



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

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

AVALIAÇÃO GEOFÍSICA DO SISTEMA AQÜÍFERO
DA ÁREA COSTEIRA ENTRE
IPITANGA E RIO JOANES

RICARDO CAVALCANTI SANTIAGO

SALVADOR – BAHIA

ABRIL – 2002

Avaliação Geofísica do Sistema Aquífero da
Área Costeira entre Ipitanga e Rio Joanes

por

RICARDO CAVALCANTI SANTIAGO

GEO213 – TRABALHO DE GRADUAÇÃO

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA APLICADA

DO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DA

UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

Comissão Examinadora

_____ Dr. Olivar Antônio Lima de Lima (orientador)
_____ MC. Geraldo Girão Nery
_____ MC. Joaquim Xavier Cerqueira Neto

Data da aprovação: 10/04/2002

RESUMO

As características hidráulicas e geológicas da subsuperfície da área costeira que se estende de Ipitanga até as imediações do Rio Joanes, localizada no Litoral Norte de Salvador, foram estudadas através da análise de dados provenientes de 28 sondagens elétricas verticais obtidas com a configuração Schlumberger de eletrodos. O aquífero desta região inclui corpos arenosos quaternários recobrindo um embasamento pré-cambriano espesso e profundamente alterado. As rochas deste embasamento encontram-se ainda muito fraturadas e podem se comportar como um aquífero de grande produtividade. Medidas de resistividade e cargabilidade aparentes foram usadas, principalmente, para delimitar o aquífero da área estudada, bem como para diagnosticar a qualidade de sua água, que, apesar da boa qualidade, deve ser alvo de atenção e cuidados, em virtude de urbanização cada vez mais acelerada e intensa que a região vem sofrendo. Os métodos elétricos utilizados (Eletrorresistividade e Polarização (IP)) também tiveram como intuito a detecção da interface água doce/água salgada próxima à linha de praia.

ABSTRACT

The geologic and hydraulic subsurface characteristics of the coastal area from Ipitanga beach to the Joanes river mouth, located in the litoral north of Salvador, were studied through the analysis of 28 vertical electrical sounding data acquired using the Schlumberger array. The aquifer in this region includes quaternary sand bodies covering a thick altered and fractured cristaline basement. Because of this fracturing the composed aquifer may present a high productivity from wells. Measurements of the apparent resistivity and chargeability were used to delineate the main aquifer zones of the studied area, as well to infer about its water quality. In general, the water has good quality but one must be cautions due to the intense and acelerated urbanizion of the area. The electrical methods of resistivity and induced polarization were also used to detect the salt water interface near the shore.

ÍNDICE

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
ÍNDICE	iii
ÍNDICE DE FIGURAS	v
INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 1 Aspectos geológicos e hidrológicos	3
1.1 Geologia	3
1.1.1 Complexo cristalino	3
1.1.2 Formação Barreiras	6
1.1.3 Depósitos quaternários	7
1.1.4 Terraços arenosos	7
1.1.5 Dunas	7
1.1.6 Depósitos flúvio-lagunares	8
1.2 Hidrologia local	9
CAPÍTULO 2 Fundamentos das técnicas elétricas utilizadas	12
2.1 A técnica da eletrorresistividade	14
2.1.1 Propriedades elétricas das rochas	14
2.1.2 Sondagem elétrica vertical (SEV)	17
2.2 Potencial num meio homogêneo	20
2.2.1 Polarização induzida	23
2.3 Equipamento utilizado	27
CAPÍTULO 3 Avaliação geofísica	28
3.1 Aquisição dos dados	28
3.2 Interpretação dos dados adquiridos	30
3.2.1 Dados de resistividade elétrica aparente ρ_a	30
3.3 Resultados geofísicos	34
3.3.1 Mapas de contorno	41
CAPÍTULO 4 Conclusões e Recomendações	46

AGRADECIMENTOS	48
ANEXO I	49

ÍNDICE DE FIGURAS

1.1	Mapa de localização da área pesquisada, pertencente à Região Metropolitana de Salvador	4
1.2	Mapa geológico da área estudada	5
1.3	Mapa da drenagem local	10
1.4	Mapa topográfico da região de Ipitanga/Rio Joanes	10
1.5	Bloco-diagrama da área pesquisada	11
2.1	Configurações mais usuais de eletrodos: (i) Schlumberger, (ii) Wenner e (iii) dipolo-dipolo	13
2.2	Dependência entre os valores de resistividade elétrica aparente das rochas e a salinidade das mesmas	15
2.3	Representação rudimentar de uma curva de SEV munida de pontos de embreagem	19
2.4	Expansões do conjunto de eletrodos	20
2.5	Arranjo qualquer de eletrodos	21
2.6	Formas de onda dos sinais correspondentes à corrente emitida, injetada no terreno, e à d.d.p. entre dois pontos do mesmo resultante de tal injeção . . .	24
2.7	Representação da polarização de membrana	26
2.8	Circuito elétrico conceitual da polarização de membrana	26
2.9	Equipamento de medida utilizado	27
3.1	Mapa de localização dos centros das SEV's executadas na área pesquisada . .	29
3.2	Curvas de resistividade aparente do modelo de 2 camadas	32
3.3	Elenco de gráficos auxiliares	32
3.4	Representação dos dados observados, modelo final e erro do ajuste de uma SEV típica da área.	33
3.5	Mapa da profundidade do nível estático referenciada ao nível do mar	36
3.6	Profundidade do embasamento referenciada ao nível do mar	36
3.7	Perfil representativo da estruturação geológica da área - 1	37
3.8	Perfil representativo da estruturação geológica da área - 2	38
3.9	Perfil representativo da estruturação geológica da área - 3	39
3.10	Representação das SEV's utilizadas e direções dos perfis geoeletricos construídos	40
3.11	Mapa de contorno de resistividade aparente para a abertura $AB/2$ igual a 8 metros	43
3.12	Mapa de contorno de cargabilidade aparente para a abertura $AB/2 = 8m$. .	43

3.13	Mapa de contorno de resistividade aparente para a abertura $AB/2$ igual a 15 metros	44
3.14	Mapa de contorno de cargabilidade aparente para a abertura $AB/2 = 15m$.	44
3.15	Mapa de contorno de resistividade aparente para a abertura $AB/2$ igual a 50 metros	45
3.16	Mapa de contorno de cargabilidade aparente para a abertura $AB/2 = 50m$.	45

INTRODUÇÃO

A região costeira do Litoral Norte que se estende de Ipitanga até o Rio Joanes abriga uma das áreas de maior crescimento da cidade de Salvador. O processo acelerado da intensa urbanização nessa área não foi acompanhado, na mesma proporção, da oferta de serviços de suprimento de água e de rede de esgotos. Muitos dos condomínios ali existentes efetuam seus rejeitos sanitários por fossas sépticas, e são abastecidos, na maioria das vezes, por águas superficiais tratadas e/ou por águas subterrâneas, fato do qual resulta o uso intenso e desordenado do aquífero freático, constituído basicamente pelo acoplamento hidráulico entre os terraços marinhos, as dunas e o embasamento fraturado. Essa combinação de fatores pode colocar em grande risco o abastecimento das populações locais com a água do aquífero explorado.

Suscintamente, pode-se descrever a geologia local em três componentes principais:

- (i) corpos arenosos dos terraços marinhos e dunas;
- (ii) manto de alteração das rochas cristalinas; e
- (iii) embasamento cristalino metamórfico, usualmente fraturado.

A evolução da planície costeira foi controlada por duas transgressões, a primeira pleistocênica e a segunda holocênica, que alcançaram, respectivamente, $8 \pm 2\text{m}$ e 5m acima do atual nível médio do mar.

Para avaliar as potencialidades hídricas da área pesquisada e seu grau de vulnerabilidade a uma eventual poluição por despejos de rejeitos urbanos foram executadas 28 sondagens elétricas usando a configuração Schlumberger de eletrodos. Essas sondagens foram posteriormente invertidas usando-se softwares disponíveis no CPGG/UFBA. Nos vários centros de sondagem foram medidas, em função do espaçamento de eletrodos, a resistividade e a cargabilidade aparentes, nas duas técnicas elétricas utilizadas, eletrorresistividade e polarização induzida, respectivamente. As medidas de resistividade elétrica aparente, após as devidas interpretações, forneceram as geometrias das diversas interfaces entre os compartimentos geológicos em subsuperfície, bem como a delimitação da profundidade do nível freático na região. Sob condições favoráveis, os dados de resistividade aparente forneceram, ainda, informações sobre a qualidade da água em termos de sais dissolvidos. Já a polarização induzida, através das leituras de cargabilidade aparente, foi utilizada em caráter qualitativo e complementar, diminuindo a ambigüidade nas interpretações dos dados de resistividade. Particularmente, a técnica mostrou-se muito eficaz na avaliação do conteúdo de argila nas

formações, indicando as zonas mais argilosas, representativas do embasamento cristalino alterado ou de depósitos flúvio-lagunares. As duas técnicas foram úteis também para confirmar que na área não foram identificados focos de poluição.

A área estudada, do ponto de vista ambiental, apresenta uma exuberante paisagem natural, com campos de dunas, reservas de mata atlântica, mangues, lagoas e importantes cursos superficiais. Encerra, portanto, um rico e delicado ecossistema para o qual o aspecto hidrológico, é de vital importância. O leitor poderá verificar que o diagnóstico geológico-geofísico obtido para a região, que não dispunha de um conhecimento satisfatório de seus recursos hídricos subterrâneos, corresponde a um valioso ferramental para conservação e planejamento de ocupação racional e adequado da área.

CAPÍTULO 1

Aspectos geológicos e hidrológicos

A área de estudo situa-se na Região Metropolitana de Salvador (RMS), à margem direita da Estrada do Côco, no sentido Praia de Ipitanga/Praia de Buraquinho. O mapa da figura 1.1 apresenta a localização da área, que limita-se, aproximadamente, entre as coordenadas UTM 8572435-8578065 e 573218-579379. A partir de informações contidas nos mapas topográfico e geológico da região de Lauro de Freitas-Bahia-Brasil (Projeto Metropolitano de Salvador - Conder, 2ª edição, 1995) e do Plano diretor de mineração para a Região Metropolitana de Salvador, DNPM (1991), foram levantadas as informações geológicas e hidrológicas, essenciais para o trabalho em questão.

1.1 Geologia

A geologia local (Fig.1.2) se inclui em seis compartimentos principais:

1.1.1 Complexo cristalino

O embasamento cristalino da região corresponde a um conjunto de organização intrincada e relações estratigráficas complexas e, por isso, é chamado de Complexo Cristalino (Bahia, 1992). Tal região é composta por rochas metamórficas de alto grau, classificadas como granulitos e gnaisses migmatíticos (Fujimori, 1968). Nesta unidade também ocorrem metamorfitos de médio grau, inclusive rochas da fácies anfíbolito. Existem ainda na área corpos granitóides, que, assim como as demais rochas citadas anteriormente, não são individualizados cartograficamente devido à inexistência de mapeamento geológico de detalhe deste domínio. Todo esse complexo encontra-se recoberto por depósitos terciários da Formação Barreiras, pelos sedimentos marinhos e continentais do Quaternário (que, por sua

vez, podem também estar depositados sobre rochas do Grupo Barreiras), e/ou pelo manto de alteração do cristalino, que é bastante espesso e pode ultrapassar 30 metros de espessura.

As rochas do complexo cristalino mostram-se dobradas e foliadas, e sofreram repetidos estágios de deformação quebradiça, evidenciados pela presença de falhas e densos sistemas de faturamento. As principais orientações desses fraturamentos são: (i) sistema longitudinal,

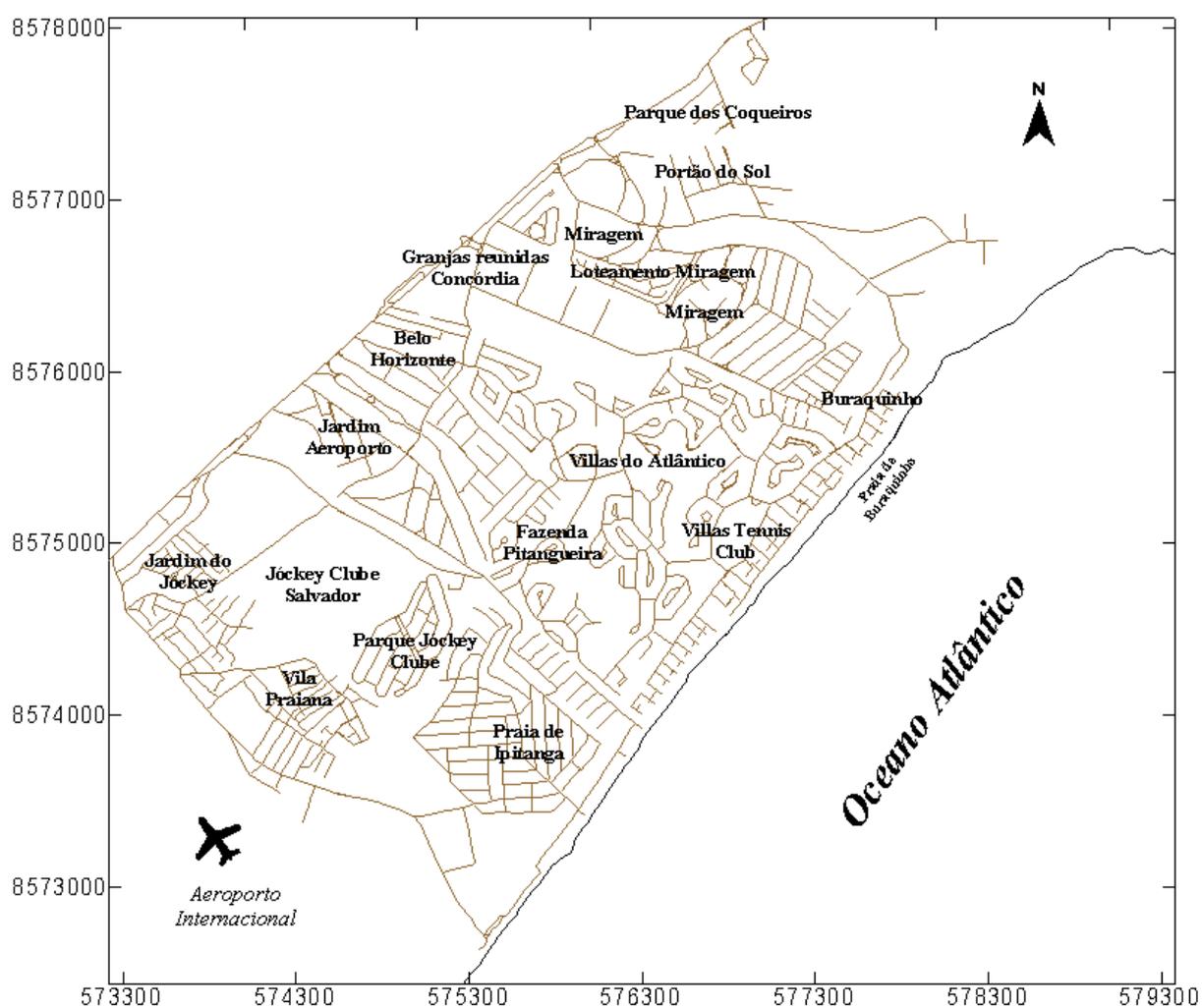


Figura 1.1: Mapa de localização da área pesquisada, pertencente à Região Metropolitana de Salvador

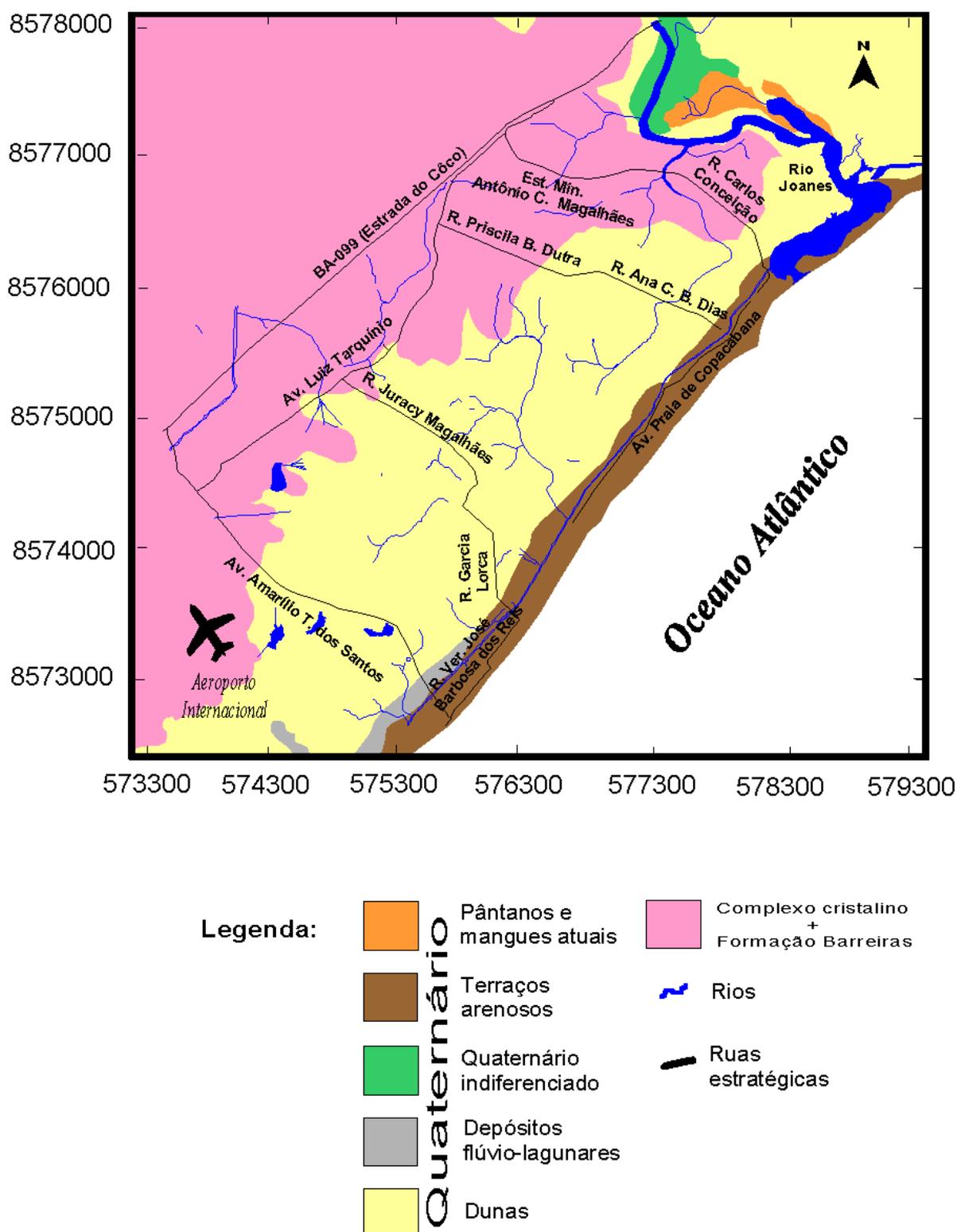


Figura 1.2: Mapa geológico da área estudada

que acompanha a estrutura de bandeamento ou foliação metamórfica regional, que possui orientação geral na direção NE-SW, com mergulhos intensos e quase totalmente verticalizados; (ii) fraturamentos conjugados de cisalhamento, causados por um esforço compressivo de componente maior orientada quase que para E-W; e (iii) sistemas transversais de fraturas extensionais sub-verticais e perpendiculares ao bandeamento. Essa estruturação e o clima úmido favoreceram uma profunda alteração dessas rochas.

1.1.2 Formação Barreiras

O Terciário no Estado da Bahia é representado, quase que na sua totalidade, pela Formação Barreiras (Villas Boas, 1996), que corresponde basicamente a um pacote de sedimentos continentais pouco litificados e de cores variadas, que consistem de argilas, areias e cascalhos, com estratificação irregular e normalmente indistinta. Entre esses sedimentos, existe uma predominância das areias, que possuem granulometria variante de fina a grossa, colorações variadas (branca, amarela, vermelha e violeta), são pobremente selecionadas, geralmente ferruginosas, e estão intercaladas com lentes de argila caulínica de pequena espessura e coloração vermelha.

Os sedimentos da Formação Barreiras ocorrem sob a forma de tabuleiros de arenitos argilosos sobre o complexo cristalino nas cotas mais elevadas da área, mostradas no mapa da figura 1.4. Constituem os testemunhos de leques aluviais pliocênicos que foram depositados desordenadamente sobre o embasamento cristalino. Tais arenitos argilosos são normalmente grosseiros, de grãos mal selecionados, sub-angulares a arredondados. Em direção ao topo da Formação Barreiras predominam espessas camadas de arenito de granulação média à fina, com matriz argilosa e coloração amarelo-esbranquiçada. A espessura dessa formação é por demais variável em virtude da erosão superficial. Os depósitos de argila associados à Formação Barreiras ocorrem, de uma forma geral, em estratos horizontais compostos de argila caulínica de colorações cinza-avermelhada, roxa, amarela e branca, inviáveis economicamente face à grande espessura da cobertura arenosa.

1.1.3 Depósitos quaternários

A região estudada é dominada em sua extensão pelos depósitos quaternários, que são sistemas deposicionais recentes existentes dentro dos limites da bacia hidrográfica do Rio Joanes. São representados por sedimentos inconsolidados de origem fluvial, eólica e marinha, originários de um período marcado por grandes mudanças climáticas e do nível médio dos oceanos. Com isso, foram formados depósitos típicos, agrupados em depósitos marinhos, relacionados a eventos transgressivos, e depósitos continentais, que são, por sua vez, relacionados a eventos regressivos. No mapa da figura 1.2 encontram-se individualizados os quatro compartimentos geológicos destes dois conjuntos, que ocorrem na área estudada. São eles:

1.1.4 Terraços arenosos

Subdividem-se em terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos: (i) terraços marinhos pleistocênicos: têm sua origem relacionada ao final de uma transgressão pleistocênica seguida de uma regressão. Possuem areias de coloração branca na superfície, gradando para uma outra, secundária, de coloração marrom à preta, em média dois metros abaixo. Estas areias contêm tubos fósseis de *Ophiomorfa*, que atestam sua origem marinha; e (ii) terraços marinhos holocênicos: ocorrem nas partes externas dos terraços marinhos pleistocênicos, em cotas topográficas mais baixas. Diferem dos terraços marinhos pleistocênicos por serem mais finos e possuírem estruturas sedimentares perfeitamente preservadas. Possuem restos de conchas e, assim como os terraços marinhos pleistocênicos, tubos fósseis de *Ophiomorfa*. O retrabalhamento desses terraços pelo vento conferiu à área estudada um pequeno campo de dunas litorâneas (Guimarães, 1978).

1.1.5 Dunas

Esses depósitos estão restritos ao trecho da costa que vai de Salvador até o extremo norte do Estado. Embora não individualizados no mapa geológico da figura 1.2, três gerações de dunas coexistem, diferenciando-se, principalmente, pelas características de suas areias, bem como pelas relações de contato com outros depósitos quaternários que ocorrem na região. Estas dunas dividem-se em: (i) dunas internas: possuem areias que apresentam uma predominância de grãos angulosos, o que lhes dá uma característica bem diferente daquelas dos terraços arenosos holocênicos e pleistocênicos, e também daquelas das praias atuais. O limite superior de idade dessas dunas é anterior à formação dos terraços relacionados à penúltima transgressão. Acredita-se que essas areias sejam de origem continental; (ii) dunas externas: possuem areias com grãos de grau de arredondamento maior que o dos grãos das dunas internas. Suas areias possuem também uma proximidade textural com os terrenos pleistocênicos. Deste modo, pode-se, por lógica, vincular a formação destas dunas

ao retrabalhamento das areias dos terraços marinhos pleistocênicos. O limite superior de idade das dunas externas estaria, portanto, relacionado ao último evento transgressivo; e (iii) dunas litorâneas atuais: pequenas dunas localizadas atrás das praias atuais. Seus grãos apresentam características muito próximas às das areias encontradas nas praias atuais, o que indica que as mesmas são a fonte de areia para a formação destas pequenas dunas.

É importante ressaltar que os campos de dunas depositados sobre o embasamento durante o Quaternário, bem como os terraços marinhos arenosos, refletem as influências de flutuações climáticas do nível do mar.

1.1.6 Depósitos flúvio-lagunares

São o resultado de processos associados aos rios, denominados processos fluviais, que enquadram-se, num sentido mais amplo, no conjunto de processos aluviais, que compreendem a erosão, transporte e sedimentação em leques aluviais. Seus depósitos típicos, depósitos aluvionares ou alúvio-coluvionares recentes, possuem topos cujos valores das cotas situam-se entre 10 a 20 m, aproximadamente. São constituídos por sedimentos areno-argilosos provenientes da erosão de unidades geológicas que afloram nas vizinhanças em cotas topográficas mais elevadas, ou seja, são derivados das rochas do embasamento cristalino e dos sedimentos da Formação Barreiras. Compõem-se de areias brancas mal selecionadas portadoras de grãos arredondados a angulosos, que, tendo em vista sua extensão, suas características e, em alguns casos, sua forma de leque, são consideradas como depósitos continentais, interpretados como leques aluviais coalescentes depositados em condições de clima semi-árido com chuvas espessas e violentas.

1.2 Hidrologia local

Classicamente, define-se a hidrologia como a ciência que estuda a ocorrência, movimentação e distribuição das águas nas porções subterrânea e superficial da Terra. Na região estudada, o Rio Joanes destaca-se como o elemento de maior importância. Ele nasce no município de Candeias e atravessa toda a porção central da RMS, apresentando alguns trechos degradados pela ação do homem, principalmente nos seus afluentes, dentre os quais destaca-se o Rio Ipitanga, o mais importante deles, que possui barragens atualmente desativadas em virtude de contaminação orgânica e industrial. Além deste, existem outros afluentes de menor porte, mas que também apresentam importância tanto no regime hidráulico quanto na qualidade da água superficial. A bacia do Rio Joanes possui uma área de, aproximadamente, 755,4 km^2 , com um comprimento de talvegue de 73,2km, e representa um importante manancial de abastecimento da capital do Estado. A rede de drenagem superficial da área é muito abundante (Figura 1.3), apresentando rios perenes e alguns córregos intermitentes. É bastante influenciada pela topografia da área (Figuras 1.4 e 1.5) e estruturalmente controlada por zonas fraturadas.

O sistema aquífero da região é composto pelo acoplamento hidráulico das areias de dunas, dos terraços marinhos e do embasamento cristalino fraturado. As rochas cristalinas sem fraturas ou com fraturas fechadas, tidas como os aquífugos de toda a região, constituem a base impermeável do sistema aquífero. Podem existir barreiras de permeabilidade neste sistema, representadas por sedimentos argilo-arenosos de origem fluvial e/ou flúvio-lagular, sedimentos estes tidos como aquitardes e aquicludes localizados. O aquífero é do tipo livre e seu topo é relativamente raso, chegando a aflorar em alguns pontos da área. A zona de recarga desse aquífero está localizada, principalmente, na região das dunas, que ocupam grande extensão da área estudada. Nessas dunas, que avançam em direção ao continente afogando algumas lagoas e terrenos alagados, a infiltração das águas das chuvas segue uma trajetória aproximadamente vertical e rapidamente atinge o nível estático. Quanto às descargas do sistema aquífero, ocorrem nas amplas zonas de drenagem superficial e no mar ao longo da linha de praia.

Grande parte das residências localizadas na área de estudo possui poços tubulares rasos para captação de água. Na maioria desses poços, a qualidade das águas do sistema aquífero é bastante satisfatória, adequada para uso, com exceção de alguns poços em locais mais costeiros, nos quais a influência do mar proporciona às águas uma salinidade bastante considerável.

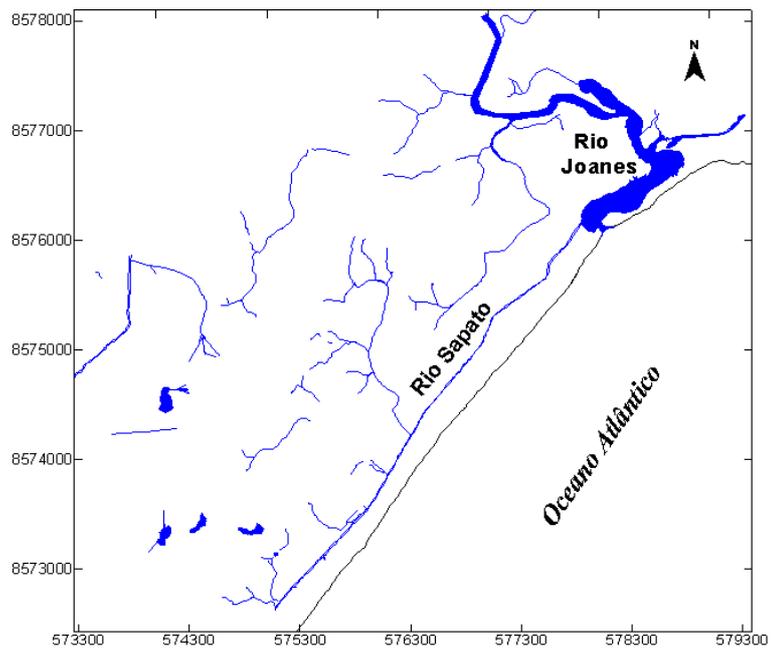


Figura 1.3: Mapa da drenagem local

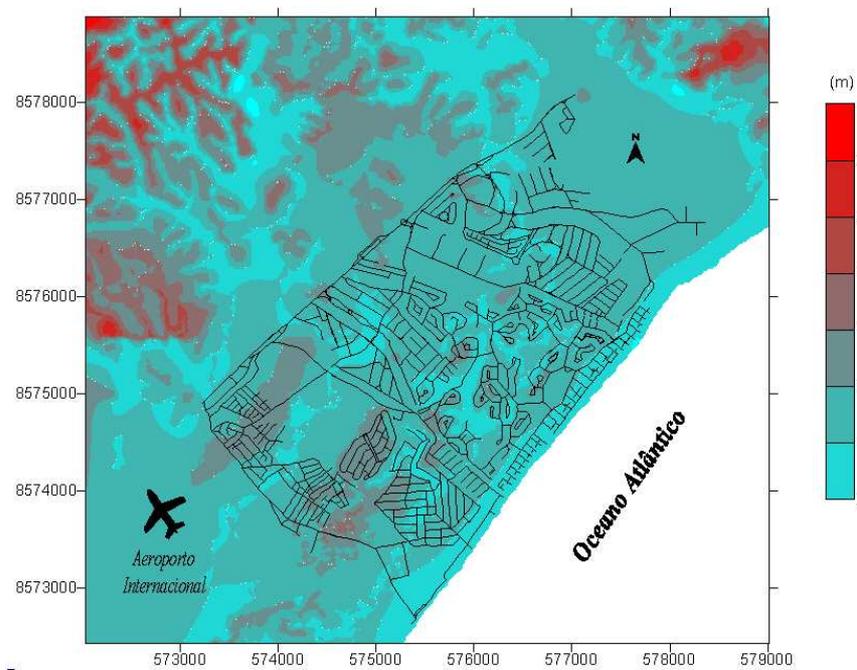


Figura 1.4: Mapa topográfico da região de Ipitanga/Rio Joanes

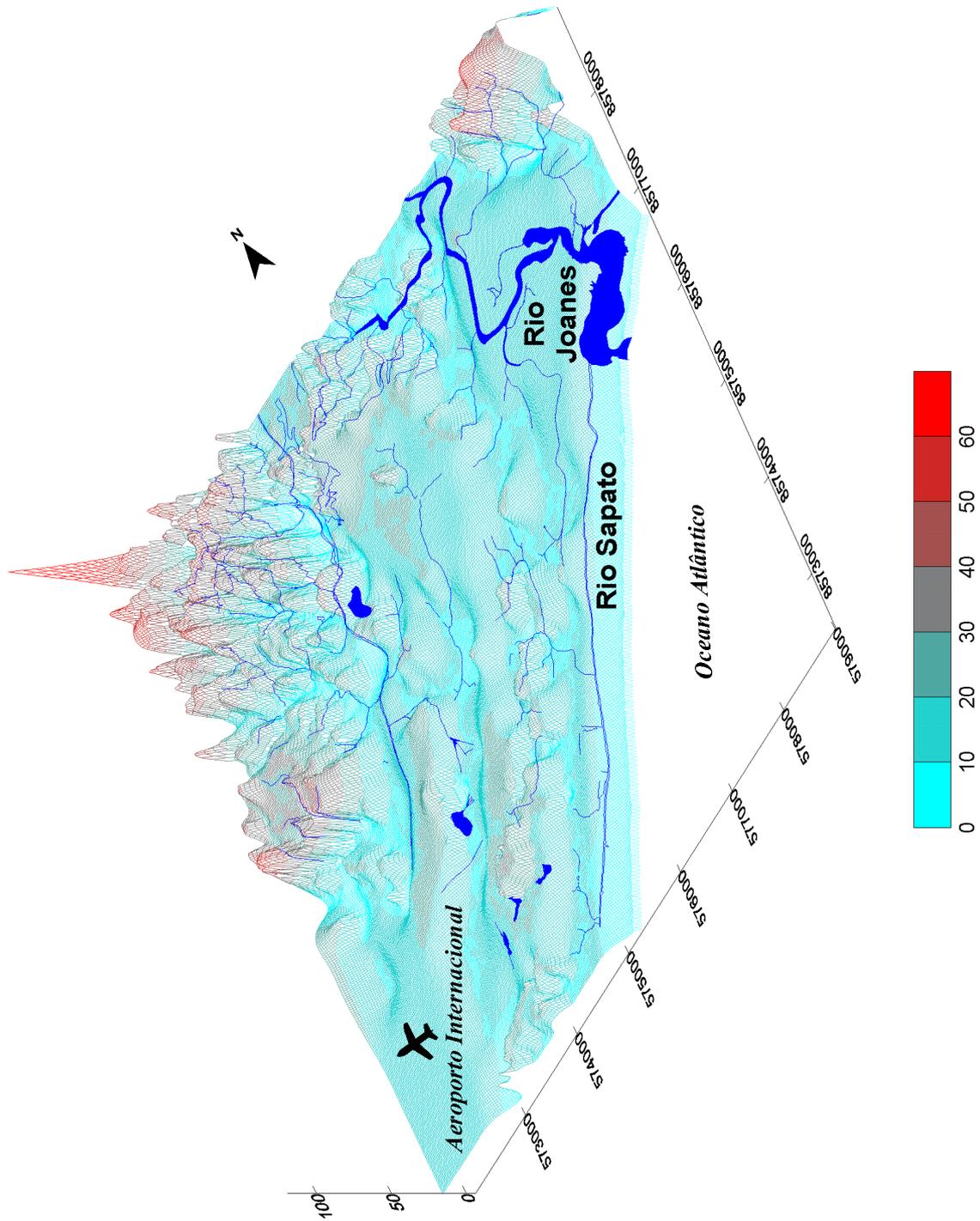


Figura 1.5: Bloco-diagrama da área pesquisada

CAPÍTULO 2

Fundamentos das técnicas elétricas utilizadas

Diversos métodos podem ser utilizados na pesquisa de água subterrânea visando obter informações que possam permitir a dedução de áreas onde ocorre acúmulo deste fluido. Dentre a grande diversidade de técnicas de exploração geofísica, os métodos elétricos destacam-se como um dos principais grupos de prospecção hidrológica. Eles fazem uso de uma enorme variedade de técnicas, cada uma baseada em diferentes propriedades elétricas e características dos materiais que compõem a crosta terrestre. Uma vez que cada uma dessas técnicas mede os efeitos de diferentes propriedades dos materiais do subsolo, seus respectivos campos de aplicação são também diferentes e uma combinação de duas ou mais técnicas pode, na prática, propiciar uma melhor caracterização do objetivo desejado. Como as finalidades deste trabalho eram a determinação da distribuição das litologias em subsuperfície, com mapeamentos do aquífero e de seu substrato, além da determinação do nível estático e da interface água doce/água salgada nas proximidades do mar, decidiu-se empregar a técnica de IP-Resistividade para a determinação da estruturação geológica em subsuperfície. Sondagens elétricas verticais (SEV's) de resistividade e cargabilidade foram combinadas para mapeamentos dos intervalos aquíferos e para determinar aumentos de proporção de argila no subsolo.

A utilização de métodos elétricos no estudo de casos hidrológicos é bastante difundida e consagrada no mundo inteiro. A maioria desses métodos utiliza fontes artificiais e apresenta a possibilidade de modificar a posição e características de tais fontes. Os métodos elétricos possuem mais de uma modalidade de aquisição (como, por exemplo, a perfilagem elétrica, também denominada de caminhamento elétrico de resistividade e destinada à exploração horizontal, na qual o arranjo, mantido com uma separação pré-fixada, é deslocado sobre a superfície do terreno ao longo de uma linha de perfil) e uma diversidade de arranjos de eletrodos, dentre os quais são mais utilizados o Schlumberger, o Wenner e o dipolo-dipolo (figura 2.1). Os eletrodos, hastes metálicas (normalmente compostas de cobre) que são fixadas no terreno, são utilizados para que possa ser diretamente transmitida para a terra uma corrente elétrica, assim como também para que possam ser efetuadas medidas de diferença de potencial elétrico (d.d.p.) entre M e N (figura 2.1).

Para a aquisição de dados empregando-se correntes injetáveis, os métodos elétricos utilizam

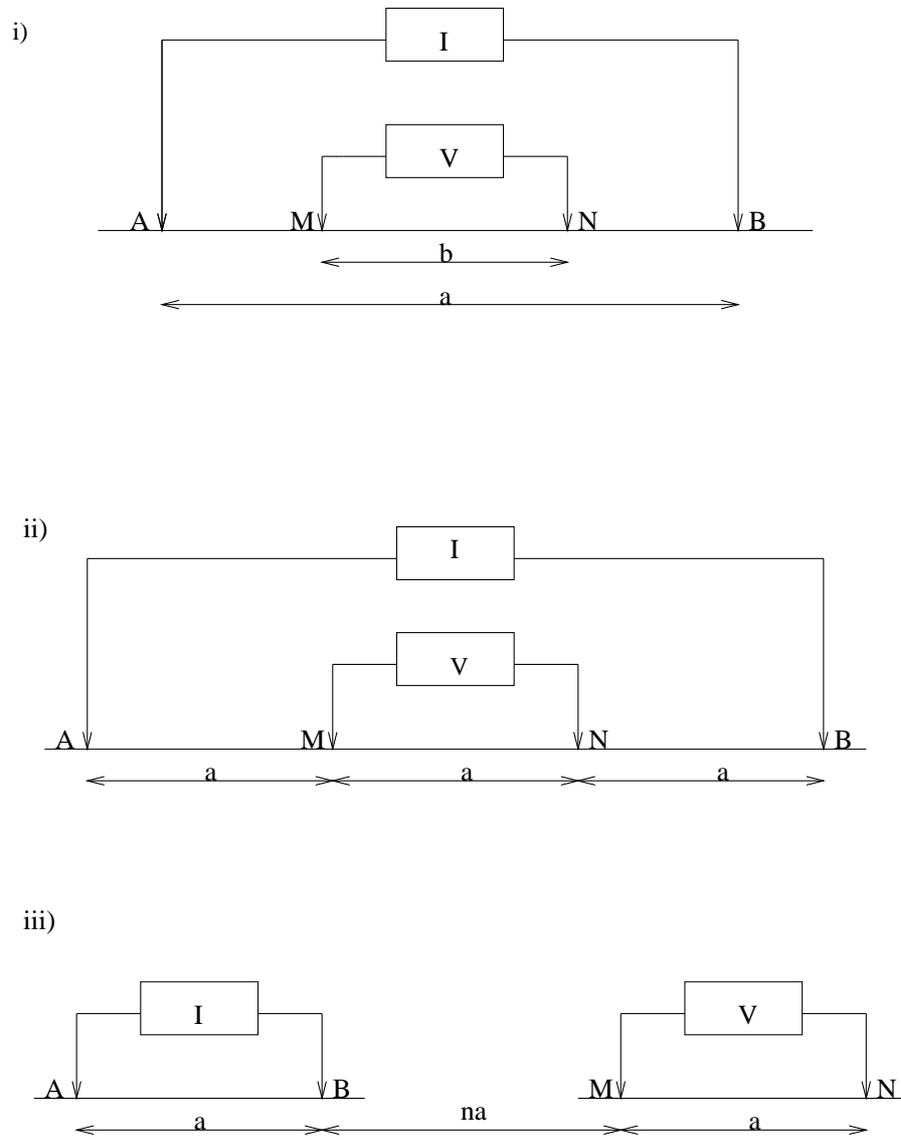


Figura 2.1: Configurações mais usuais de eletrodos: (i) Schlumberger, (ii) Wenner e (iii) dipolo-dipolo

quatro eletrodos em contato com a terra, mesmo para situações em que o arranjo teórico consiste de três (polo-dipolo) ou dois eletrodos (polo-polo). Nestas situações, adequa-se a situação real à teórica por meio de afastamento de um ou dois eletrodos, respectivamente, para fora da região do levantamento. Assim, em todas as situações sempre são utilizados dois eletrodos para circulação de corrente elétrica e outros dois para monitorar a diferença de potencial elétrico entre os dois pontos nos quais os mesmos encontram-se fincados.

Os métodos elétricos de prospecção geofísica lidam com fenômenos puramente galvânicos e, logo, injetam no ambiente geológico fluxos de correntes elétricas contínuas, ou seja, correntes típicas de campos eletromagnéticos constantes. Estes métodos podem até mesmo fazer uso de campos eletromagnéticos variáveis, utilizando, portanto, correntes alternadas, desde que a frequência das mesmas seja muito baixa (menor que uma dezena de Hz), tal que o fenômeno de indução possa ser desprezado e considere-se, por consequência, que os fenômenos são puramente galvânicos e refletem a distribuição de condutividade da subsuperfície e, desta forma, a distribuição dos materiais nela presentes.

Um critério utilizado para classificar os métodos elétricos é segundo a natureza da fonte, que pode ser natural (como no caso da técnica do potencial espontâneo(SP)) ou artificial (como exemplo podem ser citadas as duas técnicas utilizadas neste trabalho). Outro critério usado para classificá-los é segundo a investigação sobre o terreno, pontual (conhecida como sondagem) ou horizontal (chamada de caminhamento). Com relação ao tipo de levantamento, os métodos elétricos classificam-se em terrestres ou marinhos.

2.1 A técnica da eletrorresistividade

Esta técnica fornece informações sobre corpos rochosos que tenham condutividade elétrica anômala. É rotineiramente empregada em estudos de água subterrânea, tais como de salinidade e detecção de lençóis subterrâneos. É utilizada também, dentre suas várias outras aplicações, na prospecção de bens minerais (tais como combustíveis fósseis, minerais e minérios), prospecção geotérmica e construção civil.

2.1.1 Propriedades elétricas das rochas

A resistividade de um meio é uma das propriedades físicas mais significantes em prospecção geofísica e mede a dificuldade do transporte de cargas livres pelo meio. De um modo geral, as rochas cristalinas são resistentes mais à passagem da corrente elétrica. Por isso a condução elétrica nas mesmas ocorre basicamente ao longo de falhas, fraturas e fissuras, todas elas preenchidas por fluidos eletrolíticos. Logo, o conteúdo e a salinidade da água das rochas exercem grande influência sobre a resistividade das mesmas. A figura 2.2 ilustra de forma

bastante contundente a dependência dos valores de resistividade elétrica aparente das rochas perante a variação da salinidade das mesmas.

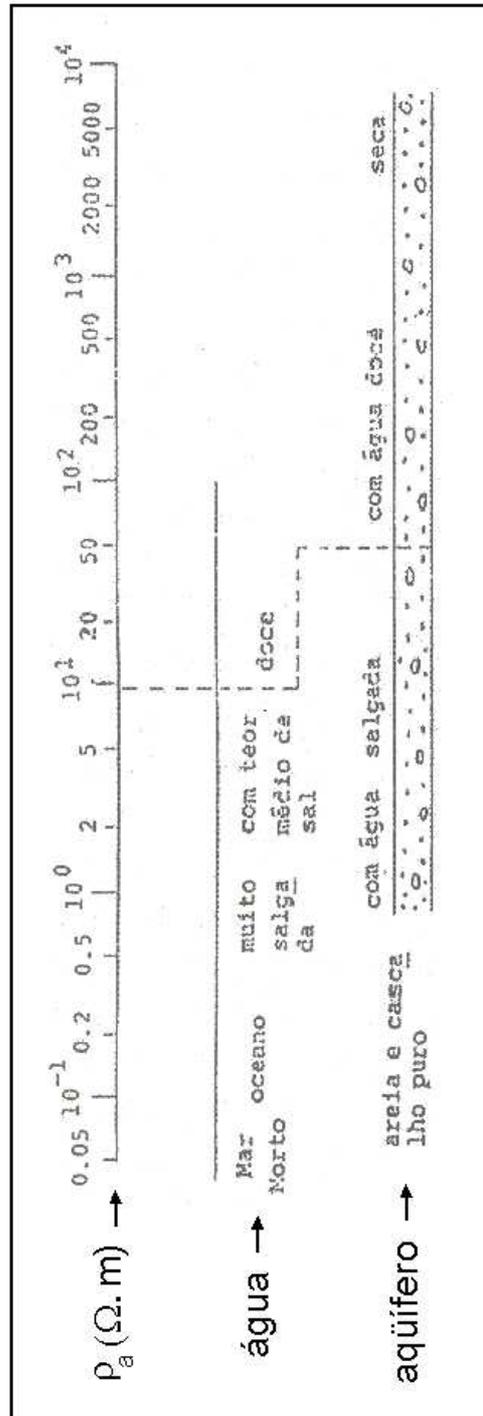


Figura 2.2: Dependência entre os valores de resistividade elétrica aparente das rochas e a salinidade das mesmas

Um aumento no conteúdo de água de uma rocha ou na salinidade deste fluido acarreta uma diminuição de sua resistividade. Por outro lado, uma dada rocha pode, ao invés de água, estar preenchida por outro fluido. Assim, em algumas situações, a rocha pode apresentar um comportamento inverso, ou seja, é um maior resistividade quando totalmente saturada por este outro fluido do que aquele que apresentaria se estivesse subsaturada de água ou até mesmo não-saturada. Portanto, a resistividade da rocha pode crescer à medida que aumenta seu índice de saturação naquele fluido. A Lei de Archie, descrita abaixo, resultou de uma formulação empírica para uma série de experimentos realizados em amostras de arenitos, revela que a resistividade de uma rocha (ρ_r) não está ligada somente a um maior ou menor conteúdo de fluido presente nos poros das mesmas, dependendo também da própria resistividade deste fluido (ρ_f), da porosidade (ϕ) e do fator de cimentação (m) da rocha:

$$\rho_r = \rho_f \phi^{-m} \quad (2.1)$$

Como o fator de cimentação m é uma grandeza de valores típicos sempre positivos, é possível concluir, através da observação da Lei de Archie, que quanto maior a porosidade da rocha saturada menor será sua resistividade.

Outro fator que influencia os valores de resistividade das rochas é a presença de argila na matriz das mesmas, de forma que um aumento da argilosidade reflete uma diminuição na resistividade. Deve-se também levar em conta que fatores relacionados com a textura das rochas (como, por exemplo, o arranjo e tamanho dos grãos), o grau de metamorfismo e os efeitos tectônicos também dizem respeito aos valores de resistividade das rochas.

Pode-se perceber pelo exposto até o momento que a resistividade é uma grandeza extremamente variável e dependente de vários fatores. Portanto, pode-se afirmar que podem ocorrer, de formação para formação ou até mesmo dentro de uma formação em particular, valores de resistividade bastante diferentes (até mesmo em ordem de grandeza), inclusive para um mesmo tipo de rocha, de forma que não é possível atribuir um valor único e específico de resistividade para cada tipo da mesma, nem sequer uma pequena margem de variação. Por isso, existem faixas de valores de resistividade para os diferentes tipos de materiais terrestres, algumas das quais mostradas na tabela 2.1 a seguir. Através dela, pode-se concluir facilmente que dado um valor de resistividade não se pode identificá-lo como correspondente a um único tipo de rocha.

rocha	resistividade aparente (ohm.m)
ígnea	$10^2 - 10^6$
metamórfica	$50 - 10^6$
argila	$0,8 - 10^2$
areia mole	$0,5 - 10$
areia dura	$9 - 10^2$
areia	$50 - 10^3$
arenito	$50 - 10^3$
calcáreo poroso	$90 - 10^4$
calcáreo denso	$10^3 - 10^6$

A unidade de resistividade (também denominada de resistência específica) é, no Sistema Internacional de Unidades (SI), $\Omega.m$, isto é, ohm.m, como pode ser visto na própria tabela 2.1.

Vale a pena ressaltar que a condução de eletricidade nos materiais geológicos pode também se dar através de grãos minerais que apresentam característica de serem bons condutores eletrônicos, como, por exemplo, a magnetita, a pirrotita e a grafita. Este tipo de condução é importante apenas em rochas com grande concentração desses minerais, o que não é o caso das rochas da área pesquisada, dominada por formações sedimentares porosas em sua maioria. De forma que predomina, como mecanismo de condução de eletricidade, o transporte eletrolítico pelos íons dissolvidos nas águas dos poros das rochas.

2.1.2 Sondagem elétrica vertical (SEV)

O princípio de operação da técnica da eletrorresistividade consiste na injeção de uma corrente elétrica (contínua ou alternada de frequência muito baixa) no terreno por meio de dois eletrodos, e na consequente medida, por meio de outros dois eletrodos, da diferença de potencial surgida, entre dois pontos do terreno, desta injeção. A diferença de potencial que não é atribuída à corrente emitida (como, por exemplo, diferenças de potencial causadas por correntes naturais) é eliminada por meio de um compensador, que torna igual a zero a d.d.p. entre os eletrodos de potencial M e N antes da injeção de corrente elétrica no terreno. Realizadas, então, as medidas de d.d.p., originadas das respectivas intensidades conhecidas de corrente injetada, faz-se uso da Lei de Ohm, multiplicada por um fator K, para se obter todo e qualquer valor de resistividade, valor este componente de um conjunto de medidas que plotadas em um papel bilogarítmico dão origem a uma curva típica de sondagem elétrica vertical (SEV).

Uma SEV, destinada à investigação vertical do subsolo, corresponde a uma série de determinações de resistividade, efetuadas com um mesmo tipo de dispositivo e separações crescentes entre os eletrodos de emissão e de recepção. Trata-se também de uma modalidade de utilização da técnica da eletrorresistividade, modalidade que, por sinal, foi a escolhida para o presente trabalho. Uma interpretação adequada dos dados de uma SEV traduz, em termos de resistividade e espessura das camadas rochosas identificadas, a geologia da subsuperfície, que corresponde a todo o semi-espaço compreendido entre os eletrodos de corrente elétrica.

Assim como neste trabalho, na maioria dos casos existe uma ligeira tendência para se preferir o arranjo Schlumberger aos demais. Tal preferência deve-se às vantagens operacionais e econômicas que o mesmo proporciona, tais como, quando comparado com outros arranjos, menor número de pessoas envolvidas na aquisição dos dados, menor custo e maior rapidez na execução dos trabalhos em campo, além de, na prática, propiciar às curvas de campo uma qualidade bastante razoável. Neste tipo de arranjo, a distância entre os eletrodos M e N é mantida fixa durante um certo número de medidas, enquanto a capacidade do instrumento de medir a diferença de potencial estiver garantida. Com relação aos eletrodos de corrente, são regularmente expandidos em aberturas simétricas cuja referência é um ponto mediano denominado centro de sondagem. A função das constantes expansões dos eletrodos de corrente elétrica é obter uma penetração da mesma de forma cada vez mais profunda no solo, permitindo, assim, a investigação das camadas menos superficiais e, portanto, a variação da resistividade elétrica das rochas com a profundidade. À medida que a distância AB é aumentada, a diferença de potencial entre os eletrodos M e N pode tornar-se muito pequena, de forma que suas respectivas leituras obtidas podem não apresentar uma precisão confiável. Na prática, esse fato quase sempre ocorre, o que permite concluir que geralmente não é possível realizar por completo sondagens elétricas com uma única abertura MN, face à diminuição da precisão na medida da d.d.p. por parte do aparelho. Quando isso ocorre, repete-se a medida duvidosa com apenas uma alteração na distância MN do arranjo, utilizando-se, agora, uma outra abertura para os eletrodos de potencial maior que a anterior, gerando assim uma nova medida de resistividade aparente ρ_a , denominada leitura de recobrimento, com um grau de confiabilidade normalmente maior que o da primeira medida, maioridade esta fruto do registro de uma diferença de potencial também maior entre os eletrodos M e N. Esse recurso utilizado em campo, no qual são feitas duas medidas de resistividade aparente ρ_a usando-se duas ou mais distâncias MN para uma única AB, é denominado *embreagem* e está ilustrado na figura 2.3. Após ser realizada a leitura de recobrimento, a sondagem deve prosseguir utilizando-se da nova abertura MN para as medições posteriores.

Para cada uma das expansões do conjunto de eletrodos do arranjo (figura 2.4) realiza-se uma medida de resistividade aparente ρ_a . Antes, porém, para que seja efetuada qualquer leitura, é necessário que os quatro eletrodos sejam enterrados de forma que suas resistências

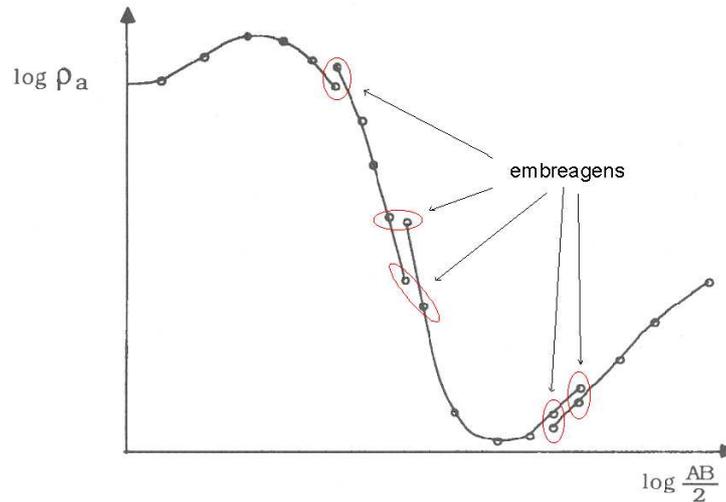


Figura 2.3: Representação rudimentar de uma curva de SEV munida de pontos de embreagem

de contato sejam diminuídas ao máximo, o que ameniza a dificuldade imposta pelo terreno à propagação da corrente elétrica, além de “forçar menos” o aparelho de medida. Na maioria dos casos, esse problema é resolvido fazendo-se uso do recurso da água salgada, no qual molha-se, além dos próprios eletrodos, os locais onde os mesmos estão fixados, até que os valores das resistências de contato tornem-se aceitáveis.

A técnica geofísica da eletrorresistividade fornece, quando efetuada na sua modalidade de sondagem, uma curva que representa a variação da resistividade aparente ρ_a em função das aberturas $AB/2$ dos eletrodos de corrente. A curva obtida, denominada curva de SEV, curva de campo ou curva de resistividade aparente, corresponde à representação bilogarítmica dos dados de uma SEV, ou seja, tanto os valores de resistividade aparente, correspondentes às ordenadas, quanto os de distância, às abcissas, são plotados em eixos logarítmicos. A constante observação do comportamento desta curva de campo durante a realização do levantamento permite a verificação de uma possível medida adquirida de forma errada. Tais medidas apresentam-se nas curvas de campo como pontos isolados, que fogem do comportamento esperado. Neste caso, deve-se repetir a leitura após uma prévia revisão no aparelho de medida, assim como da própria posição dos eletrodos, a fim de se obter um valor coerente de resistividade aparente ρ_a . Caso o comportamento da nova medida se assemelhe ao do ponto anômalo, significa que não houve erro operacional, e que o valor anômalo deve-se, provavelmente, à presença de algum corpo condutor enterrado. Logo deve-se, descartar tais pontos quando da interpretação dos dados de uma SEV.



UNIVERSIDADE FEDERAL DA BAHIA

**CENTRO DE PESQUISA EM
GEOFÍSICA E GEOLOGIA**



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - SALA 312 C - CAMPUS UNIVERSITÁRIO DA FEDERAÇÃO
40.170-290 - SALVADOR - BAHIA - BRASIL
FONES: (071) 237-9408/237-9407 - FAX 247-3004
email: cpgg@cpgg.ufba.br

ELETRORESISTIVIDADE

EST.	AB/2 (m)	MN/2 (m)	I (mA)	V	R (Ω)	ρ_a (Ω.m)	OBSERVAÇÕES
1	1,00	0,5					
2	1,50	0,5					
3	2,00	0,5					
4	3,00	0,5					
5	4,00	0,5					
6	5,00	0,5					
7	6,00	0,5					
8	8,00	0,5					
9	10,00	0,5					
10	15,00	0,5					
11	15,00	2,5					
12	20,00	0,5					
13	20,00	2,5					
14	30,00	2,5					
15	40,00	2,5					
16	40,00	10,0					
17	50,00	2,5					
18	50,00	10,0					
19	60,00	10,0					
20	80,00	10,0					
21	100,00	10,0					
22	150,00	10,0					
23	200,00	10,0					
24	200,00	20,0					
25	300,00	20,0					
26	400,00	20,0					
27	500,00	20,0					

PROJETO:	- LOCAL:
ARRANJO:	- LINHA:
OPERADOR:	
EQUIPE:	
DATA: / /	

OBSERVAÇÕES:

Figura 2.4: Expansões do conjunto de eletrodos

2.2 Potencial num meio homogêneo

Uma corrente elétrica enviada ao terreno cria um potencial elétrico. O potencial elétrico depende diretamente da resistividade e seu valor num ponto qualquer de observação P, no interior de um semi-espaco homogêneo, isotrópico, condutor e de resistividade ρ , a uma distância r do eletrodo, é dado por

$$V = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (2.2)$$

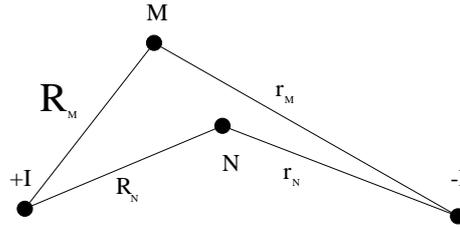


Figura 2.5: Arranjo qualquer de eletrodos

Seja uma situação em que haja um arranjo qualquer de eletrodos (figura 2.5).

Interessa particularmente o potencial criado na superfície, que é o local onde, na maioria das vezes, são realizadas as medidas. Observando a figura 2.5, pode-se verificar que o potencial elétrico no ponto M devido ao eletrodo $-I$ de corrente é dado por

$$V_M^{-I} = \frac{\rho(-I)}{2\pi r_M}. \quad (2.3)$$

Logo, pode-se também concluir que o eletrodo de corrente $+I$ gera, neste mesmo ponto M de referência, o potencial elétrico definido por

$$V_M^{+I} = \frac{\rho(+I)}{2\pi R_M}. \quad (2.4)$$

Aplicando-se, então, o princípio da superposição, no qual o potencial total é avaliado como a soma dos potenciais parciais, tem-se que o potencial resultante no ponto M é dado por

$$V_M = V_M^{-I} + V_M^{+I}, \quad (2.5)$$

que corresponde a

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_M} - \frac{1}{r_M} \right). \quad (2.6)$$

De maneira análoga obtém-se também o potencial resultante em N, que é descrito como

$$V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_N} - \frac{1}{r_N} \right). \quad (2.7)$$

Logo, uma diferença de potencial ΔV entre os pontos M e N pode ser obtida, a fim de que, posteriormente, possa ser determinada a expressão da resistividade ρ :

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_M} - \frac{1}{r_M} \right) - \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_N} - \frac{1}{r_N} \right), \quad (2.8)$$

ou

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{R_M} - \frac{1}{r_M} - \frac{1}{R_N} + \frac{1}{r_N} \right). \quad (2.9)$$

Interessa traduzir a diferença de potencial em resistividade, que é o parâmetro medido em campo e, logo, o parâmetro com o qual se trabalha. Pode-se, então, explicitar o termo ρ na expressão (2.9) acima e determinar, portanto, a equação da resistividade como função da d.d.p. medida entre os eletrodos M e N:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left(\frac{2\pi}{\frac{1}{R_M} - \frac{1}{r_M} - \frac{1}{R_N} + \frac{1}{r_N}} \right) \quad (2.10)$$

ou ainda

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}, \quad (2.11)$$

onde

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{R_M} - \frac{1}{r_M} - \frac{1}{R_N} + \frac{1}{r_N} \right)^{-1}. \quad (2.12)$$

Como já mencionado anteriormente, a expressão da resistividade corresponde à multiplicação da Lei de Ohm por um parâmetro K. Este parâmetro corresponde a uma constante denominada fator geométrico, dependente unicamente da geometria do arranjo de eletrodos utilizado. Então, observando-se a figura 2.1, conclui-se que na expressão (2.12), para o caso específico do arranjo Wenner de eletrodos, $R_m = a$, $r_m = 2a$, $R_n = 2a$ e $r_n = a$.

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{a} - \frac{1}{2a} - \frac{1}{2a} + \frac{1}{a} \right)^{-1} \quad (2.13)$$

Logo, operando a equação (2.13) acima, conclui-se que o fator geométrico K típico do arranjo Wenner de eletrodos é $2\pi a$. Não é difícil demonstrar também que para o caso do arranjo Schlumberger de eletrodos, ou seja, o arranjo utilizado neste trabalho na fase de aquisição dos dados em campo, o fator geométrico corresponde a

$$K = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right). \quad (2.14)$$

É importante salientar que caso o ambiente investigado fosse homogêneo e isotrópico, o valor de resistividade obtido através da expressão (2.11) seria sempre o mesmo, constante para qualquer arranjo de eletrodos, e, neste caso, corresponderia ao valor verdadeiro de resistividade do subsolo. Na prática este fato não se verifica, ou seja, sempre se trabalha com meios heterogêneos e anisotrópicos. Logo, o que se obtém são, na verdade, medidas de resistividade aparente ρ_a , cujos valores são variáveis, dependentes do tipo de arranjo e posição dos eletrodos. Portanto, a equação (2.11) deve ser reescrita, para que reflita a realidade da situação (inclusive já considerando-se a escolha do arranjo Schlumberger de eletrodos para esta pesquisa), como

$$\rho_a = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \frac{\Delta V}{I}. \quad (2.15)$$

2.2.1 Polarização induzida

A técnica da polarização induzida foi originalmente desenvolvida para detectar pequenas concentrações de minerais metálicos disseminados, situação na qual a técnica fornecia leituras diagnósticas de que ocorriam trocas iônicas na superfície de grãos metálicos de alguns tipos de rocha. Com o passar dos anos e a conseqüente ampliação do campo de aplicações do método, atualmente é mais correto afirmar que a técnica da polarização elétrica induzida tem como objetivo identificar locais de maior distribuição anômala de cargas elétricas existentes nas interfaces no interior das rochas. As mais importantes ocorrem entre minerais metálicos e eletrólitos (interface esta denominada polarização de eletrodo), e entre argilas e eletrólitos (polarização de membrana). É o método mais apropriado para trabalhos de exploração e desenvolvimento de corpos de sulfetos disseminados, portadores de cobre, chumbo e ouro. Em menor escala é utilizado na busca de corpos maciços de sulfetos, depósitos de caulim e bentonita, e nas prospecções de água subterrânea e petróleo. Pode também ser empregado em investigações ambientais, para determinar a presença de poluentes químicos em contato com argilas disseminadas em arenitos e zonas intemperizadas de rochas ígneas e metamórficas, bem como, ainda, na definição de halos de sulfetos, principalmente pirita, acima de zonas acumuladoras de óleo. O uso da técnica da polarização induzida em exploração de água subterrânea ainda é bastante limitado e, neste caso, o método tem como alvo as partículas de argila, que podem atuar como uma membrana eletronegativa que dificulta o fluxo de corrente elétrica.

A técnica da polarização induzida é normalmente utilizada na superfície do terreno, sob a forma de detalhamento, mas também é empregada com menor freqüência ao longo de galerias e poços. As medições dos parâmetros de IP são efetuadas de modo bastante semelhante às medições de resistividade aparente à corrente contínua. Algumas tentativas já foram realizadas com o intuito de se medir o efeito de IP fazendo-se uso de um sistema de bobinas, mas, independentemente da escolha de qualquer uma das duas modalidades de emprego que o método propicia (*no domínio do tempo* ou *no domínio da freqüência*), para a aquisição dos dados em campo ainda é necessário o uso de um sistema de dois pares de eletrodos, dois eletrodos de corrente e mais dois de potencial, cujos arranjos são escolhidos em função do tipo de investigação desejada. Nas situações em que é recomendável utilizar o método da polarização induzida para investigar as mudanças dos parâmetros do subsolo no sentido horizontal e à profundidade aproximadamente constante (caminhamento da IP), os arranjos mais utilizados são o gradiente, o trieletródico (semi-Schlumberger), o dipolar axial e o Wenner. Em se tratando do uso da técnica da polarização induzida com a finalidade de se investigar no sentido vertical os parâmetros da subsuperfície (sondagem de IP), os arranjos Wenner e Schlumberger são os mais utilizados. Neste trabalho, os dados de IP foram adquiridos utilizando-se o mesmo arranjo de eletrodos e equipamento de medida usados na técnica da eletrorresistividade.

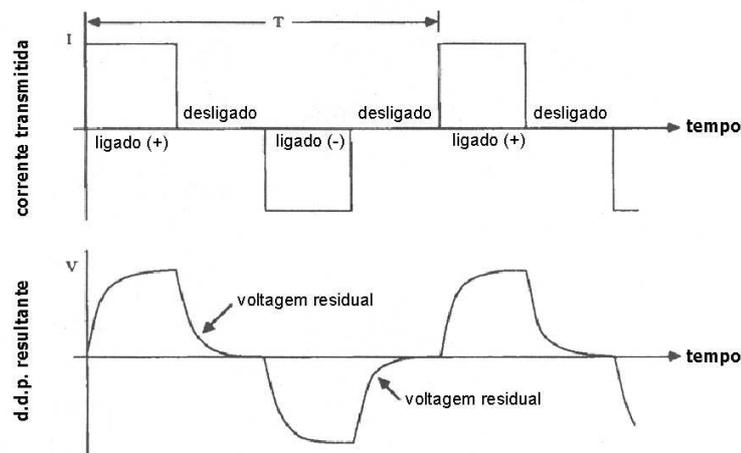


Figura 2.6: Formas de onda dos sinais correspondentes à corrente emitida, injetada no terreno, e à d.d.p. entre dois pontos do mesmo resultante de tal injeção

A polarização induzida corresponde a um fenômeno complexo resultante de diferentes processos eletroquímicos, os quais combinam-se simultaneamente para produzi-lo. O método elétrico que se utiliza deste fenômeno mede a intensidade desta polarização induzida, que é imposta ao subsolo e causada pela corrente elétrica injetada no mesmo. Assim como na técnica da eletrorresistividade, as correntes elétricas são geradas artificialmente e valores de diferença de potencial decorrentes da emissão de corrente elétrica são medidos. A diferença em relação à eletrorresistividade reside no fato de que no método da polarização induzida a d.d.p. é medida após a corrente emitida ser cessada bruscamente ou fazendo-se variar a frequência, o que permite avaliar a capacidade das rochas de armazenar energia elétrica. Estas duas formas de se medir a d.d.p. correspondem às duas variedades de detecção do efeito de IP por parte do método. São elas: (i) **no domínio do tempo**, modalidade utilizada na aquisição dos dados de IP deste trabalho de pesquisa, e que mede, após desligado o transmissor, a queda do potencial anômalo no decorrer do tempo; e (ii) **no domínio da frequência**, variedade de detecção do efeito de IP na qual são medidos o módulo e a fase da voltagem no receptor relativa à corrente no transmissor, para duas ou mais frequências, geralmente menores que 10 Hz.

Se uma corrente enviada ao terreno é interrompida bruscamente, ainda assim existirá no mesmo uma d.d.p. decrescente com o tempo denominada voltagem residual, que, na ausência de fenômenos indutivos, representa a polarização que foi induzida no terreno pela corrente elétrica emitida. Essa d.d.p. se dissipa rapidamente, porém, se a duração da corrente de excitação for da ordem de minutos, sua anulação pode requerer algumas dezenas de segundos. Tal comportamento, assim como o da corrente elétrica enviada ao terreno no decorrer do tempo, é ilustrado na figura 2.6. No momento da interrupção da transmissão

da corrente elétrica ao terreno, o potencial não se anula imediatamente porque, durante o processo de eletrificação do meio, uma série de reações físico-químicas ocorre acumulando parte desta energia. Com a interrupção do estímulo externo, ocorre, então, a liberação desta energia na forma de uma queda ao longo do tempo do potencial acumulado.

Dentre os vários parâmetros existentes que representam o efeito IP (polarizabilidade, fator metálico, etc.), destaca-se a *cargabilidade* (m), que corresponde ao parâmetro mais comumente utilizado em levantamentos de IP no domínio do tempo. Seus valores são medidos através de uma comparação da integração da curva de decaimento transiente da voltagem residual $V(t)$ dentro de um intervalo de tempo, com a voltagem V_c no instante da interrupção brusca da emissão de corrente elétrica, denominada voltagem de corte. A cargabilidade (m) tem unidade de tempo e é definida matematicamente como

$$m = \frac{1}{V_c} \int_{t_1}^{t_2} V(t) dt, \quad (2.16)$$

onde $[t_1, t_2]$ é a janela de tempo utilizada na medição da cargabilidade e V_c é o valor máximo que a tensão assume no intervalo de tempo mencionado, ou seja, o valor da função transiente do potencial correspondente ao tempo t_1 . Como $V(t)$ é muito menor que V_c , a razão $V(t)/V_c$ é expressa em milivolt por volt ou em percentual, enquanto que o intervalo de tempo $[t_1, t_2]$ varia entre 0,1 e 10 segundos. A integração é feita pelo próprio equipamento de medida mediante o carregamento de um condensador interno em intervalos de tempo $[t_1, t_2]$ de janelas pré-definidas.

Dois fenômenos dão lugar à polarização induzida com intensidade suficiente para que a mesma seja detectada sobre o terreno:

(i) o acúmulo de cargas elétricas ao redor de partículas metálicas dispersas em um eletrólito, quando este é atravessado por uma corrente elétrica (fenômeno chamado de sobre-tensão); e

(ii) a retenção de cargas elétricas nas paredes dos poros em meio a um eletrólito, na ausência de corrente elétrica.

O corte brusco da corrente de excitação origina a aparição de uma polarização induzida decorrente da dispersão das cargas elétricas no primeiro caso, e de seu acúmulo no segundo. Os dois fenômenos descritos acima também são conhecidos como polarização de eletrodo e polarização de membrana, respectivamente. Como o emprego da técnica da polarização induzida neste trabalho não teve como finalidade a detecção de concentrações de minerais metálicos, além do fato da área estudada não caracterizar-se por presenças corriqueiras e economicamente viáveis de tais concentrações, apenas o fenômeno da polarização de membrana apresenta relevância nesta pesquisa.

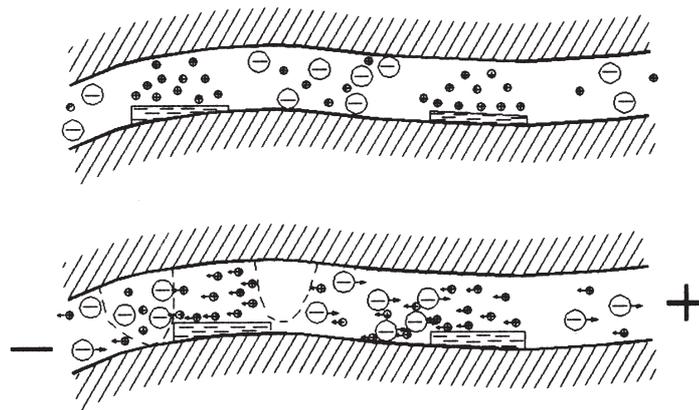


Figura 2.7: Representação da polarização de membrana

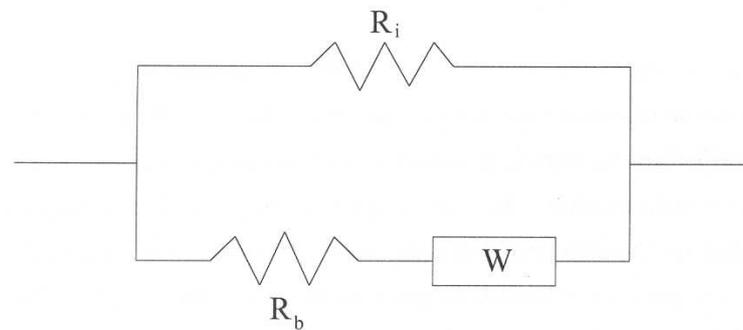


Figura 2.8: Circuito elétrico conceitual da polarização de membrana

Também denominada de efeito normal de IP, a polarização de membrana revela-se como a principal responsável pelo efeito de IP quando da ausência ou pobreza de minerais metálicos. Nestas condições, a condução eletrolítica é, respectivamente, a única ou a principal forma de condução de corrente elétrica quando a frequência é baixa. A magnitude da polarização de membrana depende da intensidade e frequência da corrente elétrica, bem como das características do meio, tais como porosidade, tamanho dos grãos minerais e capacidade de troca iônica. Como é um fenômeno que depende da superfície exposta dos minerais, ele será maior quando o mineral estiver disseminado do que quando maciço. Para uma dada situação, a polarização diminui com o aumento da porosidade e também com o aumento da frequência. O fenômeno da polarização de membrana é ilustrado na figura (2.7). O circuito elétrico conceitual mais simplificado e capaz de representar de forma satisfatória o efeito de polarização de membrana é mostrado na figura (2.8).

A maioria das rochas tem uma malha de cargas negativas nas paredes dos poros entre a matriz e o fluido presente nos mesmos, e, conseqüentemente, aprisionam íons positivos e

repelem íons negativos. A concentração de íons positivos pode ser suficientemente grande a ponto de impedir o fluxo de corrente. Quando a corrente é desligada, os íons retornam às suas posições originais. Este efeito é mais pronunciado na presença de minerais de argila, nos quais os poros são particularmente pequenos.

2.3 Equipamento utilizado

Para a aquisição dos dados utilizados neste trabalho de pesquisa foi usado um resistivímetro **SYSCAL R-2** (figura 2.9), fabricado pela Iris Instruments. Trata-se de um equipamento totalmente digital, possuidor de duas unidades, uma transmissora e outra receptora. A unidade transmissora é alimentada por uma bateria de 12 volts e permite o ajuste da voltagem de saída entre 100 e 800V. A unidade receptora possui um microcomputador interno que armazena em sua memória até 1022 conjuntos de registros. Sua forma de onda é quadrada.

O *SYSCAL R-2* realizou as medidas dos parâmetros resistividade (ρ_a) e cargabilidade (m) aparentes, das duas técnicas geofísicas utilizadas (IP e eletrorresistividade, respectivamente), de forma simultânea. Este aparelho é capaz ainda de realizar medidas de potencial espontâneo (SP).



Figura 2.9: Equipamento de medida utilizado

CAPÍTULO 3

Avaliação geofísica

A modalidade da sondagem elétrica vertical permite, ao fornecer valores de resistividade e cargabilidade aparentes, uma avaliação da geologia de subsuperfície. Foram executadas na área pesquisada 28 SEV's, cujas localizações de seus respectivos centros encontram-se no mapa da figura 3.1. Com base nos valores de resistividade aparente foi possível definir o zoneamento litológico da área estudada, ou seja, determinar para cada centro de SEV um modelo de camadas, em termos de resistividade e espessura das mesmas. Analisados conjuntamente com mapas de contorno de resistividade e cargabilidade aparentes, tais modelos geológicos de subsuperfície permitem as identificações dos intervalos aquíferos e do substrato cristalino, a ocorrência de possíveis zonas fraturadas no mesmo, assim como a identificação das características litológicas dos níveis detectados em subsuperfície. Os resultados das interpretações das SEV's de resistividade /IP permitiram ainda uma dedução da configuração da estruturação do subsolo, ilustrada em seções geoeletricas que foram posteriormente construídas.

3.1 Aquisição dos dados

Conforme já explicado no capítulo anterior, para a obtenção dos dados das duas técnicas geofísicas utilizadas (eletrorresistividade e IP), foi utilizada a modalidade de aquisição denominada *sondagem elétrica vertical (SEV)*, fazendo-se uso do arranjo Schlumberger de eletrodos. As aberturas $AB/2$ máximas, ou seja, os afastamentos máximos entre cada eletrodo de corrente elétrica e o centro da SEV, oscilaram entre 100 e 500m e foram governadas pelas condições locais (cruzamentos de ruas, trânsito intenso nos mesmos, dificuldade de acesso propiciada por alguns locais da área nas quais foram realizadas algumas SEV's, presença de muros e/ou cercas, etc.), que muitas vezes não permitiam uma abertura maior para os eletrodos de corrente elétrica, e/ou pelo próprio comportamento da curva de campo que, em algumas situações, não requeria aberturas $AB/2$ maiores.



Figura 3.1: Mapa de localização dos centros das SEV's executadas na área pesquisada

3.2 Interpretação dos dados adquiridos

3.2.1 Dados de resistividade elétrica aparente ρ_a

Cada medida adquirida, que corresponde a um par ordenado $(x; y)$, deve ser alvo de uma representação bilogarítmica, nas quais a abscissa corresponde ao valor da abertura $AB/2$ utilizada na medição, enquanto que a ordenada à medida de resistividade aparente ρ_a para tal abertura utilizada. É importante frisar que a utilização da escala logarítmica em ambos os eixos coordenados reside no fato de que seu uso facilita a comparação das curvas de campo com curvas auxiliares, preparadas para comportamentos pré-determinados corriqueiramente verificados entre valores sucessivos de resistividade aparente.

Torna-se necessário encontrar modelos geológicos para a subsuperfície que correspondam aos respectivos comportamentos das suas curvas de sondagem elétrica. A obtenção desses modelos é condicionada à inversão dos dados das sondagens, ou seja, à interpretação da curva formada pela sucessão das medidas obtidas em uma SEV. A interpretação isolada de cada uma das SEV's é feita geralmente com base no **modelo de camadas plano-paralelas e infinitamente extensas na horizontal**, modelo este que facilita sobremaneira a inversão dos dados de resistividade. Para esse modelo de camadas estratificadas, no qual supõe-se que a subsuperfície é formada por um certo número de camadas planas, homogêneas e isotrópicas (cada qual com um único valor de resistividade aparente, valor este diferente daqueles das camadas imediatamente vizinhas), tal interpretação é feita em duas etapas, a primeira consistindo na obtenção de um modelo inicial, composto pelo número de camadas identificadas e pelos respectivos valores de resistividade e espessura das mesmas, e a segunda num refinamento automático deste modelo inicial através de algum software competente. Disso resultam os parâmetros finais que representam um melhor ajuste entre a curva de campo e a curva teórica obtida. Deve-se ressaltar que o modelo geoeletrico composto pelos parâmetros finais resultantes da inversão automática deve ser coerente com as informações geológicas provenientes da área estudada. Isto porque, na maioria dos casos, as curvas de campo admitem muitas soluções individuais, de modo que deve ser levada em conta aquela que apresente a maior probabilidade de representar de forma mais contundente a geologia da zona investigada. Tanto os métodos de interpretação gráfica (dos quais um foi utilizado na primeira etapa de inversão) quanto aqueles de inversão automática (um desses também foi utilizado na segunda etapa de inversão) estão sujeitos a fornecer interpretações que são formalmente corretas para as curvas de campo mas necessitam ser ajustadas através das informações da geologia local para que representem efetivamente a real estruturação geológica da área investigada.

Tratamento prévio

O processo de inversão das curvas das SEV's realizadas em campo foi iniciado com o descarte de pontos anômalos isolados, facilmente identificados visualmente face à sua total incompatibilidade com o comportamento apresentado pela curva de campo, destoando de tal comportamento de forma flagrante. Em seguida, foi aplicado o **método do ponto auxiliar**, técnica manual e gráfica que é executada coincidindo-se partes sucessivas dos dados de uma SEV, dados estes que devem estar plotados em um papel bilogarítmico transparente, com curvas de resistividade aparente do modelo de duas camadas (figura 3.2). Para que se prossiga com o processo de interpretação da curva de uma SEV é preciso, em seguida, determinar o tipo da curva a ser invertida. A identificação do tipo de uma curva de campo é feita de acordo com a relação de desigualdade entre os valores de resistividade das três primeiras camadas:

- (i) se $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$, a curva é dita do tipo H ou de mínimo;
- (ii) se $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$, a curva é classificada como do tipo Q ou descendente;
- (iii) se $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$, a curva é do tipo K ou de máximo; e
- (iiii) se $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$, é chamada de curva do tipo A ou ascendente.

Se a curva típica de uma SEV sugerir a existência de mais de três camadas em subsuperfície, a classificação desta curva é feita também através das relações acima, analisando-se, um a um, os grupos identificados de acordo com a relação de desigualdade existente entre as três resistividades aparentes de suas três sucessivas camadas, e, em seguida, agregando-se as letras provenientes de cada uma dessas classificações individuais. Se, por exemplo, $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3 > \rho_4 < \rho_5$, a curva é do tipo KQH, identificação esta fruto da união das classificações individuais de cada um dos três grupos existentes na situação suposta ($(\rho_1 < \rho_2 > \rho_3)$, $(\rho_2 > \rho_3 > \rho_4)$ e $(\rho_3 > \rho_4 < \rho_5)$), todos obedecendo à forma usual de classificação de curvas de três camadas.

Para dar-se início, de fato, ao processo de interpretação da curva de uma SEV, deve ser estabelecido o número de camadas do modelo a ser atribuído aos dados da SEV em questão. Feito isto, parte-se para a fase da interpretação, propriamente dita, por superposições parciais, que corresponde a uma inversão realizada manual e graficamente, concordando curvas teóricas de duas camadas com partes consecutivas dos dados de campo, plotados na escala bilogarítmica. Na primeira superposição são determinadas a resistividade e espessura da primeira camada, além da resistividade da segunda. Para a realização da segunda superposição, que permitirá obter a espessura da segunda camada e a resistividade da terceira, deverá ser feito uso de uma curva (cujo valor deverá corresponder ao mesmo da curva sobre a qual o primeiro conjunto de pontos se sobrepôs) de um dos quatro gráficos auxiliares (figura 3.3), cujo tipo corresponde à classificação do conjunto de três resistividades com o qual se está trabalhando. Esta curva auxiliar servirá para a realização de uma nova coincidência parcial

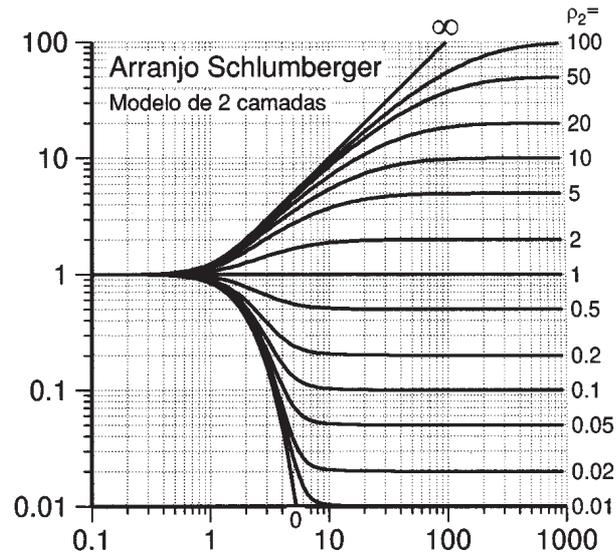


Figura 3.2: Curvas de resistividade aparente do modelo de 2 camadas

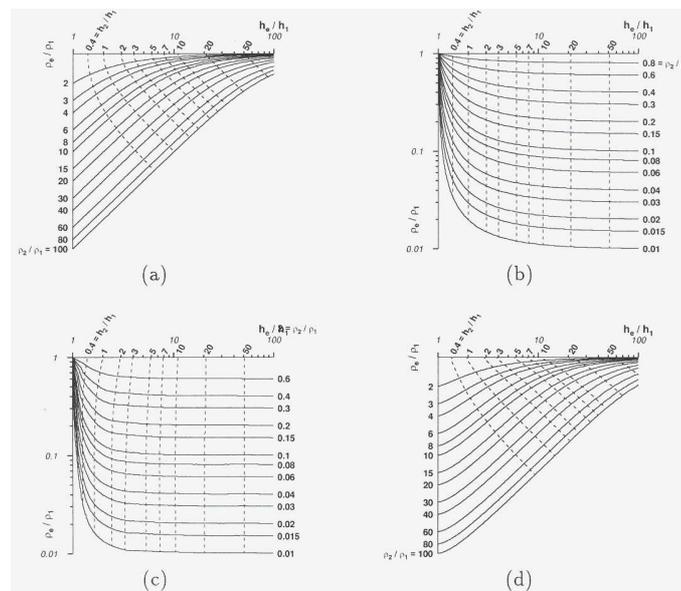


Figura 3.3: Elenco de gráficos auxiliares

entre outros pontos consecutivos da curva de uma SEV e uma das curvas de resistividade aparente ideais típicas do arranjo Schlumberger de eletrodos para o caso de duas camadas horizontais. Se a curva de campo sugere a existência de quatro ou mais camadas em sub-superfície, repete-se o processo, trabalhando-se sempre com grupos de três camadas, um a um.

Refinamento da interpretação prévia

O modelo inicial, obtido através do método gráfico e manual do ponto auxiliar, foi melhorado de forma automática em computadores apropriados munidos do programa RESIST, que trata-se de um software desenvolvido no CPGG/UFBA. Os parâmetros iniciais, que correspondem ao modelo preliminar composto pela estimativa do número de camadas e os valores de resistividade e espessura das mesmas, são fornecidos ao processo de inversão automática que, por sua vez, fornece os parâmetros finais resultantes, ou seja, valores otimizados melhores de espessura e resistividade dos estratos rochosos identificados, que irão originar a curva teórica do modelo de melhor ajuste aos dados experimentais. Foram aceitos como modelos finais ajustados das SEV's de resistividade aparente apenas aqueles que apresentam um erro médio percentual inferior a 5 curvas de campo e suas respectivas curvas suavizadas. Caso o erro quadrático médio superasse o valor percentual mencionado, todo o processo era repetido até que o modelo final ajustado apresentasse um erro característico menor que 5

A figura 3.4 ilustra a interpretação automática dos dados de resistividade aparente de uma sondagem elétrica vertical realizada na área pesquisada.

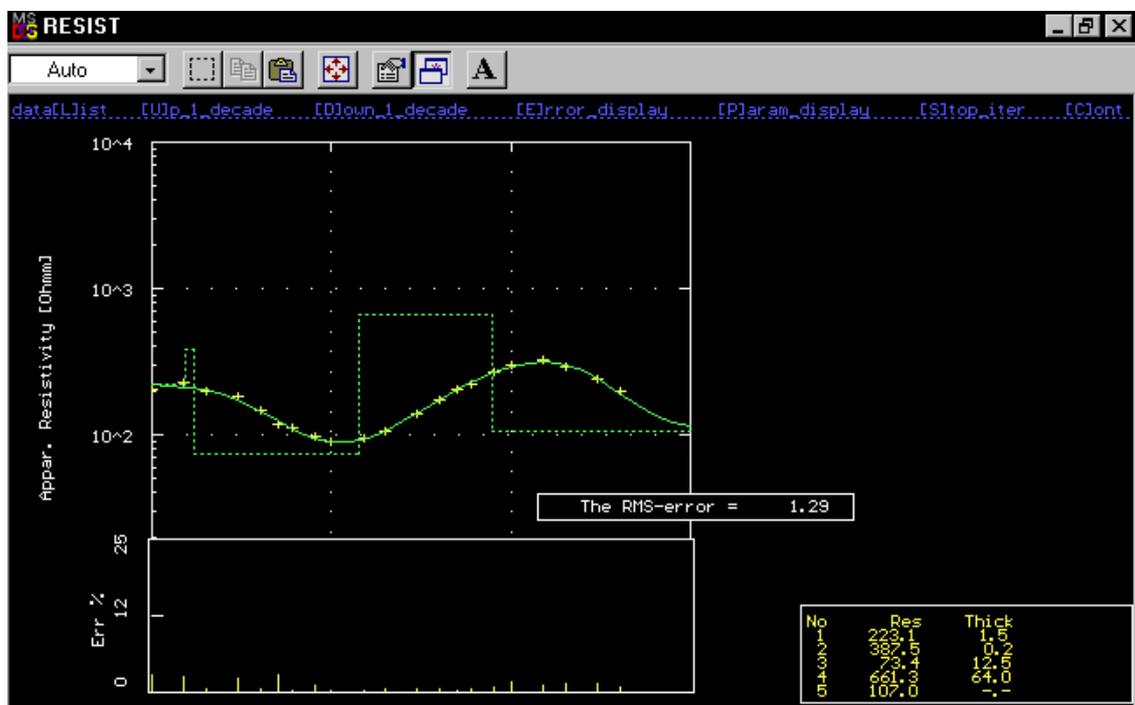


Figura 3.4: Representação dos dados observados, modelo final e erro do ajuste de uma SEV típica da área.

3.3 Resultados geofísicos

Os valores de resistividade aparente obtidos através das inversões das 28 SEV's realizadas sugerem um modelo simplificado para a subsuperfície composto por diversos tipos de camada. São eles:

- (i) Camadas superficiais não saturadas;
- (ii) Camadas arenosas;
- (iii) Embasamento alterado e/ou fraturado;
- (iv) Embasamento são impermeável, sem fraturas;

Os valores de resistividade aparente representativos do aquífero da área, oscilam entre 115 e 1300 Ω .m. Este considerável intervalo de variação é fruto do grau de consolidação das areias, da variação litológica do sistema aquífero e/ou das mudanças no teor de argila no sistema. Com relação às camadas superficiais não-saturadas podem, em algumas situações, corresponder à união de dois ou mais níveis em superfície, níveis estes caracterizados por pequenos valores de espessura e resistividades aparentes que podem diferir por demais uma das outras, até mesmo em ordem de grandeza. Logo, foi atribuída em casos de sucessivas camadas superficiais não-saturadas a adoção de um único estrato como forma de representação das mesmas. Vale ressaltar que a justificativa para tamanha discrepância entre os valores de resistividade aparente das camadas formadoras deste estrato único, reside no fato de que a aquisição dos dados pode ter sido feita durante um período de chuvas na região, que proporcionam a algumas destas camadas superficiais um nível intermitente de saturação e, portanto, valores de resistividade aparente diferentes daqueles que as mesmas apresentariam em suas condições normais.

Os resultados das inversões das SEV's realizadas possibilitaram a identificação do nível estático e do topo do substrato rochoso de cada localidade representada por um centro de sondagem. Foram, então, confeccionados os mapas ilustrativos das profundidades do lençol freático e do topo do embasamento da área (figuras 3.5 e 3.6). Para a construção destes, foi necessário calcular as cotas do nível piezométrico e do topo do embasamento impermeável, obtidas através da subtrações das altitudes dos centros de sondagem das profundidades do nível estático e do topo do embasamento, respectivamente.

Os valores de espessura e resistividade aparente das camadas identificadas em algumas SEV's foram utilizados na construção de três perfis geoeletricos (figuras 3.7, 3.8 e 3.9). As direções desses perfis, representativos da estruturação em subsuperfície da área estudada, assim como da localização dos centros das SEV's utilizadas na construção dos mesmos, encontram-se ilustradas na figura 3.10. Eles revelam uma topografia ondulada para o topo da rocha cristalina não-alterada, que representa a base impermeável do aquífero. A superfície

deste embasamento cristalino não-alterado pode estar sub-afflorante, conforme mostra o perfil da figura 3.8, ou em grande profundidade, como no perfil da figura 3.10. As zonas onde a rocha cristalina está mais profunda correspondem a zonas mais densamente fraturadas e alteradas.

A combinação das areias quaternárias com o embasamento alterado resulta no aquífero da área. Observa-se um alto grau de correlação entre a configuração do lençol freático e o relevo, correlação esta evidenciada nos perfis geoeletricos construídos.

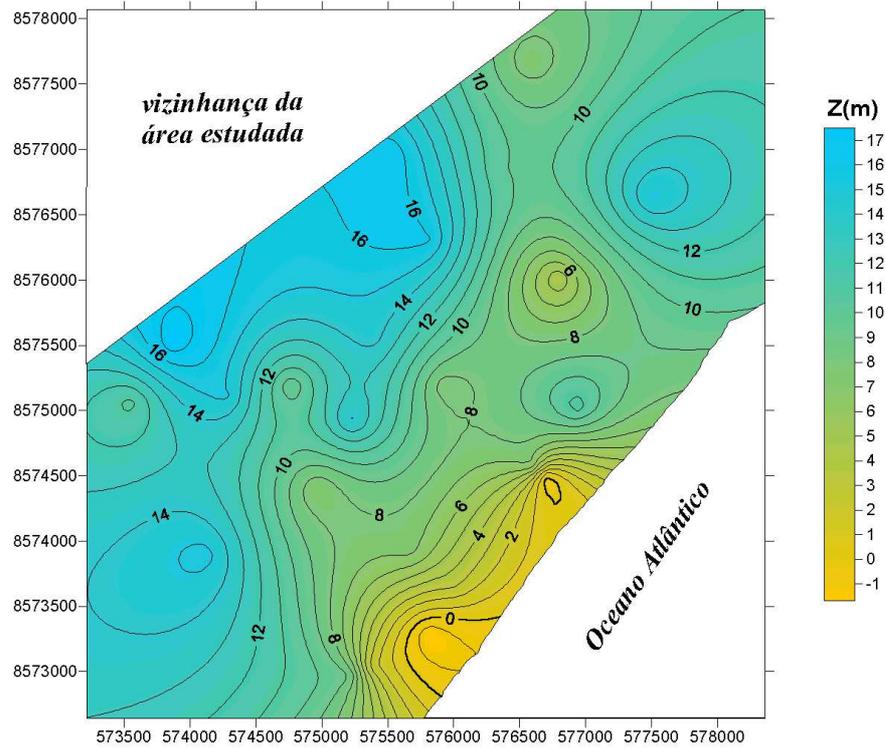


Figura 3.5: Mapa da profundidade do nível estático referenciada ao nível do mar

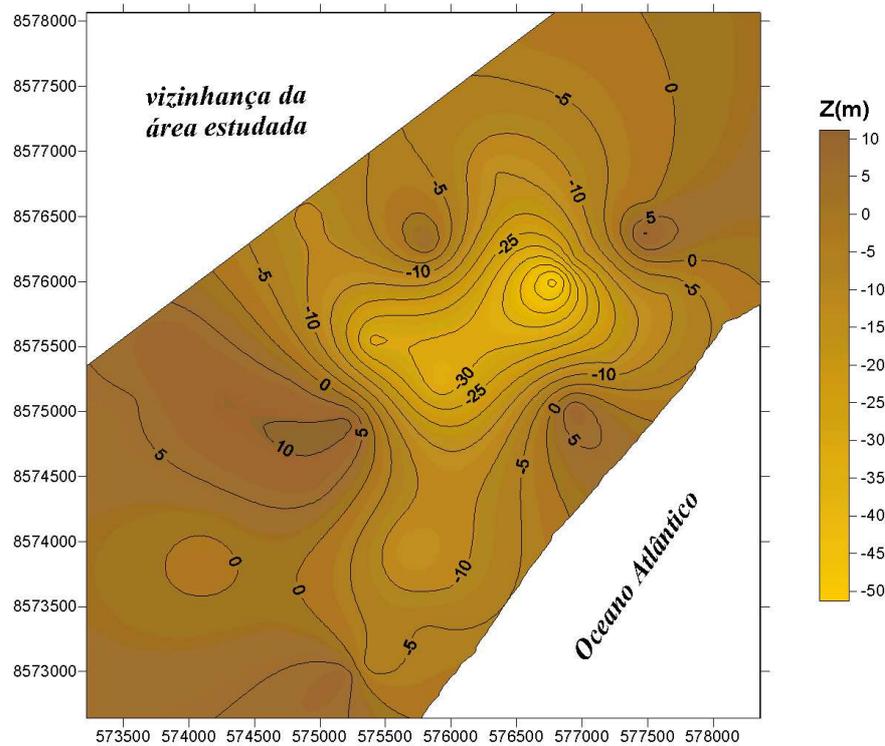


Figura 3.6: Profundidade do embasamento referenciada ao nível do mar

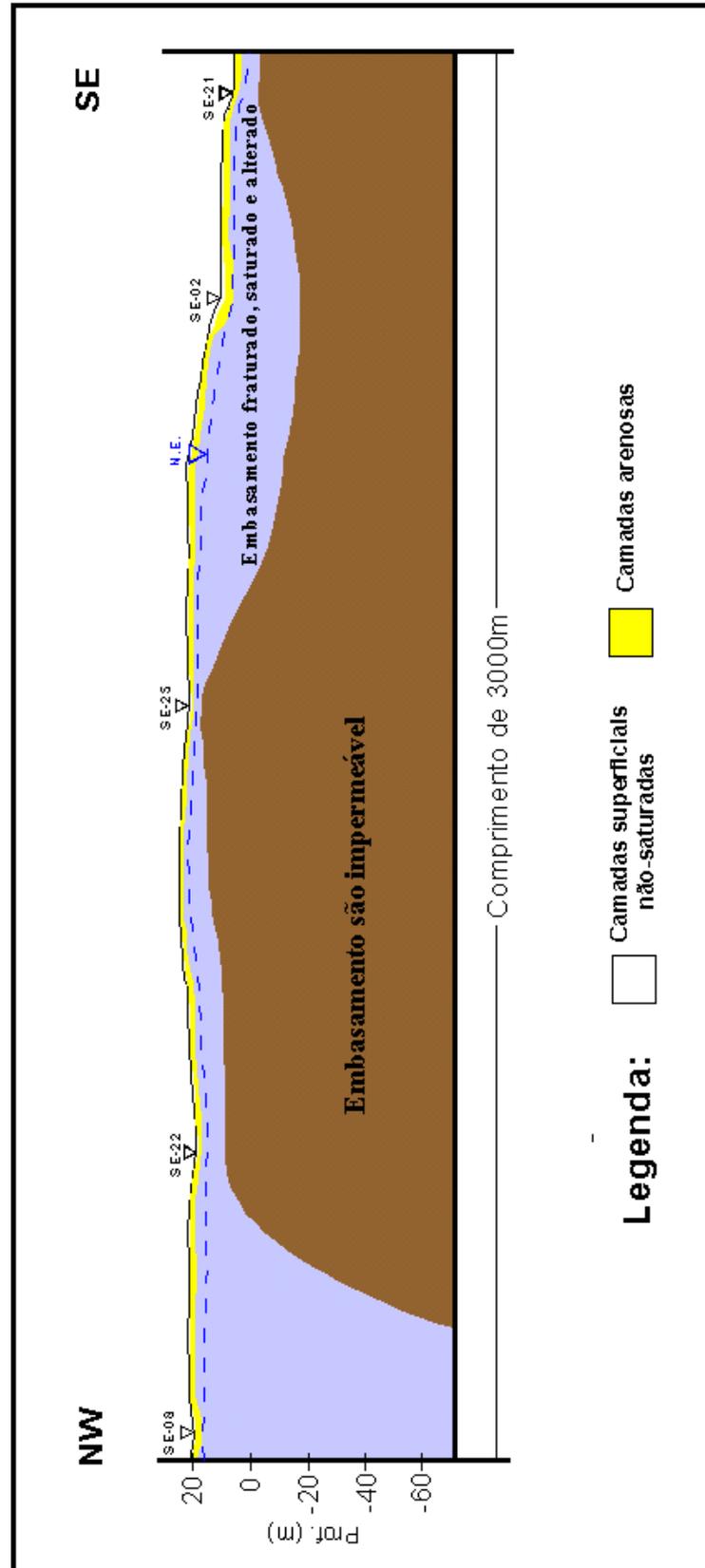


Figura 3.7: Perfil representativo da estruturação geológica da área - 1

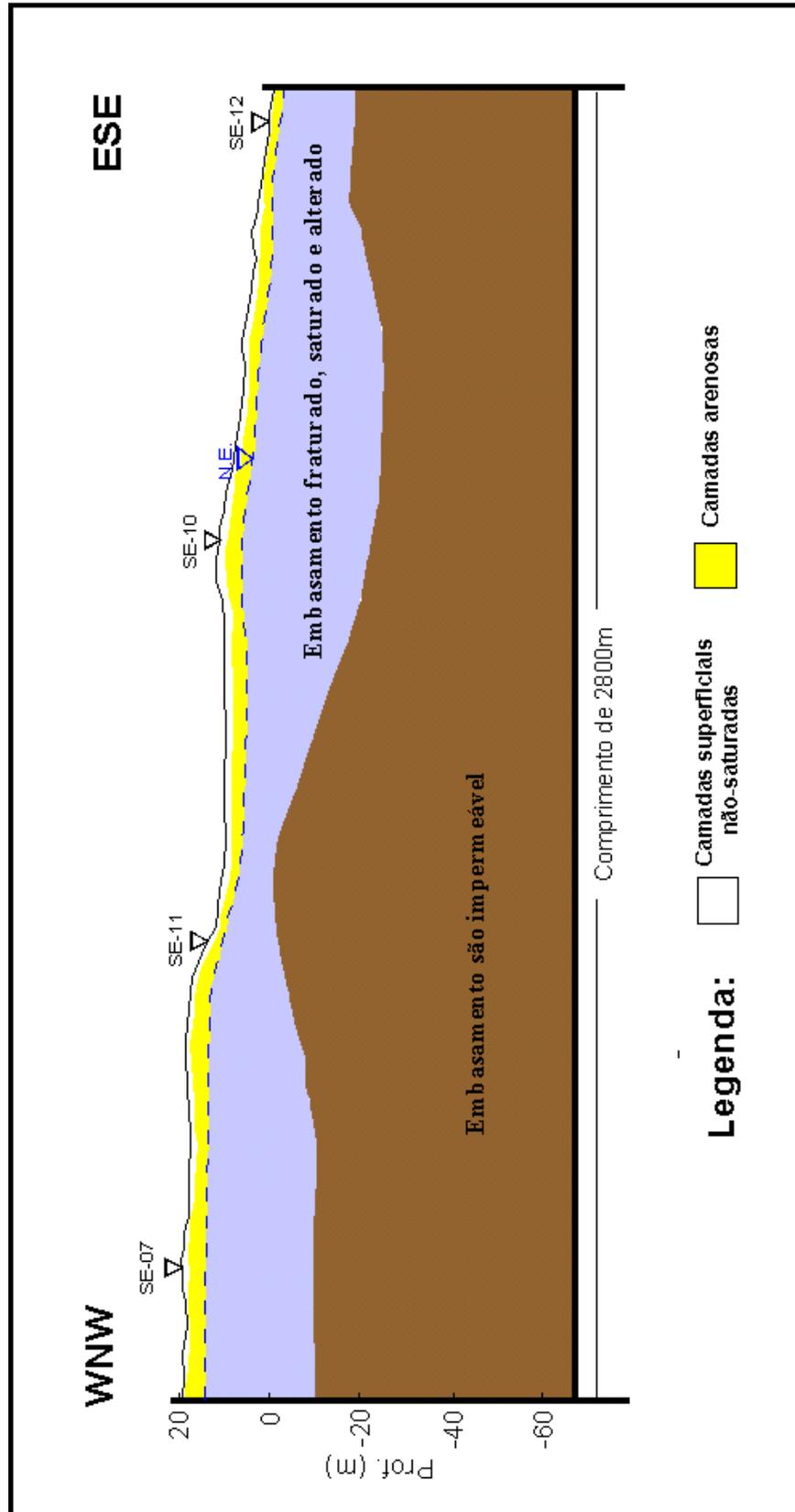


Figura 3.8: Perfil representativo da estruturação geológica da área - 2

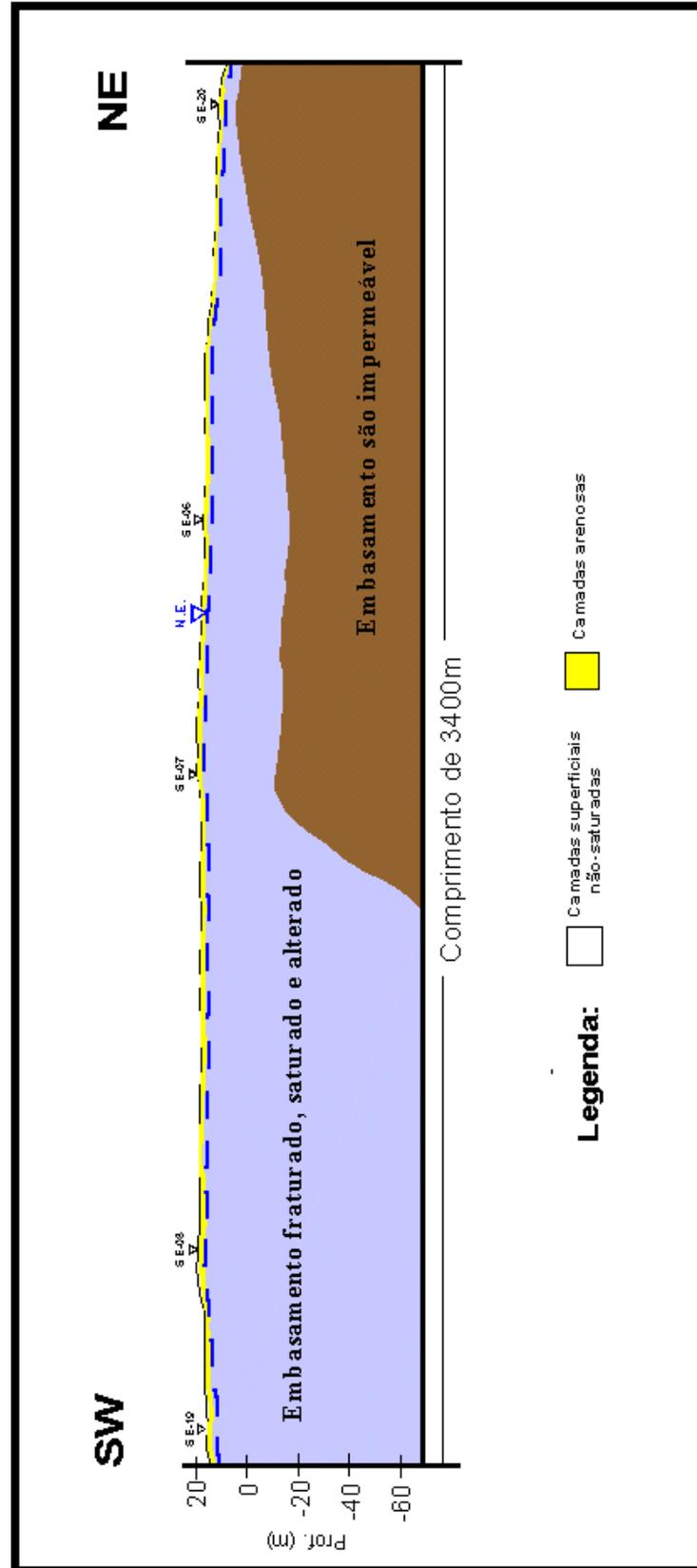


Figura 3.9: Perfil representativo da estruturação geológica da área - 3

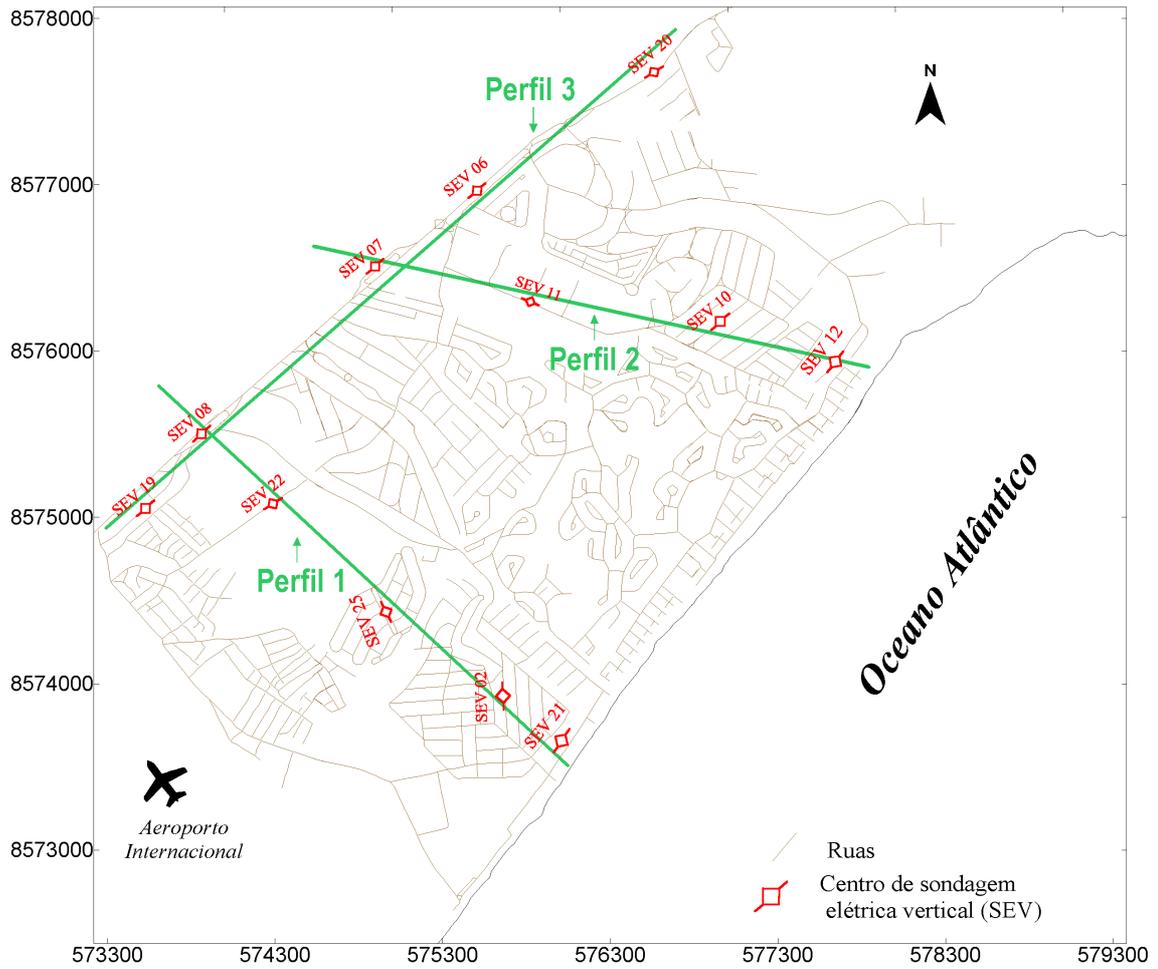


Figura 3.10: Representação das SEV's utilizadas e direções dos perfis geolétricos construídos

3.3.1 Mapas de contorno

Mapas de contorno de resistividade e cargabilidade aparentes são normalmente construídos a fim de se obter uma idéia geral da distribuição das formações em subsuperfície, assim como das condições das próprias formações. A interpretação desses mapas é basicamente qualitativa e, em geral, considera-se que a profundidade de investigação alcançada seja diretamente proporcional ao espaçamento dos eletrodos na razão de, aproximadamente, 1m de profundidade para cada 1m de abertura $AB/2$ de cada eletrodo de corrente elétrica. A análise correlata dos mapas de contorno de resistividade e cargabilidade aparentes auxilia, por exemplo, na diferenciação de arenitos limpos daqueles com teor de argila, e também na detecção de uma possível presença de sais na água presente nos poros das rochas. Normalmente, esta correlação entre a resistividade e a cargabilidade apresenta as seguintes correspondências para as seguintes litologias abaixo:

- (i) Camadas arenosas - valores altos para a resistividade e crescentes para a cargabilidade conforme o aumento da fração argilosa;
- (ii) Camadas argilosas - valores baixos para a resistividade e intermediários para a cargabilidade; e
- (iii) Embasamento - valores altos para a resistividade e cargabilidade aparentes.

No presente trabalho são apresentados três pares de mapas de contorno (figuras 3.11, 3.12 e 3.13), cada par consistindo de um mapa para valores de resistividade aparente (ρ_a), e outro para valores de cargabilidade aparente (m), ambos para uma mesma abertura $AB/2$.

As figuras 3.11 e 3.12 mostram isocontornos dos parâmetros resistividade e cargabilidade aparentes, cujas medidas foram obtidas com a utilização da abertura $AB/2$ igual a 8m. Os valores de resistividade aparente variam entre 0 e $3000\Omega.m$, aproximadamente, enquanto que os de cargabilidade aproximadamente entre 1,5 e $13,5mV/V$. É importante salientar que os valores de resistividade aparente menores ou iguais a zero, incoerentes portanto com a realidade devido ao desconhecimento da existência de um corpo puramente condutor, encontram-se apenas na área hachurada na figura 3.12(a) criada pelo processo de interpolação do programa utilizado (SURFER). Nela, predominam os baixos valores de resistividade aparente, valores estes que se elevam à medida que se adentrem na sua porção mais interna, no sentido da periferia para o centro. Esses baixos valores periféricos de resistividade aparente correspondem a zonas onde provavelmente o nível de saturação do solo foi alcançado, numa faixa de zero a 8m de profundidade, aproximadamente. Os picos periféricos de cargabilidade aparente, associados aos seus respectivos baixos valores de resistividade aparente, sugerem locais com maior quantidade de argila nessas camadas mais superficiais e saturadas. Com relação ao pico central de resistividade aparente, correlacionado com um baixo valor de cargabilidade aparente, indica a presença de uma provável camada superficial de areia limpa e muito seca.

Já as figuras 3.13 e 3.14 mostram isocontornos das medidas dos parâmetros resistividade e cargabilidade aparentes efetuadas com uma abertura $AB/2$ de valor igual a 15m. Nela pode-se perceber, quando a comparamos com a figura anterior, que os valores das resistividades aparentes diminuem para quase toda a área à medida que se aumenta a profundidade de investigação, oscilando entre 50 e $110\Omega.m$, aproximadamente. A cargabilidade aparente, por sua vez, apresenta valores bem mais elevados para a nova abertura, assumindo, agora, valores na faixa de 4 a $36mV/V$, aproximadamente. A correlação entre os dois mapas da figura em questão sugere que a diminuição das resistividades e o aumento das cargabilidades estão associados, provavelmente, com o alcance do nível saturado e/ou um aumento do teor de argila de estrato para estrato, aumento este que se dá no sentido do mais raso para o mais profundo, ou até mesmo dentro de um estrato, no sentido do topo para a base.

Por fim, observam-se nas figuras 3.15 e 3.16 que os valores das resistividades aparentes, quando comparados aos das figuras 3.13 e 3.14, voltam a aumentar em quase toda a extensão da área estudada. Com relação aos valores das cargabilidades aparentes, continuam também a crescer com o aumento da profundidade de investigação, que, com o novo espaçamento utilizado entre cada um dos eletrodos de corrente e o respectivo centro de sua SEV, situa-se agora na faixa de cerca de 50m. A correlação entre os mapas das figuras 3.16 e 3.17 indica que os aumentos da resistividade e cargabilidade aparentes estão provavelmente associados à presença do embasamento.

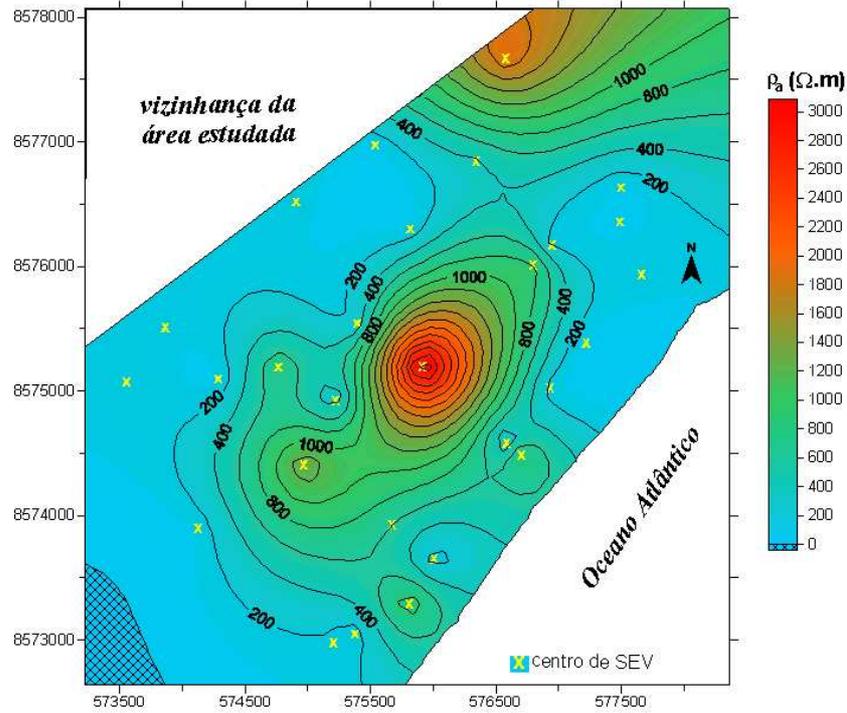


Figura 3.11: Mapa de contorno de resistividade aparente para a abertura $AB/2$ igual a 8 metros

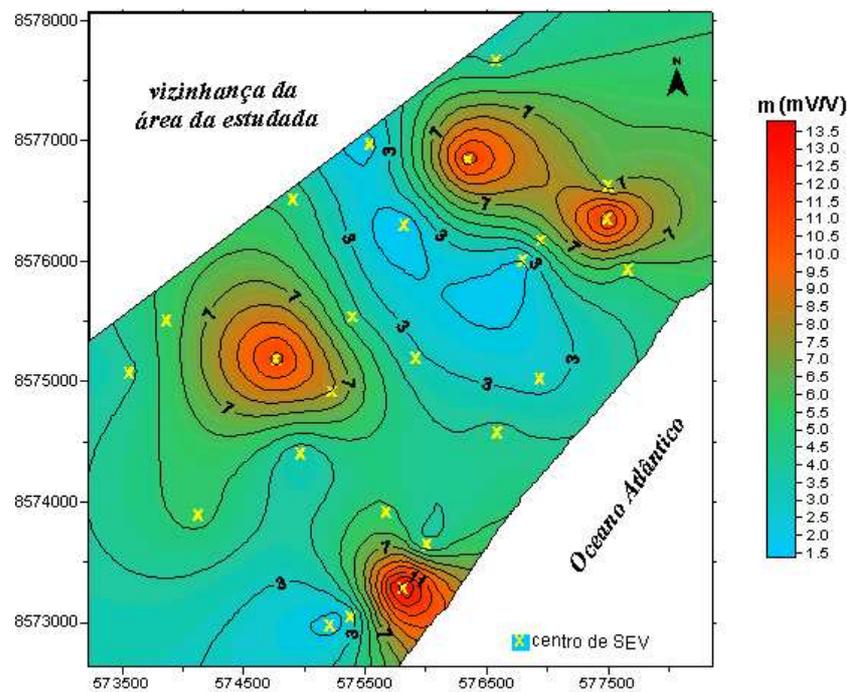


Figura 3.12: Mapa de contorno de cargabilidade aparente para a abertura $AB/2 = 8m$

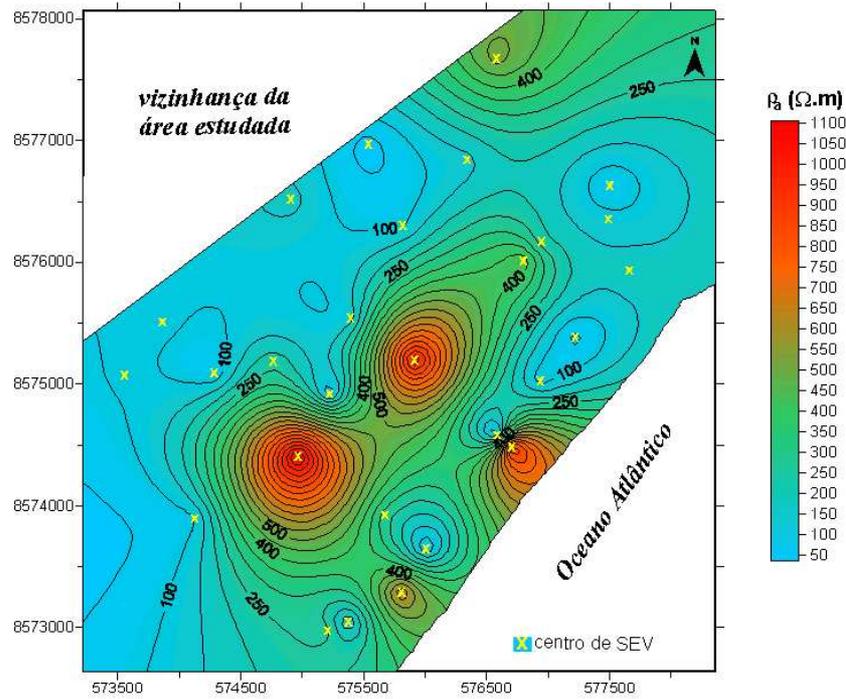


Figura 3.13: Mapa de contorno de resistividade aparente para a abertura $AB/2$ igual a 15 metros

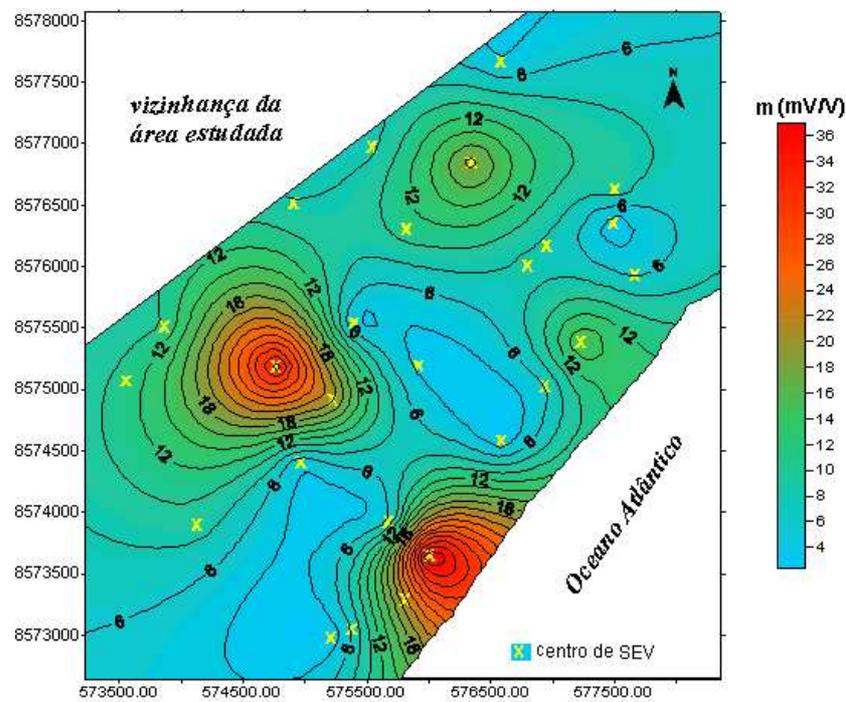


Figura 3.14: Mapa de contorno de cargabilidade aparente para a abertura $AB/2 = 15m$

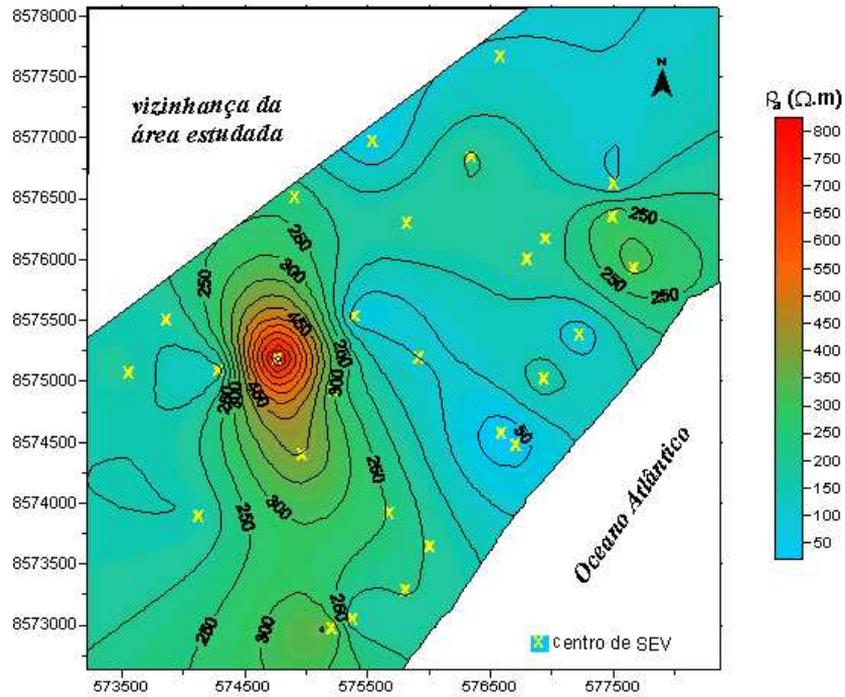


Figura 3.15: Mapa de contorno de resistividade aparente para a abertura $AB/2$ igual a 50 metros

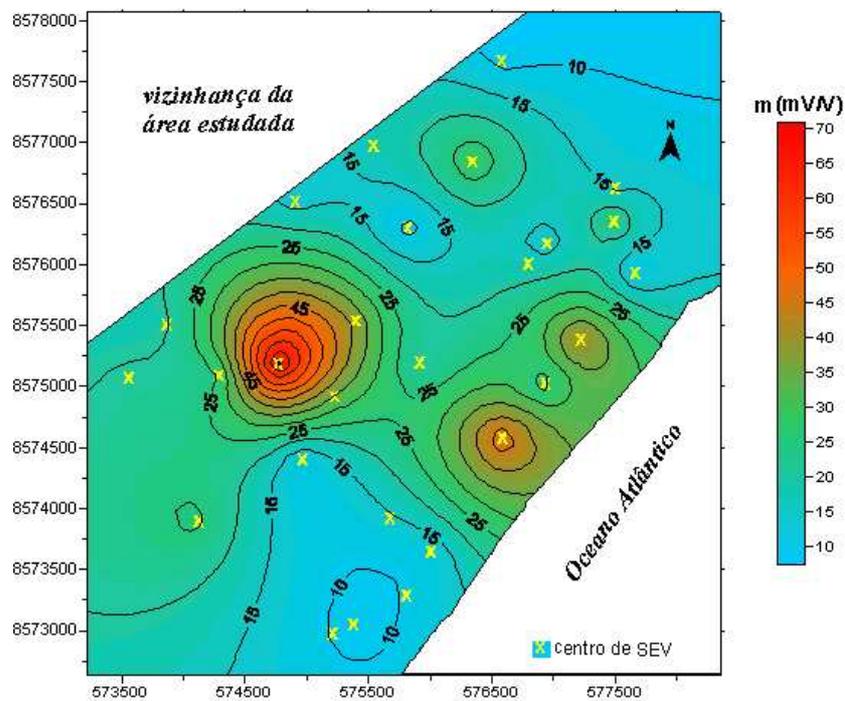


Figura 3.16: Mapa de contorno de cargabilidade aparente para a abertura $AB/2 = 50m$

CAPÍTULO 4

Conclusões e Recomendações

- O uso combinado das técnicas de eletrorresistividade e de polarização induzida, aplicadas na modalidade de sondagem elétrica vertical, mostrou-se muito útil na avaliação das características hidráulicas do sistema aquífero freático da área costeira estudada. A partir de seus resultados, medidas adquiridas de resistividade e cargabilidade aparentes, respectivamente, pôde-se obter conclusões sobre as características petrofísicas do subsolo, tais como a identificação das diversas litologias em subsuperfície e a estimativa da profundidade do nível da água do lençol freático, mostraram ser possível determinar não só a configuração de substrato do aquífero, como também localizar as áreas mais favoráveis em termos de acoplamento entre as areias quaternárias e o manto de alteração.
- Em geral, a água subterrânea tem boa qualidade, com baixos teores de sais dissolvidos.
- Os resultados das sondagens elétricas realizadas não permitiram o reconhecimento da presença da intrusão da água do mar no sistema aquífero, bem como a verificação da ocorrência de eventuais contaminações na área.
- Uma avaliação mais completa e, logo, mais segura da área pode ser adquirida através da implementação de métodos geofísicos adicionais:
 - Recomenda-se que, posteriormente, seja aplicado na região estudada o método do Potencial Espontâneo (SP), para que sejam definidas com um grau de confiabilidade satisfatório as direções do fluxo das águas subterrâneas.
 - É aconselhável também a realização de levantamentos magnéticos com a finalidade de avaliar qualitativamente o relevo do embasamento cristalino da área.
 - Em virtude do fato de dados de *GPR* (*Ground Penetration Radar*) permitirem um detalhamento de alta resolução da parte mais próxima da subsuperfície do subsolo, seria interessante, assim como bastante oportuna, a utilização desta técnica na área e a conseqüente obtenção de perfis eletromagnéticos (imagens da subsuperfície bastante elucidativas e de ótima qualidade denominadas de radargramas) com o intuito de confirmar o modelo proposto pela interpretação dos dados das duas técnicas utilizadas (Eletrorresistividade e IP), demarcando as interfaces de

grande parte dos níveis detectados em subsuperfície e, principalmente, o nível estático do aquífero.

- Apesar do número satisfatório de SEV's efetuadas e da boa distribuição de seus respectivos centros, cobrindo toda a extensão da área, é recomendável a realização de mais sondagens para uma caracterização ainda melhor e mais precisa da região.
- Seria bastante oportuna uma obtenção de dados de poços oriundos da área pesquisada para verificação da validade do modelo estabelecido e/ou correção de alguma possível falha no mesmo.
- As correlações encontradas entre os modelos propostos a partir da interpretação dos dados adquiridos e as informações geológicas da área que foram levantadas mostram que as hipóteses adotadas estão, no mínimo, qualitativamente corretas, de forma que podem ser considerados satisfatórios os resultados alcançados.
- A interpretação conjunta baseada nos resultados das duas diferentes técnicas utilizadas (eletrorresistividade e polarização Induzida) mostrou-se eficaz quanto à eliminação de ambigüidade nos modelos geoeletricos estabelecidos.
- As técnicas da Eletrorresistividade e da Polarização Induzida podem ser empregadas a custos e prazos relativamente reduzidos, excluindo, muitas vezes, a necessidade de uma investigação destrutiva por perfuração de poços, evitando, portanto, uma alteração do meio físico estudado.
- As medidas adquiridas a partir da aplicação dos dois diferentes métodos elétricos utilizados não permitiram avaliar a ocorrência de eventuais contaminações na área. Todavia, os riscos potenciais são altos, pela própria forma como os terrenos vêm sendo ocupados e utilizados. Por isso, é conveniente que poços de extração sejam instalados na área, para que haja um monitoramento químico e biológico das condições hidrológicas locais.
- O conjunto dos atributos obtidos nesta pesquisa corresponde a uma visão bastante razoável da área estudada, constituindo-se num parecer geofísico com interpretações e informações importantes que caracterizam o momento atual da geologia e hidrologia subterrânea locais, possibilitando uma análise da região e fornecendo subsídios para o dimensionamento de outros métodos de investigação mais detalhistas e precisos, tal como a instalação de poços de monitoramento, que podem vir a ser aplicados na área num futuro próximo.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço àqueles familiares que sempre me incentivaram e apoiaram, sempre solícitos, demonstrando muita dedicação e, sobretudo, paciência durante todo o tempo de curso. São eles: Minha mãe Mary Cavalcanti Santiago e meu irmão Sérgio Cavalcanti Santiago.

Em segundo lugar, gostaria de agradecer ao meu tio José Carlos D. Cavalcanti, que muito me ajudou ao me propiciar toda uma infra-estrutura e tranqüilidade essenciais para a bom resultado da minha monografia.

À minha avó Yvonne Dantas Cavalcanti (em memória) e à minha prima Jusceli Marques Cavalcanti pelo apoio durante o curso.

Ao professor Olivar Antônio L. de Lima, por confiar-me, além de um rentável trabalho externo e remunerado de campo, uma bolsa de iniciação científica durante um longo período de quatro anos, assim como pela orientação, sugestões e críticas dispensadas.

Aos meus colegas de curso, pelo companheirismo, ensinamentos e diversão durante minha jornada acadêmica, em especial a quatro amigos, Alberto Alexandro A. Queiroz, Jefferson Swierczynski Pitombo, Josair Estrela Goncalves Júnior e Luiz A. R. dos Santos Filho, pela inestimável ajuda e afincos na confecção deste trabalho, sem os quais o mesmo não seria possível.

A todo pessoal que contribuiu na aquisição dos dados de campo, quais sejam Everaldo Moura Araújo, José Motta da Paz, Luiz Medeiros dos Santos, Rommel Melhor Mendes e, mais uma vez, o sempre solícito Luiz A. R. de Santos Filho.

Ao colega e amigo Anderson Gusmão Cavalcante, pela representação sempre eficiente e em prol dos alunos no colegiado da graduação em Geofísica, em especial no caso da prorrogação do prazo de conclusão do meu trabalho de graduação.

Estendo meus agradecimentos a alguns funcionários do CPGG e/ou Pós-Graduação em Geofísica que sempre se mostraram dispostos a cooperar de alguma forma. São eles: Alcirlene Cruz da Fonseca (Lene), Ana Maria D'O P. de Aragão, Joaquim Bonfim Lago, Nilton Silva e José Medeiros dos Santos.

Ao CNPq, pela concessão da bolsa de iniciação científica durante um período de quatro anos de pesquisa.

ANEXO I

Inversões das SEV's executadas

