科 学 通 报
第 38 卷 第 24 期 CHINESE SCIENCE BULLETIN 1993 年 12 月

云南思茅地区新生代的持续旋转*

陈海泓 郝 杰
(中国科学院地质研究所岩石圈构造演化开放研究实验室，北京 100029)
Jon P. Dobson Friedrich Heller Kenneth J. Hsü
(瑞士苏黎世联邦理工大学)

关键词 古地磁、新生代、思茅地区、顺时针旋转

新生代早期(约 45 Ma)，印度板块在经历了长时期的北向漂移后终与欧亚大陆碰撞[1]. 其后，以印度洋的扩张作用为驱动力，印度板块持续向欧亚大陆推挤，使造山带地区产生大规模的陆壳缩短[2]，造就了壮观的世界屋脊——青藏高原. 70 年代中期，Molnar 和 Tapponnier 曾预测，作为高原隆起的侧向效应，三江地区新生代曾发生大角度的顺时针旋转，岩石圈物质并向东南方向挤逸. 其后的简单物理模拟实验验证了这一作用过程[3]. 然而，迄今为止，除了偶有报道前中生代古地磁结果所显示的较大角度顺时针旋转外[4]，对于这一作用过程的时限、规模等重大问题尚无古地磁学数据的制约. 众所周知，古地磁学是目前定量地描述地质体位移，尤其是转动的唯一有效的方法. 因此，对三江地区进行系统的新生代古地磁学研究，对于揭示该地区伴随青藏高原的隆起而产生的构造变动具有十分重要的意义.

1992 年 9 月，我们对云南省景谷县 (100.7°E, 23.5°N) 的新生代与白垩纪地层以及昌宁附近柯街 (99.5°E, 24.8°N) 的上新世地层进行了古地磁采样. 用手提式钻机共采集岩芯样品 237 块. 表 1 列出了这些样品的分布与主要结果. 我们从这些样品中获得了可信的并十分有意义的结果，本文予以扼要报道.

表 1 古地磁数据表

采样地点		时代与岩性	采点数a)	样品数b)	构造校正前				构造校正后				VGPs			稳定检验
N°	E°				D	I	α_{95}	k	D	I	α_{95}	k	V°	E°	α_{95}	
23.5	100.7	K_1 红色砂岩	11/11	42/56	118.1	15.5	13.3	3.8	290.4	−36.8	5.3	18.0	−9.2	163.5	5.5	F,R
23.5	100.7	E_{2-3} 红色砂岩	7/12	32/107	107.7	47.6	8.6	9.6	86.7	39.0	6.2	17.7	11.4	171.5	6.1	F,R
23.5	100.7	N_1 灰色粉砂岩	5/7	37/49	44.3	17.0	4.5	28.5	33.1	36.6	4.5	28.5	59.2	190.0	4.2	
24.7	99.4	N_2 灰色粘土	2/2	8/13	23.0	28.6	8.0	48.7	23.0	28.6	8.0	48.7	66.5	208.7	7.9	

a) 计算采用的采点/全部采点; b) 计算采用的样品/全部样品. F 为褶皱检验; R 为倒转检验.

1 实验方法与结果

测试工作在瑞士苏黎世理工大学古地磁实验室完成. 全部样品的天然剩磁 (NRM) 用磁

1993-03-18 收稿，1993-08-28 收修改稿.
* 中国科学院岩石圈构造演化开放研究实验室基金及瑞士科学基金委员会资助项目.

屏蔽的 2G 三轴超导磁力仪测量. 用热退磁方法对实验性样品进行常规逐步退磁，对其余样品进行省略的逐步退磁. 对白垩系与下第三系的红色砂岩样品，用 Z 氏图解法分析剩磁矢量变化. 其余样品则以重磁化弧交点与稳定终点方法确定 NRM 的原生剩磁方向.

1.1 下白垩统

NRM 强度一般为 10^{-3}—10^{-2}A/m. 热退磁所显示的阻挡温度为 650—700℃，表明磁性矿物均为赤铁矿. 绝大部分样品包含低温与高温组分. 前者(200℃ 以下)方向多不稳定，推测为现代地球磁场方向与原生剩磁方向的复合产物；后者(300—700℃)方向稳定，代表了特征剩磁方向. 我们用 550℃ 之后的矢量线段方向投图(图 1(a))，正、负样品基本构成对跖，并在 99% 置信水平上通过了褶皱检验(按 11 个采点平均值计算 $k_2/k_1 = 4.06$). 但正向样品可能存在始新世重磁化的影响.

1.2 下第三系

古新统样品绝大部分彻底地重磁化，构造校正前的特征剩磁方向与中新统样品校正后的

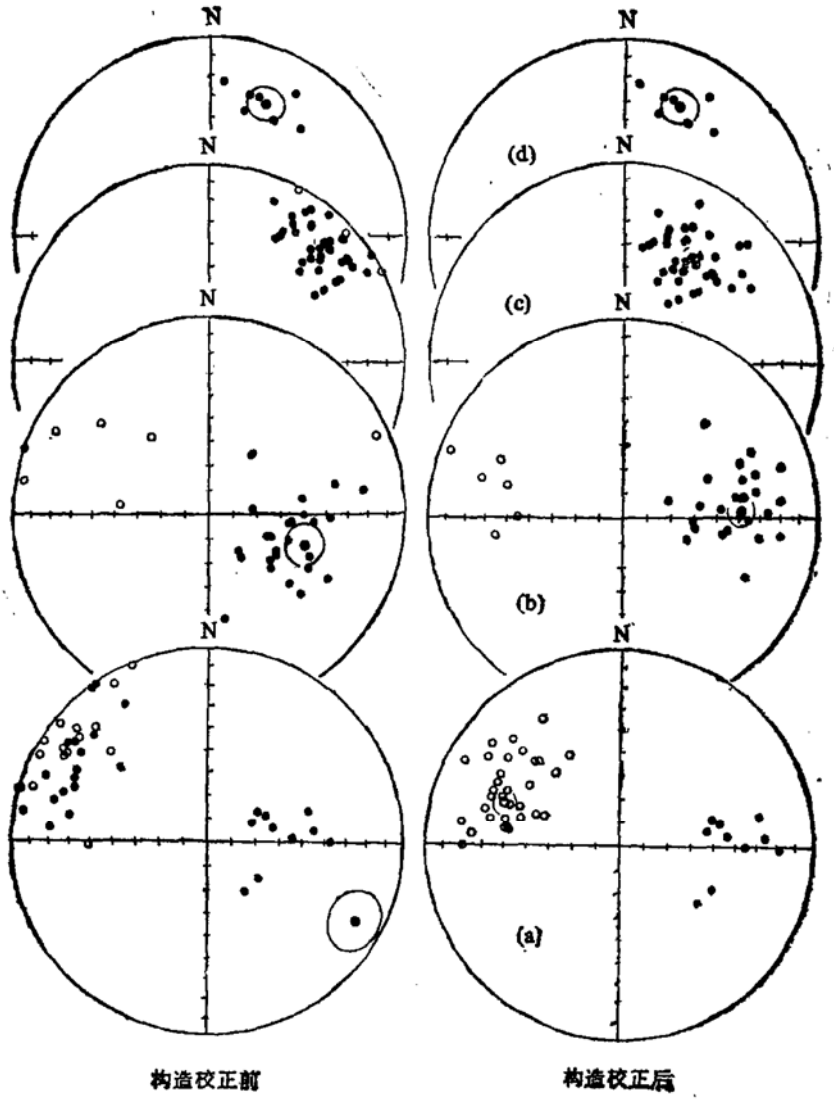

图 1 特征剩磁方向的等面积投影图

(a) 下白垩统，(b) 始新统，(c)中新统，(d)上新统. ● 下半球，○上半球

结果十分相近. 始新统下部的样品则由于风化原因或磁性太弱而未能获得有意义的结果. 然而，始新统上部 7 个采点的样品则提供了有意义的结果. 这些样品的 NRM 强度介于 10^{-4}—10^{-2}A/m 之间，赤铁矿是主要的磁性矿物，可以区分出三个组分：低温(200℃ 以下)、中温(300—500℃)与高温(550—675℃)组分. 低温组分为近期获得的粘滞剩磁. 中温组分的方向与中新统样品特征剩磁方向一致，代表了该时期的重磁化. 高温组分则分为基本对跖的正、反向两组(主要为正向)，并在 99% 置信水平上通过了褶皱检验(按 7 个采点平均值计算 $k_2/k_1 = 5.20$)(图 1(b)). 我们认为这一褶皱前获得的磁化方向可能代表了原生剩磁方向.

1.3 中新统

样品 NRM 强度为 10^{-4}—10^{-3}A/m，阻挡温度介于 400—580℃ 之间，表明磁铁矿占重要地位. NRM 强度方向在 300℃ 之前明显地受到现代地球磁场的影响，而 325—450℃ 之间则逐渐趋于 NE 方向. 进一步的热退磁或者产生新生的矿物相而使剩磁强度升高，或者方向变得不稳定. 我们把现代地球磁场方向去除后所显露的 NE 正向作为稳定终点(图 1(c))，用重磁化弧方法获得的交点亦与之相近，因此有理由认为其代表了原生剩磁方向.

1.4 上新统

仅采集了 13 块试验性样品. NRM 强度一般为 10^{-4}A/m，并在 60℃ 之后强度剧减，表明针铁矿可能是剩磁的主要载体. 100—200℃ 之间，剩磁方向逐渐由现代磁场方向向 NNE 转变，其后强度减弱至仪器噪音水平. 我们把这一 NNE 正向点作为稳定终点(图 1(d))，重磁化弧的交点亦与之相近，可能代表了原生剩磁方向.

2 讨　论

我们获得的古地磁结果的显著特点是，磁偏角的偏差具有规律性变化，即从下白垩统的 111.7°(按正向数据)，始新统的 86.7°，中新统的 33.1°，到上新统的 23°. 而磁倾角则基本变化不大，介于 39° 至 36.6° 之间(上新世样品倾角过小，因样品少，其可靠性有待证实). 这一结果表明，三江地区从白垩纪至现今，相对于现代地球磁场方向顺时针旋转了 111.7°，尤其是始新世之后，发生了近 90° 的旋转. 旋转的过程呈现持续进行，并未见明显的纬向运动.

思茅地区新生代发生的大角度顺时针旋转，无疑与印度板块与欧亚大陆的碰撞及持续造山作用有关(图 2). 已有的古地磁资料证实，从白垩纪至上新世，喜马拉雅地区发生了大规模的北向位移(—6—47° 的倾角变化)与地壳缩短[5-8]，并沿雅鲁藏布缝合带的狭窄地域(约 40km 宽)，形成多米诺牌式逆

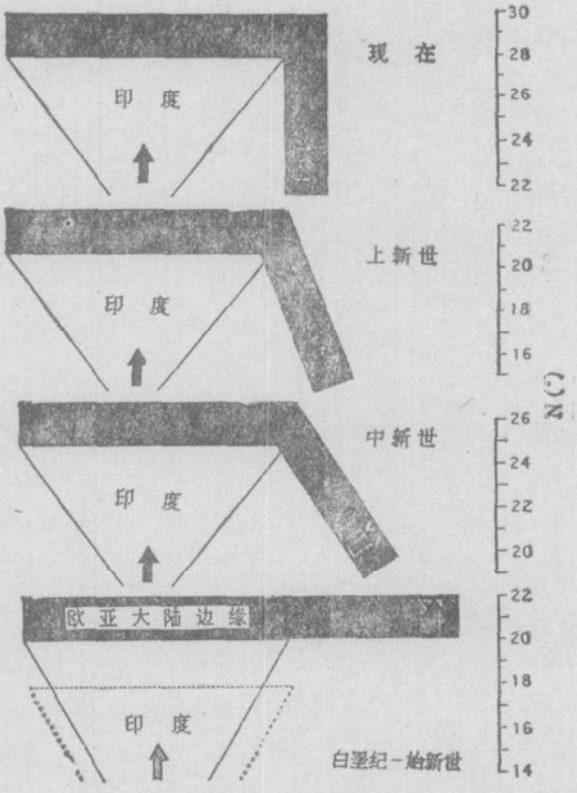

图 2　思茅地区新生代顺时针旋转作用及动力学成因示意图

纬度标示仅限于研究区. 方框代表研究区，框内箭头表示白垩纪-始新世磁化方向

时针旋转[9]。而与之毗邻的三江思茅地区，由于缺失北向的推动力，使岩石圈地壳受高原地区地壳叠置与增厚的牵动而扭曲与旋转。一个值得注意的现象是，从三江地区向东，旋转的规模有渐小的趋势，尤其是大的走滑断裂两侧，如哀牢山-红河左旋走滑断裂两侧(即东北侧的楚雄盆地与本文所讨论的景谷盆地)[10]，旋转的规模具有明显的差别。这似乎意味着，不同地区的差异旋转，形成了走滑断裂。而这一事实又似乎更为支持“侧向地壳挤逸”的岩石圈变形理论[11]。

致谢 感谢李继亮教授、钟大赉教授、从柏林教授对本项研究工作的热忱支持。

参 考 文 献

[1] Johnson, B. D., Powell, C. McA., Veevers, J. J., *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1976, **87**: 1560—1566.
[2] Patriat, P., Achache, J., *Nature*, 1984, **311**: 615—621.
[3] Peltzer, G., Tapponnier, P., *J. Geophys. Res.*, 1988, **93**: 15085—15117.
[4] Huang, K. N., Opdyke, N. D., *Tectonophysics*, 1991, **192**: 333—344.
[5] Besse, J., Courtillot, V., Pozzi, J. P. *et al.*, *Nature*, 1984, **311**: 621—626.
[6] Adache, J., Courtillot, V., *J. Geophys. Res.*, 1984, **89**: 10311—10399.
[7] Klootwijk, C. T., Conaghan, P. J., Powell, C. McA., *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1985, **75**: 167—183.
[8] Otofuji, Y., Funahara, S., Matsuo, J. *et al.*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1989, **92**: 307—316.
[9] Otofuji, Y., Kadoi, J., Funahara, S. *et al.*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, **107**: 369—379.
[10] Funahara, S., Nishiwaki, N., Miki, M. *et al.*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1992, **113**: 77—91.
[11] Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A. Y. *et al.*, *Geology*, 1982, **10**: 611—616.