

内蒙古岱海古水温定量恢复及其古气候意义*

沈 吉^① 王苏民^① R. Matsumoto^② 朱育新^①

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008; ②东京大学理学部, 东京 113, 日本)

摘要 通过分析岱海岩芯沉积中介形类壳体(*Limnocythere cf.inopinata*)的 Sr/Ca 比值, 结合现代活体介形类生态特征研究, 获取了湖水的定量古盐度. 另外, 在实验室内开展湖水蒸发模拟试验, 建立了湖水盐度与氧同位素之间的定量函数关系, 获取了古湖水的氧同位素. 最后, 根据岩芯沉积中自生碳酸盐矿物的氧同位素分析值, 结合古湖水的氧同位素组成, 定量恢复了岱海古湖水温度, 并探讨了其古气候意义.

关键词 古湖水温度 定量恢复 古气候 岱海

过去全球变化(PAGES)研究的目的是获得和解释各类古气候、古环境信息, 认识地球系统环境的变化过程与机制, 从而为预测未来气候环境的物理模型的建立提供基础资料, 有效地减少预测中的不确定性. 这里, 一个关键和难点是古气候要素的定量化复原, 准确的预测需要古气候要素研究从定性走向定量, 这是过去全球变化研究中的一个发展方向. 当前, 各国从事过去全球变化研究的科学工作者都力图通过不同的研究对象(冰芯、黄土、树轮、海洋和湖泊沉积物等), 获取定量的古气候要素信息^[1~8].

在平衡条件下, 从海水或湖水中析出的自生碳酸盐矿物的氧同位素组成是水体温度和水体氧同位素组成的函数, Gasse 等人^[9]在前人研究的基础上给出了以下关系式:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}} + 0.27) + 0.1(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{w}} + 0.27)^2. \quad (1)$$

式中 $t(^{\circ}\text{C})$ 为碳酸盐矿物沉淀时的水体温度; $\delta^{18}\text{O}_{\text{c}}$ 为自生碳酸盐矿物的氧同位素组成; $\delta^{18}\text{O}_{\text{w}}$ 为当时水体的氧同位素组成. 对于海洋沉积物而言, 通常假设海水的氧同位素组成自更新世以来保持不变, 其 SMOW 值为零, 因而(1)式可改写为:

$$t(^{\circ}\text{C}) = 16.9 - 4.38(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} + 0.27) + 0.1(\delta^{18}\text{O}_{\text{c}} + 0.27)^2. \quad (2)$$

根据海洋沉积物中自生碳酸盐矿物(或化石壳体的碳酸盐成分)的氧同位素组成, 利用(2)式即可获得古海水温度, 这是用海洋沉积物的氧同位素剖面重建古气候的理论基础^[10].

对于内陆封闭湖泊而言, 地质历史时期湖水的氧同位素组成不是恒定不变的, 它主要受控于湖区大气降水的氧同位素组成、汇水区大气降水量以及湖面的蒸发量^[11]. 其中, 大气降水的氧同位素组成在一定时间范围内可假设基本保持恒定, 而汇水区大气降水量和湖面蒸发量可用湖水盐度指示, 因此, 运用(1)式计算古湖水温度的难点转化为: (i) 获得湖水的古盐度; (ii) 建立湖水盐度与氧同位素组成的函数关系式.

本文选择内蒙古岱海开展古湖水温度定量复原研究. 岱海位于内蒙古自治区乌兰察布盟

凉城县境内(112° 32' 31"~112° 48' 40"E, 40° 28' 7"~40° 39' 6"N), 地处半湿润与半干旱区的过渡带, 对气候变化反应敏感. 该湖长期以来一直处于封闭状态, 为内陆封闭半咸水湖^[12]. 根据 1986 年的测量资料, 湖泊最大水深 16.05 m, 平均水深 7.41 m, 面积 133.46 km². 湖泊水体来源于地表和地下径流及湖面降水, 水量的支出主要是蒸发. 湖泊沉积物中自生碳酸盐矿物发育, 介形类等微体动物化石丰富, 是开展古气候要素定量研究的理想对象.

1 岱海湖水古盐度的获取

Chivas 等人^[13,14]通过野外采样及实验室培养, 对湖泊环境中多个属种介形类壳体及其宿生水体的微量元素进行研究, 获得了介形类壳体中微量元素与湖水盐度的定量关系. 其中, 某一特定属种介形类壳体的 Sr 含量与其宿生水体中 Sr²⁺含量的分配系数 $K_d(\text{Sr})$ 的表达式为

$$K_d(\text{Sr}) = (\text{Sr}/\text{Ca})_{\text{介形类}}/(\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+})_{\text{湖水}}. \quad (3)$$

通常, 湖水的 $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 与盐度呈正相关关系^[15], 其关系式为

$$\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+} = AS + B. \quad (4)$$

(4)式中 S 为湖水盐度, A 和 B 为常数. 将(3)式与(4)式合并, 即可获得定量计算古盐度的公式

$$S = 1/A[(\text{Sr}/\text{Ca})_{\text{介形类}}/K_d(\text{Sr}) - B]. \quad (5)$$

(5)式中 S 为古湖水盐度, $K_d(\text{Sr})$ 为某一特定属种介形类的 Sr 分配系数, $(\text{Sr}/\text{Ca})_{\text{介形类}}$ 为岩芯沉积中该属种介形类壳体的比值.

本次研究在岱海多个点位采集了表层沉积物. 同时, 采用美制接杆式重力采样器(livingstone)在东南部水域(水深 12.6 m)采得了 150 cm 连续的沉积岩芯(图 1). 对采集的表层沉积物样品, 随即加入一品红, 将活体介形类染成红色. 在室内挑出活体介形类后, 对优势种(*Limnocythere* cf. *inopinata*)壳体的 Sr/Ca 值及采样点湖水的 $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 值进行分析, 根据(3)式计算获得岱海优势介形类(*Limnocythere* cf. *inopinata*)的 Sr 分配系数(表 1). 采集岱海不同部位及深度的湖水样品, 同时分析其盐度和 $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 值, 采用最小二乘法对盐度和 $\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$ 值进行线

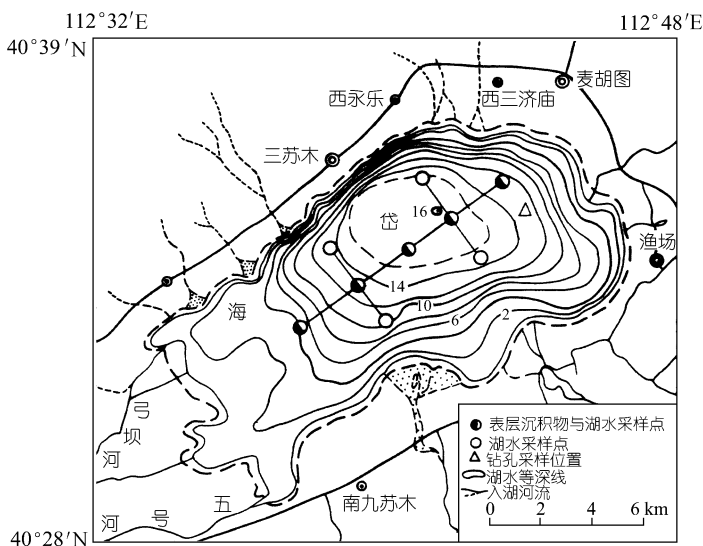


图 1 岱海地理位置及采样点略图

表 1 岱海优势介形类(*Limnocythere cf. inopinata*)的 Sr 分配系数

样品号	DH2	DH3	DH5	DH6	DH7
介形类壳体(<i>Limnocythere cf. inopinata</i>)					
Sr/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	1.31	1.89	1.56	2.93	1.91
Ca/ $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	71.94	121	81.72	144	108
Sr/Ca	0.0182	0.0156	0.0190	0.0204	0.0179
湖水					
Sr ²⁺ / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	0.63	0.57	0.60	0.62	0.66
Ca ²⁺ / $\mu\text{g} \cdot \text{g}^{-1}$	37.5	35.1	34.0	34.1	39.5
Sr ²⁺ /Ca ²⁺	0.0168	0.0162	0.0176	0.0182	0.0167
K _d (Sr)	1.083	0.963	1.080	1.121	1.072

性拟合(图 2), 获得岱海湖水盐度与 Sr²⁺/Ca²⁺ 值的方程为

$$\text{Sr}^{2+}/\text{Ca}^{2+} = 0.005879S - 0.008399, \quad (6)$$

该方程拟合度系数(R²)为 0.96, 由此得到常数 A, B 值分别为 0.005879 和−0.008399.

以 2 cm 间隔切割沉积岩芯, 对岩芯沉积中的优势介形类(*Limnocythere cf. inopinata*)壳体的 Sr/Ca 进行分析, 将分析结果代入古盐度(5)式, 获得岱海湖水古盐度定量值(表 2).

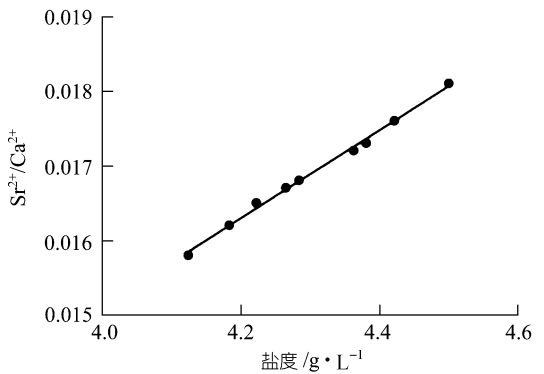


图 2 岱海现代湖水盐度与 Sr²⁺/Ca²⁺ 值关系图

表 2 岱海古环境参数

钻孔深度/cm	介形类 Sr/Ca	湖水古盐度 /mg · L ⁻¹	古湖水 δ ¹⁸ O /‰(SMOW)	碳酸盐 δ ¹⁸ O /‰(PDB)	湖水古温度 /℃
2	0.015	3827	−0.04	−0.45	17.5
4	0.0191	4482	2.09	1.75	17.2
6	0.0206	4722	2.79	2.52	16.9
8	0.0165	4066	0.78	0.58	16.6
10	0.0184	4370	1.75	1.57	16.5
12	0.0171	4162	1.09	0.91	16.5
14	0.0143	3715	−0.44	−0.6	16.4
16	0.0137	3619	−0.79	−0.9	16.2
18	0.0186	4402	1.85	1.78	16
20	0.0189	4450	2.00	1.98	15.8
22	0.0081	2724	−4.63	−4.78	16.4
24	0.0191	4482	2.09	1.98	16.2
26	0.0171	4162	1.09	0.98	16.2
28	0.0149	3811	−0.10	−0.25	16.4
30	0.0153	3875	0.13	−0.01	16.3
32	0.0205	4706	2.75	2.57	16.5
36	0.0164	4050	0.73	0.59	16.3
38	0.0151	3843	0.02	−0.07	16.1
40	0.0128	3475	−1.34	−1.52	16.5
42	0.0142	3699	−0.50	−0.72	16.7
44	0.0151	3843	0.02	−0.19	16.6

表 2(续)

钻孔深度/cm	介形类 Sr/Ca	湖水古盐度 /mg · L ⁻¹	古湖水 δ ¹⁸ O /‰(SMOW)	碳酸盐 δ ¹⁸ O /‰(PDB)	湖水古温度 /℃
46	0.017	4146	1.04	0.79	16.8
50	0.0193	4514	2.19	1.89	17
52	0.0117	3299	-2.04	-2.31	16.9
54	0.014	3667	-0.62	-0.93	17.1
56	0.0137	3619	-0.79	-1.11	17.1
58	0.0138	3635	-0.73	-1	16.9
60	0.0131	3523	-1.16	-1.5	17.2
62	0.0102	3059	-3.06	-3.38	17.1
64	0.0152	3859	0.07	-0.29	17.3
66	0.0155	3907	0.24	-0.05	17
68	0.0125	3427	-1.53	-1.8	16.9
70	0.0079	2692	-4.79	-5.03	16.8
72	0.013	3507	-1.22	-1.44	16.7
74	0.0232	5138	3.93	3.53	17.5
76	0.016	3986	0.51	0.13	17.4
78	0.0175	4226	1.30	0.87	17.6
80	0.02	4626	2.52	2.09	17.6
82	0.0178	4274	1.45	1	17.7
84	0.0175	4226	1.30	0.87	17.6
86	0.0144	3731	-0.38	-0.86	17.8
102	0.0213	4834	3.11	2.78	17.2
104	0.0172	4178	1.15	0.61	18.1
110	0.0067	2500	-5.79	-6.3	18
116	0.0178	4274	1.45	1.02	17.6
126	0.0121	3363	-1.78	-2.28	17.9
134	0.0212	4818	3.07	2.5	18.2
136	0.0183	4354	1.70	1.16	18.1
138	0.0133	3555	-1.03	-1.58	18.1
140	0.0133	3555	-1.03	-1.6	18.2
142	0.0153	3875	0.13	-0.44	18.2
144	0.0156	3923	0.29	-0.3	18.3
146	0.0114	3251	-2.24	-2.81	18.2
148	0.0157	3939	0.35	-0.24	18.3
150	0.0172	4178	1.15	0.56	18.3

2 岱海湖水盐度与氧同位素组成的函数关系的建立

采集岱海水样及湖区大气降水，为保证湖水水样的均一性，采用在湖泊不同位置及不同深度采集湖水样品的方法。实验室内，在一定抽风量的干燥通风橱内，采用表面低温缓慢蒸发现代湖水和用湖区大气降水稀释湖水的方法，测定湖水的盐度和氧同位素组成。试验条件选择为：风速 5 m/s，蒸发水样表层空气温度为 28℃，表面蒸发采用红外灯远距离照烤。连续测定水样在不同盐度状况下的氧同位素组成变化。其中水样的盐度采用化学分析方法并按 Williams^[16]的公式计算获得；水样的氧同位素组成分析采用二氧化碳-水平衡法，生成的二氧化碳气体用 MAT-252 型质谱仪分析其 δ¹⁸O 值，试验结果如图 3 所示。由图 3 可见，随着盐度的增加，湖水氧同位素组成相应发生变化，二者之间呈明显对数关系。选择对数形式的数学模

型 $Y = a \ln x + b$ 对实验数据进行曲线拟合, 获得水体盐度与氧同位素的拟合曲线方程为

$$\delta^{18}\text{O}_w = 13.49 \ln S - 111.33, \quad (7)$$

该拟合曲线与实验数据的误差, 即拟合度(R^2)为 0.995, 由此表明水体盐度与氧同位素组成呈对数函数关系. 将上述所获得的岱海湖水古盐度值代入(7)式, 即可获得岱海古湖水的氧同位素组成(表 2).

3 岱海古水温的定量恢复

湖泊沉积物中的碳酸盐矿物主要有两大来源, 其一来自湖泊流域入湖水流带入的陆源碎

屑碳酸盐矿物, 其二来自湖泊水体中化学过程形成的自生碳酸盐矿物^[17]. (1)式中所用的 $\delta^{18}\text{O}_c$ 为湖泊水体的化学过程形成的自生碳酸盐矿物的氧同位素组成. 因而要获得准确的古湖水温度, 首先需要从湖泊沉积物中分离出自生碳酸盐矿物.

显微镜下鉴定表明, 本钻孔岩芯沉积中的碳酸盐矿物主要为方解石, 且陆源碎屑碳酸盐矿物与湖泊自生碳酸盐矿物粒径存在明显差异, 陆源碎屑碳酸盐矿物的粒径大于 $20\ \mu\text{m}$, 而湖泊自生碳酸盐矿物的粒径小于 $10\ \mu\text{m}$, 因此, 采用离心沉降法分离出粒径小于 $10\ \mu\text{m}$ 的沉积物. 将该沉积物样品与 100%磷酸在 $25\ ^\circ\text{C}$ 恒温水浴中反应 12 h, 用液氮冷阱收集反应生成的 CO_2 气体, 测定其 $\delta^{18}\text{O}$ 值(表 2). 将所获得的湖泊自生碳酸盐矿物的 $\delta^{18}\text{O}$ 值代入(1)式, 再代入古湖水的氧同位素组成, 即可获得岱海古水温定量值(表 2).

4 岱海湖区古气候演化特征

内陆封闭湖泊, 尤其是咸水湖或半咸水湖, 是气候变化最为敏感的指示计, 湖水盐度反映湖区气候的干湿变化; 湖水温度与湖区气温具有同步变化的一致性^[18]. 本次研究对所获 150 cm 柱状沉积岩芯进行了详细的 ^{14}C 年代测定, ^{14}C 年代测定采用 Phamacial 公司产 1220 型低本底液体闪烁计数仪, 分析材料为岩芯沉积中的有机质, 结果见图 4. 为了探讨岱海地区历史时期气候的演化特征, 图 4 列出了岱海定量古盐度和古水温变化. 由图 4 可见, 5 kaBP 以来岱海经历了凉偏干→凉湿→冷干→由冷湿向冷干转化和凉干 5 个阶段.

5000~3970 aBP(150~116 cm). 沉积物岩性为灰色粉砂质泥. 古盐度变化范围为 3251~4818 mg/L, 平均为 3917 mg/L. 该时段湖水古温度为 5 ka 来最高值, 平均 $18.2\ ^\circ\text{C}$. 介形类含量较高, 且有多个种属同时存在, 主要种属有意外湖花介(*Limnocythere inopinata*)及其变种(*Limnocythere cf. inopinata*), 圣贵湖花介(*Limnocythere sanctipatricci*), 它们均属于广盐性种, 其现生种分布于北半球(如加拿大、挪威等)河流、湖泊水域中, 中国青海湖区也见有上述属种. 上述特征表明该时段的气候为凉偏干.

3970~3080aBP(116~100 cm). 灰黄色粉砂质泥与泥质粉砂互层, 含有多个砂层. 该层段介形类含量极低, 从零星检出的介形类壳体看, 它们主要为单一属种(*Limnocythere cf. inopinata*). 该层段出现 5 ka 来最低古盐度值(2500 mg/L), 显示湖面的扩张. 古湖水温度略有下降, 为

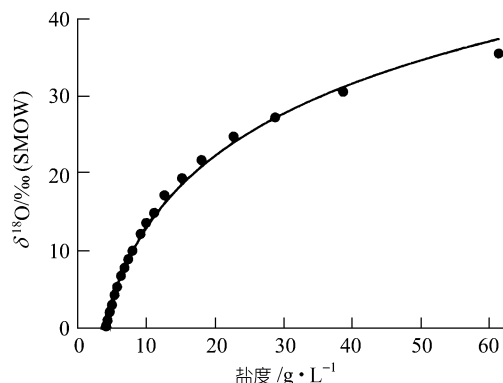


图 3 岱海现代湖水盐度与氧同位素组成关系图

17.6~18.2℃, 平均 17.9℃. 上述特征表明该时期古气候特征为凉湿.

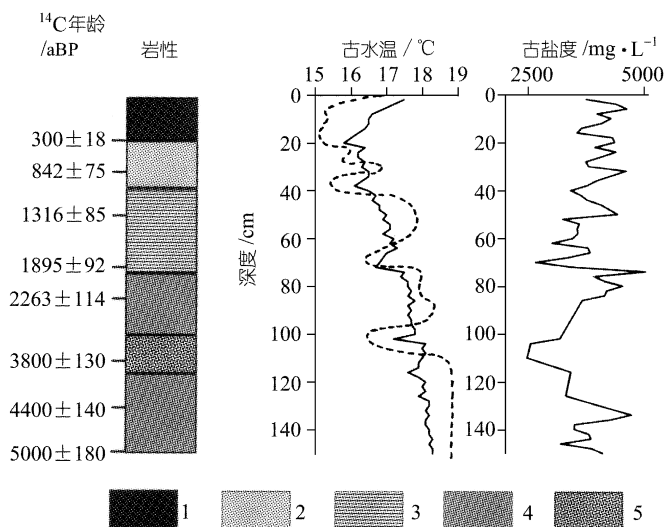


图 4 最近 5 ka 岱海湖水盐度与温度变化曲线

虚线为中国 5 ka 来气温变化曲线^[19]. 1. 富含有机质泥; 2. 灰色黏土; 3. 泥质粉砂; 4. 粉砂质泥; 5. 灰黄色黏土

3080~2010 aBP(100~74 cm). 灰黄色粉砂质泥. 古盐度快速增加并出现 5 ka 来最大值(5138 mg/L). 介形类发育, 除了出现与下部相同的意外湖花介外, 还有较喜冷类型的双折土星介(*Ilyocypris biplicata*)出现. 该层段古湖水温度下降, 从 18.0℃降至 17.2℃, 平均 17.5℃. 显示冷干的气候特征.

2010~300 aBP(74~18 cm). 灰黄色泥质粉砂与灰色黏土. 古盐度在波动中快速增加, 古湖水温度波动下降, 并降至 5 ka 来最低值(15.8℃), 平均水温 16.7℃. 该层段介形类含量高并为单一属种(*Limnocythere cf. inopinata*), 且从下向上介形类壳体含量逐渐增高. 上述指标显示该时段古气候由冷湿向冷干转化, 并且转化过程中有较强烈的波动.

300~0 aBP(18~0 cm). 富含有机质泥. 古盐度在波动下降至 3619 mg/L 后, 向表层逐渐增加; 古湖水温度快速回升, 由 16.2℃上升到 17.5℃. 该层介形类含量较高. 总体看, 该时期气候特征为凉干.

将本文所获得的岱海 5 ka 来水温变化曲线与竺可桢^[19]通过物候方法所获得的中国 5 ka 气温曲线相对比, 发现二者基本一致(图 4). 5.0~3.1kaBP, 即从仰韶文化到安阳殷墟, 为稳定的暖期. 岱海水温在 4kaBP 左右有一次短期的快速下降, 并伴随湖面的急剧上升. 该时期敦德冰芯记录中出现宽浅的冷谷^[20], 甘肃齐家文化遗址也记录到了该时期气温的突然下降, 导致农业北界南移 1°.^[21] 3.1~2.0kaBP, 即从周朝建立到东汉时代, 气温比以前略有下降, 但仍高于现代. 岱海水温从 3kaBP 左右开始快速下降, 湖面也急剧收缩, 显示中国全新世暖期的结束^[22]. 近 2 ka 来, 岱海湖面持续收缩, 水温也持续下降, 至 17 世纪湖水温度到达最低, 其间水温有多次波动.

致谢 介形类壳体的挑选与鉴定工作由李元芳老师完成; 介形类壳体 Sr 和 Ca 含量分析获得张小曳和张光宇研究员的指导; 奥地利科学院湖沼研究所 Roland Schmidt 教授及其助手

共同参加了野外采样工作, 作者在此一并致谢.

参 考 文 献

- 1 Mayewski P, Meeker L D, Merrison S, et al. Greenland ice core “signal” characteristics: An expended view of climate change. *Journal of Geophysical Research*, 1993, 98D7: 12839~12847
- 2 姚檀栋, 焦克勤, 李忠勤, 等. 古里雅冰帽气候环境记录. *中国科学, B 辑*, 1994, 24(7): 766~773
- 3 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130 ka 中国的古季风——I. 古季风记录. *中国科学, B 辑*, 1991, (10): 27~32
- 4 Cook E R, Bird T, Peterson M, et al. Climatic change in Tasmania inferred from a 1089-year tree-ring chronology of huon pine. *Science*, 1991, 253: 1266~1268
- 5 沈 吉, 王苏民, Matsumoto R, 等. 内蒙古岱海古盐度定量复原初探. *科学通报*, 2000, 45(17): 1856~1889
- 6 吴敬禄, 王苏民, 施雅风, 等. 若尔盖盆地 200 ka 以来氧同位素记录的古温度定量研究. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(1): 73~80
- 7 姚檀栋, 段克勤, 田立德, 等. 达索普冰芯积累量记录和过去 400 a 来印度夏季风降水变化. *中国科学, D 辑*, 2000, 30(6): 619~627
- 8 陈 骏, 安芷生, 刘连文, 等. 最近 2.5 Ma 以来黄土高原风尘化学组成的变化与亚洲内陆的化学风化. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(2): 136~145
- 9 Gasse F, Fontes J C, Plaziat J C, et al. Biological remains. Geochemistry and stable isotopes for the reconstruction of environmental and hydrological changes in the Holocene lakes from north Sahara. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1987, 60: 1~46
- 10 Irwin H, Coleman M L, Curtis C. Isotope evidence for the source of diagenetic carbonate during burial of organic rich sediments, *Nature*, 1977, 269: 209~213
- 11 Taylor H P. Oxygen and hydrogen isotope studies of plutonic granitic rocks. *Earth Planet Sci Lett*, 1971, 38: 177
- 12 王苏民, 余源盛, 吴瑞金, 等. 岱海——湖泊环境与气候变化. 合肥: 中国科学技术大学出版社, 1990. 155~183
- 13 Chivas A R, De Deckker P, Shelley J M G. Strontium content of ostracods indicates lacustrine paleosalinity. *Nature*, 1986, 316: 251~253
- 14 Chaivas A R, De Deckker P, Shelley J M S. Magnesium content of non-marine ostracod shells: A new palaeo-salinometer and palaeothermometer. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1986, 54: 43~61
- 15 De Deckker P, Chivas A R, Shelley J M G, et al. Ostracod shell chemistry: A new palaeoenvironmental indicator applied to a regressive/transgressive record from the Gulf of Carpentaria. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 1988, 66: 231~241
- 16 Williams W D. The relationship between salinity and Sr/Ca in the lake water. *Aust J Mar Freshwat Res*, 1966, 17: 169~176
- 17 Shen Ji, Matsumoto R, Wang Sumin. A 3600 year paleoclimatic change inferred from organic ^{13}C and TOC/TN of the Gucheng Lake sediments, Southeast China. *Chin J Oceanol Limnol*, 1997, 15(3): 279~284
- 18 王苏民, 冯 敏. 内蒙古岱海湖泊环境变化与东南季风强弱变化的关系. *中国科学, B 辑*, 1991, (7): 759~768
- 19 竺可桢. 中国近五千年来气候变迁的初步研究. *中国科学*, 1973, (2): 168~189
- 20 姚檀栋, Thompson L G. 敦得冰芯记录与过去 5 ka 温度变化. *中国科学, B 辑*, 1992, (10): 1089~1093
- 21 施雅风, 孔昭宸. 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 海洋出版社, 1992. 1~18
- 22 Shi Yafeng, Kong Zaochen, Wang Sumin. Midholocene climates and environments in China. *Global and Planetary Change*, 1993, 7: 219~233