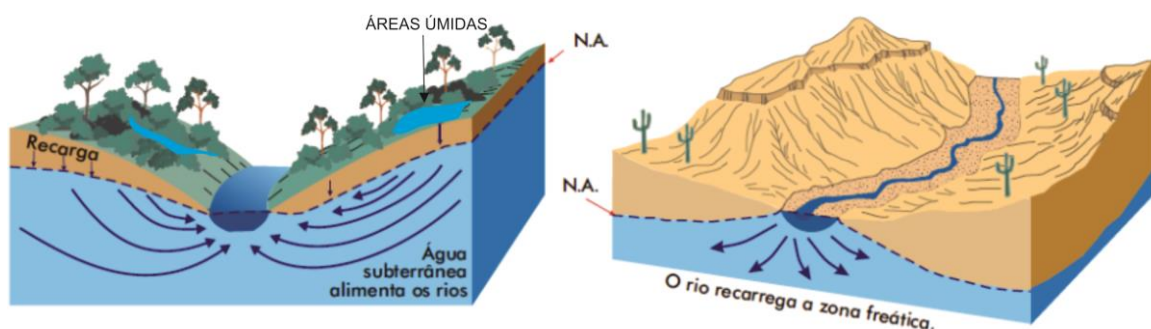
Onde DG é a densidade aparente e DP a densidade da partícula.

A compactação do solo é um processo de densificação, no qual há um aumento da resistência à penetração no solo e redução da porosidade total, da macroporosidade, da permeabilidade e da infiltração de água, resultantes de cargas aplicadas na superfície do solo (SOANE; OUWERKERK, 1994), a compactação implica na redução severa da macroporosidade, aumento da densidade do solo e redução da infiltração de água em determinado solo.

6.1.1.5 O fluxo de água

O fluxo de água no subsolo é guiado, além da força gravitacional, pela diferença de pressão entre dois pontos, exercida pela coluna de água e materiais geológicos subjacentes. A diferença de pressão entre os pontos é chamada de potencial hidráulico, e promove o movimento de água subterrânea de pontos com alto potencial (como a franja capilar) para zonas de baixo potencial (como fundos de vales) (Figura 9).

Figura 9 - Perfil esquemático do fluxo hídrico subsuperficial



Fonte: Modificado de Karmann *et al.*, (2009)

O fluxo pode contrariar a gravidade e ocorre de forma ascendente, caso exista porções mais profundas que a franja capilar. Dessa forma, a água tende a subir para zonas de baixo potencial, junto a leitos de rios e lagos (KARMANN *et al.*, 2009). Linhas de mesmo potencial hidráulico são denominadas equipotenciais do nível freático.

No fluxo de água superficial, a velocidade é diretamente proporcional à inclinação da superfície. Este grau de inclinação é denominado gradiente hidráulica, definido pela razão do desnível (Δh) e a distância horizontal entre dois pontos (ΔL).

No material saturado, o comportamento do fluxo das águas subterrâneas é expresso pela equação formulada por Henry Darcy, ou Lei de Darcy, que apresentou os resultados através da relação de fluxo baseada no gradiente de potencial através da altura da coluna (FEITOSA & FILHO, 2000).

$$Q = -K A \frac{\Delta h}{\Delta L} \quad (\text{Eq. 5})$$

Onde K é condutividade hidráulica do material poroso (com o fluxo de sinal negativo, que indica a direção em que diminui a carga hidráulica), A área total da seção transversal perpendicular à direção de fluxo e dh/dL representa o gradiente hidráulico.

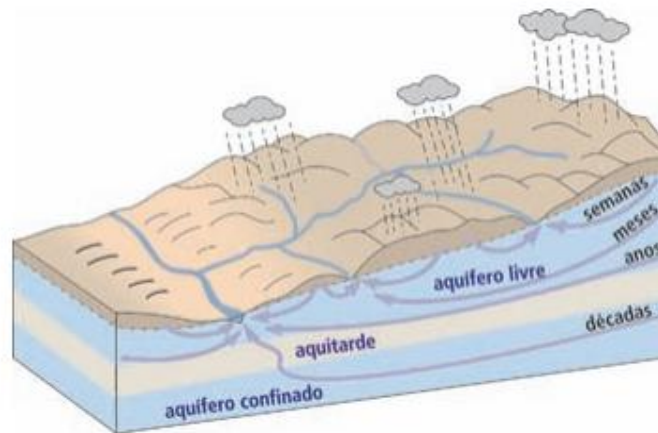
6.1.2 Aquíferos

Os aquíferos podem ser definidos como unidades rochosas ou de sedimentos, porosas e permeáveis, que armazenam e transmitem volumes significativos de água subterrânea, sob gradientes hidráulicos naturais. Podem, ainda, ser classificados como livres ou confinados, a depender da pressão a que estão submetidos (CLEARY, 1989).

Aquíferos livres possuem a superfície condicionada pela pressão atmosférica, não confinados ou impedidos de movimentação para cima ou para baixo, com recarga proveniente da água superficial que infiltra no solo e atravessa a zona não saturada. Normalmente ocorrem a profundidade de alguns metros a poucas dezenas de metros da superfície, associados ao regolito, sedimentos de cobertura ou contatos solo/rocha.

O aquífero confinado é limitado por camadas rochosas de pouca permeabilidade ou impermeáveis, que exercem uma pressão maior do que a atmosférica, devido ao confinamento saturado da camada superior. Ocorrem, normalmente, a profundidades mais elevadas, de dezenas a milhares de metros de profundidade. Por fim, o aquífero suspenso é um aquífero livre que tem sua ocorrência associada ao acúmulo de água acima do nível freático, sobre uma camada de permeabilidade baixa ou impermeável de extensão limitada (Figura 10). Em épocas sem chuva, quando não há recarga, estes aquíferos suspensos podem se esgotar (CLEARY, 1989; IRITANI & EZAKI, 2009; KARMANN *et al.*, 2009).

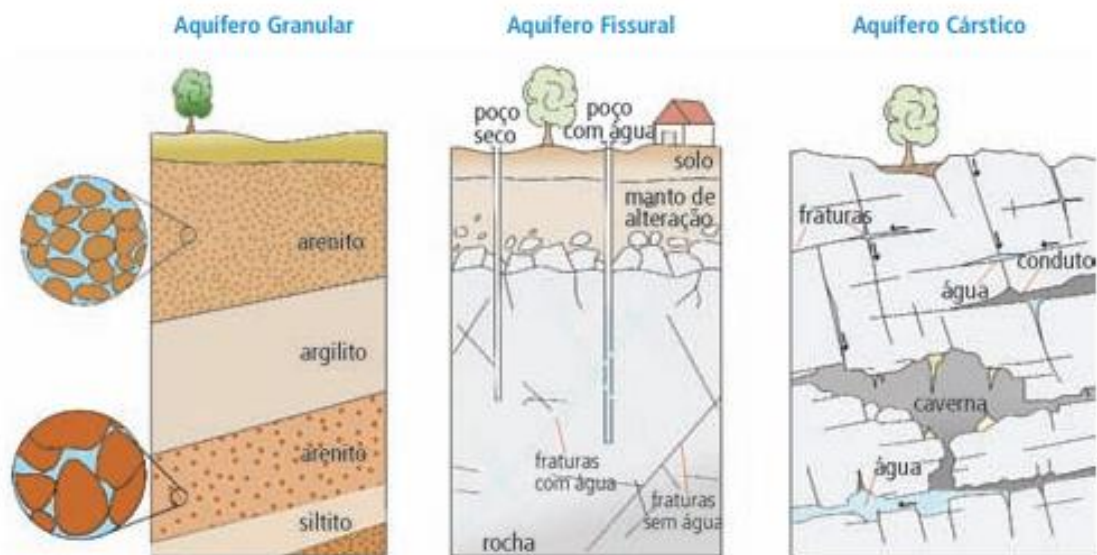
Figura 10 - Esquema com aquífero livre, confinado e aquitarde e o tempo médio de circulação da água



Fonte: IRITANI; EZAKI, (2009)

Os aquíferos também são classificados de acordo com a porosidade da rocha armazenadora, e podem ser granulares, fissurais e cársticos (Figura 11).

Figura 11 - Classificação dos aquíferos de acordo com a porosidade das rochas.



Fonte: IRITANI; EZAKI, (2009)

6.1.2.1 Aquiclude e Aquitarde

O termo aquiclude é utilizado em oposição ao termo aquífero, pois define unidades geológicas que, apesar de saturadas, são incapazes de transmitir um volume significativo de água com velocidade suficiente para abastecer poços e nascentes, por serem rochas com baixa permeabilidade (KARMANN *et al.*, 2009). São exemplos rochas como argilitos, xistos e metamórficas (CLEARY, 1989).

O aquitarde é um termo utilizado de forma comparativa ao termo aquífero, em relação a capacidade de produção de água por unidades rochosas, onde a unidade com produção de água é chamada de aquífero e a menos produtiva de aquitarde, em uma determinada sequência estratigráfica (KARMANN *et al.*, 2009).

6.1.1.2 Áreas de recarga e descarga

As águas que recarregam os aquíferos são provenientes, normalmente de chuva ou neve e granizo derretidos, que atinge a superfície do terreno e infiltra nas áreas aflorantes das formações geológicas, onde o aquífero é livre – constituem as áreas de recarga. A água circula lentamente pelos poros das rochas e sua velocidade depende das características geológicas de cada aquífero, apresentando velocidades de infiltração diferenciadas.

A recarga também pode ocorrer pelo aporte de água vindo de outra unidade hidrogeológica, seja granular ou fraturada, em contato com o aquífero. Pode haver, ainda, uma recarga não natural, por exemplo, pela água que infiltra no solo devido ao vazamento das tubulações do sistema de abastecimento e saneamento, ou pelos excessos na irrigação de diferentes culturas (IRITANI; EZAKI, 2009).

As áreas de descarga são locais onde a água sai do aquífero surge na superfície do terreno, em forma de nascente ou como escoamento básico, alimentando os córregos, rios e lagos.

6.1.3 Hidrodinâmica

Segundo Cleary (1989) a hidrodinâmica compreende o estudo em três dimensões da distribuição das propriedades hidrogeológicas, ou seja, além de avaliar sua profundidade e distribuição horizontal, deve-se também avaliar, de forma integrada, a distribuição espacial das propriedades.

Neste estudo, a partir dos diferentes métodos e técnicas aplicados, foi realizada uma avaliação tridimensional de água superficial e subsuperficial e suas integrações, o que caracteriza o estudo da hidrodinâmica da localidade.

6.2 Fotogrametria digital com uso de VANT

6.2.1 Posicionamento pelo GNSS

O GNSS (*Global Navigation Satellite System*) é uma das tecnologias mais avançadas que existe atualmente para o posicionamento em um referencial global. Um dos principais componentes do GNSS é o GPS (*Global Positioning System*), desenvolvido pelo governo Norte-Americano, e o GLONASS (*Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema*), desenvolvido pela extinta URSS (União das Repúblicas Socialistas Soviéticas) e hoje sendo de responsabilidade da República da Rússia (SEEBER, 2003). Atualmente, o sistema europeu Galileo já conta com 26 satélites operacionais.

O GPS é um sistema espacial que proporciona a posição espacial, a velocidade e a disseminação do tempo num sistema padrão, a qualquer instante, em qualquer ponto nas proximidades da Terra e independente das condições meteorológicas. Estão situados a uma altitude de 22.000 km, orbitam a Terra duas vezes ao dia e emitem continuamente sinais de rádio codificados. A constelação de GPS está com 32 satélites operacionais (MONICO, 2008).

O GLONASS é constituído de 24 satélites operacionais, distribuídos em três planos orbitais aproximadamente circulares, separados em 120°, inclinados aproximadamente 64,8° em relação ao equador, com altitude média de 19.100 km e período orbital de 11h15min44seg (Tempo Sideral). Devido ao ângulo de inclinação maior que o do GPS (55°), a constelação GLONASS apresenta cobertura um pouco diferente, podendo fornecer melhor cobertura para altas latitudes. Com o sistema completo, entre seis e onze satélites são visíveis em qualquer ponto da Terra (MONICO, 2008; SEEBER, 2003).

A determinação da posição de um objeto ou feição a partir de levantamento com GNSS pode ser feita por dois diferentes métodos posicionamento, o Posicionamento por Ponto Convencional, no qual a qualidade das coordenadas é

menor que 10m, e o Posicionamento por Ponto Preciso (PPP) no qual a qualidade das coordenadas é menor que 50cm (MONICO, 2008).

O Posicionamento por Ponto Preciso, embora empregado com sucesso desde a década passada (ZUMBERGE *et al.*, 1997), era limitado aos usuários cujos aplicativos computacionais eram de cunho mais científico. Contudo, nos últimos anos, inclusive no Brasil, o método PPP passou a ser empregado de modo mais amplo (MONICO, 2000; PEREZ *et al.*, 2003)

No Brasil, após firmada a parceria entre o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) e o CSRS-PPP (Canadian Spatial Reference System – Precise Point Positioning), o serviço de PPP online passou a ser disponibilizado pela diretoria de geociências do IBGE, a partir do mesmo aplicativo computacional de processamento empregado pelo CSRS. O serviço está disponível para os usuários no site do IBGE.

6.2.2 Veículos Aéreos Não Tripulados

O termo Veículo Aéreo Não Tripulado é mundialmente reconhecido e inclui uma grande gama de aeronaves que são autônomas, semiautônomas ou remotamente operadas. De acordo com a ANAC (2017), Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) significa toda aeronave não tripulada com finalidade diversa a de recreação. Este órgão regulamenta e estabelece critérios para as operações com Aeronaves Remotamente Pilotadas no Brasil, sendo tais critérios definidos com base no propósito da operação e da classificação destas aeronaves de acordo com o seu Peso Máximo de Decolagem.

O Sistema Aéreo Não Tripulado (SANT) significa o conjunto de veículos aéreos não tripulados, seus controles de voo e seu sistema de operação, isto é, a união de todas as atividades que estão interligadas no plano de voo (RASI, 2008).

Os primeiros experimentos com VANT em fotogrametria foi um voo na escala de 1:1000, com velocidade de obturador da câmera da ordem de 1/1000 s, com velocidade da aeronave suficiente para se obter imagens aceitáveis mesmo em movimento (PRZYBILLA; WESTER-EBBINGHAUS, 1979). Zischinsky *et al.* (2000) usaram imagens obtidas com um modelo do tipo helicóptero para obtenção do modelo 3-D de uma mina.

No Brasil, os primeiros relatos de VANTs ocorreram na década de 80, quando o Centro Tecnológico Aeroespacial (CTA) desenvolveu o projeto Acauã. Este tinha fins militares especificamente e ficou desativado depois sendo, somente em 2007, reativado por uma iniciativa do governo de incentivo ao desenvolvimento de VANT no Brasil. Na área civil, também na década de 80, se destaca o projeto Helix, um VANT de asa móvel que foi desativado nos anos seguintes por falta de mercado e incentivo do governo. Posteriormente, o Cenpra desenvolveu o projeto do dirigível AURORA (Autonomus Unmanned Remote Monitoring Robotic Airship) (MEDEIROS, 2007), que serviu para capacitar a equipe de desenvolvimento. Dentre as aplicações civis, principalmente focado na agricultura surgiu o projeto ARARA (Aeronave de Reconhecimento Assistida por Rádio e Autônoma) (JORGE, 2001).

O VANT é composto pela aeronave, que pode englobar o motor, hélices, asas, *spinners*, servos - que são os mecanismos responsáveis por fazer os movimentos dos Ailerons (*Roll* – Rolagem), Leme (*Yaw* – Guinada) e Profundor (*Pitch* – Arfagem), - o *Electronic Speed Control* (Controle Eletrônico de Velocidade) e bateria. Além da aeronave, o VANT é composto de uma estação de controle em solo (*Ground Control Station*) através da qual é possível planejar a missão a ser executada e acompanhar todo o trabalho realizado remotamente. Em geral possibilita visualizar o mapa do local a ser monitorado, com a referência da posição do VANT.

O VANT possui também um GPS e uma unidade de navegação inercial (IMU). O veículo não aceita comandos de movimento diretamente ligados pelo GPS, devido à grande margem de erro deste, recorrendo a uma IMU garantindo uma melhor precisão da posição. A navegação inercial é utilizada por foguetes, submarinos, navios também para determinar coordenadas. Uma unidade de navegação inercial nada mais é que um sistema de navegação que integra as acelerações em Norte/Sul, Leste/Oeste por meio de sensores inerciais, determinando a posição (JORGE; INAMASU, 2014). Diversos sensores e câmeras podem ser acopladas à aeronave.

O VANT possui como componente principal um sistema de controle capaz de manter a aeronave estabilizada e de executar manobras que a conduza através de uma rota e missão selecionada (NERIS, 2001).

Quanto ao alcance e altitude os VANTs são classificados como posição (JORGE; INAMASU, 2014):

- 1) De mão, com 600m altitude e alcance 2km;
- 2) Curto alcance⁸, com 1500m de altitude e 10km de alcance;
- 3) OTAN⁹, de 3000m de altitude e alcance até 50km;
- 4) Tático, de 5500m de altitude e alcance de 160km;
- 5) MALE (altitude média, alcance longo), até 9000m de altitude e alcance de 200km;
- 6) HALE (altitude alta, alcance longo), acima de 9100m e altitude e alcance indefinidos;
- 7) HIPERSÔNICO, 15200m de altitude e alcance acima de 200km;
- 8) ORBITAL em baixa órbita;
- 9) CIS, transporte lua-terra.

Além do alcance e altitude, diferem em asa fixa ou rotativa. O de asa rotativa, pode ser do tipo helicóptero convencional ou multirotor.

Ainda, os VANTS podem ter o sistema RTK e/ou o sistema PPK para correções das coordenadas (HORUS, 2019). O Sistema RTK (*Real Time Kinematic*) faz correções nos dados coletados pelo GPS da aeronave em tempo real com precisão de centímetros. Isso porque ele usa uma base de solo especial, que contém um GPS Geodésico de precisão. Esta base registra o ponto onde ela está posicionada, servindo como uma referência geográfica estática para o VANT que está em movimento. Durante o voo, o sensor RTK (que vai na aeronave) troca informações com satélites e com a base para corrigir o posicionamento geográfico do VANT, levando em conta o ponto fixo que a base coletou.

Já o PPK (*Post Processed Kinematic*) é um sistema bastante similar ao RTK, porém não depende do link de telemetria, garantindo que todos os dados geográficos fiquem armazenados no computador de bordo da aeronave. Deste modo, eles podem ser processados depois do voo. Ou seja, podemos dizer que este é um sistema redundante (*backup*), que garante a precisão dos dados mesmo que a aeronave perca sinal com a base durante um voo de longa distância, por exemplo

⁸ O VANT 2 utilizado nos estudos aqui apresentando se classifica como de curto-alcance

⁹ O VANT 1 utilizado nos estudos aqui apresentados se classifica como OTAN

6.2.3 Aquisição - Fotogrametria aérea digital

O termo fotogrametria é originado dos radicais gregos *photon* (luz), *grafos* (escrita) e *metron* (medições) (MCGLONE, 2004). Portanto é a ciência que realiza medidas através de fotografias.

A fotogrametria digital teve início nos anos 90, quando a imagem digital foi desenvolvida e diversos avanços computacionais possibilitaram técnicas cada vez mais robustas de processamento de dados (SCHENK, 1999), com os avanços tecnológicos de VANTs, a aquisição das fotografias se tornou mais acessível.

Os voos fotogramétricos são planejados de modo a permitir uma ampla cobertura da zona do levantamento, através de fotografias verticais. O ideal é que as fotografias sejam sucessivas e que apresentem uma zona de sobreposição, ou seja, a mesma zona da superfície terrestre deve ser captada e registrada em ao menos duas imagens distintas. A sobreposição é medida em porcentagem da dimensão da fotografia que é sobreposta, seja na direção do voo (sobreposição longitudinal) ou na direção perpendicular à do voo (sobreposição lateral). Normalmente, é utilizada uma sobreposição longitudinal de 60% e uma sobreposição lateral de 20% a 30% (REDWEIK, 2007).

6.2.4 Processamento – Fotogrametria aérea digital

Por meio da fotogrametria digital, as fotografias coletadas podem ser processadas com uso de ferramentas computacionais específicas para produção de ortomosaicos, Modelos Digitais de Superfície (MDS), Modelos Digitais de Terreno (MDT), dentre outras possibilidades, como exemplo, o cálculo de um determinado volume – tal como é utilizado nesse estudo.

O ortomosaico é uma fotografia corrigida digitalmente para representar uma projeção ortogonal sem efeitos de perspectiva. Em outras palavras, o produto final é um mosaico gerado a partir de imagens da área coberta pelo voo, que varia em quantidade conforme a especificação da resolução espacial escolhida e do tamanho total da área. As imagens são unidas sistematicamente por ajuste e sobreposição das margens vizinhas, de forma que se obtém uma representação contínua da superfície sobrevoada (BRAZ *et al.*, 2015).

O Modelo Digital de Superfície (MDS) representa a superfície terrestre acrescida de quaisquer objetos existentes sobre ela e que interferem no valor da reflectância do pixel. Desta maneira, caso exista vegetação ou edificações, a superfície representada será ao topo destas feições. Modelo Digital do Terreno (MDT) representa a superfície real do terreno, sem elementos que influenciam na reflectância do pixel como os que interferem no MDS. (EGG, 2012). Ambos são modelos que representam tridimensionalmente os diferentes fenômenos que ocorrem no espaço geográfico.

6.2.5 Cálculo de volume

Os cálculos de volume de determinadas áreas ou sólidos, realizados na fotogrametria aérea digital, são realizados por softwares robustos, baseados em matemática avançada para o fornecimento de resultados mais compatíveis com a realidade.

Dessa forma, entender exatamente a matemática aplicada nos cálculos é de extrema complexidade, portanto, nesse item serão abordados os princípios matemáticos e topográficos fundamentais que são utilizados para esses cálculos.

Os dois principais métodos para cálculo de volumes topográficos são o (1) Método das Seções Transversais e o (2) Método das Superfícies Equidistantes.

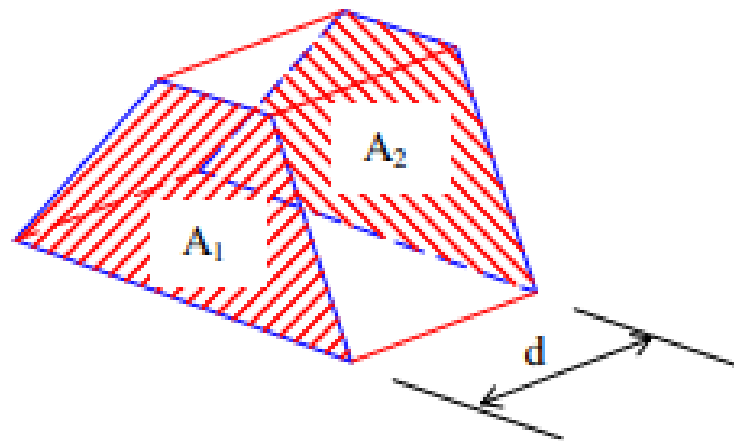
6.2.5.1 Método das Seções Transversais

A aplicação desse método supõe seções planas e paralelas entre si, espaçadas de uma distância “d” (Figura 12). O volume será dado pela expressão:

$$Volume = d \left(\frac{A1+A2}{2} \right) \quad (Eq. 6)$$

Onde d é a distância entre as seções e A1 e A2 as áreas.

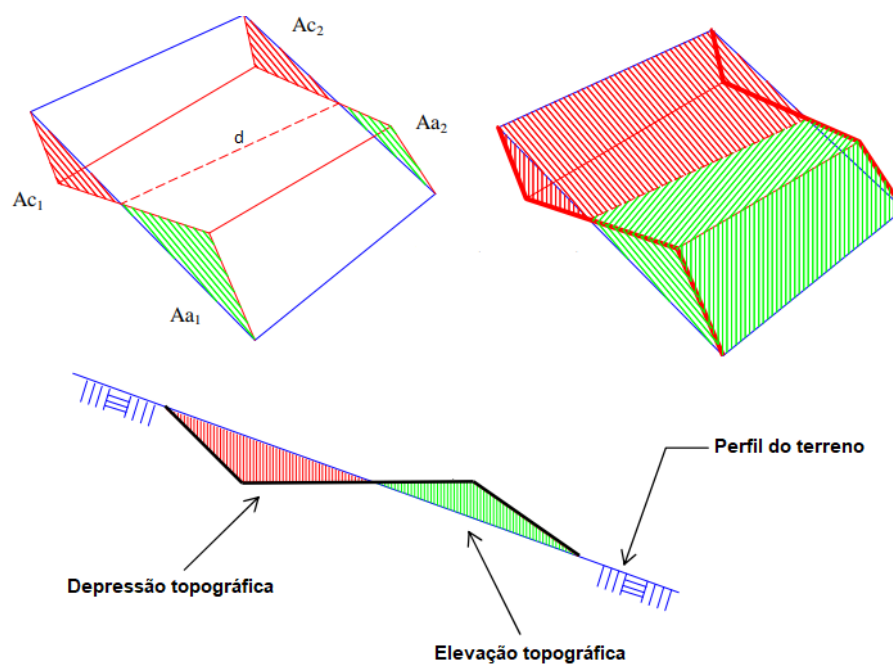
Figura 12 - Seções paralelas



Fonte: Veiga (2007)

A partir desse princípio, é possível realizar os cálculos de elevações (seções de corte) e depressões topográficas (seções de aterro), tal como segue ilustrado pela Figura 13.

Figura 13 - Seções de corte (depressão) e aterro (elevação).



Fonte: Modificado de Veiga (2007)

Os volumes são expressos por:

$$\text{Volume de depressão} = d \left(\frac{Ac1+Ac2}{2} \right) \quad (\text{Eq. 7})$$

$$\text{Volume de elevação} = d \left(\frac{Aa1+Aa2}{2} \right) \quad (\text{Eq. 8})$$

Onde d é a distância entre as seções e A as áreas.

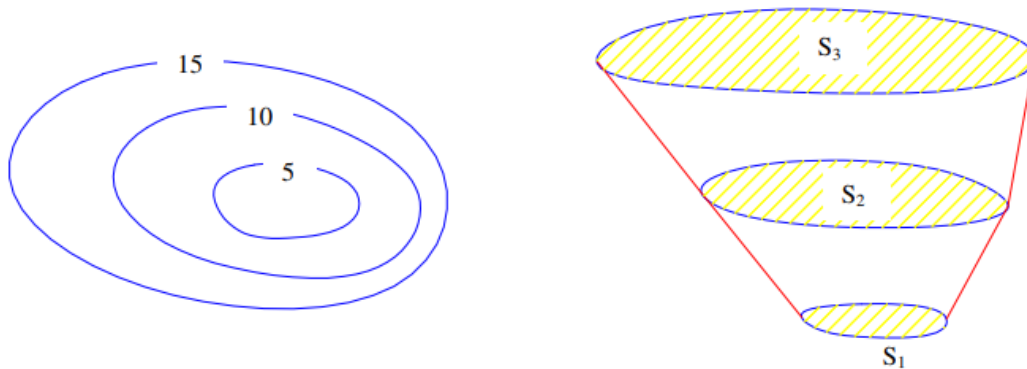
6.2.5.2 Método das Superfícies Equidistantes.

O método segue o mesmo princípio do Método das Seções Transversais, porém ao invés de trabalhar com as seções verticais, serão utilizadas as seções horizontais (Figura 14). O cálculo se dá pela seguinte expressão:

$$\text{Volume} = d \left(\frac{A1}{2} + A2 + A3 + \dots + An - 1 + \frac{An}{n} \right) \quad (\text{Eq. 9})$$

Onde n é o número de seções e d a equidistância entre as curvas de nível.

Figura 14 - Exemplo ilustrativo do método, onde n=3 e d=5



6.3 Geofísica

O método geofísico da Eletorresistividade é utilizado para identificar descontinuidades laterais e horizontais nas propriedades elétricas do solo, e também para a identificação de corpos tridimensionais, que representam anomalias na condutividade elétrica (KEAREY, 2002).

A Eletorresistividade teve início no século XVIII com a descoberta da resistividade elétrica dos materiais geológicos por Gray e Wheller (1720 apud ORELANNA, 1972). Na década de 70, o aprimoramento de softwares permitiu o processamento e análises de dados em grande escala (REYNOLDS, 1997).

6.3.1 *Propriedades elétricas dos materiais geológicos*

Os métodos elétricos de prospecção geofísica utilizam os parâmetros elétricos de solos e rochas, como condutividade, resistividade, potencial espontâneo, polarização, para investigar a geologia de subsuperfície. Compreendem o método da Eletorresistividade, o método da Polarização Induzida (IP), o método do Potencial Espontâneo (SP) e os métodos Eletromagnéticos. Através desses métodos é possível medir potenciais, campos eletromagnéticos e correntes que ocorrem de forma natural ou que são induzidos artificialmente.

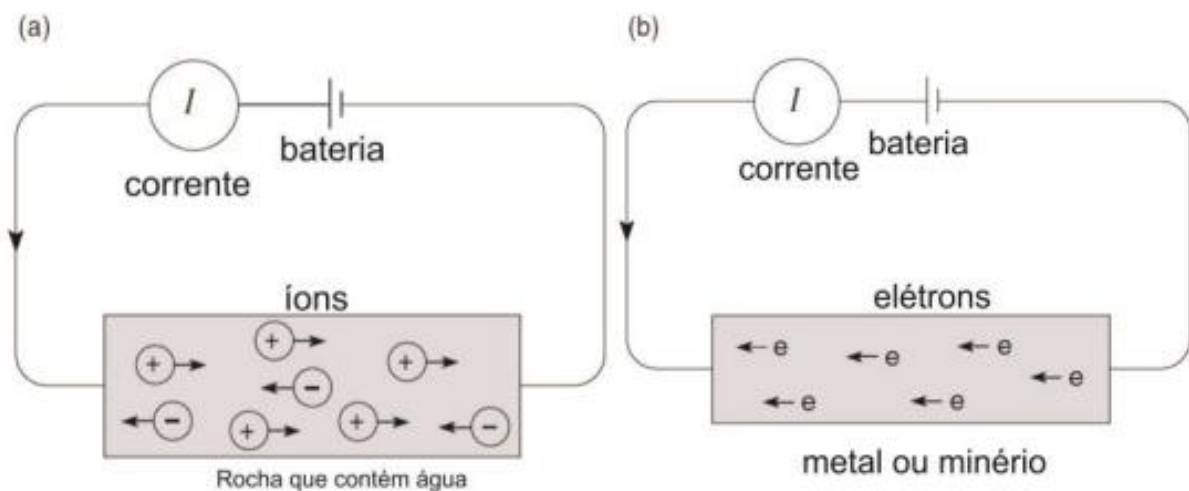
As propriedades elétricas que influenciam o fluxo da corrente nos materiais geológicos são a condutividade elétrica, permissividade dielétrica e permeabilidade magnética. Para o método da Eletorresistividade, a condutividade elétrica é a propriedade que exerce maior influência (KELLER; FRISCHKNECHT, 1966).

Orelanna (1972), define três modos de condução da corrente elétrica:

1. Condução eletrônica ou metálica: ocorre principalmente em materiais com estrutura homogênea, com alta concentração de portadores de cargas (elétrons livres) com elevada mobilidade. A condução ocorre em materiais semicondutores, maus condutores e isolantes. São raros os materiais na crosta terrestre que conduzem eletricidade por condução metálica, entre eles é possível destacar o ouro, prata, estanho e o cobre, visto que a resistividade destes minerais está comprometida com o grau de impureza.

2. Condução dielétrica: ocorre principalmente em meios isolantes ou fracos condutores, com pouca ou nenhuma presença de elétrons livres. Com a injeção de uma corrente elétrica externa, os elétrons são deslocados rapidamente do núcleo, fazendo com que haja a polarização entre cargas positivas e negativas – conhecida como polarização dielétrica do material, que produz uma corrente de deslocamento (TELFORD *et al.*, 1990). Muitos minerais pertencem a este grupo, tais como calcita, micas, olivinas, entre outros (ORELANNA, 1972).
3. Condução Eletrolítica ou Iônica: ocorre principalmente na condução elétrica em rochas, presente nos poros e de maneira secundária entre os grãos minerais, ocorrendo o fluxo da corrente em solução iônica. Controlam o fluxo de corrente a concentração dos íons na solução, valência, mobilidade e temperatura. Em uma solução salina, a molécula de cloreto de sódio (NaCl) dissocia-se em íons de Na^+ e Cl^- , chamada essa solução de eletrólito. Os íons do eletrólito sofrem influência de um campo elétrico, que faz com que a corrente flua, a carga elétrica é transportada por íons positivos na direção do campo e íons negativos na direção oposta (ORELANNA, 1972; LOWRIE, 2007). Essa condução tem maior importância nos estudos e levantamentos geofísicos de Eletroresistividade (Figura 15).

Figura 15 - Formas de condução elétrica em materiais geológicos:
a) Eletrolítica; b) Eletrônica



Fonte: Musset e Khan (2000)

A condutividade mais comum é a eletrolítica, pois acontece em poros preenchidos por água contidos dentro da matriz isolante dos materiais geológicos (MCNEILL, 1980). Desta forma, a resistividade é influenciada em solos e rochas por:

1. Porosidade: forma e tamanhos dos poros, número, tamanho e formas das passagens de interconexão;
2. Quantidade de poros preenchidos por água, ou seja, a quantidade de solução presente;
3. Concentração de Sólidos Totais Dissolvidos (STD) na solução, pois podem existir compostos que favoreçam ou não a condutividade;
4. Temperatura e estado físico da água nos poros;
5. Concentração e composição das partículas (colóides);

Estudos mostram que a quantidade de água no solo e a temperatura da parte superior do solo (zona aerada) são os principais fatores que influenciam a resistividade elétrica medida em campo (REIN *et al.*, 2004).

6.3.2 Resistividade elétrica

A resistividade elétrica é definida como a medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra para sua passagem em um dado material (TELFORD, 1990).

Os materiais geológicos apresentam muitas propriedades físicas, mas a resistividade elétrica é a propriedade que expressa a maior amplitude de variações, que pode atingir valores muito baixos ($10^{-5} \Omega.m$) para minerais condutores (metálicos, tais como ouro, cobre, prata e platina), valores intermediários (de $10^{-5} \Omega.m$ a $10^5 \Omega.m$) para minerais semicondutores (tais como grafita, maioria dos sulfetos e alguns óxidos), até valores elevados (acima de $10^5 \Omega.m$) para minerais dielétricos, como silicatos, rochas metamórficas e ígneas (LOKE, 2004).

Na grande maioria das litologias encontradas na natureza a condução será eletrolítica, sendo o meio condutor uma solução de água e sais comuns distribuídos de maneira complexa na estrutura dos poros da rocha.

Assim como uma diferença de pressão é necessária para manter o fluxo de água em uma tubulação, uma diferença de “pressão elétrica” é necessária para manter a corrente elétrica circulando. Essa diferença de pressão é denominada diferença de potencial (ddp) ou voltagem, sendo expressa pelo V (MUSSETT; KHAN, 2000).

A quantidade de corrente aumenta proporcionalmente ao aumento da diferença de potencial para a maioria dos materiais, e esta relação de proporcionalidade entre quantidade de corrente e ddp é denominada de lei de Ohm (MUSSETT; KHAN, 2000), que é expressa pela equação:

$$\frac{V \text{ (volts)}}{I \text{ (amperes)}} = R \text{ (ohms)} \quad (\text{Eq. 10})$$

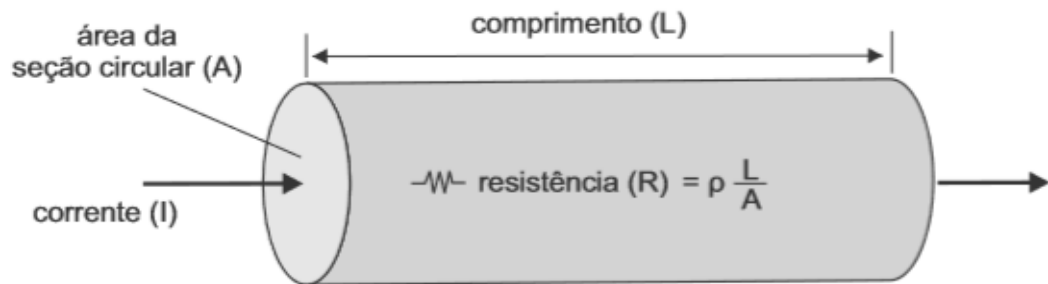
Onde V é a diferença de potencial, I é a corrente elétrica e R é a resistência.

A resistência (R) depende de três características do corpo: seu comprimento, sua área de seção transversal e sua resistividade (ρ) (Figura 16). Sendo resistividade elétrica (ρ) uma propriedade inerente ao material, que define o quanto este opõe-se à passagem de corrente elétrica. Relação estabelecida pela Segunda Lei de Ohm:

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad (\text{Eq. 11})$$

Onde ρ é a resistividade (ohm-metro), L e A são o comprimento (metro) e a área da seção transversal (metro quadrado) do condutor.

Figura 16 - Fluxo de corrente num condutor linear de comprimento L, resistência R e área de seção A



Fonte: KNÖDEL; LANGE; VOIGT, (2008)

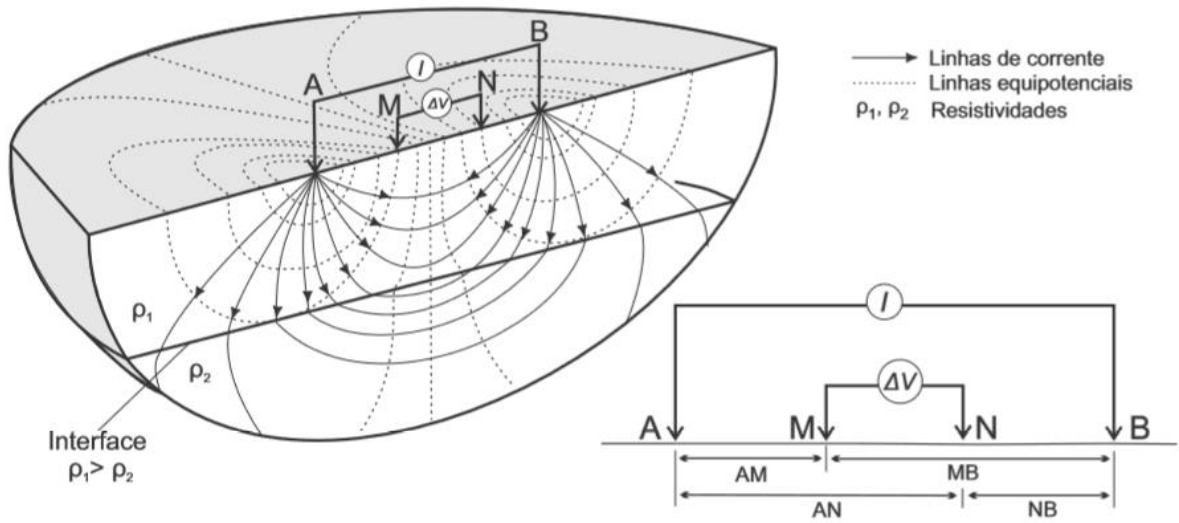
A resistividade dos materiais é obtida aplicando-se um fator de correção, denominado fator geométrico (*K geom*), sobre a resistência medida. No caso de um corpo cilíndrico, o fator de correção é dado pela razão entre área de sua seção transversal e o seu comprimento.

$$\rho = R K = R \frac{A}{L} \quad (\text{Eq. 12})$$

6.3.3 Método da Eletroresistividade

O método é baseado no princípio de que a resistência elétrica, que é a capacidade que um condutor tem de não conduzir a corrente elétrica. Correntes elétricas geradas artificialmente são introduzidas na terra por meio de eletrodos de corrente, conectados aos terminais de uma fonte geradora. As diferenças de potencial (ddp) resultantes da passagem da corrente elétrica nos diferentes meios geológicos são medidas pelos eletrodos de potencial (Figura 17). As correntes transmitidas e as diferenças de potencial, juntamente com a posição de cada eletrodo e profundidade de medição são registradas (KEAREY *et al.*, 2002; DENTITH; MUDGE, 2014).

Figura 17 - Medição da resistividade por meio de um arranjo linear de 4 eletrodos, com os eletrodos M e N posicionados entre os eletrodos A e B.



Fonte: Knödel et al. (2007)

Dessa forma, o cálculo da resistividade se apresenta pela expressão:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (\text{Eq. 13})$$

Por sua vez, o cálculo da diferença de potencial (ddp) se dá pela expressão:

$$\Delta V = \frac{1\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right] \quad (\text{Eq. 14})$$

Onde A e B são os eletrodos de corrente e M e N são os eletrodos de potencial.

O fator geométrico K (K) é uma medida obtida pela geometria dos eletrodos no momento da medida, utilizado para o cálculo da resistividade elétrica (ρ). É dado pela expressão:

$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]^{-1} \quad (\text{Eq. 15})$$

As expressões podem ser simplificadas, refletindo uma única expressão que consiste na injeção da corrente (I) no solo, por um par de eletrodos de injeção (A e B)

e a medida da diferença de potencial (ΔV) resultando da passagem desta corrente pelo par de eletrodos de potencial (M e N) (MUSSET e KHAN, 2000):

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Eq. 16})$$

6.3.4 Técnicas e arranjos de aquisição de dados

No método da eletrorresistividade, existem várias técnicas de aquisições de dados em campo e uma grande variedade de configuração de eletrodos, o que confere ao método grande versatilidade de aplicações. As técnicas mais comuns são a Sondagem Elétrica Vertical (SEV), Tomografia Elétrica (TE) e Perfilagem Elétrica de Poços (PEP) (KEAREY *et al.*, 2002). Nesse estudo foi utilizada a técnica da tomografia elétrica, ou caminhamento elétrico, pois o objetivo era a identificação de variações laterais da resistividade.

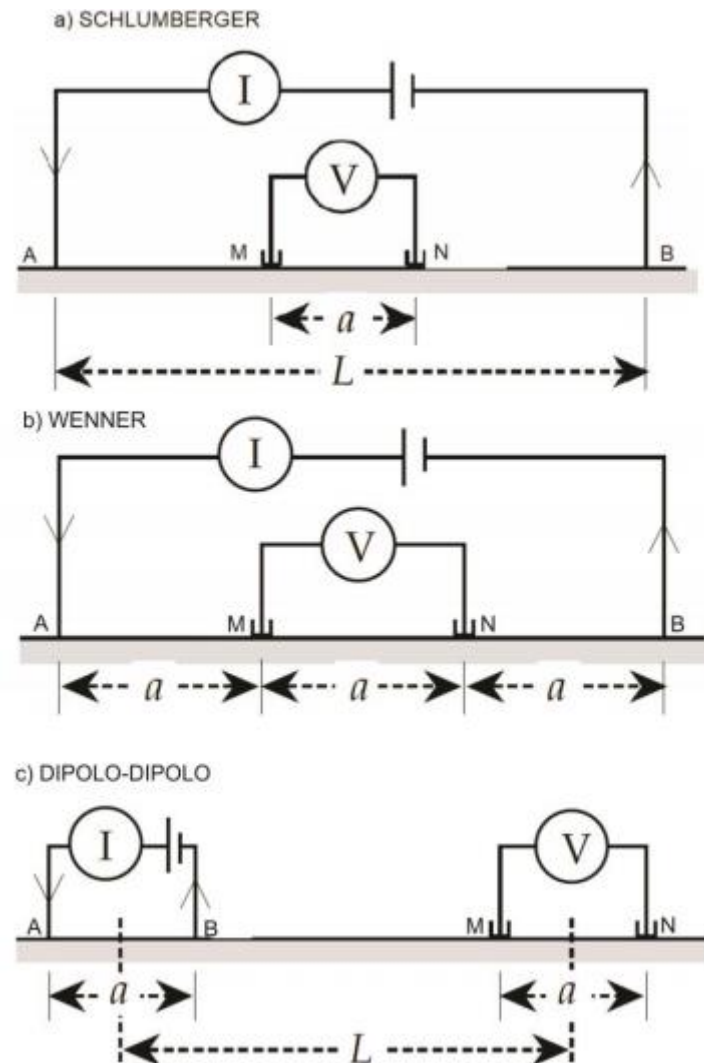
Nesta técnica é possível a utilização de diversos arranjos de eletrodos, visto que a medição da resistividade aparente do meio depende da disposição dos pontos de injeção de corrente e os dos pontos de medida de potencial do solo. Os dois arranjos mais conhecidos são o Wenner, Dipolo-Dipolo e o Schlumberger – o último utilizado nos ensaios deste estudo (Figura 18).

O arranjo Schlumberger é simétrico em relação a um ponto central. Os eletrodos de corrente (AB) são externos e os eletrodos internos são de diferença de potencial (MN). Os eletrodos de corrente neste arranjo estão a uma separação bem maior que os de potencial (LOWRIE, 2007). É um arranjo bastante relevante quanto à resolução de camadas horizontais, ao mesmo tempo em que a sensibilidade a efeitos laterais próximos a superfície é reduzida (BARKER, 1981). Essa disposição dos eletrodos apresenta grande potencialidade para resolução de estruturas horizontais, e apresenta uma resolução vertical satisfatória.

O cálculo da resistividade aparente para este arranjo se dá pela expressão:

$$\rho = \frac{\pi V}{4 I} \frac{(L^2 - a^2)}{a} \quad (\text{Eq. 17})$$

Figura 18 - Disposição dos eletrodos nos arranjos. Destaque para o primeiro arranjo, Schlumberger, utilizado neste estudo.



Fonte: LOWRIE (2007)

No caso hipotético de um terreno homogêneo, a profundidade de penetração da corrente elétrica aumenta de acordo com o aumento do espaçamento dos eletrodos.

L é o espaçamento entre os eletrodos e Z é a profundidade, então sua relação quando $L=Z$ é de cerca de 30% da corrente elétrica flui abaixo de Z , quando $L=2Z$ é cerca de 50% da corrente flui abaixo de Z . Por isso a distância entre os eletrodos em superfície deve respeitar o limite para que se possa obter bom sinal de energização (TELFORD *et al.*, 1990), e, portanto, uma boa resolução dos dados.

No arranjo Schlumberger, o conjunto de corrente está posicionado na extremidade do arranjo e o dipolo de potencial no centro, possibilitando que os

eletrodos de corrente sejam remanejados de forma a serem feitas leituras crescentes para uma mesma abertura de eletrodos de potencial. A propagação do campo elétrico para pequenos espaçamentos resulta em contornos que exibem uma curvatura ligeiramente mais acentuada abaixo do centro do arranjo, e quanto maior a profundidade de investigação e abertura dos eletrodos de corrente, maior será a verticalização do campo elétrico (profundidade de aquisição). A disposição de eletrodos Schlumberger gera uma maior sensibilidade para estruturas horizontais (KNÖDEL *et al.*, 2007; MOREIRA *et al.*, 2016).

6.3.5 *Propriedades geoeletricas e parâmetros hidrogeológicos*

As diferentes técnicas utilizadas neste estudo, tem como finalidade a integração de todos os dados. Para isso, é necessário compreender como as propriedades geoeletricas estão relacionadas com os parâmetros hidrogeológicos.

Para o parâmetro físico de resistividade elétrica, sua resposta é em função do teor de água ou pelo conteúdo da solução presente nas rochas ou solos. Quando as rochas estão saturadas a resistividade elétrica em soluções geralmente diminui com a concentração e mobilidade dos íons na solução assim como a temperatura. Medições de resistividade elétrica podem ser usadas para estimar a porosidade no caso de formações saturadas por água ou na estimativa do teor de água nas formações parcialmente saturadas, ou ainda para estimar a salinidade da água e a permeabilidade das formações subterrâneas. No entanto, essas correlações empíricas são bastante específicas para cada local (RUBIN; HUBBARD, 2005).

Desde a década de 50 estudos iniciados por Jones e Bulford (1951) correlacionando diversas propriedades geoeletricas com diferentes parâmetros hidrogeológicos, tal como resistividade elétrica e condutividade hidráulica, vem sendo realizados. Chandra *et al.*, (2008) apresenta um estado da arte acerca das correlações entre os parâmetros geoeletricos e hidrogeológicos, descrito sucintamente a seguir.

O estudo de Kelly (1977) demonstrou uma correlação positiva entre as resistividades elétricas e valores de condutividade hidráulica (K), a partir de testes geoeletricos de bombeamento realizados em materiais glaciais.

O trabalho de Heigold *et al.* (1979) demonstra uma correlação negativa, no aquífero de Niantic-Illiopolis, entre a resistividade do aquífero e a condutividade

hidráulica. Os testes foram realizados em um depósito de sedimentos glaciais com água de degelo na região central de Illinois – EUA.

O trabalho de Urish (1981) apresenta outra correlação positiva entre o fator de formação, ou seja, a relação entre resistividade do aquífero e a resistividade da água, obtido a partir de sondagens geoeletricas superficiais e os dados de condutividade hidráulica obtidos a partir de testes de bombeamento de um aquífero do tipo granular.

O estudo de Chandra *et al.* (2008) realiza uma analogia entre a Lei de Darcy, que expressa o fluxo de água subsuperficial, com a Lei de Ohm (Eq. 5 e Eq. 10), que expressa o fluxo de corrente elétrica no solo. Foram realizados na área de estudo a aquisição de dados resistividade elétrica e medidas de condutividade hidráulica, a fim de gerar mapas de condutividade hidráulica e transmissividade, em aquífero granítico. Os resultados foram apresentados por gráficos, com linha de tendência de $R^2=0,85$ para a estimativa de condutividade hidráulica a partir da resistividade, e de $R^2=0,65$ para a estimativa de transmissividade. Os autores consideram a correlação positiva.

Nesse sentido, diversos trabalhos apresentaram predominantemente correlações positivas entre a eletrorresistividade e a condutividade hidráulica – Incluem-se, entre outros, as publicações de Pfannkuch, 1969; Huntley, 1986; Mbonu *et al.*, 1991; Frohlich *et al.*, 1996; Singhal *et al.*, 1998; Sri Niwas and Lima, 2003; Chand *et al.*, 2004; Singh, 2005; Chandra, 2006; Chukwudi, 2001 e Moreira, 2013.

A maioria dos estudos foram realizados com a correlação entre as propriedades geoeletricas e os parâmetros hidrogeológicos em formações porosas, o que serviu de embasamento para as discussões apresentadas neste estudo.

7 AQUISIÇÃO E PROCESSAMENTO DOS DADOS

7.1 Fotogrametria aérea com VANT

Áreas úmidas são feições difíceis de mapear por terem difícil acesso a partir do solo, devido à complexidade da paisagem e especialmente nos meses de alagamento. Para mapear uma área úmida com precisão, é necessária utilizar uma perspectiva aérea – projeção ortogonal, com ângulo de 90° - preferencialmente em três dimensões e combinada com experimentos de campo, para entender de forma mais completa a dinâmica e a extensão espacial de uma área úmida (MADDEN *et al.*, 2015).

Com o objetivo de propor um modelo da hidrodinâmica superficial da área úmida, foram utilizadas técnicas de sensoriamento remoto, como imagens obtidas por VANT, que proporcionaram resultados satisfatórios no cálculo da área e do volume de água que a área úmida armazena quando alagada.

As imagens foram obtidas em dois momentos diferentes. A primeira aquisição ocorreu em meados de 2018, durante a estação seca, e os dados foram utilizados para os cálculos e análises aqui apresentadas. A segunda aquisição ocorreu ao final de 2018, na época de chuvas, e as imagens foram utilizadas para comparação entre a área seca e a área alagada.

A primeira aquisição foi realizada com o VANT modelo *eBee Plus PPK/RTK*, com asa fixa, envergadura de 110 cm, peso de 1,1 kg, alimentado por baterias elétricas, alcance de rádio 3 km, velocidade de cruzeiro 40 a 110 km/h (24,8 a 68,3 *mph*), resistência ao vento até 45 km/h (27,36 *mph*), tempo máximo de voo de aproximadamente 50 minutos, sem necessidade de pontos de controle no solo (GCP) para processamentos em modo Real Time Kinematic (RTK) e Post Processed Kinematik (PPK)¹⁰, precisão absoluta e relativa das coordenadas X, Y, Z (RTK/PPK) de até 3 cm. O sensor usado para geração de imagens foi o RGB sensorFly S.O.D.A, (*Sensor Optimised for Drone Applications*), com 20 megapixels (Figura 19).

¹⁰ Tanto o sistema RTK quanto o sistema PPK são sistemas de correção: o primeiro corrige o posicionamento em tempo real, enquanto o segundo corrige após o voo (HORUS, 2019).

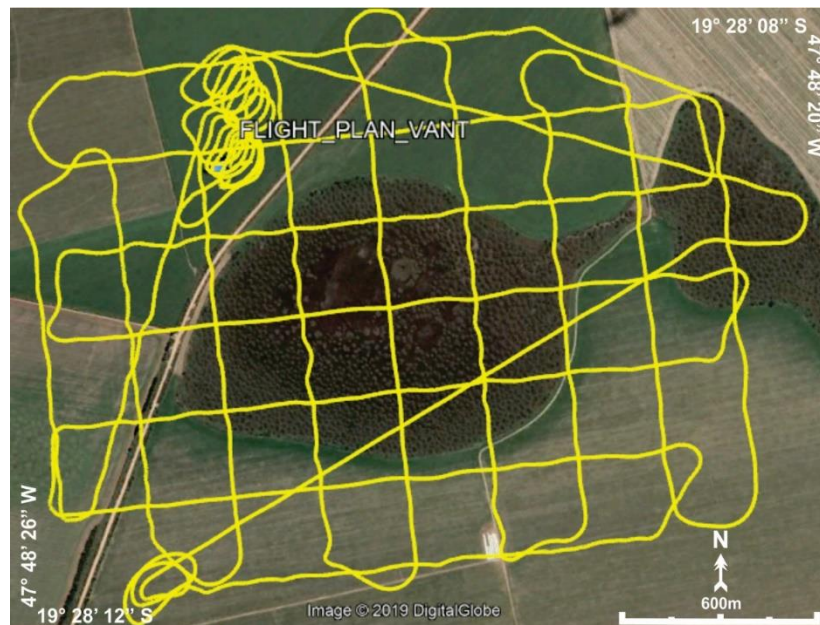
Figura 19 - Componentes do VANT eBeePlus e processo de aquisição.



Fonte: Projeto Fapesp 2017/14168-1

O plano de voo e a correção das imagens no modo PPK foi feito através do Emotion Software 3.0, da SenseFly. A figura 20 apresenta o voo realizado em campo.

Figura 20 - Voo cruzado realizado em campo.

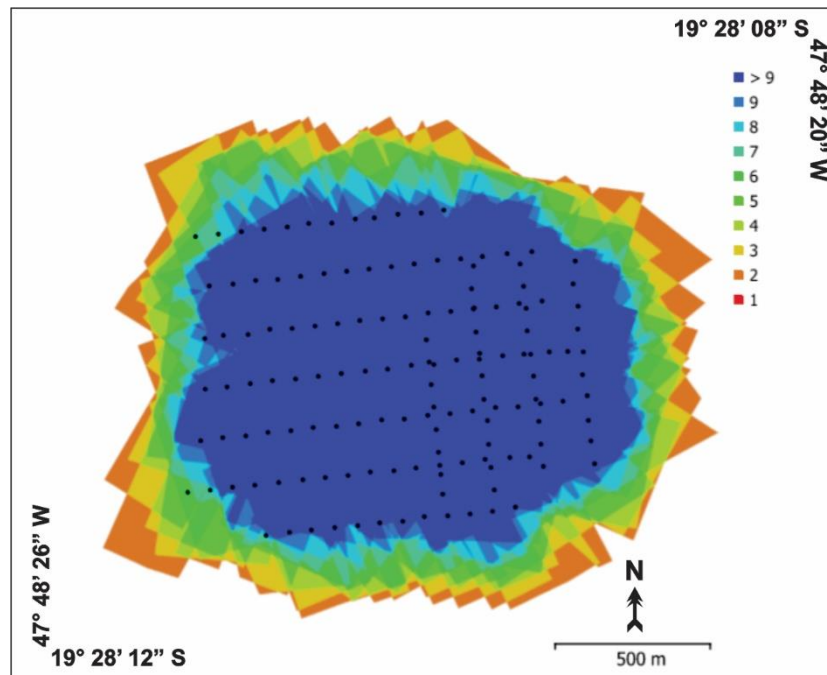


Fonte: Modificado de Google Earth (2019)

O plano de voo foi definido como cruzado e a sobreposição lateral e longitudinal de 70% - esse tipo de voo aumenta a acurácia dos dados, pois obtém um

maior número de imagens cobertura do alvo, com sobreposições em diferentes direções (d'OLEIRE-OLTMANN, 2012), permitindo, assim, um Modelo Digital de Superfície (MDS) mais preciso. Foi possível a sobreposição de, em média, 9 imagens na área onde a fotogrametria foi realizada (Figura 21).

Figura 161 - Número de sobreposições de imagens no mapeamento da área de pesquisa.



Fonte: Modificado do relatório de processamento Agisoft Photoscan

O passo seguinte foi a correção planialtimétrica com os dados do GNSS (Sistema Global de Navegação por Satélite) instalado em campo, com os quais foi possível realizar o pós-processamento por Posicionamento por Ponto Preciso do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE-PPP, www.ibge.gov.br). Esta operação realiza a correção dos dados do GPS RINEX (*Receiver Independent Exchange Format*) para o modo PPP (MATSUOKA, 2009).

O equipamento utilizado foi o GNSS *Topcon Hiper PRO RTK*, com receptor duplo GPS e GLONASS, que permaneceu em operação por 04 horas para gravação de pontos. As correções das coordenadas pelo GNSS garantem ao processamento uma acurácia muito maior do que o processamento realizado com as coordenadas do GPS à bordo do VANT. O GNSS garantiu uma precisão de 0,038 após o PPK, contra 6,220 m do GPS comum. Os detalhes são apresentados na tabela 2.

Tabela 2 - Correção das coordenadas do GPS pelo GNSS. Geotags com os erros associados. RTK apresenta erro de 6,220 m, enquanto o PPK realizou a correção em 100% das imagens (Standalone 0%; Overall 100%), com erro de 0,038 m.

Geotags durante o voo (GPS)			
RTK	0	0%	σ : 0.000 m
Standalone	204	100%	σ : 6.220 m
Overall	204	100%	σ : 6.220 m
Geotags pós-processamento (GNSS)			
PPK	204	100%	σ : 0.038 m
Standalone	0	0%	σ : 0.000 m
Overall	204	100%	σ : 0.038 m

Fonte: Próprio autor.

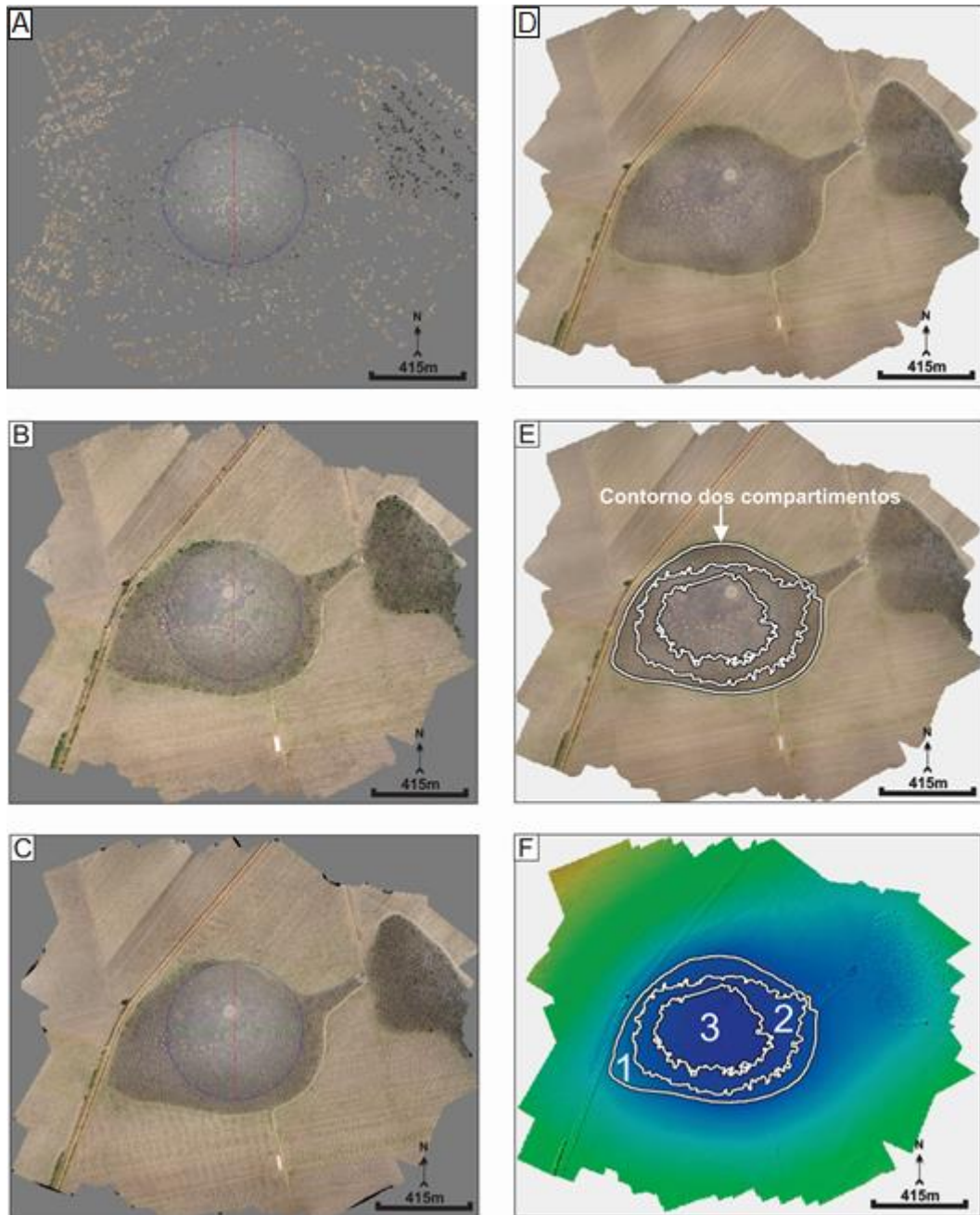
O último procedimento foi o processamento de todas as imagens e dos dados de GNSS No software Agisfot Photoscan. Todos os dados foram carregados no software e as imagens foram alinhadas. As cinco etapas básicas do processamento com o Photoscan são:

- (1) calibração automática da câmera, com base nos dados do EXIF das fotografias;
- (2) alinhamento das fotos – a partir dos pontos em comum entre as fotografias;
- (3) geração da nuvem de pontos – com base nas posições estimadas das fotografias são identificadas as coordenadas x, y e z;
- (4) criação de um MDS de malha triangular – usando a nuvem de pontos como nós, é gerada uma estrutura do tipo vetorial com topologia do tipo nó-arco que representa a superfície através de um conjunto de faces triangulares interligadas e de MDT (ou DEM);
- (5) geração do ortomosaico – gerado a partir da texturização da geometria construída pela malha triangular

No software, os comandos são (Figura 22): *Tie Points* (gerado 5.716 pontos), seguido pela geração de *Dense Cloud* (15.699.250 pontos), após o qual o modelo 3D foi criado (1.046.616 faces). Em seguida, o *Digital Surface Model (MDS)* (6677x5328) e o *orthomosaic* (19623x16048).

Figura 22 - Produtos do processamento do Agisoft Photosan.

A) Tie Points; B) Dense Cloud; C) 3D Model; D) Orthomosaic; E) Shapes dos compartimentos no ortomocaiso; F) Modelo Digital de Superfície (MDS), com shapes dos compartimentos.



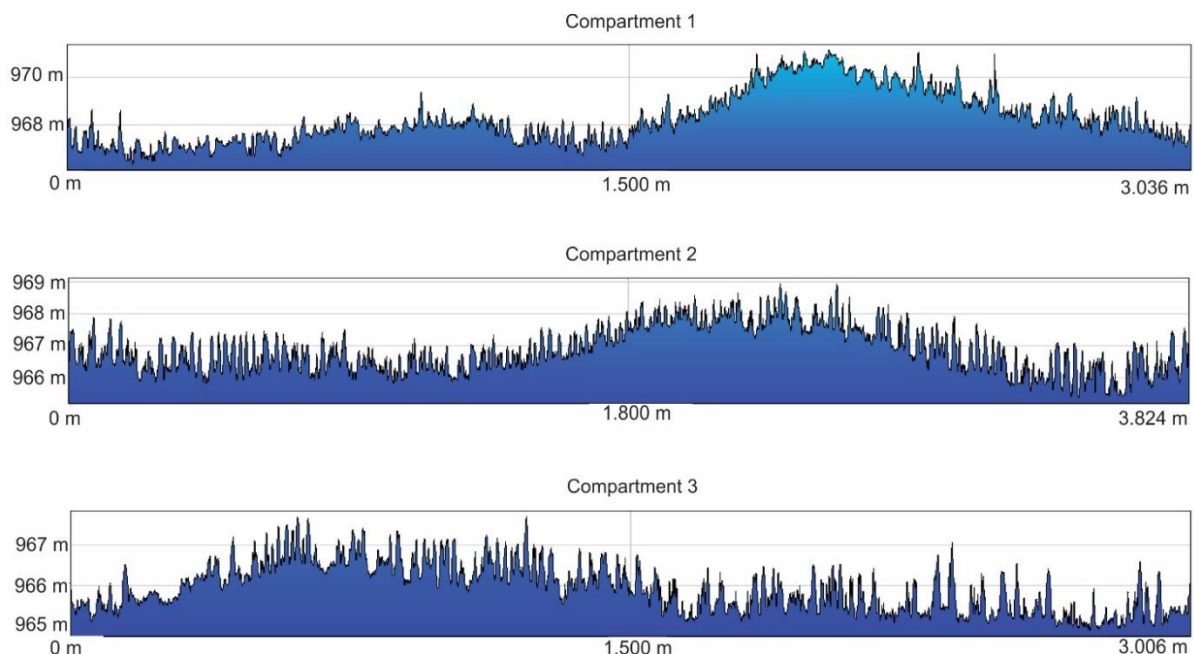
Fonte: Próprio autor

Por fim, foi possível delinear o *shape* com contorno dos compartimentos, para que os cálculos fossem realizados. Para o cálculo da área, foi realizado um cálculo simples da área coberta pelo shape de cada compartimento, já para calcular o volume

de água que cada compartimento poderia armazenar, foi utilizada a ferramenta *Best Fit Plane*, na qual um cálculo é realizado por interpolação e integração de valor.

O software gera um plano entre cada um dos compartimentos e calcula o volume abaixo desse plano. O plano é gerado a partir da análise automática dos perfis de superfície de cada um dos compartimentos (Figura 23). O plano gerado minimiza a distância ortogonal do *Root Mean Square (RMS)* entre cada vértice de sua forma.

Figura 23 - Perfil de superfície do perímetro de cada um dos compartimentos da área úmida.



Fonte: Próprio autor

Para a segunda aquisição de dados, realizada em dezembro de 2018, o VANT utilizado foi o Phantom 4Pro da empresa DJI, também com receptor duplo GPS/GLONASS, com quatro hélices, peso de 1,388 kg, alimentado por baterias elétricas, velocidade máxima de cruzeiro de 72 km/h (45 *mph*), resistência ao vento até 36 km/h (22,36 *mph*) e tempo máximo de voo de aproximadamente 30 minutos (Figura 24).

O sensor utilizado para geração de imagens foi o DJI 1" CMOS Effective, com 20 megapixels.

O plano de voo também foi cruzado, e foi definido no software Pix4D. O processamento não envolveu fotogrametria, apenas a geração do ortomosaico.

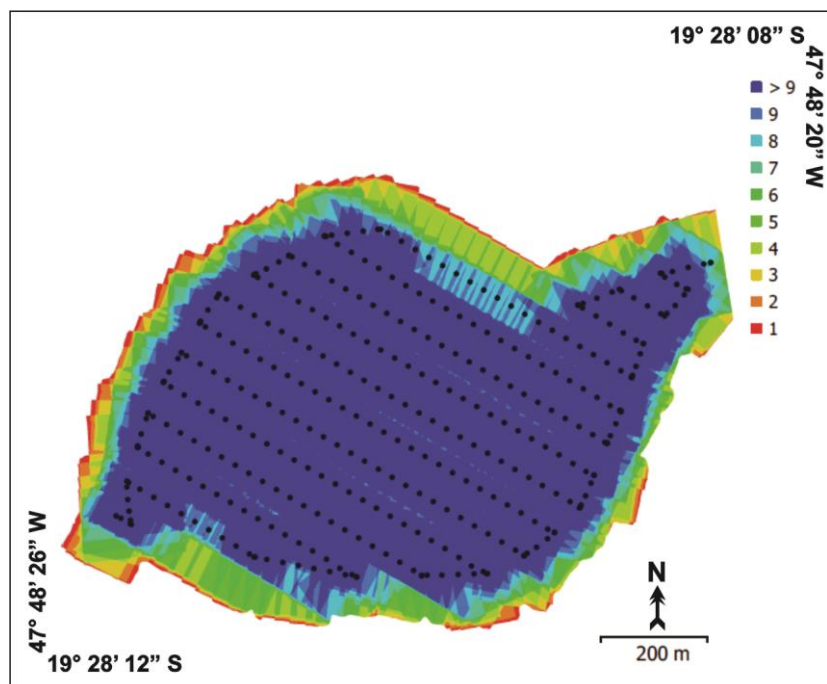
Figura 24 - VANT Phantom 4Pro, DJI



Fonte: Modificado de DJI

A sobreposição seguiu os mesmos conceitos do primeiro processamento, com em média 9 imagens sobrepostas sobre a área úmida (Figura 25).

Figura 25 - Número de sobreposições de imagens no mapeamento da área de pesquisa.



Fonte: Modificado do relatório de processamento Agisoft Photoscan

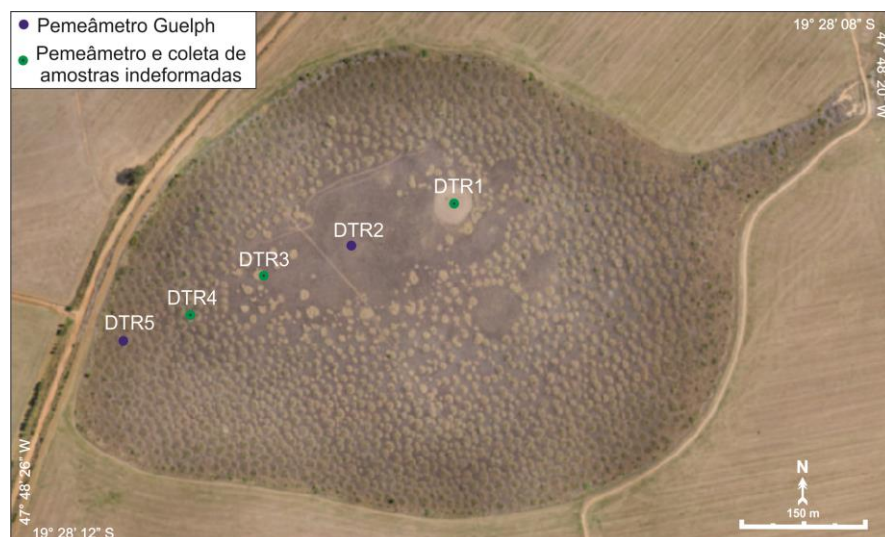
O processamento do segundo conjunto de dados teve como objetivo o registro da área úmida alagada, para servir de comparação com o registro da primeira aquisição, quando a área úmida se encontrava no período de estiagem.

7.2 Ensaios de permeabilidade, densidade e composição granulométrica.

Após a compartimentação da área úmida, cinco trincheiras de 1 metro a 1,5 metros de profundidade foram abertas. As trincheiras foram distribuídas espacialmente para que fosse possível contemplar os três compartimentos. A trincheira 5 e 4 se localizam no primeiro compartimento, a trincheira 3 no segundo compartimento e as trincheiras 2 e 1 no terceiro compartimento (Figura 26).

Nas trincheiras foram definidos os horizontes de solo, realizados os ensaios de condutividade hidráulica (permeabilidade) e feita a coleta de amostras.

Figura 26 - Mapa com localização dos ensaios de permeabilidade e da coleta de material indeformado.



Fonte: Próprio autor

Geralmente, os ensaios de permeabilidade são realizados com a finalidade de determinar a condutividade hidráulica de aquíferos, frequentemente são realizados em furos, procedimento denominado como ensaios de infiltração. Também podem ser realizados em poços de inspeção e cavas abertas em solos – como foi o caso deste estudo. Estes ensaios não utilizam sistema de observação da variação das cargas piezométricas nas imediações do furo onde o ensaio é realizado e, por esta razão, são conhecidos como ensaios pontuais.

No ensaio de infiltração é aplicada uma carga (constante), volume necessário para manutenção do nível constante (OLIVA *et al.*, 2005). Na área de estudo, os

ensaios de condutividade hidráulica foram realizados nas cinco trincheiras, a fim de contemplar da melhor forma possível a distribuição da propriedade na área.

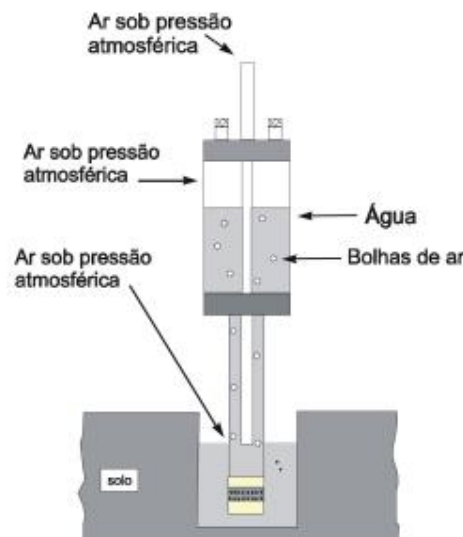
Para realizar a análise granulométrica e a densidade de solo, é necessário a coleta de amostras indeformadas e secagem em estufa, para que seja possível estabelecer relações matemáticas para determinar as propriedades do material geológico.

7.2.1 Permeâmetro Guelph

O permeâmetro Guelph foi desenvolvido por Reynolds *et al.* (1983) para determinar *in situ* a condutividade hidráulica saturada de campo (K_{fs}) e, posteriormente estendida, por Reynolds e Elrick (1985), e considera os efeitos do fluxo não saturado.

A realização de ensaios à carga constante funciona segundo o princípio do Sifão de Mariotte (Figura 27).

Figura 27 - Funcionamento do Permeâmetro Guelph, segundo o princípio de Sifão de Mariotte

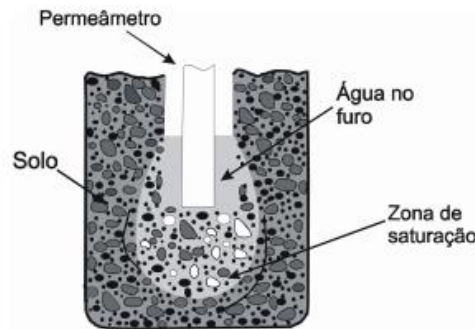


Fonte: Soil Moisture, (1991)

O procedimento do ensaio requer a realização de furos a trado com fundo plano, após análise e seleção dos locais a serem ensaiados. Quando é estabelecido um nível da água (carga hidráulica) constante no interior do furo de trado, é gerado um “bulbo” de saturação da água a partir de sua base (no solo).

O volume da água que infiltra no solo por unidade de tempo (taxa de infiltração) torna-se constante após determinado tempo de estabilização. As características e dimensões deste "bulbo" de saturação da água, uma vez atingida a condição de estabilidade, variam com as características do solo ensaiado (Figura 28).

Figura 28 - Bulbo de saturação de água no solo



Fonte: Soil Moisture, 1991

O valor da taxa de infiltração, associado às dimensões do furo e à altura da coluna da água no seu interior, permitem o cálculo da condutividade hidráulica *in situ*, através da seguinte expressão, segundo Soil Moisture Corp. (1991):

$$K = [(0,0041)(X)(R_2) - (0,0054)(X)(R_1)]$$

Ou

$$K = [(0,0041)(Y)(R_2) - (0,0054)(Y)(R_1)] \quad (\text{Eq. 18})$$

onde K é condutividade hidráulica, em cm/s; R1; R2 - taxas de infiltração estabilizadas correspondentes a H1 e H2 respectivamente, em cm/s; X; Y - constantes correspondentes à área do tubo (reservatório da água) utilizado, em cm² e 0,0041 e 0,0054 - valores adimensionais.

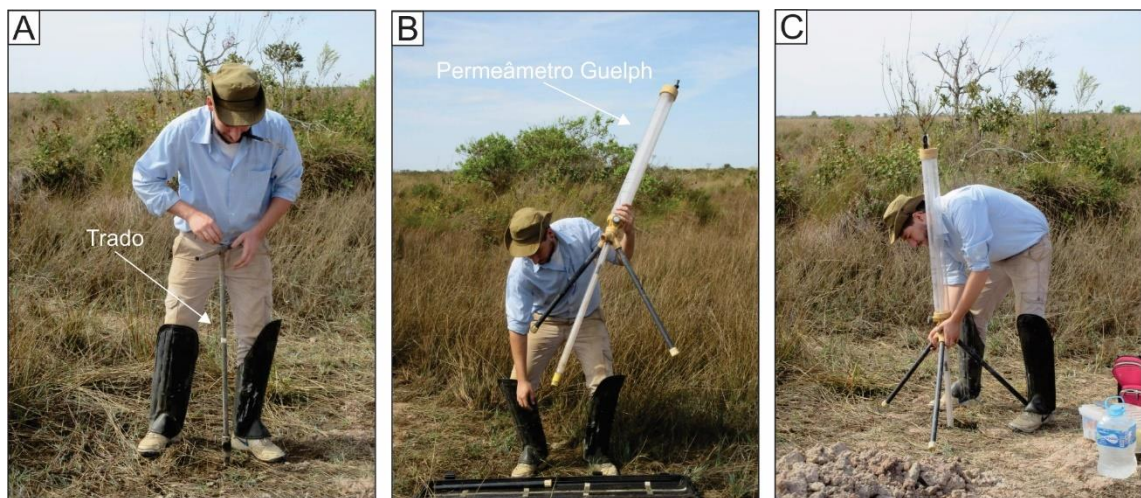
Nos ensaios de permeabilidade com o Permeâmetro Guelph foi utilizado ambos reservatórios, interno e externo. Em consequência disto, a constante empregada nos cálculos foi X=35,46 cm², para solos saturados.

Foram realizados ensaios em cinco pontos distintos, a fim de estabelecer uma correlação da borda para o centro da área úmida. Em cada local, foram realizados ensaios para diferentes horizontes de solo, para determinar a evolução da

permeabilidade conforme o aumento da profundidade. Os furos foram preparados com auxílio de um trado manual, escova e aplainamento da base de contato entre o solo e o equipamento (Figura 29).

Em campo, após a estabilização do equipamento, foi adotado o tempo de 1 minuto entre as medidas.

Figura 29 - Procedimentos para realizar o ensaio pelo Permeâmetro Guelph. A) Abertura do furo por trado manual na profundidade desejada; B) Montagem do equipamento; C) Alocação do equipamento.



Fonte: Próprio autor

7.2.2 Amostras de solo indeformadas

As amostras de solo foram coletadas em três pontos distintos e em diversos horizontes de solo para cada uma das localidades. Foi utilizado o método dos anéis volumétricos, ou seja, coletadas em cilindros de aço e armazenadas de forma que não sofressem alterações estruturais e de umidade (Figura 30).

Em laboratório, os volumes e a massa dos anéis foram determinados e, em seguida, as amostras foram pesadas e colocadas em estufa a 105 °C, durante 48 horas. Após a secagem, foram novamente pesadas.

A partir dos dados, foi possível calcular a densidade global de todas as amostras. O método seguiu o Manual de Métodos e análises de solo da Embrapa (CLAESSEN, 1997).

Figura 30 - A) Coleta das amostras; B) Estufa para secagem a 105 °C



Fonte: Próprio autor

As análises de composição granulométricas foram realizadas no laboratório AgroAnálise na cidade de Cuiabá – MT. Foi utilizado dispersante Na OH e a técnica utilizada foi o densímetro.

7.3 Eletorresistividade

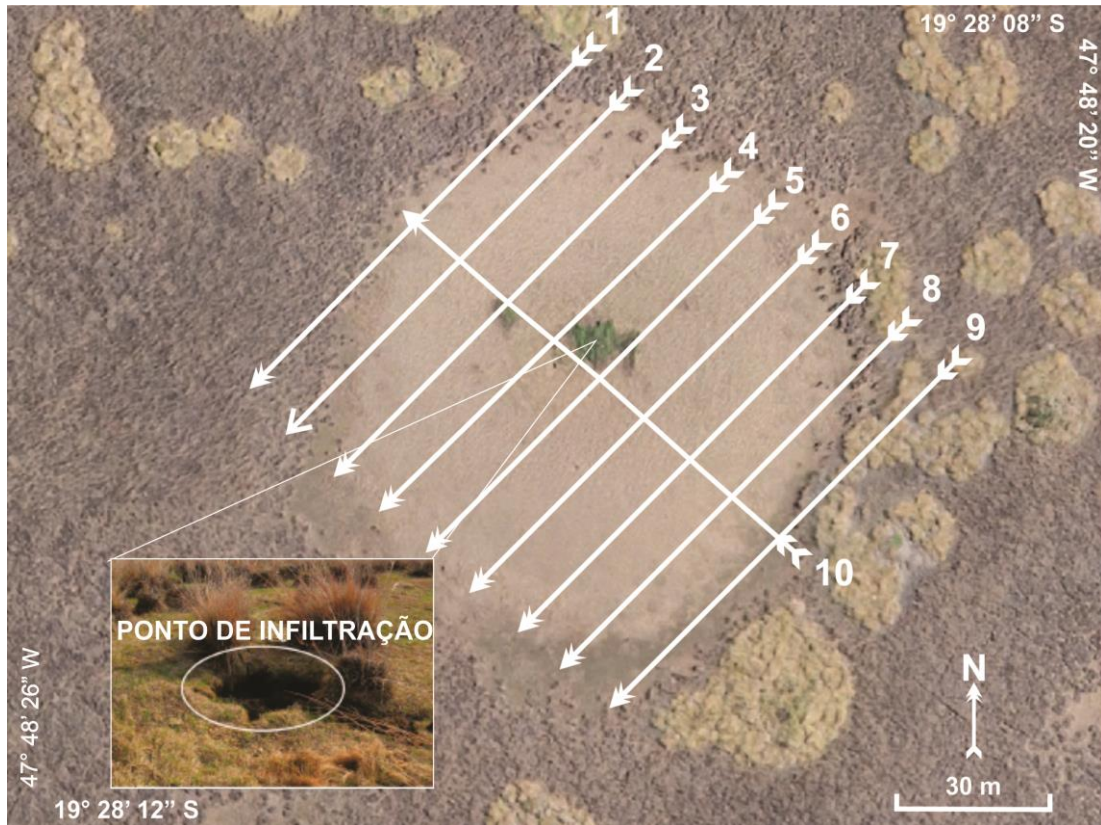
Os levantamentos geofísicos foram projetados para fornecer a melhor compreensão possível da hidrodinâmica do subsolo, ou seja, do comportamento da água subterrânea e arquitetura da zona de infiltração. Além disso, é um método raramente aplicada em áreas úmidas.

A técnica escolhida para aquisição dos dados foi a Tomografia Elétrica, ou caminhamento elétrico, pois o objetivo era a identificação de variações laterais da resistividade e, dessa forma, estimar a direção do fluxo das águas subterrâneas. O local escolhido para a realização do ensaio foi no compartimento 3, onde foi observado o direcionamento do fluxo de água superficial e, conseqüentemente, um padrão de infiltração horizontal, no centro da área úmida (ponto de infiltração).

A aquisição de dados utilizou o arranjo Schlumberger com separação de 2 m entre cada eletrodo de ferro. No total nove (9) linhas foram montadas com 80 metros

de comprimento e espaçadas 10 metros entre si, com direção N45, e uma linha com 80 metros de comprimento, perpendicular a todas as outras (Figura 31).

Figura 31 - Mapa da aquisição geofísica. As linhas em branco são as linhas de aquisição de dados e suas localizações na área úmida.

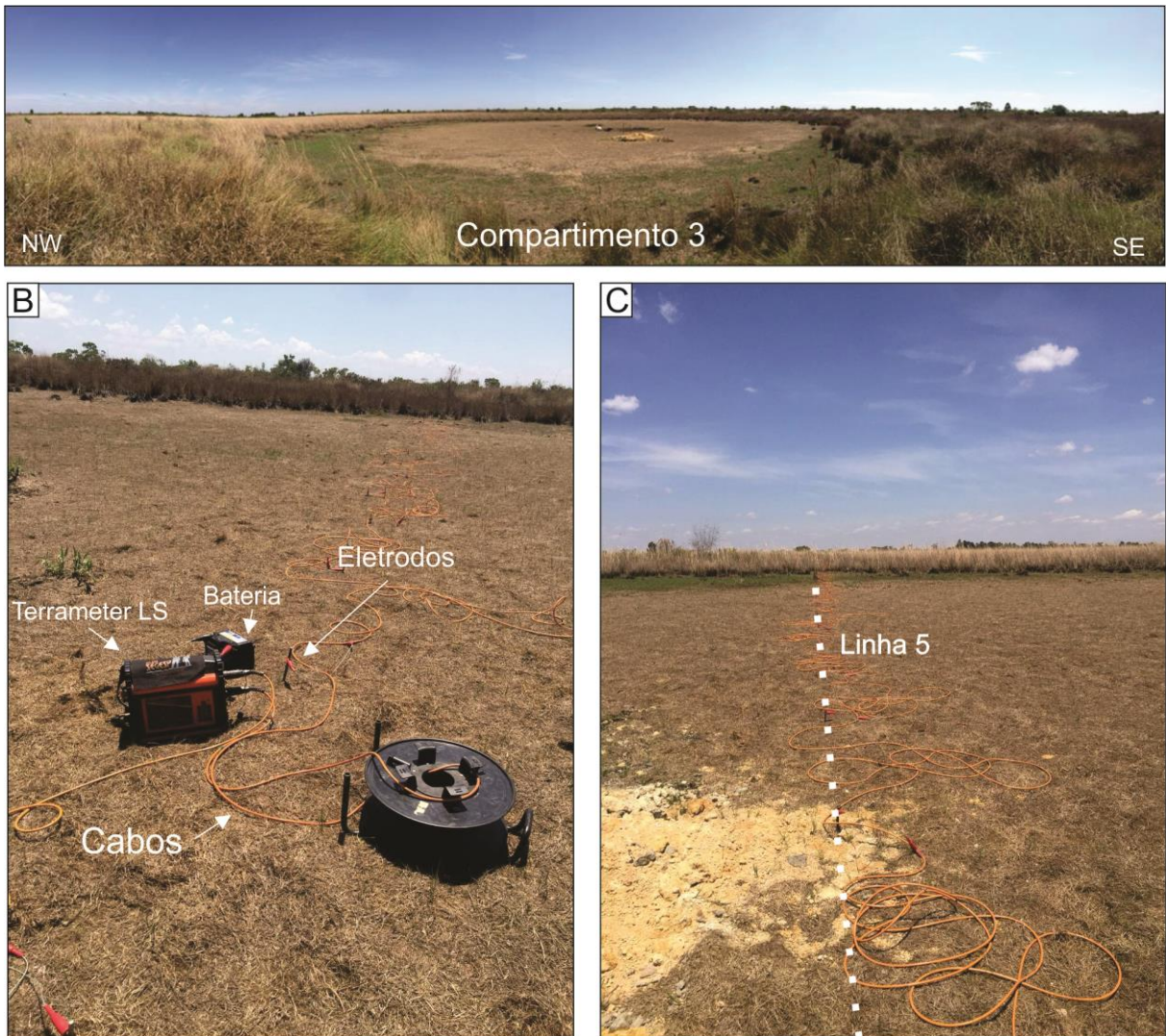


Fonte: Próprio autor

O equipamento utilizado para a aquisição foi o *Terrameter LS*, fabricado pela *ABEM Instrument* (Suécia) que permite medir a resistividade a partir de único módulo para transmissão e recepção de sinais automatizados pré-programados, com 250 W, resolução de 1 μ V e corrente máxima de 2,5 A (ABEM 2012). O equipamento foi calibrado com as seguintes especificações: transmissão de 200 mA por 1s em cada medida.

Os dados foram armazenados na memória interna do equipamento durante a aquisição, os quais foram exportados via USB no formato de um arquivo DAT, compatível com o formato de entrada em software de processamento (Figura 32).

Figura 32 - Imagens de campo. A) Foto panorâmica do compartimento 3, onde os ensaios foram realizados; B) Terrameter LS e componentes de aquisição; C) Arranjo Schulumberger (Linha 5)



Fonte: Próprio autor

Os dados foram processados e analisados para a obtenção dos perfis de inversão 2-D e do modelo pseudo 3-D de resistividade elétrica. Todos os dados foram processados no software Res2Dinv (Geotomo Software), que automaticamente:

(1) determina um modelo de resistividade em duas dimensões (2-D) do subsolo, a partir de dados obtidos através de levantamentos de imageamento elétrico (GRIFFITHS; BARKER 1993);

(2) gera modelos de inversão 2-D para a resistividade elétrica de forma prática, usando o algoritmo de suavização pelo método de mínimos quadrados;

(3) realiza a modelagem topográfica através da reversão do conjunto de dados, o qual incorpora a topografia dentro da modelagem (Geotomo Software 2003).

Os dados topográficos foram corrigidos pelo GNSS (Global Navigation Satellite System) utilizado em campo, como descrito anteriormente.

O Res2dinv aplica o método de suavização reversa, que é o método matemático dos mínimos quadrados, que por sua vez utiliza a otimização Gauss – Newton e quasi-Newton, descrito por Loke e Barker (1996). Este método é baseado em células, isto é, o software reconhece a superfície do terreno como blocos retangulares, com valores constantes para cada parâmetro estudado (DEGROOT-HEDLIN; CONSTABLE, 1990).

Os resultados são modelos bidimensionais dos dados de inversão de resistividade. São baseados na distância (comprimento das linhas de aquisição) e na profundidade - apresentados em escala gráfica logarítmica e intervalos de interpolação através de valores e cores.

Os dados numéricos de inversão 2-D para cada compartimento foram organizados em uma única planilha, que uniu a posição das leituras ao longo das linhas (variável "x"), espaçamento entre linhas (variável "y"), profundidade por inversão (variável "z") e o valor da resistividade elétrica (R), posteriormente utilizado para gerar o modelo de visualização em pseudo 3-D.

O modelo pseudo 3-D foi gerado na plataforma Oasis Montaj, onde os dados 2-D obtidos no programa Res2Dinv foram interpolados para gerar modelos de visualização 3-D por meio do método de curvatura mínima. É possível observar o modelo através de cortes verticais, de acordo com a profundidade escolhida.

A visualização de modelos pseudo 3-D gerados a partir de dados geofísicos é de grande importância para a compreensão de estruturas geológicas complexas e problemas hidrológicos. Essa metodologia, com outras aplicações, é descrita em outros estudos (MOREIRA *et al.* 2012, 2016a, b, 2017, 2019; VELOSO *et al.* 2015; CORTES *et al.* 2016; VIEIRA *et al.* 2016; HELENE *et al.* 2016; CARRAZZA *et al.*, 2016).

8 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A hidrodinâmica compreende o estudo em três dimensões da distribuição das propriedades hidrogeológicas, ou seja, além de avaliar sua profundidade e distribuição horizontal, também é necessário avaliar de forma integrada, a distribuição espacial das propriedades. Por isso, a todo momento, os resultados foram integrados, de forma a aperfeiçoar o entendimento tridimensional da dinâmica hídrica superficial e subsuperficial, bem como suas interações.

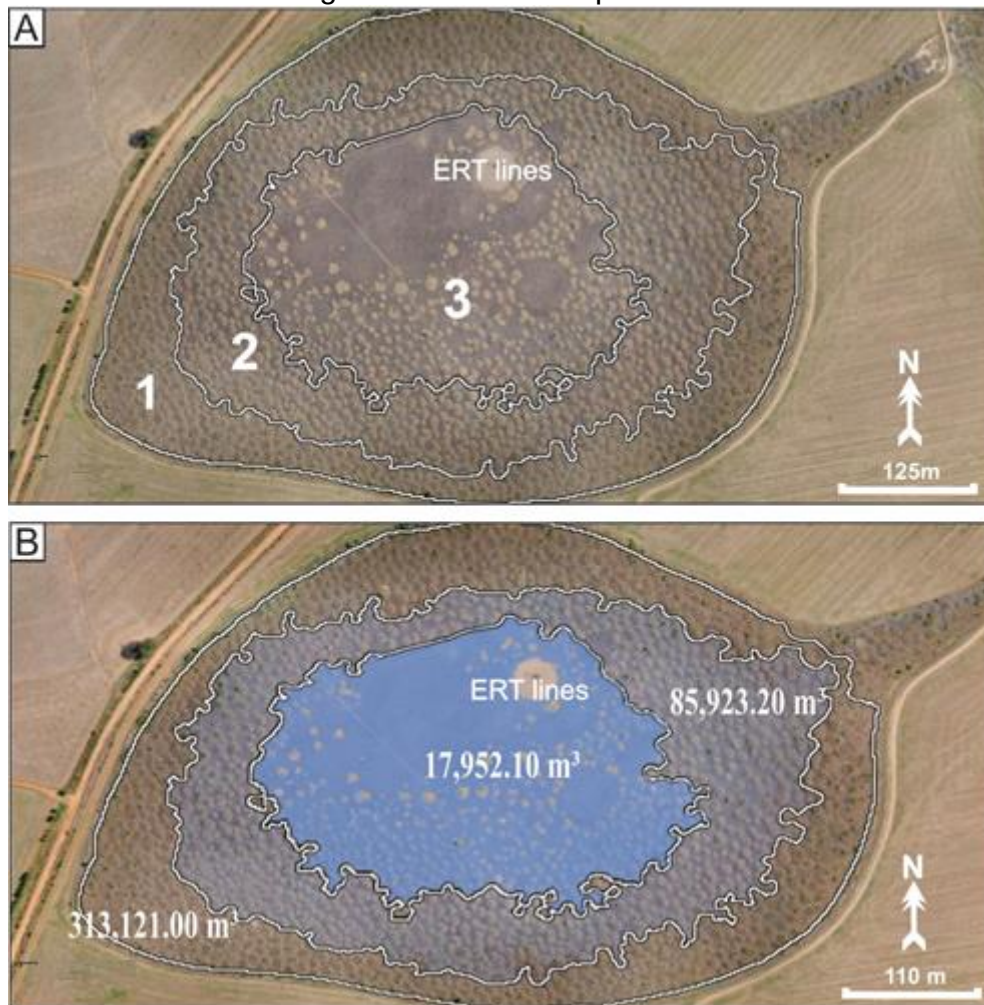
Para analisar a dinâmica superficial e quantificar o armazenamento de água na área úmida, foi realizada uma compartimentação da depressão topográfica em três compartimentos, a fim de definir melhor os aspectos qualitativos e quantitativos da paisagem. Os compartimentos foram definidos através de uma análise rigorosa das imagens geradas pelo VANT.

Três compartimentos foram delimitados com base na topografia e a morfologia do terreno, ou seja, a inclinação da borda até o centro da depressão topográfica e a densidade da microtopografia (Murundus), que por sua vez estão diretamente associados ao nível de hidromorfismo na zona úmida (ROSOLEN *et al.*, 2019). É possível observar uma grande diferença na densidade dos murundus, que de forma geral apresentam três diferentes concentrações.

Da borda para o centro da área úmida, o compartimento 1 corresponde ao limite com o platô, com maior densidade de murundus, o compartimento 2 é o segmento intermediário entre 1 (borda) e 3 (centro), apresentando densidade de murundus intermediária e, finalmente, o compartimento 3 corresponde à parte central da área úmida – representando a porção de topografia mais baixa e àquela que apresenta menor densidade espacial de murundus (Figura 33).

Cada compartimento, associado à sua posição topográfica, apresenta quando inundado tempos de residência de água diferentes. A água de inundação sobre a superfície chega até o compartimento 1, mas o compartimento 3 apresenta uma lâmina da água mais espessa por mais tempo, devido ao fluxo de água do compartimento 1 que caracteriza um escoamento superficial, principalmente durante os meses menos chuvosos ou secos.

Figura 33 - Compartimentos na área úmida. A) Delimitação espacial; B) Simulação do alagamento do centro para a borda.



Fonte: Próprio autor

A sazonalidade das precipitações determina o aporte de água nas áreas úmidas. Em campo foi observado que a área úmida alaga nos meses chuvosos (outubro a março) e seca nos meses de estiagem (abril a setembro), que a caracteriza como um reservatório natural de água sazonal (Figura 34). A área úmida em questão está bem preservada e quando alagada, não foi observado a utilização da água armazenada para irrigação ou outras atividades na localidade.

A fotogrametria digital realizada com as imagens adquiridas por VANT permitiu calcular a área total da depressão topográfica e estimar a quantidade de água que cada compartimento pode armazenar individualmente e na totalidade.

O cálculo foi realizado através do delineamento de um polígono 3-D em cada compartimento. Como os Murundus não são preenchidos pela água, seus volumes

foram subtraídos do volume total do compartimento. Com isso, o software foi capaz de calcular o volume dos polígonos individuais e, também, seu volume total.

Figura 34 - Compartimento 3 em agosto de 2018 (A) e dezembro de 2018 (B)



Fonte: Próprio autor

Ao considerar que a saturação do solo e a elevação do nível freático acima da superfície ocorre primeiro no centro da depressão topográfica (compartimento 3) e a saturação aumenta em direção à borda (compartimento 2 e 1), foi estabelecido pelo software um volume máximo que o nível de água pode atingir, pela ferramenta *Best Fit Plane*, a fim de realizar uma estimativa de volume de água mais confiável.

O volume total que cada compartimento pode armazenar com suas respectivas áreas em metros quadrados e as altitudes mínimas e máximas que foram usadas nos cálculos são apresentados na tabela 3. Os valores de altitude foram calculados para cada pixel do perímetro cada compartimento, e são presentes de forma gráfica no gráfico do perímetro superficial dos compartimentos (Figura 24).

Tabela 3 - Valores de volume, área e altitudes de cada compartimento

	Compartimento 1	Compartimento 2	Compartimento 3	Total
Volume (m³)	313.121,00	85.923,20	17.952,10	416.996,3
Volume (Litros)	313.121.000	85.923.200	17.952.100	416.996.300
Área (m²)	141.239,30	150.481,20	134.344,30	426.064,8
Max. Alt. (m)	976,39	974,91	973,01	-
Min. Alt. (m)	968,7	968,7	968,7	-

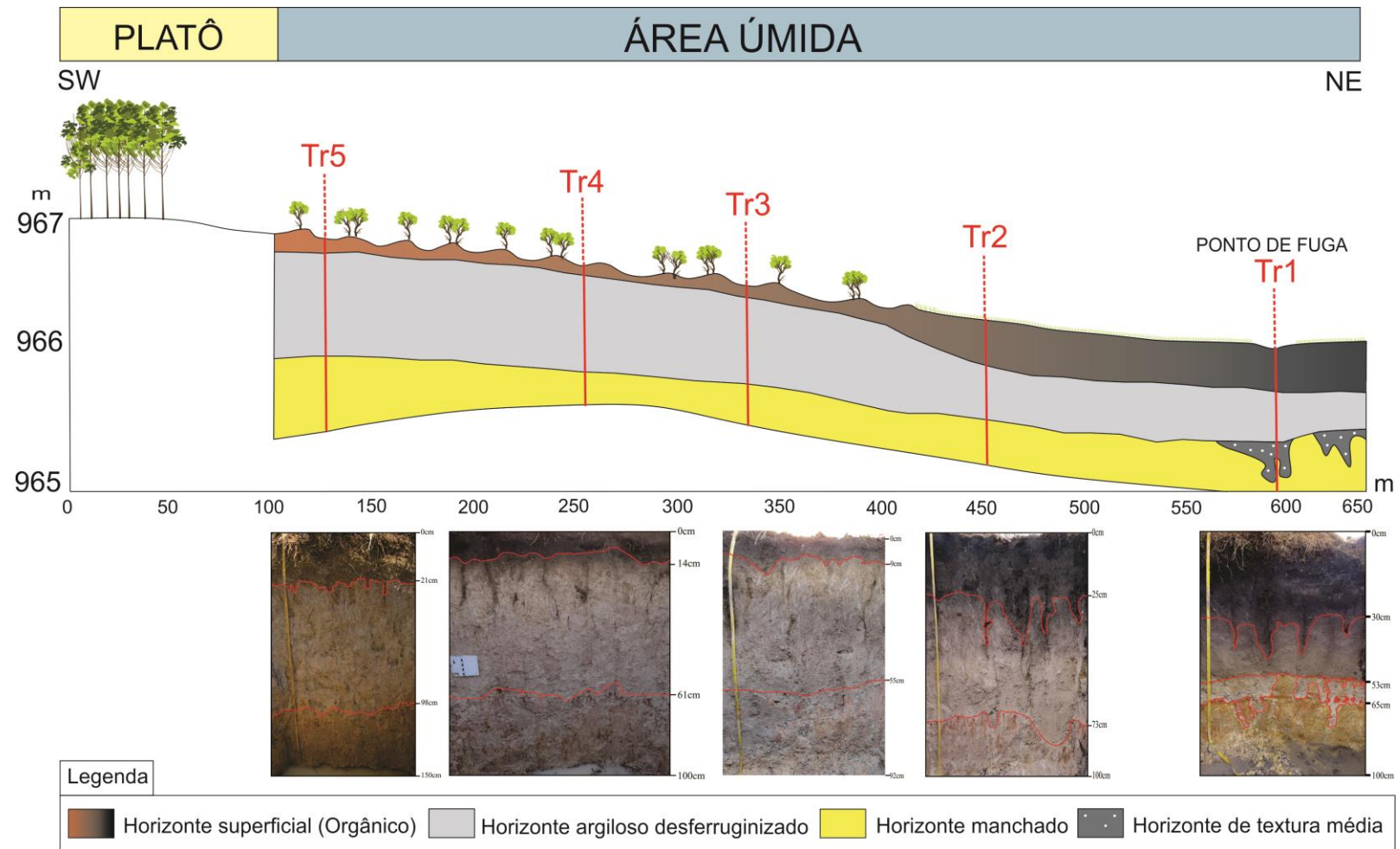
Fonte: Próprio autor

A vegetação não influencia significativamente o volume estimado, já que a área úmida apresenta em grande parte vegetação de pequeno porte ou gramíneas, portanto o processamento do Modelo Digital de Superfície foi o suficiente para os cálculos, não necessitando do Modelo Digital de Terreno. Os volumes de cada compartimento são diretamente influenciados pelas altitudes ao longo do perímetro, pelo número de Murundus e pela morfologia do terreno.

Após a compartimentação da área úmida, os ensaios de permeabilidade e a coleta de amostras para análises laboratoriais puderam ser melhor definidos. Dessa forma, as trincheiras foram abertas de forma a contemplar os três compartimentos.

Após a abertura das trincheiras foi possível identificar quatro horizontes principais: 1) Horizonte orgânico, em todas as trincheiras; 2) Horizonte argiloso desferruginizado, em todas as trincheiras; 3) Horizonte manchado, também em todas as trincheiras e 4) Horizonte de textura média, apenas na trincheira 1. A figura 35 apresenta um perfil NE-SW na área úmida estudada. As espessuras de cada um dos horizontes em relação às trincheiras são apresentadas na tabela 4.

Figura 35 - Perfil de solos com direção SW-NE na área úmida estudada.



Fonte: Compilado a partir de dados do Projeto Fapesp 2017/14168-1

Tabela 4 - Horizontes identificados em campo e respectivas espessuras em cada uma das trincheiras.

HORIZONTES	TR1	TR2	TR3	TR4	TR5
Horizonte orgânico	0 - 30 cm	10 - 25 cm	0 - 15 cm	0 - 9 cm	0 - 15 cm
Horizonte argiloso empobrecido em ferro	30 - 53 cm	25 - 73 cm	15 - 55 cm	9 - 61 cm	15 - 98
Horizonte de textura média	53 - 65 cm	-	-	-	-
Horizonte manchado	65 - 100 cm	73 - 100 cm	55 - 100 cm	61 - 100 cm	98 - 150 cm

Fonte: Próprio autor

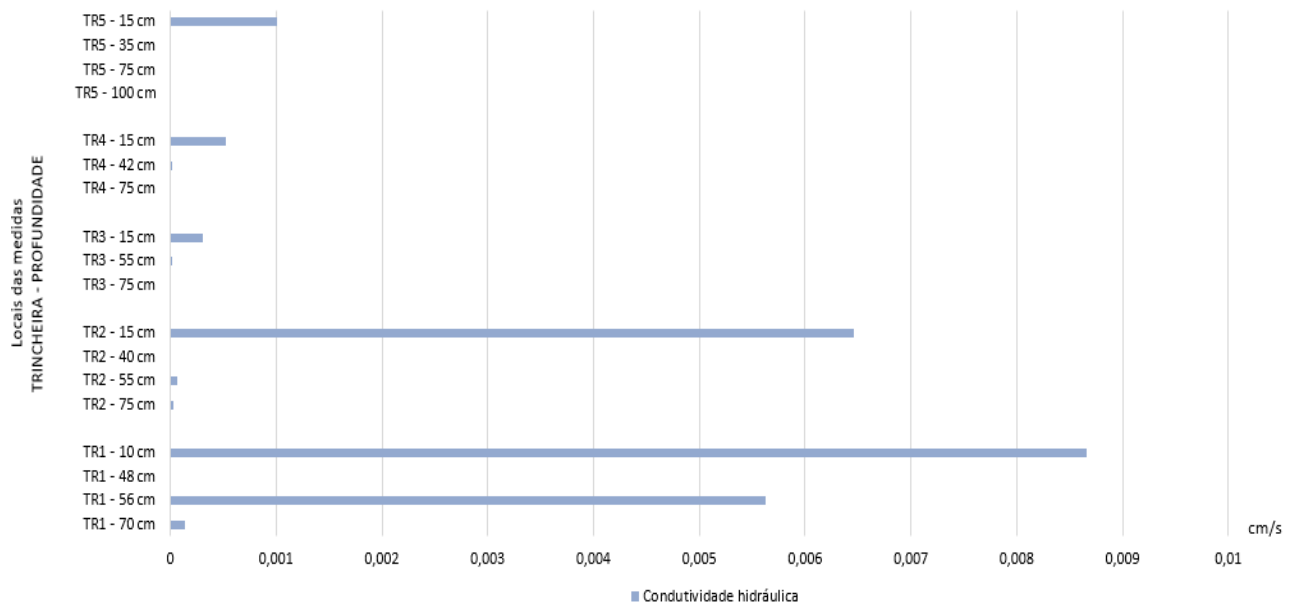
A amostragem de solo e os ensaios de condutividade hidráulica contemplaram os principais horizontes definidos. No que diz respeito aos valores de condutividade hidráulica do solo em condição saturada, foram obtidos nos testes *in situ* com o Permâmetro Guelph. Os resultados estão apresentados na tabela 5 e na figura 36.

Tabela 5 – Relação dos valores de condutividade hidráulica.

Local	Profundidade do ensaio (cm)	Condutividade hidráulica (cm/s)
TR5	15	$1,0 \times 10^{-3}$
TR5	35	Negativo
TR5	75	Negativo
TR5	100	Negativo
TR4	15	$5,2 \times 10^{-4}$
TR4	42	$2,06 \times 10^{-5}$
TR4	75	Negativo
TR3	15	$3,1 \times 10^{-4}$
TR3	55	$1,6 \times 10^{-5}$
TR3	75	Negativo
TR2	15	$6,4 \times 10^{-3}$
TR2	40	Negativo
TR2	55	$6,4 \times 10^{-5}$
TR2	70	$3,0 \times 10^{-5}$
TR1	10	$8,6 \times 10^{-3}$
TR1	48	Negativo
TR1	56	$5,6 \times 10^{-3}$
TR1	70	$1,4 \times 10^{-4}$

Fonte: Próprio autor

Figura 36 - Gráfico dos resultados de condutividade hidráulica medidas em campo, em relação à cada trincheira e respectiva profundidade de medição.



Fonte: Próprio autor

Os dados indicaram que claramente na trincheira 1 (TR1) foram obtidos os maiores valores (resultados positivos) de condutividade hidráulica para todos os horizontes do perfil da depressão topográfica. De acordo com os estudos de Terzaghi e Peck (1967) e de Mello e Teixeira (1967) (tabela 6), nas profundidades de 10 a 56 centímetros os valores são classificados como médios a baixos no grau de permeabilidade, na escala de 10^{-3} e 10^{-4} cm/s.

Em TR2, TR3 e TR4 os valores medidos são enquadrados na escala de 10^{-3} e 10^{-5} cm/s, classificados de baixo a muito baixos. Na TR5, o único valor positivo é no horizonte superficial, orgânico. Em todas as trincheiras este foi o conjunto de horizontes que apresentou maior condutividade hidráulica.

Próximo a superfície, a oscilação de umidade no solo é muito frequente e os picos de umidade seguem imediatamente os eventos pluviométricos. Também apresenta maior concentração de raízes, com absorção mais intensa de água da chuva, além do componente gravitacional que drena rapidamente esta água no sentido vertical.

A ocorrência de resultados negativos nos ensaios com duas alturas de carga é explicada por vários motivos. Segundo os estudos de Reynolds, Elrick e Clothier (1985), alguns dos motivos podem ser:

- Erros de medição quando não atingido o “regime permanente”;
- Pequena variação espacial em escala das propriedades hidráulicas do solo;
- Erros nas medições de Q1 e Q2, devido à presença de bolhas de ar;
- Ar preso no solo;
- Variação espacial devido à perturbação das características do solo, que ocasiona condições de medição diferentes.

No local estudado, os valores negativos de condutividade hidráulica são provavelmente devido a baixíssima permeabilidade do solo, dificultando que o regime de saturação permanente seja atingido no tempo disponível para realização dos ensaios em campo. Portanto, para os fins deste estudo, os resultados negativos também são válidos, pois representam localidades com baixas permeabilidades na depressão topográfica, que podem corresponder à mudança estrutural nos perfis.

Tabela 6 – Relação dos valores de condutividade hidráulica e tipos de materiais

Coeficiente de permeabilidade k (cm/s)	Grau de Permeabilidade Terzaghi e Peck (1967)	Tipos de solo Mello e Teixeira (1967)
10^9 a 1	Alta	Pedregulhos e areia
1 a 10^{-1}	Alta	Areias
10^{-1} a 10^{-3}	Média	Areias
10^{-3} a 10^{-5}	Baixa	Areias finas siltosas e argilosas, siltes argilosos
10^{-5} a 10^{-7}	Muito baixa	Areias finas siltosas e argilosas, siltes argilosos
$<10^{-7}$	Praticamente impermeável	Argilas

Fonte: Terzaghi e Peck (1967); Mello e Teixeira (1967).

Um ponto importante que influencia nos valores de condutividade hidráulica é heterogeneidade do solo, que pode ser relacionada com diferenças granulométricas, densidade, compactação, desnudação, macroporosidade, uso do solo, dinâmica do ecossistema, entre outros (Sousa & Celligoi, 2009). Na prática, testes realizados em locais relativamente próximos apresentaram resultados com diferenças de até 10 ou

100 vezes, embora no geral os resultados sejam baixos e tenham sido aproximados. Devido a heterogeneidade do solo, a condutividade hidráulica é uma variável extremamente difícil de ser distribuída espacialmente.

Para entender as diferenças nas medidas de condutividade hidráulica foi necessário caracterizar os solos quanto sua composição granulométrica e densidade. A tabela 7 apresenta a análise granulométrica das amostras.

Tabela 7 – Análise granulométrica das amostras com as respectivas condutivas hidráulicas (cm/s)

Local	Profundidade amostragem (cm)	Areia (g/Kg)	Silte (g/Kg)	Argila (g/Kg)	Condutividade hidráulica (cm/s)
					$1,0 \times 10^{-3}$
TR5	10	256	156	588	Negativo
TR5	40	223	162	615	Negativo
TR5	75	190	171	639	Negativo
TR5	115	190	175	635	
					$5,2 \times 10^{-4}$
TR4	12	290	156	554	$2,06 \times 10^{-5}$
TR4	40	256	160	584	Negativo
TR4	80	223	162	615	
					$3,1 \times 10^{-4}$
TR3	15	156	175	669	$1,6 \times 10^{-5}$
TR3	55	173	171	656	Negativo
TR3	82	190	175	635	
					$6,4 \times 10^{-3}$
TR2	15	223	162	615	Negativo
TR2	40	140	182	678	$6,4 \times 10^{-5}$
TR2	55	107	196	697	$3,0 \times 10^{-5}$
TR2	80	156	175	669	
					$8,6 \times 10^{-3}$
TR1	10	273	152	575	Negativo
TR1	48	256	160	584	$5,6 \times 10^{-3}$
TR1	56	256	156	588	$1,4 \times 10^{-4}$
TR1	71	190	171	639	

Fonte: Próprio autor

Os resultados mostram que em todas as amostras predomina textura argilosa, o que contribui com o resultado dos ensaios de condutividade hidráulica, pois todos os valores indicam baixa permeabilidade dos solos.

Em TR1, onde a condutividade hidráulica medida apresentou maiores valores, há maior quantidade de areia e silte em relação às outras trincheiras, ou seja, de partículas maiores que proporcionam aumento, mesmo que pequeno, da condutividade hidráulica dos solos.

Batezelli (2003) destacou a presença de fácies argilito maciço na Formação Marília, principalmente no Membro Serra da Galga, sendo frequentes finas camadas separando estratos arenosos, lentes métricas, bolsões irregulares decimétricos e também na forma de bolas de argila com até 30 centímetros. Tal descrição é coerente com o contexto deposicional descrito por Fernandes & Coimbra (2000) e com os solos encontrados na área de estudo. Neste sentido, a composição granulométrica dos solos analisados é coerente com as condutividades hidráulicas medidas em cada horizonte.

As densidades dos solos das trincheiras TR1, TR3 e TR4 também foram medidas em laboratório, o que colaborou para entender melhor o comportamento da condutividade hidráulica na área úmida. Foram escolhidas essas trincheiras por serem representativas dos diferentes compartimentos estabelecidos.

Os solos do horizonte orgânico apresentam densidades baixas (TR3 = 0,60 g/cm³ e TR4 = 0,63 g/cm³), o que reflete o aumento da matéria orgânica em direção ao centro da depressão hidromórfica e, com isso, o aumento da condutividade hidráulica.

Em TR1, o horizonte de textura média é o que apresentou a maior condutividade na TR1 (5,6 x 10⁻³ cm/s), com exceção do horizonte orgânico. A densidade do horizonte é 1,3 g/cm³, que pode estar relacionado a aumento de frações maiores que argila (silte e areia), que além de elevar a densidade contribui com o aumento da condutividade hidráulica. O horizonte argiloso nas trincheiras TR3 e TR4 apresentou densidade de 1,0 g/cm³, típico de um solo argiloso. No horizonte argiloso desferruginizado, a compactação atual está associada com a desferruginização parcial, devido ao aumento da estagnação temporária da água. O processo de desferruginização acompanha a elevação do nível freático e é responsável pela formação de horizontes manchados na base do Latossolo.

A análise de todos os parâmetros físicos permitiu concluir que a condutividade hidráulica no compartimento 3 é maior do que nos outros compartimentos. A dinâmica hídrica superficial é composta pela existência de um fluxo superficial (escoamento superficial) de água a partir do compartimento 1, sendo responsável por alimentar o alagamento por maior tempo no compartimento 3.

O fluxo superficial ocorre pois há um gradiente topográfico entre as bordas e o centro da área úmida e também porque há um aumento na concentração de argilas em direção às bordas. Em consequência, ocorre o aumento da permeabilidade e do

tamanhos dos poros nos solos em direção ao centro da área, o que torna o compartimento central o principal ponto de infiltração de água superficial (Ponto de Infiltração).

Os ensaios de tomografia elétrica foram realizados na área para onde o fluxo superficial é direcionado, ao centro da área úmida, para auxiliar na compreensão da hidrodinâmica subsuperficial e identificar a arquitetura da zona de infiltração (zona de recarga do aquífero).

A análise de todos os dados de tomografia elétrica, durante o processamento no software Res2Dinv, permitiu a definição de uma única escala de valores, a fim de facilitar as comparações entre as seções. Para os dados de resistividade elétrica foi definida uma escala logarítmica variável entre 200 $\Omega.m.$ e 10000 $\Omega.m.$, representando a amplitude de valores medidos durante a aquisição dos dados de campo.

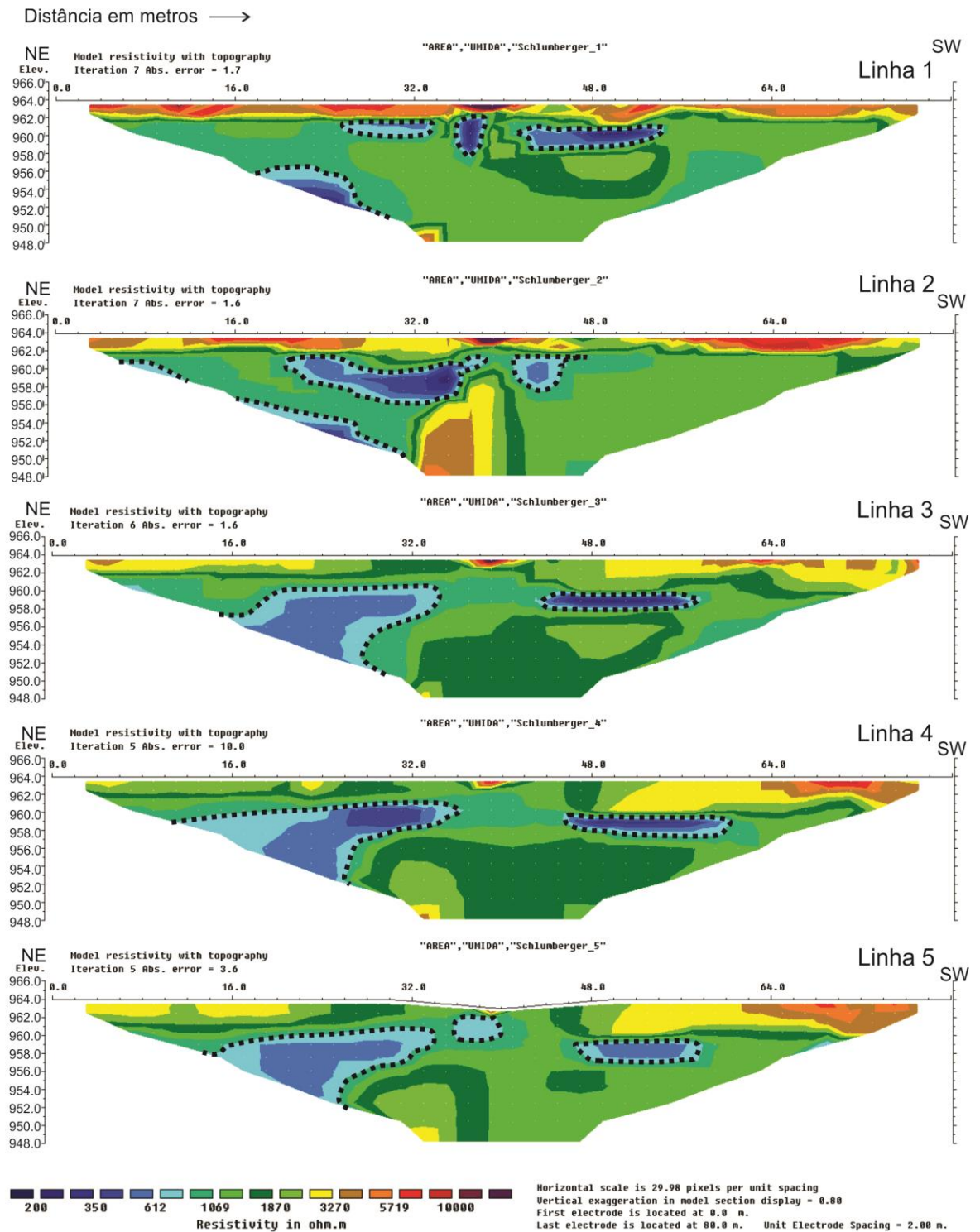
A definição destes valores permitiu distinguir nas figuras 2-D e 3-D zonas de baixa resistividade, apresentadas pelas cores frias, e maior resistividade, representada pelas cores quentes.

Zonas com baixos valores de resistividade elétrica podem ser associadas a presença de umidade e, em contraste, altos valores de resistividade sugerem materiais secos (KELLER; FRISCHKNECHT, 1966, TELFORD *et al.* 2004, LOKE, 2004). Nas análises realizadas na área úmida foram considerados baixos valores de resistividade entre 200 $\Omega.m.$ e 612 $\Omega.m.$, valores intermediários entre 1069 $\Omega.m.$ e 1870 $\Omega.m.$, e altos valores de eletrorresistividade entre 1870 $\Omega.m.$ e 10000 $\Omega.m.$

Todas as dez linhas de inversão elétrica 2-D mostraram contrastes nos valores de resistividade, ou seja, apresentam áreas destacadas por valores baixos ou altos, então todos foram integrados para gerar o Pseudo-3D (Figura 37 e 38).

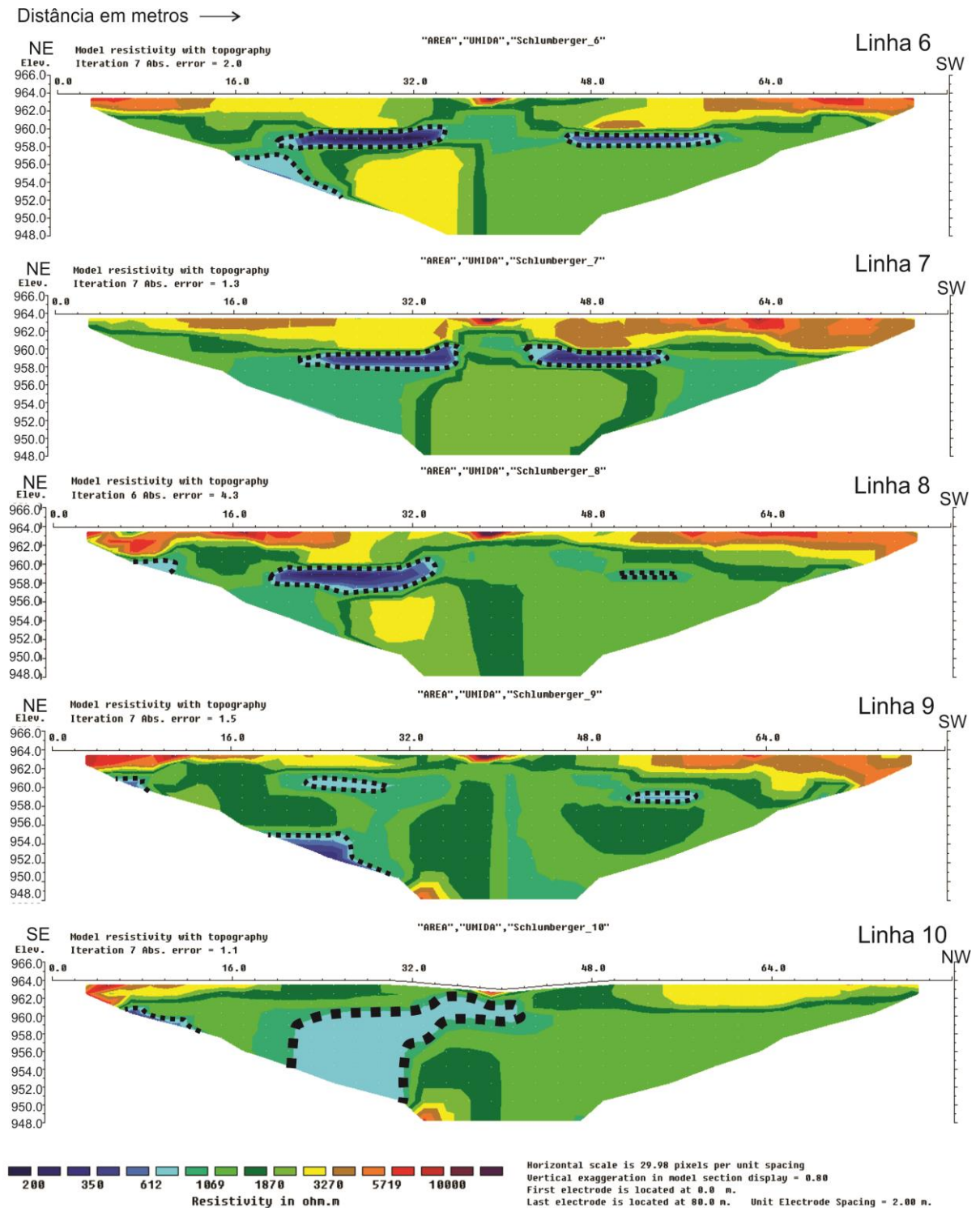
É observado que em todas as linhas ocorrem zonas de baixa resistividade com continuidade lateral, possivelmente indicando a distribuição do aquífero. Essas zonas possuem um contato direto com zonas de maior resistividade, indicando uma barreira logo abaixo (6-8 metros de profundidade), e o provável saprolito/rocha que suporta o aquífero raso. Essa suposição é abordada por Ribeiro e Fernandes (2015), pois o embasamento e os horizontes de solo estratificados são representados por um material denso e de textura fina, comuns no Membro Serra da Galga.

Figura 37 – Modelos de Inversão 2-D 1,2,3,4 e 5. Destaque para as áreas que delimitam zonas com alta umidade.



Fonte: Próprio autor

Figura 38 – Modelos de Inversão 2-D 6, 7, 8, 9 e 10. Destaque para Destaque para as áreas que delimitam zonas com alta umidade.



Fonte: Próprio autor

O aquífero pode ser considerado raso, pois as zonas de baixa resistividade são iniciadas a dois metros de profundidade (964 metros de altitude). No entanto, existe uma conexão vertical de pelo menos 12 metros em alguns locais, o que pode ser melhor visualizado nas linhas 2, 3, 4 e 5.

As zonas com valores intermediários (entre 1069 e 1870 $\Omega.m.$) sugerem zonas de transição, onde pode haver água contida na porosidade do solo, em menor quantidade. Características texturais e estruturais do solo e do substrato rochoso podem facilitar a saturação sazonal do solo (FREER *et al.*, 2002).

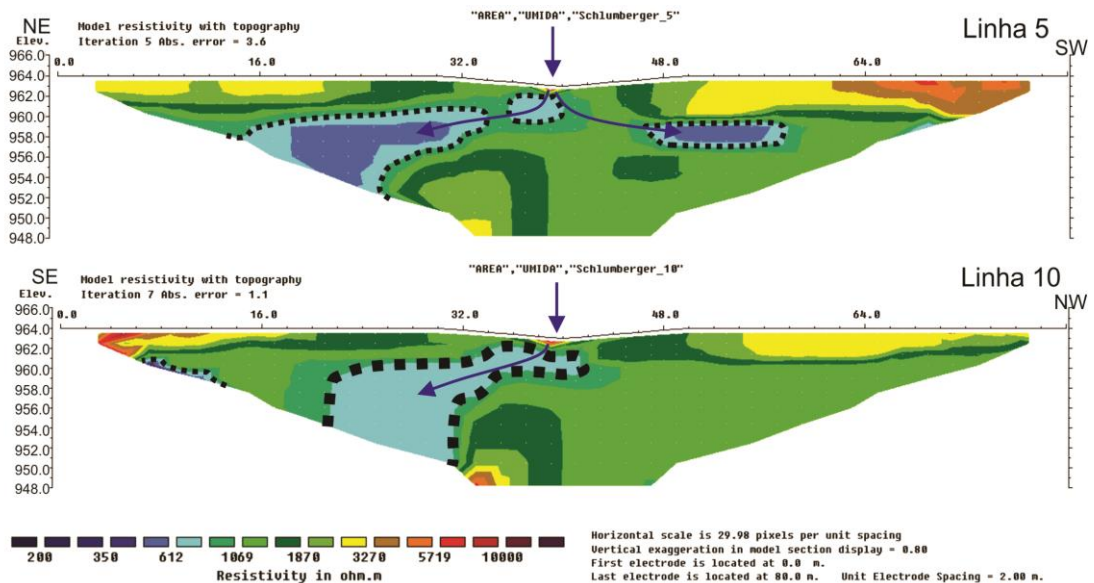
Para o parâmetro físico da condutividade elétrica, sua resposta depende do teor de água ou do conteúdo da solução presente nas rochas ou solos. Quando as rochas estão saturadas, a condutividade elétrica das soluções geralmente aumenta, o que diminui os valores de resistividade elétrica. Estudos indicam que a relação entre condutividade elétrica em relação à porosidade e condutividade hidráulica de um aquífero é positiva, ou seja, baixa resistividade reflete maior porosidade e maior condutividade hidráulica (KELLEY, 1977; KELLY; FROHLICH, 1985; URISH, 1981; CHANDRA *et al.* 2008, CHUKWUDI, 2011, MOREIRA 2013).

É uma característica comum em todas as linhas a presença de zonas de alta resistividade na região central (valores entre 1870 e 5719 $\Omega.m.$), o que possivelmente indica a presença de materiais com baixa permeabilidade e secos.

Todas as linhas apresentam no geral, em suas porções mais superficiais (até 2 metros de profundidade), zonas de alta resistividade, algumas em toda sua extensão, como a linha 7. Isso ocorre devido ao solo argiloso seco, atribuído ao período de alta evapotranspiração vigente durante a aquisição de dados. Esse solo argiloso seco, durante a estação chuvosa, apresenta condutividade hidráulica baixa, o que torna a área úmida um excelente reservatório superficial e sustenta a hidrodinâmica superficial.

As linhas 5 e 10, perpendiculares entre si, possuem trechos localizados na topografia mais baixa da área úmida, no local que apresenta o a lâmina de água mais espessa durante os períodos de inundação e é o último a secar durante a estiagem. Neste local foi possível identificar o ponto de infiltração, onde os ensaios geofísicos confirmaram a hipótese inicial de um ponto de recarga direta do aquífero (Figura 39). Nas mesmas linhas é possível observar zonas de baixa resistividade logo abaixo da superfície do solo, indicativo da interação entre as águas subterrâneas e superficiais e, portanto, caracteriza uma zona de recarga de aquíferos (MCLACHLAN *et al.*, 2017).

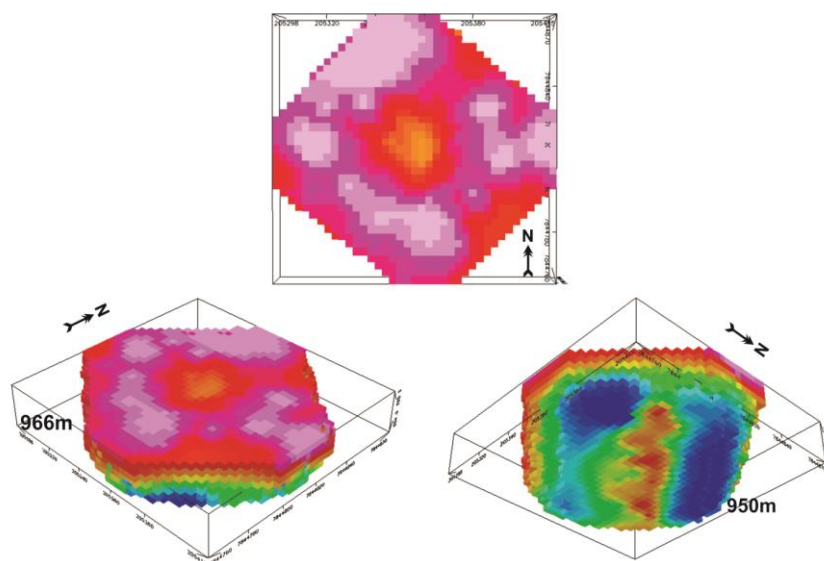
Figura 39 – Modelos de Inversão 2-D 5 e 10. Setas azuis indicam direção do fluxo hídrico (ponto de recarga de aquífero).



Fonte: Próprio autor

A fim de facilitar a visualização e aperfeiçoar a compreensão do comportamento das águas subterrâneas nas áreas úmidas, foi gerado um modelo pseudo-3-D¹¹ a partir da interpolação de todos os dados gerados pela inversão 2-D, de todas as dez linhas de tomografia elétrica (Figura 40).

Figura 40 - Pseudo-3D da área de estudos.

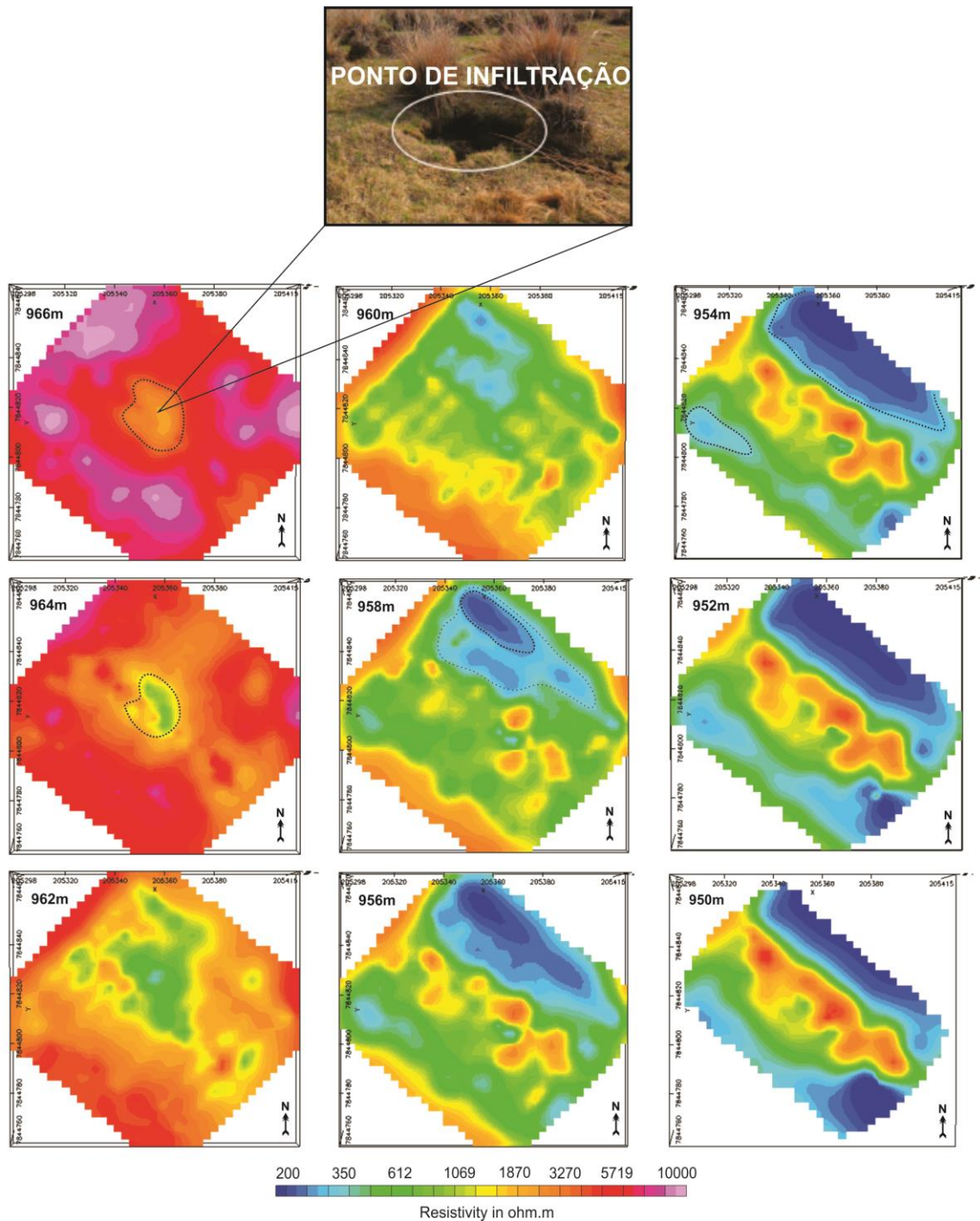


Fonte: Próprio autor

¹¹ O Pseudo 3-D é um método utilizado para renderização de um ambiente com uma sensação de profundidade (eixo Z), pode também ser chamado de 2,5D

A partir do pseudo-3-D, foram gerados mapas de resistividade para cada dois metros de profundidade, entre 966 de altitude (superfície) e 950 de altitude. (16 metros de profundidade). Assim, 9 mapas de resistividade foram gerados (Figura 41).

Figura 41 - Mapas gerados a partir do pseudo-3D, de dois em dois metros de profundidade



Fonte: Próprio autor

No mapa de resistividade elétrica que representa a superfície da área úmida (966 metros de altitude), é observado que a região central apresenta menor intensidade (valores abaixo de $3270 \Omega.m$) quando comparada com o restante do mapa, o que indica solo mais permeável e, portanto, onde a recarga do aquífero possivelmente ocorre – onde está localizado o chamado Ponto de Infiltração. À medida que os mapas são aprofundados, é evidente que a região central possui uma zona orientada NW-SE com alta resistividade elétrica, o que indica uma região mais impermeável e seca.

Até 6 metros de profundidade (960 metros de altitude) a água fluí verticalmente, mas a partir de 8 metros de profundidade (958 metros de altitude), a zona de alta resistividade predomina e com isso o fluxo de água ocorre em direção a sudoeste e, em maior quantidade, em direção a nordeste – o que caracteriza um fluxo hídrico lateral, provocado por substrato impermeável.

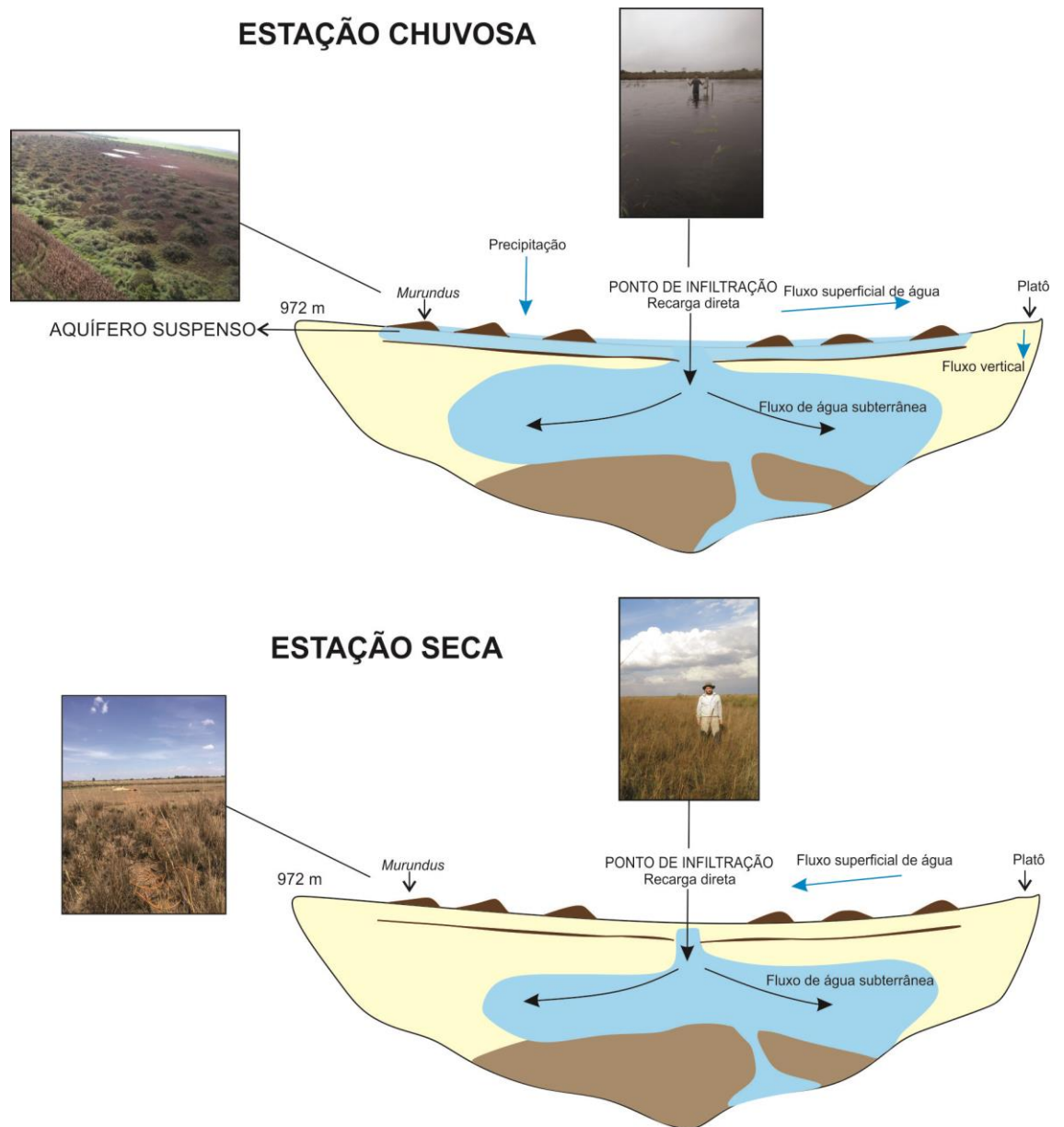
Ainda, a sudeste dos mapas, as zonas de baixa resistividade estão mais próximas à medida que a profundidade aumenta. Seguindo essa tendência, elas devem estar cada vez mais próximas umas das outras, o que indica a conexão do aquífero em maiores profundidades.

As análises realizadas permitiram também atestar que é nessa localidade da área úmida onde as águas superficiais interagem de forma mais pronunciada com as águas subterrâneas e, portanto, de forma primária a alimentação do aquífero ocorre por fluxo vertical e de forma secundária por fluxo lateral em maiores profundidades.

A heterogeneidade subsuperficial é responsável por promover a alteração na direção do fluxo hídrico. Quando ocorre a alteração, em maiores profundidades, de fluxo vertical direto para fluxo lateral, o sistema contribuí para a expansão da área úmida, o que mostra que o ponto de infiltração possui impacto direto nas áreas adjacentes.

A partir da análise dos dados, foi possível integrá-los para entender como a hidrodinâmica superficial e subsuperficial ocorre na área úmida estudada, dessa forma, propor um modelo de fluxo (Figura 42).

Figura 42 - Modelo esquemático da hidrodinâmica na área úmida.



Fonte: Próprio autor

8.1 Perspectivas e desafios da gestão das áreas úmidas

Nos trabalhos de campo realizados durante este estudo, foi possível observar a evolução da área úmida como um ecossistema particular no interior do cerrado aberto que hoje está quase que completamente convertido em áreas agrícolas.

No mês de agosto de 2018, durante a estiagem, a área úmida estava seca e a vegetação característica de gramíneas, resistentes ao alagamento, estava parcialmente seca. A superfície do solo apresentava crostas de dessecação entre os tufo (Figura 43 A).

Figura 43 - A área úmida em diferentes períodos. A) Agosto de 2018, com destaque para a vegetação seca; B) Dezembro de 2018, com destaque para macrófitas aquáticas e C) Março de 2019, com destaque para a vegetação mais desenvolvida.



Fonte: Próprio autor.

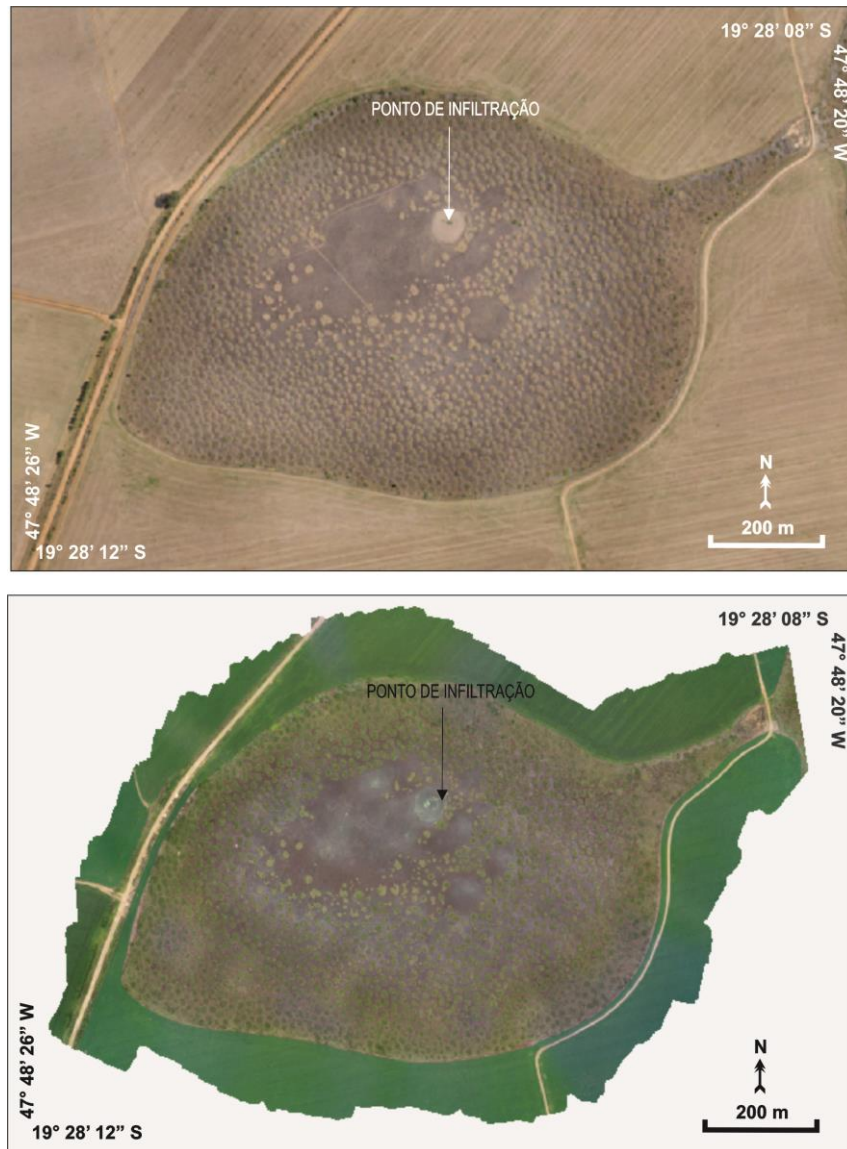
No campo de dezembro de 2018, período de chuvas, a área estava totalmente alagada e foi observado grande quantidade de vegetação subaquática, possivelmente relacionadas as macrófitas aquáticas que, de acordo com a definição de Cook (1996), são vegetais visíveis a olho nu com as partes fotossintetizantes permanentemente ativas ou ativas por diversos meses, total ou parcialmente submersas em água doce ou ainda flutuantes (Figura 43 B).

No mês de março de 2019 a área apresentava um ecossistema bem desenvolvido, com vegetação bastante verde e significativo aumento da biodiversidade. Dessa forma, é clara a importância da área úmida na manutenção de um ecossistema local (Figura 43 C).

As áreas úmidas são áreas que promovem a infiltração das águas superficiais, ou seja, são áreas de recarga de aquíferos (HAQUE *et al.*, 2018). Os estudos desenvolvidos em uma área úmida comprovaram seu papel na recarga do aquífero e sua possível influência na dinâmica da vazão dos rios da bacia. Os estudos foram realizados em apenas uma área úmida, porém várias outras depressões hidromórficas estão espalhadas na bacia e são caracterizadas como sistemas que conectam superficial e subsuperficialmente solo e água.

A figura 45 apresenta duas imagens aéreas por VANT e permitem a comparação da paisagem predominante no período seco (Figura 44 A), no mês de agosto de 2018 e no período úmido (Figura 44 B) no mês de dezembro de 2018. É possível observar de forma ampla o aumento da cobertura vegetal, reconhecida pelos tons verdes, e o acúmulo de água superficial no ponto de infiltração e recarga do aquífero.

Figura 44 - Imagens aéreas obtidas em A) Agosto de 2018 e B) Dezembro de 2018.



Fonte: Próprio autor

A região estudada possui agricultura consolidada desde o início da década de 70, cujo manejo é dependente da utilização de diversos fertilizantes e agroquímicos, o que aumenta a preocupação com a qualidade da água armazenada. Como é observado na figura 45B, justamente nos meses onde a agricultura está mais intensa (regiões adjacentes mais verdes) é quando a área úmida está alagada e o aquífero recebe maior aporte hídrico. Devido ao fluxo hídrico superficial, parte destes poluentes podem estar contidos na água armazenada, o que posteriormente pode contaminar o aquífero.

Estudos ainda incipientes indicam que as áreas úmidas naturais tem potencial para reter poluentes e atuar como uma esponja geoquímica (SONKAMBLE

et al. 2019). Dessa forma, a preservação da área úmida como um ecossistema é de extrema importância. Embora a área estudada represente um reservatório sazonal natural, a utilização desta água para irrigação ou outras atividades antrópicas é algo delicado – pois ao mesmo tempo em que as águas que alimentam o aquífero são utilizadas posteriormente a partir de poços ou nos rios, o ecossistema local necessita dessa dinâmica superficial e subsuperficial para sua manutenção.

No planalto tabular do Triângulo Mineiro, assim como na Depressão Periférica no estado de São Paulo, as áreas úmidas interiores ocorrem como área geograficamente isoladas nas posições altas do relevo (*isolated wetlands* de acordo com os estudos de Yeo *et al.*, (2018)). São áreas côncavas e rasas, por vezes não canalizadas, com linhas de contorno convergentes e compostas por solos com propriedades hidromórficas (SIDLE *et al.*, 2000). Essas são áreas importantes para estudo por compreenderem um *continuum* de solo e por caracterizarem um fluxo preferencial de água e solução.

Portanto, a dinâmica destas áreas precisa ser compreendida e seus impactos medidos, pois entender a extensão da inundação e a dinâmica das áreas úmidas em uma paisagem, cujas informações são necessárias para o monitoramento ambiental, é um grande desafio para pesquisas futuras (YEO *et al.*, 2018).

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A aplicação das técnicas de fotogrametria aérea digital por VANT, associada à tomografia elétrica, resultaram em dados bastante reveladores ao entendimento da relação de dinâmica hídrica superficial com a dinâmica da água subterrânea. Foi possível integrar os dados e observar que as águas superficiais e aquífero são conectados ao centro da área úmida por meio do fluxo vertical direto, enquanto a heterogeneidade subsuperficial interrompe a direção do fluxo em profundidades maiores para as laterais, contribuindo para a expansão da área úmida. Camadas permeáveis e impermeáveis no solo e na rocha caracterizam a hidrodinâmica complexa desse ambiente.

A compartimentação interna da área úmida permitiu o estudo de forma individualizada de regiões com morfologia e topografia distintas e, conseqüentemente, com armazenamento volumétrico de água distintos, o que permitiu avaliar não só qualitativamente mas também quantitativamente a hidrodinâmica na região.

O entendimento dos parâmetros físico-hídrico proporcionou uma integração da dinâmica na zona crítica com a dinâmica superficial e em subsuperfície, o que forneceu dados bastante relevantes quanto o comportamento físico dos solos identificados.

Os estudos determinaram que a área úmida apresenta, de fato, uma região de recarga lenta de aquífero. Neste sentido, o ponto de infiltração apresenta uma grande sensibilidade ambiental por ser um ponto de conexão direto com as águas subterrâneas. O escoamento superficial sustentado pelo solo pouco permeável, pode conduzir contaminantes provenientes de defensivos agrícolas para o ponto de infiltração.

A utilização da fotogrametria aérea com as imagens do VANT é uma técnica que pode ser replicada em diferentes áreas úmidas para análise de sua dinâmica hídrica superficial – a utilização conjunta com o GNSS confere ao processamento maior precisão, mas caso não haja disponibilidade de tempo e equipamentos, a precisão planialtimétrica do próprio VANT é suficiente para gerar modelos representativos.

São poucos os estudos que tentam compreender as áreas úmidas como “esponjas” geoquímicas num contexto de recarga de aquíferos, principalmente na qualidade das águas infiltradas e suas implicações ecossistêmicas. Desafios futuros

compreendem o manejo e gestão das áreas úmidas e surgem no sentido de elucidar a importância superficial deste ecossistema como estoque de água e recarga de aquíferos, além de sua função na retenção e filtragem de poluentes.

10 REFERÊNCIAS

- ABEM, A. I. Terrameter LS Instruction Manual. **ABEM Instrument Sundbyberg. 122pp**, 2012.
- AB'SÁBER, Aziz Nacib. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. Ateliê Editorial, 2003.
- AGÊNCIA NACIONAL DE AVIAÇÃO CIVIL (ANAC). Regulamento Brasileiro da Aviação Civil Especial (RBAC-E nº94). Brasília: ANAC, 2017.
- ALMEIDA, MA de et al. Geologia do Oeste Paulista e áreas fronteiriças dos estados de Mato Grosso do Sul e Paraná. In: **Congresso Brasileiro de Geologia**. p. 2799-2812.1980.
- ANA - Nacional Agency of Water. (2017). Usos da Água. In: Relatório Conjuntura Brasil - Recursos Hídricos. **Agência Nacional de Águas-Ministério do Meio Ambiente (MMA)**, Brasília (DF). 51- 86.
- AUGUSTIN, C. H. R. R.; DE MELO, D. R.; ARANHA, P. R. A. Aspectos geomorfológicos de veredas: um ecossistema do bioma do cerrado, Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 10, n. 1, 2009.
- BARCELOS, J. H.; LANDIM, PMB; SUGUIO, K. Análise estratigráfica das seqüências cretácicas do Triângulo Mineiro (MG) e suas correlações com as do Estado de São Paulo. **Simpósio Regional de Geologia**, v. 3, p. 90-102, 1981.
- BARCELOS, J. H. **Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo**. Dissertação de Livre Docência. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 190p, 1984.
- BARKER, R. D. The offset system of electrical resistivity sounding and its use with a multicore cable. **Geophysical prospecting**, v. 29, n. 1, p. 128-143, 1981.
- BATEZELLI, A. **Análise da sedimentação cretácea no Triângulo Mineiro e sua correlação com áreas adjacentes**. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, 195p., 2003.
- BATEZELLI, A., *et al.* Análise Estratigráfica aplicada à Formação Araçatuba (Grupo Bauru-Ks) no centro-oeste do Estado de São Paulo. **Geociências**, v. 22, n 1, p. 5-32, 2003.
- BATEZELLI, A.; LADEIRA, F. S. B. Stratigraphic framework and evolution of the Cretaceous continental sequences of the Bauru, Sanfranciscana, and Parecis basins, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 65, p. 1-24, 2016.

BRASIL (1934) Decreto Federal n 23.793, de 23 de janeiro de 1934. Aprova o Código Florestal. http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/decreto/1930-1949/d23793.htm. Acesso em: 10 jan. 2019.

BRASIL (1965) Lei Federal n 4.771 de 15 de setembro de 1965. Institui o novo Código Florestal. http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/L4771.htm. Acesso em: 10 jan. 2019.

BRASIL (1989) Lei Federal n 7.803 de 17 de julho de 1989. Altera a redação da Lei n 4.771, de 15 de setembro de 1965, e revoga as Leis n 6.535, de 15 de junho de 1978, e 7.511, de 7 de julho de 1986. https://www.planalto.gov.br/ccivil_03/leis/l7803.htm. Acesso em: 10 jan. 2019.

BRASIL. Lei nº 12.651, de 25 de maio de 2012. Dispõe sobre a proteção da vegetação nativa; altera as Leis nos 6.938, de 31 de agosto de 1981, 9.393, de 19 de dezembro de 1996, e 11.428, de 22 de dezembro de 2006; revoga as Leis nos 4.771, de 15 de setembro de 1965, e 7.754, de 14 de abril de 1989, e a Medida Provisória no 2.166-67, de 24 de agosto de 2001; e dá outras providências. Disponível em: http://www.planalto.gov.br/ccivil_03/_ato2011-2014/2012/lei/l12651.htm. Acesso em: 10 jan. 2019.

BRAZ, A. M. et al. Análise da aplicação de VANT na atualização de cadastro florestal com uso de pontos de controle. **Anais XVII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto** - SBSR, p. 2751-2758, João Pessoa-PB, Brasil. 2015.

CAMARGO, C. F. et al. Caracterização geoeletrica de arenitos asfálticos da Formação Pirambóia, Bacia do Paraná. **Geosudeste 2013: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 17; Simpósio de Geologia do Sudeste, 13**, 2013.

CARRARA, E.; PECE, R.; ROBERTI, N. Geoelectrical and seismic prospections in hydrogeology: model and master curves for the evaluation of porosity and water saturation. **pure and applied geophysics**, v. 143, n. 4, p. 729-751, 1994.

CARRAZZA, L. P.; MOREIRA, C. A.; HELENE, L. P. I. Gully cavity identification through electrical resistivity tomography. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 34, n. 2, p. 241-250, 2016.

CHAND, R. et al. Estimation of natural recharge and its dependency on sub-surface geoelectric parameters. **Journal of Hydrology**, v. 299, n. 1-2, p. 67-83, 2004.

CHANDRA, S. Contribution of geophysical properties in estimating hydrogeological parameters of an aquifer. **Unpublished Ph. D. Thesis. BHU, Varanasi**, p. 176, 2006.

CHANDRA, S. et al. Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements: a theoretical development with field application. **Journal of Hydrology**, v. 357, n. 3-4, p. 218-227, 2008.

CHUKWUDI, C. EZEH. Geoelectrical studies for estimating aquifer hydraulic properties in Enugu State, Nigeria. **International Journal of Physical Sciences**, v. 6, n. 14, p. 3319-3329, 2011.

CLAESSEN, M. E. C. Manual de métodos de análise de solo. **Embrapa Solos-Documentos (INFOTECA-E)**, 1997.

CLEARY, R. W. Águas subterrâneas. In: **Engenharia hidrológica**. ABRH, 1989. p. 293-403.

COHEN, K. M.; HARPER, D. A. T.; GIBBARD, P. L. **ICS International Chronostratigraphic Chart 2018/02**. International Commission on Stratigraphy, IUGS. 2018.

COOK, C. D. K. 1996. **Aquatic plant book**. SPB Academic Publishing, Amsterdam

CÔRTEZ, A. R. P. *et al.* Geoelectrical prospecting for a copper-sulfide mineralization in the Camaquã sedimentary basin, Southern Brazil. **Geofísica internacional**, v. 55, n. 3, p. 165-174, 2016

DEGROOT-HEDLIN, Constable; CONSTABLE, S. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. **Geophysics**, v. 55, n. 12, p. 1613-1624, 1990.

DENTITH, M.; MUDGE, S.T. **Geophysics for the mineral exploration geoscientist**. Cambridge University Press, 2014.

DIAS-BRITO, D. *et al.* Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil- concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. **Revue de Paléobiologie**, v. 20, n. 1, p. 245-304, 2001.

D'OLEIRE-OLTMANN, Sebastian *et al.* Unmanned aerial vehicle (UAV) for monitoring soil erosion in Morocco. **Remote Sensing**, v. 4, n. 11, p. 3390-3416, 2012.

EGG, G.C. GRIPP JR. ; DA GRAÇAS MEDEIROS, N. Geração de modelos digitais de superfície compostos utilizando imagens do sensor PRISM/ALOS. **Revista Brasileira de Cartografia**, v. 5, n. 65/5, 2013.

EWING, J. M. *et al.* Changes in wetland soil morphological and chemical properties after 15, 20, and 30 years of agricultural production. **Geoderma**, v. 179, p. 73-80, 2012.

FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations. (2016). AQUASTAT. Land and Water Division. Disponível em : < <http://www.fao.org/nr/water/aquastat/catalogues/index.stm> > Acesso em: 10 out. 2018.

FERNANDES, Luiz Alberto. **Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil)**. 1998. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

FEITOSA, F. A. C.; MANOEL FILHO, J. Hidrologia: conceitos e aplicações. **Fortaleza: CPRM-REFO, LABHID-UFPE**, 2000.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M.. O Grupo Caiuá (Ks): revisão estratigráfica e contexto deposicional. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 24, n. 3, p. 164-176, 1994.

FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). **Revista brasileira de Geociências**, v. 30, n. 4, p. 717-728, 2000.

FERNANDES, L. A.; RIBEIRO, C. M. M. Evolution and palaeoenvironment of the Bauru Basin (Upper Cretaceous, Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, v. 61, p. 71-90, 2015.

FERREIRA, Jr PD; CASTRO, PTA; GUERRA, W. J. Aplicação de elementos arquiteturais na prospecção de diamantes nos conglomerados polimíticos de Romaria no Triângulo Mineiro. **SBG/Núcleo Minas Gerais. Simpósio de Geologia de Minas Gerais**, v. 8, p. 125-127, 1995.

FROHLICH, R. K.; FISHER, J. J.; SUMMERLY, E. Electric-hydraulic conductivity correlation in fractured crystalline bedrock: Central Landfill, Rhode Island, USA. **Journal of Applied Geophysics**, v. 35, n. 4, p. 249-259, 1996.

GRAVINA, E.G. *et al.* Proveniência de arenitos das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) e do Garimpo do Bandeira: implicações para a controvérsia sobre a fonte do diamante do triângulo mineiro. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n. 4, p. 545-558, 2002.

GRIFFITHS, D. H.; BARKER, R. D. Two-dimensional resistivity imaging and modelling in areas of complex geology. **Journal of Applied Geophysics**, v. 29, n. 3-4, p. 211-226, 1993.

HALLIDAY, D.; RESNICK, R.; WALKER, J. Fundamentos de Física, 8a. edição, Vol. 2, LTC. 2008.

HAQUE, A.; ALI, G.; BADIOU, P. Hydrological dynamics of prairie pothole wetlands: Dominant processes and landscape controls under contrasted conditions. **Hydrological Processes**, v. 32, n. 15, p. 2405-2422, 2018.

HEIGOLD, P. C. *et al.* Aquifer transmissivity from surficial electrical methods. **Groundwater**, v. 17, n. 4, p. 338-345, 1979.

HELENE, L. P. I.; MOREIRA, C. A.; CARRAZZA, L. P.. Applied geophysics on a soil contaminated site by chromium of a tannery in Motuca (SP). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 34, n. 3, p. 309-317, 2016.

HISCOCK, K. M. **Hydrogeology: principles and practice**. John Wiley & Sons, 2009.

HORUS AERONAVES. Precisão de dados. 2019. Disponível em: < <https://horusaeronaves.com/precisao-de-dados-entenda-a-diferenca-entre-os-sistemas-gps-rtk-e-ppk/> > Acesso em: 25 jan. 2019.

HUNTLEY, D. Relations between permeability and electrical resistivity in granular aquifers. **Groundwater**, v. 24, n. 4, p. 466-474, 1986.

INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS NATURAIS RENOVÁVEIS - IBAMA. Resolução Conjunta IBAMA/SEMA/IAP nº 005, de 28 de março de 2008. Define critérios para avaliação das áreas úmidas e seus entornos protetivos, normatiza sua conservação e estabelece condicionantes para o licenciamento das atividades nelas permissíveis no Estado do Paraná. Disponível em: <http://www.iap.pr.gov.br/arquivos/File/Legislacao_ambiental/Legislacao_estadual/RESOLUCOES/RESOLUCAO_CONJUNTA_IBAMA_SEMA_IAP_005_2008.pdf>. Acesso em: 01 fev. 2019

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Mapa de Vegetação do Brasil. 2004. Disponível em: <<http://mapas.mma.gov.br/mapas/aplic/probio/datadownload.htm>>. Acesso em: 30 jan. 2019.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Manual do Usuário: Posicionamento Por Ponto Preciso. Disponível em: <<https://www.ibge.gov.br/geociencias-novoportal/informacoes-sobre-posicionamento-geodesico/servicos-para-posicionamento-geodesico/16334-servico-online-para-pos-processamento-de-dados-gnss-ibge-ppp.html?=&t=processar-os-dados>>. 2019. Acesso em: 15 jan. de 2019.

IRITANI, M. A; EZAKI, S. **As águas subterrâneas do Estado de São Paulo**. Secretaria de Estado do Meio Ambiente - SMA, 2a. edição. São Paulo, SP, 2009. 104 p.

JONES, P. H.; BUFORD, T. B. Electric logging applied to ground-water exploration. **Geophysics**, v. 16, n. 1, p. 115-139, 1951.

JORGE, LA de C. **Determinação da cobertura de solo em fotografias aéreas do projeto ARARA**. 2001. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

JORGE, LA de C.; INAMASU, R. Y. Uso de veículos aéreos não tripulados (VANT) em agricultura de precisão. **Embrapa Instrumentação-Capítulo em livro científico (ALICE)**, 2014.

JUNK, W. J. *et al.* Brazilian wetlands: their definition, delineation, and classification for research, sustainable management, and protection. **Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems**, v. 24, n. 1, p. 5-22, 2014.

KARMANN, I. *et al.* Ciclo da água, água subterrânea e sua ação geológica. **Decifrando a terra**, 2000.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to geophysical exploration**. John Wiley & Sons, 2002.

KELLER, G. V.; FRISCHKNECHT, F. C. Electrical methods in geophysical prospecting. 1966.

KELLY, W. E. Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. **Groundwater**, v. 15, n. 6, p. 420-425, 1977.

KELLY, W. E.; FROHLICH, R. K. Relations between aquifer electrical and hydraulic properties. **Groundwater**, v. 23, n. 2, p. 182-189, 1985.

KLINK, C. A.; MACHADO, R. B. A conservação do Cerrado brasileiro. **Megadiversidade**, v. 1, n. 1, p. 147-155, 2005.

KNÖDEL, K.; LANGE, G.; VOIGT, Hans-Jürgen. **Environmental geology: handbook of field methods and case studies**. Springer Science & Business Media, 2007.

LEPSCH, I. F. **Formação e conservação dos solos**. Oficina de textos, 2016.

LIN, H. Understanding soil architecture and its functional manifestation across scales. In: **Hydropedology**. 2012. p. 41-74.

LOKE, M. H.; BARKER, R. D. Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method 1. **Geophysical prospecting**, v. 44, n. 1, p. 131-152, 1996.

LOKE, M. H. RES2DINV version 3.44 for windows 95/98 and NT: rapid 2D resistivity and IP inversion using the least squares method. **Adv. Geosci., Austin, TX**, 2000.

LOWRIE, W. **Fundamentals of geophysics**. Cambridge university press, 2007.

LUO, W. *et al.* UAV based soil moisture remote sensing in a karst mountainous catchment. **CATENA**, v. 174, p. 478-489, 2019.

MADDEN, M. *et al.* 10 Unmanned Aerial Systems and Structure from Motion Revolutionize Wetlands Mapping. **Remote sensing of wetlands: Applications and advances**, p. 195, 2015.

MANTOVANI, E. C. Compactação do solo. **Embrapa Milho e Sorgo-Artigo em periódico indexado (ALICE)**, 1987..

MANTOVANI, JE; PEREIRA, A. Estimativa da integridade da cobertura vegetal de Cerrado através de dados TM/Landsat. **Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto**, v. 9, p. 11-18, 1998.

MATSUOKA, M. T. *et al.* Potencialidades do serviço on-line de Posicionamento por Ponto Preciso (CSRS-PPP) em aplicações geodésicas. **Gaea-Journal of Geoscience**, v. 5, n. 1, p. 42-48, 2009.

MBONU, P. D. C. *et al.* Geoelectric sounding for the determination of aquifer characteristics in parts of the Umuahia area of Nigeria. **Geophysics**, v. 56, n. 2, p. 284-291, 1991.

MCGLONE, J.C. **Manual of photogrammetry**. Bethesda, American society for photogrammetry and remote sensing. 2004.

MCNEILL, J. D. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. 1980.

MEDEIROS, F. A. Desenvolvimento de um veículo aéreo não tripulado para aplicação em agricultura de precisão. 102 f. **Dissertação** (Mestrado em Engenharia Agrícola)- Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2007.

MILANI, E., *et al.* Bacia do Paraná. **Boletim de Geociências da PETROBRÁS**, v. 15, n. 2, p. 265-287, 2007

MILLINGTON, N. Producing water scarcity in São Paulo, Brazil: The 2014-2015 water crisis and the binding politics of infrastructure. **Political Geography**, v. 65, p. 26-34, 2018

MINEIRO, A. S. Icnofósseis de invertebrados e raízes fósseis da formação Marília (membro echaporã), Grupo Bauru, Cretáceo superior, Brasil. 2014.

MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE (MMA). Plano de ação para prevenção e controle do desmatamento e das queimadas: Cerrado. 2011. Disponível em: < http://combateadodesmatamento.mma.gov.br/images/Doc_ComissaoExecutiva/Livro-PPCDam-e-PPCerrado_20JUN2018.pdf > Acesso em: 20 dez. 2019.

MONICO, JF G. Posicionamento por ponto de alta precisão utilizando o GPS: uma solução para a geodinâmica. **Revista Brasileira de Geofísica**, p. 38-47, 2000.

MONICO, JF G.. **Posicionamento pelo GNSS: Fundamentos, Definição e Aplicação**. 2 ed. São Paulo: Editora UNESP, 2008. 476p.

MOREIRA, C. A. *et al.* Geoelectrical prospection of disseminated sulfide mineral occurrences in Camaquã sedimentary basin, Rio Grande do Sul state, Brazil. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 30, n. 2, 2012.

MOREIRA, C. A. *et al.* Análise das relações entre parâmetros geolétricos e vazões para o aquífero livre de Caçapava do Sul-RS. **Águas Subterrâneas**, p. 45-59, 2013.

MOREIRA, C. A. *et al.* Geophysical modeling in gold deposit through DC Resistivity and Induced Polarization methods. **REM-International Engineering Journal**, v. 69, n. 3, p. 293-299, 2016.

MOREIRA, C. A. *et al.* Geoelectric Modeling Of Supergenic Manganese Occurrence In Heliodora Region, Southern Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 34, n. 3, p. 299-308, 2016.

MOREIRA, C. A. *et al.* Electrical resistivity tomography (ERT) applied in the detection of inorganic contaminants in suspended aquifer in Leme city (Brazil). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 35, n. 3, 2017.

MOREIRA, C. A. *et al.* Reassessment of Copper Mineral Occurrence Through Electrical Tomography and Pseudo 3D Modeling in Camaquã Sedimentary Basin, Southern Brazil. **Pure and Applied Geophysics**, p. 1-14, 2018.

MUSSETT, A. E.; KHAN, M. A. **Looking into the earth: an introduction to geological geophysics**. Cambridge University Press, 2000.

MYERS, N. *et al.* Biodiversity hotspots for conservation priorities. **Nature**, v. 403, n. 6772, p. 853, 2000.

NERIS, L. O. **Um piloto automático para as aeronaves do projeto ARARA**. 2001. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

NIWAS, S.; DE LIMA, O. A. L. Aquifer parameter estimation from surface resistivity data. **Groundwater**, v. 41, n. 1, p. 94-99, 2003.

OLIVA, A.; KIANG, C. H. ; CAETANO-CHANG, MR. Determinação da condutividade hidráulica da Formação Rio Claro: análise comparativa através de análise granulométrica e ensaios com permeâmetro guelph e testes de slug. **Águas subterrâneas**, v. 19, n. 2, 2005.

ORELLANA, E. **Prospección geoelectrica en corriente continua**. 1972.

PEREZ, J. A. S.; MONICO, J. F. G.; CHAVES, J. C. Velocity field estimation using GPS precise point positioning: the South American plate case. **Journal of Global Positioning Systems**, v. 2, n. 2, p. 90-99, 2003.

PFANNKUCH, Hans—Olaf. On the correlation of electrical conductivity properties of porous systems with viscous flow transport coefficients. In: **Developments in Soil Science**. Elsevier, 1972. p. 42-54.

PRZYBILLA, H. J.; WESTER-EBBINGHAUS, W. Bildflug mit ferngelenktem Kleinflugzeug. **Bildmessung und Luftbildwesen**, v. 47, n. 5, p. 137-142, 1979.

RASI, JR. Desenvolvimento de um veículo aéreo não tripulado para aplicação em pulverização agrícola. **Pós-graduação em Engenharia Rural da Universidade Federal de Pelotas**. Rio Grande do Sul, 2008.

QUEIROZ, A. T. **Análise e avaliação da demanda e da disponibilidade hídrica nos alto e médio curso do Rio Uberabinha e o abastecimento público em Uberlândia (MG)**. 137 f. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geografia, UFU, Uberlândia, 2012.

REDWEIK, P. Fotogrametria aérea. **Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Lisboa**. v. 3, 2007.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E. In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity, and the α -parameter using the Guelph permeameter. **Soil Science**, v. 140, n. 4, p. 292-302, 1985.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E.; CLOTHIER, B. E. The constant head well permeameter: effects of unsaturated flow. **Soil Science**, v.139, n.2, p.172-180, 1985.

REYNOLDS, W. D.; ELRICK, D. E.; TOPP, G. C. A reexamination of the constant head well permeameter method for measuring saturated hydraulic conductivity above the water table1. **Soil Science**, v. 136, n. 4, p. 250, 1983.

REYNOLDS, J. M. **An introduction to applied and environmental geophysics**. John Wiley & Sons, 1997.

RIBEIRO, D. T. P. Diagênese das rochas do Membro Serra da Galga, Formação Marília, Grupo Bauru (Cretáceo da Bacia do Paraná), na região de Uberaba, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 7-12, 2017.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M.T. As principais fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. RIBEIRO, J. F. (Ed.) **Cerrado: ecologia e flora**. Planaltina: Embrapa Cerrados, 2008. p.151-212.

RIBEIRO, L. C. B., *et al.* Geoparque Uberaba–Terra dos Dinossauros do Basil (MG). **Shobbenhaus C Geoparques do Brasil–Propostas**, v. 1, p. 583-616, 2012.

REIN, A.; HOFFMANN, R.; DIETRICH, P. Influence of natural time-dependent variations of electrical conductivity on DC resistivity measurements. **Journal of Hydrology**, v. 285, n. 1-4, p. 215-232, 2004.

RIBEIRO, J. F.; WALTER, B. M.T. As principais fitofisionomias do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P. RIBEIRO, J. F. (Ed.) **Cerrado: ecologia e flora**. Planaltina: Embrapa Cerrados, 2008. p.151-212.

RICCOMINI, C. **Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pós-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas**. 1995. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 27, n. 2, p. 153-162, 1997.

ROBERTS, N. Dambos in development: management of a fragile ecological resource. **Journal of Biogeography**, p. 141-148, 1988.

ROSOLEN, V.; DE OLIVEIRA, D. A.; BUENO, G. T. Vereda and Murundu wetlands and changes in Brazilian environmental laws: challenges to conservation. **Wetlands ecology and management**, v. 23, n. 2, p. 285-292, 2015.

ROSOLEN, V. *et al.* On the link between soil hydromorphy and geomorphological development in the Cerrado (Brazil) wetlands. **CATENA**, v. 176, p. 197-208, 2019.

RODRIGUEZ, R. *et al.* Biofuel-water-land nexus in the last agricultural frontier region of the Brazilian Cerrado. **Applied Energy**, v. 231, p. 1330-1345, 2018.

RUBIN, Y.; HUBBARD, S. Stochastic forward and inverse modeling: the “hydrogeophysical” challenge. In: **Hydrogeophysics**. Springer, Dordrecht, 2005. p. 487-511.

SALGADO, André Augusto Rodrigues *et al.* Semi-humid: The Landscape of Central Brazil. In: **The Physical Geography of Brazil**. Springer, Cham, 2019. p. 93-117.

SANO, E. E. *et al.* Mapeamento semidetalhado do uso da terra do Bioma Cerrado. **Pesquisa agropecuária brasileira**, v. 43, n. 1, p. 153-156, 2008.

SCHENK, T. Photogrammetry and laser altimetry. **International archives of photogrammetry and remote sensing**, v. 32, n. Part 3, p. W14, 1999.

SEEBER, G. **Satellite Geodesy: Foundations, Methods, and Applications**. Berlin, New York: Walter de Gruyter, 2003. 589p.

SIDLE, R. C. *et al.* Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 3, p. 369-385, 2000.
SHIKI, S.; SILVA, JF G.; ORTEGA, A. **Agricultura, meio ambiente e sustentabilidade do cerrado brasileiro**. Centro de Documentação e Pesquisa Sócio-econômica, Departamento de Economia e Departamento de Geografia da Universidade Federal de Uberlândia, 1997.

SILVA, F. A. M; ASSAD, E. D.; EVANGELISTA, B. A. Caracterização Climática do Bioma Cerrado. In: SANO, S. M.; ALMEIDA, S. P.; RIBEIRO, J. F. (Org.). **Cerrado: ecologia e flora**. Brasília: Embrapa Informação tecnológica, 2008. v. 1. p. 69-106

SILVA, F. P. E. KIANG, C. H.; CHANG, MR C. Estratigrafia de subsuperfície do Grupo Bauru (K) no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 1, p. 77-88, 2016.

SINGH, K. P. Nonlinear estimation of aquifer parameters from surficial resistivity measurements. **Hydrology and Earth System Sciences Discussions**, v. 2, n. 3, p. 917-938, 2005.

SINGHAL, D. C. *et al.* Estimation of hydraulic characteristics of alluvial aquifers from electrical resistivity data. **Journal of the Geological Society of India**, v. 51, n. 4, p. 461-470, 1998.

SOANE, B. D.; VAN OUWERKERK, C. Soil compaction problems in world agriculture. In: **Developments in agricultural engineering**. Elsevier, 1994. p. 1-21.

SOARES, P. C. *et al.* Ensaio de caracterização estratigráfica do Cretáceo no estado de São Paulo: Grupo Bauru. **Revista brasileira de geociências**, v. 10, n. 3, p. 177-185, 2018.

SOIL MOISTURE CORP. **Guelph Permeameter: Operating Instructions**. Santa Bárbara, 1991.

SONKAMBLE, S. *et al.* Hydro-geophysical characterization and performance evaluation of natural wetlands in a semi-arid wastewater irrigated landscape. **Water research**, v. 148, p. 176-187, 2019.

SOUSA, R. V. B.; CELLIGOI, A. Monitoramento hidrogeológico como ferramenta de avaliação à degradação dos recursos hídricos: estudo realizado no aterro controlado de Londrina-PR. **GEOGRAFIA (Londrina)**, v. 18, n. 1, p. 45-63, 2009.

TAMRAT, E. *et al.* Magnetoestratigrafia das formações Uberaba e Marília (Grupo Bauru) no triângulo mineiro (MG). **Simpósio Sobre O Cretáceo Do Brasil**, v. 6, p. 323-327, 2002.

TAVARES, R. *et al.* Levantamento da Geologia da Bacia Bauru (Cretáceo Superior) na Região Pontal do Triângulo Mineiro, Minas Gerais. **Horizonte Científico**, v. 6, n. 1, 2012. TEIXEIRA, Wilson *et al.* Decifrando a terra. 2009.

TEIXEIRA, W. *et al.* **Decifrando a terra**. 2009.

TELFORD, W. M. *et al.* **Applied geophysics**. Cambridge university press, 1990.

TILTON, D. L. Integrating wetlands into planned landscapes. **Landscape and Urban Planning**, v. 32, n. 3, p. 205-209, 1995.

URISH, D. W. Electrical resistivity—hydraulic conductivity relationships in glacial outwash aquifers. **Water Resources Research**, v. 17, n. 5, p. 1401-1408, 1981.

VEIGA, L. A. K. Levantamentos Topográficos. **Notas de Aula**. 53p. 2007.

VELOSO, D. I. K.; MOREIRA, C. A.; CÔRTEZ, A. R. P. Integration Of Geoelectrical Methods In The Diagnostic Ofa Diesel Contaminated Site In Santa Ernestina (SP). **Revista Brasileira de Geofísica**, v. 33, n. 4, p. 667-676, 2016.

VIEIRA, L. B. *et al.* Geophysical modeling of the manganese deposit for Induced Polarization method in Itapira (Brazil). **Geofísica internacional**, v. 55, n. 2, p. 107-117, 2016.

WALTER, B M. T. Fitofisionomias do bioma Cerrado: síntese terminológica e relações florísticas. **373p, Tese de Doutorado, Universidade de Brasília, Brasília**, 2006.

WANTZEN, K. M. *et al.* Stream-valley systems of the Brazilian Cerrado: impact assessment and conservation scheme. **Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems**, v. 16, n. 7, p. 713-732, 2006.

ZHANG, G. *et al.* Imaging rainfall infiltration processes with the time-lapse electrical resistivity imaging method. **Pure and Applied Geophysics**, v. 173, n. 6, p. 2227-2239, 2016.

YEO, In-Young. *et al.* Mapping landscape-level hydrological connectivity of headwater wetlands to downstream waters: A catchment modeling approach-Part 2. **Science of The Total Environment**, v. 653, p. 1557-1570, 2019.

ZISCHINSKY, T.; DORFFNER, L.; ROTTENSTEINER, F. Application of a new model helicopter system in architectural photogrammetry. **International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing**, v. 33, n. B5/2; PART 5, p. 959-959, 2000.).

ZUMBERGE, J. F. *et al.* Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. **Journal of geophysical research: solid earth**, v. 102, n. B3, p. 5005-5017, 1997.