

文章编号: 0379-1726(2000)02-0162-05

裂变径迹研究三峡九湾溪断裂带断裂时期

张 峰, 王世杰

(中国科学院 地球化学研究所 环境地球化学国家重点实验室, 贵州 贵阳 550002)

摘 要: 九湾溪断裂带位于三峡工程大坝西南 18 km 处。利用从断裂带中的断层泥、断裂壁岩和断裂围岩内选出的磷灰石, 进行裂变径迹断代学研究, 并对径迹长度的频率分布进行统计测量。研究证实: 九湾溪断裂带发生断裂时期为距今 (0.33 ± 0.04) Ma, 与它周边围岩形成时代 (25.74 ± 1.9) Ma 截然不同。通过各种绝对年龄结果的对比分析, 均未见到全新世以来有明显的活动迹象, 由此确认九湾溪断裂活动性对三峡枢纽工程并不构成威胁。

关键词: 裂变径迹; 磷灰石; 断代学; 九湾溪断裂带; 三峡

中图分类号: P597 **文献标识码:** A

0 引 言

三峡工程是一项巨大的水利枢纽工程, 前期对坝区及外围地壳稳定性已做了大量工作。迄今为止, 影响区域构造环境、孕育震源的断裂带主要为仙女山断裂带和九湾溪断裂带, 对前者已利用固体核径迹法进行了研究和评价^[1], 结论认为不存在地震危险性。本文从地质、断裂活动年龄, 论证九湾溪断裂带活动性稳定的程度。以往依据宏观地质调查和少数跨断层位移监测, 认为坝区结晶岩基底中的主要断裂都产生于前震旦纪晋宁运动, 中生代印支-燕山运动中有过一定活动, 而新生代以来因无活动证据, 只能作为未活动看待; 盖层中的断裂主要产生于燕山运动^[2-4]。矿物中记录 ^{238}U 自发裂变径迹及其热衰退特性在地质定年、地质构造冷却和上升速度, 标记地层年代, 追溯沉积盆地热历史及考古研究中都起着重要作用^[5]。至今对坝址及外围地壳主要断裂带, 已采用扫描电镜及显微结构物分析、热释光和电子自旋共振等技术进行了测年鉴定, 而对九湾溪断裂带构造活动性的认识始终存在分歧。为了更科学地评价三峡工程水库诱发强震的危险性和区域地壳的稳定性, 本文对九湾溪断裂带中的断层泥及断裂围岩中选出的磷灰石, 进行裂变径迹年龄测定, 根据磷灰石中裂变径迹具有在较低温度下能够退火的特征^[6,7], 研究不同地点测量的磷灰石中的裂变径迹年

龄及径迹长度的变化, 从而得到磷灰石裂变径迹保存年龄, 由此追溯九湾溪断裂带发生断裂的真实时期。

1 实验部分

1.1 样品采集和矿物分选

九湾溪断裂带位于三峡工程——三斗坪大坝西南方向 18 km 处, 总体走向 $\text{NE}10^\circ \sim 20^\circ$, 倾向 NWW , 倾角 $70^\circ \sim 80^\circ$, 长约 30 km, 断裂宽 4 m, 断裂主要展布于寒武系—志留系地层中, 根据断裂结构物特征、擦痕性质及两盘地层对比, 断裂显示张剪性活动。实验样品采自九湾溪断裂中的高湾溪和黑龙潭两个点, 两点距离约 13 km, 从每个采样点各取断裂壁岩和断层泥各 20 kg 左右, 样品外观为浅桔皮状结构的灰岩和浆块状的糜棱岩。在远离采样点 200 m 以外, 各采集了它们的围岩标本 10 kg, 它们是坚硬的碳酸岩岩石。矿物利用磁选→电磁选→介电分选→重液分选而得, 详见文献[8]。

1.2 制片、辐照与蚀刻

将选出的磷灰石一分为二, 利用总体法^[9]实验步骤制片, 一份固定在环氧树脂铸模内, 在 70°C 、24 h 固化后依次用金刚砂和氧化铬磨抛出矿物的光学平面; 另一份加热至 450°C , 退火 2 h, 用纯铝箔包好送入原子能反应堆进行辐照, 照射的中子积分

收稿日期: 1999-06-22; 修订日期: 2000-01-13

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(49673196)

作者简介: 张峰(1943-), 男, 高级工程师, 同位素地球化学专业。

通量 Φ 为 $1.725 \times 10^{15} / \text{cm}^2$ ，实验采用美国国家标准局的标准铀玻璃 NBS962 对钴活化箔方法测量的中子通量进行监测^[10]。我们应用标准铀玻璃与钴活化箔方法测量的中子积分通量进行比较，见表 1。磷灰石的蚀刻条件为 $1 \text{ mol/L HNO}_3, 25 \text{ }^\circ\text{C}, 30 \text{ s}$ 。

表 1 两种方法的测量中子积分通量的比较

Table 1 Comparison of thermal neutron flux obtained by two methods

$P_d(N_d)$ ($\times 10^5 \text{ cm}^{-2}$)	Φ_0 (计算) ($\times 10^{15}$)	Φ_0 (Co) ($\times 10^{15}$)	相对误差 (%)
3.002 (8103)	1.725	1.683	6.4

注： $P_d(N_d)$ 为标准铀玻璃密度和总数。取 ^{235}U 热中子诱发裂变 $\sigma = 580 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$ ，通过 $\sigma\Phi = P_d/b$ 和刻度系数 $b = 3.00 \times 10^{11}$ 计算出的中子积分通量与钴片活性的 γ 谱仪测量结果比较，两种方法测得中子积分通量 Φ 在相对误差 10% 以内符合。

1.3 径迹测量与年龄值

本工作采用德国产 LABOVAL 生物显微镜（油浸放大 $A10 \times 100$ ）进行统计测量，根据放射性衰变原理和裂变径迹特征，推导裂变径迹年龄计算公式^[11]如下：

$$t = (I/\lambda_f) \cdot \sigma \cdot \Phi_0 \cdot (\rho_s/\rho_i) \quad (1)$$

式中 t 为裂变径迹年龄， I 为 ^{235}U 和 ^{238}U 的丰度比，采用 7.2527×10^{-3} ^[12]， λ_f 为 ^{238}U 的自发裂变衰变常数，采用 $7.03 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ ^[13]， σ 为 ^{235}U 热中子诱发裂变的有效截面，取值 $562 \times 10^{-24} \text{ cm}^2$ ， Φ_0 为中子积分通量， ρ_s 为自发裂变径迹密度， ρ_i 为诱发裂变径迹密度，把测得的 ρ_s 、 ρ_i 和 Φ_0 值代入公式(1)，

即得表 2 的结果。

断层泥中磷灰石含量极少，颗粒粒度又小，之所以选择磷灰石，是因它能够稳定地保存裂变径迹（约相当于 $120 \text{ }^\circ\text{C}$ ）的时代。作为一种地质时钟，若从热历史角度来说，只有当地质体冷却稳定到某一临界温度时，它才开始计时，表 2 结果即岩体的裂变径迹保存年龄。从实验数据可以看到，尽管测量的颗粒不多，但显微镜下观察的 ρ_s 和 ρ_i ，在等同的矿物表面积之下，它们的径迹密度相差悬殊，且断层泥和断裂壁岩两种样品的年龄比较平行。表明九湾溪断裂带是在 0.33 Ma 左右时形成的。

本次实验所用的磷灰石是从断层泥、断裂壁岩以及断裂带的围岩中挑选出来的，将样品装入同一罐中送到反应堆中辐照，因而中子积分通量是一致的。由于统计的磷灰石颗粒大小不均，表面测量统计结果就出现明显差异，在统计测量磷灰石的矿物颗粒时，其数量远远超过了表 2 和表 3 所列举的颗粒数。由于矿物颗粒表面会有杂质或裂隙以及铀含量分布的不均，我们着重选择了年代分布几率比较集中的颗粒作为研究对象。在成文过程中删除了大量未经充分退火的磷灰石数据。在年龄误差计算时，采用如下公式计算偏差：

$$\pm \sigma = \sqrt{\frac{\sum X^2 - n\bar{X}^2}{n}}$$

式中 σ 为标准偏差。在有限观测次数中，标准误差不仅是一组测量中各个观测值的函数，而且对一组测量中较大误差或较小误差感觉也比较灵敏，故标准误差为表示本实验精确度的较好方法。

表 2 九湾溪断裂带内断层泥中磷灰石和断裂壁岩中磷灰石的裂变径迹年龄

Table 2 Fission track ages of apatite in fault-clay and fracture-cliff rock at Jiuwanxi fracture belt

编 号	样 品 名 称	产 地	自发裂变径迹			诱发裂变径迹			Φ_0 ($\times 10^{15} / \text{cm}^2$)	t (Ma)
			粒数	径迹数	ρ_s ($\times 10^4 / \text{cm}^2$)	粒数	径迹数	ρ_i ($\times 10^6 / \text{cm}^2$)		
Gao-Ni	磷灰石	高湾溪断层泥	22	94 ± 1.1	3.256	22	$25\ 682 \pm 134$	8.897	1.725 ± 0.06	0.36 ± 0.05
Gao-Bi	磷灰石	高湾溪断裂壁岩	25	89 ± 1.0	2.713	25	$29\ 678 \pm 152$	9.048	1.725 ± 0.06	0.30 ± 0.04
Hai-Ni	磷灰石	黑龙潭断层泥	21	101 ± 1.2	3.666	21	$51\ 254 \pm 251$	11.344	1.725 ± 0.06	0.32 ± 0.03
Hai-Bi	磷灰石	黑龙潭断裂壁岩	23	98 ± 1.1	3.247	23	$28\ 063 \pm 139$	9.300	1.725 ± 0.06	0.35 ± 0.06

表 3 九湾溪断裂带围岩中磷灰石的裂变径迹年龄

Table 3 Fission track ages of apatite in fracture wall rock at Jiuwanxi fracture belt

编 号	样 品 名 称	产 地	自发裂变径迹			诱发裂变径迹			Φ_0 ($\times 10^{15} / \text{cm}^2$)	t (Ma)
			粒数	径迹数	ρ_s ($\times 10^4 / \text{cm}^2$)	粒数	径迹数	ρ_i ($\times 10^6 / \text{cm}^2$)		
Gao-We1	磷灰石	高湾溪围岩	15	$1\ 318 \pm 52$	6.697	15	$4\ 530 \pm 181$	2.302	1.725 ± 0.06	29.09 ± 1.8
Gao-We2	磷灰石	高湾溪围岩	10	698 ± 21	5.321	15	$3\ 123 \pm 101$	2.380	1.725 ± 0.06	22.35 ± 1.5
Hai-We1	磷灰石	黑龙潭围岩	18	$1\ 253 \pm 49$	5.306	18	$4\ 861 \pm 185$	2.058	1.725 ± 0.06	25.78 ± 1.6

从表3中可见,九湾溪断裂带的围岩年龄为(25.74 ± 1.9) Ma,反映了该区在该时期的一次热事件。如果不存在后期的环境变化,则断裂带中的磷灰石裂变径迹也应记录这次事件的年龄,但断裂带的实测年龄却远远小于热事件发生的年龄。断裂带与围岩径迹年龄的巨大差异,说明断裂带内发生的晚期事件是一次局域性事件,其影响范围仅仅限于断裂带内,并没有影响到围岩。因而,九湾溪围岩中的磷灰石裂变径迹没有记录到这次事件的发生年龄。

根据 ρ_s 和 ρ_i 直接计算出来的年龄是裂变径迹表观年龄。表观年龄有一个重要前提,即从某一地质事件发生以来, ρ_s 应无损失。而磷灰石的径迹长度主要受压力和温度控制,其径迹退火区在 70 ~ 120 °C,径迹长度分布的形状、平均长度及其标准偏差,能提供温度范围在 150 °C 以下有价值的热历史信息。如果是迅速冷却而且未受过 50 °C 以上温度加热,其封闭裂变径迹长度分布形状窄而对称,平均长度应该为 14.5 ~ 15 μm ,标准偏差约为 1.0 μm 。为对表观年龄校正,分别对 ρ_s 和 ρ_i 的径迹长度进行测量,利用最小刻度为 0.5 μm 的标尺,分别测量每条径迹在劈面两侧的长度,两部分相加则为径迹的总长度,测得磷灰石诱发径迹长度约为 14 μm ,基本是一致的。长度分布直方图呈单峰,具有基本相同的长度,说明前期记录的热信息已丢失。后期未遭到明显的热扰动。而测得断层泥和断裂壁岩中的磷灰石裂变径迹长度就与围岩不同了,图1为围岩和断层泥中磷灰石径迹长度分配统计结果对比。

由图1可以看出,最早产生的径迹由于退火作用而变短,年龄越老,径迹长度越短,新产生的长径迹和短径迹共存。断层泥和断裂壁岩中的磷灰石裂变径迹长度平均为(16.1 ± 0.7) μm ,而围岩中磷灰石裂变径迹长度均为(14.3 ± 1.1) μm 。说明样品中的 ρ_s 没有(退火)损失,表观年龄可代表样品的真实年龄。由此得出九湾溪断裂带晚期的生成年龄为

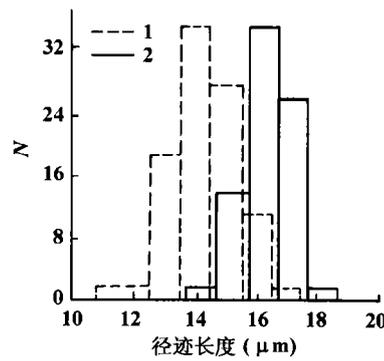


图1 九湾溪断裂带围岩和断层泥中磷灰石径迹长度统计结果

Fig. 1 Statistic results of length track in apatite of fault-clay and fracture wall rock at Jiawanxi fracture belt

1. 围岩中磷灰石径迹分布; 2. 断层泥与断裂壁岩中磷灰石径迹分布。

(25.74 ± 1.9) Ma。

2 讨论

任何历史阶段的发展过程都是以前地质历史发展阶段的继续,新的断层活动发生后,必然会延续很长时间才再次产生活动。为分析断裂的现代活动性,地层中新老断裂的鉴定至关重要。以往对九湾溪断裂的活动年龄多采用 TL(热释光)、ESR(电子自旋共振)和 U 系法等手段^[14],不同方法所得的年龄数据相差很大(见表4)。

前期的研究表明,九湾溪断裂自燕山期生成以来,至少经历了三次活动:第一次是在 SN 向压应力作用下,断裂表现出张剪性特征;第二次是在 SN 方向力偶作用下,诱导出来的 NE—SW 向挤压,致使 NNE 向的九湾溪断裂呈现张剪性,此时被上述断裂挟持的楔形块体呈地堑式下降;第三次活动通过跨断形变资料取得^[4]。从剖面构造特征可以看出,九湾溪断裂经历了早期张扭和晚期压扭,断裂带内有强烈挤压现象和斜擦痕,在宏观上表现为褶曲、裂隙、应变标志物变形,微观上表现为错位、双晶变形等。而各种环境因素,如静压力、冲击作用、塑性变形、热液作用、温度等都会影响裂变径迹的稳定性。利用矿物中 ²³⁸U 自发裂变径迹特征研究地质历史,采用径迹数量及径迹长度变化进行论证,即可判断它的年

表4 九湾溪断裂带绝对年龄测量数据

Table 4 Absolute ages of activities of Jiawanxi fracture belt

年龄值(×10 ⁴ a)	样品名称	测试方法	采样单位及资料来源	
9.8 ± 0.49	断层泥	热释光	长江委员会三峡勘测大队	中国科学院地质研究所 ^[11]
22	方解石	U 系法	国土资源部遥感中心	北京大学考古系 ^[14]
28.77 ± 1.64	方解石	热释光	国土资源部遥感中心	国家地震局地质研究所 ^[2]
114.42 ± 22.88	石英	电子自旋共振	中国科学院地质研究所	国家地震局地质研究所 ^[2]
36.32 ± 1.94	方解石	热释光	国土资源部遥感中心	国家地震局地质研究所 ^[14]

龄, 但该方法仍受某些实际问题的困扰。主要表现为中子积分通量的准确测定、 ^{238}U 自发裂变衰变常数的选择、各自实验技术等, 使不同实验室或不同人测量同一样品缺乏可比性^[15]。利用断层泥与断裂壁岩中的磷灰石进行年龄测定时, 一个需要认真解决的问题就是矿物颗粒的退火程度, 有的完全退火, 有的部分退火, 有的完全没有退火, 因此测得的年龄值就会比较分散。为了得到可靠的结果, 必须对所有颗粒测得的年龄值进行统计, 从年龄值分布的频数上可以看出几个不同的峰, 而完全退火的颗粒必然集中在年龄值最小的峰。经过统计以后, 从 100 多个颗粒中选择了年龄值最小的 20 余粒退火充分的磷灰石进行年龄计算。为了检验得到的结果是否合理, 对这些颗粒得到的年代进行统计分析。首先求出每粒磷灰石的有效铀含量 $w(\text{U})$; 然后假定每一磷灰石颗粒上面的自发裂变径迹数目是服从泊松分布的: $P(n) = \bar{n}^n/n! \cdot e^{-\bar{n}}$, 式中 \bar{n} 为磷灰石上面应有的自发裂变径迹数目; n 为可能出现的自发裂变径迹数目; $P(n)$ 为出现几个自发裂变径迹的概率, 与 $P(n)$ 相应的年代 t 用下式计算: $t = I \cdot n \cdot (\epsilon' / \lambda_F) \cdot w(^{238}\text{U}) \cdot w(\text{U}) \cdot \epsilon$ 。由此得到每一颗粒预期的年代分布概率 $P(t)$ 。对所有颗粒求平均值, 得到图 2 的年代数值分布理论曲线(虚线)。图 2 中的方块为实际测量的年代数值分布情况。可以看出, 实验分布与理论分布基本一致。由此可以判定, 我们选用的磷灰石是充分退火的, 径迹测量是可靠的。基于这些事实, 结合九湾溪断裂带围岩的形成时代

来考虑, 可以确认, 九湾溪断裂带最后一次的活动是在距今 (0.33 ± 0.04) Ma 时发生的, 这个数据与国家地震局地质研究所的热释光 (TL) 结果较为吻合。无论从断裂与第四系切割关系来看, 还是从各种年龄结果对比分析, 均未见全新世以来有明显的活动迹象, 即九湾溪断裂带活动性对三峡枢纽工程并不构成威胁。

本文承蒙欧阳自远院士审阅和修改。样品采集得到湖北省长江三峡勘测研究院周继颐高级工程师的帮助, 在此表示谢意。

参考文献:

- [1] 张峰, 林文祝, 周继颐. 裂变径迹研究三峡仙女山断裂带断裂时期[J]. 科学通报, 1998, 43(23): 2 554 ~ 2 556.
- [2] 李兴唐. 长江三峡水电站坝址区断裂新活动年龄及地壳稳定性[J]. 地质科学, 1991, 26(2): 111 ~ 119.
- [3] 岑嘉法, 楚占昌, 袁登维, 等. 长江三峡工程重大地质与地震问题研究[M]. 北京: 地质出版社, 1992. 1 ~ 18.
- [4] 周明礼, 杨淑贤, 于品清, 等. 长江三峡链子崖危岩体形变特征和监测系统之我见[J]. 地壳形变与地震, 1992, 12(3): 61 ~ 68.
- [5] Andriessen P A M. Fission-track analysis principles, methodology and implications or tectono-thermal histories of sedimentary basins, orogenic belts and continental margins [J]. Geol Mijnbouw, 1990, 74(1): 1 ~ 12.
- [6] Carlson W D. Mechanisms and kinetics of apatite fission track annealing [J]. Am Mineral, 1990, 75: 1 120 ~ 1 139.
- [7] 王世成, 康铁笙. 基于磷灰石裂变径迹数据的热历史反演[J]. 科学通报, 1994, 39(9): 816 ~ 819.
- [8] 张峰, 杨科佑. 裂变径迹研究黔西南微细浸染型金矿的成矿时代[J]. 自然科学进展, 1993, 3(3): 207 ~ 270.
- [9] 张峰, 刘铁庚, 张风祥. 裂变径迹法研究白云鄂博东矿的成矿时代及热历史[J]. 自然科学进展, 1997, 7(2): 202 ~ 206.
- [10] 刘顺生, 张峰. 应用标准铀玻璃进行中子注量率测定[J]. 核技术, 1985(4): 38.
- [11] 刘顺生, 张峰, 胡瑞英, 等. 裂变径迹年龄测定[M]. 北京: 地质出版社, 1985. 12.
- [12] Cowan G A, Adler H H. The variability of the natural abundance of ^{235}U [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1976, 40(1): 1 478 ~ 1 490.
- [13] 刘顺生, 张峰. ^{238}U 自发裂变常数 (λ_F) 测定[J]. 中国科学, B 辑, 1990, 20(9): 990 ~ 997.
- [14] 王瑞江, 谭成轩. 长江三峡地区仙女山断裂带构造活动性及向北延问题讨论[J]. 地球科学, 1995, 20(2): 693 ~ 696.
- [15] Miller D S, Eby N, McLorkell R, et al. Results of interlaboratory comparison of fission track ages for the 1988 Fission Track Workshop [J]. Nucl Tracks Radiat Meas, 1990, 17(3): 237 ~ 252.

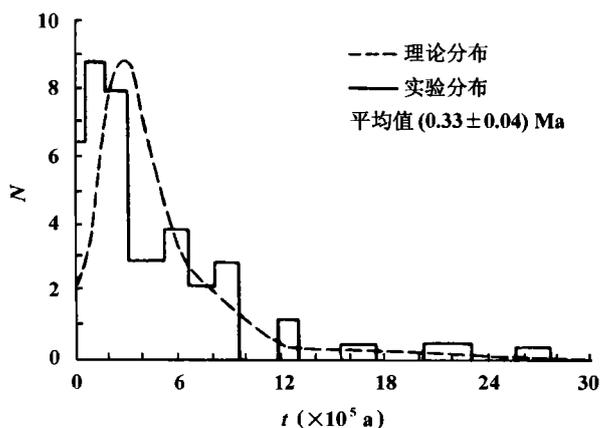


图2 九湾溪断裂带内断层泥和断裂壁岩中磷灰石裂变径迹的年代数据统计分布图

Fig. 2 Statistic distribution of apatite track ages in fault-clay and fracture-cliff rock at Jiuanwanxi fracture belt

The age of Jiuwanxi fracture belt in Three-Gorge region: A fission track study

ZHANG Feng, WANG Shi-jie

(State Key Laboratory of Environment Geochemistry, Guiyang Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, China)

Abstract: Apatite was separated from fault-clay, fracture-cliff rock and fracture wall rock, which were collected from Gaowanxi and Heilongtan fracture north to Jiuwanxi lying 18 km southwest to Three-Gorges Dam Project-Sandouping dam. The fission track characters and their length variations of apatite show that Jiuwanxi fracture belt was formed at (0.33 ± 0.04) Ma, but its wall rock at (25.74 ± 1.9) Ma. This result and previous studies show that no activity has happened since the Holocene, and the Three-Gorges Dam Project is not affected by activity of Jiuwanxi fracture belt.

Key words: fission track; apatite; dating; Jiuwanxi fracture belt; Three-Gorge

《地球化学》参考文献著录格式

按照本刊稿约的规定,本刊参考文献采用顺序编码制。

1 文内引用参考文献格式

按引用文献出现的先后顺序连续编码,引用处依出现的先后以阿拉伯数字排序,并用方括号标注,并酌情按下述三种格式中的一种书写。岩浆岩的分类已取得新的进展^[2,4-7]。

黎彤等^[1]首先提出了中国 32 种岩浆岩主成分的平均含量。

球粒陨石数据引自文献[4]。

2 文后参考文献表著录格式

2.1 专著

[序号](顶格书写,下同) 作者(不超过 3 位时全部列出,超过 3 位时只列前 3 位,后加“等”字或相应的外文)。书名[M]。出版地:出版者,出版年。起止页码。例如:

[1] 周正,温华治,陈康传. 单矿物分选学[M]. 广州:广东科技出版社,1997. 338~388.

[2] 洛多奇尼柯夫. 最主要的造岩矿物[M]. 朱星垣,等译. 北京:地质出版社,1956. 42~45.

[3] Timoshenko S P. Theory of plate and shells [M]. New York: McGraw-Hill, 1959. 17~36.

2.2 论文集

[序号] 作者(不超过 3 位时全部列出,超过 3 位时只列前 3 位,后加“等”字或相应的外文)。题名. 论文集编者. 论文集名[C]. 版次(第 1 版不写)。出版地:出版者,出版年。起止页码。例如:

[1] 朱炳泉,王慧芬,邹丽萍,等. 浙闽地幔地球化学与华南-扬子地幔边界划分讨论[A]. 李继亮. 东南大陆岩石圈结构与地质演化[C]. 北京:冶金工业出版社,1993. 60~68.

[2] Mei Houjun. Subaerial volcanogenic copper deposits in China [A]. Tu Guangzhi, et al. Progress in Geochemistry [C]. Guangzhou: Zhongshan University Press, 1996. 70~80.

2.3 连续出版物中析出的文献

[序号] 论文作者(不超过 3 位时全部列出,超过 3 位时只列前 3 位,后加“等”字或相应的外文)。题名[J]. 连续出版物名,出版年,卷号(期号);起止页码。例如:

[1] 吴大清,彭金莲,陈国玺. 硫化物矿物对银的表面吸附及其成矿意义[J]. 地球化学, 1996; 25(4): 372~378.

[2] Ringwood A E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle [J]. Geochim Cosmochim Acta, 1991, 55(8): 2 083~2 110.

2.4 学位论文

[序号] 作者. 题名[D]. 保存地点:保存单位,年份。例如:

[1] 李献华. 万洋山-诸广山花岗岩复式岩基的地球化学研究及地壳形成演化历史 [D]. 贵阳:中国科学院地球化学研究所, 1988.

[2] Cairns R B. Infrared spectroscopic studies on solid oxygen [D]. Berkeley: Univ. of California, 1965.

本刊编辑部