

# 显生宙海相红层的分布、类型与成因机制

胡修棉

南京大学 内生金属矿床成矿机制研究国家重点实验室, 地球科学与工程学院, 南京 210093

**摘要:** 作为海相沉积的特殊类型, 显生宙海相红层是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, 具有重要的研究潜力和价值。本文对除白垩纪之外的显生宙海相红层的分布进行了初步的整理和归纳。据初步统计, 红色灰岩出现 12 套, 红色泥质岩有 6 套, 分布于显生宙的不同时代。在此基础上, 系统介绍了海相红层的四种成因机制, 包括红色灰岩的两种成因机制: (1) 自生致色铁氧化物形成于沉积时的氧化条件; (2) 自生致色铁氧化物形成于沉积时的铁细菌煤化作用; 红色泥质岩的两种成因机制: (3) 致色铁氧化物来源于陆地风化; (4) 自生致色铁氧化物形成于低沉积速率条件。

**关键词:** 海相红层; 显生宙; 成因机制

**中图分类号:** P575 **文献标识码:** A **文章编号:** 1007-2802(2013)03-0335-08

## Distribution, Types and Origins of Phanerozoic Marine Red Beds

HU Xiu-mian

State Key Laboratory of Mineral Deposit Research, School of Earth Sciences  
and Engineering, Nanjing University, Nanjing 210093, China

**Abstract:** The Phanerozoic marine red bed, a special type of marine deposit, is of great research potential for earth system sciences studies. This paper compiled temporal and spatial distribution of marine red beds in the Phanerozoic on the basis of the published data and field investigation in China. There are at least 12 suits of red limestones and 6 suits of red shales distributed in nearly every period from the Cambrian to the Quaternary. Based on these data, four origins of marine red bed were summarized, including two origins for red limestone: (1) iron oxidation in highly oxic environment, similar to that of the Cretaceous oceanic red beds (CORBs), (2) iron-bacterial mediation at the time of sedimentation; and two origins for red shale, (3) detrital origin of the iron oxides derived from continental weathering, (4) iron oxides formed in oligotrophic conditions with low sedimentation rate.

**Key words:** marine red bed; Phanerozoic; origin

红层(红色地层的简称)因其颜色鲜艳为地学家所关注。根据沉积环境大体可分为陆相红层和海相红层<sup>[1]</sup>。长期以来,尤其是上世纪 60~80 年代,陆相红层研究受到了高度的关注,发表了系列的研究论文和专著<sup>[1,2]</sup>。相比较而言,海相红层的研究较少,一直到上世纪末仅有零星的地层和古生物方面的研究<sup>[3]</sup>。

自 2002 年始,由我国科学家领导的国际地球科学计划 IGCP463 和 494 项目,把“白垩纪大洋红层”(Cretaceous Oceanic Red Beds, CORB)作为其主要研究对象和科学目标,揭开了研究海相大洋红层研究的新篇章<sup>[4,5]</sup>。大洋红层是海相红层的特殊类

型,指沉积在海洋远洋、半远洋环境下,在富氧条件下形成的一套以红色-粉红色-棕色颜色为主的、有机质极低的沉积物,是一种富氧事件的产物<sup>[4]</sup>。迄今,已发表了涉及白垩纪大洋红层的地层学、古生物学、沉积学、元素地球化学、有机地球化学、同位素地球化学等多个领域和学科的论著<sup>[6,7]</sup>。

在研究白垩纪大洋红层的同时,涉及到一些重要的科学问题:与白垩纪大洋红层类似的地层是否出现在显生宙的其它时期?对这个问题的回答有助于认识白垩纪是否存在特殊的气候和海洋条件进而控制着白垩纪大洋红层的形成。基于此,本文试图对显生宙海相红层的资料进行初步的整理和归纳,

收稿日期:2013-02-01 收到,03-15 改回

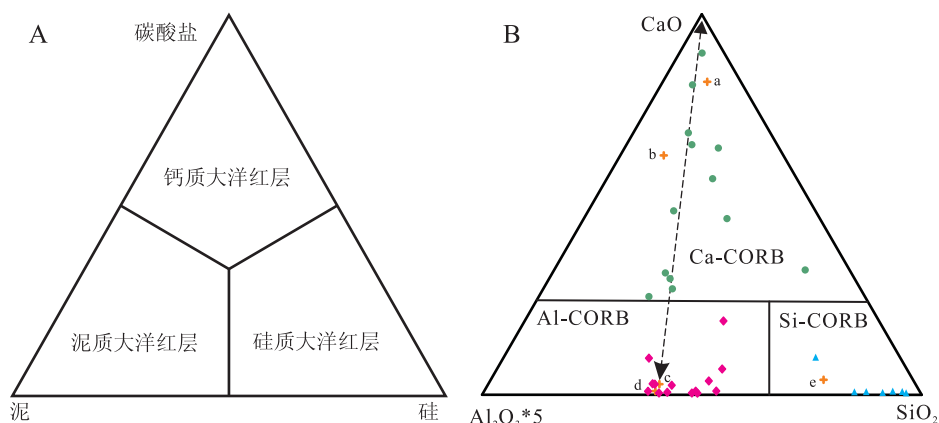
基金项目:国家重点基础研究发展规划项目(2012CB822001);国家自然科学基金资助项目(40332020)

第一作者简介:胡修棉(1974—),男,教授,博士生导师,研究方向:沉积地质学. E-mail: huxm@nju.edu.cn.

对不同成因机制的海相红层的基本特征进行总结,为后续研究提供参考。

## 1 海相红层的类型

借鉴白垩纪大洋红层的研究成果,目前有两种



图中箭头表示碳酸盐稀释线。绿色圆点为 Ca-CORB, 蓝色三角形为 Si-CORB, 红色菱形为 Al-CORB。小写字母: a-平均碳酸盐<sup>[8]</sup>; b-深海碳酸盐<sup>[8]</sup>; c-平均页岩<sup>[9]</sup>; d-新近纪太平洋红色粘土<sup>[10]</sup>; e-意大利白垩纪 OAE2 黑色页岩<sup>[11]</sup>

图 1 A-基于岩性的 CORB 分类<sup>[6]</sup>; B-基于主量元素含量(CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>)的 CORB 分类<sup>[7]</sup>

Fig. 1 A-CORB classification based on lithology<sup>[6]</sup>; B-CORB classification based on major elements contents (CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-SiO<sub>2</sub>)<sup>[7]</sup>

Wang 等<sup>[6]</sup>用碳酸盐岩、泥和硅三个端元,将 CORB 分成三类(图 1A):泥质 CORB、钙质 CORB 和硅质 CORB。泥质 CORB 主要由粘土矿物组成,主要包括陆源粉砂和粘土,来源于陆地风化和洋流或风的搬运。这种类型的大洋红层与太平洋新近纪红色粘土具有可比性;钙质 CORB 主要为远洋灰岩,主要成分为钙质生物成因微体化石,如浮游有孔虫、钙质超微化石和翼足类壳,如意大利 Scaglia Rossa 组;硅质 CORB 主要由生物成因的 SiO<sub>2</sub> 组成,来自硅质微体生物(放射虫、硅藻和海绵骨针),多沉积于远洋环境,包括洋壳之上的硅质岩。

Hu 等<sup>[7]</sup>根据主量元素 CaO、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、SiO<sub>2</sub> 含量将 CORB 分成三个端元(图 1B):Ca-CORB、Al-CORB、Si-CORB,分别对应于泥质、钙质和硅质 CORB。Ca-CORB 的 CaCO<sub>3</sub> 含量大于 50%。这类大洋红层主要为远洋灰岩。Al-CORB 的 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量 7%~22%,SiO<sub>2</sub> 含量 40%~70%,CaCO<sub>3</sub> 含量小于 20%,这类大洋红层主要为红色泥质岩。Si-CORB 的 SiO<sub>2</sub> 含量大于 85%,CaCO<sub>3</sub> 和 Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 含量小于 5%,这类大洋红层主要为红色硅质岩。

## 2 显生宙海相红层的分布

本文统计主要基于国内外已经发表的文献和中国海相红层的露头情况。因研究者资料掌握有限,

方法对大洋红层进行分类,一种方法是基于岩性的分类(图 1A),另一种方法是基于主量元素含量的分类(图 1B)。显然,这种基于岩性和化学组成的分类同样适用于显生宙其它时代的海相红层。

这种统计仅仅是初步的,肯定遗漏了许多不同时代、不同地点的海相红层,有待后续研究完善。另外,需要指出的是,这里没有统计红色的硅质岩类,因为红色硅质岩可以出现在世界各个大洋的洋壳之上、现今保留出露在大陆缝合带中,因而他们的时代分布也就缺乏统计的价值。

### 2.1 红色灰岩

迄今为止,显生宙至少有 12 套海相红色灰岩(表 1)。

(1)在澳大利亚 Flinders Ranges 发现了早寒武世红色碳酸盐建造,并出现两个沉积相:低能、古杯动物—海绵动物—骨针微生物泥丘和高能、古杯动物—钙质微生物岩礁<sup>[12]</sup>。微生物泥丘是由红色碳酸盐泥质灰岩和漂浮岩组成,叠层石和海绵骨针形成宽 150 m 和厚 80 m 的生物丘构造。高能生物礁要么是红色,要么是深灰色,常以 2~20 m 大小的孤立构造出现。

(2)中上奥陶统的红色瘤状灰岩,包括牯牛潭组和宝塔组及相当层,广泛分布在中国华南地区(从四川省—安徽—浙江省,超过 1500 km)<sup>[13,14]</sup>。牯牛潭组由 Arenig 晚期到 Llanvirn 期红色—紫色和灰色瘤状和层状灰岩组成,厚约 20m<sup>[14]</sup>。宝塔组约 10~20 m 厚,主要由浅紫色—红色薄层到厚层灰岩组成,富头足纲(主要为 *Sinoceras chinense*)、三叶

表 1 显生宙(白垩纪除外)海相红层的分布及基本特征 (修改自文献[7])  
Table 1 Distribution and characteristics of the Phanerozoic marine red beds other than the Cretaceous oceanic red beds (revised from ref. [7])

岩性	编号	纪	世/期	地点和地层名	典型构造	沉积环境	成因类型*
红色 灰岩	12	古近纪	古新世-始新世	意大利中部		远洋	A
	11	侏罗纪	中-晚期	特提斯域 Ammonitico Rosso	瘤状	远洋	A 和(或)B
	10	侏罗纪	中期	斯洛伐克西喀尔巴阡 Pieniny Klippen Belt	平底晶洞	碳酸盐泥丘	未知
	9	侏罗纪	早期	瑞士南阿尔卑斯	平底晶洞	碳酸盐泥丘	未知
	8	三叠纪	早期	华南和特提斯喜马拉雅		陆棚	? A
	7	二叠纪	Dorashamian	伊朗 Sanandaj-Sirjan 省		风暴浪基面之下的远洋	未知
	6	石炭纪	Bashkirian-Moscovian	西班牙北部 Baleas 组	平底晶洞	浅海至碳酸盐斜坡	B
	5	泥盆纪	Frasnian-Famennian	比利时泥丘;法国 Coumiac 组和 Griottes 组	平底晶洞	浅海至开放海	B
	4	泥盆纪	Pragian	捷克 Slivenec 组	平底晶洞	浅海至开放海	B
	3	志留纪	晚期	加拿大魁北克阿巴拉契亚	平底晶洞	浅海	B
	2	奥陶纪	中-晚期	华南和塔里木	瘤状	外陆棚?	? A
1	寒武纪	早期	澳大利亚 Flinders Range	平底晶洞	陆棚	未知	
红色 泥质岩	6	新近纪		太平洋、大西洋等		远洋,大洋盆地	D
	5	古近纪	始新世	特提斯喜马拉雅朋曲组扎果段		浅海陆棚	C
	4	泥盆纪	法门期	德国和英格兰西南部		远洋	D
	3	志留纪	早期	英国,挪威,爱尔兰,爱萨尼亚,拉脱维亚,阿巴拉契亚盆地以及中国华南		滨外海;浅海	C
	2	寒武纪	早期	英国威尔士 Caerfai Bay 页岩	火山碎屑状	海洋	A
	1	寒武纪		加拿大魁北克阿巴拉契亚	复理石交互	深海	D

\* 成因类型见表 2

虫、腕足类和牙形石,时代为 Carodocian 中期到 Ashgillian 早期。上奥陶统宝塔组红色灰岩相也出露在塔里木盆地的南部<sup>[15]</sup>。

(3)加拿大魁北克阿巴拉契亚上志留统红色叠层石灰岩出现在 West Point 组 Gros Morbe 段<sup>[16]</sup>。红色灰岩呈丘状、细晶、不规则层状,单个丘的厚度可达 115 m。Gros Morbe 段被解释为沉积在风暴浪基面之下的安静海洋环境<sup>[16]</sup>。

(4)早泥盆世 Pragian 早期深水红色灰岩(Slivenec 灰岩)出露在捷克共和国布拉格附近<sup>[17]</sup>。呈透镜状,沉积在内斜坡环境。灰岩的红色被认为是来源于铁细菌媒化作用,赤铁矿充填在矿化丝状体和微叠层石内而呈现红色<sup>[17]</sup>。

(5)泥盆纪 Frasnian-Famennian 期红色灰岩广泛分布在比利时 Ardennes 和法国,有不同地层名称,如 Frasnian Marbles、Coumiac Griottes、Pyrenees Griottes<sup>[18]</sup>。由厚约 20~30 m、低沉积速率、粘土质微晶碳酸盐组成,含很多硬底灰岩层。这些灰岩被解释为沉积在风暴浪基面之下的半远洋外斜坡环境<sup>[18]</sup>。

(6)奥地利和西班牙石炭纪红色灰岩,包括 Baleas 灰岩和 Sierra del Guera 灰岩,被解释为沉积在外斜坡环境<sup>[19]</sup>。在 Siera del Cuera 地区,碳酸盐

斜坡上共出现七个红层段,由富有机质的红色、泥质或似球粒斑点,或发育良好的岩层组成<sup>[19]</sup>。

(7)在伊朗的 Sanandaj-Sirjan 省,二叠纪末 Dorashamian 组出现厚 18 m 的红色粘土质灰岩,发育典型的瘤状结构,生物以远洋生物群为主(菊石和牙形石)<sup>[20]</sup>。这些红色灰岩被认为沉积在远洋、风暴浪基面之下的环境<sup>[20]</sup>。

(8)下三叠统红色灰岩出露在安徽省巢湖市和西藏阿里地区。在巢湖地区,红色薄层状和部分瘤状灰岩出现在南陵湖组,厚 10~20 m,时代为早三叠世 Olenekian<sup>[21]</sup>。红色瘤状灰岩相——兰成曲下组(厚 100 m 以上,早三叠世)沉积在深水环境,广泛分布在藏西南普兰—札达地区<sup>[22]</sup>。

(9)下侏罗统 Sinemurian 红色叠层石灰岩出露在瑞士南阿尔卑斯 Arzo 地区<sup>[23]</sup>。红色叠层石出现在 Broccatello 组,呈块状被圈闭在丘状、富腕足动物的生物碎屑灰岩中。红色叠层石灰岩的厚度从几十厘米到几米,多为透镜状和丘状。

(10)斯洛伐克西喀尔巴阡 Pieniny Klippen Belt 构造带中侏罗统 Bathonian-Callovia 期 Kru-pianka 组出现红色叠层石泥丘<sup>[24]</sup>。

(11)侏罗纪 Ammonitico Rosso 红色灰岩,因其为高档装饰大理石和出现特殊的瘤状结构、丰富

的菊石而闻名。Ammonitico Rosso 相广泛分布在特提斯域,如西班牙、意大利、瑞士、奥地利、捷克、波兰、南斯拉夫、匈牙利、保加利亚、罗马尼亚、摩洛哥、阿尔及利亚、希腊、土耳其以及大西洋中部<sup>[25]</sup>。Ammonitico Rosso 沉积速率低( $\sim 3$  mm/ka),沉积环境为远洋,时代为中到晚侏罗世(部分地区可达早白垩世 Berriasian)<sup>[26]</sup>。Jenkyns<sup>[27]</sup>认为其沉积在深海碳酸盐补偿界面(CCD)附近,瘤状结构主要是早期成岩阶段的差异性溶解造成的。最近,Préat 等<sup>[28, 29]</sup>报导了来自意大利 Vernoese 和 Silcy 的 Ammonitico Rosso 中不同形状和大小的方解石和含铁微纤丝。他们将红色归因于赤铁矿的存在(前身是铁氢氧化物),这是在极度贫氧—缺氧条件下水—岩界面中由铁细菌媒化作用造成的。

(12)许多白垩纪的大洋红层延展到古近纪。例如在意大利中部,Scaglia Rossa 组红色灰岩从白垩纪一直持续到始新世<sup>[30]</sup>。

## 2.2 红色泥质岩

迄今,在显生宙至少有 6 套海相红色泥质岩(表 1)。

(1)在加拿大魁北克阿巴拉契亚寒武纪复理石序列中(Original 和 St. Roch 组)出现了韵律性的红色和绿色泥质岩<sup>[31]</sup>。红色韵律层厚 12~90 m,由泥质岩、粉砂岩、砂岩和砾岩层组成。

(2)英国威尔士早寒武世海相 Caerfai Bay 组是一个火山碎屑红色泥质岩层<sup>[32]</sup>。红色是由铁硅酸盐和火山灰在氧化环境下形成的<sup>[32]</sup>。

(3)早志留世海相红色页岩和粉砂岩广泛分布于英国、挪威、爱尔兰、爱沙尼亚、拉脱维亚和阿帕拉契亚盆地<sup>[33]</sup>。碎屑物主要沉积在近海陆棚环境。他们认为,红色氧化沉积物可能是二级旋回,来源于在海侵期间土壤或冲积物的沿岸侵蚀。

最近,戎嘉余等<sup>[34]</sup>系统总结了华南志留系 3 套海相红层的空间分布和时代特征,时代为 Llandovery 世和 Ludlow 世晚期。Llandovery 世红层为紫红与黄绿或蓝灰色相间的泥岩、粉砂岩夹细砂岩。他们认为,河流携带的大量含高价铁的细碎屑物,并沉积在氧化条件下的近陆海底上,是形成的这些浅海红层的主要原因。

(4)上泥盆统(主要为 Famennian 阶)红色泥岩广泛分布在德国和英国的 Variscan 盆地<sup>[35]</sup>。根据古生物化石和遗迹化石,其沉积环境被解释为远洋环境。

(5)在我国西藏南部的定日—岗巴地区,始新世出现一套紫红色页岩夹岩屑砂岩,称之为朋曲组扎果段<sup>[36, 37]</sup>,据钙质超微化石组合其时代为始新世中

晚期<sup>[37]</sup>。这套海相红层为印度—亚洲大陆碰撞早期阶段的周缘前陆盆地沉积<sup>[38]</sup>。造山带来源的大量红色沉积,因其沉积速率较高,高价铁氧化物来不及还原而得以保存。

(6)新近纪大洋红色粘土早在挑战号科学考察(1872~1875 年)就发现了,它们占世界大洋盆地面积的 $\sim 31\%$ ,占整个地球表面积的 $20\%$ <sup>[39]</sup>。红色粘土分别占太平洋、大西洋和印度洋沉积物的 $49\%$ 、 $26\%$ 和 $25\%$ <sup>[40]</sup>。太平洋新近纪红色粘土形成在 CCD 面之下、陆源输入少、生物生产力低的深水环境。红色粘土颗粒大小为 $1\ \mu\text{m}$ 以下、 $\text{CaCO}_3$ 含量低于 $15\%$ 、密度为 $1.35\sim 1.40\ \text{g/cm}^3$ 、水含量为 $125\%$ 、孔隙率为 $75\%\sim 80\%$ 、沉积速率为小于 $1\ \text{mm/ka}$ <sup>[41]</sup>。据 Gleason 等<sup>[42]</sup>铍同位素研究,北太平洋红色粘土的沉积速率仅 $0.45\ \text{mm/ka}$ 。北太平洋红色粘土中最丰富的矿物成分是自生和碎屑来源的蒙脱石、风成来源的伊利石、高岭石、绿泥石和石英、长石、沸石以及自生金属氧化物<sup>[39]</sup>;红色粘土外源主要为风尘,来自于亚洲、澳洲和中美洲<sup>[10]</sup>。

## 3 显生宙海相红层的成因机制

关于陆相红层的成因机制,一般认为其红色通常是由于含铁矿物分解和氧化造成的<sup>[1, 2]</sup>。对于海相红层的成因,尚没有统一的机制来解释其成因。需要强调的是,这里的红层不包括由于沉积期后的风化氧化形成的红层。例如,美国大峡谷下石炭统 Redwall 灰岩,其上覆的宾夕法尼亚纪红色碎屑岩风化,致使 Redwall 灰岩表面覆盖了红色氧化物<sup>[43]</sup>。这种类型的红层不在本文讨论的范畴。海相红层与陆相红层不一样,可能存在多种成因机制。下面对海相红层的不同的成因机制进行初步的归纳和总结(表 2)。

### 3.1 红色灰岩的成因机制

3.1.1 类型 A 自生致色铁氧化物形成于沉积时的氧化条件:这种机制认为,导致灰岩致色的矿物为铁氧化物(针铁矿和赤铁矿),铁氧化物主要受控于沉积时底层水—沉积物界面的氧化条件。在氧化富氧条件下,有机质分解消耗底层水的溶解氧不多,沉积物—水界面存在多余的溶解氧,二价铁被氧化形成微细的铁氧化物(赤铁矿和针铁矿)。成岩阶段针铁矿发生脱水作用转变为赤铁矿。

这种机制被用来解释白垩纪广泛存在的远洋红色灰岩的成因<sup>[7, 30]</sup>。典型实例为意大利中部上白垩统 Scaglia Rossa 组红色灰岩<sup>[44]</sup>。以下证据支持该成因机制:(1)野外观察显示,红色灰岩的单层内部,

表 2 显生宙四种成因类型的海相红层特征对比表

Table 2 Characteristics of four origin types of the Phanerozoic marine red beds

类别	类型 A	类型 B	类型 C	类型 D
	自生致色铁氧化物形成于沉积时氧化条件	自生致色铁氧化物形成于沉积时铁细菌媒化作用	致色铁氧化物来源于陆地风化	自生致色铁氧化物形成于低沉积速率条件
主要岩性	红色灰岩	红色灰岩	红色泥质岩	红色泥质岩
致色矿物	铁氧化物	铁氧化物	铁氧化物	铁氧化物
铁氧化物来源	富氧条件	铁细菌媒化作用	陆源输入	低沉积速率
铁氧化物形成时间	同沉积	同沉积	沉积之前	同沉积
颜色均一性	均一	不均一	局部不均一	均一
沉积环境	远洋	碳酸盐缓坡	浅海, 紧邻造山带	远洋、大洋盆地
典型沉积结构	规则层状	平底晶洞	块状	块状
沉积速率	正常—较低	正常	高	低
生物生产率	正常—低	正常	正常—低	低
TOC 含量	低	正常—高	正常—低	低
共生岩石	泥灰岩	泥灰岩	砂岩	硅质岩、浊积岩
典型实例	特提斯白垩纪红色灰岩 华南奥陶纪红色灰岩	欧洲古生代红色灰岩 (泥盆纪-石炭纪为主)	华南志留纪红层 藏南始新世扎果组	新近纪太平洋红色粘土 藏南上白垩统床得组

颜色通常是一致的。颜色变化在单层内发生,从底到顶,颜色从白色变到粉色,变化为红色<sup>[45]</sup>。这说明红色是同沉积或早期成岩阶段形成的;(2) Scaglia Rossa 红色灰岩以富赤铁矿、贫氧化还原敏感的和营养盐敏感的微量元素为特征,并且陆源组分上与白色灰岩一致<sup>[46]</sup>; (3) 红色灰岩时期的沉积速率与白色灰岩时期基本相同<sup>[45]</sup>; (4) Channell 等<sup>[47]</sup> 古地磁工作研究发现, Scaglia Rossa 组红色远洋灰岩内,由赤铁矿定义的古地磁倒转的界线位于磁铁矿定义的倒转界线之下几十厘米。他们解释赤铁矿颗粒是在倒转后的短时期内被磁化的,并进一步提出赤铁矿的生长是在早期成岩阶段约 10 万年内形成的。(5) Cai 等<sup>[44]</sup> 运用高分辨率透射电子显微镜在 Scaglia Rossa 组红色灰岩的方解石颗粒的间隙中发现了纳米大小的赤铁矿颗粒。(6) 北大西洋 ODP Hole 1049C 白垩纪中期未经固结的棕色泥灰岩的致色矿物是赤铁矿和针铁矿<sup>[48]</sup>, 这些矿物以结晶差或无定形的形式存在。灰岩内的针铁矿最初与赤铁矿一起形成,在成岩过程中针铁矿转变成赤铁矿。

3.1.2 类型 B 自生致色铁氧化物形成于沉积时的铁细菌媒化作用: 现代生物学研究表明,在水-沉积物界面附近铁细菌媒化作用会产生赤铁矿<sup>[49]</sup>。微生物通过氧化二价铁产生能量,该过程一般发生在含微量氧或缺氧环境<sup>[50]</sup>。二价铁在微生物参与下的氧化产物是难溶的三价铁氧化物(通常为赤铁矿),为亚微米级,保留在沉积物中。这种亚微米级赤铁矿的存在是导致灰岩呈现红色的根本原因。这种成因机制被运用来解释不同地质时代的红色灰

岩<sup>[51]</sup>,包括泥盆纪的 Slivenec 灰岩(捷克共和国)、Frasnian Marbles(比利时)、Coumiac Griottes(法国)和 Pyrenees Griottes(西班牙)、石炭纪的 Balears Griottes(西班牙)和 Sierra del Cuera(西班牙)、侏罗纪的 Ammonitico Rosso(意大利)<sup>[29]</sup>。根据 Mamet Preat<sup>[51]</sup> 的总结,铁细菌媒化作用产生的赤铁矿有八种赋存方式,分别为:(1) 赤铁矿充填在生物体的原始空洞中,如有孔虫和腹足类的房室等;(2) 棘皮动物的骨片。赤铁矿会优先交代棘皮动物的空腔部分;(3) 赤铁矿优先交代方解石质微结构,如三叶虫、腕足类、苔藓类、双壳类生物;(4) 赤铁矿充填于生物碎屑(如海绵和微生物)的钻孔;(5) 类似于细菌或真菌的形态。如单个微米级丝状体、末端出现赤铁矿鞘、叉状分支的丝状体、大的不规则丝状体、含孢子-孢子囊、亚微米和微米赤铁矿化的球菌等;(6) 生物碎屑出现赤铁矿外壳,通常与硬底构造伴生;(7) 生物碎屑出现赤铁矿单个或多个不规则的膜;(8) 不同类型的叠层石。

铁细菌媒化作用的成因机制可简单描述如下<sup>[51]</sup>:(1) 水-岩界面或者沉积物内,底栖群落的微生物繁盛,其胞外聚合物内出现二价铁矿物的沉淀;(2) 铁细菌围绕着不同的碳酸盐颗粒生长,在颗粒上部形成显微丛或非定向的膜,颗粒的下部发生分解,形成碳酸盐微晶和亚微米的铁氢氧化物(针铁矿);(3) 矿物包裹的微生物经历埋藏;(4) 微生物的分解和胞外聚合物的降解,进一步释放亚微米大小的铁氢氧化物,并进入沉积物中。铁氢氧化物(针铁矿)在埋藏成岩阶段,发生脱水作用转变为赤铁矿,致使

岩石显示为红色。

### 3.2 红色泥质岩的成因机制

3.2.1 类型 C 致色铁氧化物来源于陆地风化,该类型的海相红层;其致色的铁氧化物来源于大陆风化,通过河流搬运到浅海地区沉积下来。在浅海有机质沉积速率不高的条件下,铁氧化物在沉积和成岩阶段得以保存下来。典型代表为我国华南志留纪海相红层<sup>[34]</sup>,藏南始新世朋曲组扎果段红色页岩也属于这个类型<sup>[36]</sup>。Ziegler 和 McKerrow<sup>[33]</sup>研究了欧洲西部(不列颠群岛、挪威、爱尔兰、爱沙尼亚、拉脱维亚)和阿巴拉契亚山脉的志留纪的海相红层,提出大量的氧化铁是从陆地补充进入海洋的,也属于此类型。一般而言,这种类型的海相红层为浅水环境下,紧邻造山带是其基本特征。

早期研究者把与深海复理石相伴生的红色泥质岩归为此类成因,作者认为可能要谨慎对待。例如:Lajoie 和 Chagnon<sup>[31]</sup>研究了加拿大魁北克阿巴拉契亚寒武纪复理石中红色和绿色粘土岩的韵律,提出红色碎屑来源于近海氧化条件的红层,后被快速搬运到深水盆地沉积的。Franke 和 Paul<sup>[35]</sup>研究了德国泥盆纪的远洋条件下的红色页岩,认为“由于几乎所有的细粒陆源沉积物都包含几个百分比的‘自由’三价铁,导致沉积物呈红色所需要的赤铁矿的最小值(1.5%)能轻易达到。因此,所有粘土岩和粉砂质粘土岩都可能是红色的”。由此,他们提出来源于陆地的粘土组分和赤铁矿的富集增强了德国泥盆纪红色页岩的红色染色效果。远洋深水条件下的红色泥质岩中的铁氧化物是否来源于浅海或陆地,需要更多的地质证据。奥地利白垩纪 Gosau 群深水红色页岩的研究发现,红色页岩代表了沉积速率相对低的正常背景沉积,与红色页岩相间的灰色页岩和粉砂岩层是浊流沉积时高沉积速率造成的<sup>[52]</sup>。因此,对于这种类型的海相红层,需要结合详细的沉积学和物源区工作来进行判别。

3.2.2 类型 D 自生致色铁氧化物形成于低沉积速率条件;最典型的代表为太平洋新近纪红色粘土。这些红色粘土形成在低沉积速率( $<1 \text{ mm/ka}$ )的地区,有机质堆积的速率非常低<sup>[42]</sup>。在底层水正常氧化条件下,在有机质降解的过程中,溶解氧扩散进入沉积物的速率超过其消耗速率<sup>[10]</sup>。因此,铁在沉积物中主要以三价的形式存在,沉积物中铁氧化物(赤铁矿)在成岩阶段得以保存并致色<sup>[10]</sup>。

这种类型的红色泥质岩通常见于沉积速率极低的远洋盆地,如远离大陆的大洋盆地、陆源物质很难到达的陆隆、大陆斜坡等地区。通常可见与硅质岩、

灰色的泥质岩、灰色的浊积砂岩或粉砂岩等共生。

## 4 研究展望

作为海相沉积的特殊类型,显生宙海相红层的研究还比较零星。对于蕴含在显生宙海相红层内的科学价值,还缺乏系统地挖掘。归纳起来,显生宙海相红层在以下方面具有重要的研究潜力:

(1)古海洋意义。沉积时底层水氧化富氧条件既可以形成红色泥质岩,也可以形成红色灰岩。这种成因机制的海相红层是地质历史上底层水氧化还原条件的直接见证者。对其深入研究,可以重建大洋底层水的氧化还原条件,并进一步讨论导致底层水富氧条件的古海洋条件,如洋流、生物生产力、古海洋事件、古地理变化等。

(2)碳循环意义。与黑色页岩相反,海相红层内的有机质含量极低。在海相红层大规模沉积的时期,海洋中的有机质基本被氧化,沉积物埋藏的有机碳相对而言少,这样就导致进入岩石圈碳库的比例发生变化。海相红层与碳循环之间的内在关系还缺乏定量计算和数值模拟。

(3)造山带演化的意义。相比较而言,陆源输入铁氧化物的海相红层研究程度很低。这种类型的红层,是否蕴含了造山带演化的构造—气候信息,需要更深入地研究。

(4)生物演化的意义。铁细菌媒化作用形成海相红层目前还停留在假说阶段,需要更多的研究工作的检验。这种类型的海相红层更多地出现于古生代的欧洲地区。中生代以来是否存在类似的海相红层还存在巨大的争论。

作者认为,以下关键科学问题值得进一步关注:

(1)海相红层的时空分布和基本特征。对不同地区出现的不同类型的海相红层要进行深化研究。只有在这个研究基础上,才能区分哪些海相红层是全球性的,哪些是区域性的。才能探索与古海洋、古气候、生物演化之间的关系。

(2)与古海洋、古气候、碳循环、生物演化的内在关系。对地质历史中的古海洋、古气候、古生物的研究具有重要的科学和现实意义。海相红层提供了一个特殊的窗口,让我们有机会来提炼与之相关的信息。这方面的研究,最能体现海相红层的科学价值。

(3)新方法的运用。随着古海洋学和古气候学研究的不断进步,一些新的方法运用到海相红层研究中来,可以进一步对其成因机制和潜在的科学意义进行挖掘。例如白垩纪大洋红层与温度的具体关系,目前还没有很好的定量数据,原因在于大洋

红层内的有机质含量极低,像 TEX86 之类的方法无法运用。白垩纪大洋红层内的铁氧化物的来源问题也需要更好地约束,对不同形态的铁氧化物开展铁同位素研究将为我们提供更重要的信息。

地球系统科学代表了地学界的发展趋势。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,“海相红层”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,具有重要的研究潜力和价值。

**致谢:**感谢王成善教授和 Luba Jansa 教授给予的指导,以及国内外同行们的有益的合作、讨论和帮助。

### 参考文献 (References):

- [1] Turner P. Continental red beds[M]. Amsterdam: Elsevier, 1980.
- [2] Van Houten F B. Origin of red beds: A review-1961-1972[J]. Annual Review of Earth and Planetary Sciences, 1973, 1: 39-61.
- [3] Einsele G. Sedimentary basins: Evolution, facies, and sediment budget[M]. Berlin: Springer Verlag, 2000.
- [4] 王成善, 胡修棉. 白垩纪世界与大洋红层[J]. 地学前缘, 2005, 12(2): 11-21.
- [5] 胡修棉, 王成善. 白垩纪大洋红层: 特征、分布与成因[J]. 高校地质学报, 2007, 13(1): 1-13.
- [6] Wang C, Hu X, Huang Y, Scott R, Wagreich M. Cretaceous Oceanic Red Beds (CORB): A Window on Global Oceanic/Climatic Change. In: Hu X, Wang C, Scott R W, Wagreich M, Jansa L. Cretaceous oceanic red beds: Stratigraphy, composition, origins and Paleooceanographic/Paleoclimatic Significance, 2009, SEPM Special Publication 91: Tulsa, OK. 13-33.
- [7] Hu X, Scott R W, Cai Y, Wang C. Melinte-Dobrinescu M C. Cretaceous oceanic red beds (CORBs): Different time scales and models of origin[J]. Earth-Science Reviews, 2012, 115(4): 217-248.
- [8] Turekian K K, Wedepohl K H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust[J]. Geological Society of America Bulletin, 1961, 72(2): 175-192.
- [9] Wedepohl K. The composition of the upper earth's crust and the natural cycles of selected metals. Metals in natural raw materials, In: Merian E, Editor. Metals and their compounds in the environment, 1991, VCH: Weinheim Germany, 3-17.
- [10] Glasby G. Mineralogy, geochemistry, and origin of Pacific red clays: A review[J]. New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1991, 34(2): 167-176.
- [11] Turgeon S Brumsack H J. Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian-Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria-Marche Basin of central Italy[J]. Chemical Geology, 2006, 234(3-4): 321-339.
- [12] James N P Gravestock D I. Lower Cambrian shelf and shelf margin buildups, Flinders Ranges, South Australia[J]. Sedimentology, 1990, 37(3): 455-480.
- [13] Zhan R, Jin J. Ordovician-early silurian (Llandovery) stratigraphy and palaeontology of the Upper Yangtze Platform, South China[M]. Beijing: Science Press, 2007.
- [14] Zhang J. Lithofacies and stratigraphy of the Ordovician Guiniutan Formation in its type area, China[J]. Geological Journal, 1996, 31(3): 201-215.
- [15] Jiang M, Zhu J, Chen D, Zhang R, Qiao G. Carbon and strontium isotope variations and responses to sea-level fluctuations in the Ordovician of the Tarim Basin[J]. Science in China Series (D), 2001, 44(9): 816-823.
- [16] Bourque P A, Boulvain F. A model for the origin and petrogenesis of the red stromatolite limestone of Paleozoic carbonate mounds[J]. Journal of Sedimentary Research, 1993, 63(4): 607-619.
- [17] Mamet B, Pr at A, De Ridder C. Bacterial origin of the red pigmentation in the Devonian Slivenec Limestone, Czech Republic[J]. Facies, 1997, 36(1): 173-187.
- [18] Boulvain F, De Ridder C, Mamet B, Pr at A, Gillan D. Iron microbial communities in Belgian Frasnians carbonate mounds[J]. Facies, 2001, 44(1): 47-59.
- [19] Van Der Kooij B, Immenhauser A, Steuber T, Hagmaier M, Bahamonde J R, Samankassou E, Tom e O M. Marine red staining of a Pennsylvanian carbonate slope: Environmental and oceanographic significance[J]. Journal of Sedimentary Research, 2007, 77(12): 1026-1045.
- [20] Heydari E, Hassanzadeh J, Wade W, Ghazi A. Permian - Triassic boundary interval in the Abadeh section of Iran with implications for mass extinction; Part 1 - Sedimentology[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2003, 193(3): 405-423.
- [21] Tong J, Zhang J, Zhao L. Report on the Lower Triassic of Chaohu, Anhui Province, China[J]. Albertiana, 2001, 25: 23-27.
- [22] 郭铁鹰, 梁定益, 张宜智, 赵崇贺. 西藏阿里地质[M]. 武汉: 中国地质大学出版社, 1991.
- [23] Neuweiler F, Bernoulli D. Mesozoic (Lower Jurassic) red stromatolite limestones from the Southern Alps (Arzo, Switzerland): Calcite mineral authigenesis and syneresis-type deformation[J]. International Journal of Earth Sciences, 2005, 94(1): 130-146.
- [24] Aubrecht R, Szulc J, Michalik J, Schlogl J, Wagreich M. Middle Jurassic stromatolite mud-mound in the Pieniny Klippen Belt (Western Carpathians)[J]. Facies, 2002, 47: 113-126.
- [25] Cecca F, Fourcade E, Az ema J. The disappearance of the "Ammonitico Rosso"[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 1992, 99(1-2): 55-70.
- [26] Martire L. Stratigraphy, facies and syndimentary tectonics

- in the Jurassic Rosso Ammonitico Veronese (Altopiano di Asiago, NE Italy)[J]. *Facies*, 1996, 35(1): 209–236.
- [27] Jenkyns H C. Origin of red nodular limestones (Ammonitico Rosso, Knollenkalke) in the Mediterranean Jurassic: A diagenetic model[J]. *Pelagic Sediments: On Land and under the Sea*. International Association of Sedimentologists, Special Publications, 1974, 1: 249–271.
- [28] Pr eat A, Morano S, Loreau J P, Durlet C, Mamet B. Petrography and biosedimentology of the Rosso Ammonitico Veronese (middle-upper Jurassic, north-eastern Italy) [J]. *Facies*, 2006, 52(2): 265–278.
- [29] Pr eat A R, de Jong J T M, Mamet B L, Mattielli N. Stable Iron Isotopes and Microbial Mediation in Red Pigmentation of the Rosso Ammonitico (Mid-Late Jurassic, Verona Area, Italy)[J]. *Astrobiology*, 2008, 8(4): 841–857.
- [30] Hu X M, Jansa L, Wang C S, Sarti M, Bak K, Wagreich M, Michalik J, Sotak J. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORBs) in the Tethys: occurrences, lithofacies, age, and environments[J]. *Cretaceous Research*, 2005, 26(1): 3–20.
- [31] Lajoie J, Chagnon A. Origin of red beds in a Cambrian flysch sequence, Canadian Appalachians, Quebec[J]. *Sedimentology*, 1973, 20(1): 91–103.
- [32] Turner P. Diagenetic origin of Cambrian marine red beds; Caerfai Bay Shales, Dyfed, Wales[J]. *Sedimentary Geology*, 1979, 24(3-4): 269–281.
- [33] Ziegler A, McKerrow W. Silurian marine red beds[J]. *American Journal of Science*, 1975, 275(1): 31–56.
- [34] 戎嘉余, 王锋, 张小乐. 追踪地质时期的浅海红层——以杨子区志留系下红层为例[J]. *中国科学(D)*, 2012, 42(6): 862–878.
- [35] Franke W, Paul J. Pelagic redbeds in the Devonian of Germany-deposition and diagenesis [J]. *Sedimentary Geology*, 1980, 25(3): 231–256.
- [36] 李祥辉, 王成善, 胡修棉, 万晓樵. 朋曲组——西藏南部最高海相层位一个新的地层单元[J]. *地层学杂志*, 2000, 24(3): 243–248.
- [37] Wang C S, Li X H, Hu X M, Jansa L F. Latest marine horizon north of Qomolangma (Mt Everest): Implications for closure of Tethys seaway and collision tectonics[J]. *Terra Nova*, 2002, 14(2): 114–120.
- [38] Hu X, Sinclair H D, Wang J, Jiang H, Wu F. Late Cretaceous-Palaeogene stratigraphic and basin evolution in the Zhepure Mountain of southern Tibet: implications for the timing of India-Asia initial collision[J]. *Basin Research*, 2012, 24: 520–543.
- [39] Bryant W, Bennet R. Origin, physical, and mineralogical nature of red clays: The Pacific Ocean Basin as a model[J]. *Geo-Marine Letters*, 1988, 8(4): 189–249.
- [40] Anderson R N. Marine geology: A planet earth perspective [M]. New York: John Wiley & Sons, 1986: 328.
- [41] McCoy F, Sancetta C. North Pacific sediments, In: Nairn A E M, Stehli F G, Uyeda S, Editors. *The ocean basins and margins*. New York: Wiley-Interscience, 1985(7A): 739–785.
- [42] Gleason J D, Moore T C, Rea D K, Johnson T M, Owen R M, Blum J D, Hovan S A, Jones C E. Ichthyolith strontium isotope stratigraphy of a Neogene red clay sequence: Calibrating eolian dust accumulation rates in the central North Pacific[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2002, 202(3): 625–636.
- [43] McKee E D, Gutschick R C, Skipp B. History of the Redwall Limestone of northern Arizona[M]. *Geological Society of America*, 1969 (Memoir 114): 726.
- [44] Cai Y, Hu X, Li X, Pan Y. Origin of the red colour in a red limestone from the Vispi Quarry section (central Italy): A high-resolution transmission electron microscopy analysis[J]. *Cretaceous Research*, 2012, 38: 97–102.
- [45] Hu X M, Jansa L, Sarti M. Mid-Cretaceous oceanic red beds in the Umbria-Marche Basin, central Italy: Constraints on paleoceanography and paleoclimate [J]. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2006, 233(3-4): 163–186.
- [46] Hu X, Cheng W, Ji J. Origin of the Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs) as interpreted by Visible Reflectance and Inorganic Geochemistry from the Vispi Quarry Section, Central Italy, In: Hu X, Wang C, Scott R W, Wagreich M, Jansa L, Editors. *Cretaceous oceanic red beds: Stratigraphy, composition, origins and paleoceanographic/paleoclimatic significance*, SEPM Special Publication 91; Tulsa, 2009: 183–197.
- [47] Channell J, Freeman R, Heller F, Lowrie W. Timing of diagenetic haematite growth in red pelagic limestones from Gubbio (Italy)[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1982, 58(2): 189–201.
- [48] Li X, Hu X, Cai Y, Han Z. Quantitative analysis of iron oxide concentrations within Aptian-Albian cyclic oceanic red beds in ODP Hole 1049C, North Atlantic[J]. *Sedimentary Geology*, 2011, 235(1-2): 91–99.
- [49] Ghiorse W. Biology of iron-and manganese-depositing bacteria[J]. *Annual reviews in microbiology*, 1984, 38(1): 515–550.
- [50] Gillan D C, Warnau M, De Vrind-De Jong E W, Boulvain F, Preat A, De Ridder C. Iron oxidation and deposition in the biofilm covering *Montacuta ferruginosa* (Mollusca, Bivalvia) [J]. *Geomicrobiology Journal*, 2000, 17(2): 141–150.
- [51] Mamet B, Pr eat A. Iron-bacterial mediation in Phanerozoic red limestones: State of the art[J]. *Sedimentary Geology*, 2006, 185(3-4): 147–157.
- [52] Wagreich M, Krenmayr H G. Upper Cretaceous oceanic red beds (CORB) in the Northern Calcareous Alps (Nierental Formation, Austria): Slope topography and elastic input as primary controlling factors[J]. *Cretaceous Research*, 2005, 26(1): 57–64.