

学术讨论

温泉热储温度对断裂的弱化作用
及其对地震活动性的影响*

林元武

(中国北京 100029 国家地震局地质研究所)

摘 要

利用 SiO_2 地热温标的混合模式, 计算了红河断裂带北段 14 个温泉的热储温度, 并根据温泉热储温度和温泉密度的特征, 把红河断裂带北段进一步划分为 4 个亚段. 从水对断裂弱化作用的角度, 讨论了水的弱化作用对地震活动的影响, 认为各亚段水对断裂弱化作用的强度的不同, 是引起各亚段地震活动差异的重要原因. 热储温高、温泉密集的洱源亚段相当于“滑移区”; 而热储温度较低、温泉较少的剑川亚段和弥渡亚段及温泉稀少的大理亚段则相当于“闭锁区”, 认为大理亚段是孕育强震的最危险地区, 洱源亚段孕育强震的可能性很小.

关键词 红河断裂带北段; SiO_2 地热温标; 温泉热储温度; 弱化作用; 地震活动性

1 引 言

断裂带中存在着广泛的地下流体(主要为含各种化学组分的地下水)的作用(Kerrich, 1986, Mccaig, 1988; O'Neil and Hanks, 1980). 地下流体对断裂及其围岩有强烈的应力腐蚀作用, 有关实验表明, 应力腐蚀作用会使断裂强度、断裂摩擦力和岩石的抗压抗剪强度大大降低(荣代潞和赵广坤, 1984; 于品清, 1984; Dennies and Atkinson, 1982). 这种作用将使断裂弱化, 并影响断裂的活动性质及其应力状态, 从而对地震的孕育和发生产生重要的影响. 荣代潞等(1992)指出, 岩石的应力腐蚀作用与许多因素有关, 其中温度是一种比较重要的因素. 他们的实验表明, 岩石的力学参数随环境水温的升高而降低. 显然, 水的温度对断裂和岩石的弱化作用是一种不容忽视的因素. 那么, 我们如何把从实验中得到的认识应用于实际的地震研究中去? 也就是说, 用什么指标和方法来判断某一地区断裂带中的地下水温度? 地下水温度的高低对地震的孕育和发生又有怎样的影响? 这些问题的解决对地震危险区划和潜在震区的判定具有重要的理论意义和实用价值. 本文试图利用 SiO_2 地热温标来计算温泉的热储温度, 并以热储温度作为判断断裂带中地下水温度的指标.

从所周知, 我国和世界上许多地震活动带与温泉出露带在空间分布上有着密切的联系. 笔者将以红河断裂带北段(温泉发育)为例, 来剖析温泉热储温度对断裂的弱化作用及其对地震孕育和发生的影响, 这对深入认识温泉与地震之间的内在联系具有“解剖麻雀”的作用.

* 1992年11月17日收到初稿, 1993年5月2日决定采用.

2 温泉热储温度计算方法与结果

目前最广泛应用的地热温标有 SiO_2 、 $\text{K}-\text{Na}$ 、 $\text{K}-\text{Na}-\text{Ca}$ 和稳定同位素等温标。 SiO_2 地热温标是最可靠的温标之一,它的适用温度范围为 $0-250^{\circ}\text{C}$ (Fournier and Truesdell, 1974; 张振国, 1983). 利用 SiO_2 地热温标计算温泉的热储温度(即温泉的深部温度),有单变量公式(张振国, 1983)和混合模式(Fournier and Truesdell, 1974)两种方法. 由于红河断裂带北段温泉为冷热水混合型温泉(林元武, 1985),所以本文利用混合模式来计算热储温度.

笔者沿红河断裂带北段(弥渡—剑川)取得温泉样品 14 个,冷泉样品 4 个(图 1), SiO_2 分析结果见表 1.

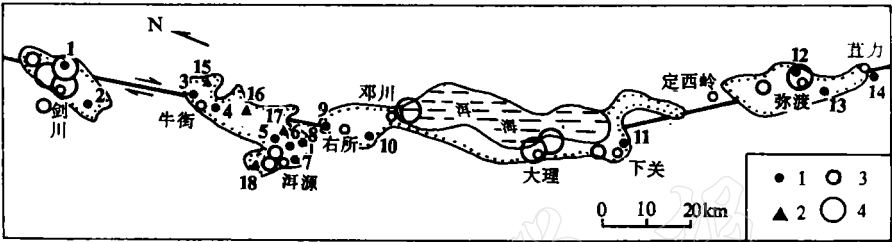


图 1 红河断裂带北段取样点分布图

1. 温泉, 2. 冷泉, 3. $M6.0-6.4$, 4. $M6.5-7.0$

表 1 温冷泉 SiO_2 含量和热储温度计算结果

盆 地	地 点	样品号	水温, ($^{\circ}\text{C}$)	SiO_2 含量 $\text{mg} \cdot \text{l}^{-1}$	热储温度, ($^{\circ}\text{C}$)	备 注
剑川	江口村	1	22	18.06	105	
	江尾村	2	23	16.15	95	
洱源	炼渡村	3	80	62.07	140	
	火焰山	4	69	116.25	230	
	江干村	5	78	53.83	105	
	九台村	6	69	38.38	130	
	炼城村	7	42	30.65	120	
	县城	8	70	83.38	190	
右所	下山口	9	78	98.44	195	
	下山口村	10	52	53.79	170	
大理	下关	11	74	100.00	205	
弥渡	白总旗	12	56	20.00	70	
	高孟营	13	72	33.51	95	
	水田	14	36	23.90	90	
洱源	龙马洞	15	11	12.70		冷泉 SiO_2 平 均含量为 12.13 mg/l
	黄龙村	16	12	8.89		
	后堆村	17	10	10.41		
	回果村	18	16	16.51		

根据热水与冷水混合前后热焓(H)平衡与 SiO_2 质量平衡,可列出下列方程组(Fournier and Truesdell, 1974);

$$\begin{cases} H_{\text{cold}} \cdot X_H + H_{\text{hot}} \cdot (1 - X_H) = H_{\text{spg}} \\ Si_{\text{cold}} \cdot X_{\text{si}} + Si_{\text{hot}} \cdot (1 - X_{\text{si}}) = Si_{\text{spg}} \end{cases}$$

式中， H_{cold} 、 H_{hot} 和 H_{spg} 分别为冷水、热水和温泉的液态水热焓，单位为 cal/g； Si_{cold} 、 Si_{hot} 和 Si_{spg} 分别为冷水、热水和温泉的 SiO_2 含量，单位为 mg/l； X_{si} 和 X_H 分别表示利用 SiO_2 和热焓计算得到的冷水混入比例。

H_{cold} 可用当地最冷冷泉的热焓表示，本段最冷冷泉的温度为 10℃， Si_{cold} 可取当地冷泉的 SiO_2 平均含量； Si_{hot} 为不同温度下石英的溶解度。液态水热焓和石英溶解度可从 Fournier and Truesdell (1974) 的文章中查得。

把各有关参数代入上述方程组，用作图法即可求出每个温泉的热储温度。以洱源盆地 3 号温泉为例来说明计算方法：先求不同温度下的 X_H 和 X_{si} ，然后在 $X-t$ 坐标系中分别画出 X_H-t 曲线和 $X_{\text{si}}-t$ 曲线，这两条曲线的交点对应的 t 值，就是所求的热储温度(140℃)(图 2)。热储温度计算结果见表 1。从表中可以看出，并不是温泉的温度越高，其热储温度也越高。这是由于每个温泉由深部沿断裂上升过程中，冷水混入的比例不同所致。

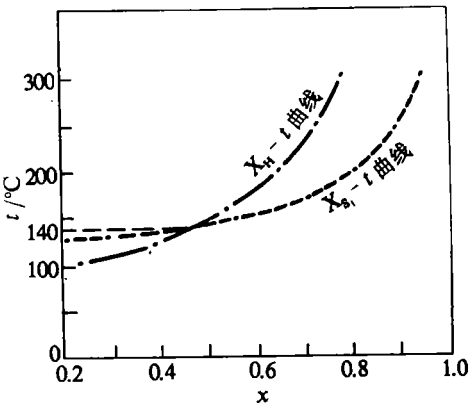


图 2 作图法求解温泉热储温度

3 讨 论

3.1 水的弱化作用与断裂分段

红河断裂带是一条以右旋走滑运动为主的区域性深大断裂，第四系以来活动强烈。艾伦等(1984)从地震地质等角度，把它概略地分为南北两段，其分界线为弥渡盆地附近。笔者将根据温泉热储温度和温泉密度对其北段进行更详细的分段。

温泉热储温度的高低反映了水对断裂和岩石的弱化程度；温泉密度则反映了水对断裂和岩石的弱化广度。如果一条断裂上不同区段的温泉热储温度和温泉密度不同，则水对断裂不同区段的弱化强度也就不同。所以，我们可以以温泉热储温度和温泉密度作为对断裂进行更详细分段的指标。

根据温泉热储温度和温泉密度的结果，可以把红河断裂带北段进一步划分为 4 个亚段，即剑川亚段(指剑川盆地)、洱源亚段(指洱源盆地和右所盆地)、大理亚段(指大理盆地)和弥渡亚段(指弥渡盆地)。各段的特征见表 2。

表 2 断裂各亚段平均热储温度和温泉密度

分 段	断裂长度 km	平均热储 温度，(℃)	温 泉 数 (个)				
			20—40℃	40—60℃	60—80℃	总 数	每 10 km 长断裂拥有数
剑川亚段	20	100	4	0	0	4	2.00
洱源亚段	30	160	6	5	6	17	5.67
大理亚段	50	205	0	0	1	1	0.20
弥渡亚段	30	85	3	3	1	7	2.33

从表 2 中可以看出，洱源亚段温泉密度最大，每 10 km 长断裂所拥有的温泉数是其它各亚段的二倍以上。洱源亚段的平均热储温度也最高，分别比剑川亚段和弥渡亚段高 60℃和 75℃。大理亚段温泉热储温度虽然更高，但温泉稀少，全段长 50 km 的断裂中只有一个温泉。所以，可认为水在大理亚段中的作用

是很局部的。相对地,如果把洱源亚段作为地下水强烈弱化作用段,那么,剑川亚段和弥渡亚段则为地下水中等弱化作用段,而大理亚段则为地下水弱弱化作用段。

3.2 各亚段地震活动差异及其原因探讨

红河断裂带北段各亚段地震活动性有明显的差异(图 1, 图 3)。中小地震($M < 5.0$)的频度,洱源亚段比其它各亚段高得多(图 3a)。各亚段平均中小地震次数分别为:洱源亚段 59 次,剑川亚段 17 次,大理亚段 22 次,弥渡亚段 2 次。相反地,中强地震($5 \leq M < 7$)和强震($M \geq 7$)活动性(图 3b),洱源亚段则比其它各亚段弱得多。洱源亚段发生 6 级以上地震 2 次,最大震级为 6 $\frac{1}{4}$ 级;剑川亚段发生 6 级以上地震 5 次,其最大震级为 6 $\frac{3}{4}$ 级;大理亚段发生 6 级以上地震 4 次,最大震级达 7 级;弥渡亚段发生 6 级以上地震 2 次,最大震级达 7 级(图 1)。另据古地震研究,弥渡上林在过去 1000 年内发生过强烈地震(朱成男, 1983)。

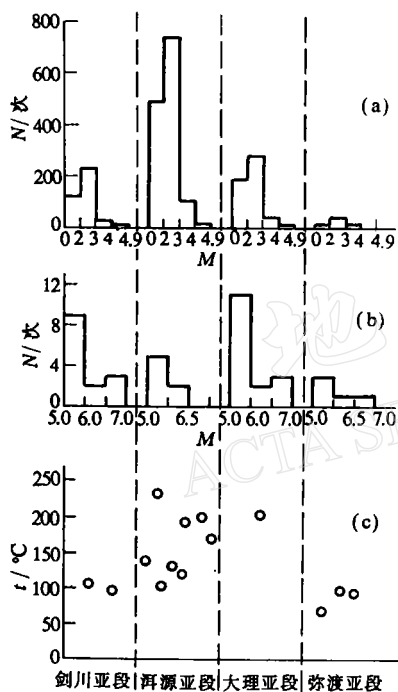


图 3 温泉热储温度与地震的关系(地震资料据云南省地震局南北带攻关组, 1983, 云南地震($M \geq 4.7$)目录(1986—1982 年)和云南省地震速报目录(1965—1987 年)。(a) $M < 5.0$ 地震频度(1986—1987 年);(b) $M \geq 5.0$ 地震频度(1986—1987 年);(c) 温泉热储温度

由图 3 和表 2 可以明显看出,温泉热储温度和温泉密度与地震活动性有着密切的关系。在平均热储温度最高和温泉密度最大的洱源亚段,中小地震活动频繁,但中强地震和强震活动较弱。而平均热储温度较低和温泉较少的剑川亚段和弥渡亚段以及温泉稀少的大理亚段,中小地震活动较弱,中强地震和强震活动则较强烈。这种规律性的变化关系,反映了水在地震孕育和发生中起着重要的作用。下面将从高温水对断裂和岩石的弱化作用的角度加以讨论。

(1) 岩石孔隙中的流体压力将随温度的升高而增大。在上部地壳 30 km 范围内,水温压力系数为 $1-2.5 \text{ MPa}/^\circ\text{C}$,在 $100-300^\circ\text{C}$ 区间,水的孔隙压力随温度升高的速率最大(Knapp and Knight, 1977)。洱源亚段热储温度为 $105-230^\circ\text{C}$,正处于水温压力系数最大的区间内。洱源亚段平均热储温度分别比剑川亚段和弥渡亚段高 60°C 和 75°C ,若按上述水温压力系数计算,前者水的孔隙压力将比后两者高 $60-180 \text{ MPa}$,这将使洱源亚段断层面有效正压力显著低于剑川亚段和弥渡亚段。大理亚段温泉稀少,水的孔隙压力对断层面有效正压力的影响是很有限的。

(2) 试验结果表明,岩石的破裂强度、弹性模量、剪切破裂能和断裂韧性等随环境水温的升高而降低(荣代潞等, 1992);岩石的抗张强度也随温度的升高而明显降低(许昭水等, 1984)。这说明水温越高的区段,水对断裂弱化作用就越强烈,断裂强度也就越低。

(3) 水的温度越高,水热蚀变作用就越强烈。水热蚀变作用将产生类似断层泥成分的蚀变矿物组合,如绿泥石、蒙脱石、伊利石、高岭土和碳酸盐等(Parneix and Petit, 1991;中国科学院青藏高原综合考察队, 1989)。这些蚀变矿物除蒙脱石形成温度较低(约 $50-200^\circ\text{C}$)外,其余蚀变矿物的形成温度为 $100-300^\circ\text{C}$ 左右(Cattheineau *et al.*, 1985)。洱源亚段热储温度区间($105-230^\circ\text{C}$)与此相近,而剑川亚段和弥渡亚段热

储温度一般低于 100°C ,由此可以认为,洱源亚段的水热蚀变作用将比其它亚段强烈。据报道,如果岩石滑动面上加少量的水,则滑动面上的矿物就会与水发生反应并生成蚀变矿物,从而使滑动阻力大大降低(王

春华, 1991)。显然,水温越高,水热蚀变作用对断裂弱化作用就越显著。

上述说明了高温水对断裂有强烈的弱化作用,其重要原因是高温水对岩石中微裂隙的强烈的应力腐蚀作用。为了进一步证明实际震源区中高温水的弱化作用,笔者研究了中小地震源参数(震源深度和应力降)与热储温度的关系。从图 4 可以看出,在热储温度最高的洱源亚段,中小地震($M<5.0$)的震源深度最深,其最大的震源深度比其它亚段深 15 km 左右。这可能是由于洱源亚段断裂上部被高温水强烈弱化,断裂薄弱,不易积累应力,因而在较深的部位积累应力而发震。而其它各亚段断裂上部被水弱化的程度明显低于洱源亚段,断裂强度较大。所以,在较浅的部位即可积累应力而发震。洱源亚段中小地震的应力降明显高于其它亚段(表 3)。邢全友和马瑾(1985)研究表明,洱源地区为低剪切应力异常区,剑川、大理、弥渡地区为高剪切应力异常区。金亚夫(1984)研究发现,云南及其邻区应力降相对高(>0.5 MPa)的地震,其后一般没有比它大的地震发生;而应力降相对低(<0.5 MPa)的地震,其后则有可能发生大于或等于它的地震。洱源亚段高温水对断裂的弱化作用强烈,断裂薄弱,且为低剪切应力区,这种背景下的高应力降可能意味着应力释放比较彻底,其后发生更大地震的可能性较小,所以,其中强地震和强震活动弱。剑川、大理亚段水对断裂的弱化作用较弱,断裂强度较大,且为高剪切应力区,这种地区潜在的应力降可能较大。低应力降说明应力释放不彻底,其后还可能发生更大的地震。所以,其中强地震和强震活动较强烈。

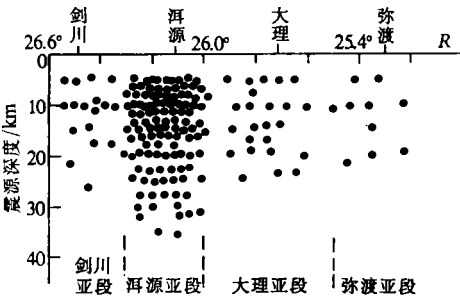


图 4 中小地震($M<5.0$)震源深度分布图(据云南地震局地震速报目
(1965—1987)绘制)

表 3 中小地震($M<5.0$)应力降特征

日期 年-月-日	震中位置	震级 M_s	应力降, MPa
1974-05-15	洱源 26°10'N, 99°47'E	4.6	0.64
1977-03-17	洱源 25°51'N, 99°41'E	4.6*	2.17
1980-11-19	洱源 26°12'N, 99°43'E	4.7	0.15
1978-05-20	下关 25°33'N, 100°18'E	4.9	0.10
1982-07-03	剑川 26°31'N, 99°50'E	4.5	0.11
1982-08-03	剑川 26°34'N, 99°52'E	4.7	0.09

注:(1) 资料来源金亚夫(1984); * 资料中为 5.4 可能有误,地震速报目录中为 4.6。

综上所述,洱源亚段温泉热储温度最高,温泉最密集,水对断裂的弱化作用最强烈,其断裂强度最低,只要在较小的构造应力作用下,断裂就会发生错动而发震。在这种地区,应力易于释放,不易积累大的构造应力,相当于“滑移区”。因而,其地震活动表现为中小地震频繁,而中强和强震较弱,震级也较小的特点。在温泉较少、热储温度较低剑川亚段和弥渡亚段,以及温泉稀少的大理亚段,水对断裂弱化作用的强度则较低。其断裂强度也较大,只有在较大的构造应力作用下,断裂才会发生错动而发震。在这些地区,应力不易释放,可积累大的构造应力,相当于“闭锁区”。所以,这 3 个亚段的地震活动以中小地震弱、中强和强震较强烈、震级也较大为特征。

3.3 高温水的弱化作用在潜在震源区判断中的应用

潜在震源区的判定是地震危险区划的核心问题之一。目前,判定潜在震源区主要是依据地震地质、地貌和地震活动性等方面的资料(谭爱娜等, 1992; 许建东、张裕明, 1988)。由于温泉热储温度和密度反映

了水对断裂的弱化作用强度,所以,它们可望成为确定潜在震源区的新标志.

上述讨论了水对断裂的弱化作用,在温泉热储温度高、温泉密度大的地区,由于水对断裂的强烈弱化作用,所以,其断裂薄弱,易于错动,孕育强震的可能性较小.而在其相邻的热储温度低、温泉少的地区,水对断裂的弱化程度低,其断裂强度高,不易错动,因而是孕育强震的危险区.相当于“滑移区”的洱源亚段,剪切应力主要通过中小地震释放,因而,孕育强震的可能性很小.而相当于“闭锁区”的大理亚段、剑川亚段和弥渡亚段,剪切应力以中小地震释放得较少,且中小地震的应力降也低,所以,是孕育强震的危险区,其中大理亚段可能是强震的最危险地区.

4 结 语

影响地震活动的因素很多,也很复杂,本文从水对断裂的弱化的角度来探讨这一问题,只是一种初步的尝试.通过研究,可以得出以下几点初步认识:

(1) 根据温泉热储温度和温泉密度,把红河断裂带北段进一步划分为 4 个亚段,由北到南依次是:剑川亚段、洱源亚段、大理亚段和弥渡亚段.洱源亚段平均热储温度分别比剑川亚段和弥渡亚段高 60°C 和 75°C .

(2) 各亚段水对断裂弱化的强度不同.洱源亚段被水弱化的强度最高,相当于“滑移区”;剑川亚段、大理亚段、弥渡亚段被水弱化的强度较低,相当于“闭锁区”.水对断裂弱化强度的不同是引起各亚段地震活动性差异的重要原因.

(3) 热储温度可望成为确定潜在震源区的一种新标志,并以此认为,红河断裂带北段大理亚段是孕育强震的最危险地区,洱源亚段孕育强震的可能性很小.

参 考 文 献

- 艾伦, C. R., 韩源, 西, K. E., 张步春, 格拉斯比, A. R., 朱成男, 1984. 红河断裂的第四纪活动研究(一)——现代活动概貌和活动断裂证据. 地震研究, 7, 1, 39—51.
- 金亚夫, 1984. 云南省及其邻区部分中强地震应力降特征. 地震研究, 7, 2, 147—162.
- 林元武, 1985. 红河断裂带温泉水文地球化学特征及其与地震的关系, 34—36. 国家地震局地质研究所硕士论文, 北京.
- 荣代路、赵广坤, 1984. 岩石应力腐蚀的实验研究及其与震源过程的关系. 西北地震学报, 6, 1, 4—10.
- 荣代路、金发辉、贺玉亭、金铭、蒋续媛、高中强, 1992. 水的临界温度对大震孕育和发生的作用的模拟实验研究. 地震学报, 14, 156—163.
- 谭爱娜、杨导声、刘畅、张士印, 1992. 浙江省及邻区中强地震潜在震源区的判定与地震危险性特征讨论. 西北地震学报, 14, 3, 38—45.
- 王春华, 1991. 地震预报研究. 国际地震动态, 7: 22—25.
- 邢全友、马谨, 1985. 云南大理地区地震构造条件的力学分析. 地震研究, 8, 2, 189—200.
- 许建东、张裕明, 1988. 判定潜在震源区的活断层模糊综合判别模型. 地震地质, 10, 4(特刊), 5—23.
- 许昭永、包一峰、李忠富、王海涛, 1984. 岩样尺度、疲劳裂纹长度、温度等对断裂韧性 K_{IC} 的影响. 地震研究, 7, 5, 597—605.
- 于品清, 1984. 水在水库地震中的作用. 地震研究, 7, 4, 441—452.
- 张振国, 1983. 热水地球化学在地热勘探中的应用. 水文地质工程地质, 5: 8—11.
- 中国科学院青藏高原综合科学考察队, 1989. 腾冲地热, 143—160. 科学出版社, 北京.
- 朱成男, 1983. 红河断裂的晚第四纪活动, 青藏高原地质文集, 12, 179—186. 地质出版社, 北京.
- Cathelineau, M., Oliver, R., Nieva, D. and Garfias, A., 1985. Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in Los Azufres(Mexico) geothermal field. Geothermics, 14, 1, 49—57.

- Dennies, S. M. and Atkinson, B. K. , 1982. The influence of water on the stress supported by experimentally faulted westerly granite. *Geophys. J. R. astr. Soc.* , 71, 2, 285—294.
- Fournier, R. O. and Truesdell, A. H. , 1974. 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* , 2, 3, 263—270.
- Kerrick, R. , 1986. Fluid infiltration into fault zones : chemical, isotopic and mechanical effects. *Pure Appl. Geophys.* , 124, 225—268.
- Knapp, R. B. and Knight, J. E. , 1977. Differential thermal expansion of pore fluids : fracture propagation and microearthquake production in hot pluton environments. *J. Geophys. Res.* , 82, 2515—2522.
- Mccaig, A. M. , 1988. Deep fluid circulation in fault zones. *Geology* , 16, 867—870.
- O'Neil, J. R. and Hanks, T. C. , 1980. Geochemical evidence for water-rock interaction along the San Andreas and Garlock faults of California. *J. Geophys. Res.* , 85, 6286—6292.
- Parneix, J. C. and Petit, J. C. , 1991. Hydrothermal alteration of an old geothermal system in the Auriat granite (Massif Central, France) : Petrological study and modelling. *Chemical Geology* , 89, 329—351.

地震学报
ACTA SEISMOLOGICA SINICA