

# 华南晚二叠世碳酸盐岩碳同位素旋回 对海平面变化的响应<sup>①</sup>

李玉成

1(南京大学地球科学系 南京 210093) 2(中国科学院南京地质古生物研究所 南京 21008)

**提 要** 华南晚二叠世的碳同位素变化曲线是逐渐降低的,与全球海平面变化趋势相一致。华南晚二叠世碳酸盐岩碳同位素旋回可分为两个三级旋回,与两个三级海平面变化响应,其中吴家坪晚期和长兴期组成了一个三级旋回。华南长兴期识别出了三个四级碳同位素地层旋回可能与四级海平面变化旋回相对应。华南晚二叠世碳同位素旋回记录了全球海平面变化的信息:高值区和高海平面相对应,而低值区和低海平面相对应。

**关键词** 华南晚二叠世 碳同位素 海平面变化

**第一作者简介** 李玉成 男 34岁 副研究员、博士后 环境同位素地球化学

## 1 前言

一百多年以来,海平面在地质时期的变化一直是地质学家最关心的问题,传统的方法一般将造山运动与海平面升降相联系。50年代以来,第四纪深海钻孔岩芯中有孔虫壳体的氧同位素组成的研究<sup>[1,2]</sup>揭示了受地球轨道力驱动的冰期间冰期旋回,以及由此导致的全球海平面升降变化。近年来,层序地层学研究的广泛开展<sup>[14]</sup>,致使与之相关的海平面变化研究受到特别的关注。华南古生代主要为碳酸盐岩地层,岩性单调,开展层序地层研究,识别出海平面变化和旋回有较大的难度。利用生态地层进行海平面变化和层序地层研究是一种可行的方法<sup>[1]</sup>,但恢复出的海平面变化是相对的,可能是全球海平面与区域构造相叠加的结果。考虑到全球海平面变化是影响海水同位素组成的重要因素,因此在一定的条件下,碳酸盐岩碳氧同位素可能是海平面变化的重要替代指标。如 Williams 利用中新生的氧同位素地质事件记录来恢复了二、三级海平面变化,并与层序地层研究相比较,认为它们之间具较好的一致性,仅在海平面变化幅度上有差别<sup>[2]</sup>。最近中生代地层的碳同位素研究<sup>[16]</sup>以及早古生代志留纪腕足类化石碳氧同位素的研究<sup>[20]</sup>,皆发现碳同位素演化事件与海平面变化密切相关。与中生代相比,古生代的碳同位素和海平面变化关系的研究相对较

少,本文系统研究华南二叠-三叠纪过渡时期的碳同位素与海平面变化关系,尝试性探讨灰岩地层中恢复海平面变化的方法。

## 2 地质背景和研究剖面选择

华南二叠纪沉积相分异明显,沉积作用的分带性大致表现为中部正常海相的含蜓碳酸盐岩沉积区,两侧的陆源碎屑含煤沉积区;两沉积区之间,为一套含局限海菊石的硅泥质沉积<sup>[2,3]</sup>。随沉积相由正常海相灰岩向海陆过渡相含煤岩系的迁移,海水逐渐变浅。与华南晚二叠世晚期的长兴灰岩分布面积相比,晚二叠世早期的吴家坪组含蜓碳酸盐岩沉积分布范围较小,局限于台地中央及海水通道上。而同期的龙潭组含煤岩系分布则较广,表明晚二叠世早期,是广泛的海退时期,而随后的长兴期,含蜓碳酸盐岩面积扩大,至长兴中、晚期,碳酸盐岩分布最广,表明海侵规模此时可能最大<sup>[2,3]</sup>。华南地区的这种区域性海进事件发生在全球性海退背景下<sup>[14, 15, 18]</sup>,导致华南地区具最广布的二叠系和三叠系海相连续地层,为选择合适的研究剖面提供了方便。文中涉及的剖面为华南台地西北部的四川广元上寺剖面、陕西汉中梁山剖面,及台地东北部的浙江长兴剖面和台地内部的江西上高七宝山剖面。这些剖面主要为碳酸盐岩沉积,化石带完整,研究较详细,是进行碳氧同位素地层研究较理想地区。

① 中国科学院兰州地质研究所气体地球化学国家重点实验室基金与中国博士后基金资助。

收稿日期: 1997-09-24 收修改稿日期: 1998-01-19

### 3 华南晚二叠世碳同位素旋回地层

晚二叠世的碳氧同位素组成特征是二叠系碳氧同位素长期演化的结果。在地质历史中,二叠纪的碳酸盐岩碳同位素最富集重碳组分( $^{13}\text{C}$ ),即 $\delta^{13}\text{C}$ 值较大,达 $2\text{‰}$ 以上<sup>[19]</sup>,这种现象可能与大量 $^{12}\text{C}$ 富集在二叠系煤层中有关。华南二叠系碳同位素值也较大,达 $3.4\text{‰}$ 左右<sup>[5]</sup>。栖霞期和茅口期灰岩碳同位素值是二叠系中最高的,尤以茅口灰岩的碳同位素值为最高, $\delta^{13}\text{C}$ 分布为 $+3.2\text{‰}\sim+4.4\text{‰}$ ,平均为 $+3.9\text{‰}$ <sup>[4]</sup>。晚二叠世的碳同位素值开始降低,长兴阶 $\delta^{13}\text{C}$ 是整个剖面中较低的。在上扬子地区,同位素分布特征为:吴家坪灰岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布为 $+3.5\text{‰}\sim+4.2\text{‰}$ ,平均为 $+3.7\text{‰}$ ,而长兴灰岩碳同位素值较低, $\delta^{13}\text{C}$ 值分布为 $+1.6\text{‰}\sim+2.9\text{‰}$ ,平均为 $2.0\text{‰}$ <sup>[4]</sup>,与下扬子地区的长兴阶层型剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值 $+2.3\text{‰}$ 较接近。 $\delta^{13}\text{C}$ 值总体演化趋势类似于二叠纪海平面变化,如 Leven<sup>[18]</sup>将 Tethys 二叠系划分成四个二级层序,以 Kubergandian-Midian 为海侵最大层序,相当于华南栖霞、茅口阶的 $\delta^{13}\text{C}$ 值高值区;而 Dzhulfian-Dorashamian 的层序海侵范围较小,与晚二叠世(吴家坪阶和长兴阶)的 $\delta^{13}\text{C}$ 值降低相应。

#### 3.1 华南晚二叠世碳酸盐岩碳氧同位素演化曲线与海平面变化

碳酸盐的沉积过程中主要记录了古海水的化学体系的信息,沉积盆地中不同部位碳酸盐同位素演化曲线具良好的可对比性,如图 1-2 这样对典型剖面进行深入研究,有可能恢复整个盆地的古海水演化过程。以四川广元上寺剖面为代表的华南晚二叠世的碳酸盐岩碳氧同位素演化曲线<sup>[4]</sup>是逐渐降低的。 $\delta^{13}\text{C}$ 值在吴家坪期为 $+3.2\text{‰}$ ,而至长兴期则降为 $+2.3\text{‰}$ 。这种海水 $\delta^{13}\text{C}$ 值随时间逐渐降低的变化规律,与晚二叠世的全球海平面变化逐渐降低的趋势相一致<sup>[14, 15, 18]</sup>。这种与晚二叠世海平面降低相关的碳同位素值变小的趋势还发现于奥地利的 Carnic Alps 地区<sup>[15]</sup>、格陵兰的 Spitsbergen 地区<sup>[13]</sup>和巴基斯坦的 Salt range 地区<sup>[11]</sup>,因此,就碳同位素背景演化曲线而言,它具有全球的一致性,可能反映了全球大范围的海平面变化规律。华南长兴期碳酸盐沉积面积的扩大是全球海退背景下的局限海侵形成的,长兴期碳同位素可能记录了全球海平面降低的信息,因而与吴家坪期相比,长兴期碳同位素平均

值较低。

在生物和岩石地层框架中研究广元上寺二叠/三叠系碳酸盐岩碳同位素的演化规律发现:早三叠世初可识别出一个旋回 G1 晚二叠世的氧碳同位素曲线显示内部有二个低值区,将曲线分成三段:吴家坪组为一段,大隆组上、下部分各为一段。结合华南晚二叠世生物群面貌的更替历史,以及沉积分异和相迁移规律,尤其是含煤地层分布特征,如相当于牙形刺 *Clarkina orientalis* 带的底部,在苏浙皖广泛发育着 C 煤层,四川南部和贵州西部广泛分布的 C<sub>18-19</sub> 煤层<sup>[3]</sup>,这些和广元上寺剖面吴家坪组顶部 (*Clarkina orientalis* 带底)的碳氧同位素低值区相对应,可能处于低海平面时期。因此本文认为:晚二叠世有两个完整的较高级别的碳氧同位素旋回,在吴家坪组范围内,相当于早、中吴家坪期,为一个完整的旋回 LPI;另外在大隆组范围内,相当于吴家坪晚期和长兴期的沉积,即以两个牙形刺带 *Clarkina orientalis* Z 以及 *Clarkina subcarinata* ~ *C. changxingensis* Z. 所跨越的碳酸盐岩地层为另一个完整的旋回 LPII 在大隆组内碳氧同位素高级旋回内,因低值区的分隔,可再细分为两个旋回,拟看成是次级旋回。长兴阶为其中的一个次级旋回。

#### 3.2 旋回级别的判断

参考前人研究层序地层与海洋平面变化之间的关系<sup>[14, 18, 21]</sup>,把“层序”与三级海平面旋回相对应,其跨越的年代为 2~3 百万年;而“亚层序”则对应于四级旋回,其跨越的年代为 1~1.5 百万年<sup>[1, 14]</sup>。结合华南晚二叠世吴家坪与长兴阶的地质历史约为 10 百万年<sup>[1]</sup>,以及该时期华南沉积发育史和古生态组合变化<sup>[1, 2, 3]</sup>,将碳同位素记录的两个较高级旋回,即吴家坪早-中期旋回(LPI)和吴家坪晚期-长兴期旋回(LPII)各定为一个三级碳同位素旋回地层,与三级海平面变化旋回相对应是符合地质实际的。这样长兴期的次级旋回,定为四级旋回,与四级海平面变化相当。

#### 3.3 长兴阶层型剖面的碳同位素曲线记录的海平面变化

记录华南长兴阶碳同位素演化较完整的剖面为浙江长兴煤山 D 剖面,即华南长兴阶层型剖面。长兴阶层型剖面主要为泥晶灰岩组成,其高分辨率碳同位素地层曲线,清楚地显示出长兴阶顶、底为碳同位素低值区,其中 P/T 界线附近碳同位素强烈负异常。同位素值构成了低-高-低的完整旋回。长兴

阶内部的两次碳同位素低值异常区又将长兴期曲线分隔成三段,每段组成了完整的碳同位素地层次级旋回,文中判定为四级旋回。这种碳同位素的演化规律在华南可能有普遍意义,如图 2 所示。在晚二叠世碳同位素演化的背景上探讨华南长兴阶的碳同位素曲线的变化规律发现:在晚二叠世两次三级碳同位素地层旋回中,长兴阶的碳同位素旋回只相当于其中一部分;长兴阶碳同位素的三个四级旋回和吴家坪晚期的一个四级旋回刚好组成了完整的三级旋回,即吴家坪晚期至长兴期三级旋回。在江西上高七宝山,该 LPⅡ旋回恰好相当于长兴组的沉积旋回。

长兴阶层型剖面的碳同位素变化曲线,与生物的分异度变化曲线<sup>[1]</sup>、CaCO<sub>3</sub> 百分含量<sup>[8]</sup>有相关关系,可能都是对海平面变化的响应。碳酸盐含量的增加与生物分异度的高值一般与高海平面相对应,相应位置的碳酸盐岩碳同位素为高值区。长兴阶层型剖面的微相研究表明:由下至上海水深度呈低-高-低变化趋势<sup>[9]</sup>,与碳同位素背景变化曲线能较好地对应起来。长兴阶层型剖面的高分辨率的碳同位素演化曲线,在上述的背景变化中,又识别出更细致的次级环境变化规律。

深入研究长兴阶层型剖面下部的长兴早期碳同位素四级旋回,发现旋回内部同位素变化与生物组合和沉积特征以及 B 丰度变化<sup>[10]</sup>能较好地对应。

该旋回底部为碳同位素值低值区, B 丰度较低,而相应的沉积为海侵冲刷基底而带来砾屑,形成了含砾屑的白云质灰岩,碎屑成分为胶磷矿及泥质粉砂灰泥岩,产腕足类化石,表明海水可能较浅;随时间演化,同位素值呈锯齿状上升。灰岩中泥质成分减少,而 B 丰度和硅质成分增加,蜓与鱼等动物迁入,表示海平面的逐渐升高,形成了海进体系域沉积。

长兴早期四级碳同位素旋回的中部为高值区, B 丰度较高。沉积薄层-中层的生物碎屑灰岩夹硅质条带,化石丰富,有蜓、菊石、鱼类等化石,生物的丰度与分异度较高,代表高海平面时期,形成了高水位体系域的沉积。

长兴早期四级碳氧同位素旋回的上部,氧碳同位素值由高值区逐渐降低至低值区。旋回顶部,相当于第 12 层顶<sup>[1]</sup>,碳同位素曲线处于最低值区中,其地层主要由中、薄层生物屑微晶灰岩组成,水平层理发育,见沿层断续分布的长椭圆状空洞,可能是低水位沉积的标志。化石丰度和分异较低,以非蜓有孔虫和牙形刺为主,表明海平面降低,为低水位期沉积。

同样是碳同位素四级旋回,与长兴中、晚期的四级碳同位素旋回相当的沉积地层,岩性旋回规律不明显。就华南地区而言,长兴中期的碳同位素四级旋回的  $\delta^{13}\text{C}$  值都具有较高值,与华南长兴中期海侵范围最大相应。但在该四级旋回的低值区,可能为低海平面时期,而岩石形成的浅水证据不明显,这可能表明长兴中晚期华南区域沉降的累加幅度超出全球海平面降低幅度,因而海退不明显。这与碳同位素演变曲线可能反映了全球海平面变化信息的观点是相符合的。

总之,同位素高值区对应高海平面,形成高水位体系域沉积;而低值区则对应低海平面,形成低水位体系域或陆架边缘体系域沉积;同位素由低值升向高值的同位素值增高区,与海平面上升相对应,形成海进体系域沉积。

## 4 华南晚二叠世碳循环和海平面变化

### 4.1 碳同位素低值区形成可能原因

碳酸盐  $\delta^{13}\text{C}$  值偏小与海平面变低的海退期相对应,其原因可能是:大陆架上的有机质大量冲刷出露,氧化成富集  $^{12}\text{C}$  的  $\text{CO}_2$ ,并进入海水的  $\text{CO}_2 - \text{HCO}_3^- - \text{CaCO}_3$  系统中,导致碳酸盐碳同位素向负值方向移动。与此同时,河流也可能带入陆源有机质,这些有机质不能被有效地保存,氧化成富集  $^{12}\text{C}$  的  $\text{CO}_2$  加入到海水中,由于陆源有机质氧化来源碳加入,使碳酸盐碳同位素值在较低的背景上变得更低,导致碳同位素值的变化幅度加大。因此,华南碳酸盐岩碳同位素地层曲线上低值区都较明显。

### 4.2 碳同位素高值区形成的可能模型:

华南晚二叠世至早三叠世初的碳酸盐岩碳同位素高值区形成于高海平面环境。高海平面时,与外海的水交换较通畅,陆表海水与广海的碳同位素组成相似。在海进期至高海面时,生物繁盛,藻类物质等光合作用导致大量的  $^{12}\text{C}$  储存在生物有机体中,并且有机物质能迅速有效地保存,这个过程中如果伴随蒸发作用,又有相当部分的  $^{12}\text{C}$  优先进入气相中逃逸,这些过程都造成海水的碳同位素富集重组分,导致碳酸盐的碳同位素向正值方向移动。海平面上升,陆地后退,陆源有机质的影响变小,这可能是碳同位素高值区与高海平面相应的另一个重要原因。

就碳同位素曲线上的异常高值而言,可能是全球高海平面期,生物初始生产率较高,大量轻碳同位素富集于生物体中,海平面上升及其他因素综合导

致了缺氧事件的发生,使大量有机质有效保存,造成了碳酸盐的碳同位素值变大。这种  $\delta^{13}\text{C}$  值增大,与海平面上升层位相对应的现象也发现于中新世及白垩纪,碳酸盐碳同位素地层曲线上的  $\delta^{13}\text{C}$  (峰值可能指示全球富含有机质层位<sup>[16]</sup>,与微量元素丰度研

究相结合,有可能恢复沉积物中原始有机质丰度,这在油气勘探中有较重要的意义。

### 4.3 二叠-三叠系界线附近的 $\delta^{13}\text{C}$ 值负漂移的形成环境

华南晚二叠世碳酸盐岩碳氧同位素地层旋回这

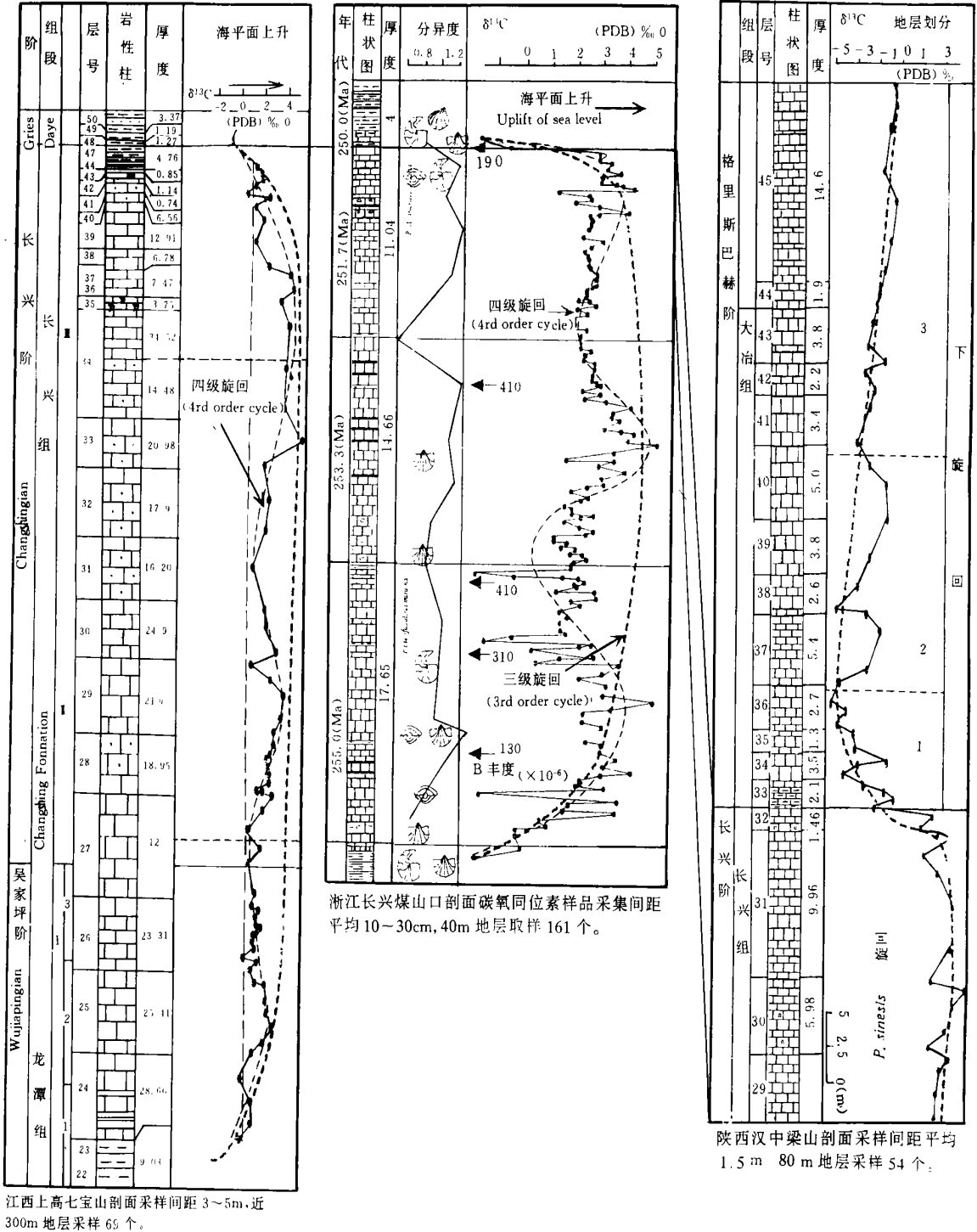


图 2 华南晚二叠世长兴阶灰岩碳同位素旋回地层对比

Fig. 2 Carbon isotope cyclostratigraphic correlations in Changhsingian Limestones from South China

种背景演化,与全球海平面变化密切相关,这种变化是渐变的。叠加在该背景演化之上的碳同位素的异常变化,可能反映了海水表层的生物初始生产率的异常变化。以二叠-三叠系界线为例,界线附近的  $\delta^{13}\text{C}$  值负漂移幅度达 8‰,这可是主要是生物集群绝灭引起的。一般情况下,海水表层因生物光合作用而形成的碳同位素高值,而下部水体的碳同位素值较低。生物集群绝灭形成了“死劫难海 (Strangelove ocean)”,海水的碳同位素的分布梯度也随之消失,海水的碳同位素值均一化,并接近河流来源的碳同位素组成特征,因而大量富集  $^{12}\text{C}$ ,导致碳同位素向负值方向剧烈漂移<sup>[17]</sup>,形成碳同位素强烈负异常。

## 5 结论

华南晚二叠世的碳酸盐岩的碳同位素变化曲线是逐渐降低的,与全球海平面变化相一致。华南晚二叠世碳同位素旋回可明显分为两个三级旋回。其中吴家坪早、中期为一个,吴家坪晚期和长兴期为另一个三级旋回,包括长兴期三个四级碳同位素地层旋回。华南晚二叠世的碳同位素变化可能反映了三级、四级海平面的变化规律,这种解释是符合华南地质实际的。灰岩碳同位素高值区和高海平面相对应,而低值区和低海平面相对应。碳同位素曲线显示长兴期海平面低于吴家坪期,与全球记录相符,可能表示碳同位素记录的海平面变化具全球性。在全球海退背景上形成的长兴灰岩,其沉积面积的扩大,可能是区域沉降造成的。而华南 P/T 界线地层除发现与生物绝灭相关的碳同位素突然强烈负漂移外,还存在较长时间的碳同位素低值区,这可能表明此时为低海平面时期。

致谢: 本文是在盛金章院士和周祖仁研究员的指导下完成的,徐永昌研究员在选题和研究过程中给予很大的帮助,文启彬研究员完成质谱测试样品,后期工作得到张忠英教授指导及中国博士后科学基金的支持,在此深表感谢。

## 参 考 文 献

- 1 殷鸿福,丁梅华,张克信等. 扬子区及其周缘东吴一印支期生态地层学. 北京: 科学出版社, 1994. 249- 283
- 2 周祖仁,朱德寿,李富玉等. 华南二叠纪茅口期的边缘海及菊石. 古生物学报, 1995, 34(5): 525- 548
- 3 王立亭,陆彦邦,赵时久等. 中国南方二叠纪岩相古地理与成矿作用. 北京: 地质出版社, 1994. 1- 137
- 4 黄思静. 上扬子二叠-三叠系初海相碳酸盐岩的碳同位素组成与古生物绝灭事件. 地球化学, 1994, 23(1): 60- 67
- 5 陈锦石,闻传芬,钟华. 古生代海洋碳同位素演化. 见: 欧阳自远主编,中国矿物岩石地球化学新进展(二). 兰州: 兰州大学出版社, 1994. 350- 351
- 6 李子舜,詹立培,戴进业等. 川北陕南二叠-三叠纪生物地层与事件地层研究. 地质专报(二), 地层古生物, 第 9 号. 北京: 地质出版社, 1989. 1- 36- 171
- 7 范嘉松,齐敬文,周铁明等. 广西隆林二叠纪生物礁. 北京: 地质出版社, 1990. 1- 118
- 8 陈锦石. 稳定同位素地层学. 见: 吴瑞棠,张守信等编. 现代地层学. 武汉: 地质大学出版社, 1989. 70- 92
- 9 杨万容,江纳言. 浙江长兴长兴组和二叠-三叠系界线的沉积特征及微相. 中国南部的长兴阶和二叠系与三叠系之间的界线. 南京地质古生物所丛刊, 1981. 113- 138
- 10 何锦文. 长兴阶层型剖殷坑组底部的粘土矿物-兼论二叠/三叠系分界. 地层学杂志, 1981, 5(3): 197- 207
- 11 Baud A, Atudorei V, Sharp Z. The Upper Permian of the salt range area revisited: new stable isotope data. *Permophiles*, 1995, (27): 39- 41.
- 12 Emiliani C, Shackleton N J. The Brunhes epoch: Isotopic palaeotemperatures and geochronology. *Science*, 1974, 183: 511- 514
- 13 Gruszczynski M, Halas S, Hoffman A, et al. Brachiopod calcite record of the oceanic carbon and oxygen isotope shifts at the Permian/Triassic transition. *Nature*, 1989, 337: 64- 68
- 14 Haq U B, Hardenbol J, Vail P R. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 1987, 235: 1156- 1167
- 15 Holser W T, Schonlaub H P, Attrep M, Boeckelmann K, Klein P, Magaritz M, et al. A unique geochemical record at the Permian/Triassic boundary. *Nature*, 1989, 337: 39- 44
- 16 Jenkyns H C, Gale A S, Corfield R M. Carbon and oxygen-isotope stratigraphy of the English Chalk and Italy Scaglia and its palaeoclimatic significance. *Geol. Mag.*, 1994, 131(1): 1- 34
- 17 Kump L R. Interpreting carbon-isotope excursions: strangelove oceans. *Geology*, 1991, 19: 299- 302
- 18 Leven E Ja. Main events of Tethyan Permian history and fusulinids. *Permophiles*, 1992, 20: 23- 25
- 19 Veizer J, Fritz P, Jones B. Geochemistry of brachiopods: Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic ocean. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1986, 50: 1679- 1696
- 20 Wenzel B, Joachimski M M. Carbon and oxygen isotope composition of Silurian brachiopods (Gotland/Sweden): palaeoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1996, 122: 143- 166
- 21 Williams D F. Evidence for and against sea-level changes from the stable isotopic record of the Cenozoic. In Wilgus C K, et al, eds. *Sea-level Changes: an integrated approach*. Soc. Econ. Palaeontol. Mineral Spec. Publ., 1988, 42: 31- 36

(Continued on page 65)