



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

INTEGRAÇÃO DO MÉTODO GEOFÍSICO
ELETRORRESISTIVIDADE À
CARACTERIZAÇÃO DOS
CONDICIONANTES FÍSICOS DE
ESTABILIDADE DOS TALUDES

MAIANA DOS ANJOS MORAES

SALVADOR – BAHIA
ABRIL – 2019

**Integração do Método Geofísico Eletorresistividade à Caracterização dos
Condicionantes Físicos de Estabilidade dos Taludes**

por

MAIANA DOS ANJOS MORAES

Orientador: Prof^a. M.Sc. Mariana Lídia Nicácio Oliveira Souza Schibelsky

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

COMISSÃO EXAMINADORA

_____ M.Sc. Mariana Lídia Nicácio Oliveira Souza Schibelsky

_____ Dra. Suzan Sousa de Vasconcelos

_____ Dr. Marco Antonio Barsottelli Botelho

DATA DA APROVAÇÃO: -/04/2019

"Porque dEle e por Ele, e para Ele,
são todas as coisas; glória, pois, a
Ele eternamente. Amém!"
(Romanos 11.36)

Resumo

Este trabalho apresenta a aplicação e resultados do Método Geofísico de Eletrorresistividade aplicado a Geotecnia para investigação da estabilidade de taludes, bem como, apresenta um apanhado teórico de como aspectos físicos e geológicos, tais como vegetação, clima, relevo, pluviosidade e ação antrópica afetam a estabilidade de um talude. Foram realizados três caminhamentos Elétricos em um talude localizado no Jardim Zoológico de Salvador. A correlação dos resultados do método geofísico Eletrorresistividade com o conhecimento prévio da geologia regional, bem como dados oriundos de poços permitiu uma boa integração dos condicionantes geológicos com outros condicionantes físicos na análise de estabilidade do talude. Desta forma, foi possível identificar o topo rochoso em algumas seções, a zona saturada e regiões do manto de intemperismo com diferentes graus de alteração. Todavia, não foi possível identificar a presença de blocos e matacões nem um plano preferencial de deslizamento.

Abstract

This work presents the application and results of the geophysical method of Electroresistivity applied to Geotechnics to investigate a slope stability and presents a theoretical overview of how physical and geological aspects such as vegetation, climate, relief, rainfall and anthropic action affect the stability of a slope. An Electrical Resistivity Tomography (ERT) were carried out on a slope located in the Zoological Garden of Salvador. The correlation of the results of the geophysical method Eleetroresistivity with the previous knowledge of the regional geology, as well as data from wells allowed a good integration of the geological determinants with other physical conditions in the stability analysis of the slope. Thus, it was possible to identify the rocky top in some sections, the saturated zone, and weathering profile regions with varying degrees of weathered materials. However, it was not possible to identify the presence of blocks and boulders or a preferential sliding plane.

Sumário

Resumo	3
Abstract	4
Introdução	9
1 Fundamentos Teóricos	11
1.1 Método Geofísico Elétrico	11
1.1.1 Propriedades Elétricas das Rochas	11
1.1.2 Método da Eletrorresistividade (ER)	13
1.1.3 Potencial Elétrico em um Meio Homogêneo	16
1.1.4 O conceito de resistividade aparente	18
1.1.5 Técnicas e Arranjos	20
2 Estabilidade de Taludes	23
2.1 Condicionantes na Estabilidade de Taludes	25
2.1.1 Chuva	28
2.1.2 Água de superfície e de subsuperfície	29
2.1.3 Cobertura vegetal	30
2.1.4 Ação antrópica	31
2.1.5 Solos	32
2.1.6 Substrato rochoso	32
2.1.7 Características geomorfológicas do talude ou relevo	33
3 Área de Estudo	35
3.1 Contexto Geológico	36
3.2 Aspectos Climáticos e Pluviométricos	41
3.3 Morfologia	42
3.4 Vegetação	43

4	Levantamento Geofísico de Eletrorresistividade	45
4.1	Aquisição	45
4.2	Processamento	46
4.2.1	RES2DINV	47
4.3	Interpretação	48
5	Conclusões	54
	Agradecimentos	56
	Referências	58

Lista de Figuras

1.1	Faixas de variações nos valores de resistividade – solos/sedimentos e rochas (Braga, 2006).	12
1.2	Relação entre resistividade e resistência (Braga, 2006).	13
1.3	Potencial no semi-espaço (Gonçalves, 2016).	14
1.4	Diferença de potencial no campo (Gonçalves, 2016).	15
1.5	Configuração tetraeletródica usual de campo (Braga, 2006).	15
1.6	Ilustração esquemática de um substrato heterogêneo (modificada de Gallas, 2000).	19
1.7	Técnica do Caminhamento Elétrico utilizando um arranjo Dipolo-Dipolo (Gallas, 2000).	21
2.1	Elementos de um talude (Londe e Bitar, 2011).	23
2.2	Tensões atuantes (τ_A) e resistentes (τ_R) em um talude (Fiori, 2016).	24
2.3	Tipos de ruptura decorrentes da distribuição espacial das descontinuidades em maciços rochosos (Modif. de Hoek e Londe 1974; Piteau e Martin 1981).	25
2.4	Agentes e causas dos escorregamentos. Adaptado de Guidicini e Nieble (1976, apud ABGE, 1998).	26
2.5	Fatores deflagradores dos movimentos de encosta. Adaptado de Varnes (1978, apud ABGE, 1998).	27
2.6	Características dos principais movimentos de encosta na dinâmica ambiental brasileira. Adaptado de Augusto Filho (1992, apud Siva, 2018).	28
2.7	Efeito da vegetação na estabilidade de talude, em função do fator de segurança e inclinação do talude (Coelho e Pereira, 2006).	31
2.8	Classificação epacial das encostas quanto ao tipo de perfil e de processos superficiais operantes (Troeh, 1965 apud Bloom, 1970).	34
3.1	Localização da área de estudo.	36
3.2	Localização do município de Salvador (Nascimento, 2008).	37

3.3	Mapa geológico simplificado da Região Metropolitana de Salvador, evidenciando os principais domínios geológicos e estruturas (Gonçalves et al., 2008 apud Souza, 2013).	38
3.4	Mapa geológico da Cidade de Salvador (Barbosa e Souza 2007).	40
3.5	Climograma mostrando os índices pluviométricos e as variações de temperatura da cidade de Salvador (Silva, 2018).	42
3.6	Modelo Digital de Terreno	43
3.7	Predominância de palmeiras na área de estudo.	44
4.1	Equipamento SYSCAL PRO utilizado na aquisição dos dados.	45
4.2	Caminhamentos Elétricos realizados na área de estudo.	46
4.3	Perfis construtivos e dados litológicos dos Poços de Palácio de Ondina III e IV modificado do site SIAGAS.	49
4.4	Localização dos poços e da área de estudo.	50
4.5	Modelo invertido de resistividade 2D referente a linha 1.	51
4.6	Modelo invertido de resistividade 2D referente a linha 2.	51
4.7	Modelo invertido de resistividade 2D referente a linha 3.	52

Introdução

O Brasil, com seu vasto território nacional, possui uma abundância de taludes e encostas que moldam o relevo de grandes centros urbanos, bem como áreas rurais. O acelerado processo de urbanização transformou o Brasil rural em urbano, na segunda metade do século XX, promovendo o crescimento desordenado das cidades em áreas, muitas vezes, com características geológicas e geomorfológicas desfavoráveis à ocupação, aumentando as situações de perigo e de risco a desastres naturais.

No Brasil, os principais fenômenos relacionados a desastres naturais são derivados da dinâmica externa da Terra, tais como, tempestades, inundações, enchentes e escorregamentos de solos e/ou rochas. Estes fenômenos ocorrem normalmente associados a eventos pluviométricos intensos e prolongados nos períodos chuvosos. Considerando somente os desastres hidrológicos que englobam inundações, enchentes e deslizamentos de encostas e taludes, em 2008 o Brasil esteve em 10º lugar entre os países do mundo em número de vítimas de desastres naturais, com 1,8 milhões de pessoas afetadas (Lucas, 2015). Embora as inundações provoquem maiores prejuízos econômicos e impactos significativos na saúde pública, são os escorregamentos que causam maiores perdas de vidas (Carvalho e Galvão, 2006).

As intervenções antrópicas nestes terrenos, tais como, desmatamentos, cortes, aterros, alterações nas drenagens, lançamento de lixo e construção de moradia, sem a implantação de infraestrutura adequada, aumentam ainda mais os perigos de instabilização. Quando ocorre um adensamento destas áreas por moradias precárias, os desastres, associados aos escorregamentos e inundações, assumem proporções catastróficas causando grandes perdas econômicas e sociais.

No Brasil, existem relatos tratando de escorregamentos nas encostas de Salvador, dados do Império (1671). Os movimentos em taludes e encostas têm causado, principalmente nas últimas duas décadas, acidentes em várias cidades brasileiras, pode-se citar os deslizamentos que ocorreram na região serrana do Rio de Janeiro no começo de 2011 resultando em 506 mortos superando o recorde no país, até então, da corrida de lama que ocorreu em Caraguatatuba, litoral de São Paulo, com 436 mortes.

Diante desse cenário, a geofísica, que se vale de métodos indiretos para investigação da

subsuperfície pode em muito contribuir nos estudos relacionados a taludes. Dentre vários métodos geofísicos o da Eletrorresistividade se apresenta como uma ótima ferramenta para o diagnóstico do subsolo para a análise geotécnica sem impactos físicos, de baixo custo, com rapidez na execução e nos resultados. Este método emprega uma corrente elétrica artificial que é introduzida no terreno através de dois eletrodos de corrente, onde é medida a diferença de potencial em outros dois eletrodos, nas proximidades do fluxo de corrente, permitindo assim calcular a resistividade real ou aparente em subsuperfície.

Xavier (2010), Popescu et al. (2016), Ling et al. (2016) e outros autores levantaram uma característica importante dos resultados alcançados através de métodos geofísicos para investigação de estabilidade de taludes, que é a visualização contínua do subsolo, em duas dimensões, trazendo uma visão mais ampla da área em estudo o que, se comparado a métodos convencionais (ensaios diretos) de investigação seria inviável, mesmo unindo vários dados pontuais, ainda que muito próximos, pois acarretaria em aumento nos custos e no tempo de execução.

O mapeamento de subsolo seja raso, profundo ou muito profundo através dos diversos métodos geofísicos tem como princípio em comum o fato de serem ensaios não-destrutivos ou não invasivos, ou seja, sem penetração física no meio investigado. Souza (1988) e de Souza (2006) apresentam vários exemplos que confirmam a importância da Geofísica nos tempos atuais, principalmente no que se refere as interferências no meio ambiente, a legislação ambiental e a excelente relação custo-benefício.

O método geofísico de Eletrorresistividade é capaz de fornecer informações como o nível d'água, a espessura da camada de solo, a geometria e posição do embasamento, a presença de fraturas e matacões e o plano preferencial de escorregamento. Este método foi utilizado em um talude do jardim zoológico de Salvador. A região de estudo é de grande interesse pois possui diversos taludes, com ou sem vegetação nativa, e fornece uma boa representatividade de vários terrenos da cidade de Salvador habitados pela população. O objetivo desse trabalho é integrar o método geofísico eletrorresistividade à caracterização dos condicionantes físicos de estabilidade dos taludes.

Capítulo 1

Fundamentos Teóricos

1.1 Método Geofísico Elétrico

1.1.1 Propriedades Elétricas das Rochas

Uma das propriedades físicas mais significantes na prospecção elétrica é a resistividade de uma rocha que mede a dificuldade de transporte de cargas livres pelo meio. A resistividade elétrica é um parâmetro aplicável para a caracterização dos materiais geológicos, em termos de alteração, fraturamento, saturação, contatos litológicos, espessura dos estratos, profundidade do embasamento e profundidade do nível d'água quando as variações desta propriedade são interpretadas com auxílio de dados fornecidos por métodos diretos e/ou integração com os resultados de outro método geofísico.

A corrente elétrica propaga-se nos materiais através de três processos distintos: transporte eletrônico (ôhmico), eletrolítico e dielétrico. O primeiro é típico de materiais que contém elétrons livres, como os minerais metálicos. Na condução eletrolítica, a carga é transportada pelos íons e o fluxo de corrente é relativamente mais baixo comparado ao caso anterior. A condução dielétrica ocorre em materiais isolantes (corrente de polarização ou deslocamento) (Telford et al., 1990). A propriedade física que expressa a facilidade com que a corrente elétrica flui em um material é denominada condutividade (σ), que numericamente corresponde ao inverso da resistividade (ρ).

Neste trabalho, considera-se que a principal forma de condução da corrente elétrica é eletrolítica, haja vista que os principais condicionantes geológicos dos taludes são resultantes da percolação de água no corpo dos mesmos. Estes condicionantes serão abordados no capítulo 2, subitem 2.1 "Condicionantes na Estabilidade de Taludes".

A resistividade dos solos e rochas que possuem condutividade eletrolítica é função decrescente da quantidade de água, da natureza dos sais dissolvidos e da porosidade total comunicante. Praticamente, todas as rochas possuem poros em proporção maior ou menor,

os quais podem estar ocupados, totais ou parcialmente, por eletrólitos, sendo um dos principais o cloreto de sódio (NaCl). Essas rochas em conjunto se comportam como condutores iônicos, de resistividades muito variáveis (Braga, 2006).

Um mesmo tipo litológico pode apresentar uma ampla variação nos valores de resistividade. Individualmente, os minerais normalmente mantêm suas características elétricas, mas num agregado, como ocorre na natureza, a variação total de suas resistividades é muito maior. A Figura 1.1, apresenta as variações típicas, nos valores de resistividade para sedimentos não saturados e saturados, e rochas.

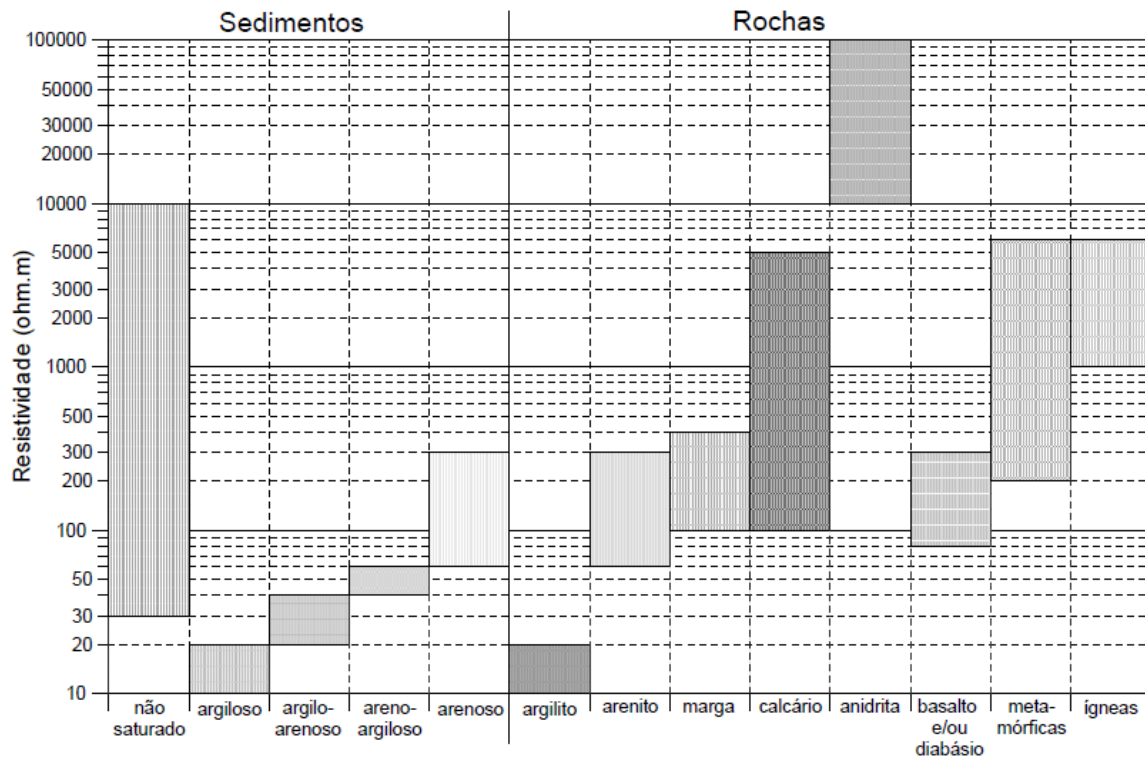


Figura 1.1: Faixas de variações nos valores de resistividade – solos/sedimentos e rochas (Braga, 2006).

Archie et al. (1942) desenvolveram, através de vários dados experimentais com arenitos limpos (sem lama), uma relação empírica para expressar a influência da porosidade sobre a resistividade de uma rocha:

$$\rho_t = \frac{a\rho_w}{\phi^m S_w^n} \quad (1.1)$$

onde:

- ρ_t é a resistividade medida em uma formação saturada por qualquer tipo de fluido;

- ρ_w é a resistividade da água de saturação;
- ϕ é a porosidade da rocha;
- S_w é a saturação em água;
- a é um fator que depende da geometria do canal poroso. É um tipo de propriedade textural dos poros.
- m e n são, respectivamente, índices de cimentação e saturação, ambas são constantes empíricas relacionadas ao tipo de porosidade da rocha.

1.1.2 Método da Eletrorresistividade (ER)

Na classificação dos métodos geofísicos de prospecção, os métodos geoeletricos constituem em um grande grupo no qual se inserem os métodos elétricos e os eletromagnéticos (Ward, 1990; Zhdanov e Keller, 1994).

Os métodos geoeletricos caracterizam-se por medir em superfície (ou no interior de furos de sondagens) a resposta do substrato geológico à excitação por campos elétricos ou magnéticos de origem natural ou artificial. A principal propriedade física investigada por estes métodos é a resistividade elétrica ou o seu inverso, a condutividade elétrica. As investigações geoeletricas tem por objetivo a determinação da distribuição das resistividades (ou condutividades) em subsuperfície (Gandolfo, 2007).

Baseando-se na Lei de Ohm, tem-se que a relação entre a resistividade (ρ) e a resistência (R) de um condutor homogêneo, de forma cilíndrica ou prismática (Figura 1.2), é dada pela equação:

$$R = \rho \frac{L}{S} \quad (1.2)$$

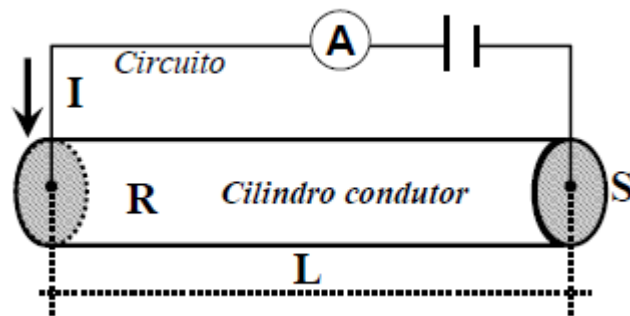


Figura 1.2: Relação entre resistividade e resistência (Braga, 2006).

onde, L é o comprimento e S a seção transversal do condutor. A resistividade ou a magnitude

da resistividade ρ é um coeficiente que depende da natureza e do estado físico do corpo considerado, definida da seguinte forma:

$$\rho = R \frac{S}{L} \quad (1.3)$$

Deste modo, a dimensão da resistividade é o produto de uma resistência elétrica por uma longitude, sendo a unidade da mesma dada em ohm.m no sistema SI. A resistividade pode ser definida como sendo uma medida da dificuldade que a corrente elétrica encontra na sua passagem em um determinado material, e isto está ligado aos mecanismos pelos quais a corrente elétrica se propaga.

Na Terra, ou qualquer corpo tri-dimensional, a corrente elétrica não flui por um único caminho, como no caso do condutor da Figura 1.2.

Assumindo-se que a resistividade do solo é uniforme e considerando que uma bateria seja conectada ao solo (Figura 1.3), através de cabos e eletrodos, por dois pontos distantes um do outro, a Terra, que não é um isolante perfeito, conduzirá a corrente elétrica gerada pela bateria.

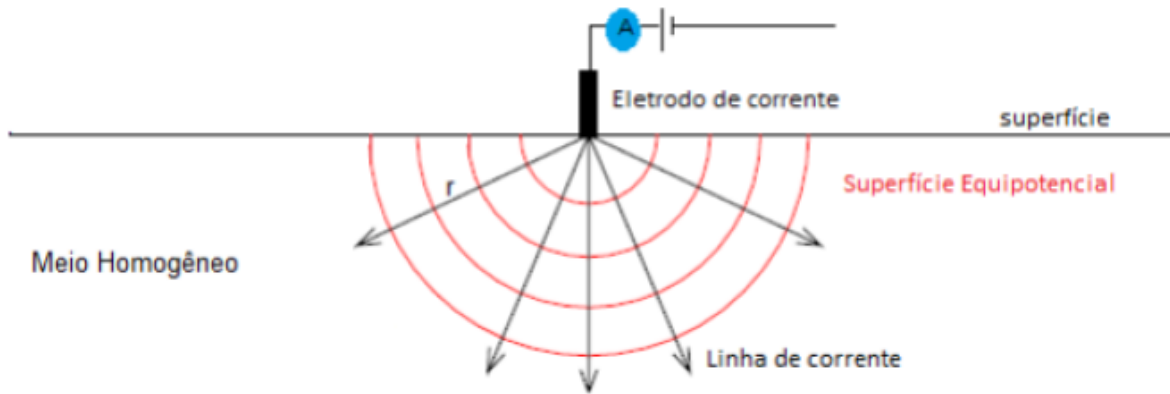


Figura 1.3: Potencial no semi-espço (Gonçalves, 2016).

Aplicando a Equação (1.2) no semi-espço, tem-se:

$$R = \frac{\rho \cdot r}{2\pi \cdot r^2} = \frac{\rho}{2\pi \cdot r} \quad (1.4)$$

substituindo em $V = R \cdot I$ (Lei de Ohm), resulta em:

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (1.5)$$

Logo, considerando o subsolo com uma resistividade constante, pode-se determinar sua resistividade:

$$\rho = 2\pi r \frac{V}{I} \quad (1.6)$$

onde: V = potencial; I = corrente; ρ = resistividade; e r = distância entre o eletrodo de corrente e o ponto no qual o potencial é medido.

Conectando-se um cabo condutor de uma bateria a um eletrodo de corrente (Figura 1.4), é possível medir o valor da intensidade de corrente (I); e, conectando um voltímetro a dois eletrodos, um localizado próximo ao de corrente e outro mais afastado (distância r), pode-se medir a diferença de potencial (ΔV), entre estes dois locais.

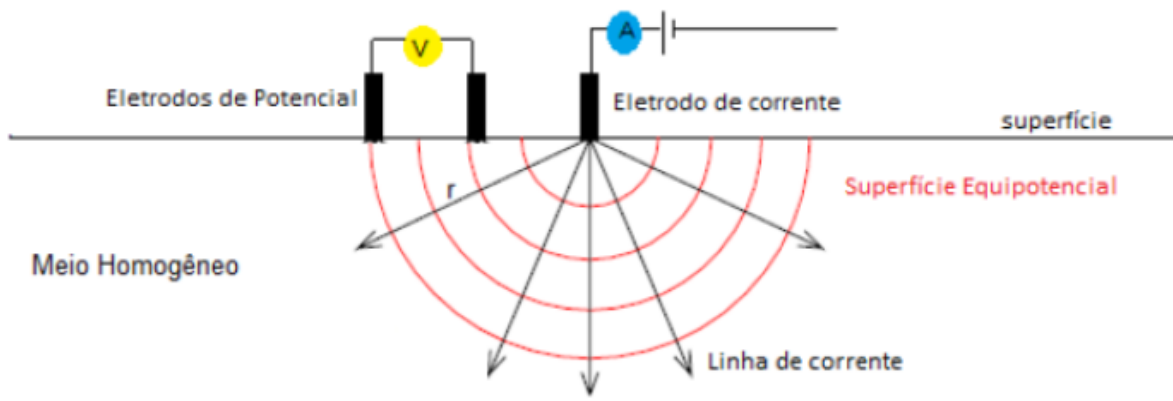


Figura 1.4: Diferença de potencial no campo (Gonçalves, 2016).

No entanto, na prática, este procedimento não é comum, devido à grande distância entre os dois eletrodos de corrente. Sendo assim, devem-se reduzir as distâncias entre os quatro eletrodos. Portanto, na configuração usual, utiliza-se quatro eletrodos (AMNB), mantidos conforme a Figura 1.5.

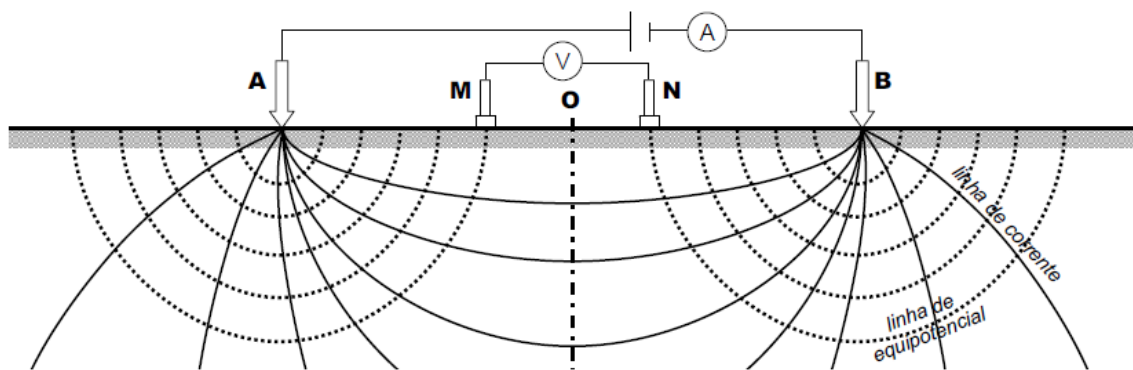


Figura 1.5: Configuração tetraeletródica usual de campo (Braga, 2006).

De modo geral, os arranjos de campo dos métodos geoeletricos principais é constituído por quatro eletrodos. Um par de eletrodos introduz a corrente elétrica no subsolo (AB), enquanto o outro par (MN) é utilizado para medir a diferença de potencial que se estabelece entre eles, como resultante da passagem desta corrente.

1.1.3 Potencial Elétrico em um Meio Homogêneo

É possível calcular o potencial elétrico num meio homogêneo considerando um semi-espaco homogêneo e isotrópico, de condutividade σ onde se estabelece um fluxo de corrente contínua. Se $\delta\mathbf{A}$ é um elemento de superfície nesse semi-espaco e $\mathbf{J}$ a densidade de corrente nele, a corrente que passa através de $\delta\mathbf{A}$ será $\mathbf{J} \cdot \delta\mathbf{A}$.

Em condições estacionárias, a equação de Maxwell para o campo elétrico e a equação da conservação de carga elétrica se reduzem, respectivamente, a:

$$\nabla \times \mathbf{E} = 0 \quad (1.7)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{J} = 0 \quad (1.8)$$

sendo $\mathbf{E}$ a intensidade do campo elétrico (V/m), e $\mathbf{J}$ a densidade de corrente elétrica (A/m²). $\mathbf{E}$ é um campo conservativo que pode ser derivado de um potencial elétrico V , da seguinte forma:

$$\mathbf{E} = -\nabla V \quad (1.9)$$

Em meios isotrópicos e lineares a densidade de corrente elétrica se relaciona ao campo elétrico pela Lei de Ohm, como mostra a Eq. 1.10.

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (1.10)$$

sendo σ a condutividade elétrica do semi-espaco. Deste modo, substituindo a Eq. (1.9) na Eq. (1.10), obtém-se:

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V \quad (1.11)$$

Aplicando o divergente em ambos os lados da equação anterior e sabendo que $\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$, temos:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \quad (1.12)$$

Usando a identidade $\nabla \cdot (\phi \mathbf{A}) = \nabla \phi \cdot \mathbf{A} + \phi (\nabla \cdot \mathbf{A})$ na Eq. (1.12), tem-se:

$$\nabla\sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (1.13)$$

Para um condutor homogêneo, σ é constante e diferente de zero. Então o primeiro termo da Eq. (1.13) se anula resultando na Equação de Laplace (Eq. 1.14):

$$\nabla^2 V = 0 \quad (1.14)$$

Para um eletrodo pontual de corrente no interior do espaço condutor, homogêneo e isotrópico, haverá influência da simetria esférica e o potencial assim dependerá da distância da fonte ao ponto de medição. Considerando isso, o potencial medido obedece à seguinte equação:

$$V = \frac{I\rho}{4\pi r} \quad (1.15)$$

No caso do eletrodo se situar na superfície do semi-espaço, e a condutividade acima deste semi-espaço for nula (terra-ar), a expressão do potencial elétrico é:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (1.16)$$

Quando a distância entre dois eletrodos de corrente é finita (Figura 1.5), o potencial em qualquer ponto próximo da superfície será afetado por ambos eletrodos de corrente. Assim, o potencial devido ao eletrodo de corrente A no eletrodo de potencial M é:

$$V_1 = -\frac{A_1}{AM} \quad (1.17)$$

Onde A_1 é:

$$A_1 = -\frac{I\rho}{2\pi} \quad (1.18)$$

Pelo fato das correntes nos dois eletrodos serem iguais e opostas em direção, o potencial devido ao eletrodo de corrente B no eletrodo de potencial M é:

$$V_2 = -\frac{A_2}{BM} \quad (1.19)$$

Onde A_2 é:

$$A_2 = \frac{I\rho}{2\pi} = -A_1 \quad (1.20)$$

Somando V_1 e V_2 :

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) \quad (1.21)$$

Introduzindo um segundo eletrodo de potencial em N, é possível medir a diferença de potencial entre M e N, que será:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right) \right] \quad (1.22)$$

Essa configuração corresponde ao arranjo de quatro eletrodos, onde $\overline{AM}$, $\overline{BM}$, $\overline{AN}$, $\overline{BN}$ são os espaçamentos, ou separações, entre os eletrodos. Isolando o parâmetro resistividade, obtém-se:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left[\frac{2\pi}{\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right)} \right] \quad (1.23)$$

Onde o fator geométrico é dado por:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{\overline{AM}} - \frac{1}{\overline{BM}} \right) - \left(\frac{1}{\overline{AN}} - \frac{1}{\overline{BN}} \right)} \quad (1.24)$$

E finalmente chegamos a Eq. (1.25):

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} \quad (1.25)$$

A constante K tem dimensões de comprimento e depende unicamente da geometria relacionada a disposição dos eletrodos de corrente e potencial em superfície. Trata-se de um fator que leva em conta a diminuição do potencial com a distância.

A equação (1.25) sintetiza o método da eletrorresistividade que consiste, basicamente, na injeção de uma corrente (I) no solo por intermédio de um par de eletrodos (A e B) e a medida da diferença de potencial (ΔV) resultante da passagem desta corrente através de outro par de eletrodos (M e N).

1.1.4 O conceito de resistividade aparente

A resistividade aparente pode ser definida como a resistividade elétrica de um meio homogêneo que, substituindo um meio heterogêneo, provocaria as mesmas reações elétricas observadas nas mesmas condições geométricas dos eletrodos (Sato, 2002).

A resistividade de um substrato homogêneo e isotrópico pode ser calculado pela equação 1.25, porém a subsuperfície num caso real não é homogênea, e muitas vezes os alvos das pesquisas geofísicas são justamente as variações nas distribuição de resistividade do substrato. Dessa forma, o termo adequado para a resistividade dada pela equação 1.25 é resistividade aparente. O termo resistividade aparente (ρ_a) vem do fato que o potencial medido pelos eletrodos MN está relacionado à passagem da corrente injetada em AB em um meio heterogêneo. O fluxo de corrente faz um caminho pelo subsolo no qual atravessa diversas camadas

geolétricas com resistividades diferentes. O potencial medido então não é devido à passagem da corrente por um único meio de resistividade ρ , mas sim é equivalente a passagem da corrente por um meio de resistividade ρ_a . Por isso o termo resistividade aparente é usado, porque a resistividade obtida não está diretamente ligada a uma camada, mas sim ao conjunto de camadas no caminho da corrente injetada. A equação 1.26 da forma usual é dada da seguinte forma:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (1.26)$$

Conforme ilustrado na (Figura 1.6), onde os quatro eletrodos estão posicionados em locais de resistividades $\rho_1, \rho_2, \rho_3, \rho_4$, a resistividade medida (aparente) possivelmente não será igual a nenhuma das quatro, mas terá influência sobre todas elas, de suas respectivas distribuições e geometria dos corpos (Gandolfo, 2007).

O conceito de resistividade aparente é de grande utilidade em aplicações práticas do método, pois é um parâmetro que pode apresentar variações ao longo de uma seção, possibilitando a identificação de anomalias resistivas ou condutivas presentes no local investigado. O padrão das resistividades aparentes associadas a uma determinada estrutura/feição em subsuperfície é geralmente complexo e, normalmente, não corresponde à distribuição dos valores de resistividade elétrica “verdadeira”.

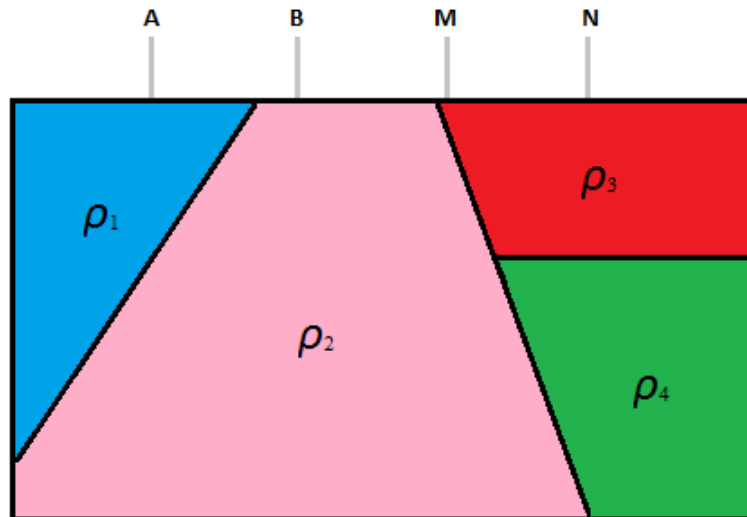


Figura 1.6: Ilustração esquemática de um substrato heterogêneo (modificada de Gallas, 2000).

1.1.5 Técnicas e Arranjos

No método da Eletrorresistividade, duas técnicas são utilizadas para fazer o mapeamento da subsuperfície, a Sondagem Elétrica Vertical (SEV) e o Caminhamento Elétrico (CE), usadas para investigação vertical e lateral, respectivamente. A Sondagem elétrica vertical é utilizada para investigações verticais das variações da resistividade com a profundidade, efetuadas na superfície do terreno a partir de um ponto fixo. O caminhamento elétrico, técnica utilizada nesse trabalho, será elucidada a seguir.

Caminhamento Elétrico

A técnica do caminhamento elétrico (CE), aplica-se em pesquisas que visam determinar descontinuidades laterais na distribuição da resistividade elétrica em subsuperfície a uma ou mais profundidades determinadas. Tais descontinuidades podem ser dadas por diques, sills, contatos geológicos, fraturas ou corpos mineralizados. Sendo um levantamento que busca a variação bidimensional de resistividade (diferentemente da SEV) pois não tem apenas um ponto associado em superfície, mas sim, uma série de pontos que formam um perfil (Bortolozo, 2016). No contexto da análise de estabilidade dos taludes, espera-se detectar heterogeneidades laterais como variações no nível d'água, espessura da camada de solo, presença de fraturas bem como imageamento do topo rochoso, se estiver dentro da profundidade investigada.

Entre os arranjos de eletrodos mais utilizados em levantamentos com caminhamentos elétricos estão o Dipolo-Dipolo e o Polo-Dipolo. Neste trabalho foi utilizado o arranjo Dipolo-Dipolo, devido a sua robustez e sua fácil execução em campo.

Arranjo Dipolo-Dipolo

O arranjo Dipolo- Dipolo é certamente o de uso mais difundido dentre os diversos arranjos existentes, sendo largamente utilizado para diversos fins (mineração, prospecção de água subterrânea, estudos ambientais e geologia de engenharia) (Gandolfo, 2007).

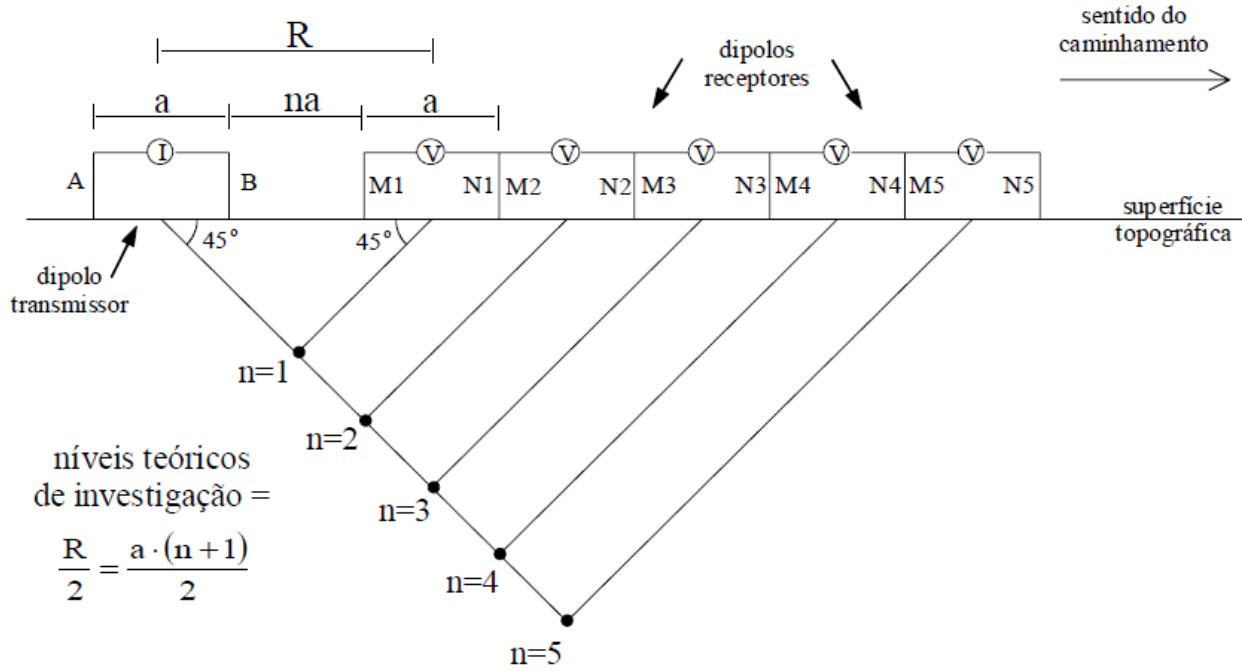


Figura 1.7: Técnica do Caminhamento Elétrico utilizando um arranjo Dipolo-Dipolo (Gallas, 2000).

O arranjo dipolo-dipolo (Figura 1.7) é usado tanto no caminhamento elétrico, quanto em sondagens elétricas verticais. Nesta configuração os eletrodos de injeção de corrente AB e de potencial MN são equidistantes ($a=AB=MN$) e são dispostos em uma mesma linha. O espaçamento "a" entre os dois eletrodos de corrente e potencial permanece fixo durante todo o levantamento, sendo essa abertura definida com o objetivo do trabalho. As medidas são tomadas fixando-se o par de eletrodos AB e executando sucessivas trocas de pares MN até a máxima abertura prevista n (n =nível de investigação: $n=1$ indica ser o primeiro par de eletrodos MN, espaçados de uma distância "a" do dipolo de corrente, $n=2$ indica ser o segundo par MN, afastado a uma distância "2a" do dipolo de corrente, e assim sucessivamente até o máximo nível investigado). A Figura 1.7, mostra o arranjo dipolo-dipolo e as posições dos pontos da subsuperfície amostrados para os pares de eletrodos MN crescentes, ou seja, níveis de profundidade sucessivamente mais profundos.

Cada um destes afastamentos corresponde a um nível de investigação em profundidade. Quanto maior for esta distância, maiores profundidades poderão ser alcançadas, tendo como limite de valor aceitável, as leituras de potencial superiores ao nível de ruído presente no local (Gandolfo e Gallas, 2007). A profundidade de investigação cresce com R (máxima distância entre os pontos centrais de AB e MN) e teoricamente corresponde a $R/2$. Segundo Braga (2006), na prática, essa relação é mais real se for tomada como sendo aproximadamente $R/4$.

O fator geométrico desse arranjo é dado pela Equação 1.27:

$$K = \pi na(n+1)(n+2) \quad (1.27)$$

O arranjo Dipolo-Dipolo apresenta muitas vantagens, justificando a sua larga utilização. A principal delas é o fato de ser um arranjo simétrico, sendo mais fácil o correto posicionamento de uma anomalia na interpretação qualitativa de uma pseudo-seção, comparativamente aos arranjos pólo-dipolo e pólo-pólo. Outra vantagem em termos práticos é a facilidade operacional em campo, além de apresentar uma boa resolução lateral (horizontal). Todavia, uma grande desvantagem do dipolo-dipolo é a baixa razão sinal/ruído verificada principalmente quando se torna grande a separação entre os pares de dipolos, ou seja, valores elevados de n . Zhou e Dahlin (2003) concluíram que o dipolo-dipolo é o arranjo mais sensível a erros quanto à separação entre eletrodos, pois o fator geométrico devido a esse tipo de erro é proporcional a n^3 .

Capítulo 2

Estabilidade de Taludes

Os taludes ou as encostas naturais são definidos como superfícies inclinadas de maciços terrosos, rochosos ou mistos (solo e rocha), originados de processos geológicos e geomorfológicos diversos. Podem apresentar modificações antrópicas, tais como cortes, desmatamentos, introdução de cargas etc. O termo encosta é mais empregado em estudos de caráter regional. Talude de corte é entendido como um talude originado de escavações antrópicas diversas (Augusto Filho e Virgili, 1998). A figura 2.1 apresenta os elementos de um talude.

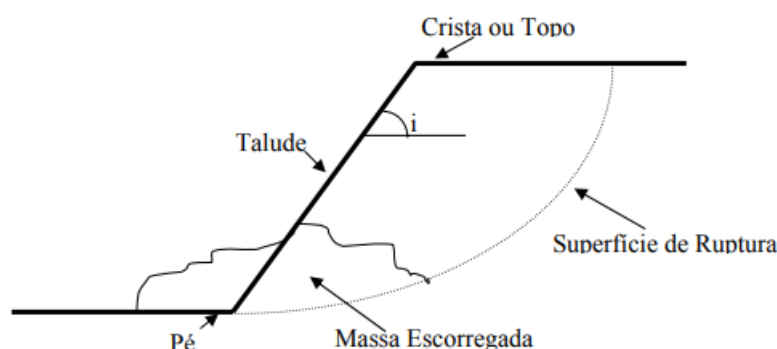


Figura 2.1: Elementos de um talude (Londe e Bitar, 2011).

Um talude está submetido, teoricamente, a ação de três forças distintas: força devido ao peso do material, força devida ao escoamento de água e por fim, força de resistência ao cisalhamento (Fiori, 2016).

Para que um talude seja considerado estável, é necessário que essas três forças estejam em equilíbrio, uma vez que as duas primeiras se somam, tendendo a movimentar a massa de solo encosta a baixo (tensões atuantes), enquanto a última funciona como freio a essa movimentação (tensão resistente) (Figura 2.2). Algumas das causas do aumento de τ_A (tensões atuantes) ou da diminuição de τ_R (tensão resistente) serão discutidas no subitem

"Condicionantes na Estabilidade de Taludes", a seguir.

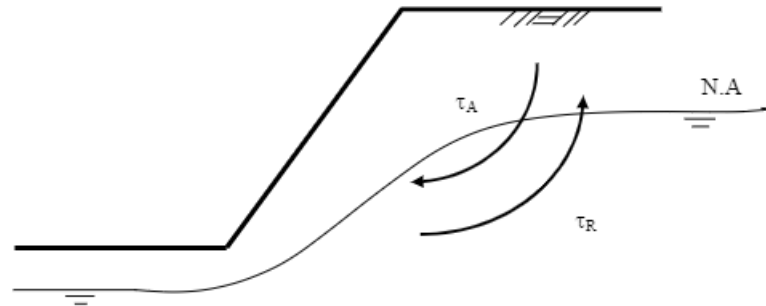


Figura 2.2: Tensões atuantes (τ_A) e resistentes (τ_R) em um talude (Fiori, 2016).

Os taludes são divididos em dois principais tipos de acordo com o material que os formam: taludes terrosos e rochosos. Os taludes terrosos são formados por um material mais inconsolidado e possuem sua estabilidade controlada por parâmetros como ângulo de atrito e coesão, determinantes na resistência ao cisalhamento do material. A coesão possui uma parcela relacionada à capilaridade, denominada coesão aparente, que varia com o grau de saturação do solo, comportamento que tem um papel importante no mecanismo dos escorregamentos em material terroso. Uma série de outros parâmetros e propriedades dos solos influencia, direta ou indiretamente, suas suscetibilidades aos movimentos de massa e ao tipo de mecanismo da instabilização atuante. Entre eles destacam-se: peso específico, porosidade, índice de vazios, mineralogia, granulometria, plasticidade, permeabilidade, compressibilidade e história de tensões. Rochas semelhantes são capazes de produzir solos diferentes, quando expostas a condições intempéricas distintas. Por se tratar de um corpo heterogêneo, as investigações geotécnicas em taludes terrosos são indispensáveis antes da realização de qualquer tipo de intervenção nos mesmos.

Já os taludes rochosos são declives onde há o afloramento de diferentes tipos de rocha. De maneira geral, os taludes rochosos são mais estáveis dos que os terrosos. Tal fato decorre dos seus maiores valores médios de coesão e ângulo de atrito, em relação aos respectivos produtos de alteração. As características e os comportamentos de interesse, na análise de estabilidade de maciços rochosos também envolvem gênese, mineralogia, textura, ângulo de atrito, coesão, permeabilidade, deformabilidade etc. Condicionantes como xistosidade, juntas, falhas, orientação das discontinuidades, grau de fraturamento, preenchimento dos planos de fraqueza e a litotipia envolvida podem acarretar instabilidades tão graves quanto as dos seus correspondentes terrosos. Dessa forma, pode-se afirmar, que a estabilidade das massas rochosas é determinada, em grande parte, pelas discontinuidades geológicas. Elas podem condicionar diretamente o mecanismo e a geometria da ruptura (Figura 2.3). Sendo assim,

a presença de zonas de baixa ou nenhuma resistência a tração possui papel fundamental na integridade do talude. Assim como os solos, as rochas possuem heterogeneidades e necessitam de estudos geotécnicos aprofundados em obras que envolvam essas estruturas, como na mineração, na construção civil e em barragens.

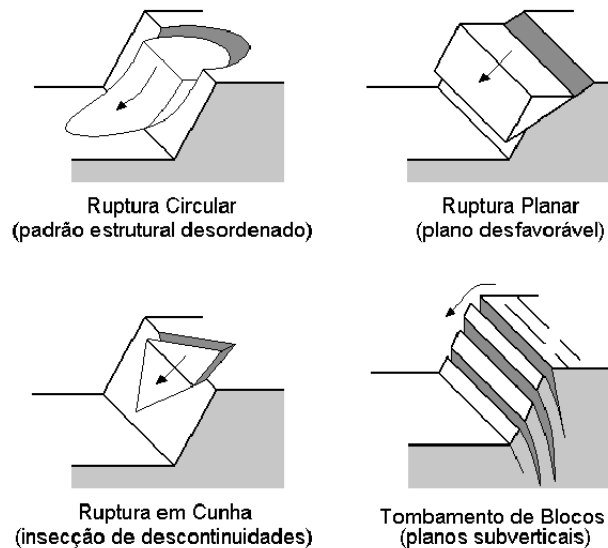


Figura 2.3: Tipos de ruptura decorrentes da distribuição espacial das descontinuidades em maciços rochosos (Modif. de Hoek e Londe 1974; Piteau e Martin 1981).

2.1 Condicionantes na Estabilidade de Taludes

A deflagração das instabilizações de taludes e encostas é controlada por diversos eventos, muitas vezes de caráter cíclico, que tem sua origem com a formação da própria rocha e toda sua história geológica e geomorfológica subsequente, como movimentos tectônicos, intemperismo, erosão, ação antrópica etc. Apesar disso, é quase sempre possível estabelecer um conjunto de condicionantes que atuam de forma mais direta e imediata na deflagração destes processos.

Guidicini e Nieble (1976) utilizam a terminologia de agentes e causas de instabilização para discutir esses condicionantes, entendendo como causa o modo de atuação de um determinado agente na instabilização de um talude ou uma encosta. Os agentes deflagradores são subdivididos em predisponentes e efetivos. Os agentes predisponentes referem-se a um conjunto de características naturais intrínsecas dos terrenos, nos quais os movimentos vão ocorrer. Os agentes efetivos são diretamente responsáveis pelo desencadeamento das instabilizações do talude ou da encosta, incluindo a ação antrópica. Eles ainda são subdivididos em preparatórios e imediatos, considerando-se sua forma de atuação no período que antecede

à ruptura. As causas são definidas em internas, externas e intermediárias, com relação ao talude (Figura 2.4).

AGENTES			CAUSAS		
Predisponentes	Efetivos		Internas	Externas	Intermediárias
	Preparatórios	Imediatos			
Complexos geológicos, morfológicos, climato-hidrológicos, gravidade, temperatura e tipo de vegetação	Pluviosidade, erosão, variação de temperatura, dissoluções químicas, oscilações de mananciais, ações de animais e antrópicas.	Chuvas intensas, tremores de terra, erosão, ondas de vento e ações antrópicas.	Efeito das oscilações térmicas, redução dos parâmetros de resistência por intemperismo.	Mudanças na geometria do sistema, vibrações externas, modificação na inclinação das camadas	Elevação do nível piezométrico em massas "homogêneas", aumento da coluna d'água nas descontinuidades, rebaixamento do lençol freático. Processos de <i>piping</i> e diminuição do efeito de coesão aparente.

Figura 2.4: Agentes e causas dos escorregamentos. Adaptado de Guidicini e Nieble (1976, apud ABGE, 1998).

Varnes (1978) discute os principais condicionantes e mecanismos de deflagração dos escorregamentos, reconhecendo os fatores que aumentam as solicitações e os que diminuem a resistência dos terrenos, com os respectivos fenômenos naturais e antrópicos a que estão associados (Figura 2.5).

AÇÃO	FATORES	FENÔMENOS NATURAIS/ANTRÔPICAS
Aumento da Solicitação	Remoção de massa (lateral ou base)	Erosão, escorregamentos
	Sobrecarga	Cortes
		Peso da água da chuva, neve, granizo, etc.
		acumulo natural de material (depósitos)
		Peso da vegetação
		Construções de estruturas, aterros, etc.
Redução da Resistência	Solicitações dinâmicas	Terremotos, ondas, vulcões, etc.
	Pressões Laterais	Explosões, tráfego, sismos induzidos
		Água em trincas, congelamento, material expansivo, etc.
	Características inerentes ao material (textura, estrutura, geometria, etc.)	Características geomecânicas do material, estado de tensões iniciais
	Mudanças ou fatores variáveis	Intemperismo, redução da coesão, ângulo de atrito
		Elevação do nível de água
	Outras Causas	Enfraquecimento devido ao rastejo progressivo
		Ação das raízes das árvores e buracos de animais

Figura 2.5: Fatores deflagradores dos movimentos de encosta. Adaptado de Varnes (1978, apud ABGE, 1998).

Tendo em conta essas e outras abordagens da questão, pode-se apontar, os seguintes principais condicionantes dos escorregamentos na dinâmica ambiental brasileira:

- características climáticas, com destaque para o regime pluviométrico;
- características e distribuição dos materiais que compõem o substrato das encostas/taludes, abrangendo solos, rochas, depósitos e estruturas geológicas (xistosidade, fraturas etc.);
- características geomorfológicas, com destaque para inclinação, amplitude e forma do perfil das encostas (retilíneo, convexo e côncavo);
- regime das águas de superfície e subsuperfície;
- características do uso e ocupação, incluindo cobertura vegetal e as diferentes formas de intervenção antrópica, como cortes, aterros, concentração de água pluvial e servida.

A figura 2.6 apresenta as principais características dos movimentos de massa, que ocorrem com mais frequência no País, relativos à dinâmica de ambientes tropicais.

TIPO DE MOVIMENTAÇÃO	CARACTERÍSTICAS DO MOVIMENTO, MATERIAL E GEOMETRIA
Rastejo (<i>creep</i>)	Vários planos de deslocamento (internos).
	Velocidade muito baixas (cm/ano) a baixas e decrescentes com a profundidade.
	Movimentos constantes, sazonais ou intermitentes.
	Solo, depósitos, rocha alterada/fraturadas.
	Geometria indefinida.
Escorregamentos (<i>slides</i>)	Poucos planos de deslocamento (externos).
	Velocidades médias (m/h) a altas (m/s).
	Pequenos a grandes volumes de material.
	Planares - solos pouco espessos, solo e rochas com um plano de fraqueza.
	Circulares - solos espessos homogêneos e rochas muito fraturadas.
	Cunha - solos e rochas com dois planos de fraqueza.
Quedas (<i>falls</i>)	Sem planos de deslocamentos.
	Movimento tipo queda livre ou em plano inclinado.
	Velocidades muito altas (vários m/s).
	material rochoso.
	Pequenos e médios volumes.
	Geometria variável: lascas, placas, blocos, etc.
	Rolamento de matacão.
Corridas (<i>flows</i>)	Tombamento.
	Muitas superfícies de descolamento (internas e externas à massa em movimentação).
	Movimento semelhante ao de um líquido viscoso.
	Desenvolvimento ao longo de drenagens.
	Velocidades médias a altas.
	Mobilização de solo, rocha, detritos e água.
	Grandes volumes de material.
	Extenso raio de alcance, mesmo em áreas planas.

Figura 2.6: Características dos principais movimentos de encosta na dinâmica ambiental brasileira. Adaptado de Augusto Filho (1992, apud Siva, 2018).

2.1.1 Chuva

As chuvas relacionam-se diretamente com a dinâmica das águas de superfície e subsuperfície e, dessa forma, influenciam nos processos de instabilização de taludes e encostas. As chuvas atuam como o principal agente não-antrópico na deflagração de escorregamentos no Brasil.

A água da chuva provoca erosão pelo impacto das gotas de água sobre a superfície do solo, caindo com velocidade e energia variável, formando um fluxo concentrado de águas de

superfícies que podem escoar superficialmente ou então infiltrar-se no solo.

O escoamento superficial das águas da chuva depende das propriedades hidráulicas dos solos e rochas, da cobertura vegetal, da declividade do talude, da forma da bacia de drenagem e do teor de umidade do terreno.

A infiltração da água pluvial no solo vai depender de fatores como permeabilidade, cobertura vegetal e declividade do solo. Com o aumento do regime de chuvas e por consequência, aumento da infiltração de água no solo, ocorre a elevação do lençol freático. Ou seja, ocorre um aumento da saturação do solo que provoca um aumento do peso da encosta, reduzindo a resistência do material ao cisalhamento e podendo chegar à ruptura.

Os índices pluviométricos críticos para a deflagração dos escorregamentos variam com o regime de infiltração no terreno, a dinâmica das águas subterrâneas no maciço e o tipo de instabilização. Os escorregamentos em materiais rochosos são mais comuns quando há um alto índice pluviométrico em um curto intervalo de tempo, já em corpos terrosos, chuvas espaçadas permitem maior infiltração da água no solo e, assim, uma maior possibilidade de desencadear escorregamentos.

Análises feitas por Guidicini e Iwasa (1976, apud ABGE, 1998) permitiram concluir que eventos pluviométricos superiores a 20% da pluviosidade média anual são indicativos da alta possibilidade de deflagração de escorregamentos significativos.

2.1.2 Água de superfície e de subsuperfície

As águas de superfície e de subsuperfície são muito importantes na deflagração dos processos de instabilização de taludes, considerando tanto os processos erosivos, como os movimentos de massa. Nos movimentos de massa, elas atuam no aumento das solicitações, como na redução de resistência dos terrenos (Augusto Filho et al., 2018).

Em materiais terrosos, o aumento da permeabilidade promove uma elevação do grau de saturação que reduz os efeitos da coesão aparente e promove a formação de uma região de baixa resistência à tração que pode acarretar deslizamentos planares nesse tipo de material.

Já nos taludes de caráter rochoso, o aumento do nível de água subterrânea, em decorrência de chuvas intensas, ocorrerá através dos seus sistemas de fraturas. Esta elevação poderá provocar, nas descontinuidades, a redução das tensões normais efetivas e o acréscimo de esforços laterais cisalhantes, que podem acarretar acidentes.

A erosão subterrânea retrogressiva, *piping*, também associada à dinâmica de águas subsuperficiais, pode induzir à instabilização de taludes e encostas de maciços terrosos.

2.1.3 Cobertura vegetal

Gray et al. (1982) atribuem efeitos favoráveis e desfavoráveis da cobertura vegetal em relação à estabilidade das encostas:

- efeitos favoráveis
 - Redistribuição da água proveniente das chuvas: as copas das árvores impedem, em parte, o impacto direto da chuva no terreno e diminuem a infiltração de água no solo além disso, a evapotranspiração também retira água do solo;
 - Acréscimo da resistência do solo devido às raízes.
- efeitos desfavoráveis
 - Efeito alavanca: força cisalhante transferida pelos troncos das árvores ao terreno, quando suas copas são atingidas por ventos;
 - Efeito cunha: pressão lateral causada pelas raízes ao penetrar em fendas, fissuras e canais do solo ou rocha;
 - Sobrecarga vertical: causada pelo peso das árvores. Pode ter um efeito benéfico, ou não, na estabilidade, em vista da inclinação das encostas e das características do solo.

Segundo Augusto Filho e Virgili (1998), o processo de desmatamento das encostas pode proporcionar, num primeiro momento, um aumento da resistência do terreno, devido à retirada da sobrecarga e dos efeitos de alavanca. Entretanto, esse acréscimo de estabilidade tende a cair à medida que ocorre a decomposição dos restos das raízes que sobraram e o acréscimo da infiltração de água.

A Figura 2.7 mostra o efeito da vegetação na melhoria da estabilidade do talude, quando comparado à mesma condição de um talude com e sem vegetação, em razão da inclinação e do fator de segurança. Para uma inclinação de 45° , sem proteger o talude com vegetação na condição insaturada, o fator de segurança é de 1,3; quando ocorre a proteção vegetal no talude, o fator de segurança é de 2,8; ou seja, uma melhoria muito significativa da estabilidade. Na condição saturada, a vegetação também contribui para melhorar a estabilidade do talude.

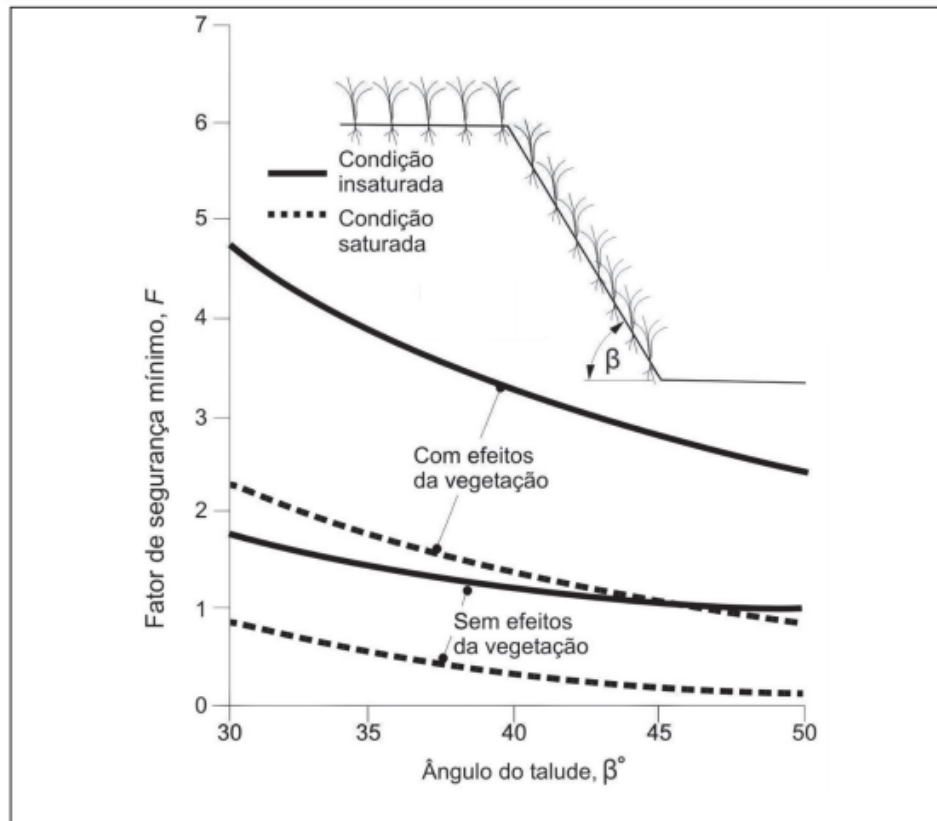


Figura 2.7: Efeito da vegetação na estabilidade de talude, em função do fator de segurança e inclinação do talude (Coelho e Pereira, 2006).

2.1.4 Ação antrópica

O homem é o maior agente modificador da dinâmica das encostas. As diversas formas de uso e ocupação, para áreas naturalmente suscetíveis aos movimentos gravitacionais de massa, acelera e amplia os processos de instabilização.

Segundo Augusto Filho e Virgili (1998), as principais interferências antrópicas que podem causar escorregamentos são: remoção da cobertura vegetal; lançamento e concentração de águas servidas; vazamentos na rede de abastecimento, esgoto e presença de fossas; execução de cortes com geometria inadequada (altura e inclinação); execução deficiente de aterros (compactação, geometria, fundação); lançamento de entulho e lixo nas encostas; vibrações produzidas por tráfego pesado, explosões etc.

A realização de cortes em uma encosta acarreta alterações no estado de tensões que podem gerar o aparecimento de trincas de tração no topo. Durante precipitações intensas, estas trincas poderão ser preenchidas por água e levar o talude à ruptura. As modificações na geometria das encostas alteram também as condições de drenagem e de cobertura vegetal, facilitando a saturação do maciço e o desencadeamento de instabilizações.

2.1.5 Solos

Regiões localizadas em zonas tropicais e subtropicais possuem processos de intemperismo mais acentuados e característicos devido ao clima. Verifica-se a presença de mantos de cobertura superficial de extensas espessuras, o que, por consequência, gera zonas de diferentes resistências, permeabilidades e outras características que se relacionam diretamente com a estabilidade de taludes.

Entre as principais propriedades do solo, que conferem maior ou menor resistência à ação erosiva das águas, ou seja, a erodibilidade, destacam-se a textura, a estrutura e a permeabilidade.

A textura, ou seja, o tamanho das partículas, influi na capacidade de infiltração e absorção d'água da chuva, interferindo no potencial de enxurradas no solo, e também na maior ou menor coesão entre as partículas. Assim, solos de textura arenosa são normalmente porosos, permitindo rápida infiltração das chuvas e dificultando o escoamento superficial; entretanto, como possuem baixa proporção de partículas argilosas, apresentam maior facilidade para a erosão, que se verifica mesmo em pequenas enxurradas. (Augusto Filho e Virgili, 1998).

A estrutura, ou seja, o modo como se arranjam as partículas do solo, influi na capacidade de infiltração e absorção da água da chuva, e na capacidade de arraste de partículas do solo. A permeabilidade determina a maior ou menor capacidade de infiltração das águas da chuva, estando diretamente relacionada com a porosidade do solo. Em geral, os solos arenosos são mais permeáveis que os solos argilosos. Entretanto, dependendo da estruturação do solo, solos argilosos podem se apresentar altamente porosos e até mais permeáveis que solos arenosos (Salomão e Iwasa, 1995).

A espessura é outra importante característica relacionada ao comportamento erosivo. Em solos rasos ocorre rápida saturação dos horizontes superficiais, permitindo o desenvolvimento de enxurradas e, conseqüentemente, maior incidência de erosões. Já solos mais profundos, apresentam maior capacidade de infiltração das águas pluviais, sendo menos erodíveis. Todavia, em casos de chuvas persistentes e prolongadas, é possível a saturação de camadas mais profundas desse solo. Isto possibilita que, nos locais de regime de escoamento concentrado, acabem se desenvolvendo erosões de grande porte.

2.1.6 Substrato rochoso

As características litológicas do substrato rochoso, associadas à intensidade do intemperismo químico e físico, bem como à natureza da alteração e grau de fraturamento, condicionam a suscetibilidade do material à erosão.

Segundo Augusto Filho e Virgili (1998), no substrato rochoso, os mecanismos de instabi-

lização são controlados pelo seu grau de alteração e, pelas anisotropias existentes no maciço, tais como xistosidade, juntas, falhas etc., cujas relações com os mecanismos de instabilização são regidas pelos seguintes fatores:

- distribuição espacial das descontinuidades, relação entre suas atitudes (direção e mergulho) e a geometria dos taludes e encostas;
- presença e natureza dos materiais de preenchimento destas descontinuidades;
- irregularidades nas superfícies das descontinuidades;
- cisalhamento e movimentações anteriores.

Pode-se afirmar que a estabilidade do substrato rochoso, é determinada, em grande parte, pelas descontinuidades geológicas (falhas e fraturas) que podem determinar comportamentos específicos dos maciços rochosos, ligados a percolação de água e zonas preferenciais de deslizamento.

Outra fonte de descontinuidades é o contato solo-rocha, que constitui, em geral, uma zona de transição entre esses materiais. Quando ocorre um contraste de resistência acentuado entre eles, com inclinação forte e, principalmente, na presença de água, a zona de contato pode condicionar a instabilidade do talude. Ou seja, não há uma ligação forte entre o solo com a rocha, ocasionando o escorregamento.

2.1.7 Características geomorfológicas do talude ou relevo

O relevo é definido como a expressão espacial da superfície da terra. O relevo é resultado da interação entre a litosfera, a atmosfera, a hidrosfera e a biosfera, por meio de processos de troca de energia e matéria, ao longo do tempo e espaço. De modo mais simplista, o relevo se refere às saliências e reentrâncias da superfície da Terra, que podem ser descritas e caracterizadas em diferentes escalas.

As formas de relevo são diferenciadas por parâmetros como a morfologia, que engloba a morfografia e a morfometria, a morfogênese e a morfocronologia. Tais características podem subsidiar a definição de diferentes padrões de classificação do relevo.

Os índices morfométricos mais comumente utilizados para descrição do relevo são a altitude, a amplitude, o comprimento de rampa e a declividade.

A altitude se refere à elevação do relevo em relação ao nível do mar, sendo indicada nas cartas topográficas em curvas de nível e pontos cotados. A amplitude se refere à altura de uma determinada feição do relevo, ou seja, a diferença de altitude entre o topo da feição e a sua base. O comprimento de rampa ou da vertente corresponde à distância entre a linha do divisor interfluvial e o canal fluvial, traçada perpendicularmente às curvas

de nível, acompanhando a rampa. A declividade se refere à relação entre a amplitude da forma e o comprimento de rampa, que pode ser expressa em graus ou porcentagem (Faria e Fornasari Filho, 2018).

O arranjo espacial dos perfis transversais e longitudinais das vertentes, que podem ser claramente avaliados em cartas topográficas em escala 1:10.000, permite, segundo Troeh (1965, apud Bloom, 1970), definir quatro tipos básicos de vertentes, que se caracterizam pela atuação de diferentes processos erosivos (Figura 2.8).

A influência do relevo na intensidade erosiva verifica-se, principalmente, pela declividade e comprimento da rampa ou da encosta ou da vertente, que interferem diretamente na velocidade do escoamento superficial das águas pluviais. Os terrenos com maiores declividades e maiores comprimentos de rampa apresentam maiores velocidades do escoamento superficial e, conseqüentemente, maior capacidade erosiva, mas uma encosta com baixa declividade e comprimento de rampa grande pode ter também alta intensidade erosiva, devido à grande vazão do escoamento das águas superficiais.

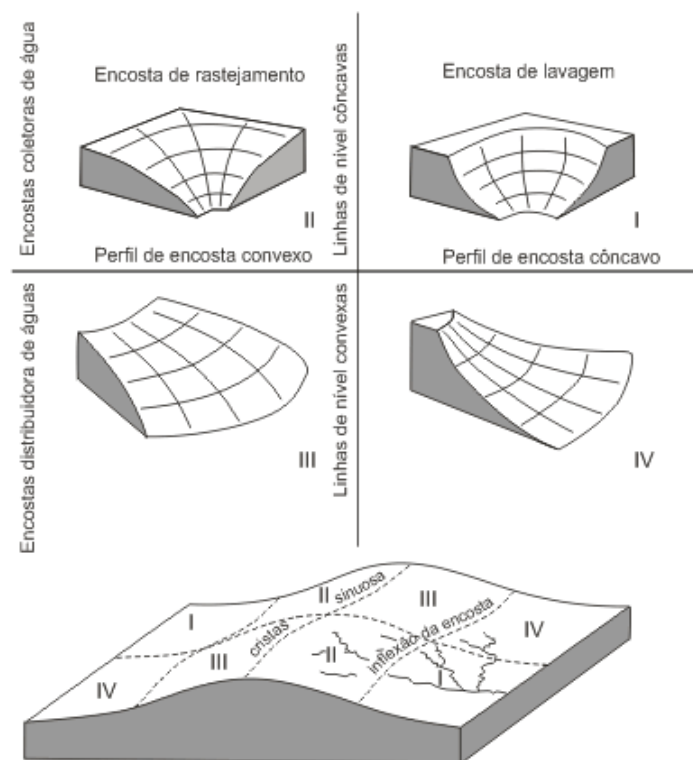


Figura 2.8: Classificação epacial das encostas quanto ao tipo de perfil e de processos superficiais operantes (Troeh, 1965 apud Bloom, 1970).

Capítulo 3

Área de Estudo

A área de estudo compreende um talude localizado no Jardim Zoológico (Parque Zoobotânico Getúlio Vargas), situado na cidade de Salvador, bairro de Ondina, localizado mais especificamente no Alto de Ondina, morro que também é endereço do Palácio de Ondina, residência oficial dos governadores. O Jardim Zoológico foi criado em 1958 e possui 700 mil metros quadrados de extensão dos quais 250 mil metros quadrados são ocupados por área verde, devido à incorporação do remanescente secundário de Mata Atlântica, conhecido como Mata do Zoo. O talude que é objeto de estudo desse trabalho encontra-se nesta Mata. A Figura 3.1 mostra o Jardim Zoológico localizado na cidade de Salvador e em destaque marcado por um "X" a localização do talude escolhido para a aquisição geofísica.

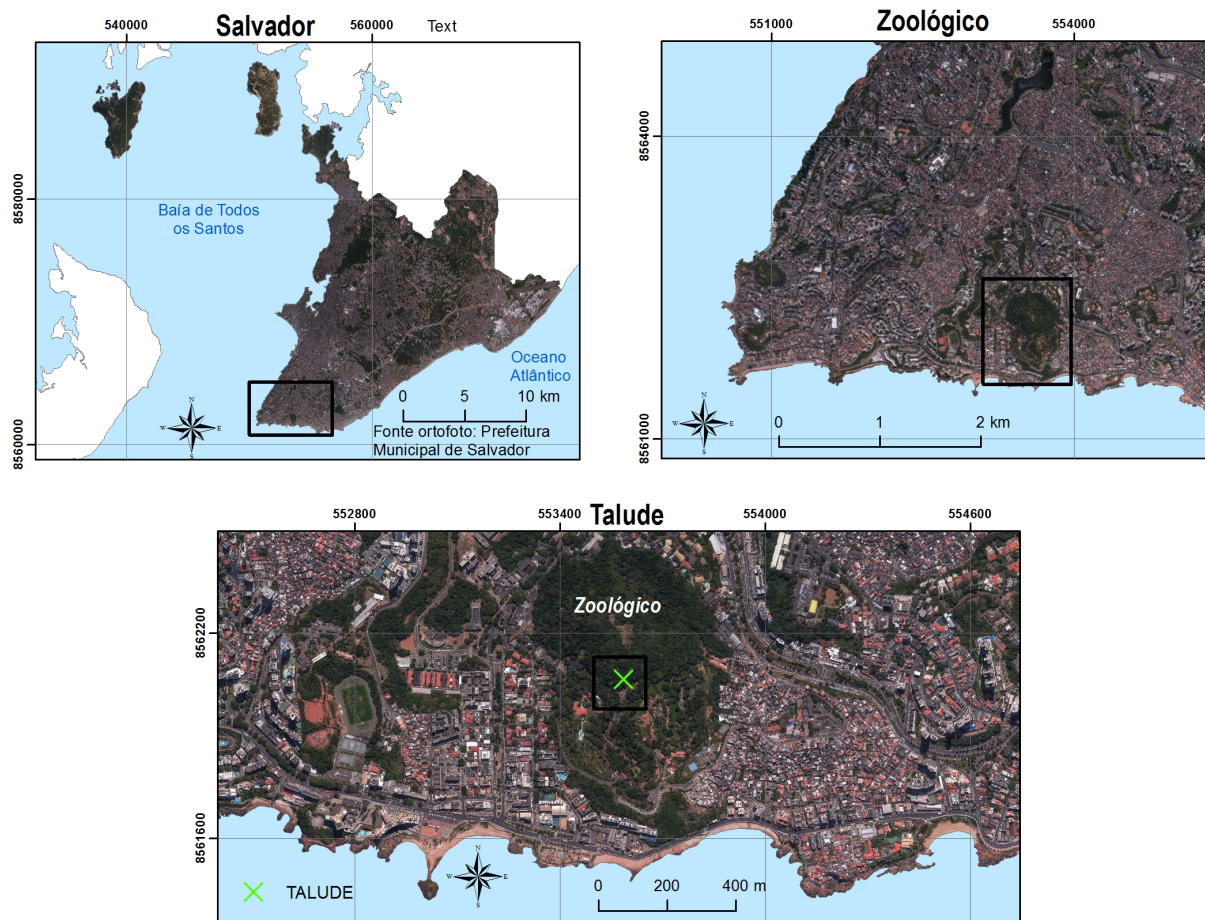


Figura 3.1: Localização da área de estudo.

3.1 Contexto Geológico

O município de Salvador está situado no Estado da Bahia, entre as coordenadas geográficas $12^{\circ}53'54''$ e $13^{\circ}00'59''$ de latitude sul e $38^{\circ}18'31''$ e $38^{\circ}32'20''$ de longitude oeste (Figura 3.2). Ele é formado por uma parte continental e uma parte insular com três ilhas situadas na Baía de Todos os Santos. O município limita-se ao sul e leste com o Oceano Atlântico, a oeste com a Baía de Todos os Santos e ao norte com os municípios de Lauro de Freitas, Simões Filho, Candeias e São Francisco do Conde.

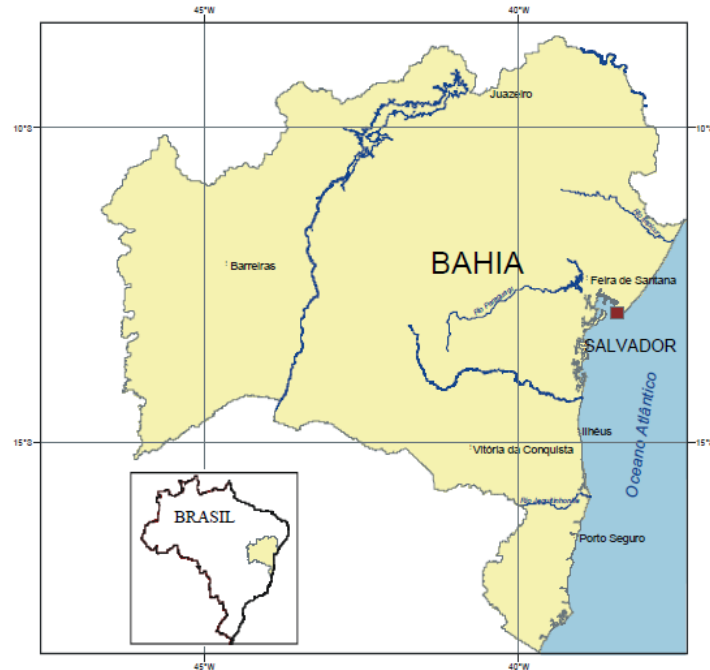


Figura 3.2: Localização do município de Salvador (Nascimento, 2008).

Baseados nos poucos estudos existentes na área Barbosa e Dominguez (1996), ao descrever o Mapa Geológico da Bahia, subdividiram a região metropolitana de Salvador, em três domínios geológicos (Figura 3.3): (i) a Bacia Sedimentar do Recôncavo; (ii) a Margem Costeira Atlântica e, (iii) o Alto de Salvador. Sendo o domínio mais predominante em Salvador o Alto de Salvador onde se localiza a área de estudo desse trabalho, o jardim zoológico, situado no bairro de Ondina. A seguir, uma breve descrição desses domínios geológicos:

(i) a Margem Costeira Atlântica, formada por depósitos terciários e quaternários, os quais são constituídos por acumulações pouco espessas de sedimentos inconsolidados de natureza argilosa, arenosa e areno-argilosa, que foram modelados por flutuações climáticas e do nível relativo do mar;

(ii) a Bacia Sedimentar do Recôncavo, constituída por rochas sedimentares mesozoicas, que faz parte de um sistema *rift* maior, denominado Recôncavo–Tucano–Jatobá. Essa bacia é limitada a leste pela Falha de Salvador; e

(iii) o Alto de Salvador, que representa um *horst* de rochas metamórficas de alto e médio grau arqueanas e/ou paleoproterozoicas, que separa a Bacia Sedimentar do Recôncavo do Oceano Atlântico.

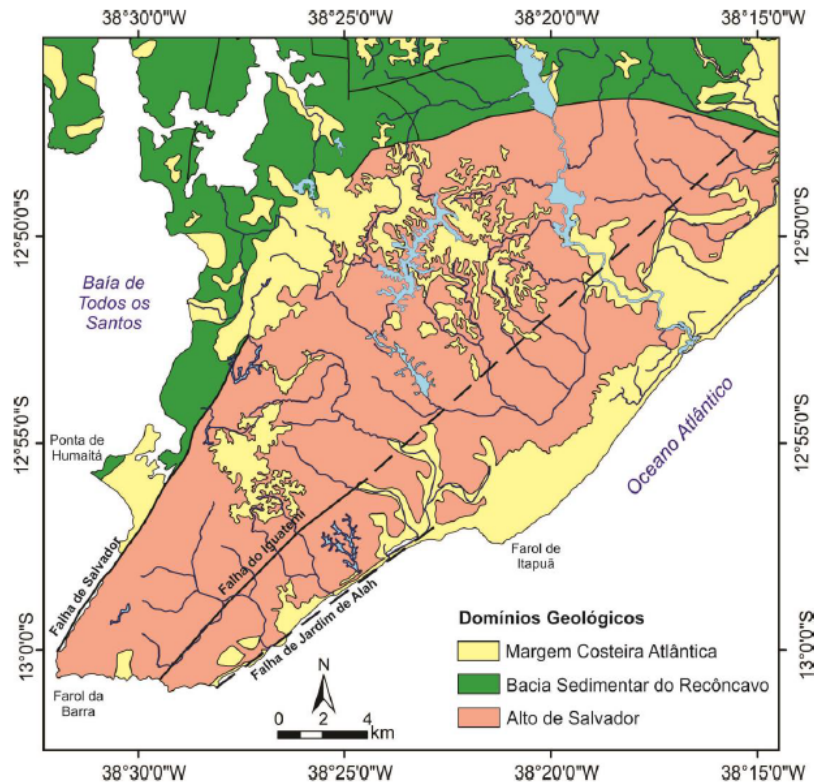


Figura 3.3: Mapa geológico simplificado da Região Metropolitana de Salvador, evidenciando os principais domínios geológicos e estruturas (Gonçalves et al., 2008 apud Souza, 2013).

Recobrando os domínios geológicos de Salvador ocorrem coberturas regolíticas, a Formação Barreiras do Terciário, além das Dunas, Areias Litorâneas e depósitos Flúviomarinhos de idade Quaternária (Nascimento, 2008).

O solo residual e a rocha alterada que constituem o regolito são geralmente de cor avermelhada, predominantemente argilosa, contendo teores de argila superiores a 35%, ressaltando os desenvolvidos sobre alguns tipos de estratos da Formação Barreiras, que podem apresentar textura arenosa. As argilas são produtos de alteração química dos plagioclásios, microclina e outros minerais aluminosos das rochas que compõem o embasamento cristalino, quando em contato com as águas subterrâneas.

A Formação Barreiras sotoposta ao regolito é constituída de arenitos argilosos de coloração vermelha, violeta, branca e amarela, com estratificações plano-paralelas e cruzadas. São freqüentes as intercalações de siltitos e argilas coloridas caulíníticas, bem como, lentes de conglomerado.

Os Depósitos Flúviomarinhos Quaternários são constituídos principalmente por areias litorâneas, depósitos arenosos e argilo-arenosos fluviais, pântanos e mangues atuais, arenitos

de praias, depósitos fluviolagunares e depósitos de leques aluviais coalescentes. São encontrados na costa, em zonas baixas que margeiam os rios, ocorrendo principalmente entre as Avenidas Luiz Viana Filho (Paralela) e Otávio Mangabeira na orla atlântica.

As dunas são depósitos sedimentares quaternários de natureza eólica que constituem as feições mais conspícuas da faixa litorânea e que se estendem desde o bairro da Pituba até Stella Mares. Apresentam morfologia ondulada e se distribuem paralela ou semi-paralelamente segundo a linha do litoral Atlântico.

A região do Jardim Zoológico situada no bairro de Ondina está compreendida por um quadrado destacado no Mapa Geológico da Cidade de Salvador (Figura 3.4). As unidades litológicas que compõem essa região, segundo o mapa, são: granulitos tonalíticos e granulitos quartzo monzodioritos.

Segundo Barbosa e Dominguez (1996), dados coletados no Campus de Ondina da UFBA, local próximo ao Jardim zoológico, apresentam um contexto geológico formado predominantemente por um conjunto de rochas metamorfolizadas no fácies granulito, pertencentes ao Complexo Cristalino de idade Arqueana/Paleoproterozóica. São rochas constituídas mineralogicamente por quartzo, feldspato potássico, feldspato sódico-cálcico (plagioclásio), biotita, hornblenda, piroxênios, granada, silimanita e cordierita. Esses minerais, muitas vezes se agrupam em faixas ou bandas paralelas, formando intercalações de diversos tipos litológicos e de espessura variável. Nas praias da Barra, Ondina e Rio Vermelho, aparecem vários corpos de pegmatitos de dimensões relativamente pequenas, constituídos por quartzo, k-feldspato e micas que cortam a sequência de rochas granulitizadas. No entorno do Campus de Ondina podem ser vistos diques de diabásio e gabro datados do Neoproterozóico e diques metamorfolizados no fácies anfibolito do Mesoproterozóico de natureza calcoalcalina, ocorrendo em nítida associação com granitos róseos, cortando as rochas do Complexo Cristalino.

A decomposição química das rochas cristalinas causada pelas águas pluviais, sob condições climáticas tropicais chuvosas, gerou solos residuais evoluídos e espessos, texturalmente argilosos e areno-argilosos, geralmente classificados como latossolos e podzólicos vermelho-amarelo distróficos. São constituídos mineralogicamente por caolinita, gibsitita, goetita, quartzo, hematita, micas e interestratificados, sendo comum a presença de filmes e películas de óxido de manganês no contato rocha/rocha alterada (saprolito) (Barbosa e Dominguez, 1996).

3.2 Aspectos Climáticos e Pluviométricos

A região costeira do Estado da Bahia sofre influência da circulação local típica das áreas litorâneas representadas pelas brisas marinha e terrestre. Esta circulação local, além de influir nos índices pluviométricos ameniza as altas temperaturas diárias e leva a umidade para o interior do Estado. A zona costeira de Salvador encontra-se sob o domínio da ação reguladora do Oceano Atlântico e da Baía de Todos os Santos, que interferem, não apenas nas características térmicas, mas também no regime e na intensidade das chuvas, sendo marítimos os ventos que trazem os sistemas meteorológicos portadores de chuvas para a região (Nascimento, 2008).

A cidade de Salvador encontra-se dentro de uma região tropical, onde ocorre incidência de raios solares com intensidades pouco variadas. Esta característica permite que as temperaturas médias sejam elevadas, altos índices pluviométricos e pequenas variações térmicas anuais. As chuvas relacionam-se diretamente com a dinâmica das águas de subsuperfície, atuando, de um modo geral, como fator de maior influência no desencadeamento dos deslizamentos de terra. Segundo Köppen e Geiger (1928), a área de estudo está localizada em

uma região tropical chuvosa de floresta sem estação seca, pluviosidade média mensal superior a 60mm e anual superior a 1500mm, temperatura do mês mais frio acima de 18°C, verões longos e quentes com temperatura média do mês mais quente superior a 22°C. Através da análise da Figura 3.5, nota-se que setembro é o mês mais seco do ano e possui precipitação de 74 mm. Já o mês com maior índice pluviométrico é maio, com 285 mm.

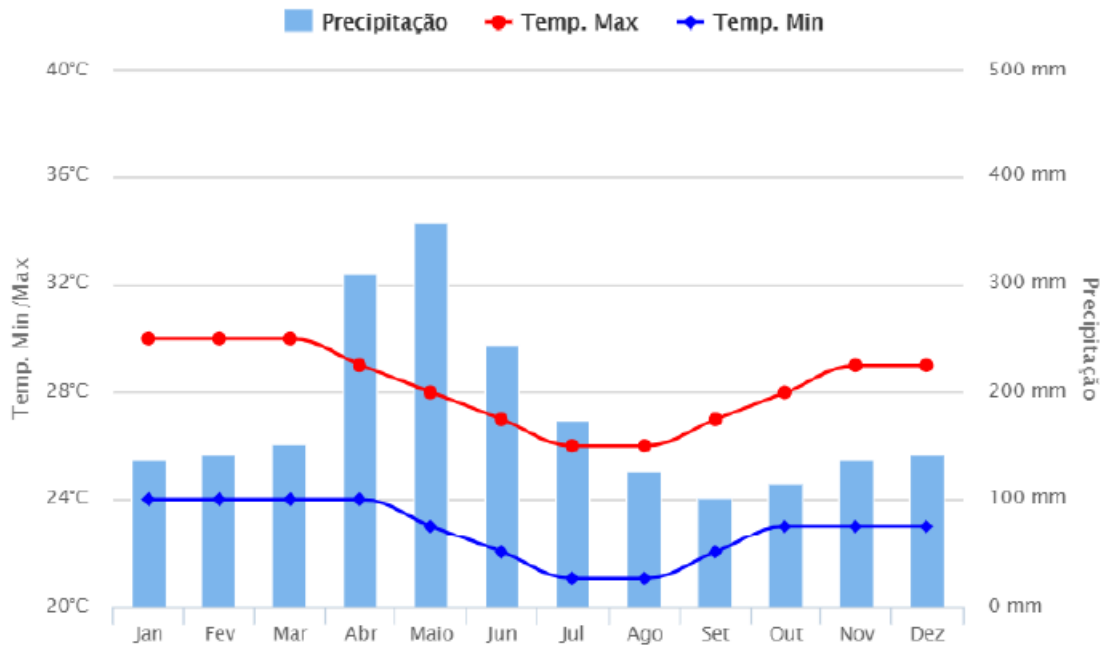


Figura 3.5: Climograma mostrando os índices pluviométricos e as variações de temperatura da cidade de Salvador (Silva, 2018).

3.3 Morfologia

As feições estruturais, controlaram a modelagem da morfologia regional do Complexo Cristalino o que resultou na formação do baixo planalto dissecado, observado nos bairros de São Lázaro, Federação e Parque Zoobotânico de Ondina. Esses apresentam quase sempre altitudes situadas entre 50 e 70 metros, com vertentes íngremes e às vezes abruptas. As cotas topográficas geralmente variam de 7 a 67 metros de altitude e as vertentes apresentam declividades superiores a 10° (Nascimento, 2002). A figura 3.6 mostra a área de estudo, indicada pelas 3 linhas, onde foi realizada a aquisição com o método geofísico de eletrorresistividade. É possível notar, de acordo com o capítulo 2, subitem 2.1.7 "Características geomorfológicas do talude ou relevo", que trata-se de um perfil de encosta convexo com linhas de nível convexas, indicando ser uma encosta distribuidora de água.

As curvas de nível do Modelo Digital de Terreno foram obtidas por um Levantamento

Planialtimétrico Semicadastral da área do Parque Zoobotânico de Salvador realizado pela OESTE - Organização, Estradas, Topografia e Engenharia Ltda. a serviço da SECRETARIA DA ADMINISTRAÇÃO DO ESTADO DA BAHIA – SAEB. O levantamento foi realizado no ano de 2016 e foi utilizado Estação Total e GPS.

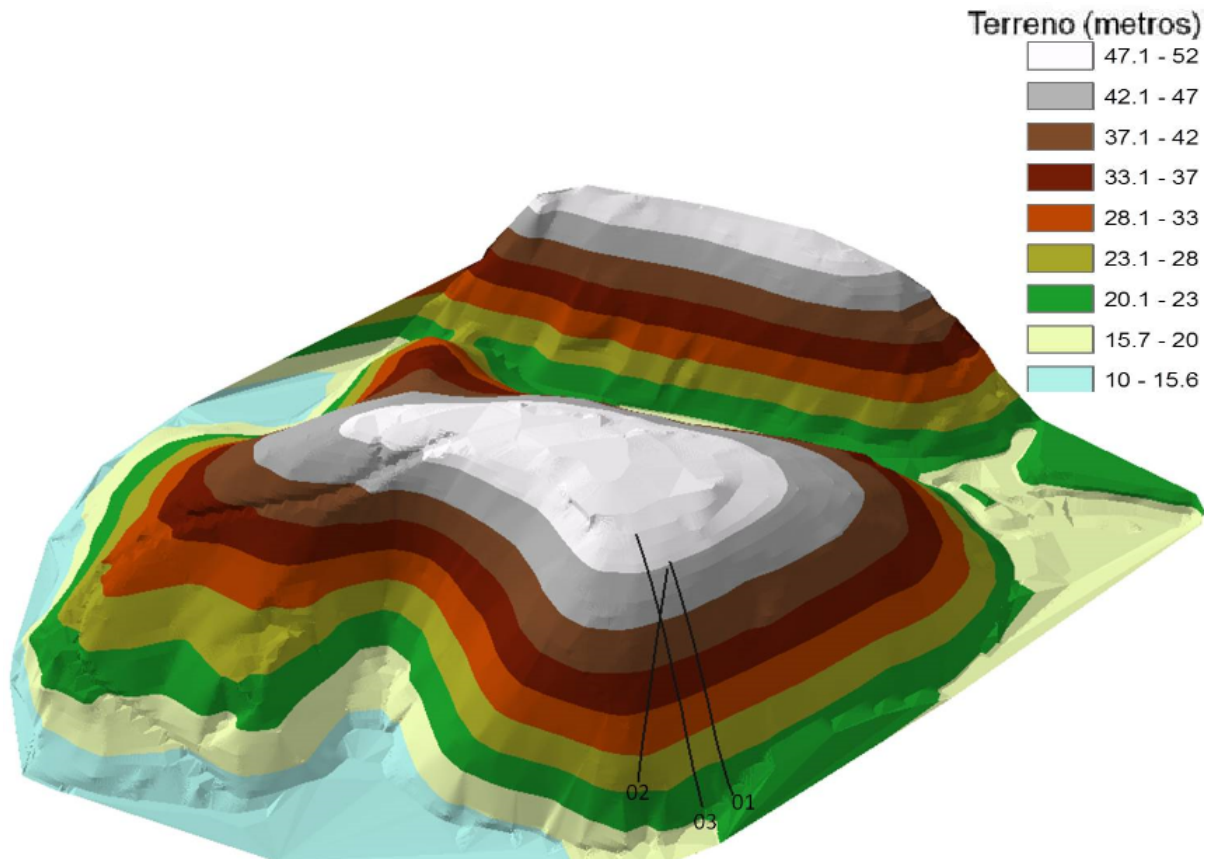


Figura 3.6: Modelo Digital de Terreno

3.4 Vegetação

A cobertura vegetal da região de estudo, o jardim zoológico de Salvador, é caracterizada pela incorporação do remanescente secundário de Mata Atlântica.

As florestas secundárias são aquelas resultantes de um processo natural de regeneração da vegetação, em áreas onde no passado houve corte raso da floresta primária. Nesses casos, quase sempre as terras foram temporariamente usadas para agricultura, pastagem ou exploração madeireira irracional e a floresta ressurgiu espontaneamente após o abandono destas atividades. A grande maioria dos remanescentes de Mata Atlântica ainda existentes nas pequenas e médias propriedades é composta de florestas secundárias em diferentes estágios de desenvolvimento (Apremavi, 2019).

No talude onde foi feita a aquisição geofísica observa-se a predominância de palmeiras (Figura 3.7). As palmeiras possuem raízes do tipo fasciculada, isto é, raízes laterais de diâmetro radicular e com menor profundidade comparada a outros tipos de árvores. Esse tipo de raiz contribui favoravelmente à coesão superficial do solo o que ajuda a promover a estabilidade do talude.



Figura 3.7: Predominância de palmeiras na área de estudo.

Capítulo 4

Levantamento Geofísico de Eletrorresistividade

4.1 Aquisição

Os dados que constam neste trabalho foram adquiridos utilizando o método geofísico de Eletrorresistividade pela técnica de caminhamento elétrico, usando o arranjo dipolo-dipolo. O equipamento utilizado foi o resistímetro modelo SYSCAL PRO (Figura 4.1), fabricado pela *Iris Instruments*, de propriedade do CPGG/UFBA. Este aparelho é composto por uma unidade transmissora e outra receptora. Foram feitas medidas de resistividade através da aplicação de uma corrente elétrica, com auxílio de eletrodos de aço introduzidos no solo.



Figura 4.1: Equipamento SYSCAL PRO utilizado na aquisição dos dados.

Foram realizados 3 Caminhamentos Elétricos (Figura 4.2) na área de estudo no dia 14

de novembro de 2018. As 3 linhas tiveram espaçamento de 5 em 5 metros entre os eletrodos. As linhas 1, 2 e 3 tiveram 75, 70 e 90 metros de extensão, respectivamente. No período de 96 horas antes do levantamento foi registrado pela Estação Pluviométrica do Jardim Zoológico, segundo o Instituto do Meio Ambiente e Recursos Hídricos (INEMA), o índice pluviométrico de 0,8mm.

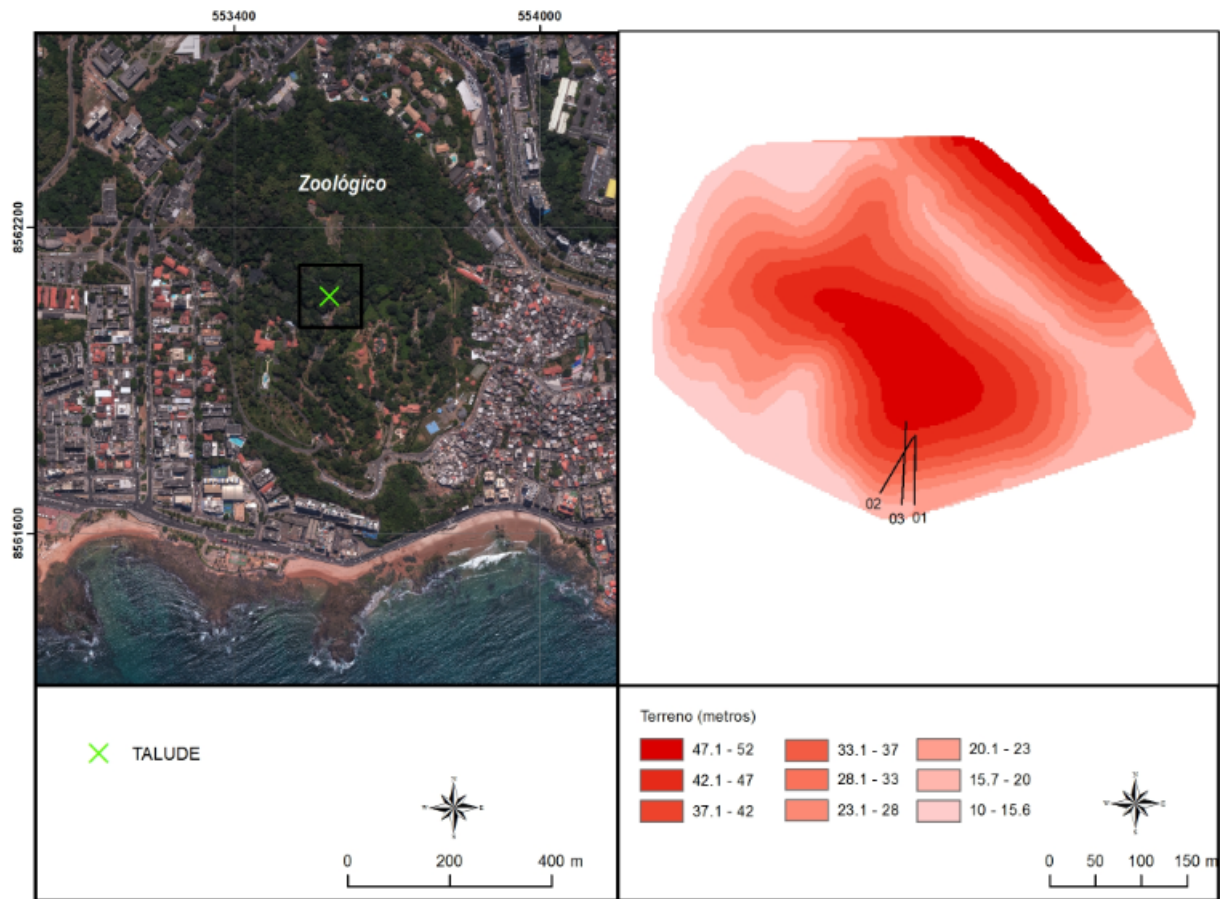


Figura 4.2: Caminhamentos Elétricos realizados na área de estudo.

4.2 Processamento

Os dados coletados foram transferidos da memória do SYSCAL-PRO para o computador, através do software PROSYS II, produzido pela *Iris Instruments*. Posteriormente, foram exportados como ".dat" de acordo com a configuração de leitura do programa de inversão RES2DINV, no qual é feita a plotagem dos dados medidos e também a modelagem inversa. No entanto, caso seja necessário, os dados devem passar por uma etapa de edição antes da inversão, onde é feita a remoção de medidas de resistividade aparente negativas e medidas muito discrepantes do restante do levantamento, pois essas medidas podem gerar erros na

inversão ou aumento desproporcional do erro de ajuste.

4.2.1 RES2DINV

A inversão 2-D dos dados foi realizada com o *software* RES2DINV (Geotomo *software*, 2004). Este *software* oferece dois métodos de inversão: mínimos quadrados com vínculos de suavização restringida (*smoothness-constrained least-square inversion*) e de minimização com vínculos robustos. Para tanto, usa-se um modelo de subsuperfície dividido em um número de blocos retangulares. Os blocos que compõem uma fileira possuem o mesmo tamanho. A largura dos blocos geralmente é igual ao espaçamento entre eletrodos. Um melhor refinamento do modelo pode ser alcançado utilizando-se larguras equivalentes a meio espaçamento entre eletrodos, o que acarreta também um aumento no tempo necessário para inversão dos dados. A espessura dos blocos aumenta quinze por cento à medida que aumentam os níveis em profundidade, devido a perda de resolução com a profundidade neste método (Gandolfo e Gallas, 2005; Loke, 2004).

O método de inversão por mínimos quadrados com suavização restringida é baseado na seguinte equação:

$$(\mathbf{J}_i^T \mathbf{J}_i + \lambda \mathbf{F}) \Delta \mathbf{r}_i = \mathbf{J}_i^T \mathbf{g}_i - \lambda \mathbf{F} \mathbf{r}_{i-1} \quad (4.1)$$

Sendo $\mathbf{F} = \alpha_x \mathbf{C}_x^T \mathbf{C}_x + \alpha_z \mathbf{C}_z^T \mathbf{C}_z$, i é o número da iteração, $\mathbf{J}_i$ é a matriz Jacobiana de derivadas parciais, $\mathbf{g}_i$ é o vetor que contém as diferenças entre os logaritmos das medidas e os valores calculados de resistividade aparente, λ é o fator de amortecimento, $\Delta \mathbf{r}_i$ é o vetor com a variação nos valores de resistividade do modelo para a i -ésima iteração e $\mathbf{r}_{i-1}$ contém os valores de resistividade da iteração anterior. A matriz $\mathbf{C}$ é o filtro usado para suavizar o modelo de resistividade resultante e evitar soluções instáveis ou extremas. Neste caso, esta matriz corresponde a matriz diferença de primeira ordem, dado por:

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} -1 & 1 & 0 & 0 & .. & .. & 0 \\ 0 & -1 & 1 & 0 & .. & .. & 0 \\ 0 & 0 & -1 & 1 & 0 & .. & 0 \\ & & & .. & & & \\ & & & & .. & & \\ & & & & & .. & \\ & & & & & & 0 \end{bmatrix} \quad (4.2)$$

e α_x e α_z são pesos dados ao filtro de suavização nas direções x e z respectivamente.

O fator de amortecimento determina a importância relativa dada aos dados para reduzir a discrepância dos dados $\mathbf{g}_i$ e a suavização do modelo (Ellis e Oldenburg, 1994).

O método de inversão robusta do programa baseia-se na seguinte equação:

$$(\mathbf{J}_i^T \mathbf{J}_i + \lambda \mathbf{F}_R) \Delta \mathbf{r}_i = \mathbf{J}_i^T \mathbf{R}_d \mathbf{g}_i - \lambda \mathbf{F}_R \mathbf{r}_{i-1} \quad (4.3)$$

com $\mathbf{F}_R = \alpha_k \mathbf{C}_x^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_x + \alpha_z \mathbf{C}_z^T \mathbf{R}_m \mathbf{C}_z$, no qual $\mathbf{R}_d$ e $\mathbf{R}_m$ são matrizes pesos.

O método de inversão por mínimos quadrados com suavização restringida traz melhores resultados que o clássico método de mínimos quadrados amortecidos de Levenberg-Marquardt quando o número de parâmetros do modelo é muito grande, como no caso da inversão 2D e 3D (Constable et al., 1987). O MMQ suavizado, equação 4.1, adequa-se para meios onde a resistividade varia de maneira suave e gradual, por ser um método de norma l_2 .

Em contrapartida, o método de inversão robusta, equação 4.3, adequa-se para meios onde se espera regiões internamente quase homogêneas, mas com contatos abruptos entre porções do meio com resistividades distintas, por se tratar de um método de inversão de norma l_1 .

4.3 Interpretação

Os Caminhamentos Elétricos 1, 2 e 3 permitiram gerar modelos invertidos de resistividade 2D, que apresentam as variações laterais e verticais da resistividade em subsuperfície. As seções de resistividade se encontram nas Figuras 4.5 a 4.7.

Através da análise conjunta das seções invertidas de resistividade e dos dados de poços próximos ao zoológico (Figura 4.3) foi possível inferir informações litológicas sobre as seções.

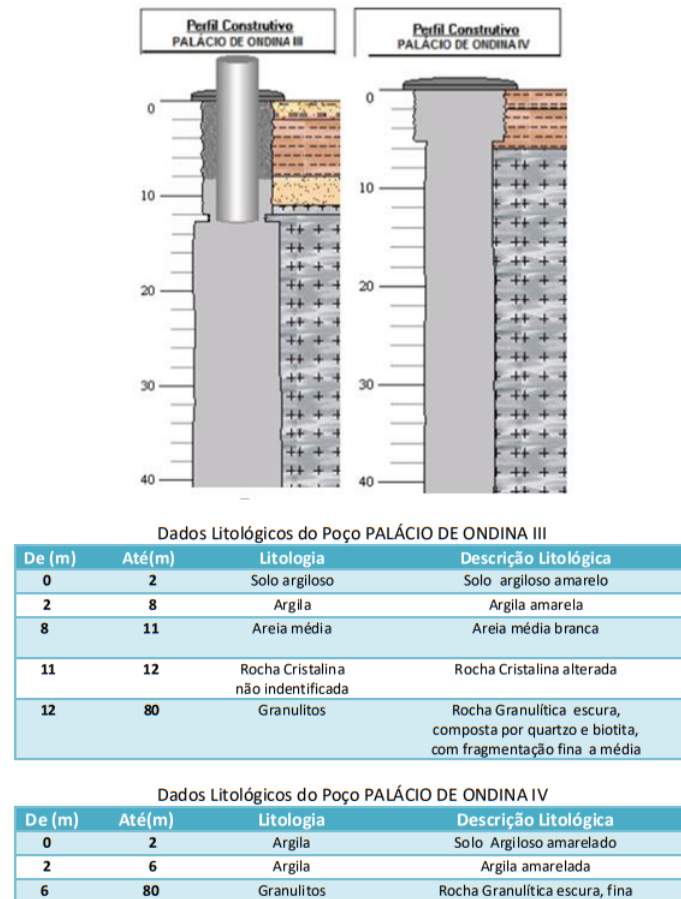


Figura 4.3: Perfis construtivos e dados litológicos dos Poços de Palácio de Ondina III e IV modificado do site SIAGAS.

Os dados de poços de água usados nesse trabalho são oriundos do banco de dados do SIAGAS: Palácio de Ondina III e Palácio de Ondina IV, localizados no bairro de Ondina, próximos ao zoológico (Figura 4.4).

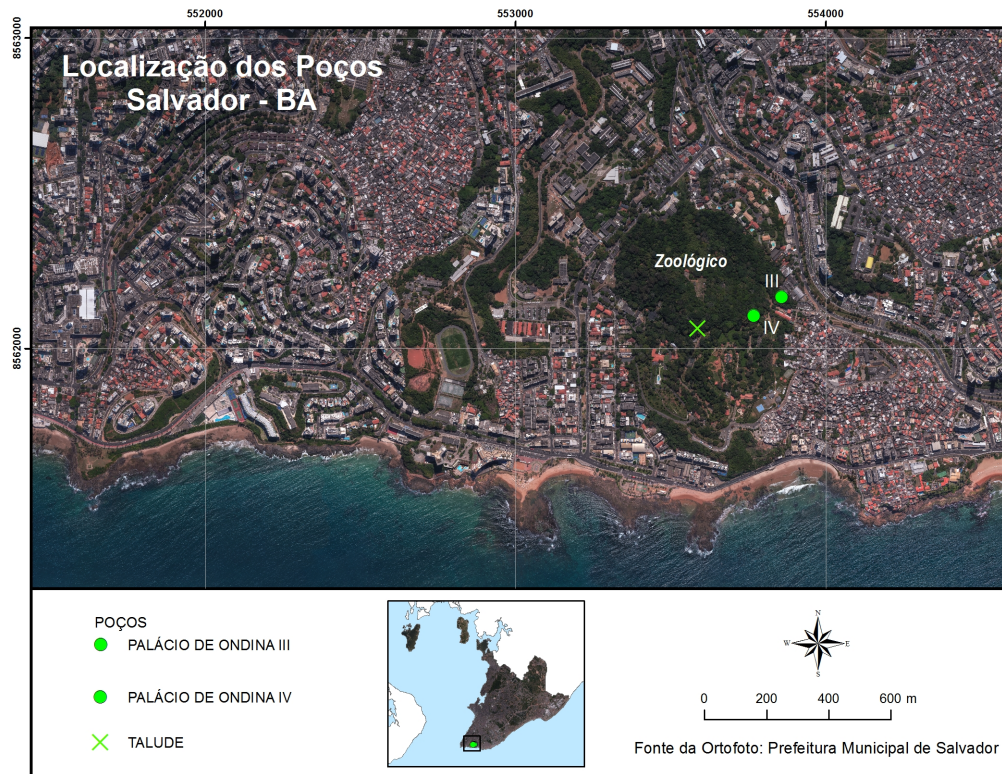


Figura 4.4: Localização dos poços e da área de estudo.

De acordo com as informações dos poços bem como da geologia regional sabe-se que a área de estudo é composta por rochas granulíticas de composição variável de ácida a básica. Desse modo as seções de resistividade foram subdivididas em algumas regiões de acordo com perfis de variação dessas litologias, como demonstrado nas figuras a seguir.

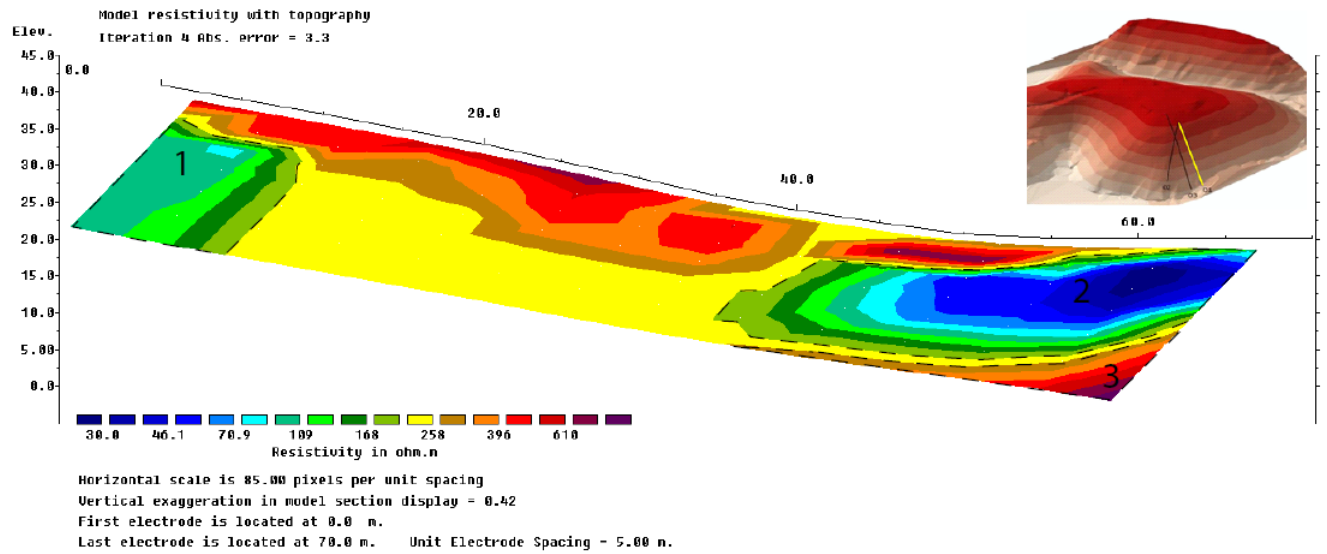


Figura 4.5: Modelo invertido de resistividade 2D referente a linha 1.

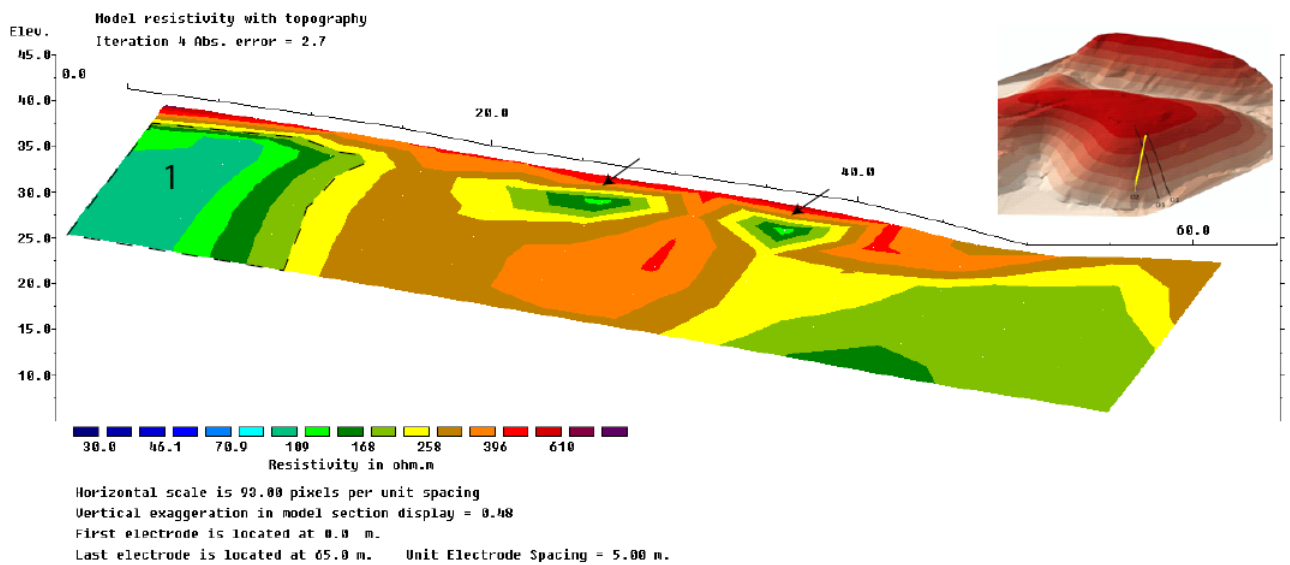


Figura 4.6: Modelo invertido de resistividade 2D referente a linha 2.

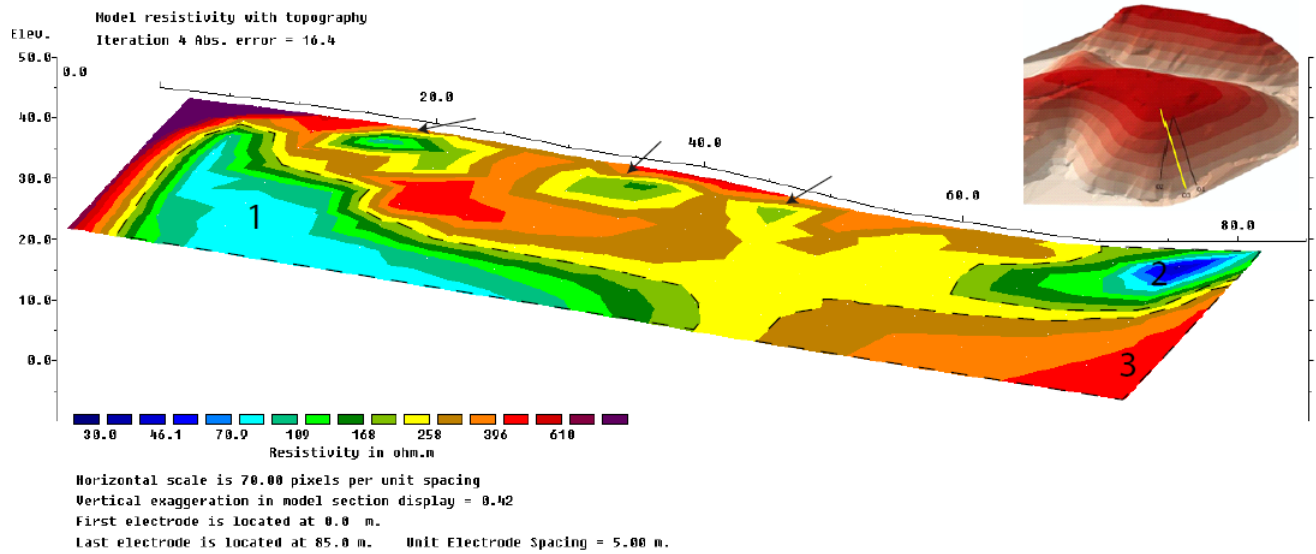


Figura 4.7: Modelo invertido de resistividade 2D referente a linha 3.

A região 1, destacada em todas as seções, pode ser interpretada como um corpo de composição granulítica básica contendo minerais como feldspato e anfibólio que ao se decompor transformam-se em argila que é um material condutivo. Isso pode ser notado pelos baixos valores de resistividade principalmente na linha 3 (Figura 4.7).

A região 2, destacada nas linhas 1 e 3, evidencia valores condutivos que podem ser interpretados como uma zona saturada de água associada ao lençol freático. A saturação nessa região deve-se ao alto fraturamento da rocha granulítica e ao fluxo de água que desloca-se das regiões de alta altitude em direção ao sopé do talude (região de baixa altitude) onde a rocha se encontra mais fraturada. Pode haver também nessa região a presença de argila devido à decomposição dos minerais da rocha, o que gera também uma diminuição nos valores de resistividade além da saturação. De acordo com estas seções pode-se inferir que as profundidades médias do topo e da base da zona saturada são de aproximadamente 2 m e 12 m, respectivamente. Esta região não foi identificada na linha 2 pois a mesma finda-se numa altitude superior as demais por ser mais curta não mapeando, portanto, essa anomalia.

A região 3, identificada nas seções 1 e 3, apresenta altos valores de resistividade que podem ser associados ao embasamento, ou seja à rocha sã não alterada. Apesar dessa região ter sido pouco imageada devido à profundidade e extensão da investigação, é perceptível nas Figuras 4.5 e 4.7 um certo mergulho do embasamento em direção oposta à inclinação do talude. A extensão do levantamento geoeletrico foi limitada pela presença de uma via pavimentada no sopé da área de estudo. Para corroborar esta interpretação do embasamento recomenda-se o uso do método GPR nesta porção pavimentada, para complementar o mapeamento do topo rochoso deste estudo.

Toda a parte das seções que não foram delimitadas podem ser interpretadas como regolito ou manto de intemperização formado possivelmente pela decomposição de granulito granítico composto por quartzo que gera uma matriz areno argilosa. Sugere-se que essa região seja mais resistiva do que a 1 pelo fato da composição da rocha matriz das duas regiões serem diferentes, originando portanto minerais com resistividades diferentes.

É possível notar nas seções 2 e 3, a presença de anomalias de contorno amarelado relativamente próximas à superfície, indicadas por setas, que apresentam resistividades mais baixas que as do seu entorno podendo ser interpretadas como bolsões de argila.

Observa-se em todas as seções altos valores de resistividade próximos à superfície, que podem ser explicados pelo clima seco no período do levantamento, comprovado pela figura 3.5, que mostra uma média dos índices pluviométricos e das variações de temperatura da cidade de Salvador de acordo com os meses do ano. Esse fato também foi verificado pelo baixo índice pluviométrico na região 96 hrs antes da aquisição. Outro fator que colabora é a presença da vegetação que retira água do solo.

Capítulo 5

Conclusões

É notório que com o crescimento desordenado das cidades e, conseqüentemente, o mau uso e ocupação do solo, os impactos ambientais têm se tornado cada vez mais evidentes. No decorrer deste trabalho, foi possível compreender a relevância da geologia, da vegetação, do relevo e da intensidade pluviométrica na ocorrência dos movimentos de massa.

A correlação dos resultados do método geofísico Eletrorresistividade com o conhecimento prévio da geologia regional, bem como dados oriundos de poços permitiu uma boa integração dos condicionantes geológicos com outros condicionantes físicos como pluviosidade e vegetação na análise de estabilidade do talude. Desta forma, foi possível identificar o topo rochoso em algumas seções, a zona saturada e regiões do manto de intemperismo com diferentes graus de alteração. Todavia, não foi possível identificar a presença de blocos e matacões nem um plano preferencial de deslizamento.

Através da análise dos dados geofísicos assim como de aspectos físicos da área de estudo é possível concluir que o talude estudado apresenta risco médio de deslizamento. Dentre os fatores favoráveis à estabilidade do talude em questão pode-se citar a grande cobertura vegetal que favorece a redistribuição e retirada por meio das raízes da água proveniente das chuvas, diminuindo a infiltração da água no solo; a presença das raízes que geram coesão ao solo; a não intervenção antrópica na região e o fato do talude não ser muito íngreme.

Apesar destes fatores positivos para esta feição na região, não deve-se desprezar a possibilidade de picos pluviométricos intensos, acompanhados de intensos ventos, por se tratar de uma região tropical próxima ao mar. Isto acarretaria o efeito alavanca da vegetação, quando as copas das árvores são atingidas por ventos fazendo com que a força cisalhante seja transferida pelos troncos das árvores ao terreno.

Ademais, o processo de intemperismo sofrido pelo terreno é progressivo ao longo do tempo. O aprofundamento do manto do intemperismo bem como a alteração da rocha sã podem mudar a sensibilidade do terreno aos demais fatores, como pluviosidade e regime de

infiltração. Além disso, o surgimento de fraturas na rocha e matacões também são fatores que podem comprometer a estabilidade dos taludes ao longo do tempo.

Diante do exposto, sugere-se em trabalhos futuros o levantamento de dados de Eletrorresistividade num período chuvoso para melhor investigação do potencial de infiltração assim como da variação do nível freático. Outra sugestão é um levantamento com maior espaçamento entre os eletrodos do arranjo Dipolo-Dipolo para se atingir maiores profundidades e ter mais informações sobre o topo rochoso para, dessa forma, poder identificar um plano preferencial de deslizamento.

Recomenda-se também a integração dos resultados com outros métodos geofísicos. Como por exemplo, o método GPR para a região pavimentada para complementar o mapeamento do topo rochoso e a sísmica de refração que pode trazer informação sobre o grau de escarificabilidade do maciço. Além de métodos geofísicos, sugere-se a integração dos resultados com dados geotécnicos das construções vizinhas.

Agradecimentos

Agradeço primeiramente a Deus, o Criador e mantenedor da vida, autor e consumidor da minha fé, que sempre esteve comigo e me deu forças pra concluir mais essa etapa.

À minha bondosa mãe, Raidalva e irmã Raiana que sempre me apoiaram e incentivaram em todas as etapas da minha vida.

Aos amigos e colegas que direta ou indiretamente me ajudaram na conclusão desse curso, seja com ajuda nas disciplinas, seja com palavras de animo, incentivo e orações ou até mesmo escutando meus desabafos sobre o curso. Meus agradecimentos a Alécio Cunha, Naira Diniz, Lucas Bitencourt, Dalila Carvalho, Neiane Santana, Patrícia Guirra, João Paulo Tozetti e Gabriel Oliveira.

À professora Mariana Schibelsky, minha orientadora, por todo empenho, paciência e dedicação para que este trabalho fosse realizado.

Aos responsáveis pelo Jardim Zoológico e ao INEMA por nos ter permitido fazer a aquisição dos dados no Zoológico. Em especial ao biólogo Thiago Nilo pelo suporte e apoio e sempre providenciar guardas para nos acompanhar em todas as coletas de dados no talude situado na mata do Zoo.

Ao professor Marco Botelho pela sua boa vontade em disponibilizar seus equipamentos e acompanhar a aquisição dos dados.

Ao Alexsandro Guerra por nos auxiliar a programar o resistivímetro para a aquisição dos dados.

Aos Professores Olivar Lima pela contribuição na interpretação geológica da área de estudo.

Aos colegas de geofísica Pablo, Vito, Vitor e Juliana que muito me ajudaram na aquisição dos dados no jardim zoológico.

Ao Pablicio, futuro geógrafo que muito me ajudou nesse tcc, sem o qual não sei como teria concluído. Sua ajuda foi fundamental e indispensável.

Ao Leonardo Moreira pela ajuda com o latex.

Ao Leornado Silva por toda contribuição com os aspectos geológicos desse trabalho.

Ao professor Artur Brandão da Politécnica por ter nos disponibilizado as curvas de

nível do jardim zoológico.

À PROAE, Pró-Reitoria de Assistência Estudantil, que garantiu a minha permanência nessa cidade enquanto faço a graduação.

Referências

- Amarante, E. M. D. S. (2014) Interpretação de seções de resistividade e cargabilidade aparente, Trabalho de graduação. Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, Brasil.
- Archie, G. E. et al. (1942) The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics, Transactions of the AIME, **146**(01):54–62.
- Augusto Filho, O. e Virgili, J. C. (1998) Estabilidade de taludes, Geologia de Engenharia. ABGE, São Paulo, pp. 243–269.
- Barbosa, J. e Dominguez, J. (1996) Mapa geológico do estado da bahia, texto explicativo, SGM–UFBA, Salvador.
- Bortolozo, C. A. (2016) Inversão conjunta 1D e 2D de dados de Eletorresistividade e TDEM aplicados em estudos de hidrogeologia na bacia do Paraná, Tese de Doutorado, Tese de Doutorado (Geofísica), IAG-USP, São Paulo.
- Braga, A. C. d. O. (2006) Métodos da eletorresistividade e polarização induzida aplicados nos estudos da captação e contaminação de águas subterrâneas: uma abordagem metodológica e prática.
- Carvalho, C. S. e Galvão, T. (2006) Prevenção de riscos de deslizamentos em encostas: Guia para elaboração de políticas municipais. Brasília: Ministério das cidades, Cities Alliance.
- Coelho, A. e Pereira, A. (2006) Efeitos da vegetação na estabilidade de taludes e encostas, Boletim Técnico, **1**:1–20.
- Constable, S. C.; Parker, R. L. e Constable, C. G. (1987) Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data, Geophysics, **52**(3):289–300.
- Faria, M. S. C. e Fornasari Filho, N. (2018) Relevo e dinâmica superficial, Geologia de engenharia.
- Fiori, A. P. (2016) Fundamentos de mecânica dos solos e das rochas, Oficina de Textos.
- Gallas, J. D. F. (2000) Principais métodos geoeletricos e suas aplicações em prospecção mineral, hidrogeologia, geologia de engenharia e geologia ambiental, Tese de Doutorado,

-
- Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista.
- Gandolfo, O. C. B. (2007) Um estudo do imageamento geoeletrico na investigação rasa, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo.
- Gandolfo, O. C. B. e Gallas, J. D. F. (2007) O arranjo pólo-dipolo como alternativa ao dipolo-dipolo em levantamentos 2d de eletroresistividade, *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**(3):227–235.
- Gonçalves, J. T. D. (2016) Utilização do método de eletroresistividade para mapear agentes causadores de instabilidade de taludes no campus da ufba, Trabalho de graduação. Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, Brasil.
- Gray, D. H.; Leiser, A. T. et al. (1982) Biotechnical slope protection and erosion control., Van Nostrand Reinhold Company Inc.
- Guidicini, G. e Nieble, C. M. (1976) Estabilidade de taludes naturais e de escavação, Editora Edgard Blücher.
- Köppen, W. e Geiger, R. (1928) *Klimate der erde*. gotha: Verlag justus perthes, Wall-map 150cmx200cm.
- Lapenna, V.; Lorenzo, P.; Perrone, A.; Piscitelli, S.; Rizzo, E. e Sdao, F. (2005) 2d electrical resistivity imaging of some complex landslides in lucanian apennine chain, southern italy, *Geophysics*, **70**(3):B11–B18.
- Ling, C.; Xu, Q.; Zhang, Q.; Ran, J. e Lv, H. (2016) Application of electrical resistivity tomography for investigating the internal structure of a translational landslide and characterizing its groundwater circulation (kualiangzi landslide, southwest china), *Journal of Applied Geophysics*, **131**:154–162.
- Londe, P. R. e Bitar, N. A. B. (2011) Importância do uso de vegetação para contenção e combate à erosão em taludes do lixão desativado no município de patos de minas (mg), *Revista Perquirere*, Patos de Minas, **9**(2).
- Lucas, A. M. d. C. (2015) Estudo geofísico e geotécnico em uma área de risco no município de caçapava do sul, RS. Trabalho de graduação.
- Nascimento, S. A. d. M. (2008) Diagnóstico hidrogeológico, hidroquímico e da qualidade da água do aquífero freático do alto cristalino de salvador-bahia.
- Popescu, M.; ȘERBAN, R. D.; Urdea, P. e Onaca, A. (2016) Conventional geophysical surveys for landslide investigations: two case studies from romania, *Carpathian journal of earth and environmental sciences*, **11**(1):281–292.
- Silva, A. D. A. B. (2018) Caracterização geotécnica dos taludes rochosos da praia da paciência, Trabalho de graduação. Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, Brasil.

-
- Souza, J. S. d. (2013) Geologia, metamorfismo e geocronologia de litotipos de salvador-bahia.
- Souza, L. (1988) As técnicas geofísicas de sísmica de reflexão de alta resolução e sonografia aplicadas ao estudo de aspectos geológicos e geotécnicos em áreas submersas, In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, vol. 35, pp. 1551–1564, SBG.
- de Souza, L. A. P. (2006) Revisao critica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas, Tese de Doutorado, Ph. D. dissertation, Universidade de Sao Paulo.
- Telford, W. M.; Telford, W.; Geldart, L.; Sheriff, R. E. e Sheriff, R. E. (1990) Applied geophysics, vol. 1, Cambridge university press.
- Ward, S. (1990) Resistivity and induced polarization methods geotechnical and environment geophysics. vol. 1, hal. 147, Tulsa. SEG.
- Xavier, F. (2010) Geofísica elétrica aplicada a geotecnia para investigação de estabilidade de taludes.
- Zhdanov, M. S. e Keller, G. V. (1994) The geoelectrical methods in geophysical exploration, vol. 31, Elsevier Science Limited.
- Zhou, B. e Dahlin, T. (2003) Properties and effects of measurement errors on 2d resistivity imaging surveying, Near Surface Geophysics, **1**(3):105–117.