

东海晚更新世以来的氧同位素 古气候与全新世底界划分

钱建兴 施光春

(国家海洋局第二海洋研究所, 杭州)

摘 要

本文应用东海南部7055站岩芯的氧同位素组成, 绘制了东海26 600年以来的古气候变化曲线, 对东海玉木冰期以来的古气候变迁情况进行了探讨. 将岩芯划分为九个氧同位素气候期, 上述九个氧同位素气候期均可与欧洲的气候期相吻合, 反映了较好的对应关系. 并结合岩性、有孔虫组合标志, 按气候地层学的原则, 对比V28-238标准氧同位素曲线, 把该区全新世底界定为13 000年.

7055站岩芯位于东海陆架东南砂质沉积区(28°N, 126°E), 水深120米. 岩芯全长370厘米, 取样间距除70—85厘米段为15厘米, 其他均为10厘米, 共挑选浮游有孔虫样品34个, 质谱测定实际获得26个样品的氧同位素数据(表1), 即该岩芯的0—325厘米段.

表1 东海7055站岩芯浮游有孔虫的氧同位素数据

层次(厘米)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} (\text{‰})$	层次(厘米)	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}} (\text{‰})$
0—10	-1.39	175—185	—
10—20	-1.36	185—195	-1.03
20—30	-1.30	195—205	—
30—40	-1.15	205—215	-1.13
40—50	-1.28	215—225	-1.13
50—60	-1.70	225—235	—
60—70	-1.18	235—245	—
70—85	-1.26	245—255	-1.10
85—95	-1.20	255—265	-1.31
95—105	-1.01	265—275	-1.75
105—115	-1.37	275—285	-1.96
115—125	-1.26	285—295	—
125—135	-1.01	295—305	—
135—145	-1.02	305—315	-2.66
145—155	-1.09	315—325	-2.59
155—165	-1.79	325—335	—
165—175	-1.25	335—345	—

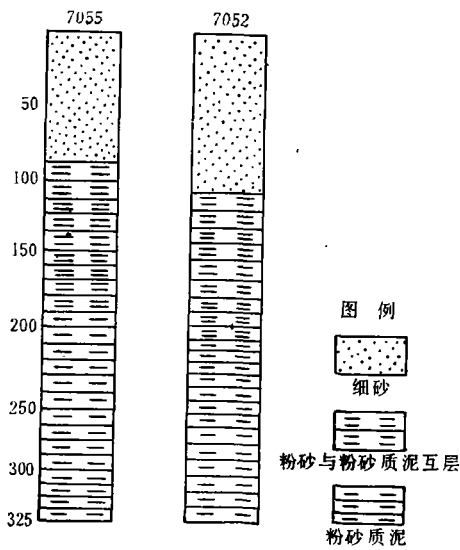


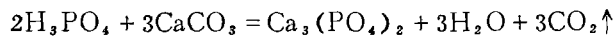
图1 7055、7052站岩芯岩性对比

7055站岩芯和7052站岩芯(28°00′02″N, 126°15′02″E)都位于东海陆架东南砂质沉积区,处于28°N的同一剖面上,岩性基本一致(图1),故采用7052站岩芯的¹⁴C测年数据代表7055站岩芯的年代。7052站岩芯¹⁴C测年0—30厘米为8200年左右,310—330厘米为26600年左右,26600—8200年之年代按平均沉积速率内插法求得。

7055站岩芯和7052站岩芯都靠近东海陆架南部陆坡,属陆架外缘。该区由于晚更新世末期气候一度转冷,导致海平面大幅度下降,成为浅海、滨岸环境。全新世时,海平面持续上升,由于黑潮暖流对海底的强烈作用,使全新世物质不能在此大量沉积,从而在该岩芯的30厘米以上反映出沉积速率很小的现象。

一、样品处理和质谱分析

选取的试样经蒸馏水浸泡、清洗、过0.063毫米的网筛后,置于60°C下烘干,在体视显微镜下挑选出浮游有孔虫壳体约10毫克,用乙醇清洗壳体表面的有机质,然后用蒸馏水冲洗,立即低温烘干,未经真空焙烧。有孔虫壳体稍加压碎,在25°C真空恒温振荡的条件下,与100%的正磷酸反应两小时:



生成的CO₂气体,由地矿部岩溶地质研究所MM903E同位素气体质谱仪测定其δ¹⁸O

值(δ¹⁸O) = $\left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{样品}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{标准}}} - 1 \right] \times 10^3 \text{‰}$,其平均偏差小于万分之一,测试标准为北京大

学7901、7902,换算成国际PDB标准。

挑选的浮游有孔虫均属热带-亚热带暖水种,以袋拟抱球虫(*Globigerinoides sacculifera*)、红拟抱球虫(*G. ruber*)为主,杜氏新方球虫(*Neogeobocquadrina dutertrei*)次之。在进行深海沉积岩芯的氧同位素古气候研究时,一般都挑选浮游有孔虫的一个种,但在陆架、陆坡等有孔虫含量较少的沉积岩芯中,按间距10厘米取样,其单种的有孔虫量不能满足仪器的要求。国外学者曾对同一沉积岩芯中不同种的浮游有孔虫作了大量的对比分析,发现同一层位不同种浮游有孔虫壳体的δ¹⁸O值尽管有些差别,但在整个沉积岩芯中其δ¹⁸O值总的变化趋势基本一致。所以,在有孔虫含量较少的岩芯中,尽可能少地挑选生活习性接近的几个种,用来反映古气候的相对变迁还是可信的。

二、氧同位素气候期划分与古气候的变迁

根据7055站岩芯的 $\delta^{18}O_{POB}$ 值,以岩芯深度和距今年代为纵座标, $\delta^{18}O$ 值为横座标,绘制出东海26 600年以来的古气候相对变化曲线[图2(1)],对 $\delta^{18}O$ 值的变化趋势进行归纳分析,划分出九个氧同位素气候期(表2)。奇数期为相对温暖期,偶数期为相对寒冷期。尽管有些相邻期次的 $\delta^{18}O$ 值差别较小,但其基本上都能和欧洲的对应该期相对比^[1](表3),反

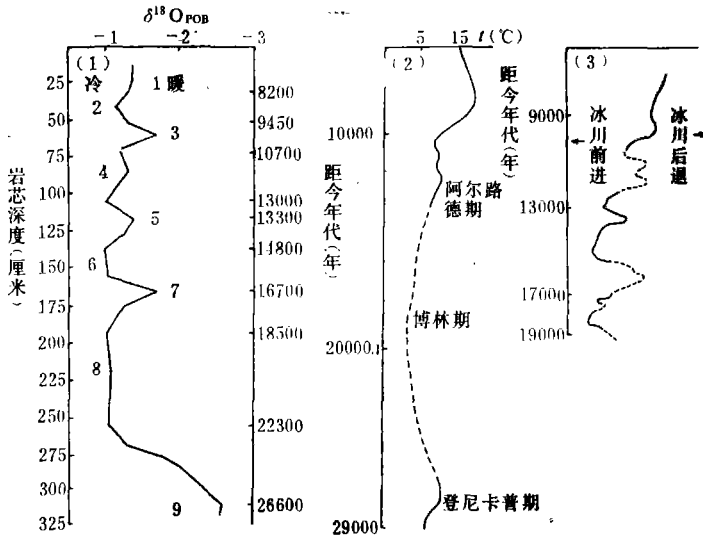


图2 晚更新世以来的气候变化曲线对比

(1)——据7055站岩芯 $\delta^{18}O$ 值绘制的古气候变化曲线 (2)——根据植物群证据确定的荷兰气候序列(据哈门等,1967) (3)——俄罗斯平原冰川变动(据契波塔列娃,1969)

表2 7055站岩芯氧同位素气候期的划分

气候期	层次(厘米)	$\delta^{18}O$ 平均值	距今年代(年)	环境
1	0—30	-1.35	— 8200	暖
2	30—50	-1.22	8200—9450	冷
3	50—70	-1.44	9450—10 700	暖
4	70—105	-1.16	10 700—13 000	冷
5	105—125	-1.32	13 000—14 200	暖
6	125—155	-1.04	14 200—16 000	冷
7	155—195	-1.36	16 000—18 500	暖
8	195—255	-1.12	18 500—22 300	冷
9	255—325	-2.05	22 300—26 600	暖

映了较好的对应关系。下面按时序和各期的平均 $\delta^{18}\text{O}$ 值的变化情况，来讨论晚更新世以来的古气候变迁。

表3 7055站岩芯氧同位素气候期与欧洲的气候期对比

气候期	距今年代(年)	欧洲气候期	距今年代(年)	环境
1	— 8200	大西洋期以后	— 7450	暖
2	8200— 9450	早北方期	7450— 9450	冷
3	9450—10 700	前北方期	9450—10 250	暖
4	10 700—13 000	阿尔路德振动期	10 250—12 750	冷
5	13 000—14 200	拉乌尼斯间冰段	13 390	暖
6	14 200—16 000	拉乌尼斯冰段		冷
7	16 000—18 500	拉斯科间冰段	16 000—17 000	暖
8	18 500—22 300	拉斯科冰段		冷
9	22 300—26 600	克赛尔特间冰段	27 000	暖

第九期，距今26 600—22 300年左右。该期的 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -2.05% ，反映当时气候温暖，其间在欧洲发生了克赛尔特间冰段。

第八期，距今22 300—18 500年左右。 $\delta^{18}\text{O}$ 值由第九期的 -2.05% 增至 -1.12% ，反映出寒冷的气候，该寒冷期延续时间较长，约4000多年，其间在法国发生了拉斯科冰段。

第七期，距今18 500—16 000年左右。 $\delta^{18}\text{O}$ 值由第八期的 -1.12% 降至 -1.36% ，反映气候转暖，可与欧洲的拉斯科间冰段对比。

第六期，距今16 000—14 200年左右。该期 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.04% ，反映十分寒冷的气候。该期持续时间约2000年，东海的最低海面在该期出现，其间在苏联发生了拉乌尼斯冰段。

第五期，距今14 200—13 000年左右。 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.32% ，出现较暖的气候波动，海平面开始有所回升，可与苏联的拉乌尼斯间冰段相对比。

第四期，距今13 000—10 700年左右。 $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.16% 反映出较冷的气候，可对应于欧洲的阿尔路德期。在此期间气候发生过冷—暖—冷的波动〔图2(1)〕。由于该期的氧同位素数据差别较小，不宜进行更细致的划分对比，所以，在欧洲以外的东海地区是否存在阿尔路德振动¹⁾的证据，需对沉积速率较快(分辨率较高)的岩芯，开展进一步的细致工作。

第三期，距今10 700—9450年左右。 $\delta^{18}\text{O}$ 第四期的 -1.16% 降至 -1.44% ，反映气候变暖，基本上可与欧洲的前北方期相对比。

第二期，距今9450—8200年左右， $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.22% ，与第三期的 -1.44% 相比，

1) 英国牛津大学地理学家A. S. Goudie于1980年提出在欧洲以外，是否可以找到阿尔路德振动的证据。

反映出该期气候又有所转冷，相当于欧洲的早北方期。

第一期，下限距今8200年左右， $\delta^{18}\text{O}$ 值为 -1.35% ，气候渐趋温暖，相当于大西洋期以后。

综上所述，可以看出东海玉木冰期以来古气候变迁〔图2(1)〕的一个显著特点是：温暖期持续时间很短，寒冷期持续时间很长。其总的变化趋势是，自22300—13000年间气候寒冷，虽然在第七期(16700年)、第五期(13300年)气候曾一度转暖，但持续时间很短；13000年以后气候逐渐变暖。哈门等(1967)根据植物群证据确定的荷兰气候序列〔图2(2)〕，也反映了这种变化趋势，即从登尼卡普期(26000年左右)开始变冷，到阿尔路德期(13000年左右)气候开始转暖。契波列娃(1969)所作的俄罗斯平原冰川变化曲线〔图2(3)〕同样佐证了上述变化趋势，与图2(1)有着较好的对应关系，即18000年左右、15000年左右、13000年为寒冷期，分别对应于图2(1)的第八期、第六期、第四期；16000年左右、13400年左右、10000年左右为暖期，分别与图2(1)的第七期、第五期、第三期相对应。此外，在第三期、第七期、第九期出现了很负的 $\delta^{18}\text{O}$ 异常值，这是由于淡水的注入和古水温的叠加所引起的^{〔2-3〕}。如果后者占主导地位，那么在26600年间曾出现过三次高于现代的高海面；如果前者占主导地位，加之温暖期持续时间短，就不会出现高于现代的高海面。在此需要提及的是，有些氧同位素气候期的 $\delta^{18}\text{O}$ 值差别较小，但该岩芯所反映的古气候变迁和其相对冷暖程度还是可信的，均能与世界各地诸种资料所揭示的古气候波动相对比(图2)，也证实了气候变迁的全球性。

三、全新世底界的划分

确定全新世的底界，目前主要是依据古气候标志、古生物标志以及岩性标志等来划分的。1973年Shakleton和Opdyke利用太平洋V28—238岩芯建立了著名的标准氧同位素曲线，其他岩芯的氧同位素曲线一般都以其为标准进行对比。V28—238岩芯(水深3120米)长16米，在距岩芯顶部14米内(782000年间)，共划分了22个氧同位素期。如果把第四纪四分，则松山反向期以前属于早更新世，松山反向期以后到第六氧同位素期为晚更新世，第一氧同位素期为全新世^{〔3-5〕}(表4)。

从7055站岩芯氧同位素古气候曲线可以看出，自氧同位素第四期开始， $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐变负，反映气候变暖，进入冰后期。与V28—238岩芯标准氧同位素曲线相对比，7055站岩

表4 V28—238岩芯标准氧同位素期与地质时代

V28—238氧同位素期	年 代 (年)	地磁极性期	地 质 时 期
1	9—13 000	布容正向期	全 新 世
2—6	13 000—128 000	布容正向期	晚 更 新 世
6—19	128 000—688 000	松山反向期以后	中 更 世 新
19期以后	688 000以后	松山反向期以前	早 更 新 世

芯氧同位素曲线第五期—第四期的界限(13 000年)应当对应于V28—238岩芯标准曲线的第一氧同位素期(13 000年)的下限。从岩性标志来看,该岩芯0—100厘米段以细砂为主,含少量的泥质沉积,属残留和现代的混合沉积,而残留砂应代表全新世早期,晚更新世末期留在陆架上的沉积物²⁾。在7055站和7056站岩芯(28°00′03″N, 126°15′02″E)70—100厘米处可见到混杂贝壳层和有孔虫(*Parantalia inermis*, *Ammonia beccarii*),均指示浅海滨岸环境,说明海平面下降到7055站岩芯的100厘米左右停止,此后海平面持续上升。按气候地层学的原则,对比V28—238岩芯标准氧同位素曲线,结合上述沉积岩性,有孔虫组合证据,拟将7055站岩芯氧同位素第五期—第四期的界限(岩芯的100厘米附近)作为全新世的底界,距今13 000年左右,即寒冷期达到顶峰——某种程度转暖的界限。

四、结 论

1. 7055站岩芯氧同位素资料揭示的26 600年以来的气候,经历了5个暖期(1、3、5、7、9期)、4个冷期(2、4、6、8期)的变迁。古气候变迁的特点是,温暖期持续时间很短,寒冷期持续时间较长。上述氧同位素气候期均可与欧洲的气候期相对比,说明了气候变迁的全球性。

2. 氧同位素古气候的研究证明,东海26 600年以来古气候变迁的总趋势是:22 300—13 000年间气候寒冷,13 000年以来气候持续转暖。

3. 按照气候地层学的划分原则,结合岩性标志、有孔虫组合证据,把全新世底界划分在13 000年。

本文完成后,曾承蒙陈民杨老师指正,谨此致谢。

参 考 文 献

- [1] A.S.高迪著,邢嘉明等译,环境变迁. 海洋出版社,1981. 124—131.
- [2] Craig, H., Proc. Spoleto Conference on Stable Isotopes in Oceanographic and Paleotemperatures, Vol. 3, 1965.
- [3] Emiliani, C., Science, Vol. 154, No. 3751, 1966, 851.
- [4] Shackleton, N. J., Nature, Vol. 215, No. 5096, 1967, 15.
- [5] Shackleton, N. J. and Opdyke, N. D., Quaternary Research, 1973, 3, 39—55.

2) 国家海洋局第二海洋研究所二室,东海大陆架调查资料初步研究专辑,1978.