

源自青藏高原 11 条河流的 Sr 通量、同位素组成及其对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的贡献

吴卫华^①, 杨杰东^{②*}, 徐士进^①, 李高军^①, 尹宏伟^①, 陶仙聪^②

① 南京大学地球科学与工程学院, 南京 210093;

② 南京大学现代分析中心, 南京 210093

* 联系人, E-mail: jd yang@nju.edu.cn

收稿日期: 2008-05-26; 接受日期: 2009-02-20

国家自然科学基金项目(批准号: 40473009, 40331001, 40873001)资助

摘要 为了评估青藏高原化学风化对海水 Sr 同位素比值变化的影响, 系统采集了中国境内源自青藏高原的 7 条主要河流(金沙江、澜沧江、怒江、黄河、雅砻江、岷江与大渡河)的河水及河床沉积物样品, 分析它们的 Sr 含量及同位素比值. 结合其他学者研究的青藏高原南部的恒河、布拉马普特拉河、印度河及伊洛瓦底江数据, 此 11 条大河搬运的总 Sr 通量为 $3.47 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 占全球河流搬运入海总通量的 10.2%; 加权平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71694, 高于全球河流平均值. 中国境内 7 条大河的 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 通量(超过海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 部分的 ^{87}Sr 通量)为 $1.55 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 仅占青藏高原区域 11 条大河的 6%, 而恒河-布拉马普特拉河联合贡献了 86%. 假设 40 Ma 以来全球其他河流输送入海的 Sr 通量保持常量, 而青藏高原区域的 11 条河流所贡献的 Sr 通量从 40 Ma 前的 0 线性增加到现在的值, 那么与构造抬升相对应的这一 Sr 通量的增加能够解释同一时期海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 增长量的 69%, 剩下的 31% 可能由其他因素所引起.

关键词

青藏高原
河水化学
Sr 同位素
海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化

近年来, DSDP(深海钻探计划)钻芯的研究表明, 过去 40 Ma 以来海水 Sr 同位素比值呈稳定增长的趋势^[1-5]. 海水的 Sr 同位素预算主要由河流输入、热液以及深海沉积物的成岩作用所控制, 而通过河流输入到现代海洋的溶解 Sr 通量远高于热液和深海沉积物的贡献^[6]. 其中发源于青藏高原南部的恒河与布拉马普特拉河, 相比全球大陆平均值具有更高的化学风化速率, 并且由于它们的高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 及高 Sr 含量的特征, 从而对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的上升施加了重要影响^[7-19]. 因此, 当前的一个主流观点认为: 40 Ma 以来海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比

值的增加主要归因于青藏高原的抬升, 它导致了化学风化的增强, 并通过发源于此区域的河流搬运高放射性的 Sr 通量进入海洋^[20-25].

Krishnaswami 等^[7]与 Galy 等^[12]分别研究了恒河与布拉马普特拉河的地球化学, 并给出了它们对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的影响. 前者计算得出恒河-布拉马普特拉河对于 40 Ma 以来海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 增加的贡献是 15%; 后者认为, 过去 2.5 Ma 以来海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的平均变化率为 $54 \times 10^{-6} \text{ Ma}^{-1}$, 而如果没有恒河-布拉马普特拉河的贡献, 此变化率将变为 $-48 \times 10^{-6} \text{ Ma}^{-1}$.

然而, 恒河与布拉马普特拉河的流域面积仅占整个青藏高原的一部分. 在青藏高原区域, 有 11 条大河起源于此并最终流入海洋. 其中有 7 条位于青藏高原东部(东南部), 它们是: 金沙江(长江的源头至宜宾河段)、澜沧江、怒江、黄河、雅砻江、岷江与大渡河. 此 7 条河流总的流域面积远超过恒河与布拉马普特拉河. 因此, 为了更合理地评估青藏高原化学风化对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化的影响, 有必要考虑中国境内的这 7 条河流的贡献.

Richter等^[21]和Gaillardet等^[26]在研究全球河流对大气 CO_2 消耗及海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化的贡献时引用了中国境内的 4 条河流数据: 长江、澜沧江、怒江与黄河. 为了得到全流域的贡献, 他们采用的是河流入海口的数据. 对于恒河、布拉马普特拉河和印度河等, 由于它们的泛滥平原沉积了大量喜马拉雅山脉剥蚀的物质, 在入海口采样是合理和必要的. 而长江、澜沧江、怒江与黄河的中下游流经人口密集的工农业区, 人类活动的影响很大; 且相当多的、并非发源于青藏高原的支流携带其他造山带的剥蚀物汇入干流. 因此如果采用这些河流入海口的数据将会高估青藏高原的贡献. 而对此 7 条大河刚流下青藏高原处样品的综合研究将有助于更好的理解青藏高原东部(东南部)剥蚀与风化进入河流的Sr通量、Sr同位素特征及其对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的影响. 然而目前的相关研究并不充分. Wang等^[27]对长江重庆下游的河段进行了较为详细的河水及悬浮物的Sr同位素组成的研究. 杨守业等^[28]系统分析了石鼓以下长江流域的沉积物及悬浮物的Sr同位素特征, 但未予涉及河水. 赵继昌等^[29]提供了一些位于青藏高原腹地的长江源水的Sr数据. Wu等^[30]系统研究了黄河兰州上游河段主量离子及Sr同位素的特征. 而其他 5 条河流位于青藏高原的上游河段尚未有Sr同位素数据被报道.

近年来我们于中国境内 7 条河流刚流下青藏高原的地点采集河水及沉积物样品, 测定有关阳离子、阴离子和Sr的含量以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, 分析流域的元素地球化学和Sr同位素特征, 计算硅酸盐风化与碳酸盐风化所消耗的大气 CO_2 , 并已发表部分结果^[31-33]. 在本次研究中, 我们根据主量离子和Sr的含量以及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 计算由于岩石风化进入河水的Sr通量. 结合其他学者已发表的青藏高原南部其他 4 条河流

(恒河、布拉马普特拉河、印度河与伊洛瓦底江)的数据, 评估青藏高原剥蚀与风化对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值变化的贡献.

1 研究区域概况

我们对 7 条河流采样地点的选择有三个原则: (1) 能反映河流在青藏高原上流域部分的风化作用; (2) 没有源自青藏高原以外地区的支流汇入; (3) 尽可能避免或减少人类活动的影响和污染. 由此, 我们对 7 条河流的采样点都选在河流刚流下青藏高原的地点, 自该采样地点以上流域内一般人烟稀少, 工农业污染较少, 而且没有源自青藏高原以外地区的支流汇入.

1.1 金沙江

长江源水由三条支流组成: (1) 正源沱沱河, 发源于唐古拉山主峰海拔 6621 m 的各拉丹东雪山; (2) 南源当曲; (3) 北源楚玛尔河(图 1). 三个源汇流后称通天河. 自青海玉树巴塘河口以下至四川宜宾称金沙江, 全长 2290 km, 流域面积约 $0.485 \times 10^6 \text{ km}^2$.

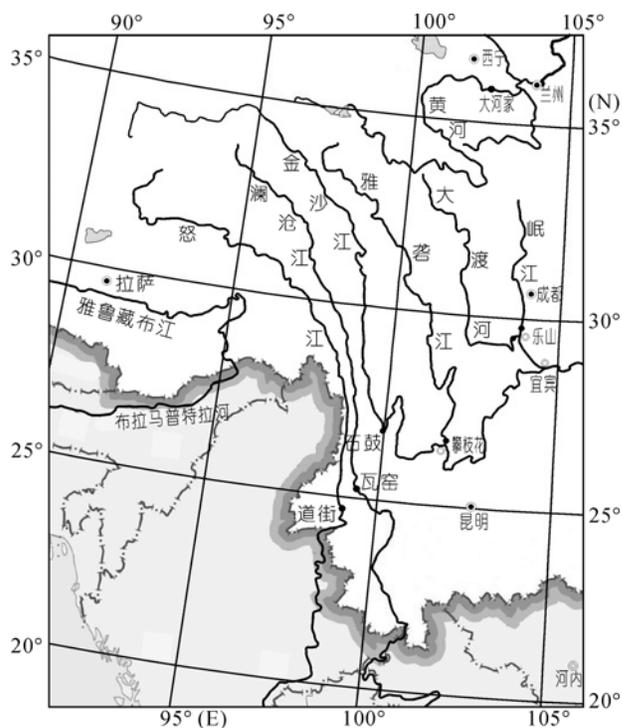


图 1 金沙江、澜沧江、怒江、黄河、雅砻江、岷江与大渡河等 7 条河流的采样地点
黑色圆点示采样地点

云南省石鼓镇以上至巴塘河口为金沙江的上游, 河长 970 km, 落差 1720 m, 平均坡降 1.78‰。流域出露岩层: 源区为第四系沉积物、碎屑岩、花岗岩及蒸发岩等; 金沙江缝合带有大量砂板岩、花岗岩类及蛇绿混杂岩等出露^[34]。石鼓镇以下数百千米外的攀枝花市是我国重要的钢铁、能源、钒钛基地, 西南重要的工农业中心, 人口比较密集。对于金沙江我们选择石鼓镇作为采样地点, 石鼓上游控制的流域面积为 $0.233 \times 10^6 \text{ km}^2$, 可反映青藏高原东缘在金沙江流域的风化作用。

1.2 澜沧江

澜沧江发源于海拔 5170 m 的唐古拉山脉北麓岗果日山, 由东源扎曲与西源昂曲流至西藏东部之昌都汇流后称为澜沧江。澜沧江从云南省功果桥以上, 河段多呈深邃峡谷之势, 交通闭塞、人烟稀少, 流域面积为 $0.089 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。出露岩层主要为碳酸盐岩、碎屑岩、花岗岩及第四系沉积物等^[34]。云南省功果桥以下为澜沧江的下游, 人类的影响逐渐增多, 一些源于云贵高原的支流开始汇入。我们对澜沧江在功果桥附近的保山市瓦窑进行采样(图 1)。

1.3 怒江

怒江发源于海拔 5128 m 的唐古拉山脉南麓, 源头为那曲, 在我国境内干流总长 2013 km, 流域面积 $0.136 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。流域出露岩层主要为碳酸盐岩、第四系沉积物、高级变质岩及花岗岩等^[34]。怒江从河源至嘉玉桥为上游(那曲), 以下至泸水为中游段, 两岸山脊多在 5000 m 左右, 河床坡度陡。怒江深切流经高黎贡山与碧罗雪山、怒山, 形成世界著名的巨大峡谷区。泸水以下为下游段, 沿河山脉高程降低, 两岸有阶地分布, 以下河流又进入峡谷地带。整个怒江流域人口较少、交通不便, 人类活动的影响极微。自云南省道街镇以下人类活动的影响增加, 并有数十条源于云贵高原的支流汇入, 为减少它们的影响, 我们将采样地点选在保山市道街镇(图 1)。

1.4 黄河

黄河发源于青藏高原巴颜喀拉山北麓, 东流穿越黄土高原及黄淮海大平原, 注入渤海。黄河自兰州以上为上游, 人类活动影响较小, 出露岩层主要为第

四系沉积物、砂板岩、碎屑岩与蒸发岩等^[34]。自兰州以下的中下游煤炭、石油、冶金、粮食与棉花等工农业非常发达, 人口密集。为避免兰州上游的刘家峡水库的缓冲效应, 我们在刘家峡水库以上的民和县大河家黄河大桥处取样(图 1), 其附近循环水文站的实际控制流域面积为 $0.146 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。

1.5 雅砻江

雅砻江为金沙江最大的支流, 发源于巴颜喀拉山南麓, 干流全长 1637 km, 总落差 4420 m, 流域面积 $0.129 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。整个流域地广人稀, 工农业不发达。流域出露岩层主要为砂板岩夹碎屑岩、花岗岩和高级变质岩等^[34]。由于雅砻江全流域都位于青藏高原东南部, 且沿途有众多源于青藏高原的支流汇入。为尽可能反映全流域的风化作用, 我们的采样点选择在雅砻江与金沙江汇入口上游 3 km 处(图 1), 采样点以上实际控制流域面积为 $0.129 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。

1.6 岷江

岷江是水量最大的长江支流, 发源于岷山南麓, 干流全长 735 km, 流域面积 $0.133 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。岷江上中游地形复杂, 交通不便, 两岸耕地、人口分布较少, 而下游工农业较为发达。流域出露岩层主要为砂板岩、碳酸盐岩、变质岩及第四系沉积物等^[34]。为了测算出岷江流域(不含大渡河)的化学风化作用, 我们于四川省乐山市关庙采集水样(图 1)。由于采样点位于流域的下游, 人类活动的干扰可能会对计算结果有一定的影响。

1.7 大渡河

大渡河正源足木足河发源于青海省久治县与达日县交界处查七沟顶山冈, 流域全长 1048 km, 流域面积 $0.091 \times 10^6 \text{ km}^2$ 。大渡河上、中游地处青藏高原东南部及四川盆地西缘山区, 地势高耸, 河流深切, 下游进入四川盆地丘陵区。流域的出露岩层上游主要为砂板岩、碳酸盐岩夹火山岩等, 中、下游有变质岩、花岗岩及火山岩出露^[34]。大渡河的采样点位于岷江汇入口前 1 km 处(已纳入大渡河的一条重要支流-青衣江)(图 1)。

2 取样与分析

我们分别于 2005 年 6 月(黄河、澜沧江和怒江为

8~9 月)和 2005 年 12 月在 7 条河流的上述地点进行了两次河水及河床砂的取样工作. 用预先酸洗并清洁的聚乙烯桶(袋)装满水样, 河床砂样用双层塑料袋密封. 水样经 $0.45\ \mu\text{m}$ 的微孔聚碳酸酯滤膜进行过滤后分为两份, 一份用优级纯 HNO_3 酸化到 pH 为 2 左右, 另一份不进行酸化.

过滤并酸化水样中的 Sr 含量在南京大学现代分析中心使用 Jarrell-Ash 1100 电感耦合等离子直读光谱仪(ICP)进行测定. 河水 Sr 同位素比值使用 VG354 热电离同位素质谱仪测试. 质量分馏使用 $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr}=0.1194$ 进行校正. 本次研究中对 NBS 987 标样测定的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 $0.710340\pm 0.000040(2\sigma)$ 外部标准偏差, $n=15$).

河床砂样品在室内进行自然干燥后, 研磨到 160 目, 用 1 N 的 HCl 低温溶解 4 h, 去除溶液, 再以超纯水洗至中性以去除碳酸盐. 然后, 用 HCl+ HNO_3 + HClO_4 +HF 溶液进行消解, 再过离子交换柱分离 Sr 并使用 VG354 同位素质谱仪分析 Sr 同位素比值. 以上分析方法参见 Singh 等^[11]和 杨守业等^[28].

3 结果和讨论

3.1 不同取样点水样的 Sr 含量及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比较

7 条河流水样与河床沉积物样品的 Sr 含量及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的测定结果列于表 1 中. 主量离子的含量来自于吴卫华等^[31,33]. 同时列出我们的数据与 Palmer 和 Edmond^[6]、Gaillardet 等^[26]对于长江、黄河、澜沧江与怒江在河流接近入海口的数据的比较.

河流对于海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的贡献主要取决于 Sr 通量以及 Sr 同位素比值与海水 Sr 同位素比值之差, 可以用“过剩 ^{87}Sr 通量”($^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$)来表达^[14]:

$$^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}=(R_{\text{RW}}-R_{\text{SW}})\times F_{\text{RW}}, \quad (1)$$

此处 R_{RW} 和 F_{RW} 分别代表河水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和 Sr 通量. R_{SW} 指的是现代海水的 Sr 同位素比值, 取 0.70916 ^[19].

对长江, Palmer 和 Edmond^[6]采用的入海口附近的 Sr 通量为 $1848\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7109, 计算得到的 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $3.22\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$. 但宜宾以下一些重要的、并非源自青藏高原的支流如嘉陵江、乌江、汉水、赣江等汇入长江干流, 使流量急增从而 Sr 通量更高. 如果采用我们于石鼓采集的金沙江的数据再加

上雅砻江、岷江与大渡河的数据, Sr 通量为 $421\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 加权平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71121, 则 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $0.86\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 仅为 Palmer 和 Edmond^[6]计算结果的 27%.

对于黄河, 入海口附近的 Sr 通量为 $365.4\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7111, $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $0.71\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 而我们于兰州附近测得的 Sr 通量为 $119\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71122, $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $0.25\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 仅为 Palmer 和 Edmond^[6]计算结果的 35%.

澜沧江入海口的 Sr 通量为 $1595\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7102, $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $1.66\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$. 我们于保山市瓦窑测得的 Sr 通量为 $230\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7101, $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $0.22\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 仅为 Palmer 和 Edmond^[6]计算结果的 13%.

Palmer 和 Edmond^[6]提出的怒江入海口的 Sr 通量为 $716\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7102, $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $0.74\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$. 而我们于保山市道街测得的 Sr 通量为 $163\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71296, $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $0.62\times 10^6\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 二者差别不大, 主要原因是虽然 Palmer 和 Edmond^[6]提出的怒江入海口的 Sr 通量要远大于我们的值, 但是他们采用的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值并不是怒江的实测值, 而是取用的澜沧江入海口的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 这个值与我们对怒江的实测值相比明显偏低.

从以上的计算对比可以看出, 采用河流不同地点样品的数据, 得到的结果差别明显. 为了更准确地评估青藏高原剥蚀与风化对海水 Sr 同位素比值变化的影响, 应该采用河流刚刚流下青藏高原地点附近样品的数据.

3.2 青藏高原剥蚀与风化对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的贡献

对发源于青藏高原地区的 11 条主要河流, 取这些河流刚流下高原地点附近的水样的分析数据, 可以近似反映整个青藏高原地区风化作用对海洋 Sr 同位素比值变化的贡献. 源自中国的 7 条河流(金沙江、澜沧江、怒江、黄河、雅砻江、岷江与大渡河), 取本文实测的数据; 喜马拉雅南缘 4 条河流中恒河与布拉马普特拉河取 Galy 等^[12]的数据, 即: Sr 通量 $0.94\times 10^9\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7339; 印度河取 Pande 等^[13]: Sr 通量 $0.33\times 10^9\ \text{mol}\cdot\text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7111; 伊

表 1 7 条大河河水和沉积物中化学成分及 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

流域	采样地点	流域面积 /10 ⁶ km ²	流量/km ³ ·a ⁻¹	TDS /mg·L ⁻¹	水样				沉积物		
					Na ^[31,33] /μmol·L ⁻¹	Cl /μmol·L ⁻¹	Sr /μmol·L ⁻¹	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Na ^[31,33] /μmol·g ⁻¹	Sr /nmol·g ⁻¹	Sr/Na
金沙江 ^{a)}	石鼓	0.233	39.4	379(349)	2391(1026)	1269(726)	4.34(3.31)	0.710255±18(0.711379±14)	524	1096	0.00209
长江 ^[26]	河口	1.808	928	221	222	151	2.42	0.71071			
长江 ^[6]	河口		900				2.05	0.71090			
澜沧江 ^{a)}	瓦窑	0.089	29.0	333(424)	306(1013)	184(646)	4.11(7.53)	0.710096±23(0.709736±20)	391	1027	0.00263
澜沧江 ^[26]	河口	0.795	467	263	663	448	3.39	0.71020			
澜沧江 ^[6]	河口		470				3.39	0.71020			
怒江 ^{a)}	道街	0.110	53.1	246(274)	137(343)	21(44)	1.60(2.40)	0.712964±13(0.714538±17)	383	868	0.00226
怒江 ^[26]	河口	0.325	211	306	435	571					
怒江 ^[6]	河口		211				3.39	0.71020			
黄河 ^{a)}	大河家	0.146	23.2	334(342)	700(696)	369(256)	5.14(5.02)	0.711223±24(0.712209±14)	567	1438	0.00254
黄河 ^[26]	河口	0.752	41	460	2370	1563	13.0	0.71111			
黄河 ^[6]	河口		49				7.46	0.71110			
雅砻江 ^{a)}	攀枝花	0.129	55.3	211(231)	241(187)	22(35)	2.05(1.83)	0.712285±22(0.713187±25)	382	1039	0.00272
大渡河 ^{a)}	乐山	0.089	61.6	191(262)	102(183)	11(35)	1.60(2.40)	0.711901±31(0.711358±20)	571	1416	0.00248
岷江 ^{a)}	乐山	0.037	14.9	287(427)	417(996)	100(480)	2.62(3.54)	0.710414±27(0.711724±16)	678	1416	0.00209

a) 括号内数据来源于冬季采集样品, 其他来源于夏季. 流域面积和流量信息均来自于中华人民共和国水文年鉴. 金沙江采样点位于石鼓水文站附近; 澜沧江采用的是瓦窑上游旧州水文站和支流泚江金顶水文站之和; 怒江采样点位于道街水文站附近; 黄河采样点位于循化水文站附近; 雅砻江为上游小得石水文站加支流安宁河湾滩水文站之和; 大渡河为福禄镇水文站加支流青弋江夹江水文站之和; 岷江则为五通桥水文站减去上述大渡河的数据

洛瓦底江取 Palmer 和 Edmond^[6]: Sr 通量 $1.45 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7102. 11 条河流每年供给海洋的 Sr 通量为 $3.47 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 约占全球河流每年供给海洋的 Sr 通量 ($34 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$)^[36] 的 10.2%; 11 条河流的加权平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71694, 高于全球河流当前的平均值 0.7116^[36]; 11 条河流的 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $27 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 占全球河流 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 值 ($83 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$)^[36] 的 32.5%. 如果长江、黄河、澜沧江、怒江、恒河、布拉马普特拉河、印度河与伊洛瓦底江 8 条河流都采用入海口的值, 则计算得到的青藏高原区域河流的 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 值为 $37.9 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 占全球河流值的比例将达到 45.7%. 考虑到这其中有一部分不是由于青藏高原抬升与剥蚀所供应的, 因此青藏高原化学风化对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的实际贡献应该介于这两者之间.

我们测定的中国的 7 条大河 Sr 通量为 $0.75 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 加权平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71123, 计算得到 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $1.55 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$. 它仅占青藏高原区域 11 条河流 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 值的 6%. 布拉马普特拉河与恒河的 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $23.3 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 占青藏高原区域 11 条河流 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 值的 86%, 印度河与伊洛瓦底江贡献了 8%. 以上计算结果验证了恒河-布拉马普特拉河由于它们的高 Sr 含量高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的特征, 从而对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化有着决定性的影响.

通过使用质量平衡方程, 可以模拟全球河流、热液流体和洋底沉积物孔隙水对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的影响^[1,18]:

$$N_{\text{SW}}(dR_{\text{SW}}/dt) = \sum_i J_i(R_i - R_{\text{SW}}), \quad (2)$$

此处 N_{SW} 为海洋中的总 Sr 量, $125 \times 10^{15} \text{ mol}$ ^[6]. R_i 和 J_i 分别代表输入海洋的第 i 个源的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值和 Sr 通量. 它们分别是: (i) 全球河流: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7116, Sr 通量 (J_r) 为 $34 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[36]; (ii) 洋底热液流体: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7037, Sr 通量为 $13.7 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[37]; (iii) 洋底沉积物孔隙水: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7084, Sr 通量为 $3.4 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[38]. R_{SW} 为现代海水的 Sr 同位素比值, 取 0.70916^[19].

由于过去 40 Ma 以来海底扩张率基本保持不变^[39], 那么此时期热液流体输送到海洋的 Sr 通量也更可能为常量. 此外, 洋底沉积物孔隙水的贡献则低一个数量级以上, 可以忽略^[21]. 因此, 海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

在 40 Ma 以来的稳定增长的可能原因是: 河流输入入海 Sr 通量的增加; 河水中 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化; 两者的共同影响.

为评估青藏高原河流对海水 Sr 同位素变化的贡献, 我们将 J_r 划分为两个部分: $J_{r(\text{QTP})}$ 为青藏高原河流输送入海的 Sr 通量, $J_{r(\text{rest})}$ 为全球其他河流输送的 Sr 通量. 那么, $J_{r(\text{QTP})}$ 为 $3.47 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71694. 根据质量平衡计算, $J_{r(\text{rest})}$ 为 $30.5 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71130. 假设 40 Ma 以来没有青藏高原区域河流的输入, 即 $J_{r(\text{QTP})}$ 为 0, 那么使用全球其他河流 $30.5 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$ 的 Sr 通量和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71130), 一条近似稳态的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 曲线被模拟出来(图 2 中曲线 A). 然后, 为了得到青藏高原河流单独的贡献, 假定全球其他河流的 Sr 通量和 Sr 同位素比值保持不变, 使青藏高原区域 11 条河流的 Sr 通量从 0 线性增加到现代值, 模型计算表明这一线性增加可以解释过去海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 增加量的 69%(图 2 中曲线 B). 曲线 B 与实际海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 演化曲线之间的偏差可能由其他因素所引起, 如, 安第斯和阿尔卑造山带的抬升也可以引起化学风化的加强和搬运入海的 Sr 通量的增加; 响应新生代以来全球变冷的云母矿物的优先风化也可能增加了河水中的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ^[40].

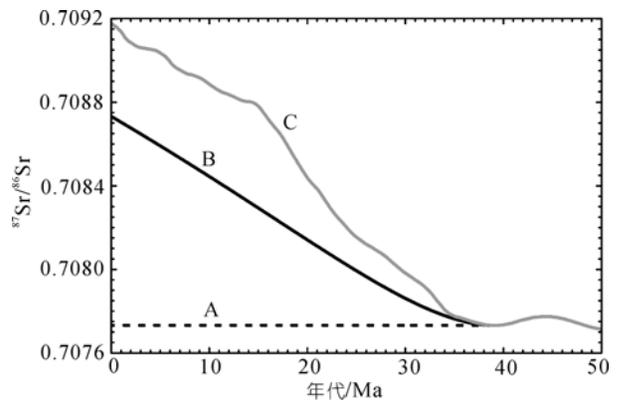


图 2 40 Ma 以来海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的模拟演化曲线以及它们与实际海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 演化曲线的比较

曲线 A: 由全球其他河流不变的 Sr 通量 ($30.5 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$) 和平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.71130) 所得到的稳态 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 曲线; 曲线 B: 对应于 40 Ma 以来青藏高原的抬升, 此区域河流搬运入海的 Sr 通量从 0 线性增加到现代的值, 导致了海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的迅速上升. 曲线 C: 实际海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 演化曲线^[41]

以上模拟计算结果表明青藏高原河流对 40 Ma 以来海水的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 演化有着重要的作用. 但我们同

时也要注意, 此计算过程有着一定的不确定性. 首先, 它们依赖一些重要的假设, 如: 假定过去 40 Ma 通过热液流体和洋底沉积物孔隙水输送入海的 Sr 通量保持不变; 假定海洋中 Sr 的浓度和驻留时间保持不变; 青藏高原河流不同时期的 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 都采用的是现在的值. 此外, 40 Ma 以来青藏高原河流输送入海的 Sr 通量被假定为线性增加. 实际上, 发源于青藏高原的河流形成于不同的年代, 恒河、布拉马普特拉河与印度河可能明显早于青藏高原东部的几条河流, 它们的流域经历了更强的构造变质作用, Sr 通量和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 更高, 因此它们对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 变化的贡献更大. 另外, 在晚第三纪到第四纪随冰期-间冰期旋回变化, 河流化学通量也发生了变化. 因此, 实际的演化曲线将会复杂的多.

3.3 中国 7 条大河与恒河和布拉马普特拉河中 Sr 来源的差别

中国境内 7 条河流的 Sr 含量为 $1.6\sim 5.14 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$, 高于恒河与布拉马普特拉河 (1.58 和 0.93 ^[61]; 0.56 和 0.32 ^[121]; 1.02 和 $0.67 \mu\text{mol}\cdot\text{L}^{-1}$ ^[26]); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 从 0.71010 到 0.71296 , 较恒河和布拉马普特拉河低 (0.7257 和 0.7210 ^[61]; 0.7291 和 0.7413 ^[121]; 0.7249 和 0.7179 ^[26], 恒河: $0.729\sim 0.740$ ^[14]; 布拉马普特拉河: 0.73003 ^[111]). 河水中 Sr 的来源可写成:

$$[\text{Sr}]_{\text{riv}} = [\text{Sr}]_{\text{cyc}} + [\text{Sr}]_{\text{sil}} + [\text{Sr}]_{\text{carb+ev}}, \quad (3)$$

此处 $[\text{Sr}]_{\text{riv}}$ 指的是河水中的 Sr 浓度, $[\text{Sr}]_{\text{cyc}}$ 为大气降水向河水中供给的 Sr, $[\text{Sr}]_{\text{sil}}$ 是硅酸盐风化向河水中供应的 Sr, $[\text{Sr}]_{\text{carb+ev}}$ 为碳酸盐风化与蒸发岩溶解供应的 Sr.

源自青藏高原的中国境内 7 条河流, 它们相对远离海洋, 而且人类活动的影响较弱, 因此大气降水与人类活动的贡献可予以忽略. 硅酸盐来源的 Sr:

$$[\text{Sr}]_{\text{sil}} = (\text{Na}_{\text{riv}} - \text{Cl}_{\text{riv}}) \times (\text{Sr}/\text{Na})_{\text{sil}}, \quad (4)$$

此处 $(\text{Sr}/\text{Na})_{\text{sil}}$ 取河床砂硅酸盐部分的 Sr/Na (表 1), $(\text{Na}_{\text{riv}} - \text{Cl}_{\text{riv}})$ 代表的是硅酸盐来源的 Na (Na_{sil}). 然而, 对于金沙江, 并不适合用 $(\text{Na}_{\text{riv}} - \text{Cl}_{\text{riv}})$ 来代表 Na_{sil} ^[32,33]. 使用我们以替代方法计算得到的 Na_{sil} , 则金沙江 $[\text{Sr}]_{\text{sil}}$ 占河水中总 Sr 含量的 7.6%^[32,33]. 其他 6 条河流的贡献也均小于 20%, 远低于青藏高原南部的恒河 (源水平均 70%)^[14] 和布拉马普特拉河 (平均约 45%)^[11]. 相应的碳酸盐与蒸发盐来源的 Sr 占 46%~92%, 平均

76%. 中国境内 7 条河流为低 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的碳酸盐岩与蒸发岩所控制, 从而导致供给的 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 仅占青藏高原区域 11 条河流总量的 6%.

此外, 通过此前我们对主量元素的分析^[31], 硅酸盐风化供给了约 5%~38% 的主量离子到河水中, 大多位于 20% 左右, 碳酸盐风化与蒸发岩溶解的贡献值分别为 26%~81% (平均 66%) 与 8%~36% (平均 19%), 这也表明源自中国的 7 条河流流域主要由碳酸盐和蒸发岩所控制, 硅酸盐供给相对较小. 结合恒河、布拉马普特拉河、印度河及伊洛瓦底江的主量离子数据^[26,35,42-44], 所计算的硅酸盐风化速率在青藏高原的南部最强, 并总体呈现自南向北逐渐下降的趋势. 相反, 碳酸盐风化速率明显增加.

从全球河流 Sr 通量与 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 图解可看出 (图 3), 恒河与布拉马普特拉河在高 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的河流中搬运了最多的 Sr 通量到海洋中, 因此它们对海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 的变化施加了最重要的影响.

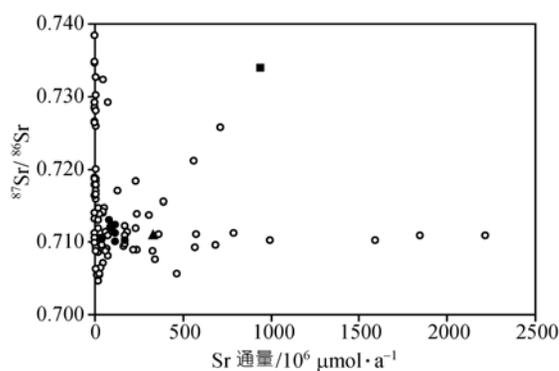


图 3 全球河流 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 与每年搬运入海 Sr 通量之间的投点图

实心圆点为本次实测的中国境内 7 条河流样品, 实心方块代表恒河与布拉马普特拉河 (数据来源于 Galy 等^[12]), 实心三角为印度河 (数据来源于 Pande 等^[35]), 空心圆点为全球除青藏高原区域 11 条大河以外的其他河流 (数据来源于 Palmer 和 Edmond^[6])

4 结论

通过分析青藏高原区域 11 条大河的 Sr 通量和 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比值, 我们得到以下结论:

(1) 取本次实测的中国境内 7 条河流的数据, 则源自青藏高原的 11 条河流每年供给海洋的 Sr 通量为 $3.47 \times 10^9 \text{ mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 约占全球河流每年供给海洋的 Sr 通量的 10.2%; $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $27 \times 10^6 \text{ mol}\cdot\text{a}^{-1}$, 占全球河流

$^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 值的 32.5%。这表明, 虽然青藏高原地区的 11 条河流 Sr 通量约占全球河流输送入海通量的 1/10, 但是其 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 占了全球河流值的 1/3。

(2) 中国 7 条河流 Sr 通量为 $0.75 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 加权平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.71123, $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $1.55 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$ 。它仅占青藏高原区域 11 条河流 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 值的 6%。恒河与布拉马普特拉河的 Sr 通量为 $0.94 \times 10^9 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 平均 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 为 0.7339, 其 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 为 $23.3 \times 10^6 \text{ mol} \cdot \text{a}^{-1}$, 占青藏高原区域 11 条河流 $^{87}\text{Sr}_{\text{ex}}$ 值的 86%, 印度河与伊洛瓦底江贡献了剩下的 8%。

(3) 中国境内 7 条河流硅酸盐来源的 Sr 占河水中总 Sr 含量的比例均不超过 20%, 远低于恒河(~70%) 和布拉马普特拉河(~45%), 此差别主要是由流域内岩性的不同所决定的, 中国境内 7 条河流流域中碳酸盐和蒸发岩风化比例更大。

(4) 假设 40 Ma 前青藏高原区域河流对海洋 Sr 通量的贡献为 0。保持全球其他河流的 Sr 通量和 Sr 同位素比值不变, 对应于青藏高原的抬升, 此区域 11 条河流的 Sr 通量从 0 线性增加到现代值, 这一线性增加可以解释过去海水 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 增加量的 69%。

致谢 野外工作得到四川省地矿局研究所付小方教授的指导和大力帮助, 实验室工作得到南京大学现代分析中心李惠民和王银喜教授的热心帮助, 三位审稿人提出修改意见和建议, 在此一并深表感谢。

参考文献

- 1 DePaolo D J, Ingram B L. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes. *Science*, 1985, 227: 938—941 [\[DOI\]](#)
- 2 Hess J, Bender M L, Schilling J G. Evolution of the ratio of strontium-87 to strontium-86 in seawater from Cretaceous to present. *Science*, 1986, 231: 979—984 [\[DOI\]](#)
- 3 Richter F M, DePaolo D J. Diagenesis and Sr isotopic evolution of seawater using data from DSDP 590B and 575. *Earth Planet Sci Lett*, 1988, 90: 382—394 [\[DOI\]](#)
- 4 Capo R C, DePaolo D J. Seawater strontium isotopic variations from 2.5 million years ago to the present. *Science*, 1990, 249: 51—55 [\[DOI\]](#)
- 5 Veizer J, Ala D, Azmy K, et al. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chem Geol*, 1999, 161: 59—88 [\[DOI\]](#)
- 6 Palmer M R, Edmond J M. The strontium isotope budget of the modern ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 92: 11—26 [\[DOI\]](#)
- 7 Krishnaswami S, Trivedi J R, Sarin M M, et al. Strontium isotopes and Rubidium in the Ganga-Brahmaputra river system: weathering in the Himalaya, fluxes to the Bay of Bengal and contributions to the evolution of oceanic $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 109: 243—253 [\[DOI\]](#)
- 8 Harris N. Significance of weathering Himalayan metasedimentary rocks and leucogranites for the Sr isotope evolution of seawater during the early Miocene. *Geology*, 1995, 23: 795—798 [\[DOI\]](#)
- 9 Derry L A, France-Lanord C. Neogene Himalayan weathering history and river $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: impact on the marine Sr record. *Earth Planet Sci Lett*, 1996, 142: 59—74 [\[DOI\]](#)
- 10 Quade J, Roe L, DeCelles P G, et al. The late Neogene $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record of lowland Himalayan rivers. *Science*, 1997, 276: 1828—1831 [\[DOI\]](#)
- 11 Singh S K, Kumar A, France-Lanord C. Sr and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in waters and sediments of the Brahmaputra river system: silicate weathering, CO_2 consumption and Sr flux. *Chem Geol*, 2006, 234: 308—320 [\[DOI\]](#)
- 12 Galy A, France-Lanord C, Derry L A. The strontium isotopic budget of Himalayan rivers in Nepal and Bangladesh. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1905—1925 [\[DOI\]](#)
- 13 English N B, Quade J, DeCelles P G, et al. Geologic control of Sr and major element chemistry in Himalayan rivers, Nepal. *Geochim Cosmochim Acta*, 2000, 64: 2549—2566 [\[DOI\]](#)
- 14 Bickle M J, Bunbury J, Chapman H J, et al. Fluxes of Sr into the headwaters of the Ganges. *Geochim Cosmochim Acta*, 2003, 67: 2567—2584 [\[DOI\]](#)
- 15 Bickle M J, Chapman H J, Bunbury J, et al. Relative contributions of silicate and carbonate rocks to riverine Sr fluxes in the headwaters of the Ganges. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69: 2221—2240 [\[DOI\]](#)
- 16 Oliver L, Harris N, Bickle M J, et al. Silicate weathering rates decoupled from the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratio of the dissolved load during Himalayan erosion. *Chem Geol*, 2003, 201: 119—139 [\[DOI\]](#)
- 17 秦建华, 冉敬, 沈致富, 等. 高喜马拉雅康布马曲和波曲河流放射成因 ^{87}Sr 源岩追踪研究. *地质论评*, 2007, 53(4): 506—514

- 18 Hodell D A, Mueller P A, McKenzie J A, et al. Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean. *Earth Planet Sci Lett*, 1989, 92: 165—178[DOI]
- 19 Hodell D A, Mead G A, Mueller P A. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present) implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to the oceans. *Chem Geol*, 1990, 80: 291—307
- 20 Raymo M E, Ruddiman W F, Froelich P N. Influence of Late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. *Geology*, 1988, 16: 649—653[DOI]
- 21 Richter F M, Rowley D B, DePaolo D J. Sr isotope evolution of seawater: the role of tectonics. *Earth Planet Sci Lett*, 1992, 109: 11—23[DOI]
- 22 Edmond J M. Himalayan tectonics, weathering processes, and the strontium isotope record in marine limestones. *Science*, 1992, 258: 1594—1597[DOI]
- 23 Palmer M R, Edmond J M. Controls over the strontium isotope composition of river water. *Geochim Cosmochim Acta*, 1992, 56: 2099—2111[DOI]
- 24 Blum J D. The effect of late Cenozoic glaciation and tectonic uplift on silicate weathering rates and the marine $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ record. In: Ruddiman W R, ed, *Tectonic Uplift and Climate Change*. New York: Plenum Press, 1997. 260—288
- 25 Chesley J T, Quade J, Ruiz J. The Os and Sr isotopic record of Himalayan paleorivers: Himalayan tectonics and influence on ocean chemistry. *Earth Planet Sci Lett*, 2000, 179: 115—124[DOI]
- 26 Gaillardet J, Duprè B, Louvat P, et al. Global silicate weathering and CO_2 consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chem Geol*, 1999, 159: 3—30[DOI]
- 27 Wang Z L, Zhang J, Liu C Q. Strontium isotopic compositions of dissolved and suspended loads from the main channel of the Yangtze River. *Chemosphere*, 2007, 69: 1081—1088[DOI]
- 28 杨守业, 蒋少涌, 凌洪飞, 等. 长江河流沉积物 Sr-Nd 同位素组成与物源示踪. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37(5): 682—690
- 29 赵继昌, 李文鹏, 彭建华, 等. 唐古拉山发源的河水主要元素与锶同位素来源及环境意义. *现代地质*, 2007, 21(4): 591—599
- 30 Wu L L, Huh Y, Qin J H, et al. Chemical weathering in the Upper Huang He (Yellow River) draining the eastern Qinghai Plateau. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69: 5279—5294[DOI]
- 31 吴卫华, 杨杰东, 徐士进. 青藏高原化学风化和对大气 CO_2 的消耗通量. *地质论评*, 2007, 53(4): 515—528
- 32 Wu W H, Xu S J, Yang J D, et al. Sr fluxes and isotopic compositions in the headwaters of the Yangtze River, Tongtian River and Jinsha River originating from the Qinghai-Tibet Plateau. *Chem Geol*, 2009, 260: 63—72[DOI]
- 33 Wu W H, Yang J D, Xu S J, et al. Geochemistry of the headwaters of the Yangtze River, Tongtian He and Jinsha Jiang: silicate weathering and CO_2 consumption. *Appl Geochem*, 2008, 23: 3712—3727[DOI]
- 34 中国地质调查局. 1:2500000 数字地质图. 北京: 中国地图出版社, 2004
- 35 Pande K, Sarin M M, Trivedi J R, et al. The Indus system (India-Pakistan): major ion chemistry, uranium and strontium isotopes. *Chem Geol*, 1994, 116: 245—259[DOI]
- 36 Davis A C, Bickle M J, Teagle D A H. Imbalance in the oceanic strontium budget. *Earth and Planet Sci Lett*, 2003, 211: 173—187[DOI]
- 37 Bach W, Humphris S E. Relationship between the Sr and O isotope compositions of hydrothermal fluids and the spreading and magma-supply rates at oceanic spreading centers. *Geology*, 1999, 27: 1067—1070[DOI]
- 38 Elderfield H, Gieskes J M. Sr isotopes in interstitial waters of marine sediments from Deep Sea Drilling Project cores. *Nature*, 1982, 300: 493—497[DOI]
- 39 Lithgow-Bertelloni C, Richards M A, Ricard Y, et al. Toroidal-poloidal partitioning of plate motions since 120 Ma. *Geophys Res Lett*, 1993, 20: 375—378[DOI]
- 40 Li G J, Chen J, Ji J F, et al. Global cooling forced increase in marine strontium isotopic ratios: importance of mica weathering and a kinetic approach. *Earth Planet Sci Lett*, 2007, 254: 303—312[DOI]
- 41 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—509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. *J Geol*, 2001, 109: 155—170[DOI]
- 42 Galy A, France-Lanord C. Weathering processes in the Ganges-Brahmaputra basin and the riverine alkalinity budget. *Chem Geol*, 1999, 159: 31—60[DOI]
- 43 Singh S K, Sarin M M, France-Lanord C. Chemical erosion in the eastern Himalaya: major ion composition of the Brahmaputra and ^{13}C of dissolved inorganic carbon. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69: 3573—3588
- 44 Hren M T, Chamberlain C P, Hilley G E, et al. Major ion chemistry of the Yarlung Tsangpo-Brahmaputra river: chemical weathering, erosion, and CO_2 consumption in the southern Tibetan Plateau and eastern syntaxis of the Himalaya. *Geochim Cosmochim Acta*, 2007, 71: 2907—2935[DOI]