

●研究简报●

柴达木盆地岩石热导率的 饱水试验研究及热流校正

杨淑贞 张文仁 李国桦 沈显杰

(中国科学院地质研究所 北京 100029)

提 要 柴达木盆地沉积了巨厚的孔隙质泥砂岩。为了对 22 个实测热流进行饱水校正, 选定 132 个岩样进行了风干和饱水状态下热导率的对比研究。在进行系统的统计分析和对比的基础上, 重点研究了热导率与岩性、地层年代和深度之间的相关性, 得出合理的饱水校正系数, 据此对热流值进行了饱水校正。经饱水校正后的柴达木盆地热流值的变化范围为 $39\sim 76 \text{ mW/m}^2$, 平均热流值约为 $57\pm 13 \text{ mW/m}^2$ 。

关键词 柴达木盆地 岩石热导率 风干岩样 饱水校正系数

孔隙岩石是一种多相介质系统。风干岩样和饱水岩样均为二相介质, 含水而非饱和的岩样为三相介质。无论在二相或三相介质中, 孔隙度和含水量对岩石热导率的影响都是十分复杂的, 这是因为孔隙充填质(水)比空气的热导率约大 23 倍(Sugawara 1962)。大多数岩石都具有孔隙及原生或次生裂隙。试验证明(杨淑贞等 1986), 只有当孔隙度大于约 6% 时, 其影响对热流测量才具有实际意义。柴达木盆地沉积了巨厚的孔隙质泥砂岩, 主要岩性为泥质岩类, 间有粉砂岩及细砂岩类, 其孔隙度为 6.5~25%。因此, 必须做饱水试验对热流值进行校正。如何对热流值进行饱水校正, 是盆地型热流测量的一个重要问题。

由于孔隙岩石的热导率随含水量的增加而增大, 如何评定岩石的饱水程度至关重要。1986 年作者曾做过专门试验(杨淑贞等 1986), 证明在真空饱和装置中在 -10^5 Pa 压力下进行持续 24 小时的充水饱和, 岩样的含水量可接近或达到 100%, 即达到饱和状态。本次试验采用同样步骤, 将柴达木盆地已做过风干状态下岩石热导率的 132 块岩样分批放入真空饱和装置中进行 24 小时充水饱和, 取出后用非稳态环型热源热导仪(杨淑贞等 1987)进行饱水岩样热导率测试。现对测试结果作统计分析, 进而讨论其在热流校正中的应用。

1 岩石热导率与岩性的相关性统计分析

表 1 的统计结果表明, 不同岩性的沉积岩的平均饱水热导率 K_w 均大于其平均风干热导

• 本文为国家自然科学基金资助项目。

本文于 1992 年 8 月 17 日收到, 1993 年 1 月 2 日改回。

第一作者简介: 杨淑贞 女 58 岁 副研究员 水文地质及地热专业

率 K_i 。两者的比值 K_b/K_i 可称作饱水校正系数, 其值主要取决于岩石孔隙度的大小。致密岩石的热导率在风干及饱水状态下差别甚微。孔隙岩石热导率的此项差别随孔隙度的增加而增大。表1的7组岩性中粘土的饱水校正系数最大(1.78), 其次为砂岩类(1.26~1.45), 泥岩类更次之(1.02~1.17)。一般泥岩类的孔隙度大于砂岩类, 理应有更高的饱水校正系数, 而表1的数据则相反, 这足以说明一种岩性由于沉积早晚有别, 压实成岩程度不同, 孔隙率的变化范围会很大, 因此在岩性和饱水校正系数之间并不存在简单而直观的相关性。

表1 风干及饱水岩石热导率与岩性相关性统计

Table 1 Correlation between thermal conductivity of dry and water-saturated rocks and lithology

岩性	粘土	泥岩	砂质泥岩	钙质泥岩	粉砂岩	细砂岩	细砾岩	总计
样品数	18	57	3	3	33	11	7	132
风干样 K_i (W/mK)	1.05 ±0.33	1.97 ±0.49	2.41 ±0.37	2.51 ±0.05	1.98 ±0.47	2.06 ±0.64	2.51 ±0.73	1.90 ±0.64
饱水样 K_b (W/mK)	1.86 ±0.28	2.30 ±0.37	2.45 ±1.44	2.56 ±0.08	2.50 ±0.45	2.99 ±0.51	3.16 ±0.04	2.41 ±0.53
饱水校正系数 K_b/K_i	1.78	1.17	1.02	1.02	1.27	1.45	1.26	1.27

2 岩石热导率与地层年代的相关性统计分析

表2的统计结果表明, 七个地层组的风干岩样的热导率无例外地随地层由新变老而递增, 而其饱水校正系数则有规律地随地层由新变老而递减。说明地层年代与热导率之间具有很强的相关性。这一事实实际上同柴达木盆地特定的沉积环境、沉积建造特点密切相关, 反映了柴达木盆地形成以来的沉积历史和沉积物在成岩过程中通过压实、固化等结构性变化所呈现的热导率变化趋势。因此, 在柴达木盆地按地层年代分组求得的平均热导率值及相应的饱水校正系数具有代表性。

表2 风干及饱水岩石热导率与地层年代相关性统计

Table 2 Correlation between thermal conductivity of dry and water-saturated rocks and strata age

地层年代	Q	N ₂ ³	N ₂ ²	N ₂ ¹	N ₁	E ₃	E ₁₊₂ +J ₂ ⁵	总计
样品数	17	3	19	26	19	33	15	132
风干样 K_i (W/mK)	0.89 ±0.25	1.08 ±0.05	1.78 ±0.28	1.95 ±0.45	2.03 ±0.39	2.18 ±0.57	2.51 ±0.53	1.90 ±0.64
饱水样 K_b (W/mK)	1.77 ±0.15	1.90 ±0.08	2.47 ±0.49	2.58 ±0.46	2.52 ±0.48	2.51 ±0.63	2.59 ±0.54	2.41 ±0.53
饱水校正系数 K_b/K_i	1.98	1.76	1.39	1.32	1.24	1.15	1.03	1.27

3 岩石热导率与地层埋藏深度的相关性统计分析

除岩性和地层年代外, 地层的埋藏深度也是标志沉积岩压实成岩过程的参数, 因而也是

影响热导率的重要参数。图1和图2给出132块风干岩样和饱水岩样的 K - Z 线性回归分析结果。图1清楚地表明,风干岩样的热导率 K_f 值随深度的增加而递增,客观地反映了沉积物的压实成岩过程。统计结果表示为如下线性回归方程:

$$K_f = 0.00029Z + 1.249 \quad (1)$$

(1)式中, Z 为地层的埋藏深度(m)。 K_f 和 Z 之间具有中等程度的正相关关系($\gamma = 0.5471$)。图2则代表饱水岩样热导率 K_b 与 Z 之间的相关性。饱水岩样热导率 K_b 随深度递增的回归直线较之风干样明显变小,说明孔隙饱水后对热导率有明显的增值影响,其影响程度孔隙度和与深度有关。这种影响对浅部高孔隙岩石最大,并随深度的增大而减小,其增值也随之减小,结果在垂向剖面上使饱水热导率趋于平缓。这一点与表2中列出的后五组地层的 K_b 值无实质性差别出于同一种机理。统计结果表示为如下线性回归方程:

$$K_b = 0.00009Z + 2.215 \quad (2)$$

其相关系数 $\gamma = 0.1983$ 。

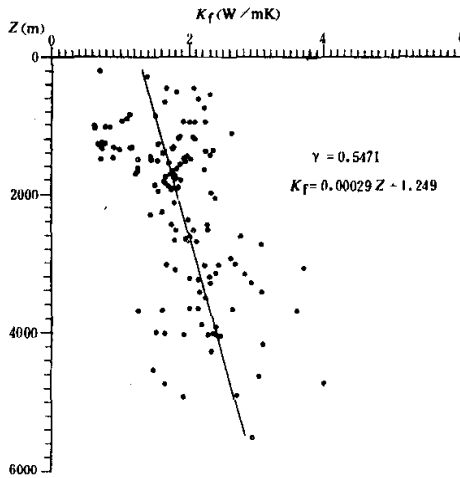


图1 132块风干岩样热导率随深度变化的回归分析

Fig. 1 Linear regression analysis of thermal conductivity changes of 132 dry rock specimens with depth

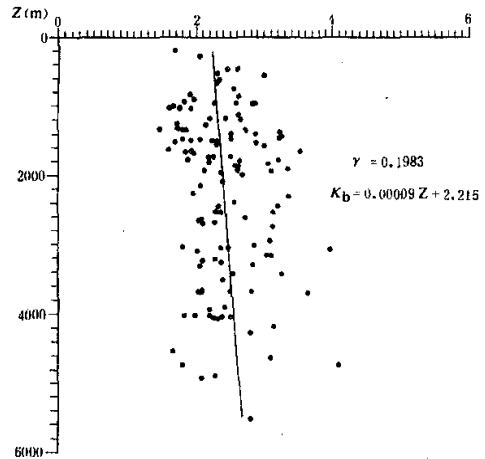


图2 132块饱水岩样热导率随深度变化的回归分析

Fig. 2 Linear regression analysis of thermal conductivity changes of 132 water-saturated rock specimens with depth

4 饱水试验结果在热流校正中的应用

关于热流计算方法另有专文介绍,本文只利用其中一种方法计算热流,并进行饱水校正。22个热流孔的实际测量资料汇总在表3中。柴达木盆地的热流研究也存在着大型油气盆地热流测量所共有的困难,即有了较好的线性温度梯度值而缺乏或不能充分取得相对应的岩

石热导率数据与之配套。饱水试验结果表明,在前文已经分析过的热导率与岩性,深度和地层年代三种相关性中,只有后者具有确定的数值量算的特征,可直接用于热流的饱水校正。132 块岩样的热导率经分成七个地层组之后,其饱水校正系数与地层年代呈有序分布即是有力的证据。因此本文采用按地层年代求统计加权平均热导率,并进行热流计算和饱水校正。

首先应用表 2 中各地层年代组的平均热导率 \bar{K}_n 和 \bar{K}_b 值,结合该线性段内各地层组的厚度 M_i ,按下式计算各线性温度段的加权平均热导率 \bar{K}_i 和 \bar{K}_b 值:

$$\bar{K} = \frac{M_1 K_1 + M_2 K_2 + M_3 K_3 + \dots + M_i K_i}{M_1 + M_2 + M_3 + \dots + M_i} \dots\dots\dots (3)$$

进而将求出的加权平均热导率 \bar{K} 乘以该线性段的地温梯度 G 值即为该线性段的热流值 q (计算结果见表 3)。

$$q = \bar{K} G \dots\dots\dots (4)$$

表 3 经饱水校正后的 22 个实测热流计算表

Table 3 Calculation of 22 observed heat flow values corrected for water saturation

钻孔号	线性段	深度 (m)	地温梯度 G ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)	地层结构 时代 厚度(m)	热导率 (W/mk)		热流 (mW/m^2)		q_b/q_i
					K_i	K_b	q_i	q_b	
新深 22	I	20~800	28.65	N_2^2 696 N_2^1 84	1.796	2.481	51	71	1.39
红 27	I	360~800	29.32	Q 440	0.893	1.765	26	52	2.00
碱中 8	I	250~870	17.13	N_2^3 43 N_2^2 577	1.915	2.430	33	42	1.27
油中 3	I	1720~2020	28.20	N_2^1 243 N_1 57	1.964	2.565	55	72	1.31
绿参 1	I	420~800	30.80	N_2^3 380	1.081	1.901	33	59	1.79
跃 30	I	700~3970	32.09	N_2^2 665	2.002	2.521	64	81	(1.27)
				N_2^1 926					
				N_1 697 E_3 982					
乌 7	I	60~800	33.92	Q 256 N_2^2 484	1.472	2.226	50	76	1.52
尖参 1	I	712~1182	20.30	N_1 470	2.030	2.518	41	51	1.24
茫线 1	I	150~450	15.70	N_2^2 300	1.778	2.470	28	39	1.39
东 3	I	100~800	39.13	N_2^1 171	2.010	2.530	79	99	(1.25)
				N_1 529					
牛参 1	I	60~340	41.80	Q 280	0.893	1.765	37	74	2.00
风 1	I	360~860	24.36	N_2^2 500	1.778	2.470	43	60	1.40
早 2	I	20~800	39.79	Q 780	0.893	1.765	51	76	1.49
早 2	I	1010~2940	32.95	N_2^3 1123	1.373	2.139	51	76	1.49
				N_2^2 807					
早 2	II	4040~5640	25.18	N_1 1600	2.030	2.518	51	76	1.49
弯参 1	I	140~220	28.75	N_2^1 80	1.949	2.576	56	74	1.32
冷深 85	I	3040~3640	18.59	E_1^2 600	2.508	2.585	47	48	1.02
冷深 83	I	1570~2890	18.14	E_3 997	2.263	2.527	41	46	1.12
				E_1^2 323					

续表 1

驼中 2	I	200~1000	25.83	N ₂ ² 326 N ₂ ¹ 474	1.879	2.533	49	65	1.33
台南 3	I	30~1270	28.69	Q 1240	0.893	1.765	26	51	1.96
仙 2	I	170~2770	24.44	N ₂ ² 385 N ₂ ¹ 1015	1.991	2.531	49	62	1.27
仙 2	I	170~2770	24.44	N ₁ 690 E ₁ 510	1.991	2.531	49	62	1.27
歪参 3	I	250~1400	24.50	Q 1150	0.893	1.765	22	43	1.96
马中 20	I	460~620	17.07	J ₂ ³ 160	2.508	2.585	43	44	1.02
达参 1	I	1400~2800	23.69	Q 959 N ₂ ³ 441	0.952	1.808	23	43	1.87

注：柴达木盆地平均大地热流值(均以 mW/m² 计)的 q₁、q₂、q₃/q₁分别为 43±14、60±16、1.48±0.33。

5 饱水校正前后热流值的对比

将表 3 中饱水前后所求出的 22 个钻孔的两组热流值按量级分配进行统计, 并列如表 4。从量级分配来看, 风干样求出的热流值偏低, 多集中于 20~59mW/m², 该范围的 20 个热流的平均值为 40±11mW/m²; 经饱水校正后的热流值的量级分配趋于合理, 多集中于 39~79mW/m², 该范围 20 个热流的平均值为 57±13mW/m²。该值可作为柴达木盆地的平均热流值。

表 4 两组经饱水校正热流值的比较

Table 4 Comparison between two sets of heat flow values corrected for water-saturation

热流值 (mW/m ²)	按地层年代方法计算	
	q ₁ 量级分配	q ₂ 量级分配
20~29	5	
30~39	3	1
40~49	7	6
50~59	5	4
60~69	1	3
70~79	1	6
80~89		1
90~99		1
热流个数	22	22
热流值范围	22~79	39~99
平均值	43±14	60±16

6 结 语

(1)柴达木盆地沉积岩石热导率在风干状态和饱水状态所测数据有明显不同, 进而计算的热流值也有很大差别。饱水校正系数波动于 1.02~2.00 范围内, 平均为 1.48±0.33。

(2)岩石热导率与岩性、地层年代和深度密切相关。风干岩样的热导率随深度增加及地层由新变老而递增, 而其饱水校正系数则相反而递减, 充分反映沉积物在压实成岩过程中热物理性质的有序变化。

(3)经饱水校正后柴达木盆地的平均热流值为 57±13 mW/m², 变化范围为 39~76mW/m²。

参 考 文 献

- 杨淑贞, 张文仁, 沈显杰. 1986. 孔隙岩石热导率的饱水实验研究. 岩石学报, (4): 83~91
- 杨淑贞, 沈显杰, 张文仁. 1987. 程控数字式环型热源热导仪. 地质科学, (2): 188~198
- Sugawara A et al. 1962. Experimental research on the thermal conductivity of consolidated porous materials. J. Appl. phys., (33): 3135~3138

EXPERIMENTAL RESEARCH ON THE THERMAL CONDUCTIVITY OF WATER-SATURATED ROCKS AND CORRECTION TO THE HEAT FLOW OBSERVED IN CAIDAM BASIN

Yang Shuzhen, Zhang Wenren, Li Guohua and Shen Xianjie
(*Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing, 100029*)

Key words : Caidam Basin; Thermal conductivity; Dry rock specimen; Correction factor for water-saturation

Abstract

Extremely thick porous clastic rocks are deposited in Caidam Basin. To carry out an appropriate correction for water-saturation to heat flow observed in the basin, 132 rock specimens are selected to conduct a comparative study between dry and water-saturated thermal conductivity experiments. On the basis of systematic statistical analysis and comparison of the experimental results, an emphasis of study is put on correlations between thermal conductivity and lithology, strata age and occurrence depth, which result in obtaining a set of correction factors for water-saturation. The heat flow values corrected for water-saturation range from 39 mW/m² to 76 mW/m² with an average value of 57±13 mW/m².