UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CORRELAÇÃO ENTRE PARÂMETROS HIDRODINÂMICOS E GEOELÉTRICOS
DE SEDIMENTOS DO GRUPO BAURU NA BACIA DO ALTO RIO TURVO - SP**

Clovis José

Orientador: Prof. Dr. Nelson Ellert

TESE DE DOUTORAMENTO

Comissão Examinadora

	nome	ass.
Presidente:	<u>Nelson Ellert</u>	<u>Nelson Ellert</u>
Examinadores:	<u>Osmar Sinelli</u>	<u>Osmar Sinelli</u>
	<u>Ercilio G. da Gama Jr.</u>	<u>Ercilio G. da Gama Jr.</u>
	<u>Samir Felício Barcha</u>	<u>Samir Felício Barcha</u>
	<u>Aldo da C. Rebouças</u>	<u>Aldo da C. Rebouças</u>

São Paulo
1987

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005073

À

- Cleide, minha esposa,
Claudia e Nádia, minhas filhas,
pela compreensão, carinho e alegrias
que tornaram mais suave essa jornada.
- Meus pais e irmãos, pelo esforço e
incentivo,

dedico este trabalho.

Colégio Koelle de Rio Claro

Instituto Americano de Lins

Instituto de Educação "Joaquim Ribeiro" de Rio Claro

Pelo exemplo e dedicação dos mestres que tive
nessas instituições, onde recebi meus primei
ros ensinamentos.

Minha Homenagem.

A G R A D E C I M E N T O S

Para a realização do presente trabalho pude contar com diversas colaborações. De forma especial, gostaria de registrar minha sincera gratidão às seguintes pessoas e instituições:

- Prof. Dr. Nelson Ellert, pela orientação, amizade e incentivo, fundamentais para a realização deste trabalho.
- Dr. John Greenhouse, que apesar do curto convívio, nos ofereceu desinteressadamente, sua amizade, seus conhecimentos e sua experiência, contribuindo sobremaneira no desenvolvimento de parte deste trabalho.
- Prof. Dr. Uriel Duarte, cujo incentivo e companheirismo sempre tiveram mais sucesso que suas tentativas de me vencer nas partidas de tênis na época dos cursos.
- Prof. José Milton B. Mendes, por me ensinar com dedicação e paciência os primeiros passos das S.E.V. nos trabalhos de campo.
- Alunos, Claudio A. Gobatto, Paulo S. Tonello, Carlos Repelli, Nadia M. Garnev e Hamilton Monteiro, do curso de Física da UNESP/Rio Claro, pelo eficiente auxílio nos levantamentos dos dados de campo.

- Prof. Dr. Rubens Alves da Cunha e Prof. Tadashi Yokoyama do Departamento de Estatística, Matemática Aplicada e Computacional da UNESP/Rio Claro, pelo apoio e acesso às facilidades de seus computadores.
- Amigos e colegas dos departamentos de Física e Geologia do IGCE da UNESP de Rio Claro, pelo incentivo, sugestões e esclarecimentos, durante todos esses anos.
- Srs. Gilberto D. Henrique e Arnaldo Rosalem, pela rapidez e qualidade dos desenhos e mapas.
- Sr. Luiz R.A. Ferrari, pela excelência e rapidez do trabalho datilográfico.
- Companheiros da OPERAÇÃO ANTÁRTICA - V, que na Estação Antártica Comandante Ferraz me ajudaram a manter acesos o espírito e os ideais, em especial aos amigos alpinistas Silvio e Leonel, que comigo repartiram momentos difíceis nas geleiras.
- INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA USP, pela receptividade e pelos ensinamentos, tornando possível a realização deste trabalho.
- DEPARTAMENTO DE ÁGUAS E ENERGIA ELÉTRICA, da Secretaria de Obras e Meio Ambiente do Estado de São Paulo, pelo fornecimento dos dados hidrogeológicos.
- FAPESP - Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, que através de Convênio com o CEPAS/IG-USP no Projeto "AÇÃO PROGRAMADA DE PESQUISAS DE ÁGUA SUBTERRÂNEA NO ESTADO DE SÃO PAULO", forneceu suporte financeiro para os trabalhos de campo, cujos dados deram origem a este trabalho.

Í N D I C E

página

I - <u>INTRODUÇÃO</u>	I
II - <u>CONSIDERAÇÕES GERAIS</u>	5
II.1 - Aspectos Hidrogeológicos do Grupo Bauru ...	5
II.2 - Bacia do Alto Rio Turvo e Água Subterrânea.	8
II.2.1 - Localização	8
II.2.2 - Geologia	10
II.2.3 - Elementos Climáticos e Fluviométricos	16
II.3 - Breve Histórico	19
III - <u>ESTUDOS HIDRODINÂMICOS E GEOELÉTRICOS</u>	24
III.1 - Condições Hidrodinâmicas do Grupo Bauru ..	24
III.2 - Condições Hidrodinâmicas da Bacia do Alto Rio Turvo	29
III.3 - Parâmetros Hidrodinâmicos e Elétricos - Relações de Analogia	32

III.3.1 - Principais Equações Relativas à Hidrodinâmica dos Meios Porosos.	33
III.3.2 - Principais Equações Relativas a Correntes Elétricas em um Meio Condutor	39
III.3.3 - Relações de Analogia entre o Meio Poroso e o Meio Condutor ..	42
IV - <u>O MÉTODO DE ELETRO-RESISTIVIDADE E A ÁGUA SUBTERRÂNEA</u>	44
IV.1 - Princípios do Método	44
IV.2 - Sondagem Elétrica Vertical (S.E.V.)	46
IV.2.1 - Arranjo de Eletrodos	47
IV.2.2 - Resistência Transversal	49
IV.2.3 - Condutância Longitudinal	51
IV.3 - Comportamento Eletro-Resistivo das Rochas - Fatores Intervenientes	52
IV.4 - Limitações do Método e Considerações sobre Interpretação de Sondagens Elétricas Verticais	57

V -	<u>ENSAIOS DE LABORATÓRIO: PERMEABILIDADE E RESISTIVIDADE ELÉTRICA</u>	60
V.1 -	Permeâmetro de Potencial Hidráulico Decrescente	61
V.2 -	Medidas do Coeficiente de Permeabilidade ...	64
V.3 -	Medidas da Resistividade Elétrica	65
V.4 -	Análise dos Dados Obtidos e Resultados	69
VI -	<u>LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO DA ÁREA PESQUISADA</u> ...	72
VI.1 -	Metodologia e Mapa de Isovalores da Componente Vertical do Campo Magnético Terrestre	73
VI.1.1 -	Coleta de Dados	73
VI.1.2 -	Elaboração do Mapa de Isovalores - (Isogamas)	74
VI.2 -	Análise Qualitativa dos Resultados	75
VII -	<u>ESTUDOS GEOELÉTRICOS</u>	77
VII.1 -	Revisão de Literatura e Trabalhos Anteriores	77

VII.2 - Trabalhos de Campo e Metodologia	81
VII.2.1 - Equipamentos	85
VII.3 - Síntese dos Dados Geoeletricos	90
VII.4 - Interpretação das Sondagens Elétricas	96
VII.4.1 - O Programa "Resist"	98
VII.5 - Seleção dos Dados de S.E.V. para Efeito de Correlação entre Parâmetros Geoeletricos e Hidrogeológicos	104
VIII - <u>INTER-RELAÇÕES DE PARÂMETROS GEOELÉTRICOS E HIDRO</u> <u>DINÂMICOS</u>	108
VIII.1 - Correlação entre Capacidade Específica e Transmissividade Hidráulica do Aquífero .	109
VIII.2 - Correlação entre Condutividade Hidráulica do Aquífero e Resistividade Elétrica da Camada Saturada	109
VIII.3 - Correlação entre Resistividade Elétrica - da Camada Saturada e Capacidade Específi ca do Aquífero	112
VIII.4 - Correlação entre Transmissividade Hidrau lica do Aquífero e Resistividade Elétrica da Camada Saturada	112

VIII.5 - Correlação entre Condutividade Hidráulica do Aquífero e Resistência Transversal da Camada Saturada	119
VIII.6 - Correlação entre Capacidade Específica do Aquífero e Resistência Transversal da Camada Saturada	119
VIII.7 - Correlação entre Transmissividade Hidráulica do Aquífero e Resistência Transversal da Camada Saturada	119
VIII.8 - Correlação entre Condutividade Hidráulica do Aquífero e Condutância Longitudinal da Camada Saturada	124
VIII.9 - Correlação entre Condutância Longitudinal da Camada Saturada e Capacidade Específica do Aquífero	124
VIII.10 - Correlação entre Condutância Longitudinal da Camada Saturada e Transmissividade Hidráulica do Aquífero	131
IX - <u>ANÁLISE DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES</u>	134
X - <u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	137

APÊNDICE I - Interpretação das Sondagens Elétricas Verticais usadas para Análise de Correla- ções entre os Parâmetros Geoeletricos e Hidrodinâmicos	150
ANEXOS	180

Í N D I C E D E F I G U R A S

página

FIG. I.1 - DISTRIBUIÇÃO DO GRUPO BAURU E SUAS FORMAÇÕES NO ESTADO DE SÃO PAULO E FORMAÇÃO ITAQUERI ..	7
FIG. II.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO	9
FIG. II.2 - QUADRO ESTRATIGRÁFICO DO GRUPO BAURU	11
FIG. II.3 - PERFIL LITOLÓGICO DO GRUPO BAURU (FORMAÇÃO ADAMANTINA) A NOROESTE DA BACIA - BÁLSAMO (SP)	13
FIG. II.4 - SEÇÃO COLUNAR PARCIAL DO GRUPO BAURU NA RE GIÃO DE MONTE ALTO, NORDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO	14
FIG. II.5 - VAZÕES MÉDIAS MENSAIS DO ALTO RIO TURVO	18
FIG. II.6 - ZONEAMENTO DO POTENCIAL EXPLORÁVEL POR POÇOS EM m^3/h , NO SISTEMA AQUÍFERO BAURU	21
FIG. III.1 - VAZÃO ESPECÍFICA (Q/S) Vs. ESPESSURA SATURA DA - AQUÍFERO BAURU	26
FIG. III.2 - FREQUÊNCIAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE CAPACIDADE ESPECÍFICA (Q/S) E TRANSMISSIVI DADE (T)	31

FIG. IV.1 - ILUSTRAÇÃO DA RESISTÊNCIA TRANSVERSAL E CON DUTÂNCIA LONGITUDINAL EM UM MEIO CONDUTOR ES TRATIFICADO	50
FIG. V.1 - ESQUEMA DO PERMEÂMETRO COM POTENCIAL HIDRÁULI CO DECRESCENTE	62
FIG. V.2 - ESQUEMA DE LIGAÇÃO PARA MEDIDAS DE RESISTIVI DADE ELÉTRICA DAS AMOSTRAS	67
FIG. V.3 - RELAÇÃO DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E RESISTI VIDADE ELÉTRICA EM AMOSTRAS DE AREIA	71
FIG. VII.1 - EXEMPLO DE CURVA DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE EXPRESSA POR AB/2	86
FIG. VII.2 - ESQUEMA DE UM DISPOSITIVO SIMPLES PARA MEDI DAS DE ELETRO-RESISTIVIDADE NO CAMPO	87
FIG. VII.3 - DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA DE VALORES DE RESISTIVIDADE DA CAMADA SATURADA	95
FIG. VII.4 - JANELA DE ENTRADA DE DADOS E INTERPOLAÇÃO DOS PONTOS NA CURVA DO MODELO	101
FIG. VII.5 - ESQUEMA REPRESENTATIVO DAS CAMADAS, ÉRRO PERCENTUAL E ÍNDICE DE AJUSTE ENTRE AS CUR VAS	102

FIG. VII.6 - CURVA DE SONDAGEM DO MODELO AJUSTADO AOS DADOS	103
FIG. VII.7 - PARÂMETROS GEOELÉTRICOS DO MODELO, INCLUIN DO CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL, RESISTÊNCIA TRANSVERSAL E SUAS CONTRIBUIÇÕES PERCENTUAIS RELATIVAS	105
FIG. VIII.1 - CAPACIDADE ESPECÍFICA Vs. TRANSMISSIVIDADE - HIDRÁULICA	111
FIG. VIII.2 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO E RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMADA SATURADA ...	114
FIG. VIII.3 - CAPACIDADE ESPECÍFICA Vs. RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMADA SATURADA	116
FIG. VIII.4 - TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO Vs. RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMADA SATURADA .	118
FIG. VIII.5 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO Vs. RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAMADA SATURADA ..	121
FIG. VIII.6 - CAPACIDADE ESPECÍFICA DO AQUÍFERO Vs. RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAMADA SATURADA	123
FIG. VIII.7 - TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA Vs. RESISTÊNCIA TRANSVERSAL	126

FIG. VIII.8 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO V_s . -
CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAMADA SATURADA 128

FIG. VIII.9 - CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL V_s . CAPACIDADE ES
PECÍFICA 130

FIG. VIII.10 - CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAMADA SATURA
DA V_s . TRANSVERSAL DO AQUÍFERO 133

ÍNDICE DE TABELAS

página

TAB. IV.1 - RESISTIVIDADES DE ROCHAS E MINERAIS 56

TAB. V.1 - VALORES EXPERIMENTAIS DE CONDUTIVIDADE HIDRÁU
LICA E RESISTIVIDADE ELÉTRICA EM AMOSTRAS DE
AREIAS NÃO CONSOLIDADAS 68

TAB. VII.1 - RESISTIVIDADES ELÉTRICAS DE SEDIMENTOS DO
GRUPO BAURU E BASALTOS (FORMAÇÃO SERRA GE
RAL) NO ESTADO DE SÃO PAULO 82

TAB. VII.2 - DADOS GEOELÉTRICOS DA CAMADA SATURADA DO
AQUÍFERO BAURÚ NA ÁREA DA BACIA DO ALTO RIO
TURVO - SP 92

TAB. VII.3 - PARÂMETROS HIDRÁULICOS E DADOS DE POÇO OBTI
DOS POR TESTE DE BOMBEAMENTO (DAEE) E S.E.V.
NA BACIA DO ALTO RIO TURVO - SP 106

TAB. VIII.1 - VALORES DE CAPACIDADE ESPECÍFICA E TRANS
MISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO 110

TAB. VIII.2 - VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO
AQUÍFERO E RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMA
DA SATURADA 113

TAB. VIII.3 - VALORES DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA E CAPACI DADE ESPECÍFICA DAS CAMADAS SATURADAS DO AQUÍFERO	115
TAB. VIII.4 - VALORES DE TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO E RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMA DA SATURADA	117
TAB. VIII.5 - VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO E RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAMA DA SATURADA	120
TAB. VIII.6 - VALORES DA CAPACIDADE ESPECÍFICA DO AQUÍ FERO E RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAMADA SATURADA.....	122
TAB. VIII.7 - VALORES DE TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA E RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DO AQUÍFERO (ZONA SATURADA)	125
TAB. VIII.8 - VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO E CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CA MADA SATURADA	127
TAB. VIII.9 - VALORES DE CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CA MADA SATURADA E DA CAPACIDADE ESPECÍFICA - DO AQUÍFERO	129
TAB. VIII.10 - VALORES DE CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CA MADA SATURADA E TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULI CA DO AQUÍFERO	132

ÍNDICE DE QUADROS

página

QUADRO II.1 - DADOS CLIMÁTICOS MÉDIOS DA BACIA DO ALTO
RIO TURVO 17

QUADRO III.1 - CAPACIDADE ESPECÍFICA E TRANSMISSIVIDADE
HIDRÁULICA RELATIVAS A POÇOS NO GRUPO
BAURÚ NO ESTADO DE SÃO PAULO 28

QUADRO VII.1 - EXEMPLO DE FOLHA DE DADOS DE CAMPO PARA
AS SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS DE 01 A
90 84

A B S T R A C T

The analog relationship in between electrical and hidraulic flow parameters in porous media, indicate a possibility of a method to be used by researchers in geophysical and hidrogeological studies to get a first hand information about problems related to aquifers characterization and use of ground wather in a feasible, economic and quick way.

We have investigated and obtained relationship in between geoelectrical and hidrodinamical parameters, measured in a sedimentar aquifer represented by the "Grupo Bauru" sandstones in the basin of "Rio Turvo" in São Paulo State at its third superior, with an area of 2.068 km^2 .

Ninethy electric soundings were made for determination of electrical parameters, such as bulk resistivity, transversal resistivity and longitudinal conductance of saturated layer. These soundings were made close to water wells for a better control of local geological conditions. A computer program was used for the interpretation of vertical electric sounding data.

Hydrodinamical parameters such as specific yield, hidraulic conductivity and hidraulic transmissivity were obtained by well tests, realized by hidrogeological recognizing program, developed in a integrated work of DAEE/IG-USP, in 1981.

A geomagnetic investigation, involving 267 stations for measuring the vertical component of terrestrial field, showed that the surface irregularities on basalt top are not much significative. They approximately follow the regional relief, and presents some local embasements or high structurals, reflexing respectively a higher or lower thickness of the sediment layer. The spatial distribution of these data allowed the construction of a isovalues (isogamas) chart, in which we can see these facts.

The statistical analysis of the correlation coefficients, showed a high fitness in between the correlated geoelectrical and hidrogeological, parameters data. So, it can be seen that useful informations, about aquifers and groundwater movements, can be obtained from the knowledge of its geoelectricals characteristics by way of geophysical investigations at the soil level, in areas where indispensable previous geological informations indicates the presence of similar structures.

R E S U M O

As relações de analogia entre fluxo elétrico e fluxo hidráulico em um meio poroso, apontam um caminho a ser seguido por pesquisadores em estudos geofísicos e hidrogeológicos, no sentido de se obter, através de métodos rápidos, confiáveis e econômicos, uma primeira aproximação aos problemas relativos à caracterização de aquíferos e ao aproveitamento de água subterrânea, para seus mais diversos fins.

Nesse sentido, foram pesquisadas e estabelecidas as inter-relações entre parâmetros geoelétricos e hidrodinâmicos medidos no aquífero sedimentar da Bacia Representativa do Alto Rio Turvo, nos domínios dos arenitos do Grupo Bauru, no Estado de São Paulo, em uma extensão de 2.068 km^2 .

Na determinação dos parâmetros geoelétricos: resistividade elétrica global; resistência transversal e condutância longitudinal, da camada saturada do aquífero, foram realizadas 90 sondagens elétricas verticais junto a poços existentes na área estudada, para um melhor controle das condições geológicas locais. Parâmetros hidrodinâmicos como: capacidade específica; condutividade e transmissividade hidráulicas, foram obtidos através de ensaios de bombeamento efetuados em poços da região, em um programa de reconhecimento hidrogeológico da bacia, desenvolvido através do convênio DAEE/IG-USP, em 1981.

O levantamento geomagnético em 267 estações de medida da componente vertical do campo magnético terrestre, mostrou que irregularidades da superfície do topo do basalto na área estudada, são de pequena intensidade, acompanhando aproximadamente o relevo regional e, apresentando alguns poucos embaiamentos ou altos estruturais localizados que refletem, respectivamente, um maior ou menor espessamento do pacote sedimentar

sobrejacente. A distribuição espacial desses dados permitiu a elaboração de um mapa de isovalores (isogamas) onde se observam esses fatos.

A análise estatística dos coeficientes de correlação, mostrou alto grau de significância entre os dados dos parâmetros geoeletricos e hidrodinâmicos correlacionados. Isso mostra que, informações importantes a respeito de aquíferos e do movimento de água subterrânea, podem ser inferidas a partir do conhecimento de suas características geoeletricas, através de levantamentos geofísicos na superfície do terreno, em áreas onde o indispensável conhecimento geológico prévio, indique a presença de estruturas semelhantes.

1 - INTRODUÇÃO

A prospecção e gestão de recursos hídricos subterrâneos, bem como sua proteção juntamente com a de seu meio ambiente geológico, se afiguram como um dos problemas atuais mais urgentes. A crescente escalada na demanda de água subterrânea que se verifica nas últimas décadas, tem estimulado um maior desenvolvimento nos métodos e técnicas de pesquisa e mesmo no estabelecimento de conceitos, resultando em contribuições importantes para uma melhor compreensão do assunto.

Devido a vários fenômenos inquietantes, como o crescimento demográfico, desenvolvimento industrial, poluição, etc., o aproveitamento hidráulico de uma bacia, através do aproveitamento de suas águas superficiais e subterrâneas, deverá ser estendido a um domínio de maior abrangência espacial. Assim, um conhecimento cada vez mais amplo das diversas características físicas e geológicas que envolvem um aquífero, torna-se fundamental para seu melhor aproveitamento e preservação.

Para que possamos controlar nossa influência sobre o meio ambiente geológico, precisamos primeiro aprender a observá-lo. Os métodos geofísicos de investigação possibilitam uma ampla densidade de observações temporais e espaciais. Eles podem, e devem, ser usados extensivamente, tanto para uma avaliação das condições naturais alteradas pela atividade humana, quanto para a análise dos processos e fenômenos que acompanham

essas atividades.

Entre os métodos geofísicos utilizados, o da resistividade elétrica tem se mostrado bem sucedido na determinação e mapeamento de contaminação de água subterrânea em diversas situações. O método baseia-se no fato de que a resistividade elétrica da formação depende da condutividade elétrica do fluido contido em seus poros, bem como das propriedades do meio poroso em si. Em condições favoráveis, contrastes de resistividade podem ser atribuídos à água subterrânea mineralizada, com uma condutividade específica maior que a normal, devido a uma fonte de contaminação. Aplicações dessa técnica são encontradas na detecção e mapeamento de água infiltrada de aterros sanitários, tratamento de efluentes de esgoto, fossas sépticas, e outros.

Outro aspecto importante da utilização de sondagens elétricas se refere à caracterização de aquíferos, através da determinação de parâmetros, como a transmissividade hidráulica, permeabilidade e mesmo sua definição espacial, cujo conhecimento é de fundamental importância para prospecção e exploração de água subterrânea.

A aplicação do método de eletro-resistividade permite uma avaliação rápida de áreas relativamente extensas, bem como auxilia no processo de definição de áreas mais favoráveis para a perfuração de poços e a rejeição dos locais não favoráveis. Isto reduz substancialmente os custos dos programas de perfurações para testes, fornecendo meios para a locação de poços nos pontos mais indicados da área pesquisada. O método de resistividade é útil, não apenas para a expansão de um sistema de suprimento de água em um aquífero, mas também para a definição e mapeamento de aquíferos ainda não explorados, para futuras necessidades.

Sondagens elétricas são feitas também a fim de

se correlacionar a sequência vertical das formações geológicas com valores de resistividade. Assim, devido à relação fundamental entre condutividade hidráulica e condutividade elétrica, através de sua dependência comum com a tortuosidade e porosidade, medidas de resistividade de um aquífero são bastante sugestivas para a estimativa de sua condutividade hidráulica. Desde que a transmissividade é igual ao produto da condutividade hidráulica pela espessura saturada, é possível se estabelecer uma correlação entre transmissividade e resistência transversal ou mesmo transmissividade e condutância longitudinal.

Existem inúmeros trabalhos referentes ao uso de resistividade elétrica em pesquisas hidrogeológicas, contudo muito poucos se preocuparam em relacionar essas medidas com propriedades hidráulicas dos aquíferos.

Assim, o presente trabalho tem por objetivo estabelecer a correlação entre esses parâmetros elétricos e hidráulicos a partir de estudos de água subterrânea e de sondagens elétricas, complementado por medidas geomagnéticas, realizados em sistema aquífero caracterizado por sedimentos do Grupo Bauru, num domínio espacial definido pela bacia representativa do Alto Rio Turvo no Centro-Norte do Estado de São Paulo.

Com esse objetivo, foram realizadas 90 sondagens elétricas e cerca de 350 medidas de componente vertical do campo magnético terrestre na área pesquisada. Para efeito das correlações foram utilizadas as sondagens efetuadas junto a poços existentes, com dados de ensaios de bombeamento.

A interpretação das sondagens elétricas foram feitas através do programa "RESIST", desenvolvido para micro-computadores IBM ou compatíveis, por John Greenhouse, da Waterloo University, Canadá.

O suporte financeiro para os trabalhos de campo do presente trabalho foi recebido através da FAPESP (Processo

nº 83/1424-1) no Projeto: Hidrodinâmica e Hidroquímica de Aquíferos, onde, junto ao Grupo de Pesquisas de São Paulo - CEPAS, IG-USP, participamos do Sub-Projeto A.2.01: Bacia do Alto Rio Turvo, do Programa A.2 - Grupo Bauru, na área: Desenvolvimento de Pesquisas Hidrogeológicas no Estado de São Paulo. Uma síntese dos resultados preliminares desse projeto no período setembro/83 a março/86 é encontrada no relatório "Ação Programada de Pesquisas de Águas Subterrâneas no Estado de São Paulo - FA PESP/DAEE".

II - CONSIDERAÇÕES GERAIS

II.1 - Aspectos Hidrogeológicos do Grupo Bauru

O atualmente denominado Grupo Bauru, está compreendido em área que ocupa cerca de 42 % da superfície do Estado de São Paulo, no seu planalto ocidental e se estende para o extremo Oeste do Estado de Minas Gerais (Triângulo Mineiro) e para o Sul do Estado de Goiás, sendo registrado também na parte Sul e Leste do Estado de Mato Grosso do Sul, abrangendo dessa forma uma área de cerca de 350.000 km².

Esses sedimentos, depositados no Cretáceo Superior em situação suprabasáltica, foram originalmente descritos e introduzidos na literatura geológica por Gonzaga de Campos em seu Relatório de Investigação Geológica do Oeste do Estado de São Paulo, em 1905, efetuado para a Estrada de Ferro Noroeste do Brasil, onde aparece com o nome de "Grès de Bauru". A esta denominação logo se sucedeu a de "Arenito Bauru", em 1913. Em um estudo geológico mais completo, Moraes Rego, em 1935, amplia a área de exposição desses sedimentos até aproximadamente sua extensão atual e os denomina "Série Bauru". A partir daí diversos trabalhos se sucederam com alteração na denominação para "Formação Bauru" com divisões e subdivisões.

Mais recentemente, diante da necessidade de uma melhor compreensão de seu comportamento litoestratigráfico em função da crescente exploração de água subterrânea, em especial no Estado de São Paulo, estudos mais detalhados têm sido realizados, destacando-se nessa fase as colaborações de ARID (1967), SUGUIO (1973), SUGUIO et alii (1977), DAEE (1976 e 1979), BARCHA (1980), SOARES et alii (1979 e 1980), MEZZALIRA et alii

(1981 e 1982). Assim, com a publicação de cerca de trezentas colaborações, ampliou-se grandemente a literatura a respeito dessa unidade geológica nestas últimas décadas, passando por alterações quanto a suas divisões litoestratigráficas sugeridas por diversos pesquisadores, conforme sintetizado no Quadro 1.1. A Fig. 1.1 apresenta a distribuição do Grupo Bauru e de suas formações no Estado de São Paulo.

O atualmente denominado "Grupo Bauru" é um dos sistemas aquíferos mais intensa e extensamente explorados, particularmente no Estado de São Paulo, devido a conjugação de diversos fatores, tais como: relativa facilidade de captação de água subterrânea através de poços de profundidade moderada; grande extensão de sua área de ocorrência, acima de 100.000 km², envolvendo um amplo espectro de fontes de demanda de água, desde núcleos urbanos e indústrias, até propriedades rurais que necessitam de água para consumo, irrigação e pulverização de plantações e ainda o fato de que os projetos de captação de água subterrânea se mostram mais aconselháveis economicamente quando comparados com os de aproveitamento de águas de superfície.

Levantamentos levados a efeito pelo DAEE, apresentam 2.426 poços tubulares perfurados nos sedimentos do Grupo Bauru no Estado de São Paulo. A estimativa atual é de cerca de 4.000 poços, com previsão de aumento acentuado nos próximos anos em função do franco desenvolvimento que se verifica nessa região, principalmente devido à exploração agrícola.

O conhecimento das características hidrogeológicas do aquífero Bauru, quando analisadas sob o ponto de vista regional, é dificultado pela complexidade do modelo deposicional, apresentando variações laterais e verticais das diferentes litofácies, além do que, verifica-se que apenas uma pequena porcentagem dos poços existentes se prestam a uma investigação hidrogeológica regional. Para esse fato contribuem fatores tais

FIG.1.1 - DISTRIBUIÇÃO DO GRUPO BAURU E SUAS FORMAÇÕES NO ESTADO DE SÃO PAULO E FORMAÇÃO ITAQUERI (seg. Melo et al. 1982).

como: profundidade de perfuração inadequada, muitas vezes não atravessando intervalos produtores de água; falta de descrição litológica das amostras de perfuração ou mesmo indicação de estratos diferenciados eventualmente notados durante a perfuração; dados de vazão real de pouca confiabilidade, muitas vezes tratando-se de vazão instantânea, sem referência ao tempo de bombeamento e à posição do nível dinâmico e, em alguns casos, dados informados pelo usuário, baseados em estimativas.

Devido sua extensão e localização geográfica, o sistema aquífero Bauru representa uma importante fonte de aproveitamento de água subterrânea que, apesar dos aspectos sociais e econômicos que envolve, vem sendo explorado de forma indiscriminada, podendo resultar, num futuro não muito distante, no comprometimento do aquífero em termos da qualidade de suas águas, inicialmente a níveis regionais e posteriormente em sua totalidade.

11.2 - Bacia do Alto Rio Turvo e Água Subterrânea

11.2.1 - Localização

Localizada no Estado de São Paulo, na borda Nordeste da Bacia do Paraná, a Bacia do Alto Rio Turvo, afluente do Rio Grande, está compreendida entre as longitudes $48^{\circ}25'W$ e $49^{\circ}00'N$ e as latitudes $24^{\circ}47'S$ e $21^{\circ}23'S$, com uma superfície de 2.068 km^2 , conforme mostra a Fig. 11.1.

A área faz parte da região do Planalto Ocidental paulista, estendendo-se para Noroeste das cuestas basálticas a partir de um ressalto topográfico que se destaca do rever

FIG. II.1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO NO ESTADO DE SÃO PAULO .

so da cuesta interna. Os limites Sul e Leste da bacia constituem um planalto extremamente festonado, cujas maiores altitudes alcançam cerca de 740 m na cidade de Monte Alto. Ao longo e à volta da chapada, o relevo apresenta quebras bruscas em escarpas de dezenas de metros, chamadas "Itaimbés". Toda esta parte do relevo é suportada pelos arenitos calcários do Grupo Bauru. Em sua maior parte a área da bacia possui relevo uniforme e ondulado, com altitude média de 540 metros, moldado sobre arenitos menos resistentes da parte inferior do Grupo Bauru.

O Rio Turvo nasce na Serra de Jaboticabal, a uma altitude de 720 m e percorre, na direção Noroeste uma distância de 70 km, tendo sua bacia uma largura média de 35 km. Após cerca de 4 km de sua nascente já se encontra a uma cota de 540 m, prosseguindo a partir daí com uma declividade bem mais suave, até a cota de 465 m, no limite da bacia. Seu principal afluente, o Ribeirão da Onça, apresenta condições semelhantes, nascendo a uma altitude de 700 m e caindo para a cota de 540 m após 5 km de onde prossegue com declividade suave por mais 63 km, desembocando então no Rio Turvo com uma cota de 470 m.

11.2.2 - Geologia

A área estudada compreende os arenitos cretáceos do Grupo Bauru que repousam sobre os derrames de basalto da Formação Serra Geral. No Estado de São Paulo, o Grupo Bauru foi subdividido por SOARES et alii (1980) em quatro unidades litostratigráficas: Formação Caiuá, Formação Santo Anastácio, Formação Adamantina e Formação Marília (Fig. 11.2).

Na Bacia do Alto Rio Turvo ocorrem apenas as

GRUPO	FORMAÇÃO	ESP. MÁX	LITOLOGIA	LITOFÁCIES	SISTEMA DEPOSICIONAL	FOSSIL	IDADE
B A U R U	Marília	160 m			LEQUES ALUVIAIS	algas moluscos conchas traças répteis	CRETÁCEO SUPERIOR
	Adamantina	190 m		ITAQUERI			CRETÁCEO MÉDIO
	Santo Anastácio	80 m		TACIBA	FLUVIAL MEANDRANTE PELÍTICO A SUL,		
	Calud	200 m		UBIRAJARA	PSAMÍTICO A LESTE E NORTE		
	Serra Geral	+ 4500 m			FLUVIAL MEANDRANTE A ANASTOMOSADO PSAMÍTICO		CRETÁCEO INFERIOR
S. BENTO					DESÉRTICO

Arenitos finos médios

Lamitos, argilitos siltitos

Basaltos

Estratificação cruzada plano - paralelo

Calcário cimento carbonático

Arenitos grosseiros, conglomerados

FIG. II.2- QUADRO ESTRATIGRÁFICO DO GRUPO BAURU
(Soares et alli, 1980)

Formações Adamantina e Marília. A Formação Adamantina aflora em 80 % da área, conservando uma topografia ondulada, com altitudes variando de 480 a 580 m. Segundo SOARES et alii (1982), esta formação constitui um conjunto de fácies cuja característica principal é a presença de bancos de arenitos de granulação de fina a muito fina, de cor róseo castanho, portando estratificação cruzada, com espessuras na faixa de 2 a 20 m, alternados com bancos de lamitos, siltitos e arenitos lamíticos, de cor castanho-avermelhado a cinza-castanho, maciços ou com acamamento plano paralelo grosseiro, frequentemente com marcas de onda e microestratificação cruzada. Na área estudada sua espessura média é da ordem de 60 m, com um máximo de 110 m, assentando-se discordantemente sobre os derrames de basalto.

A Fig. 11.3 mostra um perfil litológico de um poço no domínio da Formação Adamantina, no centro da bacia, onde se verifica a presença de siltitos, argilitos e cimentação carbonática.

A Formação Marília aflora nas altitudes mais elevadas, acima de 580 m, sustentando os altos topográficos que margeiam a bacia a Leste e a Sul (Serra do Itambé, Serra da Tabarana e Serra de Jaboticabal) e estendendo-se ao longo dos interflúvios dos Rios Turvo e Onça. Os arenitos dessa formação apresentam granulação de muito fina a grossa, com níveis conglomeráticos, ocorrendo em bancos maciços com cimento calcífero e nódulos carbonáticos. Uma seção de referência é mostrada na Fig. 11.4.

A espessura da Formação Marília atinge o máximo na cidade de mesmo nome, com 160 m, recoberta por sedimentos cenozóicos, da mesma forma que na cidade de Monte Alto, no bordo Leste da bacia, com cerca de 150 m. Reduz sensivelmente para Oeste por erosão durante o aplainamento do ciclo Sul Americano e ciclos posteriores.

FIG. II.3 - PERFIL LITOLÓGICO DO GRUPO BAURU (FM. ADAMANTINA) NO CENTRO DA ÁREA DE ESTUDO - POÇO D.A.E.E. MUNICÍPIO DE PIRANGI - SP.

Des.-Arnaldo Rosolem

FIG. II.4 - SEÇÃO COLUNAR PARCIAL DO GRUPO BAURU NA REGIÃO DE MONTE ALTO, NORDESTE DO ESTADO DE SÃO PAULO (Soares et alli, 1980).

O substrato do pacote sedimentar Bauru é constituído pelos basaltos da Formação Serra Geral, que afloram somente em uma pequena área, próxima à confluência dos Rios Turvo e Onça, na cota 470 m. A superfície do topo do derrame é irregular, embora refletindo mais suavemente, o próprio relevo da área. As altitudes do topo do basalto são maiores a Leste, ao longo da Serra de Jaboticabal (520 m) decaindo para Oeste até 415 m, com uma inclinação média de 2 m/km.

A superfície piezométrica do aquífero reflete um nítido controle da topografia, com as curvas isopiezas acompanhando as curvas de nível. Os divisores de água subterrânea coincidem com os divisores de água superficial. O fluxo subter^râneo acompanha a drenagem de superfície, com o gradiente piezo^métrico diminuindo de montante para juzante da bacia, de 1 a 3 cm/m. A área de recarga do aquífero é constituída pela chapada de Monte Alto e pelos espigões alongados dos interflúvios. É importante notar que a principal zona de recarga, a chapada de Monte Alto, recoberta por sedimentos cenozóicos, consiste em uma área muito pequena, contudo tem um papel muito importante na alimentação do aquífero, por isso deve ser preservada a fim de se manter o equilíbrio natural da superfície piezométrica e da qualidade das águas do aquífero.

Na área da bacia do Alto Rio Turvo, predominam solos tipos podsolizado e latossolizado, ambos da variação Lins, e que são extensa e intensamente cultivados. A Sudeste da bacía predominam culturas de curto ciclo, como cebola, milho e tomate, com frequentes arações do solo e irrigação com água sub^rterrânea. Na região Centro-Oeste da bacia predominam cultu^ras de ciclo médio, como a cana-de-açúcar e cítricos (limão e laranja). Ao Norte, verifica-se atualmente uma grande expansão do cultivo de cítricos, principalmente laranja, com ampla utilização de água subterrânea nas diversas etapas de pulveriza^ç

ção dos pomares.

Na área da bacia estão assentadas vinte cidades de pequeno porte e três de médio porte; Catanduva, Bebedouro e Monte Alto, que se localizam próximo aos limites Oeste, Leste e Sul respectivamente. A maioria dessas cidades é abastecida exclusivamente por água subterrânea, sendo que as de maior porte, como Monte Alto e Pirangi exploram o aquífero Botucatu, e outras, como Paraíso, Palmares Paulista, Severínia, Monte Verde Paulista e as de menor porte, têm seus poços captando água do aquífero Bauru.

11.2.3 - Elementos Climáticos e Fluviométricos

A bacia do Alto do Rio Turvo pertence à 8ª zona hidrográfica do Estado de São Paulo, predominando um clima subtropical úmido. A pluviosidade média anual é de 1.300 mm, com um período seco, marcado por forte estiagem, estendendo-se de abril a setembro, com um índice pluviométrico médio de 190 mm.

As características climáticas médias da bacia, obtidas através de observações multi-anuais na estação meteorológica de Cajobi, são apresentadas no Quadro 11.1.

As vazões médias mensais do Rio Turvo, no limite a jusante da bacia, estão representadas na Figura 11.5, com máxima em torno de $27 \text{ m}^3/\text{s}$, no mês de março, e mínima em torno de $5 \text{ m}^3/\text{s}$ no mês de setembro, em um período de seis anos (DAEE, 1981).

A água subterrânea nessa região assume importância fundamental em virtude da baixa densidade de sua rede hidrográfica, inviabilizando, para a maioria das propriedades rurais, o uso de águas superficiais. Além disso, a região possui um pe

Temperaturas médias, °C	média anual	22,0
	média do mês mais quente	24,4
	média do mês mais frio	18,1
	máximas do mês mais quente	30,9
	mínimas do mês mais frio	13,3
Chuva média, mm	total anual	1300
	período seco (abr.-set.)	190
	mês mais chuvoso	240
	mês mais seco	13
Umidade relativa média, %	mês mais úmido	80
	mês mais seco	62
	mínimas do mês mais seco	40
Insolação relativa média, %	anual	50
	mês mais nublado	33
	mês mais ensolarado	71
Evapotranspiração real média, mm	média anual	1045
	período seco	434
	máxima mensal	121
	mínima mensal	56

QUADRO 11.1 - DADOS CLIMÁTICOS MÉDIOS DA BACIA DO ALTO RIO
TURVO. (DAEE, 1981)

FIG. II.5 - VAZÕES MÉDIAS MENCIAIS DO ALTO RIO
TURVO (Período 1964 - 1970)
(DAEE, 1981)

19
rígido sêco anual bastante longo, de abril a setembro/outubro, marcado por forte estiagem, com uma pluviosidade média de 190 mm.

11.3 - Breve Histórico de Estudos Hidrogeológicos no Grupo Bauru

A maior parte dos estudos hidrogeológicos efetuados no Grupo Bauru tratam da produtividade média de poços a partir de dados de vazão (ROCHA et alii, 1982). Num dos primeiros trabalhos publicados sobre o tema, LEINZ & SALIENTIEN (1962) verificaram que, em 163 poços distribuídos nos sedimentos do Bauru no Estado de São Paulo, era bastante pequena a porcentagem de poços não produtivos (1,8 %) e que as vazões mais frequentes (37,4 %) se encontrava na faixa de 5 a 10 m³/h, seguidas da faixa de 10 a 20 m³/h, com um percentual de 27,5 %. Resultados semelhantes foram obtidos por DURANTE et al (1965) reportando vazões de 5 a 20 m³/h em 111 poços distribuídos no Grupo Bauru, sendo que em casos excepcionais esses limites podem ser excedidos ou não atingidos. Vazões superiores a 40 m³/h, foram verificadas em poços perfurados pelo IGG em Bálsamo, São José do Rio Preto e Presidente Veneslau.

Em estudo hidrogeológico do Grupo Bauru no município de São José do Rio Preto, ARID et al. (1970) obtiveram valores de vazão no intervalo de 15 a 20 m³/h a partir dos dados de 80 poços, destacando o fato de que os poços que atingiram o basalto subjacente, apresentaram produção média acima de 20 m³/h.

Analisando os dados referentes a 418 poços perfurados nos sedimentos Bauru do Estado de São Paulo, MEZZA

LIRA (1974) verificou uma faixa de produtividade predominante de 5 a 10 m³/h (37,05 %), sendo que, para os poços que atingiam o basalto, o maior percentual de vazões se deslocava para o intervalo de 10 a 20 m³/h.

Segundo levantamento efetuado pelo IG (1977) em 255 poços nas bacias dos Rios São José dos Dourados e Tie-tê - margem direita, no Grupo Bauru, a faixa de produtividade mais frequente (36,8 %) se verificou para produtividades entre 5 e 10 m³/h.

Valores médios de produtividade de 2.426 poços cadastrados nos domínios do Grupo Bauru, determinados por geólogos do DAEE (1974, 1976 e 1979) são concordantes com aqueles já referidos por LEINZ e SALIENTIEN, ARID e MEZZALIRA.

Desenvolvendo estudos nas regiões administrativas de Presidente Prudente e Marília, o DAEE (1979) faz a determinação de parâmetros hidrodinâmicos, obtidos por meio de ensaios de bombeamento em poços da região e delimita em área as seguintes zonas de vazão explorável, em m³/h: abaixo de 20; 20-30; 30-50; 50-100 e 100-200.

A Fig. 11.6 apresenta uma distribuição de vazões teóricas possíveis de serem exploradas por poços totalmente penetrantes no domínio do aquífero Bauru no Estado de São Paulo. As zonas são diferenciadas segundo faixas de vazão, em m³/h de: 5 a 20; 20 a 30; 30 a 50; 50 a 100 e 100 a 200. Esta diferenciação é função tanto da variação faciológica quanto da espessura saturada dos sedimentos. Predomina em área a faixa de 5 a 20 m³/h, abrangendo quase totalmente o domínio de ocorrência das Formações Adamantina e Marília. Verifica-se ainda que, na região estudada neste trabalho, as vazões situam-se na faixa de 5 a 30 m³/h, com predominância do intervalo de 20 a 30 m³/h.

Com base em dados de cerca de duas centenas de

FIG.II.6- ZONEAMENTO DO POTENCIAL EXPLORÁVEL POR POÇOS, EM m³/h, NO SISTEMA AQUÍFERO BAURU (Rocha et alli, 1982).

poços perfurados no arenito Bauru, na região Norte-Occidental do Estado de São Paulo, BARCHA (1980), distingue três faixas de vazão provável nessa área: de 5 a 8 m³/h para a litofácies Araçatuba; de 8 a 15 m³/h para a litofácies Pereira Barreto e de 15 a 30 m³/h para a litofácies São José do Rio Preto.

Parâmetros como coeficiente de permeabilidade e porosidade do Grupo Bauru têm sido esparsos. Determinando a porosidade de 17 amostras de uma sondagem em Catanduva, FREITAS (1955) encontrou valores entre 11 e 28 %. LEINZ & SALLENTIEN (op.cit.), com base em amostras de duas sondagens, em Presidente Prudente e Presidente Venceslau, obtiveram valores de porosidade de 22,2 e 23,4 % e permeabilidades de 0,3 darcy (sem orientação) e 0,5 darcy (paralela à estratificação). Realizando medidas de permeabilidade em laboratório, de 395 amostras colhidas em superfície, e de 83 em subsuperfície, DURANTE (1968) verificou que 17,7 % das primeiras apresentaram valores de 0,5 darcy para cima, sendo que a maioria (82,7 %) com valores abaixo de 0,5 darcy. Das amostras de subsuperfície, colhidas em poços, a maioria (65 %) apresentou valores de acima de 0,5 darcy. Determinações de porosidade de 350 amostras de 13 poços do Bauru foram também efetuadas por BARCHA (op.cit.) que encontrou grande variabilidade, com valores médios na faixa de 16 a 26 %. Por meio da análise de perfis litológicos de poços e de perfilagens elétricas, com base nas características granulométricas dos sedimentos, valores de porosidade situados entre 5 e 15 % são citados nos estudos hidrogeológicos realizados pelo DAEE.

Com relação a estudos sobre a composição química das águas subterrâneas do Grupo Bauru, verifica-se que estão voltados exclusivamente para os aspectos de qualidade em função dos distintos usos (potabilidade, consumo agrícola e industri

al). Além dos aspectos de qualidade, nos estudos do DAEE as águas subterrâneas do aquífero Bauru são também classificadas em grupos hidroquímicos, relacionados com as diferentes fácies litológicas e às feições geomorfológicas dos sedimentos. De um modo geral, essas águas pertencem a dois grupos principais: águas bicarbonatadas cálcicas e águas bicarbonatadas calco-magnesianas. As bicarbonatadas cálcicas têm maior concentração salina e ocorrem principalmente nas áreas de planaltos e espigões, enquanto que as bicarbonatadas calco-magnesianas possuem concentração salina relativamente menor e ocorrem nos vales baixos.

III - ESTUDOS HIDRODINÂMICOS E GEOELÉTRICOS

III.1 - Condições Hidrodinâmicas do Grupo Bauru

Os sedimentos do Grupo Bauru com suas distintas formações e litofácies apresenta uma grande variabilidade em termos da distribuição espacial dos parâmetros hidrodinâmicos que os caracterizam. Assim, levando-se em conta os resultados obtidos nos estudos do DAEE (op.cit.) referentes tão somente ao Grupo Bauru no Estado de São Paulo, verifica-se que, na Região Administrativa 6 (Ribeirão Preto) que compreende a borda Norte Ocidental do aquífero, é observada uma irregularidade nos valores das propriedades hidrodinâmicas em função das variações litológicas verticais e horizontais na região. As transmissividades obtidas apresentam valores muito localizados, variando entre 5 e 50 m^2/d . As unidades mais permeáveis apresentam um coeficiente de permeabilidade calculado de 0,5 m/d . Semelhantemente a porosidade efetiva varia entre 5 e 15 %. Baixos valores do coeficiente de armazenamento determinados em testes, indicam muitas vezes condições de confinamento parcial ou total. Os valores de capacidade específica indicam para essa região uma média abaixo de 1,4 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$.

Nas Regiões Administrativas 7, 8 e 9 que compreendem a área Centro-Noroeste do Bauru no Estado de São Paulo, observa-se uma grande variação na transmissividade hidráulica dos sedimentos conforme a proporção de areia no perfil. Trata-se de areia fina de distribuição relativamente uniforme, com coeficiente de permeabilidade média de 1 a 2 m/d . Outro fator que contribui para as variações dos valores de transmissividade é a espessura dos sedimentos que, de um modo geral, dimi

nui dos espigões para os vales. Essa variabilidade pode ser verificada através do gráfico da Fig. III.1, de capacidade específica em função da espessura saturada do aquífero. Os valores relevantes de transmissividade nessa região do Bauru situam-se na faixa de 10 a 100 m^2/d . Esse intervalo inclui a maioria dos valores obtidos para a Região 6. Aparentemente a Região 7 possui sedimentos mais permeáveis e mais grossos como se pode inferir pela análise do gráfico acima referido.

A razão entre o valor médio da transmissividade e a espessura estimada do aquífero fornece o valor da permeabilidade média, apresentando um valor de 0,5 m/d , que é menor que a permeabilidade das próprias unidades arenosas e bem mais elevado que a das argilas, completamente impermeáveis. Nesse tipo de cálculo deve-se, sem dúvida, levar em consideração a anisotropia do aquífero.

A água da maioria dos poços dessa região em que foram realizados testes de bombeamento, provém de camadas arenosas e silto-arenosas limitadas entre camadas compactas, razão pela qual os valores de coeficientes de armazenamento obtidos são característicos de condições de pressão confinada ou semi-confinada. De acordo com a composição das camadas, a porosidade efetiva varia de 15 % nas camadas arenosas, com um diâmetro médio dos grãos da ordem de 0,15 mm, até 5 % nos arenitos siltosos e calcíferos.

Estudos realizados na área de domínio do aquífero Bauru a Sudoeste do Estado de São Paulo, compreendida pelas Regiões Administrativas 10 e 11, apresentam valores de capacidade específica variando de 0,1 a 1 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$ no chamado Bauru Médio/Superior (Formação Adamantina), com um predomínio em área do intervalo 0,3 - 0,4 $\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$. Zonas com valores acima de 0,4 são relativamente restritas e localizadas, como em um baixo estrutural existente que acarreta maior espessamento

+ - REGIÃO 7
 Δ - REGIÃO 8
 ○ - REGIÃO 9

FIG. III .1 - VAZÃO ESPECÍFICA (Q/S) Vs. ESPESSURA SATURADA -
 AQUÍFERO BAURU (DAEE 1981).

do aquífero, caracterizando uma zona com valores de 0,4 a $1 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. A provável ocorrência de fácies inferiores, por interdigitamento é responsável também por valores acima de $0,4 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ apesar de se verificar uma diminuição da espessura saturada em algumas áreas. Em Rinópolis, ocorre uma zona com valores relativamente elevados, de 1 a $2 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$, provavelmente associada ao cruzamento de dois alinhamentos estruturais nesta cidade, que teriam afetado o pacote sedimentar.

O aquífero Bauru Inferior (Formação Caiuá) apresenta valores dominantes de capacidade específica na faixa de 1 a $4 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Valor entre 4 e $8 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ são mais característicos na região de Mirante do Paranapanema, de domínio do arenito Caiuá, com espessura saturada da ordem de 100 a 150 metros.

Uma vez que transmissividade hidráulica e capacidade específica são parâmetros de mesma natureza, verifica-se também nessa área uma estreita analogia entre ambos. No aquífero Bauru Médio/superior verificam-se valores de transmissividade entre 10 e $50 \text{ m}^2/\text{d}$, predominando em área a faixa de 10 a $30 \text{ m}^2/\text{d}$. Nas mesmas zonas de valores mais altos de capacidade específica são também registrados os maiores valores de transmissividade, em torno de $50 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$ ou mais.

No aquífero Bauru Inferior/Caiuá, os valores de transmissividade são bem maiores, variando entre 100 e $300 \text{ m}^2/\text{d}$ e seguem, do mesmo modo, um controle semelhante ao da variação da capacidade específica. As áreas que apresentam uma espessura saturada entre 100 e 150 metros fornecem valores de transmissividade em torno de $300 \text{ m}^2/\text{d}$, enquanto que nas zonas de menor espessura saturada do aquífero os valores não excedem $150 \text{ m}^2/\text{d}$.

No Quadro III.1 a seguir, são apresentados os valores de capacidade específica e de transmissividade hidráulica

REGIÕES	CAPACIDADE ESPECÍFICA ($m^3/h/m$)	TRANSMISSIVIDADE (m^2/d)
REGIÃO ADMINISTRATIVA 6 (Ribeirão Preto)	1,4 (valor médio)	5 - 50
REGIÕES ADMINISTRATIVAS 7, 8 e 9 (Bauru-S.J.do Rio Preto-Araçatuba)	acima de 0,5 até 3 com 90 % dos poços inferior a 1.	10 - 100
REGIÕES ADMINISTRATIVAS 10 e 11 (Presidente Prudente e Marília)	0,1 - 1 (predomínio em área de 0,3 - 0,4) - Fm. Adamantina 1 - 4 - Fm. Sto.Anastácio e Caiuá	10 - 50 (predomínio em área de 10 - 30) - Fm. Adamantina 100 - 300 - Fm. Sto.Anastácio e Caiuá.

QUADRO III.1 - Capacidade Específica e Transmissividade Hidráulica relativas a poços no Grupo Bauru no Estado de São Paulo.

encontrados para os sedimentos do aquífero Bauru, referentes às áreas abrangidas pelas regiões administrativas 6, 7, 8, 9, 10 e 11 do Estado de São Paulo.

Em termos de permeabilidade aparente média, o aquífero Bauru Médio/Superior apresenta valores entre 0,1 e 0,4 m/d, com o valor 0,3 m/d como o mais representativo. No Bauru Inferior/Caiuá, os coeficientes variam de 1 a 3 m/d, sendo os maiores, mais representativos na área de domínio do arenito Caiuá. Convém ressaltar que esses valores são determinados a partir de ensaios de bombeamento em poços totalmente penetrantes no aquífero e estão afetados quase sempre pela anisotropia do meio sedimentar, cuja estratificação impõe uma permeabilidade vertical e horizontal.

III.2 - Condições Hidrodinâmicas da Bacia do Alto Rio Turvo.

O que se conhece até o presente sobre a hidrodinâmica na área pesquisada, se restringe a estudos efetuados pelo DAEE/IGUSP (1981), compreendendo ensaios de bombeamento, que permitiram uma determinação localizada de parâmetros como a transmissividade hidráulica e a obtenção de valores aproximados de capacidade específica. Devido a restrições, tais como: falta de descrição de perfis litológicos dos poços; profundidades inadequadas da maioria dos poços, não penetrando o aquífero em toda sua espessura, e a execução de testes expeditos de bombeamento efetuados em um único poço, a posição da camada aquífera ficou indefinida, com os valores de transmissividade se referindo a toda camada saturada, representando valores aparentes e rebaixados em relação a poços totalmente penetrantes. As fre

quências de distribuição dos valores de transmissividade e de capacidade específica são apresentadas na Fig. III.2.

A transmissividade média é da ordem de $40 \text{ m}^2/\text{d}$ e os valores de capacidade específica são predominantes na faixa de 0,5 a $1,0 \text{ m}^3/\text{h}/\text{m}$. Valores de coeficiente de armazenamento $1,8 \times 10^{-4}$ e 10^{-5} , obtidos à montante da bacia, indicam condições locais de confinamento do aquífero, possivelmente devido à presença de lentes de argila na parte superior da Formação Adamantina. Essas ocorrências eventuais são no entanto localizadas, predominando na maior parte da área estudada, a condição de aquífero livre, o que foi evidenciado por um levantamento de sua superfície piezométrica realizado pelo DAEE (1981).

O fluxo de água subterrânea, em geral é orientado para noroeste da bacia, acompanhando a drenagem de superfície em função das calhas dos rios Turvo e Ribeirão da Onça.

A área da Bacia do Alto Rio Turvo é caracterizada por um único aquífero, constituído pelos sedimentos da Formação Adamantina, que predominam em área. No entanto, seu comportamento hidrodinâmico sofre as influências locais em função de variações das características do sedimento, como presença de silt e argila, cimentação carbonática, eventual fraturamento do basalto subjacente e a ocorrência de altos e baixos estruturais.

FIG. III.2 - FREQUÊNCIAS DE DISTRIBUIÇÃO DOS VALORES DE CAPACIDADE ESPECÍFICA (Q/s) E TRANSMISSIVIDADE (T).
(DAAE, 1981)

III.3 - Parâmetros Hidrodinâmicos e Elétricos - Relações de Analogia.

O estudo da hidrodinâmica dos meios permeáveis naturais, como por exemplo um aquífero, envolve problemas matemáticos complexos devidos às condições reais, tais como anisotropias, heterogeneidades, condições de contorno, singularidades do campo, etc., o que leva o pesquisador a recorrer a técnicas de simplificação do modelo, de modo a permitir seu estudo por meio de medidas indiretas de seus parâmetros, através da avaliação de outras grandezas físicas que com êles se correlacionam.

O princípio desse método é fundamentado na analogia existente entre as expressões matemáticas que regem o movimento de água em um meio permeável e a corrente elétrica em um meio condutor. A comparação das equações que regem esses dois fenômenos físicos distintos, viabiliza a utilização de métodos geo-elétricos em estudos da hidrodinâmica de aquíferos, levando-se em conta principalmente aspectos como rapidez, economia e simplicidade dos equipamentos.

III.3.1 - Principais Equações Relativas à Hidrodinâmica dos Meios Porosos.

a) Carga ou Potencial Hidráulico

Se considerarmos um ponto qualquer em um meio poroso, a carga ou potencial hidráulico nesse ponto é expresso pela equação de Bernoulli:

$$\phi = Z + \frac{P}{\gamma} + \frac{v^2}{2g} \quad (III.1)$$

onde, $Z + \frac{P}{\gamma} = h$ (altura piezométrica);

Z = energia potencial;

$\frac{P}{\gamma}$ = energia devido a forças de pressão;

$\gamma = \rho g$

$\frac{v^2}{2g}$ = energia cinética

Devido ao fato de que as velocidades de escoamento dentro de um meio poroso são, em geral, muito baixas, o termo relativo à energia cinética pode ser desprezado, portanto:

$$\phi = Z + \frac{P}{\gamma} \quad , \quad \text{ou} \quad \phi = h \quad (III.2)$$

($\phi = h$) não é normalmente válido a não ser em superfície livre).

O escoamento de água subterrânea nos aquíferos se efetua no sentido das cargas hidráulicas decrescentes.

b) Permeabilidade

A permeabilidade de um meio poroso, define sua capacidade de transmitir um fluido, independentemente de suas propriedades específicas. Para se evitar confusão com a condutividade hidráulica, que inclui propriedades da água subterrânea, define-se uma permeabilidade intrínseca k , que é expressa por:

$$k = \frac{K \cdot \mu}{\rho g} \quad (III.3)$$

onde, K é a condutividade hidráulica;

μ é a viscosidade dinâmica do fluido;

ρ é a densidade do fluido;

g é a aceleração gravitacional.

Conforme veremos posteriormente na equação de Darcy, K pode ser expresso por:

$$K = - \frac{v}{d\phi/dx} \quad (\text{onde } d\phi/dx \text{ é o gradiente hidráulico})$$

que, substituído na equação acima resulta:

$$k = - \frac{\mu v}{g (dx/d\phi)} \quad (III.4)$$

que tem por unidades:

$$k = - \frac{(kg/ms) (m/s)}{(kg/m) (m/s) (m/m)} = m^2$$

ou seja, a permeabilidade intrínseca possui unidades de área.

c) Condutividade hidráulica

Como a água é o fluido predominante em estudos de água subterrânea, é utilizado então a condutividade hidráulica K , que é definida como sendo o volume de água subterrânea, de viscosidade cinemática predominante, transmitida na unidade de tempo através de uma seção reta de área unitária, perpendicular à direção do fluxo, sob a ação de um gradiente hidráulico unitário. Suas unidades são:

$$K = - \frac{v}{d\phi/dx} = - \frac{m/dia}{m/m} = m/dia \quad (III.5)$$

indicando que a condutividade hidráulica possui unidades de velocidade.

d) Transmissividade

A transmissividade é amplamente empregada em hidráulica de águas subterrâneas. É definida como sendo a razão na qual a água, com viscosidade cinemática predominante, é transmitida através de uma espessura unitária do aquífero sob a ação de um gradiente hidráulico unitário. Temos então que:

$$T = K.b = (m/dia) (m) = m^2/dia \quad (III.6)$$

onde $\underline{b}$ é a espessura saturada do aquífero.

e) A Lei de Darcy

Experimentalmente, a expressão da Lei de Darcy é escrita na forma:

$$Q = K A i \quad (III.7)$$

onde, Q = vazão;

K = permeabilidade;

A = área da seção transversal do meio poroso;

i = gradiente hidráulico (perda de carga por unidade de comprimento).

$$i = \lim_{\Delta x \rightarrow 0} \frac{\Delta h}{\Delta x} = - \frac{dh}{dx} \quad (III.8)$$

$$\text{Então, } \frac{Q}{A} = v = -K \frac{d\phi}{dx} \quad (III.9)$$

A expressão geral da Lei de Darcy,

$$v = -K \text{ grad. } \phi \quad (III.10)$$

permite explicitar as componentes da velocidade nas três direções do espaço (contanto que os eixos de coordenadas sejam colineares às direções principais do tensor de permeabilidade K)

$$v_x = -K_x \frac{\partial \phi}{\partial x}$$

$$v_y = -K_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (III.11)$$

$$v_z = -K_z \frac{\partial \phi}{\partial z}$$

Se o meio for considerado isotrópico: $K_x = K_y = K_z$

f) Equação de Continuidade

O princípio de conservação das massas afirma que durante um certo tempo dt a massa de fluido que entra em um elemento de volume do aquífero nas três direções, x , y e z , é igual ao fluxo de massa que sai.

Considerando um volume elementar de massa $\rho \cdot dx \cdot dy \cdot dz$ e cuja invariância permite escrever:

$$(\rho \cdot dx \cdot dy \cdot dz) = 0,$$

teremos:

$$\frac{\partial (\rho v_x)}{\partial x} + \frac{\partial (\rho v_y)}{\partial y} + \frac{\partial (\rho v_z)}{\partial z} + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0, \quad (III.12)$$

ou, usando a notação vetorial,

$$\text{div.} (\rho \vec{v}) + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0 \quad (III.13)$$

que é chamada Equação de Continuidade.

Considerando-se a água e a matriz porosa como sendo incompressíveis (caso do escoamento à superfície livre) e se o escoamento for em regime permanente $\left(\frac{\partial \rho}{\partial t} = 0\right)$, a equação de continuidade se reduz a:

$$\text{div.} \vec{v} = 0 \quad (III.14)$$

isto é,

$$\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = 0 \quad (III.15)$$

Tornando-se o valor das componentes de velocidade da equação (III.7) e considerando um meio homogêneo e isotrópico, podemos escrever a equação a derivadas parciais na

forma:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (III.16)$$

ou,

$$\nabla^2 \phi \approx \Delta \phi = 0$$

(∇^2 = operador Laplaciano)

No caso de um escoamento bidimensional

$$\Delta h \approx \frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} = 0 \quad (III.17)$$

III.3.2 - Principais Equações Relativas a Correntes Elétricas em um Meio Condutor

a) Lei de OHM

A intensidade de corrente elétrica que atravessa um meio condutor da área de secção transversal A , comprimen

to Δx e resistividade ρ , quando submetido a uma diferença de potencial Δu é expressa por:

$$I = \frac{l}{\rho} \cdot A \cdot \frac{\Delta u}{\Delta x} \quad (\text{III.18})$$

Para um sistema tri-dimensional de um meio con dutor de resistividade uniforme, teremos:

$$i_x = \frac{-l}{\rho_x} \cdot \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$i_y = \frac{-l}{\rho_y} \cdot \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$i_z = \frac{-l}{\rho_z} \cdot \frac{\partial u}{\partial x}$$

$$(\text{em um meio isótropico } \frac{l}{\rho_x} = \frac{l}{\rho_y} = \frac{l}{\rho_z})$$

A expressão generalizada da lei de Ohm se escre ve portanto:

$$\vec{i} = \frac{-l}{\rho} \text{ grad } u \quad (\text{III.19})$$

onde $\vec{i}$ = vetor densidade de corrente elétrica.

b) Equação de Continuidade

O princípio de conservação de cargas elétricas permite escrever:

$$\frac{\partial i_x}{\partial x} + \frac{\partial i_y}{\partial y} + \frac{\partial i_z}{\partial z} + \frac{\partial \sigma}{\partial t} = 0 \quad (\text{III.20})$$

onde σ = carga elétrica por unidade de volume, ou seja, vetorialmente:

$$\text{div } \vec{i} + \frac{\partial \sigma}{\partial t} = 0 \quad (\text{III.21})$$

Em regime permanente $\left(\frac{\partial \sigma}{\partial t} = 0\right)$:

$$\text{div. } \vec{i} = 0$$

portanto:

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 \quad (\text{III.22})$$

$$\text{ou } \nabla^2 u - \nabla u = 0$$

III.3.3 - Relações de Analogia entre o Meio Poroso e o Meio Condutor

A comparação das equações (III.6) com (III.19), (III.13) com (III.21) e das equações de difusividade hidráulica e de difusividade em eletricidade (equação de Maxwell) que sintetizamos a seguir, permitem o estabelecimento de uma analogia formal entre os dois fenômenos que, apesar de exprimirem realidades físicas distintas, envolvem um mesmo tipo de formulação matemática.

Meio Poroso

- Lei de Darcy

$$\vec{v} = -K \vec{\text{grad.}} \phi$$

onde: K = permeabilidade

ϕ = potencial hidráulico

Meio Condutor

- Lei de OHM

$$\vec{i} = - \frac{1}{\rho} \vec{\text{grad}} U$$

onde: $\frac{1}{\rho}$ = condutividade elétrica

U = potencial elétrico

Meio Poroso

- Equação de Continuidade

$$\text{div.} (\rho \vec{v}) + \frac{\partial \rho}{\partial t} = 0$$

onde: ρ = massa específica
(densidade)

- Equação de Difusividade

$$\text{div.} (T. \text{grad. } \phi) = S \frac{\partial \phi}{\partial t}$$

onde: T = transmissividade

S = coeficiente de
armazenamento

Meio Condutor

- Equação de Continuidade

$$\text{div. } \vec{i} + \frac{\partial \sigma}{\partial t} = 0$$

σ = densidade de carga elétrica
(carga elétrica por unidade
e volume)

- Equação de Maxwell

$$\text{div.} \left(\frac{T}{R} . \text{grad. } U \right) = C . \frac{\partial U}{\partial t}$$

onde: $R = \rho$ (para um elemento
do volume)

C = capacidade do conden
sador

Assim, podemos correlacionar as seguintes
grandezas hidráulicas e elétricas:

Potencial hidráulico, $\phi \approx h \longleftrightarrow U$, potencial elétrico

Vazão hidráulica, $Q \longleftrightarrow I$, intensidade de corrente elé
trica

Velocidade de escoamento, $v \longleftrightarrow i$, densidade de corrente elétri
ca

Volume hidráulico, $V \longleftrightarrow q$, carga elétrica

Permeabilidade, $K \longleftrightarrow 1/\rho$, condutividade elétrica

Tempo real, $t_r \longleftrightarrow t_e$, tempo elétrico

Dimensão do domínio real, $L \longleftrightarrow l$, dimensão do domínio elétrico

IV - O MÉTODO DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA E A ÁGUA SUBTERRÂNEA

A aplicação do método de eletro-resistividade em pesquisas de água subterrânea foi lenta, uma vez que seu em prego esteve voltado inicialmente para prospecção de petróleo, de maior interesse econômico. Atualmente, muitas organizações vinculadas à água subterrânea empregam métodos geofísicos, par ticularmente o de eletro-resistividade, em função de um crescen te reconhecimento de suas vantagens, devido a quantidade de in formações que produz e a seu baixo custo relativo, nas pesqui sas de sub-superfície.

IV.1 - Princípios do Método

O uso da eletro-resistividade em pesquisas de sub-superfície, baseia-se em princípios relativamente simples. Seus fundamentos são encontrados em ampla literatura sobre o as unto, particularmente em KELLER & FRISCHKNECHT (1966), BHATA CHARYA & PATRA (1968), ORELLANA (1972) e KOEFOED (1979). Levan do em consideração os aspectos principais do método envolvidos no presente trabalho, apresentamos a seguir um resumo de seus fundamentos.

A intensidade de corrente que passa através de uma formação, devido a aplicação de uma diferença de potencial, é limitada pela resistividade elétrica da formação. Podemos de finir essa resistividade como sendo a resistência (medida em ohms) que existe entre as faces opostas de um cubo unitário do material dessa formação. Considerando-se um material cuja resistência elétrica seja R , que possua uma seção transversal

de área A , com um comprimento L , sua resistividade elétrica ρ pode ser expressa como

$$\rho = \frac{R \cdot A}{L} \quad (IV.1)$$

cujas unidades são $\text{ohm.m}^2/\text{m}$, ou simplesmente, ohm.m .

As resistividades das formações rochosas variam em uma faixa bastante ampla, dependendo do material, densidade, porosidade, tamanho e forma dos poros, conteúdo e qualidade da água e mesmo da temperatura. Não existem limites fixos para os diversos tipos de rochas; rochas ígneas e metamórficas apresentam valores na faixa de 10^2 a 10^8 ohm.m ; rochas sedimentares e não consolidadas, de 10^0 a 10^4 ohm.m (TELFORD et alii, 1976). Em formações relativamente porosas contendo água, a resistividade é controlada mais pela qualidade e conteúdo de água dentro da formação do que pela resistividade da matriz sólida da rocha.

Em aquíferos compostos por materiais não consolidados, a resistividade diminui com o grau de saturação e salinidade da água subterrânea. Devido à melhor condução de corrente elétrica pelos minerais das argilas, as formações argilosas apresentam resistividades mais baixas do que a de aquíferos aluvionais permeáveis. A argila, quando úmida, possui resistividades tipicamente baixas, da ordem de 5 a 30 ohm.m enquanto que a areia e cascalhos úmidos possuem resistividades cinco a dez vezes maiores, portanto, zonas de resistividades relativamente altas, são de interesse como aquíferos pouco profundos.

As resistividades das formações são determinadas a partir das resistividades aparentes computadas por meio de medidas de corrente e de potencial entre pares de eletrodos localizados na superfície do solo.

IV.2 - Sondagem Elétrica Vertical (SEV)

Em estudos de sondagens geo-elétricas, a única quantidade mensurável é a diferença de potencial entre dois pontos. A referência sobre o potencial em um determinado ponto - significa, em termos práticos, a diferença de potencial elétrico existente entre esse ponto e um outro, de referência, relativamente afastado.

Em um meio homogêneo, o potencial V em um ponto qualquer, devido a uma fonte puntual, é inversamente proporcional à distância r e diretamente proporcional à corrente I que emana da fonte e à resistividade ρ do meio. Admitindo-se o meio como um semi-espaco homogêneo e infinito, a constante de proporcionalidade é igual a $1/2$, e o potencial será:

$$V = \frac{I}{2 \pi} \cdot \frac{\rho}{r} \quad \text{IV.2)}$$

Na prática, a corrente é enviada para a subsuperfície por meio de dois eletrodos de corrente (A e B) e a diferença de potencial elétrico é medida entre dois eletrodos de potencial (M e N), dispostos sobre a superfície.

Quando os eletrodos M e N se encontram entre os eletrodos de corrente, como no caso, o potencial no eletrodo mais próximo ao eletrodo positivo de corrente, será sempre maior que o do eletrodo mais próximo ao eletrodo de corrente negativo. Desse modo, a diferença de potencial $\Delta V = V_M - V_N$, entre M e N é positiva, sendo expressa por:

$$\Delta V = \frac{I}{2 \pi} \cdot \rho \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad \text{(IV.3)}$$

Nessa equação, a expressão entre parentesis depende da posição dos eletrodos, sendo por isso chamado "fator geométrico do arranjo de eletrodos", ao qual associaremos a letra G . Assim, temos:

$$\Delta V = \frac{I}{2\pi} \cdot \rho \cdot G \quad (IV.4)$$

Alguns autores tomam um fator $K = 2\pi/G$, denominado simplesmente "fator geométrico". Explicitando então a equação (IV.6) em termos da resistividade ρ , teremos:

$$\rho = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (IV.5)$$

IV.2.1 - Arranjo de Eletrodos

Nas sondagens elétricas verticais que utilizam o arranjo Schlumberger, a distribuição dos eletrodos é sempre simétrica com relação ao ponto central, mesmo quando os eletrodos de corrente A e B são afastados com o objetivo de se determinar as resistividades de camadas mais profundas.

A relação $\Delta V/I$ da diferença de potencial entre os eletrodos M e N e a corrente no solo, é designada por R e tem dimensões de uma resistência elétrica, sendo expressa em ohm. No entanto, deve-se ter cuidado para não considerá-la como a resistência elétrica de um volume de solo contido entre os dois eletrodos de potencial.

Se as distâncias mútuas entre os eletrodos for conhecida, podemos então calcular o fator K . Dessa forma, podemos determinar a resistividade de um terreno homogêneo por meio da leitura da diferença de potencial ΔV em um voltímetro ligado entre M e N e da corrente, em um amperímetro ligado em série com a fonte.

Quando o arranjo de eletrodos for alterado, o valor de K irá variar, alterando a relação $\Delta V/I$, de modo que a resistividade ρ seja sempre a mesma.

Em terreno não homogêneo, o valor da resistividade ρ , determinado através da equação (IV.5) será denominado resistividade aparente, representada por ρ_a .

A resistividade aparente é um conceito formal que, em termos de quantidades mensuráveis, representa uma diferença de potencial normalizada. Formalmente, equivale à resistividade que um terreno homogêneo e semi-infinito deve possuir para que se obtenha uma diferença de potencial igual àquela observada entre os eletrodos de potencial no terreno não-homogêneo, conservando-se o mesmo valor da corrente. Como é de se esperar, valores altos e baixos de resistividade aparente medida em um ponto, não podem ser associados diretamente com a resistividade do terreno situado sob o ponto investigado.

A sondagem elétrica vertical (SEV) tem como objetivo determinar a variação de resistividade elétrica com a profundidade, abaixo de um determinado ponto da superfície do solo e relacioná-la com os dados geológicos disponíveis, no sentido de se obter maiores detalhes da estrutura do subsolo. Esse procedimento baseia-se no fato de que a fração de corrente elétrica introduzida no terreno, e que penetra até uma certa profundidade, aumenta com a distância de separação dos eletrodos de corrente entre si. Em geral, pode-se dizer que a penetração da corrente aumenta com a separação dos eletrodos de corrente, não existindo porém uma proporcionalidade entre as

duas grandezas.

Com o arranjo Schlumberger, uma série típica de separação entre os eletrodos de corrente (distância AB), conforme a utilizada no presente trabalho, é obtida começando-se, com 1 m de separação entre os eletrodos de potencial (distância MN) e, mantendo-a constante, efetuar medidas com valores $AB = 3, 4, 5, 6, 8, 10, 12, 16, 20, 25, 32$ e 40 m. Quando se verifica que a diferença de potencial está muito baixa para ser medida com precisão, a separação entre MN (eletrodos de potencial) deve ser aumentada para, por exemplo 10 m, continuando-se as medidas com a separação seguinte dos eletrodos de corrente.

IV.2.2 - Resistência Transversal

Em um meio estratificado, consideremos um prisma reto de seção transversal quadrada, com eixo perpendicular à orientação de suas camadas e cujos lados tenham comprimentos unitários (Fig. IV.4). Supondo que o prisma seja atravessado por uma corrente elétrica que flui perpendicularmente à estratificação, as diferentes camadas se comportarão como condutores em série, pelo que suas resistências se somam. A resistência R_i , do tronco de prisma de espessura E_i , correspondente à camada i , será portanto,

$$R_i = \rho_i \frac{l}{S} = \rho_i \frac{E_i}{1 \times 1} = \rho_i E_i \quad (IV.6)$$

A esse produto é dado o nome de resistência transversal unitária, sendo mais comumente representada por T ,

FIG. IV.1 - ILUSTRAÇÃO DA RESISTÊNCIA TRANSVERSAL E CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL EM UM MEIO CONDUTOR ESTRATIFICADO.

ou seja,

$$T_i = E_i \cdot \rho_i \quad (\text{IV.7})$$

Ao conjunto das n primeiras camadas, corresponderá a resistência total.

$$T = \sum_i E_i \cdot \rho_i \quad (\text{IV.8})$$

As dimensões de T são as de uma resistividade por um comprimento, e sua unidade no sistema SI será ohm.m².

IV.2.3 - Condutância Longitudinal

Se considerarmos que no prisma da Fig. IV.4 - flui uma corrente elétrica paralelamente à estratificação, a resistência do tronco de prisma correspondente à camada i será agora,

$$R_i = \rho_i \frac{l}{S} = \rho_i \frac{l}{E_i \times l} = \frac{\rho_i}{E_i} \quad (\text{IV.9})$$

Como essas resistências não podem ser diretamente somadas por estarem em paralelo, é conveniente, tomarmos suas inversas, as condutâncias, uma vez que estas possuem a propriedade aditiva. Assim, chamando-se de S_i a condutância da camada i , teremos:

$$S_i = \frac{E_i}{\rho_i} \quad (IV.10)$$

A esse quociente é dado o nome de condutância longitudinal unitária.

Ao conjunto das n primeiras camadas corresponderá portanto a condutância total

$$S = \sum_i \frac{E_i}{\rho_i} \quad (IV.11)$$

As dimensões de S são evidentemente as de uma condutância, portanto medidas em mhos ou ohm.

Os parâmetros T e S correspondem, de certo modo, às componentes vertical e horizontal da resistência elétrica da estratificação considerada. Como, em geral, a corrente no sub-solo é oblíqua, devemos considerar ambas magnitudes.

Esses parâmetros foram apresentados por MAILLET (1947) aos quais chamou de "parâmetros de Dar Zarrouk" e, apesar de sua simplicidade, são de fundamental importância no estudo do comportamento elétrico de estruturas estratificadas, tais como os sistemas sedimentares.

IV.3 - Comportamento Eletro-Resistivo das Rochas - Fatores Intervenientes

Entre as propriedades elétricas apresentadas pelas rochas, a resistividade, ou seu inverso, a condutividade, são parâmetros fundamentais em pesquisa geo-elétrica das forma

ções e, em particular dos aquíferos sedimentares, onde a presença e a qualidade da água influem diretamente nos valores das medidas de resistividade.

A propagação da corrente elétrica em rochas e minerais pode se dar por três modos: condução eletrônica (ohmica), eletrolítica e dielétrica. O primeiro, é o tipo normal de fluxo de corrente em materiais que contenham elétrons livres, tais como os metais. Na condução eletrolítica, a corrente é efetuada por íons, em uma razão proporcionalmente lenta. A condução dielétrica é característica dos maus condutores ou isolantes, que possuem poucos ou mesmo nenhum portadores livres.

A condução eletrônica ohmica é do tipo que é governada pela lei de Ohm, cuja resistividade elétrica é expressa pela equação IV.1 e é medida, por exemplo, em ohm.m ou ohm.cm. O inverso da resistividade é a condutividade, medida em mhos/m ou mhos/cm, onde o mho é o inverso do ohm.

Desde que a maioria das rochas são pouco condutoras, suas resistividades serão extremamente altas, a não ser pelo fato de serem quase sempre porosas e terem seus poros preenchidos com fluidos, principalmente a água. Consequentemente, as rochas que contêm água podem ser consideradas como "condutores eletrolíticos" e, apesar de sua resistividade poder ser definida como na equação IV.1, deve-se ter em mente que a condução é eletrolítica, e não ohmica. Isto significa que a propagação da corrente se processa por condução iônica, através de moléculas com excesso ou deficiência de elétrons. Assim sendo, a resistividade desses meios varia com a mobilidade, concentração e grau de dissociação dos íons; dependendo este último da constante dielétrica do solvente. Quando comparado com a condução ohmica, o fluxo de corrente nesse caso é lento, e o movimento representa um verdadeiro transporte de material, resultando frequentemente em transformações químicas.

A condutividade elétrica de uma rocha porosa varia conforme o arranjo e o volume de seus poros e, mais ainda, com a condutividade e a quantidade de água que ela contém.

Uma relação empírica envolvendo a resistividade elétrica de uma formação, sua porosidade e a resistividade da água nela contida, foi apresentada por ARCHIE (1942), sendo expressa por:

$$\frac{\rho}{\rho_w} = a \phi^m s^{-n} \quad (IV.12)$$

onde, ϕ = fração volumétrica dos poros (porosidade)

s = fração de poros contendo água

$n \approx 2$

a, m = constantes; (0,5 a 2,5) e (1,3 m 2,5).

Os minerais formadores de rocha mais comuns (silicatos, carbonatos e sulfatos) são isolantes elétricos, possuindo resistividades superiores a 10^8 ohm.m a temperaturas normais. Muitos minerais (sulfatos e sais sulfonados) e alguns óxidos (principalmente magnetita e ilmenita), são semi-condutores eletrônicos, com resistividades na faixa de 10^{-4} a 10^4 ohm.m.

Com excessão do grafite, os condutores metálicos são raros na natureza. A condutividade elétrica das rochas depende do seu teor de minerais, textura, porosidade e sob muitos aspectos, da condutividade térmica. A porosidade por fraturamento aumenta a resistividade das rochas secas. Um constituinte mineral menor, tal como a grafita, magnetita ou a pirita, quando presentes na forma de grãos isolados, fornecem apenas um pequeno aumento na condutividade global, porém contribuem com

um aumento significativo quando estão distribuídos em sistemas interligados, tais como cimentação intersticial em texturas clásticas, preenchimento de fraturas interligadas ou estruturas de crescimento dendríticas. A resistividade dos granitos, por exemplo, normalmente da ordem de vários milhares de ohm.m, pode ser reduzida para menos de alguns ohm.m devido a um teor percentual de grafita ou pirita de algumas unidades. Na Tabela IV.1 são apresentados valores de resistividade elétrica de diversos tipos de rochas.

A água pura é razoavelmente um bom isolante (resistividade 2×10^5 ohm.m), contudo a água presente nas rochas (água subterrânea, água conata) é moderadamente condutora, devido a presença de sais dissolvidos; suas resistividades comumente estão na faixa de 1 a 10 ohm.m, podendo chegar a valores iguais ou mesmo inferiores ao da água do mar (0,2 ohm.m). Assim, com exceção de alguns raros tipos de rochas que possuem grandes quantidades de minerais condutores, as resistividades das rochas saturadas com água são proporcionais à resistividade da água nelas contida, além do que, dependem sensivelmente da quantidade e natureza de seus espaços porosos. Para um determinado tipo de porosidade de um aquífero saturado, a relação expressa pela equação (IV.12) pode ser escrita na forma:

$$\rho = a \cdot \rho_w \cdot \phi^{-2} \quad (IV.13)$$

ou seja, a resistividade varia com o inverso do quadrado da porosidade. A constante empírica a depende do tipo de porosidade: para rochas clásticas (porosidade intersticial) seu valor é em torno de 0,7, sendo maior para rochas vulcânicas (aproximadamente 1,5), indicando assim uma conexão relativa

TABELA IV.1 - RESISTIVIDADES DE ROCHAS E MINERAIS
(adaptada de PARASNIS, 1971)

MATERIAL	$\Omega.m$	MATERIAL	$\Omega.m$
ÁGUA	MUITO SENSÍVEL A IMPREGNAÇÕES	DIORITO	$2,8 \cdot 10^4 - 2,0^6 \cdot 10$
ALBITITO	$3 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^3$	DOLOMITO	$3,5 \cdot 10^2 - 5,0 \cdot 10^3$
ALUMÍNIO	$2,9 \cdot 10^{-8}$	FOLHELHO JOVEM	$1 - 10^3$
ANDESITO	$4,5 \cdot 10^4$	FOLHELHO METAMÓRFICO	$10^3 - 10^4$
ARDÓSIA	$10^3 - 10^4$	FOLHELHO GRAFÍTICO	$10^3 - 10$
AREIAS	MUITO VARIÁVEL	GABRO	$10^5 - 10^6$
ARENITOS	$10 - 300$	GNAISSE	$10^3 - 7 \cdot 10^4$
ARENITO ARCOSIANO	$3 \cdot 10^2 - 5 \cdot 10^3$	GRANITO	$10^3 - 2 \cdot 10^4$
ARENITO QUARTZÍTICO	$2 \cdot 10^2 - 3 \cdot 10^3$	HEMATITA (MINÉRIO)	$10^{-3} - 10^4$
ARGILAS	$1 - 100$	MAGNETITA (MINÉRIO)	$10^{-2} - 10^2$
BASALTO	$10^2 - 10^4$	MÁRMORE	$10^4 - 10^{10}$
BAUXITA	$2 \cdot 10^2 - 6 \cdot 10^3$	MICA	$10^{11} - 10^{15}$
CALCÁRIO	$10^2 - 10^5$	OLIVINA	$10^3 - 10^4$
CALCITA	$5 \cdot 10^{12}$	PERIDOTITO	$3 \cdot 10^{-3}$
CASSITERITA	$4,5 \cdot 10^{-4} - 10^4$	PIRITA (MINÉRIO)	$10^{-4} - 10$
CALCOPIRITA	$3 \cdot 10^{-5} - 5 \cdot 10^{-2}$	PRATA	$1,6 \cdot 10^{-8}$
CARVÃO ANTRACÍTICO	$10^{-2} - 1$	QUARTZO $\rho_{ }$	10^{12}
CARVÃO BETUMINOSO	$10^2 - 10^4$	QUARTZO $\rho_{\perp}$	$2 \cdot 10^{14}$
CHUMBO	$21 \cdot 10^{-8}$	QUARTZITO	$4,7 \cdot 10^6$
COBRE	$1,7 \cdot 10^{-8}$	SIDERITA	$7 \cdot 10^3$
DIABÁSIO	$3 \cdot 10^2 - 4,6 \cdot 10^7$	SILTITO	10^4
DIAMANTE	$5 \cdot 10^{12} - 2,7 \cdot 10^{16}$	WOLFRAMITA	$10^3 - 10^7$
		XISTO (CLORÍTICO)	$5 \cdot 10^3 - 10^5$

mente pobre do espaço poroso vesicular.

Para rochas apenas parcialmente saturadas com água, o que ocorre acima da superfície freática, a resistividade aumenta da maneira esperada para uma porosidade reduzida, correspondendo ao volume de espaços porosos ocupados pela água. Além de uma certa redução no conteúdo de água, correspondente a cerca da metade da porosidade total, a resistividade aumenta mais rapidamente, provavelmente porque é desfeita a conexão de filmes finos de água na matriz sólida, conforme o conteúdo de água vai se tornando cada vez menor.

Rochas sedimentares mais recentes apresentam em geral resistividade menores que 40 ohm.m; rochas sedimentares mais antigas e rochas vulcânicas têm valores intermediários, de 40 a 100 ohm.m, e rochas cristalinas de baixa porosidade apresentam resistividades maiores que 100 ohm.m .

IV.4 - Limitações do Método e Considerações sobre Interpretação de Sondagens Elétricas Verticais

O sucesso com o método superficial de resistividade elétrica depende principalmente de um bom conhecimento das condições da subsuperfície. Condições favoráveis incluem uniformidade do terreno sob o ponto investigado, bons contrastes de resistividades e, quando se tratar de estudos de água subterrânea, uma superfície freática pouco profunda.

Considerações à respeito de homogeneidade e ani

sotropia tornam-se mais significativas quanto mais o meio geológico estudado delas se afastar. Entre os problemas e limitações estão os princípios de equivalência e supressão de camadas relacionados com a condutância longitudinal e a resistividade transversal da estratificação, cujos detalhes podem ser encontrados em ORELLANA (1972).

De acordo com o princípio de equivalência, quando a condutância longitudinal de uma determinada camada for muito menor que a condutância total das camadas sobrejacentes, não haverá alteração significativa na curva de resistividade da seção geoeétrica quando se divide a espessura da camada estudada e se multiplica sua resistividade por um mesmo número, maior que 1 (equivalência em resistência transversal). Semelhantemente, quando a resistência transversal de uma determinada camada for muito menor que a total das camadas sobrejacentes, sua espessura e resistividade podem ser multiplicadas por um mesmo número, maior que 1 (equivalência em condutância longitudinal) sem que haja alteração significativa na curva de resistividade da seção geoeétrica.

O princípio de supressão de camada implica na possibilidade de suprimir uma camada relativamente delgada, cuja resistividade seja intermediária entre as duas camadas que a limitam. Consequentemente, essa camada produzirá um arco muito pequeno e de pouca influência no aspecto geral da curva de resistividade. Outra forma de ilustrar este efeito é se considerar, por exemplo, que dadas três camadas consecutivas de resistividades crescentes ou decrescentes, a camada intermediária pode ser suprimida, aumentando-se a espessura da primeira e da terceira, sem que haja alteração significativa na curva de resistividade da estratificação estudada.

Conforme se deduz a partir dos princípios de equivalência e supressão, algumas alterações relativamente im

portantes nos parâmetros do corte geoeletrico, podem se refletir de maneira pouco significativa nas curvas de resistividade do meio considerado. É exatamente a limitada precisão dos dados experimentais que faz com que, para cortes geológicos relativamente diferentes, corresponda uma mesma curva de resistividade. Caso fosse possível trabalhar com dados experimentais absolutamente exatos, qualquer pequena alteração dos parâmetros geoeletricos seria facilmente identificável nas curvas de sondagem elétrica vertical.

Esses princípios são considerados na interpretação dos dados de resistividade elétrica obtidos no campo, onde as curvas obtidas são ajustadas às curvas teóricas contidas no programa de interpretação.

Convém ressaltar que, em meios geologicamente ativos, onde heterogeneidades e anisotropias são condições predominantes, os problemas citados são de difícil solução, na maioria das vezes inviabilizando uma abordagem por meio de sondagem elétrica vertical. Contudo, quando se contar com um controle geológico adequado das formações estudadas e, onde considerações como homogeneidade e isotropia possam ser admitidas numa primeira aproximação, o método torna-se potencialmente útil para a obtenção rápida e pouco dispendiosa de parâmetros fundamentais como, por exemplo, aqueles relacionados a aquíferos sedimentares e movimento de água subterrânea.

A área pesquisada neste trabalho se enquadra nas condições acima, considerando-se o fato de se encontrar dentro do domínio dos sedimentos do Grupo Bauru, com formações litologicamente descritas e caracterizadas, de modo a permitir um melhor controle dos fatores intervenientes na análise do comportamento elétrico e hidrodinâmico de seus aquíferos.

V - ENSAIOS DE LABORATÓRIO: CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA E RESISTIVIDADE ELÉTRICA.

Medidas de resistividade elétrica de superfície aplicadas ao estudo de águas subterrâneas, são comumente usadas para o reconhecimento de aquíferos potenciais, pesquisando inicialmente áreas geologicamente mais favoráveis à ocorrência de materiais grosseiros, que caracterizam zonas produtoras de água, relacionadas diretamente com sua condutividade hidráulica e indiretamente com a resistividade elétrica.

Assim como a água, a eletricidade segue o caminho de menor resistência. Ao nível de poros, a eletricidade é conduzida eletroliticamente por meio do fluido intersticial, de modo que a resistividade é controlada mais pela porosidade e concentração iônica da água do que pela resistividade da matriz rochosa. Isso significa que, ao nível de poros, o caminho elétrico é semelhante ao caminho hidráulico, e os valores de resistividade devem refletir esse fato.

Assim, torna-se importante um melhor conhecimento das relações existentes entre os parâmetros, resistividade elétrica e condutividade hidráulica, devido sua utilidade em estudos de água subterrânea. Com esse objetivo, foram realizados ensaios de laboratório visando analisar, sob condições controladas, a inter-dependência entre esses parâmetros.

Valores da constante K (condutividade hidráulica), que serve como medida da permeabilidade, e medidas de resistividade elétrica, foram então determinadas em amostras de areias selecionadas, usando-se um permeâmetro e um sistema de micro-eletrodos, descritos a seguir.

V.1 - Permeâmetro de Potencial Hidráulico Decrescente.

Valores da condutividade hidráulica (K) de amostras de areia com granulometrias selecionadas, foram determinados usando-se um permeâmetro cujo esquema é apresentado na Fig. V.1.

Considerando-se que o escoamento na célula de amostras do permeâmetro se situa dentro dos limites de validade da Lei de Darcy, e que o quociente entre a viscosidade dinâmica e o peso específico para a água, seja unitário, a permeabilidade (intrínseca) do meio poroso pode ser expressa através de sua condutividade hidráulica.

Na Fig. V.1 temos:

a = área da secção reta do tubo

A = área da secção reta da célula de amostras

D_T = diâmetro interno do tubo

D_p = diâmetro interno da célula do permeâmetro

L = comprimento da célula de amostras

t = tempo

h_o = potencial hidráulico em $t = 0$

h = potencial hidráulico no instante t

V = volume de água

dV = volume de água que passa pelo permeâmetro no intervalo de tempo $dt = t - t_o$

K = coeficiente de permeabilidade ou condutividade hidráulica da amostra.

Aplicando-se a Lei de Darcy podemos escrever:

$$dV = \frac{K \cdot h \cdot A \cdot dt}{L}$$

FIG.V.1 - ESQUEMA DO PERMEÂMETRO COM POTENCIAL HIDRAÚLICO DECRESCENTE.

Decorrido um intervalo de tempo dt , teremos,

$$dV = -a \, dh, \quad \text{onde} \quad dh = h - h_0$$

ou então,

$$-a \, dh = \frac{K \cdot h \cdot A \cdot dt}{L}$$

em que

$$a = \frac{\pi \cdot D_T^2}{4}$$

$$A = \frac{\pi \cdot D_P^2}{4}$$

$$- \frac{dh}{h} = \frac{K \cdot A \cdot dt}{L \cdot a} = \frac{K}{L} \cdot \frac{\frac{\pi \cdot D_T^2}{4}}{\frac{\pi \cdot D_P^2}{4}} \cdot dt = \frac{K}{L} \cdot \frac{D_P^2}{D_T^2} \cdot dt$$

Integrando, temos:

$$- \int \frac{1}{h} \, dh = \int \frac{K \cdot D_P^2}{L \cdot D_T^2} \cdot dt = \frac{K \cdot D_P^2}{L \cdot D_T^2} \int dt$$

$$- \ln h = \frac{K \cdot D_P^2}{L \cdot D_T^2} \cdot t + C$$

Quando $t = 0$, $h = 0$ e $C = -\ln h_o$

Substituindo, teremos:

$$\ln h_o - \ln h = \frac{K \cdot D_p^2}{L \cdot D_T^2} \cdot t$$

$$\ln \frac{h_o}{h} = \frac{K \cdot D_p^2}{L \cdot D_T^2} \cdot t$$

Donde:

$$K = \frac{D_T^2 \cdot L}{D_p^2 \cdot t} \cdot \ln \frac{h_o}{h} \quad (V.1)$$

Dimensionalmente, as unidades de K são as de comprimento por tempo, isto é, a condutividade hidráulica tem dimensão de uma velocidade.

V.2 - Medidas dos Coeficientes de Permeabilidade

Inicialmente foram determinadas as constantes - do permeâmetro, representadas na equação V.1 por D_p , D_T e L , que apresentaram os seguintes valores (valor médio de 10 unida

$$D_T = 2,16 \text{ cm}$$

$$D_p = 5,39 \text{ cm}$$

$$L = 15,5 \text{ cm}$$

Como a temperatura foi mantida aproximadamente constante durante as medidas ($20 \pm 1^\circ\text{C}$), o valor da relação $\frac{D_T^2}{D_P^2} \cdot L$ foi calculado, ficando a equação V.1 expressa por:

$$K = \frac{2,49}{t} \cdot \ln \frac{h_o}{h} \quad (\text{V.2})$$

A partir de medidas das variáveis h_o , h e t , foram então determinados os coeficientes de permeabilidade, ou condutividade hidráulica K , de oito amostras de areia de distintas granulometrias, cujos valores são apresentados na Tabela V.1. Cada um dos valores obtidos correspondem à média de cinco determinações experimentais.

V.3 - Medidas de Resistividade Elétrica

As resistividades elétricas das amostras foram medidas com as amostras na própria célula do permeâmetro e em condições de saturação. Inicialmente foi usada água bi-destillada e desionizada, conforme utilizada na determinação de K , e posteriormente com concentrações conhecidas de NaCl.

Para medidas de resistividade das amostras é necessário determinar-se inicialmente a chamada constante do permeâmetro k , que é expressa pela razão entre a resistividade ρ e a resistência elétrica R da solução que ocupa a célula de amostras.

$$k = \frac{\rho}{R} \quad (\text{V.3})$$

A determinação de k foi feita medindo-se os valores de resistividades de diversas soluções com o uso de um condutivímetro digital ($\rho = 1/C$, onde C é a condutividade elétrica da solução) e suas respectivas resistências elétricas, por meio de um milivoltímetro e um miliamperímetro ligados de modo a medirem a corrente elétrica e a diferença de potencial aplicadas à solução. Assim, para nove soluções com diferentes concentrações de Cu SO_4 , foram determinadas as médias de dez medidas desses parâmetros com os quais foram determinados o valor da constante k , dimensionalmente expresso em unidades de comprimento, $k = [L]$.

$$k = 5,99$$

$$\text{Desvio padrão} = 0,07$$

Conhecido então o valor da constante, foram medidas as resistividades das amostras saturadas, diretamente na célula, ligando-se os equipamentos de medida de tensão e corrente, conforme mostra o esquema da Fig. V.2. Os valores de resistência, R_a , foram obtidos pela aplicação da lei de Ohm ao circuito e representam a média de doze medidas para cada caso. As resistividades das amostras, ρ_a , são calculadas pela expressão:

$$\rho_a = k \cdot R_a \quad (V.4)$$

e são apresentados na Tabela V.1 a seguir.

FIG. V.2 - ESQUEMA DE LIGAÇÃO PARA MEDIDAS DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA DAS AMOSTRAS.

TABELA V.1 - Valores Experimentais de Condutividade Hidráulica e Resistividade Elétrica em amostras de areias não consolidadas.

AMOSTRA Nº	DIÂMETRO MÉDIO DAS PARTÍCULAS (mm)	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/dia)	RESISTIVIDADE ELÉTRICA (com água pura) (ohm.m)	RESISTIVIDADE ELÉTRICA (com solução NaCl 100 mg/l) (ohm.m)
1	1,29	461,3	21479,3	3138,5
2	0,91	307,5	14028,2	2127,2
3	0,65	228,2	11782,1	1419,8
4	0,46	184,5	8043,7	1181,1
5	0,32	153,8	7159,8	1155,7
6	0,23	100,3	4669,4	642,4
7	0,16	65,9	3068,5	585,1
8	0,14	55,8	1927,6	460,0

V.4 - Análise dos Dados e Resultados

Os dados obtidos, conforme a Tabela V.1, foram lançados nos gráficos da Fig. V.3 que mostra a relação entre a condutividade hidráulica e a resistividade elétrica para duas condições: a primeira (curva 1) corresponde ao resultado obtido usando-se como fluido água bi-destilada e desionizada e a segunda (curva 2), usando-se como fluido uma solução de NaCl de concentração 100 mg/l. Verifica-se que, mesmo uma baixa concentração da solução, implica em forte diminuição na resistividade elétrica, evidenciada pela inclinação da curva 2, que poderá inclusive ser negativa, assumindo um comportamento inverso para o caso de saturação do meio com águas altamente salinas, conforme constatado por Dakhnov (1962) e referido em Kosinski e Kelly (1981).

A regressão linear aplicada à curva 1 mostrou um coeficiente de correlação de 0,997 e para a curva 2 esse coeficiente é de 0,995. É importante notar que houve uma mudança de escala para as resistividades da curva 2 de um fator 10. Isso se deve sem dúvida, à diminuição significativa da resistividade elétrica do meio quando o fluido contém íons que facilitam a passagem da corrente. Quando a matriz porosa contém água desionizada, esta age como isolante e a corrente flui, principalmente, através da superfície dos grãos que estão em contato entre si. Como essa área de contato é maior para uma menor granulometria, verifica-se também que a resistividade diminui conforme diminui o diâmetro médio dos grãos das amostras, de modo que a condutividade elétrica superficial se torna o mecanismo predominante de transporte da corrente, para o que corre também o selecionamento das partículas.

Essa dependência mútua entre a condutividade

hidráulica e a resistividade elétrica torna possível o uso de relações diretas bastante úteis na prática.

No entanto, fatores como a baixa seletividade dos grãos, presença de argila, cimentação carbonática e altas concentrações iônicas, influenciam significativamente tanto a condutividade hidráulica quanto a condutividade elétrica dos meios porosos. Assim, as relações encontradas para um determinado sistema aquífero, não devem ser estendidas a outros, que não guardem com este, estreita semelhança entre suas características.

FIG. V. 3 - CONDUTIVIDADE HIDRAÚLICA E RESISTIVIDADE ELÉTRICA EM AMOSTRAS DE AREIAS NÃO CONSOLIDADAS.

VI - LEVANTAMENTO MAGNETOMÉTRICO DA ÁREA PESQUISADA

Além do seu aspecto litoestratigráfico nos domínios do Grupo Bauru, tem-se procurado também estabelecer as relações entre os episódios sedimentares iniciais com a natureza morfológica e o comportamento tectônico de seu substrato basáltico. Altos e baixos, resultantes de processos erosivos ou estruturais, evidenciam a irregularidade desses substratos que tem sido estudados através de dados geofísicos, como magnetometria e eletro-resistividade (ELLERT & BARCHA, 1982), associados a dados obtidos de perfurações de poços para captação de água subterrânea no domínio do Grupo Bauru.

Devido à maior susceptibilidade magnética das rochas basálticas em relação aos sedimentos das formações compreendidas na área da bacia pesquisada, foi feito um levantamento magnetométrico terrestre, restrito à área de estudo, no sentido de se investigar a existência de possíveis embaciamentos ou altos estruturais na superfície do substrato basáltico regional.

Levantamentos magnéticos, aéreos ou terrestres, com finalidades geológicas ou geofísicas, são geralmente realizados por meio de medidas de intensidade do campo magnético to

tal utilizando-se de magnetômetro de precessão nuclear. As cartas magnéticas assim geradas, representam em superfície o contraste de magnetização existente em subsuperfície, o qual representa um campo magnético anômalo que se superpõe ao campo magnético da Terra. O estudo desses campos fornecem informações sobre os parâmetros que caracterizam estruturas e corpos geológicos, tais como: dimensões, profundidades e susceptibilidades magnéticas.

Apesar da facilidade e rapidez das medidas de campo magnético total, optou-se nessa pesquisa pela medida da componente vertical do campo, que embora mais lenta devido à necessidade de nivelamento e orientação do magnetômetro em cada uma das estações de medida, além do controle altimétrico, apresenta maior facilidade de interpretação. O processo de interpretação dos mapas de intensidade do campo total denominado "redução ao solo" é intrinsecamente complicado em regiões de baixas latitudes (BARANOV, 1957), além do que as medidas da componente vertical do campo se mostraram suficientes para a finalidade de se analisar as oscilações de profundidade do substrato basáltico.

VI.1 - Metodologia e Mapa de Isovalores da Componente Vertical do Campo Magnético Terrestre.

VI.1.1 - Coleta de Dados

As medidas magnetométricas, da componente vertical do campo magnético terrestre foram feitas com um magnetômetro de agulha suspensa ABEM - Model 3 da Electrisk Malmletning,

com uma sensibilidade nominal de 10 gamas por divisão de escala para a faixa de medidas utilizada, onde 1 gama corresponde a um fluxo magnético de 10^{-9} Weber/m² ou 1 nano-Tesla (nT).

Com um espaçamento de 1 a 2 km entre as estações, foram efetuadas 267 medidas, sendo 237 nas estações e 30 nas chamadas bases de referência, para correção da variação diária do campo magnético terrestre.

Uma estação base central (A), situada no entroncamento das rodovias Catanduva-Bebedouro e Piranji-Monte Alto (coordenadas UTM: 7669,25 km N e 738,75 km E), foi escolhida como referência para efeito da correção regional do campo magnético em função das estações A até E, utilizadas para correção da variação diária do campo. As correções diárias foram feitas a intervalos de tempo que variaram de 1,0 a 3,0 horas, em função das distâncias das estações mais afastadas ou mesmo do grau de dificuldade de movimentação devido a condições precárias das estradas e caminhos percorridos, que compreendeu cerca de 4.000 km no total do trabalho.

As oscilações diárias observadas ficaram na faixa de -5,3 a +11,5 gamas, enquanto que, a variação regional em relação à base A, foi de -4,3 para a base B, -1,8 para a base C, +15,5 para a base D e +3,7 gamas para a base E. Por serem consideradas variações características de grandes comprimentos de onda, essas oscilações foram tomadas como sendo lineares na região pesquisada.

VI.1.2 - Elaboração do Mapa de Isovalores (Isogamas)

Após o processamento das correções diurnas e regionais dos valores medidos em cada uma das estações, foi elaborado um mapa de

isovalores correspondente à linhas de iguais valores de intensidade de componente vertical do campo magnético terrestre, na região compreendida pela Bacia do Alto Rio Turvo (Anexo VI.1).

O mapa de isovalores foi traçado inicialmente em escala 1:50.000, pela associação de 9 folhas topográficas editadas nesta escala pelo IBGE, envolvidas pela área de 2.068 km² da bacia e, posteriormente reduzido para maior facilidade de uso. Em virtude da linearidade das variações, as linhas de isovalores (isogamas) são interpoladas entre os pontos de medida e mostram uma certa regularidade da superfície do topo do basalto em função da pequena faixa de variação dos valores, com um mínimo de 953,2 gamas e um máximo de 1054,6 gamas.

VI.2 - Análise Qualitativa dos Resultados

Os pontos de medida, espaçados de 1 a 2 km, acham-se representados no Mapa do Anexo-1, indicados com os valores finais de intensidade da componente vertical do campo magnético terrestre, em unidades gama, após terem sido processadas as correções devidas às variações diárias e regionais do campo magnético. Os espaçamentos menores entre os pontos (1 km) foram utilizados em áreas consideradas de maior probabilidade de ocorrência de um embaciamento ou de um alto estrutural na superfície do topo do basalto.

Conforme mostram os dados obtidos, a variação da ordem de 100 gamas entre os valores máximos e mínimos permite associar, para a bacia pesquisada, um relevo da superfície basáltica cujas características são de regularidade, com ondulações suaves. A despeito desse comportamento geral, observa-se também a existência de áreas de maior elevação, representadas -

70
pelas concentrações das linhas isogamas de valores mais baixos, formando conseqüentemente zonas de embaciamento entre elas, onde é mais espessa a camada do pacote sedimentar.

O levantamento altimétrico realizado simultaneamente com o magnetométrico em todos os pontos de medida mostrou também que a topografia da bacia acompanha aproximadamente a superfície basáltica subjacente, apresentando em geral uma inclinação para Oeste, corroborando com os resultados obtidos em DAEE (1981).

Devido à estreita faixa de variação das medidas magnetométricas, a relação entre valores da componente vertical do campo e espessuras da camada sedimentar, mostrou-se inconsistente. Contudo, se considerarmos a variação de espessura determinada por sondagem elétrica, verificamos que esses parâmetros encontram-se dentro de uma mesma faixa de flutuação estatística, quando levados em conta os desvios experimentais associados às suas medidas, mostrando assim que guardam uma relação entre si. A dependência esperada, da variação da componente vertical do campo com o inverso do quadrado da distância até o topo do basalto, deverá se verificar a partir de gradientes maiores desses parâmetros.

VII - ESTUDOS GEOELÉTRICOS

O desenvolvimento teórico do método tem propiciado uma ampliação do campo de ação das sondagens elétricas verticais, permitindo uma interpretação quantitativa das estruturas geológicas em termos de suas espessuras, profundidades e resistividades elétricas; transversais e longitudinais.

Fundamentados na analogia existente entre grandezas elétricas e hidrodinâmicas, conforme discutido em capítulos anteriores, torna-se sugestivo o estudo do comportamento da água subterrânea em aquíferos sedimentares, através da análise das correlações estabelecidas entre esses parâmetros para o sistema considerado.

VII.1 - Revisão de Literatura: Trabalhos Anteriores

A aplicação de métodos geoeletricos na abordagem de problemas geológicos é amplamente constatada na literatura

78

ra especializada a nível internacional. No entanto verifica-se que as aplicações do método inicialmente se restringiam a estudos tectônicos, pesquisa de minérios e depósitos sedimentares. Posteriormente, ao longo de mais de quarenta anos, a maioria dos trabalhos publicados se relacionavam com pesquisas de petróleo, devido ao grande interesse econômico representado (ARCHIE, op.cit.). Contudo, a presença de água nas formações, influenciando suas características elétricas, tornou evidente que, graças a sondagens elétricas, formações interessantes poderiam ser analisadas, suas espessuras determinadas e suas áreas permeáveis localizadas.

A centralização, durante muitos anos, em pesquisas de engenharia civil, devem-se ao fato de que a exploração de água não tinha naquela época a importância que tem nos dias atuais. Seu progresso nesse campo se verificou a partir da 2ª guerra, disseminando-se por vários lugares em todo o mundo.

A crescente preocupação atual com a proteção do meio ambiente geológico e a preservação da qualidade da água subterrânea tem levado grande número de pesquisadores a utilizarem métodos geofísicos para a detecção, avaliação e predição de distúrbios ambientais relativos a processos irreversíveis na biosfera (OGILVY & BOGOSLOVSKY, 1979). De todos os métodos geofísicos, o de eletro-resistividade vem sendo o mais amplamente utilizado em pesquisas de água subterrânea e na predição de propriedades e características de aquíferos, conforme podemos constatar, entre outros, nos trabalhos de BREUSSE, (1963); ZOHDY, (1969); ZOHDY & JACKSON (1969); VAN DAN (1976); KELLY (1976); KELLY (1977 - a, b); KELLY & KOSINSKI (1981) e SINGHAL & NIWAS (1981, 1983).

Modernas técnicas de computação, permitem hoje uma interpretação física compreensiva das medidas de resistividade de corrente contínua usadas em sondagens elétricas. As di

ficuldades representadas pela tradução dos resultados físicos em fatos hidrogeológicos, através das complexas interpretações por meio de curvas padrões e seus ajustes às curvas de campo, dão lugar a programas interpretativos que ajustam esses resultados a modelos gerados pelo próprio computador e que mais proximamente representam nossos dados, tornando assim a interpretação até então considerada uma arte (KELLY, 1977 - b), em uma técnica segura e capaz de produzir resultados cada vez mais confiáveis.

Não existe na literatura nenhuma referência a respeito de sondagens elétricas efetuadas na região abrangida pela presente pesquisa. No entanto, verifica-se a existência de referências sobre sondagens elétricas efetuadas nas rochas sedimentares do Grupo Bauru, algumas das quais em regiões próximas à Bacia do Alto Rio Turvo, com litologia semelhante. Nos Estudos de Águas Subterrâneas no Estado de São Paulo, realizados pelo DAEE (1974, 1976) nas áreas das Regiões Administrativas de Ribeirão Preto, Bauru, São José do Rio Preto e Araçatuba, foram efetuadas sondagens elétricas paramétricas junto a poços profundos com perfis geológicos conhecidos, com o objetivo de se estabelecer as relações entre as resistividades encontradas e os dados de poços. A maior parte das sondagens encontravam-se sobre os sedimentos do Grupo Bauru, sendo que apenas duas situavam-se sobre os basaltos da Formação Serra Geral, em Bariri e Piratininga, tendo a primeira atingido o arenito Botucatu, subjacente ao basalto. Pela análise dos resultados dessas sondagens foram observadas algumas características geoeletricas das camadas prospectadas.

A maior parte dos gráficos de sondagens elétricas no arenito Bauru possui um comportamento semelhante. Os valores de resistividade apresentam uma escala decrescente seguidos por uma escala crescente, sendo que os valores interme

diários mais baixos correspondem ao arenito saturado.

As camadas superficiais secas do arenito Bauru apresentam resistividades bastante altas, da ordem de várias centenas até milhares de ohm.m, com uma espessura até cerca de 10 metros. Na maioria dos casos aparece a seguir uma ou tra camada ou, às vezes duas camadas, com valores de resistividade muito variados, porém sempre menores que os da camada superficial, situando-se na faixa de algumas dezenas ou mesmo centenas de ohm.m. A espessura dessa camada varia muito, com um valor médio de cerca de 20 m e, no caso de duas camadas, o valor da resistividade da camada inferior é sempre menor que o da superior. A última camada, ou seja, a mais inferior do arenito Bauru apresenta valores de resistividade bastante homogêneos, com média em torno de 10 ohm.m, correspondendo à camada saturada do arenito.

Na parte final da curva do gráfico de resistividade elétrica verifica-se um ramo ascendente, relativo aos basaltos da Formação Serra Geral que, na maioria das vezes, se comportam como infinitamente resistentes em relação ao Bauru.

No caso particular do arenito Bauru, as sondagens elétricas verticais permitem uma boa definição do contato entre esta formação e os basaltos subjacentes, devido aos grandes contrastes entre as resistividades destas unidades geológicas. Quando o basalto não é muito espesso, é possível se determinar, com relativa precisão, seu contato com o arenito Botucatu subjacente.

ELLERT & BARCHA (1982) aplicaram técnicas geofísicas em sedimentos do Grupo Bauru, utilizando métodos magnéticos e elétricos para a delimitação de uma anomalia estrutural da superfície dos derrames basálticos na região Norte-Occidental do Estado de São Paulo, a qual havia sido previamente descrita pelos mesmos autores com base em dados de poços profundos (BAR

CHA & ELLERT, 1981).

Em estudo de derrames de lavas basálticas na área do domínio do Bauru, DAVINO, (1979) utilizou também sondagens elétricas e perfilagens geofísicas para o estudo do perfil geológico na região de São José do Rio Preto. A aplicabilidade do método de eletro-resistividade em investigações de terrenos do Grupo Bauru, foi demonstrada por DAVINO & VALÉRIO (1972), onde são apontados como fatores determinantes no êxito da aplicação do método, o forte contraste de resistividades entre os sedimentos do grupo e o basalto subjacente, a uniformidade e as espessuras dessas unidades geológicas.

A partir dessas publicações, que compreendem pesquisas na área de domínio do pacote sedimentar envolvido no presente estudo, apresentamos na Tabela VII.1 uma síntese dos valores de resistividade elétrica encontrados. A grande variabilidade verificada nas resistividades dos sedimentos superficiais, estão associadas principalmente a diferenças de umidade.

VII.2 - Trabalho de Campo e Metodologia

Com o objetivo principal de se estudar as correlações existentes entre parâmetros geoeletricos e hidrodinâmicos de aquíferos sedimentares, foi escolhida a área da Bacia do Alto Rio Turvo por se tratar de uma bacia representativa dentro do domínio do pacote sedimentar do Grupo Bauru, e também devido a uma maior densidade de informações hidrogeológicas em função do grande número de poços existentes nessa região de intensa - atividade agrícola e crescente desenvolvimento, onde o uso de água subterrânea é fundamental, e por isso, cada vez maior.

Considerando-se o objetivo da pesquisa, o plane

TABELA VII.1 - RESISTIVIDADES ELÉTRICAS DE SEDIMENTOS DO GRUPO BAURU E BASALTOS (FORMAÇÃO SERRA GERAL) NO ESTADO DE SÃO PAULO. DADOS DE: (1) DAE (1976); (2) DAE (1974); (3) ELLERT (1973); (4) ELLERT (1982); (5) DAVINO & VALÉRIO (1972) E (6) DAVINO (1979).

PROFUNDIDADE	LITOLOGIA	RESISTIVIDADE (OHM.M)	REF.
SUPERFÍCIE - até aproximadamente 3 m	SEDIMENTOS SUPERFICIAIS (SOLO)	90 - 11.000 400 - 1.800 120 1.600 - 7.000	(4) (5) (3) (1)
2 - 15 m	ARENITO BAURU (SÊCO)	900 150 - 800	(3) (5)
15 - 130 m	ARENITO BAURU (SATURADO)	10 - 44 18 (vl.médio) 15 - 20 18 - 44 10 - 50 16 (vl.médio)	(4) (5) (6) (3) (2) (1)
130 m	BASALTOS (FORMAÇÃO SERRA GERAL)	500 - 670 250 - 600 50 - 500 670 300 - 600 300 (aprox.)	(4) (2) (1) (3) (6) (5)

jamento das sondagens elétricas verticais seguiu o critério de proximidade espacial das informações hidrogeológicas. Assim, as SEV foram efetuadas nas imediações de poços existentes na área de interesse. Dos 165 poços cadastrados pelo DAEE até 1982, foram selecionados 90, onde efetivamente foram realizadas as sondagens, observando-se sempre um estado de repouso do poço maior que 12 horas, com o objetivo de minimizar possíveis influências devido ao cone de rebaixamento. O mapa do Anexo-2 mostra a localização dos pontos de medida das SEV indicados de SE - 01 até SE - 90. Dados como: profundidade do poço; nível estático; alcance ou não do basalto; existência de dados de teste de bombeamento e distribuição na área da bacia, foram considerados para a escolha dos locais de medida.

Devido ao fato dos parâmetros pesquisados estarem associados a características hidrogeológicas da região e, como os poços atingem em média 90 m de profundidade, as SEV foram efetuadas com espaçamento até 500 m entre os eletrodos de corrente, com o ponto médio do arranjo situado a uma distância de 30 a 100 m da boca do poço, conforme a situação e condições de cada um. O arranjo Schlumberger foi utilizado para todas as SEV em virtude de ser menos influenciado por inomogeneidades laterais; apresentar melhor qualidade de curvas de campo e maior simplicidade de operação.

O espaçamento entre os eletrodos de potencial foram mantidos fixos até o ponto em que apresentavam valores muito baixos e, devido à sensibilidade do instrumento, podendo acarretar imprecisão na leitura. Assim, iniciando com um espaçamento de 1 m para os eletrodos MN, foram utilizados ainda espaçamentos de 4, 10 e 20 m e, nos pontos de mudança, feitas as leituras, tanto para a diferença de potencial quanto para as correntes, para os dois valores de espaçamento entre os eletrodos M e N.

Os valores medidos foram lançados em folhas de dados de campo conforme ilustrado num exemplo no Quadro VII.1. Com esses dados traçam-se as curvas de campo em escala loga

SONDAGEM Nº 35 DATA : 08/07/85 POÇO Nº 18 FOLHA : 98 PROFUNDIDADE : 74 m

AB/2 (m)	ΔV (mV)				I_1 (mA)	I_2 (mA)	ρ (ohm.m)	
	MN - 1	MN - 4	MN - 10	MN - 20			ρ_1	ρ_2
1,5	120,0				5,9		127,7	
2,0	70,0				5,8		142,2	
2,5	45,0				5,8		146,3	
3,0	30,0				5,3		155,6	
4,0	13,0				4,0		160,8	
5,0	9,0				4,5		155,5	
6,0	6,3				5,4		131,0	
8,0	3,7				8,0		92,6	
10	6,6				32,0		64,6	
12,5	6,4				62,5		50,2	
16	3,6				83,0		34,8	
20	2,7	10,6			13,0	132,0	26,1	25,0
25		4,2			100,0		20,5	
30		5,6			220,0		17,9	
40		3,3			264,5		15,6	
50		2,0	6,0		296,0	340,0	13,2	13,7
60			4,2		365,0		12,9	
80			2,2		295,0		14,9	
100			2,2	4,2	390,0	410,0	17,7	15,9
150				3,2	320,0		20,4	
200								
250								
300								
OBS :								

QUADRO Nº VII.1 - EXEMPLO DE FOLHA DE DADOS DE CAMPO PARA AS SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS DE 01 A 90.

rítmica, plotando-se os valores de resistividade elétrica em função das profundidades, expressas em termos de $AB/2$, conforme ilustra a Fig. VII.1.

VII.2.1 - Equipamentos

A menos que sejam exigidos certos refinamentos, como por exemplo controles automáticos, o instrumental usado nas sondagens elétricas é bastante simples, consistindo essencialmente de uma fonte de tensão (bateria ou gerador), quatro barras metálicas (duas como eletrodos de corrente e duas como eletrodos de potencial), um voltímetro e cabos isolados de comprimento suficiente. Fazem parte do circuito, um interruptor e um resistor variável para regular a corrente (Fig. VII.2).

Em geral, os equipamentos portáteis fornecem tensões de saída até a ordem de 1000 V. O miliamperímetro deve ser capaz de medir intensidades da ordem de 500 mA de fundo de escala, sendo assim dotado de "shunts" para estender a margem de medida quando necessário. Os próprios fabricantes fornecem os "shunts" apropriados para seus miliamperímetros ou microamperímetros, se for o caso.

Os eletrodos de corrente podem ser feitos de barras de latão ou aço inoxidável com cerca de 70 cm de comprimento, com um "plug" de conexão para o cabo que vai para a bateria. Contatos elétricos satisfatórios são normalmente obtidos em terrenos relativamente úmidos, quando os eletrodos penetram de 20 a 30 cm no solo. Em áreas secas, o contato pode ser melhorado molhando-se o local de fixação do eletrodo com água salgada.

Apesar do uso de barras metálicas, é recomendá

Data : 08/07/85
 Operador : Ciovis
 Local : Poço 18 - Fl. 98
 Prof. : 74 m
 S.E.V. : 35

FIG. VII.1 - EXEMPLO DE CURVA DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA EM FUNÇÃO DA PROFUNDIDADE EXPRESSA POR $AB/2$.

FIG. VII.2 - ESQUEMA DE UM DISPOSITIVO SIMPLES PARA MEDIDAS DE ELETRO - RESISTIVIDADE NO CAMPO.

vel o uso de eletrodos não polarizáveis como eletrodos de potencial, do tipo usado em medidas de potencial espontâneo. Esse tipo de eletrodo é dotado de uma cápsula porosa contendo uma solução eletrolítica em contato com o metal condutor. No caso, foi utilizado como condutor um fio grosso de cobre, enrolado em espiral e imerso em solução concentrada de Cu SO_4 a qual exsudava pela cápsula porosa, mantendo contato elétrico com a superfície do terreno, onde previamente era escavado um buraco para sua colocação. Quando é feito fluir corrente através do terreno, a diferença de potencial que aparece entre esses eletrodos é medida através de um voltímetro ou por meio de um compensador de corrente contínua. Desse modo, a diferença de potencial deve ser corrigida de qualquer diferença de potencial presente nos eletrodos, devido à presença de correntes elétricas naturais.

A correção desses potenciais espontâneos pode ser feita de dois modos. O método direto consiste em anotar a tensão do potencial espontâneo, que é simplesmente a leitura do voltímetro quando a fonte não está ligada, e subtraí-la da tensão lida quando se introduz corrente no terreno. Um método mais conveniente, consiste na utilização de um circuito auxiliar, do qual se toma uma tensão igual e oposta à do potencial espontâneo, de modo que a leitura do voltímetro seja levada a zero antes de se introduzir a corrente no terreno. Uma vez que os potenciais espontâneos máximos são da ordem de 1 Volt, o circuito auxiliar pode ser alimentado por apenas duas pilhas comuns de lanterna. Esse tipo de correção foi empregada nas medidas de campo deste trabalho.

Fenômenos de polarização eletrolítica poderão ocorrer quando a circulação no solo for feita sempre no mesmo sentido. Para se evitar esses fenômenos, o sentido da corrente é invertido periodicamente, por exemplo, entre as medidas em

pontos sucessivos. Quando se utiliza uma bateria como fonte de corrente, isso pode ser conseguido substituindo-se o interruptor da Fig. VII.2, por uma chave inversora.

Outra maneira possível de se contornar o problema da polarização eliminando-se também o uso da chave inversora, consiste na utilização de circuitos de corrente alternada de baixa frequência, no lugar de corrente contínua, com frequências da ordem de 10 Hz, ou menos. Com isso, torna-se desnecessária a compensação dos potenciais espontâneos, uma vez que são de polaridade fixa, não sendo admitidos pelos instrumentos de corrente alternada. Contudo, no caso de serem utilizados cabos longos, os efeitos de indução eletromagnética podem ser prejudiciais, mesmo quando a frequência for muito baixa. Além disso, é fundamental evitar-se as fugas de corrente através de um perfeito isolamento dos cabos, especialmente em terrenos úmidos.

Uma desvantagem do uso de correntes alternadas se deve à ocorrência do fenômeno chamado "efeito skin", que consiste na concentração de corrente alternada nas vizinhanças do contato entre materiais de diferentes resistividades. Essa concentração de corrente é mais significativa para frequências mais altas e para grandes diferenças de resistividade, tornando-se mais importante na superfície do solo. O "efeito skin" significa um rápido decréscimo de densidade de corrente com a profundidade e, conseqüentemente, uma diminuição na profundidade de investigação. As variações de resistividade das formações próximas à superfície possuem um efeito preponderante na distribuição do campo elétrico, impondo assim uma severa limitação ao uso de correntes alternadas em pacotes sedimentares de resistividades elétricas relativamente baixas.

Além dos eletrodos metálicos de corrente (AB) e dos eletrodos não-polarizáveis (MN) usados nas SEV, fo

ram utilizados ainda os seguintes equipamentos:

- a) Fonte geradora de corrente (SEPCEL) DC/DC de 1000 V e 500 mA com alimentação a bateria de 12 V/30 A, de corrente contínua.
- b) Miliamperímetro (Tectrol) DC com sensibilidade de 0,1 mA/divisão com escalas até 500 mA.
- c) Milivoltímetro (Tectrol) de alta impedância de entrada e sensibilidade de 0,1 mV/divisão, com escalas de 3 até 3000 mV e com ajuste do ponto zero para compensação de potenciais espontâneos.
- d) Bobinas (2) de cabo elétrico com extensão de 300 m cada para acoplamento aos eletrodos de corrente A e B, com recolhimento acionado por motor elétrico, alimentado por bateria de corrente contínua de 12 V.

VII.3 - Síntese dos Dados Geoeletricos

A partir dos dados de campo obtidos pelas SEV foram determinados para as diferentes camadas de cada uma das sondagens os seguintes parâmetros elétricos: resistividade elétrica (ρ); condutância longitudinal ($\sigma_{\text{long.}}$) e resistência transversal ($\rho_{\text{trans.}}$). A resistividade (ρ) corresponde à chamada "bulk resistivity", ou seja, a resistividade global da

camada considerada. A condutância longitudinal ($\sigma_{\text{long.}}$) é expressa pelo produto entre a espessura da camada e sua condutividade elétrica ($\sigma_{\text{long}} = e \times \frac{1}{\rho}$), com unidades em mhos. A resistência transversal ($\rho_{\text{trans.}}$) é dada pelo produto entre a espessura da camada e sua resistividade ($\rho_{\text{trans.}} = e \times \rho$).

Conforme veremos nos itens seguintes, após a interpretação das curvas de resistividades aparentes obtidas no campo, o pacote sedimentar na área da bacia estudada apresenta em geral 4 camadas, onde as duas primeiras compreendem a superfície do solo e seus primeiros metros (em geral bastante secos), seguindo-se uma camada insaturada, até atingir o nível estático e, a partir daí até o topo da superfície basáltica, a última camada, ou camada saturada. Por se tratar portanto da zona de maior interesse em relação aos parâmetros hidrogeológicos e geoeletricos pesquisados neste trabalho, são apresentados na Tabela VII.2 os valores de resistividade global, condutância longitudinal e resistência transversal para as camadas saturadas do aquífero na área da bacia estudada, nos pontos onde foram realizadas as sondagens elétricas verticais. A distribuição espacial das SEV e os correspondentes valores de resistividade elétrica global, condutância longitudinal e resistência elétrica transversal, são apresentados no mapa do Anexo-2, juntamente com dois cortes geológicos da bacia, segundo DAEE, 1981.

Na Fig. VII.3 estão representadas as distribuições das frequências de valores de resistividade elétrica correspondente à camada saturada do aquífero, que apresentaram um valor médio igual a 15,06 ohm.m com um desvio padrão de 5,16.

TABELA VII.2 - DADOS GEOELÉTRICOS DA CAMADA SATURADA DO AQUÍFE
RO BAURÚ NA ÁREA DA BACIA DO ALTO RIO TURVO - SP.

S.E.V. nº	ρ (ohm.m)	σ long. (ohm ⁻¹)	ρ trans. (ohm.m ²)
01	15	6,93	1560
02	12	5,83	840
03	8	6,75	432
04	21	3,33	1470
05	9	5,56	450
06	11	5,46	660
07	19	3,26	1178
08	10	5,70	570
09	7	6,14	301
10	9	6,89	558
11	9	5,11	414
12	6	6,67	240
13	9	5,56	450
14	8	7,92	730
15	26	4,04	2730
16	16	3,50	896
17	11	3,64	440
18	12	6,17	888
19	9	7,78	630
20	18	2,78	900
21	10	5,00	500
22	24	3,13	1800
23	20	3,05	1220
24	11	6,36	770
25	17	2,65	765
26	8	6,38	408
27	10	8,50	850
28	19	3,16	1140
29	17	3,71	1071
30	13	5,39	910
31	16	4,69	1200
32	15	5,67	1275
33	10	6,10	610
34	9	4,67	378
35	10	6,22	598
36	25	5,29	3442
37	20	2,50	1000
38	20	5,05	1980
39	17	5,88	1700

segue

continuação

S. E. V. nº	ρ (ohm.m)	σ long. (ohm ⁻¹)	ρ trans. (ohm.m ²)
40	10	11,00	1100
41	19	3,26	1178
42	21	2,14	945
43	18	2,83	918
44	15	3,33	750
45	16	5,22	1385
46	15	3,60	810
47	26	3,46	2340
48	25	2,60	1625
49	17	3,12	901
50	21	3,81	1680
51	17	5,41	1564
52	18	6,50	2035
53	25	1,76	1147
54	14	3,84	731
55	16	1,94	496
56	16	3,03	825
57	25	2,72	1700
58	23	2,44	1288
59	13	4,15	756
60	11	6,00	726
61	15	4,13	911
62	11	11,61	1456
63	13	7,92	1339
64	14	3,93	770
65	10	9,50	950
66	12	6,08	876
67	15	5,82	1241
68	15	7,33	1650
69	13	6,30	1147
70	8	5,49	369
71	14	6,29	1287
72	24	1,33	768
73	9	2,78	225
74	16	6,49	1765
75	11	6,42	763
76	20	1,98	808
77	11	4,56	550
78	14	7,64	1498
79	8	8,50	544
80	23	2,61	1380
81	13	1,44	810
82	20	3,50	1400

segue

continuação

S. E. V. nº	ρ (ohm.m)	σ long. (ohm ⁻¹)	ρ trans. (ohm.m ²)
83	24	3,42	1968
84	14	5,36	1050
85	18	3,24	1110
86	19	3,75	1382
87	12	8,50	1224
88	14	6,43	1260
89	13	5,46	923
90	15	8,13	1830

FIG. VII . 3 - DISTRIBUIÇÃO DE FREQUÊNCIA DE VALORES DE RESISTIVIDADE DA CAMADA SATURADA .

VII.4 - Interpretação das Sondagens Elétricas

A maioria dos métodos geoeletricos e em particular as sondagens elétricas verticais têm por finalidade determinar a estrutura geológica subterrânea da região estudada. Para isso é necessário se obter a distribuição de resistividades um significado geológico, passando assim de um perfil geoeletrico para um perfil geológico do meio estudado. Contudo, estas etapas não são de fácil execução; a primeira baseia-se em leis físicas e matemáticas, enquanto que a segunda depende fundamentalmente das condições de deposição impostas pelo meio geológico.

A distribuição da corrente elétrica em meios normalmente heterogêneos como o subsolo, é regida por leis matemáticas que não são simples nem elementares, conforme pode ser verificado no desenvolvimento teórico do problema tratado por diversos autores, entre os quais: ALFANO (1959); KUNETZ (1960); ORELLANA (1972); TELFORD (1976) e KOEFOED (1979). Isso tem levado ao desenvolvimento de métodos de interpretação das SEV por meio da utilização de curvas teóricas padrão, com as quais são comparadas as curvas de campo no sentido de se identificar diferentes meios geológicos atravessados pela corrente elétrica.

Verifica-se que as soluções possíveis para al
ns valores levam a um intervalo, que às vezes pode ser relativi
vamente amplo, dependendo das características geológicas do
substrato real, como grau de heterogeneidade, contrastes de re
sistividade e anisotropias.

No processo de interpretação das SEV, a desejada unicidade de
solução se relaciona tão somente com o problema físico-matemático,
tratado com dados de precisão absoluta, e não com o problema
real, cuja solução deve ser encontrada com dados de precisão limi
mitada. Na maioria dos casos, as curvas de SEV admitem muita
tas soluções, porém dentro de um certo intervalo, cujos limites
são impostos pelo grau de informações adicionais que se tenha
do domínio estudado, sendo tanto menor quanto maior for a precisi
são dessas informações. Desse modo, podemos afirmar que, como
acontece com os demais métodos geofísicos, o método de eletro-
resistividade, aplicado através das sondagens elétricas vertica
is, não pode prescindir de um bom conhecimento geológico do
meio onde se pretende utilizá-lo, sob pena de perder sua utilida
de e confiabilidade.

A interpretação de medidas de resistividade em
SEV vem sendo feita há mais de trinta anos através da conhecida
técnica de curvas-padrão, através do uso de álbuns de curvas
teóricas, tais como os da COMPAGNIE GÉNÉRALE DE GÉOPHYSIQUE
(1953 e 1963); MOONEY & WETZEL (1956); FLATHE (1963) e ORELLANA
& MOONEY (1966).

Entre os métodos gráficos de interpretação, o
chamado "método do ponto auxiliar" recebeu considerável atenção,
inicialmente entre pesquisadores europeus e posteriormente entre
geofísicos americanos, sendo presentemente um dos mais difundido
s e utilizados entre nós. Trata-se de um método gráfico empíri
co, através do qual um problema de multicamadas resistivas po

de ser reduzido progressivamente a um caso mais simples, de duas ou três camadas. Assim, para se interpretar uma curva de sondagem de diversas camadas, usam-se as curvas-padrão existentes, em conjunção com uma ou mais das quatro cartas que representam as famílias de curvas auxiliares, ou sejam, as cartas: Hummel (carta H); de anisotropia (carta A); de Hummel - deslocada (carta DH) e a de anisotropia - deslocada (carta DA).

A idéia básica dos métodos de interpretação é centrada no fato de se combinar teoricamente duas ou mais camadas homogêneas e isotrópicas em uma única camada anisotrópica, que por sua vez é equivalente a uma outra camada fictícia, homogênea e isotrópica.

O que se verifica na prática é que os métodos interpretativos gráficos são lentos, exigindo do pesquisador uma larga experiência na utilização dos ábacos padrões e do ajuste de sua curva de trabalho com os diferentes segmentos das curvas-padrão para daí inferir conclusões a respeito do número de camadas e de suas respectivas resistividades elétricas. O uso de computadores tem sido, em geral, restrito ao cálculo exato das curvas de sondagem teóricas, como em BARANOV & TESSEN-CORT (1959); DEPPERMAN (1961); BARANOV (1962) ou na interpretação iterativa automática de resistividades, como em MARDSEN (1973); ZOHDY (1974); BICHARA & LAKSHMANAN (1976) e KOEFOED (1979).

VII.4.1 - O Programa "Resist"

O crescente desenvolvimento da informática e a facilidade de acesso a microcomputadores em universidades e instituições de pesquisa, associados à versatilidade e simplicidade

de de operação, sugerem seu uso em pesquisas geofísicas como uma ferramenta bastante útil na análise e tratamento de dados em geral, e em particular, na interpretação de sondagens elétricas verticais.

Um programa interpretativo dessa natureza foi desenvolvido recentemente por GREENHOUSE J. e colaboradores, da Waterloo University (Canadá) fundamentado no programa proposto por ZOHDY (1974), vindo contribuir fortemente para a rapidez e detalhamento na interpretação dos dados das SEV, sendo conhecido com a denominação de programa "RESIST", o qual foi utilizado neste trabalho para a interpretação das 90 SEV realizadas.

O programa "RESIST" foi desenvolvido para o uso em micro-computadores IBM ou compatíveis, usando a linguagem Turbo-Pascal. Os dados de campo são armazenados em um arquivo de disco sob a forma de tabelas tipo AB (i), que corresponde aos espaçamentos entre os eletrodos ($AB/2$), em metros, e $RHO(i)$, que corresponde aos valores de resistividade de cada medida, em ohm.m. Cada sondagem de uma campanha é identificada sequencialmente, podendo ser registrado, por exemplo, o nome da região, da bacia de um rio, de um dado tipo de formação, etc., seguido de um número para a distinção entre as diversas sondagens.

A partir dos valores das tabelas, o programa gera um modelo matemático e, após a escolha entre os tipos de arranjo de eletrodos usado nas medidas (Schlumberger ou Wenner), deve-se entrar com o número de camadas que se deseja ajustar a êsse modelo. A possibilidade do número de camadas se estende até o limite e trinta e quatro, sendo a última correspondente ao embasamento. Convém lembrar que o programa tem aplicação especialmente no estudo de águas subterrâneas em aquíferos sedimentares.

A partir das informações dos valores de resistividade e profundidade, são apresentados os pontos da curva do modelo, gerando simultaneamente uma janela para a entrada dos valores das espessuras das camadas (H) e de suas respectivas resistividades (ρH), de acordo com o número de camadas anteriormente estabelecido (Fig. VII.4 - exemplo). A partir daí, o programa interpola os valores dos dados de resistividade entre os valores gerados pelo modelo, calculando simultaneamente o valor do erro relativo porcentual $(\frac{\rho_{\text{modelo}}}{\rho_{\text{dados}}} - 1) \cdot 100$, bem como o valor do índice de ajuste entre as curvas, representado pelo valor do erro quadrático médio (RMS) entre os pontos da curva gerada pelo modelo e os dados interpolados. Após esses cálculos, é fornecido um modelo gráfico representativo das diversas camadas com suas respectivas espessuras e resistividades (Fig. VII.5 - exemplo) e, também, a curva de sondagem do modelo ajustado aos dados fornecidos (Fig. VII.6 - exemplo).

Quando se verificar um ajuste insatisfatório, o programa permite o retorno e a escolha de outras alternativas possíveis em relação aos parâmetros das camadas, ou até mesmo uma mudança completa nas características do modelo, como a alteração do número de camadas e a atribuição de novos valores de espessuras e resistividades.

Assim, o programa calcula a curva teórica obtida a partir dos parâmetros fornecidos (espessura e resistividade) e a compara com a curva de campo. Por processo de tentativas, procura-se estabelecer os valores de espessura e resistividade que forneçam uma curva que mais se aproxime da curva de campo.

Obtido um índice de ajuste satisfatório, que pode ser maior ou menor dependendo da complexidade e estrutura das formações geológicas da área em estudo, o programa fornece

ENTRADA DE DADOS

H[1] 0.0
RO[1] 0.0
H 1.8
RHO 390

H[2] 0.0
RO[2] 0.0
H 4.2
RHO 330

H[3] 0.0
RO[3] 0.0
H 11
RHO 35

H[4] 0.0
RO[4] 0.0
H 110
RHO 10

RIO TURVO 40

1000

100

10

1

10

100

FIG. VII.4 - Janela de entrada de dados e interpolação dos pontos na curva do modelo.

MODELO DE SONDAGEM SCHLUMBERGER RIO TURVO 40

ESPACAMENTO	RESISTIVIDADE MODELO	DADO	% ERRO
-------------	-------------------------	------	-----------

1.0	388.5		
1.5	385.6		
2.2	378.4	381.6	-0.8
3.2	362.9	372.6	-2.6
4.6	334.2	323.7	3.3
6.8	285.1	295.1	-3.4
10.0	209.8	197.8	6.1
14.7	122.3	122.9	-0.5
21.5	56.9	54.7	4.0
31.6	26.3	27.2	-3.1
46.4	15.4	16.8	-8.0
68.1	12.2	13.1	-7.3
100.0	12.1	11.8	2.5
146.8	14.2	13.8	2.5
215.4	18.8		
316.2	26.6		
464.2	38.1		
681.3	54.2		

FIG. VII.5

1	1.8	390
2	4.2	330
3	11.0	35
4	110.0	10
5	500	

FIG. VII.5 - Esquema representativo das camadas, erro percentual e índice de ajuste entre as curvas.

FIG. VII.6 - Curva de Sondagem do modelo ajustado aos dados.

então os parâmetros elétricos de resistividade, condutância longitudinal e resistividade transversal de cada camada, bem como sua contribuição percentual em relação à espessura total do pacote sedimentar até o embasamento, conforme ilustrado no exemplo da Fig. VII.7.

VII.5 - Seleção de Dados de SEV Para Efeito de Correlação Entre Parâmetros Geoeletricos e Hidrogeológicos.

Após o levantamento geoeletrico da bacia, feito através das 90 sondagens distribuídas na área pesquisada (Anexo-2), foram selecionados 29 pontos para os quais existem dados mais detalhados de parâmetros hidráulicos, realizados em poços na bacia, pelo convênio DAEE-IGUSP (1981). Os parâmetros hidráulicos como, capacidade específica e transmissividade hidráulica foram obtidos em testes de bombeamento e determinados pelo método de Jacob.

A Tabela VII.3 apresenta os valores desses parâmetros bem como, a profundidade do poço, a profundidade do nível estático, as coordenadas dos poços e a correspondente identificação das SEV associadas. Paralelamente aos dados de poço, são apresentados os dados obtidos a partir das sondagens - elétricas correspondentes onde, na maioria dos casos, se verifica uma boa aproximação.

No Apêndice - I, são apresentados os dados completos de cada uma das SEV selecionadas, os quais foram utilizados para o estudo de seu inter-relacionamento com os parâmetros hidrogeológicos do aquífero Bauru na área pesquisada. Assim, após da interpretação, através do programa anteriormente descrito, são fornecidos para cada sondagem, os seguintes dados:

PARÂMETROS DO MODELO: RIO TURVO 40

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.8	390	0.005	0	702	20
2	4.2	330	0.013	0	1386	39
3	11.0	35	0.314	3	385	11
4	110.0	10	11.000	97	1100	31
500						

FIG. VII.7 - Parâmetros geoeletricos do modelo, incluindo condutância longitudinal, resistência transversal e suas contribuições percentuais relativas.

TABELA VII.3 - PARÂMETROS HIDRÁULICOS E DADOS DE POÇO OBTIDOS POR TESTE DE BOMBEAMENTO (DAEE) E S.E.V. NA FÁCIA DO ALTO RIO TURVO - SP.

S.E.V. nº	COORDENADAS		PROF. DO POÇO (m)	PROF. NÍVEL ESTÁTICO (m)	CAPAC. ESPECÍFICA (m ³ /h/m)	TRANSMISSIVIDADE (m ² /dia)	PROF. NÍVEL ESTÁTICO (m) - SEV	PROF. LOÇO DO BASALTO (m)-SEV
	N - S	E - O						
01	7760,85	714,90	130	25,9	0,25	7,3	26,3	130,3
02	7668,90	717,00	120	50,0	0,92	29,5	50,0	120,0
03	7666,70	727,85	100	46,1	0,55	15,8	47,0	101,0
04	7666,80	724,45	105	70,4	1,80	50,3	23,6	93,6
05	7671,10	731,73	80	45,2	0,40	20,5	46,0	96,0
06	7663,75	730,55	75	37,2	0,60	22,6	37,5	97,5
07	7674,85	733,20	74	15,7	1,30	50,0	16,2	78,2
08	7675,60	738,48	70	20,6	0,88	20,0	27,0	84,0
09	7668,57	740,83	77	38,1	0,56	22,0	39,0	82,0
10	7665,00	741,80	110	48,0	0,62	38,7	50,0	112,0
11	7666,09	744,12	60	14,7	0,20	11,0	15,3	61,3
12	7663,45	750,65	65	27,0	0,56	11,0	26,8	66,8
13	7656,30	729,95	84	41,1	0,60	17,6	40,5	90,5
15	7639,95	746,05	152	43,3	0,50	18,0	12,2	117,2
16	7657,02	756,27	74	18,5	0,55	29,0	20,6	76,6
19	7649,45	745,08	75	6,0	0,25	2,1	4,0	74,0
20	7652,23	749,06	100	48,9	2,26	93,0	49,5	99,5
21	7649,59	750,18	83	34,6	0,42	7,0	36,0	86,0
22	7650,66	753,99	92	22,5	1,65	50,0	24,2	99,2
24	7666,30	764,01	86	13,2	0,25	12,0	13,5	83,5
25	7668,22	762,39	74	28,3	1,09	16,0	30,0	75,0
26	7687,40	737,60	82	42,9	1,00	34,0	43,5	94,5
28	7678,55	735,85	87	30,7	1,30	45,0	32,6	92,6
29	7683,40	714,60	96	31,9	1,00	37,9	33,7	93,7
30	7685,15	719,15	54	26,3	0,63	21,0	29,3	99,3
31	7682,50	724,30	53	20,4	0,38	32,0	21,1	96,1
32	7689,65	728,80	123	20,4	0,22	5,8	22,2	107,2
33	7687,60	733,15	64	28,9	0,80	40,0	29,8	90,8
34	7691,05	722,10	76	24,6	0,92	33,0	25,8	67,8

- espaçamentos de eletrodos do modelo (em m);
- resistividades elétricas do modelo, a partir das resistividades medidas no campo (em ohm.m);
- resistividades elétricas interpoladas em função do ajuste entre as curvas de sondagem (de campo e do modelo), em ohm.m;
- erro percentual entre os valores de resistividade, do modelo e dos dados;
- índice de ajuste entre as curvas, representado pelo erro quadrático médio (RMS) dos ajustes;
- número de camadas geoeleétricas;
- espessuras das camadas (em m);
- resistividade elétrica global associada às camadas;
- curva de sondagem em escala logarítmica, de resistividades em (ohm.m) em função dos espaçamentos de eletrodos ($AB/2$) em metro;
- condutâncias longitudinais das camadas com seus respectivos - percentuais relativos;
- resistências transversais das camadas com seus respectivos - percentuais relativos.

VIII - INTER-RELAÇÕES DE PARÂMETROS GEOELÉTRICOS E HIDRODINÂMI COS.

Medidas superficiais de resistividade elétrica são empregadas, de um modo geral, em estudos de reconhecimento de potencialidade de aquíferos de água subterrânea, como no já citado trabalho de ZOHDY (1974), onde se busca principalmente definir áreas onde é maior a probabilidade de ocorrência de materiais de granulometria mais grosseira. Contudo, verifica-se que muito poucos trabalhos se referem à existência de relações entre parâmetros elétricos e hidráulicos, entre esses podemos citar os de GRIFFITHS (1976) que, através da aplicação de medidas de eletro-resistividade, procurou determinar a porosidade e a condutividade hidráulica de arenitos. Os resultados dos trabalhos de KELLY (1977 a e b) se referem também à possibilidade de se correlacionar resistividade elétrica e condutividade hidráulica.

Nessa mesma linha, porém estabelecendo relações entre resistividade elétrica, transmissividade hidráulica, e os parâmetros, condutância longitudinal e resistência transversal, encontram-se os trabalhos de NIWAS & SINGHAL (1980), KOSINSKI & KELLY (1981) e SINGHAL & NIWAS (1983).

Apenas um único trabalho na literatura brasileira procurou estabelecer uma correlação do tipo citado anteriormente. Com base nos dados de sondagens elétricas em sedimentos do Grupo Tubarão e nos dados de vazão de 3 poços, ELLERT (1973) apresentou uma relação entre resistividade e vazão específica.

O conhecimento de relações dessa natureza pode contribuir significativamente para uma melhor caracterização hidrogeológica regional de aquíferos, podendo ser estendida pa

ra locais que apresentem mesmo comportamento geológico ou que possam assim ser considerados. Assim, foi escolhida a bacia do Alto Rio Turvo (SP) com o objetivo de se estabelecer possíveis correlações entre seus parâmetros elétricos e hidráulicos, por se tratar de uma bacia representativa dentro dos domínios do aquífero Bauru, de grande importância não apenas pela sua grande extensão em área, como pelo aspecto econômico e social que representa.

A partir de valores de parâmetros hidrodinâmicos como: capacidade específica; transmissividade hidráulica e condutividade hidráulica, e de parâmetros geoeletricos, como: resistividade elétrica; resistência transversal e condutância longitudinal, foram estabelecidas as correlações que se seguem.

VIII.1 - Correlação entre Capacidade Específica e Transmissividade Hidráulica do Aquífero.

A partir de dados de poço por meio de testes de bombeamento (DAEE, 1981), foram obtidos os valores de capacidade específica (ou vazão específica), em $m^3/h/m$ e de transmissividade hidráulica, em m^2/dia , constantes da Tabela VIII.1.

A correlação entre esses parâmetros é apresentada no gráfico da Fig. VII.1, para a qual a regressão linear, calculada pelo método dos mínimos quadrados, apresenta um coeficiente de correlação (de Pearson), igual a 0,92.

VIII.2 - Correlação entre Condutividade Hidráulica do Aquífero e Resistividade Elétrica da Camada Saturada.

TABELA VIII.1 - VALORES DE CAPACIDADE ESPECÍFICA E TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO.

S.E.V. nº	CAPACIDADE ESPECÍFICA (m ³ /h/m)	TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA (m ² /dia)
01	0,25	7,3
02	0,92	29,5
03	0,55	15,8
04	1,80	50,3
05	0,40	20,5
06	0,60	22,6
07	1,30	50,0
08	0,88	20,0
09	0,56	22,0
10	0,62	38,7
11	0,20	11,0
12	0,56	11,0
13	0,60	17,6
15	2,50	94,0
16	0,55	29,0
19	0,25	2,1
20	2,26	93,0
21	0,42	7,0
22	1,65	50,0
24	0,25	12,0
25	1,09	16,0
26	1,00	34,0
28	1,30	45,0
29	1,00	37,9
30	0,63	21,0
31	0,38	32,0
32	0,22	5,8
33	0,80	40,0
34	0,92	33,0

FIG. VIII.1 - CAPACIDADE ESPECÍFICA X TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA

Os valores de condutividade hidráulica, em m/dia, e de resistividade elétrica da camada saturada do aquífero, em ohm.m, são apresentados na Tabela VIII.2.

O gráfico de correlação entre esses parâmetros é mostrado na Fig. VIII.2, com a regressão linear, calculada pelo método dos mínimos quadrados, apresentando um coeficiente de correlação igual a 0,82.

VIII.3 - Correlação entre Resistividade Elétrica da Camada Saturada e Capacidade Específica do Aquífero.

A Tabela VIII.3 apresenta os valores de resistividade elétrica da camada saturada e de capacidade específica do aquífero, a partir dos quais foi estabelecida a correlação - mostrada através do gráfico da Fig. VII.3, onde a regressão linear, pelo método dos mínimos quadrados, apresenta um coeficiente de correlação igual a 0,80.

VIII.4 - Correlação entre Transmissividade Hidráulica do Aquífero e Resistividade Elétrica da Camada Saturada.

Valores de transmissividade hidráulica do aquífero e de resistividade elétrica da camada saturada são apresentados na Tabela VIII.4. A correlação entre esses parâmetros é apresentada através do gráfico da Fig. VIII.4, onde a regressão linear, pelo método dos mínimos quadrados, apresenta um coeficiente de correlação igual a 0,76.

TABELA VIII.2 - VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO
E RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMADA SATURADA.

S.E.V. nº	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/dia)	RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAM. SATURADA (ohm.m)
01	0,07	15
02	0,27	12
03	0,17	8
04	0,54	21
05	0,23	9
06	0,24	11
07	0,69	19
08	0,25	10
09	0,30	7
10	0,37	9
11	0,19	9
12	0,17	6
13	0,20	9
15	0,81	26
16	0,36	16
19	0,03	9
20	0,91	18
21	0,09	10
22	0,62	24
24	0,15	11
25	0,26	17
26	0,39	8
28	0,59	19
29	0,60	17
30	0,22	13
31	0,35	16
32	0,05	15
33	0,47	10
34	0,53	9

FIG. VIII. 2 - CONDUTIVIDADE HIDRAÚLICA DO AQUÍFERO E RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMADA SATURADA.

TABELA VIII.3 - VALORES DE RESISTIVIDADE ELÉTRICA E CAPACIDADE ESPECÍFICA DAS CAMADAS SATURADAS DO AQUÍFERO.

S.E.V. nº	RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAM. SATURADA (ohm.m)	CAPACIDADE ESPECÍFICA (m ³ /h/m)
01	15	0,25
02	12	0,92
03	8	0,55
04	21	1,80
05	9	0,40
06	11	0,60
07	19	1,30
08	10	0,88
09	7	0,56
10	9	0,62
11	9	0,20
12	6	0,56
13	9	0,60
15	26	2,50
16	16	0,55
19	9	0,25
20	18	2,26
21	10	0,42
22	24	1,65
24	11	0,25
25	17	1,09
26	8	1,00
28	19	1,30
29	17	1,00
30	13	0,63
31	16	0,38
32	15	0,22
33	10	0,80
34	9	0,92

FIG.VIII.3 - CAPACIDADE ESPECÍFICA X RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMADA SATURADA

TABELA VIII.4 - VALORES DE TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍ
 FERO E RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMADA SATURA
 DA.

S.E.V. nº	TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA (m ² /dia)	RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAM. SATURADA (ohm.m)
01	7,3	15
02	29,5	12
03	15,8	8
04	50,3	21
05	20,5	9
06	22,6	11
07	50,0	19
08	20,0	10
09	22,0	7
10	38,7	9
11	11,0	9
12	11,0	6
13	17,6	9
15	94,0	26
16	29,0	16
19	2,1	9
20	93,0	18
21	7,0	10
22	50,0	24
24	12,0	11
25	16,0	17
26	34,0	8
28	45,0	19
29	37,9	17
30	21,0	13
31	32,0	16
32	5,8	15
33	40,0	10
34	33,0	9

FIG. VIII.4 - TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO X RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAMADA SATURADA

VIII.5 - Correlação entre Condutividade Hidráulica do Aquífero e Resistência Transversal da Camada Saturada.

A partir dos valores de condutividade hidráulica, ou coeficiente de permeabilidade, em m/dia , e de resistência transversal da camada saturada, em $ohm.m^2$, apresentados na Tabela VIII.5, foi construído o gráfico da Fig. VIII.5 que mostra a correlação entre esses parâmetros. A regressão linear, pelo método de mínimos quadrados, fornece para esse caso, um coeficiente de correlação igual a 0,72.

VIII.6 - Correlação entre Capacidade Específica do Aquífero e Resistência Transversal da Camada Saturada.

Na Tabela VIII.6, são apresentados os valores de capacidade específica do aquífero, em $m^3/h/m$, e de resistência transversal da camada saturada. Esses valores foram plotados no gráfico da Fig. VIII.6 que os correlaciona e, onde a regressão linear, pelo método dos mínimos quadrados, mostra um coeficiente de correlação igual a 0,82.

VIII.7 - Correlação entre Transmissividade Hidráulica do Aquífero e Resistência Transversal da Camada Saturada.

TABELA VIII.5 - VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO
E RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAMADA SATURADA.

S.E.V. nº	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/dia)	RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAM. SATURADA (ohm.m ²)
01	0,07	1560
02	0,27	840
03	0,17	432
04	0,54	1470
05	0,23	450
06	0,24	660
07	0,69	1178
08	0,25	570
09	0,30	301
10	0,37	558
11	0,19	414
12	0,17	240
13	0,20	450
15	0,81	2730
16	0,36	896
19	0,03	630
20	0,91	900
21	0,09	500
22	0,62	1800
24	0,15	770
25	0,26	765
26	0,39	408
28	0,59	1140
29	0,60	1071
30	0,22	910
31	0,35	1200
32	0,05	1275
33	0,47	610
34	0,53	378

FIG. VIII.5 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO X RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAMADA SATURADA.

TABELA VIII.6 - VALORES DA CAPACIDADE ESPECÍFICA DO AQUÍFERO E RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAMADA SATURADA.

S.E.V. nº	CAPACIDADE ESPECÍFICA (m ³ /h/m)	RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAM. SATURADA (ohm.m ²)
01	0,25	1560
02	0,92	840
03	0,55	432
04	1,80	1470
05	0,40	450
06	0,60	660
07	1,30	1178
08	0,88	570
09	0,56	301
10	0,62	558
11	0,20	414
12	0,56	240
13	0,60	450
15	2,50	2730
16	0,55	896
19	0,25	630
20	2,26	900
21	0,42	500
22	1,65	1800
24	0,25	770
25	1,09	765
26	1,00	408
28	1,30	1140
29	1,00	1071
30	0,63	910
31	0,38	1200
32	0,22	1275
33	0,80	610
34	0,92	378

FIG. VIII.6 - CAPACIDADE ESPECÍFICA DO AQUÍFERO X RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DA CAMADA SATURADA .

Os valores de transmissividade hidráulica, em m^2/dia , e de resistência transversal da camada saturada do aquífero, em $ohm.m^2$, são apresentadas na Tabela VIII.7, a partir da qual a regressão linear, pelo método dos mínimos quadrados, do gráfico da Fig. VIII.7, fornece um coeficiente de correlação igual a 0,83.

VIII.8 - Correlação entre Condutividade Hidráulica do Aquífero e Condutância Longitudinal da Camada Saturada.

A Tabela VIII.8 apresenta os valores de condutividade hidráulica do aquífero, em m/dia , e de condutância longitudinal da camada saturada, em ohm^{-1} . O gráfico da Fig. VIII.8 mostra a correlação obtida entre esses parâmetros, para o qual o cálculo da regressão linear, pelo método dos mínimos quadrados, apresenta um coeficiente de correlação igual a -0,70, o que indica a relação inversa entre ambos.

VIII.9 - Correlação entre Condutância Longitudinal da Camada Saturada e Capacidade Específica do Aquífero.

Os valores obtidos para a condutância longitudinal da camada saturada, em ohm^{-1} , e de capacidade específica do aquífero, em $m^3/h/m$, são relacionados na Tabela VIII.9, a partir dos quais o gráfico da Fig. VIII.9 mostra a correlação entre esses parâmetros. A regressão linear, pelo método dos mínimos

TABELA VIII.7 - VALORES DE TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA E RESISTÊNCIA TRANSVERSAL DO AQUIFERO (ZONA SATURADA).

S.E.V. nº	TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA (m ² /dia)	RESISTÊNCIA TRANSVERSAL (ohm.m ²)
01	7,3	1560
02	29,5	840
03	15,8	432
04	50,3	1470
05	20,5	450
06	22,6	660
07	50,0	1178
08	20,0	570
09	22,0	301
10	38,7	558
11	11,0	414
12	11,0	240
13	17,6	460
15	94,0	2730
16	29,0	896
19	2,1	630
20	93,0	900
21	7,0	500
22	50,0	1800
24	12,0	770
25	16,0	765
26	34,0	408
28	45,0	1140
29	37,9	1071
30	21,0	910
31	32,0	1200
32	5,8	1275
33	40,0	610
34	33,0	378

FIG. VIII.7 - TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA X RESISTÊNCIA TRANSVERSAL

TABELA VIII.8 - VALORES DE CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO
E CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAMADA SATURADA.

S.E.V. nº	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/dia)	CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAM. SATURADA (ohm^{-1})
01	0,07	6,93
02	0,27	5,83
03	0,17	6,75
04	0,54	3,33
05	0,23	5,56
06	0,24	5,46
07	0,69	3,26
08	0,25	5,70
09	0,30	6,14
10	0,37	6,89
11	0,19	5,11
12	0,17	6,67
13	0,20	5,56
15	0,81	4,04
16	0,36	3,50
19	0,03	7,78
20	0,91	2,78
21	0,09	5,00
22	0,62	3,13
24	0,15	6,36
25	0,26	2,65
26	0,39	6,38
28	0,59	3,16
29	0,60	3,71
30	0,22	5,39
31	0,35	4,69
32	0,05	5,67
33	0,47	6,10
34	0,53	4,67

FIG. VIII.8 - CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO X CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAMADA SATURADA.

TABELA VIII.9 - VALORES DE CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAMADA SATURADA E DA CAPACIDADE ESPECÍFICA DO AQUÍFERO.

S.E.V. nº	CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAM. SATURADA (ohm^{-1})	CAPACIDADE ESPECÍFICA ($\text{m}^3/\text{h}/\text{m}$)
01	6,93	0,25
02	5,83	0,92
03	6,75	0,55
04	3,33	1,80
05	5,56	0,40
06	5,46	0,60
07	3,26	1,30
08	5,70	0,88
09	6,14	0,56
10	6,89	0,62
11	5,11	0,20
12	6,67	0,56
13	5,56	0,60
15	4,04	2,50
16	3,50	0,55
19	7,78	0,25
20	2,78	2,26
21	5,00	0,42
22	3,13	1,65
24	6,36	0,25
25	2,65	1,09
26	6,38	1,00
28	3,16	1,30
29	3,71	1,00
30	5,39	0,63
31	4,69	0,38
32	5,67	0,22
33	6,10	0,80
34	4,67	0,92

FIG. VIII.9 - CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL X CAPACIDADE ESPECÍFICA

mos quadrados, mostra uma relação inversa entre eles, com um coeficiente de correlação igual a $-0,72$.

VIII.10 - Correlação entre Condutância Longitudinal da Camada Saturada e Transmissividade Hidráulica do Aquífero.

A partir dos valores de condutância longitudinal da camada saturada, em ohm^{-1} , e de transmissividade hidráulica do aquífero, em (m^2/dia) , apresentados na Tabela VIII.10, foi estabelecida a correlação entre esses parâmetros a partir do gráfico da Fig. VIII.10. O cálculo da regressão linear, pelo método dos mínimos quadrados, mostra também uma relação inversa dos parâmetros, fornecendo um coeficiente de correlação igual a $-0,76$.

TABELA VIII.10 - VALORES DE CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAMADA SATURADA E TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO.

S.E.V. nº	CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAM. SATURADA (ohm^{-1})	TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO (m^2/dia)
01	6,93	7,3
02	5,83	29,5
03	6,75	15,8
04	3,33	50,3
05	5,56	20,5
06	5,46	22,6
07	3,26	50,0
08	5,70	20,0
09	6,14	22,0
10	6,89	38,7
11	5,11	11,0
12	6,67	11,0
13	5,56	17,6
15	4,04	94,0
16	3,50	29,0
19	7,78	2,1
20	2,78	93,0
21	5,00	7,0
22	3,13	50,0
24	6,36	12,0
25	2,65	16,0
26	6,38	34,0
28	3,16	45,0
29	3,71	37,9
30	5,39	21,0
31	4,69	32,0
32	5,67	5,8
33	6,10	40,0
34	4,67	33,0

FIG.VIII. 10 - CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL DA CAMADA SATURADA X TRANSVERSAL DO AQUÍFERO.

IX - ANÁLISE DOS RESULTADOS E CONCLUSÕES

Através de um levantamento geofísico extensivo na área de uma bacia sedimentar representativa do Grupo Bauru, verificamos que podem ser estabelecidas relações úteis entre propriedades hidráulicas e elétricas da camada saturada do aquífero.

Os valores dos coeficientes de correlação linear encontrados para as relações entre cada um dos parâmetros hidrodinâmicos: condutividade hidráulica; capacidade específica; transmissividade hidráulica, e cada um dos parâmetros geoeletricos relativos à camada saturada: resistividade elétrica; condutância longitudinal e resistência transversal, mostraram-se suficientemente altos, o que confirma a validade e a aplicabilidade dessas correlações no estudo de águas subterrâneas em áreas geologicamente semelhantes.

Uma análise de significância dos resultados, através da aplicação do teste "t" de Student, ao nível de 5 %, mostrou que as correlações encontradas são consistentes, o que significa portanto, que a probabilidade dos dados desses parâmetros elétricos se correlacionarem com os respectivos dados dos parâmetros hidrodinâmicos, é de 95 %. Não obstante essa significância, as equações estabelecidas para as correlações - têm validade no domínio da área estudada, sendo porém aplicáveis onde, a partir de levantamento de dados, se verificarem situações de similaridade elétrica e hidráulica, levando-se em conta as mesmas aproximações.

Sob o ponto de vista geológico, os modelos de curvas de sondagem que mais se adaptaram às curvas de campo de S.E.V. foram os de 5 camadas, das quais a primeira corresponde à superfície do solo propriamente dito até cerca de 1 m, a segun

da, corresponde aos primeiros metros abaixo da anterior, com es pes sura média em torno de 3 m. Essas duas camadas in icia is apresentam, em geral, grandes variações de resistividade, em fun ção de diferentes teores de umidade do solo. A terceira ca ma da, compreende a zona insaturada do aquífero, notando-se uma queda da resistividade e espessura média da ordem de 30 m, de pen dendo da espessura total do pacote sedimentar, podendo em al guns casos ultrapassar a 50 m. Segue-se uma quarta camada ca ra cter izada pela rocha sedimentar saturada que se estende desde o nível freático do aquífero até o seu embasamento bas áltico. As espessuras dessa camada são governadas pela conformação do topo do basalto, sendo maior nos embaciamentos, e onde as bai xas resistividades verificadas se devem não só à maior presença de água, mas também à cimentação calcífera, característica da Formação Adamantina ou ainda devido à presença de argilas mine rais. A quinta e última camada é representada pelos basaltos da Formação Serra Geral, onde se assenta o pacote sedimentar. Sua alta resistividade elétrica (acima de 500 ohm.m) con tras ta significativamente da camada anterior, possibilitando uma boa definição desse contato geológico.

O levantamento geomagnético feito através de me di das da componente vertical do campo magnético terrestre, mo str ou um comportamento pouco acidentado do topo do basalto nessa região. Apenas em algumas áreas localizadas ocorrem baixos ou altos estruturais, conforme se pode verificar pelo mapa de iso val ores (isogamas) da componente vertical do campo magnético.

A ocorrência de alguns valores discrepantes de capacidade específica se devem certamente à alimentação reversa do aquífero no local, devido a fraturamento no basalto. Sem elhan temen te, a ocorrência localizada de lentes de argila, cimentação calcífera, ou mesmo a presença de poluentes, con tribuem pa ra uma dispersão maior dos valores medidos, em especial àqueles

de natureza elétrica.

Deve ser enfatizado que o método de resistividade, através da sondagem elétrica vertical, não se apresenta como um substituto ao conhecimento geológico, obtido de testemunhos de perfurações de teste, ou ao conhecimento hidrológico, obtido de testes de bombeamento em poços profundos. No entanto, possibilita uma significativa redução de tempo e de gastos necessários para se completar um programa de exploração de água subterrânea, além de fornecer informações seguras para que os poços de abastecimento sejam localizados nos segmentos mais favoráveis do aquífero. Poços de água mais apropriadamente locados, não só produzem mais como também possuem vida útil mais longa, com menos problemas de manutenção.

Comparando-se os métodos geofísico e hidrogeológico, fundamentado em testes de bombeamento, podemos dizer que este último envolve dados que possuem uma variabilidade temporal, sendo porém localizados no espaço. Por outro lado, as observações geoeletricas através das S.E.V. fornecem dados à respeito do aquífero, que são localizados no tempo mas são espalhados no espaço por toda a área da bacia estudada. Assim, a associação dos parâmetros geoeletricos aos parâmetros hidrodinâmicos, através do estabelecimento de suas correlações, fornece uma dimensão adicional aos métodos hidrogeológicos que pode ser bastante útil, quando aplicada com critério e racionalidade.

X - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALFANO, L., 1959. Introduction to the Interpretation of Resistivity Measurements for Complicated Structural Conditions: Geophys. Prosp. VII, p. 311-316.
- ALFANO, L., 1966. The influence of Surface Formations on the Apparent Resistivity Values in Electrical Prospecting: Geophys. Prosp. v. VIII.
- ARCHIE, G.E., 1942. The Electric Resistivity Log as an Aid in Determining Some Reservoir Characteristics: Trans. AIME/Petr. Br., v. 136, pp. 54-67.
- ARID, F.M. et al., 1970. Estudos hidrogeológicos no município de São José do Rio Preto, SP: B.Soc.Bras.Geol., São Paulo, 19 (1): 43-69, set.
- ARID, F.M., 1967. A Formação Bauru na Região Norte Ocidental do Estado de São Paulo: Geociências nº 1 - F.F.C.L. São José do Rio Preto, SP, 126 p.
- BARANOV, V., 1962. Les Calculatrices Électroniques Apportant une Aide Efficace a la Géophysique: Revue de l'Institute - Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides, v. 17, p. 478-490.
- BARANOV, V. e TASSENCOURT, J., 1959. Calcul Mécanographique des Diagrammes de Sondage Electrique. (Abstract): Geophys. Prosp., v. 7, p. 371.

- BARANOV, W., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, p. 359-383.
- BARCHA, S.F., 1980. Aspectos Geológicos e Províncias Hidrogeológicas da Formação Bauru na Região Norte Ocidental do Estado de São Paulo: Tese de Livre-Docência. Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas de São José do Rio Preto, UNESP, 209 p.
- BARCHA, S.F. e ELLERT, N., 1981. O Alto Estrutural de Tanabi. NNW do Estado de São Paulo: Boletim - Instituto de Geociências, USP, v. 12, pp. 55-70, São Paulo.
- BATTACHARYA, P.K. and PATRA, H.P., 1968. Direct Current, Geoelectric Sounding: Elsevier Pub. Co.
- BEAR, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media: New York, American Elsevier, 764 p.
- BENEDINI, M., 1976. The Aquifers and their Hydraulic Characteristics: *Geoexpl.* v. 14 nº 3/4, pp. 157-178.
- BICHARA, M. e LAKSHMANAN, J., 1976. Fast Automatic Processing of Resistivity Soundings: *Geophys. Prosp.*, v. 24, p. 354-370.
- BIELLA, G.; LOZEJ, A. e TABACCO, I., 1983. Experimental study of some hydrogeophysical properties of unconsolidated porous media. *Ground Water*, 21 (6): p. 741-751.

- BOSWINKEL, J.A., 1983. Reliability and Accuracy of the Determination of Transmissivity with Well Tests: MIIGS Proceedings, p. 253-266.
- BREUSSE, J.J., 1963. Modern Geophysical Methods for Subsurface Water Exploration: Geophys. v. 28 nº 4, pp. 633-657.
- BRUCE, A.L., 1969. Resistivity Method Locates Aquifers: Public Works, v. 100, p. 82-83.
- CAMPOS, L.F.G., 1905. Reconhecimento da zona compreendida entre Bauru e Itapura. E.F. Noroeste do Brasil: Tipografia Ideal (avulso), 40 p. il., São Paulo.
- CASSINIS, R.; PARASNIS, D.S., 1976. Foreword (in "New Roles of Geophysical Methods in Exploration for Water Resources"): Geop exploration, 14 (3/4), p. 155-156.
- COIMBRA, A.M., 1976. Arenitos da Formação Bauru: estudo de áreas-fonte: Dissertação de Mestrado, IGUSP, 2 vols. São Paulo.
- COMPAGNIE GÉNÉRALE DE GÉOPHYSIQUE, 1955. Abaques de Sondage Életrique: Geophys. Prosp., v. III, suppl. nº 3.
- D.A.E.E., 1974. Estudo de Águas Subterrâneas. Região Administrativa 6: Ribeirão Preto: São Paulo, V. 2, texto.
- D.A.E.E., 1976. Estudos de Águas Subterrâneas. Regiões Administrativas 7, 8 e 9: Bauru, São José do Rio Preto e Araçatuba: São Paulo, V. 2, texto.

- D.A.E.E., 1979. Estudos de Águas Subterrâneas. Regiões Administrativas 10 e 11: Presidente Prudente e Marília: Divisão de Planejamento e Recursos Hídricos, 3 Vol. (Texto - Anexos - Atlas), São Paulo.
- D.A.E.E./IG-USP, 1981. Bacia Representativa do Alto Turvo. Reconhecimento Hidrogeológico: Relatório da 1ª Etapa do Programa, São Paulo.
- DAVINO, A. e VALÉRIO, A., 1972. A Aplicabilidade do Método de Eletrorresistividade no Estudo de Viabilidade do Canal de Pereira Barreto, Estado de São Paulo: Ciência e Cultura, v. 24, p. 257-260.
- DAVINO, A., 1979. Contribuição das Sondagens Elétricas e Perfisagens Geofísicas ao Conhecimento do Perfil Geológico na Região de São José do Rio Preto, SP. Aplicação em Hidrogeologia: Atas do 2º Simpósio Regional de Geologia, Rio Claro, SP.
- DAVINO, A., 1983. Curvas-padrão de sondagens elétricas para as seqüências estratigráficas Bauru-Basalto-Botucatu da Bacia do Paraná e sua importância para a prospecção de água subterrânea: Rev. Bras. Geociências, 13 (2): p. 113-118.
- DEPPERMAN, K., 1961. On the Calculation of Electrical Resistivity Curves (abstract): Early Papers and History of the E.A.E.G. Leiden E.A.E.G.
- DURANTE, A. et al., 1965. Estudos e Captação de Água Subterrânea no Estado de São Paulo feitos pelo Instituto Geográfico e Geológico: IGG. Sol. 44.

- DURANTE, A., 1968. Estudos de Permeabilidade de Arenitos em Laboratório com Emprego de Permeâmetro: O IGG, São Paulo, 20: 3-43.
- ELLERT, N., 1966. Investigação de Camadas Aquíferas por Métodos Geoeletricos no Estado de São Paulo: Tese de Doutorado. FFCL-USP.
- ELLERT, N., 1973. Aplicação de eletroresistividade em sedimentos paleozóicos e mesozóicos do Estado de São Paulo: Rev. Bras. Geociências, 3: p. 39-47.
- ELLERT, N.; BARÇA, S.F., 1982. Aplicação de Métodos Geofísicos na Delimitação do Alto Estrutural de Tanabi - NW do Estado de São Paulo: Geociências, São Paulo, 1: p. 75-82.
- FLATHE, H., 1963. Five Layer Master Curves for the Hydrogeological Interpretation of Geoelectrical Resistivity Measurements above a Two Story Aquifer: Geophys. Prosp., v. 11, p. 471-508.
- FLATHE, H., 1976. The Role of a Geologic Concept in Geophysical Research Work for Solving Hydrogeological Problems: Geophys. v. 14 nº 3/4, pp. 195-206.
- FREITAS, R.O., 1955. Sedimentação, Estratigrafia e Tectônica da Série Bauru: Bol. Fac. Fil. Ciências e Letras, USP, Bol. 194, Geol. 14: 179 p., São Paulo.
- FREITAS, R.O., 1964. Grupo Bauru. In: Geologia do Estado de São Paulo. Bol. Inst. Geogr. Geol., 41: 126-147, São Paulo.

- GARNIER, J.L., 1970. Introduction a la Analogie Electrique: Ministere de L'Eau et de Eletricite - Dep. de Eaux Souterraines. Univ. de Strasbourg, 31 p.
- GONZAGA DE CAMPOS, L.F., 1905. Reconhecimento da zona compreendida entre Bauru e Itapura: E.F. Noroeste do Brasil, 40 p., Tip. Ideal, São Paulo.
- GRIFFITHS, D.H., 1976. Application of Electrical Resistivity Measurements for the Determination of Porosity and Permeability in Sandstones: Geopl. v. 14, pp. 207-213.
- HENRIET, J.P., 1976. Direct applications of the Dar Zarrouk parameters in ground water surveys: Geoph. Prosp., 24: p. 344-353.
- HERBERT, R., 1968. Analysing Pumping Tests by Resistance Network Analogue: Ground Water, v. 6, nº 2, pp. 12-18.
- I.P.T., 1982. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, Escala 1:500.000 - Nota Explicativa e Anexos: IPT - São Paulo.
- KELLER, G.V. and FRISCHNECHT, F.C., 1966. Electrical Methods in Geophysical Prospecting: Pergamon Press, London, 1966.
- KELLY, S.F., 1961. Geophysical Exploration for Water by Electrical Resistivity: J. New England Water Works Ass. v. 75/ nº 2, pp. 119-139.
- KELLY, W.E., 1976. Geoelectric Sounding for Delineating Ground Water Contamination: Ground Water, v. 41 nº 1, pp. 6-10.

KELLY, W.E., 1977a. Electrical Resistivity for Estimating Permeability: J. Geotech. Eng. ASCE, v. 103 nº GT-10, pp. 1165-1169.

KELLY, W.E., 1977b. Geoelectric Sounding for Estimating Aquifer Hydraulic Conductivity: Ground Water, v. 15 nº 6, pp. 420-425.

KOSINSKY, W.K. and W.E. KELLY, 1981. Geoelectric Soundings for Predicting Aquifer Properties: Ground Water, v. 19 nº 2, p. 163-171.

KULIKOV, G.V. e SHARAPANOV, N.N., 1983. Determination of Hydrogeological Parameters and Aqueous Physical Characteristics - of Rocks on the Results of Geophysical Observations: MIIGS Proceedings, p. 365-374.

KUNETZ, G., 1966. Principles of Direct Current Resistivity Prospecting: Gebruder Bornstraeger, Berlin.

LANGER, R.E., 1933. An Inverse Problem in Differential Equations: Am. Math. Soc. Bull., 39: 814-820.

LANDIM, P.M.B. e SOARES, P.C., 1976. Estratigrafia da Formação Caiuá: Anais do XXIX Congr. Bras. de Geol. Vol. 2, pp. 195 - 206, Ouro Preto, MG.

LEINZ, V. e SALLENTIEN, B., 1962. Água Subterrânea no Estado - de São Paulo e Regiões Limítrofes: Bol. Soc. Bras. Geol., São Paulo, 11 (1): 27-36.

- LOGACHEV, A.A. e ZAJAROV, V.P., 1978. Exploración Magnética: Editorial Reverté, Barcelona, 346 p.
- LIESCH, B.A., 1969. Resistivity Method Locates Aquifers: Pu
blic Works, v. 100, pp. 82-83.
- MADDAUS, W.O. and AARONSON, M.A., 1972. A Regional Groundwater Resource Management Model: Water Res. Research, v. 8 nº 1, pp. 231-237.
- MAILLET, R., 1947. The fundamental equations of electrical pros
pecting: Geophysics, 12, p. 529-556.
- MARDSSEN, D., 1973. The Automatic Fitting of a Resistivity Soun
ding by a Geometrical Progression of Depths: Geophys. Prosp. 21: 266-280.
- MELO, M.S. et alii, 1982. Aspectos Litoestratigráficos do Gru
po Bauru - 1º Encontro de Geologia e Hidrogeologia: O Grupo Bauru no Estado de São Paulo, SBG/São Paulo, (Publ. nº 09) ABAS, pp. 1-19, São Paulo.
- MEIDAV, T., 1960. An Electrical Resistivity Survey for Ground Water: Geophys. v. 25 nº 5, pp. 1077-1093.
- MEZZALIRA, S., 1967. Atualização dos estudos e captações de água subterrânea feitos pelo Instituto Geográfico e Geológico no Estado de São Paulo no triênio 1965-1967: O IGG, São Paulo, 19: 83-91.

MEZZALIRA, S., 1974. Contribuição ao Conhecimento da Estratigrafia e Paleontologia do Arenito Bauru: Bol. IGG, Sec. Agr. São Paulo (51): 163 p. il. São Paulo.

MOONEY, H.M. e WETZEL, W.W., 1956. The Potentials About a Point Electrode and Apparent Resistivity Curves for a Two-, Three-, and Four- Layer Earth: Minneapolis, University of Minnesota Press.

MORAES REGO, L.F., 1935. Camadas Cretáceas do Sul do Brasil: Anuário Esc. Politécnica de São Paulo, ano 4 (2ª série) : 231-274. São Paulo.

NIWAS, S. e SINGHAL, D.C., 1981. Estimation of Aquifer Transmissivity from Dar Zarrouk Parameters in Porous Media: Journal of Hydrology, 50: 393-399.

NOURZAD, B., 1971. Aspects Methodologiques de la Simulation D' Ecoulement en Milieux Poreux sur Modeles Analogiques: Univ. Louis Pasteur de Strasbourg, 151 p.

OGILVY, A.A. e BOGOLOVSKY, V.A., 1979. The Possibilities of Geophysical Methods Applied for Investigating the Impact of Man on the Geological Medium: Geoph. s. Prosp. v. 27 nº 4, pp. 775-789.

ORELLANA, E. e MOONEY, H.M., 1966. Tablas y Curvas Patrón para Sondeos Electricos Verticales: Interciência, Madrid.

ORELLANA, E., 1972. Prospection Geoelectrica en Corriente Continúa: Paraninfo, Madrid.

PACCA, I.G. e HODO, F.Y., 1976. Paleomagnetic Analysis of Mesozoic Serra Geral basaltic Lava Flows in Southern Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE. An. Acad. Bras. Ciências, Rio de Janeiro, 48 (supl.): 207-214.

PARASNIS, D.S., 1971. Geofísica Minera : Paraninfo, Madrid.

PRICKET, T.A., 1967. Designing Pumped Well Characteristics in to Electric Analog Models: Ground Water, v. 5 nº 4, pp. 38-46.

PRICKET, T.A., 1975. Modeling Techniques for Groundwater Evaluation: Advances in Hydrosc. v. 10 nº 1, 143 p.

ROCHA, G.A. et alii, 1982. Tentativa de Zoneamento das Características Hidráulicas e Hidroquímicas do Aquífero Bauru. 1º Encontro de Geologia e Hidrogeologia: O Grupo Bauru no Estado de São Paulo: SBG/São Paulo (Publ. nº 9) - ABAS - pp. 37-56, São Paulo.

ROGERS, B.R. and WILLIAN, F.K., 1980. Monitoring Ground Water Contamination at a Fly-Ash Disposal Site Using Surface Electrical Resistivity Methods: Ground Water, v. 15 nº 5, pp. - 472-478.

ROY, A. and APPARAO, A., 1971. Depht of Investigations in Direct Current Methods: Geophys. v. 36 nº 5, pp. 943-959.

SINGHAL, D.C. e NIWAS, S., 1983. Estimation of Aquifer Transmissivity from Surface Geoelectrical Measurements: MIIGS Proceedings, p. 405-414.

- SLICHTER, L.B., 1933. The interpretation of resistivity prospecting method for horizontal structures: Physics, 4, p. 307-322.
- SOARES, P.C. et alii, 1979. Geologia do Sudoeste do Estado de São Paulo: An. do 2º Simpósio de Geologia Regional. Rio Claro, pp. 307-317, São Paulo.
- SOARES, P.C. et alii, 1980. Ensaio de Caracterização Estratigráfica do Cretáceo no Estado de São Paulo: Grupo Bauru. Revista Brasileira de Geociências, Vol. 10 nº 3, pp. 177-185, São Paulo.
- STEVENSON, A.F., 1934. On the theoretical determination of earth resistance from surface potential measurements: Physics, V. 5, p. 114-124.
- STOLLAR, R.L. and ROUX, P., 1975. Earth Resistivity Surveys - A Method for Defining Ground Water Contamination: Ground Water, v. 13 nº 2.
- SUGUIO, K.C., 1973. Formação Bauru: calcários e sedimentos detriticos associados: Tese de Livre Docência, Inst. Geociências, USP, 2 vol., São Paulo.
- SUGUIO, K. et al., 1975. Composição Química e Isotópica dos Calcários e Ambiente de Sedimentação da Formação Bauru: Bol. IG - Instituto de Geociências - USP, 6: 55-75 - São Paulo.
- SUGUIO, K.C.; AMARAL, G.; FÚLFARO, V.J.; BARCELLOS, J.M. e COIMBRA, A.M., 1976. In: Estudo de Águas Subterrâneas - Região Administrativa 7, 8 e 9 - Bauru, São José do Rio Preto, Aracatuba - vol. 1 - Resumo - DAEE - São Paulo.

- SUGUIO, K.C.; FÚLFARO, V.J.; AMARAL, G. & GUIDORZI, L. , 1977. Comportamentos estratigráficos e estrutural da Formação Bauru nas regiões administrativas 7 (Bauru), 8 (São José do Rio Preto) e 9 (Araçatuba) no Estado de São Paulo: An. do 1 Simp. de Geol. Reg., S.B.G. - Núcleo de São Paulo, p. 231-247, São Paulo.
- TELFORD, W.M.; GELDART, L.P.; SHERIFF, R.E. & KEYS, D.A., 1976 . Applied geophysics: Cambridge Univ. Press, Cambridge, 860 p.
- TODD, D.K., 1980. Groundwater Hydrology: 2nd. Edition, John Wiley & Sons, N.Y.
- UNGEMACH, P. & PRICKET, T.A., 1970. Seminaire sur les Applications des Modeles Analogiques Electriques a L'Hidrologie: - Univ. de Strasbourg - Service Geologique D'Alsace e de Lorraine.
- VAN DAM, J.C. & MEULENKAMP, J.J., 1967. Some Results of the Geoelectrical Resistivity Method in Ground Water Investigations in the Netherlands: Geophys. Prosp. v. 15 pp. 92-115.
- VAN DAM, J.C., 1976. Possibilities and Limitations of the Resistivity Method of Geoelectrical Prospecting in the Solution of Geohydrological Problems: Geoexp. v. 14, pp. 179-193.
- ZOHDI, A.A.R., 1969. The Use of Schlumberger and Equatorial Soundings in Groundwater Investigations Near El Paso-Texas: Geophys. v. 34 nº 5, pp. 713-728.

ZOHDY, A.A.R. & JACKSON, D.B., 1968. Application of Deep Elec
trical Soundings for Groundwater Exploration in Hawaii: Geo
phys. v. 34 n° 4, pp. 584-600.

ZOHDY, A.A.R., 1974. Electrical Methods. In: Application of
Surface Geophysics to Groundwater Investigations; A.A.R. -
Zohdy, G.P. Eaton and D.R. Mabey, Ch. D. V. S. Geol. Surv.
Tech. Water Resour. Invest., n° 116.

A P Ê N D I C E - I

INTERPRETAÇÃO DAS SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS USADAS
PARA ANÁLISE DE CORRELAÇÕES DOS PARÂMETROS GEOELÉTRICOS
E HIDROGEOLÓGICOS.

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO LADO %
ERRO

1.0	133.3		
1.5	158.6		
2.2	202.5	206.5	-1.9
3.2	261.2	258.0	1.2
4.6	321.0	318.9	0.7
6.8	358.3	358.3	-0.0
10.0	342.7	360.0	-4.8
14.7	260.6	272.8	-4.5
21.5	145.7	134.8	8.1
31.6	60.7	55.8	8.8
46.4	27.6	28.7	-3.6
68.1	20.2	20.8	-2.9
100.0	19.0	19.0	-0.2
146.8	21.0	21.7	-3.3
215.4	27.0		
316.2	37.7		
464.2	53.4		
681.3	75.8

1	1.0	115
2	3.3	920
3	22.0	24
4	104.0	15
5	500

PARÂMETROS DO MODELO: S.E.V. 01 - RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	115	0.009	0	115	2
2	3.3	920	0.004	0	3036	50
3	22.0	24	0.917	12	528	10
4	104.0	15	6.933	88	1560	30

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	118.9		
1.5	128.1		
2.2	143.2	150.8	-5.1
3.2	161.4	161.6	-0.1
4.6	177.2	176.9	0.2
6.8	185.2	188.0	-1.5
10.0	178.8	185.0	-3.4
14.7	151.9	145.6	4.3
21.5	108.0	97.0	11.3
31.6	65.8	61.0	7.9
46.4	40.9	40.0	2.1
68.1	29.1	28.2	3.3
100.0	22.5	24.0	-6.4
146.8	21.1	20.8	1.3
215.4	26.5		
316.2	37.4		
464.2	53.2		
681.3	74.8		

1	1.0	112
2	8.0	220
3	38.0	35
4	54.0	8
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.03 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	112	0.009	0	112	3
2	8.0	220	0.036	0	1760	48
3	38.0	35	1.086	14	1330	37
4	54.0	8	6.750	86	402	12
5						

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	336.8		
1.5	358.3		
2.2	389.7	409.3	-4.8
3.2	414.6	411.2	0.8
4.6	404.1	401.0	0.8
6.8	336.4	310.0	8.5
10.0	227.9	215.0	6.0
14.7	132.9	125.6	5.8
21.5	83.7	92.0	-9.0
31.6	62.5	62.3	0.3
46.4	47.0	47.7	-1.5
68.1	35.5	36.6	-3.0
100.0	32.8	34.0	-3.5
146.8	39.5	41.3	-4.3
215.4	54.2		
316.2	75.8		
464.2	104.8		
681.3	141.8		

1	1.0	320
2	2.6	600
3	20.0	73
4	70.0	21
5	500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.04 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	320	0.003	0	320	7
2	2.6	600	0.004	0	1560	32
3	20.0	73	0.274	8	1460	30
4	70.0	21	3.333	92	1470	31

1	1.0	90
2	4.0	170
3	41.0	30
4	50.0	9
5	500

[illegible]

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSU.	%
1	1.8	98	0.011	0	98	4
2	4.9	170	0.024	0	680	28
3	41.8	30	1.367	20	1230	58
4	58.3	9	5.556	80	450	18

1	1.0	100
2	1.5	375
3	35.0	42
4	60.0	11
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.06 RID TURBO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSU.	%
2	1.5	375	0.004	0	563	20
3	35.0	42	0.833	13	1470	51
4	60.0	11	5.455	87	660	23

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	228.5		
1.5	251.2		
2.2	281.8	286.8	-1.8
3.2	299.0	300.7	-0.6
4.6	275.0	276.2	-0.4
6.8	205.8	192.5	6.9
10.0	124.9	120.0	4.1
14.7	72.1	77.7	-7.2
21.5	49.6	51.5	-3.5
31.6	37.8	35.2	7.5
46.4	29.4	28.8	2.0
68.1	26.4	28.0	-6.0
100.0	29.7		
146.8	39.3		
215.4	55.1		
316.2	77.2		
464.2	106.6		
681.3	144.2

1	1.0	210
2	1.2	725
3	14.0	53
4	62.0	19
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.07 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	210	0.005	0	210	7
2	1.2	725	0.002	0	870	29
3	14.0	53	0.264	7	742	25
4	62.0	19	3.263	92	1178	39

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	157.8		
1.5	182.4		
2.2	224.8	226.4	-0.7
3.2	281.8	280.9	0.3
4.6	343.5	353.1	-2.7
6.8	396.2	416.7	-4.9
10.0	418.6	440.0	-4.9
14.7	384.2	378.7	1.4
21.5	283.2	275.0	3.0
31.6	155.8	153.8	1.3
46.4	66.2	63.0	5.2
68.1	30.1	30.1	-0.1
100.0	20.3	20.5	-1.0
146.8	21.4	20.7	3.2
215.4	29.3		
316.2	41.8		
464.2	59.2		
681.3	82.9		

1544

1	1.0	140
2	8.0	623
3	30.0	36
4	43.0	7
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.09 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	140	0.007	0	140	2
2	8.0	623	0.013	0	4984	77
3	30.0	36	0.833	12	1080	17
4	43.0	7	6.143	88	301	5

RESISTIVIDADE
ESPACAMENTO MODELO DADO %
ERRO

1.0	209.0		
1.5	234.5		
2.2	275.6	280.4	-1.7
3.2	321.7	316.2	1.7
4.6	348.9	331.5	5.2
6.8	329.6	316.4	4.1
10.0	252.2	245.0	2.9
14.7	148.4	149.5	-0.8
21.5	72.8	79.1	-7.9
31.6	41.0	40.1	2.2
46.4	28.7	29.0	-1.0
68.1	21.1	21.1	0.2
100.0	18.9	19.0	-0.8
146.8	23.0	23.6	-2.2
215.4	32.3		
316.2	46.1		
464.2	65.1		
681.3	90.8		

1	1.0	190
2	3.0	620
3	23.0	40
4	57.0	10
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.08 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSU.	%
1	1.0	190	0.005	0	190	5
2	3.0	620	0.005	0	1860	53
3	23.0	40	0.575	9	920	26
4	57.0	10	5.700	91	570	16
5						

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	416.2		
1.5	451.3		
2.2	507.9	531.2	-4.4
3.2	572.5	576.8	-0.8
4.6	616.5	619.6	-0.5
6.8	604.2	588.2	2.7
10.0	503.0	460.0	9.4
14.7	325.0	305.7	6.3
21.5	154.2	154.3	-0.1
31.6	65.5	68.4	-4.2
46.4	40.7	39.2	3.9
68.1	32.6	30.6	6.7
100.0	25.8	25.5	1.4
146.8	22.7	22.5	1.2
215.4	26.6		
316.2	37.0		
464.2	52.5		
681.3	73.9

1	1.0	390
2	5.0	830
3	44.0	40
4	62.0	9
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.10 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	390	0.003	0	390	6
2	5.0	830	0.006	0	4150	61
3	44.0	40	1.100	14	1760	26
4	62.0	9	6.889	86	550	8
5						

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	148.1		
1.5	144.5		
2.2	135.3	131.4	3.0
3.2	115.8	110.2	5.0
4.6	85.2	83.6	1.9
6.8	53.9	56.0	-3.8
10.0	34.5	36.0	-4.2
14.7	26.3	25.6	2.6
21.5	21.7	20.0	8.1
31.6	17.2	16.1	7.0
46.4	14.1	14.1	-0.0
68.1	14.1	14.7	-4.4
100.0	17.8	19.0	-6.5
146.8	25.0	24.6	1.5
215.4	35.8		
316.2	51.0		
464.2	71.8		
681.3	99.5

1	2.3	150
2	13.0	26
3	46.0	9
4	500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.11 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSU.	%
1	2.3	150	0.815	0	345	31
2	13.0	26	0.500	9	338	31
3	46.0	9	5.111	91	414	38

ESPACAMENTO	RESISTIVIDADE MODELO	DADO	% ERRO
1.0	114.8		
1.5	125.6		
2.2	142.7	144.0	-0.9
3.2	156.8	153.7	2.1
4.6	154.2	151.6	1.7
6.8	126.7	122.4	3.5
10.0	84.3	82.0	2.9
14.7	49.9	53.4	-6.7
21.5	33.5	36.5	-8.2
31.6	26.5	25.9	2.3
46.4	20.6	19.7	4.6
68.1	15.7	15.2	3.3
100.0	14.9	15.0	-0.8
146.8	19.2	20.1	-4.6
215.4	27.4		
316.2	39.2		

1	1.0	105
2	1.8	318
3	24.0	38
4	40.0	6
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.12 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSU.	%
1	1.0	105	0.010	0	105	6
2	1.8	310	0.006	0	558	34
3	24.0	30	0.000	11	720	44
4	40.0	6	6.667	89	240	15

ESPACAMENTO	RESISTIVIDADE MODELO	DADO	% ERRO
1.0	497.4		
1.5	502.3		
2.2	494.8	508.8	-2.8
3.2	446.1	445.2	0.2
4.6	340.1	326.7	4.1
6.8	213.2	214.7	-0.7
10.0	124.8	130.0	-4.0
14.7	83.9	86.4	-2.8
21.5	61.2	61.5	-0.4
31.6	43.5	43.7	-0.5
46.4	33.1	33.0	0.3
68.1	29.8	30.9	-3.4
100.0	31.1	32.0	-3.0
146.8	36.8	37.6	-2.3
215.4	48.6		
316.2	67.4		
464.2	93.5		
681.3	127.5		

1	1.0	490
2	1.2	700
3	10.0	88
4	105.0	26
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U. 15-RID TURVO:

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
2	1.2	700	0.002	0	840	17
3	10.0	88	0.114	3	880	18
4	105.0	26	4.338	97	2730	55

500

RESISTIVIDADE
ESPACAMENTO MODELO DADO %
ERRO

1.0	183.8		
1.5	194.3		
2.2	206.8	211.9	-2.4
3.2	208.3	201.7	3.3
4.6	182.0	169.1	7.7
6.8	128.4	124.4	3.2
10.0	73.5	73.0	0.7
14.7	42.4	43.7	-2.8
21.5	31.8	32.4	-1.7
31.6	27.4	26.5	3.6
46.4	24.1	23.3	3.2
68.1	22.8	23.1	-1.0
100.0	25.9		
146.8	34.3		
215.4	48.2		
316.2	67.9		
464.2	94.4		
681.3	128.8		

1	1.0	175
2	1.6	350
3	18.0	31
4	56.0	16
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.16 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	175	0.006	0	175	0
2	1.6	350	0.005	0	560	26
3	18.0	31	0.581	14	558	25
4	56.0	16	3.500	86	896	41

RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ESPACAMENTO ERRO

1.0	116.6		
1.5	99.6		
2.2	74.1	75.3	-1.5
3.2	49.0	48.9	0.2
4.6	32.1	32.4	-0.9
6.8	22.1	21.9	0.8
10.0	15.2	15.0	1.6
14.7	11.3	12.1	-6.5
21.5	9.9	10.7	-7.9
31.6	9.5	10.0	-4.9
46.4	9.8	10.4	-6.3
68.1	10.8	11.3	-4.0
100.0	13.3		
146.8	18.2		
215.4	26.1		
316.2	37.4

1	1.0	130
2	3.0	30
3	70.0	9
4		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.19 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	130	0.808	0	130	15
2	3.0	30	0.100	1	90	11
3	70.0	9	7.778	99	630	74

ESPACAMENTO	RESISTIVIDADE MODELO DADO	% ERRO
-------------	------------------------------	-----------

1.0	397.5		
1.5	419.1		
2.2	448.0	447.6	0.1
3.2	461.8	461.1	0.1
4.6	425.2	429.9	-1.1
6.8	322.2	298.8	7.9
10.0	191.5	180.0	6.4
14.7	99.7	103.3	-3.5
21.5	63.5	67.5	-6.0
31.6	51.4	50.4	2.0
46.4	42.6	41.4	2.7
68.1	35.8	36.9	-3.0
100.0	34.7		
146.8	41.4		
215.4	56.1		
316.2	78.1		

1	1.0	380
2	2.2	680
3	21.0	57
4	75.0	24
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.22 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSU.	%
1	1.0	380	0.003	0	380	8
2	2.2	680	0.003	0	1496	31
3	21.0	57	0.368	11	1197	25
4	75.0	24	3.125	89	1800	37

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	96.0		
1.5	103.8		
2.2	115.5	114.6	0.8
3.2	125.8	132.4	-5.0
4.6	125.0	125.2	-0.1
6.8	105.6	103.1	2.4
10.0	71.6	62.7	14.2
14.7	40.1	40.0	0.0
21.5	22.8	23.2	-1.6
31.6	16.2	15.4	4.7
46.4	13.7	13.9	-1.5
68.1	13.6	13.7	-0.5
100.0	15.8		
146.8	21.0		
215.4	29.8		
316.2	42.5		
464.2	60.2		
681.3	84.2

1	1.0	90
2	2.5	200
3	10.0	21
4	70.0	11
500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.24 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	90	0.011	0	90	6
2	2.5	200	0.012	0	500	32
3	10.0	21	0.476	7	210	13
4	70.0	11	6.364	93	770	49

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	274.5		
1.5	299.3		
2.2	335.5	347.3	-3.4
3.2	363.7	379.3	-4.1
4.6	351.6	342.3	2.7
6.8	280.0	254.5	10.0
10.0	173.8	160.0	8.6
14.7	90.0	93.9	-4.1
21.5	54.2	58.3	-7.0
31.6	44.0	46.0	-4.3
46.4	38.4	37.7	2.0
68.1	33.9	35.0	-3.2
100.0	34.1		
146.8	42.6		
215.4	59.0		
316.2	82.5		

1	1.0	255
2	2.0	660
3	28.0	45
4	45.0	17
5	500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.25 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSU.	%
1	1.0	255	0.004	0	255	7
2	2.0	660	0.003	0	1320	37
3	28.0	45	0.622	19	1260	35
4	45.0	17	2.647	81	765	21
5	500					

RESISTIVIDADE
ESPACAMENTO MODELO DADO %
ERRO

1.0	177.3		
1.5	193.9		
2.2	221.1	223.8	-1.2
3.2	253.7	247.4	2.6
4.6	280.6	278.9	0.6
6.8	288.2	286.4	0.6
10.0	262.8	265.0	-0.8
14.7	202.0	197.5	2.3
21.5	130.4	129.1	1.0
31.6	80.9	85.0	-4.7
46.4	57.1	58.8	-3.0
68.1	41.8	41.1	1.7
100.0	29.1		
146.8	24.3		
215.4	29.6		
316.2	41.7		
464.2	59.1		
681.3	82.7		

1	1.0	165
2	5.5	380
3	37.0	60
4	51.0	8
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.26 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	165	0.006	0	165	3
2	5.5	380	0.014	0	2090	43
3	37.0	60	0.617	9	2220	45
4	51.0	8	6.375	91	408	8

1	1.0	230
2	1.6	1178
3	30.0	57
4	60.0	19
5		500

4	60.0	19	3.158	86	1140	23
---	------	----	-------	----	------	----

1	1.0	362
2	7.7	1342
3	25.0	46
4	63.0	17
5		500

[illegible]

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	362	0.003	0	362	3
2	7.7	1342	0.006	0	10333	80
3	25.0	46	0.543	13	1150	9
4	63.0	17	3.706	87	1071	8

ESPACAMENTO	RESISTIVIDADE MODELO	DADO	% ERRO
1.0	111.9		
1.5	135.5		
2.2	177.5	175.5	1.1
3.2	236.2	233.7	1.1
4.6	302.8	307.3	-1.5
6.8	359.4	368.1	-2.4
10.0	376.9	379.0	-0.5
14.7	328.5	330.7	-0.7
21.5	221.8	220.4	0.6
31.6	111.9	112.2	-0.3
46.4	49.1	46.2	6.2
68.1	27.6	28.6	-3.4
100.0	22.3	23.0	-3.1
146.8	24.9	25.6	-2.9
215.4	33.7		
316.2	47.8		
464.2	67.4		
681.3	93.7		

1	1.0	95
2	3.3	1160
3	25.0	38
4	70.0	13
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.30 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSD.	%
1	1.0	95	0.011	0	95	2
2	3.3	1160	0.003	0	3828	66
3	25.0	38	0.658	11	950	16
4	70.0	13	5.385	89	910	16

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO ERRO

1.0	175.4		
1.5	195.7		
2.2	227.0	224.2	1.2
3.2	257.5	253.4	1.6
4.6	264.6	264.3	0.1
6.8	228.3	235.8	-3.2
10.0	154.2	145.0	6.4
14.7	81.0	81.7	-0.8
21.5	41.4	41.7	-0.7
31.6	28.5	28.5	-0.1
46.4	23.3	22.7	2.7
68.1	20.2	19.2	5.3
100.0	20.1	20.0	0.6
146.8	24.0	24.6	-2.5
215.4	32.5		
316.2	46.0

1	1.0	160
2	2.2	522
3	19.0	30
4	85.0	15
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.32 RIO TURVO

	ESP.	RESIST	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
2	2.2	522	0.004	0	1148	36
3	19.0	30	0.633	10	570	18
4	85.0	15	5.667	90	1275	40

ESPACAMENTO RESISTIVIDADE
MODELO DADO %
ERRO

1.0	319.4		
1.5	352.1		
2.2	405.8	406.6	-0.2
3.2	469.2	465.0	0.9
4.6	517.6	516.9	0.1
6.8	519.2	534.5	-2.9
10.0	443.7	450.0	-1.4
14.7	297.9	279.7	6.5
21.5	150.3	148.1	1.5
31.6	66.7	67.1	-0.6
46.4	36.8	35.1	4.9
68.1	24.2	23.8	2.0
100.0	19.4	20.0	-3.2
146.8	22.2	22.7	-1.9
215.4	30.8		
316.2	44.0		
464.2	62.2		
681.3	86.9		

1	1.0	295
2	4.8	750
3	24.0	47
4	61.0	10

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.33 RIO TURVO

	ESP.	RESIST.	SIG LONG	%	RES. TRANSV.	%
1	1.0	295	0.003	3	295	5
2	4.8	750	0.006	3	3600	64
3	24.0	47	0.511	3	1128	20
4	61.0	10	6.100	92	610	11

1	1.0	180
2	3.8	618
3	21.0	52
4	42.0	9
5		500

PARAMETROS DO MODELO: S.E.U.34 RID TURVO

	ESP.	RESIST.	SIG LONG	%	RES. TRANSU.	%
1	1.0	180	0.006	0	180	5
2	3.8	618	0.006	0	2348	59
3	21.0	52	0.404	8	1892	27
4	42.0	9	4.667	92	378	9

A N E X O SA N E X O - 1

MAPA DE ISOVALORES DA COMPONENTE VERTICAL DO CAMPO MAGNÉTICO
TERRESTRE NA REGIÃO DA BACIA DO ALTO RIO TURVO - SP.

A N E X O - 2

MAPA DE DISTRIBUIÇÃO DOS PONTOS DE SONDAÇÃO ELÉTRICA VERTICAL
(SEV: 01 - 90) E PARÂMETROS GEOELÉTRICOS DA CAMADA SATURADA
DO ARENITO BAURU NA BACIA DO ALTO RIO TURVO - SP.

-E R R A T A-

<u>-pg.-</u>	<u>linha</u>	<u>ONDE SE LÊ:</u>	<u>LEIA-SE:</u>
xi	(5)	PERFIL LITOLÓGICO DO GRUPO BAURU (FORMAÇÃO ADAMANTINA) A NOROESTE DA BACIA-BÁLSAMO (SP).	PERFIL LITOLÓGICO DO GRUPO BAURU (FORMAÇÃO ADAMANTINA) NO CENTRO DA ÁREA DE ESTUDO-POÇO DAEÉ-MUNICÍPIO DE PIRANGI (SP).
xi	(14)	VAZÃO ESPECÍFICA Q/S...	CAPACIDADE ESPECÍFICA Q/S...
xviii	(19)	...specific yeld...	...specific capacity...
xviii	(28)	...reflexting...	...reflecting...
3	(16)	...a correlação...	...as correlações...
6	(5)	...por diversos pesquisado <u>res</u> , conforme sintetizado/no Quadro 1.1.	...por diversos pesquisado <u>res</u> .
8	(22)	...49°00' N e as latitudes 24°47' S...	...49°00' W e as latitudes 20°47' S...
16	(23)	... em torno de 5 m/s...	...em torno de 5 m ³ /s...
26	(FIG)	VAZÃO ESPECÍFICA (Q/S)...	CAPACIDADE ESPECÍFICA (Q/S)...
41	(12)	ou $\nabla^2 U - \nabla U = 0$	ou $\nabla^2 U \cong \Delta U = 0$
43	(8)	div.($\frac{T}{R} \cdot \vec{\text{grad.}} U$)...	div.($\frac{1}{R} \cdot \vec{\text{grad.}} U$)...
47	(8)	...equação (IV.6)...	...equação (IV.4)...
54	(8)	$\frac{\rho}{\rho_w} = a \phi^m s^{-n} \rho_w$	$\frac{\rho}{\rho_w} = a \phi^{-m} s^{-n}$
54	(12)	...(0,5 a 2,5) e (1,3 m 2,5).	...(0,5 < a < 2,5) e (1,3 < m < 2,5).
60	(22)	...sob condições condi- ções...	...sob condições...
64	(13)	...(valor médio de 10 unida <u>da</u>	...(valor médio de 10 medidas).
78	(13)	...civil, devem-se...	...civil, deve-se...

-E R R A T A- (cont.)

-pg.-	linha -	ONDE SE LÊ:	LEIA-SE:
84	(15)	132,0	13,2
97	(1-2)	...para al ns...	...para alguns...
99	(15-16)	...que correspnde...	...que corresponde...
104	(27)	...após da interpretação...	...após a interpretação...
112	(7)	...igual a 0,82.	...igual a 0,75.
114	(gráf.)	COEF. DE CORRELAÇÃO LINEAR : $r = 0,82$	COEF. DE CORRELAÇÃO LINEAR : $r = 0,75$
133	(gráf.)	COEF. DE CORRELAÇÃO LINEAR : $r = 0,76$	COEF. DE CORRELAÇÃO LINEAR : $r = -0,76$

BACIA REPRESENTATIVA DO ALTO RIO TURVO

DISTRIBUIÇÃO DAS SONDAGENS ELÉTRICAS VERTICAIS E PARÂMETROS GEOELÉTRICOS DA CAMADA SATURADA DO AQUIFERO

LEGENDA

81 - NÚMERO DE IDENTIFICAÇÃO DA S.E.V.
 13 - RESISTIVIDADE ELÉTRICA (EM OHM.M)
 1,44 - CONDUTÂNCIA LONGITUDINAL (EM OHM⁻¹)
 810 - RESISTÊNCIA TRANSVERSAL (EM OHM.M²)
 AA',BB' - PERFIS GEOLÓGICOS (DAEE, 1981)

Organizado por Cláudio José - Instituto de Geociências e Ciências Exatas
 UNESP / Rio Claro / SP, 1987
 Desenho - Arnaldo Rosalem

0 100 200 300 400 500 600 m

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS TOPOGRÁFICAS 1:50.000

76	77	78
SEVERÍNIA	MONTE AZUL PAULISTA	BEBEDOURO
96	97	98
CATANDUVA	PIRANJÍ	TAIÚVA
116	117	118
ROBERTO	TAQUARITINGA	JABOTICABAL

LEGENDA

DEPÓSITOS CENOZÓICOS

GRUPO BAURU - FORMAÇÃO MARÍLIA

GRUPO BAURU - FORMAÇÃO ADAMANTINA

BASALTOS - FORMAÇÃO SERRA GERAL

BACIA REPRESENTATIVA DO ALTO RIO TURVO-SP

MAPA DE ISOVALORES DA COMPONENTE VERTICAL
DO CAMPO MAGNÉTICO TERRESTRE

1000 CURVAS DE ISOVALORES DA COMPONENTE VERTICAL DO CAMPO MAGNÉTICO (EM UNIDADES GAMA $\times 10^5$ Weber/m²)
x 210 ESTAÇÕES DE MEDIDAS DA COMPONENTE VERTICAL DO CAMPO MAGNÉTICO

A,B,C,D,E ESTAÇÕES BASE - CORREÇÃO DA VARIACÃO DIÁRIA

A ESTAÇÃO BASE - CORREÇÃO DA VARIACÃO REGIONAL

Organizado por: Clovis José - Instituto de Geociências e Ciências Exatas
UNESP/Rio Claro / SP, 1987

Desenho: Arnaldo Rosalem

0 1000 2000 3000 4000 5000 6000m

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO

ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS TOPOGRÁFICAS
1:50.000

76	77	78
SEVERÍNIA	MONTE AZUL PAULISTA	BEBE DOURO
96	97	98
CATANDUVA	PIRANJUI	TAIÚVA
116	117	118
ROBERTO	TAQUARITINGA	JABUTICABAL