

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

BRUNA COSTA LENKO

ESTUDO GEOFÍSICO EM UMA ÁREA ÚMIDA EM ZONA DE RECARGA DO
SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

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

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro - SP
2020

UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA
"JULIO DE MESQUITA FILHO"
Instituto de Geociências e Ciências Exatas
Câmpus de Rio Claro

BRUNA COSTA LENKO

ESTUDO GEOFÍSICO EM UMA ÁREA ÚMIDA EM ZONA DE RECARGA DO
SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

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

Orientador: Prof. Dr. César Augusto Moreira

Rio Claro - SP
2020

L566e Lenko, Bruna Costa
Estudo Geofísico em uma área úmida em zona de recarga do
Sistema Aquífero Guarani / Bruna Costa Lenko. -- Rio Claro, 2020
83 p. : il., tabs., fotos

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual Paulista (Unesp),
Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Rio Claro
Orientador: César Augusto Moreira

1. áreas úmidas. 2. área de recarga. 3. tomografia elétrica. 4.
condutividade hidráulica. 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.

ESTUDO GEOFÍSICO EM UMA ÁREA ÚMIDA EM ZONA DE RECARGA DO SISTEMA AQUÍFERO GUARANI

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

Status: Aprovada

Comissão Examinadora

Prof. Dr. Cesar Augusto Moreira

Profa. Dra. Vânia Rosolen

Dra. Renata Bovi

Rio Claro, 11 de maio de 2020

Às mulheres Luna e Aurora

AGRADECIMENTO

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 topo apoio acadêmico e científico durante este projeto.

Agradeço aos colegas de profissão e amigos pessoais que estiveram juntos me dando suporte nesse trabalho.

Agradeço a Prof^a Vânia Rosolen e a Dra. Renata Bovi, pelas discussões e aprendizados e motivações ao longo desse trabalho.

Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. César Augusto Moreira pelos aprendizados principalmente na área de geofísica.

RESUMO

O Estado de São Paulo enfrenta sérios problemas no abastecimento hídrico há quase duas décadas, resultado do aumento exponencial das demandas urbanas e rurais, combinada com ineficiente gestão de recursos hídricos. Dentre muitas medidas para conceber um futuro seguro e sustentável da água, há a necessidade de proteger e recuperar mananciais e áreas de recargas. As áreas úmidas dentre diversas funções de relevância ecológica, social e econômica, atuam como zonas de infiltração das águas superficiais e promovem a recarga de aquíferos. Estas zonas possuem mecanismos complexos, pois integram as características do solo e hidrologia e relacionam tanto os sistemas superficiais quanto subsuperficiais. O presente trabalho visa compreender a relação de uma área úmida com a dinâmica freática local e sua arquitetura pedológica, através de um estudo de detalhe que combina ensaios de permeabilidade do solo *in situ*, o método geofísico da eletrorresistividade por meio da técnica de tomografia elétrica e descrições de solo por meio de tradagens exploratórias. A área de estudo está inserida numa Unidade de Conservação e proteção integral do bioma Cerrado, a Estação Ecológica de Itirapina, no Estado de São Paulo. O arcabouço geológico aflorante da área é formado por arenitos da Formação Botucatu, unidade aquífera do Sistema Aquífero Guarani (SAG). A zona úmida é identificada na paisagem como uma depressão topográfica no topo de platô. Os resultados integrados dos ensaios permitiram uma compreensão ampla da arquitetura em subsuperfície da área úmida. Valores de condutividade hidráulica e resistividade indicaram zonas de maior infiltração e atestaram a conexão direta entre as águas superficiais e subsuperficiais. A análise exploratórias de subsuperfície mostraram a presença de concreções lateríticas, feições de dismantelo geoquímico em nódulos absolutos de ferro e horizontes de gleisolo. E atestam a evolução do solo e sua hidrodinâmica.

Palavras – chave: áreas úmidas, recarga, Sistema Aquífero Guarani, tomografia elétrica, condutividade hidráulica.

ABSTRACT

The State of São Paulo has been facing serious problems in water supply for almost two decades, as a result of the exponential increase in urban and rural demands, combined with inefficient water resources management. Among many measures to design a safe and sustainable water future, there is a need to protect and recover water sources and recharge areas. The humid areas, among several functions of ecological, social and economic relevance, act as zones of infiltration of surface waters and promote the recharge of aquifers. These zones have complex mechanisms, as they integrate soil characteristics and hydrology and relate both surface and subsurface systems. The present work aims to understand the relationship of a humid area with the local phreatic dynamics and its pedological architecture, through a detailed study that combines soil permeability tests in situ, the geophysical method of resistivity through the technique of electrical tomography and soil descriptions through exploratory translations. The study area is part of a Conservation and Integral Protection Unit of the Cerrado biome, the Ecological Station of Itirapina, in the State of São Paulo. The outcropping geological framework of the area is formed by sandstones from the Botucatu Formation, aquifer unit of the Guarani Aquifer System (SAG). The wetland is identified in the landscape as a topographic depression at the top of the plateau. The integrated results of the tests allowed a broad understanding of the subsurface architecture of the wetland. Values of hydraulic conductivity and resistivity indicated zones of greater infiltration and attested to the direct connection between surface and subsurface waters. Exploratory subsurface analyzes showed the presence of lateritic concretions, features of geochemical dismantling in absolute iron nodules and gleisol horizons. And they attest to the evolution of the soil and its hydrodynamics.

Key words: wetlands, recharge, Guarani Aquifer System, electrical tomography, hydraulic conductivity

Índice de ilustrações

Figura 1: Localização da área de estudo.	11
Figura 2: Fisionomias do bioma Cerrado na Estação Ecológica de Itirapina em porcentagem de ocupação da área.	12
Figura 3: Área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani na América do Sul.	16
Figura 4: Ensaio de permeabilidade.	41
Figura 5: Localização dos ensaios de permeabilidade <i>in situ</i> . Em azul, linhas geofísicas.	42
Figura 6: Modelo esquemático do ensaio de rebaixamento.	43
Figura 7: Disposição dos eletrodos no arranjo Schlumberger.	47
Figura 8: Linhas de aquisição geofísica na área úmida. As setas indicam sentido da tomografia elétrica.	47
Figura 9: Aquisição de dados geoeletricos, a) equipamento conectado na bateria;..	48
Figura 10: Tradagens T1, T2, T3 e T4 localizadas na área de estudo.	50
Figura 11: Processo de tradagem, a) efetuando a tradagem; b) descartando possíveis contaminações; c) organizando as profundidades tradadas para descrição.	51
Figura 12: Mapa de Condutividade Hidráulica. Destaque para as zonas de maiores valores de infiltração	52
Figura 13: Modelos de inversão 2D 1,2,3,4 e 5. Destaque para as áreas que delimitam zonas com presença de umidade.	54
Figura 141: Modelos de inversão 2D 6,7,8,9 e 10. Destaque para as áreas que delimitam zonas com presença de umidade.	55
Figura 15: Localização dos pontos de tradagem na área sobre o mapa de condutividade e linhas geofísicas (setas brancas).	58
Figura 16: Material para descrição em trado T1.	59
Figura 17: Pontos de tradagem localizados no mapa de condutividade hidráulica da área e na sessão 10 de geofísica. Destaque para os nódulos ferruginosos em T1. .	61
Figura 18: Material para descrição em trado T2.	62
Figura 19: Material para descrição do trado T3. Com destaque para 460cm.	64
Figura 20: Material para descrição em trado T4.	66
Figura 21: Pseudo 3D da área de estudo.	67

Figura 22 : Mapas gerados a partir do pseudo 3D em diversas profundidades. Destaque para as áreas de baixa resistividade em conexão. Setas brancas da superfície para o nível aquífero suspenso. E setas pretas fluxo vertical conectando o aquífero suspenso ao aquífero profundo.....68

Sumário

1. INTRODUÇÃO	9
2. RELEVÂNCIA DO TEMA E OBJETIVOS	10
3. LOCALIZAÇÃO E ASPETOS GEOGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO	11
4. UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS.....	15
5. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL	16
6. HIDROGEOLOGIA E MECANISMOS DE RECARGA	19
6.1. Propriedades dos Aquíferos.....	22
6.2. Tipos de aquíferos	23
6.3. Mecanismos de Recarga	25
7. ÁREAS ÚMIDAS	29
8. LATERITAS FERRUGINOSAS.....	33
9. MATERIAIS E MÉTODOS	37
10. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO	52
11. CONCLUSÃO	70

1. INTRODUÇÃO

Áreas úmidas são ecossistemas de transição entre ambientes terrestres e aquáticos. São identificadas na paisagem por depressões topográficas, caracterizadas de acordo com suas características hidrológicas e localizadas tanto em regiões interiores, quanto costeiras das porções continentais (JUNK, 1989; MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT; HISCOCK, 2005).

Essas zonas começaram a receber visibilidade, em relação à proteção ambiental, a partir de 1971, com a Convenção Ramsar, um tratado intergovernamental de proteção das zonas úmidas que retifica suas funções de relevância ecológica, econômica e social, e destaca suas fragilidades (HISCOCK, 2005).

Cerca de 20% do território nacional são compostos por áreas úmidas (JUNK, 1989). Em 1996, o Brasil incorporou a convenção ao seu arcabouço legal por meio do Decreto nº1.905/96.

Apesar da existência deste marco legal, muitas lacunas nas leis ambientais permitem que essas áreas sejam convertidas ou drenadas para agricultura e raramente são consideradas nos planos diretores de centros urbanos ou planejamento municipal em geral (ROSOLEN et al., 2015).

Estudos indicam a necessidade de caracterizar as zonas úmidas quanto a sua hidrodinâmica e potencial de recarga, para assegurar a disponibilidade hídrica local e regional (FLEISCHMANN et al., 2018; SONKAMBLE et al. 2019 FURLAN, 2019)

Para tanto foi selecionada uma área úmida geograficamente isolada, ou seja, não conectada a eixo de drenagens. Esta zona pertence a Estação Ecológica de Itirapina (SP), caracterizada por ser uma unidade de conservação e proteção integral que preserva o último remanescente do bioma Cerrado no Estado, a qual está assentada sobre a zona de recarga da unidade aquífera do denominado Sistema Aquífero Guarani (SAG).

2. RELEVÂNCIA DO TEMA E OBJETIVOS

O Estado de São Paulo enfrenta sérios problemas no abastecimento hídrico há quase duas décadas, resultado do aumento exponencial, das demandas urbanas e rurais, combinada com ineficiente gestão de recursos hídricos (HIRATA et al., 2015).

De acordo com Soriano et al. (2016) a expansão urbana é um grande desafio para a gestão de recursos hídricos e existe um risco em depender de fatores naturais, como por exemplo variações na precipitação e oscilação freática. O mesmo autor ressalta ainda que as mudanças no uso e ocupação do solo interferem diretamente no ciclo hidrológico/hidrogeológico de maneira geral.

Dentre muitas medidas para conceber um futuro seguro e sustentável da água, diversos autores frisam a necessidade de proteger e recuperar mananciais e áreas de recargas. (TUNDISI, 2006; WHATELY, 2007; AUGUSTO et al. 2012; SORIANO, 2016).

A área úmida escolhida não apresenta acúmulos de água relevantes em superfície e por estar assentada sobre uma área de recarga de um importante aquífero sugere ser uma zona com facilidade de infiltração para águas pluviais.

O presente estudo visa compreender a relação dessa área úmida com a dinâmica freática local através do emprego do método geofísico da eletrorresistividade por meio da técnica de tomografia elétrica e ensaios geotécnicos de permeabilidade do solo.

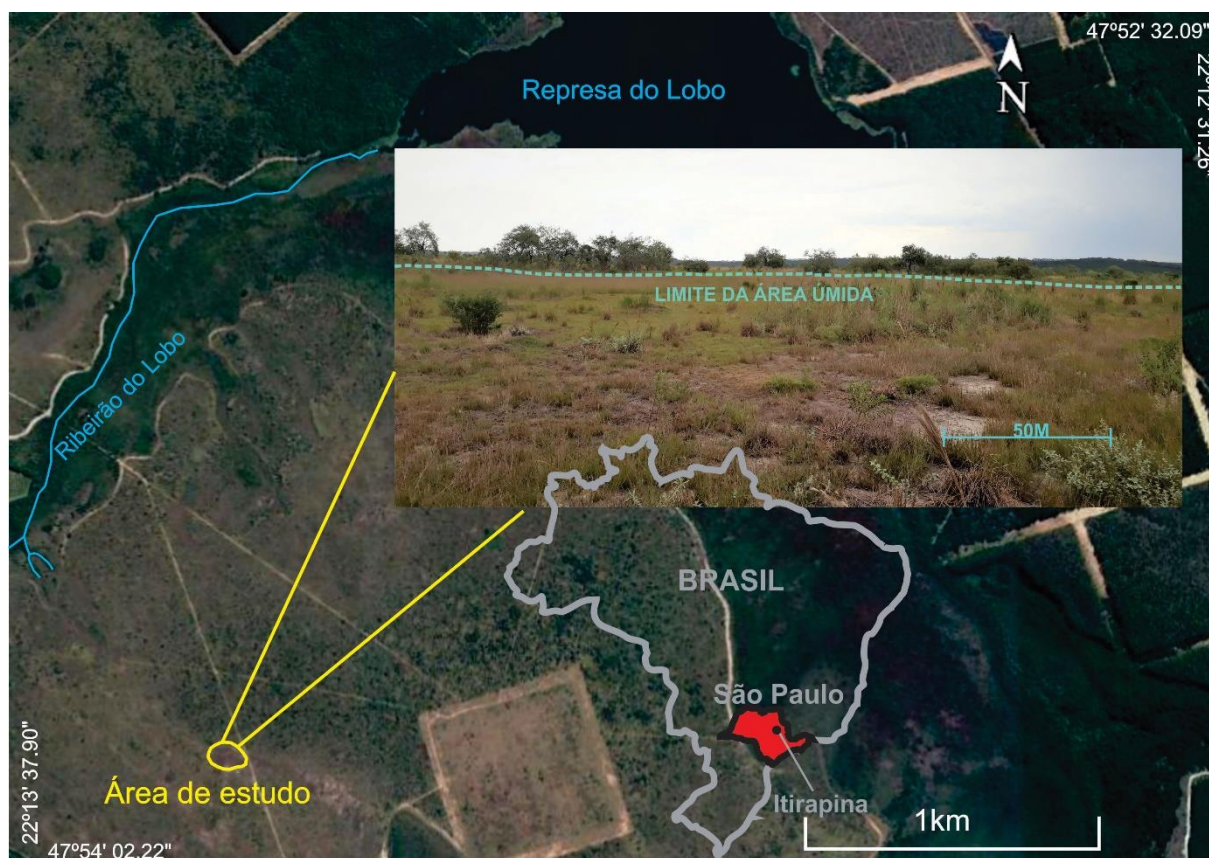
3. LOCALIZAÇÃO E ASPETOS GEOGRÁFICOS DA ÁREA DE ESTUDO

A área selecionada para a condução deste estudo situa-se no município de Itirapina, localizado na região centro-leste do Estado de São Paulo. Este município possui uma área de 564,3km² e 15.524 habitantes, de acordo com o IBGE 2010.

Itirapina abriga uma importante Unidade de Conservação (UC) e proteção integral, a Estação Ecológica de Itirapina (EEI), na qual a área de estudo está localizada (Fig.1).

Esta Unidade de Conservação é administrada pela Divisão de Florestas e Estações Experimentais do Instituto Florestal (IF) e compreende 2.300ha (7,92% da área total do município de Itirapina e 1,08% da área do município de Brotas) destinados à conservação dos recursos naturais e pesquisa científica.

Figura 1: Localização da área de estudo.



Fonte: modificada pela autora de Google Maps.

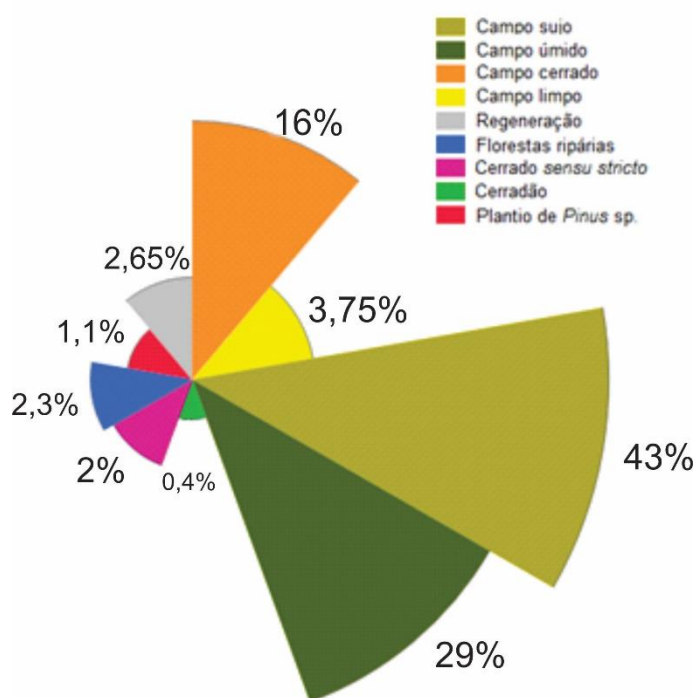
É considerada uma zona de importância ecológica, pois preserva os remanescentes do bioma em território paulista, a qual está inserida dentro da área prioritária para conservação de flora e fauna dos cerrados paulistas (PROBIO-SP) (ZANCHETTA, 2006).

A Estação Ecológica de Itirapina apresenta como elemento dominante (94%) o bioma Cerrado em suas amplas variações fisionômicas: campo sujo, campo úmido, campo cerrado, campo limpo, florestas ripárias, cerrado *sensu stricto* e cerradão (Fig.2).

Os campos úmidos perfazem 29% da área e são caracterizados por apresentarem alagamento temporário ao longo do ano, ausência de estratos lenhosos e domínio da espécie *Andropogon bicornis*, que está adaptada a solos mal drenados, com baixos teores de nutrientes e altos teores de alumínio (LEITE, 2014).

É considerada uma zona de importância ecológica, pois preserva os remanescentes do bioma em território paulista, a qual está inserida dentro da área prioritária para conservação de flora e fauna dos cerrados paulistas (PROBIO-SP) (ZANCHETTA, 2006).

Figura 2: Fisionomias do bioma Cerrado na Estação Ecológica de Itirapina em porcentagem de ocupação da área.



Fonte: Modificado pela autora de Conciani et al. (2018).

A Unidade de Conservação foi instituída em 1984, e no passado era parte da Estação Experimental de Itirapina, a qual ainda existe e faz fronteira com a Estação Ecológica na porção sudeste. Por esse motivo, EEI possui uma zona de amortecimento, principalmente junto as áreas de campos úmidos, com extensos reflorestamentos de *Pinus* spp. Este fator promove uma séria ameaça à biodiversidade da área protegida, uma vez que essas espécies são exóticas e potencialmente invasivas, e a dispersão de sementes ocorre pelo vento sobre a área protegida (ZANCHETTA, 2006).

A Zona de Amortecimento dessa Unidade abrange 19.602ha, o que resulta em um perímetro de 180km e engloba os municípios de Brotas, Itirapina, São Carlos e Analândia. Os limites dessa zona foram definidos a partir dos divisores de água das Bacias do Itaqueri e do Lobo.

Em relação a sua hidrografia, a área da unidade dentro do município de Itirapina é drenada pela sub-bacia hidrográfica do rio Jacaré-Guaçu, a qual é denominada a partir do encontro das águas do Ribeirão Itaqueri e Feijão. O rio Jacaré-Guaçu faz parte da sub-bacia do Médio Tietê Inferior, e segundo Almeida (1964) este rio tem como característica um curso ressequente, ou seja, que segue a orientação das camadas geológicas e acompanha a mesma direção do rio conseqüente original, o rio Tietê. A área apresenta um padrão de drenagem subparalelo em sua disposição geral, no entanto os rios não possuem a regularidade paralela esperada e são confundidos com padrões de drenagens dendríticos.

O município de Itirapina faz parte da província geomorfológica denominada Cuestas Arenítico-Basálticas e está situada na zona Planalto Campo Alegre caracterizada por planaltos baixos, de 600 à 750m de altitude. Esta zona está localizada no reverso da Cuesta e é um patamar intermediário que está entre a Depressão Periférica e os planaltos basálticos vizinhos, cujas escarpas rodeiam as bordas do Planalto Campo Alegre (ALMEIDA,1964).

Este planalto possui relevo levemente ondulado com predomínio de colinas amplas e baixas com topos aplainados, ligeiramente dissecados e com vertentes pouco inclinadas.

Na área da Estação Ecológica ocorrem diferentes tipo de solo: Neossolo Quartzarênico, Gleissolo, Latossolo Vermelhos-Amarelos e Latossolos Vermelhos, o

desenvolvimento desses solos provém da combinação de rochas basálticas e areníticas, o que resultou num solo com textura argilosa e areno- argilosa.

Na Unidade de Conservação há ainda solos de constituição laterítica, associados aos Gleissolos em uma Catena, cuja diferença é o grau de umidade dos perfis. Os solos do tipo Neossolos Quartzarênicos ocupam as posições mais elevadas e bem drenadas do relevo e os Gleissolos estão presentes nas depressões topográficas hidromórficas (ZANCHETTA et al., 2006).

Essas sequências são consideradas essenciais para explicar a origem e funcionamento e evolução das áreas úmidas em diversas vertentes do conhecimento, como sua evolução pedológica, hidrológica, da paisagem e das fisionomias do Cerrado. Por ser um ambiente sensível, acabam refletindo as mudanças ambientais que as determinam (ZANCHETTA et al., 2006)

Em relação ao clima, de acordo com classificação climática de Köppen, baseada em dados mensais pluviométricos e termométricos, o município é classificado como Cwa, tropical de altitude. Apresenta chuvas e temperaturas elevadas (superior à 22°C) no verão (de outubro a março) e seco no inverno (de abril a setembro) com temperatura média, no mês mais frio, inferior a 18°C. Apresenta pluviosidade média anual de 1500mm e temperatura média anual de 21,9 °C.

4. UNIDADES GEOLÓGICAS REGIONAIS

• Formação Botucatu

Segundo Schneider et al. (1974) a formação ocorre de maneira ampla na Bacia do Paraná e raramente ultrapassa os 100m de espessura, porém segundo Soares (1975) a espessura pode chegar a 150m. É constituída por arenitos avermelhados finos a médios com grãos foscos e bem arredondados e textura friável, sendo comum exibirem uma película de óxido de ferro envolvendo os grãos, o que lhes confere coloração avermelhada. Apresenta comumente em sua estrutura, estratificação plano paralela e cruzada acanalada e em partes basais, estratificações cruzadas tangenciais em grandes cunhas, ambas de grande porte (SCHNEIDER et al.,1974).

Sua ocorrência é no topo Formação Serra Geral. Nas porções em que faz contato com o enxame de diques expõe silicificação local (SCHNEIDER et al.,1974).

Estas características, litológicas e sedimentares, foram indicadoras de deposição eólica em ambiente desértico, com contribuição, em sua base, de sedimentação fluvial.

A formação Botucatu possui idades condizentes com o Triássico Médio Superior à Cretáceo Inferior.

• Formação Serra Geral

A formação Serra Geral compreende uma sequência de derrames vulcânicos, essencialmente basálticos, com ocorrência generalizada na Bacia do Paraná e alcançando espessuras máximas de até 1500m.

Esta formação consiste em lavas basálticas de composição toleítica e textura afanítica. Apresenta coloração de cinza a preto, amígdalas no topo dos derrames, sendo comum o desenvolvimento de juntas horizontais e verticais. São frequentes as lentes de arenitos formando os denominados intertraps areníticos (SCHNEIDER et al.,1974).

5. CONTEXTO HIDROGEOLÓGICO REGIONAL

A área de estudo está inserida no contexto regional do Sistema Aquífero Guarani (SAG).

É um aquífero sedimentar de extensão regional transfronteiriço que perfaz cerca de 1.087.879,5km² entre Brasil, Uruguai, Paraguai e Argentina e constitui umas das maiores reservas de águas subterrâneas do mundo. Um total de 68% de sua área está em território nacional, ocupando áreas dos estados de São Paulo, Minas Gerais, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul, Mato Grosso do Sul e Goiás (OEA, 2009).

Na região sudeste do continente Sul-Americano, especificamente no Estado de SP, este reservatório é amplamente utilizado para abastecimento público de diversas cidades, produção agroindustrial e turismo (OEA, 2009).

As unidades geológicas litoestratigráficas que constituem o SAG na porção norte da Bacia do Paraná são as Formações Pirambóia e Botucatu. Nas áreas de ocorrências dessas unidades o SAG é aflorante e demonstra comportamento de aquífero livre, ou seja, a recarga é direta a partir das águas da chuva que infiltram no solo. (Fig. 3).

Figura 3: Área de ocorrência do Sistema Aquífero Guarani na América do Sul.



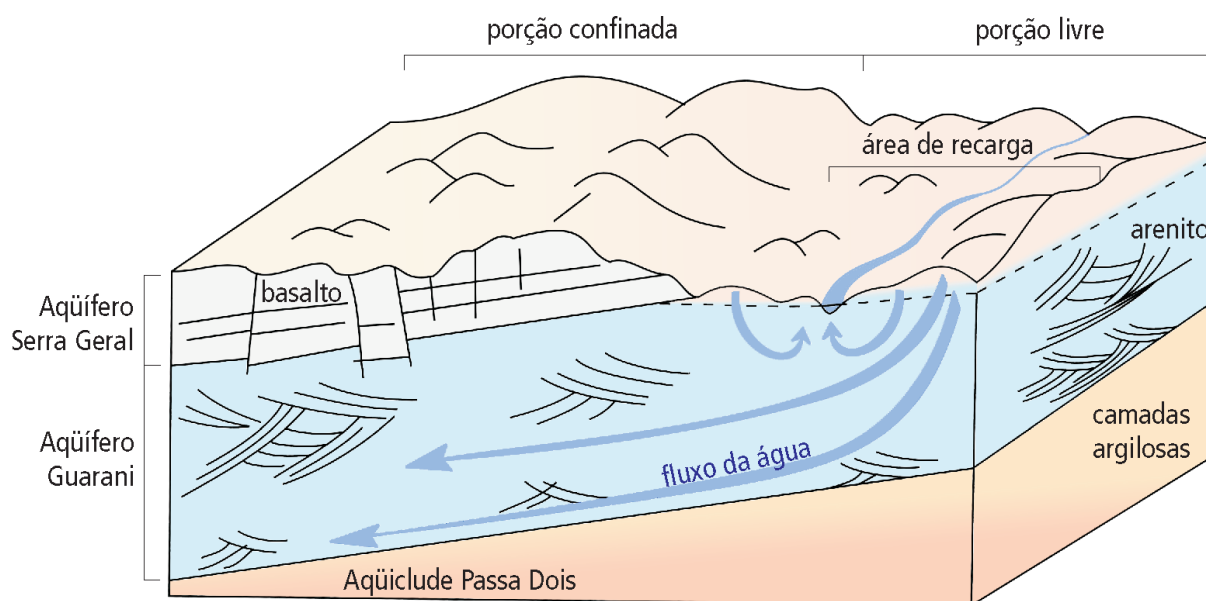
Fonte: Borghetti et al. (2004).

No estado de São Paulo, o pacote das unidades do SAG é limitado em sua base por uma discordância regional representada pela Formação Corumbataí (aquiclude Passa Dois) e no topo pelos derrames basálticos da Formação Serra Geral, sedimentos psamíticos relacionados ao Grupo Bauru e coberturas cenozoicas indiferenciadas (GASTMANS, 2007).

Já a porção aflorante ocupa uma faixa de sentido N-S, que compreende cerca de 17.700km², com espessura saturada média de 250 metros (HIRATA et al. 2015).

A partir de suas áreas setentrionais aflorantes, áreas de recarga, até suas zonas de descarga, o fluxo das águas subterrâneas apresenta direção com tendência regional de norte a sul, acompanhando o eixo da Bacia. (Fig. 4)

Figura 4: Modelo Hidrogeológico conceitual do SAG, no Estado de São Paulo



Fonte: Iritani & Ezaki (2009)

O modelo esquemático indica as prováveis linhas de fluxo que caracterizam a circulação da água subterrânea do mesmo. Destaque deve ser dado para as linhas de fluxo mais curtas que são geradas nas áreas de recarga e que alimentam as vazões de base das drenagens e corpos de água superficiais em geral. São nas áreas de recarga que os processos de infiltração vertical da umidade alcançam finalmente as porções saturadas do aquífero, para em seguida comporem as respectivas linhas de fluxo e ressalta a importância regional e local destas áreas.

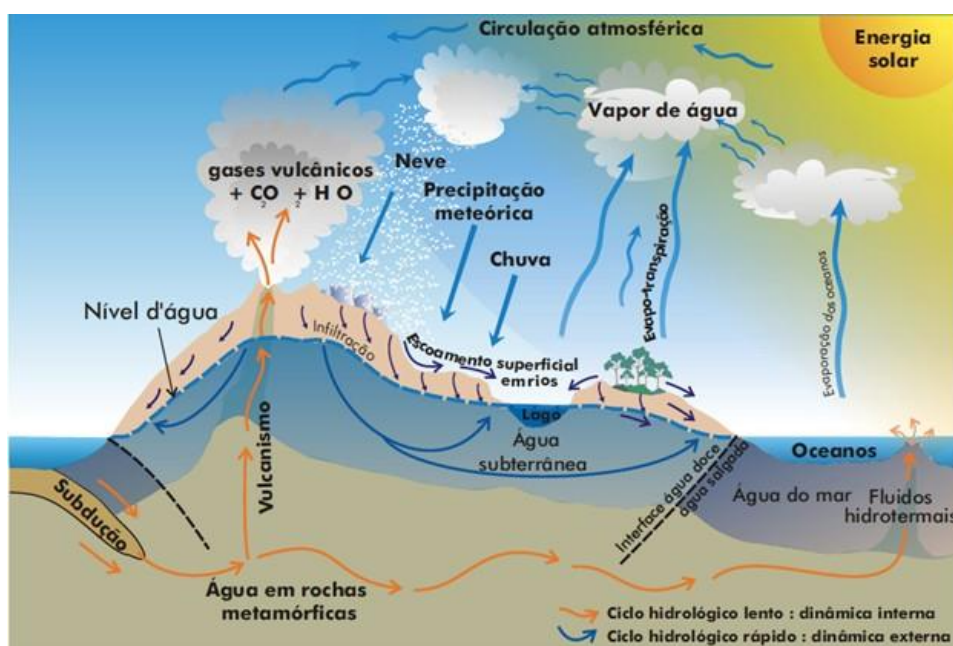
O Estado de São Paulo utiliza as águas subterrâneas para o abastecimento público. As maiores demandas estão situadas nas porções norte, central e oeste do Estado, onde 9 Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI) são consideradas dependentes do recurso subterrâneo, sendo que 3 delas estão situadas em áreas de afloramento do SAG. Existem unidades nas quais grande parte do recurso já está comprometido (disponibilidade x demanda), nas quais, inclusive existem indícios de descensos nos níveis potenciométricos, como por exemplo, na bacia do Pardo no município de Ribeirão Preto (HIRATA et al. 2015).

6. HIDROGEOLOGIA E MECANISMOS DE RECARGA

O conceito de água subterrânea é aplicado à água subsuperficial que está abaixo do nível freático em solos e formações geológicas, as quais estão totalmente saturadas (HISCOCK,2005; FEITOSA et al., 2008; HEALY et al.,2010). Os estudos a respeito das águas subterrâneas, tratam de seus fluxos em formações geológicas saturadas, mas inclui também informações da circulação e teor de umidade em meios não saturados, fatores importantes para compreender o ciclo hidrológico e os processos geológicos (KARMANN et al.,2000)

A cíclica circulação da água por oceanos, atmosfera, solo e subsolo recebe o nome de ciclo hidrológico (Fig.5). É a ação da gravidade que coordena a circulação de água no solo e subsolo (KARMANN et al., 2000).

Figura 5: Ciclo hidrológico esquemático.



Fonte: Karmann et al. (2000)

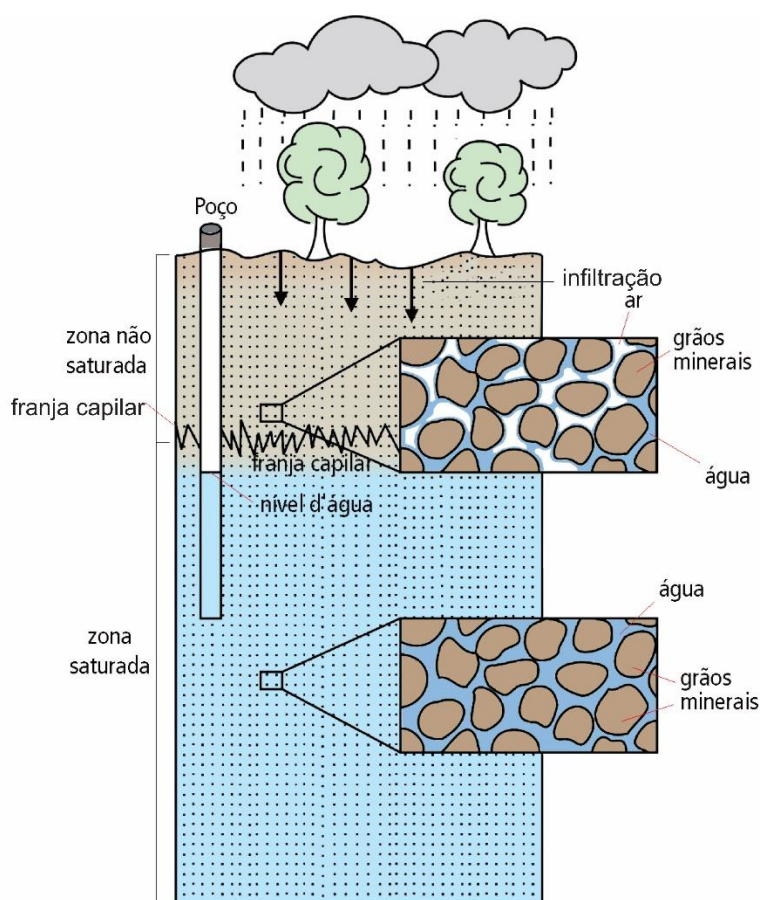
Neste estudo será dado foco na circulação de água em subsuperfície.

A precipitação, em forma de chuva ou de derretimento de neve, é o fluxo de entrada da água no sistema hidrológico, a qual alimenta os canais de fluxo superficiais e trajetos de fluxo subterrâneo, pelo interfluxo e escoamento após a infiltração no solo. A dinâmica subsuperficial da água é de extrema importância, na qual é o contexto

geológico subterrâneo que controla as taxas de infiltração e estas influenciam no tempo e na distribuição espacial do escoamento superficial (HEALY et al.,2010).

A configuração mais comum, a respeito de nível freático, é de uma zona insaturada mais próxima a superfície e uma zona saturada em profundidade. A zona entre as zonas insaturada e saturada recebe o nome de franja capilar (Fig. 6) (HEALY et al.,2010).

Figura 6: Distribuição da água em subsuperfície.



Fonte: Modificado pela autora de Iritani & Ezaki (2009).

Por definição a zona saturada ocorre abaixo do nível freático, os poros do solo são completamente preenchidos por água, o teor de umidade é igual a porosidade, a carga de pressão é maior que zero, pois a pressão de fluido é maior que a pressão atmosférica (FEITOSA et al., 2008).

A zona insaturada, também chamada de zona vadosa ou zona de aeração, é definida por ocorrer acima do nível freático e franja capilar. Os poros do solo são apenas preenchidos parcialmente por água, o teor de umidade é menor que a

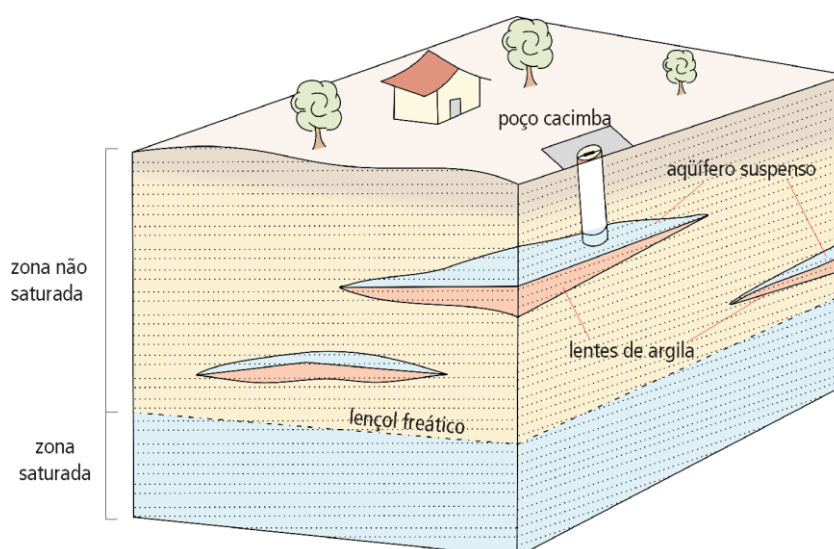
porosidade, a carga de pressão é menor que zero, pois a pressão de fluido é menor que a pressão atmosférica (FEITOSA et al., 2008).

A zona de franja capilar possui um comportamento diferente dos dois acima, os poros da franja estão saturados, mas a carga de pressão é menor que zero, de maneira que essa zona também recebe o nome de zona saturada por tensão. Em solos com granulometrias mais finas (areia muito fina e silte) é comum a franja capilar apresentar maior espessura quando comparado com solos de granulação mais grosseira.

Esta distribuição hidrológica simples, na qual apenas uma única zona insaturada recobre a zona saturada é regra para ambientes, cujo depósito geológico é homogêneo e ocorre por níveis de profundidade. Em ambientes geologicamente complexos as configurações das zonas saturadas-insaturadas podem assumir outros formatos de organização (FEITOSA et al., 2008).

Um exemplo de estruturação mais complexa e que podem ser atribuídos a alguns exemplos de áreas úmidas são os níveis freáticos suspensos. Estes conferem lentes ou camadas de material menos permeável em meio a uma formação de alta permeabilidade, o que pode levar a formação de uma lente saturada e descontínua, com condições de insaturação tanto em cima quanto abaixo desse nível freático distinto (Fig.7) (HEALY et al.,2010).

Figura 7: Configuração de nível de aquífero suspenso.



Fonte: Iritani & Ezaki (2009).

Em épocas de alto volume de precipitação, pode ocasionar a formação de uma zona saturada temporária na superfície do solo (área úmida), nessas áreas o limite inferior pode ser um nível freático invertido sustentado por condições insaturadas. Com o tempo a água acumulada dissipa por percolação e evaporação na superfície (HISCOCK, 2005).

Para designar um reservatório subterrâneo de água é utilizado o termo aquífero, este tem seu caráter determinado por camadas ou unidades geológicas permeáveis e saturadas, que possam transmitir quantidades significativas de água sob gradientes hidráulicos comuns (FEITOSA et al., 2008).

6.1. Propriedades dos Aquíferos

Na circulação de águas em aquíferos estão envolvidas uma série de propriedades físicas que caracterizam os reservatórios e são necessárias para a melhor compreensão do presente trabalho.

- Porosidade (μ): Relação entre o volume de vazios e o volume total de uma amostra. De maneira geral, quanto mais porosa é a rocha maior o volume de vazios desta e conseqüentemente maior a capacidade de armazenar água. A porosidade depende da forma, distribuição, tamanho, do grau de separação entre os grãos, compactação, cimentação, faturamento e intemperismo. É classificado como porosidade primária, quando esta é originada concomitante a rocha e então recebe o nome de granular (ocorre em rochas sedimentares); recebe o nome de porosidade secundária quando esta é desenvolvida após a rocha por meio de fraturas (rochas cristalinas), ou dutos através da dissolução (rochas carbonáticas) (FEITOSA et al., 2008).

$$P = V_v / V_t \text{ (Eq. 1)}$$

Onde V_v é o volume de vazios e V_t o volume total da amostra.

- Condutividade Hidráulica (K): A condutividade hidráulica depende da homogeneidade do meio geológico e é a facilidade de uma unidade aquífera exercer função de um condutor hidráulico, ou seja, a capacidade de movimentação da água

no meio. Está relacionada com a porosidade e com as propriedades de migração de um fluido. É expressa pela equação:

$$K = k y / \mu \text{ (Eq.2)}$$

Onde, K é a condutividade hidráulica, k é o meio poroso em função do diâmetro dos grãos, y é o peso específico (densidade do fluido multiplicado pela gravidade) e μ é a viscosidade do fluido (HISCOCK, 2005).

- Transmissividade (T): É entendida como a quantidade de água que pode ser transmitida horizontalmente por toda a espessura da zona saturada de um aquífero. É a vazão da unidade aquífera por unidade de largura, perpendicular ao fluxo, em função de um gradiente hidráulico unitário numa área unitária. É expressa em m²/dia ou m²/s (FEITOSA *et al.* 2008).

$$T = K \cdot b \text{ (Eq.3)}$$

Onde, K é a condutividade hidráulica e b é a espessura do aquífero).

De acordo com essas propriedades as unidades geológicas são caracterizadas em aquíferas, aquitardes ou aquiclude. Unidades aquíferas são sequências de rochas ou sedimentos que compreendem a uma ou mais formações geológicas que contenham água e possuem a capacidade de transmitir quantidades significativas de água sob gradientes hidráulicos comuns. O termo aquitarde é designado para uma formação com permeabilidade menor, quando comparado com unidades aquíferas, possuem transmissividade significativa em termos de fluxo regional subterrâneo. Um aquiclude é unidade geológica saturada em água com baixíssima permeabilidade e incapaz de transmitir quantidades significativas de água, por apresentar gradientes hidráulicos ordinários, os quais permite que este atue como uma barreira para o fluxo de água subterrâneo.

6.2. Tipos de aquíferos

Os aquíferos são classificados de acordo com suas propriedades físicas de o tipo da rocha que armazena água. Podem ser granulares fissurais e cársticos (FEITOSA *et al.*, 2008; IRITANI & EZAKI 2009).

Os aquíferos granulares são compostos por rochas sedimentares ou sedimentos não consolidados que abarcam grãos minerais. Neste contexto geológico a água percola e permanece temporariamente armazenada nos vazios entre os grãos minerais (IRITANI & EZAKI 2009).

Aquíferos do tipo fissural ou fraturado apresentam um contexto de rochas maciças como granitos ou gnaisses, as quais, não apresentam espaços vazios entre os minerais que as integram, a porosidade desse tipo de aquífero está ligada a quantidade de fraturas interligadas presentes na rocha e preenchidas por água (IRITANI & EZAKI 2009).

Os aquíferos do tipo cársticos são formados em rochas carbonáticas, as quais sofrem um processo lento de dissolução através do contato com águas ácidas que infiltram por meio de fraturas, a progressiva dissolução forma condutos e cavidades na rocha, que podem resultar em galerias com rios subterrâneos e cavernas (IRITANI & EZAKI 2009).

Os aquíferos também recebem uma classificação segundo suas características hidráulicas, nesse contexto são classificados como livres ou confinados, de acordo com a pressão a que estão submetidos.

Aquíferos livres compreendem aqueles reservatórios cujo limite superior é a superfície de saturação, na qual todos os pontos possuem valores de pressão igual a pressão atmosférica. Estes podem ser drenantes, os quais possuem a base semipermeável e não drenantes os que possuem a base de material impermeável (FEITOSA et al., 2008).

Os aquíferos confinados são limitados na base e no topo por camadas de rochas com baixa permeabilidade, dessa forma não existe zona não saturada, a camada confinante acima do aquífero está saturada em água e o reservatório está submetido a uma pressão maior que a atmosférica. Por estas condições de pressão, o nível de água em aquíferos confinados é chamado de nível potenciométrico. O nível de água nesses aquíferos possui pressão para atingir alturas superiores ao topo da camada do reservatório, em casos de o nível de água ficar acima da superfície do terreno, o poço é chamado de artesianos, e o aquífero nesse local apresenta condições de artesianas (IRITANI & EZAKI 2009).

As camadas confinantes compostas por rochas que estão saturadas, mas apresentam baixa capacidade de transmitir água e, portanto, baixa permeabilidade recebem o nome de aquitardes. Quando a rocha é impermeável, ou seja, armazena

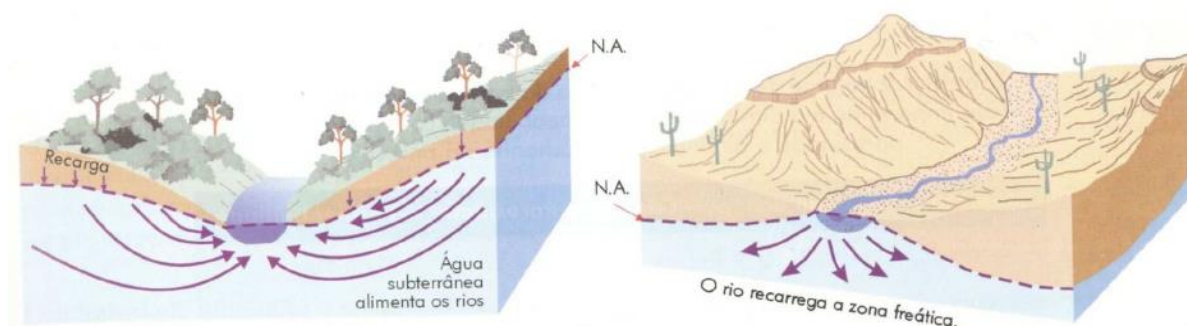
água, mas não possui a capacidade de transmiti-la, é chamada de aquíclode (FEITOSA et al., 2008).

6.3. Mecanismos de Recarga

A recarga de um aquífero é definida por Healy (2010), como um fluxo de água que atinge o nível freático e acrescenta ao armazenamento de águas subterrâneas. Esta pode ser expressa, por um fluxo volumétrico, ou seja, volume por unidade de tempo (L^3/T ; M^3/T); ou ainda por fluxo, em termos de volume por unidade de superfície por unidade de tempo (mm/ano).

A infiltração é a porta de entrada da água em subsuperfície, quando a água percola no solo, esta é compreendida como potencial recarga, pois pode continuar seu percurso e alimentar o aquífero, ou pode retornar a atmosfera pelo processo de evapotranspiração, é possível também que esta água fique armazenada na zona insaturada por um período de tempo (Fig. 8).

Figura 8: Mecanismos de recarga



Fonte: Karmann et al. (2000)

Há dois tipos de recarga, difusa ou focada/concentrada. A recarga difusa, também chamada de recarga local ou direta é distribuída por grandes áreas em resposta a infiltração das águas pluviais na superfície do solo, a qual percola através da zona insaturada até o nível freático.

A recarga focada ocorre por meio de movimento de águas superficiais como por exemplo rios, riachos, canais ou lagos para um reservatório subsuperficial. Lerner et al. (1990) propõe uma distinção de acordo com a localização para as recargas focadas, os autores definiram como recarga concentrada quando esta ocorre a partir

de pequenas depressões fechadas, juntas ou rachaduras, e recarga indireta quando a recarga ocorre a partir de estruturas mapeáveis como rios, canais e lagos.

Os sistemas hídricos subterrâneos recebem os dois tipos de recarga, tanto difusa quanto focada, mas a depender da região e dos diferentes sítios que compõe essa região, há um padrão que apresenta maior importância. Há uma tendência a recargas difusas apresentarem dominância em regiões mais úmidas e em regiões mais áridas as recargas focadas demonstram maior expressividade no abastecimento de reservatórios subterrâneos (FEITOSA et al., 2008).

Em termos de recarga de um aquífero, esta ainda pode ocorrer de maneira direta ou indireta. Em aquíferos livres a recarga ocorre de maneira direta a partir da infiltração das águas da chuva, e em aquíferos confinados a recarga é direta em áreas de aquífero aflorante e, em menores proporções indiretas por transmissão da camada confinante até alcançar a camada aquífera (FEITOSA et al., 2008).

É importante frisar que os mecanismos de recarga, estão intimamente ligados com aspectos climáticos, características dos solos e da geologia, superfície topográfica, hidrologia da área, cobertura vegetal e uso e ocupação de sítios (HISCOCK, 2005; HEALY et al., 2010).

A variação climática é um fator de grande relevância, pois afeta diretamente a alteração das taxas de recarga. A precipitação é o componente natural principal no balanço geral da maioria das bacias hidrográficas. Os processos de recarga são afetados pela sazonalidade das chuvas durante o ano, tendências a longo prazo na precipitação e fatores como frequência, duração e intensidade de eventos individuais, afetam a recarga, no entanto, para que esta seja efetiva as taxas de precipitação necessitam ser mais altas do que as taxas de evapotranspiração. E estas são variáveis de acordo com a época do ano e localização geográfica no globo (HISCOCK, 2005).

Em relação as características dos solos e da geologia, as quais muitas propriedades e suas influências já foram elucidadas no início do presente capítulo, é possível concluir que o material da superfície e subsuperfície afeta de modo significativo os processos de recarga. Este é facilitado em áreas compostas por solos ou rochas de granulação mais grosseira, ou seja, possuem maior permeabilidade, pois são capazes de transmitir água de forma rápida da zona não saturada para o nível freático, sem ser absorvido pelas raízes de plantas (HEALY et al., 2010).

Quando a área apresenta material geológico de granulação mais fina, ou seja, de menor permeabilidade e transmissividade, possui, em contrapartida, maior capacidade de armazenamento. Nessas áreas é possível observar uma menor taxa de infiltração, uma maior superfície de escoamento, aumento da extração de água da zona não saturada pelas raízes da vegetação e por consequência diminuição das taxas de recarga, aumento da evapotranspiração, quando comparada com áreas de granulação mais grosseira (HEALY et al., 2010).

Os aspectos geológicos da subsuperfície também influenciam não somente a recarga, mas também os processos de descarga. Portanto, quando a taxa de descarga de um aquífero é menor que a taxa de recarga, o armazenamento de água do reservatório aumenta. Este armazenamento possui um limite em que o ponto de uma recarga adicional não pode ser aceito, independente da precipitação, e nessas condições há um incremento do escoamento superficial, ou inundação temporária de áreas (HISCOCK, 2005).

A topografia exerce um papel importante em relação aos tipos de recarga, difusa ou focada. Encostas íngremes tendem a desenvolver altas taxas de escoamento e baixas taxas de infiltração. Em áreas de planícies e topo de planaltos, o escoamento superficial é deficiente e proporciona a recarga e a formação de áreas inundadas (*wetlands*). Depressões pequenas, com desnível sutil, podem influenciar de maneira profunda as taxas de infiltração. Em um estudo realizado por Delin et al. (2000) mostrou que mesmo em solos permeáveis e de granulometria uniforme, ligeiras depressões em um campo agrícola uniforme proporcionaram escoamento e infiltração pontual, e nessas áreas as taxas de recarga foram substancialmente maiores que no resto da área agrícola.

Nos processos de recarga de áreas úmidas, é de extrema necessidade compreender os sistemas de fluxos subsuperficiais e superficiais e como estes estão relacionados, e estudos demonstram que mesmo uma pequena área úmida pode contribuir de forma significativa na recarga de aquíferos regionais (VAN DER KAMP & HAYASHI, 1998).

Qual o tipo de comportamento das drenagens, perene ou efêmero e em quais partes do seu curso há áreas de descarga subsuperficial ou comportamento de recarga.

O tipo e a densidade da vegetação que ocupa áreas ao redor das áreas úmidas com potencial de recarga, também é considerado um fator que afeta os

processos de recarga, pois influenciam em padrões de evapotranspiração. De modo simplório, vegetações mais frondosas, possuem raízes capazes de retirar a umidade do solo à alguns metros de profundidade, em contrastes com campos de vegetações rasteiras que não acessam essas profundezas, portanto, estes campos possuem maiores taxas de recarga (MATTOS et al., 2019)

No entanto, a influência da vegetação em muitos casos é sazonal, e não pode ser generalizada, há também as mudanças causadas pela conversão de matas nativas em áreas aráveis, irrigadas ou não. Estas transformações modificam as propriedades físicas e químicas naturais do solo e por consequência os processos de recarga (VAN DER KAMP & HAYASHI, 1998; HISCOCK, 2005).

7. ÁREAS ÚMIDAS

Áreas úmidas são identificadas na paisagem como depressões topográficas, muitas vezes fechadas. São constituídas por solos hidromórficos. Podem estar conectadas a eixos de drenagens locais ou regionais, ou são geograficamente isoladas. Essas zonas são consideradas ecossistemas de transição entre ambientes aquáticos e terrestres e possuem alta relevância e complexidade ecológica, social e econômica (MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT, 2005).

O conceito de áreas úmidas contempla tanto ambientes naturais quanto artificiais, cobertos permanentemente por água ou dependentes de pulso de inundação com água estagnada ou corrente, doce, salobra ou salgada (com profundidade até 6m em maré baixa) (JUNK, 1989).

Essas áreas estão localizadas tanto na costa como no interior do continente. São exemplos de zonas úmidas interiores: várzea dos rios, pântanos, brejos, veredas e áreas de turfas. As áreas úmidas costeiras são mangues, áreas de corais e estuários. Há ainda zonas úmidas artificiais como arrozais, barragens, reservatórios e lagos de criação.

Cada área apresenta características de fauna, flora e de hidrologia específicas com relevância para o ecossistema local e regional e podem exercer diversas funções ecológicas como por exemplo, capacidade de armazenar água, amortecimento das descargas de rios e pequenas drenagens, recarga de aquíferos, retenção de sedimentos e purificação da água para os sistemas de águas subterrâneas, regulação e manutenção do microclima, armazenamento de carbono, proteger a costa de ressacas, atenuar inundações em épocas de cheia, disponibilidade de água para agricultura e pecuária, ademais contribuem para a segurança na habitação de comunidades tradicionais. Portanto, pequenas modificações no equilíbrio de tais zonas, pode afetar de maneira profunda a dinâmica regional em amplos aspectos. (MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT, 2005; RAMSAR CONVENTION SECRETARIAT, 2010; JUNK et al., 2013)

Essas zonas começaram a receber visibilidade, em relação à proteção ambiental e estudos, a partir de 1971, com a Convenção Ramsar, um tratado intergovernamental de proteção das zonas úmidas de valor internacional. O qual retifica as funções de relevância ecológica, econômica e social, destaca a fragilidade e sensibilidade dessas zonas e propõe a manutenção das características ecológicas

das áreas úmidas e o uso após compreensão do significado local e regional (HISCOCK, 2005).

No passado muitas dessas áreas foram convertidas, poluídas, drenadas, exploradas acima da capacidade ou atacada por espécies invasoras.

Atualmente muitos países têm aprofundado os estudos sobre a importância ecossistêmica dessas áreas que foram degradadas a exemplo Redgrave and Lophan Fen, na Inglaterra e Everglades nos EUA (HISCOCK, 2005)

Muitos estudos científicos reconhecem a notoriedade das áreas úmidas no ciclo hidrológico, como recurso hídrico e área de recarga (VAN DER KAMP & HAYASHI, 1998; WINTER, 1999; MCLAUGHLIN et al., 2014; FLEISCHMANN et al.; SONKAMBLE et al., 2018)

Em 1996, o Brasil passou a ser um dos países signatários da Convenção Ramsar. É estimado que 20% do território é coberto por superfícies úmidas que apresentam de acordo com a região, tamanhos e formas distintas (CUNHA et al. 2015).

É importante ressaltar que não há um sistema universal de classificação dessas áreas, dado a diversidade e particularidades referentes a cada país. No Brasil, assim como a classificação de áreas úmidas de outros países, nomes locais/populares são utilizados para referir tais áreas, uma abordagem que leva em consideração o conhecimento empírico das populações tradicionais e facilita o entendimento e a aceitação de regulamentos, ações fundamentais para a proteção e gestão.

O trabalho de Junk et al. (2013), propôs um sistema de classificação para as zonas úmidas brasileiras e foi adotado em 2015 pela Comissão Nacional de Zonas Úmidas. A classificação e denominação dessas áreas é ferramenta básica para a formulação de políticas que visam a conservação.

As áreas úmidas brasileiras são classificadas de acordo com suas características hidrológicas. São divididas em dois subgrupos: com nível de água relativamente estável e com nível de água flutuante por meio de sistemas de pulso de inundação.

Ao longo da história de estudo dessas áreas, as áreas de nível flutuante foram consideradas de baixo valor econômico e pouca importância ecológica nas zonas temperadas, e portanto, foram degradadas ou convertidas sem quaisquer estudos acerca de sua função ecológica.

A maior parte deste ecossistema em zonas tropicais e subtropicais são sazonalmente inundadas por pulsos de inundação, e perfazem mais de 90% das áreas descritas no Brasil.

Pulso de inundação pode ser definido como uma sequência de inundação e seca que regulam a estrutura e funcionamento dessas áreas com níveis de águas oscilantes (JUNK et al., 1989).

Há diferentes expressões das áreas úmidas com nível de água flutuante; em estações chuvosas o excesso de precipitação conduz a inundações de áreas interfluviais, o preenchimento de depressões com água, inundação lateral de extensas áreas ao longo de córregos e rios e o afloramento do nível freático.

Esses mecanismos explicitam a interação e relação íntima de áreas úmidas com o sistema hidrológico local ou regional e frisa a necessidade de estudo individual das áreas, pois a mesma pode assumir comportamentos distintos ao longo do ano, ou ao longo de anos, ou seja, em determinados períodos a área úmida pode atuar como zona de recarga e em outros como zona de descarga, ou por mudanças na configuração (regime de chuvas, uso e ocupação do solo, etc.) local/regional essas áreas expõem sensibilidade e respondem de maneira rápida as transformações da dinâmica e equilíbrio ecológico.

7.1. Comportamento hidrológico de áreas úmidas em interior de continente

As áreas úmidas interiores compõem 90% das zonas úmidas no Brasil (CUNHA et al., 2015). E estudos nacionais sobre suas características hidrodinâmicas e evolução apontam a importância desse tipo de área (ROSOLEN et al., 2019; FURLAN, 2019).

Estas zonas exibem enorme variabilidade em termos hidrológicos e de vegetação. Será melhor abordado a seguir, as zonas úmidas interiores com nível de água flutuante, ou seja, dependentes de pulso de inundação (JUNK et al., 1989).

A inundação dessas áreas pode ser atribuída a três diferentes fatores; transbordamento de córregos e rios, alto volume total de água das chuvas ou pela oscilação do nível freático (JUNK et al., 1989).

Áreas úmidas geograficamente isoladas sobretudo em altos de platôs, ou seja, que não estão conectadas à eixos de drenagens, e a inundação está diretamente

relacionada com épocas de alta pluviosidade, possuem estrutura pedológica de caráter impermeável que permite que essa água seja retida em superfície (TINER, 2003, ROSOLEN et al., 2019)

Estas áreas que possuem seus níveis de águas flutuantes relacionadas ao rio exibem influência na amplitude, duração e frequência de seus ciclos hidrológicos, que variam conforme o hidrograma do rio e recebem diretamente água, sedimentos e material biológico e são largamente influenciadas pelos processos de erosão e deposição (CUNHA et al., 2015).

Nas áreas em que a inundação se dá por meio do alto volume total de precipitação e oscilação do nível freático, estes fatores são diretamente ligados a períodos de cheia e estiagem. Durante os períodos de cheia, essas áreas podem ficar cobertas de água ou apenas encharcadas, e na época de estiagem as mesmas áreas podem secar completamente. A dimensão da área também influencia no seu padrão de inundação, uma área extensa e áreas pequenas comumente inundam a cada evento torrencial de chuva e secam em poucas semanas (CUNHA et al., 2015)

Os diferentes eventos de precipitação e os fatores que proporcionam diversos níveis de inundação e tempo de permanência do evento, as propriedades hidráulicas do solo e contexto geológico da área, influenciam o comportamento e a capacidade da área em atuar como zona de recarga expressiva e deve ser estudado e compreendido de forma individual e no contexto ao qual está inserido.

8. LATERITAS FERRUGINOSAS

Para compreender o presente trabalho será necessário ao leitor uma introdução a formação de lateritas ferruginosas e como elas estão relacionadas com o desenvolvimento do bioma Cerrado.

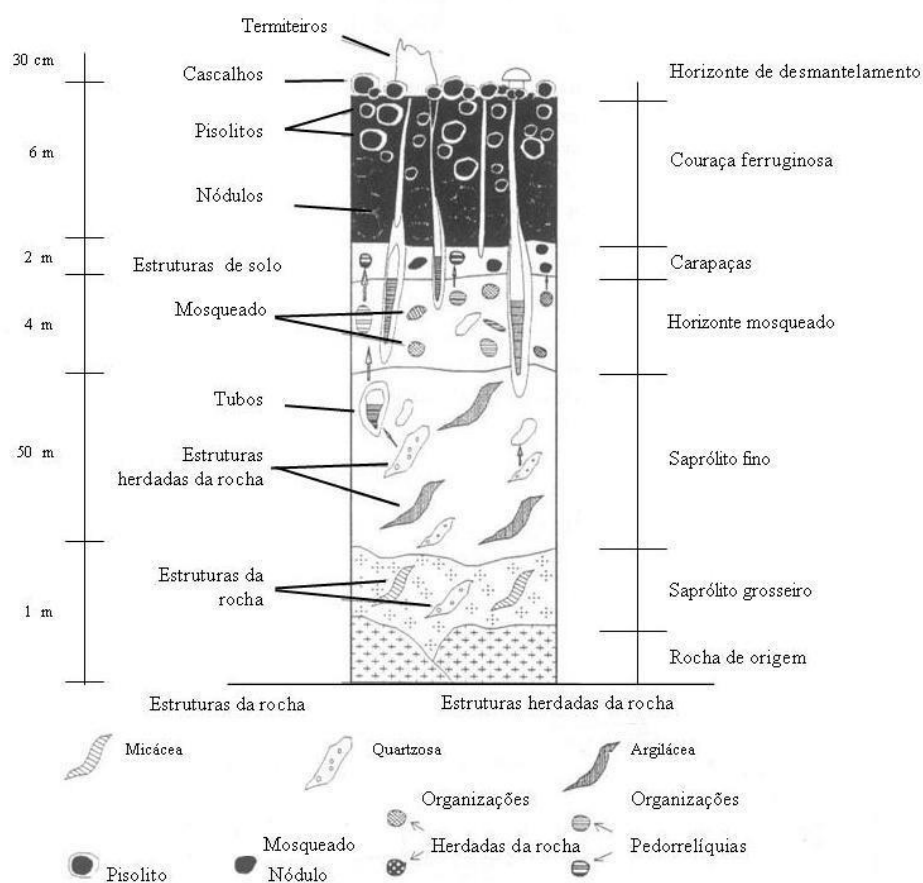
Lateritas são feições pedológicas geradas por um longo processo de intemperismo que resulta em um material endurecido gerado pelo acúmulo de óxidos, oxi-hidróxidos ou hidróxidos de ferro (hematita e goethita) e alumínio (bohemita e gibbsita), caulinita, quartzo e elementos traços. (TARDY, et al., 1991).

As condições climáticas para a formação das lateritas ou ferricretes são de um ambiente tropical com estações do ano bem contrastantes e características bem específicas. Como média pluviométrica anual de 1200 à 1700 mm/ano, temperatura média anual de 28°C, umidade relativa do ar um pouco abaixo de 80% e estação seca que dure uma média de 4 meses ao ano (TARDY et.al. 1991).

Estudos sugerem que porções continentais na zona tropical sofreram esse processo de lateritização na história geológica desde o neo-Cretáceo até início do Mioceno, quando estas começaram um processo de destruição química, por serem expostas a condições climáticas diferentes das de sua formação (TARDY et al., 1991;; BEAUVAIS & COLIN, 1993; BEAUVAIS et al., 1999).

Um típico perfil laterítico apresenta 3 horizontes principais da base para o topo: Zona de alteração na base, zona glaebular no meio e zona macia no topo. A seguir será descrita cada zona baseada no trabalho de Tardy (1992) (Fig. 9).

Figura 9: Modelo esquemático de formação de crosta laterítica *in situ* sucessão de horizontes da base para o topo.



Fonte: Modificado de Tardy (1992).

Na zona de alteração, temos o saprolito grossoiro, saprolito fino ou litomargem, nesse horizonte há a conservação dos volumes e estruturas da rocha de origem. Há a dissolução parcial de minerais primários através de lixiviação dos elementos mais solúveis e os elementos menos solúveis como Fe e Al são liberados no sistema e reorganizados quase que *in situ*, como pouco ou nenhum transporte.

A zona glaebular, normalmente apresenta material endurecido de Fe e Al, este material pode ser contínuo (ferricrete) ou descontínuo (nódulos, psólitos) e são resultado da reorganização do material original em acumulações absolutas de ferro e alumínio cristalizados na forma de óxidos, oxi-hidróxidos ou hidróxidos e formação de caolinita.

A zona macia é caracterizada por acumulação relativa de minerais primários como quartzo e minerais secundários como a caolinita e oxy-hidróxidos, e podem ser o resultado tanto da dissolução, dismantelo e degradação da zona glaebular

(couraça, fericrete), quanto pelo retrabalhamento do solo através da atividade das térmitas.

As perdas e redistribuições dos elementos que ocorrem em todo o perfil de forma gradativa e proporciona um rebaixamento vertical da superfície do terreno (LUCAS & CHAUVEL, 1992; BEAUVAIS & COLIN, 1993).

O ferro necessário para a formação do perfil laterítico também pode, vir de regiões mais altas, para esse caso a gravidade é um fator importante nesse tipo de lateritização. O ferro necessário para a formação de crosta ferruginosa é liberado e transportado em sua forma reduzida (íons de Fe^{2+}), por fluxo lateral e subterrâneo de regiões mais altas da topografia para regiões mais baixas, e que precipitam na forma de óxido de ferro, ou pode ocorrer o retrabalhamento de fragmentos advindos de uma couraça que ocorria em regiões mais altas e sofreu intemperismo físico (LUCAS & CHAUVEL, 1992; BEAUVAIS E COLIN, 1993; BEAUVAIS et al., 1999).

O trabalho de King (1956) sugere que feições como ferricretes foram formadas na região Sudeste do Brasil durante as superfícies aplainadas pelo ciclo Sul-Americano (neo-Cretáceo ao Mioceno), e são o resultado de um forte intemperismo de aplainamento, combinado com má drenagem e altos índices de evaporação (meses de seca). Neste período o nível freático estava elevado nessas áreas aplainadas, e é rebaixado quando se instala o Ciclo de aplainamento Velhas, responsável por dissecar a superfície Sul Americana.

A partir do Mioceno por mudanças climáticas essas feições ferruginosas passam a apresentar indícios de destruição. Que na região de estudo é caracterizada por um aumento da umidade.

Essa destruição ocorre por um dismantelo geoquímico (TARDY & NAHON, 1985; BEAUVAIS E COLIN, 1993). Este processo é evidenciado principalmente pela individuação de nódulos absolutos em ferro e perpendicular ao núcleo ocorre o cortéx de alteração de composição goethítica que o bordejia, em processos mais avançados de perda geoquímica ocorre a dissolução da caulinita e da goethita e a composição do substrato vai ficando mais aluminosa (TARDY & NAHON, 1985; LUCAS & CHAUVEL, 1992; BEAUVAIS E COLIN, 1993).

Este processo é catalisado pela presença e atividade biológica presente no solo, que aumenta a porosidade, desestabilizando fisicamente o solo e acelerando a hidratação e dissolução dos nódulos hematíticos.

O aumento da umidade, intensifica a atividade biológica no solo e por consequência diminui a disponibilidade de O_2 no mesmo, intensificando o potencial redox do solo (BEAUVAIS, 2009).

Estudos como o de Rosolen et al. (2019) relacionam formações lateríticas e seu atual desmantelo geoquímico à áreas úmidas e suas características hidrodinâmicas em áreas de Cerrado.

9. MATERIAIS E MÉTODOS

Em uma primeira etapa de campo foi escolhida a área de estudo dentro da Unidade de Conservação. Neste momento foi efetuado o reconhecimento das feições de superfície do solo. Os métodos de investigação escolhidos para a realização das etapas posteriores foram ensaios de permeabilidade, ensaios geofísicos de eletrorresistividade e tradagem.

A geofísica aplicada utiliza métodos de análise indiretos, com parâmetros físicos de avaliação para auxiliar na compreensão da disposição e arranjos dos materiais geológicos presentes no subsolo.

Deste modo é possível a investigação da subsuperfície por meio de contrastes existentes entre as propriedades físicas das rochas e o objeto foco de estudo (corpos mineralizados, estruturas geológicas, nível d'água, trapas de petróleo, entre outros).

Há diversos métodos de aquisição geofísica, os quais podem estar relacionados à propriedades elétricas, eletromagnéticas, sísmicas, potenciais e nucleares. O método aplicado neste trabalho foi o da Eletrorresistividade, por meio da técnica de Tomografia elétrica (MUSSET & KHAN, 2000).

Os ensaios de permeabilidade fornecem valores de condutividade hidráulica, parâmetro necessário para compreensão das propriedades hidráulicas do sistema na investigação da fragilidade e potencial de recarga de uma área. (FEITOSA et al.2008)

Os ensaios acima descritos foram complementados pelo desenvolvimento de uma malha de tradagem, a qual gerou o perfil morfologia, textura, granulometria e distribuição de partículas.

A integração dos dados teve a finalidade de confirmar a área úmida como zona de recarga e compreender os mecanismos presentes em superfície e subsuperfície que proporcionam o acúmulo de água na área úmida e promovem infiltração e interação das águas superficiais e subsuperficiais.

9.1. Reconhecimento de campo

A área úmida desse estudo é uma depressão com cerca de 100m de diâmetro, localizada no planalto de Itirapina. Funcionários da Estação Ecológica de Itirapina relatam que esta área nos anos 2000 alagava em grande parte do ano, atualmente a

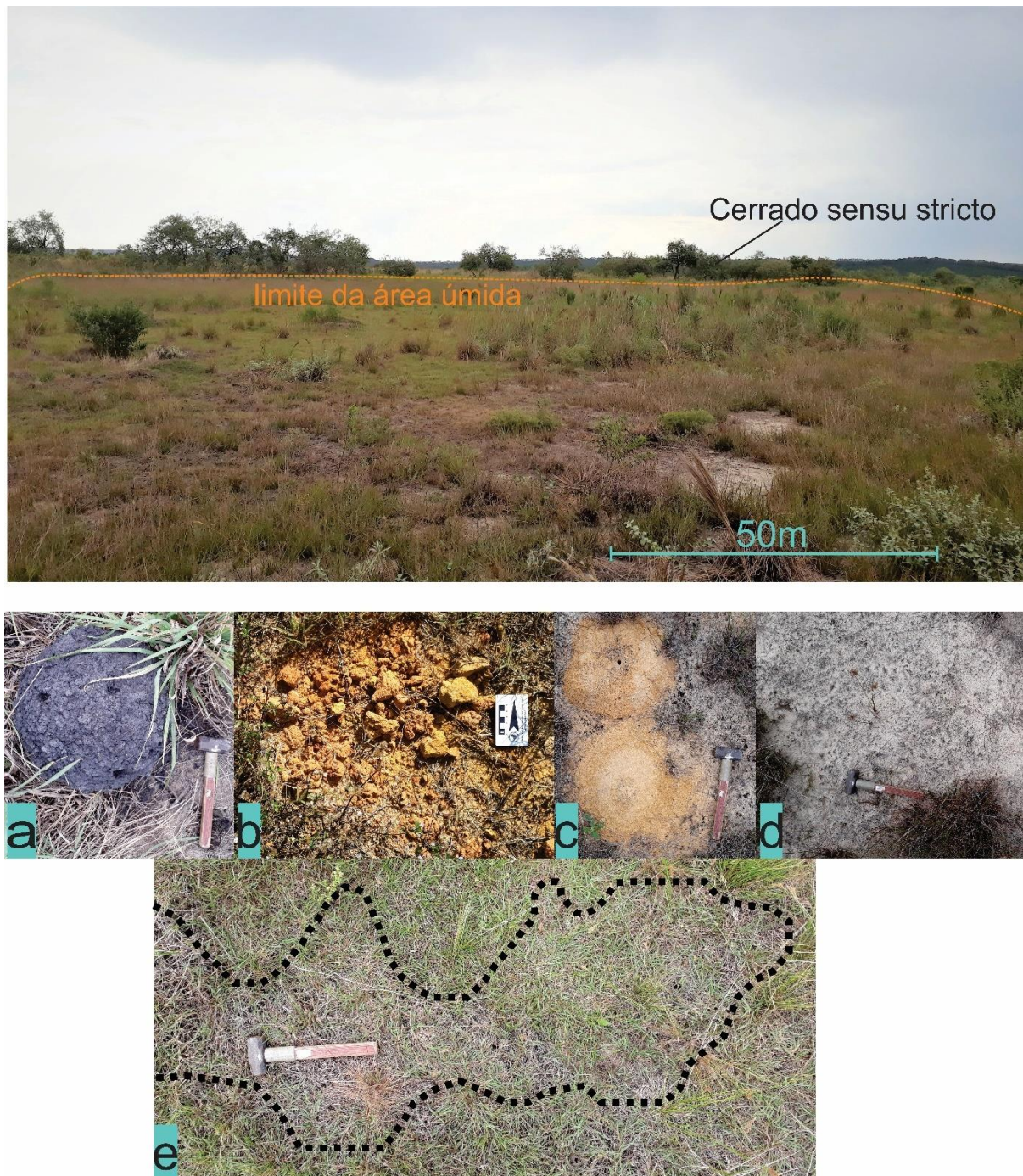
depressão não alaga em nenhuma época do ano e se há pontos de alagamento dispersos na área, em épocas de cheia, esses são rapidamente drenados.

A paisagem chama a atenção pela ausência de árvores em sua porção interna, que é constituída por gramíneas diversas, distribuídas de forma não homogênea, zonas de solo exposto e superfície irregular, havendo zonas, distribuídas também de forma irregular, em que o terreno está mais rebaixado que outras (Fig. 10).

Em campo foi constatado no segmento de borda da área a presença de bioturbações (térmitas e formigueiros), que trazem informações a respeito do solo em profundidade e indicaram a ocorrência de um solo de coloração alaranjada e avermelhada. Há também a presença de térmitas inativas de coloração escura, o que indica a presença de um nível de solo rico em matéria orgânica no passado em que foram construídos por estes insetos sociais.

O segmento que contorna a área é visivelmente marcado pela presença da vegetação Cerrado *sensu stricto*, onde o solo apresenta drenagem eficiente.

Figura 10: Vista NW da área úmida de estudo, a partir do centro da área, com o limite da área marcado pelo Cerrado *sensu stricto*. Feições observadas na área em destaque: a) térmitas de coloração escura; b, c) solo de coloração alaranjada; d) solo exposto; e) zona de rebaixamento do terreno em destaque.



Fonte: A própria autora.

9.2. Ensaios de permeabilidade

Ensaios de permeabilidade visam obter dados de condutividade hidráulica, um parâmetro físico importante em estudos ambientais e descreve a dinâmica de circulação de água no meio geológico.

A coleta de dados deste ensaio pode ser feita *in situ*, ou em laboratório, a partir de amostras indeformadas. No uso de amostras indeformadas há o desafio em obter um número de amostras que seja representativo da área de estudo, sobretudo quando esta apresenta características de solo heterogêneo (FEITOSA et. al.,2008).

Em coletas de dados a campo, o ensaio pode ser feito tanto acima como abaixo do nível d'água. As investigações, acima do nível d'água, podem ser executadas em superfície por meio de infiltrômetros de duplo anel, permeômetros de Guelph ou sondagens. E os ensaios abaixo do nível d'água apenas por sondagens. Estes ensaios são realizados por parâmetros de vazão constante ou por medidas de rebaixamento por tempo (ABGE, 2013).

A ABGE (2013) descreve alguns métodos para a determinação da condutividade hidráulica utilizando furos de sondagem com trado manual, poços tubulares ou trincheiras. Apesar desses ensaios não serem normatizados, são amplamente utilizados por diversos pesquisadores em trabalhos com variadas finalidades, principalmente geotécnicas e agronômicas.

O estudo de Zuquette e Palma (2006) utilizou o infiltrômetro de duplo anel combinado com ensaios de laboratório para determinar taxas de infiltração em arenitos da Formação Botucatu, no nordeste do Estado de São Paulo na bacia do córrego Vaçununga. Os valores de condutividade hidráulica saturada obtidos neste estudo variam de $1,48 \times 10^{-6}$ a $3,65 \times 10^{-5}$ cm/s para os materiais inconsolidados residuais de basalto e entre $2,01 \times 10^{-5}$ a $3,2 \times 10^{-3}$ cm/s para os materiais inconsolidados residuais arenosos do Botucatu.

O estudo de Oliveira (2019), por sua vez, adotou o método do permeômetro com rebaixamento de nível d'água, conforme proposto pela ABGE (2013). Este estudo foi efetuado em áreas de sedimentos inconsolidados naturais, sedimentos residuais superficiais e residuais em áreas de aterro, e obteve resultados de condutividade hidráulica condizentes com as características dos depósitos

O método de permeabilidade utilizado no presente trabalho foi o ensaio de permeômetro com rebaixamento de nível d'água proposto pela ABGE (2013). Este

ensaio de infiltração é realizado em furos e não utiliza um sistema de observação das cargas piezométricas ao redor dos furos, portanto é um ensaio pontual que utiliza a medida de rebaixamento por tempo.

Os permeâmetros foram projetados no laboratório de geofísica da Unesp (Campus Rio Claro) e consistem em tubos de PVC com 50cm de comprimento, diâmetro interno da boca de 9,6cm e diâmetro externo de 10,2cm. Nos tubos existe uma janela de plástico transparente e graduada para efetuar a medida de rebaixamento do nível de água (Fig. 11).

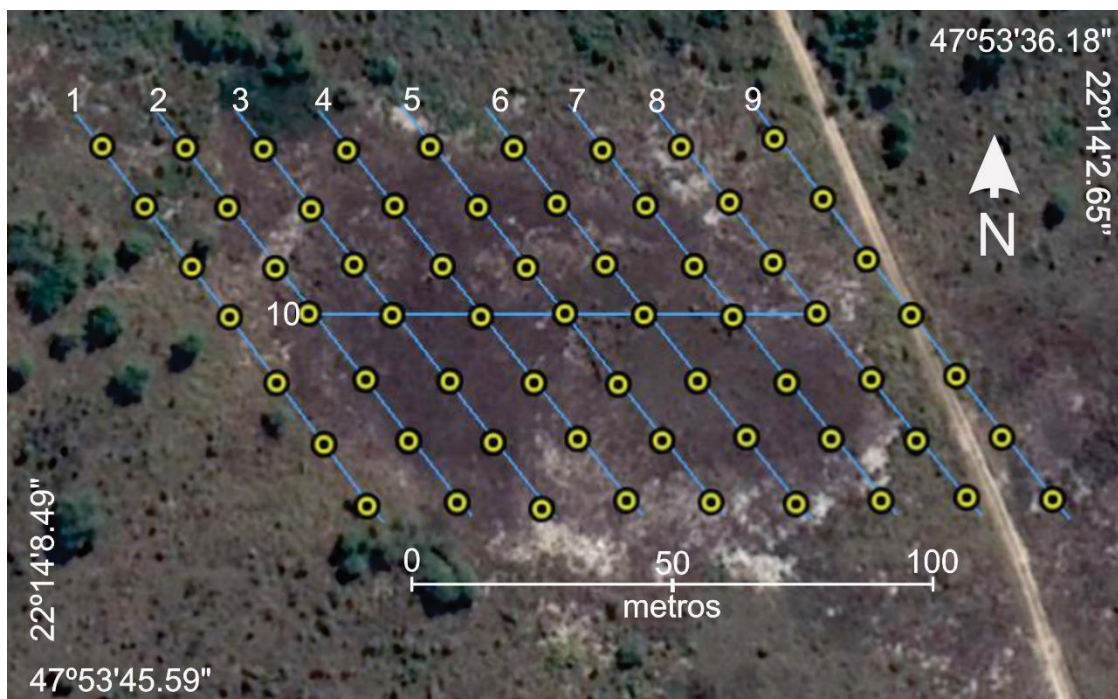
Figura 4: Ensaio de permeabilidade



Fonte: A própria autora.

Os permeâmetros foram distribuídos em uma malha regular de forma a cobrir toda a extensão da área. Foram nove linhas de ensaio com 100m de extensão, posicionadas em direção NW. O espaçamento entre as linhas foi de 15m e o primeiro permeâmetro foi cravado à 10cm de profundidade no solo e a partir de 5m do início da linha. Ao todo foram 63 pontos de estudo (Fig.12)

Figura 5: Localização dos ensaios de permeabilidade *in situ*. Em azul, linhas geofísicas.



Fonte: Modificado pela autora do Google Earth.

Após a montagem do equipamento foi realizado o enchimento do tubo com água e deixa saturando por um certo período. O solo atinge a saturação quando as leituras de rebaixamento do nível de água no tubo são repetidas no mínimo quatro vezes, para um dado intervalo de tempo e para uma mesma carga inicial. A ABGE (2013) considera como fluxo estabilizado quando não é observado variações bruscas nos valores lidos e a diferença entre leituras isoladas e seu valor médio não supera 20%.

Quando a saturação é atingida, o ensaio de rebaixamento é realizado Seguindo os seguintes passos: (i) o permeâmetro foi preenchido com água em uma coluna de 30cm de altura configurando o instante zero com 0cm da régua graduada e, (ii) leituras subsequentes de rebaixamento a 10cm e 20cm; (iii) como indicado pela ABGE (2013) o ensaio é dado por concluído quando o rebaixamento atinge 20% da carga inicial aplicada.

Os dados foram plotados numa tabela (Anexo 1) e calculados a partir da equação de condutividade hidráulica proposta pela ABGE (2013) (Fig.13).

$$k = \frac{\Delta h}{\Delta t} \cdot \frac{d_1^2}{8 \cdot h_0 \cdot \sqrt{d l}} \quad (\text{Eq. 1})$$

Na qual:

k = constante da condutividade hidráulica (cm/s).

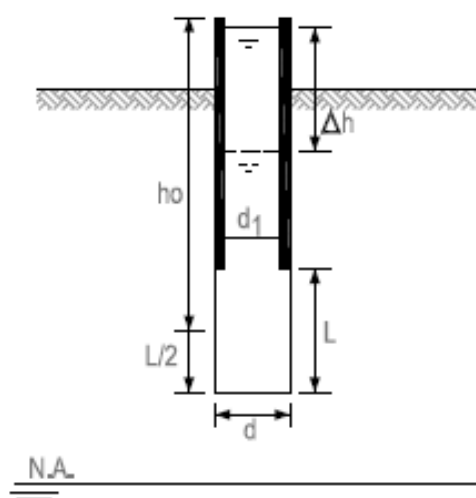
Δh = diferença de carga piezométrica (cm)

d_1 = diâmetro externo do furo (cm)

d_2 = diâmetro do revestimento (cm)

h_0 = comprimento do revestimento (cm)

Figura 6: Modelo esquemático do ensaio de rebaixamento.



Fonte: ABGE(2013)

9.3. Eletrorresistividade

A Eletrorresistividade é um método geoeletrico amplamente utilizado em estudos de hidrogeologia, pois permite identificar descontinuidade laterais e horizontais nas propriedades elétricas em subsuperfície (KEAREY, 2002). Dessa forma é possível obter informações sobre a arquitetura da subsuperfície, nível de saturação em profundidade e direções preferenciais de fluxo. As quais demonstram resultados relevantes em estudos de geometria de aquíferos, modelagem hidrológica/hidrogeológica, áreas vulneráveis a contaminação de nível freático, dentre outros (HISCOCK, 2005; HEALY, 2010)

Neste método são obtidos dados de parâmetros físicos de resistividade e /ou condutividade a partir do uso do campo elétrico terrestre ou de campo elétrico gerado

por meio de indução de corrente elétrica artificial injetada no solo e a resposta captada é a diferença de potencial (ddp) gerada entre os meios geológicos.

A resistividade é uma das principais propriedades elétricas do meio geológico, pois demonstra sensibilidade de acordo com a composição mineralógica, grau de saturação, porosidade, resistividade do fluido que preenche os vazios (em função da salinidade do fluido), tamanho e forma das partículas sólidas, e da temperatura e estado da solução aquosa contida nos poros ou nas estruturas das rochas.

Este parâmetro é definido como a resistência que um meio apresenta em permitir que a corrente elétrica flua através dele. É medido entre as faces de um volume unitário do material. As expressões que medem a resistividade, diferença de potencial e o fator geométrico, variam de acordo com o arranjo escolhido em campo, e serão apresentadas respectivamente a seguir (MUSSETT & KHAN, 2000):

Cálculo da resistividade ρ (ohm-metro Ωm):

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Eq. 4})$$

Cálculo da diferença de potencial (Volt):

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (\text{Eq. 5})$$

Nas equações descritas acima, A e B são eletrodos de corrente e M e N eletrodos de potencial.

Há também, o fator geométrico K, medida obtida pela geometria dos eletrodos no momento da aquisição, este é utilizado para o cálculo da resistividade elétrica (ρ) e é dado por (Eq. 6):

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (\text{Eq. 6})$$

As expressões descritas acima podem ser simplificadas e dessa maneira geram uma quarta equação que consiste na injeção de corrente elétrica (i) no solo por

meio dos eletrodos A e B e a medida da diferença de potencial (ΔV) que resulta da passagem da corrente através de outros eletrodos (MN), e é descrita abaixo (Eq. 7):

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Eq. 7})$$

O meio geológico é constituído por materiais heterogêneos e não isotrópicos, portanto o valor da resistividade varia ponto a ponto, dessa forma os valores obtidos no ensaio são ditos valores de resistividade aparente. Os arranjos, em campo, que aproximam os eletrodos uns dos outros permitem que os valores de resistividade aparentem sejam bem próximos dos valores teóricos de resistividade verdadeira (KEAREY, 2002).

A maioria dos minerais presentes nas rochas apresentam um comportamento de isolante elétrico, ou seja, dificultam a passagem da corrente elétrica. No entanto, a porosidade das rochas e solo quando estão na presença de água e, portanto, interconectados, passam a adquirir comportamentos de materiais condutivos e conduzir corrente elétrica pelo mecanismo chamado condutividade iônica, (MUSSET & KHAN, 2000).

A água em seu estado puro, não conduz corrente elétrica, a condutividade da água irá depender dos íons dissolvidos. O processo intempérico permite que sais fiquem dissolvidos na água, e dessa maneira a resistividade varia devido a fatores como porosidade da rocha e saturação dos poros por água. A porosidade pode ser considerada o principal controle da resistividade das rochas, e é incrementada com a diminuição da resistividade (MUSSET & KHAN, 2000).

O parâmetro físico da resistividade apresenta fortes correlações com o parâmetro da condutividade hidráulica, porosidade do meio, composição do fluído que preenche os poros e composição mineral da subsuperfície (Musset & Khan, 2000; Kearey, 2002; Lowrie, 2007). Por integrar esses parâmetros e permitir a investigação em subsuperfície, a geofísica tem mostrado grandes avanços no estudo de áreas úmidas (Sonkamble et al., 2018; Rosolen et al., 2019, Furlan, 2019).

A aquisição de dados geoeletricos por meio do método da eletrorresistividade pode ser efetuada por diferentes técnicas, tomografia elétrica, sondagem elétrica vertical e perfilagem em poço. Essas técnicas podem adquirir diferentes configurações

em relação ao espaçamento de eletrodos, e estas recebem o nome de arranjos (KEAREY, 2002).

A tomografia elétrica faz uso de um sistema de aquisição automática de dados e é uma técnica amplamente utilizada em situações geológicas de maior complexidade, pois utiliza um grande número de medições do parâmetro geoeletrico escolhido. A investigação ocorre ao longo de linhas, com variações laterais, a uma ou mais profundidades pré-determinadas; com isso a direção da linha de investigação permanece fixa e o centro do arranjo de pares de eletrodos de corrente e potencial (AMNB) varia com o seu desenvolvimento.

A escolha do arranjo varia de acordo com o objetivo de cada trabalho e do contexto geológico da área. Os arranjos de aquisição de dados são a configuração dos eletrodos em superfície para obtenção do parâmetro físico de resistividade. Os arranjos possíveis e amplamente utilizados na técnica de tomografia elétrica são Wenner, Schlumberger e Dipolo-dipolo. A maior diferença entre esses arranjos é o espaçamento na superfície entre os eletrodos, dessa forma o modo de emissão e os de recepção de corrente elétrica e o cálculo da resistividade varia em cada um dos arranjos (LOWRIE, 2007). Os eletrodos são hastes metálicas cravadas no solo que conectam o meio geológico em subsuperfície ao equipamento que emite corrente elétrica e recebe e armazena os dados.

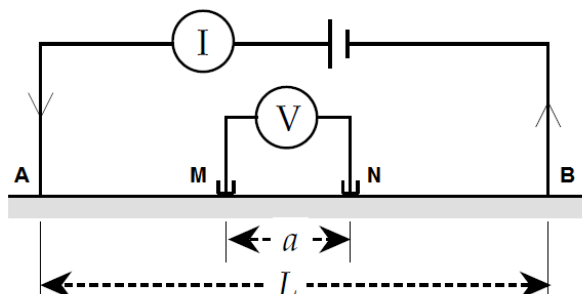
De maneira geral, quanto maior a profundidade de investigação, menor será a razão sinal/ruído e menor será a confiabilidade dos dados. Na razão sinal/ruído, o sinal é referente à magnitude da diferença de potencial, que é lida entre os eletrodos de potencial para um dado valor de corrente injetado no solo. (KEARY, 2002)

Em teoria (terrenos homogêneos) a profundidade de penetração da corrente elétrica aumenta de acordo com o aumento do espaçamento dos eletrodos. É chamado de “L” o espaçamento entre os eletrodos e “Z”, a profundidade. A relação quando $L=Z$ é cerca de 30% da corrente elétrica que flui abaixo de Z; quando $L=2Z$ é cerca de 50% da corrente flui abaixo de Z. Com isso a separação dos eletrodos em superfície deve respeitar o limite para que poder obter bom sinal de energização (TELFORD et al., 1990).

No presente trabalho foi utilizado o arranjo de eletrodos em configuração Schlumberger. Este apresenta uma disposição simétrica dos eletrodos (ABMN) em relação a um ponto central. Os eletrodos de corrente (AB) são externos e os de potencial (MN) são internos (Fig. 14). Este arranjo apresenta relevância quanto a

resolução de camadas com estrutura horizontal, resolução vertical satisfatória e a sensibilidade a efeitos laterais próximos a superfície é reduzida (LOWRIE, 2007).

Figura 7: Disposição dos eletrodos no arranjo Schlumberger.



Fonte: LOWRIE, 2007

As informações são processadas e o resultado é apresentado na forma de seções bi e tridimensionais com valores geoeletricos verdadeiros, contendo várias profundidades de investigação.

Foram montadas, nove 9 linhas de aquisição geofísica, de direção NW e uma linha EW, todas com 100 metros de extensão. As linhas foram espaçadas em 15m de distância de uma a outra e o espaçamento entre eletrodos foi de 2,5m. A linha 10 (única de direção EW) cruzou a maioria das outras linhas de aquisição geofísica (Fig. 15).

Figura 8: Linhas de aquisição geofísica na área úmida. As setas indicam sentido da tomografia elétrica.



Fonte: A própria autora

O equipamento geofísico utilizado foi um resistivímetro chamado Terrameter LS, fabricado pela ABEM Instrument Suécia, disponibilizado pelo Laboratório de Geofísica do Departamento de Geologia Aplicada da Universidade Estadual Paulista (UNESP). O aparelho é conectado à uma bateria e consiste, a partir de programação prévia, num modelo de transmissão e recepção de sinal, com potência de 250W e resolução de $1\mu\text{V}$ e corrente máxima de 2,5 A (ABEM, 2012). No aparelho são plugados cabos elétricos que são conectados por garras aos eletrodos metálicos cravados no solo e assim compõem a linha de aquisição geoeletrica (Fig.16).

Figura 9: Aquisição de dados geoeletricos, a) equipamento conectado na bateria; b) cabo elétrico conectado por garra ao eletrodo metálico; c) linha geofísica.



Fonte: A própria autora

Os dados são registrados por meio de planilhas (arquivo *dat.*) que podem ser transferidas através de um conector USB para formatação e tratamentos futuros.

O processo de tratamento dos dados, foi realizado por meio do programa Res2dinv (Geotomo Software, 2003) que gerou modelos de inversão em perfis 2D e modelo pseudo-3D de resistividade elétrica.

O programa processa de maneira automática um grande volume de dados obtidos através da tomografia elétrica, pois utiliza um algoritmo de suavização a partir do método matemático dos mínimos quadrados, o qual é baseado em células e lê a superfície como composta por blocos retangulares com os parâmetros investigados de valores constantes.

Como resultados são obtidos modelos de inversão da resistividade em duas dimensões, distância em superfície e profundidade vertical. Os valores de resistividade são apresentados em escala logarítmica, a qual extrapola e realça os contrastes. Esses intervalos de interpolação são organizados numa escala de cor.

Os dados de inversão 2D são plotados numa planilha para obter os modelos de visualização em pseudo 3D. A planilha deve conter as variáveis, x - posição geográfica das leituras ao longo das linhas de aquisição, y - espaçamento entre linhas, z - profundidade por inversão e R – valor da resistividade.

O modelo pseudo 3D é gerado na plataforma Oasis Montaj, na qual os dados adquiridos pelo modelo de inversão 2D são interpolados e através do método da curvatura mínima os modelos de visualização 3D são produzidos.

No modelo de visualização 3D há uma ferramenta, que possibilita cortes por níveis de profundidade, a qual permite e auxilia na compreensão de áreas com estruturas geológicas complexas e em particular estudos hidrológicos, pois determina o nível de saturação do solo, caminhos preferenciais de fluxo e geometria do aquífero e propriedade hidráulicas, informações importantes para moldar modelos conceituais de sistemas hidrogeológicos. Essa metodologia de processar os dados já foi utilizada em outros estudos com diferentes objetivos (Moreira et al., 2012; Furlan, 2019, Bovi et al. 2020).

9.4. Análise Exploratória de subsuperfície

A tradagem foi considerada a última etapa de investigação utilizada nesse estudo e visou descrever horizontes de solo em 04 pontos distintos (Fig.17).

Três desses pontos foram no segmento interno da área de estudo que apresentaram distintas correspondências entre os valores de condutividade hidráulica e resistividade elétrica. E o quarto ponto, foi no entorno externo da área, e não possui dados de condutividade e nem de resistividade, porém este ponto visou empreender uma comparação das tradagens na área interna.

Figura 10: Tradagens T1, T2, T3 e T4 localizadas na área de estudo.



Fonte: A própria autora

Foi utilizado um trado do tipo holandês com capacidade de remoção de material de 20 centímetros (Fig.18). As descrições compreenderam características como textura, cor (MUNSELL SOIL COLOR CHARTS, 2000), feições pedológicas, além da presença de raízes, umidade e matéria orgânica

Figura 11: Processo de tradagem, a) efetuando a tradagem; b) descartando possíveis contaminações; c) organizando as profundidades tradadas para descrição.



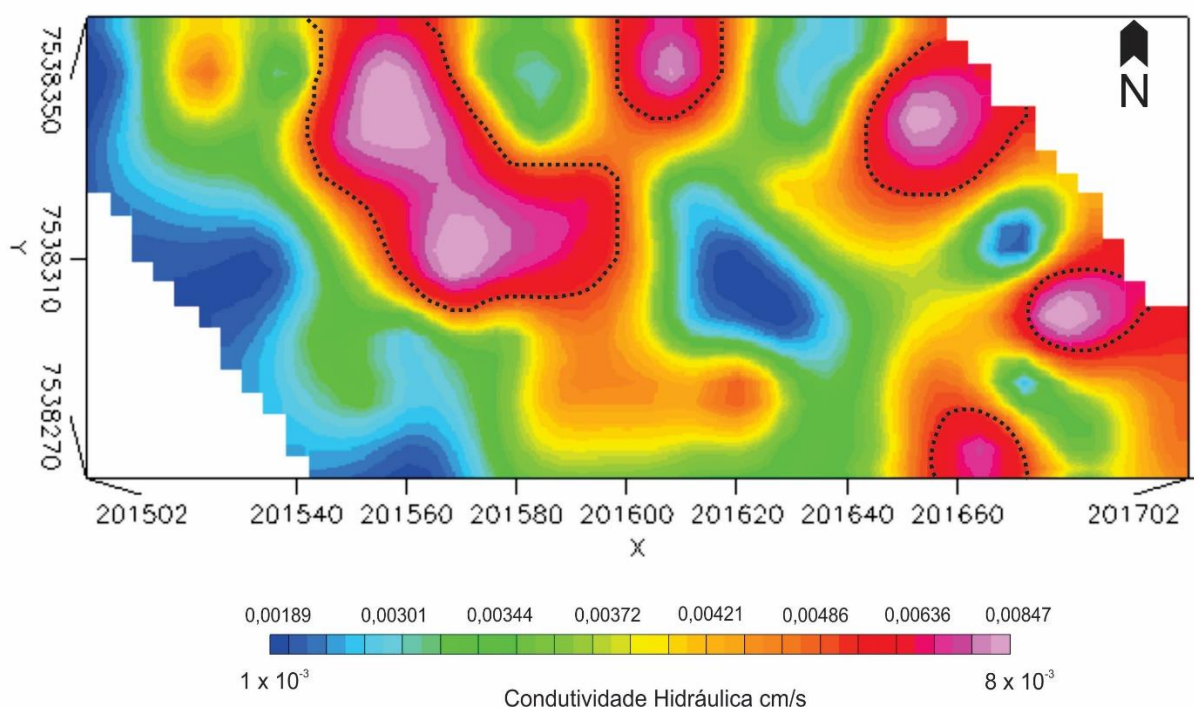
Fonte: A própria autora

10. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS E DISCUSSÃO

Os resultados do presente estudo integram mapas de condutividade hidráulica, valores de resistividade elétrica em perfis 2D, tradagens e imagens em pseudo 3D. Os produtos expõem trajetos preferenciais de infiltração das águas pluviais, o fluxo em profundidade na área úmida e revelam as feições pedológicas que condicionam essa interação entre a dinâmica superficial e subsuperficial.

Os ensaios de permeabilidade visaram definir caminhos preferenciais de infiltração em superfície e dessa forma um mapa com os valores de condutividade hidráulica da superfície da área úmida foi desenvolvido (Fig.19).

Figura 12: Mapa de Condutividade Hidráulica. Destaque para as zonas de maiores valores de infiltração



Fonte: a própria autora

O mapa é apresentado em escala linear de valores que variam de $1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ a $8 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$, os valores são representados no mapa por uma escala de cores. As regiões que exibem cores em tons de azul indicam menores valores para condutividade hidráulica ($1 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$), as zonas em verde e amarelo correspondem a valores intermediários ($4 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$) e em vermelho são os maiores valores ($8 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$) para a área.

Os valores de condutividade hidráulica obtidos são relacionados à solos arenosos e arenosos de granulação fina com frações de silte e argila (TERZAGHI E PECK, 1967; HISCOCK, 2005).

Uma vez visualizado o comportamento preferencial de fluxo vertical em superfície é necessário relacionar os dados e avaliar como esse fluxo é distribuído em profundidade.

Por meio da aquisição de dados em técnica de tomografia elétrica, efetuado em escala de detalhe, foi possível compreender o percurso e distribuição da umidade em profundidade por meio do parâmetro físico da resistividade.

Com a finalidade de facilitar a comparação entre as sessões dos ensaios geofísicos, os modelos de inversão 2D foram organizados numa única escala logarítmica de valores de resistividade que variam de $50\Omega m$ até $15000\Omega m$, os quais representam a amplitude de valores medidos durante a aquisição dos dados.

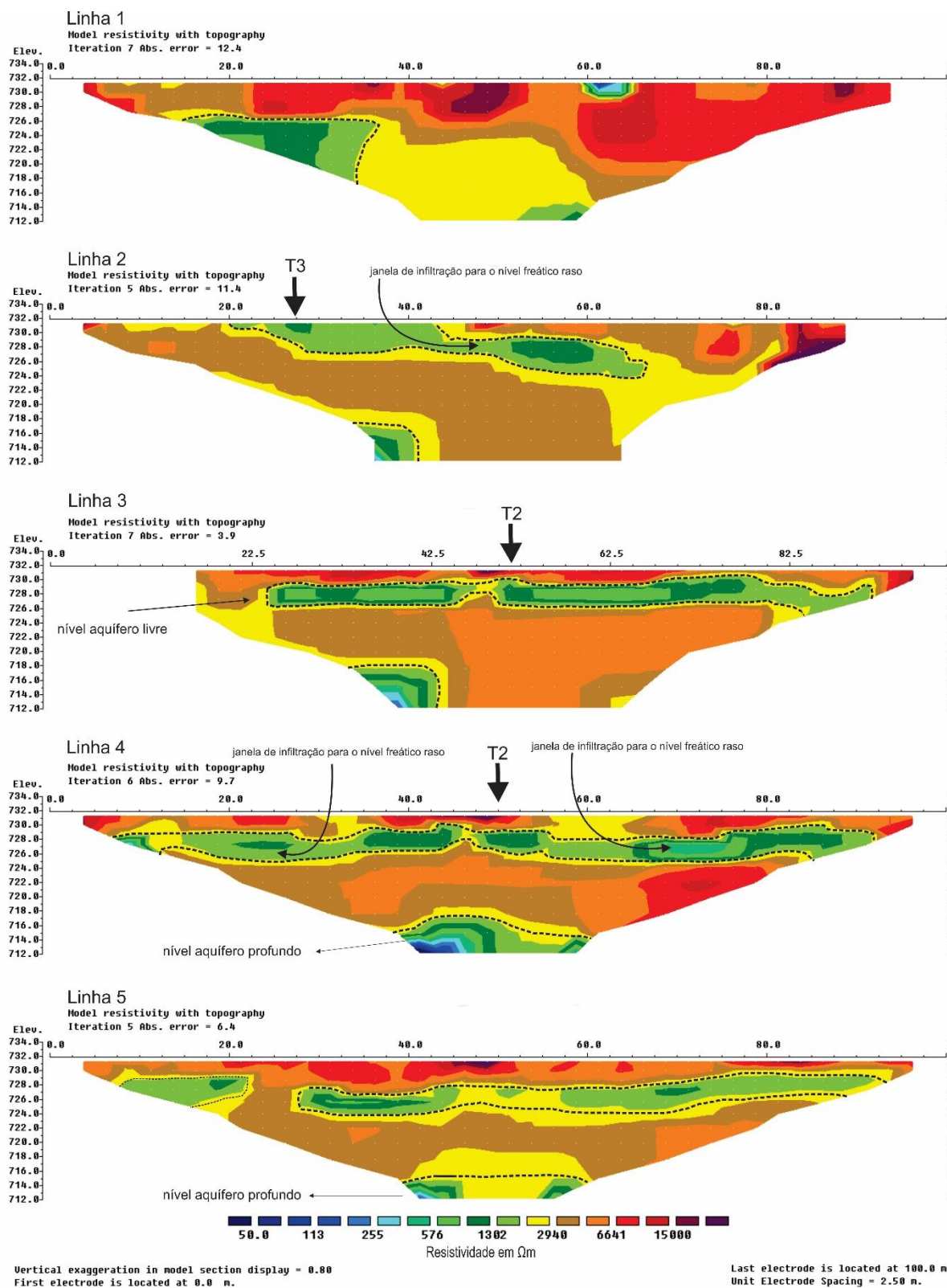
Esta amplitude de valores é considerada bastante alta e a isto é atribuído a composição do substrato que é essencialmente quartzo. O quartzo é um isolante elétrico e dessa maneira apresenta elevados valores de resistividade.

No entanto, mesmo apresentando uma composição mineralógica essencialmente homogênea, o substrato apresenta heterogeneidades nos valores de resistividade e que estão relacionados à porosidade, cimentação, índice de vazios e saturação em água. A diferença de valores de resistividade tanto horizontalmente quanto em profundidade é atribuída a esses fatores que influenciam diretamente nas respostas ao parâmetro (Musset & Khan, 2000).

Na maioria das sessões, esse conjunto de resultados apresenta uma distribuição dos valores de resistividade em estratos horizontais.

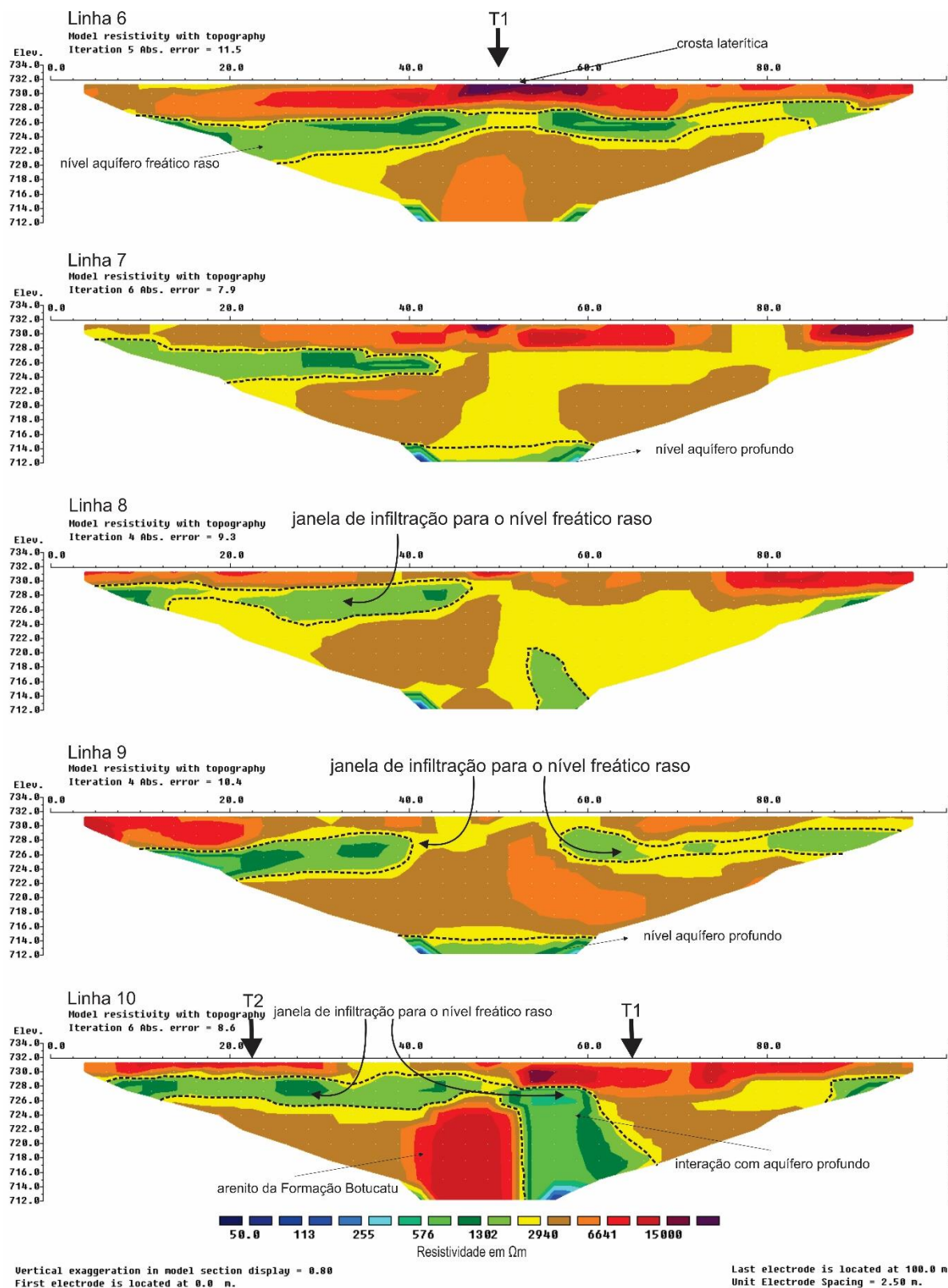
São destacadas nas sessões, zonas resistivas com valores relativamente baixos, $50\Omega m$, que estão representadas por azul e zonas de alta resistividade relativa, $15000\Omega m$, indicadas por cores vermelho (Fig. 20 e 21).

Figura 13: Modelos de inversão 2D 1,2,3,4 e 5. Destaque para as áreas que delimitam zonas com presença de umidade.



Fonte: a própria autora.

Figura 141: Modelos de inversão 2D 6,7,8,9 e 10. Destaque para as áreas que delimitam zonas com presença de umidade.



Fonte: a própria autora.

Nas sessões 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9 e 10 são destacadas zonas de alta resistividade ($\geq 6641 \Omega\text{m}$) amplamente distribuídas horizontalmente da superfície até ~4m de profundidade (Fig. 20 e 21). A esse horizonte é atribuído um solo essencialmente arenoso com baixos teores de umidade e a porosidade é preenchida por ar. O ar é um isolante elétrico e acentua a resistividade natural do terreno quartzoso (MUSSET & KHAN, 2000).

As zonas com os maiores valores de resistividade, $15000 \Omega\text{m}$, nas sessões 1, 4, 5, 6, 7 e 10 distribuídas na superfície (até 4m de profundidade), são atribuídas a porções do solo lateritizado, como evidenciado em campo.

No processo de lateritização há uma relevante diminuição da porosidade, pois os poros da matriz arenosa são preenchidos por óxido de ferro (BEAUVAIS E COLIN, 1993). Este cimento, impede o fluxo hidráulico pois os poros estão totalmente preenchidos e confere altos valores de resistividade ao substrato (Musset & Khan, 2000).

Nas sessões 2, 4, 7, 8, 9 e 10, até 4m de profundidade, há descontinuidades resistivas, com valores relativamente mais baixos, $2940 \Omega\text{m}$ (cores amarelas e marrons) (Fig. 20 e 21). Estas zonas são entendidas nesse contexto como áreas em que o solo apresenta um incremento no teor de umidade.

Na sessão 2, de 20m à 40m a partir do início da linha, ocorre desde a superfície e com continuidade em profundidade, valores de $576 \Omega\text{m}$ à $1302 \Omega\text{m}$ (Fig.20). E são relativos ao solo com teores de umidade significativo. Nesta sessão, por apresentar continuidade desses valores com o aumento da profundidade, é possível inferir que esta porção da área úmida atua como janela de infiltração das águas meteóricas, conectando o sistema superficial ao subsuperficial.

A partir da superfície na sessão 2 é possível visualizar a continuidade dos mesmos valores abaixo dos 4m de profundidade, nas sessões 2, 3, 4, 5, 6 e 10. Este é compreendido como um nível freático raso (Fig. 20 e 21).

De maneira geral em todas as sessões ocorre um incremento dos valores de resistividade de $2490 \Omega\text{m}$ à $6641 \Omega\text{m}$, marcados por cores em tons de marrom e laranja, e localizados abaixo dos 10m de profundidade com extensão lateral (Fig.20 e 21). Estes valores podem ser relacionados ao horizonte de saprolito, que normalmente apresenta uma diminuição de porosidade, diminui a infiltração e sustentando o nível freático raso acima.

Na sessão 10, os valores de resistividade e a organização destes em subsuperfície chamam a atenção por romper com a horizontalidade presente nas sessões anteriores. Aos 50m de extensão lateral, abaixo dos 8m de profundidade ocorre, uma descontinuidade vertical nos valores de resistividade, e revelam, por apresentarem valores relativamente baixos (536 Ω m à 1302 Ω m) um fluxo hidráulico descendente. Aparentemente esta zona marca a conexão direta das águas da superfície com o nível aquífero profundo (Fig. 21).

Este nível de água subterrânea, também pode ser visualizado abaixo dos 12m de profundidade nas sessões 4, 5, 7 e 9 e é marcado por valores ainda mais baixos 50 Ω m a 255 Ω m de resistividade, os quais representam o grau de saturação completa do substrato (Fig. 20 e 21).

A subsuperfície quando saturada, permite a passagem da corrente elétrica com maior facilidade, ou seja, maior condutividade elétrica e resulta numa queda na resposta aos valores de resistividade. Diversos estudos apontam a relação positiva entre condutividade elétrica, condutividade hidráulica, saturação e porosidade, as quais caracterizam uma unidade aquífera granular (KELLY & FROHLICH, 1985; HUNTLEY et al., 1986; CHANDRA ET AL., 2008; MOREIRA ET AL., 2013).

Ainda na sessão 10, a descontinuidade vertical é marcada também por altos valores de resistividade > 6641 Ω m abaixo dos 8m de profundidade. A estes valores em profundidade, podemos atribuir à variações faciológicas dentro do substrato rochoso.

O arenito Botucatu tem sua gênese num ambiente tipicamente desértico, o que resulta em dunas eólicas e depósitos apresentando estratificações cruzadas de grande porte com *foresets* verticais e de alto ângulo de mergulho, com laminae de fluxo de grãos e queda de grãos por ação gravitacional, processo que seleciona ainda mais o tamanho dos grãos e resulta em variações faciológicas (Massoli, 2007).

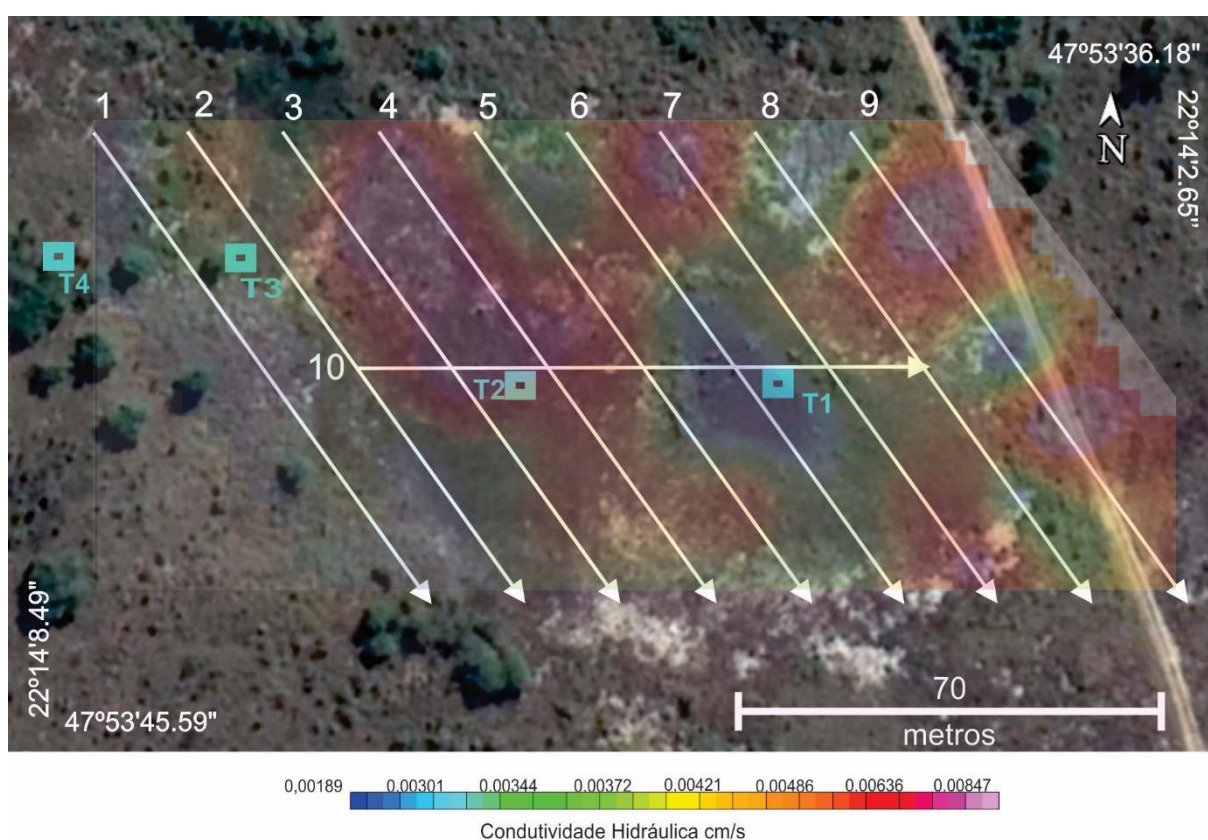
A fim de confirmar as evidências observadas em campo e a correspondência entre alta resistividade e baixa condutividade hidráulica, apontadas na área úmida, e atribuídas a fatores presentes no solo, foram realizadas 4 tradagens.

As tradagens T1 e T2 foram efetuados sobre a linha 10 de tomografia elétrica, a primeira em uma área com valores de baixa condutividade hidráulica (1×10^{-3} cm/s) e a segunda com valores altos para o mesmo parâmetro (8×10^{-3} cm/s). O trado T3 está localizado próximo a borda da área e apresenta valores intermediários (3×10^{-3} cm/s)

de condutividade hidráulica. O trado T4 foi realizado no entorno externo da área úmida (Fig.22).

De maneira geral, os ensaios mostraram um solo arenoso maciço, sem coesão ou plasticidade, formado por uma rocha correspondente à arenitos da Formação Botucatu.

Figura 15: Localização dos pontos de tradagem na área sobre o mapa de condutividade e linhas geofísicas (setas brancas).



Fonte: a própria autora

São mostrados a seguir, imagens dos horizontes em T1 (Fig. 23) com as descrições organizadas em tabelas (tabela1) e com a finalidade de facilitar o acesso e comparação das informações.

Figura 16: Material para descrição em trado T1.



Fonte: a própria autora

Tabela 1: Descrição do trado T1.

Trado	Prof. (cm)	Descrições
T1	0-30	Matriz arenosa grãos de quartzo lavados, maciço, presença de poucas raízes bem finas 2.5Y 5/2
	30-60	Matriz arenosa, grãos de quartzo lavados 2.5Y 5/2 com zonas 2.5Y 6/4, maciço
	60-70	Matriz arenosa com fração argilosa 10YR 7/6, maciço, pontos de matéria orgânica oxidada.
	70-130	Matriz arenosa com incremento da fração argilosa 10YR 5/6 à 10YR 5/8, maciço, aumento progressivo de umidade.
	130-170	Matriz arenosa com fração argilosa microagregada 10YR 5/8, maciço, nódulo ferruginosos raros, duros, arredondados < 0,5mm dispersos
	170-220	Matriz arenosa com fração argilosa microagregada 10YR 5/8, maciço, nódulos ferruginosos raros, duros, arredondados > 0,5mm, grãos de quartzo cimentados por óxido de ferro
	220-230	Horizonte concrecionário, o óxido de ferro cimenta grãos de quartzo finos e médios

Fonte: a própria autora

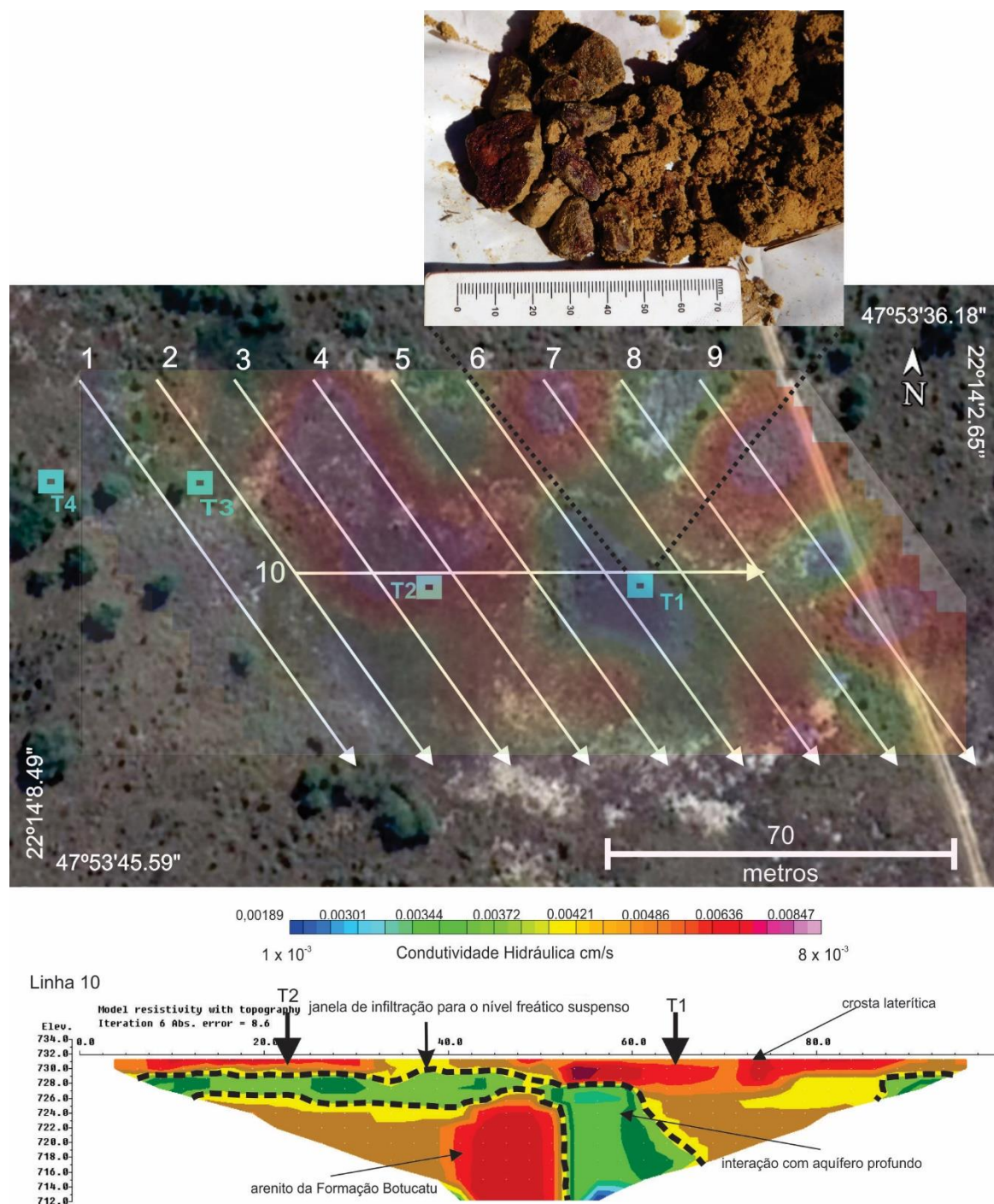
As observações descritas em campo no ponto T1 mostram uma sequência de solo laterítico. Do topo para a base, o solo vai incrementando em fração argilosa e ficando com colorações mais avermelhadas. Ocorre o surgimento de nódulos que aumentam conforme a profundidade em a quantidade e tamanho, estes vão ficando coalescentes até chegar a um horizonte concrecionário à 230 cm de profundidade. É importante ressaltar que este horizonte impediu o aprofundamento desta tradagem.

No local da tradagem T1 são apresentados altos valores para resistividade ($15000\Omega m$), além de baixos valores de condutividade ($1 \times 10^{-3} cm/s$) (Fig.24). Fator esse atribuído pela existência de uma camada coesa e pouco permeável.

Esta correlação de atributos confirma a função da laterita como agente de manutenção da área úmida alagada.

Quando observamos os mesmos parâmetros em T2 são apresentados valores de resistividade relativamente mais baixos (entre $10000\Omega m$ e $12000\Omega m$) em correspondência com altos valores de condutividade ($8 \times 10^{-3} cm/s$) (Fig.26).

Figura 17: Pontos de tradagem localizados no mapa de condutividade hidráulica da área e na sessão 10 de geofísica. Destaque para os nódulos ferruginosos em T1.



Fonte: a própria autora

A tradagem em T2 também apresenta uma sequência de horizontes típicas de solo laterítico. Através da análise exploratória via trado é visível que esta avançou até maiores profundidades quando comparada com T1 (Fig.25 e Tabela 2).

Figura 18: Material para descrição em trado T2.



Fonte: a própria autora

Tabela 2: Descrição da tradagem em T2.

Trado	Prof. (cm)	Descrições
T2		
	0-30	Matriz arenosa grãos de quartzo lavados, maciço, presença de poucas raízes bem finas 2.5Y 7/2
	30-70	Matriz arenosa grãos de quartzo lavados 2.5Y 7/2, maciço, presença de poucas raízes bem finas à 10YR 7/6
	70-130	Matriz arenosa com aumento da fração argila 7.5YR 6/8, maciço, presença de pontos de matéria orgânica oxidada, surgimento de nódulos ferruginosos raros, duros, arredondados >0,7mm
	130-230	Matriz arenosa com fração argilosa microagregada 10YR 4/6, maciço, nódulos ferruginosos raros, presença de umidade no solo.
	230-270	Matriz arenosa com fração de argila, horizonte manchado 10YR 4/6 e 2,5YR 4/8, maciço, concreções ferruginosas centimétricas friáveis 10R 4/8 com o núcleo duro (psólitos) e córtex concêntrico amarelado (goethita), grãos de quartzo corroídos e não generalizados.
	270-310	Matriz arenosa ferruginizada 10YR 4/6 e 2,5YR 4/8, maciço, óxido de ferro cimentando grãos de quartzo, concreções frescas até 3cm com córtex de alteração, coalescência de nódulos

Fonte: a própria autora

Em T2 foi constatado feições como psólitos absolutos de ferro individualizados e córtex de alteração goethítica em nódulos friáveis ao invés de um horizonte concrecionário integro. No estudo de Lucas & Chauvel (1992) e Beauvais e Colin

(1993) essas feições correspondem a um processo de dismantelo geoquímico da laterita, provocado pelo modificações climáticas que diferem das condições de formação da laterita, sobretudo o aumento de umidade.

O dismantelo geoquímico das concreções aumenta a fração argila (caulinita) do solo (LUCAS & CHAUVEL, 1992). Nesse sentido é possível inferir que as áreas na superfície que apresentaram um declínio nos valores de resistividade ($\sim 2940\Omega m$) são áreas em que a laterita foi dismantelada.

O acúmulo de água em subsuperfície está auxiliando no processo de dismantelo e lixiviação de minerais, no entanto, 20 anos é pouco para uma mudança drástica na estrutura do solo que atualmente não permite a acumulação de água no solo, ou seja, mesmo em décadas passadas quando havia água em superfície os dismantelo geoquímico já era presente.

O estudo de Oliveira et al. (2017) demonstra a diminuição de recarga das áreas de savana (*grassland*), na Estação Ecológica de Itirapina e relaciona com o adensamento das áreas de vegetação, Cerrado *sensu-stricto* (*wooded-cerrado*) e aumento da evapotranspiração.

A seguir são mostradas imagens (Fig. 26) e a descrição em forma de tabela no ponto T3 (Tabela 3).

Na sucessão dos horizontes nesse ponto de tradagem, foi possível constatar gleização, pois apresenta matriz manchada e um croma de cores amarelas pálidas e cinzas (390-460m de profundidade), típicos de um solo hidromórfico e o que caracteriza uma área úmida.

O processo de gleização consiste na redução e remoção dos óxidos em ambiente com condições anóxicas, o qual ocorre por uma prolongada saturação em água e uma alternância sazonal entre encharcamento e drenagem, o que modifica química e morfológicamente o solo e é responsável pelas cores pálidas típicas (VEPRASKAS & LINDBO, 2012)

Neste ponto, no ensaio de condutividade hidráulica, foram obtidos valores intermediários para o parâmetro ($3,72 \times 10^{-3} cm/s$), o que demonstra uma área com infiltração relativamente lenta. Ao rebater o ponto T3, na sessão 2 de tomografia elétrica, temos valores de resistividade ($1302\Omega m$) que foram interpretados como uma área que atua como uma zona de infiltração das chuvas e configuração de um horizonte freático raso (Fig. 27).

Figura 19: Material para descrição do trado T3. Com destaque para 460cm.



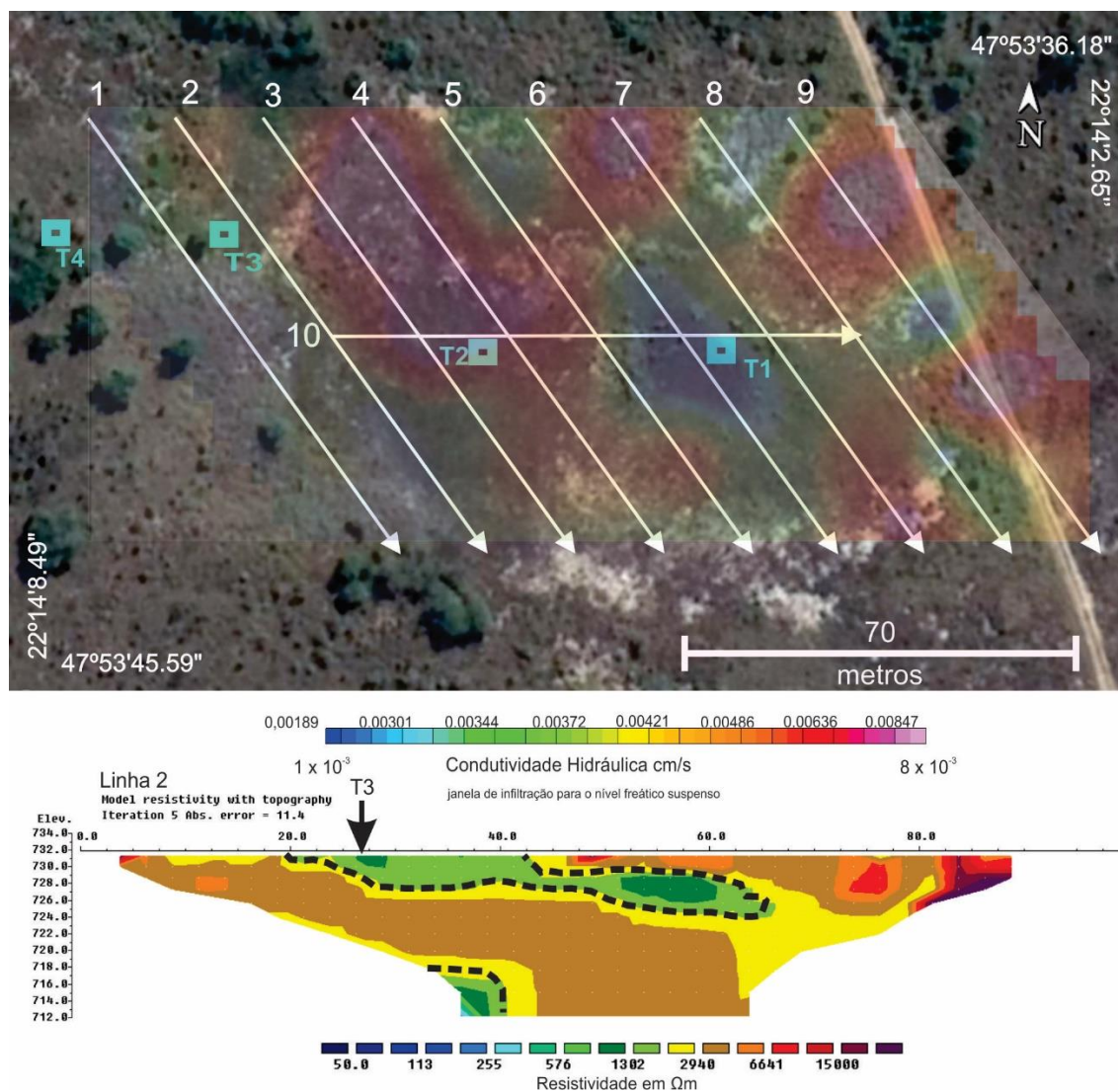
Fonte: A própria autora.

Tabela 3: Descrição da tradagem T3.

Trado	Prof. (cm)	Descrições
T3		
	0-60	Matriz arenosa grãos de quartzo lavados 2.5Y 5/2, maciço. Pequena quantidade de raízes dispersas no horizonte.
	60-250	Matriz arenosa grãos de quartzo lavados incremento progressivo da fração argilosa 10YR 7/6 à 10YR 5/8, maciço, aumento progressivo de umidade
	250-310	Matriz arenosa com incremento da fração de argila, maciço, zona manchada 10YR 4/6 e 2,5YR 3/4, aumento progressivo da umidade
	310-360	Matriz arenosa com fração de argila, zona manchada 10YR 4/6 e 2,5YR 3/4, maciço, manchas arredondadas 10R 4/8, estruturas grumosas, aumento progressivo da umidade
	360-390	Matriz arenosa com fração de argila, zona manchada 5Y 8/2, 5YR7/6 E 10YR 7/1, maciço. Presença de grumos (mm) atribuídos a bioturbação. Aumento progressivo da umidade, solo bastante úmido
	390-460	Matriz arenosa com fração de argila 5Y8/2 E 10YR 7/2 cores pálidas, maciço, nódulos ferruginosos angulosos milimétricos, raros. Aumento progressivo da umidade, solo bastante úmido.

Fonte: A própria autora.

Figura 27: Tradagem T3 localizada na sessão geofísica 2 e mapa de condutividade.

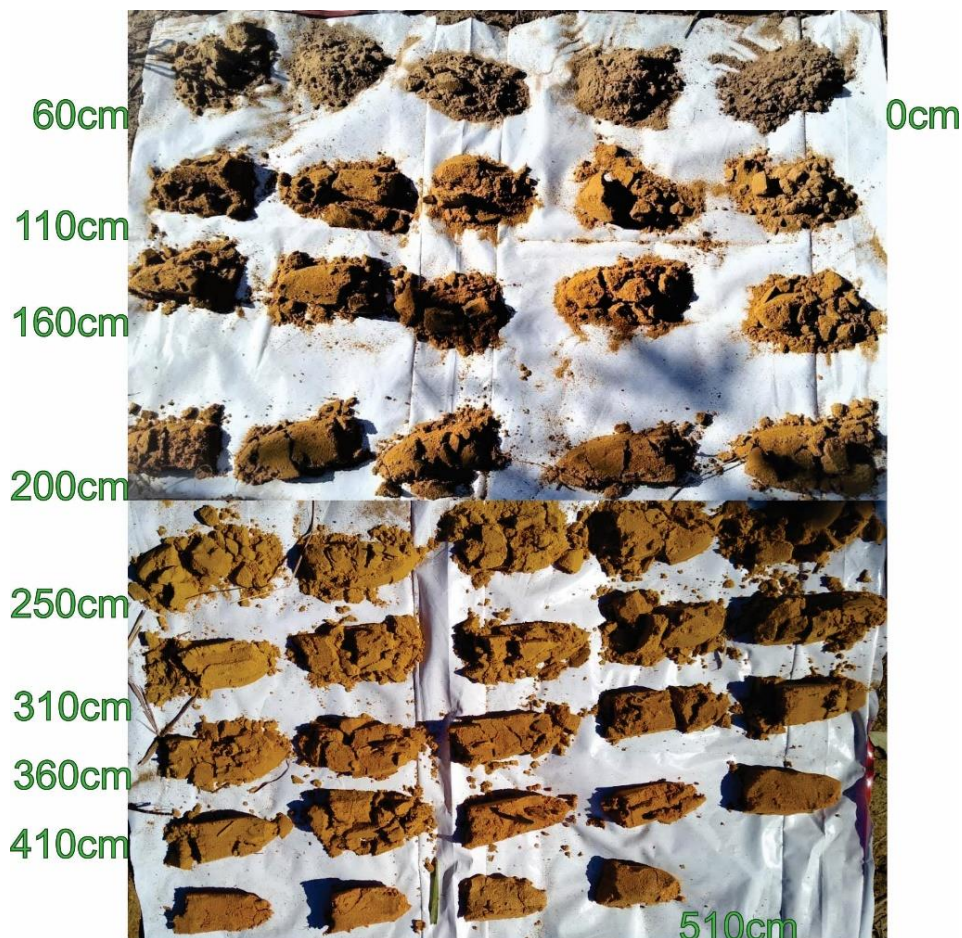


Fonte: A própria autora.

A tradagem em T4, foi efetuada no entorno da área úmida, alcançou a profundidade de 510cm e foi interrompida quando os horizontes apresentaram as mesmas propriedades macromorfológicas (Fig. 28 e Tabela 4)

Neste ponto tradado foi observado e descrito uma sequência de solo bem drenado, com textura grosseira, profundos e com transição gradual entre seus sub horizontes. As colorações variaram de acinzentadas no topo para amareladas, brunadas e avermelhadas conforme avançou a profundidade e à medida que aumentou a umidade as cores foram empalidecendo.

Figura 20: Material para descrição em trado T4.



Fonte: A própria autora.

Tabela 4: Descrição no trado T4.

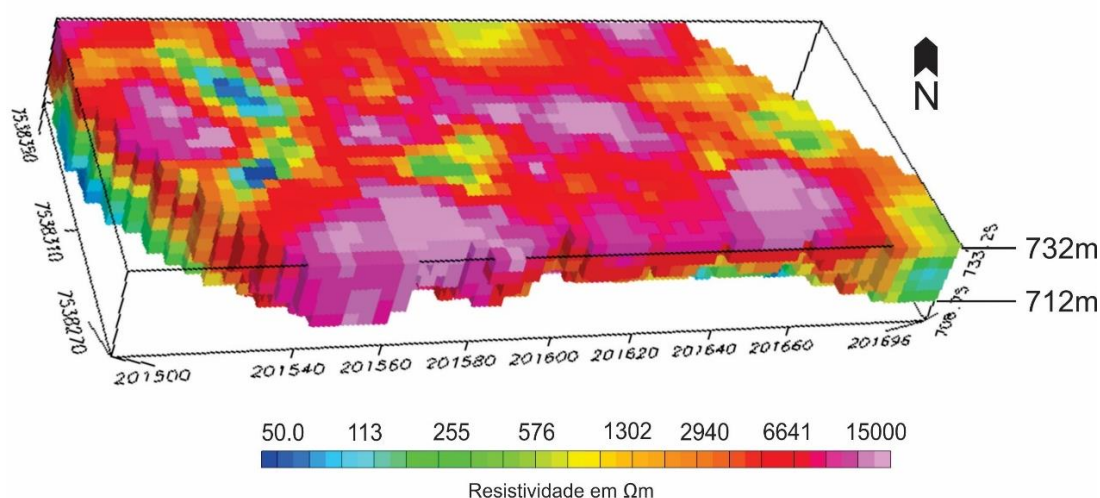
Trado	Prof. (cm)	Descrições
T4	0-30	Matriz arenosa com grãos de quartzo lavados 7,5YR 5/4, maciço, raízes finas e matéria orgânica dispersas
	30-60	Matriz arenosa com grãos de quartzo lavados 7,5YR 6/4, maciço, raízes finas e dispersas, presença de matéria orgânica em menor quantidade em relação ao horizonte anterior.
	60-260	Matriz arenosa com fração argilosa 10YR 7/6 grãos de quartzo lavados, maciço, grãos microagregados, queda progressiva na presença de raízes e matéria orgânica, aumento progressivo da umidade
	260-410	Matriz arenosa com fração argilosa 10YR 5/6 à 10YR 5/3, maciço, grãos microagregados, nítido aumento progressivo da umidade
	470-510	Matriz arenosa com fração argilosa 7,5YR 6/8 e 2,5Y 7/2, maciço, grãos microagregado, solo saturado

Fonte: A própria autora.

Essas observações são concordantes com latossolo, que é relacionado a estágios avançados de intemperismo, proveniente de arenito (KER, et al., 2012)

Com o intuito de aprimorar a compreensão do fluxo subterrâneo e confirmar o comportamento e contribuição da área úmida para a recarga do aquífero, foi gerado um modelo pseudo 3D, a partir da interpolação de todos os dados gerados pela inversão 2D, de todas as 10 linhas do ensaio geofísico em tomografia elétrica (Fig. 29).

Figura 21: Pseudo 3D da área de estudo.



Fonte: A própria autora.

A processamento do pseudo 3D foi fatiado e dessa forma, 8 mapas de resistividade em diferentes profundidades (728m, 726m, 723m, 721m, 719m, 716m, 714m e 712m) foram gerados (Fig. 30).

Os valores de resistividade em superfície 732m atestam o caráter heterogêneo da área e confirmam zonas de acumulo em superfície (valores $< 576 \Omega m$).

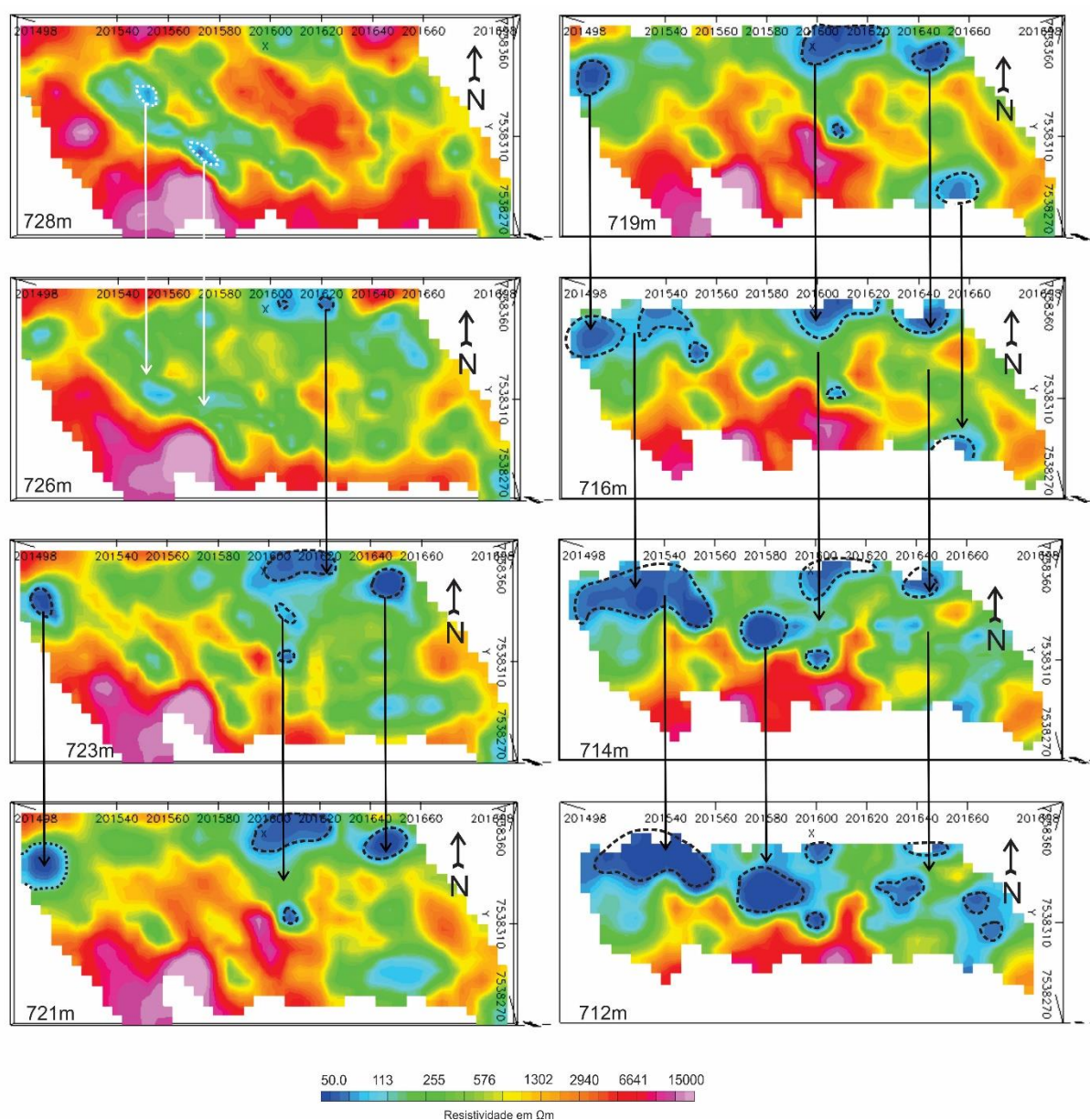
Ao analisar os valores de resistividade em sequência de profundidades, é possível observar que à 728m há uma área com valores de $50 \Omega m$, que são caminhos preferenciais de fluxo vertical (Fig. 30).

A 726m, o fluxo vertical é distribuído lateralmente e forma um nível freático raso que ocupa a maior parte da área úmida. É possível constatar nesse horizonte que há um cinturão formado por valores de alta resistividade $> 10000 \Omega m$ que contorna a área úmida e dessa forma o nível freático, não ultrapassa os limites da área úmida

e configura um nível aquífero suspenso. Esta sequência de profundidades, do 728m ao 726m, mostra a conexão das águas superficiais com o nível freático raso (Fig. 32).

Ainda à 726m é possível constatar ao norte do mapa, zonas com valores baixos de resistividade, 50 Ω m, na qual um fluxo de infiltração vertical em subsuperfície é destacado (Fig. 30).

Figura 22 : Mapas gerados a partir do pseudo 3D em diversas profundidades. Destaque para as áreas de baixa resistividade em conexão. Setas brancas da superfície para o nível aquífero suspenso. E setas pretas fluxo vertical conectando o aquífero suspenso ao aquífero profundo.



Fonte: a própria autora.

Conforme há o avanço da profundidade esta zona de baixa resistividade aumenta lateralmente, e a 723m é constatado novas zonas de baixa resistividade, ao norte e no centro da área, e explicitam as áreas de comunicação entre o nível freático suspenso e o aquífero profundo.

As zonas de baixa resistividade em 719m ocorrem isoladas e a medida que a profundidade aumenta para 716m, essas zonas de fluxo vertical aumentam lateralmente e ocorre ligação formando grandes zonas à 714m. À medida que ocorre esse aumento de zonas de infiltração, ocorre também a distribuição lateral da saturação e a 712m é constatado um nível aquífero profundo.

Os dados 3D mostram um fluxo hidráulico que infiltra verticalmente da superfície até 4m de profundidade, onde essa água é distribuída lateralmente e configura um nível aquífero suspenso e raso.

Como mostrado acima e discutido também na sessão 2D, o nível aquífero suspenso está conectado por caminhos preferenciais de fluxo descendente que aumentam conforme a profundidade e alcançam o nível aquífero profundo a partir de 20m de profundidade.

11. CONCLUSÃO

O presente trabalho empregou métodos diretos e indiretos para caracterizar uma área úmida restrita em remanescentes de Cerrado no Estado de São Paulo. Os ensaios condutividade hidráulica, combinados com tomografia elétrica e tradagem apresentaram dados relevantes a compreensão da área úmida como zona de recarga direta ao aquífero profundo.

A integração dos dados permitiu observar a relação da heterogeneidade do solo e sua influência na condutividade hidráulica superficial e fluxo subsuperficial, além de evidenciar a hidrodinâmica complexa da área úmida. A água que infiltra é distribuída lateralmente e configura um nível freático suspenso raso que apresenta conexão em profundidade com nível aquífero profundo.

Nesse sentido, foi possível inferir que no passado a existência de um horizonte laterítico contínuo, atuava como um camada de baixa permeabilidade que sustentava uma lagoa efêmera. Por não apresentar material com características físicas de retrabalhamento, é possível concluir que a laterita foi formada *in situ* como produto do perfil de alteração.

Atualmente a laterita apresenta intervalos de avançado desmantelo geoquímico, facilitada infiltração em superfície e comunicação entre as águas superficiais e subsuperficiais. A intensa umidade em subsuperfície acentua a lixiviação de minerais presentes no solo e resulta num solo cada vez mais arenoso e empobrecido. Com essas transformações químicas e estruturais do solo com aumento da porosidade e capacidade de drenar maiores quantidades de água, a área vai perdendo sua capacidade de reter água em subsuperfície combinada com o adensamento da vegetação e aumento da evapotranspiração.

É possível notar uma alteração no comportamento hídrico da área úmida. Ao perder a função de acumular água em superfície, ainda mantém sua função de facilitar a infiltração direta para o aquífero. Considerando a importância regional de áreas de recarga no contexto estadual e nacional, trata-se de uma área de alta vulnerabilidade condicionada ao tipo de uso e ocupação da terra. São argumentos que corroboram a necessidade de preservação dessas áreas a fim de minimizar o risco de contaminação e perda das funções de recarga. A área de estudo está inserida numa Unidade de Conservação e, por isso, encontra-se protegida em relação à manutenção de suas funções.

A presente pesquisa chama a atenção para a relevância desse tipo de área com função de recarga de importante aquífero. A faixa de afloramento do SAG ocupa vastas áreas do Estado de São Paulo e vem sendo ocupada de forma desordenada. Ao não apresentar nível de água superficial de destaque na paisagem, áreas úmidas com características semelhantes à desse estudo tendem a ser impactadas para outros usos. Ao perder suas funções hídricas, há um comprometimento da disponibilidade hídrica subterrânea.

A presente pesquisa torna evidente o grau de complexidade que as áreas de recarga e as áreas úmidas podem chegar a ter. Obviamente, estudos regionais acabam adotando valores e comportamentos medianos para estas áreas, mas é importante não perder de vista as heterogeneidades locais, principalmente quando se lida com gestão territorial em escala de Municípios.

REFERÊNCIAS

ABEM. Instruction Manual Terrameter LS, Suécia, 122f. 2012.

ABGE. Associação Brasileira de Geologia de Engenharia. 2013. Ensaio de Permeabilidade em Solos: orientações para a sua execução no campo. 4.ed. São Paulo - SP. 75f. 2013a.

ALMEIDA, F. F. M. Os fundamentos geológicos do relevo paulista. Boletim do Instituto de Geografia e Geologia, São Paulo. n. 41, p. 169- 263. 1964.

AUGUSTO, L. G da S.; et al. O contexto global e nacional frente aos desafios do acesso adequado à água para consumo humano. Ciênc. saúde coletiva, Rio de Janeiro, v.17, n.6, 2012.

BEAUVAIS, A.; COLIN, F. Formation and transformation processes of iron duricrust systems under tropical humid environment
Chem. Geol., 106 (1993), pp. 77-101.

BEAUVAIS, A. Ferricrete biochemical degradation on the rainforest-savannas boundary of Central African Republic. Geoderma, v.150, 2009. P.379-388

BOVI, R.; MOREIRA, C.A.; ROSOLEN, V. S.; ROSA, F. T. G., FURLAN L.M., HELENE L. P. I. Pipping process: Genesis and network characterization through a pedological and geophysical approach. Geoderma v. 361, 2020

CHANDRA, S.; AHMED, S.; RAM, A.; DEWANDEL B.; Estimation of hard rock aquifers hydraulic conductivity from geoelectrical measurements; a theoretical development with field application. Journal of Hydrology v. 357 issues 3-4. 2008 p. 218-277

CONCIANI D.; SOUZA YS DE; RUFFINO PHP; ZANCHETTA D. - Revista Brasileira de Geografia Física, 2018

CUNHA, C.N.; PIEDADE, M.T.F.; JUNK, W.F. Classificação e Delineamento das Áreas Úmidas Brasileiras e de seus Macrohabitats. Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia em Áreas Úmidas – INAU. Cuiabá, EdUFMT, 2015.

DELIN, G. N., HEALY, R. W., LANDON, M. K. AND BÖHLKE, J. K. Effects of topography and soil properties on recharge at two sites in an agricultural field. *J. Amer. Water Resour. Assoc.*, 36, 1401–1416, 2000.

IBGE Censo demográfico IBGE 2010, Disponível em: <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/sp/itirapina/panorama> < acesso em 19 outubro 2018.

FEITOSA, F, A, C, ET AL, Hidrogeologia: conceitos e aplicações/organização e coordenação científica, 3ª ed, Rio de Janeiro: CPRM,812p, 2008.

FLEISCHMANN A.; SIQUEIRA V.; PARIS A.; COLLISCHONN W.; Modelling hydrologic and hydrodynamic processes in basins with large semi-arid wetlands. Journal of Hydrology 561; 943-959p. 2018.

FURLAN, L. M. Hidrodinâmica em Área Úmida de Cerrado na Chapada Sedimentar do Oeste Mineiro Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências e Ciências Exatas. Universidade Júlio de Mesquita Filho Unesp- Rio Claro, 2019

GASTMANS, D. Hidrogeologia e hidroquímica do Sistema Aquífero Guarani na porção ocidental da Bacia Sedimentar do Paraná. Tese (Tese de Doutorado) Instituto de Geociências e Ciências Exatas – Rio Claro, Universidade Estadual Paulista (UNESP), Rio Claro, 2007.

HEALY, R.W.; SCANLON, B.R. Estimating Groundwater Recharge; Cambridge University Press: Cambridge, UK, 2010.

HIRATA, R. et. al. O Sistema Aquífero Guarani e a crise hídrica nas regiões de Campinas e São Paulo (SP). Revista USP, São Paulo n.106 p. 59-70, 2015.

HISCOCK, K.M. Hydrogeology: principles and practice / 1º Edition by Blackwell Science Ltd 2005.

HUNTLEY, D. Relations between hydraulic conductivity and electrical resistivity in granular aquifers GroundWater, v.24 1986, pp. 466-474

IRITANI, M. A. & EZAKI, S. As águas subterrâneas do Estado de São Paulo, 2ª Edição, São Paulo: Secretaria de Estado do Meio Ambiente – SMA, 2009.

JUNK, W.J.; BAYLEY, P.B.; SPARKS, R.E. The Flood Pulse Concept in River-Floodplain-Systems. Canadian Special Publications for Fisheries and Aquatic Sciences, 106: 110-127, 1989.

JUNK, W.J.; et al. Brazilian wetlands: Definition, delineation and classification for research, sustainable management and protection. Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Environments, 24(1): 5-22, 2013.

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

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

KELLY, W.E.; FROHLICH, R.K.; Relation between aquifer electrical and hydraulic properties Ground Water, 23 (2) (1985), pp. 182-189

KER, J.C.; CURI, N.; SCHAEFER, C.E.G.R.; VIDAL-TORRADO, P. Pedologia-Fundamentos. Ed. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 2012

KING, L.C., 1956. A Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geogr. 18, 147–266.

LEITE, M.B. A influência dos fatores abióticos na determinação dos padrões florísticos existentes na Estação Ecológica de Itirapina, SP (Tese de doutorado) Centro de Ciências Biológicas e da Saúde - Universidade Federal de São Carlos 2014

LERNER, D. N., ISAAR, A. S. AND SIMMERS, I. (eds.) Groundwater Recharge: A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge, International Contributions to Hydrogeology Vol. 8. Hanover: Verlag Heinz Heise. 1990

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

LUCAS, Y. CHAUVEL, A. Soil formation in a tropically weathered terrains In: Butt, C.R.M., Zeegers, H. (Eds), Handbook on exploration geochemistry, Regolith Exploration geochemistry in tropical and subtropical terrains. Elsevier, Amsterdam 1992

MASSOLI, M. Caracterização litofaciológica das formações Pirambóia e Botucatu, em subsuperfície, no município de Ribeirão Preto (SP) e sua aplicação na prospecção de águas subterrâneas. Tese (doutorado) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas Universidade Estadual Paulista. – Rio Claro 2007

MARTINS, G. de; DE CARVALHO, D. A. Uma comunidade sucessional dominada por *Pteridium aquilinum* (L.) Kuhn. no município de Lavras, estado de Minas Gerais. **Planta Daninha**, p. 35-39, 1982.

MATTOS, T.S.; OLIVEIRA, P. T. S. de; LUCAS, M.C.; WENDLAND, E. Groundwater Recharge Decrease Replacing Pasture by *Eucalyptus* Plantation. In *Water*, v.11 (6) p. 1213-1226; 2019.

MCLAUGHLIN, D.; KAPLAN, D.A.; COHEN, M.J. A significant nexus: Geographic isolated wetlands influence landscape hydrology. *Water Resource Research Res.*, 50, 7153–7166, 2014.

MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT. Ecosystems and human wellbeing: wetlands and water, 2005.

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.

MUNSELL Soil Color Company, 2000. GretagMacbeth Corporation. New Windsor, New York, USA.

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

Oliveira PTS, Leite MB, Mattos T, Nearing MA, Scott RL, de Oliveira Xavier R, da Silva Matos DM, Wendland E Groundwater recharge decrease with increased vegetation density in the Brazilian cerrado. *Ecohydrology*.(2017).

PINHEIRO, R. J. B.; NUMMER, A. V.; RAUBER, A. C. UNIDADES GEOLÓGICO-GEOTÉCNICAS DE SANTA MARIA – RS. *Geociências, UNESP*, v. 36, n. 2, p. 347–363, 2017.

OEA – Organização dos Estados Americanos, Aquífero Guarani: Programa Estratégico de Ação, Relatório do Projeto de Proteção Ambiental e Desenvolvimento Sustentável do Sistema Aquífero Guarani, Edição bilíngue Brasil; Argentina; Paraguai; Uruguai, Montevideu, OEA, 2009.

RAMSAR CONVENTION SECRETARIAT, Managing groundwater: Guidelines for the management of groundwater to maintain wetland ecological character. Ramsar handbooks for the wise use of wetlands, 4th edition, vol.11. Ramsar Convention Secretariat, Gland, Switzerland, 2010.

ROSOLEN, V.; HERPIN, U. Expansão dos solos hidromorficos e mudanças na paisagem: um estudo de caso na região Sudeste da Amazônia Brasileira. *Acta Amazônica*, v. 38, n. 03, p. 483-490, 2008.

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.S.; BUENO, G.T., MUTEA, M.; MOREIRA, C.A.; JUNIOR, I.R.F.; NOGUEIRA, G.; CHAPLOT V. On the link between soil hydromorphy and geomorphological development in the Cerrado (Brazil) wetlands. *Catena* v. 176, 2019

SCHNEIDER, R,L.; MUHLMANN, H.; TOMMASI, E.; MEDEIROS, R,A.; DAEMON, R,F.; NOGUEIRA, A,A, Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná, In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28,, 1974, Porto Alegre, Anais, Porto Alegre: SBG, v, 1, p, 41-65. 1974.

SOARES, P.C. Divisão Estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 5, p. 229-251, 1975.

SONKAMBLE, S.; SAHYA, A.; JAMPANI, M.; AHMED S.; AMERASINGHE, P. Hydro – geophysical characterization and performance evaluation of natural wetlands in a semi-arid wastewater irrigated landscape. *Water Research* 148 (2019) 176-187

SORIANO, E. et al. Crise Hídrica em São Paulo do ponto de vista dos desastres. *Ambiente e Sociedade*, São Paulo, v. 19, n.1, p. 21-42, 2016.

TARDY, Y. & NAHON D. Geochemistry of laterite stability of Al-goethite, Al- hematite, and Fe³⁺-kaolinite in bauxites and ferricretes: An approach to the mechanism of concretion formation. *American Journal of Science*, vol. 285, p. 865-903.1985

TARDY, Y.; KOBILSEK, B.; PAQUET, H. Mineralogical composition and geographical distribution of African and Brazilian periatlantic laterites. The influence of continental drift and tropical paleoclimates during the past 150 million years and implications for India and Australia. *Journal of African Earth Sciences*, v.12, n.1/2, p.283-295 1991

TARDY. Y Diversity and terminology of lateritic profiles. *Developments in Earth Surface Processes*. Chapter 15 Elsevier, 1992

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

TERZAGUI, K; PECK, R. B. Soil mechanics and engineering practice. New York: John Wiley and Sons, 1967.

TINER, R. W. Geographically Isolated Wetlands of the United States. *WETLANDS*, Volume 23, No. 3, 2003

TUNDISI, J. G. Novas Perspectivas para a Gestão de Recursos Hídricos. *Revista USP*, São Paulo, n.70, p. 24-35, 2006.

van der Kamp, Garth and Hayashi, Masaki, "The Groundwater Recharge Function of Small Wetlands in the Semi-Arid Northern Prairies" (1998). *Great Plains Research: A Journal of Natural and Social Sciences* 366.

VEPRASKAS, M.J., LINDBO, D.L. Redoximorphic features as related to soil hydrology and hydric soils. In: Lin, H. (Ed.), *Hydropedology: Synergistic Integration of Soil Science and Hydrology*. Academic Press, USA, pp. 143–172. 2012.

WHATELY, M; CUNHA, P. Cantareira 2006: um olhar sobre o maior manancial de água da Região Metropolitana de São Paulo. São Paulo: Instituto Socioambiental, 2007.

WINTER, T. C. Relation of streams, lakes and wetlands to groundwater flow systems. Hydrogeology Journal (1999) 7:28–45. 1998.

ZANCHETTA, D., Diniz, F. V. Estudo da contaminação biológica por *Pinus* spp. em três diferentes áreas na Estação Ecológica de Itirapina (SP, Brasil). Revista do Instituto Florestal 18, p. 1-14. 2006

ZUQUETTE, L. V; PALMA, J. B. Avaliação da condutividade hidráulica em área de recarga do aquífero Botucatu. Rem: Revista Escola de Minas, v. 59, n. 1, p. 81–87, 2006.

APÊNDICE A – Medidas coletadas no ensaio de permeabilidade (em segundos)

APÊNDICE B – Resultados de condutividade hidráulica e respectivas

Linha	9	8	7	6	5	4	3	2	1
95m	95m	95m	95m	95m	95m	95m	95m	95m	95m
0 - 10cm	252	330	192	329.4	361.2	481.2	310.8	240	480
10 - 20cm	561	811	401	374.4	444	241.8	372	480	720
80m	80m	80m	80m	80m	80m	80m	80m	80m	80m
0 - 10cm	262,8	495	241,8	393	252	190,8	257,4	280	195
10 - 20cm	604	1047	553	429	261	391,2	328,2	560	582
65m	65m	65m	65m	65m	65m	65m	65m	65m	65m
0 - 10cm	138	308,4	450	692,4	609,6	271,2	387	300	195
10 - 20cm	328	620	741	630	321,6	306	360	600	582
50m	50m	50m	50m	50m	50m	50m	50m	50m	50m
0 - 10cm	684	330	324	572,4	272,4	196,8	94,8	165	420
10 - 20cm	1468	660	711	748,8	324	241,8	249,6	495	840
35m	35m	35m	35m	35m	35m	35m	35m	35m	35m
0 - 10cm	208,2	211,8	315,6	432	240	241,2	204	180	360
10 - 20cm	520	549	630	482,4	205,2	180	270	540	540
20m	20m	20m	20m	20m	20m	20m	20m	20m	20m
0 - 10cm	147	384,6	387	259,2	372,6	189	192	260	312
10 - 20cm	354	871	659	312	421,2	199,2	198	520	468
5m	5m	5m	5m	5m	5m	5m	5m	5m	5m
0 - 10cm	270	334,2	151,2	388,2	612	154,2	487,2	135	500
10 - 20cm	873	787	362	420,6	138	196,2	435	405	600

coordenadas

Linha	9	coord. X	coord.Y
95m	4,4401X10 ⁻⁴	201698.18	7538277.89
80m	4,0117X10 ⁻⁴	201689.00	7538289.00
65m	7,1908X10 ⁻⁴	201680.45	7538289.00
50m	1,7482X10 ⁻⁴	201671.00	7538313.00
35m	4,3974X10 ⁻⁴	201662.00	7538324.00
20m	6,6088X10 ⁻⁴	201652.84	7538336.58
5m	2,2752X10 ⁻⁴	201643.81	7538348.25

Linha	8		
95m	$2,8476 \times 10^{-4}$	2016822.03	7538277.01
80m	$2,4855 \times 10^{-4}$	201672.74	7538288.29
65m	$4,3974 \times 10^{-4}$	201663.27	7538300.12
50m	$4,1576 \times 10^{-4}$	201653.51	7538312.33
35m	$4,0544 \times 10^{-4}$	201643.00	7538323.00
20m	$2,8126 \times 10^{-4}$	201634.00	7538335.00
5m	$3,0287 \times 10^{-4}$	201624.00	7538346.00
Linha	7		
95m	$6,5520 \times 10^{-4}$	201665.00	7538276.00
80m	$4,3974 \times 10^{-4}$	201655.00	7538288.00
65m	$3,7759 \times 10^{-3}$	201646.00	7538299.00
50m	$3,5452 \times 10^{-4}$	201636.00	7538311.00
35m	$4,3473 \times 10^{-4}$	201627.00	7538322.00
20m	$5,0367 \times 10^{-4}$	201617.00	7538334.00
5m	$6,4778 \times 10^{-4}$	201608.00	7538345.00
Linha	6		
95m	$3,6645 \times 10^{-4}$	201647.00	7538276.00
80m	$3,1981 \times 10^{-4}$	201638.16	7538287.96
65m	$2,1778 \times 10^{-4}$	201628.00	7538299.00
50m	$1,8322 \times 10^{-4}$	201619.00	7538310.00
35m	$2,84441 \times 10^{-4}$	201609.00	7538322.00
20m	$4,3974 \times 10^{-4}$	201599.00	7538334.00

5m	$3,2620 \times 10^{-4}$	201590.00	7538345.00
Linha	5		
95m	$3,0900 \times 10^{-4}$	201531.28	7538275.59
80m	$5,2567 \times 10^{-4}$	201621.00	7538287.00
65m	$4,2661 \times 10^{-4}$	201612.00	7538298.00
50m	$4,2344 \times 10^{-4}$	201602.00	7538310.00
35m	$6,6861 \times 10^{-4}$	201593.00	7538321.00
20m	$3,2573 \times 10^{-4}$	201583.00	7538333.00
5m	$5,1814 \times 10^{-3}$	201573.00	7538345.00
Linha	4		
95m	$3,8699 \times 10^{-3}$	201614.00	7538275.00
80m	$3,5071 \times 10^{-4}$	201604.00	7538287.00
65m	$4,4836 \times 10^{-4}$	201595.00	7538298.00
50m	$5,6741 \times 10^{-4}$	201585.00	7538310.00
35m	$7,6222 \times 10^{-4}$	201576.00	7538321.00
20m	$6,8875 \times 10^{-4}$	201566.00	7538333.00
5m	$6,9928 \times 10^{-4}$	201556.00	7538344.00
Linha	3		
95m	$3,6881 \times 10^{-4}$	201596.00	7538275.00
80m	$4,1803 \times 10^{-4}$	201587.00	7538286.00
65m	$3,8111 \times 10^{-4}$	201578.00	7538298.00
50m	$5,4968 \times 10^{-4}$	201568.00	7538309.00
35m	$5,0815 \times 10^{-4}$	201558.00	7538321.00

20m	$6,9292 \times 10^{-4}$	201549.00	7538332.00
5m	$3,1540 \times 10^{-4}$	201539.00	7538344.00
Linha	2		
95m	$3,8861 \times 10^{-3}$	201580.00	7538274.00
80m	$3,3309 \times 10^{-3}$	201570.00	7538286.00
65m	$3,1088 \times 10^{-3}$	201561.00	7538298.00
50m	$4,2393 \times 10^{-3}$	201552.00	7538309.00
35m	$3,8861 \times 10^{-3}$	201542.00	7538320.00
20m	$3,5871 \times 10^{-3}$	201532.00	7538332.00
5m	$5,1814 \times 10^{-3}$	201523.00	7538344.00
Linha	1		
95m	$2,3316 \times 10^{-3}$	201562.00	7538273.00
80m	$3,5871 \times 10^{-3}$	201553.00	7538285.00
65m	$3,5871 \times 10^{-3}$	201543.00	7538297.00
50m	$2,2206 \times 10^{-3}$	201534.00	7538309.00
35m	$3,1088 \times 10^{-3}$	201525.00	7538320.00
20m	$3,5871 \times 10^{-3}$	201515.00	7538332.00
5m	$2,3316 \times 10^{-3}$	201506.00	7538344.00

