

## CONDUTIVIDADE TÉRMICA DE AMOSTRAS DO COMPLEXO AMPARO

YARA R. MARANGONI e ANTONIO C. DEL REY

*Instituto Astronômico e Geofísico — USP  
C.P. 30627, 01051 — São Paulo, SP, Brasil*

Thermal conductivity measurements were made from borehole chips and from outcrop samples from Circuito das Águas do Estado de São Paulo. Outcrop sample measurements were made with needle probe method in a semi-infinite space. The equipment was calibrated in the 1.36 to 4.71 W/mK thermal conductivity interval. The divided-bar method was used to measure the chip samples from wells in the region and the solid component thermal conductivity was obtained by the following models: series, parallel, Bruggeman's, Maxwell's and geometric. The average thermal conductivities for the Complexo Amparo lithological units are  $(3.3 \pm 0.7)$  W/mK for migmatite,  $(3.2 \pm 0.4)$  W/mK for gneiss-granite,  $(4.5 \pm 0.1)$  W/mK for quartzite mylonite and  $(3.4 \pm 0.8)$  W/mK for blasto-mylonite, and for the porphyritic granite of Maciço de Morungaba and Complexo Socorro the thermal conductivity is  $(3.3 \pm 0.7)$  W/mK.

### INTRODUÇÃO

A medida de condutividade térmica das rochas é essencial para obter-se o fluxo térmico da Terra. Sua determinação é feita normalmente em laboratório com métodos baseados em regime estacionário e transiente de calor. Dentro dos vários tipos desenvolvidos, os mais utilizados são o método estacionário da barra dividida (Beck, 1957) e o método transiente de fonte linear de calor de sonda tipo agulha (Von Herzen & Maxwell, 1959). Embora estes métodos apresentem dificuldades experimentais como perda de calor, corte preciso das amostras e resistência térmica de contato, a principal dificuldade na medida da condutividade está na obtenção de testemunhos do poço onde foi determinado o gradiente geotérmico. Na falta destes, tem-se procurado métodos alternativos de amostragem e de medida.

No presente trabalho apresentamos os resultados obtidos com um método alternativo de amostragem. Este método consiste na utilização de amostras de calha em conjunto com amostras de afloramentos provenientes das vizinhanças dos locais de medida de gradiente geotérmico. A região escolhida para o estudo foi a do Circuito de Águas do Estado de São Paulo por apresentar maiores facilidades de amostragem.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

Na Fig. 1 é apresentado um esboço geológico da região enfocada, baseado nos mapeamentos de semidetalle realizados por Hasui et al. (1981) e de detalhe por Campanha et al. (1983) e Grossi Sad & Barbosa (1983). Nesta figura tem-se a distribuição geográfica dos grupos litológicos e sua posição dentro de um contexto geológico

regional. Basicamente afloram rochas do Complexo Amparo (Ebert, 1968, Hasui et al., 1984) e rochas graníticas associadas ao Complexo Socorro (Cavalcante et al., 1977) e ao Maciço de Morungaba (Wernick, 1967).

No Complexo Amparo são encontrados predominantemente migmatitos estromáticos com paleossoma bandado básico e gnaisses claros estirados, com núcleos de gnaisses homogêneos e intercalações de anfibolitos, quartzitos, xistos, mármore, meta ultrabásitos e gonditos.

O paleossoma dos migmatitos apresenta um bandamento bem desenvolvido dado por bandas de biotita gnaisse e anfibolito com espessura de submilimétrica a centimétrica. São frequentes intercalações de quartzito e xistos a este paleossoma. O neossoma tem composição quartzo-feldspática, apresenta granulação de média a grossa e coloração cinza e rósea.

Os gnaisses homogêneos são de granulação média e possuem foliação dada pela orientação de cristais de biotita variando de intensa a incipiente. Petrograficamente podem ser classificados entre granitos e tonalitos.

Os quartzitos apresentam quantidades variáveis de muscovita e feldspato, são em geral de granulação média, cor cinza e creme clara e mostram foliação bem desenvolvida dada pela orientação de micas e grãos deformados de quartzo. Ocorrendo em corpos não mapeáveis os anfibolitos apresentam textura nematoblásticas com granulação de média a fina.

Ainda dentro do Complexo Amparo foi distinguida por Grossi Sad & Barbosa (1983) uma sequência de blastomilonitos e milonito gnaisses acinzentados. Estas rochas são derivadas da cataclase e recristalização de migmatitos, granulitos e charnoquitos, com intercalações frequentes de anfibolitos, gonditos e grafita xistos.

Ocorrem a sul de Serra Negra (Maciço de Morungaba) e a oeste de Socorro (Complexo Socorro) granitos porfi-

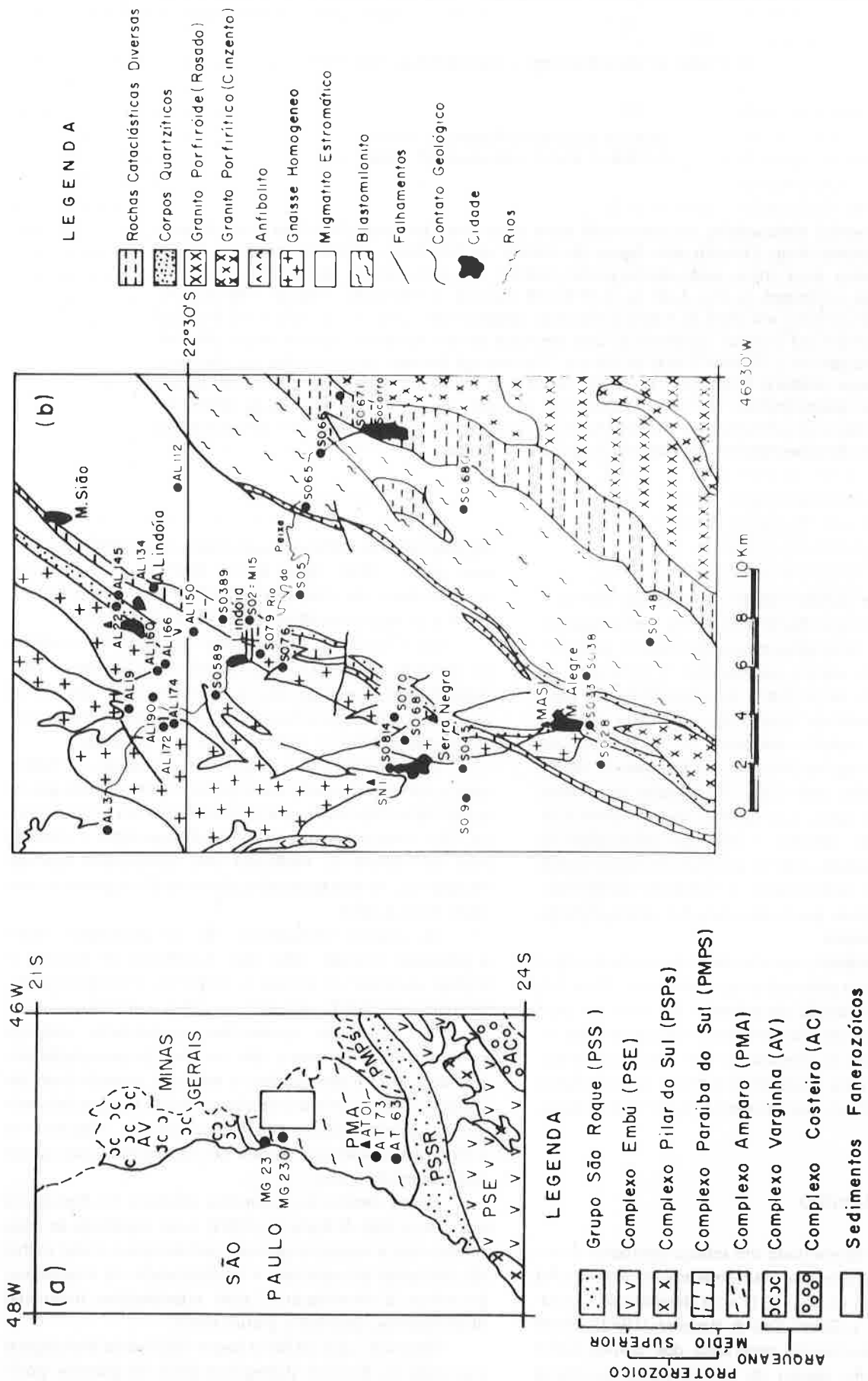


Figura 1 - Esboço geológico da região de estudo e posição geográfica da coleta de amostras, ● representa amostras de afloramentos e △ amostras de poços. (a) modificado de Hasui et al. (1981) e (b) modificado de Campanha et al. (1983) e Grossi Sad & Barbosa (1983).

ríticos com granulação média e grossa. Os pórfiros são de feldspato alcalino, sub-idiomórficos e idiomórficos, com granulação grossa e coloração cinza e rósea.

Associado aos falhamentos de Monte Sião e Ibitinga ocorrem protomilonitos, milonitos e ultramilonitos resultantes do cisalhamento das rochas do Grupo Amparo.

## METODOLOGIA

Nas determinações de condutividade térmica foram utilizados dois métodos: o método de fonte linear de calor para as amostras de afloramento e o método de barra dividida para as amostras fragmentadas. Esta escolha foi baseada em alguns fatores: o primeiro método é mais rápido, exige menor manuseio na preparação das amostras e possibilita de modo mais simples a medida deste parâmetro nas direções paralela e perpendicular ao bandamento. Como as amostras fragmentadas foram fornecidas em pequenas quantidades não foi possível utilizar-se o mesmo método optando-se, então, pelo método da barra dividida.

### a. Método de fonte linear (sonda tipo agulha)

O equipamento utilizado consiste de uma agulha de aço inoxidável da Fenwall Electronics, com um fio metálico e um termistor no seu interior. O fio metálico é aquecido pela passagem de corrente fornecida por uma fonte de corrente contínua variável, dissipando calor através da agulha para a amostra. A variação da temperatura com o tempo é obtida por medidas diretas da variação da resistência do termistor utilizando-se um multímetro digital. Um esquema do conjunto é mostrado na Fig. 2.

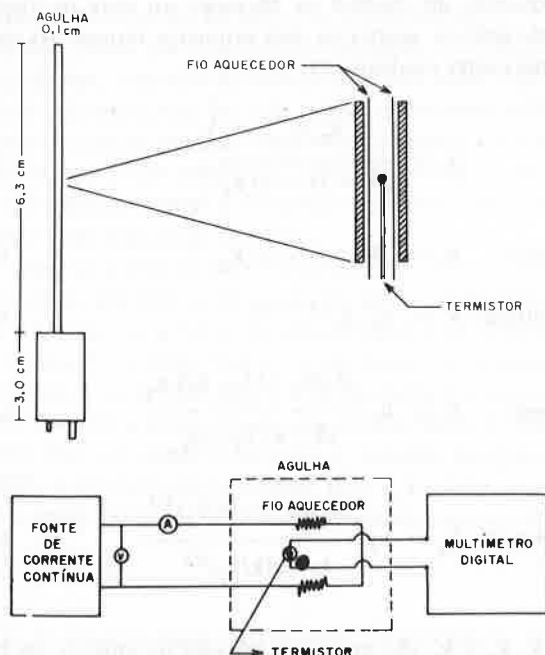


Figura 2 — Esquema do equipamento de sonda tipo agulha utilizado para medidas de condutividade térmica em amostras de afloramento.

Uma expressão simplificada para o aumento da temperatura  $T$  da agulha em um meio infinito, homogêneo e isotrópico é dado por Carslaw & Jaeger (1959, pg. 262) como:

$$T = \frac{Q}{4\pi k} \ln(t) + \text{const.} \quad (1)$$

onde  $Q$  é a taxa de produção de calor dentro da agulha por unidade de tempo e de comprimento,  $k$  é a condutividade térmica e  $t$  é o tempo após o início do aquecimento. Esta expressão é válida para tempos longos ou seja para  $t \gg a^2/4\alpha$  onde  $a$  é o raio da agulha e  $\alpha$  a difusividade térmica de meio. Uma vez conhecida a taxa de produção de calor fornecida à amostra, a partir do declive de um gráfico de  $T$  versus  $\ln(t)$ , obtém-se a condutividade térmica da amostra.

Nos últimos anos, e no presente trabalho, tem-se utilizado uma adaptação deste método para espaço semi-infinito, ou seja, a amostra e a sonda são apoiadas sobre uma placa de material isolante à temperatura ambiente. Com este tipo de geometria não se pode mais utilizar a equação (1), uma vez que esta é para meio infinito.

Uma solução que tem sido adotada (Sass et al., 1984) é reescrever esta equação trocando-se apenas o fator de forma geométrica ( $4\pi$ ) por ( $2\pi$ ). Este procedimento não foi considerado o mais adequado devido a dois fatores: os materiais isolantes têm sua condutividade cerca de dez vezes menor que as rochas, ocorrendo assim ligeira absorção do calor dissipado pela placa. E, por ter-se criado uma superfície de contato entre rocha e placa, é esperado o aparecimento de uma pequena resistência térmica de contato, a qual pode ser minimizada com um bom polimento na superfície da rocha e o uso de uma película fina de água ou graxa de silicone no contato. Como torna-se praticamente impossível calcular o quanto de calor foi absorvido pela placa e pela amostra, optou-se por calibrar todo o conjunto com materiais de condutividade térmica conhecida.

Para a calibração usou-se quatro padrões secundários rochosos e um primário de sílica fundida. Eles foram submetidos a ensaios normais durante 250 s com leituras de resistência a cada 5 s. A corrente passando pelo fio aquecedor foi a mesma para todos ensaios, e utilizou-se água no contato padrão-placa. Feitos gráficos de temperatura em função do logaritmo do tempo obteve-se o declive do primeiro trecho linear (intervalo de 30-140 s). Os pares declive-condutividade (Tabela 1) foram ajustados pelo método dos mínimos quadrados, resultando no seguinte polinômio de 1ª grau:

$$\frac{1}{k} = (0,495 \pm 0,007) D \pm (-0,028 \pm 0,008) \quad (2)$$

onde  $D$  é o declive dado pelo gráfico de temperatura e  $\ln(t)$  e  $k$  é a condutividade térmica.

Para as medidas, as amostras foram cortadas de forma a terem uma face plana, a qual é polida até apresentar superfície regular. São feitas medidas paralela e perpendicularmente ao bandamento e foliação quando existentes,

Tabela 1 — Dados referentes aos padrões utilizados para a calibração do equipamento de sonda tipo agulha. O declive corresponde ao valor obtido do gráfico de  $\ln t \times T$  em ensaios com os padrões. E — espessura e  $\Phi$  — diâmetro.

PADRÃO	DIMENSÕES (mm)	CONDUTIVIDADE TÉRMICA ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	DECLIVE ( $Ks^{-1}$ )
PPS 4	E = 10,0 $\Phi$ = 50,0	1,36	1,53 $\pm$ 0,01
PSR 6	E = 10,1 $\Phi$ = 54,2	2,70	0,86 $\pm$ 0,04
PSR 1	E = 10,1 $\Phi$ = 54,6	2,87	0,78 $\pm$ 0,02
PSR 2	E = 10,1 $\Phi$ = 54,6	3,10	0,69 $\pm$ 0,01
PSR 3	E = 10,2 $\Phi$ = 54,6	4,71	0,50 $\pm$ 0,02

pois a condutividade térmica é um tensor que assume valores diferentes com respeito aos eixos principais das rochas quando estas são anisotrópicas (Grubbe et al., 1983).

#### b. Método da barra dividida

O equipamento de medida consta de dois banhos termostáticos, termopares e padrões secundários, arranjados segundo a coluna mostrada na Fig. 3. Durante os ensaios, através dos banhos termostáticos estabilizados, é

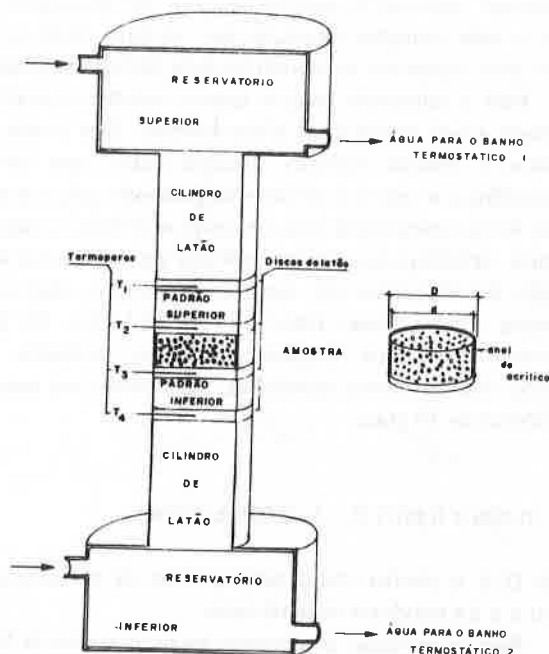


Figura 3 — Esquema do equipamento de barra dividida utilizada para medidas em amostras de calha.

estabelecida uma diferença constante de  $10^{\circ}C$  entre o reservatório superior e inferior. Essa diferença e a temperatura mais alta no reservatório superior são suficientes para eliminar o transporte de calor por convecção no ambiente. Nestas condições, após 30 minutos o sistema entra em equilíbrio térmico e o fluxo de calor é dado por:

$$Q = k_{ps} \frac{T_1 - T_2}{E_{ps}} = k_a \frac{T_2 - T_3}{E_a} = k_{pi} \frac{T_3 - T_4}{E_{pi}} \quad (3)$$

onde  $k_{ps}$ ,  $k_{pi}$  e  $k_a$  são as condutividades térmicas do padrão superior, inferior e da amostra, respectivamente;  $E_{ps}$ ,  $E_{pi}$  e  $E_a$  as espessuras do padrão superior, inferior e da amostra, respectivamente, e  $T_1$ ,  $T_2$ ,  $T_3$  e  $T_4$  temperatura no topo do padrão superior, topo da amostra, topo e base do padrão inferior.

A amostra fragmentada é colocada em um recipiente de acrílico e saturada com água destilada, formando um sistema bifásico. Para a redução dos dados e obtenção da condutividade térmica da amostra, fase sólida, aplica-se modelos teóricos que considerem a condutividade dos componentes, suas quantidades e geometria do arranjo. Os modelos utilizados foram: série, paralelo, geométrico, Maxwell e Bruggeman (Woodside & Messmer, 1961 e Hutt & Berg, 1968).

O modelo em série considera que as duas fases distribuem-se como camadas finas perpendiculares ao fluxo de calor, baseia-se na média harmônica ponderada. No modelo paralelo as fases estão paralelas ao fluxo de calor, baseia-se na média aritmética ponderada. No modelo geométrico a distribuição é aleatória e sua formulação é a média geométrica ponderada. O modelo de Maxwell considera que a fase sólida é representada por um conjunto de esferas em um meio contínuo, separadas umas das outras de forma tal que não interagem entre si. O modelo de Bruggeman é obtido da expansão do modelo de Maxwell em série de Taylor, considerando-se apenas os dois primeiros termos. As equações para estes modelos são:

$$\text{série: } k = \frac{k_s k_f}{\varphi k_s + (1 - \varphi) k_f} \quad (4a)$$

$$\text{paralelo: } k = \varphi k_f + (1 - \varphi) k_s \quad (4b)$$

$$\text{geométrico: } k = k_f^{\varphi} k_s^{(1 - \varphi)} \quad (4c)$$

$$\text{Maxwell: } k = k_f \frac{2 \varphi k_f + (3 - 2\varphi) k_s}{(3 - \varphi) k_f + \varphi k_s} \quad (4d)$$

$$\text{Bruggeman: } k_s = k_f \frac{(k/k_f) - \varphi(k/k_f)^{1/3}}{1 - \varphi(k/k_f)^{1/3}} \quad (4e)$$

onde  $k$ ,  $k_s$  e  $k_f$  são as condutividades da mistura, da fase sólida e da fase fluída, respectivamente, e  $\varphi$  é a fração volumétrica do espaço vazio, definida como a razão entre o volume ocupado pelo fluído e o volume do recipiente.

Nenhum dos modelos acima considera o efeito do recipiente que contém a mistura. Sass et al. (1971), considerando que o recipiente e a amostra formam arranjo paralelo ao fluxo de calor, apresentaram um fator de correção dado por:

$$k = \frac{D^2}{d^2} k_a - \frac{D^2 - d^2}{d^2} k_p \quad (5)$$

onde  $k_a$  e  $k_p$  é a condutividade medida com a barra e do plástico ( $k_p = 0,33$  W/mK) e  $D$ ,  $d$  são os diâmetros externo e interno respectivamente. Aplicando-se este fator de correção aos modelos, obtém-se as relações:

$$\text{série: } k_s = k_f \frac{(1 - \varphi) C}{1 - \varphi C} \quad (6a)$$

$$\text{paralelo: } k_s = k_f \frac{C - \varphi}{1 - \varphi} \quad (6b)$$

$$\text{geométrico: } k_s = k_f C (1 - \varphi)^{-1} \quad (6c)$$

$$\text{Maxwell: } k_s = k_f \frac{3C - \varphi (C + 2)}{3 - \varphi (C + 2)} \quad (6d)$$

$$\text{Bruggeman: } k_s = k_f \frac{C - \varphi C^{1/3}}{1 - \varphi C^{1/3}} \quad (6d)$$

$$\text{onde } C = \frac{D^2}{d^2} \frac{k_a}{k_f} - \frac{D^2 - d^2}{d^2} \frac{k_p}{k_f} \quad (7)$$

## RESULTADOS EXPERIMENTAIS

**Método da fonte linear** — Com o método da agulha foram realizadas medidas em 64 amostras provenientes de 34 afloramentos. Como parte das rochas na região em estudo são anisotrópicas, procurou-se coletar amostras onde este fator pudesse ser analisado, ou seja, superfície exposta suficiente para se realizar medidas nas direções paralela e perpendicular às estruturas primárias. Contudo muitas vezes isto não foi possível devido à propensão das rochas em quebrar em planos de fratura ou foliação.

Para as amostras com tamanho suficiente, a sonda foi posicionada paralela e perpendicularmente à foliação. Para o caso em que a fonte de calor encontra-se perpendicular à foliação, o calor flui ao longo desta e a condutividade medida é na direção paralela ao bandamento, denominada  $k_{||}$ . Quando a sonda é colocada paralelamente à foliação, o calor flui em todas as direções e, segundo Grubbe et al. (1983), a condutividade medida ( $C_{\perp}$ ) é a média geométrica das condutividades nas direções paralela e perpendicular.

$$C_{\perp} = \sqrt{k_{\perp} k_{||}} \quad (8)$$

sendo a condutividade na direção perpendicular ( $k_{\perp}$ ) à foliação dada por:

$$k_{\perp} = C_{\perp}^2 / k_{||} \quad (9)$$

Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 2, onde estão divididos segundo as unidades litológicas apresentadas na Fig. 1. Em 25 amostras foi possível obter a condutividade nas direções paralela e perpendicular. As diferenças entre as duas varia até 1,5 W/mK, sendo mais marcada nos paleossomas de biotita gnaisses, dos migmatitos estromáticos e com valor aproximadamente constante de 0,4 W/mK para os gnaisses graníticos. A anisotropia na condutividade ( $A = k_{||} / k_{\perp}$ ) para estas amostras varia de 0,8 a 1,8. Valores de  $A < 1$  não são esperados pois implicam em  $k_{||} < k_{\perp}$  que é considerado irrealístico. Porém, como as quatro amostras com  $A < 1$  apresentam erro da ordem de 0,2, pode-se dizer que a anisotropia variou entre 1,0 e 1,8. Para granitos e gnaisses, espera-se  $A > 1,49$  (Kappelmeyer & Haenel, 1974) portanto os valores obtidos que estão entre 1,0 e 1,4, seriam relativamente baixos. Esta diferença pode resultar do pequeno número de dados ou da utilização de técnicas diversas de medidas.

Como pode ser observado nessa tabela, as diferenças entre os valores de  $k_{||}$  e  $k_{\perp}$  não são muito significativas, estando, em vários casos, dentro do erro de medida. Apesar disso serão utilizadas apenas estas condutividades no cálculo do valor médio para os vários tipos litológicos. Só nos casos em que não foi possível medir  $k_{||}$ , será considerado como valor representativo a condutividade medida  $C_{\perp}$ .

Para o migmatito estromático, que é a litologia predominante da área estudada, obteve-se o valor médio de  $(3,3 \pm 0,6)$  W/mK, sendo que as 21 medidas feitas em paleossoma de biotita gnaisse resultam na média de  $(3,4 \pm 0,6)$  W/mK, para os 5 paleossomas de anfibolitos obteve-se  $(3,0 \pm 0,5)$  W/mK e  $(3,3 \pm 0,5)$  W/mK para 13 migmatitos típicos. Verifica-se assim que, dada a similaridade mineralógica predominantemente quartzo feldspática entre o paleossoma de biotita gnaisse e o migmatito estromático típico, os valores de condutividade térmica desta unidade litológica são apenas influenciados pelas intercalações anfibolíticas que diminuem a condutividade da rocha em até 0,4 W/mK. Para as 23 medidas feitas em gnaisses graníticos a média é de  $(3,2 \pm 0,4)$  W/mK. Para os milonitos de quartzito a média é de  $(5 \pm 1)$  W/mK e para os blastomilonitos  $(3,4 \pm 0,8)$  W/mK. Os valores altos de desvio padrão para estas duas últimas unidades são indicativos do pequeno número de amostras e de problemas de corte e de alteração. Para os granitos porfiríticos a média é de  $(3,5 \pm 0,3)$  W/mK.

Por estes valores observa-se que os resultados não são muito diferentes devido a similaridade de composição mineralógica dos vários grupos. Nota-se, contudo, diferenças significativas para os anfibolitos e milonitos de quartzito, que são litologias minoritárias dentro do contexto geológico apresentado. No primeiro caso têm-se valores relativamente baixos, que é atribuível a um aumento de máficos, já os quartzitos possuem quartzo como mineral predominante, que apresenta maior condutividade térmica entre os silicatos.

**Método da barra dividida** — Os cinco modelos apresentados anteriormente foram utilizados para o cálculo da conduti-

Tabela 2 – Condutividade térmica obtida com o método de sonda tipo agulha usando espaço semi-infinito para as amostras de afloramento.  $k_{||}$  e  $k_{\perp}$  correspondem aos valores médios de condutividade paralelo e perpendicular à foliação e bandamento respectivamente, e  $\sigma$  é o desvio padrão.  $Cl$  é o valor de condutividade medida perpendicularmente ao eixo de simetria da amostra.

MIGMATITO ESTROMÁTICO					
PONTO	$k_{  } \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$Cl \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$k_{\perp} \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$A \pm \sigma$	
AL 174 A2	3,3 0,1	—	—	—	(1)
AL 174 B 1	2,89 0,06	2,9 0,2	2,9 0,4	1,0 0,1	(1)
AL 172 A 1	2,92 0,09	—	—	—	(2)
AL 172 B 2	3,53 0,08	3,34 0,01	3,16 0,07	1,12 0,04	(1)
AL 170 B 2	4,0 0,2	—	—	—	(3)
AL 168 A 1	3,4 0,5	—	—	—	(1)
AL 168 B 2	—	3,1 0,4	—	—	(2)
AL 168 D 2	—	3,7 0,2	—	—	(2)
AL 166 A 2	3,0 0,2	—	—	—	(1)
AL 166 B 2	3,7 0,5	3,7 0,2	3,7 0,6	1,0 0,2	(2a)
AL 166 B 2	3,7 0,5	2,93 0,06	2,3 0,3	1,6 0,3	(2b)
AL 150 A 2	2,89 0,07	2,8 0,1	2,7 0,2	1,06 0,08	(3)
AL 150 B 1	3,28 0,01	2,42 0,04	1,78 0,06	1,84 0,06	(1)
AL 150 C 1	3,69 0,05	3,3 0,1	2,9 0,2	1,25 0,08	(2)
AL 19 A 1	2,83 0,04	—	—	—	(3)
AL 19 B 1	2,8 0,3	—	—	—	(3)
AL 134 A 1	—	3,33 0,08	—	—	(2)
AL 134 B 1	3,22 0,08	—	—	—	(1)
AL 134 D 2	4,0 0,2	3,9 0,1	3,8 0,3	1,05 0,09	(2)
AL 112	3,00 0,01	—	—	—	(1)
AL 3 M16	4,7 0,1	4,2 0,1	3,7 0,2	1,25 0,07	(1)
AL 3 M2	—	4,2 0,3	—	—	(1)
AL 3 M3	—	4,1 0,2	—	—	(1)
MG 23 C 1	2,74 0,05	—	—	—	(2)
MG 23 C 2	2,86 0,02	—	—	—	(2)
MG 2301	—	3,8 0,5	—	—	(2)
SO 814 M16	—	3,2 0,1	—	—	(1)
SO 814 M6	3,34 0,06	—	—	—	(4)
SO 45 A 2	—	3,09 0,09	—	—	(1)

Tabela 2 – continuação

PONTO	$k_{  } \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$C_{\perp} \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$k_{\perp} \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$A \pm \sigma$
SO 33 A1	3,9 0,2	4,0 0,1	4,1 0,3	0,9 0,1 (1)
SO 33 B2	4,1 0,2	3,4 0,4	2,8 0,7	1,4 0,3 (1)
SO 28 A1	3,6 0,1	—	—	— (1)
SO 28 B2	3,2 0,1	3,1 0,2	3,0 0,4	1,1 0,1 (1)
SO 28 D1	—	3,5 0,1	—	— (1)
SO 9 A1	3,7 0,4	3,8 0,1	3,9 0,5	0,9 0,1 (1)
SO 5 A1	3,86 0,03	3,8 0,1	3,7 0,8	1,0 0,6 (5)

## GNAISSE GRANÍTICO

PONTO	$k_{  } \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$C_{\perp} \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$k_{\perp} \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$A \pm \sigma$
SO 589 A2	3,82 0,03	—	—	—
SO 589 B1	3,5 0,1	—	—	— (6a)
SO 79 B2	—	2,5 0,2	—	—
SO 79 C1	2,6 0,2	2,9 0,5	3 1	0,8 0,3
SO 78 B2	3,67 0,05	3,3 0,1	3,0 0,2	1,23 0,08 (6b)
SO 78 C2	—	3,1 0,3	—	— (6b)
SO 78 D2	3,71 0,06	3,15 0,08	2,7 0,1	1,39 0,08 (6b)
SO 78 E2	3,8 0,2	3,3 0,3	2,9 0,5	1,3 0,3 (6b)
SO 70 A1	—	3,4 0,3	—	— (6b)
SO 68 A2	3,3 0,1	3,3 0,1	3,3 0,2	1,00 0,07
SO 68 B1	—	3,35 0,05	—	—
SO 68 C2	3,6 0,2	3,2 0,2	2,8 0,4	1,3 0,2 (6b)
SO 68 E1	3,6 0,1	3,5 0,5	3 1	1,1 0,3
SO 68 F2	3,2 0,1	—	—	—
SN 3 M4	—	3,3 0,1	—	—
SN 3 M5	—	2,6 0,1	—	— (6a)

## ROCHAS MILONÍTIICAS DIVERSAS

PONTO	$k_{  } \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$C_{\perp} \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$k_{\perp} \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$A \pm \sigma$
SO 389 C1	3,0 0,4	—	—	— (7)
SO 2 M15	5,3 0,6	5,3 0,1	5,3 0,6	1,0 0,2 (8)
SO 2 M14	4,8 0,9	5,3 0,4	6 1	0,8 0,2 (8)
SO 671 A2	3,8 0,2	3,5 0,5	3,2 0,9	1,2 0,3 (8a)

Tabela 2 – continuação

BLASTOMILONITOS				
PONTO	$k_{  } \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$C_{  } \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$k_{\perp} \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )	$A \pm \sigma$
SO 680 D1	—	2,93 0,03	—	— (9)
SO 66 A2	—	4,73 0,06	—	— (10)
SO 65 B2	3,7 0,3	3,6 0,4	3,5 0,8	1,1 0,3 (10a)
SO 48 A1	4,1 0,5	—	—	— (10)
SO 38 A1	2,96 0,06	2,6 0,1	2,3 0,5	1,3 0,4 (10a)
GRANITO PORFIRÍTICO				
PONTO	$k \pm \sigma$ ( $Wm^{-1} K^{-1}$ )			
AT 73 I 3	3,00 0,06	(11)		
AT 73 I 4	3,7 0,1	(12)		
AT 73 I 5	3,4 0,1	(12)		
AT 73 I 7	3,56 0,08	(12)		
AT 63 I 2	3,7 0,3	(12)		

(1) paleossoma de biotita gnaiss; (2) migmatito com bandamento mm; (2a) medida no neossoma; (2b) medida no paleossoma; (3) paleossoma de anfibolito; (4) neossoma quartzo-feldspático; (5) migmatito com estrutura ocelar; (6a) gn. gran. levemente alterado; (6b) gn. gran. levemente migmatizado; (7) cataclástico de migmatito; (8) milonito de quartzito; (8a) parcialmente alterado; (9) blastomilonito de migmatito; (10) milonito gnaiss de migmatito; (10a) lev. alterado; (11) granito róseo; (12) granito cinza.

vidade térmica das amostras de calha dos poços MAS-01 (Monte Alegre do Sul), AL-02 (Águas de Lindóia), SN-01 (Serra Negra) e AT-01 (Atibaia), cujas localizações estão na Fig. 1. Os resultados obtidos para a condutividade da fração sólida são apresentados na forma de gráficos de condutividade térmica contra a profundidade, Fig. 4, e as médias com seus respectivos desvios padrões estão na Tabela 3.

Nestes gráficos não está representado o modelo em série, pois muitas vezes obteve-se valores negativos ou altos. Uma idéia deste tipo de resultado é perceptível na Tabela 3, onde os poços SN-01 e MAS-01 apresentam médias negativas, enquanto que o poço AT-01, um valor médio muito alto, além da grande dispersão de dados para todos os poços, significando que este modelo não pode ser aplicado. O modelo em paralelo apresentou a menor dispersão

de dados e os mais baixos valores de condutividade quando comparados aos outros modelos e aos resultados da Tabela 2. Situação inversa ocorre com o modelo de Maxwell: este apresenta os maiores valores, obtendo-se condutividades da ordem de 10 a 20 W/mK, que podem ser explicadas pela não esfericidade dos fragmentos utilizados. Os modelos geométricos e de Bruggeman apresentam resultados mais próximos entre si.

Ainda na Tabela 3 observa-se que o poço MAS-01 apresentou valores sistematicamente maiores para todos os modelos. O tamanho dos fragmentos desse poço era ligeiramente maior, cerca de 3-5 mm, enquanto que para os outros poços era da ordem de 2 a 3 mm. Outro fator importante é a coluna litológica atravessada pelo poço, predominantemente composta por quartzitos feldspáticos



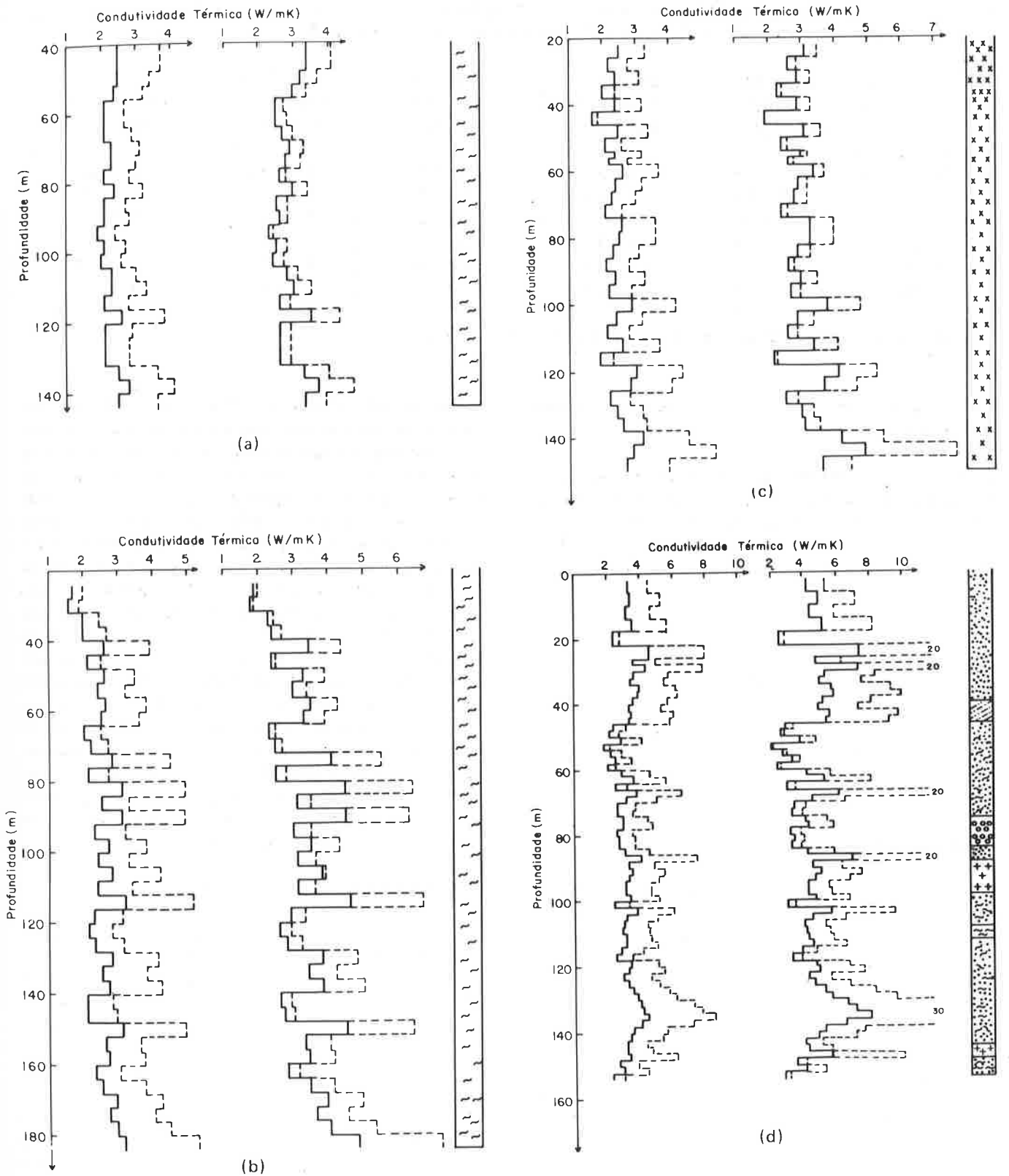


Figura 4 — Condutividade térmica e coluna litológica para os poços: (a) AL-02, (b) SN-01, (c) AT-01, (d) MAS-01.

- |                              |   |  |
|------------------------------|---|--|
| Migmatito estromático        | Quartzito levemente alterado, feldspático, mostrando sinais de intemperismo | Gráfico à esquerda - modelo paralelo e gráfico à direita - modelo de Bruggeman |
| Granito porfirítico          | Quartzito xistoso   | Gráfico à esquerda - modelo geométrico e gráfico à direita - modelo de Maxwell |
| Quartzito levemente alterado | Gnaiss quartzoso  |  |
| Milonito de quartzito        |   |  |

Tabela 3 – Condutividade térmica obtida com o método da barra dividida para amostras de calha dos poços Águas de Lindóia (AL-02), Serra Negra (SN-01), Atibaia (AT-01) e Monte Alegre do Sul (MAS-01).

POÇO	MODELO SÉRIE (Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	MODELO PARALELO (Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	MODELO GEOMÉTRICO (Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	MODELO MAXWELL (Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )	MODELO BRUGGEMAN (Wm <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup> )
AL 02 (1)	12 ± 79	2,3 ± 0,2	3,1 ± 0,4	3,3 ± 0,6	2,9 ± 0,4
SN 01 (1)	-0,4 ± 29	2,5 ± 0,4	3,5 ± 0,8	4 ± 1	3,3 ± 0,7
AL02 + SN01	5 ± 55	2,3 ± 0,5	3,4 ± 0,7	4 ± 1	3,0 ± 0,7
AT 01 (2)	189 ± 1202	2,4 ± 0,3	3,3 ± 0,7	4 ± 1	3,0 ± 0,6
MAS 01 (3)	-4 ± 1	3,2 ± 0,4	5,0 ± 0,8	7 ± 2	4,6 ± 0,8
(4)	1 ± 23	3,2 ± 0,6	5 ± 1	7 ± 5	5 ± 1

(1) migmatito estromático; (2) granito; (3) gnaiss granítico; (4) quartzito

que possuem, como já referido, condutividade térmica mais elevada.

*Comparação dos métodos* – Comparando os valores médios das condutividades obtidas com os modelos geométrico (G) e de Bruggeman (B) com as de afloramentos (A):

Migmatito: G – (3,4 ± 0,7) W/mK;  
B – (3,0 ± 0,7) W/mK;  
A – (3,3 ± 0,6) W/mk.

Granito: G – (3,3 ± 0,7) W/mk;  
B – (3,0 ± 0,6) W/mk;  
A – (3,5 ± 0,3) W/mK.

observa-se que o modelo geométrico apresenta-se mais concordante com as amostras de afloramentos.

## CONCLUSÕES

Os resultados obtidos mostram que embora a diferença entre a condutividade térmica paralela e perpendicular ao bandamento e foliação possa ser significativa em alguns casos, ao tratar-se com grupos litológicos e não amostras individuais, ela perde importância pois encontra-se dentro do erro de medida e dos desvios padrões obtidos. No caso de amostras fragmentadas estas informações são perdidas, porém com a utilização de modelos adequados pode-se obter bons resultados de condutividade térmica. No presente caso, os melhores modelos foram o geométrico e o de Bruggeman, sendo que o primeiro parece ser o mais adequado.

A metodologia alternativa de coleta de amostra em superfície utilizada em conjunto com amostras de calha

apresentou bons resultados e mostrou ser preferível à estimativa de condutividade baseada em dados de literatura.

Na falta de dados provenientes de amostras em poços onde obteve-se o perfil térmico, para o cálculo de fluxo térmico, sugere-se os seguintes valores de condutividade térmica para as unidades litológicas do Complexo Amparo: (3,3 ± 0,7) W/mK para os migmatitos estromáticos, (3,2 ± 0,4) W/mK para os gnaisses graníticos, (4,5 ± 0,1) W/mK para os milonitos de quartzito e (3,4 ± 0,8) W/mK para os blastomilonitos e (3,3 ± 0,7) W/mK para os granitos porfiríticos do Maciço de Morungaba e Complexo Socorro. Para os migmatitos estromáticos e para os granitos porfiríticos, no cálculo do valor médio de condutividade térmica foram usados os resultados de amostras de afloramento e de amostras de calhas dos poços AL-02 e SN-01 para o primeiro tipo litológico e AT-01 para o segundo. A condutividade térmica das amostras de calha foi considerada como mais representativa a resultante do modelo geométrico. Para os outros litotipos usou-se apenas os resultados das amostras de afloramento.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), que através do processo 84/0606-1 e da concessão de bolsa de estudo aos autores proporcionou suporte financeiro para realização desta pesquisa. Agradecimentos também à CAPES pela concessão de bolsa de estudos na fase inicial da pesquisa a um dos autores (Y.R.M.). Agradecemos também ao DAEE pelo empréstimo das amostras de calha com sua descrição litológica. Ao Laboratório de Geotermia do DMGA-IPT pelo empréstimo dos padrões utilizados na calibração. E aos técnicos do IAG/USP pela preparação das amostras e auxílio nas medidas.

## REFERÊNCIAS

- BECK, A.E. — 1957 — A steady-state method for the rapid measurement of the thermal conductivity of rocks. *J. Scient. Instrum.*, 34: 186-189.
- CAMPANHA, G.A.C., FERNANDES, L.A. & GIMENES FILHO, A. — 1983 — Quadrículas Mogi-Guaçu e Águas de Lindóia. Atas da 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo, em 1: 50.000, 137-165, São Paulo — SP.
- CARSLAW, H.S. & JAEGER, J.C. — 1959 — *Conduction of heat in solids*. London, Oxford University, 510 pp.
- CAVALCANTE, J.C., CUNHA, H.C. da S., CHIEREGATI, L.A., KAEFER, L.Q., ROCHA, J.M. da, DAITX, E.C., COUTINHO, M.G. da N., YAMAMOTO, K., DRUMOND, J.B.V., ROSA, D.B. & RAMALHO, R. — 1979 — Projeto Sapucaí, Estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais; relatório final de geologia, DNPM/CPRM, Superintendência Regional de São Paulo. 199 p. (DNPM — Série Geologia, 5. Seção Geologia Básica, 2).
- EBERT, H. — 1968 — Ocorrência de fácies granulíticas no Sul de Minas Gerais e áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. brasil. Ciênc.*, 40: 215-229.
- GROSSI SAD, J.H. & BARBOSA, A.L.M. — 1983 — Síntese geológica da Folha Socorro, São Paulo. Atas da 1ª Jornada sobre a Carta Geológica do Estado de São Paulo em 1: 50.000, 109-134, São Paulo — SP.
- GRUBBE, K., HAENEL, R. & ZOTH, G. — 1983 — Determination of the vertical component of thermal conductivity by line source methods. *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*: 49-56.
- HASUI, Y., DANTAS, A.S.L., CARNEIRO, C.D.R. & BISTRICHI, C.A. — 1981 — O embasamento Pré-cambriano e o Paleozóico em São Paulo. Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1: 500.000, IPT, São Paulo, 109-134.
- HASUI, Y., FONSECA, M.J.G. & RAMALHO, R. — 1984 — A parte central da região de dobramento sudeste e o Maciço Mediano de Guaxupé. In: *Geologia do Brasil*, Coord. Schobbenhaus, C., Campos, O.A., Derze, G.R. & Asmus, H.E., Brasília, Dep. Nac. Prod. Min., 307-328.
- HUTT, J.R. & BERG JR, J.W. — 1968 — Thermal and electrical conductivities of sandstone rocks and ocean sediments. *Geophysics*, 33: 489-500.
- KAPPELMEYER, O. & HAENEL, R. — 1974 — *Geothermics with special reference to application*. Geoexploration Monograph 4, Berlin. Gebruder Borntrager, 238 pp.
- SASS, J.H., KENNELLY JR, J.P., SMITH, E.P. & WENDT, W.E. — 1984 — Laboratory line-source methods for the measurement of thermal conductivity of rocks near room temperature. *Tech. Report*, U.S. Geological Survey, 21 pp.
- SASS, J.H., LACHENBRUCH, A.H. & MUNROE, R.J. — 1971 — Thermal conductivity of rocks from measurements on fragments and its application to heat flow determinations. *J. Geophys. Res.*, 76: 3391-3401.
- VON HERZEN, R. & MAXWELL, A.E. — 1959 — The measurements of thermal conductivity of deep-sea sediments by a needle-probe method. *J. Geophys. Res.*, 64: 1557-1563.
- WERNICK, E. — 1967 — A geologia da região de Amparo, leste do Estado de São Paulo. Rio Claro, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, 1967 (tese).
- WOODSIDE, W. & MESSMER, J.H. — 1961 — Thermal conductivity of porous media. I — Unconsolidated sands. *J. Appl. Phys.*, 32: 1688-1699.