

干寒地区古气候变化特征之研究

I. 古气候波动模式的有机地球化学方法

黄麒 孟昭强

(中国科学院盐湖研究所, 西宁, 810008)

提要 本文根据1985年在青海湖采集的岩芯中有机碳、氮含量的垂直分布特征和孢粉组合等资料, 讨论了青海湖地区晚更新世末期以来古气候的波动模式。该模式与用介形虫壳体内氧同位素变化建立的古气候波动模式十分一致, 表明在干寒地区沉积物中有机碳含量变化的研究, 可为查明当地古气候的变化提供重要依据。

第四纪以来全球性的古气候变化信息仍大量保存于沉积物中。研究这些信息的方法较多, 当前引人注目的是有机地球化学方法。有关作者已对此做过一些论述: Pedersen^[1]在讨论太平洋深孔中有机碳的分布与古气候的关系时, 提出“有机碳地层学”的概念; Saccett^[2]讨论了南极地区不同地质时期沉积物中有机碳和 $\delta^{13}\text{C}$ 值的变化特征; Rampino^[3]在研究琵琶湖岩芯中有机碳含量变化与地磁倾角的关系时得出结论, 有机碳含量的低值与寒冷气候相对应。本文根据青海湖岩芯中有机碳、氮的垂直分布, 孢粉组合和 $\delta^{18}\text{O}$ 等资料, 对比研究了该区晚更新世末期以来古气候的波动特征, 从而得出在干寒、半干寒地区有机碳含量变化是古气候变化的重要依据之一的结论, 这对于研究该类地区古气候变化规律有着重要意义。

一、样品采集与测试

1. 样品的采集

青海湖位于青藏高原东北角, 最大水深约27m, 湖水面积为4340km²^[4], 是我国最大的高原微咸水湖。由于其远离城镇, 人为污染较少, 具有较稳定的沉积速率, 是研究近代沉积环境和古气候变化特征的理想地区之一。

1985年中国科学院盐湖研究所与瑞士苏黎世理工学院地质研究所合作, 用Piston取样器在湖区进行钻孔取样(图1)。所取岩芯为5m左右, 取芯率达100%, 保存完好。根据岩性特征将岩芯分为三段, 对于不同部位的钻孔, 各段的长度有差异, 但分段界线的沉积年龄是一致的。第一段为现代到5400a.B.P.左右的沉积物, 系灰绿色的粉砂质粘土, 粒度较细, 具薄层理, 含少量介形类化石; 第二段为5400—10300a.B.P.之间的沉积物, 系褐色、棕褐色的粉砂质粘土, 介形类化石十分丰富, 薄层理十分发育, 具清晰的条带状构造; 第三段是10300a.B.P.以前的沉积物, 未见底, 该层所见部分为灰绿色的粉砂质粘土, 粒度较细, 薄层理不发育, 介形类化石极少。

收稿日期: 1989年3月24日。

根据岩性特征并兼顾取样密度,在 Q85-14A 孔(岩芯长度为 480cm)中共取样 61 个,将其放入铝盒中封闭,待分析有机碳、氮用。

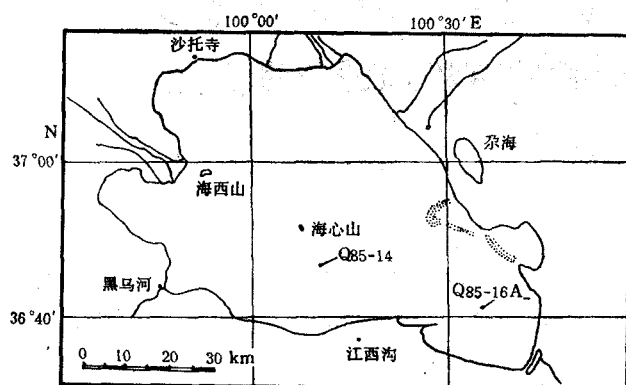


图 1 青海湖钻孔位置图

Fig. 1 The cores location in Qinghai Lake

2. 沉积物中有机碳的测定

将削去表层的样品放入烧杯中,加入稀盐酸分解碳酸盐、除去二氧化碳,洗净样品中的氯化物与硝酸盐,用 1106 型五元素分析仪测定样品中的有机碳、氮含量。测定条件:分解温度为 1050℃,还原炉温度为 640℃,载气为含 3% 氧的氦气。气体通过氧化催化柱和银氧化钴净化柱,然后通过色谱柱进行分离,热导池检测,最后由打印机输出样品中有机碳、

氮、氢的百分含量。该法对有机碳、氮的检测限分别为 0.06% 和 0.03%。

二、青海湖地区有机碳的垂直分布与古气候变化特征

1. 全新世以来古气候波动特征

(1) Q85-14A 孔沉积物中有机碳的分布特征 Q85-14A 钻孔中表层到埋深 20cm 间,采用 ^{210}Pb 法测定其沉积速度和年龄,20—480cm 间用 ^{14}C 断代测定其沉积年龄,其结果与瑞士科学工作者用加速器质谱法测 Q85-14B(14A, 14B, 14C 为同一位置取的三个

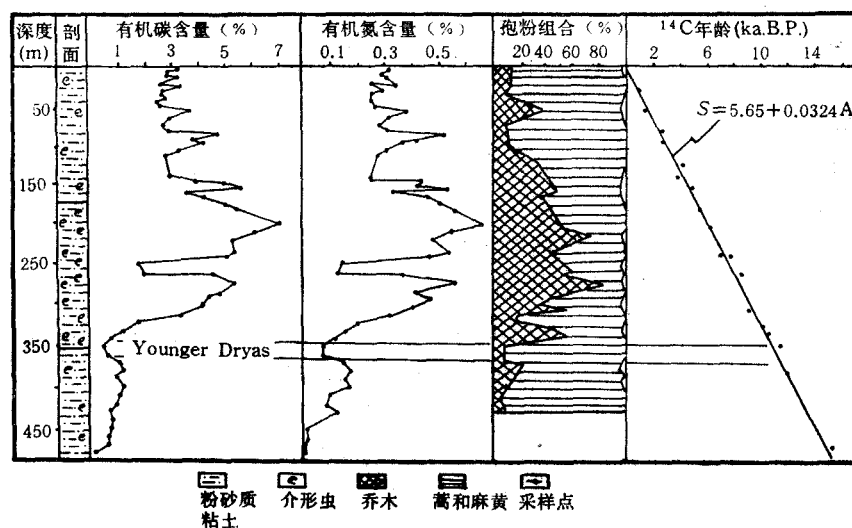


图 2 Q85-14 钻孔中沉积物有机碳、氮分布曲线及其孢粉组合

Fig. 2 The distribution of organic carbon and organic nitrogen and sporopollen composition in core Q85-14

岩芯)钻孔中植物种子的 ^{14}C 年龄相符,其数据列在图 2 中。样品埋深 $S(\text{cm})$ 与 ^{14}C 年龄 $A(\text{年})$ 间的线性关系为:

$$S = 5.65 + 0.0324A$$

沉积物中有机碳含量(见图 2 及表 1)在 0.19—7.12% 间,平均值为 2.94%; 有机氮含量为 0.00—0.67% 间,平均值为 0.30%。有机碳与有机氮之比(均值)为 9.8:1。有机碳含量的最大值为最小值的 37 倍,可见该岩芯中有机碳含量的变化是十分明显的。

表 1 Q85-14A 孔岩心中有机碳、氮的含量 (%)

Tab. 1 Contents of organic carbon and nitrogen in core Q85-14A (%)

埋 深 (cm)	有 机 碳	有 机 氮	埋 深 (cm)	有 机 碳	有 机 氮
0.5	4.15	0.47	210	6.13	0.55
5	3.17	0.33	220	5.25	0.48
10	2.78	0.31	230	5.04	0.42
15	2.82	0.28	235	5.37	0.55
20	3.20	0.30	239	5.57	0.50
25	2.48	0.24	250	1.87	0.14
30	3.27	0.40	259	1.99	0.13
35	2.59	0.28	263	4.55	0.37
40	2.58	0.24	273	5.40	0.57
45	2.69	0.24	283	4.94	0.42
50	2.35	0.23	292	4.42	0.48
55	2.49	0.26	302	4.13	0.41
60	3.62	0.38	312	3.38	0.32
70	2.94	0.31	322	1.80	0.20
80	2.63	0.28	332	1.17	0.17
85	2.75	0.30	342	0.72	0.12
90	4.58	0.52	352	0.40	0.07
95	3.72	0.42	362	0.64	0.07
100	4.09	0.37	372	1.05	0.15
110	3.23	0.31	382	1.23	0.18
118	2.67	0.27	392	0.98	0.16
146	2.86	0.24	402	1.16	0.17
148	3.94	0.44	412	1.10	0.10
152	4.86	0.40	422	0.98	0.09
156	5.56	0.54	432	0.80	0.13
160	3.51	0.33	442	0.87	0.42
168	4.19	0.46	452	0.83	0.00
175	5.03	0.50	462	0.71	0.02
183	5.43	0.56	472	0.66	0.00
200	7.12	0.67	482	0.19	0.00

根据 ^{14}C 年龄, Q85-14A 孔中第一段和第二段岩芯为全新世沉积物。在此期间有机碳的分布曲线(见图 2)上有五个峰值和五个谷值区。峰值代表较温暖的气候,而谷值区为相对寒冷期。在 Q85-14C 孔中(见图 2)孢粉组合也有五段以松、云杉和桦等乔木植物花粉含量较高和五段以蒿和黄麻孢粉为主的孢粉组合特征。在青海湖地区松、云杉

和桦代表相对温湿的环境,而蒿和黄麻则是相对干寒环境下生长的植物。根据有机碳、氮分布曲线和孢粉组合,将全新世划分出五个相对寒冷的亚期,分别在 100—1 600 a B.P., 2 200—2 800a B.P., 4 000—4 700a B.P., 5 100—5 400a B.P. 和 7 500—8 200a B.P., 以及五个相对温暖亚期,其中最温暖时期是 6 500—7 500 a B.P. 间。

(2) Q85-16A 孔中氧同位素数据 张彭熹^[3]等曾系统地测试了 Q85-16A 孔沉积物中胖真星介壳体内的 $\delta^{18}\text{O}$ 含量,其结果见图 3。澳大利亚国立大学地球科学研究院测定

了该孔中沉积物的 ^{14}C 年龄(图 3), 其样品埋深 $S(\text{cm})$ 与 ^{14}C 年龄 A (年)间的线性关系式为:

$$S = -19.38 + 0.04397A$$

根据 ^{14}C 年龄, 该孔的第一段和第二段岩芯仍为全新世期间的沉积物。在第一段岩芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为 0.41‰。就整个岩芯而言, 这段岩芯中介形虫介壳内 $\delta^{18}\text{O}$ 较高。这不仅是温度变化造成的, 而主要是湖水经长期蒸发浓缩使湖水中相对富集 $\delta^{18}\text{O}$, 造成进入介形虫壳体内的 $\delta^{18}\text{O}$ 相对富集。在第一段中 $\delta^{18}\text{O}$ 有着明显的变化, 分别在 1 400a B.P. 以后, 2 000—2 700a B.P., 3 900

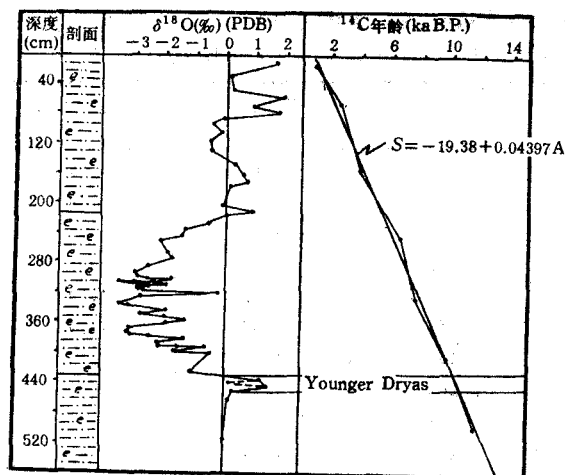


图 3 Q85-16A 岩芯中介形虫壳体内 $\delta^{18}\text{O}$ 变化曲线

Fig. 3 The variation cures of $\delta^{18}\text{O}$ in ostracod shell in core Q85-16A

—4 600 a B.P. 和 5 100—5 400 a B.P. 之间, $\delta^{18}\text{O}$ 显著增高。根据同一水体中生长的同种介形虫, 其壳体中的 $\delta^{18}\text{O}$ 值随温度而变化, 即在低温下生长的介形虫壳体内 $\delta^{18}\text{O}$ 较高, 而温度升高则 $\delta^{18}\text{O}$ 较低, 故认为这四层 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高的岩芯代表了四个相对寒冷的亚期。

在第二段岩芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为 -2.22‰, 是全部岩芯中 $\delta^{18}\text{O}$ 最低的一段。表明这段沉积物是在相对温暖的气候条件下形成的。其最温暖的时期为 6 500—7 400 a B.P. 之间。在 7 400—8 000a B.P. 之间 $\delta^{18}\text{O}$ 值较高, 为一短暂的寒冷亚期。

根据 Q85-14A 孔的有机碳、氮和 Q85-16A 孔的氧同位素数据, 都将第一段和第二段岩芯划分出五个相对寒冷的亚期, 这两种方法划分的寒冷亚期的年龄范围是相似的。

2. 青海湖地区的“Younger Dryas”气候事件

(1) 有机碳数据 从图 2 可见, 第三段岩芯中有机碳含量最低, 其平均值为 0.90%。特别是 9 500—13 000 a B.P. 期间有机碳含量发生突变, 在 11 000—13 000 a B.P. 之间平均值为 1.08%, 而 10 400—10 900a B.P. 之间平均有机碳含量为 0.59%; 其中 11 000 a B.P. 时的有机碳含量为 1.05%, 而在 10 380 a B.P. 为 0.40%。到 9 500a B.P. 时有机碳含量上升到 3.38%。可见在 9 500—11 000 a B.P. 间有机碳含量为一低谷区, 其谷底在 10 400 a B.P., 表明从 10 900 a B.P. 开始气温突然下降, 到 10 300 a B.P. 之后, 气温又迅速回升。

(2) 孢粉组合特征 Q85-14C 孔第三段岩芯中的孢粉组合为森林草原型植被, 在第二段与第三段岩芯之间的孢粉组合发生突变。11 600a B.P. 附近的乔木花粉高达 40% 左右, 而在 10 400a B.P. 乔木花粉降到 10%, 其余均为耐干寒的植物花粉。可见在 10 400—11 000 a B.P. 间有一短暂的干寒期。

(3) $\delta^{18}\text{O}$ 的记录 相应地, 在 Q85-14A 孔中介形虫壳体内的 $\delta^{18}\text{O}$ 值也发生突变。在 10 900—12 000 a B.P. (未见底) 间 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为 0.19‰, 而在 10 300—10 800^a B.P. 间 $\delta^{18}\text{O}$ 的平均值为 1.33‰, 升高 7 倍之多; 在 10 200 a B.P. 处 $\delta^{18}\text{O}$ 突降到 -1.13‰。可见在 10 300—10 800a B.P. 间 $\delta^{18}\text{O}$ 值曲线为一谷区, 表明此时为一突然变得十分寒冷的亚期。

根据上述 $\delta^{18}\text{O}$ 、有机碳及孢粉组合数据, 充分证明在 10 300—10 800 a B.P. 间古气候发生了突变。从 10 800 a B.P. 起气候变得十分干寒, 到 10 300 a B.P. 为最干寒期, 之后又突然回升成为较温湿的气候环境。这种变化特征和年龄范围同许多作者^[4,5,7,8] 论述的发生在北大西洋、格陵兰、欧洲、北美等地区的 “Younger Dryas” 气候事件是相同的。这证明 “Younger Dryas” 事件在青海湖地区也发生过, 而且是相当强烈的。

从上述的 Q85-14A 孔中有机碳数据和 Q85-16A 孔的氧同位素数据分别划分的青海湖地区晚更新世末期以来相对温暖和相对寒冷的亚期是相似的, 详见表 2。从表 2 中可见, 不同之处仅是两种模式的边界年龄有差异, 其差值在 200a 以内。造成差值的原因: 一是 ^{14}C 断代法的测试误差; 二是各亚期边界年龄为计算值, 因沉积速率的不均一性带来计算年龄的误差。考虑到误差因素, 应该说这两种古气候变化信息得出的古气候波动模式是一致的。沉积物中有机碳、氮含量变化作为古气候变化依据必须满足三个条件: 一是沉积物中的碳、氮应来源于生物死亡、腐烂、分解后的产物; 二是沉积物中有机碳、氮从沉积之后应较好地保存于其中, 不与外界发生交换; 三是沉积物中有机碳、氮含量应高于分析方法的检测限, 否则会得出错误的结论。

表 2 两种气候波动模式的对比

Tab. 2 Contrast between the two models of climatic fluctuation

阶段	有机碳、氮的气候模式		氧同位素的气候模式	
	温暖 (a B.P.)	寒冷 (a B.P.)	温暖 (a B.P.)	寒冷 (a B.P.)
1		100—1 600		1 400
2	1 600—2 200	2 200—2 800	1 400—2 000	2 000—2 700
3	2 800—4 000	4 000—4 700	2 700—3 900	3 900—4 600
4	4 700—5 100	5 100—5 400	4 600—5 100	5 100—5 400
5	5 400—7 500	7 500—8 200	5 400—7 400	7 400—8 000
6	8 200—10 300	10 300—10 900 (“Younger Dryas”)	8 000—10 300	10 300—10 800 (“Younger Dryas”)

三、结 束 语

研究干寒地区古气候的变化对于论述全球性古气候变化规律具有重大意义。由于在干寒地区往往很难获得适宜于测定氧同位素的样品, 因此, 采取 $\delta^{18}\text{O}$ 作为干寒地区古气

候变化的信息有很大的局限性。通过对青海湖地区晚更新世以来古气候变化的对比研究,特别是通过有机碳和 $\delta^{18}\text{O}$ 数据研究证明,在此区发生过“Younger Dryas”气候事件,表明有机碳的含量变化作为古气候信息是可行的,这对此类地区古气候研究有十分重要的意义。

参 考 文 献

- [1] 中国科学院兰州地质所等,1979。青海湖综合考察报告。科学出版社,1—89页。
- [2] 刘庆生,1986。古地磁学与古气候学。国外地质8: 1—7。
- [3] 张彭熹、张保珍、杨文博等,1988。青海湖冰后期水体环境的演化。沉积学报 6(2): 1—14。
- [4] Fairbanks, R. G., 1989. A 17 000-year Glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature* 342(6250): 637—642.
- [5] Keigwin, L. D. and G. A. Jones, 1989. Glacial-Holocene stratigraphy, chronology, and palaeoceanographic observations on some North Atlantic sediment drifts. *Deep-Sea Res.* 36A(2): 845—860.
- [6] Pedersen, T. F., 1983. Increased productivity in the Eastern Equatorial Pacific during the Last Glacial Maximum. *Geology* 11(1): 16—19.
- [7] Peteet, D. M., 1987. Younger Dryas in North America—Modelling, data and analysis, and reevaluation. In: *Abrupt Climate Change*. Dordrecht, Reidel, 185—193.
- [8] Ruddiman, W. F. and A. McIntyre, 1981. The North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleocol.* 35(1): 145—214.
- [9] Sacrett, W. M., 1986. Organic carbon in sediments underlying the Rasmussen ice shelf. *Organic Geochem.* 9(3): 135—137.

STUDY ON FEATURES OF EVOLUTION OF PALAEOCLIMATE IN ARID AND COLD REGION

I. ORGANIC GEOCHEMISTRY METHOD FOR MODELLING PALAEOCLIMATIC FLUCTUATION

Huang Qi and Meng Zhaoqiang

(Qinghai Institute of Salt Lakes, Academia Sinica, Xining, 810008)

ABSTRACT

A method of determination of organic carbon and nitrogen in Qinghai Lake sediments sampled in 1985 is described in this paper. After being processed and purified, the content of organic carbon and nitrogen of 61 samples in core Q85-14A was determined by a five-element instrument.

The profile of cores Q85-14A, and Q85-16A can be divided into three layers on the basis of the feature of sediments, the content of Ostracoda fossil, organic carbon and nitrogen, spore-pollen composition, and the values of $\delta^{18}\text{O}$. The relevant ages of layers of these cores are basically identical, but the layer thickness of each core is different. The 1st layer, the present to 5 400 a B. P.; the 2nd layer, corresponding to 5 400—10 300 a B.P.; the 3rd layer, corresponding to 10 300—16 360 a B.P. (not bottom bound). On the basis of the contents of organic carbon and nitrogen, and spore-pollen composition in core Q85-14A, Qinghai Lake

region undergoes five relatively cold sub-periods, their time spans measured by ^{14}C method are: 100—1 600 a B.P., 2 000—2 800 a B.P., 4 000—4 700 a B.P., 5 100—5 400 a B. P. and 7 500—8 200a B.P. respectively. It is estimated that the Late Pleistocene and Holocene boundary should be $10\,300 \pm 120$ a B.P., It is the Younger Dryas event in region of Qinghai Lake from 10 300 to 10 900 a B.P.. On the basis of $\delta^{18}\text{O}$ values of the Ostracoda shells in core Q85-16A, Qinghai Lake region undergoes five relatively cold sub-periods, their time spans measured by ^{14}C method are: since 1 400a B.P., 2 000—2 700a B.P., 3 900—4 600 a B.P., 5 100—5 400 a B. P. and 7 400—8 000 a B.P. respectively. The Late Pleistocene and Holocene boundary should be $10\,300 \pm 150$ a B.P.. It is the Younger Dryas event in Qinghai Lake region from 10 300 to 10 800 a B.P..

The model of organic carbon and nitrogen of the postglacial climatic fluctuation is similar to that of oxygen isotope of climatic fluctuation in the region of the Qinghai Lake. These results are preliminary but very encouraging. They imply that content change of organic carbon and nitrogen in sediments can provide accurate models of palaeoclimatic fluctuation in region of arid and cold.