

西北五省(区)青年学术讨论会论文

武山地震台观测热水成因研究\*

石雅 镠

(国家地震局兰州地震研究所)

一、引言

武山地震台为国家级基准台,但由于各种原因反应地震的效果不明显,因此需要从多方面研究,采取改进措施,提高其预报效能。本文拟用热储和同位素方法对泉水的成因进行研究。以便为其它工作提供基础资料,并期望对水化学观测和异常解释有所帮助。

二、观测区概况

武山温泉位于甘肃省武山县温泉乡境内,在大地构造上主要隶属于东西纬向构造带。温泉断裂破碎带北起田家河,向南经王家河到大汤沟南坡,呈南北走向,断面东倾,倾角约70°。沿大、小汤沟见有明显的东西向裂隙,且电阻率曲线有异常,它们可能反映下面有一

深部断裂。另外,温泉附近还有一条北西—南东向断裂(图1)。

该温泉由5个天然出露泉组成,由于疗养院打井抽水,天然泉已基本干枯。现观测的是铁疗井水,水温56℃。温泉地下热水与上部裂隙潜水的水化学组分截然不同。其矿化度低,含氟较高,氡含量也较高为93.20—96.33埃曼,含少量H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>,为HCO<sub>3</sub>-Na水。

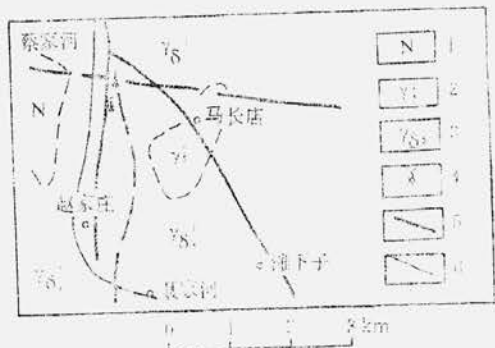


图1 武山洛门温泉地质略图

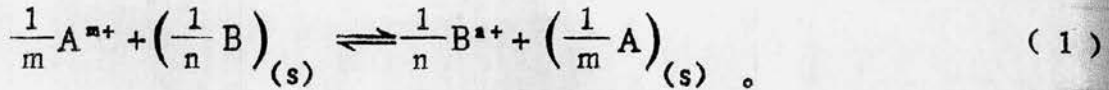
- 1. 第三系 2. 燕山期黑云母花岗岩 3. 印支期似斑状花岗岩 4. 矿泉 5. 断层 6. 河流

三、观测区热水的水化学研究

1. 热储的研究

在热储系统中,考虑到离子A<sup>m+</sup>和B<sup>n+</sup>在固相和液相间的交换,即

\*国家自然科学基金资助项目



在温度为T, 交换反应达到平衡时, (1)式的平衡常数由下式确定:

$$K_T = \frac{[\gamma_A A]_{\frac{1}{m}} \cdot (B(s))}{[\gamma_B B]_{\frac{1}{n}} \cdot (A(s))} = \frac{\gamma_A \frac{1}{m} (B(s)) \cdot [A]_{\frac{1}{m}}}{\gamma_B \frac{1}{n} (A(s)) \cdot [B]_{\frac{1}{n}}} \quad (2)$$

其中 $\gamma_A$ 和 $\gamma_B$ 分别表示离子 $A^{m+}$ 和离子 $B^{n+}$ 的活度系数, 小括号和中括号分别表示它们的固相活度和在溶液中的浓度。假设

$$\frac{\gamma_A \frac{1}{m} \cdot (B(s))}{\gamma_B \frac{1}{n} \cdot (A(s))} = 1, \quad (3)$$

因而有

$$K_T = [A]_{\frac{1}{m}} / [B]_{\frac{1}{n}} \quad (4)$$

$K_T$ 满足Van't Hott方程, 即

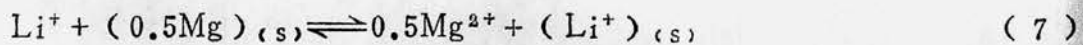
$$\partial \ln K_T / \partial T = \Delta H \gamma^0 / RT^2 \quad (5)$$

从(4)和(5)式得到

$$t_c^0 = H / \{ \log \{ [A]_{\frac{1}{m}} / [B]_{\frac{1}{n}} \} - G \} - 273.15 \quad (6)$$

式中 $t_c^0$ 为以(°C)为单位的温度值, G、H为常数。

本文使用的是Mg—Li、Na—K—Ca和SiO<sub>2</sub>温标。其中Mg与Li之间(离子)的交换一般表示为



Y·K·Kharaka等人最近给出<sup>[1]</sup>

$$H = 2200, G = -5.47,$$

$$t_c^0 \text{Mg-Li} = 2200 / \{ \log [Mg]^{1/2} / [Li] \} + 5.45 \} - 273.15 \quad (8)$$

Na、K与Ca之间的交换比较复杂, 在不考虑Mg的影响时, Na—K—Ca温标方程式为<sup>[2]</sup>

$$t_c^0 = 1647 / \log \{ [Na] / [K] \} + \beta \{ \log \{ [Ca]^{1/2} / [Na] \} + 2.06 \} + 2.47 - 273 \quad (9)$$

当 $t < 100^\circ\text{C}$ 时,  $\beta = 4/3$ , 否则 $\beta = 1/3$ 。与Mg—Li温标和Na—K—Ca温标相比, SiO<sub>2</sub>温标建立得早一些。假设固相是石英, 并且温泉只存在传导冷却, 则温标方程为<sup>[8]</sup>

$$t_c^0 = 1315 / \{ 5.205 - \log [SiO_2] \} - 273.15 \quad (10)$$

分别用(8)、(9)和(10)式计算得到武山温泉 $t_c^0 \text{Mg-Li}$ 为 $138^\circ\text{C}$ ,  $t_c^0 \text{Na-K-Ca}$ 为 $73^\circ\text{C}$ ,  $t_c^0 \text{SiO}_2$ 为 $103^\circ\text{C}$ 。结果相差较大, 在统计意义上说明温泉在化学组分上没有达到平衡。一般来说, 温泉热水在深部有足够的时间达到化学交换平衡。在此前提下, 计算结果只能用近地表冷水混入解释。

假设地下深部热水的溶解SiO<sub>2</sub>处于饱和状态, 由于冷水的渗入, 引起它的初值和对应的初下降, 可由下列方程式确定:

$$S_c(1-X) + S_oX = S(s) \quad (11)$$

$$[SiO_2]_c(1-X) + [SiO_2]_oX = [SiO_2]_s \quad (12)$$

其中 $S_c$ 为近地表冷水的焓,  $X$ 为原始热水的份额,  $S_o$ 为原始热水的终焓,  $S_c$ 为泉水的终焓,  $[SiO_2]_c$ 为近地表冷水的 $SiO_2$ 含量,  $[SiO_2]_o$ 为原始热水的 $SiO_2$ 含量,  $[SiO_2]_s$ 为泉水的 $SiO_2$ 含量, 即测定值。

(11)和(12)式中 $X$ 、 $S_o$ 和 $[SiO_2]_o$ 是未知数, 但 $S$ 是 $[SiO_2]$ 的函数, 可以从蒸汽表中查出<sup>[5]</sup>, 因此 $X$ 和 $[SiO_2]_o$ 能从(11)和(12)式中求得。分别取 $S_c$ 和 $[SiO_2]_c$ 为10.0卡/克和10ppm, 算得 $X$ 和 $[SiO_2]_o$ 分别为0.37和104ppm。进一步得到原始热水的基底温度为139℃。

$X$ 为0.37, 说明原始热水在温泉水中占少数。根据张必敖等人的计算<sup>[4]</sup>, 甘肃东部的地热梯度是4.3℃/100m, 据此算得的热水的循环深度为3公里左右。

## 2. 氢氧同位素研究

按成因可以把水成分成原生水、岩浆水、变质水、建造水和大气水, 它们的氢氧同位素的组成各具特征, 因此, 氢氧同位素可以用于研究水的成因和补给问题。

大气水的特征满足全球雨水线方程, 即

$$\delta_D = 8\delta_O^{18} + 10 \quad (13)$$

武山温泉的 $\delta_D$ 为-71.88,  $\delta_O^{18}$ 为-9.58, 基本满足(13)式。所以, 该泉主要由大气水组成。前面已指出, 泉水主要由浅地表混入的冷水以及37%的热水组成。它们都来源于大气水, 即所谓的原始热水只不过是一种大气水。

那么, 这种水到底是深循环的当地冷水还是另外的补给水呢? 从图2可知, 当地冷水的 $\delta_D$ 值和 $\delta_O^{18}$ 值大于温泉的相应值, 这种情况不能用前者说明, 也就是说, 原始热水来源于另一个补给区。

假定原始热水的氧同位素组成用 $[\delta_O^{18}]_o$ 表示, 当地冷水和泉水的对应值分别用 $[\delta_O^{18}]_c$ 和 $[\delta_O^{18}]_s$ 表示, 则它们满足

$$[\delta_O^{18}]_o \cdot X + [\delta_O^{18}]_c(1-x) = [\delta_O^{18}]_s \quad (14)$$

式中 $x$ 为原始热水的份额。对于武山温泉, 其 $x=0.37$ ,  $[\delta_O^{18}]_c=-7.13$ ,  $[\delta_O^{18}]_s=-9.58$ , 代入(14)式得

$$[\delta_O^{18}]_o = -13.75$$

原始热水的 $\delta_O^{18}$ 比当地冷水的值小得多, 意味着补给区高程较大, 距离较远。由于对该区还没有建立起同位素与高程的关系式, 所以还不能完全确定温泉热水的补给区。

## 3. 水溶气的氦同位素的特征

按照氦与氩同位素的组成, 可以把稀有气体划分成4种基本类型<sup>[6]</sup>。它们是: MORB型(M型); 地幔弱型(P型); 大气型(A型)和地壳型(C型)。其中M和P型直接与地幔源有关。大陆物质观测到比值的差异可以用4种物质之间的混合解释。这些端元的代表性数据如下: P型( $^3He/^4He$ :  $6 \times 10^{-5}$ ;

$40Ar/36Ar$ : 350); M型( $^3He/^4He$ :  $1.1 \times 10^{-5}$ ;

$40Ar/36Ar$ :  $2 \times 10^4$ ); A型( $^3He/^4He$ :  $1.4 \times 10^{-8}$ ;

$40Ar/36Ar$ : 295.5); C型( $^3He/^4He$ :  $2.10^{-8}$ ;  $40Ar/36Ar$ : 2000)。

武山温泉的水溶气的 $^3He/^4He$ 比值为 $4.31 \times 10^{-8}$ , 与其相隔5米远的冷泉水溶气的值



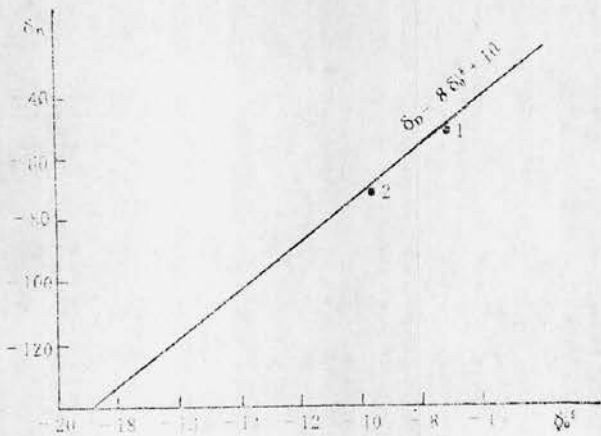


图2 热水 $\delta_D-\delta_{O^{18}}$ 分布图  
1. 武山台冷泉 2. 武山台

为： $1.1 \times 10^{-7}$ ，兰州空气中该比值为 $1.41 \times 10^{-6}$ 。对比标准数据与这些测值可知，武山温泉的He属C型，而冷泉则为A与C的混合。

温泉的He封闭于C型表明，其中冷水的混入深度至少大于潜水底面，且混合水在深处循环了较长的时间，从而形成了与潜水完全不同的成份。

秦岭北缘大断裂和通渭—武都断裂经过该区，从测得的氦同位素值推断，它们都没有穿过地壳，因为水溶气中不含有地幔

He，在全球范围内，几乎所有的超壳断裂都能检测到较高的 $^3\text{He}/^4\text{He}$ 值。

### 三、结 论

(1) 同位素研究结果说明武山温泉水属大气型成因。温泉水中没有As和Sb，表明它不含岩浆水。

(2) 温泉水由两种不同补给区的水混合而成。一种是向下渗透的地表潜水，占60%，另一种是远程补给的热水。

(3) 热水的热储深度在3公里左右，混合水赋存也较深，从而使得其化学成分与地表潜水根本不同。并且水溶气氮对大气封闭。图3为武山温泉水的成因模式图。

为了进一步了解武山温泉水的成因，还必须深入研究地表潜水的渗入机制以及热水的补给源和补给途径。

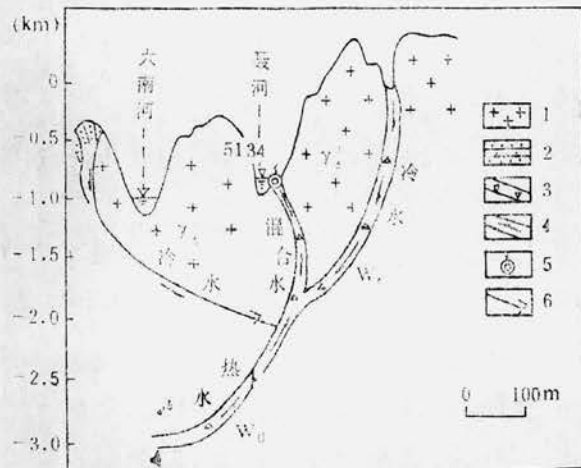


图3 武山温泉混合水成因模式示意图  
1. 花岗岩 2. 砂岩夹板岩 3. 断层角砾岩 4. 地下热水通道 5. 温泉 6. 冷水下渗通道 Wc表示地表渗入的冷水，Wo表示深远循环的大气型热水

### 参 考 文 献

[1] Y.K. Kharaka等，一种新的地球化学温标—镁—锂温标，*国外地质*，No. 5，1987。  
 [2] (日) 吉冈龙马等，伴随鸟取县中部地震出现的温泉水异常，*地震前兆与预报研究*，p158—166，国家地震局科技情报中心编译，中国科学技术出版社，1979。  
 [3] 中国科学院青藏高原综合科学考察队，*西藏地热*，P89，科学出版社，1981。  
 [4] 张必款等，南北地震带北段地温场的初步探讨，*西北地震学报*，Vol. 9，No. 1，1987。  
 [5] Fournier, R.O., Truesdell, A.H., *Geochemical indicators of subsurface temperature—part 2, estimation of temperature and fraction of hot water mixed with cold water*, *J. Res. U.S. Geol. Survey*, Vol. 2, No. 8, 1977。  
 [6] Kaneoka, I., Takaoka, N., *Noble gas state in the earth's interior—some constraints on the present state*, *Chemical Geology*, Vol. 52, P75—85, 1985。

## STUDY ON THE ORIGINATION OF HOT WATER OBSERVED AT WUSHAN STATION

Shi Yaliu

(Earthquake Research Institute of Lanzhou, SSB, Gansu, China)