

Pesquisas de medições de tempera- tura superficial. IMPORTÂNCIA PARA HIDROGEOLOGIA.

* Prof. Dr. Valiya M. Hamza

Instituto Astronômico e Geofísico - USP

ABSTRACT

Routine techniques used in geothermal research can be used as a powerful tool for solving a number of problems related to ground water studies. However potential capabilities of these techniques are little known among hydrogeologists, due mainly to lack of adequate exchange of scientific information. Results of geothermal research carried out at I.A.G.(USP) during the last few years show that it is possible to find easy solutions to such problems as detection of water entry into boreholes and wells, vertical and/or lateral flow of ground water in formations and wells, thermal convective movements of water in aquifers, estimates of flow rates and in-situ permeability. Entry of water through fractures and faults produces localized thermal anomalies which can easily be identified in temperature logs. Thermal convection produces intervals of near zero gradients in temperature logs and hence can also be identified easily. Vertical movements of water produces characteristic curvatures (concave for descending flow and convex for ascending flow) in temperature logs from which it is possible to determine intervals in which groundwater flow occurs, direction of flow, velocity and in-situ permeability. It is also possible to identify flow in wells

* Endereço Atual:

Laboratório Geotérmico - Mec. Rochas - DMGA

Instituto de Pesquisas Tecnológicas S.A. - São Paulo

Trabalho aceito em Abril de 1982

as distinct from flow in the formation. Regional studies involving determination of the quantities of certain elements dissolved in groundwater, thermal conductivity of principal rock types and terrestrial heat flow density are capable of providing information about the depth of circulation of groundwater. In certain cases it may even be possible to determine the geometry of the system that allows groundwater circulation. Geothermal studies carried out in a region of induced seismicity show that there exists detectable thermal anomalies produced by groundwater movements associated with seismic activity. Groundwater also plays an important role in acting as the only medium transporting geothermal energy from deeper layers to the earth's surface in significant quantities. Equipments used in geothermal research are not easily available commercially. However IPT has undertaken the task of producing simplified versions of some of the equipments used in geothermal research for meeting the national needs.

INTRODUÇÃO

A presença (ou movimento) de fluídos nas formações geológicas é capaz de alterar significativamente a distribuição subsuperficial de temperaturas. Isto é devido ao fato de que o transporte de calor, por condução através de matriz sólida de rochas porosas e permeáveis, é um processo muito ineficiente em comparação com o transporte devido ao movimento de fluídos. Consequentemente, a distribuição subsuperficial de temperatura apresenta feições características associadas à presença ou tipo de movimento do fluído nas formações geológicas. Estes princípios básicos são conhecidos desde o trabalho pioneiro efetuado por Van Orstrand (1936), mas o potencial da técnica geotérmica, não foi ainda mais utilizado e desenvolvido em hidrogeologia, devido a falta de intercâmbio científico adequado. Por consequência vários órgãos governamentais e entidades responsáveis frequentemente utilizam técnicas sofisticadas, às vezes, até complicadas, para resolver problemas simples de hidrogeologia.

Desde 1960 entretanto, vários trabalhos foram publicados (Stallman, 1960; Donaldson, 1962; Ramey, 1962; Bredenhoeft, 1963; Cartwright, 1970; Sorey, 1971; Hamza, 1978; Mansure e Reiter, 1979; Higashi e Hamza, 1980) demonstrando a utilidade de métodos geotérmicos em hidrogeologia e geofísica. O objetivo principal deste trabalho é portanto apresentar técnica geotérmica como um método simples e econômico para resolver um número significativo de problemas de hidrogeologia. Os problemas principais que podem ser resolvidos facilmente com os métodos geotérmicos são:

- 1) Movimento vertical de água nas formações, cálculos de velocidade de fluxo e permeabilidade do meio.
- 2) Movimento lateral de água nas formações.
- 3) Movimento vertical de água no poço.

- 4) Convecção térmica nas formações
- 5) Convecção térmica no poço.
- 6) Movimento ascendente ou descendente ao longo as falhas e fraturas.
- 7) Estudos sobre fontes termais e termominerais para estimar a profundidade de circulação, velocidade e direção relativa do fluxo.
- 8) Estudos sobre sismicidade induzida por poços e barragens.

As medidas de temperatura em pequenas profundidades tem diversas aplicações, tais como a detecção de vazamentos em adutoras subterrâneas e sob barragens, e localização e mapeamento de falhas subsuperficiais. Informações sobre os movimentos verticais ou laterais de água é também importante na abertura de túneis e minas subterrâneas.

GEOMETRIA - FUNDAMENTOS

A Terra é um planeta com temperaturas elevadas nas suas camadas interiores, havendo portanto um fluxo de calor para a superfície, denominado fluxo geotérmico, cuja magnitude é variável e seu valor médio $62,8 \text{ mW/m}^2$ ($1,5 \text{ kcal/cm}^2$). O fluxo geotérmico (\vec{q}) pode ser calculado como o produto do gradiente geotérmico ($G = \frac{dT}{dz}$) e da condutividade térmica das rochas (K).

Isto é: $\vec{q} = K \text{ grad } T = K \vec{\nabla} T$

Os valores de gradientes geotérmicos normalmente encontrados estão no intervalo 5 a 50°C/km . A condutividade térmica de rochas comuns tem valores entre 0,8 e $8,0 \text{ W/m}^\circ\text{C}$ (2 a $19 \text{ kcal/cm}^\circ\text{CS}$).

A temperatura nas camadas próximas à superfície é influenciada em grande parte pela radiação solar e sua interação com água meteórica, nos esses efeitos perturbadores diminuem rapidamente com a profundidade. Por exemplo a variação diurna de temperaturas penetra à uma profundidade máxima de 2 metros, enquanto a variação sazonal é capaz de penetrar até 25 metros. A percolação de águas meteóricas, a variação do nível freático e a evaporação de águas nos poros também afetam as temperaturas em profundidades maiores.

Devido a estes fatores a presença do verdadeiro gradiente geotérmico pode ser normalmente detectada apenas em profundidades maiores que 50 metros. As temperaturas são medidas utilizando-se termômetros de termistor acoplados a um cabo tricondutor de perfilagem. O sistema normalmente tem uma precisão relativa de $0,001^\circ\text{C}$ enquanto a exatidão é de cerca de $0,05^\circ\text{C}$. A condutividade térmica é usualmente determinada a partir de medidas em laboratório, utilizando-se métodos de estado estacionário ou transitório em amostras representativas.

DETECÇÃO DE MOVIMENTOS NA FORMAÇÃO

Geralmente existe movimento d'água subterrânea dentro das formações geológicas permeáveis, mas muitas vezes o movimento ascendente ou descendente ocorre tão lentamente que é bastante difícil detectar-se através de medidas diretas, qualquer fluxo de água dentro das formações. Entretanto com perfilagens térmicas feitas com termistores capazes de medir variações de temperatura de $0,01^{\circ}\text{C}$, pode-se facilmente calcular velocidades de fluídos da ordem de 1 mm/dia, assim como determinar a direção de fluxo.

A equação básica descreve o transporte de calor por um fluído que se move com velocidade \vec{v} através de um meio sem fontes internas de calor é (Stallman, 1960):

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = \nabla^2 T - \rho_w c_w \vec{v} \cdot (\nabla T) \quad (1)$$

onde

ρc - densidade e calor específico (a pressão constante) do material saturado d'água;

T - temperatura

t - tempo;

K - condutividade térmica de material saturado d'água;

$\rho_w c_w$ - densidade e calor específico da água.

Para intervalos de tempo pequenos (com referência a tempos geológicos) a temperatura não varia com o tempo e se considerarmos somente a componente vertical v_z do movimento e tendo-se em conta que a água é um fluído praticamente incompressível, a equação (1) reduz-se a:

$$\frac{d^2 T}{dz^2} - \frac{\rho_w c_w}{K} v_z \frac{dT}{dz} = 0 \quad (2)$$

cuja solução é

$$T(z) = \frac{T_L - T_0}{(e^B - 1)} (e^{Bz/L} - 1) + T_0 \quad (3)$$

onde

$T(z)$ - temperatura a uma profundidade z ;

T_0 - temperatura em $z = 0$;

T_L - temperatura em $z = L$;

L - intervalo de profundidade em que há movimento d'água, e

$$B = \frac{\rho_w c_w}{K} v_z \quad (4)$$

Se não houvesse movimento d'água ($v_z = 0$), a solução se redu

ziria a:

$$T(z) = T_0 + \left(\frac{T_L - T_0}{L} \right) z$$

cujo gráfico temperatura versus profundidade daria a linha pontilhada da fig. 1A, indicando o crescimento linear da temperatura com a profundidade. No caso de haver movimento d'água para baixo (β diferente de zero, positivo) o gráfico será a curva cheia mostrada na mesma figura; se o movimento for ascendente, a curvatura será simétrica a esta, em relação à curva para $\beta = 0$ (ver fig. 1A). Portanto, olhando-se a variação da temperatura com a profundidade a partir dos dados obtidos da perfilagem térmica feita nos furos, fica fácil verificar se há movimento d'água dentro da formação.

Vejamos agora como é possível calcular a velocidade com que essa água flui. O fluxo de calor que chega à superfície da terra por condução é $-k \frac{dT}{dz}$ mas, devido ao movimento de água, uma parte do calor é transportada por convecção e o fluxo de calor total \vec{q} será:

$$\vec{q} = -k \frac{dT}{dz} + (\rho_w c_w v_z) T \quad (6)$$

onde o segundo termo do lado direito desta equação representa o calor transportado por convecção. Substituindo o valor de β dado por (4) na equação acima:

$$\frac{dT}{dz} = \frac{\beta}{L} T = \frac{q}{K} \quad \text{onde } q = \vec{q} \quad (7)$$

o gráfico dT/dz versus T , ou seja, gradiente geotérmico versus temperatura, fornece uma reta cuja inclinação dá o valor de β/L . O valor da condutividade térmica das rochas pode ser medido em laboratório e usando-se valores tabelados da densidade e calor específico da água, podemos calcular a velocidade de vazão d'água dentro da formação por:

$$v_z = \left(\frac{\beta}{L} \right) k / \rho_w c_w \quad (8)$$

Nas regiões em que não ocorre movimento d'água ($\beta=0$) o gráfico fornece uma reta horizontal (paralela ao eixo das temperaturas). Uma inclinação negativa ($\beta > 0$) indica região de recarga. A figura 1B como seria um gráfico de gradiente geométrico versus temperatura, indicando claramente a região em que ocorre movimento d'água. Cada ponto representa uma medida de temperatura feita a uma profundidade conhecida, ficando fácil determinar-se onde é que ocorre entrada ou saída d'água. No caso de furos feitos para fins de abastecimento d'água, isto pode ajudar na colocação de filtros uma vez que, conhecendo-se com precisão o intervalo de profundidade em que se dá a entrada d'água, pode-se evitar desperdício na instalação de filtros onde não há movimento d'água.

É importante enfatizar que a equação (8) representa a componente vertical de fluxo total de calor e é válida mesmo que haja movimento horizontal de água subterrânea. Entretanto, se o gráfico gradiente versus temperatura dos dados obtidos na perfilação térmica do poço for linear, conforme fig. 13, então não há movimento horizontal, a não ser que este se dê paralelamente às isotermas, não afetando a distribuição de temperatura.

De posse do conhecimento da componente vertical de velocidade d'água dentro da formação, pode-se calcular a permeabilidade K_p do meio desde que se saiba, através de informações geológicas, a variação de nível hidrostático dh/dz na região em questão. A lei de Darcy nos dá:

$$v_z = K_p \frac{dh}{dz} \quad (9)$$

de onde tiramos:

$$K_p = v_z \quad (dh/dz) \quad (10)$$

Como exemplo apresentamos na figura 2A o perfil térmico de um poço d'água em Nuporanga (SP). O perfil indica "convexidade" na distribuição de temperatura na parte inferior e superior do poço, separado por uma faixa restrita entre 45 a 55 metros. Na figura 2B apresentamos a relação entre gradiente e temperatura. Nos intervalos 20 a 45 metros e 55 a 140 metros a relação é inversa, indicando movimento ascendente de água. No intervalo 45 a 55 metros parece que há uma correlação positiva e conseqüentemente uma relação com fluxo descendente. As velocidades estimadas são 1,2 cm/dia para o intervalo 20 a 45 metros e 0,2 cm/dia para o intervalo 55 a 140 metros. A vantagem de técnica geotérmica é óbvia neste exemplo. Velocidades baixíssimas da ordem de alguns milímetros por dia podem ser determinadas através de um perfil térmico que pode ser obtido dentro de algumas horas, ao contrário das técnicas normais de hidrologia isotópica onde seria necessário o uso de isótopos radioativos artificiais e diversas perfilagens radiométricas no poço, num intervalo de meses e até anos.

Movimentos horizontais de água produzem anomalias térmicas sobrepostas ao gradiente geotérmico do local. Essas anomalias podem ser negativas ou positivas, dependendo do contraste térmico entre a água e as formações circunvizinhas. Na figura 3 é apresentado um exemplo de fluxo horizontal de água, através das camadas areníticas da formação de Barreira (Natal-RN). A magnitude da anomalia é acerca de 0,1°C e pode ser facilmente detectada em perfilagens térmicas.

DETECÇÃO DE FLUXO DE ÁGUA DENTRO DE POÇO OU FURO A PARTIR DE PERFILAGEM TÉRMICA

Muitas vezes o poço perfurado pode induzir movimentos de

água subterrânea dentro de si mesmo, que é fenômeno diverso de movimentos nas formações. O fluxo de água dentro do poço produz uma distribuição de temperatura característica, que reflete o equilíbrio térmico devido ao transporte de calor por condução (fora do poço) e transferência de massa (dentro do poço). Neste caso, como no caso anterior de movimento nas formações, a concavidade no perfil térmico indica movimento descendente e a convexidade implica movimento ascendente de fluídos. A equação básica apropriada neste caso é (Ramey, 1962):

$$\frac{dT_i}{dz} + \frac{(T_i - T_e)}{A} = 0 \quad (A \neq 0) \quad (11)$$

onde

T_i = temperatura do fluído dentro do poço;

T_e = temperatura da formação no nível de entrada de água;

A = uma função de tempo que depende da taxa de transferência de calor entre a água e paredes do poço.

$$T_e = T_0 + GZ$$

onde

T_0 = temperatura do fluído para $Z = 0$

G = gradiente geotérmico

A solução da equação (11) é dada por

$$T_i = T_0 + GZ + AG (e^{-Z/A} - 1) \quad (12)$$

Obviamente 'A' está relacionada com a velocidade do fluído, sendo fácil notar que para:

$$A = \infty \quad T_i = T_0$$

$$e \quad A = 0 \quad T_i = T_0 + GZ$$

Portanto, para grandes valores de A (ou fluxo maior no poço) a temperatura é constante e igual à T_0 , a temperatura do fluído no ponto de entrada. Para pequenos valores de A o fluxo não altera significativamente o regime geotermal do poço. Em outras palavras a temperatura aumenta linearmente com a profundidade se G for constante. O valor de 'A' pode ser determinado traçando-se diversas curvas teóricas num gráfico de $(T - T_0)$ versus profundidade-Z e comparando com os valores obtidos. Este método é ilustrado nas figuras 4 à 6 para um poço de água em Cornélio Procopio (PR).

O perfil térmico do poço na figura 4 indica movimento descendente de água a partir de 220 metros. A figura 5 mostra que a curva teórica com $A = 500$ m fornece o melhor ajuste para dados observados até a profundidade de 600 metros. Para profundidades maiores (ver fig. 6), a curva de $A = 200$ m é mais apropriado.

A velocidade do fluxo pode ser calculada usando-se a equação:

$$A = \frac{Wc \{ -K + rU f(t) \}}{2 \pi r UK}$$

onde:

W = velocidade do fluido

c = calor específico do fluido ou material

r = raio do poço

U = taxa de transferência de calor

f(t) = uma função adimensional de tempo

Para poços sem tubos de injeção U = 0

Portanto: $A = \frac{Wc f(t)}{2\pi K}$

Para tempos longos (maia que uma semana) após o início do fluxo

$$f(t) = \ln (4\pi r^2 / r^2) - 0,29$$

Por exemplo, para um poço de 17,8 cm de diâmetro, com velocidade da injeção 36 cm/s A = 9270 m. No presente caso fo poço em Cornélio Procópio (PR) os fluxos estimados são:

220 a 580 m: A=500m e fluxo = 3,5 m³/h

580 a 920 m: A=200m e fluxo = 1,4 m³/h

A diminuição no fluxo ocorre nas camadas de arenitos intertrapezoidais e na formação Botucatu-Piranboia.

MOVIMENTOS DE CONVECÇÃO

O gradiente geotérmico pode induzir instabilidades devido a diferenças nas densidades dos fluidos dentro dos aquíferos e consequentemente movimentos ascendentes. 'Convecção livre' ou 'convecção térmica', é um tipo de movimento que ocorre principalmente nas camadas espessas de alta permeabilidade ou com a presença de altos valores do gradiente geotérmico. A condição para instabilidade num fluido aquecido na parte inferior é dada por:

$$\rho' = \rho_0' \exp (nt/T)$$

onde ρ' = perturbação na densidade devido diferenças nas temperaturas

t = tempo

T = uma escala de tempo para difusão térmica

n = é um parâmetro cujo valor deve ser positivo para ocorrer convecção, e relacionado com o número de Rayleigh.

Para meios porosos o número de Rayleigh é dado por

(Lapwood, 1948):

$$(Ra)_p = \frac{K_p \gamma h \Delta T}{\alpha \nu}$$

onde K_p = permeabilidade do meio
 g = aceleração por gravidade
 γ = expansão volumétrica
 h = espessura da camada
 ΔT = diferença na temperatura
 α = difusividade térmica
 ν = viscosidade cinemática do fluido

Para $(Ra)_p \leq 40$ não há convecção.

A figura 7 apresenta o perfil térmico num poço na região de Bauru (SP) onde na camada do aquífero Botucatu a ausência do gradiente térmico é atribuída à presença de convecção térmica.

A convecção pode ocorrer também dentro dos poços, afetando os resultados da perfilagem térmica. O gradiente crítico necessário para iniciar convecção num poço é dado por (Krige, 1939):

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta z}\right)_{\text{crit}} = \frac{g \gamma T}{C_p} + \frac{B \nu \alpha}{g \gamma r^4}$$

onde g = aceleração da gravidade
 γ = expansão volumétrica
 T = temperatura absoluta
 C_p = calor específico
 B = uma constante (=216 para um tubo com $2 \gg 2r$)
 ν = viscosidade cinemática
 α = difusividade térmica
 r = raio do poço

Estudos efetuados por Diment (1967), Gretener (1967) e Sammel (1968) indicam que em poços com diâmetros maiores que 10 cm a convecção poderá afetar os gradientes geotérmicos medidos, mas o problema pode ser superado com a colocação de tubos de menor diâmetro ao redor da sonda.

DETECÇÃO DE MOVIMENTO ATRAVÉS DE FALHAS E FRATURAS

Falhas e fraturas nas formações geológicas aumentam sensivelmente o fluxo de água subterrânea. Em condições favoráveis - estas podem atuar como caminhos de recarga e descarga dos aquíferos principalmente em regiões de rochas ígneas e metamórficas. Mesmo na ausência de gradiente hidráulico pode ocorrer movimento devido a convecção térmica. Murphy (1979) apresentou estudos sobre a convecção em falhas e fraturas verticais e concluiu que a condição de instabilidade é relacionada à 'abertura' da falha. Alguns dos valores numéricos para o gradiente crítico necessário para iniciar convecção são dados abaixo (Murphy, 1979):

	PERMEABILIDADE (Darcys)	'ABERTURA' (m)	GRADIENTE CRÍTICO (°C/km)
Para falhas	10 ³	10	1
	10 ³	1	100
	1	10	1.000
	PERMEABILIDADE (Darcys)	'ABERTURA' (m)	GRADIENTE CRÍTICO (°C/km)
Para fraturas		0,1	0,01
		0,01	100

Como exemplo apresentamos na figura 8 as perfilagens térmicas de dois furos em Morro Agudo (MG). O furo 78-52 apresenta uma camada com temperaturas constantes entre 110 a 150 metros, o que é interpretado como causado por convecção térmica numa fratura vertical neste intervalo. A 'curvatura' observada no intervalo 90 a 110 metros e 150 a 160 metros são devido a fases de aquecimento e resfriamento de células de convecção. O aumento brusco de temperaturas entre 160 a 170 metros é devido à uma fratura horizontal 'seca'.

No caso do poço atravessar proximidades de uma fratura que conduza a água, a anomalia térmica associada à fratura pode ser facilmente notada nas perfilagens térmicas. Anomalias térmicas-negativas são observadas nas proximidades de falhas que conduzam água fria, enquanto águas quentes provocam anomalias positivas. A magnitude e a forma da anomalia depende, em parte da direção de inclinação da fratura. Por exemplo, fraturas quase horizontais produzem anomalias com pequena extensão, enquanto que o efeito perturbador de fraturas verticais tem extensão bem maior ao longo do poço, e fraturas inclinadas produzem efeitos intermediários. Portanto, a forma da anomalia está relacionada à inclinação da fratura. Como exemplo, apresentamos na figura 9 perfilagens térmicas efetuadas em três furos em Vazante (MG). As anomalias térmicas observadas no furo VCF-4 são interpretadas como devido ao fluxo descendente de água fria ao longo das fraturas F₁, F₂ e F₃. É interessante notar que essas fraturas convergem a um ponto comum (P), que possivelmente representa um ponto de concentração de esforços tectônicos que deu início a um sistema de fraturamentos radiais.

SISTEMAS HIDROTERMAIS - DETERMINAÇÃO DA PROFUNDIDADE DE CIRCULAÇÃO, DIREÇÃO DO FLUXO E VELOCIDADE

No Brasil há um grande número de fontes hidrotermais, sendo a maioria destas fontes devida à circulação profunda de águas metamórficas. Os sistemas hidrotermais mais conhecidos são: Caldas Novas (GO), Caldas de Imperatriz e Tubarão (SC), Poços de Caldas e Araxá (MG), Caldas de Cipó (BA), Palmeiras e General Carneiro

(MT), Águas da Prata, Platina e São Pedro (SP). As temperaturas dessas águas na emergência são baixas, de 20 a 50 °C, mas obviamente as temperaturas são elevadas em profundidades máximas de circulação. A medição direta de temperaturas é evidentemente impossível mas há maneiras de se contornar este problema, utilizando-se principalmente a composição química do fluido. Durante a circulação profunda a maioria das águas devem alcançar o equilíbrio termodinâmico de dissolução de elementos e minerais, e portanto, a quantidade de elementos dissolvidos dá uma indicação das temperaturas no último estágio do equilíbrio termodinâmico. Em outras palavras, os teores de elementos dissolvidos podem ser utilizados como 'termômetros'. O termômetro geoquímico mais conhecido é o de sílica, e neste caso a temperatura é dada por (Truesdell, 1976):

$$T_{SiO_2} = \frac{1315}{3,205 - \log_{10}(A)} - 273,15$$

onde T_{SiO_2} = geotemperatura de sílica em °C.

A = sílica dissolvida em partes por milhão.

PROFUNDIDADE DE CIRCULAÇÃO

Recentemente Swanberg e Morgan (1978/79) sugeriram uma relação linear entre temperatura de sílica e fluxo geotérmico (\dot{q}):

$$T_{SiO_2} = m\dot{q} + n$$

onde m e n são constantes e n é interpretado como temperatura média anual da superfície. O coeficiente angular da reta (m), multiplicado pela condutividade térmica (K) das rochas em questão, tem dimensão de profundidade e reflete a profundidade média na qual as águas subterrâneas podem circular.

O levantamento de dados existentes de fluxo geotérmico e de teor de sílica em águas termais no país sugerem duas linhas distintas: uma característica de fontes em regiões precambrianas e outro característico de fontes na bacia do Paraná. (Ver figuras 10 e 11). A profundidade de circulação calculada para regiões Precambrianas é de cerca de 180 metros, e na Bacia do Paraná a profundidade de circulação estimada é de cerca de 1 680 metros.

DIREÇÃO DO MOVIMENTO

Em algumas regiões, onde há afloramento de águas termais provenientes do mesmo sistema hidrotermal, um exame detalhado da temperatura, vazão, pH, composição química e radioatividade pode indicar a direção do movimento de águas. Por exemplo os dados referentes ao sistema hidrotermal de Caldas Novas (GO) é apresentado abaixo:

Fonte	Vazão (m ³ /h)	Temperatura (°C)	Ph	Radioatividade (UM)	Resíduo seco (ppm)
Pousada	6000	37 - 38	5,5-6,5	5	57
Caldas Novas	-600	40 - 42	6-8	?	124
Lagoa de repetinga	60	47 - 49	8,5	18	123

A diminuição na vazão, o aumento na temperatura, e outros parâmetros no sentido Pousada à Lagoa indicam direção do fluxo de água e seu mergulho à profundidades cada vez maiores (Eston e Hamza, 1980).

VELOCIDADE DO FLUXO

A velocidade do fluxo de água também pode ser estimada a partir de dados geotérmicos e radioatividade, se houver diversas fontes genericamente ligadas à um sistema hidrotermal. A radioatividade das fontes com origem próxima à superfície é maior devido ao curto tempo de percurso, ao passo que as fontes com origem em profundidades maiores alcançam a superfície após um longo tempo e portanto com baixa radioatividade. Entretanto as temperaturas não são afetadas significativamente se as vazões forem significantes (> 20 m³/h), havendo assim uma correlação inversa entre temperatura e radioatividade em cada sistema de fontes termais.

Como exemplo apresentamos na figura 12 os dados referentes a algumas fontes termais no país. A velocidade do fluxo pode ser calculada usando a relação (Hamza, 1980).

$$\ln I = \ln I_0 - (\lambda/vG) (T-T_0)$$

onde I_0 = radioatividade de fonte superficial com temperatura T_0

I = radioatividade da fonte com temperatura T

λ = constante de decaimento radioativo

v = velocidade do fluxo

G = gradiente geotérmico

Portanto, um gráfico do logaritmo da radioatividade contra a temperatura da água é linear, e seu declive é dado por $(\frac{\lambda}{vG})$. Conhecendo λ e G , a velocidade das águas termais pode ser calculada, e a figura 13 mostra um exemplo para a região de Poços de Caldas (MG).

SISMICIDADE INDUZIDA POR FLUÍDOS SUBTERRÂNEOS

É bem conhecido que a água subterrânea desempenha um papel importante em sismicidade induzida. Evans (1966) e Healey et al (1968) apresentaram resultados de estudos demonstrando a interligação entre atividades sísmicas em Denver (USA) e a quantidade de fluídos injetados num poço profundo denominado "Denver arsenal well". Fletcher

e Sykes (1977) apresentaram resultados sobre a sismicidade induzida na parte leste do estado de Nova York após o início da mineração hidráulica de depósitos de sal. Há diversos casos de sismicidade induzida por barragens artificiais, sendo o caso mais conhecido o da Barragem de Koyna (Índia) (Gupta et al., 1969).

Migashi e Hamza (1978, 1980) apresentaram resultados de investigações geotérmicas na região de Nuporanga (SP) onde um poço denominado "Colaba", perfurado para água deu início a um período de atividades sísmicas. Segundo o modelo apresentado por Migashi e Hamza (1980) o poço atravessou um aquífero em profundidades rasas e uma zona seca e fraturada em profundidades maiores. Como resultado, o poço atuou como um "sifão" retirando água do aquífero de cima e injetando-a na zona fraturada. A altura de coluna de água no poço era suficiente para diminuir significativamente a fricção entre blocos de basaltos na zona fraturada e haver liberação de energia sísmica armazenada na zona de falhas. A figura 14 mostra os resultados das perfilagens térmicas no poço COLABA em Nuporanga (SP), sendo fácil notar que a ausência de gradiente geotérmico até a uma profundidade de 175 metros indica um fluxo descendente de água. A figura 15 mostra as mudanças nas temperaturas observadas em diversas profundidades e a frequência de atividades sísmicas. Os resultados indicam quedas bruscas nas temperaturas após cada período de atividade sísmica, o que pode ser explicado como devido a penetração de água fria nas fraturas abertas durante os períodos de atividades sísmicas.

A figura 16 ilustra os resultados da variação na temperatura da água bombeada. Novamente há quedas bruscas nas temperaturas após períodos de atividades sísmicas. O aumento nas temperaturas nos períodos quiescentes é devido ao aquecimento pelo fluxo geotérmico de águas estagnadas nas fraturas. Em resumo os resultados apresentados nas figuras 14, 15 e 16 demonstram a utilidade de estudos geotérmicos para detectar movimento de fluidos subterrâneos associados a atividades sísmicas.

DISCUSSÃO

A adaptação da técnica geotérmica em hidrogeologia não apresenta dificuldades instrumentais significantes. O aparelho de perfilagem térmica não é disponível comercialmente, mas o I.P.T está produzindo um modelo simplificado de perfilagem térmica para poços com até 1 000 metros de profundidade com objetivo de atender a demanda nacional. Dificuldades tais como calibração de termistores podem ser superadas com acesso a um laboratório de calibração. Calibrações em intervalos de 6 meses são recomendadas para se evitar problemas de deriva nas características do termistor.

A maior desvantagem da técnica geotérmica é o problema de desequilíbrio térmico no poço induzido por atividades de perfuração. Portanto é necessário um intervalo de tempo após o término da per

furação para o poço retornar às condições de equilíbrio térmico. Este intervalo varia, para poços rasos, de algumas horas até alguns dias, dependendo do tempo de perfuração, temperatura da água ou lama injetada e tipo de perfuração. Para detectar anomalias térmicas com magnitudes menores que $0,01^{\circ}\text{C}$ num poço com profundidade menor que 150 metros, é necessário um intervalo mínimo de 12 horas, o que naturalmente aumenta custo das operações para instalação de filtros, sendo portanto necessário estabelecer critérios referente a custos de instalação de filtros com ou sem perfilagem térmica. Nos casos onde outros métodos geofísicos não apresentam nenhuma indicação sobre a entrada de água no poço, seria vantajoso efetuar um perfil térmico antes da instalação de filtros. Mas é importante mencionar que esta dificuldade não apresenta nenhum obstáculo ao uso desta técnica para determinação de movimentos verticais nas formações e cálculo da permeabilidade do meio em poços estratigráficos termicamente estabilizados. Além disso o método geotérmico tem a vantagem adicional da perfilagem poder ser efetuada com ou sem revestimentos, sem perda de informação.

CONCLUSÕES

Pesquisas geotérmicas demonstram a utilidade das medições de temperaturas subsuperficial em hidrogeologia. As técnicas geotérmicas são capazes de detectar movimentos de água subterrânea nas formações e a partir disso determinar a velocidade do movimento e permeabilidade do meio. Movimentos dentro de poços alteram as temperaturas medidas de maneiras diferentes. A presença de convecção térmica nas formações permeáveis é facilmente notada nas perfilagens térmicas devido a homogeneização das temperaturas. O fluxo de água através de falhas e fraturas produzem anomalias térmicas localizadas, e os estudos geotérmicos de 'sistemas hidrotermais' são capazes de indicar a direção e magnitude do fluxo principal e sua profundidade máxima de circulação. Em combinação com dados de radioatividade das águas, a velocidade do fluxo pode ser facilmente calculada. Os métodos geotérmicos também podem ser empregados como uma das principais ferramentas nas investigações de sismicidade induzida.

AGRADECIMENTOS

A maior parte dos resultados apresentados neste trabalho foram obtidos através de diversos projetos de pesquisa financiados pelo Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (Processo nº 12787/74, 2222.0469/76, 2222.0570/77, 2222.1154/78 e 40.2735/79).

O Instituto Astronômico e Geofísico (USP) forneceu apoio logístico durante a execução destes projetos.

O trabalho utiliza alguns resultados obtidos por pessoal associado ao Grupo de Fluxo Geotérmico do I.A.G. (Sra. Tereza Niga

shi, Sr. Janilo Santos, Sr. Tílson Baltazar da Costa e Engº Sérgio Médici de Eston). Costaria também de agradecer Dr. Adolpho José Melfi, Diretor do I.A.C. (USP), pelo interesse demonstrado em divulgar resultados de pesquisas geotérmicas.

TÍTULOS DAS FIGURAS

- Figura 1 (A) Distribuição de temperaturas num meio permeável com transporte de calor por condução ($\beta=0$) e transporte de calor na presença de movimento descendente de água subterrânea ($\beta > 0$).
- Figura 1 (B) Variação característica de gradiente geotérmico ($\frac{\Delta T}{\Delta Z}$) com temperatura para identificação de regime em que ocorre movimento de água.
- Figura 2 (A) Variação de temperatura com profundidade no poço FM em Nuporanga (SP), mostrando a presença de 'convexidade' nos intervalos 20 a 45 metros e 55 a 140 metros.
- Figura 2 (B) Variação de gradiente geotérmico com temperatura no poço FM, em Nuporanga (SP), indicando presença de movimento ascendente de água nos intervalos 20 a 45 metros e 55 a 140 metros, com velocidade 12mm/dia e 2mm/dia respectivamente.
- Figura 3 Anomalias térmicas devido a movimento horizontal de água na formação de Barreiras em Natal (RN). Também são indicados intervalos de 'Entrada de água' como determinado pelo perfurador e locais dos filtros.
- Figura 4 Distribuição de temperaturas no Poço-Iguaçu, em Cornélio Procópio (PR), indicando concavidade devido a movimento descendente de água no poço.
- Figura 5 Variação de $(T-T_0)$ com profundidade (Z) no poço-Iguaçu, em dois intervalos de Basaltos. Os círculos são os valores observados. As linhas contínuas são curvas teóricas com o parâmetro $A=100m, 300m$ e $800m$. A magnitude de fluxo descendente é $3.5m^3/h$ para $A=500m$.
- Figura 6 Variação de $(T-T_0)$ com profundidade (Z) no Poço-Iguaçu no intervalo onde há camadas de arenitos. Os círculos são os valores observados. As linhas contínuas são curvas teóricas com o parâmetro $A=100m, 200m$ e $300m$. A magnitude do fluxo descendente é $1,4 m^3/h$ para $A=200m$.

- Figura 7 Perfil térmico de um poço de água em Baurú, mostrando ausência de gradiente geotérmico, devido a convecção nos aquíferos de Baurú, Botucatu e Pirambóia.
- Figura 8 Perfilagens térmicas de dois furos em Morro Agudo (MG). O perfil do furo 78-52 indica o movimento vertical de água no intervalo 110 a 150m. O aumento brusco na temperatura entre 160 e 170 metros é devido a uma fratura horizontal 'seca'.
- Figura 9 Perfilagens térmicas em furos, em Vazante (MG). As inversões nas temperaturas no furo VCF - 4 são devidas ao movimento descendente de água fria ao longo de fraturas inclinadas.
- Figura 10 Histogramas de geotemperatura de sílica ($TSiO_2$) para regiões do Escudo Precambriano e Bacia do Paraná.
- Figura 11 As relações lineares entre geotemperatura de sílica ($TSiO_2$) e fluxo geotérmico proposto para Bacia do Paraná e Escudo Precambriano.
- Figura 12 As relações entre radioatividade de água na fonte e temperatura da fonte para vários sistemas de nascentes. A escala superior de temperatura é referente apenas às fontes em Poços de Caldas (MG). A radioatividade é dada em unidade de Nache.
- Figura 13 A relação linear entre logaritmo de radioatividade e temperatura observada para as nascentes em Poços de Caldas (MG). O declive da linha fornece a velocidade da água durante seu percurso ascendente.
- Figura 14 A distribuição vertical de temperaturas observada no Poço COLABA, em Nuporanga.
- Figura 15 Variação na temperatura em diversas profundidades observadas no Poço COLABA em relação aos períodos de atividades sísmicas.
- Figura 16 Variações na temperatura de água bombeada em relação aos períodos de atividades sísmicas e períodos de bombeamento dos poços.

BIBLIOGRAFIA

- BREDEHOFF, J.D. and PAPANICOLAOU, I.S. - (1965) - Rates of Vertical Groundwater Movement estimated from the Earth's thermal profile Water Resources Res., 1, 325-328.
- CARTWRIGHT, K. - (1970) - Groundwater discharge in the Illinois Basin as suggested by Temperature Anomalies, Water Resources Res., 6, 912-918.
- DINEN, W.M. - (1967) - Thermal regime of a large diameter borehole: Instability of the water column and comparison of air water filled conditions, Geophysics, 32, 720-726.
- DONALDSON, I.G. - (1962) - Temperature gradients in the upper layers of the Earth's crust due to convective waterflows, J. Geophys. Res., 67, 3449-3459.
- ESTON, S.M. e HANZA, V.M. - (1980) - Projeto Hidrológico de Caldas Novas, Relatório de Visita, apresentado ao Departamento Nacional de Produção Mineral, Brasília.
- EVANS, D.M. - (1966) - The Denver area earthquakes and the Rocky Mountain Arsenal Disposal well, Mountain Geologist, 3, 23-26.
- FLETCHER, J.B. and SYKES, L.R. - (1977) - Earthquakes related to hydraulic mining and natural seismic activity in Western New York State, J. Geophys. Res., 82, 3767-3780.
- GREINER, P.E. - (1967) - On the thermal instability of large diameter wells - An observational Report, Geophysics, 32, 727-738.
- GRUPTA, H.K., NARAIN, H., RASTOGI, B.K. and MOHAN, I. - (1969) - A study of the Koyna earthquake of December, 10, 1967, Bull. Seism. Soc. Am., 59, 1149-1168.
- HANZA, V.M. - (1978) - Novas aplicações das medidas geotérmicas em exploração geofísica e sismológica, 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Bol. 1, p. 225.
- HANZA, V.M. (1980) - Pesquisas de Medições de temperatura subsuperficial - Importância para Hidrogeologia, Palestra proferida no 1º Congresso Brasileiro de Águas Subterrâneas, Recife.
- HEALEY, J.H., RUBEN, W.W., GRIGGS, D.T. and RAYLEIGH, C.B. - (1968) - The Denver Earthquakes, Science, 161, 1301-1310.
- HIGASHI, T. e HANZA, V.M. - (1978) - Medidas geotérmicas em um poço artesiano que provocou abalos sísmicos, 30º Congresso Brasileiro de Geologia, Bol. 1, 229-230.

- HIGASHI, T. and HANZA, V.M. - (1980) - Geothermal investigations - in a well which induced seismic activity, Submitted for Publication.
- KRICE, L.J. - (1939) - Borehole Temperatures in the Transvaal and Orange Free State, Proc. Roy. Soc. London, A, 173, 450-474.
- LAPWOOD, E.R. - (1948) - Convection of a fluid in a porous medium, Proc. Cambridge Phil. Soc., 44, 503-521.
- MANSURE, A.J. and REITER, M. - (1979) - A vertical groundwater movement correction for heat flow, J. Geophys. Res., 84, B7, 3490-3497.
- MURPHY, H.D. - (1979) - Convective instabilities in vertical fractures and faults, J. Geophys. Res., 84, B. 11, 6121-6131.
- RANEY, H.J. Jr. - (1962) - Wellbore Heat Transmission, J. Petrol. Tech., 427-435.
- SAMMEL, E.A. - (1968) - Convective heat flow and its effect on temperature logging in small diameter wells, Geophysics, 33(6), - 1004-1012.
- SOREY, M.L. - (1971) - Measurement of vertical groundwater Velocity from temperature profiles in wells, Water Resources Res., 7, 963-970.
- STALLMAN, R.W. - (1960) - Computation of groundwater velocity - from temperature data, U.S. Geol. Survey Water Supply Paper 1544-H, p. 36-46
- SVANBERG, C.A. and MORGAN, P. - (1978/79) - The linear relation between temperatures based on the silica content of groundwater and regional heat flow: A new heat flow map of the United States, Pure and Applied Geophysics, V. 117, 227-242.
- TRUESDELL, A.E. - (1976) - Summary of section III, Geochemical Techniques in exploration; in Proc. 2nd U.N. Symp. on the development and use of Geothermal Resources, San Francisco, 1975, vol. 1, pp. 1 iii - 1 xxix.
- VAN ORSTRAND, C.E. - (1934) - Temperature Gradients; in Problems in Petroleum Geology, pp. 809-1021, Am. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa.































