

文章编号: 1000-0550(2010) 03-0471-10

# 湖北宜昌白果园陡山沱组层序地层及磷块岩成因研究<sup>①</sup>

密文天 林 丽 庞艳春 李德亮 马莉燕

(成都理工大学沉积地质研究院 成都 610059)

**摘 要** 新元古代陡山沱期是扬子地台重要的成磷期,鄂西白果园磷块岩就形成于当时海侵不断扩大的过程中。白果园陡山沱组位于黄陵背斜西北部,磷矿赋存于陡山沱组下部。对白果园剖面进行层序地层学研究,将南沱冰期后沉积的陡山沱组和灯影组划为一个二级层序。含有磷块岩的陡山沱组,代表了南沱冰期后强烈的海侵活动的特点,将其划分为六个三级层序,磷块岩形成于第一个三级层序内。在层序 1 的海侵体系域上部与高位体系域下部所反映的潮下带,砂屑磷块岩品位很高。冰期时的物理风化和陡山沱期化学风化作用将地表含磷物输入海洋,海侵引发的上升洋流携带富磷海水涌入浅水区,为磷块岩在层序 1 内的形成提供了物源与动力条件。初次海侵对磷矿形成十分有利,高品位的含磷层对应于最大海侵阶段。采用地球化学方法对含磷岩系进一步研究后表明,生物有机质对白果园磷块岩的形成有重要作用。大冰期过后陡山沱期新的古海洋生态系统开始构建,使生物生产率迅速恢复,为生物有机质的成矿作用提供了机遇。其有机碳含量介于盆地型磷块岩与台地型磷块岩之间,显示了泥页岩—碳酸盐岩型含磷岩系  $C_{org}$  含量的“过渡性”特点。由于其含磷岩系形成的环境为半局限性滞留洼地,白果园磷块岩是弱还原—弱氧化环境的沉积产物。与邻区贵州瓮安的台地型磷块岩进行对比,台地型磷块岩由于更为氧化的环境而具有低  $C_{org}$  和高  $P_2O_5$  特点。通过与早寒武世云南昆阳磷矿的对比,发现能量较高并具有丰富藻类的潮下带为磷块岩形成的优势区带,但白果园不具备昆阳磷矿的藻滩成磷环境。所以,白果园磷块岩的形成是海侵作用和生物有机质的参与等因素共同作用的结果。

**关键词** 震旦系陡山沱组 层序地层 磷块岩成因 沉积环境 湖北宜昌

**第一作者简介** 密文天 男 1982 年出生 博士研究生 古生物学与地层学 E-mail: miwentian1982@163.com

**中图分类号** P539.2 **文献标识码** A

## 0 前言

黄陵背斜西北翼的白果园陡山沱组由于含有磷块岩矿床而备受关注。在地层学及层序划分方面,范德廉等将白果园陡山沱组分为 4 个岩性段,磷块岩赋存于第一岩性段内<sup>[1]</sup>;王自强等对黄陵背斜的东、南和西翼 3 组震旦系剖面进行层序地层学研究,划分出 14 个层序,建立其震旦系等时层序地层格架<sup>[2]</sup>;柳永清等认为峡东震旦系为缓坡型台地碳酸盐岩沉积序列,陡山沱组从下至上发育内缓坡相的潮上带—潮间带含膏盐萨布哈、环潮坪碳酸盐岩和陆源碎屑岩混积及中外缓坡相潮间带—潮下带和盆地相沉积<sup>[3]</sup>。在磷块岩矿床的生物成矿作用方面,白果园附近樟村坪陡山沱组含磷地层发现了球状、丝状蓝菌及多细胞藻类化石等<sup>[4]</sup>;陈辉能等对鄂西台地东部陡山沱期微生物泥丘的聚磷控矿作用进行研究,认为生物泥丘为磷矿床的容矿体并直接控制着矿床的形态和品

位<sup>[5]</sup>。在磷块岩的沉积序列方面,胡珞兰等将鄂西陡山沱组磷块岩分为五个层位,根据每层的类型与构造,提出了磷块岩的宏观与微观沉积序列,按序列的发育程度划分出完整型、不完整型和无序型三种,总结了序列类型与磷块岩品位间的关系<sup>[6]</sup>。在磷块岩成因方面,牟南等对上扬子区震旦纪—寒武纪不同类型的磷块岩研究后认为,古陆风化剥蚀的产物成为潮坪型磷块岩的磷质来源,而台地型磷块岩的磷质可能为热点活动与上升洋流共同提供<sup>[7]</sup>;在同位素年代学方面,刘鹏举等报道了在黄陵背斜北翼陡山沱组中部所获得的锆石 SHRIMP II U—Pb 年龄 ( $614 \pm 7.6$  Ma),这是首次在陡山沱组中部获得锆石年龄,为确定磷块岩的沉积年龄提供了年代学依据<sup>[8]</sup>。在鄂西磷块岩的区域分布与古地理研究方面,杨刚忠等对宜昌北部中磷层地质特征及富矿带展布进行研究,认为与下磷层相比,其富集中心明显北移<sup>[9]</sup>;郑文忠等对鄂西陡山沱组磷块岩地层进行了划分与对比,认为磷

<sup>①</sup>国家自然科学基金项目(批准号:40743016)、教育部“高等学校博士学科点专项科研基金”(批准号:20070616014)和中石化海相油气勘探前瞻性项目(编号:G0800-06-25-319)联合资助。

收稿日期:2009-06-10 收修修改稿日期:2009-09-27

块岩受古地理控制沉积于局部地区海底地形相对低洼处<sup>[10]</sup>, 根据对比白果园缺失最上部含磷层。樟村坪断裂带的陡山沱组含磷地层产出大量微体生物化石说明当时生物繁盛, 其附近的白果园地区磷块岩成因是否与生物有机质存在联系值得研究。可从沉积环境、层序地层和地球化学等方面进行研究, 探讨磷矿的形成与层序演化、生物有机质之间的关系。

## 1 地质背景及研究区概况

黄陵背斜为近南北的短轴背斜, 自北向南有樟村坪断裂、雾渡河断裂等。核部基底为崆岭群变质杂岩系, 为区内最老地层, 晋宁运动在鄂西基底地层形成了许多隆起与拗陷; 南沱冰期时沉积的南沱组冰碛岩呈不整合上覆于崆岭群<sup>[11]</sup>; 陡山沱组与下伏南沱组呈假整合接触。陡山沱期, 近东西向、西高东低略向两侧倾斜的鄂西台地遭受到强烈的海侵。台地南的鄂西浅海盆地是扬子广海向东延伸的主水道, 上升洋流携带的磷质为本区磷块岩的形成提供了物源<sup>[11]</sup>。陡山沱组底部含黑色凝灰质富钾细粉砂岩, 含磷岩系产于背斜北、东翼, 以北西—南东向弧形展布, 上部与灯影组整合接触。

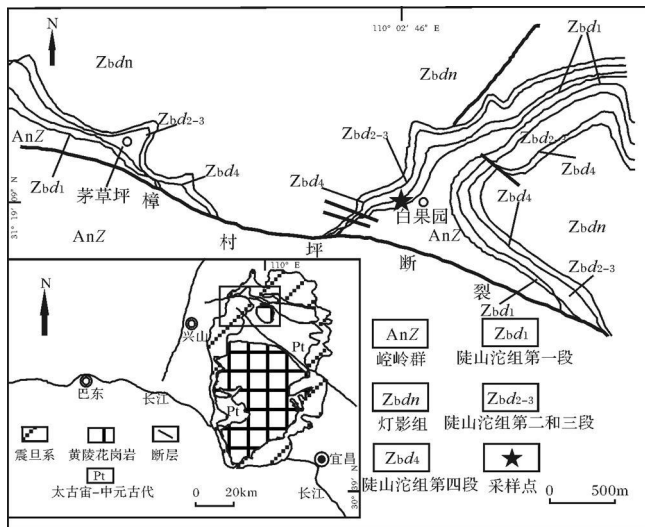


图 1 白果园地区地质简图 [4 12]

(据周文明等, 2005 陈超等, 1986 略改)

Fig 1 Geological sketch map of Baiguoyuan, Hubei Province  
(revised from Zhou C M *et al.*, 2005; Chen C *et al.*, 1986)

白果园矿区西起茅草坪, 东至殷家沟, 长约 12 km, 位于樟村坪断裂带北侧 (图 1)。白果园陡山沱组与峡东典型地层相似 (由下到上): 第一岩性段为一套白云岩, 下部灰白色厚层状砾屑白云岩及含锰白

云岩可与“盖帽白云岩”对比; 上部出现条带状、致密层状磷块岩, 为砂屑磷块岩和团粒磷块岩, 向上白云岩增多<sup>[12]</sup>。第二段下部为灰色薄层泥质白云岩; 上部为浅灰色中—厚层白云岩, 含燧石透镜体与磷屑。第三段为灰色中—厚层白云岩, 含硅质条带、团块, 风化后呈陡崖状。第四段下部为黑色页岩与灰色薄层泥质白云岩互层, 为银、钒矿层; 上部黑色页岩中夹少量泥质白云岩透镜体, 与“庙河生物群”产出层位对应。

## 2 层序划分

白果园泥页岩—碳酸盐岩型含磷岩系形成环境具有碳酸盐台地的部分特征, 但早期可能水体较深。其泥页岩中夹有条带状磷块岩 (图 2-b); 附近的廖家沟剖面沉积有潮下带环境形成的砂屑磷块岩 (图 2-d f)。现将白果园陡山沱组与灯影组归为一个二级层序, 将陡山沱组划分为 6 个三级层序, 均为海侵体系域和高位体系域组成的不完整叠置层序。

### 2.1 层序的类型及特征

白果园陡山沱组含磷岩系和灯影组白云岩反映了一个与三级和二级海平面变化过程相对应的碳酸盐岩台地逐渐形成的过程, 属于峡东震旦纪地层演化的一部分。Marinoan 冰期结束后, 冰碛岩上沉积了一套  $\delta^{13}\text{C}$  值明显负漂移的“盖帽碳酸盐岩”, 分布十分广泛。白果园陡山沱组的底界为 I 型层序界面, 其上的白云岩与“盖帽碳酸盐岩”相对应。层序 1 内的磷块岩矿层可以与贵州瓮安磷矿部分下矿层进行对比; 层序 2~5 内的磷质结核、条带可以与瓮安磷矿部分上矿层对比。从附近的樟村坪陡山沱组相同层位发现与瓮安生物群相似的微体化石组合推测<sup>[4]</sup>, 层序 5 内很可能发现后生生物化石。黑色页岩组成的层序 6 中有可以确认的凝缩段, 可以与庙河生物群的产出层位相对应, 其上为陡山沱组与灯影组间的结构转换面。除层序 1 的底界面为剥蚀间断面外, 其余均为沉积物组成突然变化的结构转换面。这些结构转换面的上下岩性和结构特征呈现突变, 为两种差异环境下沉积产物的反映, 代表了一段沉积的时间间断<sup>[13 14]</sup>。由于震旦纪峡东地区为滨岸坡折带以上的潮坪缓坡带环境, 海平面稍有下降即造成大面积暴露乃至剥蚀<sup>[15]</sup>, 导致白果园地区难以形成低位体系域沉积, 而为海侵体系域和高位体系域组成的不完整叠置层序。在层序时限与级别方面, 根据 Condon 等同位素年代

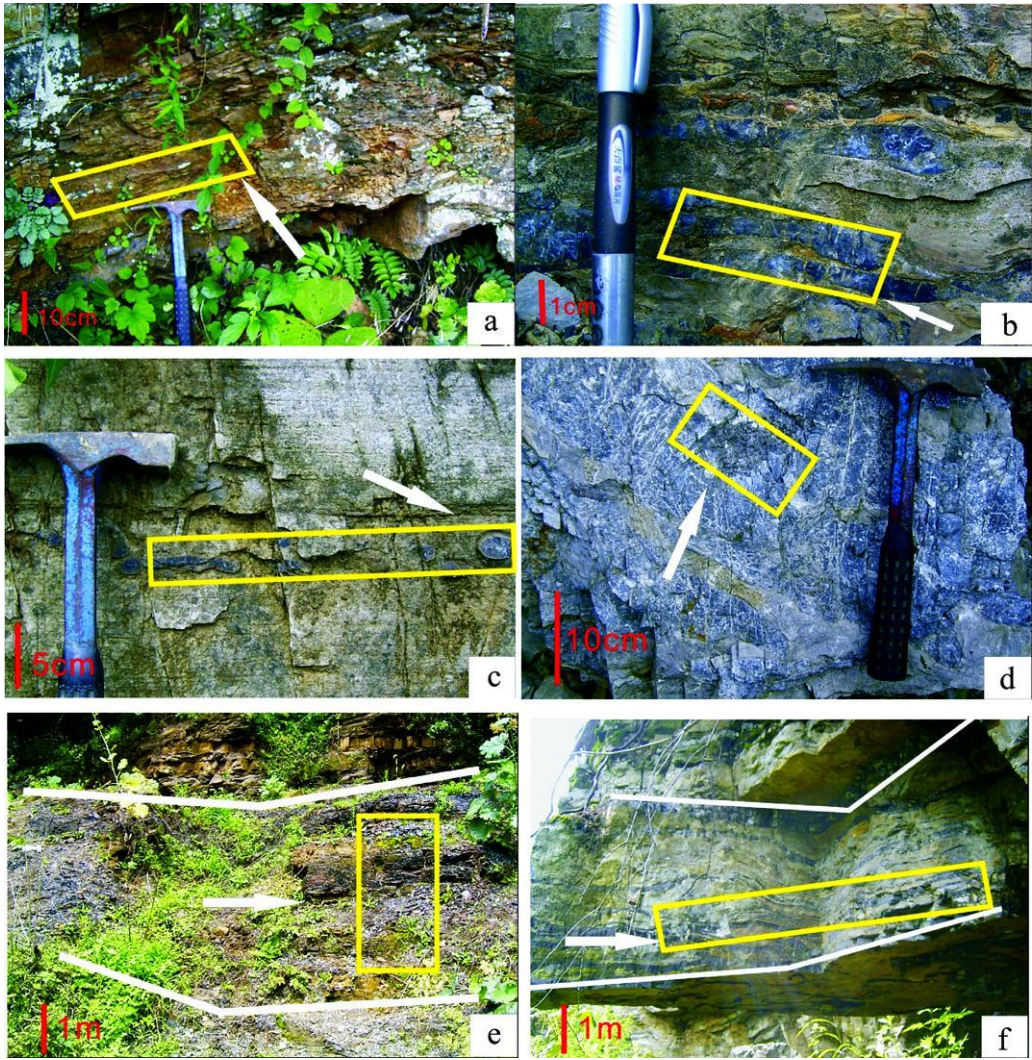


图 2 湖北白果园陡山沱组沉积特征

a 南沱组冰碛岩顶部 5~ 15 cm 的风化壳泥岩, 由海平面下降使沉积物暴露剥蚀所导致, 其上的剥蚀间断面为 I 型层序界面, 白果园剖面; b 陡山沱组层序 1 内潮下带砂屑磷块岩沉积, 潮汐冲刷与充填构造, 内部夹有条带状磷块岩, 白果园剖面; c 陡山沱组层序 4 内潮下低能带泥晶白云岩, 夹有燧石结核, 白果园剖面; d 陡山沱组第一岩性段内潮下带砂屑磷块岩沉积, 白色条纹为亮晶白云岩, 深灰色者为砂屑磷块岩, 廖家沟剖面; e 陡山沱组层序 6 内盆地—潮下低能带的黑色页岩与灰色中—薄层泥晶白云岩互层, 风化后呈缓坡状, 为银、钒矿产出位置, 白果园剖面; f 陡山沱组第一岩性段内潮下带黑色条带状、层状砂屑磷块岩, 具有平行层理构造, 廖家沟剖面

Fig 2 Sedimentary features of the Doushan tuo Formation, Baiguoyuan, Hubei Province

学研究<sup>[16]</sup>, 陡山沱组底界年龄约在 635 Ma 左右, 而灯影组底界同位素年龄在 551 Ma 左右。所以陡山沱组总体跨度约为 70~ 80 Ma 之间, 考虑到各界面间沉积的时间间断, 六个层序进行划分, 每个层序平均时限应在 10 Ma 以内, 可作为 1 个三级层序。

2.2 陡山沱组层序地层划分

1) 层序 1 (SQ<sub>1</sub>)

白果园南沱组冰碛岩顶部发育有风化壳暗红色泥岩 (图 2-a), 表明存在一个较大规模的海平面下降期。其风化剥蚀面即为层序 1 底界面 (I 型界面),

显示了曾经经受过暴露和剥蚀的强烈作用。SQ<sub>1</sub>海侵体系域下部为含锰的砾屑白云岩, 向上过渡为深黑色富钾泥质页岩。黑色富钾泥质页岩发育平行层理, 含炭质、黄铁矿, 局部有少量水下滑动构造。海侵体系域上部和高位体系域下部变化趋势为: 含磷岩系泥质先增加后又逐渐减少, 磷质条带或团块增多, 磷块岩建造形态依次为结核状—条带状—层状、致密块状, 主要有球粒磷块岩与砂屑磷块岩两种结构, 以砂屑磷块岩为主 (图 2-b); 再向上则白云质逐渐增多, 磷块岩品位逐步下降。高位体系域上部为含硅质结





## 2) 层序 2~6 ( $SQ_2 \sim SQ_6$ )

$SQ_2 \sim SQ_4$  可与先前划分的峡东陡山沱组三级层序相对应<sup>[2]</sup>。 $SQ_2 \sim SQ_4$  的每个层序主要由泥晶白云岩与深黑色泥质页岩互层的结构模式叠置构成, 其中, 白云岩与泥质页岩的比例各不相同。海侵体系域与高位体系域由数量不等的准层序组成, 每个层序的底界面上下岩性均发生变化, 形成转换面。 $SQ_2$  海侵体系域下部为中—厚层细晶白云岩, 基本没有泥质页岩出现。中部由薄—中层泥晶白云岩与薄层泥质页岩互层构成加积旋回, 泥质页岩比例逐渐增高后又降低, 泥晶白云岩的含量则与之相反, 内部一系列准层序反映了退积—加积—进积的变化过程; 高位体系域上部由灰白色中—厚层白云岩组成, 夹少量磷质结核, 并没有峡东常见的含沥青质的泥岩, 表明为潮间带—潮下低能带—潮间带环境的沉积<sup>[2]</sup>。 $SQ_3$  海侵体系域下部岩性突然发生变化, 黑色页岩开始出现, 而海侵体系域上部为黑色页岩与灰色中层泥晶白云岩互层, 页岩依旧占较高比例, 由下至上为退积到加积的趋势; 高位体系域下部的薄—中层白云岩由下至上比例逐渐增高, 薄层页岩比例降低, 显示海退进积的旋回趋势, 至顶部白云岩与页岩比例变为 10: 1。 $SQ_3$  沉积组合特征与  $SQ_2$  类似, 但反映更深的海水环境。 $SQ_4$  海侵体系域下部为中—厚层泥晶白云岩, 向上由灰色薄—中层泥晶白云岩与少量黑色薄层页岩互层组成海侵体系域上部和高位体系域下部, 其内部含有燧石结核 (图 2-c); 高位体系域上部由约 13.5 m 厚的厚层白云岩组成, 占很大比例, 其内部岩性与结构变化不明显, 难以进行准层序划分。 $SQ_4$  显示了潮间带—潮下带—潮间带的组合特征。

$SQ_5$  海侵体系域下部岩石成分变为硅质白云岩, 向上为少量灰白色厚层白云岩; 海侵体系域上部和高位体系域下部由灰黑色薄—中层泥晶白云岩组成, 含大量的硅质结核。疑源类等陡山沱期硅化生物群常见分子就产出在相应层位<sup>[4]</sup>。高位体系域上部—厚层白云岩中也含有较多的硅磷质结核、条带。附近樟村坪的万家沟剖面相同层位的硅磷质结核中也发现了丝状蓝菌化石和多细胞藻类化石<sup>[8]</sup>, 显示为潮间带—潮下带—潮间带环境的沉积。 $SQ_6$  底界面为结构转换面, 黑色页岩开始逐渐出现, 海侵体系域下部为深灰色中—厚层泥晶白云岩夹黑色薄层页岩, 厚约 7.6 m, 代表了潮下低能带的环境; 海侵体系域上部和高位体系域下部为灰黄色薄层泥晶白云岩与黑色页岩互层, 黑色页岩较多, 约 5~6 m 厚, 代表凝

段沉积, 为沉积环境演变过程中出现的深水环境, 形成的黑色页岩十分有利于炭质压膜化石的保存。峡东地区与之相当的层位发现了以炭质压膜形式保存的底栖固着的宏体藻类等后生物群, 被称为庙河生物群<sup>[17]</sup>。高位体系域上部由薄—中层泥晶白云岩夹极薄的黑色页岩组成。 $SQ_6$  总体上反映了相对水体较深与比较稳定的缺氧还原环境的特点, 黑色页岩较高的  $C_{org}$  含量 (表 1) 说明了高的有机质埋藏率, 代表潮下带—盆地—潮下带环境的沉积。

## 3 层序演化与磷块岩的形成

### 3.1 磷块岩形成的层位特征

包含较多黑色岩系的陡山沱组反映了大冰期之后海侵作用的特征<sup>[18]</sup>, 白果园陡山沱组含磷岩系与灯影组白云岩, 构成了一个总体向上变浅的沉积相序列。其中, 陡山沱组包含 6 次与三级海平面变化旋回相对应的海侵加深—海退变浅过程。陡山沱期大海侵初期的海平面上升, 使上扬子区进入成磷期, 同时形成白果园三级层序  $SQ_1$  的海侵体系域 (图 3); 当海平面上升到最高点后开始缓慢下降, 形成了高位体系域。其中有利的成磷区为海侵体系域上部与高位体系域下部反映的潮下带, 其砂屑磷块岩成为原生沉积型磷矿床的主要组分。高位体系域上部海平面下降后由于白云化作用, 不利于成磷作用。以后又经过 5 次与三级海平面变化旋回相对应的海侵—海退过程, 形成了分布在层序 2~5 内的磷质结核、条带。海侵对控制成矿的影响很大, 前寒武纪大型矿床的含矿系都发育于海侵期, 以陆相沉积 (氧化性) 后的第一次海侵期最为重要<sup>[11]</sup>。白果园含磷岩系也不例外, 在陡山沱期第一次三级海平面变化旋回中的海平面上升期形成了磷块岩矿床。

### 3.2 原因探讨

海相磷块岩矿床的形成直接受海侵和海平面变化的控制。与海侵过程相对应的, 从白果园  $SQ_1$  的剥蚀间断面往上, 形成了从氧化性的砾屑白云岩过渡到弱还原—弱氧化的含磷岩系, 最后为还原性黑色页岩的地层序列配置。首先, 陡山沱期第一次海侵使海水覆盖了大片陆地, 被海水淹没的基岩和氧化碎屑沉积物中的磷质随之进入水体。虽然对新元古代“雪球假说”存在争议, 但广泛的冰川作用已被认知, 全球范围内保存了至少两次以上的低纬度冰川沉积记录<sup>[19, 20]</sup>, 南沱冰期剧烈的物理风化—剥蚀作用及陡山沱期初期的化学风化作用, 持续地将地表含磷物输

入海洋,成为白果园磷矿形成的物源。可见,白果园磷矿的规模受海侵前的风化作用和最初储备的含磷物质总量的控制。经过长期风化侵蚀后的第一次海侵携带了最充足的含磷物源,对含磷岩系的发育最为有利。其次,随着海侵的扩大,古海洋从滞留、封闭状态转为开放状态,大洋环流作用增强<sup>[21]</sup>,引发的上升洋流也将深海富磷海水带到浅水区域,也为磷矿的形成提供了物源。Cook 等认为,在厌氧的硫酸盐还原细菌作用下,使前寒武纪末的深部海水具有高  $\delta^{34}\text{S}$  值和富磷的特征,而浅海正好相反<sup>[22]</sup>,海侵作用则使二者发生对流作用,使含磷海水扩展到了透光带。而且,白果园早期可能为半局限性滞留洼地,最早期的海侵作用使缺氧环境得以发育。Hiroto 等发现前寒武纪末存在广泛缺氧的浅海环境<sup>[23]</sup>,全球多次出现大洋缺氧事件,生物死亡形成有机碳,细菌对有机质的分解导致还原性海底水中磷的富集<sup>[7]</sup>,海侵引发的缺氧条件也有利于成磷作用。最后,海侵时上升洋流携有丰富的营养,使生物生产率与有机质埋藏率提高(表 1),生物通过吸收吸附作用使磷质得以聚集。总之,首次海侵作用、冰期后充足的物源、滞留洼地及高生物生产率等条件的耦合作用,使白果园磷块岩形成于  $\text{SQ}_1$  海侵体系域上部至高位体系域下部,在最大海侵阶段出现成磷高峰。

4 含磷岩系和有机质

岩石中有机碳的含量可以反映有机质在地质体中的丰度。如果研究磷块岩矿床成因,含磷岩系有机碳含量可以成为衡量生物有机质参与成磷作用程度的重要指标。选择白果园剖面对有机碳 ( $\text{C}_{\text{org}}$ ) 和  $\text{P}_2\text{O}_5$  含量进行测试(表 1),以便探讨磷块岩成因。

25 个样品  $\text{C}_{\text{org}}$  含量变化范围在 0.03% ~ 2.98% 之间,平均为 0.31%。磷块岩  $\text{C}_{\text{org}}$  含量最高为 0.72%,平均为 0.395%,与其他岩石(平均值 0.296%)比, $\text{C}_{\text{org}}$  有富集趋势,比白云岩(小于 0.07%)高很多。总体看, $\text{SQ}_1$  含磷岩层内  $\text{C}_{\text{org}}$  含量为  $\text{SQ}_1 \sim \text{SQ}_3$  中最高,磷块岩中有机碳的高含量说明有机质参与了磷块岩的富集。Wang 等通过有机地球化学证据发现南沱冰期时古海洋中的光合作用很受限制,生物生产率异常低下<sup>[24]</sup>,陡山沱期古海洋生态系统开始重建,藻类复苏使生物生产率迅速恢复。菌藻类通过光合作用、新陈代谢等生命活动对海水中磷质直接吸收浓集,这种直接的生物利用成为磷富集的重要途径。除了直接吸收聚磷外,磷酸盐的溶解度主要与古水体 pH 值与 Eh 有关,有机质在演化过程中对介质环境的改变也很重要。在地球化学富集与物理富集阶段,富含生物有机质的泥积层,由于含氧量的贫化,导致孔隙水中  $\text{CO}_3^{2-}$  和  $\text{HCO}_3^-$  浓度升高;尤其在成岩作用进行时,在缺氧封闭条件下有机质进一步降解产生  $\text{CO}_2$ 、 $\text{H}_2\text{S}$  和各种有机酸,由于介质的 pH 与 Eh 的变化<sup>[25,26]</sup>,改变了磷酸盐的溶解度和活动能力,使磷酸盐进一步沉积。虽然  $\text{SQ}_1$  含磷岩层内由于细菌等微生物活动消耗了部分有机质,但其自身也作为有机质进行了补偿, $\text{C}_{\text{org}}$  的含量维持在一定水平。

台地型磷块岩形成于较氧化的环境,富磷有机质的生化作用和降解作用进行的比较充分,有机质的消耗程度高,故岩石残留  $\text{C}_{\text{org}}$  低,相应地磷元素富集程度高<sup>[25]</sup>。在还原环境下,有机质易于保存,岩石残留  $\text{C}_{\text{org}}$  较高,但磷块岩品质不如台地型磷块岩。白果园磷块岩  $\text{C}_{\text{org}}$  含量介于中国盆地型磷块岩(0.991%)与台地型磷块岩(0.158%)之间<sup>[25]</sup>;低于海相磷块岩

表 1 白果园样品的有机碳和  $\text{P}_2\text{O}_5$  数据表  
Table 1 Data of organic carbon and  $\text{P}_2\text{O}_5$  from Baiguoyuan

编号	XBDn1	XBD1	XBD2	XBD4	XBD5	XBD6	XBD7	XBD8	XBD9	XBD9-2	XBD10	XBD11	XBD12-2
岩性	白云岩	页岩	白云岩	白云岩	硅质岩	硅质岩	白云岩	硅质岩	白云岩	硅质岩	白云岩	泥质白云岩	页岩
$\text{P}_2\text{O}_5/\%$	0.15	0.054	0.077	0.10	0.12	0.27	0.099	0.51	0.094	0.046	0.066	0.10	2.20
$\text{C}_{\text{org}}/\%$	0.05	2.98	0.04	0.03	0.04	0.06	0.04	0.10	0.05	0.06	1.17	0.06	1.12
$\text{P}_2\text{O}_5/\%$	3.0	0.018	1.92	3.33	3.0	4.5	2.47	5.1	1.88	0.767	0.056	1.67	1.964
样品位置	灯影组	SQ6	SQ6	SQ5	SQ5	SQ5	SQ5	SQ5	SQ5	SQ5	SQ4	SQ4	SQ3

编号	XBD13	XBD14	XBD15	XBD16	XBD17	XBD18	XBD19	XBD20	XBD21	XBD22	XBD23	XBD24
岩性	硅质白云岩	泥质白云岩	白云岩	泥质白云岩	白云岩	磷块岩	磷块岩	磷块岩	泥岩	磷块岩	冰碛岩	冰碛岩
$\text{P}_2\text{O}_5/\%$	0.072	0.14	0.068	0.20	0.20	14.89	27.16	4.95	1.25	1.27	0.24	0.16
$\text{C}_{\text{org}}/\%$	0.04	0.07	0.07	0.05	0.05	0.72	0.33	0.50	0.04	0.03	0.05	0.06
$\text{P}_2\text{O}_5/\%$	1.8	2.0	0.971	4.0	4.0	20.68	82.30	9.9	31.25	42.33	4.8	2.67
样品位置	SQ2	SQ2	SQ2	SQ2	SQ2	SQ1	SQ1	SQ1	SQ1	SQ1	南沱组	南沱组

(0.62%)与页岩(0.99%),略高于碳酸盐岩(0.33%)<sup>[27-28]</sup>,显示了泥页岩—碳酸盐岩型含磷岩系C<sub>org</sub>含量的“过渡性”特点。由于含磷岩系形成环境为半局限性滞留洼地,后发展为碳酸盐台地,这种特点可能导致白果园磷块岩C<sub>org</sub>含量高于台地型磷块岩C<sub>org</sub>含量。因此,白果园磷块岩是弱还原—弱氧化环境的沉积产物,既不同于台地型磷块岩的低C<sub>org</sub>和高P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>特点,也不同于富有机质的还原环境类型的状况。

5 与其它磷矿的比较

形成于晚震旦世成磷期的贵州瓮安磷矿与早寒武世成磷期的云南昆阳磷矿分别分布在上扬子地台中部与西部边缘。与白果园地区相比,二者属于碳酸盐岩型含磷岩系。

5.1 贵州瓮安磷块岩

贵州瓮安陡山沱组磷矿形成于川黔滇台地东部的浅海碳酸盐岩台地环境。瓮安与白果园地区当时都处于滨—浅海的古地理环境,差别在于瓮安地区比白果园以更具氧化环境的潮坪沉积为特征。瓮安陡山沱组划分为与峡东地区完全可对比的6个三级层序,有共同的海水进退过程和等时界面<sup>[15]</sup>。相对于白果园滨岸潮坪带显示还原特征黑色泥页岩,瓮安潮坪环境更为氧化,其磷块岩具有低C<sub>org</sub>和高P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>含量的台地型含磷岩系特点。对贵州瓮安的大塘(WD)剖面和穿岩洞(CYD)剖面采样分析,其磷块岩C<sub>org</sub>平均含量为0.22%,仅为白果园磷块岩的一半水平,而P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>含量比白果园高出14.6%;P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>/C值平均为189.1,比白果园高出150.3(表2)。由于更具

氧化环境,因此其生物组合更为复杂,瓮安生物群化石中甚至发现含有动物胚胎化石<sup>[29]</sup>。可见,瓮安碳酸盐岩台地型磷块岩总体上是氧化环境的沉积产物,在陡山沱期该区生物有机质生产率较高,吸收浓集了大量磷质;虽然有机质被分解程度高导致残留C<sub>org</sub>低,但磷元素却最大程度被集中。

5.2 云南昆阳磷块岩

早寒武世成磷期含磷岩系的形成也与全球海平面变化有关。早寒武世昆阳磷矿沉积于牛首山古陆及滇中古陆之间的海湾—泻湖—潮坪环境体系中;当时大规模的海侵引起两侧深海槽盆上升洋流携带丰富磷质进入到台地内部的多湾的陆表海中,形成了一套以碳酸盐岩、磷酸盐岩为主的半局限台地相沉积<sup>[30-31]</sup>。和白果园、瓮安等地区一样,大量菌藻类生物在温暖、浅水环境繁殖而吸收了大量磷质。中谊村段下部为海侵体系域,以菌藻磷块岩和砾屑磷块岩为主,为高能潮下带与藻滩、浅滩环境,是其成磷的有利相区<sup>[30]</sup>,而白果园不具有藻滩环境的成磷区(图4)。在最大海泛面附近形成了白泥层,白泥层的黏土矿物组合为蒙脱石—伊利石—高岭石等,可能为火山蚀变的产物<sup>[32]</sup>,加之水体较深缺乏光照和氧气,导致不利于藻类等生物有机质吸收磷质。高位体系域由藻粒磷块岩和砂屑磷块岩组成,沉积环境由潮下浅滩向潮坪演化<sup>[30]</sup>;高位体系域上部地层由于海平面下降遭受暴露,在大气淡水淋滤作用下导致碳酸盐组分溶解流失,形成了高品位的次生磷块岩,而白果园未形成次生磷块岩。可见,昆阳磷矿与白果园磷矿都以潮下带为有利的成磷环境,而昆阳磷矿更是具有藻滩成磷环境和上矿层顶部遭受淋滤产生的次生磷块岩。

表 2 贵州瓮安样品的有机碳和 P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>数据表

Table 2 Data of organic carbon and P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> from Wengán, Guizhou Province

编号	WD16	WD20	WD23	WD25	WD26	WD27	WD29	WD30	WD31	WD32	WD33	WD34
岩性	白云质磷块岩	磷块岩	磷块岩	硅质磷块岩	磷块岩	磷块岩	磷块岩	磷块岩	磷块岩	硅质磷块岩	磷块岩	磷块岩
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /%	19.24	22.71	32.23	20.63	29.80	13.94	27.96	25.92	21.95	29.88	34.98	35.14
C <sub>org</sub> /%	0.19	0.69	0.25	0.12	0.22	0.38	0.19	0.18	0.06	0.09	0.08	0.70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /C	101.2	32.9	128.9	171.9	135.4	36.6	147.1	144	365.8	332	437.2	50.2
样品位置	下矿层	上矿层	上矿层	夹层段	下矿层	下矿层	下矿层	下矿层	下矿层	下矿层	上矿层	上矿层

编号	CYD1	CYD2	CYD3	CYD4	CYD5	CYD9	CYD10	CYD20	CYD21	CYD30	CYD25	CYD28
岩性	磷块岩	磷块岩	磷块岩	磷块岩	硅质磷块岩	硅质岩	磷块岩	磷块岩	磷块岩	硅质磷块岩	磷块岩	磷块岩
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /%	25.08	33.30	24.13	29.35	27.75	0.018	37.84	36.92	39.83	24.16	31.54	28.68
C <sub>org</sub> /%	0.08	0.13	0.08	0.13	0.18	0.05	0.36	0.23	0.48	0.42	0.05	0.17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> /C	313.5	256.1	301.6	225.7	154.1	0.36	105.1	160.5	82.9	57.5	630.8	168.7
样品位置	下矿层	下矿层	下矿层	下矿层	下矿层	夹层段	上矿层	上矿层	上矿层	上矿层	上矿层	上矿层

注: P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>样品由西南冶金测试所分析,有机碳由四川石油管理局测试

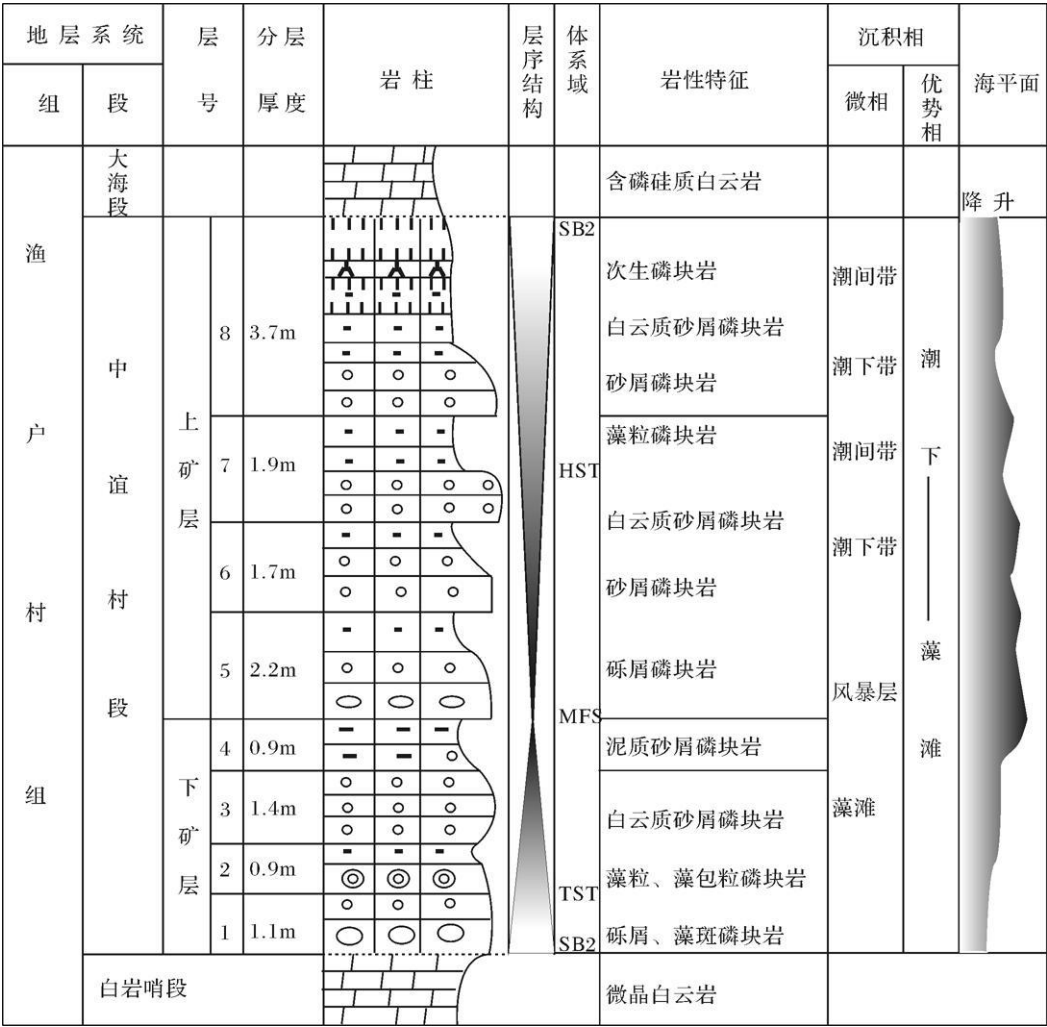


图 4 昆阳磷矿含磷岩系层序地层剖面图 [30]

Fig 4 Sequence stratigraphy column of phosphatic series in Kunyang phosphorite deposit

6 应用及结论

利用层序地层学、地球化学等方法对白果园地区含磷岩系进行研究,并通过对比邻区震旦系陡山沱组贵州瓮安磷矿和下寒武统滇东昆阳磷矿,得出以下几点认识:

(1) 根据白果园地区露头剖面层序地层界面和体系域的识别,将白果园陡山沱组划分为 6 个不同的三级层序,含磷地层位于  $SQ_1$  内;通过白果园、昆阳两个磷矿成磷环境对比发现,能量较高并具有丰富藻类的潮下带为成磷的优势区。

(2) 南沱冰期和陡山沱期海侵早期由于风化作用加剧,将地表含磷物输入海洋;同时,深海富磷海水随着上升洋流涌入浅水区域。它们提供的物源,为磷块岩在白果园地层  $SQ_1$  内的形成提供了条件。结合

白果园、瓮安和昆阳三个磷矿沉积环境发现,晚震旦世—早寒武世的两次成磷作用与两次海侵作用关系密切。在海侵作用带来的含磷物、滞留洼地环境及高生物生产率等因素共同作用下,使白果园地区在  $SQ_1$  海侵体系域上部至高位体系域下部出现成磷高峰。

(3) 通过地球化学分析,  $C_{org}$  和  $P_2O_5$  含量的指标说明生物有机质对磷元素的富集有明显作用,白果园泥页岩—碳酸盐岩型含磷岩系  $C_{org}$  含量介于盆地型磷块岩与台地型磷块岩之间,而瓮安代表的台地型磷块岩的沉积环境比白果园磷矿更加氧化,具有低  $C_{org}$  和高  $P_2O_5$  特点。

参考文献 (References)

1 范德廉,张焘,叶杰,等. 中国的黑色岩系及其有关矿床 [M]. 北京: 科学出版社, 2004 76-437 [Fan DeLian Zhang Tao Ye Jie, et al. Black Shale Sequences and Associated Ore Deposits in China [M].



- Beijing Science Press 2004 76-437]
- 2 王自强, 高林志, 尹崇玉. 峡东地区震旦系等时层序地层格架的建立 [J]. 中国区域地质, 2001, 20 (4): 368-376 [Wang Ziqiang Gao Linzhi Yin Chongyu Establishment of the Sinian isochronous sequence stratigraphic framework in the eastern Yangtze Gorges area [J]. Regional Geology of China, 2001, 20 (4): 368-376]
  - 3 柳永清, 尹崇玉, 高林志, 等. 峡东震旦系层型剖面沉积相研究 [J]. 地质评论, 2003, 49 (2): 187-194 [Liu Yongqing Yin Chongyu Gao Linzhi *et al* Advances in the study of sedimentary facies of the Sinian candidate stratotype in the eastern areas of the Three Gorges Hubei [J]. Geological Review, 2003, 49 (2): 187-194]
  - 4 周传明, 解古巍, 肖书海. 湖北宜昌樟村坪陡山沱组微体化石新资料 [J]. 微体古生物学报, 2005, 22 (3): 217-224 [Zhou Chuanning Xie Guwei Xiao Shuhai New data of microfossils from Doushantuo Formation at Zhangcunping in Yichang Hubei Province [J]. Acta Micropalaeontologica Sinica, 2005, 22 (3): 217-224]
  - 5 陈辉能, 朱士兴, 管爱莲. 鄂西台地东部陡山沱期微生物泥丘的聚磷控矿作用 [J]. 地球学报, 1998, 20 (4): 261-268 [Chen Huineng Zhu Shixing Guan Ailian Control of phosphate accumulation in microbial mudmounds of the Doushantuo on stage in the East Part of the Western Hubei Platform [J]. Acta Geoscientia Sinica, 1998, 20 (4): 261-268]
  - 6 胡珅兰, 东野脉兴, 郑文忠. 鄂西磷块岩沉积序列 [J]. 沉积学报, 1993, 11 (1): 84-92 [Hu Luolan Zheng Wenzhong Dongye Maixing Sedimentary sequences of phosphorites in Western Hubei Province [J]. Acta Sedimentologica Sinica, 1993, 11 (1): 84-92]
  - 7 牟南, 吴朝东. 上扬子地区震旦-寒武纪磷块岩岩石学特征及成因分析 [J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2005, 41 (4): 551-562 [Mu Nan Wu Chaodong Characteristics and phosphogenesis of phosphorite of the Sinian-Cambrian West Yangtze Area [J]. Acta Scientiarum Naturalium Universitatis Pekinensis, 2005, 41 (4): 551-562]
  - 8 刘鹏举, 尹崇玉, 高林志, 等. 湖北宜昌樟村坪埃迪卡拉系陡山沱组微体化石新材料及锆石 SHRMP U-Pb 年龄 [J]. 科学通报, 2009, 54 (6): 774-780 [Liu Pengju Yin Chongyu Gao Linzhi *et al* New material of microfossils from the Ediacaran Doushantuo Formation in the Zhangcunping area, Yichang, Hubei Province and its zircon SHRMP U-Pb age [J]. Chinese Science Bulletin, 2009, 54 (6): 1058-1064]
  - 9 杨刚忠, 廖宗明, 李方会, 等. 宜昌磷矿北部地区中磷层 ( $\text{Ph}_2$ ) 地质特征及富矿带展布 [J]. 资源环境与工程, 2008, 22 (4): 406-411 [Yang Gangzhong Liao Zongming Li Fanghui *et al* Geological characteristics and bonanza distribution of the Middle Phosphorite Layer ( $\text{Ph}_2$ ) in the North of Yichang Phosphorite Deposit [J]. Resources Environment & Engineering, 2008, 22 (4): 406-411]
  - 10 郑文忠, 东野脉兴. 鄂西陡山沱组磷块岩矿层划分对比及成矿规律 [J]. 矿物岩石, 1994, 14 (3): 89-95 [Zheng Wenzhong Dongye Maixing Division correlation and mineralogical rule of the phosphorus mineral beds of Doushantuo Formation in western Hubei [J]. Journal of Mineralogy and Petrology, 1994, 14 (3): 89-95]
  - 11 黎荫厚, 杨秀琦. 湖北荆襄磷块岩矿产地质特征及成矿机理探讨 [C] // 第五届国际磷块岩讨论会论文集. 北京: 地质出版社, 1984, 285-296 [Li Yinhou Yang Xiuqi On the geologic feature and mineralogical mechanism of Jingxiang phosphate deposit Hubei Province [C] // Symposium of 5th International Field Workshop and Seminar on Phosphorite. Beijing Geological Publishing House, 1984, 285-296]
  - 12 陈超, 谢发鹏. 白果园黑色页岩型银钒矿床 [J]. 矿床地质, 1986, 5 (1): 53-62 [Chen Chao Xie Fapeng An account of the Baiguoyuan black shale type Silver-Vanadium deposit [J]. Mineral Deposits, 1986, 5 (1): 53-62]
  - 13 王自强, 高林志, 尹崇玉. 峡东地区震旦系层型剖面的界定与层序划分 [J]. 地质论评, 2001, 47 (5): 449-457 [Wang Ziqiang Gao Linzhi Yin Chongyu A scertainment and stratigraphic division of the Sinian stratotype section [J]. Geological Review, 2001, 47 (5): 449-457]
  - 14 Zhu Maoyan, Zhang Juning, Yang Aihua. Integrated Ediacaran (Sinian) chronostratigraphy of South China [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2007, 254: 7-61
  - 15 尹崇玉, 柳永清, 高林志, 等. 震旦 (伊迪卡拉) 纪早期磷酸盐化生物群: 瓮安生物群特征及其环境演化 [M]. 北京: 地质出版社, 2007, 4-119 [Yin Chongyu Liu Yongqing Gao Linzhi *et al* Phosphatized Biota in Early Sinian (Ediacaran)—Weng'an Biota and Its Environment [M]. Beijing Geological Publishing House, 2007, 4-119]
  - 16 Condon D, Zhu M, Bowring S, *et al*. U-Pb ages from the Neoproterozoic Doushantuo Formation, China [J]. Science, 2005, 308: 95-98
  - 17 陈孟裁, 陈其英, 萧宗正. 试论宏体植物的早期演化 [J]. 地质科学, 2000, 35 (1): 1-15 [Chen Mengcai Chen Qiyong Xiao Zongzheng Preliminary discussion on the early evolutionary history of macroscopic plants [J]. Scientia Geologica Sinica, 2000, 35 (1): 1-15]
  - 18 梅冥相, 周鹏, 张海, 等. 上扬子区震旦系层序地层格架及其形成的古地理背景 [J]. 古地学报, 2006, 8 (2): 219-231 [Mei Mingxiang Zhou Peng Zhang Hai *et al* Sequence stratigraphic framework and its palaeogeographical background for the Sinian of Upper Yangtze Region [J]. Journal of Palaeogeography, 2006, 8 (2): 219-231]
  - 19 袁训来, 肖书海, 周传明. 新元古代陡山沱真核生物的辐射 [C] // 戎嘉余, 方宗杰, 周忠和, 等. 生物的起源、辐射与多样性演变——华夏化石记录的启示. 北京: 科学出版社, 2006, 13-27 [Yuan Xunlai Xiao Shuhai Zhou Chuanning Radiation of Neoproterozoic Doushantuo Eukaryotes [C] // Rong Jiayu, Fang Zongjie, Zhou Zhonghe *et al* Originations, Radiations and Biodiversity Changes Evidences from the Chinese Fossil Record. Beijing Science Press, 2006, 13-27]
  - 20 Fairchild I J, Kennedy M J. Neoproterozoic glaciation in the earth system [J]. Journal of the Geological Society, 2007, 164: 895-921
  - 21 Kaufman A J, Jacobsen S B, Knoll A H. The Vendian record of Sr and C isotopic variations in seawater: implications for tectonics and paleoclimate [J]. Earth and Planetary Science Letters, 1993, 120: 409-430
  - 22 Cook P J, Shergold J H. Phosphorus phosphorites and skeletal evolution at the Precambrian-Cambrian boundary [J]. Nature, 1984, 308: 231-236
  - 23 Hiroto K, Yoshio W. Oceanic anoxia at the Precambrian-Cambrian boundary [J]. Geology, 2001, 29 (11): 995-998

- 24 Wang T G, Li M eijun, Wang Chunjiang *et al*. Organic molecular evidence in the Late Neoproterozoic Tillites for a palaeo-oceanic environment during the snowball Earth era in the Yangtze region, southern China[ J]. *Precambrian Research*, 2008, 162: 317-326
- 25 叶连俊,等. 生物有机质成矿作用和成矿背景[M]. 北京: 海洋出版社, 1998: 5-441[ Ye Lianjun *et al*. *Biomeralization and Its Geologic Background*[M]. Beijing: Ocean Press, 1998: 5-441]
- 26 吴朝东, 陈其英. 湘西磷块岩的岩石地球化学特征及成因[ J]. *地质科学*, 1999, 34(2): 213-222[Wu Chaodong, Chen Qiyang. The genesis and geochemistry characteristics of phosphates of Upper Sinian-Lower Cambrian, west Hunan[ J]. *Scientia Geologica Sinica*, 1999, 34(2): 213-222]
- 27 Powell T G, Cook P J, Mckirdy D M. Organic geochemistry of phosphorites: relevance to petroleum genesis[ J]. *AAPG Bulletin*, 1975, 59(4): 618-632
- 28 Hunt J M. Distribution of carbon in crust of Earth[ J]. *AAPG Bulletin*, 1972, 56(11): 2273-2277
- 29 Xiao Shuhai, Zhang Yun, Knoll A H. Three-dimensional preservation of algae and animal embryos in a Neoproterozoic phosphorite[ J]. *Nature*, 1998, 391: 553-558
- 30 曾允孚, 沈丽娟, 何廷贵, 等. 滇东早寒武世含磷岩系层序地层分析[ J]. *矿物岩石*, 1994, 14(3): 43-53[Zeng Yunfu, Shen Lijuan, He Tinggui *et al*. Preliminary analysis of the outcrop sequence stratigraphy for phosphatic series of Early Cambrian in eastern Yunnan[ J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 1994, 14(3): 43-53]
- 31 曾允孚, 杨卫东. 云南昆阳、海口磷矿的富集机理[ J]. *沉积学报*, 1987, 5(3): 19-27[Zeng Yunfu, Yang Weidong. Mechanism of enrichment of Kunyang and Haikou phosphorite deposits, Yunnan, China[ J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 1987, 5(3): 19-27]
- 32 刘兆莹. 滇东磷矿床中粘土矿物的研究[ J]. *矿物岩石*, 1993, 13(1): 18-24[Liu Zhaoying. On the clay minerals of phosphate ore deposit in east Yunnan[ J]. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 1993, 13(1): 18-24]

## The Sequence Stratigraphy and Genesis of Phosphorites of Doushantuo Formation at Baiguoyuan, Yichang, Hubei

MI Wen-tian LIN Li PANG Yan-chun LI De-liang MA Li-yan

(Institute of Sedimentary Geology, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059)

**Abstract** Neoproterozoic Doushantuo Period was very important epoch of phosphorite formation in Yangtze Platform. And phosphorite of Baiguoyuan in the western Hubei was formed by the transgression process expanding. The Doushantuo Formation of Baiguoyuan was located at the northwestern part of the Huangling anticline and phosphorite was deposited in the lower part of the Doushantuo Formation. With undertaking the sequence stratigraphic study on the Baiguoyuan section, the Doushantuo Formation and the Dengying Formation which were formed after the Nantuo ice age could be grouped into one second-order sequence. The Doushantuo Formation contained phosphorites represented a strong transgressive activity after the Nantuo ice age. It could be divided into six third-order sequences and the phosphorite was formed in the first sequence, within which the late transgressive system tract and the early highstand system tract corresponded to subtidal zone, and arenite phosphorite had very high grade. The physical weathering during glacial epoch and chemical weathering during the Doushantuo Period produced the phosphoric material that was input into ocean. The phosphoric seawater was transported to shallow water areas with upwelling caused by transgression, providing the source and power conditions for phosphorite's deposition in the first sequence. The initial transgression was very favour of phosphorite's formation, high grade phosphoria formation corresponds to the maximum transgression. With the application of geochemistry studying on phosphatic series, the results indicates that organic matter play an important part in the formation of phosphorite. After the great glaciation period, new ecosystem of Doushantuo Period was established, the biological productivity recovered rapidly, providing opportunity for biomeralization. The shale-carbonate phosphatic series' organic carbon content is between basin phosphorite and platform phosphorite's content, integrade is characteristic of its. Because the environment was retention basin of semi-limitations, the phosphorites of Baiguoyuan were resulted from weak reduction-weak oxidation environment. Compared with platform phosphorite of Weng'an, platform phosphorite has the characteristic of low organic carbon content and high  $P_2O_5$  content as a result of more oxidative environment. Compared with Kunyang phosphorite deposits of early Cambrian located in Yunnan, we could conclude that subtidal zone was favorable area for phosphogenesis, which had high energy and abundant algae. But phosphorite in Baiguoyuan didn't have the environment of algal beach which belonged to phosphorite deposits in Kunyang. So the phosphorite in Baiguoyuan generated from transgression, biomeralization and so on.

**Key words** Sinian Doushantuo Formation, sequence stratigraphy, genesis of phosphorite, sedimentary environment, Yichang in Hubei