科 学 通 报
第 39 卷 第 9 期 CHINESE SCIENCE BULLETIN 1994 年 5 月

基于磷灰石裂变径迹数据的热史反演 *

王世成 荆贵茹 康铁笙
(中国科学院高能物理研究所，北京 100080)

关键词 磷灰石、裂变径迹、随机模拟、反演

磷灰石裂变径迹在地质时期对 20—150°C 范围内温度变化的特殊敏感性，使其成为研究各种影响上地壳热结构过程的理想地质温度计．基于磷灰石裂变径迹年龄(FTA)和长度分布(FTLD)的热史反演可以获得温度随时间变化的信息，从而提高了热史分析的定量化程度．近年来热史反演方法的研究进展迅速[1,2]，但在方法及应用方面都需作深入研究．本文介绍作者在热史反演方法研究以及在鄂尔多斯盆地钻井样品应用的结果．

1 方 法

本研究利用 Laslett 等的扇形退火模型[3] 描述磷灰石裂变径迹参数随温度和时间的变化．按照扇形模型，径迹长度衰减 γ ($\gamma = L/L_0$, L_0 和 L 分别为未退火及退火后的径迹长度) 与温度 T 和时间 t 的关系为

$$\{[(1-\gamma^{2.7})/2.7]^{0.35}-1\}/0.35 = -4.87+0.000168T(\ln t+28.12), \quad (1)$$

若把变温过程看成由一系列小时间间隔组成，每个时间间隔都可近似为恒温过程．利用 Duddy 等的算法[4]、Green 的年龄 - 长度关系[5] 以及 (1) 式建立了从任何已知热历史预测磷灰石裂变径迹的年龄和长度分布的正演模型．

我们将一个假定热史经正演模拟得到的合成裂变径迹数据作为观测值来进行反演方法的研究．根据裂变径迹数据观测值所提供的信息，在温度 - 时间坐标上设置取样盒，并在盒内随机取样，相邻盒之间线性插值获得很大数目的热史初值．用正演模型计算出每个热史的 FTA 和 FTLD 的预期值．利用目标函数 G 定量估计预期值与观测值之间的差别．目标函数 G 由两个独立项组成：

$$G = g(\Delta\mathrm{FTA}) + H_{\chi^2}(\Delta\mathrm{FTLD}), \quad (2)$$

$$g(\Delta\mathrm{FTA}) = \left(\frac{\mathrm{FTA}_o - \mathrm{FTA}_p}{\sigma}\right)^2, \quad (3)$$

$$H_{\chi^2}(\Delta\mathrm{FTLD}) = \sum_{j=1}^{n} \frac{[P_o(L_j) - P_p(L_j)]^2}{P_o(L_j)}, \quad (4)$$

1993-08-06 收稿，1993-12-28 收修改稿．
* 国家自然科学基金和中国科学院核分析技术开放实验室资助项目．

式中下标 o 和 p 分别代表观测值和预期值; σ 为 FTA 观测值的标准偏差; L_j 为第 j 个长度单元的长度中值; $p(L_j)$ 为径迹长度分布的概率密度函数; n 为长度单元的总数.

利用 χ^2 检验来衡量观测的 FTLD 和预期的 FTLD 之间的拟合的优劣. 我们规定满足 $g\leqslant 1, H_{\chi^2}$ 的显著水平 $\geqslant 0.50$ 的热史为可接受热史. 较小的 G 值表明观测值和预期之间的拟合较好; 相应的显著水平亦较高.

模拟计算是在中国科学院高能物理研究所VAX-750 计算机上进行的.

2　结果与讨论

以单调冷却热史为例说明热史反演方法研究的结果. 假定热史是在 100Ma 期间从起始温度 100°C 降温到 20°C 的线性冷却过程(图 1(a)). 利用正演模拟得到该热史的 FTA＝87.2 Ma;FTLD 及标准偏差为 13.7±1.7μm. FTLD 在图 1(b) 给出. 这些裂变径迹数据被视为观测值. 图 1(c) 给出取样盒的设置. 除了热史起点和终点的取样盒外, 其余取样盒的尺寸均为 20 (Ma)×40(°C). 在取样盒内随机取样直到获得 200 个可接受热史. 图 1(d) 给出 200 个可接受热史的等 G 值轮廓线图. 实线、虚线和点划线代表的显著水平分别为 0.95, 0.80 和 0.50. 图 1(e) 和图 1(f) 分别为 200 个热史中 G 值最小的热史正演模拟后得到的长度分布和年龄演化. 相应的 FTA＝88.0Ma, FTLD＝13.8±1.6μm, 均与观测值一致. 这表明预测的热史与假设的

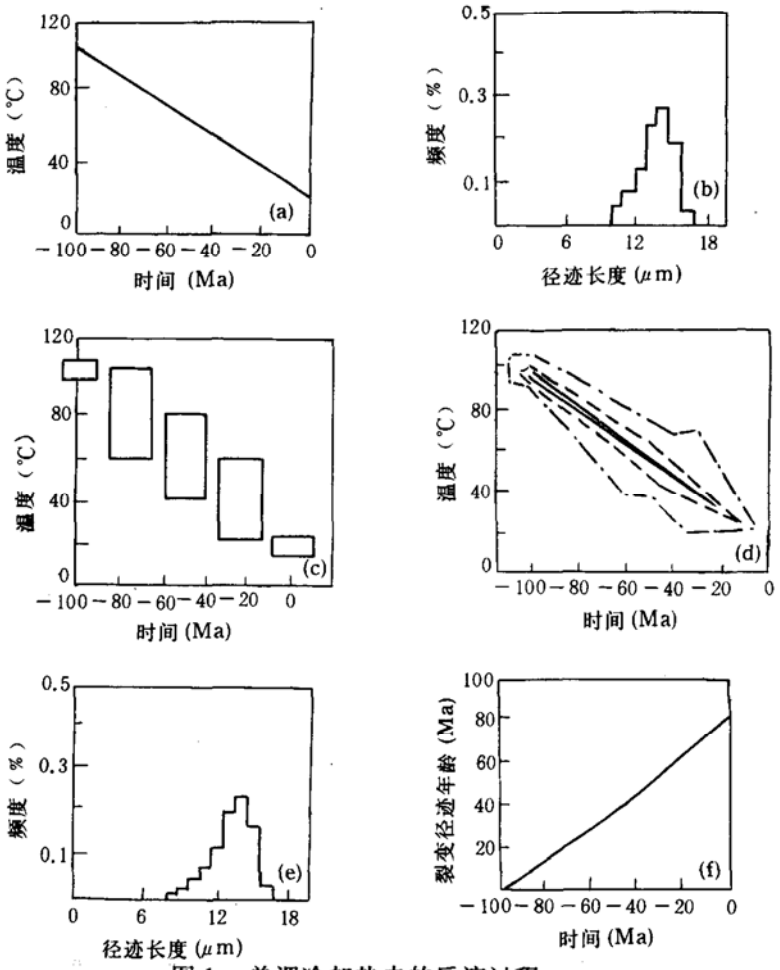


图 1　单调冷却热史的反演过程

热史没有明显差别.

上述热史反演方法已应用于重建钻井岩芯样品的热史. 磷灰石样品取自鄂尔多斯盆地某钻井. 取样点的井深为3055m, 属刘家沟组、地层年龄为168—186Ma. 取样点的今地温为86°C. 地表温度为11°C. 利用常规的磷灰石裂变径迹分析方法[6]得到: FTA=20.4±3.8Ma, FTD=9.8±1.8μm. 径迹长度分布见图2(a). 以上数据提供了有用的地质制约: 地层年龄 ≫ FTA, 表明该样品自沉积以来经历过使裂变径迹完全退火的加热(110—120°C); 经径迹长度衰减γ校正得到的校正年龄为34Ma, 表明随后发生的冷却通过使磷灰石裂变径迹得以保留的封闭温度(~ 100°C)的时间 ≥34Ma. 假设古地表温度接近今地表温度. 考虑以上地质制约因素安排的取样盒设置见图2(b). 花费了较长的时间进行计算, 最后获得40个可接受热史. 图2(c)是与0.50显著水平相应的等 G 值图. 图2(d)为其中 G 值最小的热史路径. 图2(e)和图2(f)分别是该热史经正演模拟得到的长度分布和年龄演化, FTA=23.3Ma,

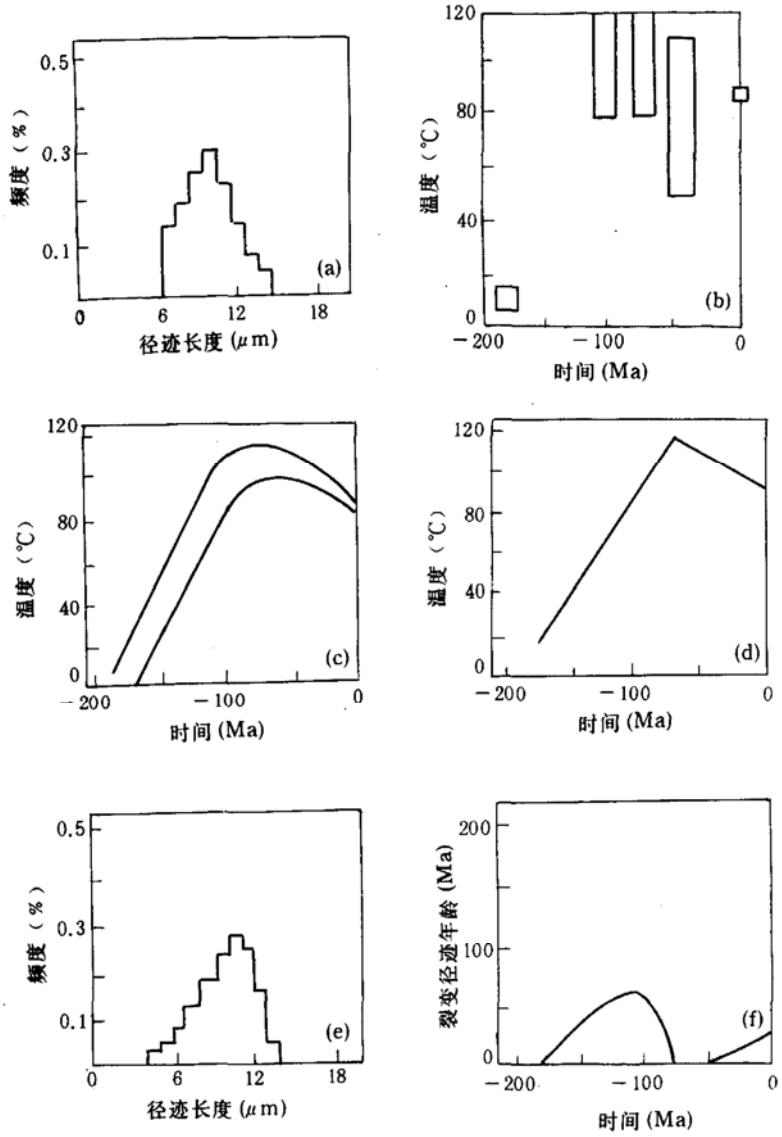


图2 鄂尔多斯盆地钻井样品的热史反演过程

FTLD=9.8±2.1μm, 均与实验观测值相近. 图 2(c) 的结果表明, 在 60Ma 以前该样品经历过 110—120°C 以上的加热, 随后发生了持续冷却降温. 如果冷却是由于抬升, 则抬升发生的时间在新生代古新世. 若已知古地温梯度还可以估计抬升量.

比较图 2(a) 和图 2(e) 发现观测的长度分布中缺少长度短于 6μm 的短径迹, 其原因可能是在矿物内表面上短径迹出现的几率较小、容易漏测.

对地质样品的热史反演结果表明: 对于热史比较复杂的样品, 通过反复修改取样盒的设置, 并经过较长时间的计算模拟可以获得温度随时间变化的估计, 并能提供构造运动的信息. 本研究结果明显提高了磷灰石裂变径迹地质温度计的定量化程度并将使它的应用达到新水平.

参 考 文 献

[1] Corrigan, J. D., *J. of Geophysical Research*, 1991, **96**: 10347—10360.
[2] Lutz, T. M., Omar, G., *Earth and Planetary Scicnce Letters*, 1990, **104**: 181—195.
[3] Laslett, G. M. *et al.*, *Chemical Geology* (Isotope Geoscience Section), 1987, **65**: 1—13.
[4] Duddy, I. R. *et al.*, *Chemical Geology* (Isotope Geoscience Section), 1988, **73**: 25—38.
[5] Green, P. F. *et al.*, *Earth and Planetary Scicnce Letters*, 1988, **89**: 335—352.
[6] 康铁笙、王世成, 地质热历史研究的裂变径迹法, 科学出版社, 北京, 1991, 25—81.