表层海水古盐度重建*

RECONSTRUCTION OF SEA SURFACE PALEOSALINITY

向 荣 阎 军

(中国科学院海洋研究所 青岛 266071)

温度和盐度是海洋中两个最基本的理化指标，在现代大洋中，海水温盐场的变化对现代的气候有重要的影响，如厄尔尼诺气候现象就是一个最好的证明。因此，为了更好地了解地质历史时期的古海洋环境，对海洋中古温度和古盐度的恢复，是重建古海洋环境的前提。大洋表层的海水盐度主要受蒸发-降水平衡、陆地淡水注入和上升流因素的影响。当蒸发大于降水时，盐度偏高，如现在的地中海和阿拉伯海等；当降水强于蒸发时，盐度降低，如现代的赤道太平洋。此外，河流冲淡水能使边缘海盆的海水盐度降低；冰期-间冰期的冰川溶水受全球冰体积的变化控制能使全球大洋海水盐度发生很大变化；区域上升流的影响可把海洋中高盐的次表层或中深层水带到大洋表层，使表层海水盐度升高。因此，对于海水表层盐度的重建，不仅能恢复古海洋环境，同时也能从区域盐度变化历史中识别出区域气候变化，为古气候的重建提供一个有用的指标。

对于海水古盐度的重建，现认为大致有以下两种方法，Cullen 等 1981 年提出从浮游有孔虫组合变化中提取古盐度变化信息；Duplessy J.C. 等 1991 年，1992 年；Rostek F. 等 1993 年；L. Wang 等 1995 年则提出从浮游有孔虫壳体氧同位素记录中提取出古盐度的变化信息。

1 从有孔虫组合提取古盐度信息

从浮游有孔虫动物群组合中提取古盐度信息的前提是有孔虫组合分布明显受盐度变化的影响。在大部分开放大洋中，温度的梯度一般比盐度要大，有孔虫组合变化主要受温度变化的影响，受盐度变化影响较小，不适合用来恢复古盐度变化。只有在盐度梯度大于温度梯度的区域，利用有孔虫组合变化反映出的盐度变化才比较准确可靠。在北印度洋海区，该区的海水盐度梯度要比温度梯度大得多，Cullen 等 1981 年对该区的盐度恢复为我们从有孔虫动物群提取古盐度作了一个有益的尝试。

1.1 定性估计海水古盐度变化

在大部分海域，温度、盐度、营养盐和生产力等因素往往互相关联，对有孔虫种群共同影响，因此很难独立地从中分离出单因子所造成的影响。在北印度洋区域，盐度与其他因素相关很低，而且盐度变化梯度又大于其他因素，使得我们能从有孔虫变化种群中提取盐度变化信息。

1.1.1 有孔虫含量随盐度的变化趋势 对区域内不同盐度影响下的样品中的浮游有孔虫组合进行统计分析，计算各个种在样品中的百分含量，然后分析随盐度变化的关系。如 Cullen 等 1981 年发现北印度洋海区 *Neogloboquadrina dutertrei* 丰度随盐度升高而降低；*Globigerinoides conglobatus*，*Globigerinoides ruber* 丰度在盐度为 35 环境中最高，随着盐度升高或低于该值时，丰度降低；*Globigerinoides sacculifer*，*Pulleniatina obliquiloculata* 有相似的变化趋势，但最高丰度对应盐度为 34；*Neogloboquadrina conglomerata* 最高丰度对应盐度为 33；*Globigerinita glutinata* 与上述种有相反的变化趋势，在 33.3～34.5 丰度最低，盐度向两侧变化时，对应丰度升高。根据区域内样品里这些有孔虫种相应的含量变化，可以大致地分辨出盐度的相对变化。

1.1.2 排除溶解作用影响提取定性盐度变化信息 受海水溶解作用的影响，在近溶跃面深度处，有孔虫群组合会有很大变化。为了排除溶解作用对有孔虫组合的影响，从中提取出古盐度的变化信息，一个解决方法就是考虑抗溶种之间丰度的相对变化。这种变化不受溶解作用的影响，而代表了初

* 国家自然科学基金资助项目 49736210 号。

第一作者：向荣，出生于 1972 年，博士后。研究方向：海洋地质。E-mail：xiangro0386@sina.com

收稿日期：2001-02-20；
修回日期：2001-05-28

始环境如盐度造成的组合变化。N.dutertrei, Globorotalia menardii 和 P.obliquiloculata 是北印度洋 3 个常见抗溶种,占抗溶种总含量 90%以上,同时在全群组合中亦是主要分子,Cullen 等认为这 3 个种基本上能反映环境(盐度)的变化。通过现代不同盐度区域下表层样品中这 3 个种的丰度组合,作三角图,可以发现不同区域样品在图上有明显的分区,表明了这 3 个抗溶种能基本上反映出环境的影响。假设这种有孔虫组合与环境(盐度)之间的关系在地质历史时期仍然保持不变,则可以利用上述三角图,通过投点来定性地估计地质时期中的古盐度的相对变化。Cullen 等 1981 年利用该方法对该区的 LGM 和冰消期中部的岩芯联合剖面上的古盐度进行估计,得到了较好结果。

1.2 有孔虫组合定量盐度提取

该方法的应用前提和定性估计方法一样,即有孔虫组合受盐度变化影响作用明显。利用 Imbrie 等 1971 年的转换函数方法,则可以从有孔虫组合中定量提取出盐度和温度的影响值。当假定区域有孔虫组合与环境之间的相关关系在地质历史时期保持不变时,可以利用该转换函数求取古盐度。大致步骤如下:

(1) 统计出现代表层站位中各有孔虫种属百分含量分布;(2) 通过 Q 型因子分析,得出代表不同环境下的因子组合;(3) 通过逐步多元曲线回归技术得出现代盐度与各因子组合之间的系数,形成转换函数;(4) 对地质时期中的有孔虫种群进行统计,代入转换函数,得到估计的古盐度。

2 从浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 曲线中提取古盐度信息

由于大部分海洋中的温度梯度大于盐度梯度,使得从浮游有孔虫组合中恢复古盐度受到了很大限制。浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 记录了丰富的海洋物理化学信息,$\delta^{18}O$ 与有孔虫生活温度及海水的 $\delta^{18}O_w$ 密切相关。而水体中的 $\delta^{18}O_w$ 又受冰川溶水、河流冲淡水和区域蒸发-降水平衡等因素的影响。目前对有孔虫壳体中 $\delta^{18}O$ 的各个影响因素已经研究得比较清楚,同时,利用各种转换函数和不饱和脂肪酮法估计表层海水古温度也日臻成熟,使我们有可能从浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 曲线中提取出古盐度变化的信息。假设有孔虫 $\delta^{18}O$ 对环境的响应在地质历史时期保持不变,而 Labeyrie 等 1987 年;Fairbanks 1989 年已经得到了由冰期-间冰期冰体积变化造成的 $\delta^{18}O_w$ 变化,因此,通过 Duplessy 等 1991 年,1992 年;L. Wang 等 1995 年的现代区域校正方程,则可以恢复该区的古盐度变化,进而恢复海洋古环境。利用浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 提取古盐度可以分为两种方法:Duplessy 等 1991 年,1992 年;L. Wang 等 1995 年的区域校正方程法和 Rostek 等 1993 年提出的方法。

2.1 区域校正方程法

应用浮游有孔虫 $\delta^{18}O$ 提取古盐度的前提:(1) 海水 $\delta^{18}O_w$ 与海水表层盐度线性相关,并且这种关系在地质历史时期保持不变;(2) 浮游有孔虫壳体形成时,与海水 $\delta^{18}O_w$ 之间达到分馏平衡或者偏离平衡为一常数,并且该分馏是有孔虫生活水温的函数。在这两个前提成立下,可以根据现代沉积物浮游有孔虫壳体中的 $\delta^{18}O$ 与现代海洋环境之间的关系来形成校正方程,得出壳体氧同位素值与盐度的关系,进而去恢复古盐度。

2.1.1 校正区域海水 $\delta^{18}O_w$ 与区域海水盐度 S 之间的关系

根据区域海水中的 $\delta^{18}O$ 值与区域盐度值进行相关分析,一般情况下,海水 $\delta^{18}O_w$ 与盐度变化呈线性相关,如 Duplessy 等 1991 年得出北大西洋的线性关系为:$\delta^{18}O_w = 0.558S - 19.246$;L. Wang 等 1995 年得出低纬度大西洋的线性关系为:$\delta^{18}O_w = 0.30S - 9.986$;Rostek 等 1993 年得出孟加拉湾的线性关系为:$\delta^{18}O_w = 0.45S - 15.20$。

2.1.2 计算有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 分馏温度 T_{iso}

由于不同的浮游有孔虫种属生活在不同的海洋温盐环境下,所以只有在有孔虫生活的最佳区域范围内,其 $\delta^{18}O_c$ 才能可靠地记录其生活环境。同时,选择哪个种的 $\delta^{18}O_c$ 来恢复古盐度,还取决于该浮游有孔虫种在沉积物中是否有足够的样本数量提供作氧同位素分析。Duplessy 等 1991 年用"最适宜温度范围"来定义有孔虫这种生态限制,即在选择有孔虫时,必须使校正盐度方程的区域温度覆盖范围落在有孔虫种的最适宜温度范围内。他发现 *Neogloboquadrina pachyderma* 的"最适宜温度范围"为 0~10℃,*Globigerina bulloides* 的"最适宜温度范围"为 7~23℃,因此在恢复北大西洋的古盐度时,它利用上述两个种相结合来恢复古盐度。L. Wang 等,1995 年在低纬大西洋用 *G.ruber*(白色)的氧同位素记录提取古盐度,*G.ruber*(白色)也是该区域范围内广泛分布的种,整个区域都在它的"最适宜温度范围"内。同时,选择浮游有孔虫氧同位素提取古盐度还需考虑另外一个因素的影响,那就是有孔虫生活深度习性。只有生活在近表层的种才能较准确地反映表层盐度变化。在区域范围内选择现代表层沉积物样品(必须由精确的年代测量保证样品为最近千年以来的沉积物),挑选特定种有孔虫壳体进行 $\delta^{18}O$ 测定。根据 Shackleton 1974 年;Duplessy 等 1991 年;L. Wang 等 1995 年的有孔虫壳

体 $\delta^{18}O$ 与海水 $\delta^{18}O_w$ 之间的分馏平衡方程，可以求出 $T_{iso} = 16.9 - 4.38(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w) + 0.1(\delta^{18}O_c - \delta^{18}O_w)^2$ 其中水体 $\delta^{18}O_w$ 可以根据现代区域盐度值由步骤 2.1.1 算出。

2.1.3 分馏温度 T_{iso} 与海水表层水温 T_m 之间关系的校正 根据区域样品有孔虫的 T_{iso} 与样品站位实测 T_m 进行相关分析，得出校正关系。实测海水表层水温 T_m 最好为多年平均，更能反映样品形成时的表层水温。L. Wang 1995 年得出低纬大西洋的校正关系为：$T_{iso} = 3.147 + 0.963\ T_m$。

2.1.4 估计海水表层温度 T' 利用转换函数或不饱和脂肪酮 UB37 方法，估计出海水表层温度 T'。

2.1.5 估算表层海水盐度 S 把估计的海水表层温度 T' 代入步骤 2.1.3 的 T_m，可以求出 T_{iso}。已知 T_{iso} 和 $\delta^{18}O_c$，代入步骤 2.1.2 的分馏平衡方程则可以求得海水 $\delta^{18}O_w$，再根据步骤 2.1.1，可得到估计的表层海水盐度 S。

2.1.6 误差估计和应用范围 误差是决定方程应用可靠性的一个重要指标。误差可以根据造成误差的来源来计算，也可以根据实测值和估计值进行对比，求出方程的误差。在上述方程的推导上，有几个步骤可以造成误差：有孔虫壳体 $\delta^{18}O_c$ 的测量精度、海水 $\delta^{18}O_w$ 与盐度的相关、分馏温度 T_{iso} 与海水表层水温 T_m 之间的相关和转换函数或不饱和脂肪酮 UB37 方法估计出的海水表层温度 T' 与 T_m 之间的代表误差，所有这些因素的累积，造成了方程的最终误差。方程的应用范围应当为校正方程所用样品的盐度覆盖范围，理论上说，超出了该范围时，估计的结果就不可靠。因此在校正方程时，希望样品的盐度覆盖范围尽量广泛，使其应用前景更广阔。

2.1.7 冰体积效应对盐度变化的影响 第四纪冰期时，全球气温大幅度下降，海平面也下降很大，末次冰期冰盛期海平面曾经低于现代海平面 120 m 左右，大量海水蒸发转化成冰在两极形成巨厚冰原，使海水 $\delta^{18}O_w$ 和海水盐度都有很大升高。这种由冰体积引起的盐度变化是一种全球效应。Laybeyrei 等 1987 年；Fairbanks 1989 年利用深海底栖有孔虫 $\delta^{18}O$ 和珊瑚礁记载的海平面升降记录已经获得过去 20 万年以来由冰体积变化所引起的海洋水体 $\delta^{18}O_w$ 变化曲线。当从估计出的古盐度值中减去冰体积效应引起的盐度变化后，剩余的盐度变化就是由区域因素如蒸发 - 降水平衡、冲淡水或上升流等因素造成的盐度变化。后者是区域气候变化研究的一个重要指标。

2.2 Rostek 古盐度提取方法

Rostek 等 1993 年方法的基本原理认为，地质历史时期的有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 与现代有孔虫 $\delta^{18}O$ 的差异变化受冰体积、温度和区域盐度变化 3 个因素的影响，表达为 $\Delta\delta^{18}O_F = a + b\Delta T + c(S - S^*)$，其中 a 为冰体积变化，b 为氧同位素随温度变化系数，ΔT 为当地海水温度变化，c 为氧同位素随区域盐度变化的系数，S 为过去盐度值，S^* 为假设在仅受冰体积变化影响时，由现代盐度推测出的过去盐度，因此，$S = S^* + (a + b\Delta T - \Delta\delta^{18}O_F)/c$，其中 $S^* = S^*_0 + (SL \times 35/3800)$，$S^*_0$ 是当地现代盐度值。SL 为低于现代海平面的数值（m）。$\Delta S = S - S^* = (a + b\Delta T - \Delta\delta^{18}O_F)/c$，$\Delta S$ 是仅由区域蒸发 - 降水平衡、冲淡水和上升流等因素影响造成的区域盐度变化，是区域环境变化的结果。

其实，该方法的基本原理与区域校正方程方法一样，即(1) 必须知道区域水体 $\delta^{18}O_w$ 与盐度 S 的关系，通过系数 c 体现；(2) 测量氧同位素的浮游有孔虫必须与水体 $\delta^{18}O_w$ 达到分馏平衡，或偏离平衡为一常数，通过系数 b 体现。同时，上述两个基本前提必须在过去也同样成立，才能够进行古盐度分析。L. Wang 等 1999 年利用上述两种方法对南海的古盐度进行恢复，从结果看，反映出大致相同的变化。

对于利用氧同位素提取古盐度，其精度受很多因素的限制。首先是利用转换函数或不饱和脂肪酮 UB37 方法估计的古温度有一定的误差范围，还有，对于浮游有孔虫有没有达到分馏平衡，其平衡温度 T_{iso} 是否代表了其生活水深的平均温度，仍有待深入研究。Duplessy 1981 年发现活体浮游有孔虫 G.sacculifer 和 G.ruber 的 $\delta^{18}O$ 偏轻于分馏平衡值，而沉积物中的 $\delta^{18}O$ 则大致接近分馏平衡，他认为这是由于有孔虫在较深水层的配子生殖钙化所造成的。若真如此，那么沉积物中有孔虫的氧同位素值反映出的分馏温度则要比表层活体实际生活温度要低。还有对于区域范围内，水体中 $\delta^{18}O_w$ 与盐度的关系能否在冰期保持不变，也需要进一步的研究来证实。Duplessy 等 1992 年在对北大西洋的古盐度恢复中，认为冰期时大量的冰雪溶水携带贫 ^{18}O 的水注入北大西洋，会使该区海水中 $\delta^{18}O_w$ 急剧降低，他计算得出盐度每降低 1，水体 $\delta^{18}O_w$ 会降低 1.2‰，远大于现代区域水体 $\delta^{18}O_w$ 与盐度关系，即盐度降低 2，水体 $\delta^{18}O_w$ 降低约 1‰。

总而言之，对表层海水的古盐度恢复工作，目前还处在一种比较初步的探索阶段，方法上都还不太成熟，还有待继续深入研究。

3 古盐度恢复在中国海区应用及前景

利用古盐度恢复来反映区域冲淡水影响强度、随气候变化的区域蒸发-降水平衡变化，以及由上升流引起的盐度变化在中国边缘海区有很大的应用前景。中国邻海都位于东亚季风区，研究表明季风在冰期旋回中有很大的变化，末次冰期冬季风曾经显著加强。这种风场变化会造成相应的蒸发-降水平衡变化，保存在浮游有孔虫壳体 $\delta^{18}O$ 中。同时，冰盛期低海面会造成海峡的闭合，引起海域中环流体系的改变，与上升流相关的盐度变化的识别，对于流系的重建无疑是一个重要工具。在冲绳海槽区域，对于冰盛期低海面是否有长江、黄河冲淡水影响，至今仍存在争议。Xuedong Xu 等 1999 年通过浮游有孔虫组合面貌得出 19.5 ~ 15 ka B.P 期间冲绳海槽北部受沿岸水影响明显加强，造成了该区表层水的低盐环境。这些都可以通过古盐度的重建来进一步证实和确认。L. Wang 等 1999 年对南海钻孔岩芯的古盐度恢复[2]，有力地说明了古盐度恢复是区域气候变化研究的一个重要指标。因此，建立中国海区的氧同位素古盐度恢复方程，有很大的应用前景。

参考文献

1 Xuedong Xu and M. Oda. Surface-water evolution of the eastern East China Sea during the last 36 000 years, *Marine Geology*, 1999, 156: 285 ~ 304

2 L. Wang *et al*.. East Asian monsoon climate during the Late Pleistocene: high-resolution sediment records from the South China Sea, *Marine Geology*, 1999, 56: 245 ~ 284

(本文编辑:李本川)