

# 中国北方沿海两个沉积岩芯的古地磁研究\*

张宏才 黄庆福 赵松龄 苍树溪  
(中国科学院海洋研究所)

为编制中国北方沿海地区的古地磁年表,并为该区第四纪地层的划分与对比提供年代地层上的依据,我们选择了辛集孔(沧-13)和H-70孔沉积岩芯进行了古地磁研究。根据磁倾角的正、反向变化,绘成了古地磁极性变化(柱状)年表。

**辛集孔** 位于华北平原东部仅有的两个出露死火山(即大山和小山)之间。该孔井深600米,下部未见到基岩,全部岩芯均为松散沉积,不含玄武岩及其他喷发岩层。全岩芯共制成136块标本进行了天然剩余磁性测量。

**H-70孔** 位于苏北平原东部连云港海域中。该孔井深72.9米,全部为松散沉积;72.9米以下为云台片麻岩。全岩芯共取89块标本进行天然剩余磁性测量。

沉积岩含有从基岩上剥蚀下来的带磁性颗粒,经过流水或其他营力的搬运,在适宜的位置逐渐沉降下来。沉降时,这些带有磁性的颗粒要受到当时当地的地磁场影响,而规则地排列起来。倘若这种沉积作用持续一定的地质时期,那么在此期间的沉积物,不论其沉积厚度如何,一定会记录到其沉积时当地磁场所经历的一切变化。如果沉积发生了间断,那么间断期的磁场变化就不会被记录下来。人们把沉积岩的这种属性称为岩石天然剩余磁性,简称天然磁性,又称沉积剩磁,这是构成对松散沉积物进行古地磁测量的理论基础。

人们在长期的生产活动中,早就知道地磁场是偶极子场(Dipole field)。但是发现该偶极子场在漫长的地质年代中,曾发生过地磁北极磁性由正(N)变为负(S),又由负(S)变为正(N)这种惊人的变化,还只是近几十年来的事。1906年布伦赫斯(Brunhes)最先发现了地磁场的倒转<sup>[1,8]</sup>,默坎顿(Mercanton, 1926)和松山(Matuyama, 1929)初次绘制了地磁场倒转的年谱。近十余年来,随着钾-氩法测试技术的发展,对于世界若干地区的火山熔岩提供了越来越精确的年代数据,为古地磁年表的编制创造了条件。1963年考克斯(Cox, A.)根据世界若干地区火山熔岩的极性变化及其年代的资料,提出了地磁极性变化年表。限于当时掌握的资料,他认为极性变化的间距近于100万年。后来,麦克杜格尔(Mcdougall, 1964、1966)和达尔林普尔(Dalrymple, 1966)又获得了更多的资料<sup>[8]</sup>,发现某些年代和极性变化与考克斯的简单间隔不符。1969年,考克斯又根据150余个来自世界各地的火山熔岩,用钾-氩法测得的年代数据以及极性变化的资料,重新编制了450万年以来的古地磁极性变化年表<sup>[5]</sup>,表中的极性世按人名命名,极性事件按发现地点命名。1971年,格拉默(Grammé)和海尔(Hay)对于考克斯年表中的吉尔萨(Gilsá)和奥尔都维(Olduvai)事件又作了较小的变动<sup>[9]</sup>,而逐渐形成今日广泛采用的古地磁年表。为了进一

\* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第423号;本项工作曾得到河北省地质局第七地质大队、江苏省水文地质队二分队和连云港港务局的大力支持;测量工作在地质科学院地质力学研究所实验室进行的,并得到该所李普同志多方指导帮助;图件由本所李清、蒋孟荣等同志清绘,均此表示感谢。

步探索古地磁年表的应用范围,不少作者根据海洋沉积具有连续沉积的特点,在若干大洋深处,取了一些未定向深海岩芯,作古地磁极性变化的研究,结果发现深海沉积岩芯的极性变化与考克斯等人制定的古地磁年表中的各事件变化十分一致。值得着重指出的是:尼科维奇(Ninkovich, 1966)在北太平洋深海岩芯中(编号 V20—108<sup>(66)</sup>)发现在布伦赫斯正极性世中,存在着五次短期反极性事件。后来,乌尼(Wollin, 1971)又在北太平洋的 V20—108<sup>(71)</sup>中进一步证实了上述五次短期反极性事件<sup>[11]</sup>。1972年川井(Kawai)对日本琵琶湖的200米沉积岩芯进行了古地磁测量,发现在布伦赫斯正极性世中有三次或更多的短期反极性事件<sup>[11]</sup>。西村(Nishimura, 1973)曾对琵琶湖200米岩芯中发现的三层火山灰,用裂变径迹法,测得了它们的年龄<sup>[11]</sup>。据此推算该湖B、C、D三次短期反极性事件的年龄,同时也估算了该湖A、E两次的年龄(见表5)。胜三安川(Katsumi Yaskawa, 1973),三野厚幸(Atsuyuki Mizuno, 1975)都进一步认为琵琶湖中发现的五次短期反极性事件与深海岩芯中所发现的五次短期反极性事件成很好的对应关系<sup>[9]</sup>。1973年, Rossignol-Strick 在地中海海底也曾发现过类似的事件<sup>[6]</sup>。

由此看来,在布伦赫斯正极性世中,可能存在着大约以10万年为周期的地磁场极性变化的轮迴。它们与更新世期间的古气候变化,冰期、间冰期的交替出现,冷暖水种动物群的兴衰变迁有着密切的关系。可以说这些短期反极性事件的发现,更进一步丰富了古地磁年表的内容,扩大了古地磁年表的应用范围。

## 一、标本测量及其结果

### 1. 标本制备

用于古地磁极性变化测量的两个沉积岩芯,均为未定向柱状样品,在采集时已标明上下方向。样品转入室内以后,经仔细切割成 $3.9 \times 3.9 \times 3.9$ 立方公分标本,以便放在 WcW<sub>2</sub>-66 型大无定向磁力仪上测量其天然剩余磁性。

### 2. 标本测量

将已制成标有上下方向的小立方体标本,分别测量其天然剩磁,而后换算成磁倾角,磁倾角为正,定为正向标本,反之为反向标本。为排除沉积地层形成以后,由于其他因素(粘滞性剩磁、化学剩磁……等)而引起的磁化强度,对辛集孔我们选择了72米、169米、256米、342米;H-70孔选择了19米、36.5米、50米等层位的标本,分别用50、100、150、200、250、300、400、500奥斯特的交变磁场进行了磁清洗(退磁)。然后将上述标本在逐次退磁后所测得的结果,经换算绘成各标本的退磁曲线,综合各曲线上的共同稳定的范围,我们选择了150奥斯特的交变磁场,对全部标本进行了磁清洗。经过磁清洗的标本,都重新作了剩余磁性测量,可以认为这时得到的剩磁,大体上代表了沉积物形成时的原生剩磁,经换算而得到的磁倾角,更接近于沉积物形成时的磁倾角。

本文绘制的辛集孔、H-70孔的极性变化年表,就是按照退磁以后的磁倾角变化绘制而成的。

### 3. 测量结果

辛集孔共制成136块标本,如表1所示,退磁前有正向标本107块,反向标本29块;退磁后正向标本减为95块,反向标本增为41块。

表 1 辛集孔退磁前后正反向标本统计表

代表深度 (米)	退磁前		退磁后	
	正	负	正	负
0—239	55	8	49	14
239—366	24	12	19	17
366—463	23	3	23	3
463—571	5	6	4	7
累计标本总数	107	29	95	41

从磁倾角变化来看(图 1、表 2), 在退磁以前, 正向标本磁倾角主要集中于 50—70° 之间, 约占全部标本的一半; 反向标本主要集中于 20—40° 之间。退磁后正向标本磁倾角, 约三分之二集中于 30—70°。从表 2 可以看出退磁后的磁倾角在各角度间的分配较为均匀。反向标本磁倾角主要分配在 10—20°、30—40°, 磁倾角普遍减小。

表 2 辛集孔退磁前后正反向标本磁倾角变化统计表

磁倾角(度)		0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90
退磁前	正	2	8	2	13	11	23	30	13	4
	负	3	6	6	10	3	0	1	1	0
退磁后	正	7	5	9	13	15	24	16	5	2
	负	3	10	5	10	6	4	2	0	0

H-70 孔共制成 89 块标本, 如表 3 所示, 退磁前有正向标本 49 块, 反向标本 39 块; 退磁后正向标本增为 58 块, 反向标本减为 30 块, 与辛集孔的情况相反。

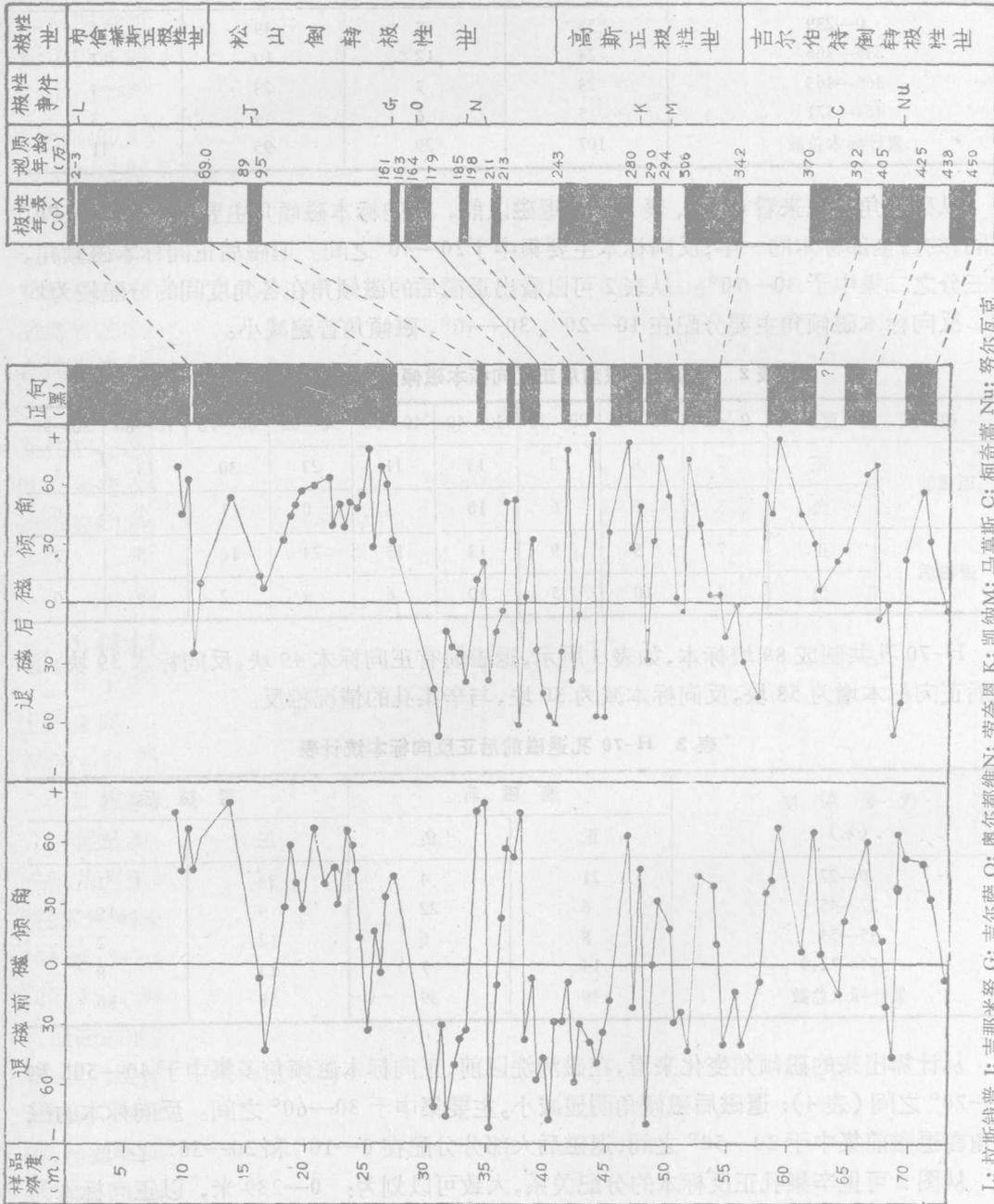
表 3 H-70 孔退磁前后正反向标本统计表

代表深度 (米)	退磁前		退磁后	
	正	负	正	负
0—27	21	4	24	1
27—45	6	22	9	19
45—54	8	6	12	2
54—72.9	14	7	13	8
累计标本总数	49	39	58	30

从计算出来的磁倾角变化来看, 在磁清洗以前, 正向标本磁倾角多集中于 40—50° 和 60—70° 之间(表 4); 退磁后磁倾角明显减小, 主要集中于 30—60° 之间。反向标本的磁倾角在退磁前集中于 20—50° 之间; 退磁后大部分分配在 0—10° 和 20—30° 之间。

从图 2 可见辛集孔正反标本的分配关系, 大致可以划为: 0—239 米, 以正向标本为主, 其中有五处出现了少量反向标本。239—366 米反向标本显著增加, 其中有四处出现了少量正向标本。366—463 米主要为正向标本, 其中有两处出现了少量反向标本。463 米以下又以反向标本为主, 但也有两处出现了少量正向标本。

从图 2 及表 3 上可见到 H-70 孔正反标本的分配关系: 0—27 米有 23 块标本为正,



L.: 拉斯钱普 J: 吉那米努 G: 吉尔萨 O: 奥尔都维 N: 劳奈恩 K: 凯纳 M: 马莫斯 C: 柯奇嵩 Nu: 努尔瓦克

图2 H-70 海底钻孔古地磁极性变化年表及其与考克斯等古地磁年表关系对比图

表 4 H-70 孔退磁前后正反标本向磁倾角变化统计表

磁倾角(度)		0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70	70—80	80—90
退磁前	正	3	6	3	6	9	3	10	3	2
	负	5	5	8	6	10	3	2	3	2
退磁后	正	7	4	4	9	8	11	5	5	3
	负	7	3	8	3	3	5	4	0	0

只一处出现反向标本。27—45 米正向标本只有 9 块,而反向标本为 19 块。45—54 米正向标本 12 块,反向标本 2 块。54—72.9 米有 13 块正向标本,反向标本 8 块。

## 二、古地磁极性变化年表的编制

### (一) 辛集孔

**1. 布伦赫斯正极性世** 代表地层深度 0—239 米,共测量 63 块标本,其中 49 块为正向,14 块标本为反向。反向标本分配在五段地层中,代表着布伦赫斯正极性世中存在着五次短期反极性事件,它们在地层中的位置及所属事件名称自上而下列于表 5。

表 5 布伦赫斯正极性世中短期反极性事件对比表

辛集孔深度 (米)	琵琶湖孔深度 (米)	V20—108(71) 孔 深度(厘米)	事件距今年龄 (年)	短期反极性事件名称
21—26.1	约 10	5—15	20000—30000 (估 18000)?	拉斯钱普 (Laschamp) (琵琶湖 A)?
60—65	50—55	115—120	108000—114000 (104000—117000)	布莱克 (Blake) (琵琶湖 B)
96—112	80—85	195—205	198000—215000 (176000—186000)	吉曼卡 (Jamaica) (琵琶湖 C)
123—126	130—132	300—310	293000—311000 (292000—298000)	里汶廷 (Levantine) (琵琶湖 D)
167—172	约 160	440—455	估 430000—440000 (400000?)	海兴 (琵琶湖 E)?

图 3 为辛集孔上部 200 米岩芯与日本琵琶湖 200 米岩芯以及北太平洋 V20—108(71) 孔岩芯同期磁倾角之对应关系<sup>[11]</sup>。从图上可明显的看出,来自海岸、湖泊和大洋的三个沉积岩芯,似乎都具有五次短期反极性事件(在布伦赫斯正极性世中)。

1975 年,三野厚幸肯定了日本琵琶湖在布伦赫斯正极性世中的五次短期反极性事件<sup>[9]</sup>与深海岩芯所发现的五次短期反极性事件成对应的关系。我们认为辛集孔的五次短期反极性事件与琵琶湖和深海岩芯中的事件可以相对比。渔供 3 孔位于辛集孔附近,该孔在地表以下 14.7—16.1 米处为一层沼泽相沉积,它的下部放射性碳年代为距今  $9650 \pm 190$  年,辛集孔与之对应的层位为 11.5—14.8 米。渔供 3 孔在代表深度为 40.5—41.5 米处仍为一层沼泽相沉积,其放射性碳年代为距今  $> 32,000$  年。辛集孔与之对应层位为 30.0—33.5 米。据此,辛集孔位于地表下 21.0—26.1 米处的短期反极性事件应相当于考

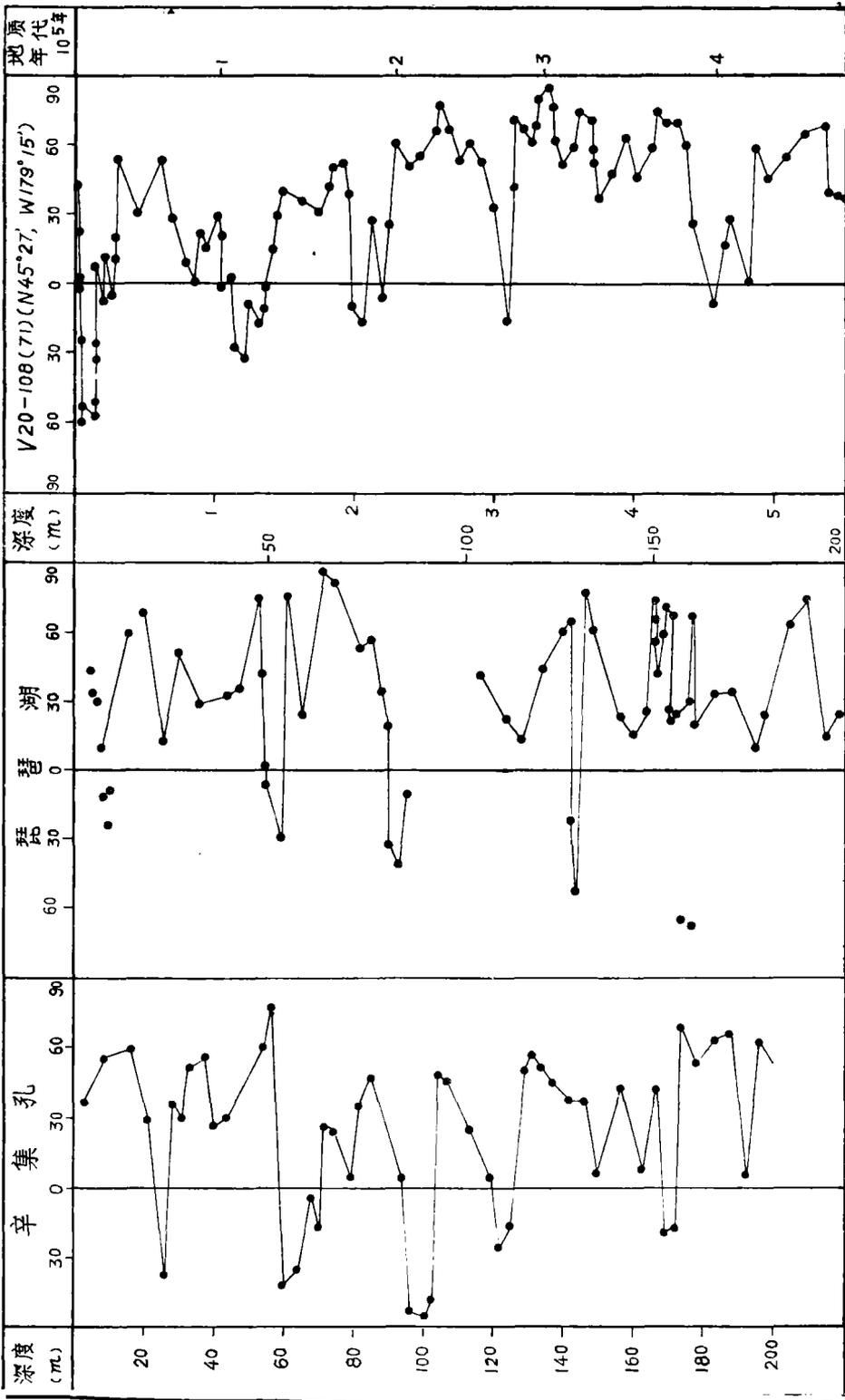


图3 布伦赫斯正极性世期间磁倾角变化对比图

克斯年表中的拉斯钱普事件,亦相当于琵琶湖 A 事件。

辛集孔 60.0—65.0 米的短期反极性事件,根据我们对渤海湾西岸海相地层与海岸线问题的研究<sup>[2]</sup>,确认是在沧州海侵(最后间冰期)前不久发生的,它的年代应在 100,000 年前不久。故可以同布菜克事件相当,也与琵琶湖 B 相当。

辛集孔的其他三次反极性事件,按事件上下顺序分别与吉曼卡、琵琶湖 C; 里汶廷、琵琶湖 D; 辛集孔 167.0—172.0 米事件应与琵琶湖 E 相当,并根据沉积速度推算其年龄为 430,000—440,000 年。

**2. 松山倒转极性世** 代表地层深度 239—366 米,共测量 36 块标本,其中正向标本 19 块,反向标本 17 块。与前期相比,反相标本显著增加,如图 1 所示,19 块正向标本分四段穿插在 17 块反向标本中,构成了四次短期正极性事件:(1) 265—270 米,相当于吉那米努(Jaramillo)正极性事件;(2) 286—302 米,相当于吉尔萨和奥尔都维正极性事件;(3) 和 (4) 分别在 325—327 米和 335—337 米,合称劳奈恩(Reunion)正极性事件。

**3. 高斯(Gauss)正极性世** 代表地层深度为 366—463 米,共测量 26 块标本,其中正向标本 23 块,反向标本 3 块。3 块反向标本代表了两次短期反极性事件。位于 382—389 米的短期反极性事件,相当于考克斯年表中的凯纳(Kaena)反极性事件<sup>[5]</sup>。位于 404—410 米的短期反极性事件相当于马莫斯(Mammoth)反极性事件。

**4. 吉尔伯特(Gilbert)倒转极性世** 代表地层深度为 463—571 米,共测量 11 块标本,其中 4 块为正向标本,反向标本共 7 块。正向标本构成了两次短期正极性事件:(1) 492—513 米相当于柯奇蒂(Cochiti)正极性事件;(2) 550—560 米相当于努尼瓦克(Nunivak)正极性事件。

## (二) H-70 孔

**1. 布伦赫斯极性世** 代表地层深度 0—27 米,共测量 25 块标本,其中正向标本 24 块,反向标本一块,该反向标本位于 10—10.5 米,相当于拉斯钱普事件。

**2. 松山倒转极性世** 代表地层深度 27—45 米,共测量标本 28 块,其中正向标本 9 块,反向标本 19 块。9 块正向标本分为五个部分,代表着松山期有五次短期正极性事件,它们分别为:(1) 34—34.5 米相当于吉那米努事件;(2) 36.5—37 米相当于吉尔萨事件;(3) 37.5—39 米相当于奥尔都维事件;(4) 和 (5) 为 41—41.5 和 43—43.5 米相当于劳奈恩事件。

**3. 高斯正极性世** 代表地层深度为 45—54 米,共测量 14 块标本,其中 12 块为正向,2 块为反向标本。2 块反向标本构成了两次短期反极性事件:(1) 45.5—46 米相当于凯纳反极性事件;(2) 50.5—51 米相当于马莫斯反极性事件。

**4. 吉尔伯特倒转极性世** 代表地层深度为 54—72.9 米,共测 21 块标本,其中 13 块标本为正向,8 块标本为反向。13 块正向标本分成三段,代表着三次短期正极性事件:(1) 56—62 米相当于柯奇蒂事件;(2) 和 (3) 64—66.5 米和 69.5—72 米,相当于努尼瓦克事件。

### 三、古地磁年表在当地地层中的应用

#### (一) 沉积速度的计算

表 6 为辛集孔和 H-70 孔在不同极性世和极性事件中的沉积速度。根据沉积物岩性及其中微体动物群的变化,可以确定拉斯钱普事件以后,玉木冰期逐渐进入最盛时期,世界洋面大幅度下降。大约在距今 15,000 年前冰期结束,世界气候转暖海面回升造成若干大陆架海侵,形成了冰后期海相地层。辛集孔自距今 20,000 年以来,以平均 1 米/1000 年的速度, H-70 孔以 50 厘米/1000 年的速度沉积着。若除去冰期时的沉积,冰后期的沉积速度还要大。

表 6 辛集孔和 H-70 孔沉积速度统计表 单位: 厘米/1000 年

极性事件、极性世	沧-13孔	H-70孔	极性事件、极性世	沧-13孔	H-70孔
	沉积速度	沉积速度		沉积速度	沉积速度
拉斯钱普至今	100	50	吉那米努—布伦赫斯始	12.5	3.5
拉斯钱普	50	5	吉那米努	10	0.8
布莱克—拉斯钱普	44	—	奥尔都维—吉那米努	2	0.24
布莱克	38	—	松山始—奥尔都维	10	0.9
吉曼卡—布莱克	40	—	布伦赫斯世	35	4
吉曼卡	50	—	松山世	7	1
里汶廷—吉曼卡	42	—	高斯世	9.6	0.9
里汶廷	50	—	吉尔伯特世	13	1.7
布伦赫斯始—里汶廷	35	—			

在四个极性世中,两孔都以布伦赫斯正极性世沉积速度为最大,松山倒转极性世沉积速度较慢。值得注意的是,在奥尔都维和吉那米努事件之间,两孔的沉积速度都较低。根据辛集孔附近其他钻孔的资料,在松山期曾发生过岩浆活动与火山喷发,是否有可能减缓了当地的沉积速度,这一问题尚待进一步研究。H70 孔由于处在两山之间,沉积物主要源于风化作用而产生的坡积物,故沉积速度较慢。

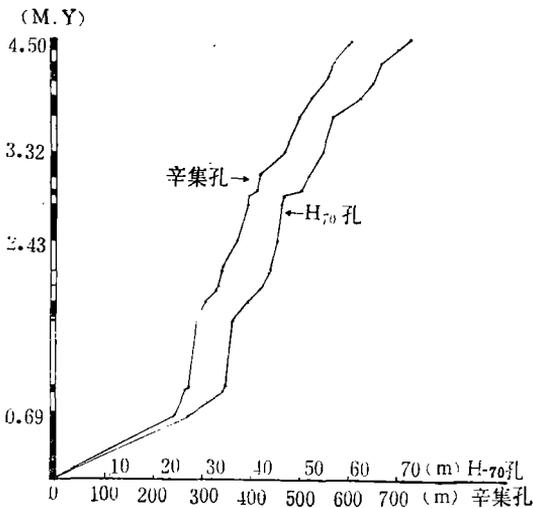


图 4 两个钻孔沉积速度关系对比图

根据目前的研究,近十万年以来,我国东部沿海曾发生过三次海侵,分别称为沧州海侵,献县海侵,黄骅海侵。由于海侵的发生,改变了当地的沉积环境,所以 H70 孔 18 米以上的沉积速度较其下部要大的多(表 6、图 4)。

#### (二) 用于地层对比

如果地磁极性倒转的理论是正确的,那么在同一半球上的任何地区,在同一地质时期

中所形成的各类岩石,都应记录到同样的极性变化。通过对各地沉积岩芯标本的古地磁测量,凡属同一古地磁的极性世与极性事件的地层,都可以进行对比。例如,辛集孔 0—239 米、239—366 米; H-70 孔 0—27 米、27—45.5 米,分别属于布伦赫斯正极性世和松山倒转极性世。从沉积物颜色和岩性来看,辛集孔 0—239 米,以灰、灰黄、棕黄色为主,岩性以粉砂质粘土和粘土质粉砂为主,夹有薄层砂层; 239—366 米,以棕黄、灰绿色为主,间或带有棕红色,岩性以粘土、粉砂质粘土为主,夹有砂层,在该地段内,明显地出现了钙化层与滑动面,构成了松山期沉积所具有的特征。H-70 孔 0—27 米,以灰褐、灰黄色为主,岩性为粘土、粉砂质粘土夹少量砂层; 27—45.5 米以棕黄夹棕红色为主,岩性以粘土质粉砂、粘土为主,夹有砂层。

由此看来,两孔的沉积速度、沉积环境、地理纬度和所处的构造单元都不相同,但通过古地磁测量,分别属于相互对应的极性世,构成了具有同一极性世间地层的相互对比。

### (三) 用于确定更新世下界

关于更新世下界问题,经过了一个多世纪的长期纷争,至今各学科间并没有取得统一的认识。根据 18 届(1948 年)国际地质协会确定的更新世下界: 陆相地层以维拉弗朗层底部为界; 海相地层以意大利典型地区卡拉布里层底部为界<sup>[10]</sup>。限于当时掌握的材料,在那次地质会议上总算达到了暂时的统一,平息了长期以来关于上新世/更新世分界问题的争论。进入 60 年代以来,由于大量实际资料的积累,古人类颅骨化石及其工具的相继发现,钾-氩法测定年代技术的不断提高与新的年代数据不断出现,深海钻探技术的发展,古地磁年表的编制与不断完善等等,对于上述结论提出了越来越多的怀疑。在 1969 年于巴黎召开的第八届国际第四纪协会(INQUA)上,希尔(R. Sell)等认为<sup>[10]</sup>: “维拉弗朗层与卡拉布里层不论从年代上,还是从古气候上都不相当”。“上新世/更新世分界应根据海洋动物群的变化,意大利卡拉布里层的(Le Castella)剖面应为其典型地层”。1967 年希尔曾测得卡拉布里典型区(即卡拉布里底部)上新世/更新世分界处年代为 180 万年。李基(Leaky A. O.)根据大量测量资料,认为含有古人化石(Hemionides)残体的奥尔都维层 I 的年代为距今 163—189 万年<sup>[7]</sup>。

在欧洲与含有维拉弗朗动物群的陆相地层同样层位的火山熔岩<sup>[11]</sup>,经钾-氩法年代测量,下维拉弗朗层为 330—400 万年,中维拉弗朗层为 310 万年。可见维拉弗朗层较卡拉布里层要老。1972 年,理查德·李基(L. Leaky)在东非卢多尔湖以东发现了一具 280 万年前的颅骨化石<sup>[3]</sup>,其登记号是 1470,在此附近还发现过经放射性年代测定为 260 万年的属于奥尔都维文化的大批工具。

中国云南省“元谋人”化石层,其年代经古地磁测量定为 163—164 万年,而元谋组地层年代约在 153—312 万年<sup>[4]</sup>。

由此可见,人类及其文化层的年代可上推到 300 年以上,如果按人类的出现作为更新世开始这一原则出发,那么上新世/更新世分界应上推到 300 年以上。

到目前为止,上新世/更新世分界问题尚未统一。目前大体上可归纳为两种意见,其一认为应以古地磁奥尔都维事件的底部为界,年代为距今约 180 万年。其二认为应以古地磁马莫斯事件为界,年代为距今约 300 多万年。

根据古地磁测量,结合岩性、岩相特征,生物群变化,大体上认为辛集孔和 H-70 孔更新世下界,应以古地磁马莫斯事件底部为界较为适宜。辛集孔上新世/更新世分界位于 404—410 米; H-70 孔上新世/更新世分界位于 50.5—51 米处。

综上所述,我们初步编制了我国北方沿海两个沉积岩芯所在地区的古地磁极性变化年表,并根据年表中各极性世和极性事件所在的层位,初步确定了当地上新世/更新世的界限,计算了它们的沉积速度和两个地区的地层对比。在古地磁极性变化测量的基础上,初步发现我国华北平原东部的河湖相,海相地层中,布伦赫斯正极性世,也存在着五次短期反极性事件,它们与深海岩芯和日本琵琶湖中所发现的五次短期反极性事件,成相互对应的关系,这一发现对于研究我国东部更新世中、晚期以来的古气候变化,古地理变迁和古生态的演替有着十分重要的价值。

### 参 考 文 献

- [ 1 ] 李华梅, 1974. 地磁倒转与古地磁年表. 地质地球化学 12: 1—6.
- [ 2 ] 赵松龄等, 1978. 关于渤海湾西岸海相地层与海岸线问题. 海洋与湖沼 9 (1): 15—25.
- [ 3 ] 乌雷松, M. H., 1974. 猿人是不是我们的祖先. 自然 6: 11—14.
- [ 4 ] 程国良等, 1977. “元谋人”的年代和松山早期事件的高榷. 地质科学 1: 34—43.
- [ 5 ] Cox, A., 1969. Geomagnetic Reversals. *Science* 163:(3864): 237—244.
- [ 6 ] Degens, E. T., and R. E. Hecky, 1974. Paleoclimatic Reconstruction of Late Pleistocene and Holocene Based on Biogenic Sediments from the Blake Sea and a Tropical African Lake. *Les Methodes Quantitatives Detude Des Variations Du Climat Au Cours Du Pleistovene*, 6: 13—23.
- [ 7 ] Grichuk, V. P., 1969. The Absolute Age of the Pliocene-Pleistocene Boundary. *Etudes sur le Quaternaire dans le Monde*, 2: 671.
- [ 8 ] McElhinny, M. W., 1973. *Palaeomagnetism and Plate Tectonics*, Cambridge at the University press.
- [ 9 ] Mizuno, A., 1975. Quaternary Marine Paleo-Environment Investigation and Deep-Coring at Lake Biwa, in *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene* (volume 3) (Shoji Horie) 6: 101—113.
- [ 10 ] Selli, R., S. Venzo, and V. Vialli, 1969. Commission of the Pliocene-Pleistocene Boundary, *Etudes sur le Quaternaire dans le Monde*, 2: 669.
- [ 11 ] Yaskawa, K., 1974. Reversals, Excursions and Secular Variations of the Geomagnetic Field in the Brunhes Normal Polarity Epoch, in *Paleolimnology of Lake Biwa and the Japanese Pleistocene* (Second Issue) (Shji Horie) pp. 77—87.

## PALEOMAGNETIC STUDY OF TWO SEDIMENT CORES FROM THE NORTHERN COASTAL REGION OF CHINA\*

Zhang Hongcai, Huang Qingfu, Zhao Songling and Cang Shuxi

(*Institute of Oceanology, Academia Sinica*)

### ABSTRACT

This paper presents the results of a paleomagnetic study of two sediment cores from Cang-13, Hopei Province and H-70, Jiangsu Province. The Cang-13 core is about 600 meters in length, from which a total of 136 samples were measured. The H-70 core is 72.9 meters in length, from which a total of 89 samples were measured. The results of paleomagnetic measurements may be correlated with the geomagnetic polarity reversal scales of Cox (1969) back to about 4.5 million years ago.

The results of measurement of the Cang-13 core show that there are five short geomagnetic field reversals in the Brunhes normal polarity epoch. The age range of the Brunhes is 0.69 m.y. (B.P.), the depth range is between 0—239 m. The age range of the Matuyama reversal polarity epoch is 0.69—2.43 m.y., the depth range is 239—366 m. The Gauss normal polarity epoch is 2.43—3.42 m.y., depth range is 366—463 m. The Gilbert reversal polarity epoch is 3.45—4.25 m.y., depth range is 463—571 m.

The results of measurements of the H-70 core show that: the depth range of the Brunhes normal polarity epoch is 0—27 m, of the Matuyama reversal polarity epoch is 27—45 m, of the Gauss normal polarity epoch is 45—54 m and the Gilbert reversal polarity epoch is 54—72.9 m.

\* Contribution No. 423 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.