

# Research Progress on Reconstruction of Lake Palaeo-Salinity

Jiangyan Zhang<sup>1</sup>, Yuping Zheng<sup>1,2</sup>, Ruiqing Song<sup>1</sup>

<sup>1</sup>College of Geographical Sciences, Fujian Normal University, Fuzhou Fujian

<sup>2</sup>State Key Laboratory of Subtropical Mountain Ecology (Funded by Ministry of Science and Technology and Fujian Province), Fujian Normal University, Fuzhou Fujian

Email: zjy.0910@foxmail.com

Received: May 4<sup>th</sup>, 2016; accepted: May 23<sup>rd</sup>, 2016; published: May 26<sup>th</sup>, 2016

Copyright © 2016 by authors and Hans Publishers Inc.

This work is licensed under the Creative Commons Attribution International License (CC BY).

<http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>



Open Access

---

## Abstract

Lake is the node of terrestrial ecosystems, and its salinity is an important parameter to reflect the change of lake ecosystem, so it is very important to reconstruct the palaeo-salinity and reveal the evolution of the lake. Currently, the method which is widely used to reconstruct lake paleo-salinity is geochemical characteristics of chemical elements from ostracode shells, boron element method and sedimentary phosphate method; some studies have shown that some biological indicators can also be used to quantitatively analyze paleo-salinity. Although we believe that the palaeo sedimentary environment is a closed system, it is still inevitable that it interacted with various environmental factors around, which make it hard to obtain information of paleo environment. In order to reconstruct the palaeo-salinity more correctly, we use multi-index method to get a closer to the value of the real environment.

## Keywords

Palaeo-Salinity, Reconstruction, Ostracode Shells, Boron Element Method, Sedimentary Phosphate Method

---

# 湖泊古盐度重建研究进展

张江燕<sup>1</sup>, 郑玉萍<sup>1,2</sup>, 宋瑞卿<sup>1</sup>

<sup>1</sup>福建师范大学地理研究所, 福建 福州

<sup>2</sup>福建省湿润亚热带山地生态重点实验室省部共建国家重点实验室培育基地, 福建 福州

Email: zjy.0910@foxmail.com

收稿日期: 2016年5月4日; 录用日期: 2016年5月23日; 发布日期: 2016年5月26日

## 摘要

湖泊是陆地生态系统的节点, 湖泊盐度是反应湖泊生态系统变化的重要参数, 因此重建湖泊古盐度对于研究古生态、反演湖泊演化历史非常重要。目前应用广泛的重建湖泊古盐度方法主要有介形类壳体的地球化学元素比值法, 硼元素法, 沉积磷酸盐法, 部分研究显示一些生物指标也可以用来定量的分析古盐度。虽然我们认为古沉积环境是一个封闭的系统, 但仍不可避免地会与周围各个环境因子发生作用, 促使古环境信息的提取更为困难, 为了使重建的古盐度更加接近于当时发生时的状态, 应尽可能的采用多指标方法, 以便得到一个更接近于真实环境的值。

## 关键词

古盐度, 重建, 介形类壳体, 硼元素法, 沉积磷酸盐法

## 1. 引言

20 世纪 80 年代后期, 随气候问题日益突出全球变化成为众多科学家的关注热点[1]。湖泊是陆地生态系统的节点, 是自然界循环的一个重要组成部分, 是流域物质的最终储存库, 其沉积物忠实地记录了湖区各种气候和环境变化的信息[2], 因此湖泊沉积在研究全球变化与区域响应方面具有不可替代的优势[3], 成为研究陆地气候环境变化的重要信息载体。

在内陆干旱 - 半干旱地区, 气候与湖泊水文状况有直接的关系[2]-[5], 封闭湖泊的水文变化取决于流域降水、径流和蒸发的平衡关系[6], 并影响到湖水离子组成的变化, 进而表现为湖泊盐度的变化。因此, 定量重建湖泊的古盐度可以追溯湖泊水位波动历史, 继而推论流域降水量和蒸发量变化, 重建区域气候环境演变的记录, 对环境和古气候的恢复具有重要作用。

关于反演过去湖泊水体的古盐度, 长期以来很多学者根据湖泊沉积环境指标进行了揭示[7] [8]。包括一些物理指标、化学指标和生物指标在反演湖泊古盐度中得到了成功的应用, 目前应用广泛的方法主要有介形类壳体的地球化学元素比值法, 硼元素法, 沉积磷酸盐法, 部分研究显示一些生物指标也可以用来定量的分析古盐度。本文通过这些古盐度重建方法的总结, 阐明其基本原理以及优点和局限性, 并指出根据不同湖泊的实际状况, 选择合适的古盐度恢复方法, 同时综合考虑应用各种方法并结合研究区本身的具体状况, 以便更准确的获取古盐度、更明确的反映古环境和古气候。

## 2. 微量元素法

### 2.1. Sr/Ca、Mg/Ca 法

介形类属小型双壳甲壳类, 成年个体壳长一般为 0.5~3 mm, 其壳体由低镁方解石组成。在湖泊中, 介形类一般生活在中性到碱性的水体中, 在这类环境的沉积物中, 壳体能很好的保存下来。介形类具蜕壳的习性, 在其生命周期中一般蜕壳 7~8 次。介形类不同种类的生命周期差别很大, 大多数属于季节性生长的种类, 所以对环境变化非常敏感。介形类是古水化学的有效指示器。在介形类底层研究中, 有相当多的成果集中在水体盐度和离子组成重建方面的研究。在内陆干旱 - 半干旱地区, 湖泊盐度的上升往

往是由于气候变干而引起的蒸发量增加的结果[9] [10]。因此介形类化石记录的盐度和离子浓度的变化可以指示水文信息[11]，进而反映湖区气候和有效湿度的变化。

现有研究表明介形类生长周期和环境因素有很大关系[12]-[17]。对湖泊沉积物碳酸盐中的微量元素如 Mg、Sr 等的研究有利于确定古湖泊的物理化学条件，其实验过程简单易行，是确定湖泊水体古盐度的上好指标。对湖泊沉积物的分析常采用此方法[18]。

早在 20 世纪 60 年代，国外古生物学家就已发现，海洋和内陆湖泊中含钙质的介形类生物，如腹足类、双壳类、珊瑚等的壳体中  $Mg^{2+}$  和  $Sr^{2+}$  的含量与水体的盐度有关，并利用地层中介形类化石的  $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$  和  $[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$  判别海相和陆相[19]。20 世纪 80 年代后期，随着元素测试技术及精度的提高，可精确地测定微体生物壳体化石的  $Mg^{2+}$ 、 $Sr^{2+}$  含量。Chivas 等人[20]-[22]率先通过野外采样及实验培养的方法，对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  $Mg^{2+}$ 、 $Sr^{2+}$  含量与其宿生水体中  $Mg^{2+}$ 、 $Sr^{2+}$  含量的分配系数，并探讨了介形类壳体中微量元素与湖水盐度、温度的关系。研究表明，介形类壳体中的  $[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$  取决于宿生水体的  $[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$ ；而  $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$  则取决于宿生水体  $[Mg^{2+}]/[Ca^{2+}]$  和水体温度[23]。其中，某一特定属种介形类壳体的  $Mg^{2+}$ 、 $Sr^{2+}$  含量与其宿生水体中  $Mg^{2+}$ 、 $Sr^{2+}$  含量的分配系数 KD 的表达式为：

$$KD[Sr^{2+}](t) = \frac{\left( \frac{[Sr^{2+}]}{[Ca^{2+}]} \right)_{\text{介壳}}}{\left( \frac{[Sr^{2+}]}{[Ca^{2+}]} \right)_{\text{宿生水}}} \quad (1)$$

$t$  指温度( $^{\circ}C$ )； $[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$  为物质的量浓度比。

通常湖水的  $[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$  与盐度呈正相关关系[24]，其关系式为

$$\left( \frac{[Sr^{2+}]}{[Ca^{2+}]} \right)_{\text{宿生水}} = A \times S + B \quad (2)$$

(2)式中  $S$  为湖水盐度； $A$ 、 $B$  为常数，可根据现代湖水  $Sr^{2+}$ 、 $Ca^{2+}$  含量与盐度的测定获得。

将(1)和(2)式合并即可获得定量计算古盐度公式

$$S = \frac{\left[ \left( \frac{[Sr^{2+}]}{[Ca^{2+}]} \right)_{\text{介壳}} / KD(Sr^{2+}) - B \right]}{A} \quad (3)$$

因此通过分析湖泊沉积钻孔岩心中的介形类壳体的  $[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$ ，可以定量恢复湖泊的古盐度。

## 2.2. 应用

张彭熹等[25]研究了青海湖湖底钻孔岩芯中介形虫壳体的地球化学，恢复了冰后期青海湖水体演化和温度变化的历史，建立了冰后期青海湖湖区的环境演化序列和古气候波动模式，并利用介形虫壳体的  $\delta^{18}O$  和  $Sr/Ca$  的变化，对全新世以来青海湖水体的古温度、古盐度和古水位的定量变化情况进行了有益的探讨和研究。曹建廷等[26]利用岱海湖泊岩芯介形类的丰度、*Limnocythere cf. inopinata* 介壳体的  $Sr/Ca$  和  $Mg/Ca$  的摩尔比值并结合其它地球化学资料，重建了岱海小冰期以来气候环境演化的过程和特征。张恩楼等[27]利用胖真星介(*Eucypris infiata*)壳体的  $[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$  比值，结合湖水以及现生介形虫壳体的  $[Sr^{2+}]/[Ca^{2+}]$  比值，定量重建了青海湖近 900a 来的古盐度序列。沈吉等[28]通过分析计算岱海现生 *Limnocythere cf. inopinata* 介壳 Sr 的分配系数  $K_D(Sr)$ ，建立湖水  $Sr^{2+}/Ca^{2+}$  与盐度的转换方程，利用岱海沉积钻孔中同种介壳的  $Sr/Ca$ ，对岱海 5000 年以来古盐度的定量变化情况进行了初步的探讨。F. Gasse 等[29]

通过分析封闭洼地湖泊钙质沉积物重建了阿尔及利亚西部边缘海槽全新世的古水文和古环境。Daniel R. Engstrom 等[30]对美国 Devils 湖的沉积物中介形虫壳体的微量元素和观测记录做了对比发现,介形虫重建的古盐度和历史测量盐度有很好的 consistency。Jonathan A. Holmes 等[31] [32]利用介形虫壳体的 Mg/Ca 和 Sr/Ca 重建了印度北部克什米尔地区晚第四纪的古盐度和古温度。P. Anadón 等[33]使用动物区系组合和两种介形虫壳体 (*Candona* sp. and *Cyprideis torosa*)重建了西班牙 Baza 盆地早更新世的古环境。

## 2.3. 局限性

### 2.3.1. 文石对锶的强烈吸附问题

前人研究发现,当湖泊中有文石结晶析出时,会吸收水体中的 Mg 和 Sr 等元素,造成生活在其中的介形虫壳体中相应元素与水体盐度不成线性关系,原因是微量元素在结晶文石和介形虫壳体中的分配并不成比例关系[30]。

在封闭型湖泊体系中,一般情况下如果随着碳酸盐矿物沉淀,  $\text{Ca}^{2+}$ 在湖水中的含量总能保持一定的水平,则介壳的  $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 和  $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 都与盐度存在着正相关关系。可是在多数情况下并不是这样的,碳酸盐矿物的沉淀出现时总是会伴随着文石的出现;由于  $\text{Sr}^{2+}$ 在文石中的分配系数较大( $\text{Sr}^{2+}$ 在文石中的分配系数大于 1,而在方解石中的分配系数仅为 0.13),所以当文石开始析出时,  $\text{Sr}^{2+}$ 的浓度会下降,从而导致介形虫壳体中  $\text{Sr}^{2+}$ 含量降低。也就是说此时  $\text{Sr}^{2+}$ 与盐度之间存在复杂的变化关系,使得  $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 与盐度表现为明显的正相关关系,而  $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 与盐度的正相关性较弱甚至变为负相关关系。由于  $\text{Sr}^{2+}$ 在碳酸盐矿物中的复杂性,因此在一般情况下,介形虫壳体的  $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 较  $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 更容易推断盐度,也更加可靠[34]。

因此,在利用  $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 反演湖水古盐度时,对湖泊沉积物中的碳酸盐进行分析是必不可少的。如果有文石存在,文石可能吸附湖水中的大部分  $\text{Sr}^{2+}$ ,介形虫壳体能够吸附的  $\text{Sr}^{2+}$ 很可能只有很少的一部分,此时再利用介形虫壳体的  $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 反演湖水古盐度,就会存在方法学问题。如果有文石存在,选择恰当的处理方法:①如果文石含量很低的情况下,可以忽略文石的存在;②通过实验模拟,可以确定文石存在时对盐度重建的影响程度,并据此对所重建的盐度进行校正;③有文石存在的阶段,则可以考虑去除对古盐度的反演。这样可能导致反演的湖水古盐度出现空白;比如,青海湖在末次冰期中的 70% 以上的时间中都有文石存在,并且比例很高,最高时接近 100%;④选择其它指标进行古盐度的重建,  $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 或许是一个不错的选择;或者是与其它指标结合反演古盐度;或者是选择其它方法,如利用介形虫壳体体长特征重建古盐度。

### 2.3.2. 介形连续分布问题

利用介形虫壳体  $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 反演古盐度,还受介形连续性影响。有的学者在研究介壳时就发现,有些地层里存在介壳的缺失。

### 2.3.3. 介形不同种属问题

不同时期介形虫壳体的种属不同,所以其分配系数也是不同的。必须解决校正问题,因此,在这种情况下,目前只能局限于对短时间范围内的湖水盐度进行定量重建。

介形虫壳体  $[\text{Sr}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 和  $[\text{Mg}^{2+}]/[\text{Ca}^{2+}]$ 受控于其形成时周围水体的  $\text{Sr}^{2+}$ 和  $\text{Mg}^{2+}$ 浓度、温度、盐度、离子组成及水动力状况等。在解决具体问题时往往无法排除其他因素的影响,难以取得单一解。

## 3. 同位素法

在自然界中,多数元素具有两种以上的稳定同位素,其中一种是主要的,其余的同位素含量甚微。在一定条件下,这些同位素之间有一定的比值,但随着条件的变化,该比值又会发生某种变化,人们正

是利用这种变化来研究古环境变迁的。

在某些物理 - 化学过程中(如蒸发、沉淀、结晶、熔化、扩散等), 同位素组分会显出细微的变化, 被称为同位素效应。当物质间发生相互作用或转化(如化学反应、碳酸盐矿物从水中沉淀、大气与湖水交换等), 就会引起同位素间的交换和再分配, 轻、重同位素在不同物质中将相对富集, 即发生同位素的分馏作用[35]。同位素分馏是指在一个系统中, 某元素的同位素以不同的比值分配到两种物质或两相中的现象, 是同位素效应的表现。例如水蒸发时, 水蒸气富集  $\text{H}_2^{16}\text{O}$ , 而残余水相中则相对富集  $\text{D}_2^{16}\text{O}$  和  $\text{H}_2^{18}\text{O}$ 。其根本原因是由于不同同位素之间的质量差异, 导致其零点能差异, 引起物理化学性质的差异, 因此在物理、化学和生物过程中, 发生同一元素的各种同位素分别富集在不同相中的现象。在平衡反应和不可逆反应中均可以发生同位素分馏作用。在不可逆反应中, 同位素分馏的结果是反应物中富集较轻的同位素, 这是因为含轻同位素的键容易断裂。例如, 碳酸钙酸化时产生的氢氧化钙富含  $^{16}\text{O}$ , 而  $\text{CO}_2$  富含  $^{18}\text{O}$ , 这是因为反应物碳酸盐中的  $\text{C}-^{16}\text{O}$  键容易被破坏。

在古盐度研究中, 常用的稳定同位素有氧、碳同位素。氧元素由  $^{16}\text{O}$ 、 $^{17}\text{O}$  和  $^{18}\text{O}$  三种稳定同位素组成, 它们的平均含量分别为 99.76% 和 0.04% 和 0.20%。碳元素有  $^{12}\text{C}$  和  $^{13}\text{C}$  两种同位素, 含量分别为 98.89% 和 1.11% [36]。碳酸盐样品氧、碳同位素分析的标准样品为 PDB, 即美国南卡罗莱纳州晚白垩世皮狄组 (Peedee Formation) 中的箭石 (Belemnite) 化石壳的碳和氧同位素。而在做水样的氧同位素研究时, 一般采用标准平均大洋水(SMOW)作为标准。

### 3.1. $\delta^{18}\text{O}$ 和 $\delta^{13}\text{C}$ 的古盐度意义

用  $\delta^{18}\text{O}$  值计算古盐度的基本原理是 Epstein and Mayeda [37] 建立的。自然界中雨水中的  $\delta^{18}\text{O}$  值较海水中大约小 7‰, 由于蒸发作用的影响, 轻的同位素优先被蒸发, 因此, 假如一个地区温度是不变的情况下,  $\delta^{18}\text{O}$  值的变化则可以认为是因盐度变化而引起的(图 1) [37]。即海水的  $\delta^{18}\text{O}$  值随着盐度的增加而增高。

从图 1 可以看出, 随着盐度的增大,  $\delta^{18}\text{O}$  值趋于增高。Clayton and Degens [39] 指出: 碳酸盐岩中碳同位素也随盐度而变化, Clayton and Degens [39]、Keith and Weber [40] 曾用这一变化区别海水动物群和淡水动物群。

由于溶解在淡水水体中的  $\text{CO}_2$  多来自土壤和腐植质, 而大气中  $\text{CO}_2$  的含量又很低(约占 0.03%), 由表 1 可以看出土壤中的  $\text{CO}_2$  和土壤腐植质的  $\delta^{13}\text{C}$  值都是高负值。所以, 淡水湖泊和河流中的  $\delta^{13}\text{C}$  值也很低, 在这样的环境中沉积的淡水碳酸盐沉积物, 其  $\delta^{13}\text{C}$  值多介于 -5~-15 之间; 而海相石灰岩中的  $\delta^{13}\text{C}$  值则介于 -5~+5 之间(图 2)。

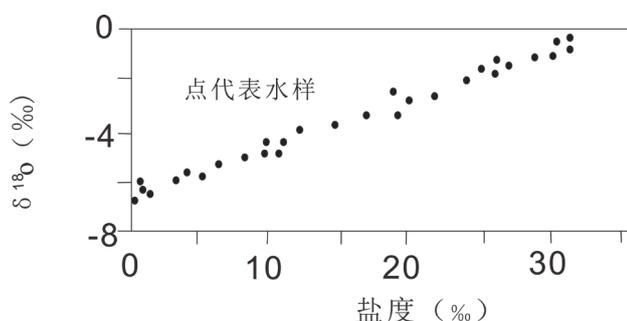


Figure 1. Changes of  $\delta^{18}\text{O}$  values of water samples from the western Scheldt River mouth, Holland, with salinity [38]

图 1. 采自荷兰 Scheldt 河口西部水样的  $\delta^{18}\text{O}$  值随盐度而变化的情况[38]

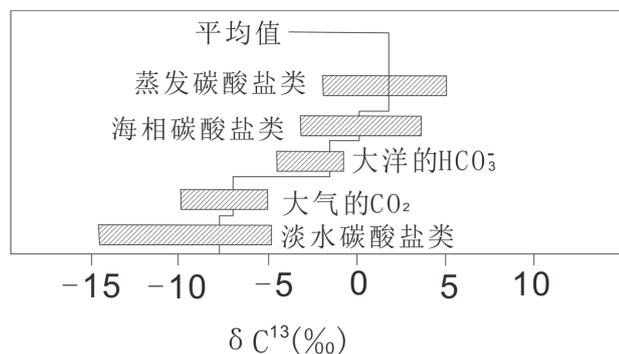


Figure 2. Distribution of carbon isotope in carbonate rocks and concerned materials [38]

图 2. 碳同位素在碳酸盐岩和有关物质中的分布[38]

Table 1. Approximate values of  $\delta^{13}\text{C}$  in different matters [38]

表 1. 不同物质的  $\delta^{13}\text{C}$  的近似值[38]

来源	$\delta^{13}\text{C}$ (PDB)	注
大气中的 $\text{CO}_2$	0 <sup>a</sup>	
土壤中的 $\text{CO}_2$	-25	
土壤腐殖质	-25	
海相灰岩	0	a 为与大气中的 $\text{CO}_2$ 处于平衡状态的溶解的 $\text{CO}_2$ 的成分
典型河流	-12	
典型湖泊	-5	
海洋表层	0	

综上所述可以看出,  $\delta^{18}\text{O}$ 、 $\delta^{13}\text{C}$  值都与盐度有关, 其变化趋势是  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  均随介质盐度升高而升高, 其中  $\delta^{13}\text{C}$  与古盐度关系最为密切。Keith 和 Weber [40] 提出利用石灰岩的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  区分侏罗纪及时代更新的海相石灰岩和淡水相石灰岩的公式:

$$Z = 2.048 \times (\delta^{13}\text{C} + 50) + 0.498 \times (\delta^{18}\text{O} + 50)$$

式中  $\delta^{13}\text{C}$  和  $\delta^{18}\text{O}$  均用 PDB 作标准。当 Z 值大于 120 时为海相石灰岩, Z 值小于 120 时为淡水石灰岩, Z=120 时为未定型石灰岩。

### 3.2. 应用

Diane and Seward [41] 曾用这一方程对新西兰北岛旺加努伊盆地第四纪地层中的 Taini 贝壳层中的贝壳进行过研究, 并证明所分析的样品皆来源于海洋环境, 而这一结论与古生态研究的结论是相符的。在我国南海沿岸, 广泛发育着现代碳酸盐沉积物, 有的已破胶结为海滩岩。沙庆安等[42]曾指出, 其中有些岩石为“海相淡成石灰岩”, 即岩石的颗粒组份(主要为生物碎屑)是海相成因的, 而在成岩过程中被大气淡水胶结。宋明水[43]利用  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  值的变化特点, 得出东营凹陷南斜坡沙四段沉积时期干旱程度有如下变化趋势:  $\text{Es}4^3$  沉积时期 >  $\text{Es}4^4$ ,  $\text{Es}4^5$  沉积时期 >  $\text{Es}4^1$ 、 $\text{Es}4^2$  沉积时期。这与利用 Sr/Ba 法得出的结论完全一致。沈吉等[6]通过表面低温缓慢蒸发现代岱海湖水和用湖区大气降水稀释湖水的方法, 表明水体盐度与氧同位素组成呈对数函数关系, 获得了水体盐度与氧同位素的拟合曲线方程。

### 3.3. 局限性

#### 沉积后的交代作用常使同位素的比值(尤其是氧同位素)发生变化, 故应用于老地层不甚可靠

沉积物中的同位素组分会受到沉积后的同位素交代作用影响而发生变化。但这种交代作用对于碳同位素来说是比较微弱的, 自寒武纪以来没有显著的变化。张秀莲[44]曾对我国各地寒武纪和奥陶纪的一些碳酸盐岩样品的同位素组成进行了分析, 她认为在成岩作用过程中,  $^{13}\text{C}$  和  $^{12}\text{C}$  之间的交代作用比  $^{18}\text{O}$  和  $^{16}\text{O}$  之间要弱得多。一些学者还发现, 自寒武纪以来  $\delta^{13}\text{C}$  值没有发生显著的变化, 用  $\delta^{13}\text{C}$  原始数据确定的古盐度是可行的, 并认为根据  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  计算出来的 Z 值仍能大致反映海水的盐度(如 Keith 和 weber [45]; Mackenzie [46])。但是成岩作用和年代效应对  $\delta^{18}\text{O}$  的影响是不可忽视的, 研究发现, 随着年代的不断变老, 岩石所经受的成岩作用也逐渐增强, 其  $\delta^{18}\text{O}$  值则越来越低,  $\delta^{18}\text{O}$  就会出现较高的负值, 其原因是石灰岩在成岩作用过程中与同位素值偏轻的地表水或地下水发生同位素平衡的结果[36] [47] [48]。因此, 据实测的原始  $\delta^{18}\text{O}$  值计算出的古温度不能反映岩石形成时的介质温度。在这种情况下, 我们就要考虑怎样消除这些成岩作用的影响, 即如何进行“年代效应”校正。 $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  的“年代效应”及校正是指利用  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  对沉积介质进行古盐度定量分析时, 对中生代以来的样品是比较有效的, 而对中生代以前的样品, 由于常受到较强的成岩作用的影响, 致使原始沉积物中的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  值因同位素交换而发生变化, 从而降低了这些岩石的  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  指示古盐度的可靠性。一般来说, 年代越老, 受成岩作用改造越强烈,  $\delta^{18}\text{O}$  和  $\delta^{13}\text{C}$  偏离也越大, 这种效应被称为“年代效应” [36] [47] [48]。

同位素法虽然具有统一的标准这一优点, 免除了地方对它的影响, 但是, 影响同位素的因素有很多方面, 比如温度和盐度等, 在研究中可能无法排除其他因素的干扰, 而难以取得较单一的解, 所以在解决具体问题时往往需要具体分析。同时, 同位素作为综合相分析的一个参考指标是非常有价值的。

## 4. 硼元素法

### 4.1. 原理及计算公式

硼元素(B)对水体盐度的变化较敏感, 很早以前就运用泥质岩类的硼元素含量来定量计算海水古盐度, 并被证实是推算过去湖水盐度最有效的指标[49] [50]。早在 20 世纪 30 年代就开始了用硼作为泥质沉积物盐度指标的研究, 进入 60 年代后此项研究日愈深入并日臻完善。通过对现代自然环境中水体盐度和沉积物硼(B)含量的测量和实验研究, 发现海洋沉积物的硼含量比淡水沉积物约高 10 倍, 而且硼(B)含量与沉积环境之间关系密切。

大量研究表明, 粘土矿物吸收和固定硼的数量与水体中硼的浓度有关, 而水体中的硼浓度是盐度的线性函数。综合这两个关系, Lendergren and Carvajal (1969)提出, 粘土矿物从水体中吸收的硼含量与水体的盐度呈双对数关系式, 即佛伦德奇吸收方程[51] (Freundlich adsorption isotherm):

$$\lg B = C_1 \lg S + C_2$$

式中,  $B$  为吸收硼含量( $10^{-6}$ ),  $S$  为盐度(‰),  $C_1$  和  $C_2$  是常数, 此方程式即为利用硼和粘土矿物含量定量计算古盐度的理论基础。

溶液中的硼一旦被粘土矿物吸收固定后, 无论其呈吸附状态存在或者是进入粘土矿物晶格, 都不会因为后期的物理和化学条件变化而迁移, 因而现代沉积和古代岩石记录中样品硼含量的分析结果可作为其最初沉积时的水体盐度标志[52]。

Lendergren 和 Carvajal 根据泥岩硼(B)含量与水体的盐度关系等温吸收方程, 提出可根据以下公式计算剖面盐度变化:

$$\lg B = 0.43 \lg S + \lg 27.9$$

式中,  $B$  为观测  $B$  含量( $10^{-6}$ ),  $S$  为古盐度(‰)。

Walker 进一步研究发现, 沉积物和沉积岩中粘土矿物含量及其比例影响全岩硼含量。一般以伊利石对硼的吸收作用最强, 其次为蒙脱石和绿泥石, 高岭石中硼元素的含量最低。因此, 在计算古盐度时需考虑粘土矿物类型对硼吸收能力的差异, 要想建立粘土矿物与硼含量的对比关系, 必须先对样品的硼含量进行校正。

Walker [53] 提出以伊利石理论含钾量的 8.5% 来换算纯伊利石中的“调整硼含量”, 计算校正公式为:

$$\text{调整}B_1\text{含量} = 8.5 \times \text{样品}B\text{含量} / \text{样品}K_2O\text{含量}(\%)$$

式中,  $B$  和  $K_2O$  含量指样品的实测结果( $10^{-6}$ )。

由于伊利石中的硼含量又与钾含量有关, 因此为了能在同等条件下进行对比, 需计算相当于  $K_2O$  含量为 5% 时的硼含量, 称为“相当硼含量”。“相当硼含量”是通过伊利石粘土岩的理论  $K_2O$  浓度与样品的实测  $K_2O$  含量之比值对样品的硼含量进行校正, 求取相当伊利石含量为 100% 时的硼含量[53]。根据样品实测的  $K_2O$  含量和计算出的调整硼含量, 依据 Walker 公布的理论换算曲线, 通过图解法求取“相当硼含量”。根据“相当硼含量”的计算值, 可以直接判定古盐度的分布区间: 正常海相环境“相当  $B$  含量”在 300~400 之间; 小于 200 时为低盐度淡水环境; 200~300 时为微咸水; 400~800 时为超咸水; 大于 800~1000 是海洋生物生活环境盐度的上限(如图 3)。

Couch [54] 根据粘土矿物对硼的吸收比率关系, 提出通过以下校正公式求取以高岭石含量为标准的校正硼含量:

$$\text{校正}B_k\text{含量} = B\text{样品含量} / (4X_i + 2X_m + X_k)$$

式中  $B_k$ —以高岭石含量为标准的校正硼含量,  $X_i$ —样品中实测伊利石的质量分数,  $X_m$ —样品中实测蒙脱石的质量分数,  $X_k$ —样品中实测高岭石的质量分数, 系数代表各类粘土矿物对硼的吸收强度。

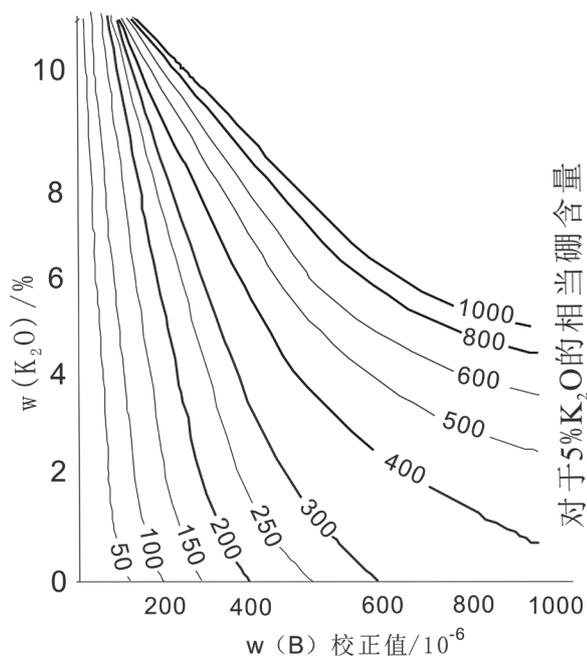


Figure 3. Boron content and correction chart [1]

图 3. 硼含量及其校正图[1]

根据佛伦德奇吸收方程，其盐度计算公式为：

$$\lg B_k = 1.28 \lg S_p + 0.11$$

式中： $B_k$  为高岭石校正硼含量( $10^{-6}$ )， $S_p$  为古盐度(%)。

此公式进行的样品硼含量校正是基于样品吸附硼的总量与多种粘土矿物相对含量的比值关系，适用盐度范围广(1‰~35‰)，因此得到广泛应用。

## 4.2. 应用

伊海生等[55]利用泥质岩的硼元素含量作为古盐度计，以沱沱河地区通天河剖面为例，重建了青藏高原北部晚渐新世一早中新世湖泊沉积的古盐度和湖平面变化历史。郑荣才[56]等运用 Couch 的方法对鄂尔多斯盆地长 6 油层组沉积环境的古盐度进行分析和计算，结果表明长 6 油层组沉积时湖泊水体的古盐度为 0.940‰~1.076‰，属富钠的微咸 - 半咸水环境。赵永胜[57]等在云南保山盆地第三系地层采集泥岩样品，应用 Couch 和 Adams 理论计算了湖盆古盐度，发现，随着沉积介质盐度的增大，微量元素硼(B)、相当硼含量逐渐增大，它们之间呈线性正相关关系。

## 4.3. 局限性

1) 在所有的粘土矿物中，吸收硼的程度并不相同，伊利石比蒙脱石和绿泥石吸收的硼元素含量高 1 倍，比高岭土接收的硼元素含量高 3 倍。显然，必须考虑岩石的矿物学成分和成岩史。为了便于进行硼与伊利石的对比，曾提出了“调整硼含量”和“相当硼含量”的概念。调整硼含量 =  $8.5 \times$  样品硼含量( $10^{-6}$ ) / 样品  $K_2O$  (%)。因此 8.5 是纯伊利石中  $K_2O$  的理论浓度。之后，为了测定以平衡状态存在于含有相等盐度介质中 5%  $K_2O$  的伊利石中的硼，将“调整硼含量”转换成“相当硼含量”。

2) 由前期风化形成的粘土矿物堆积而成的沉积物可能含有与前期条件而不是同期条件相平衡的硼。

3) 硼的掺杂量是表面积的函数。一般认为，颗粒越细，掺杂的硼就越多，因此样品必须按颗粒情况而定。

4) 粘土矿物的结晶度可能会影响硼的掺杂程度，研究表明，结晶较差的物质中存在较多的硼。

5) 粘土颗粒在某种程度上可能会被有机物质包裹，富含有机物的泥岩容易妨碍了硼的正常掺杂。

6) 不同粘土矿物对硼的吸收程度的不同而导致了硼元素含量的差异性。

7) 其他组分也含有硼，不能排除其他矿物组分的影响。

## 5. 沉积磷酸盐法

研究表明，沉积磷酸盐法作为古盐度指标具有一定的可靠性。盐度能反映环境的水介质条件，是影响生物生活的重要因素。应用此法分析古盐度，有助于对沉积环境的认识，为沉积相的研究提供某些定性和定量的标志，同时对古生态的研究也具有一定的意义[58]。

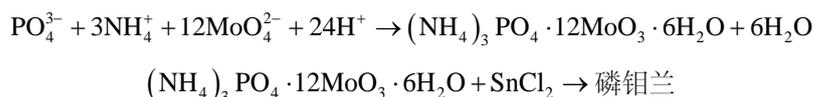
### 5.1. 原理

磷酸盐是一种难溶性盐，在沉积物能较稳定的保存。现代和过去的粘土沉积物中，均含有一定数量的磷酸盐，不同的沉积环境，其含量也大不相同。Morifmer 在研究湖泊时曾经论证，磷酸盐在湖泊沉积中，与铁结合在一起，在某些情况下，含量可以高于湖水；而在河口和海洋环境中，则不同程度的与钙结合，从淡水环境到海相咸水沉积，随着盐分含量、pH 值和沉积环境的改变，磷酸根与铁的结合逐渐减弱，与钙的结合逐步增强(即从淡水到海水沉积，随着盐度的增高，钙的含量也增高，铁则相对减少，造成磷酸根与铁或者钙的结合发生相应的变换平衡)。因此基于钙和铁元素迁移习性的不同，分析沉积物中

磷酸盐类型及其含量的相对变化,在一定程度上能够灵敏的反映沉积时的盐分状态[59]。

磷酸盐化合物主要包含磷铝石( $\text{AlPO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ ), 红磷铁矿( $\text{FePO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )和羟磷灰石 $[\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6(\text{OH})_2]$ 。美国学者 B. Nelson [60]根据 M. L. Jackson 对土壤磷酸盐的分离原理,系统的测定了拉帕哈诺克河口(Rappahannock), 约克(Yolk)河和切萨皮克(Chesapeake)湾支流等的现代磷酸钙组分以及奥陶纪和密西西比纪的海相页岩, 宾夕法尼亚纪海相到淡水煤层的沉积磷钙组分, 研究发现, 磷酸盐含量变化和盐度变化呈线性关系(相关系数为 0.97), 并求得了它们之间的相关公式。

用 0.5 mol/L $\text{NH}_4\text{F}$  提取磷酸铝, 0.1 mol/L $\text{NaOH}$  提取磷酸铁, 及 0.25 mol/L $\text{H}_2\text{SO}_4$  磷酸钙, 分离所得的各种磷酸盐分别用钼兰比色法测定, 其反应式如下[60]:



沉积磷酸钙组分( $\text{Ca}/\text{Ca} + \text{Fe}$ )的计算公式为:

$$\frac{\text{Ca}}{(\text{Ca} + \text{Fe})} = \frac{\text{磷酸钙中磷的克分子数}}{\text{磷酸钙中磷的克分子数} + \text{磷酸铁中磷的克分子数}}$$

## 5.2. 应用

A. Lee Meyerson 用全新世沼泽的花粉丰度和类型的变化以及用沉积磷酸盐方法都可描绘过去 3000a 间伴有海平面上升的海侵[61], 并且这两种方法可以得出相似的结论。蓝先洪等[62] [63]对珠江口现代沉积物中沉积磷酸盐的研究表明  $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Fe})$  比值与底层盐度呈线性相关, 其变化规律与现代沉积环境的变化相吻合, 表现出以河口区向外海, 由淡水所控制的微咸水环境向以海水为主的咸水环境的过渡特征。王子玉等[64]将沉积磷酸盐法应用于太湖全新世的沉积物中, 进行了古盐度指标的分析、并与现代湖泊和海洋沉积物作了对比, 证明了太湖地区全新世期间经历了大规模的海侵。此结论与古生物化石的结论相一致。

## 5.3. 局限性

1) 沉积磷酸盐法对区别半咸水环境很有效, 但其分析结果经常受到黏土成因、成岩作用、含磷重矿物和含磷酸钙的生物化石的影响。

2) Nelson 的 SPM 定量公式, 是在对拉帕哈诺克(Rappahannock)河口、约克(Yolk)河和切萨皮克(Chesapeake)湾支流等的沉积物分析基础上得出的, 它可能适用于淡水 - 正常海水的盐度范围。从公式盐度  $S\% = (\text{磷酸钙组分} - 0.09)/0.26$  可知, 当磷酸钙组分 = 1 时, 也就相当于沉积物中磷酸铁的成分为零, 此时  $S\% = 35$ 。那么该公式对于高 - 超盐度的范围是不适用的, 不能定量表示。

3) 沉积磷酸盐法存在着来自无机或有机两方面的局限性, 比如沉积物中混有碎屑磷灰石, 或是含有磷酸钙的生物化石(如牙形石、海豆芽以及脊椎动物的牙齿、骨骼、鳞片等), 都会使磷酸钙的组分值增高, 造成虚假的古盐度值, 从而影响了此法的推广。因此需要考虑自然环境因素的复杂性, 尽量防止干扰因素造成的错误, 同时必须选择纯泥质和不含此类化石的样品作为分析对象, 应用时还必须和古生物、其它地球化学指标以及岩矿鉴定等的资料结合起来进行综合全面的分析。

## 6. 结语

利用介壳壳体、泥质岩的硼元素含量、磷酸盐恢复古盐度, 已经做过充分的研究并得到了成功的应用, 利用这些指标相互验证, 可以有效地推算过去湖水盐度, 建立高分辨率湖泊平面变化曲线。

在众多的湖水古盐度重建方法中, 各种方法有不同的适用条件和适用范围及其一定的局限性。在具体的应用时, 古盐度的恢复需要结合具体的地质研究, 同时考虑古沉积环境、古气候和古生态方面的情况, 根据研究工作的需要选择一种或者几种方法, 来解释盐度条件, 从而有效地恢复沉积环境。

## 基金项目

福建省公益类科研院所基本科研专项(批准号: 2014R1034-2)和云南师范大学大学生科研训练基金项目(项目标号: ky2011-58)共同资助。

## 参考文献 (References)

- [1] Price, C.T.W. and Norman, B. (1963) Departure Curves for Computing Paleosalinity from Boron in Illites and Shales. *Aapg Bulletin*, **47**, 833-841.
- [2] 张虎才. 元素表生地球化学特征及理论基础[M]. 兰州: 兰州大学出版社, 1997: 1-223.
- [3] 沈吉, 薛滨, 吴敬禄. 湖泊沉积与环境演化[M]. 北京: 科学出版社, 2010: 1-342.
- [4] Verschuren, D., Laird, K.R. and Cumming, B.F. (2000) Rainfall and Drought in Equatorial East Africa during the Past 1,100 Years. *Nature*, **403**, 410-414. <http://dx.doi.org/10.1038/35000179>
- [5] Smol, J.P. and Cumming, B.F. (2000) Tracking Long-Term Changes in Climate Using Algal Indicators in Lake Sediments. *Journal of Phycology*, **36**, 986-1011. <http://dx.doi.org/10.1046/j.1529-8817.2000.00049.x>
- [6] Fritz, S.C. (1990) Twentieth-Century Salinity and Water-Level Fluctuations in Devils Lake, North Dakota: Test of a Diatom-Based Transfer Function. *Limnology & Soceanography*, **35**, 1771-1781.
- [7] 赵泉鸿, 戴中宁. 活介形虫壳体中 Mg/Ca 比值与温度和盐度关系的试验 [J]. 科学通报, 1994, 39(15): 1409-1412.
- [8] 沈吉, 曹建廷. 岱海湖水盐度与氧同位素定量关系的建立[J]. 第四纪研究, 2000, 20(2): 211.
- [9] Deckker, P.D. and Forester, R.M. (1988) The Use of Ostracods to Reconstruct Continental Palaeoenvironmental Records. In: De Deckker, P., Colin, J.P. and Prepouquet, J.P., Eds., *Ostracoda in the Earth Sciences*, Elsevier, Amsterdam, 175-199.
- [10] Holmes, J.A. (1997) Recent Non-Marine Ostracoda from Jamaica, West Indies. *Journal of Micropalaeontology*, **16**, 137-143. <http://dx.doi.org/10.1144/jm.16.2.137>
- [11] 杨留法. 试论介形虫生存的主要条件——以我国现代湖泊为例[J]. 中国科学, 1986(11): 1219-1224.
- [12] Mischke, S., Herzsuh, U., Massmann, G., et al. (2007) An Ostracod-Conductivity Transfer Function for Tibetan Lakes. *Journal of Paleolimnology*, **38**, 509-524. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-006-9087-5>
- [13] Sun, Z. and Zhan, S. (1993) Areal Distribution of Quaternary Ostracod Assemblages and Its Main Controlling Factor in Chaidamu Basin, Nw China. *Acta Petrolei Sinica*, **14**, 35-41.
- [14] 杨藩, 孙镇城, 张永华, 等. 青海柴达木盆地第四纪介形类属 *Ilyocypris* 壳面瘤状装饰的分类意义[J]. 微体古生物学报, 2002, 19(1): 15-32.
- [15] 董宁, 杨平, 袁秀君, 等. 柴达木盆地察尔汗地区第四纪古生物组合与沉积环境[J]. 新疆石油地质, 2008, 29(1): 57-60.
- [16] Smith, A.J. (1993) Lacustrine Ostracodes as Hydrochemical Indicators in Lakes of the North-Central United States. *Journal of Paleolimnology*, **8**, 121-134. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00119785>
- [17] 李军, 余俊清. 湖相介形类壳体地球化学在环境变化研究中的应用与进展[J]. 湖泊科学, 2001, 13(4): 367-375.
- [18] De Deckker, P., Chivas, A.R., Shelley, J.M.G. and Torgersen, T. (1988) Ostracod Shell Chemistry: A New Palaeoenvironmental Indicator Applied to a Regressive/Transgressive Record from the Gulf of Carpentaria, Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **66**, 231-241. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(88\)90201-5](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(88)90201-5)
- [19] Turekian, K.K. (1964) The Marine Geochemistry of Strontium. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**, 1479-1496. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90163-2](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(64)90163-2)
- [20] Chivas, A.R., De Deckker, P. and Shelley, J.M.G. (1985) Strontium Content of Ostracods Indicates Lacustrine Palaeosalinity. *Nature*, **316**, 251-253. <http://dx.doi.org/10.1038/316251a0>
- [21] Chivas, A.R., De Deckker, P. and Shelley, J.M.G. (1986) Magnesium Content of Non-Marine Ostracod Shells: A New Palaeosalinometer and Palaeothermometer. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **54**, 43-61. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(86\)90117-3](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(86)90117-3)

- [22] Chivas, A.R., De Deckker, P. and Shelley, J.M.G. (1986) Magnesium and Strontium in Non-Marine Ostracod Shells as Indicators of Palaeosalinity and Palaeotemperature. *Hydrobiologia*, **143**, 135-142. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00026656>
- [23] Chivas, A.R., De Deckker, P., Cali, J.A., Chapman, A., Kiss, E. and Shelley, J.M.G. (1993) Coupled Stable-Isotope and Trace-Element Measurements of Lacustrine Carbonates as Paleoclimatic Indicators. In: Swart, P.K., Lohmann, K.C., McKenzie, J. and Savin, S., Eds., *Climate Change in Continental Isotopic Records*, American Geophysical Union, Washington DC, 113-121.
- [24] Williams, W.D. (1966) The Relationship between Salinity and Sr/Ca in the Lake Water. *Australian Journal of Marine & Freshwater Research*, **17**, 169-176.
- [25] 张彭熹, 张保珍. 青海湖全新世以来古环境参数的研究[J]. 第四纪研究, 1994 (3): 225-228.
- [26] 曹建廷, 沈吉, 王苏民, 朱育新. 内蒙古岱海地区小冰期气候演化特征的地球化学记录[J]. 地球化学, 2001, 30(3): 231-235.
- [27] 张恩楼, 沈吉, 王苏民, 等. 近 0.9 ka 来青海湖湖水盐度的定量恢复[J]. 科学通报, 2004, 49(7): 697-701.
- [28] 沈吉, Matsu, R. 内蒙古岱海古盐度定量复原初探[J]. 科学通报, 2000, 45(17): 1885-1889.
- [29] Gasse, F., Fontes, J.C., Plaziat, J.C., et al. (1987) Biological Remains, Geochemistry and Stable Isotopes for the Reconstruction of Environmental and Hydrological Changes in the Holocene Lakes from North Sahara. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **60**, 1-46. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(87\)90022-8](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(87)90022-8)
- [30] Engstrom, D.R. and Nelson, S.R. (1991) Palaeosalinity from Trace Metals in Fossil Ostracodes Compared with Observational Records at Devils Lake, North Dakota, USA. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **83**, 295-312. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(91\)90057-X](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(91)90057-X)
- [31] Bridgwater, N.D., Holmes, J.A. and O'hara, S.L. (1999) Complex Controls on the Trace-Element Chemistry of Non-Marine Ostracods: An Example from Lake Patzcuaro, Central Mexico. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 117-131. [http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182\(98\)00179-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0031-0182(98)00179-5)
- [32] Holmes, J.A. (1996) Trace-Element and Stable-Isotope Geochemistry of Non-Marine Ostracod Shells in Quaternary Palaeoenvironmental Reconstruction. *Journal of Paleolimnology*, **15**, 223-235. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00213042>
- [33] Anadón, P., Utrilla, R. and Julià, R. (1994) Palaeoenvironmental Reconstruction of a Pleistocene Lacustrine Sequence from Faunal Assemblages and Ostracode Shell Geochemistry, Baza Basin, SE Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **111**, 191-205. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(94\)90062-0](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(94)90062-0)
- [34] 张彭熹, 张保珍, 杨文博. 青海湖冰后期水体环境的演化[J]. 沉积学报, 1988, 6(2): 1-14.
- [35] 沈渭洲, 黄耀生. 稳定同位素地质[M]. 北京: 原子能出版社, 1987: 1-56.
- [36] 郑永飞, 陈江峰. 稳定同位素地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 2000: 1-64.
- [37] Epstein, S. and Mayeda, T. (1953) Variation of O<sup>18</sup> Content of Waters from Natural Sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **4**, 213-224. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(53\)90051-9](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(53)90051-9)
- [38] Schopf, T.J.M. 古海洋学[M]. 仇祥华, 朱西岭, 译. 北京: 海洋出版社, 1984: 200-201.
- [39] Clayton, R.N. and Degens, E.T. (1959) Use of Carbon Isotope Analyses of Carbonates for Differentiating Fresh-Water and Marine Sediments. *AAPG Bulletin*, **43**, 890-897.
- [40] Keith, M.L. and Weber, J.N. (1964) Carbon and Oxygen Isotopic Composition of Selected Limestones and Fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**, 1787-1816. [http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037\(64\)90022-5](http://dx.doi.org/10.1016/0016-7037(64)90022-5)
- [41] Seward, D. (1978) Palaeosalinities and Palaeotemperatures from Carbon and Oxygen Isotopes of Carbonate Shells in Three Quaternary Formations, Wanganui Basin, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **23**, 47-55. [http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182\(78\)90081-0](http://dx.doi.org/10.1016/0031-0182(78)90081-0)
- [42] 沙庆安, 潘正莆. 海南岛小东海全新世——现代礁岩的成岩作用[J]. 石油与天然气地质, 1981, 2(4): 321-327.
- [43] 宋明水. 东营凹陷南斜坡沙四段沉积环境的地球化学特征[J]. 矿物岩石, 2005, 25(1): 67-73.
- [44] 张秀莲. 碳酸盐岩中氧、碳稳定同位素与古盐度、古水温的关系[J]. 沉积学报, 1985, 3(4): 17-30.
- [45] Keith, M.H. and Weber, J.N. (1964) Isotopic Composition and Environmental Classification of Selected Limestones and Fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**, 45-56.
- [46] Mackenzie, F.T. (1975) Sedimentary Cycling and the Evolution of Sea Water. In: Tongiorgi, E., Ed., *Chemical Oceanography*, 2nd Edition, 25-30.
- [47] 韩吟文. 地球化学[M]. 北京: 地质出版社, 2003: 1-198.
- [48] Hoefs, J. 稳定同位素地球化学[M]. 第六版. 北京: 地质出版社, 2012: 1-67.

- [49] Frederickson, A.F. and Reynolds Jr., R.C. (1959) Geochemical Method for Determining Paleosalinity. *Clays and Clay Minerals*, **8**, 203-213. <http://dx.doi.org/10.1346/CCMN.1959.0080119>
- [50] Adams, T.D., Haynes, J.R. and Walker, C.T. (1965) Boron in Holocene Illites of the Dovey Estuary, Wales, and Its Relationship to Palaeosalinity in Cyclothem. *Sedimentology*, **4**, 189-195. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-3091.1965.tb01288.x>
- [51] 周仰康, 何锦文, 王子玉. 硼作为古盐度指标的应用[C]//中国科学院. 沉积学和有机地球化学学术会议论文集. 北京: 科学出版社, 1984: 53-58.
- [52] 李成凤, 肖继凤. 用微量元素研究胜利油田东营盆地沙河街组的古盐度[J]. 沉积学报, 1988(4): 100-107.
- [53] Walker, C.T. (1968) Evaluation of Boron as a Paleosalinity Indicator and Its Application to Offshore Prospects. *AAPG Bulletin*, **52**, 751-766.
- [54] Couch, E.L. (1971) Calculation of Paleosalinities from Boron and Clay Mineral Data. *AAPG Bulletin*, **55**, 1829-1839.
- [55] 伊海生, 时志强, 朱迎堂, 孙瑕, 马雪, 达雪娟. 应用古盐度指标重建过去湖平面变化历史[EB/OL]. 北京: 中国科技论文在线. <http://www.paper.edu.cn/releasepaper/content/200805-88>, 2008-05-05.
- [56] 郑荣才, 柳梅青. 鄂尔多斯盆地长 6 油层组古盐度研究[J]. 石油与天然气地质, 1999(1): 22-27.
- [57] 赵永胜, 宋振亚, 温景萍, 孙庭金. 保山盆地湖相泥岩微量元素分布与古盐度定量评价[J]. 海洋与湖沼, 1998, 29(4): 409-415.
- [58] 王子玉, 姚琬圭, 陈晓明. 沉积磷酸盐法的古盐度意义[J]. 沉积学报, 1989(4): 113-119.
- [59] 蓝先洪. 珠江三角洲晚第四纪沉积特征[J]. 沉积学报, 1996, (2): 155-162.
- [60] Nelson, B.W. (1967) Sedimentary Phosphate Method for Estimating Paleosalinities. *Science*, **158**, 917-920. <http://dx.doi.org/10.1126/science.158.3803.917>
- [61] Meyerson, A.L. (1972) Pollen and Paleosalinity Analyses from a Holocene Tidal Marsh Sequence, Cape May County, New Jersey. *Marine Geology*, **12**, 335-357. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(72\)90033-3](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(72)90033-3)
- [62] 蓝先洪. 珠江口现代沉积物中沉积磷酸盐的研究[J]. 海洋与湖沼, 1989, 20(5): 480-487.
- [63] 蓝先洪, 马道修, 徐明广, 周清伟, 张光威. 珠江三角洲若干地球化学标志及指相意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1987, 7(1): 39-49.
- [64] 王子玉, 程安进. 太湖全新世沉积物的古盐度指标及其环境意义[J]. 地层学杂志, 1994, 18(3): 196-202.