

藏北措勤盆地早白垩世 Aptian-Albian 浅水碳酸盐岩碳同位素组成及其意义*

朱井泉^{①**} 李永铁^② 江茂生^① 陈代钊^①

(①中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029; ②中国石油勘探开发研究院遥感地质研究所, 北京 100083)

摘要 藏北措勤盆地早白垩世 Aptian-Albian 台地型浅水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布于 2.48‰~5.46‰ 之间, 平均值为 3.93‰. 不仅具有正偏移特征, 而且比具有较高 $\delta^{13}\text{C}$ 值的同期深水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值还平均偏高 1.17‰. 研究表明其成因为, 首先在全球大洋缺氧事件背景下, 有机质的高速埋藏使海洋总溶解碳库中 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高, 致使所有海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值普遍升高; 然后在具有分层结构的古海洋中因经历不同的碳同位素分馏作用而造成浅水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显高于深水碳酸盐岩的该值.

关键词 浅水碳酸盐岩 稳定碳同位素 古海洋 Aptian-Albian 措勤盆地

自 Schlanger 等^[1]首次提出“大洋缺氧事件”(OAE)模式用以解释早白垩世 Aptian-Albian (115~103 Ma)和晚白垩世 Cenomanian-Turonian (95~88 Ma)全球性分布的黑色页岩成因以来, 缺氧事件及其响应特点一直是地学界关注的热点. 迄今为止, 国内外学者已对这两个缺氧事件, 尤其是 Cenomanian-Turonian 缺氧事件的沉积和地球化学响应进行了广泛研究. 大量资料表明, 这些缺氧事件对应于海洋生物大规模灭绝^[2]、大规模有机碳埋藏和碳同位素正偏移^[3,4].

在我国西藏提斯域, 白垩纪海相沉积广泛发育. 既有分布于藏南的广海相黑色页岩和较深水相碳酸盐岩, 也有分布于藏北的台地型浅水碳酸盐岩^[5~9]. 这些构成对白垩纪 OAE 响应特点研究的良好场所.

国内外研究现状有如下两大特点: (1) 对白垩纪 OAE 研究较多集中于 Cenomanian-Turonian^[3,4,10,11], 而对延续时间更长的 Aptian-Albian 关注较少; (2) 对碳同位素偏移的研究也仅限于深水碳酸盐岩^[12], 而对分布更广的浅水碳酸盐岩缺乏研究. 鉴于这些并考虑到 Aptian-Albian 浅水碳酸盐岩在藏北地区广泛分布的有利条件, 本文以藏北措勤盆地 Aptian-Albian 台地型浅水碳酸盐岩为对象, 对其碳同位素成因及与 OAE 时期的古海洋关系进行解剖研究.

1 地质背景

在大地构造区划上, 一般以三条著名的缝合带为界将青藏高原自南而北分为四大地块^[13,14], 即喜马拉雅地块、冈底斯-念青唐古拉地块、羌塘-昌都地块和可可西里-巴颜喀拉地块. 措勤盆地位于冈底斯-念青唐古拉地块之上、雅鲁藏布江和班公错-怒江缝合带之间, 面积 10

2002-09-20 收稿

* 中国石油天然气集团公司“九五”科技工程项目资助

** E-mail: jqzhu@mail.igcas.ac.cn

余万平方公里。

措勤盆地在白垩纪古地理上属于东特提斯海一部分^[6]。在早白垩世 Aptian-Albian 时期, 由措勤盆地及其南界雅鲁藏布江缝合带构成一套完整的沟、弧、盆体系^[7] (图 1)。沿雅江缝合带分布的为洋底盆区, 沉积物以蛇绿岩套发育为特征。赵政章等^[15]将措勤盆地划分为三个古地理(地层)分区: 南缘呈一狭长带状分布的为弧前盆区(日喀则地层分区), 发育了沿斜坡至半深海环境分布的巨厚复理石沉积; 往北为冈底斯火山弧区(措勤-申扎地层分区), 主要由中-酸性火山岩、火山碎屑岩偶夹陆源碎屑岩和灰岩组成, 该区在早白垩世主要为隆起区; 盆地的整个北半区为弧后盆区(木嘎岗日-班戈地层分区), 为广泛的碳酸盐台地和滨浅海环境。

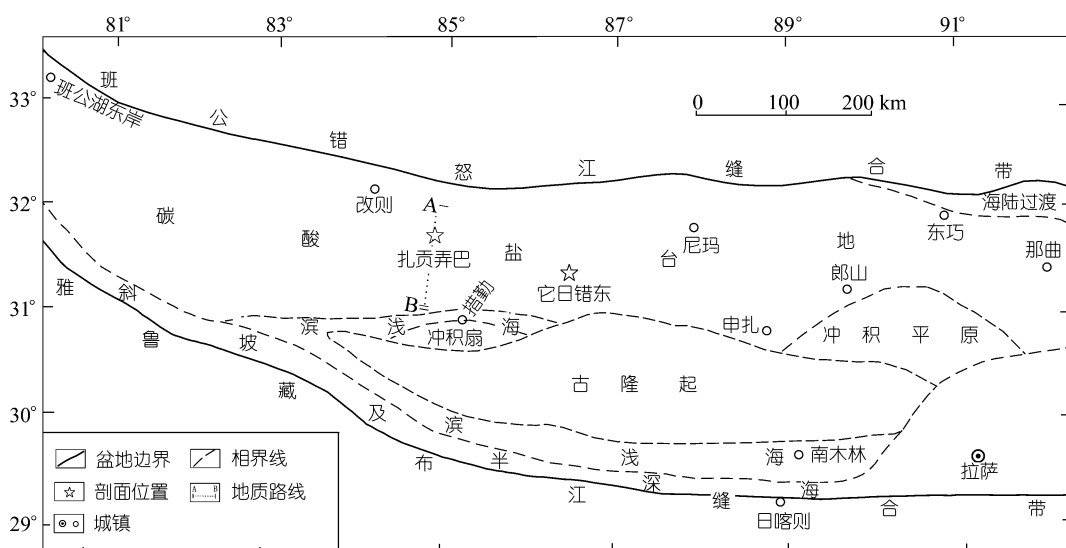


图 1 措勤盆地早白垩世 Aptian-Albian 古地理图

在弧后盆区, 早白垩世早期(Aptian 之前)主要为海陆过渡环境, 沉积了以含煤碎屑岩系为特征的多尼组川巴段。至 Aptian, 随着海平面波动上升, 发育了以潮坪相碎屑岩和台地相碳酸盐岩交互沉积为特征的多尼组多巴段。至 Albian, 随着特提斯海平面上升至高位, 该区普遍为碳酸盐台地环境, 沉积了巨厚的郎山组碳酸盐岩。在 Albian 之后, 随着区域海平面的快速下降, 海水由东向西退出盆地, 沉积环境变为以冲积相为主、并发育以紫红色碎屑岩为特征的晚白垩世竞柱山组^[8,15]。

多尼组多巴段和郎山组在盆地中厚度变化很大, 前者为 200~1800 m, 后者为 300~4000 m, 但岩性及生物组合特征在各地基本相似。在岩性上, 多尼组多巴段主要为灰岩和碎屑岩互层, 局部夹白云岩、火山岩或火山碎屑岩; 而郎山组则以灰岩为主, 局部夹细碎屑岩与火山岩或火山碎屑岩。多尼组多巴段和郎山组的生物化石较为丰富, 以海相有孔虫、珊瑚、双壳类、腹足类为主, 并见有少量棘皮、腕足和菊石等^[15]。表明海水盐度正常、与广海沟通良好。虽然在多尼组多巴段偶见薄层白云岩, 但研究表明其为成岩期混合水成因, 而非同生期海水浓缩的产物。

2 样品采集与分析方法

样品采集于措勤盆地两条实测剖面 and 一条地质踏勘路线上(图 1)。其中, 扎贡弄巴剖面位

于改则县洞措区扎贡弄巴沟, 它日错东剖面位于尼玛县它日错(湖)东侧, 而地质踏勘路线则位于洞措-仲巴沿线(图 1 中 A-B). 实测剖面上多尼组多巴段与郎山组出露齐全、厚度适中、层序界线明晰、碳酸盐岩较为发育(图 2). 采样原则是既考虑能够控制所有主要碳酸盐岩层段, 又考虑样品的大致等间距分布, 尽量保证其代表性.

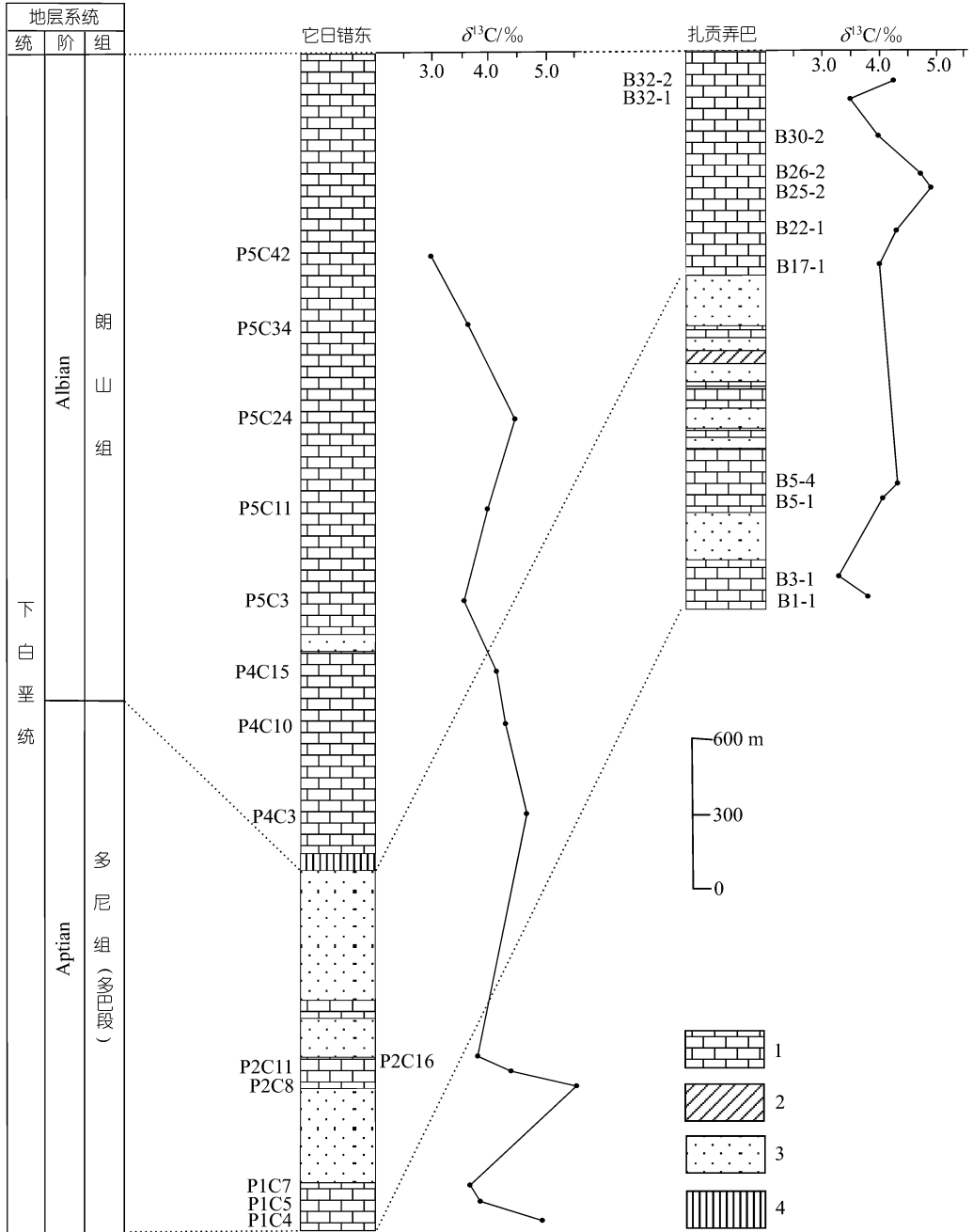


图 2 措勤盆地早白垩世 Aptian-Albian 浅水碳酸盐岩剖面及样品分布
1. 灰岩; 2. 白云岩; 3. 碎屑岩; 4. 火山碎屑岩

为保证样品能尽可能代表原始海水的同位素组成, 避免成岩蚀变的影响, 对野外原样在室内处理中首先剔除了各种含亮晶胶结物灰岩、结晶灰岩和白云化灰岩, 选择仅由泥晶方解石和未蚀变生物碎屑组成的泥晶灰岩、生屑泥晶灰岩和泥晶生屑灰岩; 之后, 利用阴极发光法^[16]和氧同位素法^[17]对样品进行了进一步筛选, 最终获得 30 件可信样品。

碳同位素分析在中国科学院地质与地球物理研究所稳定同位素实验室进行。CO₂的制备采用正磷酸分解法, 反应温度为 25℃, 平衡时间为 12 h。其后将生成的 CO₂ 在 MAT252 质谱仪上进行同位素测试。测试结果以 PDB 标准给出, 单个测试结果重复精度高于 0.08‰。

3 结果与讨论

碳同位素分析结果列于表 1。从中可知, 措勤盆地早白垩世 Aptian-Albian 浅水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值分布于 2.48‰~5.46‰之间, 平均值为 3.93‰。这些数值虽有大小变化, 但无论从两条实测剖面间看还是从两个组(段)间看, 并无规律性跳跃变化(图 2)。

表 1 措勤盆地早白垩世浅水碳酸盐岩碳、氧同位素组成

样号	采样位置	层位	时代	岩性	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}(\text{PDB})$	$\delta^{18}\text{O}/\text{‰}(\text{PDB})$
B1-1				泥晶灰岩	3.67	-6.12
B3-1		多巴段		泥晶灰岩	3.15	-8.26
B5-1		多尼组	Aptian	泥晶生屑灰岩	3.96	-8.20
B5-4				生屑泥晶灰岩	4.20	-6.27
B17-1	扎贡弄巴 剖面			泥晶生屑灰岩	3.91	-7.78
B22-1				泥晶灰岩	4.17	-5.56
B25-2				泥晶灰岩	4.75	-6.91
B26-2		郎山组	Albian	生屑泥晶灰岩	4.61	-7.52
B30-2				泥晶灰岩	3.89	-7.60
B32-1				泥晶灰岩	3.47	-6.49
B32-2				泥晶灰岩	4.18	-6.94
P1C4				生屑泥晶灰岩	4.82	-5.76
P1C5				生屑泥晶灰岩	3.71	-5.31
P1C7		多尼组		生屑泥晶灰岩	3.53	-5.63
P2C8		多巴段	Aptian	生屑泥晶灰岩	5.46	-6.39
P2C11				生屑泥晶灰岩	4.27	-7.67
P2C16				生屑泥晶灰岩	3.69	-6.73
P4C3	它日错东 剖面			泥晶灰岩	4.54	-6.48
P4C10				泥晶生屑灰岩	4.24	-6.30
P4C15				生屑泥晶灰岩	4.07	-7.69
P4C3		郎山组	Albian	生屑泥晶灰岩	3.52	-6.09
P5C11				生屑泥晶灰岩	3.95	-5.87
P5C24				生屑泥晶灰岩	4.44	-5.66
P5C34				生屑泥晶灰岩	3.55	-5.11
P5C42				生屑泥晶灰岩	2.81	-6.11
C005				生屑泥晶灰岩	3.16	-5.87
C006				泥晶灰岩	3.55	-6.09
C078	地质路线 A~B	郎山组	Albian	生屑泥晶灰岩	3.61	-7.85
C091				泥晶灰岩	2.48	-7.57
C184				泥晶灰岩	4.55	-5.03

一般情况下, 正常海水无机碳库的 $\delta^{13}\text{C}$ 值为 0 ‰。相应地, 在碳同位素大致平衡状态下

形成的海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值也应接近于 0‰ ^[18]. Keith 等^[19]统计了寒武纪以来海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值, 平均为 0.56‰ , 接近于 0‰ ; 而发生过两次缺氧事件的白垩纪碳酸盐岩的平均 $\delta^{13}\text{C}$ 值则为 1.05‰ , 总体具有正偏移特征. 在全球范围内, 广为关注的 Cenomanian-Turonian 缺氧事件段内碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均正偏移量介于 $1.5\text{‰}\sim 2.0\text{‰}$ ^[4], 而我国藏南同期较深水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值平均正偏移了 1.56‰ ^[10]. Scholle 等^[12]对环大西洋和西特提斯域分布的白垩纪深水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值进行了大量分析研究. 结果表明, 在 Aptian-Albian 缺氧事件段沉积的深水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值介于 $1.45\text{‰}\sim 4.33\text{‰}$ 之间, 158 件样品的平均值为 2.76‰ .

与上述所有碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相比, 措勤盆地早白垩世 Aptian-Albian 浅水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏高, 甚至比具有最高 $\delta^{13}\text{C}$ 值的 Aptian-Albian 深水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值还平均偏高 1.17‰ . 研究认为, 这种高 $\delta^{13}\text{C}$ “异常”值特征可能与白垩纪 OAE 时期的有机-无机碳同位素循环及古海洋分层结构有关.

在碳同位素循环方面, 由于自然界的碳主要集中于有机质和碳酸盐岩两大碳库内, 而其 $\delta^{13}\text{C}$ 值又相差很大, 一般分别为 -25‰ 和 0‰ 左右, 因而在造成海相碳酸盐岩碳同位素变化的各种因素中, 尤以沉积时有机碳被氧化或埋藏的相对数量最为重要^[20,21]. 若有机碳的相对埋藏量大于氧化量时, 因更多的 ^{12}C 进入埋藏的有机碳中, 从而使同期海相碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值向正的方向移动(正偏移), 反之则向负的方向移动(负偏移). 在早白垩世 Aptian-Albian 期间, 由于发生全球性大洋缺氧事件, 海洋中普遍分布有厚层的最小含氧带(oxygen minimum layer 或 OML), 从而使大量的有机碳得以保存并埋藏, 形成了遍布全球的富有机碳沉积. 比如全球深海钻探项目(DSDP)^[1]曾揭示, 在太平洋、大西洋、印度洋和加勒比海, 广泛分布有白垩纪 Aptian-Albian 和 Cenomanian-Turonian 富有机碳沉积层, 其有机碳含量一般 $> 2\%$, 最高可达 28.7% . 与此同时或稍后, 在环加勒比海、西特提斯域以及北美墨西哥和美国德克萨斯等地的地表露头剖面上, 也发现这种白垩系富有机碳沉积层, 其有机碳含量多 $> 1\%$, 最高也可达 18.5% . 而在我国藏南的岗巴、定日等地以及印度北部地区, 则发现了广泛分布的 Aptian-Albian 富有机碳黑色泥页岩层^[15,1]. 对 9 件泥岩样品分析表明, 其原始有机碳含量平均为 2.64% ^[22]. 这充分说明, 在白垩纪 OAE 时期, 确有大量的有机碳被高速埋藏. 而这些有机碳的高速埋藏, 必然使得海洋总溶解碳(TDC)库中的 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生变化^[4](^{12}C 的减少和 ^{13}C 的增加), 从而又必然导致与海水大致处于碳同位素平衡的碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值发生正偏移^[23]. 这正是早白垩世 Aptian-Albian 和晚白垩世 Cenomanian-Turonian 碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值普遍偏高的首要原因.

但是, 为什么措勤盆地 Aptian-Albian 浅水碳酸盐岩与 Scholle 等^[12]报道的同期深水碳酸盐岩相比, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 值还要偏高 1.17‰ 呢? 其原因可能除了上述因素外, 还与白垩纪 OAE 时期古海洋的分层结构及其碳同位素分馏作用有关.

Schlanger 等^[1]将白垩纪 OAE 时期的上部海水分为上下两带: 上带为高碳产率的混合带(HCML), 其水深一般小于 300 m . 在上升洋流发育地区, 其水深甚至可小于 50 m . 台地型浅水碳酸盐岩为该带产物. 下带为最小含氧带(OML), 其水深下限最多可达 3000 m . 深水碳酸盐岩和富有机碳沉积层为该带产物. 在白垩纪 OAE 时期, 由于洋中脊体积的急剧增大和全球气候温暖平稳, 全球海平面快速上升并达到地史最高点^[1,24,25](平均比现今海平面高 300 m 以上). 因海平面上升, 低洼的海岸平原被淹没, 新生成的小于 300 m 的陆缘海达 $35 \times 10^6\text{ km}^2$, 使得浅

1) 岳来群. 北喜马拉雅地区早白垩世沉积特征及盆地构造演化研究. 中国地质大学博士学位论文. 2001

海面积与全球洋面之比上升到 0.16 : 1 (现今该比例为 0.03 : 1)。由于海洋中有机碳主要是在 < 200 m 的光照层中通过浮游生物的大量繁殖而形成, 故浅海面积的急剧扩大使有机碳的产率大大增加。而有机碳产率的增加, 又会因光合作用从浅层海水中(HCML 带)选择性地汲走轻碳同位素(^{12}C), 从而引起 HCML 带无机碳库 $\delta^{13}\text{C}$ 值的上升, 并在浅水碳酸盐岩中留下记录。而在 OML 带中, 由于当时全球气候温暖平稳, 来自两极的冷的充氧底水补充不足, 使之基本呈还原状态。从上带落下的有机碳在被埋藏之前, 至少一部分会因细菌微生物降解作用的影响, 释放出富 ^{12}C 的 CO_2 , 从而使得 OML 带的无机碳库的 $\delta^{13}\text{C}$ 值相应下降, 并在深水碳酸盐岩中留下记录。

在解释我国上扬子地区震旦纪~早寒武世浅水碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值较深水碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 值明显偏高的现象时, Lambert 等^[26]和李任伟等^[27]也曾分别提出过与上述模式类似的古海洋及碳同位素的分层结构模式。这一方面说明前述模式的可信性, 另一方面也表明这种古海洋分层结构模式具有其普遍适用性。

4 结论

通过对藏北措勤盆地早白垩世 Aptian-Albian 台地型浅水碳酸盐岩碳同位素组成研究, 可以得到如下结论:

(1) 与深水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值对全球大洋缺氧事件的响应特点类似, 浅水碳酸盐岩的 $\delta^{13}\text{C}$ 值在全球大洋缺氧事件期间也具有正偏移特征, 而且正偏移幅度更大(平均 > 1‰)。

(2) 造成浅水碳酸盐岩上述 $\delta^{13}\text{C}$ 组成的原因是, 它一方面受到了 OAE 时期因有机碳高速埋藏而引起的海洋总溶解碳库 $\delta^{13}\text{C}$ 值升高的影响; 另一方面又得到了 HCML 带中因浮游生物选择性汲碳(^{12}C)而致使无机碳库 $\delta^{13}\text{C}$ 值上升的叠加。

致谢 野外剖面测制和样品采集由陈清华和张振利协助完成, 谨致衷心感谢。

参 考 文 献

- 1 Schlanger S O, Jenkyns H C. Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 1976, 55(3-4): 179~184
- 2 Raup D M, Sepkoski J J. Mass extinctions in the marine fossil record. *Science*, 1982, 215: 1501~1503
- 3 Schlanger S O, Arthur M A, Jenkyns H C, et al. The Cenomanian-Turonian oceanic anoxic event. I. Stratigraphy and distribution of organic carbon-rich beds and the marine $\delta^{13}\text{C}$ excursion. In: Brooks J, Fleet A J, eds. *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publications 26, London, 1987. 371~399
- 4 Arthur M A, Dean W E, Pratt L M. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian-Turonian boundary. *Nature*, 1988, 335: 714~717
- 5 西藏地质矿产局. 西藏区域地质志. 北京: 地质出版社, 1993. 195~224
- 6 黄汲清, 陈炳蔚. 中国及邻区特提斯海的演化. 北京: 地质出版社, 1987. 1~78
- 7 余光明, 王成善. 西藏特提斯沉积地质. 北京: 地质出版社, 1990. 1~147
- 8 赵政章, 李永铁, 叶和飞, 等. 青藏高原中生界沉积及油气储盖层特征. 北京: 科学出版社, 2001. 14~19
- 9 史晓颖. 藏南珠峰地区侏罗纪晚期至白垩纪早期层序地层序列及沉积环境演化. 见: 第二届全国地层会议论文集. 北京: 地质出版社, 2000. 260~264
- 10 王成善, 胡修棉, 万晓樵, 等. 西藏南部中白垩世 Cenomanian-Turonian 缺氧事件研究. *自然杂志*, 1999, 21(4): 244~246

- 11 胡修棉, 王成善, 李祥辉, 等. 西藏南部 Cenomanian-Turonian 缺氧事件: 有机地球化学研究. 地球化学, 2000, 29(5): 417~424
- 12 Scholle P A, Arthur M A. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: Potential stratigraphic and petroleum exploration tool. AAPG Bull, 1980, 64(1): 67~87
- 13 孙鸿烈. 青藏高原的形成演化. 上海: 上海科学技术出版社, 1996. 10~99
- 14 赵政章, 李永铁, 叶和飞, 等. 青藏高原大地构造特征及盆地演化. 北京: 科学出版社, 2001. 133~179
- 15 赵政章, 李永铁, 叶和飞, 等. 青藏高原地层. 北京: 科学出版社, 2001. 147~177
- 16 黄思静. 海相碳酸盐矿物的阴极发光性与其成岩蚀变的关系. 岩相古地理, 1990, (4): 9~15
- 17 Veizer J. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application. In: Arthur M A, et al, eds. Stable Isotopes in Sedimentary Geology, S E P M Short Course, 1983, 10: 3-1~3-100
- 18 Anderson T F, Arthur M A. Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: Arthur M A, Anderson T F, eds. Stable Isotopes in Sedimentary Geology. Soci Econ Paleont Moner Short Course, 1983. 10: 1~151
- 19 Keith M L, Weber J N. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1964, 28: 1787~1816
- 20 Sundquist E T, Broecker W S. The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archean to Present. AGU, Washington, D C, 1985. 1~529
- 21 江茂生, 朱井泉, 陈代钊, 等. 塔里木盆地奥陶纪碳酸盐岩碳、锶同位素特征及其对海平面变化的响应. 中国科学, D 辑, 2002, 32(1): 36~42
- 22 赵政章, 李永铁, 叶和飞, 等. 青藏高原海相烃源岩层的油气生成. 北京: 科学出版社, 2000. 579~584
- 23 Jenkyns H C, Clayton C J. Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. Sedimentology, 1997, 44: 687~706
- 24 Hays J D, Pitman W C. Lithospheric plat motion, sea level changes and climatic and ecological consequences. Nature, 1973, 246: 18~22
- 25 Wilgus C K, Hastings B S, Kendall C G, et al. Sea-level Changes— An Integrated Approach. Soc Econ Paleotol Mineral Spec Publ, Tulsa, 1988. 42: 1~403
- 26 Lambert I B, Walter M R, Wenlong Z, et al. Paleoenvironment and carbon isotope stratigraphy of Upper Proterozoic carbonates of the Yangtze Platform. Nature, 1987, 325: 140~142
- 27 李任伟, 卢家烂, 张淑坤, 等. 震旦纪和早寒武世黑色页岩有机碳同位素组成. 中国科学, D 辑, 1999, 29(4): 351~357