

# 白垩纪超静磁带期间一个短极性事件 ISEA: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 定年和古地磁结果

史瑞萍 贺怀宇 朱日祥 潘永信

(中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029. E-mail: [rpsi@mail.igcas.ac.cn](mailto:rpsi@mail.igcas.ac.cn))

**摘要** 为进一步确定白垩纪超静磁带(CNS)期间短极性事件 ISEA 的年代, 对辽宁北票三宝营采石场白垩纪火山岩进行了较为详细的岩石磁学和古地磁研究以及  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年. 岩石磁学实验表明三宝营火山岩的载磁矿物以似单畴的贫钛的磁铁矿为主; 系统热退磁结果表明, 在 400 /450 之后可分离出特征剩磁分量, 且记录了反极性的古地磁场.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  测年结果表明, 三宝营火山岩的喷发年龄为  $116.0 \pm 0.3$  Ma. 综合古地磁与  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  测年结果可知, 上述火山熔岩流记录的反极性磁事件对应于白垩纪超静磁带期间的 ISEA. 对白垩纪超静磁带期间短极性事件 ISEA 发生时间的确定, 为研究白垩纪全球地质事件的发生与地球内部动力学过程的相关性提供了年代学依据.

**关键词** ISEA  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年 岩石磁学 古地磁 辽西

Helsley 等人<sup>[1]</sup>最先发现在白垩纪有很长时间地球磁场保持为正极性, 被人们称之为白垩纪超静磁带<sup>[2]</sup>或白垩纪正极性超时(CNS). 古地磁学家的早期研究表明, 白垩纪超静磁带的持续时间约 37 Ma (120~83 Ma). 在白垩纪超静磁带期间发生了许多重要的全球性地质事件<sup>[3~11]</sup>, 例如: 厌氧事件和海平面的升高等. 地球磁场在这么长的时间里究竟发生过倒转没有? 发生过多少次短极性漂移事件? 这些短极性事件发生的年代是什么? 它们又是在怎么样的地球动力学背景下发生的. 这些问题一直是地球科学家关注的热点. 目前, 大多数研究者认为, CNS是存在的; 也就是说, 在 120~83 Ma期间地磁极性基本保持与现今地球磁场相同. 但在CNS期间地球磁场可能发生过若干次短极性漂移事件, 特别是ISEA被较多的研究者认为是发生在CNS期间的一个反极性事件<sup>[12~15]</sup>. 然而由于缺乏对ISEA反极性事件的准确和直接的定年结果, 导致地球学家对ISEA反极性事件发生的年代产生争议. 有的研究者甚至认为, 一些大陆火山岩中发现的所谓ISEA反极性事件, 应该对应于海洋磁异常M0. 由此可见, 寻找既能可靠记录古地球磁场的信息, 又适合于同位素定年的地质体, 来研究在CNS期间是否存在ISEA短极性事件以及该事件发生的年代, 对进一步确定CNS的持续时间以及认识地球内部动力学过程都是有意义的.

本文对辽西北票三宝营白垩纪火山岩进行了岩石磁学和古地磁研究以及  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年, 进一步确

定了 ISEA 应该是 CNS 期间的一个短极性事件, 并给出了该事件发生的年龄.

## 1 地质背景与采样

辽西及邻区中生代火山岩十分发育, 是环太平洋构造域的重要组成部分<sup>[16,17]</sup>. 三宝营剖面(41.8°N, 120.8°E)位于辽宁省北票市上园镇扎兰屯村附近的一个采石场. 该剖面由两个熔岩流组成, 每个熔岩流的厚度约为 8~10 m, 岩性均为安山玄武岩, 呈柱状产出. 利用便携式汽油钻机在每个熔岩流至少钻取了 10 个独立定向的岩芯, 尽量使样品在垂向上均匀分布, 并用磁罗盘和太阳罗盘定向. 每个野外独立定向的岩芯在实验室至少加工成 2 块样品, 用于古地磁学和岩石磁学研究. 在每个熔岩流采集大块新鲜样品, 用于  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  定年.

## 2 岩石磁学

为认识三宝营火山岩样品中所含磁性矿物的种类和粒度等特征, 对这 2 个熔岩流进行了较为详细的岩石磁学性质分析. 利用可变场磁天平(VFTB)在 200 mT 的稳定外场中测定了不同加热温度情况下磁化强度随温度变化特征(图 1). 图 1 表明样品在加热到最高温度 600 时磁化强度接近于零, 冷却和加热曲线基本(或近似)可逆(图 1(a), (b)). 从加热曲线上还可以得到样品中磁性矿物的居里温度为 530~550 (图 1(c)中给出了用于决定居里点的方法), 表明样品中磁性矿物以贫钛的钛磁铁矿为主. 当加热到 700 , 加热

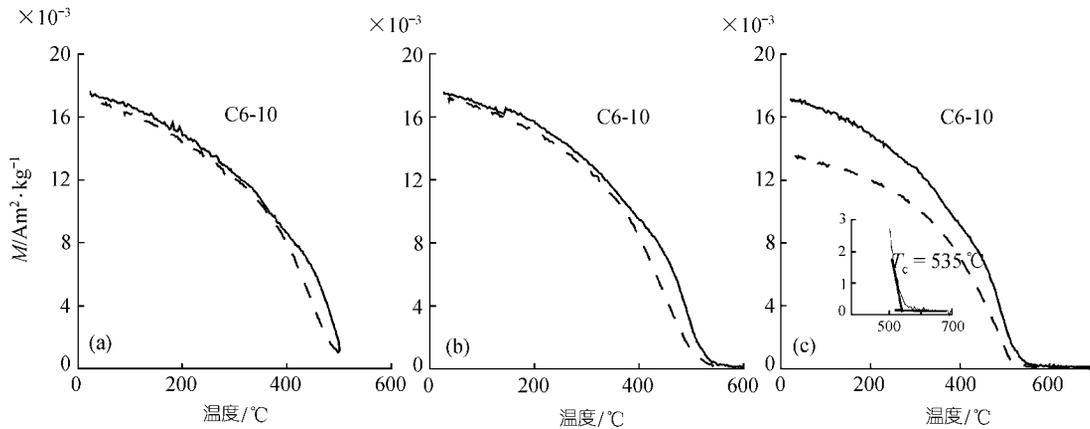


图 1 样品在空气环境中获得的分段热磁曲线, 并给出了确定居里点的方法(c)  
实线(虚线)表示加热(冷却)曲线

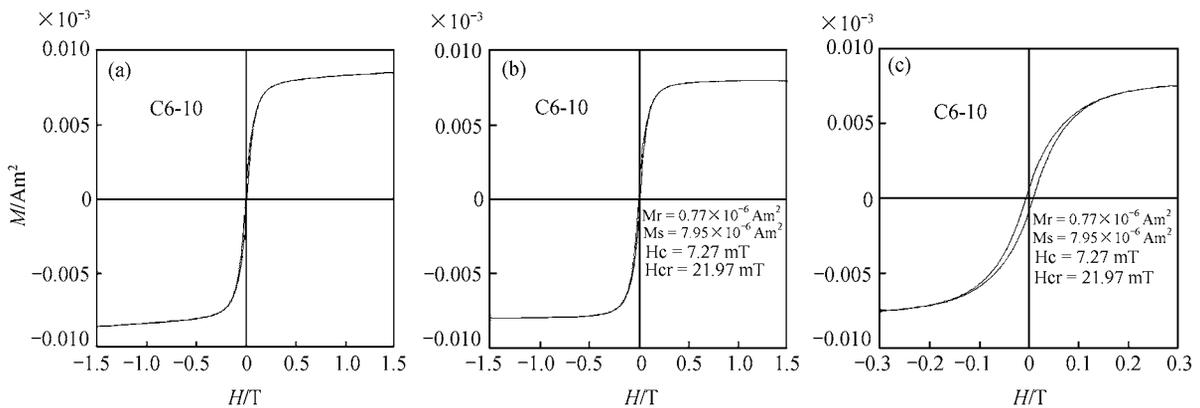


图 2 样品在最大场 1.5 T 获得的磁滞回线

(a)和(b)分别为未经过和经过顺磁校正的磁滞回线; (c)为(b)的放大

曲线与冷却曲线出现不可逆, 说明样品中磁性矿物发生了转变, 可能是由于部分磁铁矿转换成赤铁矿而使得冷却曲线低于加热曲线(图 1(c)).

利用变梯度磁力仪(MicroMag Model 2900)在最大场为 1.5 T 的强磁场下和逐渐增加的反向场中进行了磁滞回线(图 2)和饱和等温剩磁曲线的测量. 图 2(a), (b)分别为未经过和经过顺磁校正的磁滞回线图. 为了更清晰的观察三宝营火山岩样品磁滞回线的特征, 图 2(c)画出了在 300 mT 的外场中获得的经过顺磁校正后的磁滞回线. 从这些曲线上获得以下的参数: 饱和磁化强度( $M_s$ )与饱和剩磁( $M_r$ ), 矫顽力( $H_c$ )与剩磁矫顽力( $H_{cr}$ ). 从这些参数的比值( $M_r/M_s$ 和 $H_{cr}/H_c$ )可以看出三宝营火山岩样品中的载磁矿物以似单畴颗粒的磁铁矿为主<sup>[18]</sup>, 这并不说明样品中的磁性矿物颗粒就是似单畴, 也有可能是多畴和单畴的混合

体<sup>[19]</sup>.

### 3 地球磁场古方向的测定

根据上述岩石磁学研究结果, 为了获得火山岩样品形成时地球磁场的方向, 从每个岩芯中选择了 1 块样品进行系统热退磁, 退磁温度从 150~585 , 温度间隔为 25~50 . 样品热退磁实验使用英国Magnetic Measurements公司生产的MMTD60 型全自动热退磁仪, 剩磁测量是在JR5 旋转磁力仪上完成的, 全部实验是在磁屏蔽环境(<300 nT)中进行. 对所有样品进行的系统热退磁表明, 除了在低温(100 /150 )就将粘滞剩磁退磁, 大部分样品分离出两个剩磁组分(图 3): 150 /200 ~380 /400 之间的中温分量和在 400 /450 后的特征剩磁分量, 并在退磁正交投影图上趋于原点(图 3). 中温分量极性为正, 方向很

分散,不是近代地磁场的重磁化,也不是两个矢量的合成,很难进一步确定.根据主向量分析法<sup>[20]</sup>求得每个样品的特征剩磁分量后,以熔岩流为单位对特征剩磁分量进行Fisher统计平均<sup>[21]</sup>.表1给出了每个熔岩流的高温特征剩磁分量的平均方向和相对应的古地磁极的位置.

#### 4 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 年龄测定

熔岩流 C7 的样品在显微镜下观察(岩石学研究)为细粒结构,并且有蚀变,这会导致核反冲和氩丢失,不能得到可靠的年龄结果,因此不适合 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 定

年.经显微镜下观察分析,熔岩流C6 的样品适合于 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar定年.首先我们将安山玄武岩样品(C6)粉碎后,从粒径 180~250 μm的颗粒中挑选出无斑晶、无风化的基质,将其放入丙酮中用超声波清洗 20 分钟.干燥后用铝箔包好,抽真空密封于石英玻璃管中(VUB27).样品的照射是在比利时原子能研究中心BR2 反应堆中完成的(快中子照射时间为 74.6 小时).照射过程中石英玻璃管外覆一层 0.5 mm厚的铜片以屏蔽慢中子.管外置一段铁丝,均分为 5 等份,照射后测量每段铁丝的中子通量.由此可以回归出整个管柱的中子通量变化曲线.VUB27 从顶到底(0~45 cm)中子通量分别为  $1.1572 \times 10^{19}$  n/cm<sup>2</sup> 到  $1.000983 \times 10^{19}$  n/cm<sup>2</sup>.石英玻璃管顶部、中部和底部分别放置国际标样Lp6,其年龄为  $(128.1 \pm 0.2)\text{Ma}$ <sup>[22]</sup>.样品照射冷却 3 个月在比利时布鲁塞尔自由大学同位素年代学实验室用MAP216 质谱计进行Ar-Ar阶段升温法定年.测量标样计算出J值,将其回归到中子通量曲线上,得到与每个样品位置对应的J值:样品C6(采自本剖面下部熔岩流)对应的J值为  $0.0746 \pm 0.0006$ .石英玻璃管中同时装入CaF<sub>2</sub>和实验室自制的钾玻璃,对其测定得到K和Ca干扰同位素的校正因子:  $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 9.05 \times 10^{-4}$ ,  $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 8.04 \times 10^{-4}$ ,  $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 2.72 \times 10^{-4}$ ,与McDougall等人<sup>[23]</sup>总结值相符.数据经过本底校正、质量歧视校正、K、Ca校正和 <sup>39</sup>Ar, <sup>37</sup>Ar衰变校正后,经计算得到视年龄,衰变常数采用  $\lambda = (5.543 \pm 0.010) \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ <sup>[24]</sup>.全部实验数据处理使用Chronplot软件,坪年龄的计算绘图采用美国Berkley年代学中心K.R.Ludwig编制的Isoplot 2.46 软件,反等时线计算采用Chronplot中的York算法.

<sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 测试结果见表 2, 年龄谱、等时线图和 <sup>38</sup>Ar, <sup>37</sup>Ar 释出量见图 4.

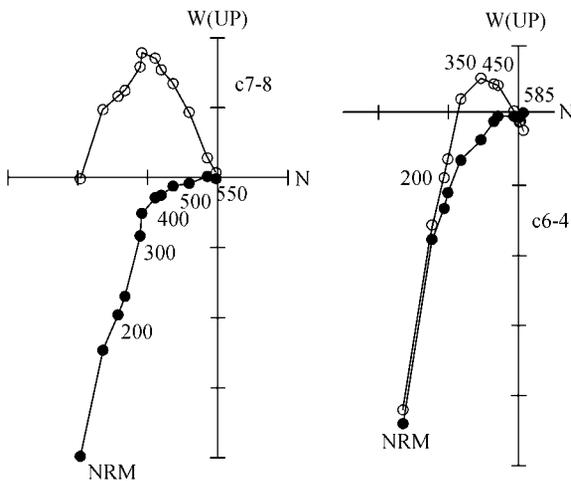


图3 三宝营火山岩样品的正交矢量图

实心(空心)表示在水平面(垂直面)的投影,图中坐标刻度为 0.2 A/m

表1 熔岩流特征剩磁方向统计结果及相应的视磁极位置 a)

熔岩流	n/N	D	I	K	$\alpha_{95}$	PLA	PLO
c6	7/11	178.9	-59.1	122.9	5.5	-87.9	144.6
c7	10/12	199.3	-53.8	116.5	4.5	-73.1	50.7

a) n/N: 获得特征剩磁方向样品的个数/所测样品的总数; D/I: 磁偏角/磁倾角; K/ $\alpha_{95}$ : Fisher 统计方法中的精确参数/95%置信角; PLA/PLO:视磁极纬度/经度

表2 <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar 测年结果

温度/	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>37</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>38</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	<sup>39</sup> Ar 累计百分含量/%	<sup>40</sup> Ar*/%	<sup>40</sup> Ar*/ <sup>39</sup> Ar	视年龄(±1 s.d.)/Ma
C6 基质, 质量 = 17.73 mg, J = 0.0746 ± 0.0006							
550	10.34	4.03	$0.06 \times 10^{-3}$	0.54	0.00	0.00	100.0 ± 18.2
650	12.77	2.02	$0.03 \times 10^{-3}$	2.27	6.00	0.77	100.3 ± 7.9
750	1.45	0.74	$0.01 \times 10^{-3}$	17.77	61.98	0.90	117.3 ± 1.1
800	0.99	0.59	$0.01 \times 10^{-3}$	31.52	90.05	0.89	116.1 ± 1.0
860	0.98	0.55	$0.01 \times 10^{-3}$	51.24	91.45	0.90	116.7 ± 1.0
935	1.04	1.06	$0.01 \times 10^{-3}$	70.71	86.18	0.90	117.2 ± 1.1
1025	1.05	2.88	$0.01 \times 10^{-3}$	81.56	82.57	0.86	112.6 ± 1.1
1145	1.11	3.51	$0.01 \times 10^{-3}$	87.36	75.03	0.83	108.4 ± 1.7
1265	0.96	3.22	$0.01 \times 10^{-3}$	98.24	88.56	0.85	111.1 ± 1.2
1385	1.06	3.10	$0.01 \times 10^{-3}$	100.00	72.29	0.77	100.1 ± 4.0

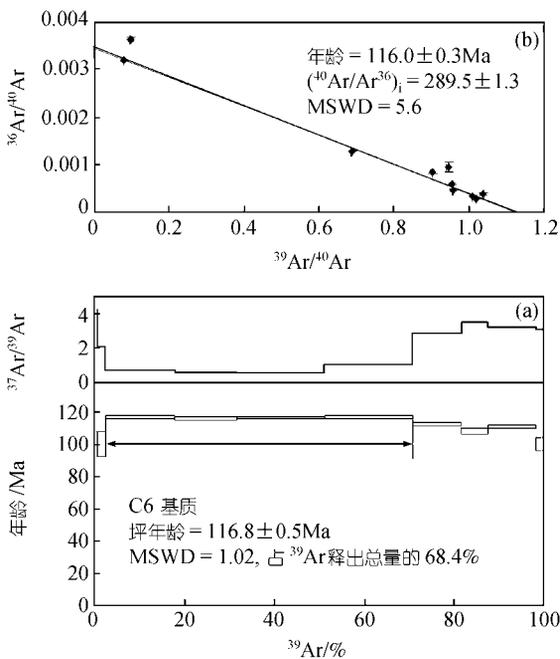


图 4 样品 C6 基质的 Ar-Ar 年龄谱和  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  释出谱(a) 以及反等时线(b)

## 5 讨论与结论

### 5.1 特征剩磁的原生性

通过系统的热退磁实验, 三宝营火山岩熔岩流的大部分样品(17/23)分离出了稳定的特征剩磁方向, 这个方向是不是该火山喷发时地球磁场的方向呢? 热退磁实验表明三宝营火山岩熔岩流的剩磁主要是由贫钛的钛铁矿携带. 大量的研究表明火山岩岩石中钛铁矿携带的特征剩磁基本就是原生热剩磁 [25,26]. 为了进一步证实三宝营火山岩特征剩磁的原生性, 我们将从熔岩流 C6 获得的古地磁数据 ( $D/I = 178.9^\circ/-59.1^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 5.5^\circ$ ) 与 Zhu 等人 [27] 从同时代喷发的辽西碱锅剖面火山岩熔岩流中得到的古地磁数据 ( $D/I = 179.2^\circ/-59.7^\circ$ ,  $\alpha_{95} = 3.0^\circ$ ) 进行比较, 两个研究结果非常一致. 而在文献 [27] 中已经证明了从碱锅剖面获得的特征剩磁方向代表了熔岩流喷发时的方向, 由此表明熔岩流 C6 记录的特征剩磁也应该代表熔岩流喷发时地球磁场的方向. 需要注意的是, 熔岩流 C7 记录的特征剩磁分量的偏角与熔岩流 C6 记录的特征剩磁分量的偏角有  $20^\circ$  的差别, 我们认为这可能反映了地球磁场在短极性事件 ISEA 期间的变化比较明显.

### 5.2 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ 年龄的可靠性和 ISEA 事件的年龄

安山玄武岩 C6 的坪年龄  $t_p = (116.8 \pm 0.5)\text{Ma}$ , MSWD = 1.0 (图 4(a)). 用  $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ - $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$  做反等时线, 得到等时线年龄为  $(116.0 \pm 0.3)\text{Ma}$ , MSWD = 5.6,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  初始值为  $289.5 \pm 1.3$ , 接近 Nier 值 295.5 (图 4(b)). 图 4(a) 显示在高温阶段 (1025~1385 °C)  $^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  比值升高了 3 倍, 指示钙大量释出, 表明基质中含有富钙的杂质. 将年龄谱图与  $^{37}\text{Ar}$ ,  $^{38}\text{Ar}$  释出量对比可以看出, 这些杂质对年龄谱的影响很小. 坪年龄和等时线年龄在误差范围内是一致的,  $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$  初始值接近 Nier 值 295.5, 表明安山玄武岩 C6 的基质中基本不含过剩氩,  $116.0 \pm 0.3\text{Ma}$  应为其火山岩冷却年龄.

安山玄武岩 C6 的等时线年龄  $116.0 \pm 0.3\text{Ma}$  明显比海洋磁异常 M0 的  $121 \pm 1.4\text{Ma}$  要年轻 [28,29], 接近于已报道 ISEA 的年龄  $116.8 \pm 3.0\text{Ma}$  [27] 和  $115\text{Ma}$  [28]. 值得注意的是, 以往报道的 ISEA 的年龄, 要么因其误差大, 不易与 M0 相区分 [27], 要么是基于 M0 的测年结果外推出来的 [28]. 本文获得的三宝营采石场白垩纪火山岩的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄, 在考虑误差因素的情况下, 与已报道的 M0 是完全不同的. 也就是说, 火山熔岩流 C6 记录的反极性地磁事件不可能是 M0. 那么 C6 记录的反极性地磁事件是不是对应于 ISEA 呢? 根据 Pringle 等人 [29] 对太平洋钻孔 (ODP879, Takuyo-Daisan Guyot) 的年代学研究表明, 介于 M0 和 ISEA 之间洋底玄武岩的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  为  $119.9 \pm 2.6\text{Ma}$ . 这进一步说明, 三宝营采石场白垩纪火山岩记录的反极性地磁事件应该对应于 ISEA, 它的年龄为  $116.0 \pm 0.3\text{Ma}$ . 我们也注意到, 最近 Gilder 等人 [30] 和 Sobel 等人 [31] 认为 M0 或 ISEA 的年龄可能是  $113.3 \pm 3.2\text{Ma}$ . 实际上, 他们报道的  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  年龄明显受过剩氩的影响, 并且他们所用标准样 TCRs 的年龄 ( $27.92 \pm 0.04\text{Ma}$ ) 未经校正. 文献 [27] 已经指出, 用经过校正的标准样 TCRs 年龄 ( $28.34 \pm 0.28\text{Ma}$ ), 重新计算 Gilder 等人 [30] 和 Sobel 等人 [31] 报道的实验结果, 得出的年龄是  $115.0 \pm 3.4\text{Ma}$ . 在误差范围内与本文的结果是一致的. 也就是说, 文献 [30,31] 所报道的反极性地磁事件也应该对应于 ISEA.

综上所述, 本文不仅精确给定了 CNS 期间短极性地磁事件 ISEA 发生的年代, 而且确定了 CNS 开始的时间应该是  $120.6\text{Ma}$ , 而不是  $113.3 \pm 3.2\text{Ma}$  [30,31]. 这一结果对认识白垩纪全球地质事件与地球内部动力学过程的相关性以及地球内部过程是有意义的.

致谢 感谢杨振宇和谈晓东博士对本项研究提供了很多有益的建议和指导. 感谢陈树旺博士对野外工作的大力帮助. 本工作受国家自然科学基金(批准号: 40221402)和中国科学院知识创新工程重大项目(编号: KZCX1-07)资助.

## 参 考 文 献

- Helsley C E, Steiner M B. Evidence for long intervals of normal polarity during the Cretaceous period. *Earth Planet Sci Lett*, 1969, 5: 325~332
- Cronin M, Tauxe L, Constable C, et al. Noise in the quiet zone. *Earth Planet Sci Lett*, 2001, 190: 13~30[DOI]
- 朱日祥, 刘青松, 潘永信. 地磁极性倒转与全球性地质事件的相关性. *科学通报*, 1999, 44(20): 1843~1851
- Kuypers M M M, Pancost R D, Sinninghe Damste J S. A large and abrupt fall in atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations during Cretaceous times. *Nature*, 1999, 399: 342~345[DOI]
- Stoll H M, Schrag D P. Evidence for glacial control of rapid sea level changes in the early Cretaceous. *Science*, 1996, 272: 1771~1774
- Larson R L. Latest pulse of Earth: Evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 1991, 19: 547~550[DOI]
- Tarduno J A, Sliter W V, Kroenke L, et al. Rapid formation of Ontong Java Plateau by Aptian mantle plume volcanism. *Science*, 1991, 254: 399~403
- Crowley T J, Kim K-Y. Comparison of long-term greenhouse projections with the geologic record. *Geophys Res Lett*, 1995, 22: 933~936[DOI]
- Herman A B, Spicer R A. Palaeobotanical evidence for a warm Cretaceous Arctic Ocean. *Nature*, 1996, 380: 330~333[DOI]
- Tarduno J A, Cottrell R D, Smirnov A V. High geomagnetic intensity during the mid-Cretaceous from Thellier analyses of single plagioclase crystals. *Science*, 2001, 291: 1779~1783[DOI]
- 史瑞萍, 朱日祥. 白垩纪地球物理场异常与地球深部动力学. *地球物理进展*, 2002, 17(2): 295~300
- Tarduno J A. Brief reversed polarity interval during the Cretaceous Normal Polarity Superchron. *Geology*, 1990, 18: 683~686[DOI]
- Tarduno J A, Lowrie W, Sliter W V, et al. Reversed polarity characteristic magnetizations in the Albian Contessa section, Umbrian Apennines, Italy: Implications for the existence of a Mid-Cretaceous mixed polarity interval. *J Geophys Res*, 1992, 97: 241~271
- VanderBerg J, Klootwijk C T, Wonders A A H. The Late Mesozoic and Cenozoic movements of the Umbrian Peninsula: Further paleomagnetic data from the Umbrian sequence. *Geol Soc Am Bull*, 1978, 89: 133~155
- VanderBerg J, Wonders A A H. Paleomagnetism of Late Mesozoic pelagic limestones from the Southern Alps. *J Geophys Res*, 1980, 85: 3623~3627
- 朱日祥, 潘永信, 史瑞萍. 地球磁场强度测定与地球内部过程. *中国科学, D辑*, 2002, 32(4): 265~270[摘要] [PDF]
- 陈义贤, 陈文寄. 辽西及邻区中生代火山岩——年代学、地球化学和构造背景. 北京: 地震出版社, 1997
- Day R, Fuller M D, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain size and composition dependence. *Phys Earth Planet Inter*, 1977, 13: 260~266
- Goguitaichvili A, Morales J, Urrutia-Fucugauchi J. On the use of continuous thermomagnetic curves in paleomagnetism. *C R Acad Sci Earth Planet Sci*, 2001, 333: 699~704
- Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophy J R Astron Soc*, 1980, 62: 699~718
- Fisher R A. Dispersion on a sphere. *Proc R Soc, London Ser A*, 1953, 217: 295~305
- Baksi A K, Archibald D A, Farrar E. Intercalibration of <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating standards. *Chemical Geology*, 1996, 129: 307~324[DOI]
- McDougall I, Harrison T M. *Geochronology and Thermochronology by the <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Method*. New York: Oxford University Press, 1999
- Steiger R H, Jäger E. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet Sci Lett*, 1977, 36: 359~362
- Goguitaichvili A L, Alva-Valdivia M, Rosas-Elguera J, et al. An integrated paleomagnetic study of Rio Grande de Santiago volcanic succession (trans-Mexican volcanic belt): Revisited. *Phys Earth Planet Inter*, 2002, 130: 175~194[DOI]
- Zhu R X, Hoffman K A, Pan Y X, et al. Evidence for weak geomagnetic field intensity prior to the Cretaceous normal superchron. *Phys Earth Planet Inter*, 2003, 136: 187~199[DOI]
- Zhu R X, Hoffman K A, Nomade S, et al. Geomagnetic paleointensity and direct age determination of the ISEA (M0r?) chron. *Earth Planet Sci Lett*, 2004, 217: 285~295[DOI]
- Gradstein F M, Agterberg F P, Ogg J G, et al. A Triassic, Jurassic and Cretaceous Time Scale. In: Berggren W A, ed. *SEPM Special Publication 54, Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation*. Hardenbol J, 1995, 95~126
- Pringle M S, Duncan R A. Radiometric ages of basement lavas recovered at Loen, Wodejebato, MIT, and Takuyo-Daisan Guyots, Northwestern Pacific Ocean. In: *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 1995, 144: 547~557
- Gilder S, Chen Y, Cogné J P, et al. Paleomagnetism of Upper Jurassic to Lower Cretaceous volcanic and sedimentary rocks from the western Tarim Basin and implications for inclination shallowing and absolute dating of M-0 (ISEA?) Chron. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 206: 587~600[DOI]
- Sobel E R, Arnaud N. Cretaceous-Paleogene basaltic rocks of the Tuyon basin, NW China and Kyrgyz Tian Shan: The trace of a small plume. *Lithos*, 2000, 50: 191~215[DOI]

(2003-12-03 收稿, 2004-03-11 收修改稿)