中国科学: 地球科学 2010 年 第 40 卷 第 11 期: 1571 ~ 1581
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

西藏乌郁盆地中新世火山岩的地磁极性转换记录

仝亚博[①②], 杨振宇[②*], 潘永信[③], 郑连弟[②], 孙知明[①], 裴军令[①], 庄忠海[④]

① 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;
② 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093;
③ 中国科学院地球深部研究重点实验室, 北京 100029;
④ 中国地质调查局成都地质调查中心, 成都 610081
* 联系人, E-mail: yangzy@public3.bta.net.cn

收稿日期: 2010-01-07; 接受日期: 2010-06-21
国土资源部地质调查局地质调查基金(批准号: 1212010511704)资助

摘要 地磁极性倒转过程是研究地磁场演化和地球深部动力学的重要内容. 拉萨地块南部广泛出露的中新世后碰撞超钾质-钾质火山岩序列, 为研究该时期地磁场倒转过程提供了良好的材料. 对南木林县乌郁盆地 15 Ma 左右乌郁群地层的古地磁研究表明, 火山岩记录了 C5Bn.2n-C5Bn.1r 和 C5ACr-C5ACn 两次极性转换期地磁场变化. 该剖面记录的这两次地磁极性转换期的虚地磁极(VGPs)分别位于大西洋地区和太平洋中南部. 结合北美地区斯特恩斯山玄武岩记录的极性转换过程, 已获得的中新世地磁转换期数据似乎不支持 VGP 经度与采样点相差 90°或随机分布的观点.

关键词
青藏高原
中新世
火山岩
古地磁
地磁场倒转

自从 20 世纪初Brunhes发现地磁场极性倒转以来, 有关地磁极性转换过程的研究一直是地磁学和古地磁学研究的前沿领域. 它不仅是探索地磁场起源和演化的重要研究内容, 而且是了解地球内部动力学、核-幔边界及D″层变化的重要窗口[1]. 过去 30 多年中, 有关地磁极性转换过程的研究多集中在距今最近的松山-布容(B/M)极性倒转过程. 然而, 基于火山岩和各种沉积物获得的地磁极性转换过程的虚地磁极(VGP)轨迹存在较大的差异和争论, 如从许多深海沉积物和黄土等获得的VGPS具有较明显的优选经度带分布特征[2~5], 而从一些火山岩获得的VGP则表现为区域相对集中的簇[6,7]. 显然, 沉积剩磁的获得机理和火山喷发不连续性限制可能是造成部分观测结果差异的原因[8,9]. 有学者认为, 采样位置的差别也可能导致VGP分布的不均匀[10,11], 尽管火山岩存在喷发间断, 但由于火山岩剩磁获得机理较为清楚, 火山岩仍然是研究地磁场极性转换的重要材料.

中新世是地磁场频繁倒转的一个重要时期(>3 次/Ma), 地磁极性年表(CK95)[12]显示, 地磁场在 14~17 Ma之间共出现 13 次极性倒转, 极性稳定期最长持续 0.859 Ma, 最短仅 0.034 Ma, 这无疑给研究地磁场倒转过程提供了一个难得的机遇. 此外, 古强度研究表明中新世中期地磁场强度由早期的低值向晚期的高值转变[13]. 目前中新世地磁场极性倒转研究集中在北美的Steens Mountain地区火山岩[14], 开展亚洲等地区相关研究, 将有助于进一步理解中新世地磁场极性倒转的机制.

拉萨地块南部印/亚板块后碰撞形成大量的超钾质-钾质火山岩, 乌郁群英安岩精确的^{40}Ar-^{39}Ar年龄为(14.03±0.37)~(15.25±0.40) Ma[15]. 本文讨论了这些

引用格式: Tong Y B, Yang Z Y, Pan Y X, et al. Geomagnetic polarity transitions recorded in the Miocene lavas of the Wuyu basin, Tibet. Sci China Earth Sci, 2010, doi: 10.1007/s11430-010-4123-8

超钾质-钾质火山岩记录的地磁场极性转换过程, 为探讨中新世极性转换期间地磁场特征提供制约.

1 采样区地质概况

乌郁盆地位于拉萨西约 200 km的南木林县索青乡, 海拔高度 4350 m左右. 盆地内广泛出露中新世中期火山岩. 乌郁群是呈北东-南西向分布, 不整合覆于芒乡组之上, 整合伏于宗当组之下的中酸性火山岩夹碎屑岩、含油页岩和煤线地层, 分布面积达 335 km^2(图 1). 古地磁定向样品采集地点见图 1(b), 所采剖面岩性主要为杏仁状玄武岩和安山岩, 层间夹有凝灰质砂岩、紫色砂岩以及富含植物化石的泥页岩. Spicer等[15]获得火山岩同位素年龄为 15 Ma左右

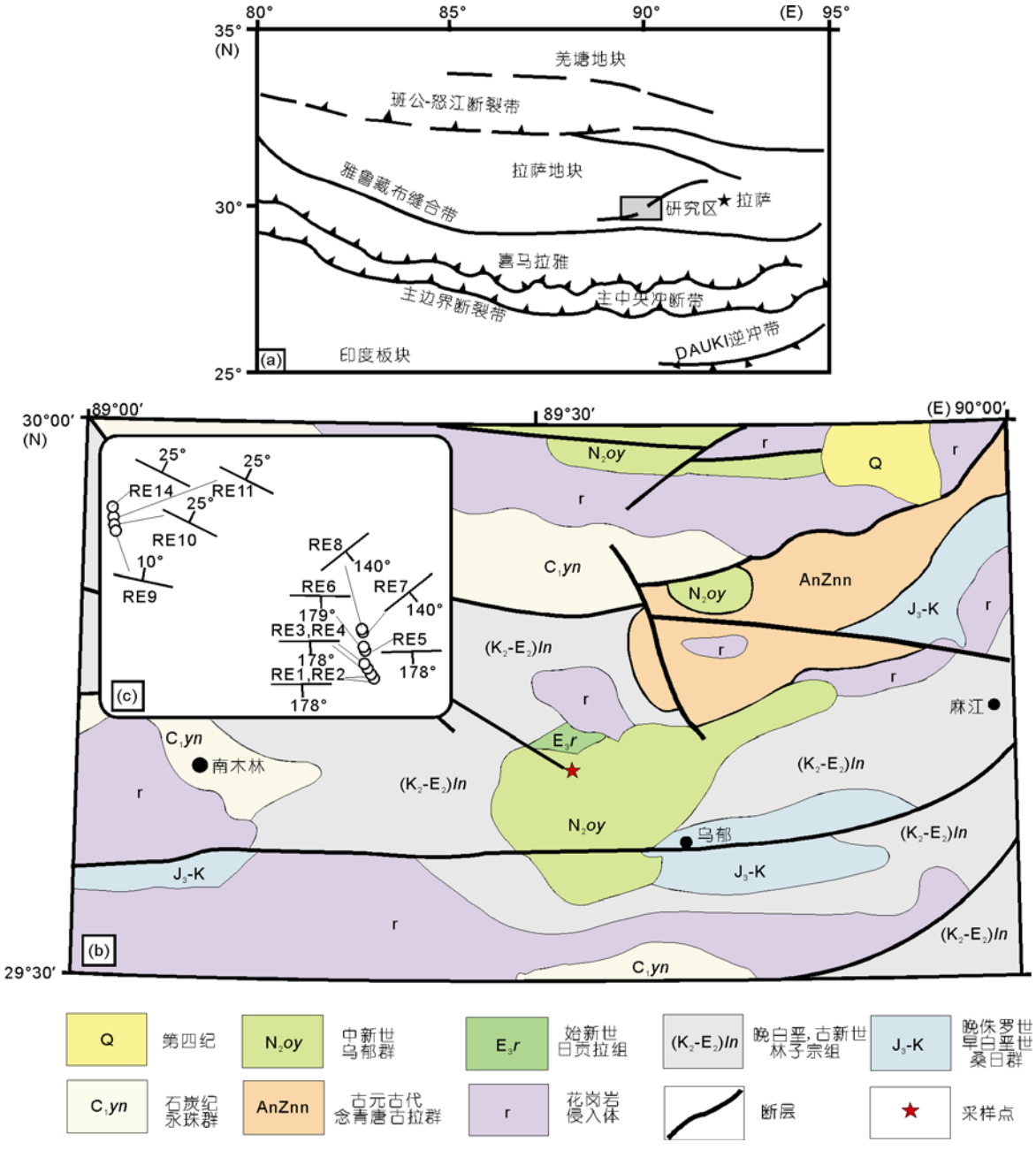

图 1 青藏高原地质简图(a)、采样区地质简图(b)和采点分布情况及地层产状(c)

(详见讨论).

在褶皱两翼共设 12 个采点(图 1(c)), 其中 8 个采点位于背斜南翼, 4 个采点位于背斜北翼, 每采点采样约 9 块左右, 共计 120 块样品, 其中火山岩样品 45 块, 其余为火山沉积岩. 所有样品都用便携式钻机钻取, 并用磁罗盘定向. 样品在室内全部加工成 2.2~2.3 mm 长的标准圆柱样品.

2 岩石磁学结果

利用岩石磁学性质可以准确地鉴定样品中载磁磁性矿物组合. 等温剩磁(IRM)获得曲线能较好地揭示磁性矿物的矫顽力, 三轴等温剩磁(如: 在样品的*Z*, *X*和*Y*轴上先后施加 2.2, 0.4 和 0.12 T的磁场)的热退磁过程可以获取不同磁性矿物的剩磁阻挡温度[16]. 我们挑选不同岩石代表性样品进行岩石磁学实验.

三个火山岩样品的 IRM 获得曲线以及三轴热退磁曲线基本相似(图 2(a)和(b)). 加正向场在 0~200 mT 之间时 IRM 获得曲线斜率较大, 但远未达到饱和状态, 施加反向磁场小于 100 mT 过程中, 曲线斜率变化较大, 同时三轴热退磁曲线中软磁组分在 550℃左右时出现明显拐点, 磁化强度迅速下降, 这些信息都表明有磁铁矿存在. 当所加外场达到 2200 mT 时玄武岩样品磁化强度接近饱和状态, 在反向直流磁场作用下得到的最大剩磁矫顽力 Hcr>500 mT, 同时在三轴热退磁中, 软磁组分、中间磁组分和硬磁组分磁化强度在加热至 680℃时都几乎完全消失, 表明样品中含有大量赤铁矿. 另外中间磁组分、软磁组分和硬磁组分在 330℃左右都出现较明显的拐点, 说明可能有磁黄铁矿或磁赤铁矿存在. 因此, 所测量火山岩样品中磁性矿物主要为赤铁矿, 含有部分磁铁矿、少量的磁黄铁矿或磁赤铁矿.

两个灰白色凝灰质砂岩的 IRM 获得曲线以及三轴热退磁曲线也都显示了相似的变化特征(图 2(c)和(d)). IRM 获得曲线的斜率在 0~200 mT 内很大, 获得了饱和强度的 90%. 在加反向直流场过程中, Hcr 为 50 mT 左右, 同时在三轴热退磁中磁化分量在 570℃左右磁化强度近乎消失, 表明岩石中载磁矿物主要是磁铁矿. 在三轴热退磁中硬磁组分在 150℃左右有一明显拐点, 可能有少量针铁矿存在. 另外软磁组分与中间磁组分在 380℃左右均出现一拐点, 有可能为磁黄铁矿或磁赤铁矿. 因此, 灰白色凝灰质砂岩样品中载磁矿物以磁铁矿为主, 另外可能含有少量针铁矿、磁黄铁矿或磁赤铁矿.

两个紫色砂岩样品的 IRM 获得曲线以及三轴热退磁结果见图 2(e)和(f). IRM 获得曲线斜率在 0~200 mT 内较大, 但强度只达到饱和强度的 40%左右. 在加反向直流场至 0~100 mT 内时磁化强度迅速下降, 在三轴热退磁中, 软磁组分在 500~560℃之间出现拐点, 同时中间磁组分和硬磁组分在 570℃左右也出现微弱拐点, 表明样品中有磁铁矿存在. 在所加正向直流磁场达 2000 mT 时, 样品才达到饱和状态, 在加反向直流磁场过程中, 得到的 Hcr 为 350 mT 左右, 在热退磁中三轴磁组分都在 680℃时磁化强度急剧衰减, 说明样品中有大量的赤铁矿存在. 另外, 三种磁组分在 320℃时都出现明显拐点, 可能显示了磁黄铁矿或磁赤铁矿存在.

3 热退磁结果

天然剩磁的系统热退磁是在中国地质科学院地质力学研究所古地磁实验室进行的, 测试仪器为美制 2G-755 超导磁力仪, 所有样品均经该实验室的美制TD48 大型热退磁炉进行系统热退磁处理, 退磁温度设置总体上为低温段温度间隔大, 高温段小. 所有样品退磁结果均用Kirschvink主向量分析法[17]进行磁化分量分离, 并以采样点为单位进行Fisher方法[18]统计. 热退磁结果显示, 火山岩及紫色砂岩样品都有着很好的热退磁结果, 得到了可靠的磁化分量. 凝灰质砂岩由于NRM强度较低, 与火山岩及紫色砂岩相比剩磁分量分析结果较差. 除RE1 和RE2 采点之外, 从另外 10 个采点中采集的所有样品加热至 300℃左右, 都获得了较好的低温剩磁分量(图 3), 其平均方向在地理坐标下为 D_g=353.5°, I_g=46.8°, k_g=243.4, α_{95}=3.1°(N=10), 与现代地磁场方向非常接近; 产状校正后为D_s=5.6°, I_s=51.7°, k_s=2.4, α_{95}=40.3°, k_g/k_s=101.4, 表明这一剩磁分量是在褶皱形成后获得的[18,19], 应为近代地磁场中获得的粘滞剩磁. 在进一步热退磁过程中, 根据各采点在剖面中的位置和样品岩性把这些采点分为 5 类.

第 1 类由 RE1 和 RE2 采点样品组成, 岩性为杏仁状玄武岩. 在 300℃之后的热退磁中可以分析出两个剩磁分量, 中高温剩磁分量在 300~560℃之间分离出来(图 3(a)和(b). 由于这两个采点相连, 且产状一

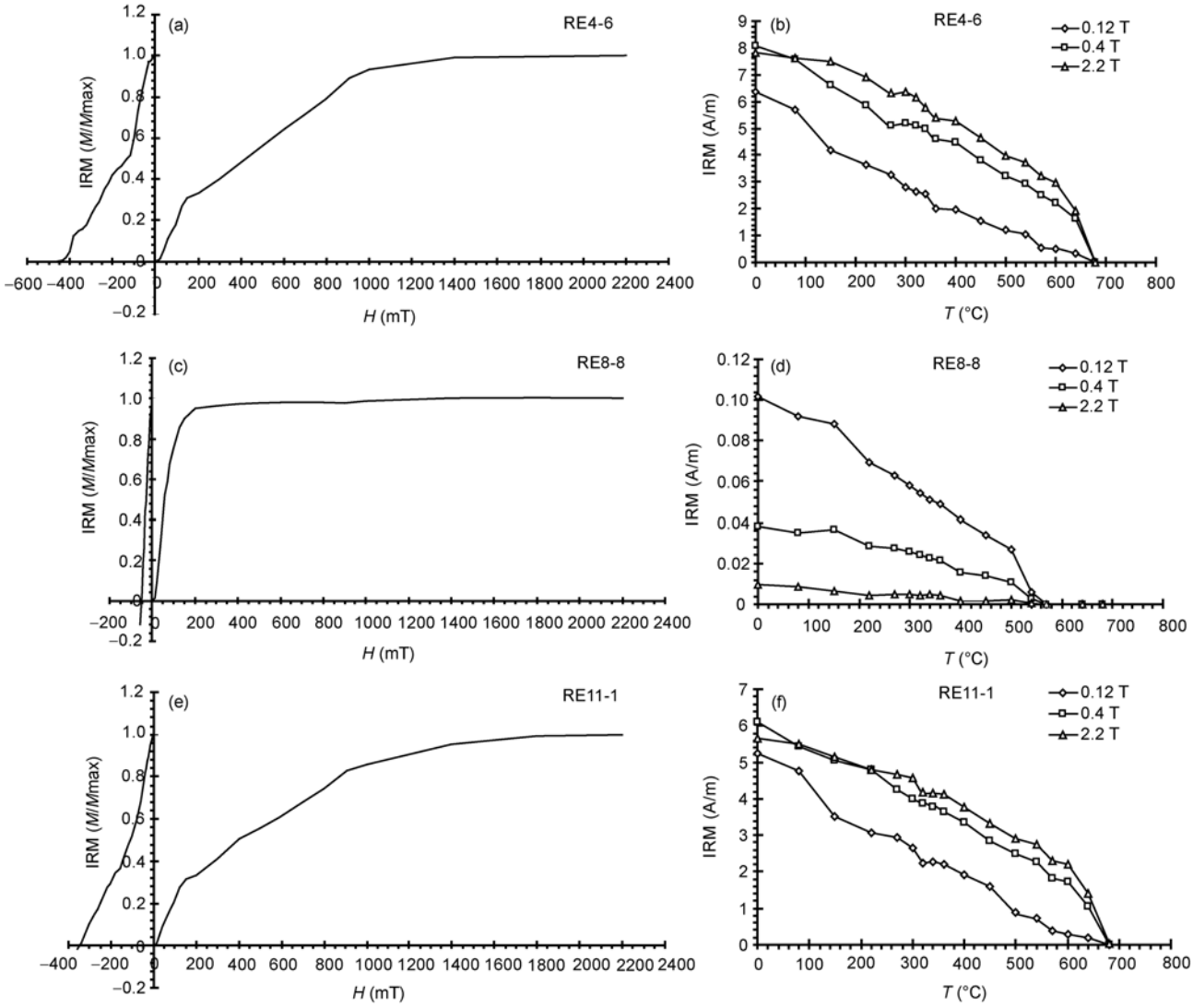

图 2　等温剩磁(IRM)获得曲线、直流反向场退磁曲线((a), (c), (e))和三轴热退磁曲线((b), (d), (f))

H, 直流场强度; *T*, 热退磁温度; *M*, 剩磁强度; M_{max}, 饱和等温剩磁强度

致, 因此把RE1 和RE2 采点样品放在一起进行Fisher平均, 可得中高温磁化分量平均方向在地理坐标下为D_g=120.4°, I_g=−19.1°, k_g=30.4, α_{95}=7.3°(N=14); 产状校正后为D_s=91.9°, I_s=−36.9°, k_s=30.4, α_{95}=7.3°, 根据岩石磁学实验可确定这一中高温剩磁分量的载磁矿物为磁铁矿. 在进一步的热退磁中, 随着温度升高, 剩磁矢量也呈线性逐渐向原点靠近, 在 560~685℃之间分离出非常好的高温剩磁分量(图 3(a)和(b)). 以样品为单位进行Fisher平均后可得平均方向在地理坐标下为D_g=128.4°, I_g=−20.6°, k_g=26.2, α_{95}=7.9°(N=14); 产状校正后为D_s=95.6°, I_s=−44.0°, k_s=26.2, α_{95}=7.9°(表 1, 图 4(a)), 根据岩石磁学实验结果可知高温剩磁分量的载磁矿物为赤铁矿. RE1 和RE2 采点的中高温和高温剩磁分量方向十分相似, 磁铁矿和赤铁矿很可能记录了岩浆冷却时的地磁场方向.

第 2 类由褶皱南翼的RE3 和RE4 采点样品组成, 岩性为致密安山岩. RE3 和RE4 采点样品热退磁结果较好, 在进一步的热退磁过程中可以得到两个剩磁分量(图 3(c)和(d)). 在 300~560℃之间存在中高温剩磁分量的信息, 对RE3 采点的中高温剩磁分量进行Fisher平均后可得平均方向在地理坐标下为D_g=176.5°, I_g=6.1°, k_g=26.9, α_{95}=11.9° (N=6); 产状校

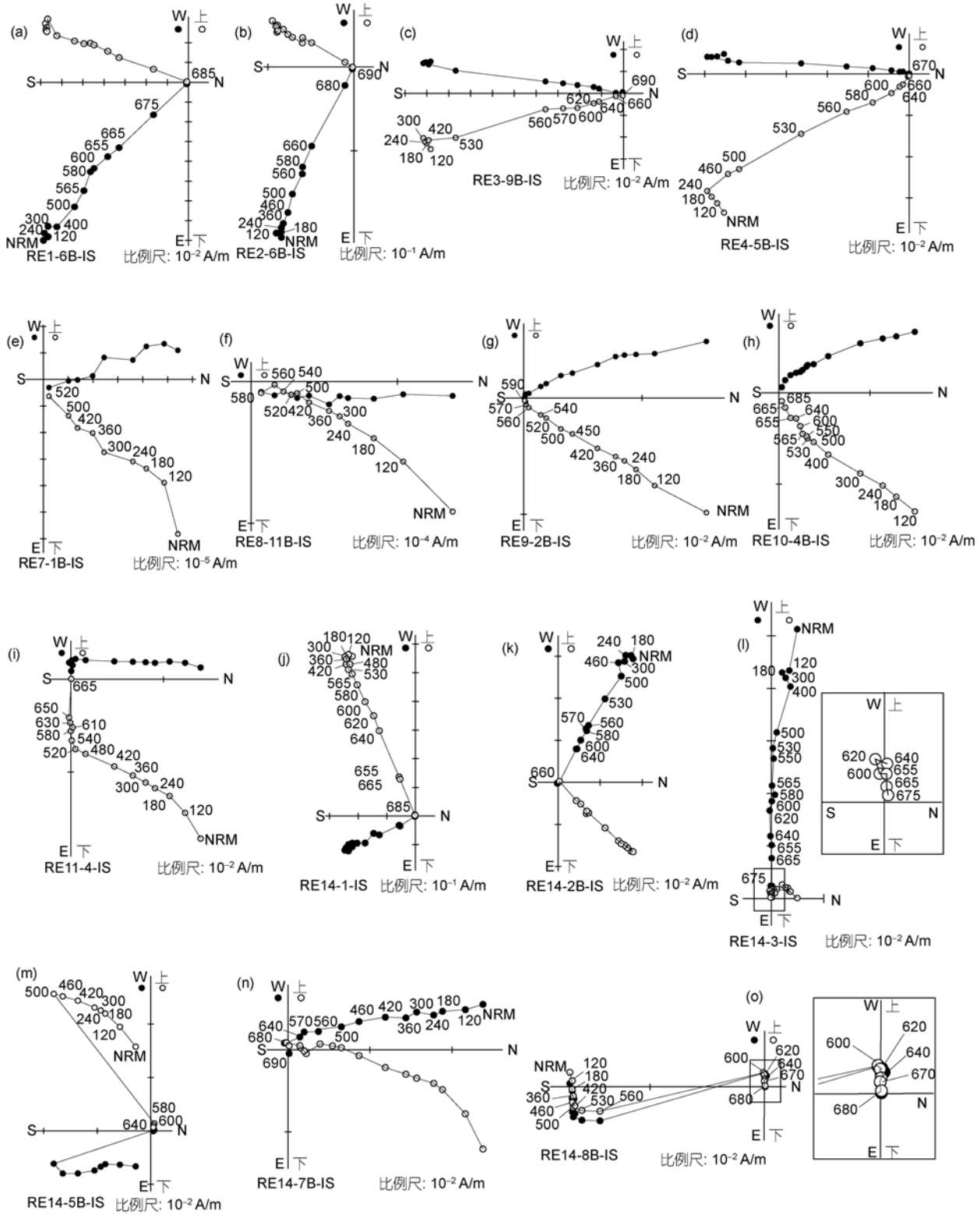

图 3　系统热退磁正交矢量投影图(地理坐标系)

实心圆代表水平投影, 空心圆代表垂直投影, 坐标刻度代表剩磁强度, 数字代表热退磁温度(℃)

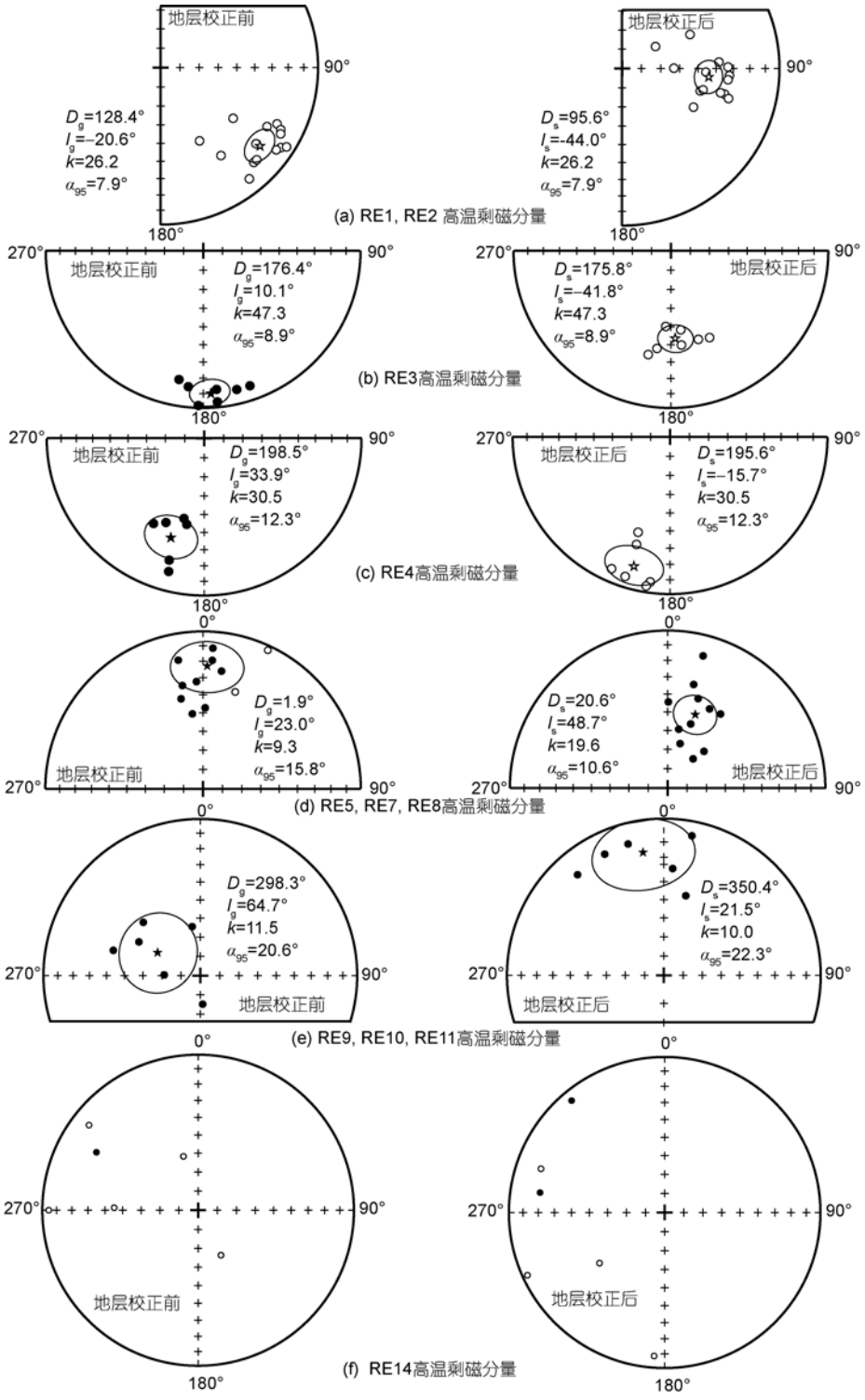

图 4　各采点高温剩磁分量等面积投影图

空心圆代表反极性(上半球投影), 实心圆代表正极性(下半球投影), 星号代表平均方向

表 1　西藏南木林乌郁群各采点高温剩磁分量Fisher平均结果[a)]

统计	样品数	地层校正前		地层校正后		k_g (k_s)	α_{95g}(α_{95s})(°)
		D_g(°)	I_g(°)	D_s(°)	I_s(°)		
RE1 和 RE2 平均方向	14	128.4	−20.6	95.6	−44.0	26.2	7.9
RE3 平均方向	7	176.4	10.1	175.8	−41.8	47.3	8.9
RE4 平均方向	6	198.5	33.9	195.6	−15.7	30.5	12.3
RE5, RE7 和 RE8 平均方向	11	1.9	23.0	20.6	48.7	9.3(19.6)	15.8(10.6)
RE9, RE10 和 RE11 平均方向	6	298.3	64.7	350.4	21.5	11.5(10.0)	20.6(22.3)

a) k_g和k_s分别为地层校正前和地层校正后的的Fisher精度参数; α_{95g}和α_{95s}分别为地层校正前和地层校正后 95%置信区间

正后为D_s=175.8°, I_s=–45.8°, k_s=26.9, α_{95}=11.9°. RE4 采点的中高温剩磁分量在进行Fisher平均后可得平均方向在地理坐标下为D_g=192.6°, I_g=21.5°, k_g=44.3, α_{95}=8.4°(N=8); 产状校正后为D_s=193.5°, I_s=–29.0°, k_s=44.3, α_{95}=8.4°. 岩石磁学实验表明磁铁矿很可能是这两个采点中高温剩磁分量的载磁矿物. 在进一步热退磁过程中, 磁矢量逐渐向原点趋近, 显示出了很好的线性特征, 高温剩磁分量在 600~685℃之间分离出来(图 3(c)和(d)), RE3 采点平均方向在地理坐标下为D_g=176.4°, I_g=10.1°, k_g=47.3, α_{95}=8.9°(N=7); 产状校正后为D_s=175.8°, I_s=–41.8°, k_s=47.3, α_{95}=8.9°(表 1, 图 4(b)). RE4 采点平均方向在地理坐标下为D_g=198.5°, I_g=33.9°, k_g=30.5, α_{95}=12.3°(N=6); 产状校正后为D_s=195.6°, I_s=–15.7°, k_s=30.5, α_{95}=12.3°(表 1, 图 4(c)). 赤铁矿为这两个采点高温剩磁分量的载磁矿物. 对比可知中温分量与高温分量相似, 差别较小.

第 3 类样品由RE5, RE6, RE7 和RE8 采点组成, 样品岩性为灰白色凝灰质砂岩, NRM强度较弱, RE6 采点没得到可靠结果. RE5, RE7 和RE8 三个采点在 300~610℃之间从 11 个样品中分离出了高温剩磁分量(图 3(e)和(f)), 对这 11 个样点的高温磁化分量进行Fisher平均后可得平均方向在地理坐标下为D_g=1.9°, I_g=23.0°, k_g=9.3, α_{95}=15.8°(N=11); 产状校正后为D_s=20.6°, I_s=48.7°, k_s=19.6, α_{95}=10.6°(表 1, 图 4(d)).

第 4 类样品由位于褶皱北翼的RE9, RE10 和 RE11 采点组成, 岩性为紫色凝灰质砂岩和紫红色砂岩. 在 560~685℃之间获得高温剩磁分量(图 3(g)~(i)), 平均方向在地理坐标下为D_g=298.3°, I_g=64.7°, k_g=11.5, α_{95}=20.6°(N=6); 产状校正后为D_s=350.4°, I_s=21.5°, k_s=10.0, α_{95}=22.3°(表 1, 图 4(e)), 岩石磁学实验表明高温剩磁分量的载磁矿物为赤铁矿.

第 5 类由褶皱北翼的 RE14 采点样品组成, 岩性为褐色玄武岩. RE14 采点热退磁结果显示方向较为分散, 6 个样品在加热至 640℃以上时得到了高温剩磁分量(图 3(j)~(o)), 但剩磁方量方向分散(表 2, 图 4(f)).

4　极性倒转过程讨论

极性倒转期地磁场行为是认识地球外核和核幔边界动力学过程的关键[1,20]. 结合古地磁学和地震学研究结果, Laj和Zhu等[2~4,9]提出B/M地磁极性转换期间VGPs路径具有经向优势分布特征, 主要受下地幔结构的制约. Hoffman[6]则发现其他一些极性转换或地磁漂移换期间的VGPs分布为簇状, 但也支持下地幔控制的观点. 然而, Quidelleur和Valet[10]认为VGPS经向带优势分布与采样点位置有关, 并质疑下地幔控制的观点. Barton和McFadden[8]提出沉积剩磁倾角浅化使得VGPs轨迹偏离采样点的观点. 由于一个极性转换过程的持续时间仅数千年[4,21], 因此对地磁场极性转换特征的研究就要求古地磁场的记录介质不但具有很高的可靠性, 而且要有很高的分辨率. 此外, 在更多地区进行极性转换期间地磁场形态学研究, 有助于评价采样位置对极性转换期间VGP轨迹的影响.

如图 5 所示, 可以把原生特征剩磁的方向分为 3 类, 第 1 类由 RE3 和 RE4 组成, 本类型结果磁偏角方向近南向, 磁倾角为负, 记录了反向极性期. 第 2 类由 RE5~RE11 六个采点组成, 磁偏角方向近北向, 磁倾角为正, 记录了正极性期地磁场(图 5(b)). 第 3 类由 RE1, RE2 和 RE14 采点组成, 其中 RE1 和 RE2 磁偏角偏东, 磁倾角为负(表 2). RE14 采点样品结果较为分散(表 2), RE14-2 和 RE14-3 为正极性, 其他 4 个样品为反极性, 磁偏角都位于 180°~360°之间. 根据野外观测可以排除样品受局部构造变形的影响, 我们认为 RE1, RE2 和 RE14 样品可能记录了两次极性

表 2　西藏南木林乌郁群样品高温剩磁分量统计结果[a)]

	地层校正前		地层校正后		$\alpha_{95g}(\alpha_{95s})(^\circ)$
	$D_g(^\circ)$	$I_g(^\circ)$	$D_s(^\circ)$	$I_s(^\circ)$	
RE1-1	141.5	−10.4	118.5	−47.2	0.5
RE1-2	152.1	−46.1	56.7	−69.3	1.1
RE1-3	125.1	−43.1	63.4	−50.1	1.2
RE1-4	123.7	−9.0	104.1	−33.3	0.7
RE1-6	135.6	−16.5	106.1	−47.1	1.5
RE1-7	122.3	−6.0	105.8	−30.4	0.7
RE1-9	133.9	−16.4	104.8	−45.8	1.1
RE2-2	115.9	−18.9	89.2	−33.2	0.4
RE2-3	145.6	−32.6	89.7	−63.1	0.7
RE2-4	125.5	−10.7	103.9	−35.8	0.5
RE2-5	128.7	−23.4	92.5	−45.7	0.6
RE2-6	117.4	−15.1	93.8	−32.2	0.8
RE2-7	119.0	−13.9	96.1	−32.8	0.8
RE2-8	119.1	−23.7	86.2	−38.3	0.5
RE14-1	153.1	−63.5	184.2	−8.3	0.8
RE14-2	299.7	25.8	320.3	7.2	1.2
RE14-3	270.0	−4.6	279.1	20.1	0.8
RE14-5	344.8	−60.6	232.1	−46.0	19.1
RE14-7	308.0	−12.1	289.5	−16.9	20.5
RE14-8	271.7	−45.2	245.4	−3.5	4.5

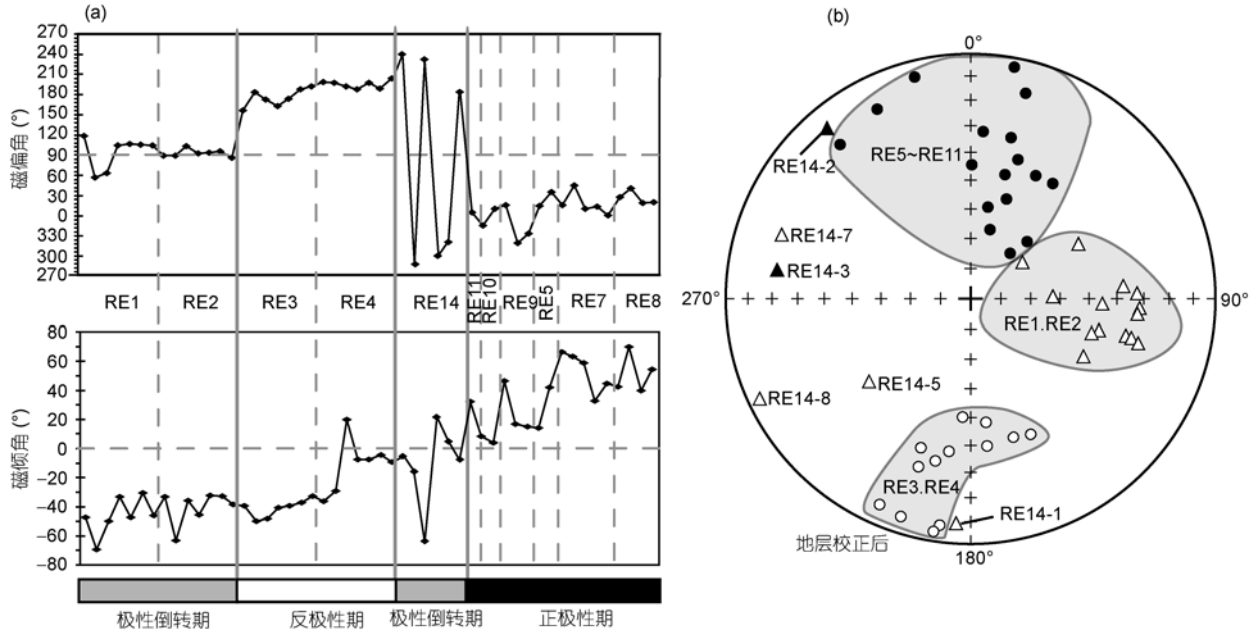

图 5　样品高温剩磁分量特征(a)和剖面样品高温剩磁分量等面积投影(b)

空心圆代表反极性(上半球投影), 实心圆代表正极性(下半球投影), 三角形代表地磁场倒转过程

转换期的地磁场行为. 第 1 类和第 2 类样品结果构成正、反对趾的偶极子场方向(图 5(b)). 地磁极性柱见图 5(a)和 6(a).

2003 年Spicer等[15]曾对本采样剖面进行了详细的年代学研究. 如图 6 所示, 褶皱南翼RE1 和RE2 采点杏仁状玄武岩年龄为(14.03±0.37) Ma, 有可能对应了C5ACr-C5ACn极性转换, RE1 和RE2 采点与下部RE3 和RE4 采点之间存在采样间断, RE3 和RE4 采点英安岩年龄为(15.25±0.40) Ma, 在CK95 国际地磁极性年表[12]上对应的极性期为C5Bn.1r; 褶皱北翼RE14 采点褐色玄武岩年龄为(15.03±0.11) Ma, 可能记录了C5Bn.2n-C5Bn.1r; 剖面底部的RE5~RE11 火山沉积岩年龄为(15.10±0.49) Ma, 对应的极性期为C5B.2n.

各个采点样品相应的 VGPs 见图 7(a). RE3 和 RE4 采点古地磁极位于南极圈附近, RE5~RE11 采点古地磁极位于北极圈附近, RE1 和 RE2 采样点得出的 C5ACr-C5ACn 极性转换期 VGPs 位于南太平洋中部, 构成 VGP 簇, VGPs 的位置位于采样位置以东, 二者经向距离相差~90°; RE14 采点计算出的 C5Bn.2n-C5Bn.1r 极性转换期 VGP 则散落在西非和大西洋东部, VGPs 的位置位于采样位置以西, 采样点与 VGPs 经向距离相差 90°~120°, 呈近经向带分布.

图 7(b)比较了新获得的VGP分布与前人在斯特恩斯山(~15.5 Ma)获得的结果[14], 后者VGPs主要分布在与采样位置相差 30°~90°经度范围的太平洋, 少量在相差 30°~60°经度的南美地区和零星分布在南印度洋地区. 这些观测结果与研究程度相对较高的B/M转换期间VGP路径观测结果相差较远. 由于目前得到的观测数据少, 加之火山岩连续性的限制, 目前中新世的数据还不能证明采样位置的经度与其对应的虚地磁极经度差是 90°的认识, 因此, 深入研究极性转换期间地球磁场时空特征仍是未来古地磁学研究非常重要的内容.

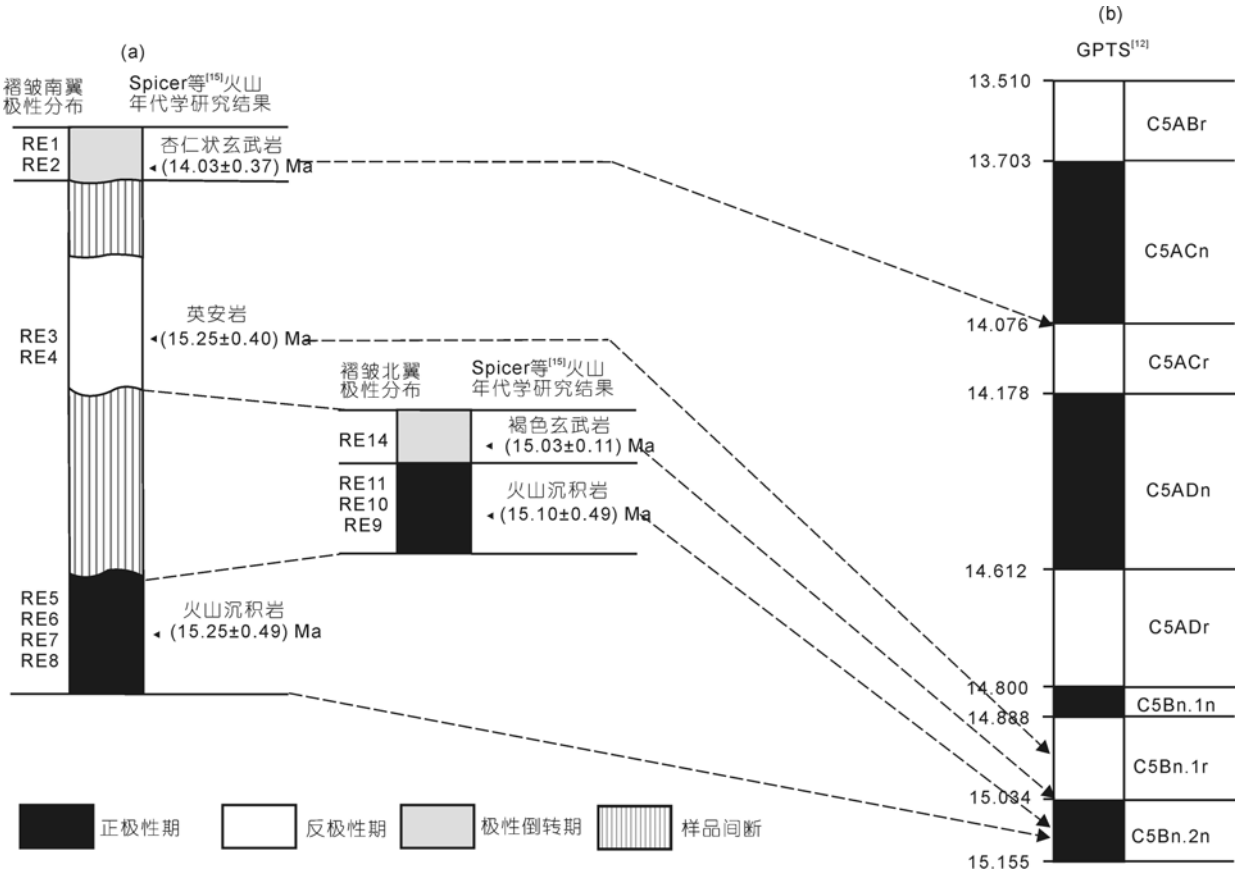

图 6　采样剖面样品极性与火成岩年代研究结果简易对比图[15](a)和国际标准古地磁极性年表[12](b)

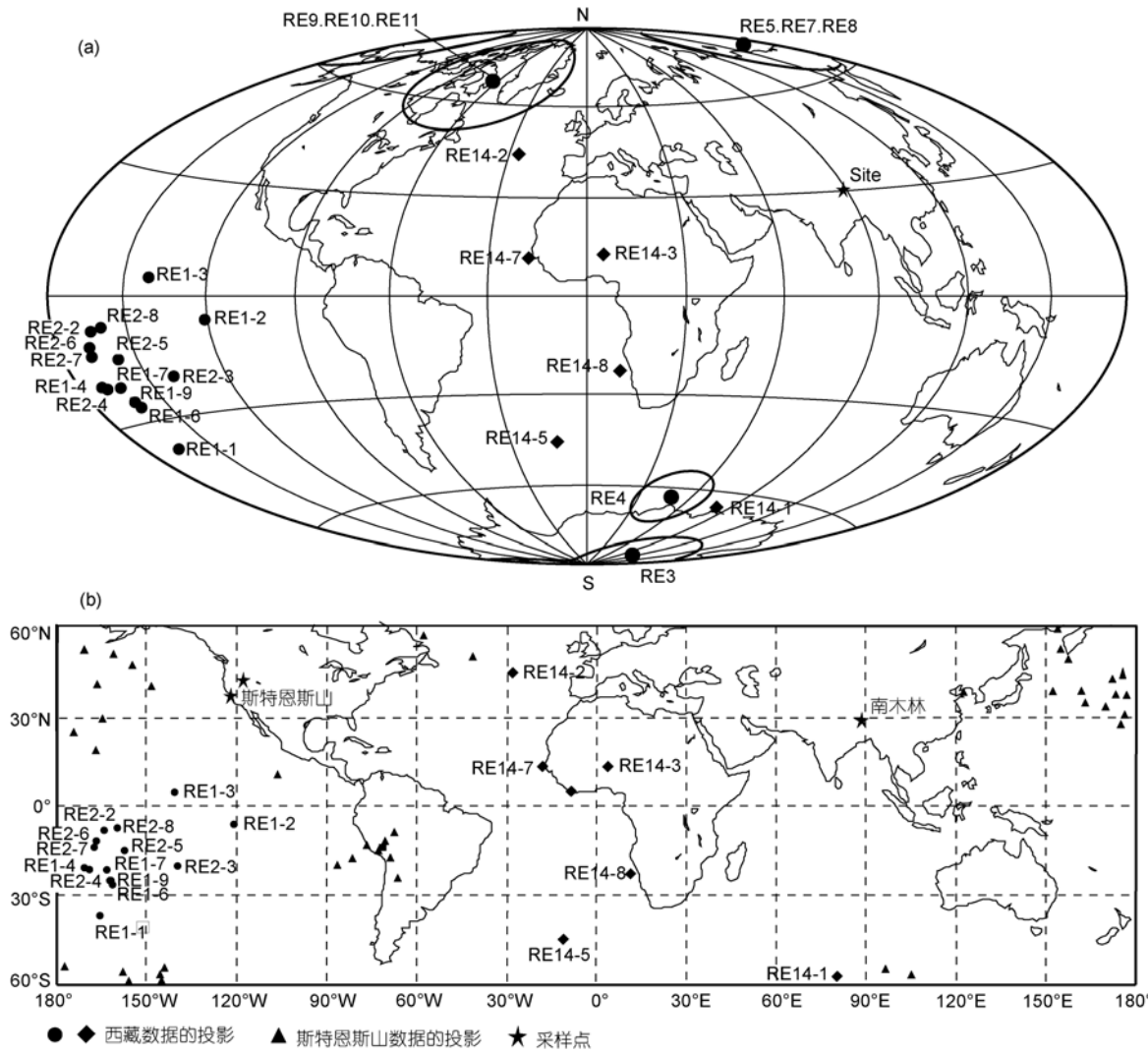

图 7　采样剖面中所记录的短极性事件与极性倒转期间VGPs分布(a)和VGPs及斯特恩斯山地区[14]VGPs分布特征(b)

RE14-1~RE14-8 在地层层位上为从下至上关系, 记录了地磁场从早到晚的连续过程; 大实心圆是采样点平均值

5　结论

拉萨以西的南木林县乌郁盆地分布的超钾质-钾质火山岩记录了中新世 C5Bn.2n 和 C5Bn. 1r 极性亚时及其极性转换期间地磁场的变化, 另外还记录了 C5ACr-C5ACn 极性转换期间地磁场变化. 这两次地磁极性转换期间 VGPs 主要分布在大西洋地区和太平洋中南部. 由于目前获得的中新世地磁倒转期间的 VGP 数据还很少, 因此还不能证明采样位置的经度与其 VGP 经度差是 90°或 VGPs 随机分布的认识.

致谢　论文成文过程始终得到朱日祥院士的热切关心, 并提出许多宝贵修改意见, 在此表示衷心的感谢.

参考文献

1 Gubbins D. Geomagnetic polarity reversals: A connection with secular variation and core-mantle interaction. Rev Geophys, 1994, 32: 61—83
2 Laj C, Mazaud A, Weeks R, et al. Geomagnetic reversal paths. Nature, 1991, 351: 447
3 Zhu R X, Laj C, Mazaud A. The Matuyama-Brunhes and Upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, North-central China. Earth Planet Sci Lett, 1994, 125: 143—158
4 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: 1582—1589
5 Heller F, Evans M E. Loess magnetism. Rev Geophys, 1995, 33: 211—240
6 Hoffman K A. Long-lived transitional states of the geomagnetic field and the two dynamo families. Nature, 1991, 354: 273—277
7 Hoffman K A. Dipolar reversal states of the geomagnetic field and core-mantle dynamics. Nature, 1992, 359: 789—794
8 Barton C E, McFadden P L. Inclination shallowing and preferred transitional VGP paths. Earth Planet Sci Lett, 1996, 140: 147—157
9 Love J J. Paleomagnetic volcanic data and geometric regularity of reversals and excursions. J Geophys Res, 1998, 103: 12435—12452
10 Quidelleur X, Valet J P. Geomagnetic changes across the last reversal recorded in lava flows from La Palma, Canary Islands. J Geophys Res, 1996, 101: 13755—13773
11 Valet J P, Tucholka P, Courtillot V, et al. Paleomagnetic constraints on the geometry of the geomagnetic field during reversals. Nature, 1992, 356: 400—407
12 Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. J Geophys Res, 1995, 100: 6093—6095
13 Pan Y X, Hill M J, Zhu R X. Paleomagnetic and paleointensity study of an Oligocene-Miocene lava sequence from the Hannuoba Basalts in northern China. Phys Earth Planet Inter, 2005, 151: 21—35
14 Prevot M, Mankinen E A, Coe R S, et al. The Steens Nountain (Oregon) geomagnetic polarity transition 2. Field intensity and discuss of reversal models. J Geophys Res, 1985, 90: 10417—10488
15 Spicer R A, Harris N B W, Widdowson M, et al. Constant elevation of southern Tibet over the past 15 million years. Nature, 2003, 421: 622—624
16 Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock coercivity and unblocking temperature properties. Geophys Res Lett, 1990, 17: 159—162
17 Kirschvink J L. The least-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic date. Geophys J Roy Astron Soc, 1980, 62: 699—718
18 Fisher R A. Dispersion on a sphere. Proc R Soc London Ser B, 1953, 217: 295—305
19 McElhinny M W. Statistical significance of the fold test in paleomagnetism. Geophys J Roy Astron Soc, 1964, 8: 338—340
20 Merrill R T, McFadden P L. Geomagnetic polarity transitions. Rev Geophys, 1999, 37: 201—226
21 刘青松, 朱日祥, 潘永信, 等. 极性转换期间地球磁场快速倒转的统计模型. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1999, 29: 56—61