

新石器时代姜寨遗址的考古地磁研究

魏青云 李东节 曹冠宇 张维玺 王双萍

(中国科学院地球物理研究所)

摘 要

通过测量姜寨遗址窑灶烧土标本的剩余磁化方向,确定了公元前四千年左右该遗址所在临潼地区的地磁场方向(倾角和偏角),采用逐步热退磁法,求出了当时、当地的地球磁场总强度值。由此,按照中心偶极模式算得了当时该地区所在的地磁纬度,以及该时期的虚地磁极位置和地球的虚偶极矩。

一、引 言

众所周知,对地球磁场进行直接观测还只有五百年左右的历史。为了全面、正确地了解地球磁场的基本性质及其时空变化规律,以便最终解决地球磁场的起源问题,只靠这几百年的资料显然是不够的。

近二十余年来广泛采用的古地磁方法,其中包括对史期标本进行研究的考古地磁方法,为探查地球磁场在其存在的漫长历史过程中的基本形态和演变规律提供了大量的数据资料。特别是地磁极性倒转现象的确定,大大推动了地磁起源理论研究工作的进展。

同时,大量研究结果表明^[1],在地磁极性稳定期间和倒转过程中,地球磁场的强度和方向都经受着周期为数十至数千年的长期变化。因此,为了深入地了解地磁场在极性稳定期间的工作状态及倒转发生的背景条件,以便进一步探讨地球磁场的产生和极性反转的机制,各国学者十分重视地磁场长期变化的研究。

当前,为了研究数千年甚至数万年来长期变化,广泛采集各历史时期的遗迹古物或浅海、湖底的沉积为标本,对其相应年代的地磁场各要素值进行细致的测定,取得了许多宝贵的数据^[2,3,4]。但是,至今世界上已公布的考古地磁数据不仅数量有限,且其时空分布也极不均匀。

我国幅员辽阔,历史悠久,古迹甚多,可以采到考古地磁需用的各类标本(砖、瓦、陶器及窑灶烧土)。这方面的工作也取得了一些成果^[5,6]。

二、标 本

姜寨遗址($\varphi = 34^{\circ}22'N$, $\lambda = 109^{\circ}12'E$)位于陕西省临潼地区,属新石器时代半坡

本文1978年11月30日收到,1980年2月11日收到修改稿。

型遗址。全址共分五个史期：一至四期为仰韶文化，第五期为龙山文化。

1. 我们选择了该遗址中第一期的两个陶窑和一个炉灶(见图1)，采其底部和壁面的烧土层，切制成立方体标本。根据采点所在地区的地质情况及考古部门对地层错动情况的考查结果，可以认为，这些窑、灶在其停止使用到采制标本这段时间里，基本上保持了原有的水平取向和方位。测量这些标本的剩余磁化方向和强度应能得到有关地球磁场在当地窑灶使用期间的方向和总强度等数据。

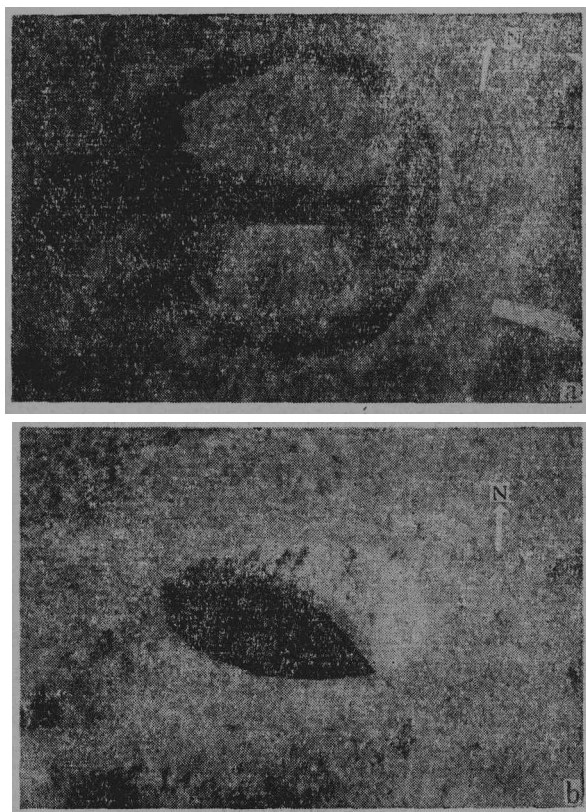


图1 姜寨遗址的窑(a)、灶(b)

但应该指出，窑灶的各部分及表里的受热温度是极不均匀的^[7]。呈龟裂状、青砖似的窑底和窑壁表层(约一至四公分厚)受热较甚，估计其受热温度至少在 800℃—1000℃ 左右。

而里层的烧土呈红色，并渐变为黄土颜色，其受热温度可能不超过 400℃。从灶坑中采集的烧土标本比较松散，其重复受热温度，估计不会在居里点之上。所以，在采用此类标本时，首先应取其表面层。若取其里层红黄部分，则有关磁化方向的数据无疑可用，但在相应的古地磁强度测定中，按逐步热退磁法^[8,9]，只能留用低温部分的数据。

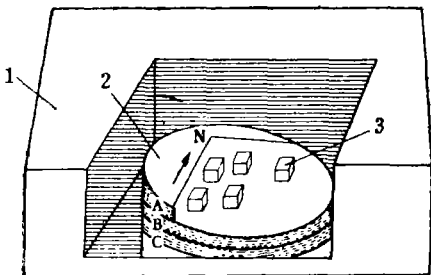


图2 采样示意图

2. 有关标本的年龄数据，都是由考古部门提供的。按碳-14 方法测定的绝对年龄，我们所用

标本的年龄为 5900 ± 90 年, 年轮值为 6400 年。

3. 我们在窑灶中采集标本, 使用手工采样法。罗盘定向后, 将烧土块分割成约 $4 \times 4 \times 4$ 厘米³的立方体(见图 2), 然后借助于硬铝模具用石膏当场灌制成型。有时迫于某些客观原因, 采集大块烧土标本, 随后在室内加工切制。

三、稳定性检验

对所用标本剩余磁性的稳定性通过下述方法进行了检验。

1. 交变退磁法

我们使用的是自制单向退磁装置。零磁空间是借助于三对方型(边长为两米)赫姆霍兹线圈获得的。

姜寨遗址烧土标本退磁后的结果表明:

(1) 在退磁交变场的峰值强度 \tilde{H} 由 25 奥斯特递增至 350 奥斯特时, 标本剩磁的方向基本保持不变(图 3 a, b, d)。

(2) 在 $\tilde{H} < 50$ 奥斯特时标本的剩余磁化强度基本上保持不变。只是当 $\tilde{H} > 50$ 奥斯特时才开始逐渐减弱(图 3c)。

由此认为, 我们所用品本的原始剩磁是稳定的。

2. 热退磁法

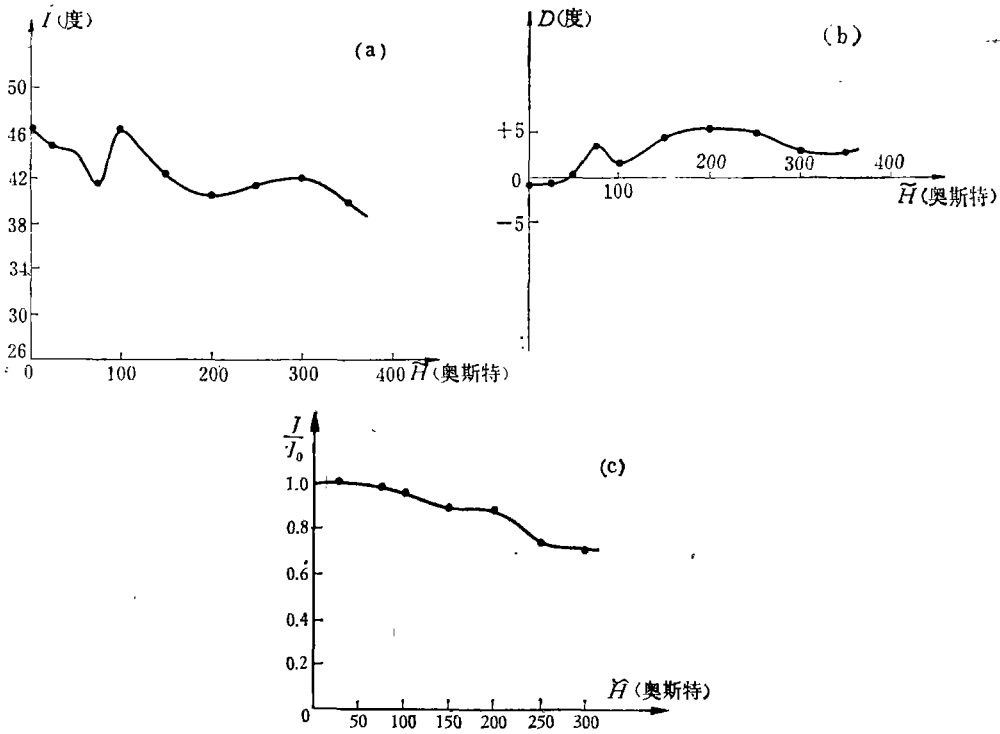
表 1 给出了部分标本的天然剩磁的倾角、偏角和低温退磁后的相应值。由表可见, 倾角、偏角的变化大部分在测量误差范围以内, 这进一步证明我们所用品本的原始剩磁的稳定性。

3. 粘滞性试验

按照通常采用的方法^[8], 将编号为 SJC-1-1 的标本在实验室内地磁场中正反向各放

表 1

标本编号	天然剩磁		低温热退磁				
	倾角 I_0	偏角 D_0	加热温度	倾角 I_T	偏角 D_T	$ \Delta I $	$ \Delta D $
1-5	42° 37'	+ 7° 59'	80°C	43° 36'	+8° 11'	0° 59'	0° 12'
			140°C	41° 19'	+9° 20'	1° 18'	1° 21'
1-8	43° 16'	+ 9° 52'	80°C	40° 44'	+9° 43'	2° 32'	0° 09'
			140°C	41° 05'	+9° 46'	2° 11'	0° 06'
3-2	50° 41'	+ 5° 51'	80°C	44° 53'	+4° 07'	5° 48'	1° 44'
			140°C	44° 42'	+6° 02'	5° 59'	0° 11'
3-3	43° 44'	+10° 43'	100°C	41° 02'	+6° 33'	2° 42'	4° 10'
			160°C	41° 40'	+4° 20'	2° 04'	6° 23'
6-3	50° 29'	- 3° 49'	100°C	49° 39'	-3° 11'	0° 50'	0° 38'
			160°C	48° 58'	-2° 26'	1° 31'	1° 23'
6-5	48° 32'	- 4° 54'	100°C	47° 09'	-3° 33'	1° 23'	1° 21'
			160°C	47° 47'	-2° 58'	0° 45'	1° 56'



姜寨 1-3

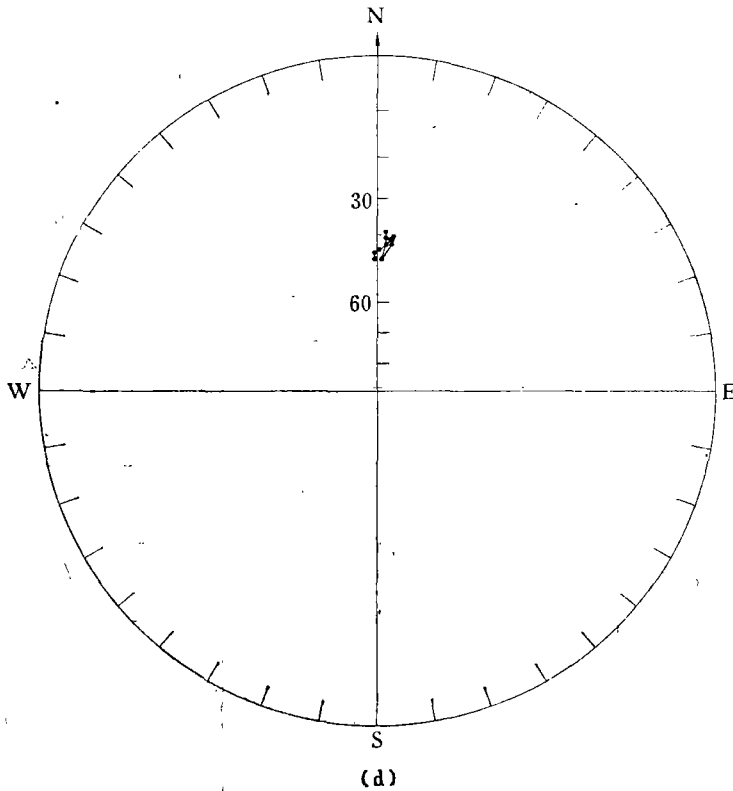


图 3 天然剩余磁化方向与强度的交变退磁曲线

(a) 倾角退磁曲线 (b) 偏角退磁曲线 (c) 相对磁化强度退磁曲线 (d) 磁化方向的赤平极射投影图

两周,由此获得的所谓粘滞剩余磁化强度 J_{vr} ,与天然剩余磁化强度 J_{or} 的比值为 6%。一般认为,只要该比值为 5% 左右即可忽略粘滞磁性的影响。

四、古代地磁场各要素的测定

所有标本的剩余磁化方向和强度都是用无定向磁力仪进行测量的。

1. 古代地磁场方向的测定

根据古地磁学原理,岩石及烧制器物等标本所具有的稳定剩余磁化方向与标本磁化时在当地作用着的地球磁场方向是一致的。换言之,标本的剩磁方向可以作为地磁场方向的天然记录加以利用。

按一般估计,方向测量误差约为 $\pm 3^\circ$ 。

每个朝代的倾角、偏角平均值是按费舍尔统计方法进行计算的^[10]。

姜寨三十七块标本进行方向测量的结果,见表 2。由此得到距今 5900 年时临潼地区地球磁场的平均方向和相应的精确度因子 k 、信任锥的半顶角 α_{95} 分别为

$$\text{平均倾角: } \bar{I} = 48^\circ 00',$$

$$\text{平均偏角: } \bar{D} = +4^\circ 22', k = 258, \alpha_{95} = 1.5^\circ.$$

表 2

<i>I</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>D</i>	<i>I</i>	<i>D</i>
47° 9'	+ 3° 23'	50° 29'	- 3° 49'	47° 37'	+ 8° 50'
46 55	+ 8 3	53 55	+ 2 33	47 52	+ 8 38
46 27	+ 7 59	50 31	- 1 14	47 32	+ 9 39
41 39	+10 53	50 20	- 3 40	46 4	+12 4
44 28	+20 0	48 31	- 4 53	47 0	+ 9 40
44 41	+ 7 26	52 41	+ 0 14	48 47	+ 8 14
44 20	+ 7 47	50 41	+ 3 42	46 58	+ 9 33
45 35	+ 6 54	50 22	+ 4 41	42 39	+ 9 6
46 58	+ 5 0	53 23	+ 0 33	43 52	+ 9 13
51 19	+ 7 57	56 10	+15 27	46 24	+ 4 8
45 35	+ 8 37	55 9	0 17	45 44	12 6
47 55	+11 31	45 45	+16 23		
45 54	+ 9 49	44 5	+ 4 27		

此外,高斯理论及实测结果早已证明,作为一级近似,地球磁场可视为中心偶极子场。由于中心偶极子场在地球表面各点的方向与强度随测点的磁纬度而变,因此,在不同地点测得的古地磁数据不便直接进行比较。

因此,在古地磁研究中,为比较方向数据,通常根据各点测得的倾、偏角,按中心偶极模式,利用球面三角关系,推算所谓虚地磁极 VGP (Virtual Geomagnetic Pole) 的地理座标^[11]。

由姜寨标本的测量结果算得距今约 5900 年的虚地磁极的地理坐标及相应的信任椭圆半径为(图 4)

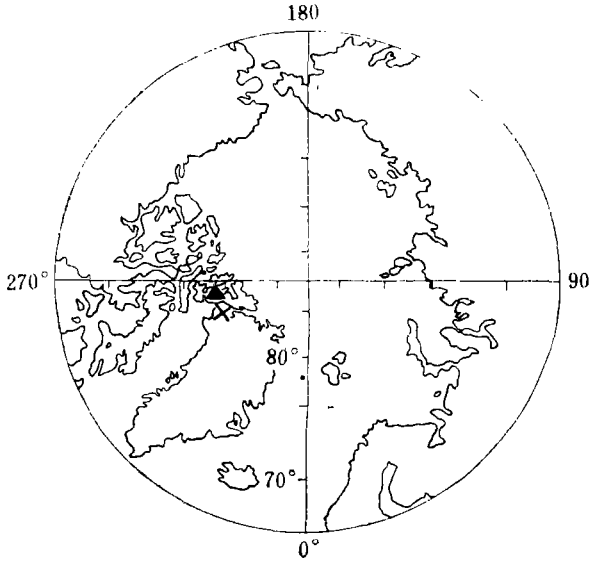


图4 古地磁极位置图

▲——新石器时代(公元前 3900 年) ×——现代地磁极(1970.0 年代)

纬度 $\varphi_0 = 78^{\circ}08'N$, $\delta_p = 1^{\circ}$,

经度 $\lambda_0 = 80^{\circ}44'W$, $\delta_m = 2^{\circ}$.

另外按 $\text{tg } I = 2 \text{tg } \varphi$, 根据古倾角值推算该地区的古纬度, 可求得 5900 年前临潼地区的磁纬度为

$$\varphi_I = 29^{\circ}22'N.$$

2. 古代地磁场总强度的测定

在我们的工作中, 古强度测定全部采用特里叶 (Thellier) 逐步热退磁法。这一方法虽然工作量大, 但与其他方法相比^[12], 至今仍被认为是稳妥可靠的方法^[13]。因为在此方法中, 加热温度是逐步升高的, 在高温下标本的性质发生变化之前, 即可得到足够的数据来推算古代地磁场强度。

在我们实验室中, 标本的加热是在氮气和空气中进行的。每块标本在恒温下加热一小时后, 放在实验室内地磁场中冷却 24 小时。考虑到可能存在次生剩余磁性, 我们选择 80°C 或 100°C 为初始加热温度。逐步升高的温度间隔一般取 40°C — 60°C , 温度的自动控制误差平均为 $\pm 5^{\circ}$, 重复加热的温度误差一般不超过 $\pm 1^{\circ}$ 。

测量该标本在每个加热温度 T_i 时残存的古代剩余磁化 (NRM) 强度 $(J_r)_i$ 和在实验室内地磁场中重新获得的热剩余磁化 (TRM) 强度 $(J_r)_i$, 在 x - y 直角坐标系中, 以 y 轴表示 NRM $(J_r)_i$, 以 x 轴表示 TRM $(J_r)_i$, 即可绘出 NRM—TRM 关系图^[9], 见图 5。

在此, $J_r(y)$ 与 $J_r(x)$ 之间应为直线关系, 其斜率

$$b = F_0/F \quad (1)$$

上式中 F_0 ——标本获得原始剩余磁性时所在古代地磁场的总强度,

F ——标本在实验室内获得热剩磁所在地磁场的总强度。

可见, 只要从 NRM—TRM 关系图中求出斜率 b 值, 即可推算出使该标本获得原始剩

磁的古代地磁场强度 F_0 。

为求此斜率值, 我们运用最小二乘法求最佳直线。对 x 、 y 两个变量都具有误差的最小二乘法问题 York^[14] 已给出普遍解, 只要对 NRM 及 TRM 的随机误差的相对量值给予适当的估计, 即可直接引用下列公式:

(1) 斜率

$$b = \frac{\sum_{i=1}^N V_i^2 - \sum_{i=1}^N U_i^2 + \left\{ \left[\sum_{i=1}^N V_i^2 - \sum_{i=1}^N U_i^2 \right] + 4 \left[\sum_{i=1}^N U_i V_i \right]^2 \right\}^{\frac{1}{2}}}{2 \sum_{i=1}^N U_i V_i} \quad (2)$$

上式中

N 为取用的实测温度点数,

$$U_i = x_i - \bar{x}, \quad (3)$$

$$V_i = y_i - \bar{y}. \quad (4)$$

$$\bar{x} = \frac{\sum_i w_i x_i}{\sum_i w_i}, \quad (5)$$

$$\bar{y} = \frac{\sum_i w_i y_i}{\sum_i w_i}. \quad (6)$$

其中

$$w_i = \frac{\omega(x_i)\omega(y_i)}{b^2\omega(y_i) + \omega(x_i)} \quad (7)$$

$\omega(x_i)$ 与 $\omega(y_i)$ ——对不同观测值所计之权。

当 $\omega(x_i) = \omega(y_i) = \text{const}$ 时, 则所得斜率满足各点与最佳直线间的垂直距离的平方和为最小的条件。

对 x_i 和 y_i 各实测值的随机误差如何进行估计, 我们参考 Coc^[15] 的作法, 对所有实测点进行必要的选择之后, 可以粗略地假定, $\omega(x_i)$ 及 $\omega(y_i)$ 与温度无关, 于是便有

$$\bar{x} = \frac{\sum_i x_i}{N}, \quad (8)$$

$$\bar{y} = \frac{\sum_i y_i}{N}. \quad (9)$$

(2) 斜率的标准偏差

$$\sigma_b = \left[\frac{\sum_i (bU_i - V_i)^2}{(N-2) \sum_i U_i^2} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

我们由每个朝代取 k 块标本进行逐步热退磁, 再由所得 k 个斜率 b 值求出该朝代的

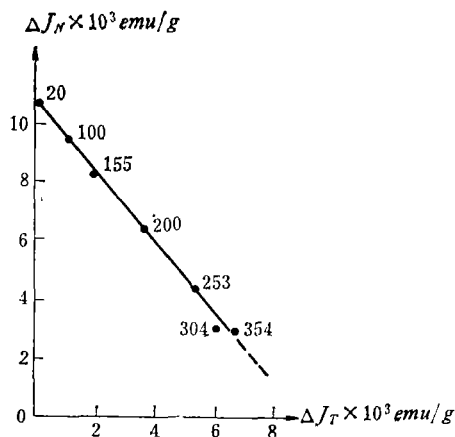


图5 NRM—TRM 关系图
线中各点附近的数字为加热温度

平均古强度值。

根据许多作者的讨论^[9,15等],由于次生剩余磁性(如粘滞磁等)的影响,在标本加热的低温阶段,NRM—TRM 图中会出现弯曲,而在高温阶段,有些标本本身的物理化学性质发生变化,使 NRM—TRM 关系图发生畸变。所以,为了求得可靠的平均古强度值,必须对每块标本的 NRM—TRM 关系图的可靠程度进行估计,即对 k 个斜率 b 值进行加权平均:

$$\bar{b} = \frac{\sum_{i=1}^k W_i b_i}{\sum_{i=1}^k W_i} \quad (11)$$

按照误差传递理论,最佳的计权因子 W_i 应与 b_i 值的标准偏差 σ_{b_i} 的平方成反比^[13]。所以在我们的工作中,取

$$W_i = \frac{1}{\sigma_{b_i}^2} \quad (12)$$

将(12)式代入(11)式,求出平均斜率值,便可得到每个朝代的平均古强度值 \bar{F}_0 。

对每个斜率值及平均斜率值的误差,可按误差传递理论,略经推导得出。

①单个斜率 b_i 值的标准偏差

$$S_{b_i} = \sqrt{\frac{\sum_{j=1}^k (b_j - \bar{b})^2}{k - 1}} \quad (13)$$

②平均斜率值 \bar{b} 的标准偏差

$$S_{\bar{b}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^k W_i^2 \sigma_{b_i}^2}{\left(\sum_{i=1}^k W_i\right)^2}} \quad (14)$$

按(12)式计权有:

$$S_{\bar{b}} = \frac{1}{\sqrt{\sum_{i=1}^k \frac{1}{\sigma_{b_i}^2}}} \quad (15)$$

为求姜寨的古强度值,我们对 13 块标本进行了逐步热退磁。其中三块标本的热退磁曲线及相应的 NRM—TRM 关系图示于图 6。

此外,我们选取了北京现代砖(采自亮甲店砖窑,距实验室 5km 左右,1965)切制的三块标本,同时进行了逐步热退磁。所得热退磁曲线及相应的 NRM—TRM 关系图见图 7。

由图 7 可看出,在实验误差范围内,所得斜率值都接近于 1。这说明我们所用的实验设备和工作方法是可靠的。

根据姜寨 13 块标本的热退磁曲线,我们选择了中间温度对应的 J_w 及 J_r 值按公式(2)计算每条线的斜率值及其标准偏差,然后按公式(12)计权由(11)式求平均斜率,由(15)式求其相应的标准偏差。最后得到临潼地区在 5900 年前的地磁场总强度值为

$$\bar{F}_0 = 0.43 \pm 0.005 \text{ 奥斯特。}$$

通常,古地磁学界为表达和比较世界各地测得的古代地磁场强度数据,将其按中心偶

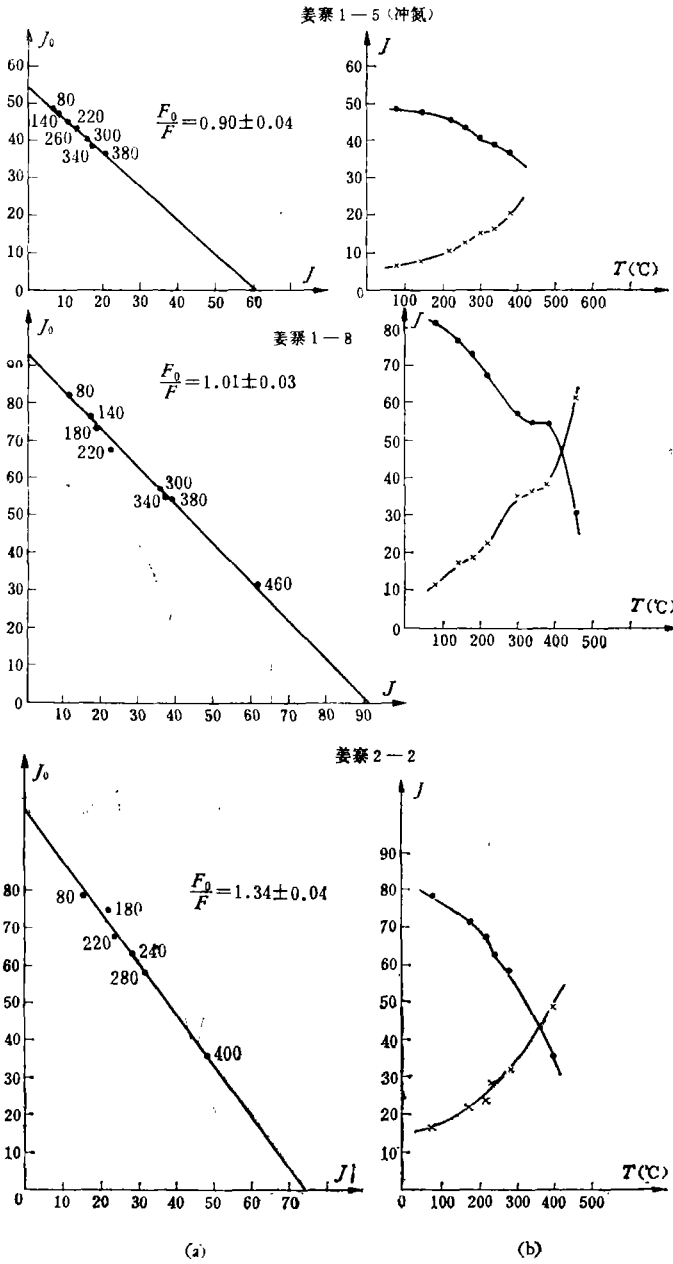


图 6 姜寨标本的热退磁曲线 (b) 及 NRM—TRM 关系图 (a)

J_0 与 J 为相对单位，线中各点附近的数字为加热温度

极模式换算为等效偶极矩：

$$M = \frac{FR^3}{\sqrt{1 + 3 \sin^2 \varphi}} \tag{16}$$

其中 R 为测点与偶极子所在点(即所谓磁心)之间的距离，
 φ 为测点的磁纬度，

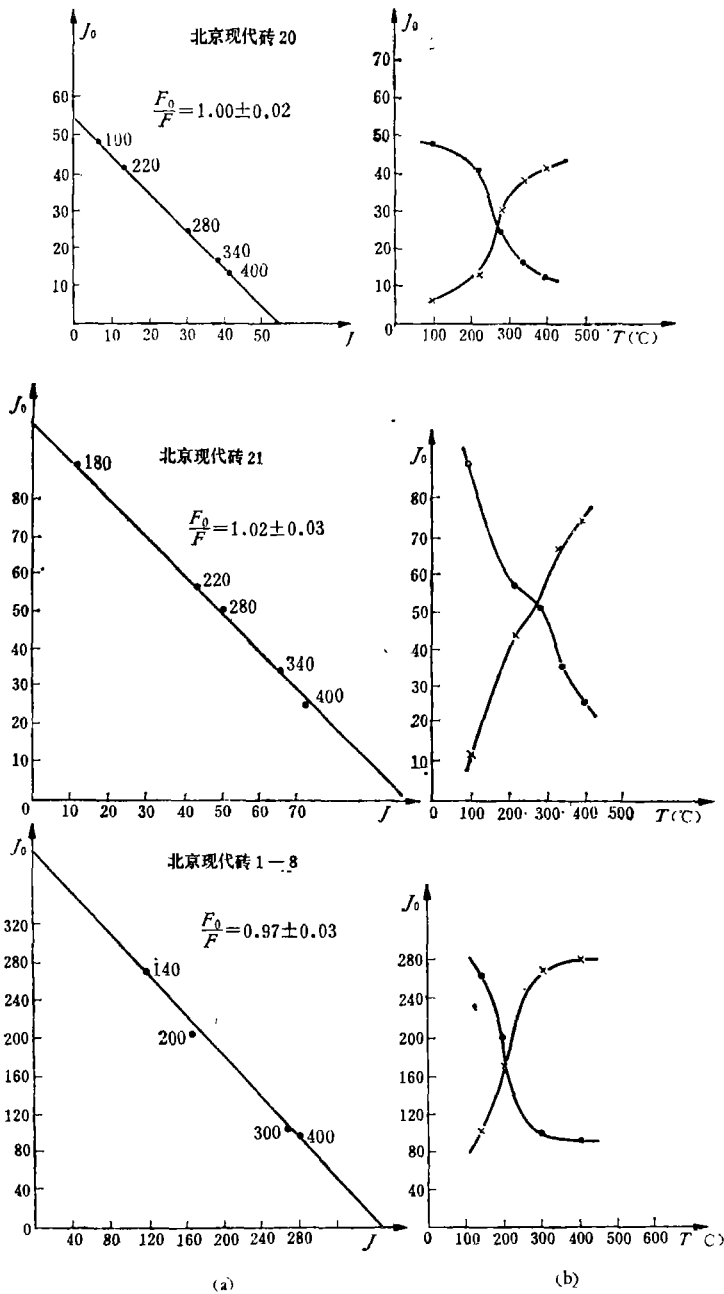


图7 北京现代砖标本的热退磁曲线(b)及NRM—TRM关系图(a)
 J_0 与 J 为相对单位, 线中各点附近的数字为加热温度

F 为地磁场在该点的总强度值。

目前采用的三种主要模式及其相应的等效偶极矩为:

①虚偶极矩 VDM (Virtual Dipole Moment)^[13]

根据实测古代倾角数据, 可有

$$M_0 = \frac{F_0 R^3}{2} \sqrt{1 + 3 \cos^2 I_0} \quad (17)$$

②似偶极矩 RDM (Reduced Dipole Moment)^[16]

偶极轴与现代地磁轴相重合,即中心倾斜偶极模式。因此,式(16)中的纬度 φ 即为测点的现代磁纬度。

③虚轴向偶极矩 VADM (Virtual Axial Dipole Moment)^[17]

偶极轴与地球自转轴相重合,即中心轴向偶极模式。因此式(16)中的纬度 φ 即为测点的地理纬度。

如果我们对地磁轴在古代的准确取向一无所知,即无倾角数据,无法推算 VDM,只能算得 RDM 或 VADM。

显然,对近数百年来说,RDM 比 VADM 更为合理。

为将姜寨的实测结果与相应的世界数据进行对比,我们推算了 VDM 为 8.6×10^{25} 高斯·厘米³ ($R = 6371.2$ 公里)。同时,为求 RDM,取现代(1970·0)地磁极的座标:

$$\varphi_p = 78.^\circ 3' N, \quad \lambda_p = 69.^\circ 0' W.$$

所得姜寨的现代磁纬 $\Phi = 22^\circ 40' N$; 相应的 RDM 为 9.4×10^{25} 高斯·厘米³。

五、结 论

1. 5900 年前,陕西临潼地区的地磁倾角为 $+48^\circ$, 偏角为 $4^\circ 22'$ 东;总强度值为 0.43 奥斯特。该地区 1970·0 年代的倾角为 $50^\circ 30'$, 偏角为 $2^\circ 45'$ 西;总强度值为 51550 伽。可见,新石器时代临潼地区处于正偏角区,磁场总强度值比现代值小 20% 左右。

2. 5900 年前虚地磁极所在位置为 $78.^\circ 1' N, 80.^\circ 7' W$ 。而 1970·0 年代的地磁极位置为 $79.1^\circ N, 70.1^\circ W$ 。

3. 5900 年前虚磁矩为 8.6×10^{25} 高斯·厘米³。

4. 将姜寨的 RDM 值 (9.4×10^{25} 高斯·厘米³)。与同时代的国外数据(如捷克为 5.74×10^{25} 高斯·厘米³)相比,可以发现,姜寨的数值高出较多。差别如此之大,原因何在,有待进一步工作。

参 考 文 献

- [1] Петрова, Г. Н., Геомагнитные данные о ядре земли, *Изв. АН СССР Физика земли*, №. 11, стр. 9, 1977.
- [2] Бурлацкая, С. П., Археомнегизм-исследование магнитного поля земли в прошлые эпохи, "Наука", М., 1965.
- [3] Aitken, M. J., *Physics and Archaeology*, Oxford, p. 135, 1974.
- [4] Barbetti, M. F., McElhinny M. W., The Lake Mungo geomagnetic excursion, *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, Vol. 281, 515—542, 1976.
- [5] 邓兴惠、李东节,北京地区史期地磁场及其变化的研究,地球物理学报,Vol. 14, No.3,181,1965.
- [6] 中国科学院地质研究所古地磁实验室,我国初唐时期(公元 642 年前后)西藏拉萨大昭寺古砖的考古地磁研究,科学通报,第 12 期,547—551,1977.
- [7] Челидзе, З. А., Некоторые результаты изучения геомагнитного поля в прошлом на территории Грузинской ССР с помощью археомнегитного метода, *Геом. Аэр.*, том. 6, №. 5, 953—955, 1966.

- [8] Телье, Е., Телье. О., Об интенсивности магнитного поля земли в историческом и геологическом прошлом, *Изв. АН СССР Сер. Геофиз.*, №. 9, 1996, 1959.
- [9] Nagata, T., Arai, Y., Momose K., Secular variation of the geomagnetic total force during the last 5000 years, *J. G. R.* Vol. 68, No. 18, 5277—81, 1963.
- [10] Fisher, R. A., Dispersion on a sphere, *Proc. Roy. Soc. Ser. A.*, Vol. 217, 295—305, 1953.
- [11] Irving, E., Paleomagnetism and its application to geological and geophysical problems, John Wiley & Sons, Inc., New York/London/Sydney, 1964.
- [12] Coe, R. S., Gromme, C. S., A Comparison of three methods of determining geomagnetic paleointensities, *J. Geomag. Geoelectr.*, Vol. 25, 415—435, 1973.
- [13] Carmichael, C. M. Paleomagnetic field intensity, its measurement in theory and practice (special issue), *Phys. Earth Planet. interiors*, Vol. 13, No. 4, 1977.
- [14] York, D., Least-squares fitting of a straight line, *Can. J. Phys.* Vol. 44, 1079—1086, 1966.
- [15] Coe, R. S., Gromme, S., Mankinen E. A., Geomagnetic Paleointensities from radiocarbon-dated lava flows on Hawaii and the question of the Pacific nondipole low, *J. G. R.*, Vol. 83, B4, 1740—1756, 1978.
- [16] Smith, P. J., The intensity of the ancient geomagnetic field: A review and analysis, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, Vol. 12, 321—362, 1967.
- [17] Barton, C. E. & et al., Intensity of the Earth's magnetic field over the last 10000 years, *Phys. Earth Planet. Inter.* Vol. 20, 96—110, 1979.

ARCHAEOMAGNETIC RESEARCH OF JIANGZHAI RELIC, NEOLITHIC EPOCH

WEI QING-YUN LI DONG-JIE CAO GUAN-YU ZHANG WEI-XI
WANG SHUANG-PING

(*Institute of Geophysics, Academia Sinica*)

Abstract

Some new results of archaeomagnetic research on the baked earth specimens from Jiangzhai relic of neolithic age are reported in this paper. The direction of the geomagnetic field at about 3900 B.C. in Lingtong region where this relic is located was determined. The position of the virtual geomagnetic pole for this period were deduced according to the geocentric dipole model. The paleo-intensity was determined by using the Thellier method. The virtual dipole moment (VDM) and the corresponding reduced dipole moment (RDM) were also calculated for this epoch.