

生物壳体锶地球化学恢复盆地古水文 ——以泥河湾盆地为例^{*}

刘秀明 贾玉鹤 王世杰

(中国科学院地球化学研究所环境地球化学国家重点实验室, 贵阳 550002)

提 要 本文以著名的泥河湾盆地小渡口剖面 28 层为实例, 通过有孔虫、介形虫、腹足类微体生物壳体⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值与盆地汇水区域 Sr 同位素地层分布特征对比分析以及生物壳体 Sr/Ca 与盐度的相关性, 来重塑沉积盆地汇水来源变更、湖水变化等古水文要素, 进而可以反演区域构造—气候变化。实例研究表明: 生物壳体⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 及 Sr/Ca 比值等地球化学方法是恢复盆地古水文条件的重要手段。

关键词 生物壳体 ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr Sr/Ca 古水文条件 小渡口

分类号 P33

沉积盆地古水文条件的恢复对于重塑盆地演化、区域古环境、古气候, 乃至全球气候变化研究都是至关重要的。国内外已有很多研究实例表明, 元素及同位素地球化学方法可以定量判别盆地不同来源水体的混合比及反演盆地水域迁移、水面扩展、退缩等来重建盆地古环境演变^[1-7]。然而, 虽然利用生物壳体⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 这一理想替代指标来研究弱过渡沉积相的同时也部分涉及到了水体来源的判断^[8-10], 但是利用该地球化学指标来指示地质历史时期的沉积盆地水文条件及其气候环境演变的研究相对较少^[11]。可喜的是, 海洋沉积物中生物壳体 Sr 地球化学信息用于古海洋环境重塑的众多成功例子为向湖盆开拓提供了依据, 而且相对于海洋—陆地巨系统来说, 湖盆—区域水系统相对简单, 各种影响因素更为确定。因此, 生物壳体⁸⁷Sr/⁸⁶Sr 比值结合微量元素也应能成为一种恢复沉积盆地古水文条件的有效方法。本文以我国著名的泥河湾盆地小渡口剖面 28 层为例, 通过有孔虫、介形虫、腹足类生物壳体的 Sr 同位素及 Sr/Ca 比值, 来尝试获取沉积盆地的古水文信息。

1 工作剖面的地质概况

河北泥河湾盆地小渡口剖面距现代海岸线 300km, 海拔 500m 左右, 位于河北省阳原县化稍营、小渡口村南。桑干河与其支流壶流河流域该地区(图 1)。小渡口剖面地处古泥河湾湖中心, 从上新世至中更新世沉积了一套在时空上相互交叉的河湖相沉积物。剖面中发现有哺乳动物及有孔虫化石, 并含丰富的介形虫、腹足类和孢粉化石。有孔虫化石赋存于 27 层上部和 28 层^[11]。27 层为浅黄褐色砂质粉砂夹薄层粘土; 28 层底部为砂砾石、粗砂和薄层粘土互层, 往上黄褐色粗砂渐渐变为中砂、细砂和粉砂; 29 层为浅褐色粘土质粉砂和粉砂。在 27 层上部 1.6m

* 国家自然科学基金(批准号:49673201)资助项目

收稿日期:2001-02-26; 收到修改稿日期:2001-04-16。刘秀明, 男, 1974 年生, 博士研究生。

和 28 层 10.8m 厚的地层中发现单种有孔虫化石“*Nonion shansiensis* Wang”，一般壳径 0.20mm，厚 0.10mm，个体变异强，畸形壳体发育。在地层中，湖相介形类和有孔虫的分布密度普遍地呈正比关系，在砂层中微体生物化石的含量普遍高于粘土层。古地磁工作表明，该剖面的 Jaramillo 古地磁事件(0.90-0.97Ma)起始于 27 层顶，结束于 29 层下部，在这一时段内，平均沉积速率为 15.71cm/ka^[12]，则厚 10.8m 的 28 层沉积年代为 0.97-0.91Ma。

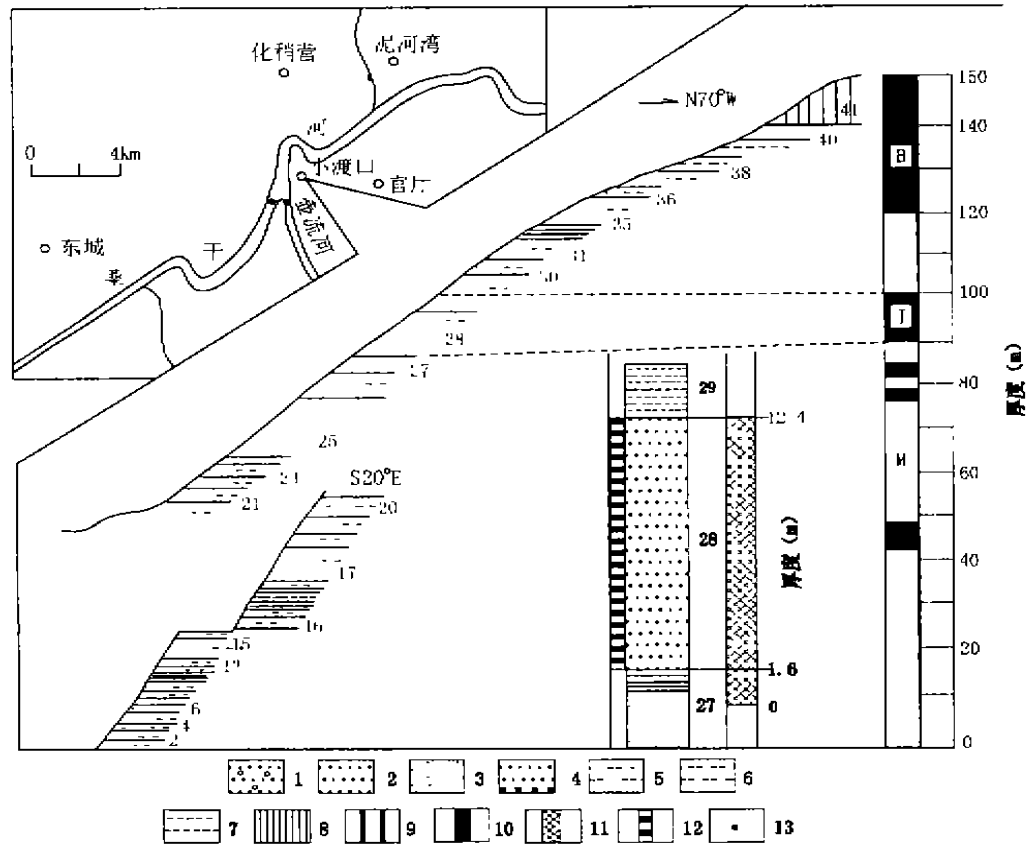


图 1 小渡口地层剖面及采样层位图、位置图

- 1: 砂砾石; 2: 粗砂; 3: 砂; 4: 砂质粘土; 5: 粘土质粉砂; 6: 粉砂质粘土; 7: 粘土; 8: 黄土;
 9: 极性倒转; 10: 正极性; 11: 含有孔虫层位; 12: 生物壳体样品点; 13: 河水样点
 剖面的岩性、地层和古地磁据陈茅南等^[12]

Fig. 1 Stratigraphy and sample localities of the Xiaodukou section

2 样品制备与分析方法

本次工作对小渡口剖面含有孔虫化石的 28 层进行连续取样，采样间距为 25cm。取样品 1000g，在蒸馏水中浸泡 24h 可自行散开。用 0.09mm 孔径的标准筛在蒸馏水中筛洗，筛取样在 80-90℃ 烘干，称重。然后，用四氯化碳浮选富集有孔虫化石。在双目镜下挑选与有孔虫共生的外表洁净的介形虫和腹足类样品。所有化石样品在测定前均在 H₂O₂ 中浸泡 1h，再用去离子水

和酒精反复漂洗三次. 为了对比, 本次工作还采集了研究区内桑干河、壶流河河水样各 600mL, 用微孔滤膜(孔径为 0.45 μ m)将水过滤后蒸干, 备用.

将选好的生物壳体用 5% HAc 溶样离心取上层清液蒸干. 用 1N HCl 转化为氯化物, 蒸干. 用 1N HCl 提取后通过 Dowex - 50W \times 8 树脂(200 - 400 筛孔)柱, 以 1N HCl 为淋洗剂, 头 300mL 弃掉, 收集 20mL Sr 液. 再重新通过 Dowex - 50w \times 8 树脂(100 - 200 筛孔)柱, 对 Sr 进行再次纯化. 处理全过程 Sr 空白为 5×10^{-9} g. Sr 收集液蒸干后在中国地质科学院同位素开放实验室 MAT - 261 质谱仪上作 Sr 同位素比值测定. Sr 同位素组成均按 $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 8.37521$ 校正, 并以 NBS987 监测分析情况, NBS987 结果 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710296 \pm 18(2\sigma)$.

分别将每个样品中选好 10 个有孔虫壳体、2 瓣介形虫壳体、1 片腹足类碎片置于聚四氟乙烯小杯中, 用 4 滴高纯 H_2O 沿壁边滴入, 然后加 1 滴(高纯)浓 HNO_3 , 待泡冒后再加 1 滴 HNO_3 然后蒸干, 再加 1 滴 HNO_3 , 共加 5 滴 HNO_3 , 蒸干, 加 ^{103}Rh 标准溶液(内标)至 1mL 封样, 在中国科学院地球化学研究所 Finnigan MAT 公司 ELEMENT 型高分辨电感耦合等离子体-质谱(ICP-MS)实验室测定 Ca、Sr、Mn、Rb 等微量元素, 测试过程中空白浓度分别为 Mg, 0.0498×10^{-6} ; Mn, 7.7×10^{-9} ; 其它低于检测下限. 河流水样 Ca、Mg、Mn、Sr、Rb 等微量元素在中国科学院地球化学研究所原子吸收光谱上测定, 测 Sr 加入 1% $\text{La}(\text{NO}_3)_3$ 和测 Ca 加入 $1 \times 10^{-6}\text{Sr}$ 进行外标校正方法分析.

3 分析结果与讨论

前期研究表明^[13]各壳体原始的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值信息基本保存. 在样品的挑选、预处理过程中基本消除了可能受埋藏后生作用影响的壳体表面, 并在 SEM 下检查, 大部分样品微结构清晰保存^[14], 同时壳体都具有较高的 Sr 含量, 大部分达到或超过海相生物壳体 (1200×10^{-6})^[15,16] 和湖相介形虫 ($\geq 1000 \times 10^{-6}$)^[9,17] 的 Sr 含量, Sr/Mn 比值大于 0.5, 尤其是腹足类具有高 Sr/Mn (13.89 - 35.43)(表 1). 因此, 可以认为壳体 Sr 元素受埋藏后生作用影响较小, 能达到粗略地重塑沉积水体 Sr/Ca 比值在剖面上变化特征的要求.

3.1 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值

从表 1、图 2 可以看出, 腹足类(0.710299 - 0.712057)、介形虫(0.710612 - 0.712202)、有孔虫(0.711190 - 0.712018)之间 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值有一定的差异, 介形虫、腹足类显示出比有孔虫具有更大的变化范围, 这主要可能由于单个样品的跨度较大(25cm), 在生物壳体的挑选过程中样品混合没有足够均匀, 导致各类壳体测试所获取的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值有所差别. 但是其

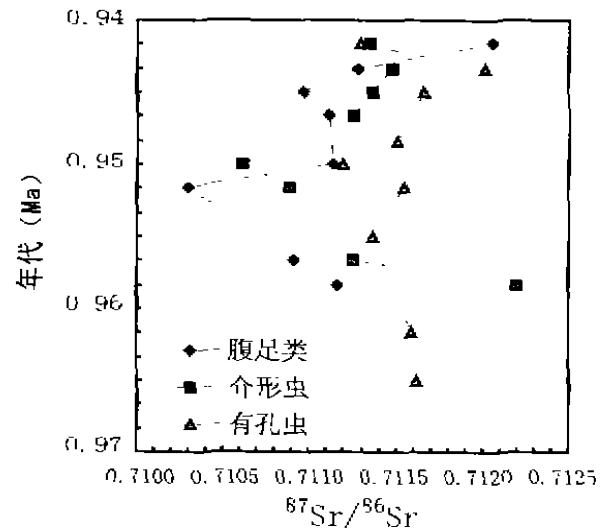


图 2 生物壳体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值在剖面上变化图
年代坐标根据沉积速率 15.71cm/ka 及 25cm/样
的取样厚度计算得出

Fig. 2 The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of microfossils
vs. age in Xiaodukou section

变化趋势是一致的;在剖面中部(0.96-0.95Ma) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值较低,在剖面的低、顶部 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相对较大,其间都有波动性变化特征.总体上,28层壳体的Sr同位素组成与27层有孔虫壳体^[14]是相近的,都明显高于同时期海水的值0.709087-0.709147^[19],与研究区的桑干河、壶流河的值较为接近.对于远离海岸线300km,海拔500m的古泥河湾湖来说,不存在涨潮海水进入,更不可能是海侵;从构造^[20,21]以及古水系^[21]上也没有证据支持当时远离大海的山间盆地与海相连.因此,可以认为28层生物壳体沉积水体是纯陆相的.

表1 小渡口剖面28层生物壳体及河流 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 、微量元素Tab.1 The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and trace-element chemistry of biogenic shell and river waters of Xiaodukou

壳体类型	CaCO ₃ (μg)	Mg (10^{-6})	Mn (10^{-6})	Sr (10^{-6})	Sr/Ca (10^{-3})	Sr/Mn	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
腹足类 28-7	438.9	206.4	58.24	883.7	1.009	15.17	0.711160 \pm 12 [±]
腹足类 28-8	258.9	294.2	56.83	1391	1.588	24.47	0.710911 \pm 17
腹足类 28-11	192.7	370.5	44.22	1567	1.789	35.43	0.710299 \pm 17
腹足类 28-12	190.1	473.3	69.26	1437	1.640	20.74	0.711141 \pm 11
腹足类 28-14	476.4	206.5	52.03	1052	1.201	20.22	0.711111 \pm 17
腹足类 28-15	1218	185.6	69.31	962.8	1.099	13.89	0.710968 \pm 12
腹足类 28-16	1237	172.5	95.12	1344	1.534	14.13	0.711272 \pm 16
腹足类 28-17	1095	157.1	72.12	1059	1.209	14.68	0.712057 \pm 14
介形虫 22	18.41	10266	462.4	1091	1.246	2.358	0.710564 \pm 14
介形虫 28-7	24.07	6055	1126	755.1	0.862	0.671	0.712202 \pm 21
介形虫 28-8	8.262	20678	1030	1556	1.776	1.510	0.711249 \pm 12
介形虫 28-11	33.21	5690	1492	1791	2.045	1.200	0.710878 \pm 14
介形虫 28-12	14.06	8616	715.9	1021	1.165	1.426	0.710612 \pm 15
介形虫 28-14	35.76	4025	844.6	609.7	0.696	0.722	0.711247 \pm 11
介形虫 28-15	31.00	7623	1099	758.7	0.866	0.690	0.711359 \pm 16
介形虫 28-16	30.21	5321	1846	2051	2.341	1.112	0.711481 \pm 14
介形虫 28-17	32.96	5678	939.9	884.1	1.009	0.941	0.711351 \pm 14
有孔虫* 28-2	17.91	7534	1210	1103	1.259	0.911	
有孔虫 28-3	19.61	6088	789.9	1088	1.242	1.377	0.711616 \pm 13
有孔虫 28-5	17.93	6658	863.9	1014	1.157	1.174	0.711594 \pm 15
有孔虫 28-6	20.85	6357	742.8	950.6	1.085	1.279	
有孔虫 28-7	28.29	7464	766.5	960.3	1.096	1.253	
有孔虫 28-9	33.37	6651	696.3	1055	1.204	1.515	0.711369 \pm 12
有孔虫 28-10	26.13	5717	622.5	987.8	1.127	1.587	
有孔虫 28-11	51.25	8451	1012	951.1	1.086	0.939	0.711546 \pm 13
有孔虫 28-12	32.75	5824	780.3	1028	1.173	1.317	0.711190 \pm 25
有孔虫 28-13	18.58	7456	625.1	980.8	1.119	1.569	0.711502 \pm 15
有孔虫 28-15	36.64	11624	1162	1314	1.499	1.130	0.711667 \pm 10
有孔虫 28-16	26.87	13058	1297	1012	1.156	0.781	0.712018 \pm 14
有孔虫 28-17	24.12	6865	610.1	1070	1.221	1.754	0.711296 \pm 14
桑干河				0.92			0.711508 \pm 08
壶流河				0.49			0.709978 \pm 16

#:平均标准误差(0.0000n);Sr/Ca为原子比;Sr/Mn为重量比.*:有孔虫壳体数据引自文献[18]

如同海洋 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化受控于三大来源一样,众多研究^[5,22]表明河流及湖泊的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的对应着河流或湖泊影响范围内岩石地层 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 释放的变化,也可与

古气候条件相联系.小渡口剖面有孔虫壳体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值从 28 层底部到上部发生波动性变化,可能意味着古泥河湾湖水汇水径流区域的变化,导致不同时期岩石地层中矿物 Sr 同位素释放到水体并不一致.湖水中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值高、低变化,反映泥河湾盆地区域地层 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值对湖水影响程度大小不一(地层为主控因素,本文未对其他因素进行讨论).

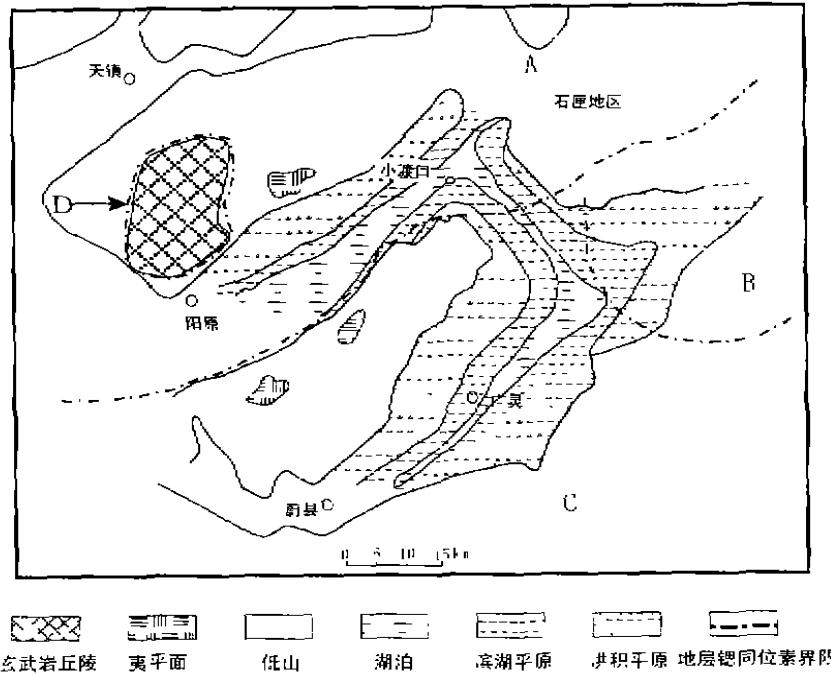


图 3 中更新世早期古地理及地层 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值分区图

A 区: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值取张宣地区平均值为 0.714384^[23];

B 区:本区震旦系碳酸盐岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.708560^[24]、

侏罗系流纹岩、安山岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值资料空缺,据世界同类型资料^[25]推测不超过 0.709;

C 区:碳酸盐岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,震旦系为 0.708560^[24]、寒武系为 0.708990^[24]、奥陶系为 0.708000^[25];

D 区:下第三系玄武岩 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值取现代大陆火山岩的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.705770^[25]。

岩相古地理图据周廷儒等^[20]。

Fig. 3 The lithofacies paleogeographic map of Nihewan lake at Medio Pleistocene and the distribution for strata of strontium isotope compositions

如图 3 所示,古泥河湾湖盆地北部地区主要为大面积太古界以斜长片麻岩、斜长角闪岩、麻粒岩为主的变质岩系(A 区),其具有较高的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值,为 0.714384;东部地区主要为震旦系碳酸盐岩和侏罗系流纹岩、安山岩及其凝灰岩等,其 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值不超过 0.709(B 区);南部地区主要为震旦系和寒武系、奥陶系的碳酸盐岩, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值相对也较低,分别为 0.708560、0.708990、0.708000(C 区);零星出露有下第三系玄武岩,具有更低的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值为 0.705770(D 区).根据上述地层 Sr 同位素资料,北部的变质岩系是古泥河湾湖水高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的主要贡献者;东部、南部的碳酸盐岩及流纹岩等对湖水的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值有着控制

作用;至于下第三系玄武岩由于其出露面积小,其对湖水的低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的贡献量是有限的.从小渡口剖面 28 层壳体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值特征(处在 A 区和 B、C 区地层 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值之间)可看出在 0.97-0.94Ma 期间古泥河湾湖湖水总体上受北部变质岩系地区径流影响的幅度较大,其中 0.96-0.95Ma 湖水有过一次大的变化($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值的降低),反映湖泊汇水受北部高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值地层径流影响的范围相对缩小.

构造因素应是造成古泥河湾湖汇水区域范围变化的主要原因.在中更新世初期构造活动强烈,古泥河湾湖北东石匣山地大规模抬升^[20],将古湖泊有分割成阳原古湖和蔚县古湖两个部分,湖泊位置也发生一定自 NE 向 SW 的移动(图 3).石匣山地的抬升使位于阳原古湖区小渡口剖面沉积水体总体上受北部变质岩系径流控制,南部 C 区地层对阳原古湖水体影响极小,仅局限于两分湖之间的 NE 向出露地层.因此,水体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值向北部地层高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值靠近.其间,在 0.96-0.95Ma 由于这一时段达到高峰的构造作用使古泥河湾湖进一步被抬升,导致小渡口剖面沉积水体处于湖滨环境,反而受南部低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值地层径流汇水的影响相对增大,因而沉积水体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值表现出相对低值特征.在整个沉积期间(0.97-0.94Ma),小的构造振荡频繁.

3.2 Sr/Ca 比值

壳体的 Sr/Ca 能反映水体的 Sr/Ca 比值,在一定条件下反映水体的盐度;壳体的 Sr/Ca 比值与宿生水体的盐度呈正比关系,反映沉降/蒸发比^[26-28].

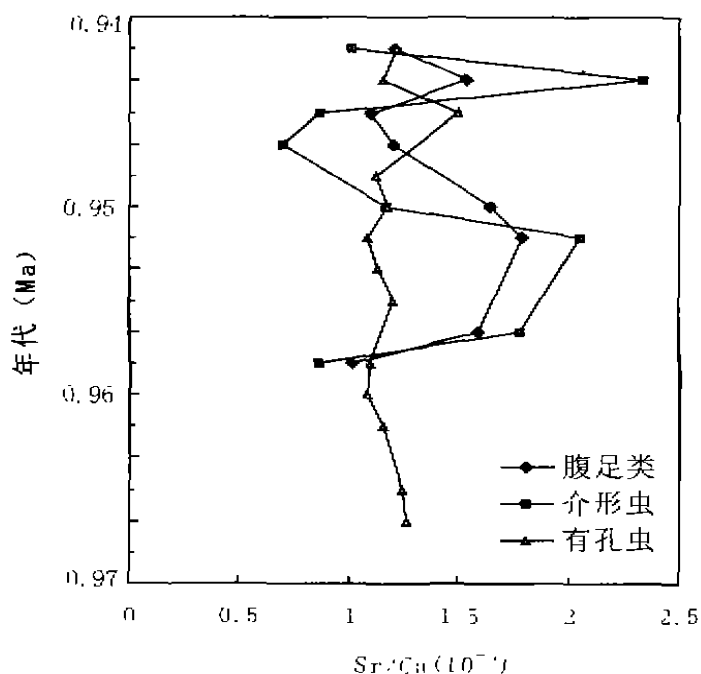


图 4 小渡口剖面 28 层生物壳体 Sr/Ca 比值变化图

Fig.4 The $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of microfossils vs. age in Xiaodukou section

从表 1、图 4 中可见,有孔虫、介形虫、腹足类壳体的 Sr/Ca 比值分别为 $(1.085 - 1.499) \times 10^{-3}$ 、 $(0.696 - 2.341) \times 10^{-3}$ 、 $(1.008 - 1.789) \times 10^{-3}$;可能由于不同种类生物系统发育上(生命效应)的差异^[28,29]产生同一层位上有孔虫、介形虫、腹足类的 Sr/Ca 比值的差异性,尤其是有孔虫在剖面上的变化特征与介形虫、腹足类有着明显的差异.生命效应对生物壳体微量元素的影响程度不一,可能是导致三种生物壳体 Sr/Ca 比值不相同的主要原因.然而,介形虫、腹足类壳体的 Sr/Ca 比值在剖面上变化总体趋于一致(至于有孔虫 Sr/Ca 比值在剖面上变化的异常性需进一步研究);剖面中部相对高,顶、底部值较低,总体反映湖水盐度的低-高-低的演化过程,可能对应着盆地水体的扩展-退缩-扩展变化,其间有幅度较小的波动变化.其中,在 0.96-0.95Ma 时古泥河湾湖水体相对具有高盐度特征.据资料^[30],在 1Ma 泥河湾盆地区域上为一次大的干旱成盐期.因此,以上所讨论的古水文条件的变化是在该时期总体干旱气候条件背景下的水文信息.

图 2、图 4 中,介形虫、腹足类壳体的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值与 Sr/Ca 总体上有相反的变化趋势,意味着构造-气候耦合效应.具体表现为:在 0.97Ma-0.94Ma,当石匣山地抬升时,对应干旱气候,湖水退缩;在 0.96Ma-0.95Ma,当抬升达到高峰时,古泥河湾湖更为干旱.

综上所述,生物壳体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和 Sr/Ca 比值特征表明,小渡口剖面 28 层沉积水体为一纯陆相水体,与海水没有关联.在 0.97-0.94Ma,受构造-气候效应影响古泥河湾湖被分割为阳原古湖和蔚县古湖两分湖区,阳原古湖主要汇水区域为北部变质岩系,区域气候干旱,湖水退缩.尤其在 0.95Ma 左右,构造-气候效应对古泥河湾湖的影响度达到最高峰,表现为区域进一步被抬升,气候更为干旱,小渡口区演化为湖滨环境,沉积水体受南部 Sr 同位素地层汇水影响增大.

4 结论

虽然本文实例所选取的研究层位年代跨度较小,难以与目前已有的其它地球化学特征进行详细对比.但是,在总体上微体生物壳体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值及 Sr/Ca 比值等地球化学特征所恢复的古水文信息与地质背景是相符的.也就是说,应用生物壳体 Sr 地球化学信息恢复小渡口剖面 28 层的沉积水体古水文特征是成功的.因此,利用生物壳体 Sr 地球化学信息重建盆地古水文环境的方法是可行的.若结合 C、O 同位素及其它微量元素及其比值,相互配合、验证,该方法将有更广阔的应用前景.

参 考 文 献

- 1 Copen T B, Kolesar P, Kendall C, *et al*. Investigation of the Dunes geothermal anomaly, Imperial Valley, California, Part IV (A). *Geochemical studies of water, calcite, and silicates*. 1975, IGPP-UCR-75-20;1-42
- 2 Wadleigh M A, Veizer J, Brooks C. Strontium and its isotopes in Canadian rivers: fluxes and global implications. *Geochim Cosmochim Acta*, 1985, **49**:1727-1736
- 3 Goldstein S J, Jacobsen S B. The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chemical Geology*, 1987, **66**:245-272
- 4 Chaudhuri S, Furlan S, Clauer N. The signature of water-rock interactions in formation waters of sedimentary basins: some new evidences. *Proceeding of the 7th International Symposium on Water-Rock Interaction, Park City, UT, USA(C)*. 1992, 907-910

- 5 Palmer M R, Edmond J M. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, **56**:2099-2111
- 6 Dupre B, Gaillardet J, Rousseau D, *et al.* Major and trace elements of river-borne material: the Congo Basin. *Geochim Cosmochim Acta*, 1996, **60**(8):1301-1321
- 7 Ben Othman D, Luck J M, Tonmond M G. Geochemistry and water dynamics; application to short time-scale flood phenomena in a small Mediterranean catchment; I. Alkalis, alkali-earths and Sr isotope. *Chemical Geology*, 1997, **140**:9-28
- 8 Ingram B L, De Paolo D J. A 4300 year strontium isotope record of estuarine paleosalinity in San Francisco Bay, California. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, **119**:103-119
- 9 Holmden C, Creaser R A, Muehlenbachs K. Palaeosalinities in ancient brackish water system determined by $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in carbonate fossils: A case study from the western Canada sedimentary basin. *Geochim Cosmochim Acta*, 1997, **61**(10):2105-2118
- 10 Reinhardt E G, Stanley D J, Patterson R T. Strontium isotopic-paleontological method as a high-resolution paleosalinity tool for lagoonal environments. *Geology*, 1998, **26**(11):1003-1006
- 11 Holmes J A. Trace-element and stable-isotope geochemistry of non-marine ostracod shells in Quaternary palaeoenvironmental reconstruction. *Journal of Paleolimnology*, 1996, **15**(3):223-235, May
- 12 陈矛南主编. 泥河湾层的研究. 北京:海洋出版社,1988. 26-29
- 13 刘秀明,王世杰,贾玉鹤等. 埋藏后生作用对生物壳体 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的影响研究. *矿物学报*,2000, **3**:314-320
- 14 王世杰,汪品先,吴锡浩等. 泥河湾组有孔虫化石的锶同位素研究. *科学通报*,1995, **40**(22):2072-2074
- 15 Kinsman D J J. Interpretation of Sr^{2+} concentrations in carbonate minerals and rocks. *J Sediment Petrol*, 1969, **39**:486-508
- 16 Veizer J. Chemical diagenesis of carbonates: Theory and application of trace element technique (A). In Arthur M A, *et al.* ed. Stable Isotope in Sedimentary Geology. SEPM Short Course. 1983, **3**:1-100
- 17 Spencer J E, Patchett P J. Sr isotope evidence for a lacustrine origin for the upper Miocene to Pliocene bouse formation, lower Colorado River trough, and implications for timing of Colorado Plateau uplift. *GAS Bulletin*, 1997, **109**(6):767-778
- 18 王世杰,刘秀明,贾玉鹤等. 陆相有孔虫形成环境的地球化学证据:以小渡口剖面为例. *中国科学(待刊)*
- 19 Hodell D A, Mead G A, Mueller P A. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8Ma to present): implication for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chemical Geology*, 1990, **80**:291-307
- 20 周廷儒,李华章,刘清泗等. 泥河湾盆地新生代古地理研究. 北京:科学出版社,1991. 103
- 21 李容全,乔建国,邱维理等. 泥河湾层易容盐沉积及其环境意义. *中国科学(D辑)*,2000, **30**(2):148-158
- 22 Plaziat J C. Paleogeographic significance of the Cardium Potamids, and Foraminifera living in intra-continental salt lakes of North Africa (Sahara Quaternary, Egypt Present lakes). *Journal of African Earth Science*, 1991, **12**:383-389
- 23 高 凡,高 励. 燕山早前寒武纪岩石退变质作用. 北京:地质出版社,1990. 103
- 24 张自超. 我国某些元古宙及早寒武世碳酸盐岩石的锶同位素组成. *地质论评*,1995, **41**(4):349-353
- 25 沈渭洲等. 稳定同位素地质. 北京:原子能出版社,1987
- 26 Chivas A R, De Decker P, Shelley J M G. Magnesium, strontium and barium partitioning in nonmarine ostracode shells and their use in palaeoenvironmental reconstruction-a preliminary study. In: Maddocks R F, ed. Applications of Ostracoda. Houston: University of Houston. 1983, 238-249
- 27 Chivas A R, De Decker P, Shelley J M G. Strontium content of ostracods indicates lacustrine palaeosalinity. *Nature*, 1985, **316**:251-253
- 28 Chivas A R, De Decker P, Shelley J M G. Magnesium and strontium in non-marine ostracod shells as indicators of palaeosalinity and palaeotemperature. *Hydrobiologia*, 1986, **143**:135-142
- 29 Purton L M A, Shields G A, Brasier M D, *et al.* Metabolism controls Sr/Ca ratios in fossil aragonitic mollusks. *Geology*, 1999, **27**(12):1083-1086
- 30 郑绵平,赵元艺,刘俊英. 第四纪盐湖沉积与古气候. *第四纪研究*,1998, **4**:297-307

Palaeohydrological Restoration by Strontium Geochemistry of Biogenic Shells: As Exemplified by Nihewan Basin

LIU Xiuming JIA Yuhe WANG Shijie

(*State Key Laboratory of Environmental Geochemistry, Institute of Geochemistry,
Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550002, P. R. China*)

Abstract

Fresh waters contained $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ information are related to the strontium isotopic compositions of different rock types which they flowed across. The ratios of Sr/Ca in lake are usually a proxy of salinity, which can reflect the variation in levels of lake. So, the Sr geochemistry of shells from basin sedimentary can be used to derive a record of the different resources of waters in-flow to the basin, and of the changes of water in basin. A study on example of the 28th bed of Xiaodukou section, Nihewan basin, implies that the strontium geochemistry of shell is a desirable method of palaeohydrological restoration, and further indicates it would be a good future matching with carbon and oxygen isotopes and other trace element geochemistry.

Key Words Biogenic shell, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, Sr/Ca, palaeohydrology, Xiaodukou section