

LEVANTAMENTO GEOFÍSICO NA BACIA DO ALTO RIO TURVO, SP. CORRELAÇÃO ENTRE DADOS HIDRODINÂMICOS E GEOELÉTRICOS *

C. José¹
N. Ellert²

RESUMO

Estudos geofísicos de sondagem elétrica vertical (SEV) foram realizados na região da Bacia do Alto Rio Turvo, Estado de São Paulo, próximo das cidades de Monte Alto e Pirangi, num contexto geológico representado por sedimentos do Grupo Bauru (Formações Adamantina e Marília).

Um cadastramento prévio indicava a existência de centenas de poços perfurados na área, destes 90 com razoável descrição, junto aos quais foram realizadas as SEV. Um total de 30 poços haviam sido utilizados para determinações de parâmetros hidrodinâmicos. Os dados obtidos com as interpretações das SEV executadas junto a esses últimos poços, foram correlacionados com os parâmetros hidrodinâmicos aí obtidos. Estas correlações se situam entre 0,70 e 0,82, utilizando a regressão linear pelo método dos mínimos quadrados. Análises de significância, através da aplicação do teste "t" de Student, ao nível de 5%, mostram que as correlações encontradas são consistentes e que as probabilidades dos dados geoeletricos se correlacionarem com os hidrodinâmicos é de 95%.

ABSTRACT

Vertical Electrical Soundings (VES) were measured at Rio Turvo Basin, State of São Paulo, close to Monte Alto, Pirangi.

Geologically, this area is formed of sediments of the Bauru Group (Adamantina and Marília Formations). This clayey - sand aquifer has hundreds of producing wells. From these, 90 are quite well described (DAEE-IG/USP). At these 90 points, VES were measured. In 30 of these wells, aquifer hydrodynamic parameters were determined. Resistivities and thickness of the saturated layers were correlated with hydrodynamic parameters at these points, revealing a correlation between 0.70 and 0.82 using the linear regression method. Significance analysis, using Student "t" test, at the 5% level, indicated that the correlations are consistent and that the probability of the correlation of the geoelectrical parameters to the hydrodynamic parameters, is 95%.

INTRODUÇÃO

Métodos geofísicos de exploração, notadamente a eletrorresistividade em seu procedimento de sondagem elétrica, têm sido utilizados em estudos hidrogeológicos. A crescente demanda de água subterrânea, aliada à maior proteção aos agentes poluentes, estimulou um maior desenvolvimento nos métodos e técnicas de pesquisa e mesmo no estabelecimento de novos conceitos.

*Trabalho financiado pela FAPESP (Processo 83/1424-1)

¹Departamento de Física IGCE-UNESP, Rio Claro

²Departamento de Geologia Econômica e Geofísica Aplicada, IG/USP

Tradicionalmente técnicas geofísicas têm sido empregadas na definição de características de aquíferos (tais como espessura, extensão) e na avaliação das características físico-químicas da água saturando o aquífero (água salgada, salobra, etc.). Para tanto é rica a bibliografia, relatando resultados e observações de campo. Aliado ao aspecto qualidade, está o aspecto quantidade, condicionado pelos altos custos de perfuração e instalação de um poço. A disponibilidade de alguma técnica prospectiva, que "a priori" possibilite obter informações quanto ao potencial produtivo de um aquífero será de grande valia.

Um levantamento preliminar de cadastramento de poços construídos em uma região geologicamente bem definida e caracterizada, foi o ponto de partida para um estudo desta natureza no Estado de São Paulo.

Sondagens elétricas verticais são executadas relativamente rápidas, mesmo quando se pretende investigar profundidades moderadas (poucas centenas de metros), possibilitando assim, com pouco investimento, investigar-se um número apreciável de pontos. Com esta distribuição de pontos investigados, informações são obtidas quanto ao comportamento das camadas aquíferas tanto na vertical quanto na horizontal. Desta forma reduzem-se os custos dos programas de perfuração de poços possibilitando maiores produções/poço, o que reduz o número de poços a serem perfurados, para atender tanto as demandas urbanas como os fins agrícolas.

Neste trabalho, foram executadas cerca de 90 sondagens elétricas verticais junto a poços construídos em sedimentos de Formações do Grupo Bauru, na área de Monte Alto, Pirangi, etc. (Fig. 1), correspondente à Bacia do Alto Rio Turvo, no Estado de São Paulo.

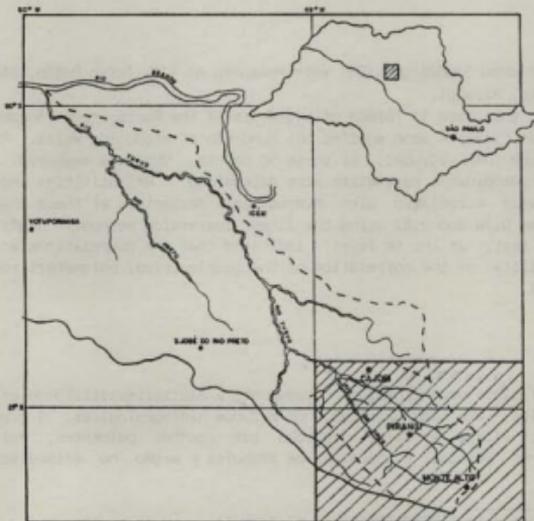


Figura 1 - Localização da área de estudo no Estado de São Paulo.

ANALOGIA ENTRE FLUXO ELÉTRICO E HIDRÁULICO

Considerando-se o volume de trabalhos existentes sobre o assunto, apresenta-se abaixo somente um resumo das analogias entre os meios porosos e permeáveis (hidráulicos) e meios condutores (elétricos).

Lei de Darcy

$$\vec{V} = K \text{ grad } \vartheta$$

K = permeabilidade

 ϑ = potencial hidráulico

Equação de Continuidade

$$\text{div} (d \vec{V}) + \frac{\partial d}{\partial t} = 0$$

d = massa específica (densidade)

Equação de Difusividade

$$\text{div} (\tau \cdot \text{grad } \vartheta) = S \frac{\partial \vartheta}{\partial t}$$

onde τ = transmissividade

S = coeficiente de armazenamento

Lei de Ohm

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

 $\frac{1}{\delta}$ = condutividade elétrica

U = potencial elétrico

Equação de Continuidade

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

T = densidade de carga elétrica

Equação de Maxwell

$$\text{Div} (\underline{1} \cdot \text{grad } U) = C \cdot \frac{\partial U}{\partial t}$$

onde R = ∂ (para um elemento do volume)

C = capacidade do condensador

Assim, podemos correlacionar os seguintes parâmetros hidráulicos e elétricos:

Potencial hidráulico, $\vartheta \rightarrow h \rightarrow U$, potencial elétricoVazão hidráulica $Q \rightarrow I$, intensidade de corrente elétricaVelocidade de escoamento, $v \rightarrow i$, densidade de corrente elétricaVolume hidráulico, $V \rightarrow q$, carga elétricaPermeabilidade, $K \rightarrow 1/\delta$, condutividade elétrica

Tempo real, $t \rightarrow t_e$, tempo elétrico

Dimensão do domínio real, $t \rightarrow 1$, dimensão do domínio elétrico

RESISTIVIDADE DAS ROCHAS SEDIMENTARES

Entre as propriedades físicas das rochas, a condutividade ou seu inverso a resistividade, é um parâmetro fundamental em pesquisas geoeletricas das formações litológicas e, em particular, dos aquíferos sedimentares, onde a presença e a qualidade da água influem diretamente nos valores das medidas da resistividade.

A condução de corrente elétrica em rochas e minerais pode ser de três modos: eletrônica (quando há elétrons livres, e.g., nos metais), eletrolítica (quando há íons, e.g., nas soluções) e dielétrica em meios maus condutores ou isolantes.

Desde que a maioria das rochas é pouco condutora, suas resistividades serão muito altas, salvo o fato de, em sendo porosas, terem os seus poros saturados por soluções, principalmente água. Considerando a ação do intemperismo, sais solúveis provêm da alteração de minerais, possibilitando assim a presença de um determinado teor em íons na água subterrânea. A condução da corrente elétrica se faz assim de forma eletrolítica, considerando os excessos ou deficiências de íons nas moléculas contidas nas águas.

A condutividade elétrica de uma rocha porosa depende fundamentalmente do arranjo e volume dos poros e, mais ainda, da condutividade da solução que a satura.

ARCHIE (1942) apresentou uma relação empírica entre a resistividade de uma rocha porosa, sua porosidade e a resistividade da solução saturante:

$$\frac{\delta}{\delta_w} = a \cdot \phi^m \cdot s^{-n}$$

δ = resistividade da rocha

δ_w = resistividade da solução saturante

a, m = constantes ($0,5 < a < 1,5$) ($1,3 < m < 2,3$) (ORELLANA, 1972)

$n \approx 2$

ϕ = porosidade

s = fração de poros contendo solução

Como em geral os minerais formadores das rochas possuem alta resistividade, a condutividade elétrica se faz inicialmente em função das características e quantidade de solução saturante. Fatores sedimentológicos e diagenéticos podem afetar de forma significativa o comportamento elétrico das formações litológicas. A presença de cimentação, compactação (quando é alta a tortuosidade dos poros), de argila, afetam as características elétricas como também as características hidrodinâmicas destas formações. Rochas arenosas, grosseiras, apesar de possuírem elevadas porosidades e grandes quantidades de soluções saturantes, possuem uma resistividade mais elevada que rochas de granulometria mais fina. A presença de argila, mesmo em pequenas frações, afeta sobremaneira a resistividade das formações, abaixando o seu valor. Por outro lado, o aumento do teor em argila diminui significativamente a produtividade dos poços.

Para rochas arenosas, isentas de argila, vale a relação:

$$\delta = a \cdot \delta_w \cdot \phi^{-2}$$

ou seja, a resistividade da formação varia com o inverso do quadrado de porosidade. O fator a depende do tipo de porosidade, da cimentação e seu valor varia entre 0,7 e 1,5.

Para rochas apenas parcialmente saturadas com água, o que ocorre acima da superfície freática, a resistividade aumenta de maneira esperada para uma porosidade mais reduzida, correspondente aos menores volumes de água aí contidos. Além da redução do conteúdo em água, a resistividade também aumenta porque é desfeita a conexão física entre os delgados filmes de água na matriz sólida, conforme o conteúdo de água vai se tornando cada vez menor.

MÉTODO GEOLÉTRICO. CONSIDERAÇÕES GERAIS

O sucesso na aplicação de métodos elétricos, sobretudo no procedimento de sondagens elétricas verticais (SEV), depende principalmente do bom conhecimento das condições de subsuperfície. Há a necessidade de haver presente condições favoráveis que incluem a homogeneidade das formações, bons contrastes geolétricos, topografia superficial razoavelmente paralela às interfaces.

Considerações a respeito da heterogeneidade e anisotropia tornam-se mais significativas quanto mais o meio geológico for por elas afetado. Entre outras considerações limitantes do método, se encontra supressão e a equivalência, relacionados com a condutância horizontal e resistência transversal da seqüência estratigráfica, cujos detalhes se encontram em ORELLANA (1972).

Assim, algumas situações geolétricas nos conduzem a erros de interpretação significativos, resultando na obtenção de diferentes seções geológicas para uma mesma curva de SEV. Persiste assim, de forma marcante, o compromisso exigido entre os contrastes geométricos (espessuras) e físicos (resistividade) para que os erros de interpretação das curvas de SEV se situem dentro dos limites considerados como aceitáveis, quais sejam da ordem de 10%, em termos de espessura e resistividade.

Convém ressaltar que meios geologicamente ativos, onde as heterogeneidades e anisotropias são as condições predominantes, os problemas citados são de difícil solução, na maioria dos casos inviabilizando uma abordagem segura através de SEV. Contudo, quando se contar com um controle geológico adequado das formações objeto de investigação 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 aqueles relacionados com a produtividade de um aquífero.

ENSAIOS DE LABORATÓRIO (PERMEABILIDADE HIDRÁULICA X RESISTIVIDADE ELÉTRICA)

Utilizando-se um arranjo, conforme o esquematizado na Figura 2, foram determinadas as correlações entre permeabilidade hidráulica e resistividade elétrica.

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 e peso específico para a água, seja unitário, a permeabilidade intrínseca do meio poroso pode ser expressa através de sua condutividade hidráulica.

Aplicando-se a Lei de Darcy podemos escrever:

$$dv = \frac{K h A dt}{L}$$

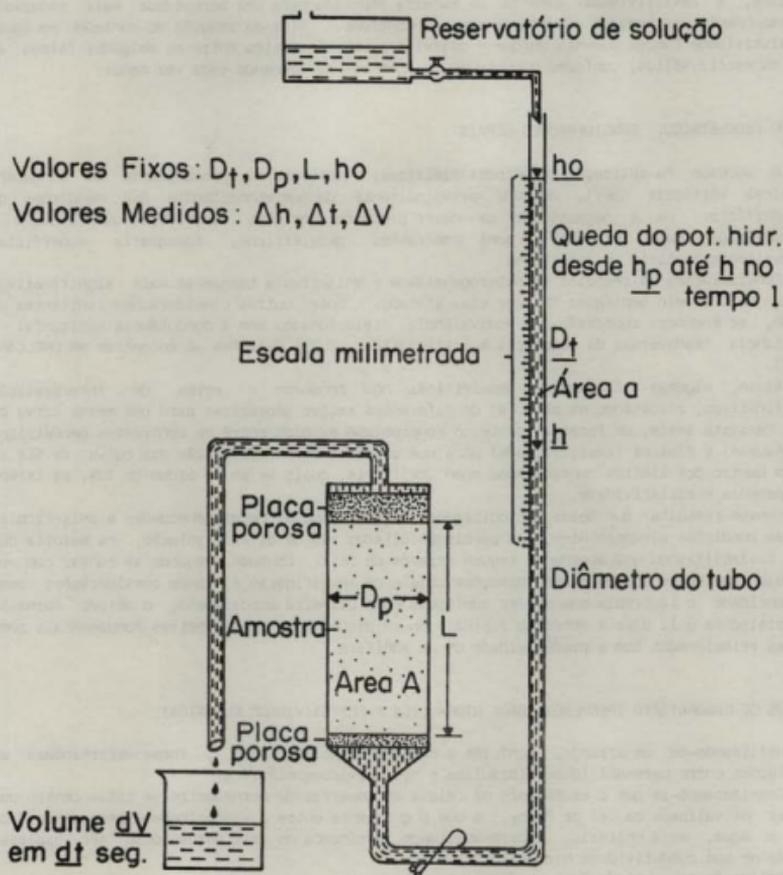


Figura 2 - Esquema do permeômetro com potencial hidráulico decrescente.

onde

A = área da seção reta da célula de amostras

L = comprimento da célula de amostras

dt = intervalo de tempo (t-t₀)

h = potencial hidráulico no instante t

dV = volume de água que passa pelo permeâmetro no intervalo de tempo dt = t-t₀

K = coeficiente de permeabilidade ou condutividade hidráulica da amostra

Decorrido um intervalo de tempo dt, teremos:

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

ou então,

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

onde a = área seção reta do tubo em que

$$a = \frac{\pi D^2 T}{4}$$

$$a = \frac{\pi D^2 p}{4}$$

$$(A = \pi Dp^2)$$

onde DT = diâmetro interno da célula do tubo e DP = diâmetro interno da célula do permeâmetro.

Integrando, temos:

$$- \int \frac{1}{h} dh = \int \frac{K D^2 p}{L D^2 T} dt = \frac{K D^2 p}{L D^2 T} \int dt$$

$$- \ln h = \frac{K \cdot D^2 p}{L \cdot D^2 T} t + c$$

Quando t = 0, h = h₀ e c = -ln h₀

Substituindo, teremos:

$$\ln h_0 - \ln h = \frac{K D^2 p}{L D^2 T} t$$

$$\ln \frac{h_0}{h} = \frac{K D^2 P}{L D^2 T} t$$

Donde:

$$K = \frac{D^2 T \cdot L}{D^2 P \cdot t} \cdot \ln \frac{h_0}{h}$$

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

Para se determinar os valores de permeabilidade, inicialmente foram determinados, no modelo, os valores de DT, DP e L. Como a temperatura foi mantida aproximadamente constante durante as medidas (20°C), o valor de relação DP²/DT².L foi calculado, ficando a equação expressa por:

$$K = \frac{2,49}{t} \cdot \ln \frac{h_0}{h}$$

A partir de medidas das variáveis h₀, h e t, foram determinados os coeficientes hidráulicos K, de oito amostras de areia de distintas granulometrias, cujos valores são apresentados na Tabela I. Cada um dos valores obtidos corresponde à média de cinco determinações experimentais.

As resistividades elétricas das amostras foram determinadas quando estas se encontravam dentro da própria célula do permeâmetro, e em condições de saturação. Inicialmente foi utilizada água bi-distilada e desionizada, conforme utilizada na determinação da constante, e posteriormente com soluções de concentrações de NaCl conhecidas.

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

$$k = \frac{\delta}{R} \quad R = \frac{\Delta V}{I} \quad \Delta V = \text{diferença de potencial entre os eletrodos M e N}$$

I = corrente entre os eletrodos A e B

A determinação de k foi feita medindo-se a resistividade de nove diversas soluções de resistividade conhecidas e nestas nove soluções foram feitas dez determinações de V e I (sendo diferentes de V's e I's). Obteve-se um valor com desvio padrão de 0,007.

Determinado o valor de k, foram feitas medidas com o permeâmetro contendo amostras saturadas. Assim as determinações de K (permeabilidade hidráulica) e δ (resistividade elétrica) eram feitas simultaneamente.

Utilizou-se oito diferentes granulometrias de amostras de areias selecionadas, fazendo-se para cada granulometria doze determinações de K e δ, empregando-se água bi-distilada e água contendo 100 mg/l de NaCl. Os resultados obtidos encontram-se relacionados na Tabela I.

Os dados foram lançados no gráfico da Figura 4. A regressão linear aplicada ao gráfico obtido com a água bi-distilada mostrou um coeficiente de correlação de 0,997. Para o gráfico

Tabela I - Valores experimentais de condutividade hidráulica e resistividade elétrica em amostras de areia não consolidada.

AMOSTRA No	DIAMETRO MEDIO DAS PARTICULAS (mm)	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/dia)	RESISTIVIDADE ELETRICA (com água pura) (ohm.m)	RESISTIVIDADE ELETRICA (com solução NaCl 100 mg/l) (ohm.m)
1	1,29	461,3	21479,3	3138,5
2	0,91	307,5	14028,2	2127,5
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

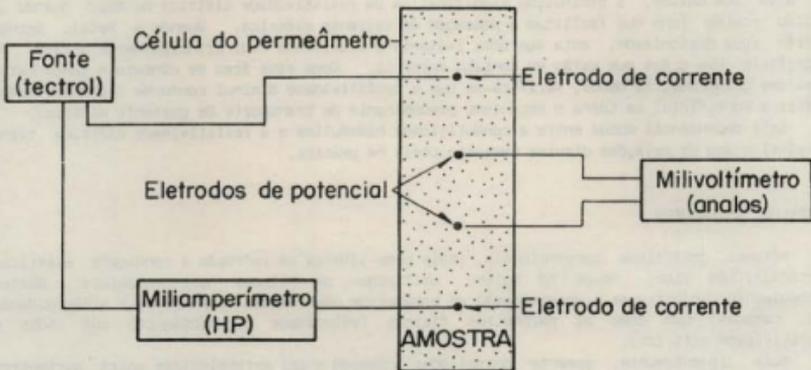


Figura 3 - Esquema de ligação para medidas de resistividade elétrica das amostras.

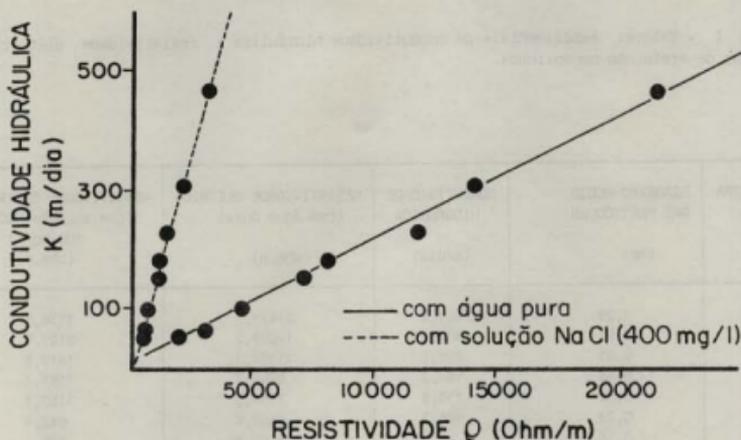


Figura 4 - Esquema de ligação para medidas de resistividade elétrica das amostras.

correspondente aos dados obtidos com solução de NaCl, o coeficiente é de 0,995. É importante notar que houve uma mudança de escala para as resistividades do gráfico de um fator 10. Isto se deve sem dúvida, à diminuição significativa da resistividade elétrica do meio quando o fluido contém íons que facilitam a passagem de corrente elétrica. 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 esta área de contato é tanto maior para uma granulometria menor, verifica-se que a resistividade diminui conforme a condutividade elétrica superficial se torna o mecanismo predominante de transporte de corrente elétrica.

Esta dependência mútua entre a condutividade hidráulica e a resistividade elétrica torna possível o uso de relações diretas bastante úteis na prática.

TRABALHOS ANTERIORES

Métodos geofísicos convencionais, tais como sísmica de refração e sondagens elétricas verticais, têm sido, desde há muito, utilizados em estudos hidrogeológicos. Nestes procedimentos objetiva-se a determinação de parâmetros geométricos (espessuras e profundidades das camadas) bem como os parâmetros físicos (velocidade de propagação das ondas e resistividade elétrica).

Mais recentemente, somente correlações começam a ser estabelecidas entre parâmetros geoeletricos e hidrodinâmicos, com base em dados obtidos em rochas sedimentares arenosas. BREUSSE (1973), KELLY (1977 a, b), NIWAS & SINGHAL (1981) e SINGHAL & NIWAS (1983) são alguns dos autores que apresentam dados sobre as correlações citadas. No Brasil, o primeiro trabalho a fazer referência a alguma correlação entre dados geofísicos e hidrogeológicos se

encontra em ELLERT (1966) quando trata de dados obtidos em sedimentos do Grupo Tubarão na região de Campinas.

Quanto a estudos geolétricos em sedimentos do Grupo Bauru pode-se referir a ELLERT (1966, 1973), ELLERT & BARCHA (1982), dentre muitos outros.

A maior parte das curvas de SEV no arenito Bauru possui comportamento semelhante. Os valores de resistividade, em geral, apresentam um comportamento decrescente e volta a ser crescente quando se manifesta a presença de rochas básicas da Formação Serra Geral.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A ÁREA

As rochas do atualmente denominado Grupo Bauru, ocupam cerca de 42% da superfície do Estado de São Paulo, no seu planalto ocidental e se estende para Minas Gerais, Goiás e Mato Grosso do Sul, cobrindo cerca de 350.000 km². O Grupo Bauru encerra (SOARES et al., 1980) quatro unidades litostratigráficas: Formação Caiuá, Formação Santo Anastácio, Formação Adamantina e Formação Marília.

Na região do Alto Rio Turvo ocorrem somente as Formações Adamantina e Marília. A Formação Adamantina constitui um conjunto de fácies de granulação fina a muito fina, de cor rósea

Tabela II - Resistividades elétricas de sedimentos do Grupo Bauru e basaltos (Formação Serra Geral) no Estado de São Paulo. Dados de: (1) DAEE (1976); (2) DAEE (1974); ELLERT (1973); (4) ELLERT (1982); (5) DAVINO & VALERIO (1972) e (6) DAVINO (1979).

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

castanho, estratificação cruzada, com espessura de 2 m a 20 m, alternando-se com bancos de lamitos e arenitos lamíticos.

Na área estudada, onde esta formação cobre cerca de 80% da área, a espessura média é de 60 m, com um máximo de 110 m, assentando-se discordantemente sobre os derrames de basalto.

A Formação Marília, aflorando a altitudes acima de 580 m, é constituída de arenitos de granulação muito fina a grossa, com níveis de conglomerados, ocorrendo freqüentes bancos de arenito com cimento calcífero e nódulos carbonáticos. A espessura máxima, atinge na porção leste da área de estudo, em Monte Alto, 150 m.

Os sedimentos do Grupo Bauru possuem um elevado significado quanto à fonte de água subterrânea. REBOUÇAS (1987) estima em cerca de 15.000 o número de poços aí perfurados.

Em sua maior parte o relevo é uniforme e ondulado, com altitude média de 540 m, moldado sobre arenitos mais friáveis da porção inferior do Grupo Bauru.

O substrato do pacote sedimentar é constituído de basalto da Formação Serra Geral, aflorando somente em uma pequena área, próximo da confluência dos rios Turvo e Onça, na cota 470 m. A superfície do basalto é irregular, embora refletindo mais suavemente, o próprio relevo da área. As altitudes maiores para o topo do basalto ficam na porção leste, ao longo da Serra de Jaboticabal (520 m) caindo para oeste com um gradiente de cerca de 2 m/km.

A superfície piezométrica do aquífero reflete um nítido controle da topografia com curvas isopiezas acompanhando as curvas de nível. Os divisores de água subterrânea coincidem com os de água superficial. O fluxo subterrâneo acompanha a drenagem de superfície. A área de recarga do aquífero, constituída pela Chapada de Monte Alto e pelos espigões alongados dos interflúvios, recoberta por sedimentos cenozóicos, consiste em uma área muito pequena. Para tanto deve ser preservada a fim de manter o equilíbrio natural e a qualidade das águas do aquífero.

Sob o ponto de vista de aproveitamento agrícola, a área conta em suas partes SE com culturas de ciclo curto, como: cebola, milho, tomate, com freqüentes arações e irrigação com água subterrânea. Na parte centro-oeste predomina a cultura de ciclo médio como cana-de-açúcar e cítricos (limão e laranja). A parte N é caracterizada pelas extensas plantações de ciclo longo representadas por laranja e limão, com ampla utilização de água subterrânea nas diversas etapas de pulverização, inclusive de defensivos.

Quanto à água subterrânea, esta assume uma importância muito grande na área, face à baixa densidade hidrográfica. Poços profundos aí perfurados apresentam vazões entre 5 a 30 m³/h, com predominância entre 20 e 30 m³/h.

Parâmetros de permeabilidade intrínseca e porosidade de sedimentos do Grupo são bastante esparsos. Em geral os valores de porosidade se situam entre 11% e 28%. A permeabilidade, segundo DURANTE (1965), BARCHA (1980), é da ordem de 0,5 Darcy. A transmissividade média é da ordem de 40 m²/d e os valores de capacidade específica predominantes entre 0,5 a 1,0 m³/h/m. O coeficiente de armazenamento de $1,8 \times 10^{-4}$ e 10^{-5} obtidos a montante da bacia, indicam condições locais de confinamento do aquífero, possivelmente devido à presença de leitos de argila na parte superior da Formação Adamantina.

Quanto à composição química da água subterrânea, esta depende essencialmente do aquífero no qual está contida. De um modo geral as águas pertencem a dois grupos:

- bicarbonatadas cálcicas (com maior concentração salina) ocorrendo principalmente nas áreas de planaltos e espigões.
- bicarbonatadas calco-magnesianas (com menor concentração salina) ocorrendo principalmente nos vales.

O método geofísico empregado na área foi o da eletrorresistividade em seu procedimento de sondagem elétrica vertical (SEV). Neste procedimento foi utilizado sempre o arranjo Schlumberger, iniciando-se as medidas com o espaçamento entre os eletrodos de corrente de 3 m, atingindo valores máximos de 500 m.

O equipamento utilizado constou de uma fonte SEPCEL DC-DC, de 500 w de potência, com saída máxima de 1000 V alimentada a bateria. Para a obtenção das medidas de diferença de potencial entre os eletrodos M e N (não polarizáveis) utilizou-se de um milivoltímetro Tectrol com 3 mV fundo de escala na sensibilidade máxima. O espaçamento máximo entre os eletrodos de potencial foi de 20 m.

As curvas de SEV obtidas foram interpretadas utilizando-se um programa que faz uso de um micro PC.

Como se trata de um estudo experimental, todas as SEV, num total de 90, foram assim interpretadas, haja vista o controle existente de dados de poços, contendo dados mais ou menos completos sobre a seção geológica e vazão.

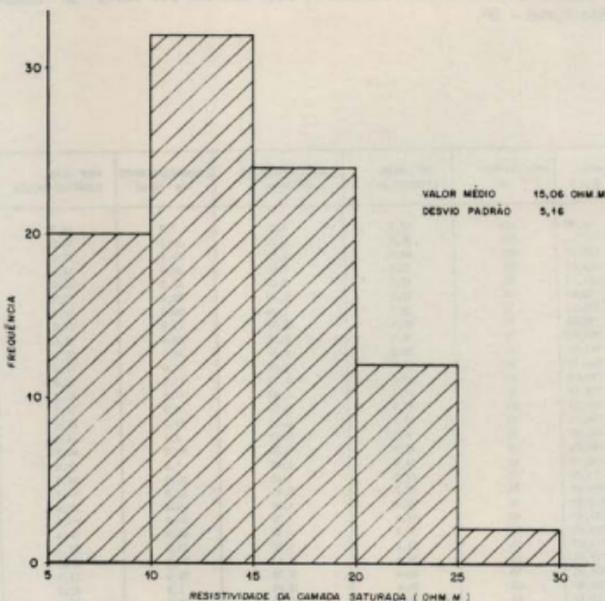


Figura 5 - Distribuição de frequência de valores de resistividade da camada saturada.

CORRELAÇÕES OBTIDAS

Considerando-se os objetivos específicos deste levantamento, das 90 SEV, foram relacionados 29 pontos, para os quais existem dados mais detalhados quanto a parâmetros hidrodinâmicos realizados em poços da bacia, publicados em DAEE-IG/USP (1981). Os parâmetros hidráulicos como capacidade específica e transmissividade hidráulica foram obtidos em testes de bombeamento e determinados pelo método de Jacob.

A Tabela III apresenta os valores destes parâmetros, bem como a profundidade do poço, do nível estático, as coordenadas dos poços e a correspondente identificação da SEV associada.

Tabela III - Parâmetros hidráulicos e dados de poço obtidos por teste de bombeamento. Na Bacia do Alto Rio Turvo - SP.

S.E.V. NR	COORDENADAS		PROF. DO POÇO (m)	PROF. NÍVEL ESTÁTICO (m)	CAPAC. ESPECÍFICA (m ³ /r/m)	TRANSMISSIVIDADE (m ² /dia)	PROF. NÍVEL ESTÁTICO (m)SEV	PROF. TOPO DO BASALTO(m)SEV
	N - S	E - O						
01	7660,85	714,90	130	25,9	0,25	7,3	26,3	130,5
02	7669,90	717,00	120	50,0	0,92	29,5	50,0	120,0
03	7666,70	727,85	100	46,1	0,55	15,9	47,0	101,0
04	7666,60	724,45	105	70,4	1,80	50,3	73,6	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	150	48,0	0,62	36,7	50,0	112,0
11	7666,09	744,12	60	14,7	0,20	11,0	15,3	61,3
12	7665,45	750,63	65	27,0	0,54	11,0	26,4	66,4
13	7656,30	729,95	64	41,1	0,60	17,4	40,5	90,5
15	7639,95	744,05	152	43,3	0,50	58,0	12,2	117,2
16	7637,02	756,27	74	18,5	0,55	29,0	20,6	74,6
19	7649,45	745,08	75	6,0	0,25	2,1	4,0	74,0
20	7652,23	749,06	100	43,9	2,26	93,0	49,5	99,5
21	7649,59	750,18	83	34,4	0,42	7,8	36,0	86,0
22	7650,64	751,99	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	762,59	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	32,4	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	7682,90	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

a) Correlações da condutividade hidráulica do aquífero, resistividade, capacidade específica e transmissividade.

Tabela IV - Valores de condutividade hidráulica do aquífero, Resistividade elétrica, capacidade específica e transmissividade hidráulica.

S.E.V. Nº	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/dia)	RESISTIVIDADE ELÉTRICA DA CAM. SATURADA (ohm.m)	CAPACIDADE ESPECÍFICA (m ³ /h/m)	TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA (m ² /dia)
01	0,07	15	0,25	7,3
02	0,27	12	0,92	29,5
03	0,17	8	0,55	15,8
04	0,54	21	1,80	50,3
05	0,23	9	0,40	20,5
06	0,24	11	0,60	22,6
07	0,69	19	1,30	50,0
08	0,25	10	0,88	20,0
09	0,30	7	0,56	22,0
10	0,37	9	0,62	38,7
11	0,19	9	0,20	11,0
12	0,17	6	0,56	11,0
13	0,20	9	0,60	17,6
15	0,81	26	2,50	94,0
16	0,36	16	0,55	29,0
19	0,03	9	0,25	2,1
20	0,91	18	2,26	93,0
21	0,09	10	0,42	7,0
22	0,62	24	1,65	50,0
24	0,15	11	0,25	12,0
25	0,26	17	1,09	16,0
26	0,39	8	1,00	34,0
28	0,59	19	1,30	45,0
29	0,60	17	1,00	37,9
30	0,22	13	0,63	21,0
31	0,35	16	0,38	32,0
32	0,05	15	0,22	5,8
33	0,47	10	0,80	40,0
34	0,53	9	0,92	33,0

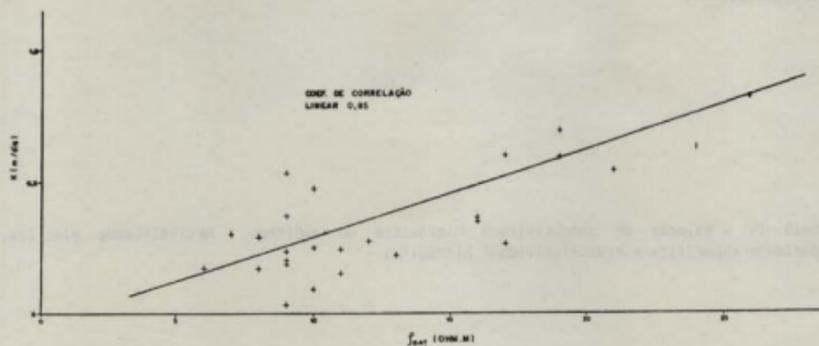


Figura 6 - Condutividade hidráulica do aquífero x resistividade da camada saturada.

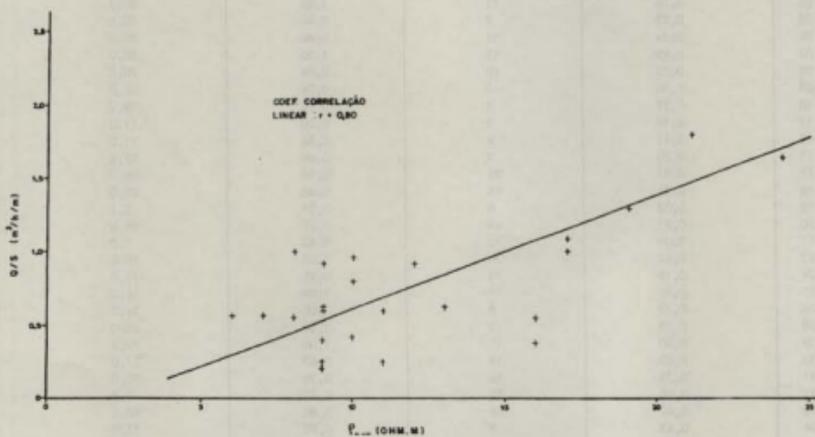


Figura 7 - Capacidade específica x resistividade elétrica da camada saturada.

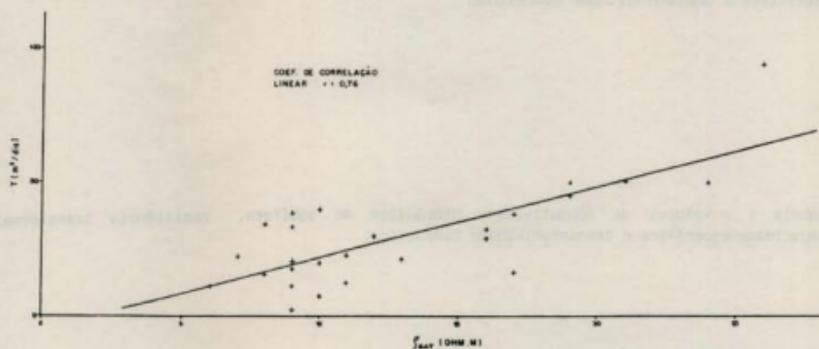


Figura 8 - Transmissividade hidráulica do aquífero x resistividade elétrica da camada saturada.

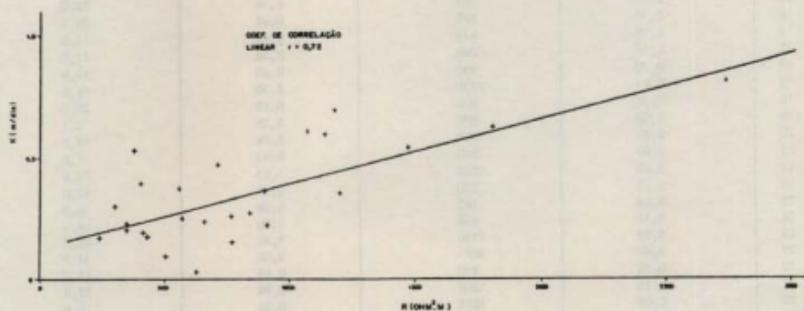


Figura 9 - Condutividade hidráulica do aquífero x resistência transversal da camada saturada.

b) Correlação de condutividade hidráulica do aquífero, resistência transversal, capacidade específica e transmissividade hidráulica.

Tabela V - Valores de condutividade hidráulica do aquífero, resistência transversal, capacidade específica e transmissividade hidráulica.

S.E.V. NR	CONDUTIVIDADE HIDRAULICA (m/dia)	RESISTIVIDADE TRANSVERSAL DA CAM.SATURADA (ohm.m ²)	CAPACIDADE ESPECIFICA (m ³ /t/m)	TRANSMISSIVIDADE HIDRAULICA (m ² /dia)
01	0,07	1560	0,25	7,3
02	0,27	840	0,92	29,5
03	0,17	432	0,55	15,8
04	0,54	1470	1,80	50,3
05	0,23	450	0,40	20,5
06	0,24	660	0,60	22,6
07	0,69	1178	1,30	50,0
08	0,25	570	0,88	20,0
09	0,30	301	0,56	22,0
10	0,37	558	0,62	38,7
11	0,19	414	0,20	11,0
12	0,17	240	0,56	11,0
13	0,20	450	0,60	17,6
15	0,81	2730	2,50	94,0
16	0,36	896	0,55	29,0
19	0,03	630	0,25	2,1
20	0,91	900	2,26	93,0
21	0,09	500	0,42	7,0
22	0,62	1800	1,65	50,0
24	0,15	770	0,25	12,0
25	0,26	765	1,09	16,0
26	0,39	408	1,00	34,0
28	0,59	1140	1,30	45,0
29	0,60	1071	1,00	37,9
30	0,22	910	0,63	21,0
31	0,35	1200	0,38	32,0
32	0,05	1275	0,22	5,8
33	0,47	610	0,80	40,0
34	0,53	378	0,92	33,0

c) Correlação de condutividade hidráulica do aquífero, condutância longitudinal, capacidade específica e transmissividade hidráulica.

Tabela VI - Características hidrodinâmicas dos poços considerados

S.E.V. Nº	CONDUTIVIDADE HIDRÁULICA (m/dia)	CONDUTANCIA LONGITUDINAL DA CAM. SATURADA (cm ⁻¹)	CAPACIDADE ESPECÍFICA (m ³ /h/m)	TRANSMISSIVIDADE HIDRÁULICA DO AQUÍFERO(m ² /dia)
01	0,07	6,93	0,25	7,3
02	0,27	5,83	0,92	29,5
03	0,17	6,75	0,55	15,8
04	0,54	3,33	1,80	50,3
05	0,23	5,56	0,40	20,5
06	0,24	5,46	0,60	22,6
07	0,69	3,26	1,30	50,0
08	0,25	5,70	0,88	20,0
09	0,30	6,14	0,56	22,0
10	0,37	6,89	0,62	38,7
11	0,19	5,11	0,20	11,0
12	0,17	6,67	0,56	11,0
13	0,20	5,56	0,60	17,6
15	0,81	4,04	2,50	94,0
16	0,36	3,50	0,55	29,0
19	0,03	7,78	0,25	2,1
20	0,91	2,78	2,26	93,0
21	0,09	5,00	0,42	7,0
22	0,62	3,13	1,65	50,0
24	0,15	6,36	0,25	12,0
25	0,26	2,65	1,09	16,0
26	0,39	6,38	1,00	34,0
28	0,59	3,16	1,30	45,0
29	0,60	3,71	1,00	37,9
30	0,22	5,39	0,63	21,0
31	0,35	4,69	0,38	32,0
32	0,05	5,67	0,22	5,8
33	0,47	6,10	0,80	40,0
34	0,53	4,67	0,92	33,0

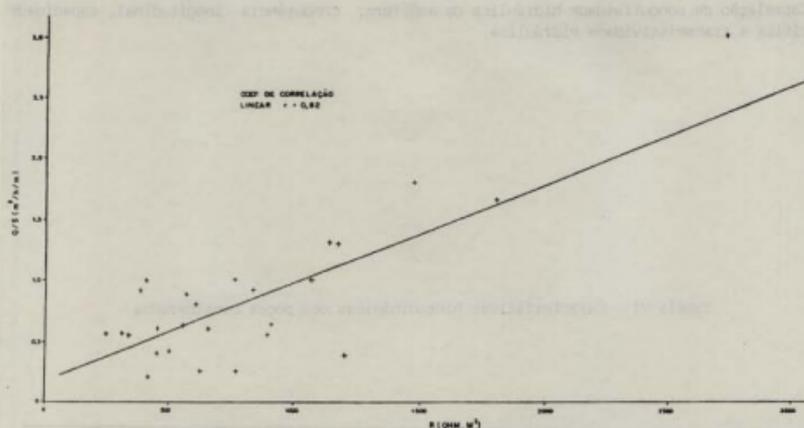


Figura 10 - Capacidade específica do poço x resistência transversal da camada saturada.

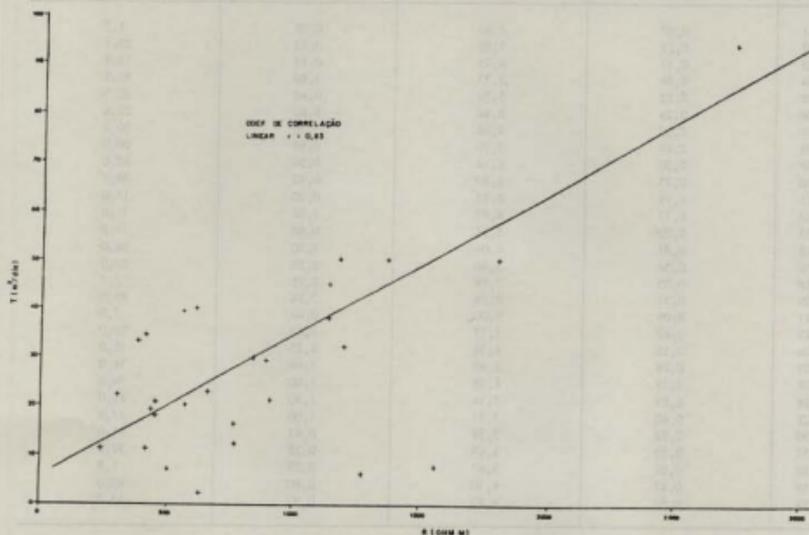


Figura 11 - Transmissividade hidráulica x resistência transversal.

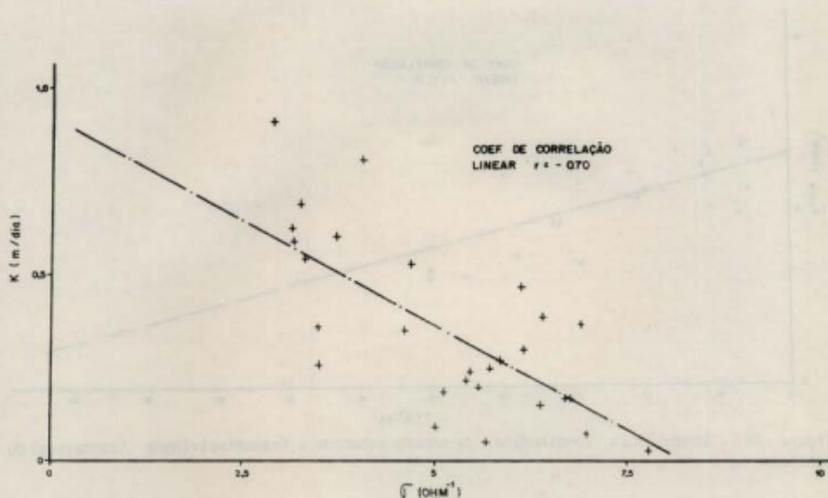


Figura 12 - Condutividade hidráulica do aquífero x condutância longitudinal da camada saturada.

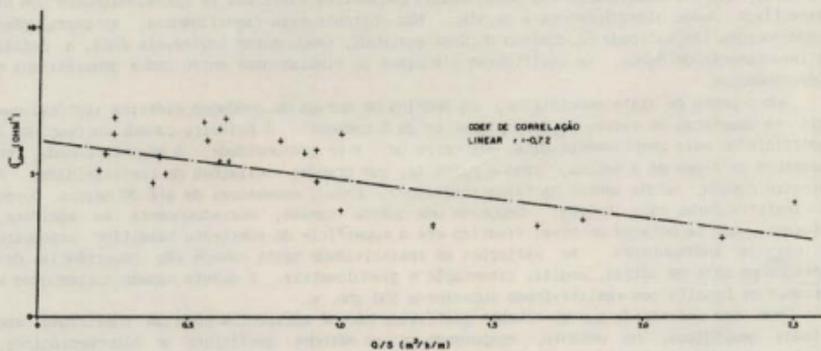


Figura 13 - Condutância longitudinal x capacidade específica.

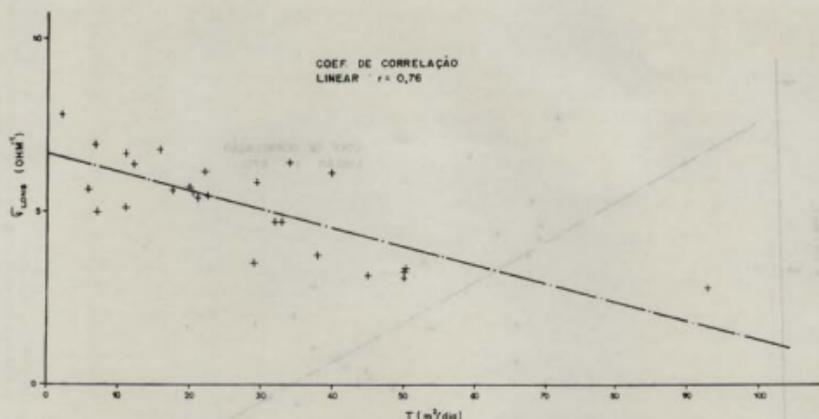


Figura 14 - Condutância longitudinal da camada saturada x transmissividade transversal do aquífero.

ANÁLISE DOS RESULTADOS

Os valores dos coeficientes de correlação linear encontrados para as relações entre os diferentes parâmetros hidrodinâmicos e geofísicos se situam acima de 0,70.

Uma análise de significância dos resultados, aplicando-se o 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 hidrodinâmicos é de 95%. Não obstante essa significância, as correlações estabelecidas têm validade no domínio da área estudada, sendo porém aplicáveis onde, a partir de levantamento de dados, se verificarem situações de similaridade entre dados geoeletricos e hidrodinâmicos.

Sob o ponto de vista geoeletrico, os modelos de curvas de sondagem elétrica vertical que mais se adaptaram às curvas de campo foram os de 5 camadas. A primeira camada corresponde à superfície do solo propriamente dita, até cerca de 1 m de profundidade. A segunda camada, com espessura da ordem de 3 metros, como a primeira, com grandes oscilações de resistividade. A terceira camada, ainda dentro da faixa insaturada, possui espessuras de até 30 metros, porém de resistividades mais baixas. Segue-se uma quarta camada, correspondente ao aquífero, saturada, que se estende do nível freático até a superfície do substrato basáltico sotoposto às camadas sedimentares. As variações de resistividade nesta camada são decorrência de: conteúdo em sais de cálcio, argila, cimentação e granulometria. A quinta camada corresponde a derrames de basalto com resistividade superior a 500 ohm. m.

Deve ser enfatizado que os métodos geofísicos não se apresentam como um substituto aos métodos geológicos, no entanto, comparando-se os métodos geofísicos e hidrogeológicos, verifica-se que o último é fundamental em testes de bombeamento. Possui assim uma variabilidade temporal, localizada no espaço (um poço). As observações geofísicas, por exemplo, através de SEV, fornecem dados geológicos, localizados no tempo, porém espalhados no

espaço por toda a área estudada. Assim, à associação dos parâmetros e o estabelecimento de suas correlações, há uma adição às informações hidrogeológicas que pode ser bastante útil, quando aplicada com critério e racionalidade.

A ocorrência de alguns valores discrepantes de capacidade específica (veja Fig. 10) se deve certamente à alimentação reversa do aquífero, devido ao fraturamento no basalto. Assim, também, a ocorrência localizada de lentes de argila, cimentação calcífera, variação na condutividade da água, etc., contribuem para uma dispersão maior dos valores medidos, em especial àqueles de natureza elétrica.

CONCLUSÕES

A aplicação de métodos geofísicos, sobretudo geoeletricos, tem a sua consagração definitiva em estudos hidrogeológicos. A obtenção de informações complementares, sobretudo aquelas ligadas à possível produtividade de poços, é de grande importância ao planejamento de recursos hídricos.

As correlações obtidas entre os parâmetros geoeletricos e hidrodinâmicos demonstram estas perspectivas de rendimento. As dispersões se devem seguramente a falhas na obtenção dos dados hidrodinâmicos e geofísicos, sobretudo aliados ao fato de não se dispor de perfilagens de poço, nem um perfeito controle sobre as características construtivas do poço.

A existência das correlações em termos específicos é uma realidade, porém as grandezas das correlações devem ser investigadas em cada local, geologicamente característico, preferencialmente homogêneo e isotrópico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ARCHIE, G.E. (1942) The electric resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Transactions A.I.M.E., Petroleum Branch*, 136:54-67.
- BARCHA, S.F. (1980) Aspectos geológicos e províncias hidrogeológicas da Formação Baurú na região norte ocidental do Estado de São Paulo. São José do Rio Preto, Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas. 209p. (Tese de Livre Docência - Instituto de Biociências, Letras e Ciências Exatas/UNESP).
- BREUSSE, J.J. (1983) Modern geophysical methods for subsurface water exploration. *Geophysics*, 28(4):633-657.
- DAEE-IG/USP (1981) Bacia representativa do Alto Turvo: reconhecimento hidrogeológico. São Paulo. (Relatório da 1ª etapa do programa).
- DURANTE, A.; PANNUTI, E.L.; MEZZALIRA, S. (1965) Estudos e captação de água subterrânea no Estado de São Paulo, feitos pelo Instituto Geográfico e Geológico. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, (44):14p.
- ELLERT, N. (1966) Investigações de camadas aquíferas por métodos geoeletricos no Estado de São Paulo. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras. 103p. (Tese de Doutorado - Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras/USP)
- ELLERT, N. (1973) Aplicação de eletroresistividade em sedimentos paleozóicos e mesozóicos do

Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 3:36-47.

ELLERT, N. & BARÇA, S.F. (1982) Aplicação de métodos geofísicos na delimitação do alto estrutural de Tanabi-NW do Estado de São Paulo. *Geociências*, UNESP, 1:75-82.

KELLY, W.E. (1977a) Electrical resistivity for estimating permeability. *Journal of the Geotechnical Engineering Division ASCE*, 103(GT-10):1165-1169.

KELLY, W.E. (1977b) Geoelectric sounding for estimating aquifer hydraulic conductivity. *Ground Water*, 15(6):420-425.

NIWAS, S. & SINGHAL, D.C. (1981) Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Journal of Hydrology*, 50:393-399.

OPELLANA, E. (1972) *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Madrid, Paraninfo. 523p.

SINGHAL, D.C. & NIWAS, S. (1983) Estimation of aquifer transmissivity from surface geoelectrical measurements. In: *METHODS AND INSTRUMENTATION FOR THE INVESTIGATION OF GROUNDWATER SYSTEMS*, Noordwijkerhout, 1983. *Proceedings of the international symposium*. The Hague, Neth. Organ. Appl. Sci. Res. TNO. p.405-414, 674-675.

SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FÓLFARO, V.J.; AMARAL, G.; SUGUIO, K.; COIMBRA, A.M.; SOBREIRO NETO, A.F.; GIANCURSI, F.; CORREA, W.A.G.; CASTRO, C.B.J. (1979) Geologia do Sudoeste do Estado de São Paulo. In: *SIMPOSIO REGIONAL DE GEOLOGIA*, 2., Rio Claro, 1979. *Atas*. São Paulo, SBG. V.2, p.307-319.