

藏南上白垩统大洋红层: 岩石类型、沉积环境与颜色成因^{*}

胡修棉^① 王成善^② 李祥辉^③ Luba Jansa^④

(^① 南京大学地球科学系 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 南京 210093; ^② 中国地质大学(北京)青藏地质中心, 北京 100083; ^③ 成都理工大学沉积地质研究院, 成都 610059; ^④ Department of Earth Sciences, Dalhousie University, Halifax B3H 3J5, Canada)

摘要 西藏南部上白垩统大洋红层岩石类型有碳酸盐岩、泥质岩和硅质岩。碳酸盐岩又细分为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等类型; 泥质岩主要为红色页岩; 硅质岩有红色放射虫岩、红色(含)放射虫硅质岩、红色硅质岩。红色页岩沉积环境为碳酸钙补偿面(CCD)之下、受浊流影响的下斜坡/盆地相; 而红色灰岩为远洋沉积环境下由先成的较浅水上斜坡红色灰岩层通过滑移、滑塌沉积在下斜坡页岩内。野外观察、显微镜、扫描电子显微镜、X 射线衍射和漫反射数据表明, 细小的、分散状出现的赤铁矿是导致藏南上白垩统大洋红层呈现红色的根本原因, 赤铁矿不是碎屑来源的, 而是同沉积期-成岩早期阶段的产物。无论是红色页岩还是红色灰岩, 都以出现高含量 Fe_2O_3 和低含量 FeO 为特征, 铁主要以三价形式出现, 指示了一种氧化条件。藏南大洋红层沉积时期, 在东特提斯洋上斜坡-下斜坡-盆地环境下广泛出现高含量溶解氧的氧化条件, 导致该条件出现的主要因素是气候变冷、洋流活动和海洋-大气氧通量改变。

关键词 大洋红层 上白垩统 岩石类型 沉积环境 红色 西藏南部

顾名思义, “红层”指的是以红色为主要颜色的沉积地层^[1]。根据沉积环境的不同, 又有陆相红层和大洋红层之分^[2]。相对于广泛存在且研究程度较高的陆相红层而言, 大洋红层长期以来并没有得到足够的重视^[1,3]。追溯起来, 白垩纪大洋红层并不是新事物。

早在 19 世纪, Štúr^[4]就曾对斯洛伐克喀尔巴阡白垩系红色灰岩进行过研究, 之后欧洲许多国家先后对该套地层进行研究, 但一直到上世纪末仍以零星的地层和古生物研究为主^[5]。2002, 2003 年先后执行的 IGCP463, 494 项目, 把白垩纪大洋红层研究提升到一

收稿日期: 2005-05-26; 接受日期: 2006-02-27

* 国家自然科学基金重点项目(批准号: 40332020)和国家重点基础研究发展规划项目(批准号: 2006CB701402)资助

** E-mail: huxm@nju.edu.cn

一个新高度 [6]。国际上,近年来, Hu 等 [5] 发现上白垩统大洋红层具有十分广泛的分布,如北大西洋、西班牙、意大利平宁、阿尔卑斯、喀尔巴阡、黑海、高加索、喜马拉雅、北太平洋等地区,可能是整个中低纬度全球大洋深水沉积的重要特征; Melinte 等 [7] 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坎潘期-古新世早期; Wagneich 等 [8] 研究奥地利北阿尔卑斯 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; Kuhnt 等 [9] 对东西特提斯坎潘期-马斯特里赫特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 *Rhizammina* 组合。

对于白垩统大洋红层的发源地-藏南床得组的研究已经较为深入,多学科研究成果已经发表如生物地层学 [10,11]、岩石地层学 [12-14]、无机地球化学 [15]、有机地球化学 [16] 等。然而,以往并没有对红层的矿物

学、岩石学和沉积环境给予足够的重视,而这是理解大洋红层成因机制的基础。本文以西藏南部床得组为对象,在典型剖面研究基础上(图 1, 2),对岩石类型、沉积环境以及颜色机理进行系统研究。研究成果对于建立东特提斯大洋红层标准剖面、深刻理解大洋红层的成因具有重要意义。

1 地质背景

研究区位于中国西藏江孜县和浪卡子县,构造上属于特提斯喜马拉雅北带 [17,18] (图 1, 2)。该区白垩系整体为印度被动大陆北缘深海半远洋-远洋复理石相 [17,18]。王成善等 [13] 重新厘定,由下而上分为加不拉组、床得组和宗卓组。加不拉组时代为早白垩世贝里阿斯阶至晚白垩世三冬阶早期,下部以黑色页岩为主,上部为稳定的灰黑色(风化后呈灰白色)硅质/钙质页岩;床得组为特征红色岩层,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,系本文研究对象;宗卓组为灰黑色粉砂质页岩夹大量砂岩、

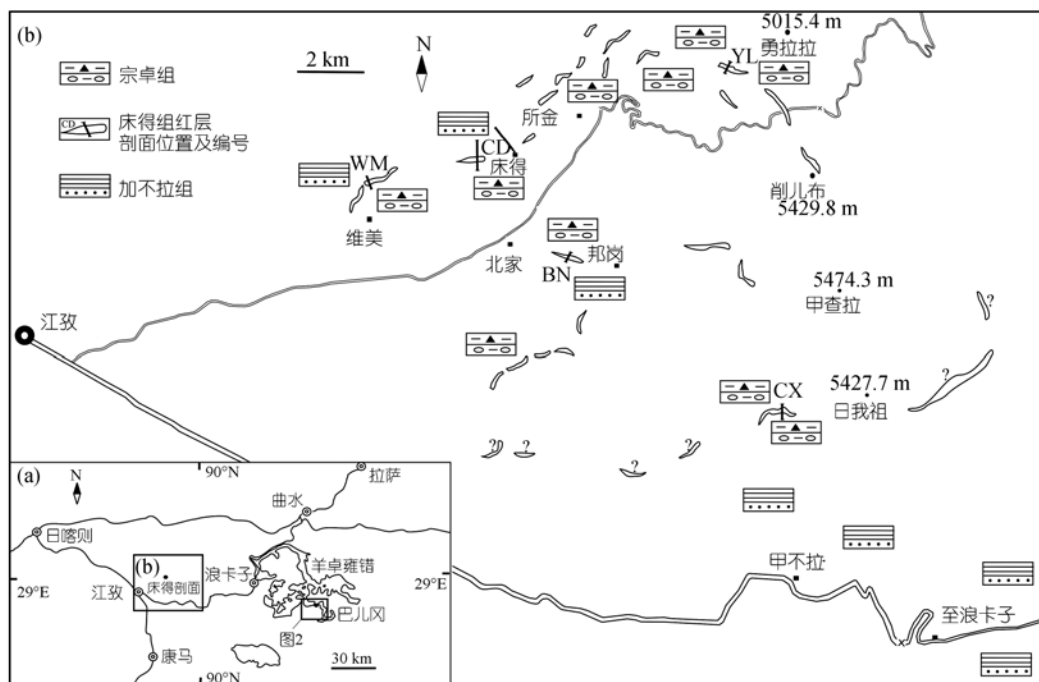


图 1

(a) 藏南拉萨-江孜地区交通示意图, 指示研究区江孜地区(b)和羊湖地区(图 2)位置; (b) 江孜地区上白垩统大洋红层露头

分布示意图及实测剖面位置. CD: 床得剖面; BN: 邦岗剖面; CX: 采雄剖面; YL: 勇拉剖面; WM: 维美剖面



图2 藏南羊卓雍错南部地区上白垩统大洋红层分布略图
示巴尔冈剖面位置

灰岩、硅质岩外来岩块, 主体属滑塌堆积层, 时代为坎潘中晚期到古新世晚期^[19].

床得组因其颜色特征、地貌上易于分辨而作为地层识别的标志层^[12,13], 在江孜地区分布广泛, 平面上多呈透镜体状分布(图1), 仅在江孜床得剖面比较连续(图1), 厚度 28.9 m. 床得组含丰富浮游有孔虫和少量保存欠佳的钙质超微化石, 指示其时代为三冬期-坎潘期(浮游有孔虫化石带 *Dicarinella asymetrica*, *Globostrancanita elevata*, *Globostrancanina calcarata*, *G. ventricosa*)^[10,11].

床得组红层不仅见于江孜地区, 还在羊卓雍错湖(简称羊湖, 下同)南侧发现其踪迹^[20](图2), 显示出床得组区域上的稳定分布. 羊湖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^[20]*Globostrancanina lineiana*, *G. stuarti*, *G. carinata*, *Pseudotextularia* sp., *Heterohelix* sp.和底栖有孔虫^[9]*Paratrochamminoides* spp., *Nothia* spp., *Arenobulimina dorbignyi*, *Goesella rugosa*, *Remesella varians*, *Dorothia oxycona*, *Dorothia retusa*, *Gaudryina pyramidata*, *Clavulina subparisiensis*, 其时代大体为晚白垩世坎潘-马斯特里赫特期.

2 样品与测试方法

样品采自江孜地区床得剖面、邦岗剖面、采雄剖面、勇拉剖面、维美剖面(图1)以及羊湖巴尔冈剖面(图2), 有关这些剖面的详细描述参见胡修棉^[21].

新鲜样品在玛瑙钵中磨至200目, 40 h内加1 mol

醋酸并反复搅拌祛除 CaCO_3 , 加双氧水祛除有机质, 蒸馏水多次冲洗并用离心机分离, 65℃恒温烘干. 烘干粉末样品在南京大学地球科学系 D/MAX-3A 型自动 X 射线衍射仪上进行分析, 扫描条件: 铜靶, 电流 20 mA, 电压 40 kV, 扫描角度为 2°~70°.

漫反射光谱分析在南京大学内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室进行, 分析仪器为 Perkin-Elmer Lambda 6 分光光度计, 扫描从 320~2480 nm, 扫描间隔为 2 nm. 本文主要利用 400~700 nm(可见光部分)之间的数据进行铁氧化物研究. 反射光谱的一阶导数可以定量表示反射光谱曲线倾斜变化, 即曲线的斜率. 计算一阶导数是因为反射光谱图相对较为平缓, 而反射光谱的一阶导数曲线则包含了更多的峰或谷, 这些峰或谷的位置已被证实代表了不同的沉积组成和矿物^[22]. 具体选择间隔 10 nm 的两光谱值之差除以光谱间隔值 10 nm, 即为该点一阶导数值.

常量元素测试采用容量分析法测试, 测试误差为 <5%. 由国土资源部宜昌地质矿产所测试分析中心完成.

3 红层岩石类型

3.1 江孜地区

江孜地区床得组红层岩石类型如下:

(1) 红色泥晶有孔虫灰岩

有孔虫含量大于 90%(图 3(a)). 岩石不均匀, 部分为泥粒灰岩, 局部有孔虫散落于灰泥基底之中. 可明显见到两种不同颜色的基底, 一是颜色鲜艳, 为紫色-红色, 灰泥质成分偏多; 二是浅紫色, 钙质成分偏多. 这说明有孔虫等化石为外来搬运沉积. 见石英颗粒, 粒径约 0.05 mm, 棱角明显. 偶见海百合碎屑.

(2) 红色生物碎屑泥晶灰岩

主要有两类, 一类为有孔虫泥晶灰岩(图 3(b)), 有孔虫含量 30%~50%, 主体为浮游有孔虫, 亦见底栖有孔虫、放射虫等, 生物扰动构造发育, 见少量磨圆度较好的灰岩内碎屑; 另一类为放射虫泥晶灰岩, 含量 30%, 多被方解石交代, 见少量石英碎屑(3%),

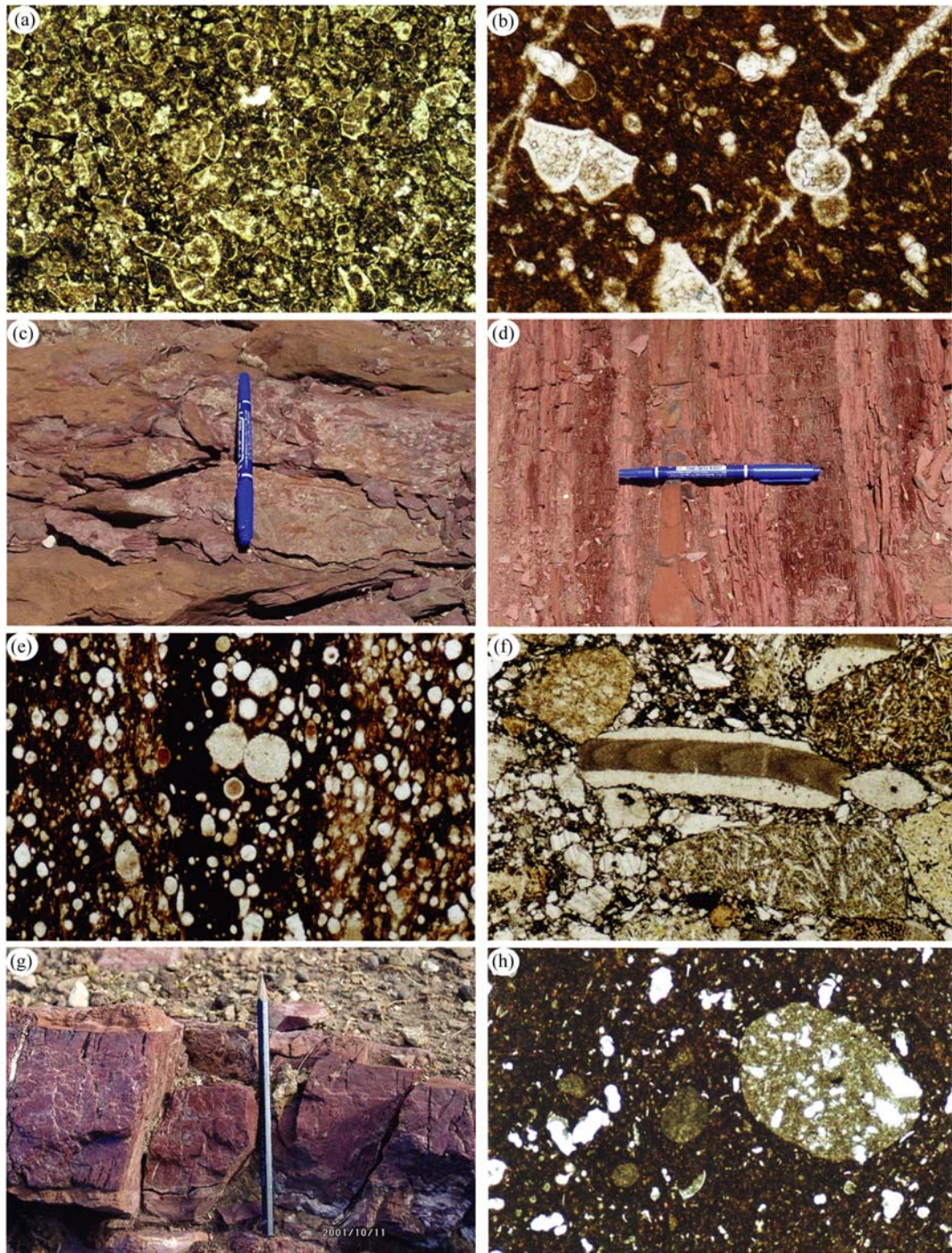


图 3 藏南上白垩统大洋红层沉积结构和显微照片

(a) 红色有孔虫颗粒灰岩, 床得剖面样品 CD36b1; (b) 红色有孔虫泥晶灰岩, 勇拉剖面样品 YL12; (c) 红色内碎屑砾状灰岩, 碎屑流沉积, 床得剖面 35 层样品 0602Q; (d) 红色硅质页岩, 夹薄层浊积灰岩, 床得剖面第 34 层; (e) 红色放射虫岩, 巴尔冈样品 BG05; (f) 黄灰色火山岩屑生物碎屑砾状灰岩, 碎屑流沉积, 巴尔冈样品 BR9A1; (g) 红色泥晶灰岩与硅质岩组合, 层的顶底均为红色含有孔虫泥晶灰岩, 中间为红色放射虫硅质岩和放射虫岩, 两者之间突变接触, 巴尔冈剖面 23 层; (h) 红色灰岩内出现灰色圆形—椭圆形灰岩碎屑, 床得剖面样品 CD35.1

基质为被高度氧化的褐红色灰泥。

(3) 红色含微体生物泥晶灰岩

微体生物主要为有孔虫, 有孔虫含量 15%~25%, 重结晶作用明显。有孔虫壳多沿纹层分布。

(4) 红色泥晶灰岩

灰泥组分大于 90%, 生物含量极少, 以有孔虫为主。生物扰动构造发育, 粉砂级粒径石英常见。

(5) 红色-杂色内碎屑砾状灰岩

内碎屑多为砾屑, 粒径多为 8 mm(图 3(c)), 分选性差、磨圆度差-中等, 多为灰泥质, 其成分有有孔虫灰岩、有孔虫泥晶灰岩、微晶灰岩、含有孔虫泥晶灰岩、泥晶灰岩等类型。有孔虫(多为浮游有孔虫 *Globotruncana*)散落于内碎屑之间, 见塑性流动。见棘皮类碎屑(直径~6 mm), 少量的放射虫。该类沉积代表着一种碳酸盐内碎屑来源的碎屑流沉积。

(6) 红色页岩

颜色呈深棕红色, 页片状(图 3(d)), 硅质组分高, 缺少碳酸钙沉积。微缝合线发育, 粉砂级石英常见, 含量 5%。系 CCD 面之下的沉积。

3.2 羊湖地区

羊湖地区红层与江孜地区相同的岩相有红色有孔虫灰岩、红色含有孔虫泥晶灰岩、红色页岩。除此之外, 还有以下特殊岩相:

(1) 红色放射虫岩

暗红褐色, 圆形放射虫含量丰富, 达 70%~80%, 直径 70~210 μm (图 3(e)), 放射虫多由玉髓充填, 基质为铁质氧化物、硅质。生物扰动构造发育, 见少量的硅质骨针、缺乏碳酸盐沉积。

(2) 红色(含)放射虫硅质岩

暗红褐色, 放射虫含量 10%~50%, 多为 20%~40%, 大小不一, 但直径多小于 70 μm , 放射虫多发生燧石化, 部分放射虫被钙质交代, 基质为铁质氧化物。生物扰动构造发育, 放射虫沿纹层状聚集, 见少量的有孔虫。

(3) 红色硅质岩

红色, 放射虫含量小于 10%, 基质为硅化泥晶, 见粉砂级石英、少量的有孔虫。部分放射虫被钙质或海绿石交代, 生物扰动构造发育。

(4) 黄灰色火山岩屑生物碎屑砾状灰岩

广泛见于红层之间。浅黄灰色, 砾屑主要为生物碎屑(图 3(f)), 磨圆度差, 多为棱角状, 分选性差, 最大粒径可达十几毫米, 含量 60%~90%, 主要有海绵、棘皮动物类, 次要生物碎屑有红藻类(珊瑚藻)、双壳类等。火山岩岩屑(玄武岩等)含量 10%~30%, 磨圆度好, 分选性好, 粒径 0.2 mm 左右。为碳酸盐与火山岩屑混合来源的碎屑流沉积。

在巴尔冈剖面还出现一种有趣的现象: 层的顶部均为红色含有孔虫泥晶灰岩, 中间为红色放射虫硅质岩和放射虫岩, 两者之间突变接触(图 3(g)), 中间一层厚 0.04 mm 暗紫红色泥岩。就结构和成分来看, 为典型的远洋沉积。

4 红层沉积环境

江孜地区床得组红色页岩整体缺乏碳酸钙沉积, 红色页岩内发育薄层含浮游有孔虫泥灰岩(CaCO_3 含量可达 40%), 两者之间突变接触(图 3(d)), 泥灰岩内有孔虫呈条带状分布, 这被解释为浊流沉积。红色页岩内贫生物, 仅见极少量的底栖有孔虫。

江孜地区床得组红色灰岩内生物以浮游有孔虫 *Globotruncana* 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。但是无论从宏观还是微观来看, 床得组红色灰岩层都不是原地沉积, 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, 证据有: (1) 在床得剖面床得组上部出现典型的碎屑流沉积, 沉积物以灰岩内砾屑为主(图 3(c)); (2) 灰岩并不是规则层状分布, 而是呈断续状分布, 与页岩突变接触; (3) 灰岩内出现不规则页岩碎屑, 被解释为在先成的灰岩未固结之前, 页岩和灰岩一起卷入滑塌沉积; (4) 灰岩内普遍出现两类内碎屑, 一类为灰色、灰绿色碎屑(图 3(h)), 肉眼可见, 粒径 0.1~10 mm 不等, 圆形-椭圆形, 其成分多为泥晶灰岩、有孔虫灰岩; 另一类为红色不规则长条状泥质岩碎屑。两类碎屑的存在代表着不同的沉积条件。前一类应为较浅水先期沉积, 后经搬运于较深水处(斜坡-盆地)再沉积; 后一类为盆地-斜坡红色泥质岩沉积后, 在未固结之前, 由于某种地质作用(如海啸、地震等)使其被

快速搅动、掀起、撕裂后快速沉积所致; (5) 灰岩顶底界面出现特征的灰绿色硅质泥晶灰岩, 硅化现象为成岩期产物, 而其中一层灰岩的上下约 20 cm 厚的灰绿色页岩也可能是同时滑移沉积产物; (6) 红层内广泛出现滑塌体, 如床得剖面床得组上部出现巨大的灰白色有孔虫灰岩外来岩块, 在江孜至浪卡子公路白酒村附近, 红色页岩与玄武岩一道构成外来岩块, 而在江孜勇拉剖面红层本身作为一个大的混杂岩体出现在宗卓组内(图 1).

综上所述, 江孜地区床得组红层沉积环境应为上斜坡-下斜坡/盆地相. 上斜坡环境下沉积为红色灰岩, 而下斜坡/盆地相则出现红色页岩.

从床得剖面垂向沉积环境演化来看(图 4), 首先从稳定的加不拉组下斜坡-盆地环境的硅质页岩相过渡为床得组硅质红色页岩相, 沉积环境没有发生明显的变化, 除了页岩的颜色由灰色-黑色变为红色, 代表着氧化还原条件由还原条件向氧化条件的转变(详见下文). 之后, 下斜坡环境下的红色页岩接受来自上斜坡滑移的灰色灰岩体(图 5). 红层上部逐渐过渡为不稳定的下斜坡沉积, 上斜坡沉积的红色泥晶灰岩、生物碎屑灰岩在滑移作用、滑塌作用共同作用下沉积于下斜坡环境, 局部还出现碎屑流沉积. 红层的结束以出现大规模的滑塌堆积(宗卓组)为标志(图 4, 5).

羊湖巴尔冈剖面红层的沉积环境要复杂的多, 一方面是由于构造作用的破坏, 小断层、褶皱的发育, 使得地层层序混乱(图 2, 6); 另一方面是由于大量发育黄灰色火山岩屑生物碎屑砾状灰岩(图 6), 该砾石的出现指示着一种水下的碳酸盐化石与火山岩岩屑混合来源的碎屑流沉积(图 5). 同时, 该剖面还出现典型的泥晶灰岩、放射虫硅质岩、泥质岩, 指示着深水 CCD 面附近半远洋环境. 整体缺乏陆源碎屑物质的输入, 属于一种频繁受水下重力流影响的半远洋环境, 其火山物质和碳酸盐物质来源于发育于火山岩之上的碳酸盐建造(图 5). 羊湖地区暗红褐色硅质岩以富含大量的放射虫为特征, 是否代表着高生产率、上升洋流的存在需要进一步证据.

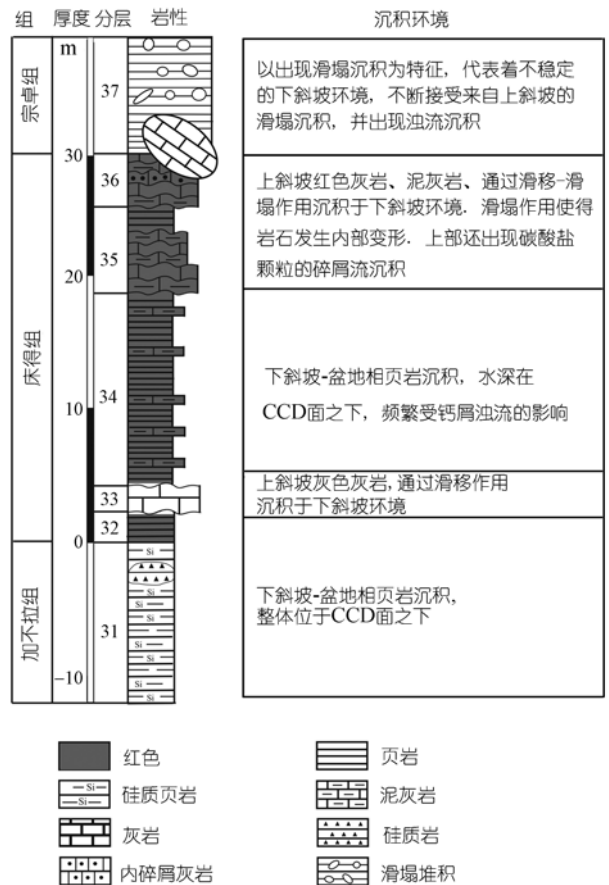


图 4 江孜床得剖面上白垩统大洋红层柱状图与沉积环境变化

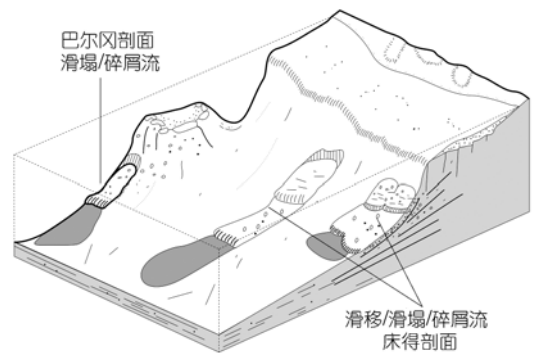


图 5 西藏南部白垩纪大洋红层沉积模式

5 红层颜色

5.1 矿物特征

显微镜下, “红色”均表现为不可见晶形出现于基

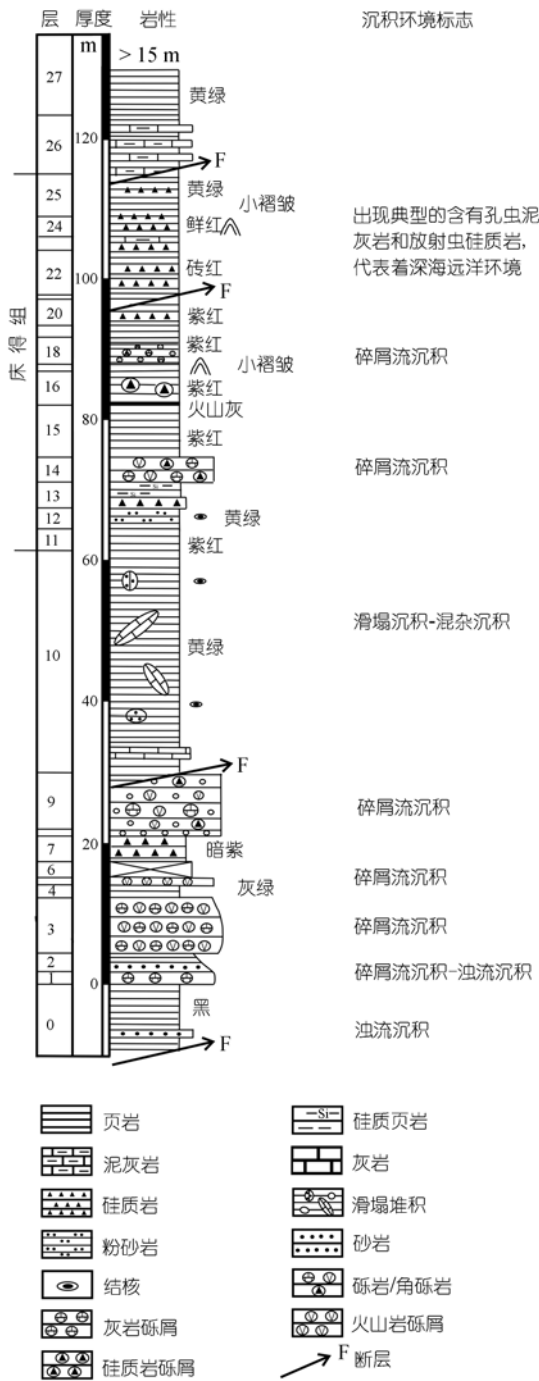


图 6 羊湖巴尔冈剖面地层柱状图与沉积环境变化

质中, 扫描电子显微镜下也没有发现明显的结晶良好的赤铁矿矿物晶体. 去 CaCO_3 后灰岩粉末样品的颜色由全岩粉末样品的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. 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, 赤铁矿在红色灰岩和红色页岩中出现特征衍射峰 3.68, 2.70, 2.52, 2.20, 1.84, 1.69, 1.486 Å. 由此我们认为, 赤铁矿是以细小的、分散状的形式出现于红层内.

5.2 漫反射特征

Balsam和Deaton^[23]利用漫反射光谱(DRS)技术对深海沉积物进行了研究, 结果表明, 赤铁矿和针铁矿在可见光范围都有明显的一阶导数峰值, 其中赤铁矿的特征峰中心在 565 nm. 针铁矿有两个一阶导数峰, 一个峰在 535 nm, 另一个峰在 435 nm. 由于 535 nm 的峰经常与赤铁矿的峰较难区别, 所以 435 nm 的峰能更好地指示针铁矿^[22,23].

床得剖面 20 个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)和红色颜色深浅(包括 5R5/4, 5YR6/1, 5R6/2, 5YR8/1, 10R4/2, 10R5/4, 10R6/2)^[24], 仅显示一个峰值出现在 560~570 nm 之间, 为赤铁矿特征峰(图 7(a)); 而其他灰色、灰绿色样品

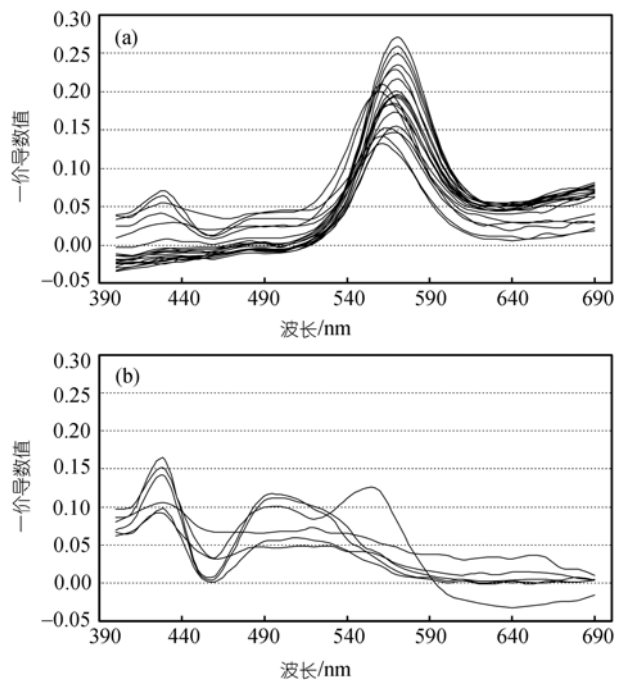


图 7 江孜床得剖面红色沉积与灰色沉积漫反射光谱一价导数图

(a) 红色样品; (b) 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(图 7(b)), 这说明灰色、灰绿色样品内缺乏高价的赤铁矿和针铁矿.

5.3 主量元素特征

床得剖面页岩常量元素分析结果显示(表 1), 相对于上下地层的灰色页岩而言, 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, 其他常量元素(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, 铁主要以三价铁形式出现(表 1). 床得组红色页岩与标准页岩相比(表 1), Fe_2O_3 含量明显高于全球标准页岩, 与现代太平洋红色黏土值相当, FeO 明显低于标准页岩(表 1). 以上数据表明, 床得组红色页岩与现代太平洋红色黏土在化学组成上相似, 明显富高价的三氧化二铁, 高价铁的大量出现指示了一种沉积环境的氧化条件, 并成为红色形成的根本原因.

西藏上白垩统红色灰岩以富三价铁为特征(表 1), 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%(表 1), 而灰色灰岩 Fe_2O_3 含量仅 0.57%. 这进一步证实, 无论是页岩还是灰岩, 高含量的三氧化二铁是造成红色的主因.

6 讨论

6.1 沉积环境和构造作用对红层的控制

在红色页岩内, 与硅质页岩突变接触的极薄层泥灰岩层被解释为浊流的产物(图 3(d)). 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. 这说明浊流沉积的出现导致红色沉积的消失. 由于浊流、碎屑流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. 这一现象在意大利、奥地利等地区大洋红层沉积中也同样出现, 如在意大利 Ancona 城 Fornaci 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^[5]. 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, 而灰色是带入大量的陆源碎屑沉积的浊流沉积^[8].

目前, 在藏南发现的床得组红层, 大多以透镜体形式出现(图 1). 分两种情况, 一是作为构造混杂岩块出现, 如江孜勇拉、采雄等剖面. 同样以混杂岩块形式出现的大洋红层还出现在江孜白酒、萨迦、萨嘎、扎达等地^[11]. 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, 如床得、维美等剖面. 因此, 构造作用对大洋红层的改造也是非常明显的.

6.2 红层的颜色及成因探讨

野外观察表明, 西藏上白垩统大洋红层岩层呈

表 1 藏南上白垩统页岩、灰岩常量元素百分含量(%)及其与其他地区对比

样品类别		样品数	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	MnO	P_2O_5	
页岩	床得剖面	宗卓组灰色页岩	3	40.80	—	17.37	3.15	4.26	—	6.01	—	—	0.12	0.16
		床得组灰色页岩	2	37.89	—	15.97	1.77	6.68	—	11.55	—	—	0.28	0.21
		床得组红色页岩	14	50.27	1.20	15.82	8.39	1.77	2.14	5.90	0.88	4.04	0.22	0.30
		加不拉组灰-黑色页岩	10	59.14	0.87	13.04	4.07	2.52	2.02	5.32	0.95	2.56	0.25	0.62
	巴尔冈剖面	巴尔冈红色页岩	4	56.88	1.08	15.34	8.12	0.59	3.12	2.97	1.08	3.27	0.34	0.16
		全球标准页岩 ^[25]		58.10	0.65	15.40	4.02	2.45	2.44	3.11	1.30	3.24	—	0.17
		现代太平洋红色黏土 ^[26]		54.9	0.78	16.6	7.7	—	3.4	0.7	1.3	2.7	0.56	0.25
灰岩	床得剖面	红色灰岩	4	31.43	—	9.67	4.27	1.80	—	25.78	—	—	0.24	0.17
		灰色灰岩	4	21.73	—	3.85	0.57	0.85	—	38.65	—	—	0.97	0.10
	巴尔冈剖面	巴尔冈红色灰岩	1	25.30	—	2.83	1.20	0.11	—	37.56	—	—	0.59	0.14
		土耳其上白垩统红色灰岩 ^[27]		17.70	—	2.80	2.00	0.40	—	41.90	—	—	0.20	0.20

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,颗粒边缘未见陆相红层碎屑常见的铁质氧化边,这表明该红层的颜色并不是表生阶段风化作用的产物,而是同沉积期-成岩早期阶段的原生继承色。另外,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,这进一步说明红色不是风化作用的结果,同时也说明红层的颜色不是由于碎屑来源的赤铁矿引起的。原因是:一方面,随着灰色-灰白色向红色-品红色的转变,黏土矿物组成基本没有发生变化,均表现一种以伊利石为主(65%~90%),绿泥石次之(可达30%)组合^[21],这说明不同颜色沉积时期物源区的岩石类型和气候条件相似,碎屑来源相同。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(表1),进一步说明碎屑来源大体相同。

结合矿物学、漫发射分析和主量元素特征,我们认为,细小的、分散状出现的赤铁矿是导致西藏上白垩统大洋红层呈现红色的根本原因,赤铁矿不是碎屑来源的,而是同沉积期-成岩早期阶段的产物。相同的认识来自与西藏相似的土耳其和意大利上白垩统大洋红层的研究。Eren等^[27]对土耳其上白垩统大洋红层的研究表明,红色灰岩和泥灰岩中赤铁矿重量百分比为0.5%~3.0%,扫描电子显微镜下赤铁矿呈六边形,片状生长于颗粒的外延部分,说明赤铁矿为成岩早期产物,其分散状的分布是导致灰岩呈现红色的根本原因。Channell等^[28]通过研究意大利上白垩统远洋红色灰岩的磁性矿物特性,发现不同的磁性组分记录的地层极性反转界线并不在精确的同一地层位置,在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,其形成时间大致为10万年左右。

6.3 大洋红层的古海洋学意义

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^[29,30]。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。从灰岩

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,说明红层沉积时期内有机质堆积速率并不低,因此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。

古地理上,晚白垩世西藏南部江孜-羊湖地区大体位于南半球赤道附近^[31],属于印度板块与拉萨板块碰撞之前的东特提斯洋南部。上白垩统大洋红层在西藏南部的出露,说明红层所对应的三冬期-坎潘期在东特提斯洋上斜坡-下斜坡-盆地环境下广泛出现高含量溶解氧的一种氧化条件。

为什么晚白垩世特提斯洋深水环境下出现高溶解氧含量的异常氧化条件?综合白垩纪古海洋和古气候以及白垩纪大洋红层的研究成果,我们认为气候变冷、洋流活动和海洋-大气氧通量改变很可能是导致该异常条件的主要因素。

(1) 气候变冷 白垩纪大量氧同位素和古生物数据显示,在赛诺曼-土伦界线期间全球气温出现极高值^[32,33],到白垩纪末整体气候不断变冷^[34,35]。全球变冷将使得海水溶解氧浓度整体性增加,氧化能力增强。

(2) 洋流活动和古地理变化 气候变冷的直接后果是在高纬度地区形成富溶解氧的冷水团,下沉形成底层洋流。另外,由于盐度的变化,白垩纪时期也有可能在中低纬度地区由于海水变重而下沉形成的温盐底层水^[36]。由于晚白垩世古地理格局发生明显变化,北大西洋与南大西洋、西特提斯、西太平洋均连通,大洋间发生深水交换^[37],白垩纪末期由于印度板块快速漂移和西特提斯的变窄,结束了北大西洋与西特提斯之间的深水交换^[38]。

(3) 海洋-大气氧通量改变 白垩纪早中期广泛出现黑色页岩^[39],富含有机质的黑色页岩的大规模埋藏的结果是导致大气氧气含量的增加^[40],而大气氧浓度的增加必将导致海水溶解氧浓度相应增加,海水整体氧化能力将增加。仅以赛诺曼/土伦界线缺氧事件为例,在短暂的0.5 Ma埋藏有机碳总量达 1.6×10^{18} mol^[40],引起相同摩尔数的大气氧气总量的

增加, 相当于现今大气氧气总量的 4.2%.

7 结论

(1) 藏南上白垩统大洋红层内出现 9 类岩石类型, 包括红色泥晶有孔虫灰岩、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、红色页岩, 红色放射虫岩、红色(含)放射虫硅质岩、红色硅质岩.

(2) 江孜地区红色页岩沉积环境为 CCD 之下、受浊流影响的下斜坡/盆地相; 红色灰岩为远洋沉积环境下由先成的较浅水上斜坡红色灰岩层通过滑移、滑塌沉积在下斜坡页岩内. 巴尔冈剖面红层属于一种频繁受水下重力流影响的半远洋环境. 研究还证实, 浊流沉积的出现导致红色沉积的消失.

(3) 细小、分散状出现的赤铁矿是导致西藏上白垩统大洋红层呈现红色的根本原因, 赤铁矿不是碎屑来源的, 而是同沉积期-成岩早期阶段的产物. 无论是红色页岩还是红色灰岩, 都以出现高含量 Fe_2O_3 、极低含量 FeO 为特征, 铁主要以三价铁形式出现, 指示了一种氧化条件.

(4) 晚白垩世大洋红层所对应时期, 在东特提斯洋上斜坡-下斜坡-盆地环境下广泛出现高含量溶解氧的一种氧化条件, 造成该氧化条件出现的主要因素有: 气候变冷、洋流活动和海洋-大气氧通量改变.

致谢 感谢同济大学刘志飞教授、南京大学季峻峰教授、蔡元峰博士分别在扫描电子显微镜、漫反射和 X 射线衍射方面的帮助, 并感谢陈蕾协助绘制图 5. 本文系 IGCP 463/494 系列成果之一.

参 考 文 献

- Turner P. Continental Red Beds. Amsterdam: Elsevier, 1980. 1—567
- van Houten F B. Origin of red beds: A review-1961~1972. *Ann Rev Earth Planet Sci*, 1973, 1: 39—61
- Einsele G. Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment budget. 2nd ed. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2000. 1—790
- Štúr D. Bericht über die geologische Übersichts — Aufnahme d. Wassergebietes der Waag und Meutra. *Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt*, 1860, 11: 17—149
- Hu X, Jansa L, Wang C, et al. Upper Cretaceous Oceanic Red beds (CORB) in the Tethys: occurrence, lithofacies, age and environment. *Cretaceous Res*, 2005, 26(1): 3—18[DOI]
- 王成善, 胡修棉. 白垩纪世界与大洋红层. *地学前缘*, 2005, 12(2): 11—21
- Melinte M C, Jipa D C. Campanian-Maastrichtian marine red beds in Romania: biostratigraphic and genetic significance. *Cretaceous Res*, 2005, 26: 49—56[DOI]
- Wagreich M, Krenmayer H G. Upper Cretaceous Oceanic Red beds (CORB) in the Northern Calcareous Alps (Nierental Formation, Austria): slope topography and clastic input as primary controlling factors. *Cretaceous Res*, 2005, 26: 57—64 [DOI]
- Kuhnt W, Holbourn A. Late Cretaceous deep-water benthic foraminiferal biofacies and lithogacies of the western and eastern Tethys. *地学前缘*, 2005, 12(2): 81—103
- Wan X, Lamolda M A, Si J, et al. Foraminiferal stratigraphy of Cretaceous red beds in southern Tibet. *Cretaceous Res*, 2005, 26: 43—48[DOI]
- 万晓樵, 李国彪, 司家亮. 西藏南部晚白垩世-古新世大洋红层的分布与时代. *地学前缘*, 2005, 12(2): 31—37
- 李祥辉, 王成善, 万晓樵, 等. 西藏江孜县床得剖面侏罗-白垩纪的地层层系及地层系统考证. *地层学杂志*, 1999, 23: 303—309
- 王成善, 李祥辉, 万晓樵, 等. 西藏南部江孜地区白垩系的厘定. *地质学报*, 2000, 74: 97—107
- Li X H, Wang C H, Hu X M. Stratigraphy of deep-water Cretaceous deposits in Gyangze, southern Tibet, China. *Cretaceous Res*, 2005, 26: 33—41[DOI]
- Wang C, Hu X, Jansa L, et al. Upper Cretaceous oceanic red beds in southern Tibet: a major change from anoxic to oxic condition. *Cretaceous Res*, 2005, 26: 21—32[DOI]
- Zou Y R, Kong F, Peng P, et al. Organic geochemical characterization of Upper Cretaceous oxic oceanic sediments in Tibet, China: A preliminary study. *Cretaceous Res*, 2005, 26: 65—71[DOI]
- 余光明, 王成善. 西藏特提斯沉积地质. 北京: 地质出版社, 1990. 1—185
- Wang C H, Xia D X, Zhou X, et al. Field Trip Guide: T121/T387 Geology between the Indus-Yarlung Zangbo Suture Zone and the Himalaya Mountains (Xizang), China. Beijing: Geological Publishing House, 1996. 1—72
- Liu J B, Aitchison J C. Upper Paleocene radiolarians from the Yamdrok me'lange, south Xizang (Tibet), China. *Micropaleontology*, 2002, 48(Suppl. 1): 145—154
- 王乃文, 刘桂芳, 陈国铭. 西藏羊卓雍错区域地质研究. *青藏高原地质文集*(3), 1983, 1—20
- 胡修棉. 藏南白垩系沉积地质与上白垩统海相红层. 成都理工大学理学博士学位论文, 2002. 216
- Deaton B C, Balsam, W L. Visible spectroscopy — a rapid method for determining hematite and goethite concentration in geological materials. *J Sed Petrol*, 1991, 61: 628—632
- Balsam W L, Deaton B C. Sediment dispersal in the Atlantic Ocean: evaluation by visible light spectra. *Rev Aquat Sci*, 1991, 4: 411—447

- 24 Rock-Color Chart Committee, 1991. Rock Color Charts. Geological Society of American, 1991
- 25 Mason B, Moore C B. Principles of Geochemistry. 4th ed. New York: John Wiley & Sons, 1982. 1—153
- 26 Glasby G P. Mineralogy, geochemistry, and origin of Pacific red clays: a review. *New Zealand J Geol Geophys*, 1991, 34: 167—176
- 27 Eren M, Kadir S. Colour origin of Upper Cretaceous pelagic red sediments within the Eastern Pontides, northeast Turkey. *Int J Earth Sci*, 1999, 88: 593—595[DOI]
- 28 Channell J E T, Freeman R, Heller F, et al. Timing of diagenetic haematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy). *Earth Planet Sci Lett*, 1982, 58: 189—201[DOI]
- 29 Kaiho K. Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology*, 1994, 22: 719—722[DOI]
- 30 Morford J L, Emerson S. The geochemistry of redox sensitive trace metals in sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 1999, 63: 1735—1750[DOI]
- 31 Patzelt A, Li H, Wang J, et al. Palaeomagnetism of Cretaceous to Tertiary sediments from southern Tibet: evidence for the extent of the northern margin of Indian prior to the collision with Eurasia. *Tectonophysics*, 1996, 259: 259—284[DOI]
- 32 Jenkyns H C, Gale A S, Corfield R M. Carbon and oxygen isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geol Mag*, 1994, 131: 1—34
- 33 Voigt S, Wiese F. Evidence for Late Cretaceous (Late Turonian) climate cooling from oxygen-isotope variations and palaeobiogeographic changes in Western and Central Europe. *J Geol Soc, London*, 2000, 157: 737—743
- 34 Spicer R A, Parrish J T. Late Cretaceous-early Tertiary palaeoclimates of northern high latitudes: a quantitative view. *J Geol Soc, London*, 1990, 147: 329—341
- 35 Clarke L J, Jenkyns H. New oxygen isotope evidence for long-term Cretaceous climatic change in the Southern hemisphere. *Geology*, 1999, 27: 699—702[DOI]
- 36 Hay W W, DeConto R M. 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*. *Geol Soc Am Spe Paper* 332, 1999. 283—300
- 37 Ricou L E. The Plate Tectonic History of the Past Tethys Ocean. In: Nairn A E M, Ricou L E, Vrielynck B, et al. eds. *The Ocean Basins and Margins*. New York and London: Plenum Press, 1995. 3—70
- 38 Hay W W, DeConto R M, Wold C N, et al. Alternative global Cretaceous paleogeography. In: Barrera E, Johnson C C, eds. *Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System*. *Geol Soc Am Spe Paper* 332, 1999. 1—47
- 39 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 Publication 26, 1987. 371—399
- 40 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[DOI]