

藏南海相白垩纪碳酸盐碳稳定同位素演化 与古海洋溶解氧事件*

胡修棉 王成善 李祥辉

成都理工学院沉积地质研究所, 成都 610059

摘要 系统测量藏南白垩纪海相碳酸盐样品的碳稳定同位素,建立了该区白垩纪碳稳定同位素演化曲线. 在与欧洲同期碳酸盐岩对比基础上,发现白垩纪三次正向偏移和两次负向偏移具有良好的全球相关性. Albian-Cenomanian 界线、Cenomanian-Turonian 界线和 Turonian-Coniacian 界线 $\delta^{13}\text{C}$ 正向偏移与该时期的全球大洋缺氧事件相关; Turonian 中期 $\delta^{13}\text{C}$ 负向偏移则是全球缺氧事件造成大规模有机碳埋藏,从而引起温室效应减弱而 Santonian 早期负向偏移对应于富氧事件的发生.

关键词 碳稳定同位素 古海洋事件 溶解氧 白垩纪 西藏南部

近年来研究表明,古海洋溶解氧含量是波动变化的^[1]. 地质历史中,既有溶解氧含量偏低的缺氧时期,也有溶解氧含量偏高的富氧时期^[1]. 本文以“溶解氧事件”来概括溶解氧的这种极端变化(缺氧事件和富氧事件). 溶解氧含量的极端变化对生物的生存和演化以及有机质的氧化和埋藏产生极其重要的影响,起着决定性作用^[2]. 因此,我们可以通过碳稳定同位素($\delta^{13}\text{C}$)偏移来反映与全球碳循环紧密相关的全球性的重大地质事件.

受特提斯洋演化的控制,白垩纪-早第三纪古海洋地质事件的沉积记录在我国只有西藏喜马拉雅地区才有完好保存. 从全球古海洋学角度来考虑,特提斯西段白垩纪的古海洋事件,也应在本区的海洋沉积中寻到踪迹. 因此,研究该区白垩纪海相碳酸盐碳稳定同位素与古海洋事件,对于认识和研究特提斯洋白垩纪古海洋演化具有重要的意义.

1 区域地质背景

研究区位于特提斯喜马拉雅藏南地区,分特提斯喜马拉雅南带和特提斯喜马拉雅北带(下分别称为南带和北带).

南带相当于定日-岗巴地区,白垩纪时期属于印度板块北缘被动陆缘盆地,长期处于稳定的浅海陆棚沉积环境^[3]. 地层由下而上划分为6个组^[4]. 东山组(? Berriasian-Aptian 期)岩性为灰黑色、深灰色页岩夹泥灰岩,属外陆棚-缓斜坡沉积;察且拉组(Albian 期)为含海绿石钙质石英细-粉砂岩与页岩互层,夹介壳层及有孔虫灰岩,属正常陆棚夹风暴层沉积;冷青热组为(Cenomanian 期)黑色页岩为主夹薄层瘤状灰岩,属外陆棚沉积;夏吾除波组(Turonian 期)为含

灰岩结核黄绿色页岩夹薄层灰岩、泥灰岩,显示了一种外陆棚向内陆棚过渡沉积的特征;旧堡组(Coniacian-Santonian 期)为泥晶灰岩、黄绿色泥岩不等厚互层;宗山组(Campanian-Maastrichtian 期)下段为微晶灰岩夹薄层泥灰岩,上段由生物碎屑灰岩或粒泥灰岩组成。

北带东部相当于江孜-羊卓雍错地区,白垩系为典型的半远洋-远洋复理石相^[3]。新近经王成善等^[5]重新厘定,由下而上分加不拉组、床得组和宗卓组。加不拉组跨中-下白垩统,可至 Coniacian 阶,以稳定的浅黄绿色页岩为主,偶夹泥灰岩。床得组区域上稳定分布,厚约 30 m,属 Santonian-Campanian 阶,由特征的紫红色、褐红色片状页岩、中厚层泥灰岩组成。宗卓组为灰黑色粉砂质页岩含大量外来岩块的“滑塌堆积”组合。

2 实验与测试结果

2.1 采样与实验方法

该区白垩系沉积连续,地层无明显构造破坏现象,生物地层也无明显间断^[5,6],是进行稳定同位素地层学研究较为理想的地区。

样品采集过程中,尽可能地在未经构造破坏的区段采样;连续取样,在事件层内及其附近加大采样密度;挑选钙质组高分、成岩蚀变作用弱的样品,并用阴极发光和薄片观察进行鉴别。

定日贡扎剖面为该区白垩系碳稳定同位素标准剖面。剖面下部(Albian 阶之下)由于样品中碳酸盐和生物含量少,无法建立生物地层和进行碳同位素测试。各阶的划分由浮游有孔虫来界定^[7]。Albian 晚期见 *Ticinella primula*, *Rotalipora appenninica*, 与 Cenomanian 界线由 *R. brotzeni* 始现面来界定; Cenomanian 阶见化石带 *R. brotzeni*, *R. reicheli*, *R. cushmani*, 与 Turonian 阶界线以 *R. cushmani* 末现面来界定; Turonian 阶见化石带 *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Marginotruncana sigali*, Coniacian-Turonian 界线以 *Dicarinella primitiva* 的始现面来划分; Coniacian 阶之上地层由于未发现代表性的化石不能进一步确定年代。岗巴宗山剖面地层涉及 Albian-Coniacian 阶,重点用于对比研究古海洋事件。万晓樵等^[8]新近建立了较完整的浮游有孔虫生物地层系统。Albian-Cenomanian 界线由于缺乏化石而未能精确界定; Cenomanian 阶见化石带 *R. greenhorensis*, *R. reicheli*, *R. cushmani*, 与 Turonian 阶界线以 *Helvetoglobotruncana prae-helvetica* 的出现为标志; Turonian 阶见化石带 *H. helvetica*, *Marginotruncana sigali*。Turonian-Coniacian 界线以 *Dicarinella primitiva* 的始现面来划分。江孜床得剖面集中于床得组红层碳酸盐采样,其他层系缺乏钙质沉积。红色灰岩层内有孔虫化石极其丰富,发现有 Santonian 期带化石 *Dicarinella asymetrica* 和 Campanian 期带化石 *Globotruncana elevata*, *G. ventricosa*, *G. stuartiformis*, 据此,红层沉积时代为 Santonian-Campanian 期。

碳稳定同位素测定方法:样品先经碎样处理,磨碎至 200 目以下,用高纯双氧水浸泡 72 h 以上除去有机质,在真空系统内与定量的纯磷酸反应 35~48 h,经分离纯化反应产生 CO₂,用 MAT-251 同位素质谱计测定,测定精度为 0.2‰,统一用 PDB 标准。由成都理工大学同位素地质室测试。

2.2 测试结果

藏南白垩系 δ¹³C 测试结果见表 1 和图 1。定日贡扎剖面白垩系 δ¹³C 值平均为 1.0‰,最高值 2.2‰,最低值 -1.7‰;岗巴宗山中白垩统样品 δ¹³C 平均值 0.6‰,最高值 2.7‰,最低值

表1 藏南白垩系碳酸盐稳定碳同位素测定结果^{a)}

样品号	定日贡扎剖面			样品号	岗巴宗山剖面		
	岩性	距离 ^{b)} /m	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$		岩性	距离 ^{b)} /m	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$
GP01-47H	生物灰岩	1573.9	2.2	GG50C1	深灰色泥灰岩	644.8	1.2
GP01-41I2	生物灰岩	1474.9	2.1	GG50H1	泥灰岩	643.3	-0.3
GP01-32H	泥晶灰岩	1435.3	1.9	GG49C1	暗灰色钙质页岩	615.3	0.8
GP01-30H	泥晶灰岩	1397.8	1.4	GG48C1	黄绿色钙质泥岩	599.3	2.3
GP01-29-14	泥晶灰岩	1357.7	1.8	GG47.1	泥灰岩	595.8	2.3
GP01-29-12	泥晶灰岩	1316.2	1.8	GG46C2	钙质泥岩	593.3	0.4
GP01-27-12	泥灰岩	1269.3	2.2	GG45C3	灰黄色钙质泥岩	580.3	0.9
GP01-27-11	泥灰岩	1114.1	1.7	GG45C2	粉砂质灰岩	575.3	2.4
GP01-26-11	泥灰岩	1073.1	0.6	GG45C1	黄绿色钙质泥岩	569.3	1.0
GP01-24-11	泥灰岩	1014.1	-1.2	GG44.1	泥灰岩	566.3	2.7
GP01-23-11	泥灰岩	980.0	1.7	GG43C3	泥灰岩	560.3	1.2
GP01-22-12	钙质页岩	948.6	1.8	GG43C2	黄绿色钙质泥岩	559.3	1.3
GP01-22-11	钙质页岩	872.1	0.1	GG43C1	黄绿色钙质泥岩	558.3	1.2
GP01-21-11	钙质页岩	830.7	0.5	GG43.1	泥灰岩	553.3	0.6
GP01-20-11	钙质页岩	779.3	0.8	GG42C5	黑色页岩	536.3	0.6
GP01-19-11	泥晶灰岩	691.7	1.9	GG42G4	黑色页岩	526.3	1.4
GP01-18-11	泥晶灰岩	626.9	0.0	GG42C3b	黑色页岩	516.3	0.8
GP01-17-12	泥晶灰岩	569.8	0.9	GG42C3	黑色页岩	516.3	0.4
GP01-16-11	钙质页岩	488.9	-1.7	GG42C2	黑色页岩	506.3	1.0
GP01-14-11	钙质页岩	433.2	0.2	GG42C1	黑色页岩	496.3	-0.4
				GG41C4	黄绿色钙质页岩	481.3	0.8
				GG41C3	黄绿色钙质页岩	471.2	0.1
				GG41C2	黄绿色钙质页岩	461.3	0.6
				GG41C1	黄绿色钙质页岩	451.3	0.6
				GG40C1	黄绿色钙质页岩	445.3	-2.0
				GG39H1	钙质灰岩	439.3	-1.5
				GG39C1	暗黄绿色钙质泥岩	438.3	-0.1
				GG38C1	暗黄绿色钙质泥岩	434.3	-0.3
				GG37.1	泥灰岩	430.8	-0.6
				GG36.3	泥灰岩	417.3	-0.9
				GG35I3	瘤状灰岩	401.8	-0.5
				GG27I4	钙质石英粉砂岩	279.7	0.5
				GG27I2	含海绿石泥灰岩	262.7	1.2
				GG24I2	钙质粉砂岩	223.1	0.8
				GG21H1	砂质泥灰岩	197.3	0.0
				GG17I2	钙质石英砂岩	124.5	1.2
				GG15I3	钙质石英砂岩	107.2	2.1
				GG5H1	沉降凝灰岩	37.7	0.5
				GG1H1	含火山灰泥质灰岩	4.0	0.7

样品号	江孜床得剖面		
	岩性	距离 ^{b)} /m	$\delta^{13}\text{C}/\text{‰}$
CD37W1	浅黄绿色页岩	36.1	-0.4
CD36W3	紫红色泥灰岩	35.5	0.3
CD36.4	紫红色泥灰岩	34.0	0.7
CD36W2	浅紫红色页岩	33.7	0.3
CD36W1	紫红色泥灰岩	31.8	0.8
CD35W3	紫红色泥灰岩	30.2	0.1
CD35C1	紫红色泥灰岩	29.7	0.9
CD35W2	紫红色碎质泥灰岩	27.9	0.9
CD35W1	品红色泥灰岩	25.9	-0.2
CD34W6	紫红色硅质泥灰岩	25.6	-0.3
CD34C1	紫红色页岩	15.0	-0.1
CD33W2	品红色泥灰岩	10.5	0.1
CD33.1	灰-浅品红色泥灰岩	9.1	-0.9
CD32C1	紫红色页岩	8.9	-1.0
CD32W2	浅灰绿色页岩	8.5	-1.4
CD31W a	灰色薄板状页岩	3.5	-2.3

a)由成都理工大学同位素地质室测试, b)距离指样品距剖面底部的总距离

-2.0‰;江孜床得上白垩统 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 -0.2‰,最高值 0.9‰,最低值 -2.3‰(表1和图1)。测试结果显示,藏南白垩纪海相碳酸盐碳稳定同位素组成经历了几次变化旋回(图1)。定日贡扎剖面自 Albian-Maastrichtian 可以划分出3个旋回加1个半旋回。Albian 早中期 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐有攀高的趋势,至 Albian-Cenomanian 界线达第1高峰值 1.9‰(图1(A)),向上又逐渐降

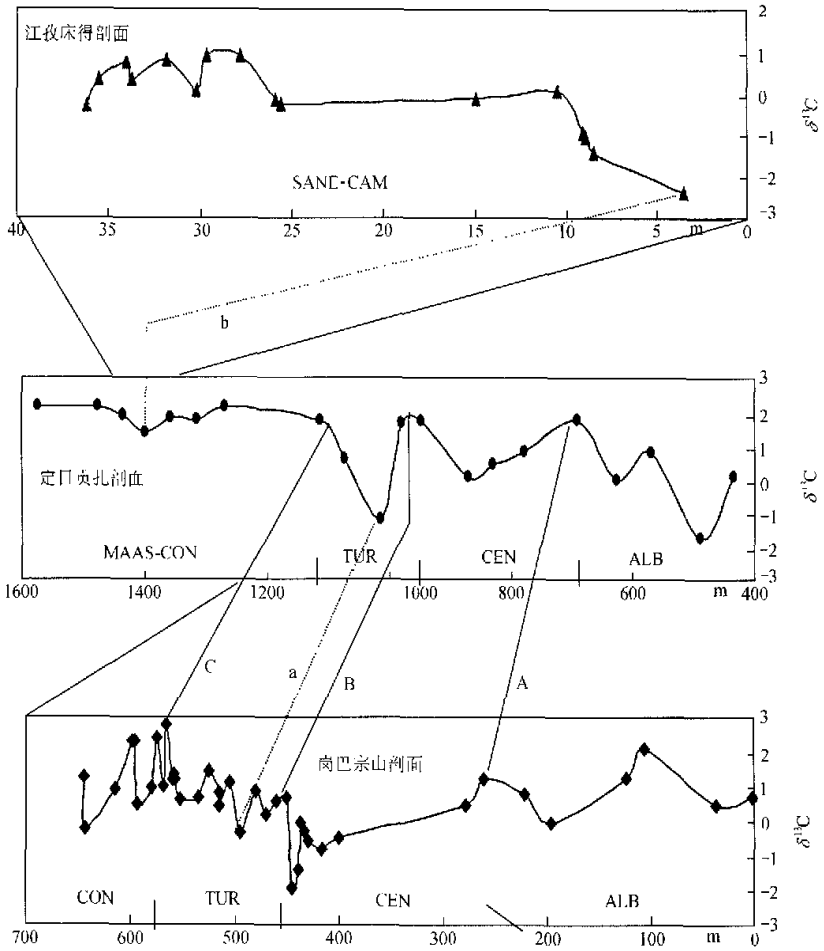


图 1 藏南白垩纪海相碳稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 偏移与古海洋溶解氧事件

碳稳定同位素偏移代号: A 为 Albian-Cenomanian 界线正向偏移; B 为 Cenomanian-Turonian 界线正向偏移; C 为 Coniacian-Santonian 正向偏移; a 为 Turonian 中期负向偏移; b 为 Santonian-Campanian 早期负向偏移。时代缩写: ALB 为 Albian; CEN 为 Cenomanian; TUR 为 Turonian; CON 为 Coniacian; SAN 为 Santonian; E. CAM 为 Campanian 早期; MAAS 为 Maastrichtian

低,在 Cenomanian 中期达到最低值 0.0‰ ; Cenomanian 晚期逐渐增加,至 Cenomanian-Turonian 界线附近达到第 2 个高峰值 1.8‰ (图 1(B)),之后快速下降,至 Turonian 中部达到最低值 -1.2‰ (图 1(a)); Turonian 晚期经 Coniacian 期逐渐增加,至早 Santonian 期达到第 3 个高峰值 2.2‰ (图 1(C)),早 Santonian 期逐渐有一下降趋势; $\delta^{13}\text{C}$ 值在 Santonian 期中部出现一小的负向偏移(图 1(B)),之后又缓慢上升,至白垩期末保持在 $\sim 2\text{‰}$ 的水平。岗巴宗山剖面仅涉及 Albian-Conia-

cian 早期的部分地层, 其 $\delta^{13}\text{C}$ 演化大体与定日贡扎剖面一致. Albian 早期 $\delta^{13}\text{C}$ 值逐渐有攀高的趋势, 至 Albian 期中部达一高峰值 2.1‰, Albian 中晚期下降后又回升, 至 Albian-Cenomanian 界线达又一高峰值 1.2‰(图 1(A)), 向上又逐渐降低, 在 Cenomanian 晚期达最低值 -2.0‰; Cenomanian 末期快速增加, 至 Cenomanian-Turonian 界线附近达到高峰值 0.6‰, $\delta^{13}\text{C}$ 值正向偏移达 2.6‰(图 1(B)). 之后又有一下降过程, 至 Turonian 中部达到最低值后(图 1(a)), Turonian 晚期又有增加趋势, 到 Turonian-Coniacian 界线处达高峰值 2.7‰(图 1(C)), 早 Coniacian 期逐渐有一下降趋势. 江孜床得剖面样品测试仅涉及 40 m, 时代大致相当于 Santonian-Campanian 期. 相对于南带同期的 $\delta^{13}\text{C}$ 而言整体负向偏移, 平均仅为 -0.2‰, 而定日地区同期值为 1.9‰(图 1, 表 1). 在其内部, $\delta^{13}\text{C}$ 自下而上却一直攀升, 从红层开始出现的 -1.4‰一直增加到红层顶部的 0.9‰.

3 讨论

3.1 $\delta^{13}\text{C}$ 偏移与古海洋溶解氧事件

全球白垩纪缺氧事件共有 5 次, 即 Aptian 早期缺氧事件(OAE1A), Aptian-Albian 界线缺氧事件(OAE1B), Albian-Cenomanian 界线缺氧事件(OAE1C), Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件(OAE2)以及 Coniacian-Santonian 缺氧事件(OAE3?)^[9, 10]. 在藏南地区, $\delta^{13}\text{C}$ 正向偏移分别对应于 Albian-Cenomanian 界线缺氧事件(OAE1C)(图 1(A))、Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件(OAE2)(图 1(B))和 Coniacian-Santonian 缺氧事件(OAE3?)(图 1(C))(表 2). 定日贡扎剖面 and 岗巴宗山剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 在 Albian-Cenomanian 界线均出现正向偏移, 偏移量分别达 1.8‰和 1.3‰(图 1). $\delta^{13}\text{C}$ 值自 Cenomanian 末期到 Turonian 早期出现一明显正向偏移, 定日贡扎剖面晚 Cenomanian 期 $\delta^{13}\text{C}$ 仅为 0.1‰~0.5‰, 至 Cenomanian-Turonian 界线出现骤增, 从 0.1‰跃至 1.8‰, 正向偏移量 1.7‰; 而岗巴宗山剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 Cenomanian-Turonian 界线处由 -2.0‰快速增加到 0.6‰, 正向偏移达 2.6‰. Coniacian-Santonian 缺氧事件(OAE3?)在本区定日地区表现为高 $\delta^{13}\text{C}$ (~2‰)值持续出现在此期间, 岗巴地区该界线处出现 $\delta^{13}\text{C}$ 高峰值, 正向偏移达 2.2‰.

表 2 藏南白垩纪古海洋溶解氧事件与碳稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 偏移(‰)

古海洋溶解氧事件	碳稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 偏移(PDB)		
	定日贡扎剖面	岗巴宗山剖面	江孜床得剖面
Santonian-Campanian 期富氧事件	-0.8	—	-2.0
Coniacian-Santonian 缺氧事件(OAE3?)	—	+2.2	—
Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件(OAE2)	+1.7	+2.6	—
Albian-Cenomanian 界线缺氧事件(OAE1C)	+1.8	+1.3	—

除了 $\delta^{13}\text{C}$ 正向偏移对应于各缺氧事件之外, 藏南地区在 Turonian 中期还出现了一明显的 $\delta^{13}\text{C}$ 负向偏移(图 1), 并且是紧接着 Cenomanian-Turonian 界线 $\delta^{13}\text{C}$ 正向偏移之后出现负向偏移. 定日贡扎剖面 $\delta^{13}\text{C}$ 由 1.7‰降低为 -1.2‰, 负向偏移量达 2.9‰(表 2).

如前所述, 江孜地区上白垩统床得组红层 $\delta^{13}\text{C}$ 平均仅为 -0.2‰, 而定日地区同期海相碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值为 1.9‰(表 1), 相对而言, 整体负向偏移量达 2.0‰(图 1(b)). 床得组红层内部 $\delta^{13}\text{C}$ 自下而上一直攀升, 在红层下部, $\delta^{13}\text{C}$ 波动变化在 -1.5‰~0.0‰之间, 平均值为

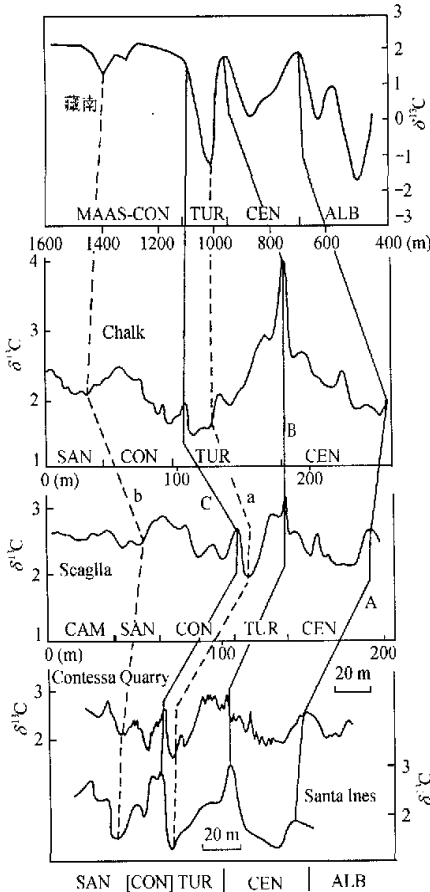


图2 藏南与欧洲白垩纪海相碳酸盐岩碳稳定同位素 $\delta^{13}\text{C}$ 对比

Chalk 剖面 and Scaglia 剖面来自 Jenkyns 等^[11]; Contessa Quarry 剖面 and Santa Ines 剖面来自 Stoll 和 Schrag^[12]。碳稳定同位素偏移代号及时代缩写同图 1

中期和 Santonian 早期负向偏移(图 2), 显示出藏南与欧洲白垩纪地层具有良好的可对比性。这进一步说明特提斯东段与西段在白垩纪时期具有大体相似的古海洋条件。

3.3 $\delta^{13}\text{C}$ 偏移的成因解释

缺氧事件发生时, 短时期内大规模的迅速海侵和温室气候下生物高生产率势必造成生物的高沉降率, 而生物的不断沉降分解需消耗海水中大量的溶解氧, 造成短时期内大量的 $^{12}\text{CO}_2$

-0.5‰ , 而红层上部 $\delta^{13}\text{C}$ 波动在 $0.0\text{‰} \sim 1.0\text{‰}$ 之间, 平均 0.5‰ (图 1, 表 1)。定日贡扎剖面相当于江孜床得组红层的 Santonian-Campanian 期, $\delta^{13}\text{C}$ 也出现一弱负向偏移, $\delta^{13}\text{C}$ 从 2.2‰ 下降至 1.4‰ , 偏移量达 -0.8‰ (图 1, 表 2)。床得组红色灰岩层被认为是在高含量的溶解氧环境下的一种氧化沉积, 是古海洋富氧事件的产物^{1, 2)}。除碳同位素异常外, 其他主要证据有: (1) 床得组岩性为特征红色-紫红色硅质页岩、泥灰岩。红层内 Fe^{2+} 含量偏低, Fe^{3+} 含量偏高, 全铁含量基本不变; (2) 床得组红层沉积速率约为 10 mm/ka , 其上下粘土矿物组成均以伊利石和绿泥石为主, 表明红色沉积有别于现代大洋的缓慢沉积被氧化的红色粘土。 (3) 稀土元素铈在红层底部出现强烈的铈异常倒转; (4) 红层内有机碳含量极低, 并出现生物标志化合物异常; (5) 红层对应的 Santonian-Campanian 期南带和北带均出现生物的极度繁盛, 尤其是红层上部泥灰岩内, 有孔虫数量极其丰富。

3.2 藏南与欧洲 $\delta^{13}\text{C}$ 对比

白垩纪海相碳酸盐岩碳稳定同位素记录以欧洲研究最详细。Jenkyns 等^[11]对英国南部 Chalk 剖面 and 意大利中部 Scaglia 剖面上白垩统地层进行系统采样, 获得了 Albian-Campanian 同位素记录; Stoll 和 Schrag^[12]获得了意大利中部 Contessa Quarry 剖面 and 西班牙 Santa Ines 剖面 Albian 晚期-Santonian 早期高频 $\delta^{13}\text{C}$ 演化的完整记录。对比表明, 藏南与欧洲两地区最为明显的特征就是出现 Cenomanian-Turonian 界线 $\delta^{13}\text{C}$ 正向偏移(图 2)。除此之外, 两地区均出现 Albian-Cenomanian 界线和 Turonian-Coniacian 界线正向偏移以及 Turonian

1) 胡修棉. 特提斯喜马拉雅晚白垩世富氧问题研究. 硕士学位论文. 成都: 成都理工学院, 1999

2) Wang Chengshan, et al. Late Cretaceous oceanic anoxic event in Tibetan Himalayas

返回到大气,同期的海洋碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 相对负向偏移(这一负向偏移已在欧洲阿尔卑斯地区早侏罗世 Toarcian 期缺氧事件和早白垩世 Aptian-Albian 缺氧事件中得到证实^[13]);之后,由于生物分解使得大洋水体缺氧加重,富含 ^{12}C 有机质的生物从而得以大量保存,相应地大气和海水中将富 ^{13}C ,同期海相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 正向偏移。另外,生物埋藏后,海底厌氧细菌优先还原海水中溶解的二氧化碳中的 ^{12}C ,这就使得海水中更富含 ^{13}C ,从而更强化了碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 正向偏移。本区碳酸盐 $\delta^{13}\text{C}$ 值在 Cenomanian-Turonian 界线正向偏移为 1.7‰和 2.6‰,与全球同期正向偏移 2‰相当^[10],反映出本地区的缺氧事件所具有的全球性。

全球缺氧事件造成大规模有机碳埋藏,必将降低大气 CO_2 含量,从而引起温室效应减弱。研究表明, Cenomanian-Turonian 界线缺氧事件之后,全球气候有一个持续稳定的降温过程^[14,15]。Arthur 等^[15]估计, Cenomanian-Turonian 缺氧事件期间,短短的 50 万年内有 1.6×10^{18} 摩尔有机碳埋藏。这意味着,大气含氧量在短时期内将增加相当于现今总量的 40%,同时大洋深水氧化能力将增加 50%。这就可以解释为什么 Cenomanian-Turonian 缺氧事件之后 $\delta^{13}\text{C}$ 出现快速的负向偏移。

藏南地区晚白垩世古海洋突出特征是在中晚白垩世大规模缺氧沉积之后出现特征的深水红色沉积,并仅限于 Santonian-Campanian 期,这与特提斯西段不同。胡修棉¹⁾和 Wang 等²⁾研究表明,高含量的溶解氧含量快速出现在 Santonian 早期,海洋有机质多被氧化,同期海相碳酸盐岩 $\delta^{13}\text{C}$ 负向偏移。红层 $\delta^{13}\text{C}$ 值整体负向偏移,自下而上却一直攀升,这被解释为高含量的富氧水体出现在红层底部,之后由于生物消耗作用等因素溶解氧含量逐渐减弱,至红层顶部时溶解氧含量达到生物生长的最佳条件,因而,出现生物的极度繁盛, $\delta^{13}\text{C}$ 相应地正向移动。

参 考 文 献

- 1 Kaiho K. Planktonic and benthic foraminiferal extinction events during the last 100 m. y. . *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1994, 111: 45
- 2 Kaiho K. Effect of organic carbon flux and dissolved oxygen on the benthic foraminiferal oxygen index (BFOI). *Marine Micropaleontology*, 1999, 37: 67
- 3 余光明,等. 西藏特提斯沉积地质. 地质专报(三,12). 北京:地质出版社,1990
- 4 徐钰林,等. 西藏侏罗、白垩、第三纪生物地层. 武汉:中国地质大学出版社,1989
- 5 王成善,等. 西藏南部江孜地区白垩系的厘定. 地质学报,2000,74:97
- 6 Willems H, et al. Stratigraphy of the Upper Cretaceous and Lower tertiary strata in the Tibetan himalayas of Tibet (Tingri area, China). *Geol Rundsch*, 1996, 85: 723
- 7 Caron M. Cretaceous planktic foraminifera. In: Bolli H M, et al. eds. *Plankton Stratigraphy*. Cambridge Earth Sciences Series. Cambridge: Cambridge University Press, 1985, 17
- 8 万晓樵,等. 对西藏冈巴上白垩统的新认识. 现代地质, 2000, 14: 281
- 9 Jenkyns H C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J Geol Soc*, 1980, 137: 171
- 10 Arthur M A, et al. Marine black shales: depositional mechanisms and environments of ancient deposits. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 1994, 22: 499
- 11 Jenkyns H C, et al. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geological Magazine*, 1994, 131: 1

- 12 Stoll H M, et al. High-resolution stable isotope records from the Upper cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? *Geol Soc: Am Bull*, 2000, 112: 308
- 13 Jenkyns H. Mesozoic oceanic anoxic events in an alpine context. Riassunti delle comunicazioni orali e dei poster, 80a riunione estiva, Società Geologica Italiana, Trieste, 6—8 settembre, 2000, 294
- 14 Spicer R A, et al. A review of terrestrial and marine climates in the cretaceous with implications for modeling the “Greenhouse Earth”. *Geological Magazine*, 1992, 129: 169
- 15 Arthur M A, et al. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. *Nature*, 1988, 335: 714