



**UFOP**  
Universidade Federal  
de Ouro Preto

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**  
**ESCOLA DE MINAS**  
**DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**ESCOLA DE MINAS**

## TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

AVALIAÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA EM SOLO COM  
INFILTRÔMETRO DE ANEL SIMPLES E DE LEVANTAMENTOS  
MULTITEMPORAIS DE ELETORRESISTIVIDADE

Jéssica Caroline do Vale Costa

**MONOGRAFIA nº 487**

Ouro Preto, outubro de 2023

**AVALIAÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA EM SOLO COM  
INFILTRÔMETRO DE ANEL SIMPLES E DE LEVANTAMENTOS  
MULTITEMPORAIS DE ELETORRESISTIVIDADE**

---



## **FUNDAÇÃO UNIVERSIDADE FEDERAL DE OURO PRETO**

### **Reitora**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Cláudia Aparecida Marlière de Lima

### **Vice-Reitor**

Prof. Dr. Hermínio Arias Nalini Júnior

### **Pró-Reitora de Graduação**

Prof.<sup>a</sup> Dr.<sup>a</sup> Tânia Rossi Garbin

### **ESCOLA DE MINAS**

#### *Diretor*

Prof. José Alberto Naves Cocota Junior

#### *Vice-Diretor*

Prof. Dr. Cláudio Eduardo Lana

### **DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

#### *Chefe*

Dr. Geraldo Magela Sampaio

# **MONOGRAFIA**

**Nº 487**

## **AVALIAÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA EM SOLO COM INFILTRÔMETRO DE ANEL SIMPLES E DE LEVANTAMENTOS MULTITEMPORAIS DE ELETORRESISTIVIDADE**

**Jéssica Caroline do Vale Costa**

*Orientador*

**Prof. Dr. Luís de Almeida Prado Bacellar**

Monografia do Trabalho de Conclusão de curso apresentado ao Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso II – TCC 402, ano 2023/1.

**OURO PRETO**

**2023**

---

SISBIN - SISTEMA DE BIBLIOTECAS E INFORMAÇÃO

C837a Costa, Jessica Caroline do Vale.

Avaliação da infiltração de água em solo com infiltrômetro de anel simples e de levantamentos multitemporais de eletrorresistividade. [manuscrito] / Jessica Caroline do Vale Costa. - 2023.

89 f.: il.: color., gráf., tab., mapa.

Orientador: Prof. Dr. Luis de Almeida Prado Bacellar.  
Monografia (Bacharelado). Universidade Federal de Ouro Preto.  
Escola de Minas. Graduação em Engenharia Geológica .

1. Hidrogeologia. 2. Infiltração. 3. Solos. 4. Eletrorresistividade. I. Bacellar, Luis de Almeida Prado. II. Universidade Federal de Ouro Preto. III. Título.

CDU 556.3:631.432.3

Bibliotecário(a) Responsável: Sione Galvão Rodrigues - CRB6 / 2526



## FOLHA DE APROVAÇÃO

Jéssica Caroline do Vale Costa

### AVALIAÇÃO DA INFILTRAÇÃO DE ÁGUA EM SOLO COM INFILTRÔMETRO DE ANEL SIMPLES E DE LEVANTAMENTOS MULTITEMPORAIS DE ELETORRESISTIVIDADE

Monografia apresentada ao Curso de Engenharia Geológica da Universidade Federal de Ouro Preto como requisito parcial para avaliação da disciplina Trabalho de Conclusão de Curso – TCC 402, ano 2023.

Aprovada em 02 de outubro de 2023

#### Membros da banca

Prof Dr. Luis de Almeida Prado Bacellar - Universidade Federal de Ouro Preto  
Prof Dr. Lucas Pereira Leão - Universidade Federal de Ouro Preto  
Dr. Luiz Henrique Cardoso - Universidade Federal de Ouro Preto

Luis de Almeida Prado Bacellar, orientador do trabalho, aprovou a versão final e autorizou seu depósito na Biblioteca Digital de Trabalhos de Conclusão de Curso da UFOP em 20/10/2023



Documento assinado eletronicamente por **Luis de Almeida Prado Bacellar, PROFESSOR DE MAGISTERIO SUPERIOR**, em 20/10/2023, às 11:20, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 6º, § 1º, do [Decreto nº 8.539, de 8 de outubro de 2015](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site [http://sei.ufop.br/sei/controlador\\_externo.php?acao=documento\\_conferir&id\\_orgao\\_acesso\\_externo=0](http://sei.ufop.br/sei/controlador_externo.php?acao=documento_conferir&id_orgao_acesso_externo=0), informando o código verificador **0611445** e o código CRC **FF013C4D**.

## AGRADECIMENTOS

---

Aos meus avós, Gilberto e Nilzete, e à minha mãe, Kátia, por sempre terem sido minhas referências paternas, sempre com apoio e amor incondicionais, sem medir esforços para me apoiar na realização dos meus objetivos, sejam eles quais fossem. Sou infinitamente grata. Aos meus tios, Júnior e John, que desde sempre exerceram papéis de cuidado e amor. Aos meus irmãos, João, quem me fez ocupar o posto tão desejado de “irmã” e Francisco, meu primeiro amor.

Ao Ian, meu companheiro de batalha, por ser meu maior apoio nos estudos e na maternidade, por renunciar ao seu próprio tempo em benefício do meu ao longo desses anos. Pelo carinho que se faz presente mesmo nos meus piores dias. Sou grata para sempre.

Agradeço ao meu filho, Tiê, por ser meu combustível e inspiração para seguir quando o horizonte se torna muito pequeno, e por ter me dado força e foco que nunca pensei existirem em mim. Tudo que faço de melhor é graças a você!

Aos meus tios e tias, primos e primas, que desde que me reconheço ser humano fizeram parte do mundo, me fazendo entender a importância de fazer parte de uma família. Tia Nádía (*in memmorian*), Di, Tia Nice, Tio Duca (*in memmorian*), Fernanda, Duda Ellen, Eneida, Carol.

Às amigas e amigos Júlia, Lorena, Amanda, Waguin, Cláudio, Gabi, Paulo Matheus, Bartira, Júlia, Mara, Yumi, Misê, Arroz, Tácita, que me fazem perceber que o amor da nossa vida também são nossos amigos.

Ao Xpo (Areli) pelas primeiras oportunidades de experiência profissional na Geologia, com muitos ensinamentos, compreensão e amizade. Ao Zrd por ter me dado a chance desse encontro e ao Xgl pela paciência e calma sempre que precisei de ajuda.

Ao Prof. Dr. Luis de Almeida Prado Bacellar por me orientar com dedicação, cuidado e paciência na realização deste trabalho, por sempre ter se disposto a acompanhar meu trabalho e verificar meus dados. Te agradeço.

Ao Prof. Dr. Ricardo Scholz pelas oportunidades de iniciação científica e pelos bons papos. Ao Prof. Dr. Emílio Urbano por ter me guiado com cuidado e atenção na primeira escrita e investigação científica que realizei na graduação.

Aos técnicos do laboratório de Caracterização de Solos do NUGEO/EM/UFOP, Diogo e Whilison, pelo incansável auxílio na realização dos ensaios e explicação dos procedimentos, papinhos e cafezinhos.

# SUMÁRIO

---

1	INTRODUÇÃO .....	12
1.1	APRESENTAÇÃO .....	12
1.2	OBJETIVOS.....	12
1.3	JUSTIFICATIVA .....	12
1.4	LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO .....	14
2	FUNDAMENTOS TEÓRICOS.....	18
2.1	O CICLO HIDROLÓGICO .....	18
	Precipitação           19	
2.1.1	Infiltração .....	19
2.1.2	Evapotranspiração .....	25
2.1.3	Recarga.....	26
2.1.4	Escoamento .....	27
2.2	MÉTODOS PARA MENSURAR A INFILTRAÇÃO .....	29
2.2.1	Infiltrômetro Simples .....	29
2.2.2	Levantamento Geofísico de Eletrorresistividade .....	30
3	MATERIAIS E MÉTODOS .....	39
3.1	Revisão Bibliográfica .....	40
3.2	Seleção das Áreas de Estudo .....	40
3.3	Caracterização das Áreas de Estudo.....	40
3.4	Trabalhos de Campos para Avaliação da Infiltração.....	40
3.4.1	Determinação da Taxa de Infiltração com Infiltrômetro de Anel .....	40
3.4.2	Levantamentos de Eletrorresistividade .....	41
3.5	Trabalhos de Campo para Coleta de Amostras .....	44
3.6	Análises Laboratoriais dos Solos .....	45
3.6.1	Análise Granulométrica .....	45
3.6.2	Peso Específico Natural do Solo .....	50
3.6.3	Densidade Real dos Grãos .....	51
3.6.4	Porosidade Total .....	54
3.6.5	Teor de Umidade.....	54
3.6.6	Saturação.....	54

4	CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO.....	56
4.1	Solos .....	56
4.2	Clima .....	58
4.3	Geologia Regional.....	61
4.3.1	Unidade Cenozoica .....	63
4.3.2	Supergrupo Estrada Real.....	63
4.3.3	Supergrupo Rio das Velhas.....	64
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES .....	65
5.1	Caracterização dos Solos.....	65
5.2	Ensaio de Infiltração .....	71
5.3	Levantamentos de Eletrorresistividade .....	74
6	CONCLUSÕES .....	81
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....	83

## LISTA DE FIGURAS

---

Figura 1.1: Localização da área de estudos em relação ao município de Ouro Preto e ao estado de Minas Gerais.....	15
Figura 1.2: Localização da área onde foi realizado o segundo ensaio.....	16
Figura 1.3: Localização da terceira área de estudos..	17
Figura 2.1: Fluxograma de representação do ciclo hidrológico. ....	18
Figura 2.2: Exemplo do uso de traçadores colorimétricos ( <i>brilliant blue</i> ) para avaliação espacial da geometria de percolação. ....	20
Figura 2.3: Perfil de umidade do solo durante a infiltração. Fonte: Carvalho & Silva (2006). ....	24
Figura 2.4: Exemplo de Infiltrômetro de Anel Duplo . ....	30
Figura 2.5: Esquema de campo para a determinação da resistividade. ....	33
Figura 2.6: Esquema dos diferentes espaçamentos do arranjo Wenner.....	37
Figura 2.7: esquema das três configurações utilizados para o arranjo quadrático.....	38
Figura 3.1: Fluxograma da metodologia adotada no presente trabalho.....	39
Figura 3.2: Tubo de PVC utilizado com 250 mm de diâmetro.....	41
Figura 3.3: Resistivímetro LandMapper ® ERM-03/-04 utilizado nos levantamentos.....	42
Figura 3.4: Esquema de montagem dos arranjos de eletrodos em volta do Infiltrômetro de Anel. ....	43
Figura 3.5: Limite da trincheira aberta no local onde se encontrava o anel infiltrômetro para coleta de amostras. ....	44
Figura 3.6: Parte do procedimento de quarteamento de amostra total de solo. ....	46
Figura 3.7: Conjunto de peneiras utilizadas na etapa de peneiramento grosso. ....	47
Figura 3.8: Conjunto de peneiras utilizadas durante o peneiramento fino da amostra após o ensaio de sedimentação e secagem em estufa. ....	48
Figura 3.9: Copo dispersor utilizado nos ensaios. ....	49

Figura 3.10: Provetas dispostas sobre a bancada com os outros materiais utilizados durante ensaio de sedimentação. ....	50
Figura 3.11: Transferência da amostra do dispersor para o picnômetro.....	52
Figura 3.12: amostras nos picnômetros submetidas ao vácuo.....	53
Figura 4.1: Classificação dos Solos presentes na área de estudos 2 (Área 2). Fonte: Amaral (2004); a autora. ....	57
Figura 4.2: Classificação dos Solos presentes na área de estudos 3 (Área 3). Fonte: Amaral (2004) a autora. ....	58
Figura 4.3: Medidas de precipitação e temperatura para os municípios de a) Ouro Preto e b) Itabirito.....	59
Figura 4.4: Médias mensais de quantidade de dias com insolação e precipitação regionais....	60
Figura 4.5: Quantidade de dias durante os meses do ano e suas temperaturas correspondentes para a região.....	61
Figura 4.6: Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero.. ....	62
Figura 4.7: Mapa geológico regional do Quadrilátero Ferrífero e a localização das três áreas de estudos.....	63
Figura 5.1: Diagrama triangular para determinação da textura dos solos, segundo Lemos & Santos (1996). ....	66
Figura 5.2: Perfis de solo exibindo as propriedades de frações granulométricas, teor de umidade, grau de saturação, porosidade total e massa específica seca das áreas .....	70
Figura 5.3: Resultado do ensaio de infiltração, com o infiltrômetro de anel, da Área 1. ....	71
Figura 5.4: Resultados do ensaio de infiltração, com o infiltrômetro de anel, da Área 2.....	72
Figura 5.5: Resultados do ensaio de infiltração, com o infiltrômetro de anel, da Área 2.....	73
Figura 5.6: Perfis de eletrorresistividade dos levantamentos nas áreas.....	78
Figura 5.7: Perfis de eletrorresistividade dos levantamentos nas áreas excluídas as medidas de resistividade aparente obtidas com o arranjo Dipolo Dipolo Equatorial.....	79

## LISTA DE TABELAS E QUADROS

---

Tabela 2.1: Relações utilizadas para cálculo da profundidade teórica para cada arranjo.....	35
Tabela 3.1: Espaçamento intereletrodo (a) utilizado em cada arranjo e seu alinhamento azimutal. .....	43
Tabela 5.1: Frações obtidas a partir dos ensaios de análise granulométricas das amostras coletadas nas três áreas de estudo e suas classificações texturais. ....	67
Tabela 5.2: Profundidades medianas de investigação ( $Z_e$ ) obtidas para cada arranjo. ....	75
Tabela 5.3: Valores de resistividade aparente obtidos nos levantamentos realizados na Área 1. .....	75
Tabela 5.4: Valores de resistividade aparente obtidos nos levantamentos realizados na Área 2. .....	76
Tabela 5.5: Valores de resistividade aparente obtidos nos levantamentos realizados na Área 3. .....	76
Quadro 2.1: Classificação do solo a partir da Taxa de Infiltração Básica. ....	25
Quadro 2.2: Valores de condutividade hidráulica, em cm/s, para vários tipos de materiais. ....	27
Quadro 2.3: Classificação dos métodos geoeletricos. ....	31

## RESUMO

---

A taxa de recarga dos aquíferos pode ser mais bem computada a partir de informações existentes sobre as taxas de infiltração no solo, obtidas a partir de vários métodos. Uma vez que a água do solo é o elo entre a precipitação e os aquíferos livres, entender os mecanismos de seu movimento é de grande importância para a compreensão dessa recarga. Este trabalho aborda o estudo do método de infiltração com Infiltrômetro de Anel Simples em ensaios realizados simultaneamente com levantamentos geofísicos de Eletrorresistividade. Utilizou-se a técnica azimutal com três arranjos eletródicos: Wenner, Dipolo-Dipolo Equatorial e Quadrático. O objetivo principal foi comparar a eficiência destes arranjos a partir da avaliação das informações obtidas nos ensaios de infiltração e caracterização de solo. Os objetivos específicos foram determinar propriedades dos solos e da condutividade hidráulica saturada nos pontos de coleta; avaliar os melhores arranjos de eletrorresistividade para detecção da frente de saturação descendente em ensaios de infiltração; e analisar em laboratórios os fatores físicos que controlam as taxas de infiltração em cada ponto. Foram realizados trabalhos de campo para realização dos levantamentos de Eletrorresistividade, ensaios de infiltração e coleta de amostras em três locais com aspectos fisiográficas distintos, nomeados aqui como Área 1, Área 2 e Área 3. Os resultados dos ensaios de infiltração exibiram a tendência esperada, com elevadas taxas iniciais, devido as forças de sucção (B) no solo inicialmente não saturado, decrescendo exponencialmente até se estabilizar a um valor que seria equivalente à condutividade hidráulica vertical ( $K_v$ ), de acordo com a equação de Philip (1957). Tomando-se por base os valores de taxa de infiltração básica (TIB) após 90 minutos de ensaio (para uniformizar os resultados), o perfil de solo menos condutivo foi o da Área 2, com taxa de  $2,3 \times 10^{-5}$  cm/s, enquanto nos perfis das áreas 1 e 3 foram maiores e similares, com valores de  $16,7 \times 10^{-5}$  e  $11,0 \times 10^{-5}$  cm/s, respectivamente. Verificou-se que o perfil da Área 2 possui menor porosidade e maior proporção de finos (silte e argila) que os outros das duas áreas (1 e 3), o que explicaria a menor taxa de infiltração. Considerando os valores obtidos de Condutividade Hidráulica Vertical ( $K_v$ ), em 90 minutos de ensaio, a frente de saturação (com solo 100% saturado) deve ter sido da ordem de centímetros. Trabalhos anteriores mostraram que, de fato, para solos de composições similares aos deste trabalho, e sob condições de infiltração semelhantes às utilizadas, a saturação pode demorar semanas. Portanto, os valores de TIB encontrados não podem ser considerados equivalentes à Condutividade Hidráulica Vertical Saturada ( $K_{sat}$ ). O arranjo Wenner exibiu os melhores resultados, com comportamento ao longo dos perfis realizados próximo ao esperado, seguido do arranjo Quadrático. O arranjo Dipolo-Dipolo Equatorial (DDE) apresentou valores incoerentes, e isso pode ser devido à sua sensibilidade às heterogeneidades do meio. Para trabalhos futuros, o emprego de traçadores colorimétricos, como o azul brilhante, pode ser uma alternativa visual para entender como ocorre a percolação.

# CAPÍTULO 1

## INTRODUÇÃO

---

### 1.1 APRESENTAÇÃO

Determinar a taxa de recarga dos aquíferos é muito importante, uma vez que a recarga constitui seus recursos renováveis, reabastecendo os volumes que foram, eventualmente, perdidos, garantindo a vida útil do reservatório. No entanto, a taxa de recarga pode ser mais bem computada a partir de informações existentes sobre as taxas de infiltração no solo, obtidas a partir de vários métodos.

Neste trabalho, pretendeu-se determinar as taxas de infiltração da água no solo com o emprego de infiltrômetro de duplo anel nos municípios de Ouro Preto e Itabirito (MG). Tendo em vista a heterogeneidade como a infiltração pode ocorrer pelo perfil do solo, a realização simultânea de levantamentos multitemporais de eletrorresistividade com três diferentes tipos de arranjos de eletrodos (quadrático, dipolo-dipolo azimutal e Wenner azimutal) objetivou auxiliar na compreensão da evolução da frente de saturação descendente.

### 1.2 OBJETIVOS

O objetivo primordial deste trabalho é comparar os arranjos empregados no levantamento de eletrorresistividade, avaliando a taxa de infiltração da água em três tipos de solos: solo de aterro, Cambissolo e Podzólico Vermelho Amarelo; com emprego o de infiltrômetro e, assim, determinar qual dos arranjos demonstra maior eficiência e coerência com os dados obtidos.

Os objetivos específicos foram a determinação das propriedades dos solos e da condutividade hidráulica saturada nos pontos de coleta, a avaliação dos melhores arranjos de eletrorresistividade para detecção da frente de saturação descendente em ensaios de infiltração e análise dos fatores físicos que controlam as taxas de infiltração em cada ponto.

### 1.3 JUSTIFICATIVA

Segundo Mourão (2007):

a recarga é uma componente fundamental no ciclo hidrológico, sendo talvez a que apresenta maior dificuldade e complexidade de mensuração. Por ser quase impossível a sua determinação direta, vários métodos têm sido elaborados e adotados visando estabelecer uma estimativa.

O processo de recarga de aquíferos ocorre, naturalmente, por processos diretos e indiretos (Healy, 2010). A precipitação que infiltra na superfície do solo e percola através da zona insaturada até atingir o nível freático, tendo como consequência a recarga do aquífero. Essa recarga ocorre de duas formas (Lerner e Simmers, 1990): distribuída em grandes áreas, chamada de recarga direta ou difusa; e a dita recarga indireta (ou concentrada), que se refere à percolação da água no lençol freático através dos leitos de cursos de água superficiais, como rios e lagos.

Considerando-se o processo de recarga direta (ou difusa), segundo Manoel Filho (2000b), após infiltrar no solo, a água divide-se em três componentes: uma parte permanece acima do nível freático, na zona não saturada; outra parte, o interfluxo, constitui um escoamento subsuperficial que pode fluir lateralmente pela zona não saturada e alcançar os cursos d'água, suprindo-os de forma intermitente; a terceira e mais importante componente atinge o nível freático e se torna a recarga do aquífero.

Dentre os principais fatores que afetam os mecanismos de recarga listados por alguns autores (Rushton, 1988; Scanlon *et al.* 2002; Stonestrom & Harrill, 2007; Healy, 2010), destacam-se três, relativos às características dos solos:

- Natureza, heterogeneidade em superfície e ao longo do perfil, sua espessura e propriedades hidráulicas tais como a permeabilidade;
- Estruturas no solo originadas em ciclos de dessecação e de umidade;
- Mecanismos de fluxo através da zona não saturada e existência de zonas com condutividades hidráulicas diferentes.

Uma vez que as águas pluviais precisam de comumente percolar pelo solo para adentrar o nível freático, essas coberturas podem ter grande influência sobre a recarga do aquífero. Segundo Cheng *et al.* (2014):

A água do solo é o elo entre a precipitação e os aquíferos livres; portanto, entender os mecanismos de seu movimento é de grande importância para a compreensão dessa recarga.

Dessa maneira, este trabalho justifica-se pela busca pela compreensão espacial e temporal desse processo.

#### **1.4 LOCALIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO**

Os ensaios foram realizados em três locais diferentes, todos inseridos geologicamente no contexto do Quadrilátero Ferrífero.

A área de estudo do primeiro ensaio está localizada no *campus* Morro do Cruzeiro da Universidade Federal de Ouro Preto, no município de Ouro Preto, região sudeste do estado de Minas Gerais. O acesso à área é feito pela BR-356 a partir de Belo Horizonte (Figura 1.1).

O local escolhido foi a área externa do Departamento de Geologia (DEGEO).



Figura 1.1: Localização da área de estudos em relação ao município de Ouro Preto e ao estado de Minas Gerais. Fonte: *Google Satellite* (2023); a autora.

O segundo ensaio foi realizado no distrito de Santa Rita de Ouro Preto, no município de Ouro Preto, próximo à represa dos Taboões, e dentro da Zona de Amortecimento do Monumento Natural de Itatiaia, uma categoria de Unidade de Conservação (Figura 2.2).

O acesso ao local é realizado através da MG-129, a partir de Saramenha. Toma-se a esquerda no trevo para Santa Rita de Ouro Preto e após 4 km pega-se a estrada de terra que dá acesso à represa.



 **Área de Estudo 2**

Figura 1.2: Localização da área onde foi realizado o segundo ensaio. Fonte: *Google Satellite* (2023); a autora.

O terceiro local de realização do ensaio foi o distrito de Acuruí, no município de Itabirito. O acesso é feito, a partir de Belo Horizonte, pela BR-356 até a entrada da localidade de Maracujá. Toma-se a esquerda no trevo de Maracujá e segue-se por aproximadamente 8 km até a entrada que dá acesso à Mineração Ferro Puro. Após 3 km toma-se a esquerda numa estrada de terra e chega-se ao local (Figura 1.3).



Figura 1.3: Localização da terceira área de estudos. Fonte: *Google Satellite* (2023); a autora.

### 2.1 O CICLO HIDROLÓGICO

Segundo Te Chow *et al.* (1988), o ciclo hidrológico não tem começo ou fim, e seus muitos processos ocorrem continuamente.

Sob certas condições meteorológicas, o vapor d'água presente na atmosfera se precipita na forma de chuva, neblina ou gelo. De forma generalizada, após precipitar, uma parcela da água é interceptada pela vegetação, outra parcela é infiltrada em solos e rochas, outra, escoam superficialmente por meio dos cursos d'água até alcançar os oceanos, e uma outra ainda é devolvida pela vegetação ao transpirá-la. A água pode, ainda, durante todos esses processos, ser evaporada e retornar à atmosfera (Oliveira, 2007) (Figura 2.1).

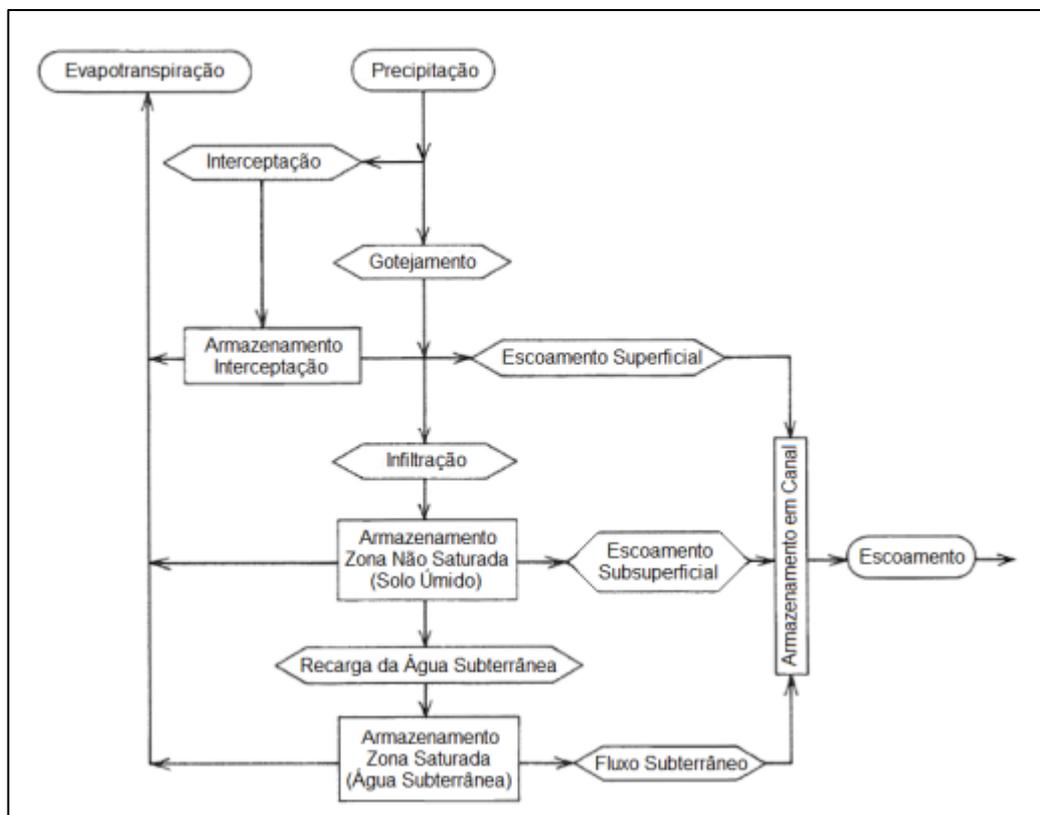


Figura 2.1: Fluxograma de representação do ciclo hidrológico. Fonte: Freeze & Cherry (1979). Modificado por: Oliveira (2007)

Dessa maneira, o ciclo hidrológico pode ser dividido em quatro etapas: precipitação, infiltração e recarga, escoamento e evapotranspiração. No texto que se segue, os processos de infiltração e recarga serão abordados separadamente, a fim de ressaltar suas diferenças.

## **Precipitação**

A precipitação inclui chuva, neve e outros processos através dos quais a água cai na superfície terrestre, como granizo. A formação da precipitação requer a subida de uma massa de ar na atmosfera para que ela se resfrie e que parte dessa mistura se condense (Te Chow *et al.* 1988).

Baêta (2012) verificou quantidades anuais de 1076,62 mm para a precipitação na região e 142,39 mm para a neblina ao estudar a contribuição da neblina em cangas ferruginosas com e sem vegetação na Serra da Brígida (Ouro Preto-MG). Dessa forma, a quantidade de neblina que incide anualmente na região corresponde a aproximadamente 13% da precipitação, sendo um valor elevado para não ser considerado. Nesse trabalho, foi verificado também, que 37% da água na neblina é interceptada pela vegetação e, em média, 47% dos eventos de neblina atingem o solo.

### **2.1.1 Infiltração**

A passagem de água da superfície do terreno para o seu interior é chamada de infiltração. A água infiltrada poderá atingir o nível freático e recarregar os aquíferos ou fluir lateralmente (interfluxo) pelas camadas do solo, desaguando, muitas vezes em cursos d'água ou surgências.

O montante de água que infiltra depende de um contexto gerado pela combinação de fatores com: relevo, tipo de cobertura vegetal, fauna, características do regime pluviométrico, atividades antrópicas, teor de umidade, evapotranspiração, características do fluido, temperatura e compactação do solo, presença de ar em seus poros, textura, estrutura e porosidade do substrato – solo ou rocha (Custódio & Llamas, 1976).

A água que infiltra no interior do solo pode ocupar duas zonas: zona não saturada e zona saturada.

A zona não saturada é chamada também de zona vadosa ou de aeração e se situa entre a superfície do terreno e a superfície do nível freático. Essa zona é caracterizada por possuir os

poros apenas parcialmente preenchidos por água, estando o restante dos espaços preenchidos por ar e vapor d'água, principalmente (Cleary, 1989).

A infiltração propriamente dita ocorre enquanto o evento de aporte de água está em vigor. Uma vez cessado o aporte hídrico, a infiltração cessa e outro processo continua a ocorrer: a redistribuição da umidade no solo, chamado de drenagem (Silveira *et al.* 2001). Devido ao fenômeno de redistribuição, após algum tempo, ocorre o aumento progressivo do teor de umidade ( $\theta$ ) no solo em função da profundidade até recarregar o aquífero.

Contudo, é importante destacar que nem sempre a frente de saturação descendente é homogênea, devido às discontinuidades naturais do solo, como bioporos. Ensaios de infiltração com emprego de traçadores colorimétricos, como o azul brilhante (“*brilliant blue*”) são uma eficiente técnica para avaliar a geometria de frente de saturação (Figura 2.2) (Morais & Bacellar, 2010; Oliveira, 2018).

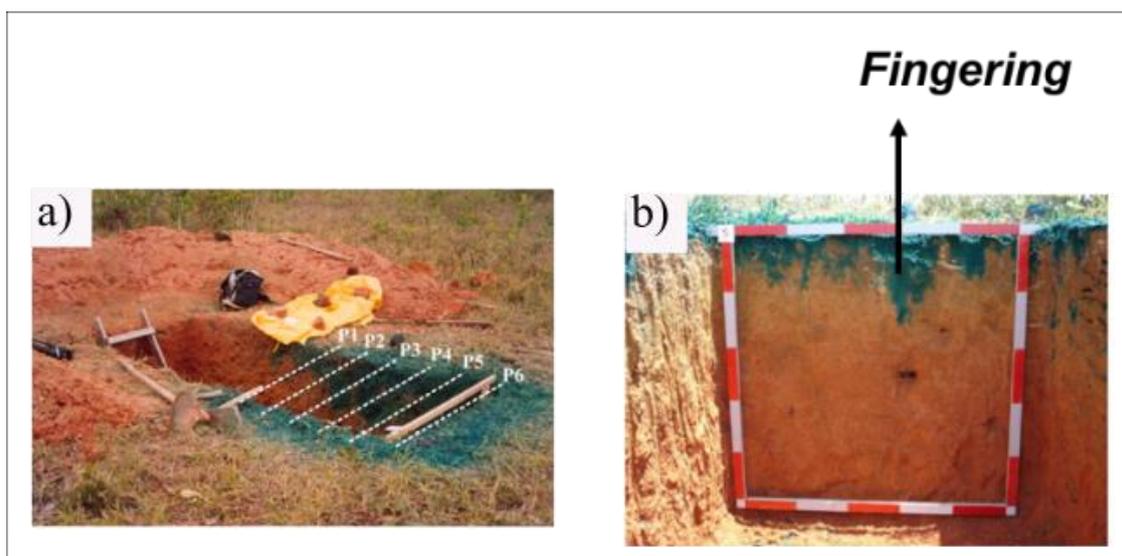


Figura 2.2: Exemplo do uso de traçadores colorimétricos (*brilliant blue*) para avaliação espacial da geometria de percolação. a) Trincheira escavada algum tempo após a aplicação do traçador, com seis perfis (P1 a P6) onde a percolação foi mensurada; b) Uma das seções descritas com auxílio de um esquadro graduado. Notas “*fingering*” onde a percolação foi mais efetiva. Fonte: Oliveira (2018)

### 2.1.1.1 Fatores que Interferem na Capacidade de Infiltração

A performance da infiltração depende de variados fatores, dentre os quais podem-se destacar (Freeze & Cherry, 1979; Reynolds, 1985; Santos, 2001):

- Fatores pedológicos: a textura e estrutura do solo são fatores importantes na determinação da condutividade hidráulica. Solos ricos em argila, por exemplo, geralmente têm porosidades mais elevadas do que em solos arenosos ou cascalho, porém menor condutividade hidráulica;
- Cobertura vegetal: as raízes das plantas criam caminhos por onde a água, preferencialmente, flui, aumentando sua taxa de infiltração. A cobertura vegetal também age como barreira para o escoamento superficial, beneficiando a infiltração. Ela ainda cria uma camada de matéria orgânica no solo devido à decomposição de suas folhas e outras partes, propiciando a atividade microbiana e da fauna os quais auxiliam na criação de caminhos preferenciais no solo. Por outro lado, a cobertura vegetal aumenta a transpiração, podendo reduzir a recarga.
- Natureza da superfície: áreas urbanizadas apresentam menores velocidades de infiltração do que áreas agrícolas, por exemplo, por serem massivamente concretadas. Por outro lado, a atividade de máquinas e o trânsito de animais geram a compactação do solo ao longo do tempo. A compactação diminui a porosidade e a permeabilidade do solo;
- Umidade inicial do solo: solos com menor umidade inicial possuem maior capacidade de infiltração;
- Temperatura: o aumento de temperatura causa a diminuição da viscosidade da água, aumentando, dessa maneira, sua velocidade de infiltração;
- Carga hidráulica: quanto maior a espessura da lâmina d'água sobre a superfície do solo, maior será sua taxa de infiltração;

- Porosidade secundária originada por atividade biológica: a atividade da fauna e raízes constrói caminhos preferenciais por onde a água pode percolar com menor dificuldade.

Rawls *et al.* (1996) classificam em quatro categorias os fatores que interferem na infiltração: os fatores ligados ao solo (textura, massa específica seca, teor de matéria orgânica, porosidade e tipo de argila) teor de umidade, capacidade de retenção e condutividade hidráulica.

A estrutura do solo influencia muito na taxa de infiltração. Solos bem estruturados e desenvolvidos, como os Latossolos, mesmo quando muito argilosos, podem mostrar maiores taxas de infiltração do que aqueles com menores teores de argila. Nos solos bem desenvolvidos, a fração argila pode se encontrar agregada por agentes cimentantes, como a matéria orgânica ou pelos óxidos e hidróxidos de Fe e Al (Bacellar, 2000; Nogami & Villibor, 1979). Dessa forma, à medida que aumenta a concentração destes componentes no solo, maior é a possibilidade de o solo apresentar estrutura estável (Shainberg & Levy, 1995; Silva & Kato, 1997) e serem mais permeáveis (Nogami & Villibor, 1979).

Assim, a condutividade hidráulica é mais dependente da estrutura do que da textura do solo (Carvalho, 2002), uma vez que interfere na geometria do espaço poroso.

### **2.1.1.2 Fluxo na Zona Não Saturada**

O fluxo da água em um solo não saturado por ser descrito pela Lei de Darcy de maneira adaptada, uma vez que a equação foi deduzida para fluxo saturado. A Lei de Darcy é representada pela Equação 2.1:

$$Q = -KA \frac{(h_1 - h_2)}{L} \quad (\text{Equação 2. 1})$$

Onde:

Q = vazão, expressa em unidade de volume por unidade de tempo;

K = condutividade hidráulica, expressa em unidade de comprimento por unidade de tempo;

$A$  = área da seção transversal ortogonal à direção de fluxo, expressa em unidade de comprimento ao quadrado;

$h_1$  e  $h_2$  = cargas hidráulicas, com unidade de comprimento. Considerando que o fluxo parte de uma carga hidráulica maior em direção a uma menor;

$L$  = distância entre  $h_1$  e  $h_2$ . O gradiente hidráulico ( $i$ ), adimensional, corresponde à razão  $\frac{(h_1-h_2)}{L}$ .

O sinal negativo na equação indica o sentido de fluxo, do ponto de maior carga hidráulica para o de menor carga hidráulica.

Como apresentado anteriormente, para fluxo não saturado,  $\theta < n$ . Além disso,  $\theta$  é variável na zona não saturada. Esse caráter variável, caracteriza o tipo de regime de fluxo, o qual, sendo variável ao longo do tempo, é transitório.

Ao contrário do fluxo na zona saturada, onde a água está submetida a pressões positivas ou nulas, as pressões são negativas na zona não saturada, ou seja, menores que a pressão atmosférica (Freeze & Cherry 1979; Cleary, 1989).

A Lei de Darcy requer adaptações para fluxo não saturado considerando-se duas razões:

- A condutividade hidráulica é máxima quando os poros estão totalmente preenchidos por água.;
- Quando também há ar nos poros, a condutividade hidráulica é menor e é função do teor de umidade.

Assim, deve se considerar variação da condutividade hidráulica com o teor de umidade do solo, tendo esta como limite superior o próprio valor da condutividade hidráulica do solo saturado. Dessa forma, levando-se em consideração a condutividade hidráulica não saturada,  $K(\theta)$ , o potencial da água no solo tem dois componentes, o gravitacional e o matricial, sendo representado pela equação 2.2:

$$H = \Psi + Z \quad (\text{Equação 2. 2})$$

Onde:

$\Psi$  = potencial matricial da água no solo, geralmente expresso em mm; e

$Z$  = potencial gravitacional da água no solo, expresso geralmente em mm.

Dessa maneira, a Lei de Darcy torna-se (Equação 2.3):

$$Q = -K(\theta) \cdot \frac{\partial}{\partial z} (\Psi + Z) \quad (\text{Equação 2. 3})$$

Em que  $K(\theta)$  é a condutividade hidráulica no solo para um teor de umidade  $\theta$ .

A partir da aplicação da equação de Darcy às condições de escoamento, em meio não-saturado, o comportamento da curva da infiltração (ou frente de umedecimento) em função da profundidade ( $Z$ ) pode ser compreendida. A taxa de infiltração da água no solo é alta no início do processo de infiltração, particularmente quando o solo está inicialmente muito seco, mas tende a decrescer com o tempo, aproximando-se assintoticamente de um valor constante, denominado taxa de infiltração estável, conhecida por velocidade de infiltração básica da água no solo (TIB) (Figura 2.3).

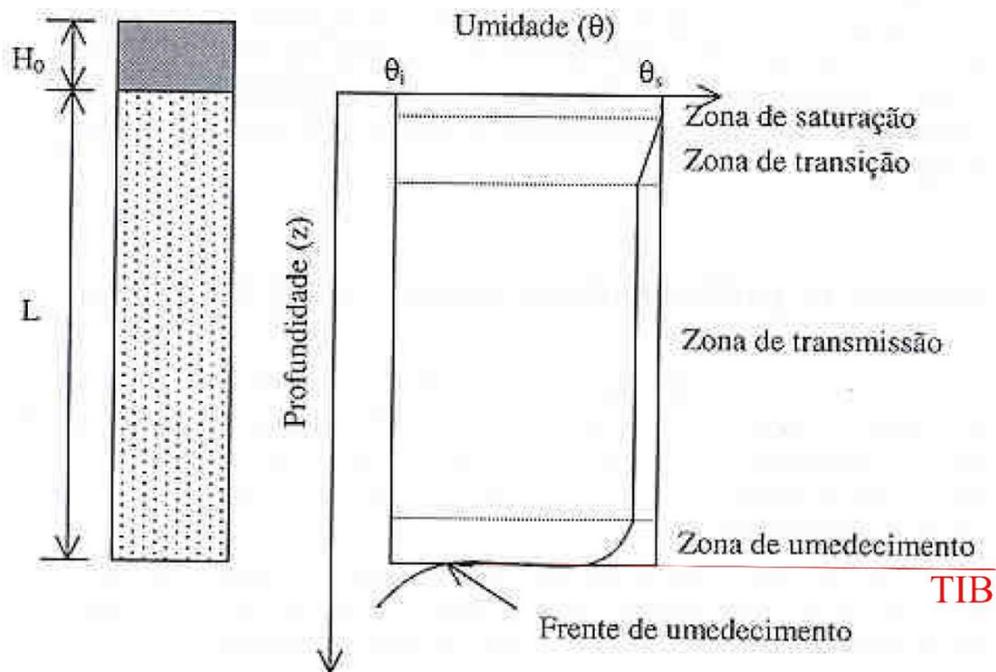


Figura 2.3: Perfil de umidade do solo durante a infiltração. Fonte: Carvalho & Silva (2006).

No início do processo, a valor da profundidade da frente de umedecimento é pequeno. Desta forma, tem-se um valor do gradiente hidráulico muito elevado e, portanto, uma taxa de infiltração alta, devido as forças de sucção (B) no solo inicialmente não saturado, decrescendo exponencialmente até se estabilizar a um valor que seria equivalente à condutividade hidráulica vertical ( $K_v$ ), de acordo com a equação de Philip (1957):

$$I = K + (B/2t)^{1/2} \quad \text{Equação 2.4}$$

Onde I é a taxa de infiltração após tempo t; B é a sorção, e K é a condutividade hidráulica vertical (Selby, 1993).

Dessa forma, considerando a equação 2.3, com o tempo, o valor de Z vai aumentando até que o gradiente hidráulico  $((\Psi + Z)/Z)$  tende 1 e, conseqüentemente, a taxa de infiltração tende a um valor aproximadamente igual à condutividade hidráulica do solo saturado, a qual aproxima-se da própria TIB.

Bernardo *et al.* (2006) classificaram os tipos de solo em relação à TIB, em baixa, média, alta e muito alta, de acordo com os valores no quadro 2.1.

Quadro 2.1: Classificação do solo a partir da Taxa de Infiltração Básica.

Tipos de Solo	TIB (cm/h)
Solo de TIB Muito Alta	> 3,0
Solo de TIB Alta	1,5 - 3,0
Solo de TIB Média	0,5 - 1,5
Solo de TIB Baixa	< 0,5

Fonte: Bernardo *et al.*, (2006)

### 2.1.2 Evapotranspiração

A evapotranspiração é o processo responsável por devolver à atmosfera um montante de água através da evaporação e da transpiração da cobertura vegetal. Esse termo separa-se em dois conceitos: o de evapotranspiração potencial (ETP) e o de evapotranspiração real (ETR).

De acordo com Tucci & Beltrame (2001), a ETP designa “a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração, na unidade de tempo, de uma

superfície extensa completamente coberta de vegetação de porte baixo e bem suprida de água”. Dessa forma, a ETP retrata uma condição idealizada.

Já a ETR, designa a quantidade de água transferida para a atmosfera por evaporação e transpiração sob condições de atmosféricas e de umidade reais.

Thornthwaite & Mather (1955) consideram que a ETP será igual à ETR desde que a diferença entre a precipitação e a ETP seja maior ou igual a zero. Se essa diferença for menor que zero, a ETR equivalerá à diferença entre a precipitação e a alteração de umidade do solo.

O conhecimento da evapotranspiração real é especialmente importante para estimativas de recarga, uma vez que parte da água que infiltra no solo pode retornar à atmosfera antes de alcançar a zona saturada. Além disso, a evapotranspiração é uma importante componente do balanço hídrico de uma bacia hidrográfica. Todavia, é um parâmetro difícil de ser mensurado. Estimativas confiáveis são obtidas através de modelos matemáticos baseados em leis físicas e relações empíricas (Pereira *et al.* 1997).

Em relação à aplicação desses métodos aos solos, dentre os mais utilizados, se destacam o método proposto por Thornthwaite & Mather (1955), que permite obter um valor de evapotranspiração a partir de equações que utilizam apenas a temperatura como variável independente, e o método de Penman-Monteith parametrizado pela FAO (*Food and Agriculture Organization*) (1995), que necessita de dados de temperatura do ar, velocidade do vento (a 2 m de altura), umidade relativa do ar e saldo de radiação.

### **2.1.3 Recarga**

Quando a água que infiltra no solo supera a evapotranspiração e atinge a superfície freática, ela inicia o processo de recarga do aquífero. A recarga é definida como qualquer água que se move da superfície do solo e que alcança a zona saturada (Heath, 1998).

A recarga pode ocorrer através de dois mecanismos principais, já citados anteriormente: o mecanismo centrado e o mecanismo difuso (Lerner & Simmers, 1990). Os fatores que a condicionam são os mesmos que afetam a infiltração, acrescidos ou decrescidos em alguns. Um fator em adição se trata do arcabouço geológico-estrutural das rochas que compõem o aquífero. Mourão (2007) destaca a influência das estruturas das rochas do aquífero Cauê (Quadrilátero Ferrífero) exercem sobre a formação do aquífero e sobre o fluxo e armazenamento subterrâneos.

Na zona saturada a dinâmica hídrica é menos complexa que na zona não saturada, dada a constância da umidade volumétrica ( $\theta$ , que nessa zona é igual à porosidade) e da condutividade hidráulica, neste caso dita condutividade hidráulica saturada ( $K$ ). Além disso, a água sempre está submetida a pressões positivas ou nula, nunca negativas (Reichardt & Timm, 2004)

A condutividade hidráulica é normalmente obtida através de ensaios laboratoriais e de campo, no entanto, é possível estimá-la a partir de valores tabelados, os quais são funções da granulometria do material (Quadro 2.2).

Quadro 2.2: Valores de condutividade hidráulica, em cm/s, para vários tipos de materiais.

Argila	$10^{-9} - 10^{-6}$
Silte; Silte arenoso	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia argilosa	$10^{-6} - 10^{-4}$
Areia siltosa; Areia fina	$10^{-5} - 10^{-3}$
Areia bem distribuída	$10^{-3} - 10^{-1}$
Cascalho bem distribuído	$10^{-2} - 1$

Fonte: Fetter (1988).

A permeabilidade é uma função do tamanho da abertura dos poros do material. Segundo Fetter (1988), quanto menor o tamanho dos grãos, maior é a área superficial em contato com a água e isso aumenta a resistência (friccional) ao fluxo, reduzindo a permeabilidade. Dessa maneira, em sedimentos bem selecionados (ou distribuídos) a permeabilidade é proporcional ao tamanho do grão.

#### 2.1.4 Escoamento

O escoamento pode ocorrer superficial ou subsuperficialmente, desde que a água precipitada encontre algum impedimento para seu fluxo descendente.

A primeira maneira se inicia com a formação de filetes de água que se moldam à morfologia do substrato (escoamento superficial difuso). Se os filetes persistirem, auxiliados

pela topografia, geram uma microrrede de drenagem efêmera que converge para cursos d'águas estáveis, isto é, rios e riachos (Tucci, 2001). Existem dois processos principais reconhecidos na geração do escoamento superficial: precipitação de intensidade superior à capacidade de infiltração; e precipitação sobre solos saturados. O primeiro é também conhecido como processo Hortoniano por ter sido primeiramente reconhecido por Horton (1933). Em oposição ao processo Hortoniano, está o processo Dunniano, que é a hipótese de que o escoamento é gerado a partir das chuvas que atingem as áreas saturadas, também conhecida como hipótese de área de contribuição parcial (Dunne e Black, 1970).

Existem vários métodos para estimar o escoamento superficial. Um deles, é o de estimativa da capacidade de infiltração de Green-Ampt (Green & Ampt, 1911). Esse método pode ser utilizado para calcular a infiltração e o escoamento, também chamado de chuva efetiva, para um evento real de chuva.

A água infiltrada pode, em algumas situações, acumular-se em subsuperfície, ou nível d'água suspenso, quando encontra uma barreira ao fluxo descendente. Consequentemente, um fluxo lateral subsuperficial (interfluxo) poderá se desenvolver pela matriz ou por *pipes* (bioporos geados por atividade biológica ou erosão subsuperficial). No entanto, essas barreiras, por serem muitas vezes semipermeáveis, permitem que água infiltre lentamente por elas, o que reduz a distância que o interfluxo é capaz de percorrer em vertentes. Segundo Klaus & Jackson (2018), apenas as porções mais saturadas do solo em baixa vertente contribuiriam efetivamente para que a água do interfluxo chegue aos cursos d'água. Desse modo, a depender de sua intensidade e da geometria da encosta, o interfluxo pode retornar à superfície na baixa encosta e colaborar para o aumento do escoamento superficial nessa região.

Um dos métodos para a medição do escoamento subsuperficial se caracteriza pela instalação de coletores em trincheiras (Holzmann & Sereinig, 1997). O método consiste em escavar uma trincheira e inserir lâminas coletoras em cada horizonte do solo. Cada lâmina mergulha em direção à trincheira e, em pequenas aberturas, são colocadas calhas para coletar a parcela de água oriunda de cada horizonte.

## 2.2 MÉTODOS PARA MENSURAR A INFILTRAÇÃO

São muitos os métodos para avaliação de infiltração, mas neste item serão apresentados os dois empregados neste estudo, um método direto, o de infiltrômetro de anel simples, e um indireto, o método geofísico da eletrorresistividade.

### 2.2.1 Infiltrômetro Simples

Pott & De Maria (2003) salientam que vários são os métodos utilizados para determinar a velocidade de infiltração básica (TIB) do solo. Todavia, para utilização dos resultados, é importante conhecer como cada método interage com os atributos do solo. Para estes autores, métodos que não consideram o impacto da gota da chuva podem superestimar a infiltração da água. Segundo Moore & Larson (1980) “o encrostamento, ou selamento superficial, é um processo causado principalmente pelo impacto das gotas de chuva. A crosta superficial, embora sendo de pequena espessura, reduz significativamente a infiltração aumentando, conseqüentemente, o escoamento superficial. A avaliação da infiltração d’água no solo depende da escolha de um infiltrômetro adequado ao tipo de estudo (...)”.

Os métodos mais usados para a determinação da infiltração são (COSTA *et al.* 1999): método de entrada e saída de água no sulco, anéis infiltrômetros e simuladores de chuva. Também se destacam os métodos dos infiltrômetros de tensão, permeâmetro e/ou infiltrômetro de pressão (Pott & De Maria, 2003).

O Infiltrômetro de Anel Simples é um método bastante utilizado devido ao seu baixo custo e facilidade de aplicação, apesar do efeito de superestimativa da TIB, que pode ser causada pela não consideração do impacto da gota de chuva, como apresentado anteriormente, e pela dispersão lateral, que é maior que aquela existente utilizando-se o infiltrômetro de anel duplo.

O infiltrômetro de Anel Duplo é constituído por dois anéis que são parcialmente e concêntricamente cravados no solo (Figura 2.4). O anel externo tem a finalidade de reduzir o efeito da dispersão lateral da água infiltrada do anel interno. Dessa forma, a água do anel interno infiltra no perfil do solo em direção predominante vertical, o que evita a superestimativa da taxa de infiltração. Boeno *et al.* (2019) cita hipóteses de alguns autores para a superestimativa da TIB, dentre elas que a infiltração da água proveniente do anel externo pode ser insuficiente para compensar todo o fluxo lateral ao bulbo de infiltração produzido pela sucção matricial.

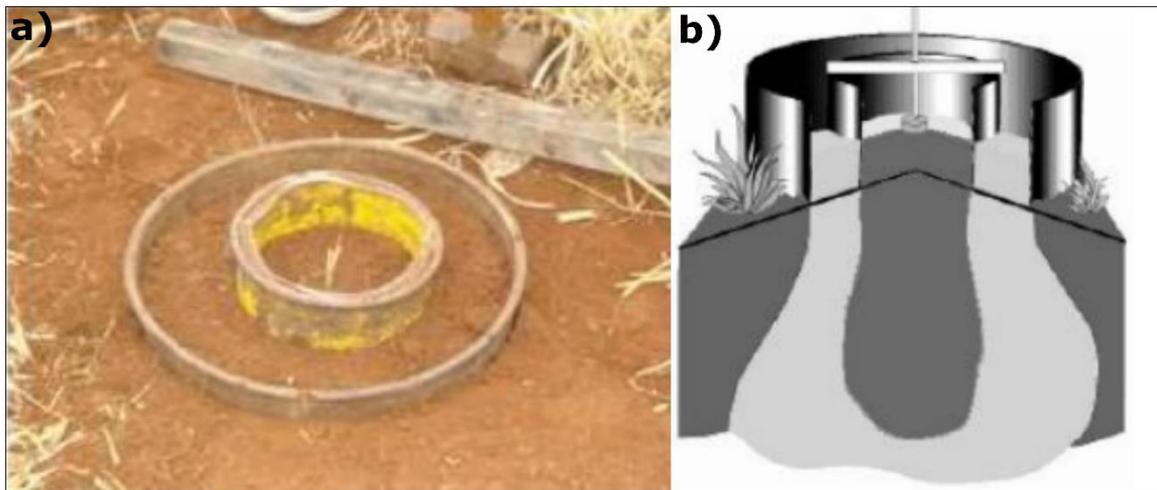


Figura 2.4: a) Infiltrômetro de Anel Duplo e b) Desenho esquemática dos anéis duplos mostrando bulbo de infiltração do anel interno (indicar na figura) e do anel externo (indica também). Fonte: Fagundes *et al.* (2012); Dias (2021).

O infiltrômetro simples é constituído por um único anel parcialmente cravado no solo. Após a instalação do anel, ele é enterrado no solo até aproximadamente 10 cm e estabelece-se uma carga hidráulica inicial, preenchendo-o com um volume de água conhecido. Deve-se medir, em intervalos de tempo regulares, a variação de nível em uma régua acoplada ao anel. Ao dividir as variações do nível d'água na régua pelos respectivos intervalos de tempo, obtêm-se as taxas de infiltração. Neste método determina-se a variação da taxa de infiltração com uma carga hidráulica constante.

## 2.2.2 Levantamento Geofísico de Eletroresistividade

Para estudos das estruturas geológicas da parte superior da crosta terrestre, destacam-se os métodos geoeletricos, dentre os métodos geofísicos, os quais se fundamentam nos campos elétrico e magnético. Eletroresistividade, polarização induzida, potencial espontâneo, radar de penetração e eletromagnético estão entre os métodos geoeletricos. Os fundamentos teóricos desses métodos baseiam-se na determinação de propriedades físicas que caracterizam os diferentes tipos de materiais que se encontram no ambiente geológico e no contraste entre essas propriedades (Braga, 2001).

Essa variabilidade de propriedades possibilita o emprego de métodos geofísicos para auxiliar na localização de camadas ou fraturas, na determinação da profundidade do aquífero, na determinação da extensão lateral, espessura e volume da formação rochosa, dentre outros, onde métodos como o da eletrorresistividade respondem com eficiência à maioria das solicitações (Da Rosa Pitt & Shiraiwa, 2010).

Uma classificação dos métodos geoeletricos foi proposta por Braga (1997) baseada em três critérios: método geofísico, técnica e arranjo de campo. O método diz respeito ao parâmetro físico medido, como resistividade, potencial espontâneo etc. A técnica é o procedimento de campo para se obter o parâmetro físico a ser estudado. Já o arranjo é o tipo de disposição dos eletrodos adotado no desenvolvimento da técnica (Quadro 2.3).

Quadro 2.3: Classificação dos métodos geoeletricos.

<b>MÉTODO</b>	Parâmetro Físico Medido	<i>Resistividade, Cargabilidade, Potencial Espontâneo etc.</i>
<b>TÉCNICA</b>	Tipo de Investigação - Horizontal (ao longo de uma seção) e/ou Vertical (pontual)	<i>Sondagens, Caminhamentos e Perfilagens</i>
<b>ARRANJO</b>	Tipo de disposição dos eletrodos no desenvolvimento da técnica	<i>Schlumberger, Wenner, Dipolo-Dipolo, Quadrático etc</i>

Fonte: Braga (2001).

Os levantamentos de eletrorresistividade permitem monitorar o avanço da frente de saturação, viabilizando a visualização da infiltração ao longo de um perfil a partir de levantamentos multitemporais. O levantamento eletrorresistivo mede a resistividade elétrica ( $\rho$ , ohm.m), uma medida do quão resistente é o corpo em conduzir a corrente.

Existem 3 tipos de condutividade elétrica na natureza: condutividade eletrônica, associada à movimentação de elétrons livres; condutividade dielétrica, associada a condições de corrente alternada e típica de materiais pouco condutores ou isolantes; e condutividade eletrolítica, associada ao movimento de íons em solução (TELFORD *et al.* 1990). A presença de água nos poros e fissuras do material causa um aumento da condutividade elétrica (ou

diminuição da resistividade) através da condutividade eletrolítica, o que permite o emprego desse método na aquisição de dados hidrogeológicos.

Como a resistividade elétrica é inversamente proporcional à umidade, este método pode ser empregado para avaliar a infiltração e percolação de água no solo. Morais & Bacellar (2010) empregaram levantamentos multitemporais de eletrorresistividade para avaliar as frentes de saturação descendentes em Latossolos e Cambissolos do Complexo do Bação, Quadrilátero Ferrífero (MG).

### **2.2.2.1 Conceitos Fundamentais da Resistividade Elétrica**

A Lei de Ohm define uma relação empírica entre a corrente (I) e o potencial de voltagem (V) requerido por um condutor para transportá-la. O material, ou condutor, apresenta em resistência representada na relação como uma constante de proporcionalidade, R (Telford *et al.* 1990). Essa lei conclui que a corrente conduzida pelo material é diretamente proporcional à voltagem (Equação 2.5), como segue:

$$V = R.I \quad \text{(Equação 2.5)}$$

A resistividade elétrica ( $\rho$ , ohm.m), calculada pela equação 2.6, considera uma amostra cilíndrica do material, com comprimento L e seção transversal de área A:

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad \text{(Equação 2. 6)}$$

### **2.2.2.2 Resistividade de Materiais Geológicos**

Definindo o solo ou rocha como um agregado com estrutura de minerais sólidos, contendo líquido e gases, sua resistividade é influenciada pelos seguintes fatores (Braga, 2021):

- Resistividade dos minerais que formam a fase sólida do material;
- Resistividade dos líquidos e gases que preenchem seus poros;
- Umidade do material;

- Porosidade;
- Textura e forma de distribuição dos poros;
- Processos que ocorrem no contato entre os fluidos contidos nos poros e a estrutura mineral, como a adsorção de íons na superfície do esqueleto do mineral, que diminui a resistividade total do material.

### 2.2.2.3 Método da Eletrorresistividade

O método da eletrorresistividade tem como princípio a utilização de uma corrente elétrica artificial que é introduzida no terreno através de dois eletrodos (A e B) com o objetivo de medir o potencial gerado em outros dois eletrodos (M e N) (Figura 2.5).

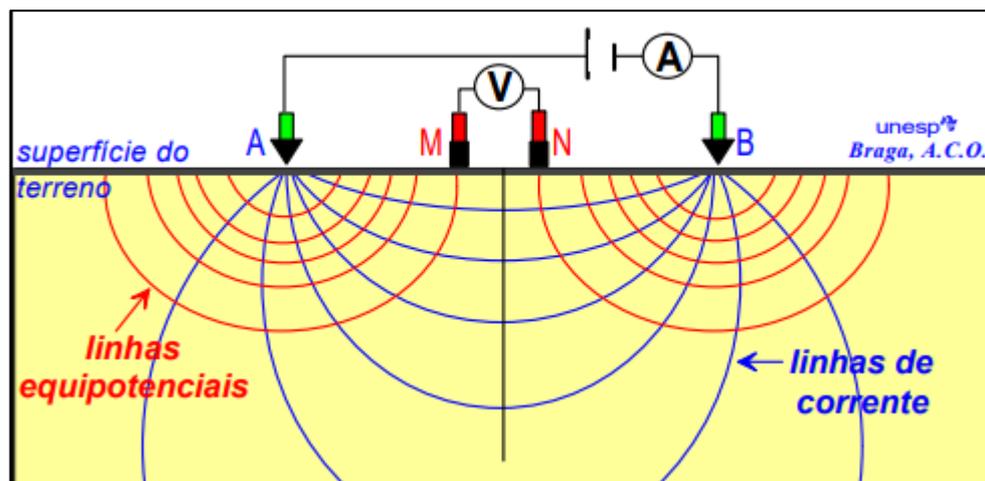


Figura 2.5: Esquema de campo para a determinação da resistividade. Fonte: Braga (2001)

Sendo um meio homogêneo, a eletrorresistividade é a mesma qualquer que seja a posição relativa dos eletrodos A, B, M e N, e, a partir da Lei de Ohm, sabe-se que a resistividade elétrica a partir de dois eletrodos de corrente na superfície do terreno para um meio homogêneo e isotrópico é dada por (Equação 2.7) (Telford *et al.* 1990):

$$\rho = \frac{K \Delta V}{I} \quad (\text{Equação 2. 7})$$

Onde  $\rho$  é a resistividade elétrica,  $\Delta V$  é a diferença de potencial medida entre os eletrodos M e N em milivolts, I é a intensidade da corrente elétrica entre os eletrodos A e B em miliampères e K é um fator geométrico calculado em função das distâncias entre os eletrodos (AM, AN, BM, BN), segundo a Equação 2.8 (Telford *et al.* 1990):

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM}\right) - \left(\frac{1}{AN}\right) - \left(\frac{1}{BM}\right) + \left(\frac{1}{BN}\right)} \quad (\text{Equação 2. 8})$$

No entanto, os ambientes geológicos não são homogêneos e/ou isotrópicos e a distribuição da resistividade pode variar tanto horizontal quanto verticalmente (Telford *et al.* 1990; Braga 2006). Dessa maneira, os valores obtidos a partir da equação 2.8 não representam os valores verdadeiros para a resistividade em subsuperfície, apesar de estarem qualitativamente relacionados (Sousa, 1996). Para esses ambientes, o que se obtém são valores de resistividade aparente ( $\rho_a$ ). Segundo ao autor, em uma situação em que a resistividade varie apenas verticalmente, onde o subsolo é constituído por  $n$  camadas, as resistividades aparentes associadas serão  $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \dots, \rho_n$ .

Quando se opera o método eletrorresistivo sobre um meio heterogêneo, a profundidade de investigação irá depender, dentre outros fatores, do distanciamento entre os eletrodos A e B. Dessa maneira, quanto mais profundamente a investigação é requerida, maior deve ser o espaçamento.

#### **2.2.2.4 Arranjos Eletródicos**

Diferentes arranjos eletródicos podem ser empregados em caminhamentos elétricos, dos quais os comumente utilizados são: Wenner, Dipolo-dipolo, Schlumberger e Gradiente.

A aquisição dos dados depende da disposição geométrica espacial dos eletrodos durante os levantamentos e tais arranjos possuem sensibilidades distintas para discriminar a resistividade elétrica de um ponto investigado (Loke, 1999). Além disso, cada arranjo possui valores de fator K e profundidade teórica de investigação ( $Z_e$ ) associados, o que também influencia nos valores de resistividade obtidos.

A profundidade teórica de investigação ( $Z_e$ ) é dada pela relação entre valores teóricos obtidos experimentalmente a partir dos trabalhos de Edwards (1977) e Szalay *et al.* (2007), e o espaçamento intereletrodo  $a$  ou distância  $L = (a^2 + b^2)^{1/2}$  (Figura 2.1) de cada arranjo. Na tabela 2.2 estão apresentadas as relações utilizadas para o cálculo de  $Z_e$  para cada arranjo.

Tabela 2.1: Relações utilizadas para cálculo da profundidade teórica para cada arranjo.

Arranjo	Cálculo
Wenner	$Z_e = a.0,519$
DDE	$Z_e = L.0,384$
QUADRÁTICO	$Z_e = a.0,4515$

Os arranjos podem ser divididos em colineares e não-colineares (Edwards, 1977; Szalay *et al.* 2007). Nesse trabalho, o arranjo colinear utilizado foi o Wenner azimuthal. Os arranjos não-colineares empregados foram o Quadrático e o Dipolo-dipolo equatorial.

O levantamento azimuthal consiste em girar um arranjo em torno de um centro, e as medidas são tomadas em incrementos angulares, de acordo com o azimute (Taylor, 1984)

#### Arranjo Dipolo-Dipolo Equatorial (DDE)

Este arranjo utiliza dois eletrodos de corrente e dois de potencial, que possuem o mesmo espaçamento  $a$  entre si, os quais são posicionados paralelamente entre si e separados por uma distância  $b = na$ , onde  $n$  é um fator multiplicador definido pela distância entre os dipolos e o tamanho do arranjo, sendo que seu valor mínimo deve ser igual a 5 (Loke, 1999).

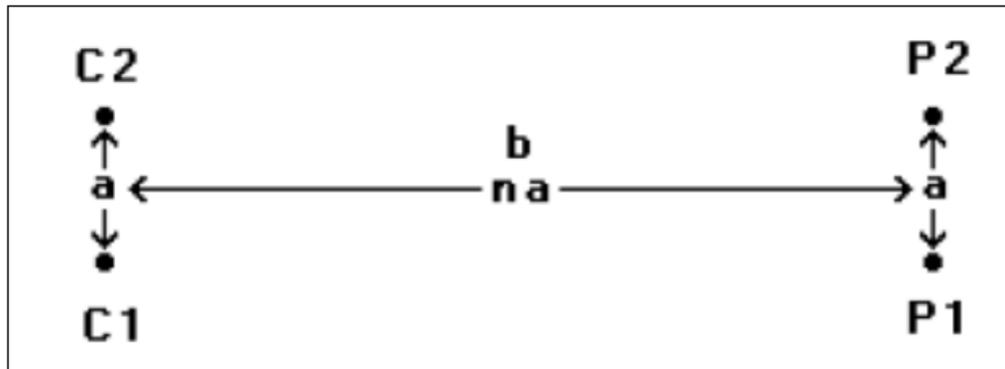


Figura 2. 1: Disposição dos eletrodos no arranjo Dipolo-Dipolo Equatorial. Fonte: LOKE (1999)

Segundo Pergavo *et al.* (2001), o arranjo Dipolo-dipolo equatorial apresenta alta sensibilidade para anisotropia.

O fator K (fator geométrico) específico deste arranjo é dado pela equação:

$$K = \frac{2\pi bL}{L-b} \quad \text{Equação 2.9}$$

onde  $b$  é a distância ortogonal entre AB e MN,  $a$  é o espaçamento intereletrodo e  $L = (a^2 + b^2)^{1/2}$ .

### Arranjo Wenner

Considerado o arranjo mais simples, no arranjo Wenner os eletrodos de potencial e de corrente são mantidos com o mesmo espaçamento. Durante os levantamentos todos os quatro eletrodos precisam ser movidos entre sucessivas leituras (Kearey *et al.* 2009). A distância entre os eletrodos AM, MN e NB pode ser multiplicada por um fator  $n$  para aquisição de dados em diferentes níveis de profundidade (Figura 2.6)

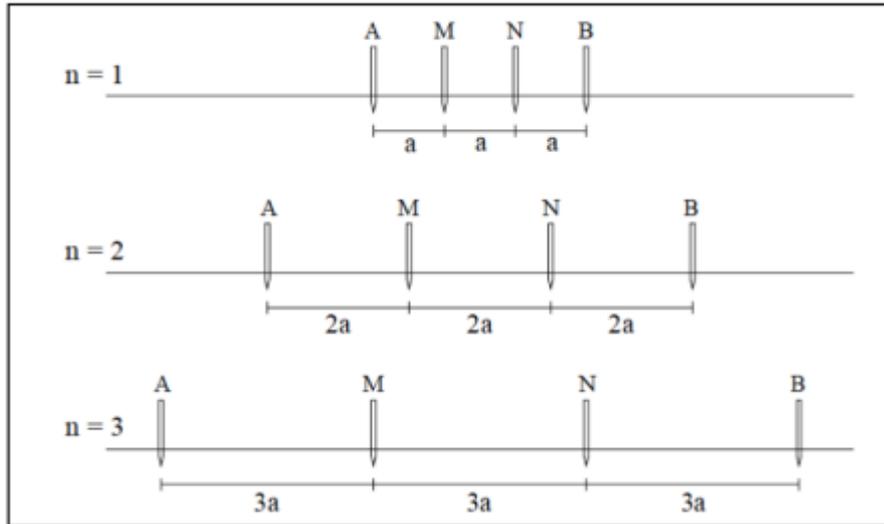


Figura 2.6: Esquema dos diferentes espaçamentos do arranjo Wenner. Modificado de Gandolfo (2007).

O fator K para esse arranjo é dado por (Equação 2.10):

$$K = 2\pi a \quad (\text{Equação 2.10})$$

### Arranjo Quadrático

Esse arranjo dispõe de quatro eletrodos nos vértices de um quadrado com aresta “a”. Para cada quadrado são realizadas três medições. Duas medições, denominadas alfa ( $\alpha$ ) e beta ( $\beta$ ), são executadas com AB paralelo a MN. A terceira medição, ( $\gamma$ ), possui AB posicionados em diagonal (Figura 2.7) (Lane *et al.*1995, *apud* Pereira, 2019).

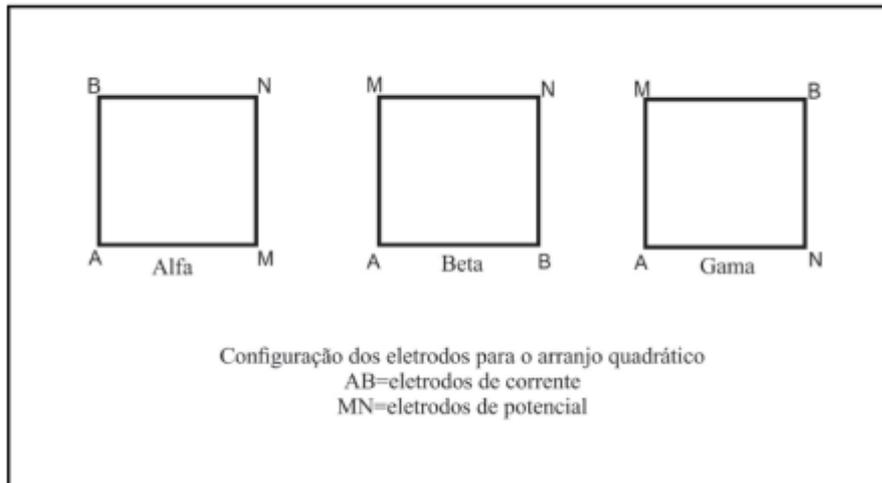


Figura 2.7: esquema das três configurações utilizados para o arranjo quadrático. Fonte: Lane *et al.* (2005, *apud* Pereira, 2010)

O levantamento consiste em rotacionar o quadrado para se obter medidas em vários azimutes. O sinal produzido por  $\alpha$  e  $\beta$  fornece informações sobre a variação direcional da resistividade aparente em subsuperfície. As medidas de  $\gamma$  indicam a precisão dos dados obtidos por  $\alpha$  e  $\beta$ . Quando o meio é isotrópico, a relação entre as resistividades aparentes obtidas nas três configurações é dada por:

$$\rho_{\alpha\alpha} = \rho_{\alpha\beta} \text{ e } \rho_{\alpha\gamma} = 0 \quad (\text{Equação 2. 11})$$

Entretanto, quando o meio é anisotrópico e homogêneo a relação é dada por:

$$\rho_{\alpha\gamma} = \rho_{\alpha\alpha} - \rho_{\alpha\beta} \quad (\text{Equação 2. 12})$$

Nessa configuração de arranjo, o fator geométrico, K, é definido por:

$$K = \frac{2\pi a}{2-\sqrt{2}} \quad (\text{Equação 2. 13})$$

O azimute desse arranjo é a linha que conecta os eletrodos de corrente AB.

## CAPÍTULO 3

### MATERIAIS E MÉTODOS

---

A metodologia adotada neste trabalho seguiu as etapas apresentadas no fluxograma da Figura 3.1, de maneira simplificada.

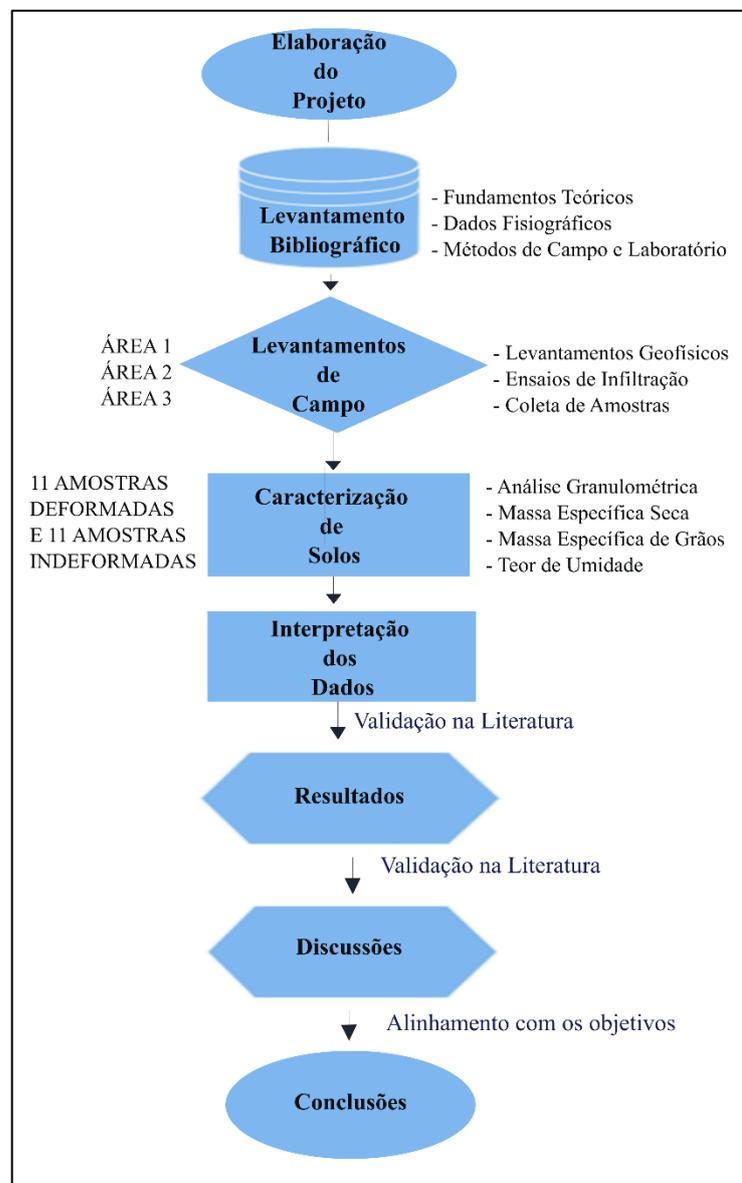


Figura 3.1: Fluxograma da metodologia adotada no presente trabalho. Fonte: a autora.

### **3.1 Revisão Bibliográfica**

A revisão bibliográfica consistiu na leitura de artigos científicos, dissertações, teses, relatórios de empresas de consultoria e livros que discorrem sobre características fisiográficas da área de estudo, sobre conceitos de Hidrologia e Hidrogeologia e sobre os principais métodos utilizados em campo e em laboratório, bem como manuais técnicos dos equipamentos.

### **3.2 Seleção das Áreas de Estudo**

Inicialmente os três pontos para a realização dos ensaios seriam localizados dentro do *campus* Morro Do Cruzeiro da UFOP devido à facilidade que a sua localização traz ao monitoramento dos levantamentos de eletrorresistividade que seriam realizados. Após a realização do primeiro ensaio, foi constatada certa dificuldade de se encontrar locais dentro do *campus* que não fossem constituídos de aterro ou canga. Dessa maneira, para os dois ensaios seguintes, foram escolhidas outras duas áreas, nos distritos de Santa Rita de Ouro Preto e Acuruí, a partir de critérios de logística e praticidade.

### **3.3 Caracterização das Áreas de Estudo**

Os dados sobre Geologia, Clima e Solos das áreas de estudos foram obtidos a partir dos trabalhos utilizados como referências neste estudo. Em relação aos solos, especificamente, os trabalhos de caracterização realizados em laboratório também serviram para caracterizá-los.

### **3.4 Trabalhos de Campos para Avaliação da Infiltração**

#### **3.4.1 Determinação da Taxa de Infiltração com Infiltrômetro de Anel**

O infiltrômetro de anel utilizado nos ensaios consiste em um cilindro de PVC aberto nas duas extremidades (topo e base) com diâmetro de 250 mm (Figura 3.2). Esse anel foi cravado cuidadosamente no solo até aproximadamente metade de sua altura, e procurou-se manter uma carga hidráulica de aproximadamente  $8 \pm 2$  cm em seu interior, alimentando-o com água com uma proveta graduada. A medida de água infiltrada em relação ao tempo é registrada como sendo a variação de volume de água na proveta graduada utilizada.



Figura 3.2: Tubo de PVC utilizado com 250 mm de diâmetro.

As leituras foram iniciadas a cada minuto, sendo anotadas em uma planilha, cujos valores foram utilizados para construir a curva de taxa de infiltração, tendo em mente que quanto maior for a velocidade de infiltração de um solo, mais frequentes devem ser as leituras. Os valores de infiltração foram obtidos em medidas de volume (mL) e, posteriormente, convertidas em unidades de comprimento através de relações geométricas considerando o anel infiltrômetro como um cilindro de base circular com um raio de 125 mm. Foram, então, construídos os gráficos de taxa de infiltração (cm/min) vs tempo (min).

### 3.4.2 Levantamentos de Eletroresistividade

Os materiais utilizados durante os levantamentos de eletroresistividade foram os seguintes:

- Resistivímetro LandMapper® ERM-03/-04. O intervalo de medida é  $10^{-1} - 10^6$   $\Omega$ .m, com precisão de até  $10^2$   $\Omega$ .m, e erro relativo máximo de 4,5%. A frequência é 1,25 Hz (Figura 3.3);
- Eletrodos feitos com pregos de aço, com 0,001 m de diâmetro;

- Infiltrômetro de Anel confeccionado a partir de tubo de PVC de 250 mm de diâmetro;
- Régua graduada de 30 cm;
- Proveta graduada de 1.000 mL;



Figura 3.3: Resistivímetro LandMapper ® ERM-03/-04 utilizado nos levantamentos. Fonte: LandMapper® (2017)

Para a aquisição dos dados elétricos foram empregados os arranjos Quadrático, Wenner Azimutal e Dipolo-Dipolo Equatorial (DDE). Os arranjos foram dispostos em torno do infiltrômetro de anel de acordo com os espaçamentos e alinhamentos intereletrodo apresentados na Tabela 3.1 e na Figura 3.4.

Tabela 3.1: Espaçamento intereletrodo ( $a$ ) utilizado em cada arranjo e seu alinhamento azimutal.

Arranjo	$a$ (m)	Azimute
Wenner	0.3	EW
	0.3	NS
	0.6	EW
	0.6	NS
DDE	0.06	NS
	0.06	EW
	0.12	EW
	0.12	NS
QUADRÁTICO	0.3	NW
	0.3	NE
	0.43	NW
	0.43	NE



Figura 3.4: Esquema de montagem dos arranjos de eletrodos em volta do Infiltrômetro de Anel.

Os levantamentos multitemporais forma feitos em quatro estágios, o primeiro antes do ensaio de infiltração (*background*) e três medidas subseqüentes após o início do ensaio de

infiltração, a primeira com 15 minutos, a segunda com 30 minutos e a terceira com 90 minutos. Para cada levantamento foram feitas medidas de eletrorresistividade com os diferentes espaçamentos e direções apresentados na Tabela 3.1.

### 3.5 Trabalhos de Campo para Coleta de Amostras

As amostras deformadas e indeformadas foram coletadas imediatamente após o último levantamento de eletrorresistividade (90 minutos). Para a coleta, foi aberta trincheira exatamente no local onde se encontrava o infiltrômetro, com aproximadamente 60 cm de profundidade (Figura 3.5).



Figura 3.5: Limite da trincheira aberta no local onde se encontrava o anel infiltrômetro para coleta de amostras.

As amostras indeformadas foram recolhidas cravando-se anéis metálicos nas suas paredes e retirando-as após se encontrarem totalmente preenchidas pelo solo. As profundidades de coleta foram definidas como 10 cm, 20, 30 cm, 40 cm e 50 cm abaixo da superfície, para o primeiro ensaio (Área 1), e 20 cm, 40 cm e 60 cm para os dois outros ensaios (áreas 2 e 3). Essas amostras foram embaladas em plástico filme e depositadas em caixas térmicas bem fechadas de modo a preservar a umidade original, sendo transportadas para o laboratório de caracterização de solos para sua imediata pesagem.

As amostras deformadas foram recolhidas também nas trincheiras. Foram coletados em média 20 kg de cada profundidade, embaladas em sacos plásticos e nomeadas.

Foram coletadas, no total, 11 amostras indeformadas e 11 amostras deformadas de solo.

### **3.6 Análises Laboratoriais dos Solos**

As amostras coletadas foram transportadas até o laboratório de Caracterização de Solos do Núcleo de Geotecnia da Escola de Minas, na UFOP.

Nas 11 amostras indeformadas foram realizados os ensaios para determinação de Peso Específico Natural do Solo, Densidade Real dos Grãos e Teor de Umidade, sendo obtidos a partir deles, posteriormente, a porosidade total e a saturação do solo. Para as amostras deformadas foi realizada análise textural granulométrica.

#### **3.6.1 Análise Granulométrica**

A análise granulométrica conjunta, que compreende tanto o peneiramento quanto a sedimentação (solos com partículas grossas e finas), foi realizada seguindo-se a norma NBR 7181- ABNT.

##### **3.6.1.1 Procedimento**

A amostra foi deixada disposta em vasilhames grandes para ser secas ao ar (temperatura ambiente) e, posteriormente, pesada e registrado seu valor. Para que o ensaio fosse realizado apenas com a quantidade realmente necessária de amostra, foram considerados os limites de massa presentes na norma NBR 6457 - ABNT para diminuição do volume do material. Para

isso, o material foi quartado após ser destorroado (Figura 3.6) e prosseguiu-se para a etapa de peneiramento grosso.



Figura 3.6: Parte do procedimento de quartamento de amostra total de solo.

### Peneiramento Grosso

Nesta etapa a amostra foi destorroada e o material passado na peneira Nº 10 (2,0 mm). Transferiu-se o material retido e lavado para uma das cápsulas numeradas e levou-se à estufa para secagem, durante um período de, no mínimo, 12 horas.

Procedeu-se ao peneiramento o material seco no conjunto de peneiras de aberturas de 38,1 – 25,4 – 19,1 – 9,5 – 4,8 e 2,00 mm de diâmetro (Figura 3.7). Pesaram-se as frações do material retidas em cada peneira. Posteriormente, calcularam-se as percentagens do material retido em cada uma das peneiras, em relação ao peso da amostra total seca.



Figura 3.7: Conjunto de peneiras utilizadas na etapa de peneiramento grosso.

### Peneiramento Fino

Terminadas as leituras do ensaio de sedimentação despejou-se e lavou-se a suspensão na peneira N° 200 (0,074 mm). O material retido na peneira é transferido para uma cápsula e seco na estufa. O material seco foi passado em um conjunto nas peneiras (1,2 – 0,6 – 0,42 – 0,30 – 0,15 e 0,074 mm de diâmetro) (Figura 3.8) e levado ao peneirador “Ro-Tap” por, aproximadamente, 5 minutos. Pesou-se, então, as proporções retidas em cada peneira.



Figura 3.8: Conjunto de peneiras utilizadas durante o peneiramento fino da amostra após o ensaio de sedimentação e secagem em estufa.

### Sedimentação

Desenvolvido por Bouyoucos e Casagrande (Gee & Bauder 1986) este método é baseado na “Lei de Stokes” segundo a qual partículas num meio aquoso depositam-se com velocidades proporcionais aos seus diâmetros.

Do material que passa na peneira N° 10 (2,00 mm) retirou-se cerca de 70 g, para o caso de solos argilosos. Coloca-se o material em um Becker, adicionando 125 cm<sup>3</sup> da solução de hexametáfosfato de sódio, o defloculante, com concentração de 45,7 g do sal para 1000 cm<sup>3</sup> de solução. Deixou-se em repouso por 12 horas, no mínimo. Após decorrido o tempo de repouso, transferiu-se toda a mistura para o copo do dispersor, removendo-se com água destilada (Figura 3.9).



Figura 3.9: Copo dispersor utilizado nos ensaios.

Após submeter a mistura à ação do dispersor, por aproximadamente 15 minutos, transfere-se o material do dispersor para uma proveta graduada e junta-se água destilada até atingir a marca de 1000 mL e a agita-se. Imediatamente após a agitação, coloca-se a proveta sobre uma bancada, dispara-se o cronômetro e anota-se a hora exata do início da sedimentação (Figura 3.10). Mergulha-se o densímetro na proveta, fazem-se as leituras correspondentes aos tempos de 30 segundos, 1 minuto e 2 minutos, retira-se o densímetro e mede-se a temperatura da suspensão. Foram feitas as leituras subsequentes de 4, 8, 15, 30 minutos e 1, 2, 4, 8 e 24 horas (anotando-se as temperaturas).



Figura 3.10: Provetas dispostas sobre a bancada com os outros materiais utilizados durante ensaio de sedimentação.

### 3.6.2 Peso Específico Natural do Solo

O método utilizado foi o do cilindro (anel) volumétrico (Teixeira, 2017). A determinação da densidade do solo envolve as etapas para a obtenção da massa da amostra por pesagem e a determinação de seu volume. O volume foi obtido por meio da coleta de amostra com cilindro de volume, adequadamente amostrado indeformado. A massa da amostra é obtida por meio de sua pesagem após secagem em estufa, e o volume, por meio da medida das dimensões (altura, diâmetro e espessura) do cilindro metálico utilizado na coleta.

### 3.6.3 Densidade Real dos Grãos

O peso específico de partículas, ou densidade real dos grãos ( $\rho_p = m_s/V_s$ ) refere-se à massa ( $m_s$ ) de uma unidade de volume de partícula do solo ( $V_s$ ). Não é levado em conta o espaço poroso entre as partículas (Blake E Hartge 1986b, *apud* Hao *et al.*, 2008).

A densidade de partículas individuais do solo depende de sua composição. A densidade dos minerais comumente encontrados nos solos varia de 2,6 a 2,75 g/cm<sup>3</sup>. Quartzo, feldspato e silicatos coloidais predominam em solos minerais e suas densidades estão dentro dessa faixa. No entanto, se quantidades excepcionalmente altas de minerais pesados como magnetita, zircão, turmalina e hornblenda estão presentes em um solo, a densidade de partículas do solo pode ser superior a 2,75 g/cm<sup>3</sup> (Hao *et al.* 2008).

Foram utilizados os procedimentos contidos nas normas ABNT NBR 6457 e NBR 6458.

#### 3.6.3.1 Procedimento

Da amostra total de solo, após seca ao ar, e em alguns casos, quarteada, passou-se na peneira de 4,8 mm, de modo a se ter cerca de 250 g de material passado. O material assim obtido constituiu a amostra a ser ensaiada.

Homogeneizou-se a amostra e a pesou, uma quantidade tal que a massa seca estivesse em torno de 50 g para solos argilosos e siltosos, e de 60 g para solos arenosos.

Foram preparadas 3 amostras para serem ensaiadas. Colocou-se, então, cada amostra a em béquer com água destilada em quantidade suficiente para completa imersão do material, durante 12 h, no mínimo. Com o restante do material, efetuou-se a determinação da umidade. Transferiu-se a amostra para o copo de dispersão durante 15 minutos (Figura 3.11).



Figura 3.11: Transferência da amostra do dispersor para o picnômetro.

Após esse tempo, transferiu-se a amostra para picnômetro ou balão volumétrico, com auxílio do funil de vidro. Adicionou-se água destilada até cerca de metade do volume do picnômetro ou balão volumétrico. Em seguida, aplicou-se vácuo (Figura 3.12) de no mínimo 88 kPa (66 cm de Hg a 0 °C), durante pelo menos 15 minutos.



Figura 3.12: amostras nos picnômetros submetidas ao vácuo.

Determinou-se a temperatura  $T$  do conteúdo do picnômetro. Com este valor, obteve-se na curva de calibração correspondente, a massa do picnômetro cheio de água até a marca de referência.

Calcula-se então a massa específica dos grãos do solo a partir da equação dada na norma NBR 6458 – ABNT e verifica-se se os resultados são satisfatórios se não diferirem em mais que  $0,02 \text{ g/cm}^3$ . Caso a condição não seja satisfeita, o ensaio deve ser refeito.

### 3.6.4 Porosidade Total

A porosidade total (aqui,  $S_t$ ) pode ser calculada a partir dos valores obtidos experimentalmente para a peso específico ou densidade do solo ( $D_s$ ) e peso específico ou densidade de partícula ( $D_p$ ) como:

$$S_t = 1 - \frac{D_s}{D_p} \quad (\text{Equação 4.1})$$

Os resultados para a porosidade total podem ser expressos como frações volumétricas ou percentagens.

### 3.6.5 Teor de Umidade

O método selecionado para medida do teor de umidade do solo foi o gravimétrico com secagem em estufa (TOPP *et al.*, 2008). As amostras foram hermeticamente embaladas, assim que coletadas. No laboratório foram pesadas e em seguida secadas em uma estufa a 105°C por doze horas. Passado esse período, foram novamente pesadas e a massa de água obtida pela diferença das pesagens. O teor de umidade gravimétrico ( $w$ ) foi obtido pela razão entre a massa de água e a massa da amostra seca. O teor de umidade volumétrico ( $\theta_w$ ) foi obtido com a equação 4.4.

$$(\theta_w = V_w/V_s) \quad (\text{Equação 4. 2})$$

### 3.6.6 Saturação

O grau de saturação (S), expresso em porcentagem, é definido como a "relação entre o volume de água ( $V_w$ ) e o volume de vazios ( $V_v$ ) (PINTO, 2000) em uma amostra de solo, ou seja:

$$S = \frac{V_w}{V_v} \cdot 100 \quad (\text{Equação 4. 3})$$

O volume de vazio ( $V_v$ ) é obtido pela diferença entre o volume dos sólidos ( $V_s$ ), calculado anteriormente em densidade de partículas, e o volume total da amostra ( $V_T$ ). O volume da água ( $V_w$ ) é obtido na determinação do teor de umidade do solo.

## CAPÍTULO 4

### CARACTERIZAÇÃO DAS ÁREAS DE ESTUDO

---

#### 4.1 Solos

Segundo o mapeamento realizado pelo Ministério da Agricultura, Pecuária e Abastecimento (Amaral, 2004), os solos encontrados nas áreas de estudo são Cambissolos e Podzólicos, estes anteriormente denominados Argissolos, segundo o SiBCS da Embrapa (1999).

Na área de estudos 1 (Área 1) não foi levado em conta o mapeamento de solos, pois, como será visto posteriormente, os ensaios e levantamentos foram realizados em uma área de aterro.

Na área de estudos 2 (Área 2), no município de Ouro Preto, o solo dominante é Podzólico Vermelho Amarelo (PVAd44). Segundo o mapeamento realizado, são solos profundos a pouco profundos, bem a moderadamente drenados, ocorrendo ocasionalmente solos rasos, com transição abrupta e argila de atividade alta (Ta), e solos com teores variáveis de cascalho e estrutura em blocos subangulares e angulares. São distróficos (baixo para valores de alumínio e bases), com horizonte A moderado. Sua textura é média/argilosa e podem ocorrer fase cascalhenta. Segundo a antiga classificação do SiBCs, seriam os Argissolos Vermelhos Amarelos Distróficos (Figura 4.1).



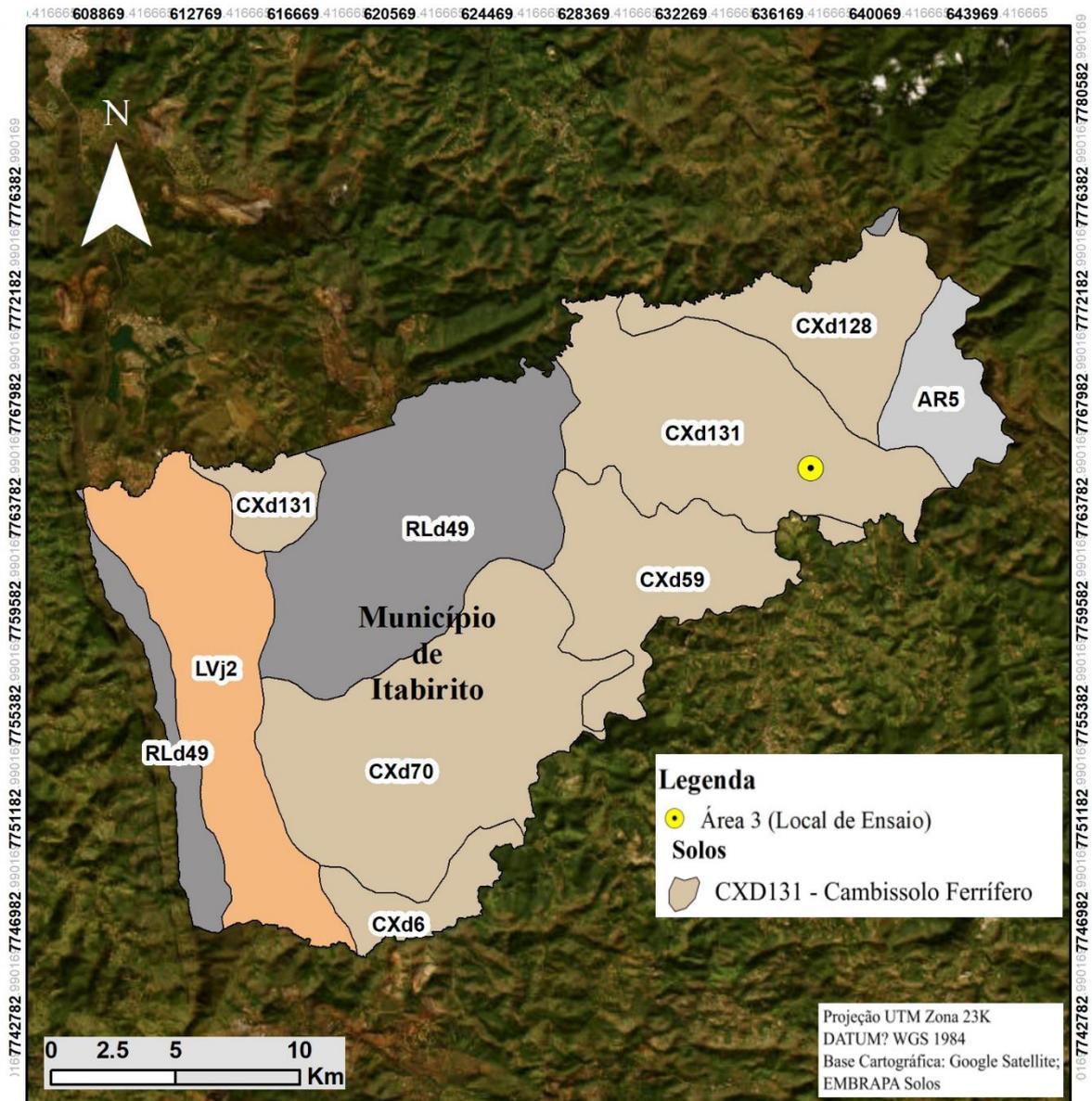


Figura 4.2: Classificação dos Solos presentes na área de estudos 3 (Área 3). Fonte: Amaral (2004) a autora.

## 4.2 Clima

De acordo com a classificação de Köppen, o Quadrilátero Ferrífero é caracterizado por apresentar um clima subtropical de altitude (CWb) tendo duas estações bem definidas: um período seco e um período chuvoso.

Segundo dados de média histórica de 30 anos, do período de 1985 a 2015 (Meteoblue, 2023), de novembro a março ocorrem os maiores índices de pluviosidade, sendo tal período definido como quente e úmido, com médias pluviométricas de 193 mm. De abril a outubro a

precipitação é bastante reduzida, com média anual de 39 mm, sendo esse o período seco e frio da região. A precipitação máxima ocorre no mês de dezembro, com média em torno de 280 mm (Figura 4.3).

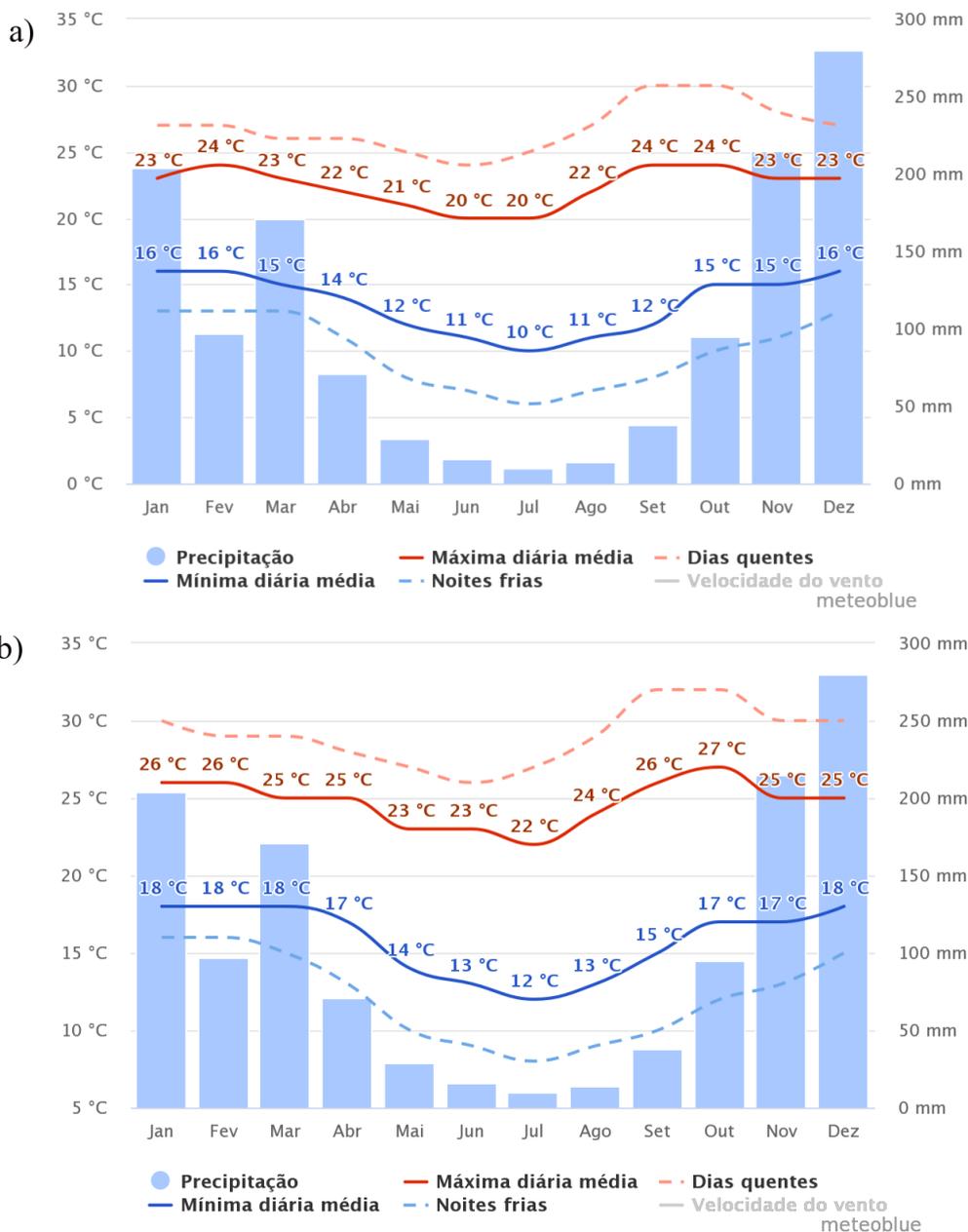


Figura 4.3: Medidas de precipitação e temperatura para os municípios de a) Ouro Preto e b) Itabirito. Fonte: Meteoblue ([https://www.meteoblue.com/pt/tempo/historyclimate/climatemodelled/ouro-preto-brasil\\_3455671](https://www.meteoblue.com/pt/tempo/historyclimate/climatemodelled/ouro-preto-brasil_3455671), acessado em agosto de 2023)

As taxas de evaporação máxima ocorrem de junho a agosto, enquanto a umidade relativa do ar registra valores mínimos neste bimestre. A umidade relativa média do ar oscila em torno de 73%, e a insolação média anual em torno de 2300 a 2400 horas, sendo a maior incidência solar presente nos meses de agosto e setembro (Figura 4.4).

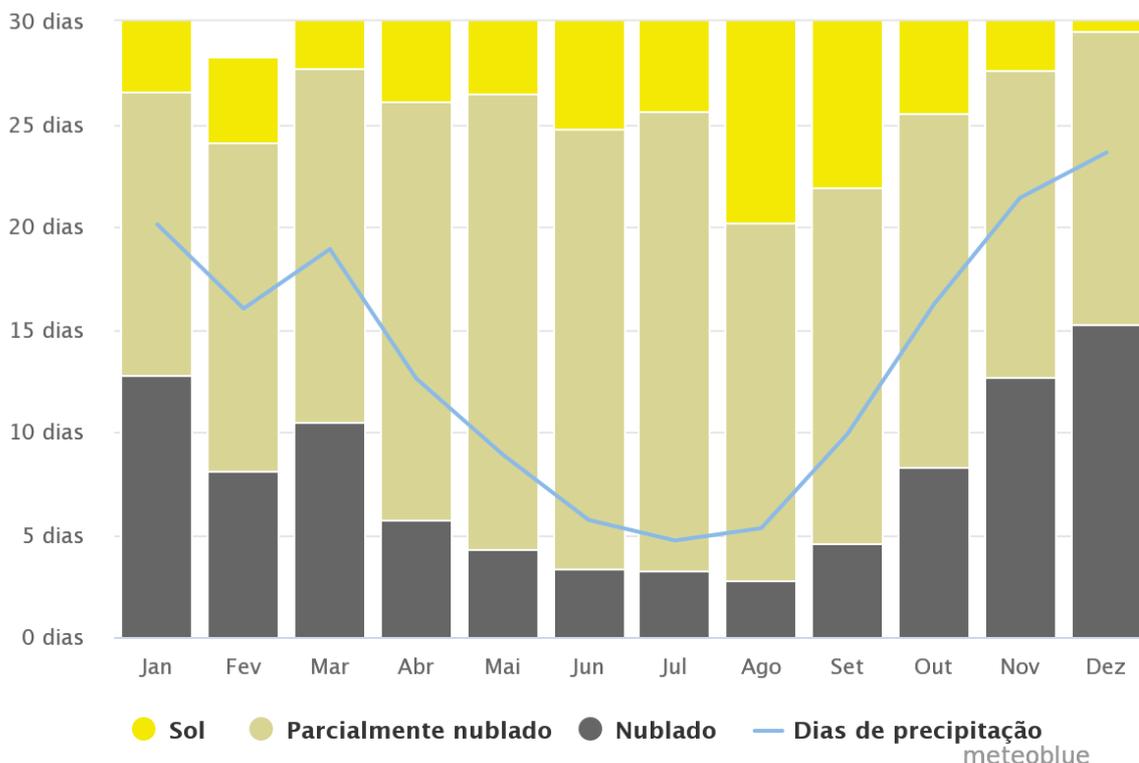


Figura 4.4: Médias mensais de quantidade de dias com insolação e precipitação regionais. Fonte: Meteoblue ([https://www.meteoblue.com/pt/tempo/historyclimate/climatemodelled/ouro-preto-brasil\\_3455671](https://www.meteoblue.com/pt/tempo/historyclimate/climatemodelled/ouro-preto-brasil_3455671), acessado em agosto de 2023).

Os meses com as maiores médias diárias de temperatura são setembro, outubro e novembro, com valores atingindo temperaturas maiores que 30° C e os meses mais frios de abril e julho (Figura 4.5).

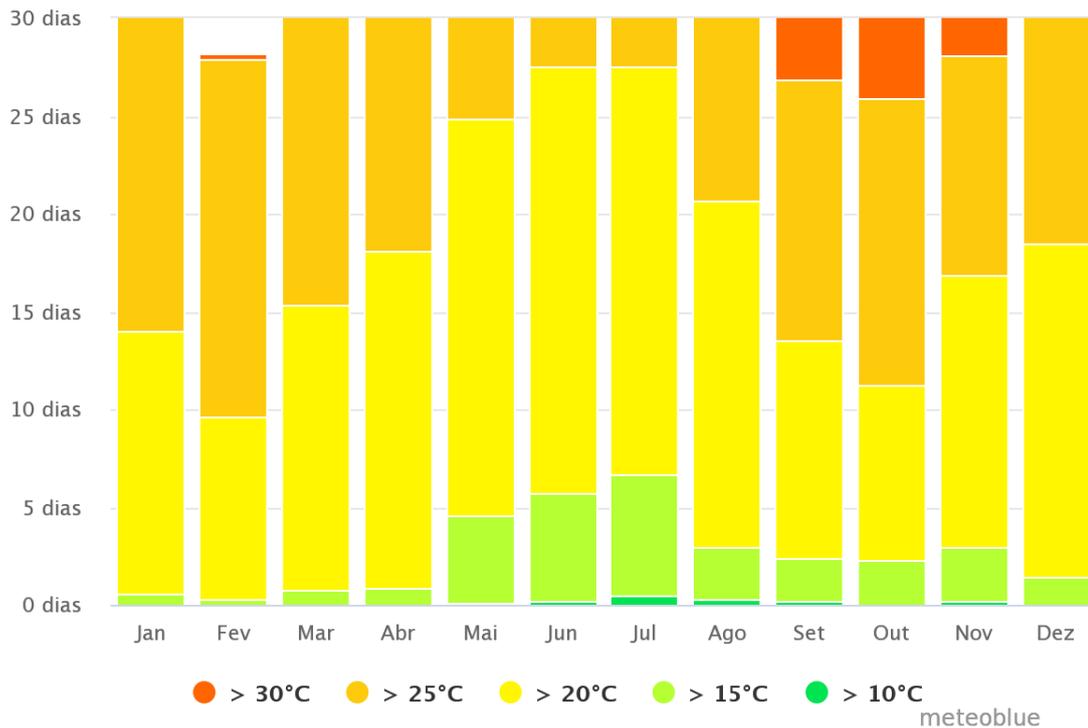


Figura 4.5: Quantidade de dias durante os meses do ano e suas temperaturas correspondentes para a região. Fonte: MeteoBlue ([https://www.meteoblue.com/pt/tempo/historyclimate/climatemodelled/ouro-preto-brasil\\_3455671](https://www.meteoblue.com/pt/tempo/historyclimate/climatemodelled/ouro-preto-brasil_3455671), acessado em agosto de 2023).

### 4.3 Geologia Regional

O Quadrilátero Ferrífero (QF) está inserido na porção extremo sul do Cráton São Francisco e se estende por uma área aproximada de 7.000 km<sup>2</sup>, na porção central do Estado de Minas Gerais.

No Quadrilátero Ferrífero há no mínimo três séries de rochas metassedimentares separadas por discordâncias principais. As rochas encontram-se dobradas, falhadas e foram metamorfizadas em graus variáveis. Basicamente se dividem em embasamento cristalino, Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas e Supergrupo Estrada Real (Endo *et al.* 2019) (Figura 4.6).

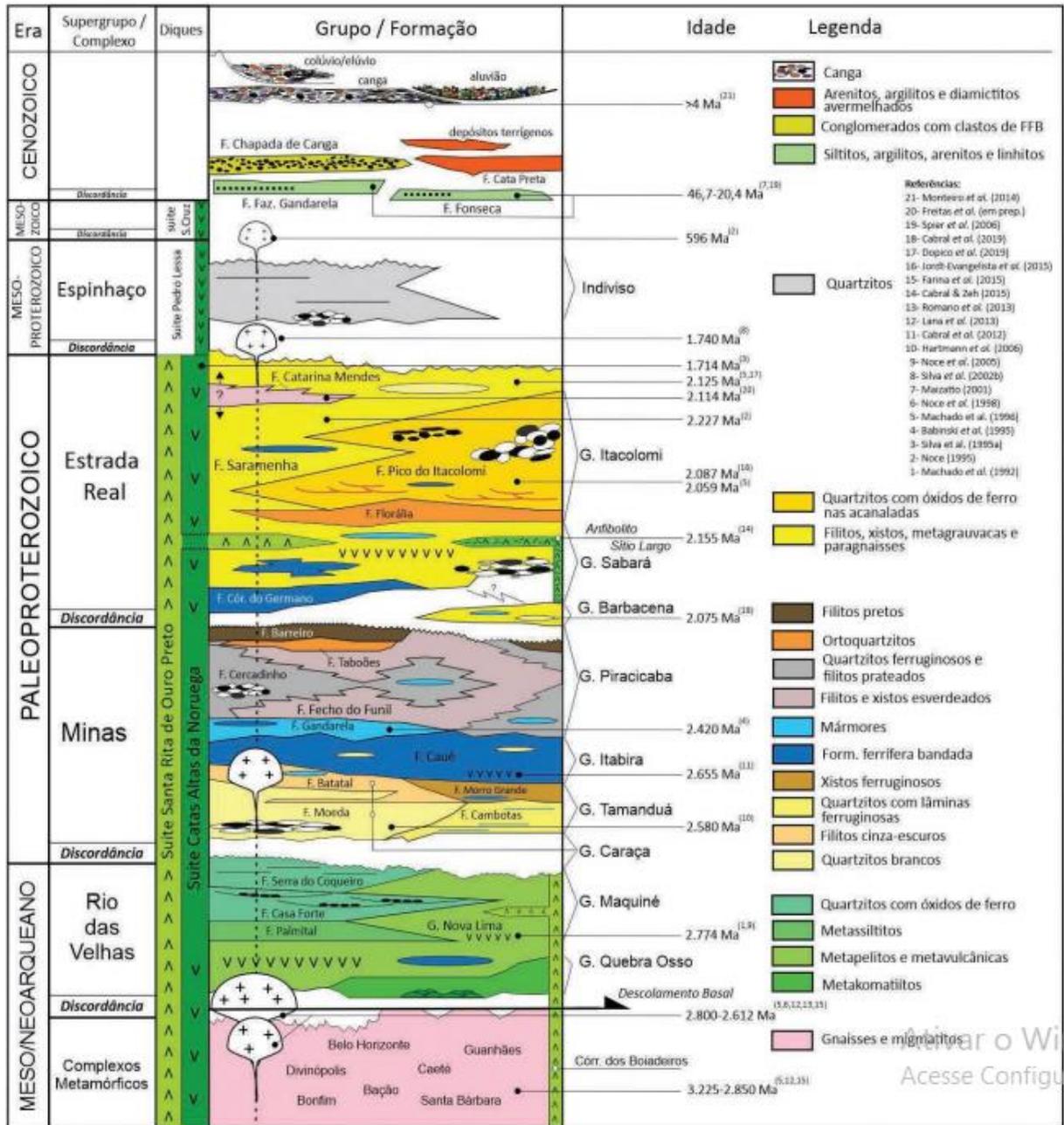


Figura 4.6: Coluna Estratigráfica do Quadrilátero Ferrífero. Fonte: Endo *et al.* (2019).

Nas áreas de estudo afloram unidades cenozoicas e dos supergrupos Estrada Real e Rio das Velhas, representados pelos grupos Sabará e Nova Lima, respectivamente (Figura 4.7).

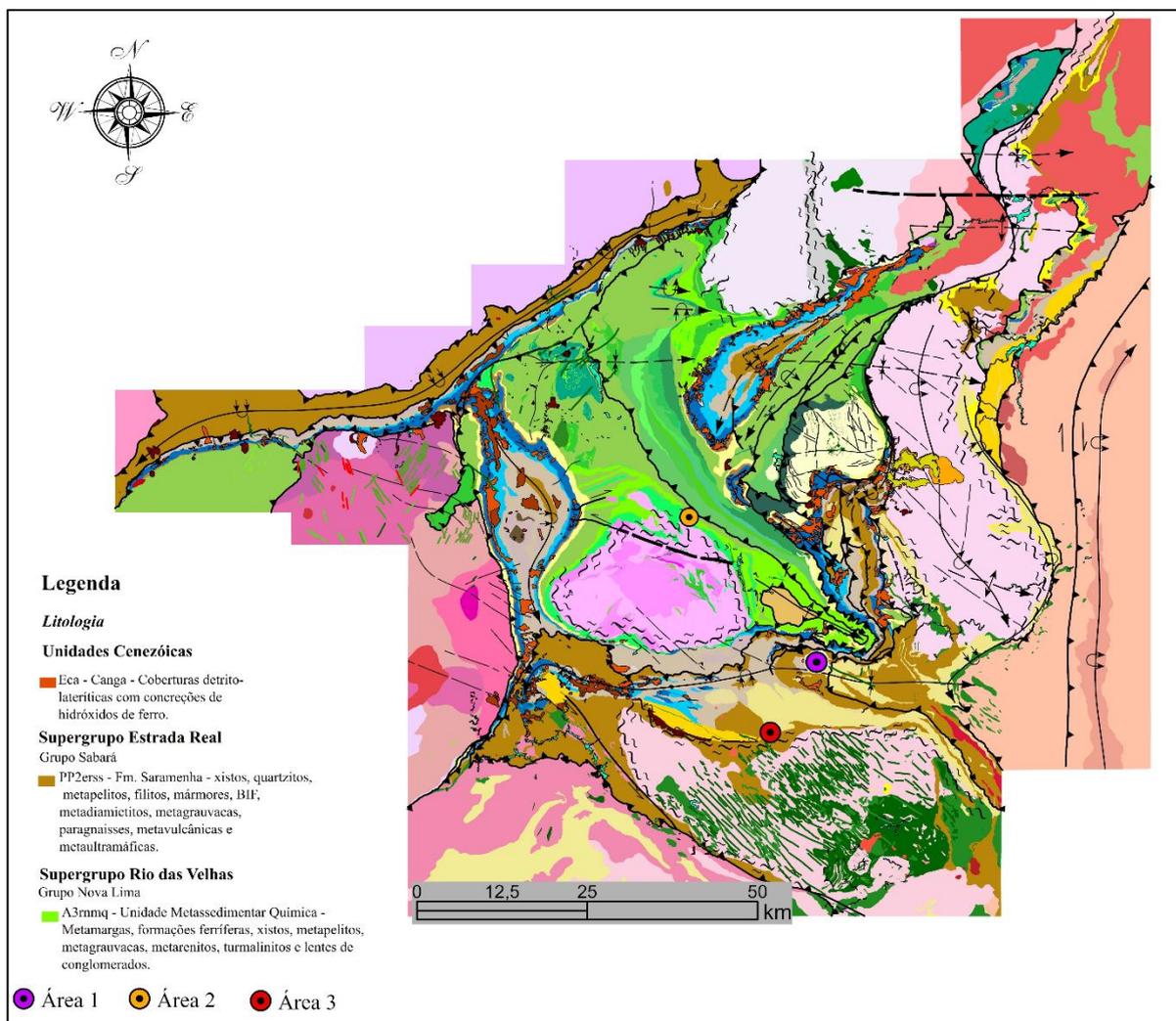


Figura 4.7: Mapa geológico regional do Quadrilátero Ferrífero e a localização das três áreas de estudos. Fonte: Endo *et al.* (2019); a autora.

#### 4.3.1 Unidade Cenozoica

As unidades cenozoicas são coberturas detrito-lateríticas (cangas) mostrando concreções de hidróxido de ferro (Endo *et al.* 2019). Baltazar *et al.* (2005) definiram as coberturas cenozoicas lateríticas desse estudo como ocorrências associadas a bauxitas e detritos ferruginosos não cimentados de idade pleistoceno-holocênica e capeamentos limoníticos de idade plioceno-pleistocênica.

#### 4.3.2 Supergrupo Estrada Real

A designação Estrada Real provém da redefinição do Grupo Sabará proposto por Almeida *et al.* (2005). Ele é composto pelos grupos Sabará e Itacolomi, representando uma

sequência *flysch* e molassa de, pelo menos, 3.625 m de espessura (Dorr, 1969; Noce, 1995; Reis *et al.* 2002).

O Grupo Sabará é composto por metapelitos, metagrauvas, metaconglomerados líticos, metadiamicritos, clorita-xistos, biotita-xistos, quartzitos e formações ferríferas. Na área de estudo onde estão mapeadas unidades desse grupo afloram rochas da Formação Saramenha, composta por biotita-clorita-granada xistos, quartzitos, metapelitos, filitos carbonosos, mármore dolomítico, formações ferríferas bandadas, metadiamicritos, metagrauvas e paragnaisses. Subordinadamente ocorrem rochas metavulcânicas félsicas (Noce, 1995), metamáficas, metaultramáficas e pegmatitos (ENDO *et al.* 2019).

### **4.3.3 Supergrupo Rio das Velhas**

A clássica divisão do Supergrupo Rio das Velhas nos grupos Nova Lima (inferior) e Maquiné (superior) foi estabelecida por Dorr *et al.* (1957) e Dorr (1969).

O Grupo Nova Lima é constituído, principalmente, por intercalação de rochas de origem sedimentar e vulcânica, as quais, por ação de deformação cisalhante e processos hidrotermais, foram transformadas em xistos e filitos. Ocorrem, ainda, de forma subordinada e descontínua, filitos grafitosos, formações ferríferas, dolomitos, quartzo-ankerita xisto, metagrauvas e quartzitos (Dorr, 1969).

Na área de estudo afloram as unidades metassedimentares químicas/pelíticas do Grupo Nova Lima, compostas por metamargas, formações ferríferas da fácies carbonato e xistos carbonosos intercalados a metapelito, metagrauvas e metarenitos impuros, com turmalinitos e lentes de metaconglomerados (Baltazar & Zucchetti, 2007).

## CAPÍTULO 5

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

---

#### 5.1 Caracterização dos Solos

Como descrito nas metodologias utilizadas, a coleta das amostras para os ensaios de caracterização dos solos foi feita nos níveis de solo com profundidades médias de 10 cm, 20 cm, 30 cm, 40 cm e 50 cm para a Área 1, e 20 cm, 40 cm e 60 cm para as áreas 2 e 3.

Utilizando-se apenas as percentagens de areia, silte e argila obtidas a partir das análises granulométricas realizadas, desconsiderando a fração referente ao pedregulho, cada nível do solo coletado foi caracterizado a partir do diagrama textural (Lemos & Santos, 1996), para os três ensaios. A Figura 5.1 apresenta os resultados das análises plotadas nos diagramas ternários, para as três áreas, para as análises com e sem defloculante, e a Tabela 5.1 as proporções de cada fração obtidas e utilizadas para a classificação.



Tabela 5.1: Frações obtidas a partir dos ensaios de análise granulométrica das amostras coletadas nas três áreas de estudo e suas classificações texturais.

Área 1	COM DEFLOCULANTE				
	Amostra	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classificação
	A10_1	16.71	6.14	77.14	Franco Arenoso
	A20_1	23.88	23.88	52.24	Franco Argiloso Arenoso
	A30_1	30.65	20.97	48.39	Franco Argiloso Arenoso
	A40_1	17.65	17.65	64.71	Franco Arenoso
	A50_1	26.92	23.08	50.00	Franco Argiloso Arenoso
	SEM DEFLOCULANTE				
	Amostra	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classificação
	A10_1	0.00	10.00	90.00	Areia
A20_1	0.00	11.94	88.06	Areia	
A30_1	0.00	9.84	90.16	Areia	
A40_1	0.00	21.57	78.43	Areia Franca	
A50_1	0.00	5.88	94.12	Areia	
Área 2	COM DEFLOCULANTE				
	Amostra	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classificação
	A20_2	26.60	44.68	28.72	Franco
	A40_2	32.29	34.38	33.33	Franco Argiloso
	A60_2	22.92	44.79	32.29	Franco
	SEM DEFLOCULANTE				
	Amostra	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classificação
	A20_2	0.00	29.79	70.21	Franco Arenoso
	A40_2	16.67	44.79	38.54	Franco
	A60_2	8.25	49.48	42.27	Franco
Área 3	COM DEFLOCULANTE				
	Amostra	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classificação
	A20_3	13.40	32.99	53.61	Franco Arenoso
	A40_3	20.65	19.57	59.78	Franco Argiloso Arenoso
	A60_3	22.92	26.04	51.04	Franco Argiloso Arenoso
	SEM DEFLOCULANTE				
	Amostra	Argila (%)	Silte (%)	Areia (%)	Classificação
	A20_3	3.09	31.96	64.95	Franco Arenoso
	A40_3	1.08	26.88	72.04	Areia Franca
	A60_3	2.08	25.00	72.92	Areia Franca

Na Figura 5.2 são exibidas as propriedades (análise granulométrica com a fração pedregulho, teor de umidade, porosidade, grau de saturação e massa específica seca) dos perfis do solo das três áreas.

Para a Área 1, a textura do solo sem uso de agente defloculante é principalmente composta por areia e pedregulho, e, em menor fração, por silte, sendo a fração argila nula

(Figura 5.2a). Nos ensaios com defloculante, há um incremento significativo de argila, evidenciando que essa fração não se encontra de maneira dispersa no material, mas em agregados. A formação desses agregados produz poros de maiores dimensões (macroporos) entre eles, favorecendo o fluxo e, logo, a frente de umedecimento.

Nota-se que entre as profundidades de 30 cm e 40 cm é aquele com a maior variação nos valores das propriedades de teor de umidade, grau de saturação, porosidade total e massa específica seca, sendo os valores mínimos medidos na profundidade de 30 cm e, os máximos, na de 40 cm para as primeiras três propriedades e o inverso para os valores de massa específica seca.

O teor de umidade varia de 24% a 36%, o grau de saturação mostra uma variação 46% a 62%, e a porosidade total varia de 51% a 68%. A massa específica seca decresce de 1,38 g/cm<sup>3</sup> para 1,16 g/cm<sup>3</sup> no mesmo intervalo.

Os valores medidos para essas propriedades são coerentes com as relações existentes entre cada uma. Quanto menos denso se torna o material, mais espaços vazios ele possuirá e, portanto, maior valor de porosidade. Observa-se, também, através do perfil granulométrico para o material sem defloculante, que nesse intervalo há um aumento na quantidade de partículas finas (silte), o que poderia implicar em menor permeabilidade, e conseqüentemente, menor condutividade hidráulica.

Outro fato importante a ser destacado é que a área 1 consiste em um solo em aterro, e a partir de 40 cm de profundidade foram identificados fragmentos grandes de entulho (pedaços de telhas de cerâmica, tijolos etc.), sendo a fração pedregulho nos perfis composta majoritariamente por esse material.

Já a análise granulométrica das amostras coletadas na Área 2 (Figura 5.2b) resultou em um perfil granulométrico com mais argila (nas análises com e sem defloculante) e menor de pedregulho, sendo composto, principalmente, por areia e silte. Neste solo, a porosidade total segue uma tendência inversamente proporcional com a massa específica seca do solo, ou seja, com o aumento da profundidade, a massa específica seca aumenta e a porosidade diminui numa proporção muito próxima (Figura 5.2). O teor de umidade após o ensaio de infiltração é menor em relação ao valor encontrado para a Área 1 e 3, variando de 13% a 17%, e o grau de saturação entre as profundidades de 40 cm e 60 cm aumenta numa proporção maior que o teor de umidade para o mesmo intervalo, o que pode ser devido à diminuição da porosidade neste trecho. A

partir de 40 cm, o perfil do solo se torna mais enriquecido em partículas finas de silte e argila, o que pode resultar em menor interconexão entre os poros e, em consequência, maior retenção de umidade, maior grau de saturação, mas menor condutividade hidráulica.

Na Área 3, o solo apresenta, em geral, quantidades baixas de argila, médias de silte e maiores em areia, com poucos pedregulhos. As proporções de argila nas análises com e sem defloculante se diferenciam bastante, tendo crescido substancialmente com o uso do defloculante, o que evidencia a formação de agregados, sendo essa textura facilitadora do fluxo por consequência da formação de espaços vazios interconectados entre os agregados.

O decréscimo do teor de umidade e grau de saturação entre os 40 cm e 60 cm de profundidade pode ser devido à maior condutividade hidráulica que esta faixa pode apresentar, tendo em vista sua menor quantidade em finos (argila e silte) e maior porosidade.

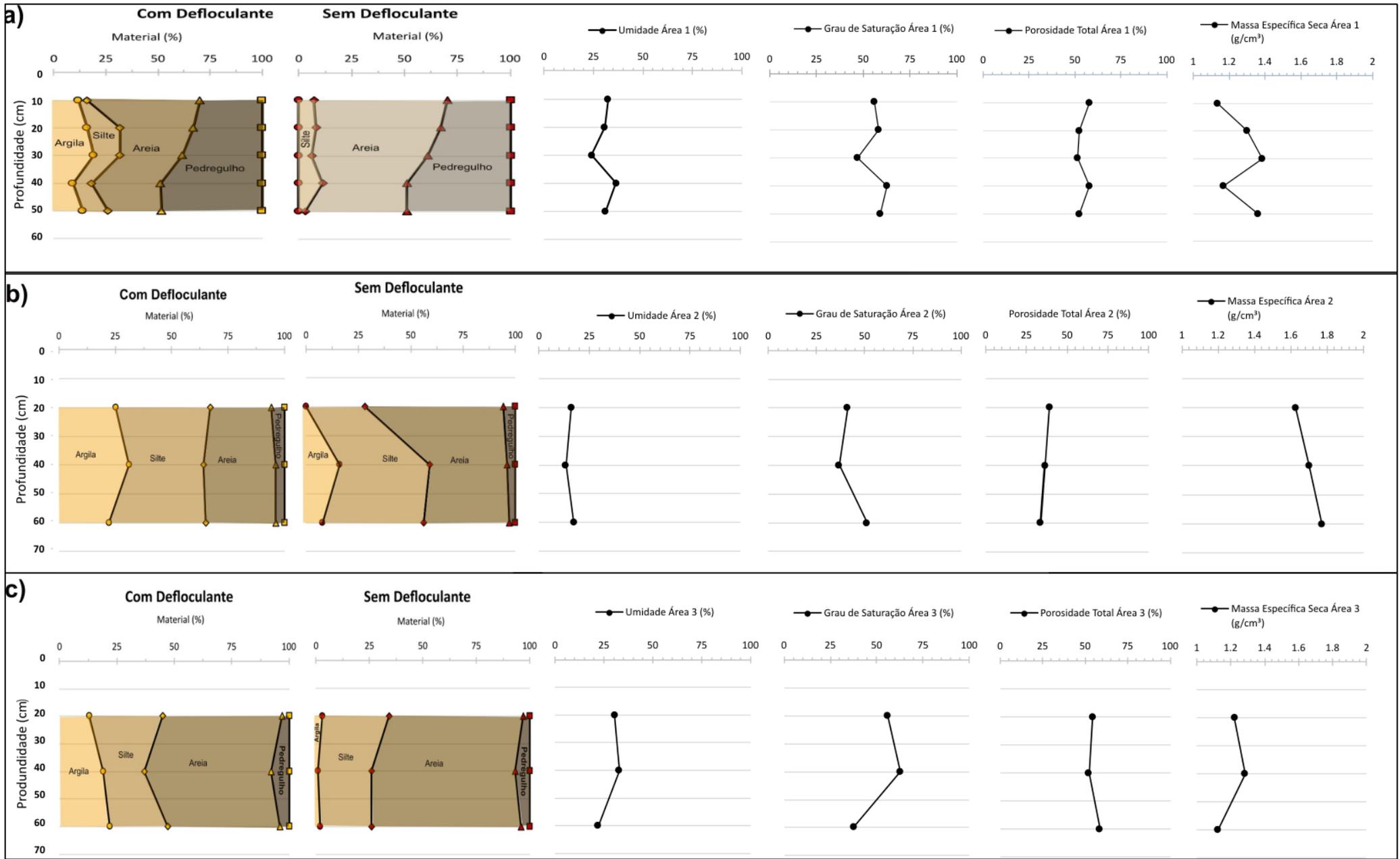


Figura 5.2: Perfis de solo exibindo as propriedades de frações granulométricas, teor de umidade, grau de saturação, porosidade total e massa específica seca das áreas a) 1, b) 2 e c) 3.

## 5.2 Ensaio de Infiltração

O local do primeiro ensaio realizado (Área 1), um aterro, apresentou um comportamento mais oscilatório da taxa de infiltração nos primeiros 20 minutos do ensaio (Figura 5.3), tendo o seu pico por volta de 1,20 minutos. Após esse período, o comportamento da taxa de infiltração começou a se estabilizar.

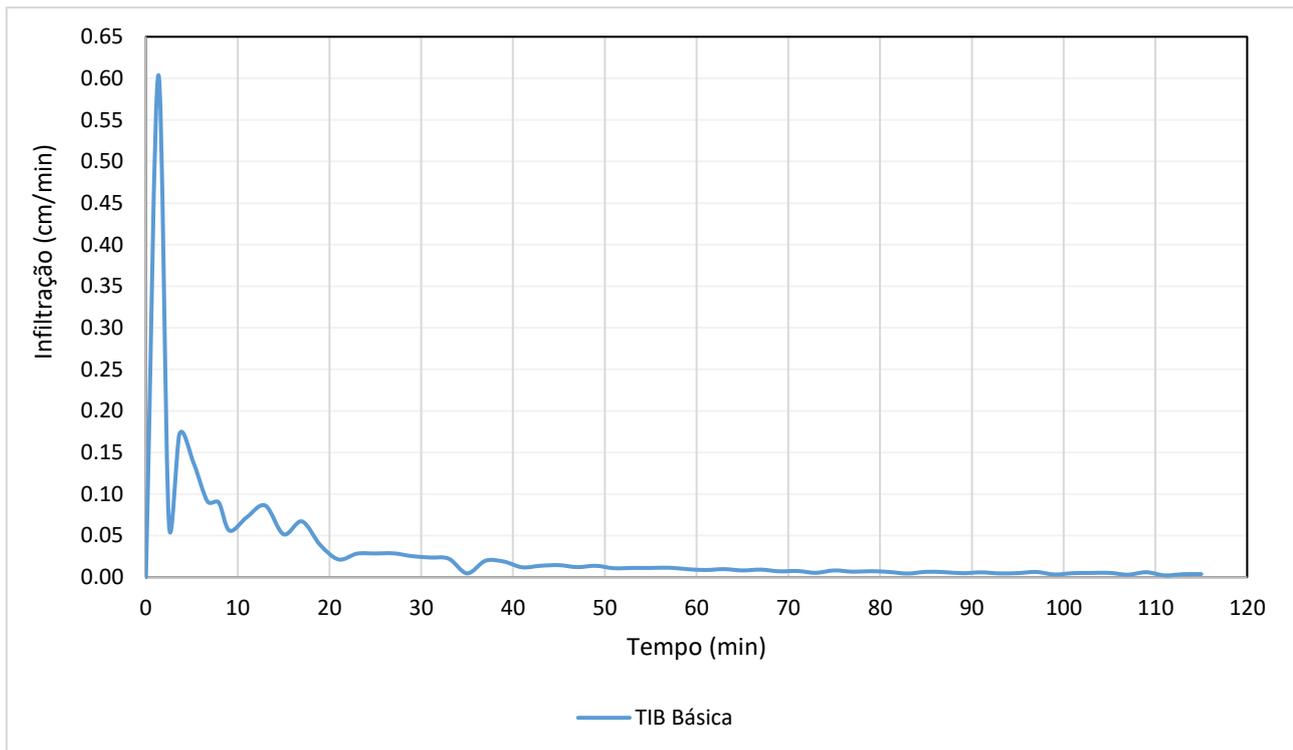


Figura 5.3: Resultado do ensaio de infiltração, com o infiltrômetro de anel, da Área 1.

Na Área 2, a TIB exibiu um comportamento menos oscilatório, até a estabilização, em relação à área 1 (Figura 5.4). A Área 2 é composta por solo *in situ*. Neste ensaio, a TIB começou a se estabilizar por volta de 15 minutos após o início do ensaio. O pico de infiltração máxima ocorreu por volta de 5 minutos.

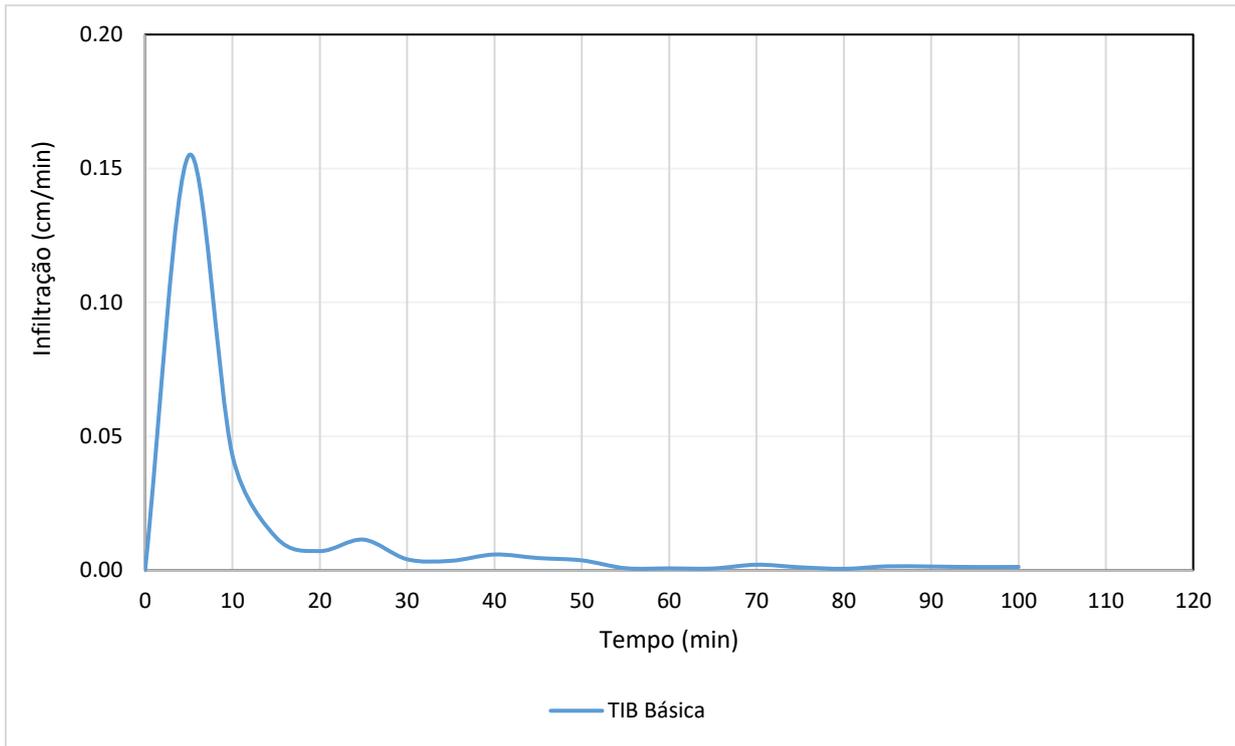


Figura 5.4: Resultados do ensaio de infiltração, com o infiltrômetro de anel, da Área 2.

No ensaio realizado na Área 3, a TIB iniciou sua estabilização mais rápido que nas outras duas áreas, por volta de 9 minutos após o início do ensaio. O máximo da infiltração ocorreu por volta de 2 minutos de ensaio.

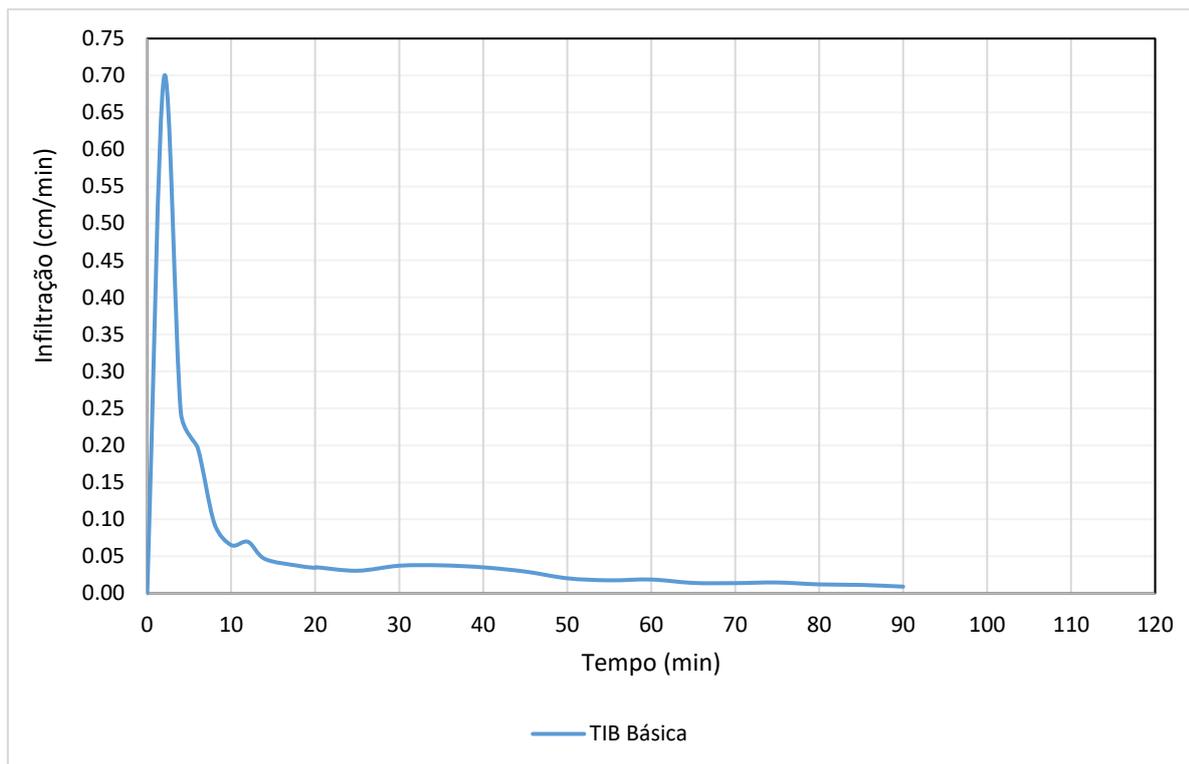


Figura 5.5: Resultados do ensaio de infiltração, com o infiltrômetro de anel, da Área 2.

Os resultados dos ensaios de infiltração com anel simples exibiram a tendência esperada, com elevadas taxas iniciais, devido as forças de sucção ( $B$ ) no solo inicialmente não saturado, decrescendo exponencialmente até se estabilizar a um valor que seria equivalente à condutividade hidráulica vertical ( $K_v$ ), de acordo com a equação de Philip (1957).

A equação de Philip se baseia no pressuposto de que após um tempo de infiltração, o solo se satura e as forças de sucção devido à capilaridade se anulam e a taxa de infiltração converge para um valor equivalente à condutividade hidráulica vertical do solo.

Tomando-se por base os valores de taxa de infiltração básica (TIB) após 90 minutos de ensaio (para uniformizar os resultados), o perfil de solo menos condutivo foi o do ponto da Área 2, com taxa de  $2,3 \cdot 10^{-5}$  cm/s, enquanto nos perfis das áreas 1 e 3 foram maiores e similares, com valores de  $16,7 \cdot 10^{-5}$  e  $11,0 \cdot 10^{-5}$  cm/s, respectivamente. Os picos máximos de infiltração, no início dos ensaios, apresentaram igual comportamento, com taxas similares nos perfis 1 e 3 e menores no perfil da Área 2.

Quando se analisa a distribuição granulométrica até 40 cm, verifica-se que o perfil da Área 2 possui menor porosidade e maior proporção de finos (silte e argila) que os outros das duas áreas (1 e 3), o que explicaria a menor taxa de infiltração. Comparado com o perfil da Área

2, os perfis 1 e 3 apresentam a menor proporção de finos na análise granulométrica sem defloculante, significando que nestes as frações silte e argila encontram-se agregadas, com poros de maiores dimensões entre os grumos, favorecendo o fluxo.

Observa-se também que, mesmo após 90 minutos de ensaio, a taxa de infiltração se estabilizou (taxa de infiltração básica), mas o solo continuou não saturado, já que a saturação não superou 63% nos 3 ensaios desde a superfície até 60 cm de profundidade. A não saturação dos solos pode ser assim explicada: se for assumido que a TIB corresponde à condutividade hidráulica vertical ( $K_v$ ), os valores resultantes serão correspondentes a de um solo siltoso. Segundo D'apponia (1980), à medida que mais finos são incorporados ao material, essa fração adicional irá preencher os poros entre as partículas de maiores dimensões e, conseqüentemente, afetar o fluxo e diminuir a condutividade hidráulica. Dessa forma, é correto afirmar que a condutividade hidráulica diminui à medida que a porcentagem de finos cresce. Porém, como os solos possuem macroporos originados pelos espaços entre os grumos das partículas finas, certamente ocorreu umedecimento em boa parte do perfil, mas apenas os primeiros centímetros foram saturados. Considerando os valores obtidos de  $K_v$ , em 90 minutos de ensaio, a frente de saturação (com solo 100% saturado) deve ter sido da ordem de centímetros. De fato, Sinaba *et al.* (2013) avaliaram por métodos analíticos que para solos de textura arenosa secos com condutividade hidráulica ( $K_{sat}$ ) de  $2,8 \cdot 10^{-6}$  m/s, a saturação a 60 cm de profundidade pode ocorrer após 90 minutos de infiltração sob condições inundadas com carga hidráulica similares às adotadas neste trabalho, mas para solos argilosos (com  $K_{sat} = 3,4 \cdot 10^{-7}$  m/s) nestas condições e nesta profundidade pode demorar semanas. Portanto, a saturação não ocorreu e o valor da TIB encontrada não pode ser considerada equivalente à condutividade hidráulica saturada vertical.

Também cabe destacar que, como foi empregado um anel simples nos ensaios, a dispersão lateral é significativa e os valores reais encontrados da TIB devem ser ainda menores, e a saturação ainda mais rasa.

### 5.3 Levantamentos de Eletroresistividade

O maior valor de profundidade de investigação teórica obtida (31 cm) foi para o arranjo Wenner utilizando o espaçamento entre eletrodos de 60 cm. O arranjo Dipolo Dipolo Equatorial com espaçamento intereletrodo igual a 6 cm teve a menor profundidade de investigação obtida, de 12 cm (Tabela 5.2).

Tabela 5.2: Profundidades medianas de investigação ( $Z_e$ ) obtidas para cada arranjo.

Arranjo	a (m)	L	$Z_e$ (m)	Cálculo
Wenner	0.30		0.16	$Z_e = a.0,519$
	0.60		0.31	
DDE	0.06	0.31	0.12	$Z_e = L.0,384$
	0.12	0.61	0.23	
QUADRÁTICO	0.30		0.14	$Z_e = a.0,4515$
	0.43		0.19	

Os valores encontrados para as profundidades teóricas de investigação foram definidos como sendo os níveis investigados, variando, portanto, de 12 cm a 31 cm.

A partir do fator geométrico K foram calculadas as resistividades aparentes para cada medida obtida em campo. O valor de resistividade para cada profundidade foi a média dos valores tomadas nas duas direções ortogonais entre si (Norte-Sul/Leste-Oeste).

As medidas de resistividade aparente obtidas nos levantamentos na Área 1 (Tabela 5.3) exibem valores esperados, uma vez que, em sua maioria, diminuem à medida que a infiltração prossegue (o solo vai se tornando mais saturado, e, portanto, menos resistivo), além apresentarem valores menores que aqueles medidos no levantamento de *background* do solo, ainda seco.

Tabela 5.3: Valores de resistividade aparente obtidos nos levantamentos realizados na Área 1.

Background			1° Levantamento (15 min)		2° Levantamento (36 min)	3° Levantamento (91 min)
	Média Ortogonal	Profundidade (cm)	Média Ortogonal	Profundidade (cm)	Média Ortogonal	Média Ortogonal
DDE	354.29	11.75	189.28	11.75	155.31	145.60
QUADRÁTICO	380.19	13.55	166.36	13.55	152.36	199.67
WENNER	400.74	15.57	251.36	15.57	212.81	220.82
QUADRÁTICO 2	359.06	19.41	238.91	19.41	205.47	220.92
DDE 2	359.14	23.50	291.20	23.50	242.66	310.61
WENNER 2	1023.15	31.14	956.05	31.14	883.29	867.27

Nos levantamentos nas áreas 2 e 3, as medidas de resistividade aparente se apresentam fora da tendência apresentada anteriormente. Com o avanço da infiltração, alguns valores de

resistividade aumentaram para um mesmo nível analisado, como para os arranjos Quadrático 2 ( $a = 43$  cm) e Wenner 2 ( $a = 60$  cm). Além disso, os valores de *background* medidos para o arranjo DDE, para as duas medidas de espaçamento intereletrodo utilizados, foram menores que aqueles obtidos para o mesmo arranjo quando medidos simultaneamente ao ensaio de infiltração, destacados em cor vermelha na Tabela 5.4.

Tabela 5.4: Valores de resistividade aparente obtidos nos levantamentos realizados na Área 2.

Background			1° Levantamento (15 min)		2° Levantamento (36 min)	3° Levantamento (90 min)
	Média Ortogonal	Profundidade (cm)	Média Ortogonal	Profundidade (cm)	Média Ortogonal	Média Ortogonal
DDE	58.24	11.75	106.77	11.75	116.48	242.66
QUADRÁTICO	900.67	13.55	556.36	13.55	693.44	599.80
WENNER	1307.50	15.57	894.69	15.57	858.97	819.20
QUADRÁTICO 2	1199.64	19.41	783.61	19.41	860.64	924.29
DDE 2	456.21	23.50	951.25	23.50	990.07	1087.14
WENNER 2	1376.96	31.14	1262.17	31.14	1232.57	1184.32

As medidas na Área 3 apresentaram valores de *background* menores que as medidas efetuadas durante a infiltração, para todos os arranjos e espaçamentos, exceto para o arranjo Wenner com  $a = 30$  cm e Quadrático = 43 cm.

Tabela 5.5: Valores de resistividade aparente obtidos nos levantamentos realizados na Área 3.

Background			1° Levantamento (15 min)		2° Levantamento (30 min)	3° Levantamento (90 min)
	Média Ortogonal	Profundidade (cm)	Média Ortogonal	Profundidade (cm)	Média Ortogonal	Média Ortogonal

<b>DDE</b>	19.41	11.75	106.77	11.75	38.83	58.24
<b>QUADRATIC O</b>	268.04	13.55	346.24	13.55	401.91	412.69
<b>WENNER</b>	1256.70	15.57	894.69	15.57	709.21	636.83
<b>QUADRATIC O 2</b>	998.08	19.41	783.61	19.41	652.63	591.29
<b>DDE 2</b>	38.83	23.50	951.25	23.50	77.65	135.89
<b>WENNER 2</b>	982.25	31.14	1262.17	31.14	859.73	607.71

Os perfis de eletrorresistividade estão representados da Figura 5.5. Os valores de resistividade aparente obtidos para cada arranjo foram plotados de acordo com a profundidade de investigação ( $Z_e$ ) alcançada por cada um, de modo que cada perfil teve início na menor profundidade obtida (arranjo Dipolo Dipolo Equatorial com espaçamento intereletrodo de 6,0 cm) e fim na maior (Wenner com espaçamento intereletrodo de 60,0 cm).

Os resultados de eletrorresistividade com os arranjos Wenner e Quadrático foram satisfatórios, pois exibiram valores e tendências coerentes. O mesmo não pode ser falado sobre os dados obtidos utilizando o arranjo DDE, que exibiram parte dos valores incoerentes, como aqueles referentes às resistividades iniciais (*background*) maiores de que após o ensaio de infiltração, especialmente nos perfis das áreas 2 e 3. Um dos motivos para esta inconformidade pode ser que este arranjo é muito influenciado por heterogeneidade do meio (PERGAVO *et al.*, 2001), o que se espera neste caso, onde os eletrodos se encontram na zona não saturada em ambos os lados do trecho do ensaio, onde há uma frente de saturação descendente. Por este motivo os resultados dos ensaios com o DDE foram eliminados quando da interpretação final (Figura 5.7).

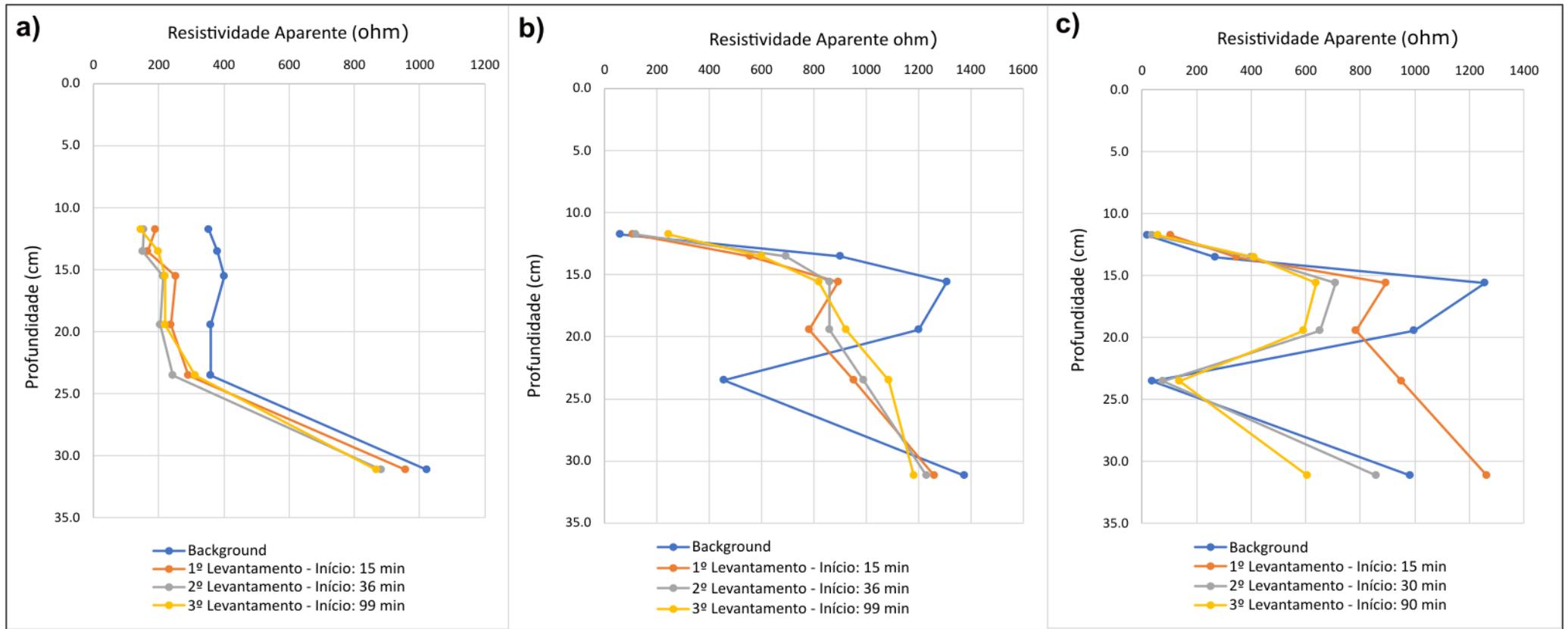


Figura 5.6: Perfis de eletrorresistividade dos levantamentos nas áreas a) 1; b) 2 e c) 3.

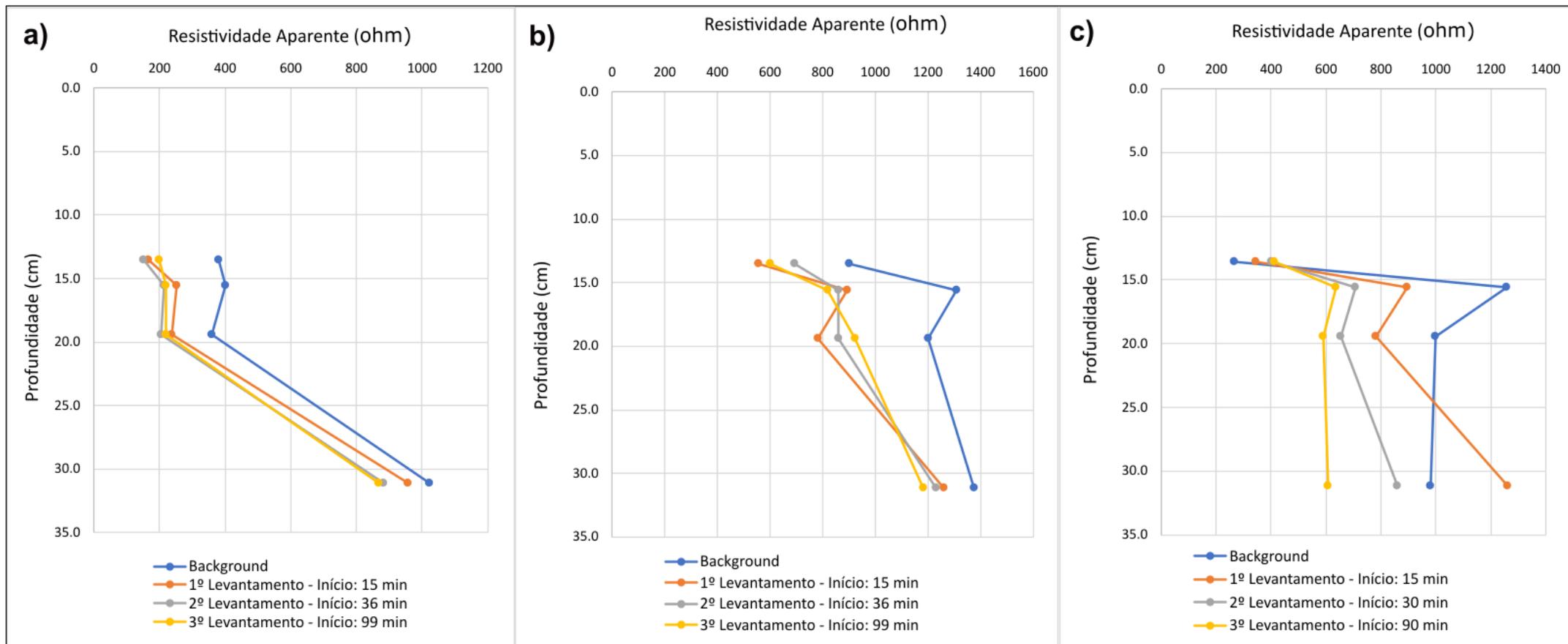


Figura 5.7: Perfis de eletrorresistividade dos levantamentos nas áreas a) 1, b) 2 e c) 3; excluídas as medidas de resistividade aparente obtidas com o arranjo Dipolo Dipolo Equatorial.

Também ocorreram situações semelhantes a esta com os resultados dos arranjos Wenner e Quadrático, mas com diferenças diminutas, que podem ser creditadas a heterogeneidades locais do solo ou a problemas com medidas. Um dos problemas recorrentes com as medidas é a polarização dos eletrodos de aço, situação que pode ser resolvida com alternância da polaridade dos eletrodos A e B ou então com medidas recíprocas (alternância dos eletrodos A e B com M e N). Outra causa provável de problema com as medidas foi a não realização da média de ao menos 3 delas em cada ponto e sim apenas uma, o que pode acarretar imprecisão. No entanto, adoção de uma medida foi proposital para não retardar o levantamento, que envolvia muitas medidas e curto intervalo de tempo, simultaneamente ao ensaio de infiltração.

Desconsiderando-se os ensaios com o arranjo DDE, os levantamentos geofísicos permitiram medir a resistividade aparentes nas profundidades medianas de investigação entre 13,55 cm e 31,14 cm (Figura 5.7). Verifica-se nos 3 perfis tanto para o *background* como para as outras etapas subsequentes, que a resistividade aparente é menor próximo à superfície, o que pode ser atribuído ao maior teor de matéria orgânica no solo.

A comparação dos levantamentos de eletrorresistividade sugere que após 90 minutos de ensaio há uma zona como solo mais úmido, onde a resistividade caiu muito ao longo do tempo, até cerca de 20 cm de profundidade para os perfis das áreas 2 e 3 e de 25 cm para o perfil da Área 1. Ou seja, a saturação do solo deve ter ocorrido apenas nos primeiros centímetros e uma zona de maior umidade até cerca de 20 e 25 cm de profundidade. Abaixo desta faixa, a umidade também cresceu, mas possivelmente menos, pois o decréscimo de resistividade é menor. Possivelmente, a percolação de água não dever ter sido homogênea devido à presença de macroporos interagregados, cavidade da fauna (bioturbação) e flora (cavidades de raízes). Para trabalhos futuros, o emprego de traçadores colorimétricos, como o azul brilhante, pode ser uma alternativa visual para entender como ocorre a percolação (Morais & Bacellar, 2008, Oliveira, 2018).

## CAPÍTULO 6

### CONCLUSÕES

---

Os arranjos Wenner e Quadrático demonstraram melhores resultados em comparação aos valores obtidos com o *background* e em coerência com os dados de infiltração, juntamente com os de caracterização dos solos. O arranjo DDE mostrou maior proporção de resultados não coerentes.

Em relação às medidas de *background*, a resistividade elétrica diminuiu mais até cerca de 20-25 cm, indicando maior saturação até esta profundidade após 90 minutos de infiltração em condições inundadas. Contudo, os resultados dos ensaios laboratoriais indicaram que mesmo na profundidade de 10 cm o solo não se saturou, em conformidade com simulações prévias (Sinaba *et al.* 2013). Portanto, cálculos de condutividade hidráulica assumindo-se condição de saturação superficial em ensaios de infiltração devem ser revistos.

A variação de resistividade com a profundidade também sugere a heterogeneidade nos perfis de solo, como horizontes ou camadas mais ou menos permeáveis. Infelizmente, a amostragem dos solos nos perfis 2 e 3 não permitiu interpretar estes comportamentos. O reconhecimento destas discontinuidades no perfil do solo são importantes, pois um horizonte pedológico menos permeável próximo à superfície, pode alterar significativamente os valores de TIB (BOENO *et al.* 2021). Portanto, levantamentos multitemporais de eletroresistividade podem ser importantes para a interpretação de ensaios de determinação de infiltração.

A partir das falhas observadas na metodologia e execução dos ensaios de infiltração, coleta de amostras e levantamentos de eletrorresistividade, são sugeridos os seguintes procedimentos para trabalhos futuros:

- coletar amostras compostas de solo para determinação de parâmetros físicos nos seguintes trechos: 0 - 5 cm; 5 - 10 cm; 15 - 20 cm; 25 - 30; 35 - 40 cm;
- eliminar o levantamento com arranjo DDE e adequar os espaçamentos dos arranjos Wenner e Quadrático para melhor avaliar a percolação em profundidade;
- obter dados de umidade do solo antes do início o ensaio (*background*) para conseguir determinar o acréscimo deste parâmetro após o ensaio;

- obter ao menos média de três medidas de resistividade, com inversão da polaridade dos eletrodos, para aumentar a acurácia e precisão;
- empregar traçador colorimétrico (ex.: azul brilhante) para entender como ocorreu a percolação de água espacialmente, se foi homogênea e por caminhos preferenciais.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

---

- Alkmim F. F. & Marshak S. 1998. *Transamazonian orogeny in the southern São Francisco craton region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero*. Precambrian Research, 90: 29-58
- Amaral, F. C. S. et al. 2004. *Mapeamento de solos e aptidão agrícola das terras do Estado de Minas Gerais*. 2004.
- Assis, Drielle Antunes de. *Tipologia das couraças do Morro do Cruzeiro, Quadrilátero Ferrífero, MG. Um estudo macromorfológico, mineralógico, micromorfológico e geoquímico*. 2018. 60 f. Monografia (Graduação em Engenharia Geológica) - Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2018.
- Bacellar, L.A.P. (2000) Condicionantes Geológicos, Geomorfológicos e Geotécnicos dos Mecanismos de Voçorocamento na Bacia do Rio Maracujá, Ouro Preto, MG. Tese de Doutorado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 226 p.
- Baêta H. E. 2012. *Contribuição da deposição úmida (chuva e neblina) nas relações hídricas e nutricionais de fisionomias de campos ferruginosos na Serra da Brígida, Ouro Preto, MG*. Programa de Pós-Graduação em Ecologia de Biomas Tropicais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Dissertação de Mestrado, 74p.
- Baltazar O. F. & Pedreira A. J. 1998. *Associações litofaciológicas*. In: M. Zucchetti & O. F. Baltazar (Org.). Projeto Rio das Velhas: Texto explicativo do mapa geológico integrado. Escala 1:100.000. Convênio DNPM/CPRM, Belo Horizonte
- Baltazar O.F. & Zucchetti M. 2007. *Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits*. Ore Geol. Rev. 32, 471–499
- Baltazar O.F. & Zucchetti M. 2007. Lithofacies associations and structural evolution of the Archean Rio das Velhas greenstone belt, Quadrilátero Ferrífero, Brazil: a review of the setting of gold deposits. Ore Geol. Rev.32, 471–499;
- Baltazar, O.F.; Baars F.J.; Lobato, L.M.; Reis, L.B.; Achtschin, A.B.; Berni, G.V.; Silveira, V.D. 2005. *Mapa Geológico Ouro Preto na Escala 1:50.000 com Nota Explicativa*. In: Projeto Geologia do Quadrilátero Ferrífero - Integração e Correção Cartográfica em SIG com nota explicativa. Lobato *et al.* (2005) CODEMIG. Belo Horizonte
- Bernardo, S.; Soares, A. A.; Mantovani, E. C. 2006. *Manual de irrigação*. 8. ed. Viçosa: UFV. 625 p.
- Boeno, Daniel *et al.* 2019. *Fluxo lateral na infiltração de água medida com duplo anel concêntrico*.
- Braga, A. C. O. 2001. *Métodos Geométricos Aplicados—Módulo Hidrogeologia*. Universidade Estadual Paulista UNESP/IGCE/DGA. Rio Claro SP. 91p.
- Cabral A. R, Zeh A., Vianna N. C., Ackerman L. Pašava J., Lehmann B., Chrastný V. 2019. *Molybdenum-isotope signals and cerium anomalies in Palaeoproterozoic manganese ore survive high-grade metamorphism*. Scientific Reports 9:4570|

Carneiro M. A. 1992. O Complexo Metamórfico Bonfim Setentrional - Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Litoestratigrafia e evolução geológica de um segmento de crosta continental do Arqueano. São Paulo. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 233p.;

Carvalho, Daniel Fonseca de. Silva, Leonardo Duarte Batista da. 2016. *Hidrologia*. Disponível em: [ufrj.br/institutos/it/deng/leonardo/downloads/APOSTILA/HIDRO-Cap5-INF.pdf](http://ufrj.br/institutos/it/deng/leonardo/downloads/APOSTILA/HIDRO-Cap5-INF.pdf). Acessado em: 04 nov 2022.

Carvalho, L.A. 2002. *Condutividade Hidráulica do Solo no Campo: As Simplificações do Método do Perfil Instantâneo*. Dissertação de Mestrado. Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 86 p

Chemale F. Jr., Rosière C. A., Endo I. 1994. *The tectonic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. Prec. Res., 65:25-54

Cheng, L.; Liu, W.; Li, Z.; Chen, J. 2014. *Study of soil water movement and groundwater recharge for the loess tableland using environment tracers*. American Society of Agricultural Biology Engineering, 57: 23- 30.

CHIEW, F. H. S. et al. Penman-Monteith, FAO-24 reference crop evapotranspiration and class-A pan data in Australia. *Agricultural Water Management*, v. 28, n. 1, p. 9-21, 1995.

Cleary R. W. 1989. *Águas Subterrâneas*. Princeton, Princeton Groundwater Inc. 117p

CODEMIG – COMPANHIA DE DESENVOLVIMENTO ECONÔMICO DE MINAS GERAIS. 2017. *Programa Mapeamento Geológico do Estado de Minas Gerais*. Projeto Triângulo Mineiro.

Collischonn, Walter & Dornelles, Fernando. 2015. *Hidrologia para Engenharia e Ciências Ambientais*.

Cordani U. G., Kawashita K., Müller G., Quade H., Reimer, V., Roeser H. M. P. 1980. *Interpretação tectônica e petrológica de dados geocronológicos do embasamento na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG*. An. Acad. Bras. Ciên., 52(4): 785-799;

Costa, Édio Luiz da et al. 1999. *Infiltração de água em solo, determinada por simulador de chuvas e pelo método dos anéis*. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 3, p. 131-134, 1999.

Custódio E. & Llamas M. R. 1976. *Hidrologia Subterrânea*. Barcelona, Ediciones Omega S.A, v2. 1157p.

Da Costa Maia, João Pedro. 2014. *Proposta Metodológica para Levantamentos Hidrogeológicos em Ambientes Graníticos*. Tese de Doutorado. Universidade do Porto (Portugal).

Da Rosa Pitt, Tauana; Shiraiwa, Shozo. 2010. *Caracterização Eletroresistiva Da Cobertura Pedológica E Seu Substrato Em Duas Vertentes De Uma Microbacia Na Nascente Do Rio São Lourenço, Em Campo Verde-Mt*. In: IV Simpósio Brasileiro de Geofísica. European Association of Geoscientists & Engineers. p. cp-197-00008.

D'appolonia, David J. 1980. *Soil-bentonite slurry trench cutoffs*. Journal of the Geotechnical Engineering Division, v. 106, n. 4, p. 399-417, 1980.

De Lemos, Raimundo Costa; Dos Santos, Raphael David. 1996. *Manual de descrição e coleta de solo no campo*.

De Mello, Francisco Mercês. 2008. *Equação de green-ampt para a infiltração da água no solo aproximações numéricas para explicitação do volume infiltrado*. **Revista de Ciências Agrárias**, v. 31, n. 1, p. 31-35.

Dias, Jordania Cristina dos Santos. 2021. *Avaliação da dinâmica de infiltração e caracterização das cangas de Capão Xavier, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. 2021. 131 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Escola de Minas, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto.

Dorr J. V. N. II, Gair J. E., Pomerene J. B., Ryneerson G. A. 1957. *Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero*. Brazil Depart. Nac. Produção Mineral, Div. Fomento Produção Mineral, avulso 81, 31p

Dorr J. V. N. II. 1969. *Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. U. S. Geological Survey Prof. Paper 641-A, 110p.

Dunne, Thomas; BLACK, Richard D. 1970. *An experimental investigation of runoff production in permeable soils*. *Water Resources Research*, v. 6, n. 2, p. 478-490.

Edwards, L. S. 1977. *A modified pseudosection for resistivity and IP*. *Geophysics*, v. 42, n. 5, p. 1020-1036.

EDWARDS, L. S. A modified pseudosection for resistivity and IP. *Geophysics*, v. 42, n. 5, p. 1020-1036, 1977.

Endo I. 1997. *Regimes Tectônicos do Arqueano e Proterozoico no Interior da Placa Sanfranciscana: Quadrilátero Ferrífero e Áreas Adjacentes, Minas Gerais*. PhD Thesis, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 243p

Endo I., Delgado C. E. R. Oliveira M. M. F. de, Zapparoli A. de C., Carlos D. U., Galbiatti H. F., Castro P. de T. A., Suita M. T. de F., Barbosa M. S. C., Lana C. E., Moura L. G. B. de. 2019b. *Estratigrafia e Arcabouço Estrutural do Quadrilátero Ferrífero: Nota Explicativa do Mapa Geológico do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil*. Escala 1:150.000. Ouro Preto, Departamento de Geologia da Escola de Minas – UFOP - Centro de Estudos Avançados do Quadrilátero Ferrífero: [www.qfe2050.ufop.br](http://www.qfe2050.ufop.br);

Espinha Marques J., Duarte J. M., Constantino A. T., Martins A. A., Aguiar C., Rocha F. T., Inácio M., Marques J. M., Chaminé H. I., Teixeira J., Samper J., Borges F. S., Carvalho J. M. 2007. *Vadose zone characterisation in a mountain hydrogeologic system: Serra da Estrela (Central Portugal) case study*. In: Gh. de Marsily & L. Chery (Eds.), *Aquifer Systems Management, Selected papers on Hydrogeology*, IAH Special Publications. Taylor & Francis CRC Press.

Espinha Marques, J. 2007. *Contribuição para o estudo hidrogeológico da Serra da Estrela*. Universidade do Porto. Tese de Doutorado. Tese de Doutoramento.

Fagundes, E., Koetz, M., Rudel, N., Santos, T., & Porto, R. 2012. *Determinação da infiltração e velocidade de infiltração de água pelo método de infiltrômetro de anel em solo de cerrado no município de Rondonópolis-MT*. *Enciclopédia Biosfera*, 8(14).

Farina F., Albert C., Dopico C. M., Aguilar C. G., Moreira H., Hippert J., Cutts K., Alkmim F. F., Lana C. C. 2016. *The Archean-Paleoproterozoic evolution of the Quadrilátero Ferrífero, Brazil: current models and open questions*. *Jour. South Am. Earth Sci.* 68, 4-21

Ferreira, Quênia de Cássia Goulart; Bacellar, Luis de Almeida Prado. 2010. *Avaliação Preliminar Das Condições Hidrogeológicas Na Área Do Município De Ouro Preto, MG*. **Geonomos**.

Fetter, C.W. 1988. *Applied Hydrogeology*. Merrill Publishing Co., Columbus , Ohio .

Fontes M.M.M. 2011. *Contribuição para o desenvolvimento da metodologia de análise, gestão e controle de riscos geotécnicos para a área urbana da cidade de Ouro Preto*. Dissertação de mestrado, Programa de pósgraduação em Geotecnia da UFOP, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 135 p.

Freeze R. A. & Cherry J. A. 1979. *Groundwater*. Nova Jersey, Prentice-Hall. 604p.

Gandolfo, O. C. B. 2007. *Um estudo de imageamento geométrico na investigação rasa*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 215p.

Gee G., Bauder J. 1986. *Particle size analysis*. In: Klute A. (ed): *Methods of Soil Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods*. Agronomy Monograph, 9. 2nd Edition, American Society of Agronomy and Soil Science Society of America, Madison, 383–411.

Green, W. Heber; AMPT, G. A. 1911. *Studies on Soil Physics*. The Journal of Agricultural Science, v. 4, n. 1, p. 1-24.

Guimarães D., Melo S. M. G., Melo E. A. V. 1967. *O Complexo de Bação*. Bol. Inst. Geol./EFMOP, 2(1): 1-12;

Hao, X. *et al.* 2008. Soil density and porosity. *Soil sampling and methods of analysis*, v. 2, p. 179-196.

Healy, R. W. 2010. *Estimating groundwater recharge*. RU: Cambridge University Press, 2010. 245 p

Heath, Ralph C. 1998. *Basic ground-water hydrology*. US Department of the Interior, US Geological Survey.

Herz N. 1970. *Gneissic and igneous rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil*. USGS/DNPM. Prof. Paper 641-B. 57p.

Holzmann H. & Sereinig N. 1997. *In situ measurements of hillslope runoff components with different types of forest vegetation*. Regional Hydrology: Concepts and models for sustainable water resource management, 246: 317-324.

Horton R. E. 1933. *The role of infiltration in the hydrologic cycle*. Transactions American Geophysical Union, 14: 446-460.

Jordt-Evangelista H. & Silva M. E. da. 2005. *Rochas metaultramáficas de Lamim, sul do Quadrilátero Ferrífero, MG: contribuição ao conhecimento do protólito da pedra-sabão*. Rev. Esc. Minas, Ouro Preto, 58(1): 11-20.

Kearey P., Brooks M., Hill I. 2002. *An introduction to geophysical exploration*. Oxford, Blackwell Science. 262p.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. 2009. *Geofísica de exploração*. São Paulo, Oficina de textos, 429p.

Klaus J. & Jackson C. R. 2018. *Interflow is not binary: a continuous shallow perched layer does not imply continuous connectivity*. Water Resources Research, 54(6): 5921-5932.

Kroetsch, D.; Wang, C. 2018. *Particle size distribution*. Soil sampling and methods of analysis, v. 2, p. 713-725.

Lane JR, J. W.; Haeni, F. P.; Watson, W. M. 1995. *Use of a square-array direct-current resistivity method to detect fractures in crystalline bedrock in New Hampshire*. Groundwater, v. 33, n. 3, p. 476-485.

Lerner, David N.; ISSAR, Arie S.; Simmers, Ian. 1990. Groundwater recharge. *A Guide to Understanding and Estimating Natural Recharge. International Contributions to Hydrogeology*. International Association of Hydrogeologists, v. 8.

Loke, Meng Heng. 1999. *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies*. A practical guide to, v. 2, p. 70.

Lucon, T. N. 2011. *Análise espacial das áreas verdes do perímetro urbano de Ouro Preto (MG)*.

Manoel Filho J. 2000b. *Ocorrência das águas subterrâneas*. In: F. A. C. Feitosa & J. Manoel Filho (2ed.) Hidrogeologia: conceitos e aplicações. Pernambuco, CPRM, 13-33

Meteoblue. 2023. *Dados históricos simulados de clima e tempo para Ouro Preto/Itabirito*. <[https://www.meteoblue.com/pt/tempo/historyclimate/climatemodelled/ouro-preto\\_brasil\\_3455671](https://www.meteoblue.com/pt/tempo/historyclimate/climatemodelled/ouro-preto_brasil_3455671)>, acessado em agosto de 2023.

Moore, I. D.; Larson, C. L. 1980. *An infiltration-runoff model for cultivated soils*. Transactions of the ASAE, v. 23, n. 6, p. 1460-1467.

Morais, F., & Bacellar, L. de A. P. 2008. *Uso de Traçadores na Avaliação da Infiltração em Solos de Áreas Gnáissicas do Complexo do Baçã, MG*. Revista Brasileira De Geomorfologia, 9(2). <https://doi.org/10.20502/rbg.v9i2.112>.

Moreira, Simone Aparecida Simim. 2016. *Levantamentos geoeletricos azimutais em modelos reduzidos para caracterização de maciços fraturados*.

Mourão, Maria Antonieta Alcântara. *Caracterização hidrogeológica do Aquífero Cauê, Quadrilátero Ferrífero, MG*. 2007. Tese (Doutorado em Saneamento, Meio Ambiente e Recursos Hídricos) - Escola de Engenharia, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 2007.

Noce C. M. 1995. *Geocronologia dos eventos magmáticos, sedimentares e metamórficos na região do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais*. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 129 p.;

Noce C. M., Zucchetti M., Baltazar O. F., Armstrong R., Dantas E. L., Renger F. E., Lobato L. M. 2005. *Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U/Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes*. Prec. Res. 141, 67-82;

Noce C. M., Zucchetti M., Baltazar O. F., Armstrong R., Dantas E. L., Renger F. E., Lobato L. M.. 2005. *Age of felsic volcanism and the role of ancient continental crust in the evolution of the Neoproterozoic Rio das Velhas greenstone belt (Quadrilátero Ferrífero, Brazil): U/Pb zircon dating of volcanoclastic graywackes*. Prec. Res. 141, 67-82;

Oliveira L.D. 2010. *Ocupação Urbana de Ouro Preto de 1950 a 2004 e atuais tendências*. Dissertação de mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 137 p.

Oliveira, E. C. V 2018. *Investigação da gênese de terracetes em taludes naturais*. Trabalho de Conclusão de Curso. (Graduação em Engenharia Geológica) - Universidade Federal de Ouro Preto

- Pereira A. R., Villa Nova N. A., Sediya G. C. 1997. *Estimativa da evapotranspiração*. In: A. R. Pereira, N. A. Villa Nova, G. C. Sediya (ed.) *Evapo(transpi)ração*. Piracicaba, FEALQ, 41-75.
- Pereira, Victor Coelho. 2019. *Comparação de diversos arranjos de eletrorresistividade para caracterização de descontinuidades em maciços rochosos fraturados*.
- Pergavo, E., Mousatov, A., Shevnin, V. 2001. Joint influence of resistivity anisotropy and inhomogeneity for a single dipping interface between isotropic overburden and anisotropic basement. In: Conference SAGEEP.
- Pott, C. A.; De Maria, I. C. 2003. *Comparação de métodos de campo para determinação da velocidade de infiltração básica*. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 27, p. 19-27.
- Raposo F. O. 1991. *Estratigrafia, petrografia e petrologia*. In: *Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil, Brasília, DF*. Folha Rio Espera. Parte II, Capítulo 2. p. 27-88. CPRM/DNPM;
- Reichardt K. & Timm L. C. 2004. Solo, planta e atmosfera: conceitos, processos e aplicações. Barueri, Manole. 469p.
- Reis L. A., Martins-Neto M.A., Gomes N.S., Endo I. 2002. *A bacia de antepaís paleoproterozoica Sabará, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Rev. Bras. de Geoc. 32
- Reynolds, W. D., 1993. *Saturated hydraulic conductivity: field measurement*. In: M. R. Carter, Ed., *Soil Sampling and Methods of Analysis*. Lewis Publ., Boca Raton, p. 599-613.
- Reynolds, W.D & Elrick, D.E. 1985. *In situ measurement of field-saturated hydraulic conductivity, sorptivity and the  $\alpha$ -parameter using the Guelph permeameter*. Soil Science, v. 140, p. 292-302.
- Reynolds, W.D. & Elrick, D.E., 1987. *A laboratory and numerical assessment of the Guelph permeameter method*. Soil Sci., 144:282–299
- Rocha, Rodrigo Esteves *et al.* 2019. *Variações espaciais na condutividade hidráulica do solo em área de recarga do Sistema Aquífero Guarani*. Revista do Instituto Geológico, v. 40, n. 2, p. 35-51.
- Rossi D. Q. 2014. *Estratigrafia e arcabouço estrutural da região de Fábrica Nova, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, Minas Gerais*, Dissertação de Mestrado. 129p.
- Rushton, K.R. 1988. *Numerical and Conceptual Models for Recharge Estimation in Arid and SemiArid Zones*. In: Simmers, I., Ed., *Estimation of Natural Groundwater Recharge*, NATO ASI Series C 222, Reidel, Dordrecht, 223-238.
- Santos, C.A. 2001. *Comportamento Hidrológico Superficial, Subsuperficial e a Erodibilidade dos Solos da Região de Santo Antônio do Leite, Fistrito de Ouro Preto - MG*. Dissertação de Mestrado, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 108 p.
- Scanlon, Bridget R.; Healy, Richard W.; COOK, Peter G. *Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge*. Hydrogeology Journal, [s. l.], v. 10, n. 1, p. 18–39.
- Selby M. J. 1993. *Hillslope materials and processes*. Oxford, Oxford University Press. 451p.

Shainberg, I.; Levy, G.J. 1995. *Infiltration and seal formation processes*. In: *Soil erosion, conservation, and rehabilitation*. New York: Ed. M. Agassi, marcel Dekker, Inc., p.1-22.

Sheppard, S. C.; Addison, J. A. 2008. *Soil sample handling and storage*. Soil sampling and methods of analysis, p. 4.

Silva, C.L.; Kato, E. 1997. *Efeito do selamento superficial na condutividade hidráulica saturada da superfície de um solo sob cerrado*. Pesq. Agropec. Bras., Brasília, v. 32, n. 2, p. 213-220.

Silveira A. L. L. 2001. *Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica*. In: Carlos E. M. Tucci (2ed.) *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre, Editora da UFRGS, 35-51

SINABA, Benjamin et al. 2013. *On the proceeding of a saturation front under ponded conditions*. Obras y Proyectos, v. 13, p. 31-39.

Soil Moisture Corp. 1991. *Guelph Permeameter: Operating Instructions*. Santa Bárbara.

Soto, Miguel Alfaro; Chang, Kiang Hung; Vilar, Orencio Monje. 2009. *Análise do método do Permeâmetro de Guelph na determinação da condutividade hidráulica saturada*. Águas Subterrâneas, v. 23, n. 1.

Sousa, José Antonio Ferreira de. 1996. *Eletroresistividade na prospecção hidrogeológica no município de Ourilândia do Norte-PA*.

Souza Pinto, Carlos de. 2000. *Curso básico de mecânica dos solos*. São Paulo, Oficina de Textos.

Stonestrom, D. A., Harrill, J. R. 2007. *Groundwater recharge in the arid and semiarid southwestern United States: climatic and geologic framework*. In: *Ground-water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States*, ed. D. A. Stonestrom, J. Constantz, T. P. A. Ferre and S. A. Leake. US Geological Survey Professional Paper 1703, Chapter A, 1– 28.

Szalai, Sándor; Novák, Attila; Szarka, L. 2007. *Depth of investigation of dipole-dipole, noncolinear and focused geoelectric arrays*. In: *Near Surface 2007-13th EAGE European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*. European Association of Geoscientists & Engineers, 2007. p. cp-30-00091.

Taylor, R.W. 1984. *The determination of joint orientation and porosity from azimuthal resistivity measurements*. In: Nielsen, D.M., Curl, M. (Eds.), *National Water Well Association/ U.S. Environmental Protection Agency Conference on Surface and Borehole Geophysical Methods in Goundwater Investigations*, p. 37–49.

Teixeira, Paulo César et al. 2017. *Manual de métodos de análise de solo*.

Telford W. M., Geldart L. P., Sheriff L. E. 1990. *Applied Geophysics*. Nova York, Cambridge University Press. 770p.

Thornthwaite C. W. & Mather J. R. 1955. *The water balance*. Drexel Institute of Technology, Publications in Climatology, 8(1): 104p.

Topp, G. Clarke et al. *Soil water content*. 2008. Soil sampling and methods of analysis, p. 939-962.

Tucci C. E. M. 2001. *Escoamento Superficial*. In: Carlos E. M. Tucci (2ed.) *Hidrologia: ciência e aplicação*.

Te Chow, V., Maidment, D. R., & Mays, L. W. 1988. *Applied hydrology*.