

100 Ma 来海水的锶同位素组成演化及主要控制因素

黄成刚^{1,2}, 黄思静¹, 吴素娟¹, 陈启林²

(1. 成都理工大学 油气藏地质及开发工程国家重点实验室, 四川 成都 610059;

2. 中国石油勘探开发研究院 西北分院, 甘肃 兰州 730020)

[摘要] 讨论了 100 Ma 以来海水锶同位素比值的变化趋势及控制因素。100 ~ 40 Ma 期间, 海水锶同位素比值有多次升降, 总体上变化幅度较小; 40 Ma 以来, 海水锶同位素比值显著增加, 并呈现出单调上升的总体特征。100 Ma 以来海水锶同位素的变化主要可能与星外物体对地球的撞击作用; 全球海平面变化及洋中脊扩张速度的改变; 喜马拉雅—青藏高原的隆升; 玄武岩喷发和冰川作用因素有关。在各种因素中, 喜马拉雅—青藏高原的隆升对 40 Ma 以来海水锶同位素演化具有最重要的控制作用。喜马拉雅—青藏高原的隆升可能始于 40 Ma 左右, 隆升速度最快的时期在 20 ~ 15 Ma。

[关键词] 海水锶同位素组成; 100 Ma 来; 地质事件; 青藏高原隆升; 全球海平面变化

[中图分类号] P736.4 [文献标识码] A [文章编号] 1672-6561(2006)02-0019-06

Sr isotope Composition and Evolvment in Sea Water Over Past 100 Ma and Control Factors

HUANG Cheng gang^{1,2}, HUANG Si jing¹, WU Su juan¹, CHEN Qi lin²

(1. State Key Laboratory of Oil/Gas Reservoir Geology and Exploitation, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, Sichuan, China; 2. Northwest Institute of Geology, PetroChina, Lanzhou 730020, Gansu, China)

Abstract The Sr isotope composition and evolvement in sea water since 100 Ma and the controlling factors are discussed. The sea water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios in the period of 40 ~ 100 Ma have some fluctuations with smaller extent. The sea water $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios have increased rapidly and monotonously since 40 million years. The following factors controlled the Sr isotope composition and evolvement in sea water since 100 Ma: the possible impact of extraterrestrial object; the global sea level change and the spread rate of the mid oceanic ridge; the uplift of Himalaya Tibet; the eruption of major continental flood basalts and glaciations. Among of above factors, the uplift of Himalaya Tibet plays an important role in the evolution of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios for the last 40 Ma. The starting time for the Himalayan Tibet uplift should be at 40 Ma BP, and the most rapid period of the uplift took place during 20 ~ 15 Ma.

Key words: Sr isotope composition in sea water; over the past 100 Ma; geological events; uplift of Himalaya Tibet; global sea level change

0 引言

地质历史中海水的锶同位素组成是时间的函

数^[1-4], 随时间的变化其主要受两个来源的控制:

(1) 由大陆古老锆铝质岩石经风化作用, 通过河流, 向海水提供相对富放射性成因的锶, 具有较高的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值, 现代全球平均值为

[收稿日期] 2005 07 05

[基金项目] 国家自然科学基金项目(40272059)

[作者简介] 黄成刚(1979-), 男, 湖北荆州人, 工程师, 从事沉积地质学和石油地质学研究。

0.7119^[1-5]。

(2) 由洋中脊热液系统, 通过海底扩张或火山活动, 提供了相对贫放射性成因的锶, 具有较低的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 值, 全球平均值 0.703 5^[1-4, 6]。由于锶在海水中的混合时间(约 103 a)远小于锶在海水中的残留时间(约 106 a), 因而任一时间全球范围内的海水锶元素在同位素组成上都是一致的^[7]。

近年来, 有关海相碳酸盐锶同位素组成及控制因素的研究在全球范围内得到迅速发展, 到 2001 年, 已建立了 509 Ma 以来全球海水的锶同位素一年龄数据库。在各地质历史时期中, 尤以中、新生代研究程度最高, 积累数据最多, 这些时代包括晚白垩世^[8]、中新世^[9]、晚第三纪^[10]、新生代^[11]、白垩纪到现在^[12-13]等。

中国的锶同位素研究起步较晚, 古生代已有相关演化曲线建立^[14-15], 而中、新生代的研究十分落后, 只有零星的测试数据^[16], 到目前为止还没有系统的研究数据及演化曲线的公布, 这主要是与内地缺乏中、新生代海相地层有关, 使得 100 Ma 以来海水锶同位素的研究很难进行。笔者根据全球海水锶同位素组成只随时间变化的基本原理, 利用前人公布的 100 Ma 以来海水锶同位素数据^[1-7, 13], 探讨了该时间段中海水锶同位素组成与演化的主要控制因素。

1 100 Ma 来海水锶同位素演化曲线

研究中较为系统和完整的如 Hess 等^[13]建立的演化曲线(图 1a), 样品来源于“深海钻探计划(DSDP)”。Hess 等经过 Sr/Ca 比值分析、扫描电镜观察、孔隙水 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值、测试比较分析等方法确定其所采用的样品未经成岩蚀变或发生的成岩蚀变不足以改变其锶同位素的组成。McArthur 等^[17]通过归纳世界各地的测试数据, 经总结、分析、筛选, 建立了海相碳酸盐锶同位素数据库(图 1b)。

在近 100 Ma 时间中海水的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值从 100 Ma 的 0.707 380 增加到现今的 0.709 175^[17], 这个过程是波浪式而非直线的。在白垩纪土伦阶晚期约 90 Ma (McArthur 等^[18]认为 89.8 ~ 91.0 Ma, 其对应的锶同位素比值为 0.707 290; Thomas 等^[19]认为 89.53 Ma, 其对应的锶同位素比值为 0.707 286) 处, 海水 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$

$N(^{86}\text{Sr})$ 比值达到最小值, 这也是晚白垩世锶同位素演化曲线的转折点。其后, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值开始上升, 一直到白垩纪与第三纪界线(K/T)处(约 65 Ma), 海水 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值达到一个峰值^[13]。尽管不同研究者公布的曲线中都存在这一峰值, 但数值存在差别(图 1)。McArthur 等^[20]认为 Hess 等^[13]演化曲线中该处的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值过高, 其原因可能与分析误差或样品的成岩蚀变有关, 他们认为 K/T 界线所对应的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值应为 0.707 830。K/T 界线之后海水 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值经过了几次波浪式的涨落, 约 55 Ma 时处于 0.707 72 的低值, 而后在鲁蒂特阶中期(约 46 Ma)达到 0.707 78 的高值, 并在巴尔通阶早期(约 40 Ma)再次下降至 0.707 73 的低值。

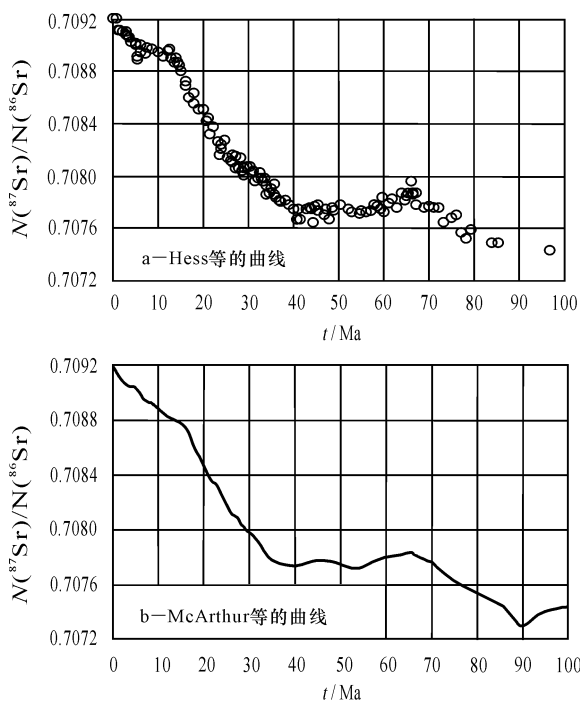


图 1 100 Ma 来海水的锶同位素演化曲线

Fig. 1 Sr Isotope Curve of Seawater Over the Past 100 Ma

40 Ma 以来, 海水 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值持续上升, 并达到现今海水的 0.709 175^[17] (或 0.709 180^[21]), 该数值已接近显生宙海水锶同位素比值的最大值^[4], 并可能在未来时间中继续增长。该时间间隔中, 其演化曲线形成一个“斜面”, 此“斜面”上有一个主要的突变点位于约 15 Ma^[17, 22] (也有人认为 16 Ma^[23]), 海水锶同位素比值增速减缓。

2 100 Ma 来海水锶同位素的演化与主要地质事件的关系

由于地质历史中海水的锶同位素组成是时间的函数, 全球地质事件是其重要的控制因素, 其中主要包括有星外物体对地球的撞击事件、海平面变化及海底扩张速率、造山运动、广泛的玄武岩喷发事件以及冰川活动等。在不同的地质历史时期内, 其占主导地位的控制因素不同。

2.1 K/T 界线处 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的增加与星外物体撞击事件的关系

K/T 界线处的生物绝灭事件是地质历史中最为重要的生物绝灭事件之一, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 演化曲线在该界线处呈“尖峰状”(图 1)。Alvarez 等^[24] 在铀元素含量异常的基础上, 推断这可能与富含高 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的星外物体与地球的撞击有关。但 Hess 等有不同意见, 其理由是, 如果由于星外物体撞击地球事件造成 K/T 界线处 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值升高, 那么可以由这个增量及已有的陨石标本元素指标计算出该物体的直径为 10 km, 质量为 1 018 g, 锶含量为 14.5×10^{-6} g, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值约为 0.768, 全部溶于海水后, 只能造成 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值增加 1×10^{-7} , 而不足以解释该“尖峰状”所显示的上升程度。O'keefe、Ahrens、Schmidt 和 Holsapple^[13] 等人也认为此次增加与星外物体有关, 他们认为该物体直径虽然只有 10 km, 但具有约 10^{23} J 的能量, 撞击地球时向平流层辐射折合约 10 ~ 100 倍该物体质量的能量。这些物体回落地面时已分散于全球, 足以解释此次 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值升高事件。辛晓滨等^[25] 通过对钨的丰度及其与铀的相关性的研究认为, K/T 界线事件确实是星外物体对地球的撞击造成的。

国内大多数学者^[26-29] 已接受这个观点, 并从生物绝灭事件的角度反证了星外物体对地球撞击的可能性。在白垩纪与第三纪之交发生的生物绝灭事件, 就其规模而言, 在地史上 7 次大规模生物绝灭事件中排第二位^[30]。生物属的绝灭率达 48%, 种的绝灭率达 60% ~ 80%^[28]。撞击时辐射的大量微粒和尘埃等输送到平流层及近地空间, 屏蔽了太阳辐射从而使得地面急剧降温, 并且持续时间数十年, 给当时的生物界造成了毁灭性的打击。因而,

K/T 界线处的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的升高可能是星外物体对地球撞击作用的结果。

2.2 100 Ma 来海水锶同位素演化与全球海平面变化及洋中脊扩张速率的关系

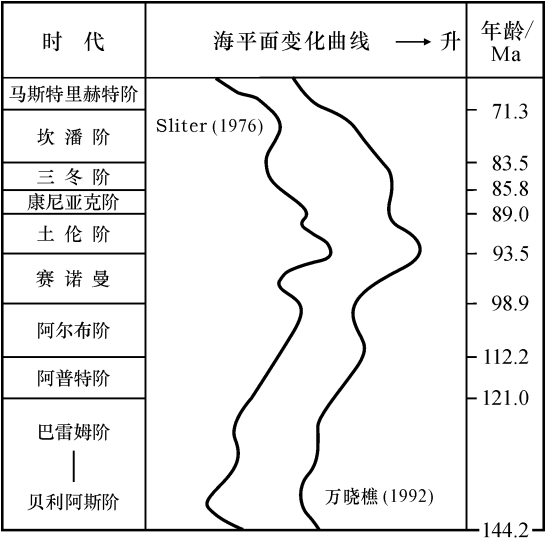
海水锶同位素组成随时间变化的影响因素主要受各种全球地质事件(如造山运动、冰川活动、海底扩张速率以及古气候等)控制, 这些事件在一定程度上直接或间接地影响到全球海平面变化。因此, 地质历史中海水锶同位素组成和变化, 或者说代表原始海水的海相内源沉积物(主要是碳酸盐、硫酸盐和磷酸盐等)锶同位素组成和变化是全球海平面的灵敏指示剂^[2]。海平面上升, 锶同位素演化曲线负偏移, 海平面下降则对应着锶同位素演化曲线正偏移^[1-4]。

Pitman^[31] 通过对 90 Ma 以来海平面变化与海底扩张之间关系的研究发现, 海平面上升时期基本上是海底高速扩张时期, 也是洋中脊火山活动较强的时期。热液活动是海底扩张速度的函数^[32], 大量具低 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的幔源锶进入海洋, 造成其海水的锶同位素比值下降, 海平面下降, 幔源锶的供给量减少; 相反, 位于基准面之上的陆壳大量被剥蚀, 富含高 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的壳源锶被河流带进海洋, 造成其海水的锶同位素比值上升。

白垩纪是地质地史上最大的海侵期^[30, 33], 在全球都有着不同程度的反映^[34]。在康尼亚克阶/土仑阶界线附近(约 88.7 Ma), 锶同位素演化曲线上也表现出一个“波谷”, 其最小值为 0.707 290^[18]。胡修棉对西藏白垩纪的康尼亚克阶/土仑阶界线进行了研究, 发现其也具有相对很低的锶同位素比值^[35]。这是由于当时洋底处于一个扩张期, 大量低 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的幔源锶进入了海水^[33]; 当海平面上升到一定程度以后, 形成的广阔陆表海和有关沉积物对放射性成因锶具有一定的封存作用。Hallam 等^[36] 以及 Denison 等^[37] 曾对晚寒武世—奥陶世的淹没事件与 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值关系进行研究时得出过类似的结论。赵文金等^[33] 对白垩纪 C/T 界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 值研究发现其具有明显的正偏移, 证明了白垩纪的全球海平面上升事件(图 2), 这些结果与白垩纪海水锶同位素的变化趋势是一致的。

2.3 青藏高原隆升对海水锶同位素演化曲线的影响

大陆古老硅铝质岩石的风化是新生代控制海



据赵文金等^[33], 有关地层的年龄值按 Remane 等^[38] 的资料

图 2 西藏南部白垩纪海平面升降曲线

Fig. 2 Cretaceous Relative Eustatic Curves of Southern Tibet

水锶同位素组成的重要因素。青藏高原的隆升是新生代的重要地质事件之一。无论海洋沉积、海水化学成分以及大气环流、甚至可能大气成分都发生了相应变化^[39], 而它的隆起却是一个相当复杂的过程。李吉均等^[40] 认为, 冈底斯山和喜马拉雅山的显著隆起开始于中新世早、中期, 而青藏高原本只是被动的作相应的应力调整和变形, 其整体快速隆升始于 3.6 Ma 的青藏运动。钟大赉等^[41] 认为, 青藏高原的隆升始于 45 ~ 38 Ma 印度板块和欧亚板块碰撞后。施雅风等^[42] 也认为青藏高原的第一期隆升始于 40 Ma 左右。

Davies 等^[43] 根据深海钻探计划 (DSDP) 的钻孔资料估计, 新生代大洋沉积速率约在 17 Ma 左右突然上升, 通过对沉积物韵律变化的研究认为, 那是喜马拉雅—青藏高原隆升和海平面升降相互叠加的结果^[38]。大量沉积物被剥蚀通过河流搬运作用进入海洋, 带入大量高 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的壳源锶, 使得海水 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值逐渐上升。

Richter 等^[23] 经研究发现, 河流搬进海洋锶的总量与 40 Ma 以来海水锶浓度的上升和 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的上升在数量级上是一致的, 并且印度与亚洲大陆碰撞后, 喜马拉雅山抬升剥蚀, 能够提供的锶量与河流在其抬升后总锶流量的增量相一致, 并由此得出, 40 Ma 以来海水锶同位素比值的增加是由于喜马拉雅—青藏高原抬升引起河流的锶通量增加的结果。

总之, 在最近 40 Ma 以来, 喜马拉雅山和青

高原的隆升被广泛认为引起了区域化学风化作用, 海洋 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的显著增加主要是喜马拉雅化学风化和河流输入量的增加所引起的^[44]。因此可以认为, 不管是由于高 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值锶的进入^[6], 还是河流锶通量的增加^[13], 喜马拉雅—青藏高原的隆升都是新生代 40 Ma 以来海水锶同位素演化曲线主要控制因素。

2.4 其他控制因素

海水锶同位素演化曲线上, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值在约 65 Ma 和 46 Ma 处都达到了阶段性增加的极限, 并由此开始下降, 造成该现象的原因除上述主要影响因素外还可能与德干玄武岩的喷发作用有关。通过勘查一些 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值开始降低或增量减小的点 (如 17 Ma, 92 Ma 等) 发现, 它们都与大陆玄武岩喷发事件所发生的时间基本一致^[17]。

Clemens 等^[21] 研究了 45 Ma 以来海水锶同位素的演化与大陆冰量的关系, 认为它们具有一致性。当大陆冰量最大时, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值最小; 反之, 当大陆冰量最小时, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值最大。Zachos 等^[45] 通过研究也得出, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的上升与南极大陆冰盖的演化有关的结论。15 Ma 左右海水锶同位素演化曲线变缓可能与当时冰川规模的扩张有关^[17], 南极大陆被冰雪覆盖, 逐渐由潮湿气候变成了干冷气候, 化学风化速度减小 (虽然风化速度仍处高值), 向海水提供的高 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值锶的速度相应减小, 这与冰川扩张期间海水氧同位素的响应^[46] 是一致的。

3 结论

(1) 100 Ma 以来海水 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值的阶段性减小和总体上的增大可能与星外物体对地球的撞击、全球海平面变化及洋中脊扩张速度的改变、喜马拉雅—青藏高原的隆升、玄武岩喷发作用以及冰川作用有关, 在不同的时间段内, 可能有不同的主导控制因素。

(2) 100 Ma 以来海水锶同位素演化曲线中, 40 Ma 至现今这个阶段增速最快, $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值单调上升, 这与喜马拉雅—青藏高原的隆升有最为直接的关系。发生在 15 Ma 左右的 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值增速的减缓可能与德干玄武岩喷发对海水 $N(^{87}\text{Sr})/N(^{86}\text{Sr})$ 比值上升的缓冲作用有关。

(3)从海水锶同位素演化曲线的角度来看,喜马拉雅—青藏高原的隆升可能始于 40 Ma 左右,隆升速度最快的时期约在 20 ~ 15 Ma。

[参 考 文 献]

- [1] 黄思静,石 和,张 萌,等. 锶同位素地层学研究进展[J]. 地球科学进展, 2001, 16(2): 194 - 200.
- [2] 黄思静,石 和,张 萌,等. 上扬子石炭—二叠纪海相碳酸盐的锶同位素演化与全球海平面变化[J]. 沉积学报, 2001, 19(4): 481 - 487.
- [3] 黄思静,石 和,张 萌,等. 龙门山泥盆纪锶同位素演化曲线的全球对比及海相地层定年[J]. 自然科学进展, 2002, 12(9): 945 - 951.
- [4] 黄思静,石 和,毛晓冬,等. 重庆秀山寒武系锶同位素演化曲线及全球对比[J]. 地质论评, 2002, 48(5): 509 - 516.
- [5] Palmer M R, Edmond J M. The Strontium Isotopic Budget of the Modern Ocean[J]. Earth Planet Sci Lett, 1989, 92: 11 - 26.
- [6] Palmer M R, Elderfield H. Sr Isotope Composition of Sea Water Over the Past 75 Myr[J]. Nature, 1985, 314: 526 - 528.
- [7] McArthur J M, Burnett J, Hancock J M. Strontium Isotopes at K/T Boundary Discussion[J]. Nature, 1992, 355: 28.
- [8] Crame J A, McArthur J M, Pirrie D, et al. Strontium Isotope Correlation of the Basal Maastrichtian Stage in Antarctica to the European and US Biostratigraphic Scheme[J]. Journal of the Geological Society, 1999, 156: 957 - 964.
- [9] Miller K G, Feigenson M D, Wright J D, et al. Miocene Isotope Reference Section, Deep Sea Drilling Project Site 608: an Evaluation of Isotope and Biostratigraphic Resolution[J]. Paleoceanography, 1991, 6: 33 - 52.
- [10] Oslick J S, Miller K G, Feigenson M D, et al. Oligocene Miocene Sr Isotopes: Correlations to an Inferred Glaciostatic Record[J]. Eos, Transactions, American Geophysical Union, 1994, 75(16, Sup): 202.
- [11] Paytan A, Kastner M, Martin E E, et al. Marine Barite as a Monitor of Seawater Strontium Isotope Composition[J]. Nature, 1993, 366: 445 - 449.
- [12] Hess J, Stott L D, Bender M L K, et al. The Oligocene Marine Microfossil Record: Age Assessments Using Strontium Isotopes[J]. Paleoceanography, 1989, 4: 655 - 679.
- [13] Hess J, Michael L B, Jean G S. Evolution of the Ratio of Strontium ~ 87 to Strontium ~ 86 in Seawater from Cretaceous to Present[J]. Science, 1986, 231: 979 - 984.
- [14] 黄思静. 上扬子地台区晚古生代海相碳酸盐岩的碳、锶同位素研究[J]. 地质学报, 1997, 71(1): 45 - 53.
- [15] 江茂生,朱景泉,陈代钊,等. 塔里木盆地奥陶纪碳酸盐岩的碳、锶同位素特征及其对海平面变化的响应[J]. 中国科学: D 辑, 2002, 32(1): 36 - 42.
- [16] 谢 渊,王 剑,刘家铎,等. 羌塘盆地那底岗日地区中侏罗世层序地层与碳、氧、锶同位素响应[J]. 沉积学报, 2002, 20(2): 188 - 196.
- [17] McArthur J M, Howarth R J, Bailey T R. Strontium Isotope Stratigraphy: Lowess Version 3: Best ~ fit to the marine Sr ~ isotope curve for 0 to 509 Ma and accompanying look ~ up table for deriving numerical age[J]. J Geol, 2001, 109: 155 - 170.
- [18] McArthur J M, Crame J A, Thirwall M F. Definition of Late Cretaceous Stage Boundaries in Antarctica Using Strontium Isotope Stratigraphy[J]. J Geol, 2000, 108: 623 - 640.
- [19] Thomas Steuber. Strontium Isotope Stratigraphy of Turonian ~ Campanian Gosau ~ type Rudist Formations in the Northern Calcareous and Central Alps (Austria and Germany) [J]. Cretaceous Research, 2001, 22: 429 - 441.
- [20] McArthur J M, Thirwall M F, Engkilde M, et al. Strontium Isotope Profiles Across K / T Boundary Sequences in Denmark and Antarctic[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1998, 160: 179 - 192.
- [21] Clemens S C, Farrell J W, Gromet L P. Synchronous Changes in Seawater Strontium Isotope Composition and Global Climate[J]. Nature, 1993, 363(17): 507 - 610.
- [22] Richter F M, Rowley D B, Depaolo D J. Sr isotope Evolution of Seawater: the Role of Tectonics[J]. Earth and Planetary Science Letters, 1992, 109: 11 - 23.
- [23] Hodell D A. Variations in the Strontium Isotopic Composition of Seawater During the Neogene[J]. Geology, 1991, 19: 24 - 27.
- [24] Alvarez L W, Alvarez W, Asaro F, et al. Extraterrestrial Cause for the Cretaceous Tertiary Boundary Extinction[J]. Science, 1980, 208: 1095 - 1108.
- [25] 辛晓滨,许祥源,吉望西,等. 白垩纪—第三纪界线事件地外成因新证据——钨的丰度及其与铱的相关性[J]. 科学通报, 1994, 39(6): 530 - 532.
- [26] 肖志峰,欧阳自远. K / T 天体撞击与大气二氧化碳含量变化[J]. 地质地球化学, 1995, 23(4): 98 - 101.
- [27] 欧阳自远,玉世杰,肖志峰,等. 新生代地外物体撞击事件诱发的古气候环境灾变[J]. 第四纪研究, 1995, 15(4): 324 - 331.
- [28] 李承森,王宇飞,孙启高,等. 白垩纪以来地星外体撞击效应对植物演化影响的新思索[J]. 中国科学基金, 1998, 12(1): 21 - 25.
- [29] 胡修棉,王成善. 100 Ma 以来若干重大地质事件与全球气候变化[J]. 大自然探索, 1999, 18(67): 53 - 58.
- [30] 杜远生,童金南. 古生物地史学概论[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1998.
- [31] Pitman W C II. Relationship Between Eustasy and Stratigraphic Sequence of Passive Margins[J]. Geol Soc America Bull, 1978, 89: 1389 - 1430.
- [32] 李春雷,陈 骏,李峻峰. 青藏高原的隆起与海洋锶同位素的演化[J]. 地球科学进展, 1999, 14(6): 582 - 588.
- [33] 赵文金,万晓樵. 藏南定日地区白垩纪中期地球化学异常对海平面上升的响应[J]. 地球科学进展, 2002, 17(3): 331 - 338.
- [34] Adrian I, Robert S. Global Correlation of Middle Cretaceous

Sea level Events[J]. *Geology*, 1999, 27(6): 551 - 554.

[35] 胡修棉. 特提斯喜马拉雅晚白垩世富氧问题探讨[D]. 成都: 成都理工大学, 1999.

[36] Hallam A. Phanerozoic Sea level Changes[M]. Columbia Univ Press, 1992.

[37] Denison R E, Koepnick R B, Burke W H, et al. Construction of the Cambrian and Ordovician Seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Curve[J]. *Chem Geol*, 1998, 152: 325 - 340.

[38] Remane J, Faure Muret A, Odin G S. 国际地层表[J]. 金玉环, 王向东, 王 钊, 译. 地层学杂志, 2001, 24(增刊): 321 - 340.

[39] 汪品先. 大洋钻探与青藏高原[J]. 地球科学进展, 1995, 10(3) 254 - 257.

[40] 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究[J]. 科学通报, 1998, 43(15): 1569 - 1574.

[41] 钟大赉, 丁 林. 青藏高原隆升过程及其机制的探讨[J]. 中国科学: D 辑, 1996, 26(4): 289 - 295.

[42] 施雅风, 汤懋苍, 马玉贞. 青藏高原二期隆升与亚洲季风孕育关系探讨[J]. 中国科学: D 辑, 1998, 26(4): 278 - 285.

[43] Davies T A, Hay W W, Southam J R, et al. Estimates of Cenozoic Oceanic Sedimentation Rates[J]. *Science*, 1977, 197: 53 - 55.

[44] 王成善, 向 芳. 全球气候变化—新生代构造隆升的结果[J]. 矿物岩石, 2001, 21(3): 173 - 178.

[45] Zachos J C, Opdyke B N, Quinn T M, et al. Early Cenozoic Glaciation, Antarctic Weathering, Seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: is there a link? [J]. *Chem Geol*, 1999, 161: 165 - 180.

[46] Miller K G, Fairbanks R G, Mountain G S. Tertiary Oxygen Isotope Synthesis, Sea Level History, and Continental Margin Erosion[J]. *Paleoceanography*, 1987, 2: 1 - 19.

(上接第 10 页)

[参 考 文 献]

[1] Chen Z, Yu L Z, Gupta A. The Yangtze River: an Introduction[J]. *Geomorphology*, 2001, 41: 73 - 75.

[2] 李四光. 峡东地质及长江之历史[J]. 中国地质学会志, 1924, 3(3/4): 351 - 391.

[3] 叶良辅, 谢家荣. 扬子江流域巫山以下地质构造与地文发育史[J]. 地质汇报, 1925, 7: 22 - 30.

[4] 李承三. 长江发育史[J]. 人民长江, 1956(12): 3 - 6.

[5] 李春昱. 长江上游河谷之发展[J]. 中国地质学会志, 1933(3): 107 - 117.

[6] 任美镔. 长江三峡概况[J]. 地理知识, 1958(3): 1 - 6.

[7] 沈玉昌. 长江上游河谷地貌[M]. 北京: 科学出版社, 1965.

[8] Clark M K, Schoenbohm L M, Royden L H, et al. Surface Uplift, Tectonics, and Erosion of Eastern Tibet from Large scale Drainage Pattern[J]. *Tectonics*, 2004, 23: 1 - 20.

[9] 张叶春. 长江三峡贯通的时代及意义[J]. 西北师范大学学报: 自然科学版, 1995, 31(2): 52 - 57.

[10] 李长安, 张玉芬. 一次重要的第四纪构造运动及环境效应[J]. 地质科技情报, 1999, 18(4): 42 - 46.

[11] 杨达源, 阎国年. 长江三峡贯通的时代及其地质意义的研究[C] //刘东生, 安芷生主编. 黄土第四纪地质. 全球变化: 第 3 辑. 北京: 科学出版社, 1992.

[12] Jijun Li, Shiyou Xie, Mingsheng Kuang. Geomorphic Evolution of the Yangtze Gorges and the Time of Their Formation, Geomorphic Evolution of the Yangtze Gorges and the Time of Their Formation[J]. *Geomorphology*, 2001, 41(2/3): 125 - 135.

[13] 唐贵智, 陶 明. 论长江三峡形成与中更新世大姑冰期的关系[J]. 华南地质与矿产, 1997(4): 9 - 16.

[14] 田陵君, 李平忠, 罗 雁. 长江三峡河谷发育史[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1996.

[15] 赵 诚. 长江三峡河流袭夺与河流起源[J]. 长春地质学院学报, 1996, 26(4): 419 - 433.

[16] 四川省地质矿产局. 四川省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1991.

[17] 向 芳. 长江三峡的贯通与江汉盆地西缘及邻区的沉积响应[D]. 成都: 成都理工大学档案馆, 2004.

[18] 王仁民, 贺高品, 陈珍珍, 等. 变质岩原岩图解判别法[M]. 北京: 地质出版社, 1987.

[19] Pearce J A, Cann J R. Tectonic Setting of Basic Volcanic Rocks Investigated Using Trace Element Analyses[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 1973, 19: 290 - 300.

[20] Pearce J A. Trace Element Characteristics of Lavas from Destructive Plate Boundaries[C] // In Thorpe R S(ed.). *Andesites*. New York, John Wiley and Sons, 1982.

[21] 湖北省地质矿产局. 湖北省区域地质志[M]. 北京: 地质出版社, 1990.

[22] 林建英. 中国西南三省二叠纪玄武岩的时空分布及其地质特征[J]. 科学通报, 1985, 30(12): 929 - 932.

[23] 熊舜华, 李建林. 峨眉山区晚二叠世大陆裂谷边缘玄武岩的特征[J]. 成都地质学院学报, 1984, 11(2): 43 - 57.

[24] 曹伯勋. 地貌学及第四纪地质学[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1995.