

白垩纪大洋红层:特征、分布与成因

胡修棉¹,王成善²

(1. 南京大学内生金属矿床成矿作用国家重点实验室,地球科学系,南京 210093;

2. 中国地质大学(北京)青藏高原地质中心,北京 100083)

摘要:“白垩纪大洋红层”(CORB)这一认识自20世纪末正式提出后已经迅速成为白垩纪新的研究方向之一。根据西藏南部和意大利中部两个研究程度较高地区所获得的地层、岩石、矿物等实际资料和已有的研究成果,结合国内外CORB的研究现状,对全球CORB的特征及分布进行了总结和归纳,同时对大洋红层蕴涵的古海洋、古气候信息进行了详细分析。在此基础上提出,CORB是氧化条件下原地沉积的产物,导致该氧化条件出现的主要因素是底层水中高含量的溶解氧,而深层古洋流的发育很可能是产生溶解氧含量增加的主要原因。

关键词:大洋红层;白垩纪;古海洋;古气候

中图分类号: P736.21

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493(2007)01-0001-13

白垩纪是地质历史中极端温室气候的典型代表,长期以来被国际地球科学界视为研究地球系统科学的范例(Skelton et al, 2003)。研究白垩纪古气候和古海洋变化,对于理解地质历史时期温室气候、海洋以及预测未来温室效应变化等方面具有重要意义(王成善,2006)。

“白垩纪大洋红层”(Cretaceous Oceanic Red Beds,缩写为CORB)是指一套特殊的海洋深水环境下形成的以红色-紫红色颜色为主的沉积物,包括红色灰岩、泥灰岩、钙质页岩、页岩及硅质岩,尤以红色灰岩为特征,其沉积环境主要以远洋、半远洋大陆斜坡-深水盆地为主(Hu et al, 2005;王成善和胡修棉,2005)。自20世纪末CORB由我国科学家正式提出,在国际地球科学计划IGCP463项目和IGCP494项目的直接推动下,已被国际同行广泛接受。其蕴含的有关古海洋和古气候的科学意义也引起越来越多学者的重视,并已经迅速成为白垩纪研究新的方向之一(王成善和胡修棉,2005;IGCP463/494秘书处,2005)。

目前,有关CORB研究在国内外已取得了一批重要的研究成果;如,国际期刊《白垩纪研究》2005

年第1期发表了系列研究论文;美国沉积地质学家协会(SEPM)也即将以系列出版物的方式系统介绍相关研究成果;我国《地学前缘》2005年第2期开辟了“白垩纪大洋红层”专栏。遗憾的是,迄今国内外尚没有对CORB进行系统的学术总结。本文将作者近年来所取得的大量研究成果为依托,重点对在西藏南部和意大利中部两个研究程度较高地区所获得的立典研究成果予以详细介绍,同时参考国外相关的研究,对CORB的全球性分布进行总结和对比,进而对大洋红层蕴涵的古海洋、古气候信息进行详细评述和成因分析。

1 东特提斯立典研究:藏南的CORB

由于印度大陆与欧亚大陆的碰撞,使得东特提斯洋的沉积记录仅以构造断片的形式保存在现今主体位于我国西藏的喜马拉雅地区。西藏南部江孜地区是CORB概念的发源地,该地区晚白垩世的一套红色沉积被称之为床得组(李祥辉等,1999;王成善等,2000)。胡修棉(2002)首先对该套特殊深水红色沉积进行了系统研究,随后其它更深入的多学科研究成果陆续发表,如生物地层学(万晓樵等,

收稿日期:2007-02-10;修回日期:2007-02-26

基金项目:国家自然科学基金项目(40332020);973项目(2006CB701400)资助

作者简介:胡修棉,男,1974年生,博士,副教授,主要从事沉积地质学研究;Email: huxm@nju.edu.cn

2005; Wan et al, 2005)、岩石地层学 (Li et al, 2005)、岩石类型、沉积环境以及颜色机理 (胡修棉等, 2006)、元素地球化学 (Wang et al, 2005)、有机地球化学 (Zou et al, 2005)等。

1.1 地层和岩石特征

沿雅鲁藏布江缝合带南侧分布的床得组大洋红层,由东往西断续出露逾千公里,在羊卓雍错、江孜、萨迦、萨嘎、札达一带出露良好,与晚白垩世宗卓组地层紧密相伴 (万晓樵等, 2005)。床得组红层多以透镜体形式出现,分两种情况:一是作为构造混杂岩块出现,如江孜勇拉、采雄、白洒以及萨迦、萨嘎、札达等地;另外一种情况是由于沉积滑移导致红层以不连续透镜体形式分布,如江孜床得、维美等剖面 (胡修棉等, 2006)。

在江孜床得剖面,床得组大洋红层由紫红色、褐红色中-厚层有孔虫泥晶灰岩和紫红色页岩组成,厚度约 28.9 m (胡修棉, 2002),含丰富浮游有孔虫和钙质超微化石,指示其时代为 Santonian - Campanian期 (胡修棉, 2002; 万晓樵等, 2005; Wan et al, 2005)。主要岩石类型有红色有孔虫颗粒灰岩、红色生物碎屑泥晶灰岩、红色含微体生物泥晶灰岩、红色泥晶灰岩、红色-杂色内碎屑砾状灰岩以及红色页岩。在羊卓雍错湖南侧巴尔冈剖面,红层组合为红色页岩、红色放射虫硅质岩、红色含有孔虫泥晶灰岩等,根据浮游有孔虫 (王乃文等, 1983)和底栖有孔虫判别其时代为 Campanian - Maastrichtian期。在萨迦县赛区麦龙-虾基一带,宗卓组内部出现紫红色泥晶灰岩,有孔虫限定其时代为 Campanian期 (万晓樵等, 2005)。在西藏西部札达地区龙吉村南,大洋红层分布在宗卓组混杂岩内,以滑塌岩块产出,丰富的浮游有孔虫动物群指示时代为古新世早期 (万晓樵等, 2005)。

1.2 矿物特征

1.2.1 粘土矿物

床得组红色页岩粘土矿物以伊利石为主 (65% ~ 90%),绿泥石次之 (可达 30%),部分样品中见蛭石、绿泥石-蛭石混层、蒙脱石-蛭石混层 (胡修棉, 2002)。另见碎屑来源的含钾丰富的长石和石英,未见高岭石和蒙脱石。来源于山链的大洋碎屑常出现这种粘土组合,它与印度洋来源于喜马拉雅山脉的新生代沉积极为相似,如孟加拉扇和印度河深海扇,也与一些深海红色粘土相仿 (Hervé Cham-

ley, 2001; 私人通信)。

床得组红色页岩与下伏加不拉组 (Bervasia - Coniacian)灰色页岩在粘土矿物组成上并没有显著区别,均表现为伊利石含量最高、绿泥石次之的组合。这说明加不拉组和床得组物源区的岩石类型和气候条件相似,物源区基本上没有发生改变。由此,页岩的颜色与粘土矿物组成之间不存在相关性。

1.2.2 致色矿物

显微镜下,“红色”表现为不可见晶形出现于基质中,扫描电子显微镜下也没有发现结晶良好的赤铁矿晶体。去 CaCO_3 后灰岩粉末样品的颜色由灰品红色变为暗紫红色,说明 CaCO_3 含量不改变沉积物的颜色类型,但决定着颜色的亮度,这一点表现在 CaCO_3 含量与亮度正相关 (图 1)。X射线衍射结果表明,石英、钠长石、赤铁矿为残留物的主要成分,赤铁矿是以细小的、分散状的形式出现于红层内。

床得剖面红色沉积样品漫反射结果显示,无论岩石类型 (灰岩、泥灰岩和页岩)和红色深浅 (包括色标: 5R5/4, 5YR6/1, 5R6/2, 5YR8/1, 10R4/2, 10R5/4, 10R6/2),仅有一个峰值出现在 560 ~ 570 nm之间,为赤铁矿特征峰 (胡修棉等, 2006);而其他灰色、灰绿色样品 (N5, N6, 5Y7/2, 5Y8/1),既缺乏赤铁矿特征峰,也没有出现针铁矿的两个一阶导数峰,这说明灰色、灰绿色样品内缺乏高价的赤铁矿和针铁矿。图 1中的红色/亮度与赤铁矿峰高以及 Fe^{3+} 含量呈高度正相关,这充分证明了赤铁矿的存在是导致红色样品致色的主要原因。

1.3 沉积特征

江孜地区床得组红层沉积环境被解释为上斜坡-下斜坡/盆地相,上斜坡环境下沉积红色灰岩,而下斜坡/盆地相则出现红色页岩 (胡修棉, 2002; 胡修棉等, 2006)。

红色灰岩内生物以浮游有孔虫为主,偶见海百合碎屑,未见底栖生物,整体表现出远洋环境特点。胡修棉等 (2006)通过系统宏观和微观证据表明,床得组红色灰岩层并不是原地沉积,而是属于一种滑移-滑塌沉积,即先成的较浅水上斜坡红色灰岩层通过滑移、滑塌作用沉积在下斜坡页岩内。

红色页岩整体缺乏碳酸钙沉积,贫生物,仅见极少量的底栖有孔虫。红色页岩局部与薄层含浮游有孔虫泥灰岩不等厚互层,两者之间突变接触,泥灰岩内有孔虫呈条带状分布。这种泥灰岩层被解释为浊

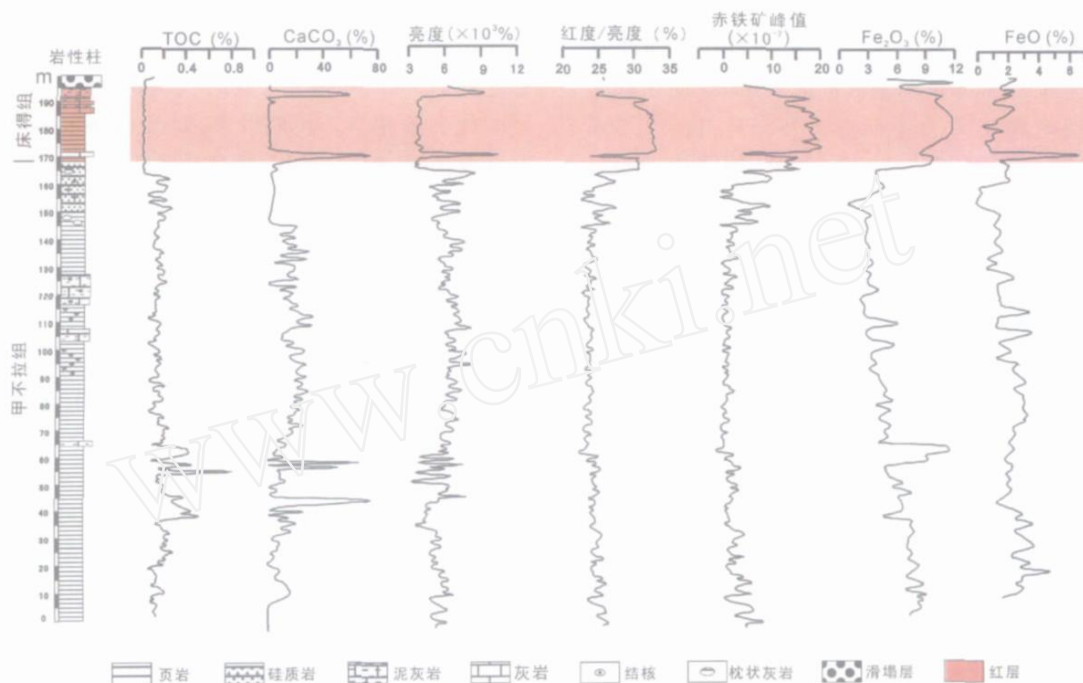


图 1 藏南床得剖面漫反射和地球化学参数变化 (据陈曦, 2005修改)

Fig 1 DRS and geochemical data from the Chuangde section, southern Tibet

流沉积。

羊湖巴尔冈剖面红层的沉积环境被认为属于一种频繁受水下重力流影响的半远洋环境,剖面上以出现碳酸钙质化石与火山岩屑混合来源的碎屑流沉积为特征,整体缺乏陆源碎屑物质的输入,其火山物质和碳酸盐物质来源于火山岩之上的碳酸盐岩建造(胡修棉等, 2006)。

1.4 地球化学特征

1.4.1 常量元素

分析结果显示,相对于上下地层的灰色页岩而言,床得剖面红色页岩明显富 Fe_2O_3 (平均 8.4%, 最高达 12.6%; 灰色页岩仅 1% ~ 4%), FeO 含量明显偏低, K_2O 含量略高,其它常量元素(包括 MnO) 变化不明显。巴尔冈剖面红色页岩同样以出现高含量 Fe_2O_3 (8.57%)、极低含量 FeO (0.38%) 为特征,铁主要以 Fe^{3+} 形式出现。另外,红色页岩层底部还出现 Cd/Al 正异常(从 0.02 ~ 0.06 增加到 0.17 ~ 0.24) 和 Ba/Al 明显正异常(从 300 ~ 400 增加到 800 ~ 1000); Th/Al 比值在颜色变化界线处出现 0.5 低值,离开界线比值为 1.3 ~ 1.6, U/Th 比值则出现正异常,从 0.10 增加到 0.33(胡修棉, 2002)。

床得组红色灰岩以富三价铁为特征,床得剖面红色泥晶灰岩 Fe_2O_3 含量 3.43% ~ 5.62% (平均 4.27%); 巴尔冈剖面红色泥晶灰岩 Fe_2O_3 含量 1.2%, 而灰色灰岩 Fe_2O_3 含量仅 0.57% (胡修棉, 2002)。

根据岩性的不同,床得组 6 个红色沉积样品的稀土元素总量 (REE) 也有所不同,大致可分为两类:一类是泥灰岩样品,REE 总量变化为 $(97.36 \sim 179.12) \times 10^{-6}$, 平均值 138.7×10^{-6} ; 另一类是页岩样品,REE 总量变化在 $(224.26 \sim 281.21) \times 10^{-6}$, 平均值达 250.6×10^{-6} (胡修棉, 2002)。红层内部泥灰岩样品的 REE 总量远远低于页岩样品中的含量。床得组红色沉积层内,各个稀土元素含量均有不同程度的增加,其中以钕含量增加 106.7% 最为明显; Ce 元素增幅最小,仅增加 16.8%, 与其它稀土元素增幅相比,表现为相对铈亏损。对应于红色沉积的出现,铈异常变化明显, Ce 在红色沉积出现处明显降低,由 0.96 下降为 0.66, Ce/La 比值也由 2.15 降至 1.45, 小于 1.5, 这说明古海洋由还原条件迅速转变为氧化条件(胡修棉, 2002)。

1.4.2 碳同位素

床得组红层全岩 ^{13}C 相对于定日地区同期海相碳酸盐 ^{13}C 整体负向偏移量达 2.0‰。而在其床得组红层内部 ^{13}C 自下而上一直攀升,自 -1.5‰ ~ 0‰ 之间上升到 0‰ ~ 1.0‰ 之间 (胡修棉, 2002; Li et al, 2006)。

1.4.3 有机地球化学

总有机碳含量 (TOC) 极低是床得组红层的一个最显著特征,平均含量为 0.11% (8 个样品),而在其紧邻下伏加不拉组地层平均为 0.51% (22 个样品) (胡修棉, 2002)。胡修棉 (2002) 研究还发现,在床得剖面红层内还出现丰富的三环二萜烷和孕甾烷系列,并分别在 m/z191 和 m/z217 中占据主峰位置,其来源和成因尚不清楚。Zou 等 (2005) 研究发现,床得组红层有机质碳同位素出现负偏移 ($^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 为 -25.6‰ ~ -26.5‰),并出现低比值 $n\text{C}_{17}/n\text{C}_{27}$ 和 $n\text{C}_{17}$ /藿烷,这被解释为有机质原始沉积和埋藏量低。

1.5 小结

对西藏床得组大洋红层综合研究表明,它是在底层水为高度氧化条件下的产物 (Wang et al, 2005; 胡修棉等, 2006)。主要证据有: 1) 沉积物为特征红色。镜下观察,无论是页岩还是灰岩、硅质岩,基质部分均出现赤铁矿浸染现象; 2) 红层内有机碳含量极低,平均含量 0.1%; 3) 红层内 Fe^{2+} 偏低, Fe^{3+} 偏高,全铁含量基本不变,部分 Fe^{2+} 在氧化条件下转化成 Fe^{3+} ; Mn 含量没有变化。 Fe^{3+} 偏高是造成岩石成红色的主要原因; 4) 稀土元素 Ce 在红层底部出现强烈的异常倒转,氧化还原条件从还原条件突变为强烈的氧化条件; 5) 漫反射结果显示红色样品出现特征赤铁矿峰,而灰色、灰绿色样品内缺乏赤铁矿和针铁矿。并且,这种底层水氧化条件在西藏出现的时限从 Santonian 一直延续古新世。考虑到床得组沉积环境为斜坡或盆地,这意味着在西藏南部所在的东特提斯洋南缘大陆斜坡或盆地广泛出现氧化性的沉积环境。

2 西特提斯立典研究:意大利中部的 CORB

意大利中部和北部地区在白垩纪时期位于西特提斯中间海域,远离稳定的欧洲和非洲大陆,整体以远洋一半远洋沉积为主,是研究白垩纪古海洋和古

气候的最佳地区之一。CORB 广泛分布于意大利阿尔卑斯和亚平宁地区,上白垩统一古近纪大洋红层称之为 Scaglia Rossa 组,其时代与藏南的白垩纪红层时代大致相当。长期以来,对 Scaglia Rossa 的研究涉及地层、矿物、沉积、地球化学等各个方面,是全球晚白垩世生物地层、磁性地层、旋回地层等研究的发源地,研究程度极高 (参见 Hu et al, 2006)。

Scaglia Rossa 组的厚度在意大利中部变化于 200 ~ 400 m 之间,在 Gubbio 剖面厚约 325 m,一般层厚 15 ~ 85 cm,平均 20 cm。主要由红色一品红色均匀的灰岩和泥灰岩组成,灰岩内 CaCO_3 含量大于 90%, TOC 含量极低 (0.07% ~ 0.17%)。含丰富的浮游有孔虫,时代为 Turonian 中期至始新世晚期。红色—灰色瘤状硅质岩见于 Campanian 期之前地层以及早中始新世灰岩 (Arthur & Fischer, 1977)。意大利近年来 CORB 研究的新成果重点介绍如下。

2.1 白垩纪中期的大洋红层

系统的野外调查发现,意大利中部的 CORB 除了产于 Scaglia Rossa 外,在其沉积之前的白垩纪中期 (Aptian - Cenomanian) 黑色页岩中还至少出现 8 套厚度不一的红色沉积 (Hu et al, 2006)。因此,最早的红层是紧随 Aptian 早期大洋缺氧事件 (OAE)——黑色页岩层 (被称之为 Selli 层, OAE1a) 之后形成。随后在 Aptian, Albian, Cenomanian 期广泛分布。其中 Aptian 期沉积 2 套, Albian 5 套, Cenomanian 1 套。红层的厚度从 0.6 m 至 17.51 m 不均,延续的时间从 0.13 Ma 至 4.54 Ma 不等 (表 1)。各大洋红层的基本特征见表 1。

2.2 从黑色页岩到大洋红层的转变

近年来,对黑色页岩向红色沉积的转变过程进行了重点研究。结果表明,对于意大利中部白垩纪中期地层而言,黑色页岩向大洋红层转变以两种类型最为明显,一种是 Aptian 早期 Selli 层 (OAE1a) 和 Cenomanian 末期 Bonarelli 层 (OAE2) 分别到其上覆的大洋红层。其中 Selli 层和 Bonarelli 层所代表的 OAE1a 和 OAE2 是具有全球性分布规模的黑色页岩。在意大利中部, Selli 到其上覆大洋红层的地层间距约为 1 ~ 3 m,为灰色、灰白色灰岩、泥灰岩地层;而从 Bonarelli 层顶部到上覆大洋红层 (即 Scaglia Rossa) 之间的间距约 10 m 左右,为灰白色灰岩层。通过对黑色页岩到大洋红层过渡沉积的研究,可以清楚地了解大洋缺氧之后古海洋条件的变化,

表 1 意大利中部 Umbria-Marche盆地 Aptian-Cenomanian大洋红层特征 (据 Hu et al, 2006)
Table 1 Characters of the Aptian-Cenomanian ORBs in the Umbria-Marche Basin, central Italy

大洋红层	剖面	厚度 (m)	延时 (Myr)	浮游有孔虫带	主要特征
ORB8	Bottaccione Gorge	14	0.95	<i>R. cushmani</i>	品红色-红色灰岩夹灰色灰岩和少量的灰色泥灰岩,品红色-灰色瘤状硅质岩丰富;部分层内,底部为灰白色,顶部过渡到品红色或暗红色;在部分灰色灰岩层内,出现红色纹层,厚度几毫米到几厘米,颜色渐变
ORB7	Monte Petrano	5.8	0.87	<i>R. ticinensis</i> - <i>R. appenninica</i>	3~10 cm厚的灰色和品红色泥灰岩和泥灰质灰岩,弱生物扰动构造和瘤状硅质岩丰富;品红色泥灰岩主要以1~3 cm层出现,与灰色层突变接触
	Vispi Quarry	1.89	-		
	Bottaccione Gorge	4.2	0.63		
ORB6	Piobbico Core	2.35	0.35	<i>R. praeticinensis</i>	2~15 cm厚褐色红色泥灰岩和泥岩与1~10 cm厚灰色泥灰质灰岩不等厚互层,见2层3~5 cm厚黑色页岩,红层与灰层接触界线突变
	Vispi Quarry	2.05	-		
	Monte Petrano	3.1	0.44		
ORB5	Piobbico Core	1.39	0.21	<i>R. praeticinensis</i>	弱生物扰动褐色红色泥灰岩和泥岩,夹白灰色泥灰质灰岩,后者接近顶底界线均出现毫米级红色层;一些红色层的中部为暗灰色,钙质含量较高;缺乏黑色页岩
	Vispi Quarry	1.26	-		
	Monte Petrano	1.4	0.2		
ORB4	Piobbico Core	1.11	0.28	<i>T. primula</i>	灰绿色、局部灰红色泥灰质泥岩和泥灰岩与暗红色泥岩不等厚互层,两者界线突变;灰绿色泥灰岩内生物扰动极其发育;出现3层3~5 cm厚黑色页岩
	Vispi Quarry	1.56	-		
	Monte Petrano	0.6	0.13		
ORB3	Piobbico Core	2.36	1.3	<i>H. planispira</i> - <i>T. primula</i>	暗红色泥灰质泥岩和少量的泥灰岩,局部呈灰绿色,生物扰动丰富,出现丰富的薄层黑色页岩
ORB2	Piobbico Core	3.19	0.55	<i>T. bejaouaensis</i> - <i>H. planispira</i>	暗红色-灰红色泥灰岩和钙质泥岩,缺乏黑色页岩
ORB1	Piobbico Core	17.51	4.54	<i>G. ferreolensis</i> - <i>T. bejaouaensis</i>	暗红色泥灰岩;红色灰岩和红色钙质页岩,夹灰色泥灰岩和灰岩。灰色与红色局部呈韵律性旋回;在Selli层与ORB1之间有0.9~2.6 m厚的过渡层,由薄层灰色泥灰质灰岩组成,含瘤状硅质岩,缺乏黑色页岩

以及红层所代表的氧化条件是如何出现的;第二种类型是红色沉积(红色泥灰岩、钙质页岩为主)与非红色(主要为黑色、灰色、灰白色等)沉积组成的高频旋回。通过对这些高频沉积纪录的研究,可以获得高频沉积颜色变化所代表的古海洋变化等信息。

2.2.1 毫米级岩层变化

毫米级的细致野外观察研究表明,在Bonarelli之上约4.34~4.44 m处开始出现品红色沉积,为白色和红色的杂色灰岩层。随后,层状品红色灰岩出现在5.72 m。在白色灰岩(Scaglia Bianca组)向品红色-红色灰岩(Scaglia Rossa组)过渡处,出现两层厚约20 cm过渡层,分别位于10.35~10.55 m和10.63~10.83 m(图2)。过渡层底部为白色,向上逐渐过渡,至顶部为品红色。从4.34~10.83 m,白色灰岩完成了向品红色灰岩的过渡,根据此时期*H. helvetica*带的沉积速率7.4 m/Ma(Premoli Silva & Sliter, 1994),该过渡所需要的时间约0.88 Ma。

2.2.2 岩石颜色变化

通过漫反射、元素地球化学等研究发现(图2),当岩石颜色由白色向品红色转变时, Fe^{3+} 增加, Fe^{2+} 则保持不变,且漫反射赤铁矿峰值与红色的出现相对应。其一价导数值峰的高度与红色的强弱(红度)保持高度正相关变化(图2)。这说明赤铁矿的出现是导致岩石由白色向红色转变的矿物学原因。前人研究间接表明,红色灰岩内赤铁矿的生长发生在沉积后的10万年内的沉积-成岩早期(Channell et al, 1982)。

碳酸盐含量的多少与颜色的类别无关,但却影响着颜色的强弱,这一点可在岩石的亮度与 $CaCO_3$ 含量的曲线变化上有相关反映(图2)。

2.2.3 元素地球化学特征

除了铁含量变化之外,对应于颜色由白色向品红色转变, Zn/Al 及氧化还原敏感性元素 Mo/Al 、 V/Al 、 Cr/Al 等降低, Mn 、 Si 、 Al 、 K 、 Na 以及其它元素基本保持不变。

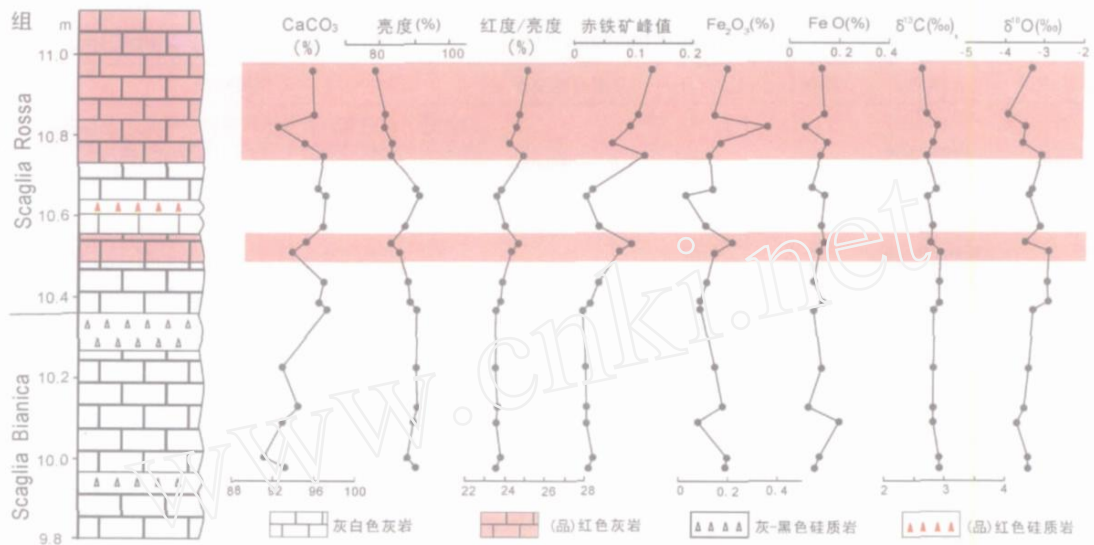


图 2 意大利中部 Vispi Quarry剖面 Scaglia Bianica组与 Scaglia Rossa组过渡处漫反射和地球化学参数变化

Fig 2 DRS and geochemical data for the transition from the Scaglia Bianica to Scaglia Rossa at the Vispi Quarry section, central Italy

对应于颜色由白色向品红色转变,稀土元素基本上没有变化,显示一致性的高稀土元素富集和明显的 Ce 负异常。这表明,红色—灰色所代表的环境变化并没有改变稀土元素的组成。

2.2.4 稳定同位素特征

研究表明,对应于颜色由白色向品红色转变,全岩碳氧同位素并没有明显变化 (Hu et al, 2006; 图 2)。但在转变界线之上约 3~5 m 处, ^{13}C 出现明显的负向偏移,同时 ^{18}O 出现明显正偏移 (Stoll & Schrag, 2000; Jenkyns et al, 2004)。碳氧同位素相对于颜色的变化而言有一个短暂的滞后过程。

3 CORB 的全球分布特征

3.1 空间分布

有关 CORB 全球分布的研究,是迄今为止所取得的最为重要的进展之一。就目前所掌握的资料而言,CORB 分布在全球各大洋中,包括大西洋、特提斯洋和印度洋,从现今陆地剖面上,则从东边的喜马拉雅地区,穿越高加索、土耳其、喀尔巴阡、阿尔卑斯、伊比利亚半岛。Hu 等 (2005) 对晚白垩世大洋红层的分布、岩相、时代和沉积环境等特征进行了系统总结,获得了 CORB 全球古地理分布图 (图 3A)。同时,魏玉帅等 (2005)、陈曦等 (2005) 分别对东西

特提斯 CORB 基本分布和特征进行了归纳和对比。

相对于晚白垩世而言,白垩纪中期大洋红层分布有限,已经证实的地区有 (Hu et al, 2006, 图 3B): 意大利亚平宁地区、意大利南阿尔卑斯地区、奥地利阿尔卑斯地区、波兰喀尔巴阡地区、俄罗斯北高加索地区、西喜马拉雅地区以及北大西洋 DSDP/ODP 钻孔内。

3.2 时代分布

对于白垩纪红色页岩而言,因其沉积环境通常位于碳酸盐补偿面 (CCD) 以下,缺乏钙质生物,仅含少量的胶结壳有孔虫,只能提供粗略的地层年代格架,这从客观上很难获得以红色页岩为主的大洋红层的精确时代。对于红色灰岩而言,因其含有丰富的钙质超微生物和浮游有孔虫,使得生物地层方法得以广泛地应用。因而,国际上对红色灰岩沉积的时代控制较好。近年来,在 IGCP 项目框架范围内,各国科学家对大洋红层的生物地层开展了大量的工作。例如:Melinte & Jipa (2005) 通过钙质超微化石研究,系统厘定了罗马尼亚东喀尔巴阡大洋红层的时代为 Campanian 期—古新世早期;Wagreich 等 (2006) 通过沟鞭藻和浮游有孔虫的研究,认为奥地利 Rhenodanubian 复理石下红色页岩层为 Albian 末期到 Cenomanian 早期。综合对比研究发现,受构

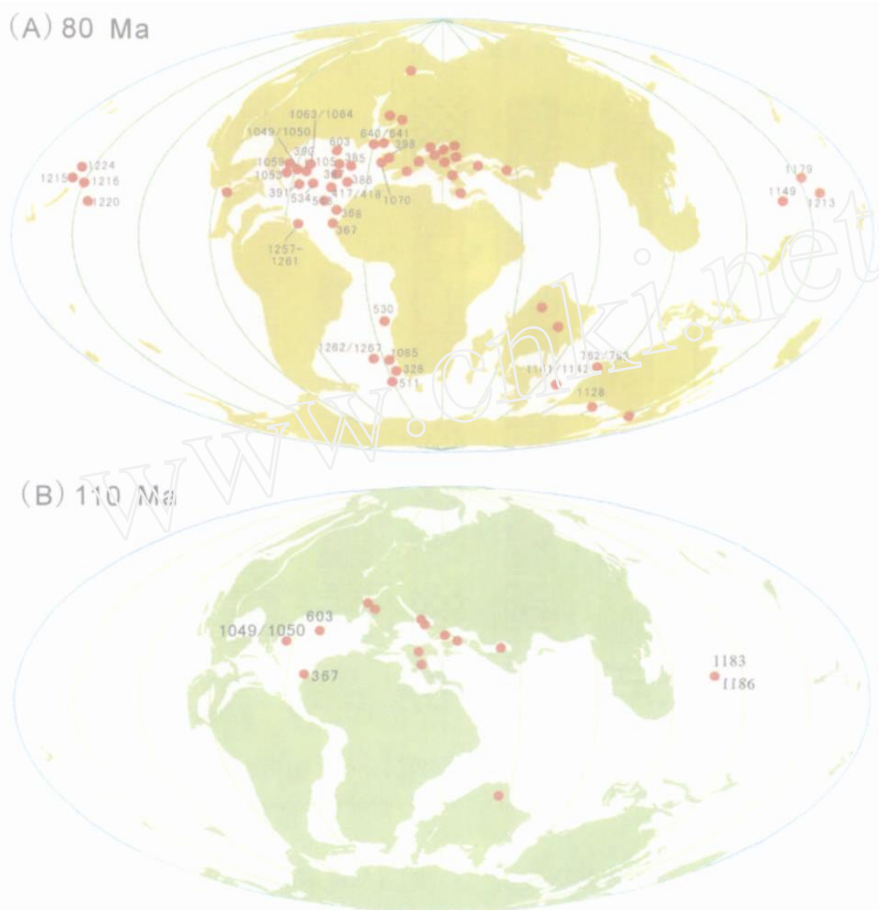


图 3 白垩纪 80 Ma(A)和 110 Ma(B)时期的 CORB 全球分布图 (底图源自 <http://www.odsn.de>)

Fig 3 Paleogeographic localities of Cretaceous Oceanic Red Beds at the time of 80 Ma(A) and 110 Ma(B)

(The base paleogeographic maps are downloaded from <http://www.odsn.de>)

造活动、浊积发育、盆地地形、物源区变化等多种的影响,各地 CORB 的发生和结束并不同时 (Hu et al, 2005, 2006;图 4)。因此,CORB 并不能作为简单的地质事件来研究,它与 OAE 有着明显的区别。这一点也是国际大多数科学家的共识。

另外,CORB 的出现与 OAEs 的发生在时间上具有一定的关系,一般在 OAEs 发生之后,晚白垩世 Santonian - Campanian 为红层出现的高峰时期 (Wang et al, 2004;图 4)。

4 CORB 成因机制探讨

4.1 沉积环境及其相关因素

CORB 的沉积环境以深水为主,包括外陆棚、斜坡和盆地等。盆地相一般仅发育红色泥质岩,如北

大西洋;而斜坡和远洋环境下不仅发育红色页岩,同时还有红色泥灰岩、红色灰岩和红色硅质岩;另外在斜坡环境下多发育浊流沉积,如意大利的 Scaglia Rossa 组和奥地利的 Nierental 组 (Hu et al, 2005)。Wagreich & Krenmayer (2005) 研究奥地利北阿尔卑斯白垩统 Nierental 组大洋红层后,发现盆地形态和碎屑输入强烈影响着大洋红层的出现和沉积相类型。Kuhnt & Holbourn (2005) 对东西特提斯 Campanian - Maastrichtian 期深水底栖有孔虫研究发现,大洋红层可分为 3 个生物相:深海红色泥岩与矮小深海生物组合、深海红色泥灰岩与含钙质胶结有孔虫组合、深水远洋灰岩与 Rhizammia 组合。

系统研究发现,浊流沉积的出现导致红色沉积的消失,这与传统认识恰好相反。由于浊流、碎屑流

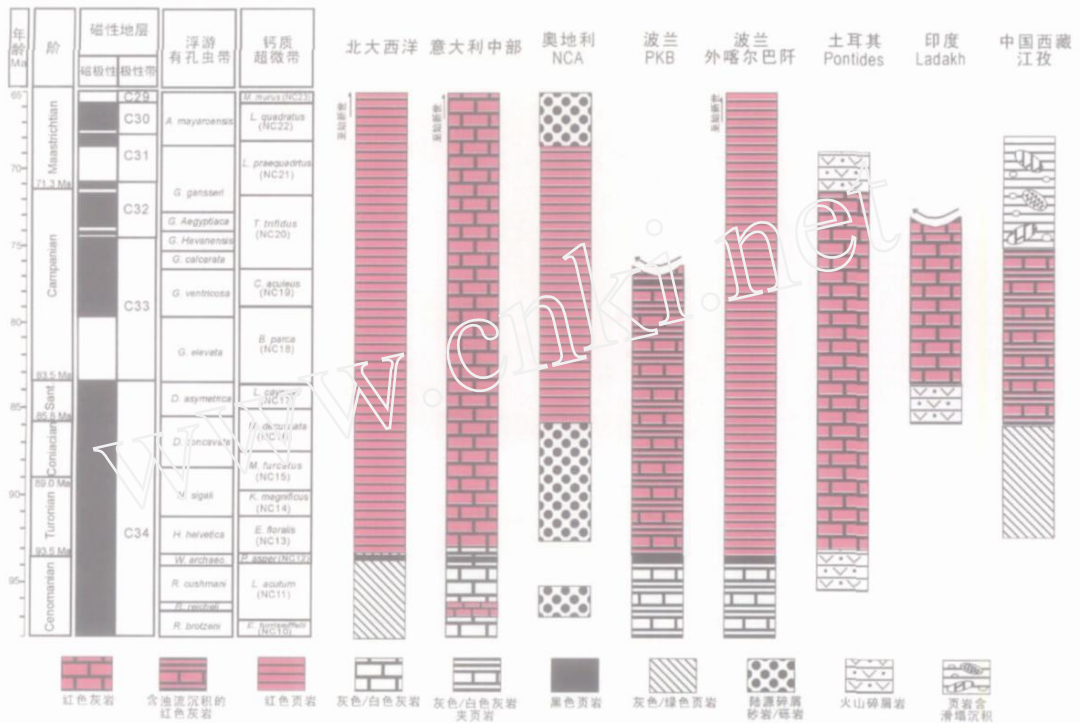


图 4 全球代表性地区上白垩统大洋红层地层分布示意图 (据 Hu et al, 2005)

Fig 4 Integrated stratigraphic distribution of the Upper Cretaceous Oceanic Red Beds

等重力流为瞬间事件,其沉积速率高,有机质因没有足够的时间完全氧化而部分被保留,因而沉积物多呈灰色、灰白色。在藏南红色页岩内,与页岩突变接触的极薄层泥灰岩层被解释为浊流的产物。泥灰岩颜色通常为红灰色、灰色,局部泥灰岩顶底为灰红色,中间为灰色。同样的情形还出现在意大利、奥地利、罗马尼亚等地区大洋红层沉积中。如,在意大利 Ancona 城 Fomaci 采石场,红色灰岩内发育的灰白色灰岩层就是钙质浊流沉积的产物 (Hu & Sarti, 2002);在奥地利 Gosau 盆地,红色灰岩与灰色灰岩交替出现的原因就在于红层是远洋沉积,而灰色灰岩则是带入了大量的陆源碎屑沉积的浊流沉积而成 (Wagreich & Krenmayer, 2005)。

沉积速率与大洋红层之间的关系也与基于现代大洋红色粘土的传统认识不一致。研究发现,白垩纪大洋红层的沉积速率变化较大,从 CCD 面之下红色页岩的几 mm/ka 到碳酸盐和浊流发育的几十 mm/ka 不等。如通过对意大利浮游有孔虫化石带研究发现,沉积速率与颜色变化之间没有必然的关系 (Hu et al, 2006),同样的情况也出现在奥地利和

波兰 (Wagreich & Krenmayer, 2005)。很显然,白垩纪以 Scaglia Rossa 为代表的红色灰岩不能用低沉积速率来解释其成因。

4.2 沉积物来源及其成岩作用

在排除表生风化成因的红层之外,海洋环境下出现红色沉积物通常存在 3 种解释: 1) 陆地 滨浅海氧化陆源碎屑被重力流搬运到深水环境沉积 (Lajoie & Chagnon, 1973); 2) 位于碳酸盐补偿面 (CCD 面) 之下,类似于现代太平洋缓慢被氧化的红色粘土 (Glasby, 1991); 3) 嗜铁细菌作用的结果 (参见 Mamet & Pr at, 2006; Pr at et al, 2006)。基于我国西藏和世界其它地区的比较研究,对于 CORB 而言,不同的沉积物来源反映了沉积环境的差异,因此其成因机制可能不尽相同。

现代大洋中红色粘土仅出现在一般大于 4400 m 的深海中,主要为各种风成粘土和细粒矿物,碳酸盐含量极低,沉积速率极小 (<1 mm/ka)。对于白垩纪红色页岩,如北大西洋上白垩统 Plantagenet 组红色粘土沉积 (Jansa et al, 1979),根据其低沉积速率、物质组成以粘土矿物为主以及远洋深水盆地

(CCD面之下)等特征,应该与现今太平洋红色粘土沉积相同,为 CCD面之下、低沉积速率和氧化条件下的产物(Hu et al, 2005)。另外,在西藏南部部分红色页岩中,铁的分布呈簇状,并沿裂隙局部富聚,显示铁细菌作用的存在,需要进一步研究。

然而,对于白垩纪红色灰岩而言,显然不符合上述3种情形。原因在于:1)它是一套以碳酸盐沉积为主的富含浮游有孔虫的远洋—半远洋红色沉积;2)红层内矿物组成及其化学成分显示物源区没有任何改变,缺乏异地运移的沉积构造标志;3)白垩纪大洋红色灰岩沉积速率至少 $10\sim 20\text{ mm/ka}$;4)显微镜下,红色灰岩中铁是均匀发散状的,没有见到嗜铁细菌作用的痕迹。

根据作者对西藏、意大利、罗马尼亚、土耳其、波兰等地详细的野外和室内研究,结果表明,红色灰岩是氧化条件下沉积物在原地形成的产物。主要的证据有:1)红层岩层呈单层产出,与上下层接触关系清晰,内部颜色鲜艳而均匀,未见还原色斑;2)部分单个岩层之内从底部到顶部见到从灰色—灰白色向红色—品红色的转变;3)矿物学、岩石学和地球化学数据都表明,赤铁矿的存在是导致白垩纪红色灰岩致色的主要原因(Eren & Kadir, 1999; Hu et al, 2005, 2006; Wang et al, 2005);4)红色不是由于碎屑来源的赤铁矿引起的。一方面,随着灰色—灰白色向红色—品红色的转变,粘土矿物组成基本没有发生变化,另一方面,对应于颜色的转变,指示碎屑来源的化学元素(如 Al, Si等)基本没有变化;5)Channell et al (1982)通过研究意大利白垩纪红色灰岩的磁性矿物,发现由磁铁矿定义的地磁反转界线之下几十厘米,一些赤铁矿颗粒被反转后的磁场所磁化,这进一步证实红层中的赤铁矿为早期成岩阶段产物。赤铁矿的生长优先于碎屑或生物磁铁矿的机械固定,随后成岩赤铁矿颗粒并没有像磁铁矿那样容易旋转响应于背景地磁场极性,原因是赤铁矿作为大的、无磁性颗粒的包裹层出现。

5 CORB对古海洋和古气候的指示意义

5.1 远洋沉积记录

全球对比研究表明,根据大洋红层、黑色页岩沉积的出现,白垩纪整个特提斯域深水沉积大体可以分为3个阶段(图5):自早白垩世初期一直到 Aptian早期,地层主要以出现高含量碳酸钙沉积为特

征(Maiolica相);自 Aptian早期 Selli层一直到 Bonarelli层(OAE2),以同时广泛出现黑色页岩和大洋红层为特征(Mame a Fucoidi相);Bonarelli层之上则主要以出现大规模的大洋红层沉积为特征(Scaglia Rossa相)。白垩纪深水沉积从早白垩世灰岩相、含黑色页岩夹层、黑色页岩和大洋红层大规模出现一直到晚白垩世整体以大洋红层为主的沉积转变,蕴藏在这一远洋沉积物转变之后的古海洋、古气候条件显然发生了明显的变化。

白垩纪中期大洋红层与黑色页岩高频交替出现(图5),至少反映了白垩纪中期古海洋和古气候状态的不稳定性。如果大洋红层代表着氧化条件,而黑色页岩代表着还原条件,这意味着白垩纪中期的海洋底部古氧化还原条件也是高频变化的。大量的研究显示黑色页岩与高温相联系,那么,黑-红的高频转变意味着海水古温度的明显变化,这对白垩纪中期气候温暖而均一的传统认识提出了挑战。

5.2 溶解氧含量

沉积物—水界面的氧化还原条件直接决定着沉积物表层的氧化还原性,前者主要由有机质堆积速率和底层水溶解氧含量决定,溶解氧为氧化剂,有机质为还原剂(Morford et al, 1999)。因此,沉积物氧化还原性归根结底受有机质堆积速率和底层水溶解氧含量控制。大洋红层内保存大量的有孔虫、钙质超微化石以及硅质岩内出现大量的放射虫,均说明当时红层沉积时期有机质堆积速率可能并不低,同时与灰色—白色灰岩相比而言,有机质堆积速率变化不明显。因此,作者认为,造成红层所对应的氧化条件是由于底层水出现高含量的溶解氧决定的,并且,这种高含量的溶解氧条件不仅出现在 CCD面之下的盆地环境,还出现在红色灰岩沉积所对应的下斜坡—上斜坡环境。

值得提及的是,现代大洋红色粘土沉积主要出现在溶解氧含量整体较低的太平洋,而在北大西洋和印度洋较少出现。其原因在于:现代大洋红色粘土沉积速率极低,海水中的溶解氧含量相对而言是充足的,完全可以提供铁氧化所需要的溶解氧,因而无论在太平洋、大西洋、印度洋,可能不是溶解氧,而是沉积速率、大洋净初级生产力在对粘土沉积的红色起着主导作用(Stott et al, 2000)。

5.3 古洋流

近年来的研究表明,深层古洋流的发育很可能

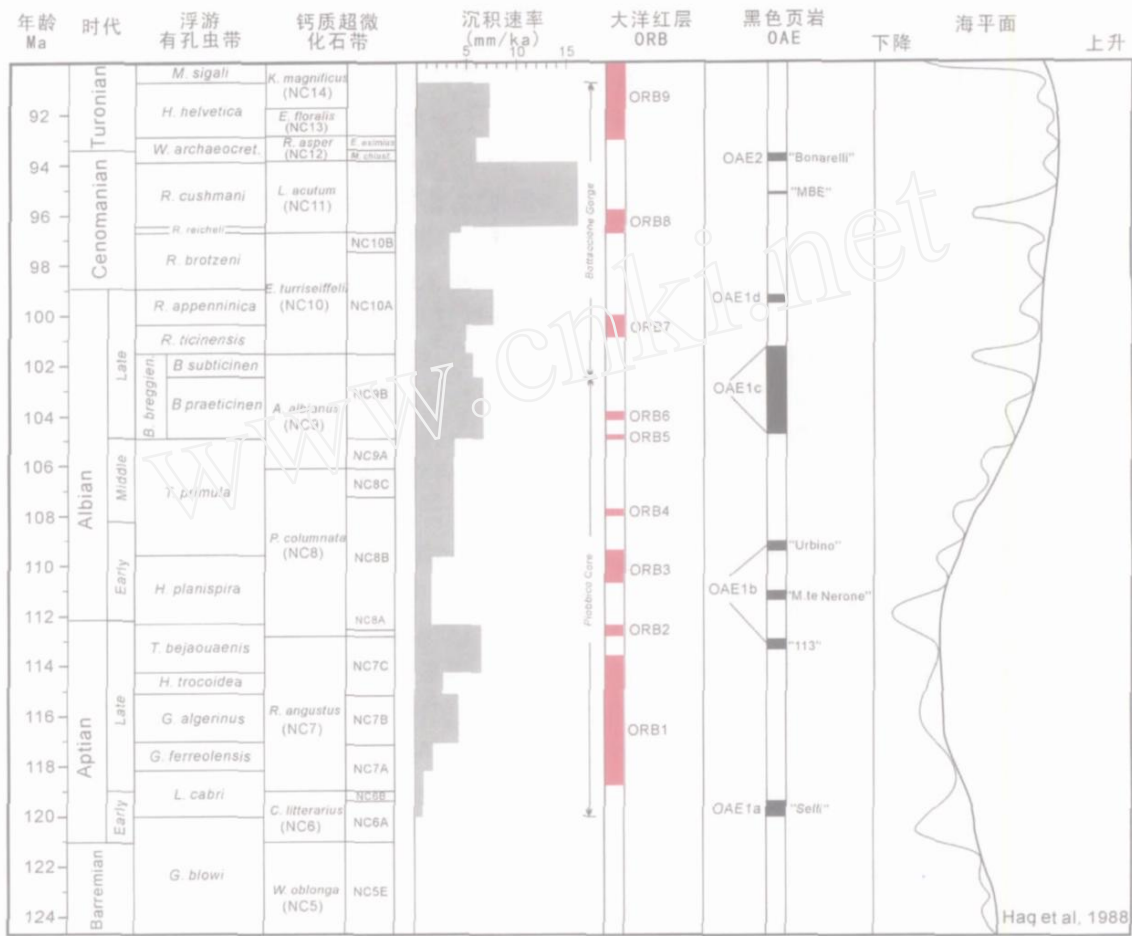


图 5 意大利中部白垩纪黑色页岩、大洋红层及沉积速率的时代分布 (据 Hu et al, 2006)

Fig 5 Chronostratigraphic distribution of the Cretaceous black shales, oceanic red beds and sedimentation rate in central Italy

是导致白垩纪全球海洋深水环境出现高溶解氧含量的主要因素。

运用数字模拟技术,白垩纪洋流发育方面获得了大量的研究成果,发现白垩纪海洋结构与现今海洋有着重大的区别 (Hay & DeConto, 1999)。如 Otto-B liesne 等 (2002)模拟研究表明,由于 CO₂含量和古地理条件的不同,晚白垩世大洋表面温度、盐度、洋流和深水源区与现代大洋存在较大的差异,大洋深水源区主要位于南大洋极地区域。 Poulsen 等 (2002)强调了南北大西洋的沟通对于全球大洋深水循环的重要性,从 OAE2之后全球深部大洋的循环得到极大的改善,底层水处于彻底氧化的状态,这与白垩纪大洋红层整体上位于 OAE2之后的事实相

符。

Bush (1998)、Hotinsky & Toggweiler (2003)研究强调低纬度环特提斯洋流的重要性 (TCC),认为 TTC在晚白垩世达到发育高峰期,这与 CORB 主要分布于中低纬度地区晚白垩世时期是吻合的。Bush (1998)还指出,在洋流通道变窄的情况下,TCC的循环模式可能会发生变化。如在西特提斯海道地区,在冬季和夏季可能交替发育上升流和下降流 (Bush, 1998),特别是相对富氧、富盐、贫营养的表层水的下沉可能对西特提斯地区的大洋红层的形成具有一定的意义,同时也可能是西特提斯地区大洋红层较其它地区发育的原因。

古地理研究表明,大洋红层形成高峰期的晚白

垩世确实是一个有利于特提斯洋流发育的时期。早白垩世,南北大西洋以及与太平洋、西特提斯、北冰洋等均不连通(Hay et al, 1999),深水环境海水底流停滞,全球(尤其是大西洋、西特提斯)出现典型富有机质的黑色页岩(Schlanger & Jenkyns, 1976);距今约 110 ~ 90 Ma (Albian - Cenomanian),南北大西洋开始连通(Ricou, 1995),但洋流运动仅局限于表层水和浅层水的交换,直到 80 ~ 70 Ma之间,南北大西洋之间才出现深水交换,大西洋和西特提斯不存在深水交换(Ricou, 1995);晚白垩世 Apulia板块快速向北漂移,与非洲板块北部之间形成相对较宽阔的海峡,深水交换畅通(Ricou, 1995)。而 Campanian晚期之后,由于非洲板块与欧亚板块的拼贴,以及随后印度板块的快速向北移动(Dercourt et al, 1993),逐渐削弱和改造了这一环特提斯底层水交换模式,并最终导致其消失。

5.4 古气候

大洋红层的出现是否与古温度之间存在必然的联系,限于资料的缺乏,目前尚无定论。来自意大利的数据研究表明, Cenomanian期下部出现明显的¹⁸O正向偏移,对应着 ORB8的出现,如果全岩氧同位素代表着原始气候条件的话(Jenkyns et al, 1994),说明温度有一个明显的下降。在 Scaglia Rossa出现处,¹⁸O无明显变化,之后至 Turonian晚期¹⁸O出现明显正偏移。同样的情形还出现在 ORB1,在其出现处¹⁸O无明显变化,之后至 Aptian晚期¹⁸O出现明显正偏移(Hu et al, 2006)。

大洋红层的出现将对全球碳循环产生重要影响,与黑色页岩还原条件下有机碳多被保存下来进入沉积圈相反,大洋红层所对应的氧化条件下,有机碳多被氧化而返回到生物圈和大气圈中,将直接改变有机碳库的比例,进而改变碳循环,后者直接与全球气候变化相关。

5.5 黑色页岩与大洋红层的关联

从现有资料来看,CORB在时间上一般出现在OAE之后。从大时间尺度来看,白垩纪中期以黑色页岩为特征,而之上的晚白垩世整体以大洋红层为主(图5)。在意大利,ORB1出现在OAE1a之后;在ORB1~ORB9之间,黑色页岩与大洋红层高频出现(图5)。OAE2之后出现更大规模的红色沉积,并在Santonian - Campanian出现高峰时期(Wang et al, 2004)(图5)。

是否大规模缺氧事件之后必然发生大洋氧化作用,两者是否存在某种内在关系(如成因上关联),还需要更多的地质资料的证实。在整个地质历史中,与白垩系相似黑色/红色沉积还可能出现在奥陶系、泥盆系、三叠系和侏罗系(王成善和胡修棉, 2005)。有一个现象促使我们相信两者之间存在成因联系,即白垩纪大洋缺氧事件将改变大气氧通量,后者改变海洋氧化能力。据研究,OAE2在短暂的0.5 Ma由于有机质埋藏而导致大气氧总量增加为 1.6×10^{18} mols(Arthur et al, 1988),增加百分比约4.2%。大气氧浓度的增加必将导致海水溶解氧浓度相应增加,海水整体氧化能力增强,客观上有利于大洋红层的出现。

6 结语

“地球是一个系统,牵一发而动全身”(汪品先, 2000)。白垩纪远洋沉积物为什么会从早期白色灰岩相、中期黑色页岩相、晚期整体以大洋红层为主的转变呢?蕴藏在这一远洋沉积物转变之后的古海洋条件、古气候环境又发生了怎样的变化呢?对这些问题的探讨还远远没有达成共识。现有的资料和数据还远远不能回答CORB成因机制,一方面是由于来自CORB基础地质资料积累不够,包括矿物学、地球化学、同位素数据仍相对缺乏,另一方面还缺乏与CORB相关的古气候、古海洋研究。

进一步深入研究白垩纪大洋红层具有十分重要的潜在意义,不仅可以解决大洋红层本身的成因,还可以加强我们对白垩纪古海洋、古气候等关键科学问题的认识。进入新世纪,各国科学家都在积极寻找如何开展地球系统科学的新的生长点和发展方向,“大洋红层”正是这样一个符合开展地球系统科学研究的、穿越地球圈层的研究对象。

致谢:感谢国家自然科学基金委员会、科技部、中国IGCP委员会长期以来对“白垩纪大洋红层”相关研究的大力支持。先后参与本项研究工作的国内同行还有万晓樵、李祥辉、邹艳容、黄永健、陈曦。国际合作者L. Jansa(加拿大)、R. Scott(美国)、M. Wagreich(奥地利)、M. Melinte(罗马尼亚)、O. Tüysü(土耳其)、K. Bak(波兰)、W. Kuhnt(德国)、M. Sarti(意大利)等在IGCP463/494项目框架下对不同地区的白垩纪大洋红层做了许多工作,使得“白

白垩纪大洋红层 科学问题的研究得以不断深化。陈曦协助完成图 1。本文是在王德滋院士的鼓励和支持下完成的。作者在此一并表示衷心的感谢!

参考文献 [References]:

- Arthur M A, and Fischer A G 1977. Upper Cretaceous Paleocene magnetic stratigraphy at Gubbio, Italy I Lithostratigraphy and sedimentology. Geological Society of American Bulletin, 88: 367 - 371.
- Arthur M A, Dean W E, Pratt L M. 1988. Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary. Nature, 335: 714 - 717.
- Bush A. 1998. Numerical simulation of the Cretaceous Tethys Circumglobal Current. Science, 275 (7): 807 - 810.
- Channell J E T, Freeman R, Heller F, et al 1982. Timing of diagenetic haematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). Earth and Planetary Science Letters, 58: 189 - 201.
- 陈曦. 2005. 藏南江孜地区海相白垩系化学地层学. 成都: 成都理工大学硕士论文. 67pp.
- [Chen Xi 2005. Chemostratigraphy of marine Cretaceous in Gyangze area, southern Tibet. M. Sc. thesis of Chengdu University of Technology, (in Chinese with English abstract)]
- 陈曦, 王成善, 李祥辉, 等. 2005. 阿尔卑斯 喀尔巴阡上白垩统大洋红层特征与对比. 地学前缘, 12 (2): 61 - 68.
- [Chen Xi, Wang Chengshan, Li Xianghui, et al 2005. Upper Cretaceous Oceanic Red Beds in Alps-Carpathians area. Earth Science Frontiers 12 (2): 61 - 68 (in Chinese with English abstract)]
- Dercourt J, Ricou L E, Vrielynck B, eds 1993. Atlas Tethys Paleoenvironmental Maps. Gauthier-Villars, Paris, 307pp. 14 maps
- Eren M and Kadir S 1999. Colour origin of Upper Cretaceous pelagic red sediments within the Eastern Pontides, northeast Turkey. Int. J. Earth Sci., 88: 593 - 595.
- Glasby G P. 1991. Mineralogy, geochemistry, and origin of Pacific red clays: a review. New Zealand J. Geol. Geophys., 34: 167 - 176.
- Hay W W, DeConto R M, Wold C N, et al 1999. Alternative global Cretaceous paleogeography. In: Barrera E and Johnson C C eds: Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America Special Papers, 332: 1 - 47.
- Hay W W, DeConto, R M. 1999. Comparison of modern and Late Cretaceous meridional energy transport and oceanology. In: Barrera E, Johnson C C eds: Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Geological Society of America Special Papers, 332, pp. 283 - 300.
- Hotinsky R, and Toggweiler R J. 2003. Impact of a Tethyan circumglobal passage on ocean heat transport and "equable" climates. Paleoceanography, 18 (1), 1007, doi: 10.1029/2001PA000730.
- 胡修棉. 2002. 藏南白垩系沉积地质与上白垩统海相红层—大洋富氧事件. 博士论文: 成都理工大学. 成都, 268页.
- [Hu X M. 2002. Sedimentary geology of Cretaceous in southern Tibet, and the Upper Cretaceous oceanic red beds. Unpublished PhD thesis, Chengdu University of Technology. (in Chinese with English abstract)]
- Hu X and Sarti M eds 2002. Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB) in an Apennines Alps-Carpathians Transect. IGCP 463 Ancona Workshop, September 22 - 29, 2002, Field Guidebook, 115pp.
- Hu X, Jansa L, Sarti M, 2006. Mid-Cretaceous Oceanic Red Beds in the Umbria-Marche Basin, Central Italy: constraints on paleoceanography and palaeoclimate. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 233: 163 - 186.
- Hu X, Jansa L, Wang C, et al 2005. Upper Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB) in the Tethys: occurrence, lithofacies, age and environment. Cretaceous Research, 26: 3 - 20.
- 胡修棉, 王成善, 李祥辉, Luba Jansa 2006. 藏南上白垩统深水海相红层: 岩石类型、沉积环境与颜色成因. 中国科学 (D辑: 地球科学), 36: 811 - 821.
- [Hu Xiumian, Wang Chengshan, Li Xianghui and Jansa Luba 2006. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: Lithofacies, environments and colour origin. Science in China, Series D: Earth Sciences, 49: 785 - 795]
- IGCP463/494 秘书处, 2005. "白垩纪大洋红层 - 海洋/气候响应" 研究进展综述. 地学前缘, 12 (2): 69 - 80.
- [IGCP463/494 Secretaries 2005. Progress in the studies of "Cretaceous oceanic red beds - response to ocean/climate change" project. Earth Science Frontiers, 12 (2): 69 - 80. (in Chinese with English abstract)]
- Jansa L F, Enos P, Tucholke B E, et al 1979. Mesozoic-Cenozoic sedimentary formations of the North American Basin, western North Atlantic. In: Takwani M, Hay W, Ryan W B F, eds: Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean Continental Margins and Paleoenvironment. Maurice Ewing Series 3, American Geophysical Union, pp. 1 - 57.
- Jenkyns H C, Gale A S, Corfield R M. 1994. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. Geological Magazine, 131: 1 - 34.
- Kuhnt W, Holbourn A. 2005. Late Cretaceous deep-water benthic foraminiferal biofacies and lithofacies of the western and eastern Tethys. 地学前缘 (Earth Science Frontiers), 12 (2): 81 - 103.
- Lajoie J, and Chagnon A. 1973. Origin of red beds in a Cambrian flysch sequence, Canadian Appalachian, Quebec. Sedimentology, 20: 91 - 103.
- Li X, Jenkyns H C, Wang C, et al 2006. Upper Cretaceous carbon- and oxygen-isotope stratigraphy of hemipelagic carbonate facies from southern Tibet, China. J. Geol. Soc. London, 163: 375 - 382.
- Li X, Wang C, Hu X. 2005. Stratigraphy of deep-water Cretaceous deposits in Gyangze, southern Tibet, China. Cret. Res., 26: 33 - 41.
- 李祥辉, 王成善, 万晓樵, 等. 1999. 西藏江孜县床剖面侏罗-白垩纪的地层层系及地层系统考证. 地层学杂志, 23: 303 - 309.
- [Li X H, Wang C S, Wan X Q, et al, 1999. Verification of stratigraphic sequence and classification for the Chuangde cross-section of Gyangze, southern Tibet. J. Stratigraphy, 23, 303 - 309. (in Chinese with English abstract)]
- Manet B, and Prata A. 2006. Iron-bacterial mediation in Phanerozoic red limestones: State of the art. Sedimentary Geology, 185: 147 - 157.
- Melinte M C, and Jipa D C. 2005. Campanian-Maastrichtian marine red beds in Romania: biostratigraphic and genetic significance. Cret. Res., 26: 49 - 56.
- Morford J L, and Emerson S. 1999. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 63: 1735 - 1750.
- Otto-Bliesner B L, Brady E C, Shields C H. 2002. Late Cretaceous ocean: Coupled simulations with the National Center for Atmospheric Research Climate System Model. Paleoceanography, 17 (4): 569 - 580.
- Poulsen J C, Barron J E, Arthur A M, et al 2001. Response of the mid-Cretaceous global oceanic circulation to tectonic and CO₂ forcings. Paleoceanography, 16: 1 - 17.
- Prata A, Morano S, Loreau J P, et al 2006. Petrography and biostratigraphy of the Rosso Ammonitico Veronese (Middle-Upper Jurassic, Northeastern Italy). Facies, 52: 265 - 278.
- Premoli Silva I and Silter W V. 1994. Cretaceous planktonic

- foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends from the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Paleont Italica*, 82: 1-89.
- Ricou L E. 1995. The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In: Naim A E M et al, eds. *The Ocean Basins and Margins*. Plenum Press, New York and London, 3-70.
- Schlanger S O, and Jenkyns H C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: cause and consequence. *Geol Mijnbouw*, 55: 179-184.
- Skellon P W, Spicer R A, Kelley S P, et al. 2003. *The Cretaceous World*. Cambridge University Press, pp. 1-350.
- Stoll H M, and Schrag D P. 2000. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet?. *GSA Bulletin*, 112: 308-319.
- Stott L D, Berelson W, Douglas R, et al. 2000. Increased dissolved oxygen in Pacific intermediate waters due to lower rates of carbon oxidation in sediments. *Nature*, 407: 367-370.
- Wagreich M, and Krenmayer H G. 2005. Upper Cretaceous Oceanic Red beds (CORB) in the Northern Calcareous Alps (Nierental Formation, Austria): slope topography and clastic input as primary controlling factors. *Cret Res*, 26: 57-64.
- Wagreich M, Pavlishina P, Malata E. 2006. Biostratigraphy of the lower red shale interval in the Rhenodanubian Flysch Zone of Austria. *Cret Res*, 27: 743-753.
- Wan X, Lamolda M A, Si J, et al. 2005. Foraminiferal stratigraphy of Cretaceous red beds in southern Tibet. *Cret Res*, 2005, 26: 43-48.
- 万晓樵, 李国彪, 司家亮. 2005. 西藏南部晚白垩世-古新世大洋红层的分布与时代. *地质前缘*, 12(2): 31-37.
- [Wan Xiaoqiao, Li Guobiao, Si Jialiang. 2005. The distribution and ages of Late Cretaceous-Paleogene oceanic red beds in southern Tibet. *Earth Science Frontiers* 12(2): 31-37. (in Chinese with English abstract)]
- 王成善. 2006. 白垩纪地球表层系统重大地质事件与温室气候变化研究. *地球科学进展*, 21(7): 68-72.
- [Wang Chengshan. 2006. Coupling of the earth surface system: Inferring from the Cretaceous major geological events. *Advances in Earth Sciences*, 21(7): 68-72]
- 王成善, 胡修棉. 2005. 白垩纪世界与大洋红层. *地质前缘*, 12(2): 11-21.
- [Wang Chengshan and Hu Xiumian. 2005. Cretaceous world and oceanic red beds. *Earth Science Frontiers*, 12(2): 11-21. (in Chinese with English abstract)]
- Wang C, Hu X, Jansa L, et al. 2005. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: a major change from anoxic to oxic condition. *Cret Res*, 26: 21-32.
- Wang C, Huang Y, Hu X, et al. 2004. Cretaceous oceanic redbeds: Implications for paleoclimatology and paleoceanography. *Acta Geologica Sinica*, 78: 873-877.
- 王成善, 李祥辉, 万晓樵, 等. 2005. 西藏南部江孜地区白垩系的厘定. *地质学报*, 74: 97-107.
- [Wang C, Li X, Wan X, et al. 2000. The Cretaceous in Gyangze, Southern Tibet. *Acta Geologica Sinica*, 74, 97-107. (in Chinese with English abstract)]
- 王乃文, 刘桂芳, 陈国铭. 1983. 西藏羊卓雍错区域地质研究. *青藏高原地质文集* (3), 1-20.
- [Wang N W, Liu G F, Chen G M. 1983. Regional Geology in the Yanzho Yum area in southern Tibet. In: CGQXP Editorial Committee, Ministry of Geology and Mineral Resources PRC Ed.: Contribution to the Geology of the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau No. 3. Geological Publishing House, Beijing, pp. 1-20. (in Chinese)]
- 汪品先. 2000. 深海研究和新世纪的地球科学. 见: 路甬祥主编, 百年科技回顾与展望——中外著名学者学术报告, 上海: 上海教育出版社, pp. 181-211.
- [Wang Pinxian. 2000. Deep sea research and earth sciences in new century. In: Lu Yongxiang ed. Overview and Perspective of Chinese One-Hundred-Year Science and Technology. Shanghai: Shanghai Education Press, pp. 181-211 (in Chinese)]
- 魏玉帅, 王成善. 2005. 土耳其-高加索-喜马拉雅一线白垩纪大洋红层对比. *地质前缘*, 12(2): 51-61.
- [Wei Yushuai and Wang Chengshan, 2005. Correlation of Cretaceous oceanic red beds in Turkey, Caucasus and Himalaya. *Earth Science Frontiers*, 12(2): 51-60. (in Chinese with English abstract)]
- Zou Y, Kong F, Peng P, et al. 2005. Organic geochemical characterization of Upper Cretaceous oxic oceanic sediments in Tibet, China: A preliminary study. *Cret Res*, 26: 65-71.

Cretaceous Oceanic Red Beds: Characters, Occurrences, and Origin

HU Xiumian¹, WANG Chengshan²

(1. State Key Laboratory of Mineral Deposits Research, Department of Earth Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093, China

2. Geological Centre of the Tibetan Plateau, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)

Abstract: The idea "Cretaceous Oceanic Red Beds" (CORB) has become one of hot topics since it was put forward and initiated by Chinese scholars during latest 1990s. This paper tries to overview scientific results, especially from our research results, related to the CORB studying. The geological and geochemical characters of the CORB from both southern Tibet, the eastern Tethys Ocean, and central Italy, the western Tethys ocean, were introduced in detail. Based on global correlation, the features and occurrences of the CORB were characterised. We also discussed the implications of CORB related to response of the paleoceanographic and paleoclimatic changes. We believe that CORBs were deposited in highly oxic environment with higher contents of dissolved oxygen at the bottom water level, which might be the result of paleoceanic circulation.

Key words: oceanic red beds; Cretaceous; paleoceanography; paleoclimate