

文章编号: 1671-1505(2025)04-0853-17 DOI: 10.7605/gdxb.2025.025

滇东北羊场磷矿区 ZK0816 井寒武系 梅树村组深水牵引流沉积*

李向东 杨 敏 魏泽映

昆明理工大学国土资源工程学院, 云南昆明 650093

摘 要 滇东北地区寒武系梅树村组磷矿床为中国扬子地块西南缘沉积型磷矿的重要组成部分, 其成因一般认为和上升洋流有关, 但对上升洋流的表现形式和作用方式缺少研究。作者对滇东北羊场磷矿区 ZK0816 井梅树村组岩心进行了综合观察, 详细分析了其沉积序列、沉积构造、沉积环境和沉积类型, 结果表明: (1) 梅树村组自下而上可划分为 3 段 7 小段, 一、三段为磷质岩, 二段为磷块岩; (2) 沉积序列以向上变薄序列为主, 次为双向递变序列和波动序列; (3) 沉积构造总体上以条纹条带构造为主, 从下到上, 有从规则到不规则再到规则的变化趋势; (4) 二段第 1 小段发育典型的不规则条纹条带, 垂向上构成细—粗—细粒序, 第 2 小段发育小型双向交错层理和波状层理。经过综合分析认为: (1) 梅树村组第一、二、三段分别沉积于潮下带、深水斜坡和浅海陆棚环境; (2) 梅树村组二段 (主要工业磷矿层 KT2) 发育深水牵引流沉积, 第 1 小段以上斜坡等深流沉积为主, 第 2 小段以下斜坡内波、内潮汐沉积为主; (3) 深水牵引流可能为上升洋流的具体表现形式, 促进大洋水体的垂向混合作用。

关键词 沉积型磷矿 等深流 内波、内潮汐 上升洋流 梅树村组 寒武系 滇东北地区

第一作者简介 李向东, 男, 1973 年生, 博士、副教授, 长期从事沉积学研究。E-mail: lixiangdong614@163.com。

中图分类号: P512.2 文献标志码: A

Deep-water traction current deposits of the Cambrian Meishucun Formation in Well ZK0816, Yangchang phosphate ore area of northeastern Yunnan Province

LI Xiangdong YANG Min WEI Zeyi

School of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China

Abstract The phosphate ore of Meishucun Formation in northeastern Yunnan Province represent an important component in sedimentary phosphate ore along the southwestern margin of the Yangtze block. While their formation is commonly attributed to upwelling currents, the relationship between these upwelling processes and oceanic circulation patterns remains insufficiently studied. This study focuses on the Meishucun Formation in Well ZK0816 from the Yangchang phosphate ore area, Northeastern Yunnan

* 昆明理工大学“双一流”建设科技专项 (编号: 202202AG050006) 和国家自然科学基金项目 (编号: 41272119) 共同资助。[Co-funded by the Science and Technology Special Project for Double First-class Construction of Kunming University of Science and Technology (No. 202202AG050006) and the National Natural Science Foundation of China (No. 41272119)]

收稿日期: 2024-02-09 改回日期: 2024-10-24

Province. Core data were systematically collected, including detailed lithological descriptions bed by bed, sedimentary successions, structure features, and environmental and facies analysis. The results show that: (1) The Meishucun Formation can be divided into three members and seven submembers from bottom to top. The first, second and third members are composed of phosphorous rock, phosphorite and phosphorous rock, respectively; (2) The sedimentary succession is dominated by thinning-upward pattern, with subordinate bidirectional and waving-upward trends; (3) Overall, the sedimentary structure is dominated by stripped and banded sedimentary structure, showing a transition from regular to irregular and back to regular layering upward; (4) The typical irregular stripped and banded structures forming coarsening-up and then fining-up succession is developed in the first submember of the second member. Additionally, small-scale bidirectional cross-lamination and wavy lamination are developed in the second submember. These findings suggest that: (1) the first, second and third members of the Meishucun Formation were probably deposited in subtidal zone, slope and shelf environments, respectively; (2) Deep-water traction current deposits are developed in the second member which corresponds to the main industrial phosphate ore layer (KT2) in study area. Contour current deposits are identified in the upper slope setting within the first submember, while internal-wave and internal-tide deposits are recognized in the lower slope setting of the second submember; (3) Upwelling currents may have been induced by deep-water traction currents, contributing to vertical mixing of oceanic water mass.

Key words sedimentary phosphate ore, contour current, internal-wave and internal-tide, upwelling current, Meishucun Formation, Cambrian, northeastern Yunnan Province

About the first author LI Xiangdong, born in 1973, Ph. D., an associate professor, is engaged in sedimentology research. E-mail: Lixiangdong614@163.com.

磷矿是一种不可再生资源,是重要的战略性矿产(米云川等,2021;吴发富等,2021)。目前全球工业开采的磷矿石,大约95%是来自于沉积型磷矿(Pufahl and Groat, 2017)。滇东地区梅树村组磷矿床为中国扬子地块西南缘沉积型磷矿的重要组成部分(Huan *et al.*, 2016),隶属于原特提斯洋成磷域,是与Rodinia超大陆裂解和“雪球地球”事件有关的全球性大规模成磷事件,地域涉及现今亚洲、澳洲、南美洲以及西非等地区(叶连俊和陈其英,1989)。在成因研究方面,上升洋流一直被认为是滇东地区梅树村组富集成磷的主要沉积动力(曾允孚等,1989;孟祥化和葛铭,1995),与全球冰室向温室效应期转变过程相联系的最大海泛事件密切相关,主要受风力驱动海岸上升洋流体系影响(Brandano *et al.*, 2020)。笔者在滇东北羊场隐伏磷矿区钻井岩心中发现了等深流和内波、内潮汐等深水牵引流沉积,并对其展开了详细的沉积学研究,对于丰富“上升洋流富集成磷”理论及扬子地块西南缘沉积型磷矿勘探均具有重要意义。

1 区域地质背景

研究区位于滇东北乌蒙山区,隶属于云南省昭通市镇雄县。在古地理上位于滇东北古生代稳定陆棚区(图1-a),早古生代沉积时水深一般较滇中地区大(罗惠麟,1982)。在寒武纪纽芬兰世时位于碳酸盐岩台地边缘或潮坪(梅树村期)靠近海洋一侧(苏奎等,2009),至筇竹寺期水体加深,靠近深水盆地相(牟传龙等,2012)。在区域的垂向演化上,灯影组顶部白云岩和上覆黑色页岩之间存在一个极为明显的“跳相”现象,并且反映出快速海侵作用的特点,使得淹没不整合界面之上的岩层自东南向西北存在“远洋盆地相硅质岩—缺氧盆地相黑色页岩—陆棚相含磷白云岩—小壳化石滩相白云岩”的变化序列(梅冥相等,2006)。研究区则位于缺氧盆地相黑色页岩和陆棚相含磷白云岩之间的地区,其局部沉积环境具有多变性的特点(李延钧等,2013)。

研究区位于羊场背斜斜核部,地表主要出露寒武系(图1-b)。从下至上依次为黔东统牛蹄塘组、明心寺组、金顶山组和清虚洞组,苗岭统高台组和

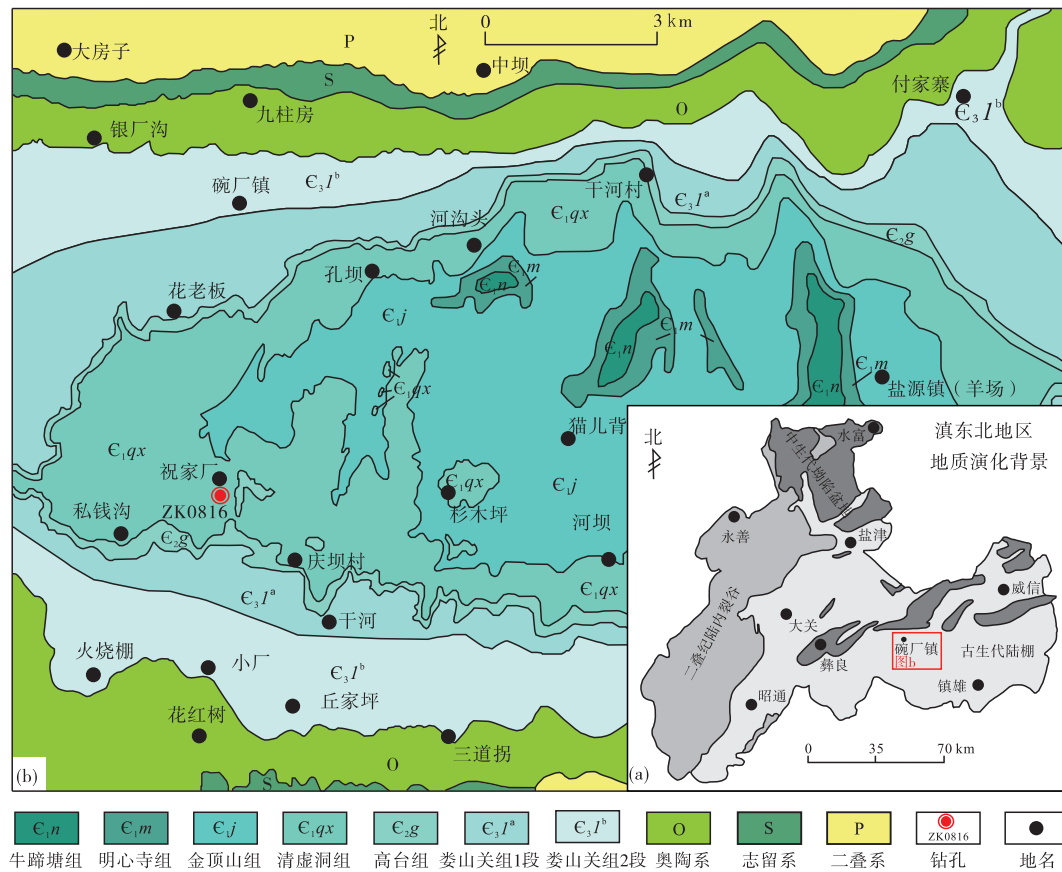


图 1 滇东北羊场磷矿区地质简图 (据秦欢等, 2022; 有修改)

Fig. 1 Geological sketch of Yangchang phosphate ore area, northeastern Yunnan Province (modified from Qin *et al.*, 2022)

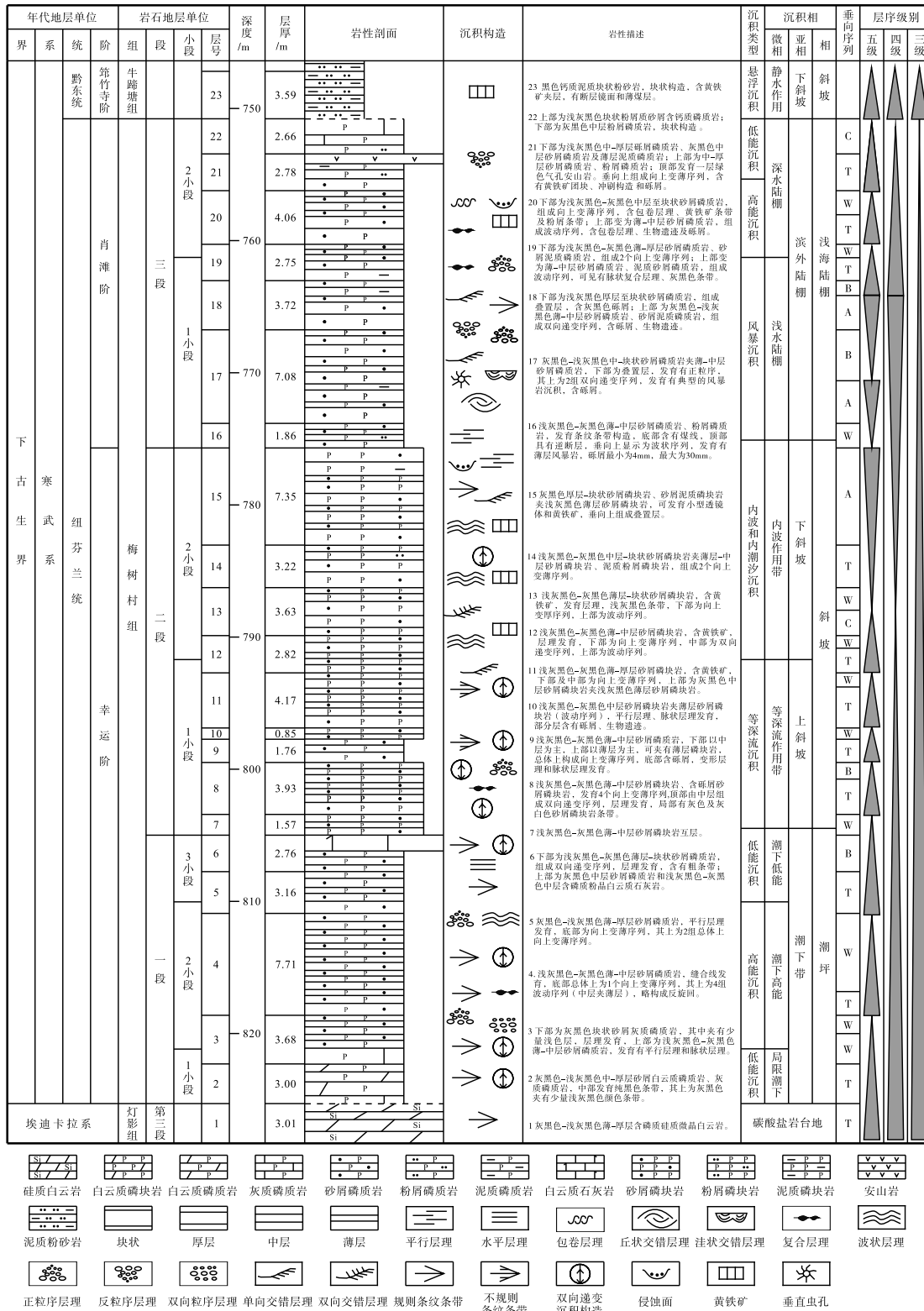
苗岭统至芙蓉统娄山关组 (朱茂炎等, 2021)。其中牛蹄塘组至金顶山组以陆源碎屑沉积为主, 主要发育细砂岩、粉砂岩和泥岩, 偶夹生屑石灰岩和石灰岩透镜体。清虚洞组至娄山关组以碳酸盐沉积为主, 夹有粉砂岩和泥岩, 下部清虚洞组为泥质条带石灰岩及泥晶石灰岩, 上部高台组和娄山关组为白云岩和泥质白云岩。

羊场—芒部磷矿床发育在寒武系幸运阶梅树村组 (朱茂炎等, 2021), 为隐伏磷矿, 埋深一般大于 430 m, 矿层产状与地层产状一致, 可分为上、中、下 3 个矿体, 从上到下分别为 KT1、KT2 和 KT3 (米云川等, 2021; 秦欢等, 2022)。KT1 矿体为Ⅲ级品磷矿, P_2O_5 品位最高 18.40%, 最低 15.04%, 平均 16.26%, 仅局部富集成矿, 厚度 0.90~1.98 m, 平均 1.34 m; KT2 矿体为矿区主要工业磷矿层, 呈连续层状, 为Ⅰ级品磷矿或Ⅱ级品磷矿, P_2O_5 品位最高 25.43%, 最低 15.78%, 平均 24.03%, 厚度 17.85~43.31 m, 平均 32.64 m;

KT3 矿体呈层状、似层状, 为Ⅲ级品磷矿, P_2O_5 品位最高 17.38%, 最低 15.19%, 平均 15.95%, 厚度 1.00~11.25 m, 平均 4.84 m。

2 研究方法

本研究以详细的沉积学观测为基础, 对羊场—芒部隐伏磷矿床岩心进行了综合观察。在磷矿床发育较好的西部, 避开小断层及背斜顶部破碎带, 选择 ZK0816 井 (位置见图 1-b) 进行逐层录井。原始记录共 328 层, 依据行业标准按 1:200 的比例尺进行归并, 共获 75 层, 并绘制了 ZK0816 井梅树村组岩性柱状图。在 1:200 比例尺描述和绘图的基础上, 进一步按 1:300 的比例尺进行归并, 共获 23 层, 并绘制了相应的岩性柱状图 (图 2)。对岩性特征和沉积构造进行了详细观察, 采集岩石薄片样品 40 件, 在室内制作了岩石薄片, 并在透射偏光显微镜下进行了鉴定。总结了梅树村组岩石垂向序列及其在剖面上的分布特征, 并以此为基础, 结



垂向序列: T—向上单层厚度变薄序列; C—向上单层厚度变厚序列; B—向上单层厚度双向变薄序列; W—向上单层厚度无明显变化规律的波动序列; A—厚层至块状叠置层

图 2 滇东北镇雄羊场磷矿区 ZK0816 井梅树村组岩性柱状图

Fig. 2 Lithologic histogram of the Meishucun Formation in Well ZK0816, Yangchang phosphate ore area of Zhenxiang, northeastern Yunnan Province

合岩性与沉积结构、沉积构造等特征综合对三级海平面变化进行了划分。在沉积环境分析方面，对于没有争议的梅树村组一段通过岩性和沉积构造进一步印证了潮坪相潮下带亚相，对于三段通过岩性和特征性的沉积构造解释为浅海陆棚相，与前人的认识也基本一致（戈宏儒等，1983；杨帆等，2011）。对于二段则通过沉积序列分析及磷块岩发育层位等，认为和一段为连续的海侵过程，故解释为深水斜坡环境。对于深水牵引流沉积，主要结合沉积背景，根据特征性的沉积构造进行鉴别。

3 研究结果

3.1 剖面特征

研究区在早古生代隶属中扬子地层小区，含矿层位为寒武系组芬兰统梅树村组，幸运阶至肖滩阶下部，相当于滇中地区晋宁梅树村剖面的梅树村组中谊村段和大海段，其顶部相当于云南永善肖滩剖面朱家箐组顶部。其下、上分别与灯影组和牛蹄塘组接触，均可能存在淹没不整合界面，分别缺少肖滩剖面朱家箐组底部小歪头山段沉积和肖滩阶上部石岩头段沉积（朱茂炎等，2021）。梅树村组岩性主要为砂（粉）屑磷块岩和砂（粉）屑磷质岩，并有少量浅灰黑色含磷硅质白云岩和含磷硅质岩等，从下到上可分为 3 段，总体上为磷质岩、磷块岩和磷质岩，厚度为 55~128 m，在 ZK0816 井中从 825.30 m 到 750.78 m，共厚 74.52 m（图 2）。

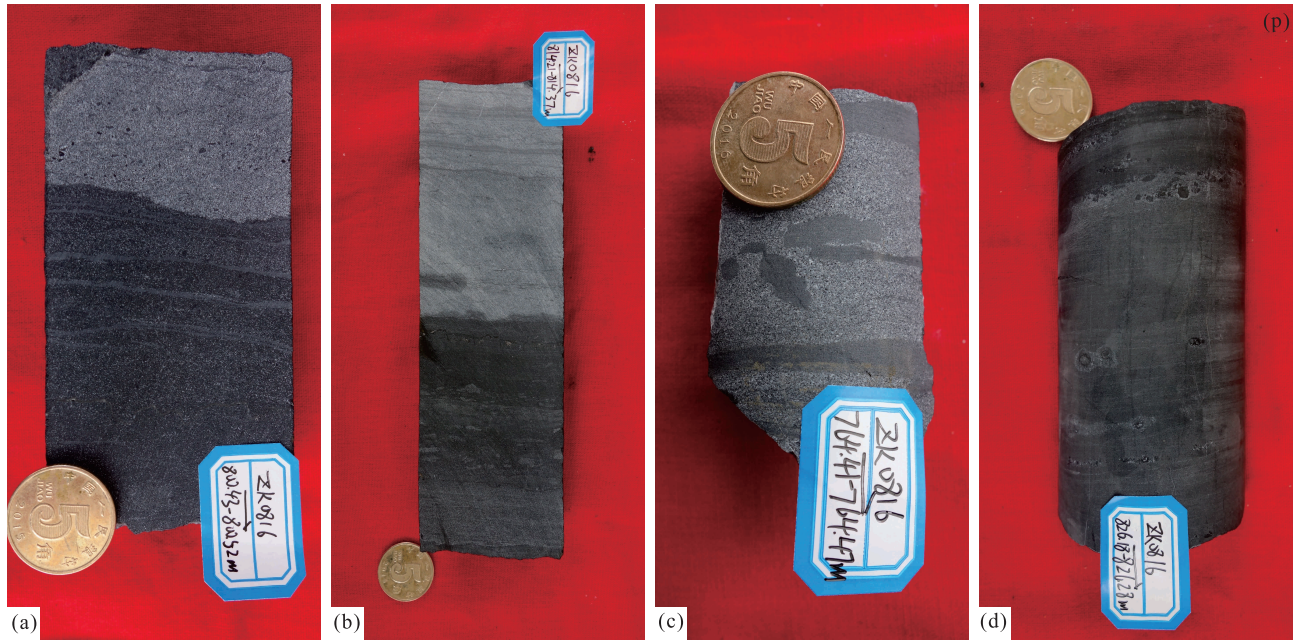
一段深度 825.30~804.99 m，总厚度为 20.31 m。总体上为浅灰色、深灰色和浅灰黑色薄—厚层灰质或白云质磷质岩、粉屑磷质岩和砂屑磷质岩。该段又可进一步细分为 3 小段：第 1 小段深度从 825.30 m 至 820.88 m，厚度为 4.42 m，主要为粉屑磷质岩，偶夹砂屑磷质岩。规则条纹条带构造发育，垂向上构成窄—宽—窄序列。第 2 小段深度从 820.88 m 至 810.27 m，厚度为 10.61 m，主要为砂屑磷质岩夹粉屑磷质岩。不规则条纹条带构造发育，磷质岩底部可存在冲刷面，也可见脉状、波状、透镜状复合层理和软沉积物变形构造。第 3 小段深度从 810.27 m 至 804.99 m，厚度为 5.28 m，主要由粉屑磷质岩构成，顶部发育有条纹条带白云质石灰岩。规则条纹条带和水平纹层等沉积构造发育，粉屑及砂屑条带底部多为渐变接触。

二段深度为 804.99~775.69 m，总厚度为 29.30 m。总体上为深灰色至浅灰黑色薄—中层粉屑磷块岩和灰黑色中—厚层磷块岩，夹有少量浅灰色至深灰色薄—中层砂屑磷质岩、砾屑磷质岩，普遍伴生有黄铁矿。该段又可进一步细分为 2 小段：第 1 小段深度从 804.99 m 至 790.62 m，厚度为 14.37 m，下部主要为厚层磷块岩和中层粉屑磷块岩，偶夹砂屑及砾屑磷质岩；中部主要粉屑—砂屑磷质岩，夹有磷块岩；上部主要为薄—中层磷块岩和粉屑磷块岩，偶夹粉屑磷质岩。该段不规则条纹条带构造非常发育，同时发育有脉状、波状、透镜状复合层理及鲍马序列，局部出现黄铁矿及少量波状层理、小型丘状交错层理和模糊的双向交错层理（793.99~790.62 m）。第 2 小段深度从 790.62 m 至 775.69 m，厚度为 14.93 m，主要为薄层—块状磷块岩和薄—中层粉屑磷块岩，偶夹薄层碳质泥岩。下部以中—厚层为主，上部以薄—中层及薄互层为主。常见双向交错层理、波状层理、平行层理及不规则条纹条带构造等，粉屑磷块岩中普遍伴生有黄铁矿，偶见撕裂状碎屑。

三段深度 775.69~750.78 m，总厚度为 24.91 m。总体上以浅灰黑色至深灰色中层至块状砂屑磷质岩为主，兼有深灰色薄—中层细砾屑磷质岩和灰黑色薄—中层粉屑磷质岩。该段又可进一步细分为 2 小段：第 1 小段深度从 775.69 m 至 761.26 m，厚度为 14.43 m，以中层至块状砂屑磷质岩为主，从下到上，有从细砾屑磷质岩渐变为粉屑磷质岩的趋势。主要发育有丘状（洼状）交错层理、单向交错层理、平行层理、正粒序和反粒序等，砾屑和撕裂状砾屑常见，上部发育有条纹条带构造。第 2 小段深度从 761.26 m 至 750.78 m，厚度为 10.48 m，以中—厚层粉屑磷质岩和泥质磷质岩为主，含有细砾屑磷质岩和砂屑磷质岩，顶部夹有 1 层溢流相的灰绿色具有弱反粒序的气孔安山岩。可见生物遗迹、包卷层理、脉状复合层理、粉屑及黄铁矿条带等沉积构造。

3.2 岩性特征

羊场磷矿区梅树村组岩性较为单一，主要由深灰色至灰黑色磷块岩和磷质岩构成，少数岩石为浅灰色（图 3）。一般情况下，磷块岩颜色较深，为深灰色至灰黑色，颜色中略泛蓝色及含磷物质特有的灰色（图 3-a），磷质岩颜色相对较浅，为浅灰色



a—磷块岩，下部为灰黑色含细粉屑磷块岩，上部为深灰色砂屑磷块岩，底部具有侵蚀面，二段第 1 小段；b—磷质岩，下部为浅灰黑色至灰黑色含粉屑磷质岩，上部为浅灰色粉屑磷质岩，一段第 2 小段；c—深灰色砂屑磷质岩，含有胶磷矿撕裂碎屑，三段第 1 小段；d—浅灰黑色至灰黑色含磷硅质白云岩，灯影组

图 3 滇东北镇雄羊场磷矿区梅树村组及灯影组岩石类型

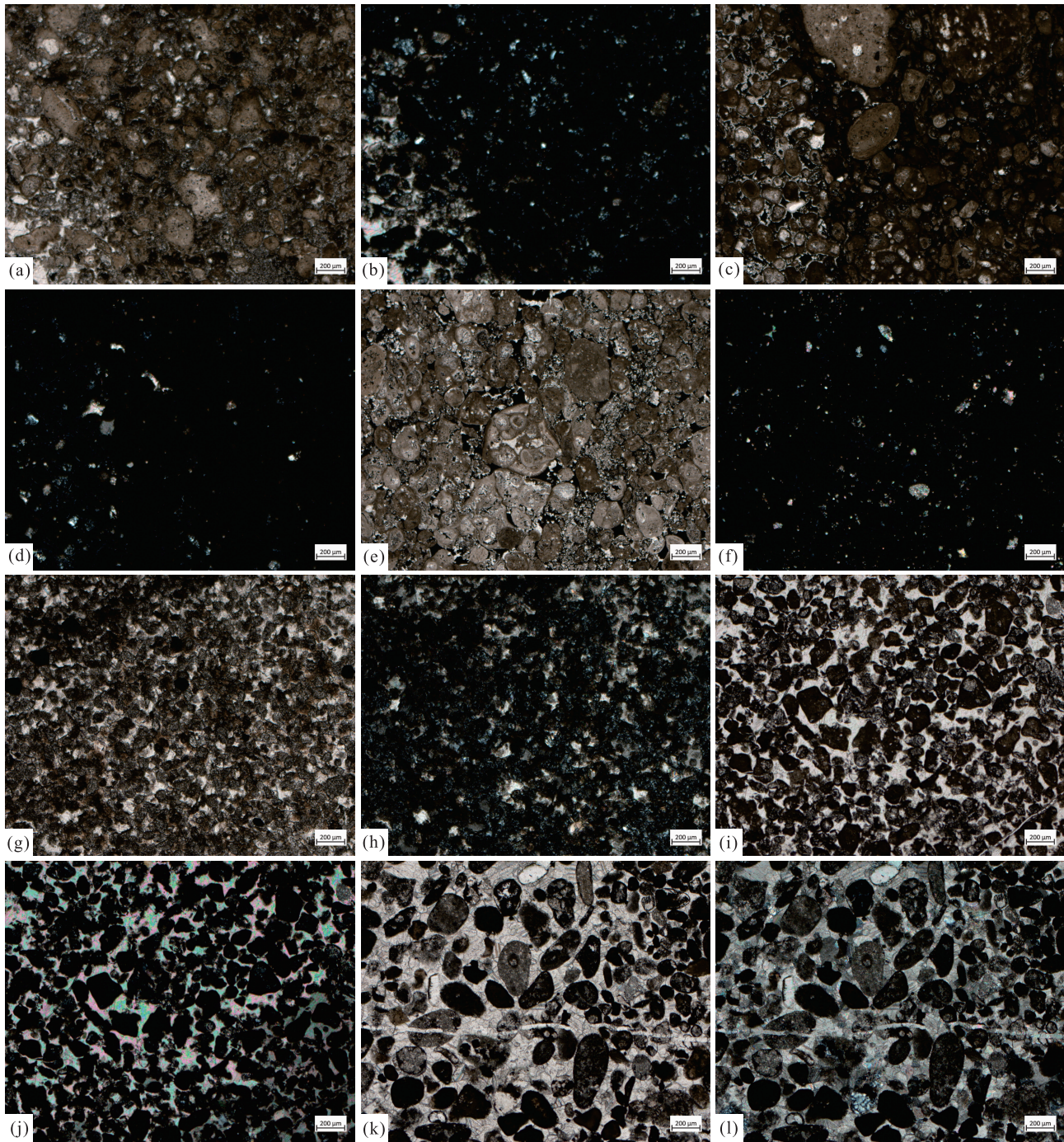
Fig. 3 Rock types of the Meishucun and Dengying Formations, Yangchang phosphate ore area of Zhenxiong, northeastern Yunnan Province

至浅灰黑色(图 3-b)。此外，泥屑磷块岩(描述为磷块岩)颜色最深，一般为灰黑色，是品位最好的磷矿石，粉屑磷块岩一般为浅灰黑色，砂屑磷块岩则一般为深灰色(图 3-a)；泥屑磷质岩一般为浅灰黑色，粉屑磷质岩为浅灰色(图 3-b)。磷块(质)岩内部均一性很差，泥屑磷块(质)岩中往往含有连续或断续粉屑条纹条带及粉屑团块(图 3-a, 3-b)，粉屑磷块(质)岩中往往发育有泥屑条纹或条带(图 3-b)，砂屑磷块(质)岩中往往含有胶磷矿细砾屑(图 3-a)或撕裂状胶磷矿砾屑(图 3-c)。图 3-d 为灰黑色含磷硅质白云岩，广泛发育在研究区的灯影组上部，厚度可达几十米，因含硅质而性脆，碎块可呈薄片状，颜色由所含的胶磷矿及颗粒间的有机质所致，在宏观上黑色中往往透出白色。

羊场磷矿区梅树村组磷块(质)岩在结构上从下到上呈现出较强的规律性(图 4)。总体上可分为 2 部分，下部从一段到二段第 1 小段，上部从二段第 2 小段起到三段。下部磷块(质)岩的颗粒以胶磷矿颗粒为主，颗粒中可发育有溶孔，被成岩期方解石充填(图 4-a 至 4-f)。磷质岩中方解石含

量较高(图 4-a, 4-b)，磷块岩中方解石含量较低(图 4-c, 4-d)。在主量元素测试中，磷质岩的烧失量为 18.96%~28.61%，平均 24.85%；SiO₂ 含量为 7.14%~33.16%，平均 20.21%；P₂O₅ 含量为 3.25%~11.51%，平均 8.40%；MgO 含量为 2.21%~10.76%，平均 6.42%。磷块岩的烧失量为 3.32%~11.63%，平均 6.50%；SiO₂ 含量为 8.27%~15.40%，平均 10.55%；P₂O₅ 含量为 27.66%~39.25%，平均 34.85%；MgO 含量为 0.34%~3.54%，平均 1.56% (秦欢等, 2022)。这些地球化学数据也表明磷质岩中方解石、白云石含量(烧失量和 MgO 含量)相对较高，同时受陆源物质影响较大。在二段第 1 小段的磷块岩中，颗粒多出现鲕粒(图 4-c 至 4-f)。在图 4-c 中，表皮鲕核心较周围非鲕粒的颗粒均大，同样在图 4-e 中，形成复鲕核心的鲕粒，其直径也大于周边部分非鲕粒颗粒的直径。

上部磷块(质)岩的颗粒可以分为 3 种类型(图 4-g 至 4-l)。第 1 种是由泥级胶磷矿组成的松散颗粒，多成近球形颗粒，为细砂屑至粉屑(图 4-g, 4-h)；第 2 种为胶磷矿颗粒，一般呈褐色，和



a—浅灰黑色中层细砂屑磷质岩，褐色颗粒为胶磷矿，白色矿物为方解石，单偏光，深度 819.89 m，一段第 2 小段底部；b—同 (a)，正交偏光；c—灰黑色中层细砂屑磷块岩，表皮鲕发育，方解石多为胶结物，杂基多为粉末状胶磷矿，单偏光，深度 801.73 m，二段第 1 小段；d—同 (c)，正交偏光；e—灰黑色中层砂屑磷块岩，假鲕较多，大颗粒可为复鲕，方解石颗粒细小，单偏光，深度 798.69 m，二段第 1 小段；f—同 (e)，正交偏光；g—浅灰黑色中层极细砂屑磷块岩，主要为泥级胶磷矿组成的颗粒，其次为致密胶磷矿破碎颗粒，胶结物为方解石，含量较多，单偏光，深度 787.93 m，二段第 2 小段；h—同 (g)，正交偏光；i—浅灰黑色中层亮晶胶结细砂屑磷块岩，颗粒为胶磷矿，胶结物为方解石，单偏光，深度 783.05 m，二段第 2 小段；j—同 (i)，正交偏光；k—浅灰黑色厚层亮晶胶结中砂屑—细砂屑磷质岩，颗粒主要为胶磷矿，另含少量陆源碎屑石英颗粒和自生石英颗粒，胶结物为方解石，单偏光，深度 768.12 m，三段第 1 小段；l—同 (k)，正交偏光

图 4 滇东北镇雄羊场磷矿区梅树村组岩石显微特征

Fig.4 Microscopic features of rocks of the Meishucun Formation, Yangchang phosphate ore area of Zhenxiang, northeastern Yunnan Province

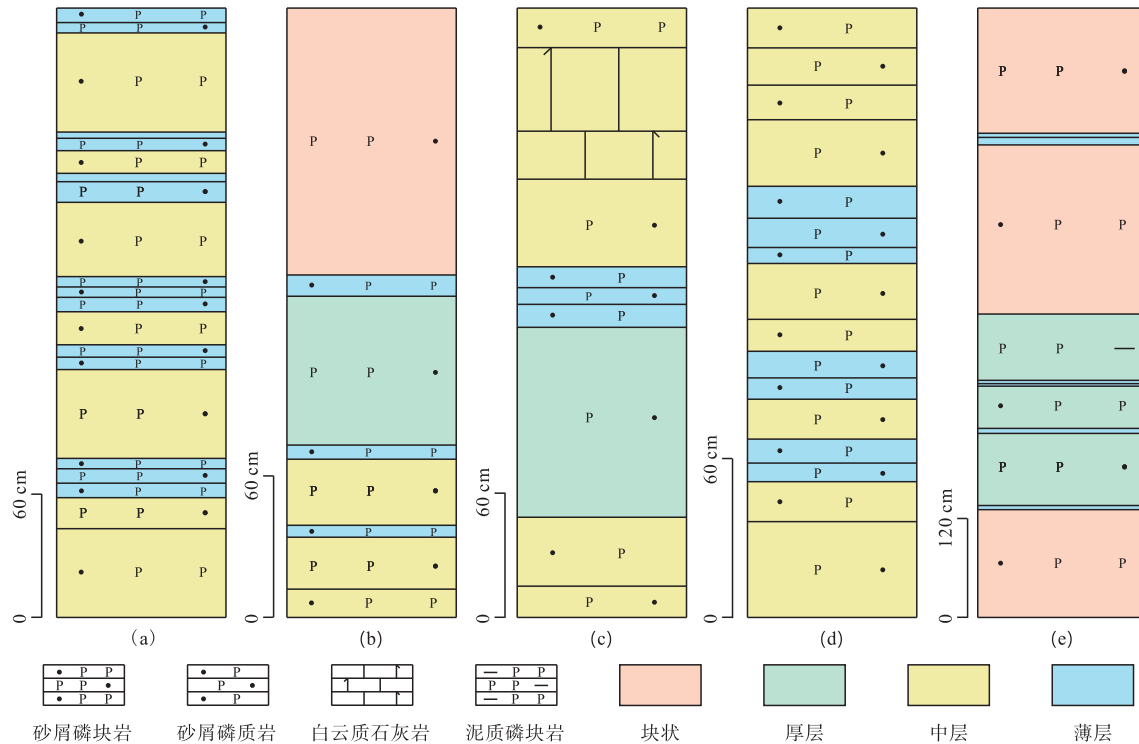
下部的胶磷矿颗粒类似，但粒度小些，为细砂屑至粉屑，分选较好，磨圆中等至较好，颗粒内常有细小方解石充填(图 4-i, 4-j)；第 3 种为致密胶磷矿碎屑，分选中等，磨圆中等至较好(图 4-k, 4-l)。在同一岩石中，3 种颗粒同时出现，从下到上泥级胶磷矿颗粒逐渐变少，致密胶磷矿颗粒逐渐增多，同时亮晶方解石胶结逐渐增多(图 4-g 至 4-l)。至三段第 1 小段为浅灰黑色厚层亮晶胶结中砂屑—细砂屑磷质岩，出现陆源石英颗粒和自生的米粒状（正交偏光下）石英颗粒(图 4-k, 4-l)。

3.3 沉积序列

沉积序列一般由岩层组成 (Burgess, 2016)，通常可分为 4 种，代表较大的周期性控制因素在沉积上的响应 (Pasquier and Strasser, 1997；李向东等, 2017)，分别为向上变厚序列、向上变薄序列、双向递变序列和波动序列。此外，由单一岩层组成，表现为岩层内部沉积构造或结构（粒度）的垂向上有规律的变化，通常代表沉积时流体速度

的周期性变化 (Gao *et al.*, 1998；Stow *et al.*, 1998；李向东, 2013, 2021) 的现象，一般用“粒序层”或“鲍马序列”等描述。羊场磷矿梅树村组沉积序列除上述 4 种沉积序列外，还发育有厚层至块状叠置层(图 5)，即由灰黑色或浅灰黑色磷块(质)岩夹浅灰黑色或灰黑色磷质(块)岩构成。

图 5 是依据实际录井数据做出，各岩层厚度为实际测量厚度，并按薄层、中层、厚层和块状层(厚度大于 1 m) 填色。向上单层变薄序列最为发育，单个岩层数最少为 3 个，最多为 7 个，每个序列顶部以薄层结束，底部多以中层开始，少数以厚层开始，总体上单个岩层较薄，个别以块状层开始，但岩层迅速减薄，从第 2 个岩层开始多为中层，图 5-a 由 6 个向上变薄的序列构成，但就中层而言，除最上面一个岩层外，其他 6 个岩层总体上构成 1 个向上变薄序列。向上变厚序列并不发育，且多出现在剖面上部，由 3~5 个岩层组成，序列顶部往往出现块状层或厚层(图 5-b)。双向



a—向上单层厚度变薄序列，803.42~800.47 m，厚 2.95 m，二段第 1 小段；b—向上单层厚度变厚序列，790.62~788.04 m，厚 2.58 m，二段第 2 小段；c—向上单层厚度双向递变序列，807.75~804.83 m，厚 2.92 m，一段第 3 小段；d—向上单层厚度无明显变化规律的波动序列，816.29~814.00 m，厚 2.29 m，一段第 2 小段；e—厚层至块状叠置层，783.04~775.69 m，厚 7.35 m，二段第 2 小段顶部

图 5 滇东北镇雄羊场磷矿区 ZK0816 井梅树村组垂向序列

Fig. 5 Sedimentary sequences of the Meishucun Formation in Well ZK0816, Yangchang phosphate ore area of Zhenxiang, northeastern Yunnan Province

递变序列较为发育, 一般为 5~10 个岩层组成, 中部最厚的岩层一般为厚层, 少数为块状和中层, 该序列一般由厚层和 中层构成, 可夹有薄层(图 5-c)。波状序列也较为发育, 一般由 6~11 个岩层组成, 其单个岩层薄厚相间, 很难有规律地划为向上变薄、向上变厚或双向递变序列(图 5-d)。叠置层只发育在剖面的特定位置, 即二段顶部和 三段下部, 由厚层和块状层构成(图 5-e), 有时也出现中层。

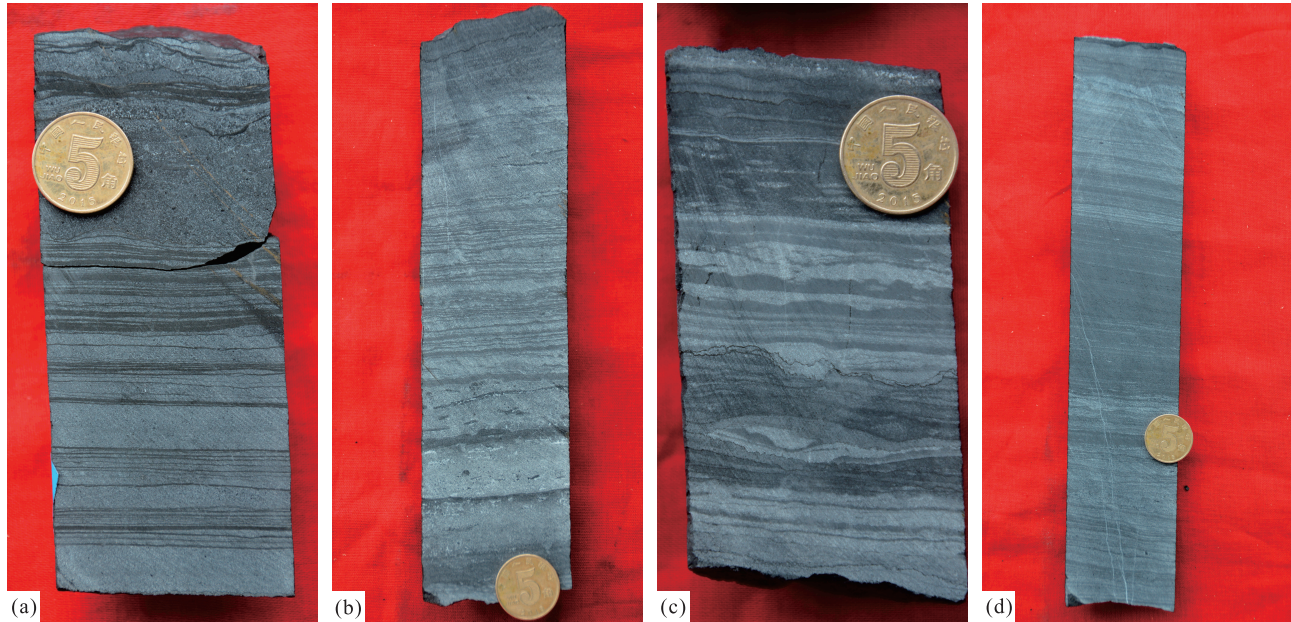
对 ZK0816 井梅树村组沉积序列进行了详细的划分, 共有 52 组, 其中向上变薄序列 29 组, 占 55.77%; 向上变厚序列 3 组, 占 5.77%; 双向递变序列 7 组, 占 13.46%; 波动序列 8 组, 占 15.38%; 叠置层 5 组, 占 9.62%。一段共有 18 组, 其中向上变薄序列 13 组, 占 72.22%; 无向上变厚序列和叠置层; 双向递变序列 2 组, 占 11.11%; 波动序列 3 组, 占 16.67%。二段共有 22 组, 其中向上变薄序列 13 组, 占 59.09%; 无向上变厚序列; 双向递变序列 5 组, 占 22.73%; 波动序列 2 组, 占 9.09%; 叠置层 2 组, 占 9.09%。三段共有 12 组, 其中向上变薄序列 3 组, 占 25.00%; 向上变厚序列 3 组, 占 25.00%; 无双向递变序列; 波动序列 3 组, 占 25.00%; 叠置层 3 组, 占 25.00%。

3.4 沉积构造

羊场磷矿区梅树村组沉积构造丰富, 从厚度上讲, 一般有超过 50% 的岩层发育有沉积构造, 但沉积构造类型单调, 主要为条纹条带, 次为胶磷矿细砾屑, 再次为脉状、波状、透镜状复合层理, 其他沉积构造, 如交错层理、波状层理、小型丘状交错层理及正粒序等, 发育较少(图 6; 图 7; 图 8)。在条纹条带构造中多发育条纹(小于 0.5 cm)、窄条带(4~0.5 cm)和中条带(10~4 cm), 宽条带(25~10 cm)较为少见(李向东和郇雅棋, 2017), 按其条纹条带上、下界面的形态可分为规则条纹条带(界线平直或近于平直)和不规则条纹条带(界线呈波状、不规则曲线状或整体形态呈串珠状透镜体及团块)。尽管梅树村组沉积构造类型单调, 但是从下到上, 3 段地层仍然显示出明显不同的沉积构造及其组合特征, 并具有规律性的变化, 现以 ZK0816 井为例分别进行论述。

一段以规则 and 形态微不规则条纹条带沉积构造及脉状、波状、透镜状复合层理为特征(图 6)。第 1 小段下部以泥屑为主, 粉屑构成细条纹, 条纹条带构造较为模糊; 上部以粉屑为主, 直接构成宽条纹或窄条带。该小段以规则条纹条带为主, 垂向上可构成窄—宽—窄序列, 总体上也显示为细—粗—细粒序, 此外, 较宽的条带中可直接显示细—粗—细粒序。薄夹层中也可发育由砂屑构成的不规则条纹条带构造, 并含有呈线状排列的胶磷矿细砾屑, 底面可发育小型侵蚀界面。第 2 小段为第 1 段主体, 发育形态微不规则和规则条纹条带沉积构造及脉状、波状、透镜状复合层理, 主要由粉屑和砂屑构成, 粒度整体上大于第 1 和第 3 小段。下部可由规则条纹条带构成窄—宽—窄序列, 条纹清晰且密集, 偶尔可见双向交错层理(图 6-a)。大多数条纹条带伴生有正粒序层和漂浮状胶磷矿细砾屑(图 6-b), 并常由泥屑和粉屑磷质岩构成较为典型的脉状、波状、透镜状复合层理(图 6-c)。第 3 小段与第 1 小段类似, 以细粉屑和粉屑为主, 粒度整体上小于第 2 小段, 条纹条带常由粉屑构成, 在泥屑中可呈断续状分布(图 6-d)。与第 1 小段不同的是宽条纹和窄条带中的粉屑常构成正粒序, 而不是双向粒序, 向上白云质增多, 细条纹可变为水平纹层。

二段以磷块岩为主, 是主要的矿层, 条纹条带构造也贯穿该段, 但也具有明显的特征(图 7)。第 1 小段是整个梅树村组中条纹条带构造最为发育的层段, 在砂屑、粉屑和泥屑中均可发育, 所含胶磷矿砾屑较第 1 段明显增多, 且颗粒增大, 冲刷界面增多且幅度较大, 在岩层顶面也可形成细粒(粉屑或泥屑)充填的起伏界面。该小段条纹条带构造可细分为 2 个级别 3 种类型。2 个级别是指由砂屑或粉屑磷块岩和泥屑磷块岩组成条带构造, 一般为中条带或宽条带, 构成第 1 级别; 在砂屑或粉屑磷块岩中又构成第 2 级别的条纹条带, 一般呈不规则形态, 可发育波状形态(图 7-a)。3 种类型包括在较粗粒的砂屑或粉屑磷块岩中形成的不规则条纹条带, 上、下界面一般均不平整, 在条纹条带中可由粒度自身组成细—粗—细粒序, 也可由窄—宽—窄条纹条带序列构成细—粗—细粒序(图 7-b); 在泥屑磷块岩中由极细粉屑组成的不规则条纹条带, 可形成断续状或波状形态(图 7-c); 在粉屑或泥



a—灰黑色磷质岩与深灰色细粉屑磷质岩，下部为规则条纹条带，组成宽—窄—宽序列，中部略成小透镜体形态，顶部为波状及双向交错层理，深度 820.12~820.23 m，第 2 小段底部；b—浅灰色砂屑磷质岩，下部为 3 组正粒序，中部为微波状条纹条带，组成宽—窄—宽序列，上部为模糊的交错层理，深度 813.35~813.54 m，第 2 小段上部；c—浅灰色砂屑磷质岩与深灰色细粉屑磷质岩，上部变为浅灰黑色磷质岩，自下而上发育脉状、波状、透镜状复合层理，深度 817.87~818.36 m，第 2 小段下部；d—浅灰黑色磷质岩，发育规则条纹条带，下部由 3.5 个细—粗—细序列构成，中部为水平纹层，上部由 3 个细—粗—细序列组成，深度 807.87~808.01 m，第 3 小段

图 6 滇东北镇雄羊场磷矿区 ZK0816 井梅树村组一段沉积构造

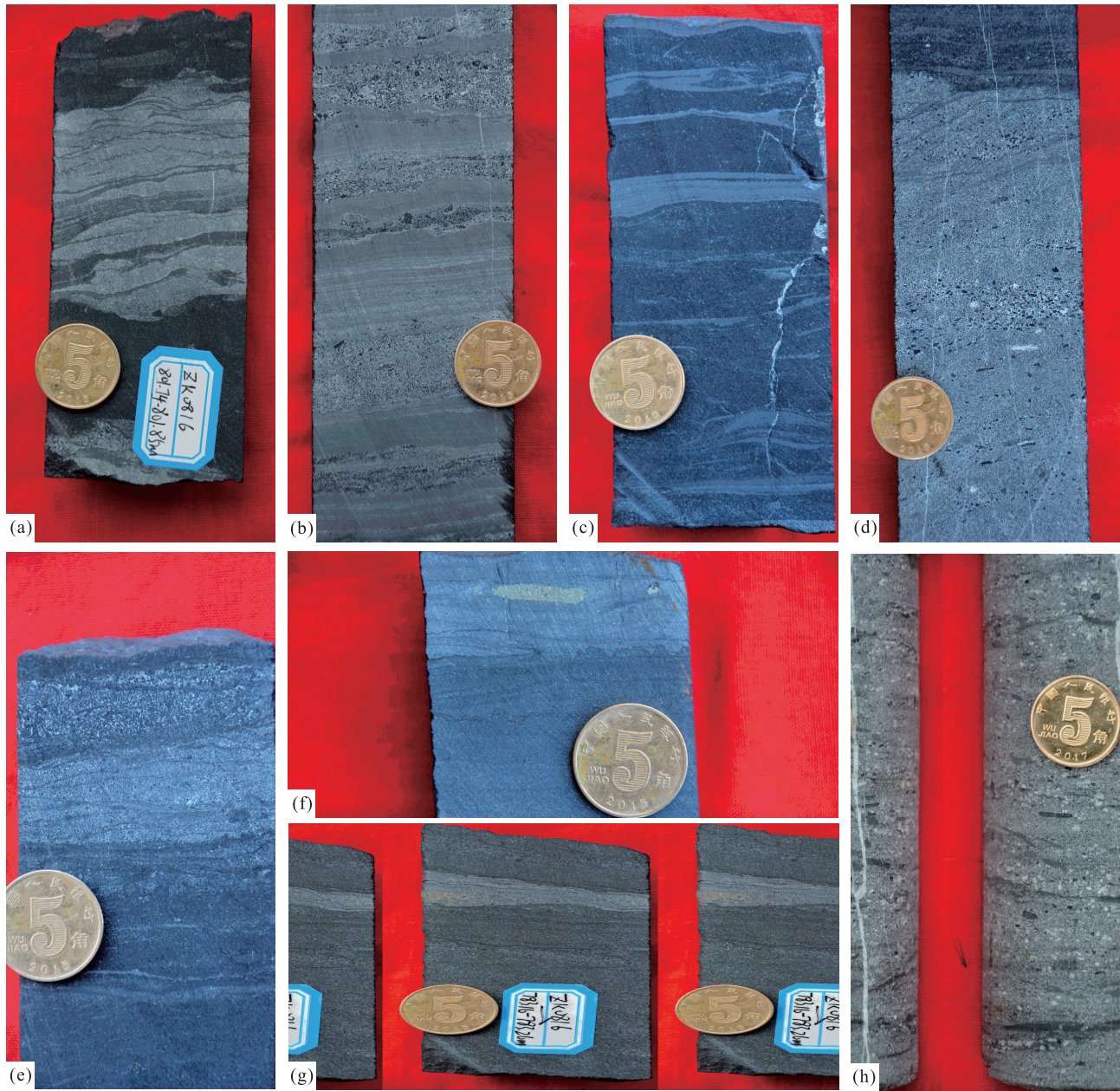
Fig.6 Sedimentary structures in the first member of Meishucun Formation in Well ZK0816, Yangchang phosphate ore area of Zhenxiong, northeastern Yunnan Province

屑磷块岩中形成的规则条纹条带，和第 1 段中的规则条纹条带特征类似。该小段伴生构造主要有双向递变粒序、正粒序及具有充填特征的单向交错层理，并常散落有或具有定向排列的胶磷矿砾屑（图 7-d）。该小段顶部约 3 m 的层段开始出现黄铁矿和波动相关沉积构造。

小型双向交错层理出现在二段第 1 小段顶部，向上逐渐增多，主要发育在粉屑或含粉屑磷块岩中，纹层一般弯曲，或呈波状形态。图 7-e 中双向交错层理由 3 个层系构成，纹层呈波曲状，倾向向左的纹层比较发育，构成不对称交错层理，整个双向交错层理构成窄条带。图 7-f 中双向交错层理也由 3 个层系构成，但倾向左右的纹层均较为发育，构成对称交错层理，发育在含粉屑泥屑磷块岩和粉屑磷块岩界线附近，2 种岩性为渐变关系，其上伴生有黄铁矿团块。第 2 小段中小型波状层理和黄铁矿团块发育，有时也可形成分散的黄铁矿条纹或条带。波状层理纹层呈清晰而规则的波状起伏形态，具有一定的幅度，一般波峰和波谷纹层厚度无

明显变化，纹层界线可呈光滑线型（图 7-g），也可呈现出微起伏的不规则形态。当纹层起伏不规则时，可构成曲线型纹层，组成单向交错层理（图 7-h）或双向交错层理。此外，该小段也发育条纹条带构造，数量较一段和二第 1 小段少，多发育在细粉屑或泥屑磷块岩中，类型以规则状为主，次为形态微不规则状，与一段条纹条带构成类似，但条带发育相对多些。

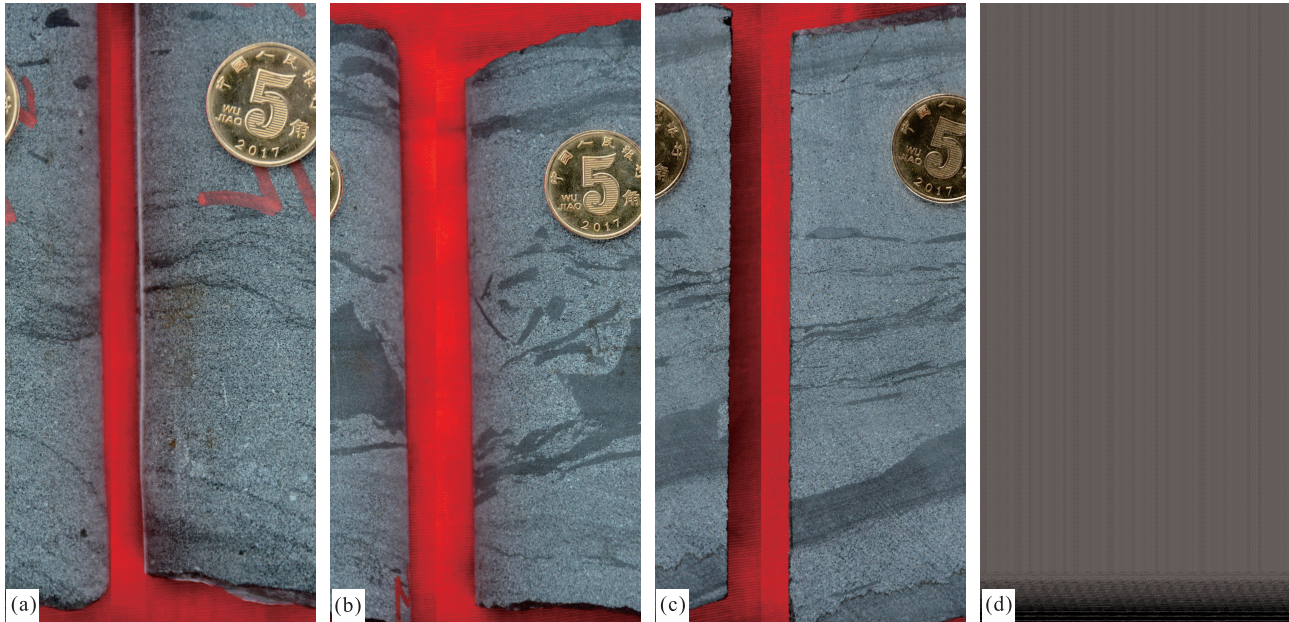
三段条纹条带构造明显减少，不再构成主要的沉积构造（图 8）。第 1 小段以粗内源碎屑聚集为特征，主要含有丰富的胶磷矿砾屑（图 8-a），胶磷矿砾屑聚集的岩层可形成较高的磷矿品位。沉积构造则出现了小型丘状交错层理及单向交错层理，丘状交错层理内部具有模糊的低角度交错层理和削切面，单向交错层理具有明显上凸的纹层（图 8-b），也发育有小型洼状交错层理。另外也可常见有撕裂状的胶磷矿砾屑（图 8-c）和薄层的正粒序。第 2 小段条纹条带构造相对多些，但不同于一段和二第 1 小段中的条纹条带构造，该小段中以较粗的砂屑为背景



a—灰黑色磷块岩，发育砂屑质波状复合层理，顶部为波状层理，上、下界面均不平整，深度 801.74~801.85 m，第 1 小段下部；b—深灰色粉屑磷质岩与浅灰色砂屑—砾屑磷质岩，发育不规则条纹条带，条带内部具有细—粗—细的粒序变化，深度 798.39~798.60 m，第 1 小段中部；c—灰黑色磷块岩，发育浅灰色条纹条带（粉屑），深度 792.00~792.11 m，第 1 小段顶部；d—深灰色含细砾屑砂屑磷质岩与浅灰黑色磷块岩，发育连续至断续波状细粉屑条带，下部由颗粒组成细—粗—细粒序，砂屑磷质岩顶部具有充填构造，深度 790.99~791.55 m，第 1 小段顶部；e—灰黑色磷块岩与深灰色粉屑磷块岩，组成细—粗—细垂向粒序层，粉屑中发育不对称双向交错纹理，深度 793.14~793.27 m，第 1 小段上部；f—灰黑色磷块岩与深灰色粉屑磷块岩，两者界面处发育有双向交错层理，由纹层倾向相反的 3 个层系构成，粉屑中含有黄铁矿，深度 786.61~786.67 m，第 2 小段；g—浅灰黑色粉屑磷块岩，发育波状纹层，含有胶磷矿细砾屑与黄铁矿，深度 785.33~785.37 m，第 2 小段；h—灰黑色磷块岩夹深灰色薄层粉屑磷质岩，磷块岩和磷质岩中分别发育稀疏和密集的曲线型纹层，形成不规则透镜体并含有黄铁矿，深度 783.16~783.26 m，第 2 小段

图 7 滇东北镇雄羊场磷矿区 ZK0816 井梅树村组二段沉积构造

Fig. 7 Sedimentary structures in the second member of Meishucun Formation in Well ZK0816, Yangchang phosphate ore area of Zhenxiong, northeastern Yunnan Province



a—深灰色细砾屑磷质岩，从下到上胶磷矿砾屑减少，陆源碎屑增多，砾屑略成定向排列，深度 772.92~773.24 m，第 1 小段；b—深灰色砂屑磷质岩，下部发育纹层上凸的单向交错层理，中部发育小型丘状交错层理，上部分散有水平状的胶磷矿细砾屑，深度 772.62~772.77 m，第 1 小段；c—深灰色砂屑磷质岩，发育撕裂状胶磷矿砾屑，上部可能为波状条纹条带，深度 769.35~769.46 m，第 1 小段；d—浅灰色砂屑磷质岩夹有不规则胶磷矿条带。底部剥蚀面之上的砂屑充填具有正粒序，中部发育串珠状断续交错层理，深度 766.21~766.33 m，第 1 小段

图 8 滇东北镇雄羊场磷矿区 ZK0816 井梅树村组三段沉积构造

Fig. 8 Sedimentary structures in the third member of Meishucun Formation in Well ZK0816, Yangchang phosphate ore area of Zhenxiang, northeastern Yunnan Province

沉积，少量的粉屑或泥屑构成条纹或条带，条纹多呈断续状和波曲状，条带多呈不规则状(图 8-d)。

4 解释与讨论

4.1 沉积环境

上扬子地区寒武系芬兰统含磷岩系构成 1 个三级层序(梅冥相等, 2006)。在持续海侵背景下，梅树村组下、上的不整合界面(图 2)则可能为沉积间断面，构成较为典型的淹没不整合界面，是由快速海侵作用造成的(Goldhammer *et al.*, 1990)。对于三级海侵过程，前人依据五级、四级海平面和三级海平面的消长关系划分为 6 个阶段(图 9)，并研究了各阶段与沉积序列的关系(Spence and Tucker, 2007)。笔者则运用前人关于三级海侵过程与沉积序列以及梅树村组一段沉积环境已有的研究成果对梅树村组的沉积环境进行分析。

研究区梅树村组一段磷质广泛发育规则和形态微不规则条纹条带沉积构造及脉状、波状、透镜状

复合层理，为潮汐沉积作用的典型沉积构造(何幼斌和王文广, 2017)。偶尔出现的双向交错层理指示了双向水流的存在，而规则和形态微不规则条纹条带构造则可能说明潮汐流作用较弱，基本处于层流状态(李向东和郇雅棋, 2017)，细—粗—细序列则代表了潮汐作用周期。由于缺少暴露沉积标志，前人解释为潮下带沉积(米云川等, 2021; 秦欢等, 2022)。第 1 小段磷质岩主要由细粉屑和粉屑构成，条纹条带形态规则，代表了低能环境沉积，可能为局限潮下环境(向陆方向)；第 2 小段磷质岩以砂屑为主，偶含细砾屑，条纹条带形态微不规则，说明沉积时水流能量较高，可能为潮下高能环境；第 3 小段磷质岩又以粉屑为主，且灰质增多，条纹条带形态规则，并发育水平纹层，代表了更低能环境沉积，可能为潮下低能环境(图 2)。

一般情况下，海平面上升，可容性空间增大，发育向上变薄序列；海平面下降，可容性空间减小，发育向上变厚序列；但在海平面上升初期，由于可容性空间的增大不足以平衡沉积物供给速率的增大，往往发育向上变厚序列(Pasquier and Stras-

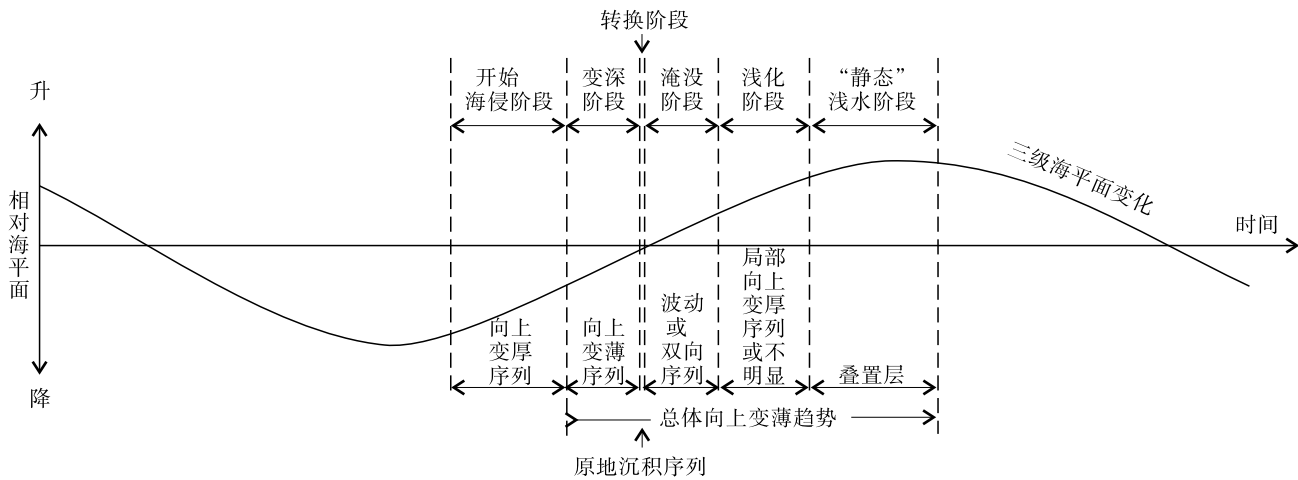


图 9 三级海平面旋回中海侵阶段划分示意图 (据 Spence and Tucker, 2007)

Fig. 9 A schematic diagram of transgressive stage division in the 3rd-order relative sea-level cycle (after Spence and Tucker, 2007)

ser, 1997)。ZK0816 井梅树村组一段以向上变薄序列为主 (72.22%)，而无向上变厚序列，可能处于变深阶段，整个地层缺少开始海侵阶段(图 9)。二段向上变薄序列所占比重有所下降 (59.09%)，双向递变序列明显增加 (22.73%)，可能处于淹没阶段；三段发育有向上变厚序列和叠置层，可能处于浅化阶段至“静态”浅水阶段；转换阶段则可能为一段第 3 小段泥屑磷质岩和规则条纹条带构造发育段(图 9)。

从已发表的对羊场磷矿梅树村组稀土元素测试数据来看，随着水深的增加而增加的变化规律，即在北太平洋和南太平洋中 $(La/Nd)_N$ 值从海面的 0.8 增加到 1000 m 深处的 1.5 (Zhao and Jones, 2013)，以此关系对羊场磷矿区测试值进行线性内插计算。从下到上 $(La/Nd)_N$ 值分别为：灯影组硅质白云岩平均 1.95，估算水深 1657 m；梅树村组二段第 1 小段磷块岩 (KT3 矿层，见后文) 平均 2.81，估算水深 2871 m；二段第 2 小段磷块岩 (KT2 矿层) 平均 3.20，估算水深 3429 m；三段第 1 小段磷质岩 (KT1 矿层) 平均 2.86，估算水深 2943 m；其上牛蹄塘组粉砂岩平均 1.84，估算水深 1485 m (结果由测试数据计算所得，测试数据引自秦欢等, 2022)。结合图 9，从灯影组上部至梅树村组三段第 1 小段，也反映出三级海侵序列，同时也反映出完整的四级海侵海退序列(图 2)。

综合分析梅树村组各段 (小段) 岩性、粒度

和沉积构造，结合三级和四级海平面变化趋势，对梅树村组五级海平面变化和具体的沉积环境分析结果如图 2 所示。向上变薄序列一般作为五级海侵开始，波动序列一般代表海平面较高的深水环境，叠置层代表海平面较低，据此在剖面上详细地划分了五级海平面变化，一段和二段第 1 小段由五级海平面变深半旋回组成，二段第 2 小段和三段第 1 小段基本由五级海平面变浅半旋回组成，三段第 2 小段又基本变为五级海平面变深半旋回(图 2)。在沉积环境方面，二段以泥屑粉屑磷块岩为主，代表了较深水环境，其中第 2 小段多伴生黄铁矿，说明处于还原环境中，水体较第 1 小段可能要深些，故二段总体上可能为深水斜坡环境，第 1 小段可能为上斜坡，第 2 小段可能为下斜坡(图 2)。三段以砂屑磷质岩为主，其中第 2 小段较第 1 小段条纹条带较为发育，说明沉积时水动力弱些，故三段总体上可能为浅海陆棚环境，第 1 小段可能为浅水陆棚，第 2 小段可能为深水陆棚(图 2)。

4.2 沉积类型

等深流是指由于地球旋转而在大洋中形成的温盐环流，这种环流平行海底等深线作稳定低速流动 (Faugères and Stow, 1993)，在深水沉积环境中，条纹条带构造可解释为等深流沉积 (李向东和郇雅棋, 2017; 李华等, 2024)。由于等深流往往交替出现低流速期与高流速期，在高流速期可形成海底风暴 (Faugères and Stow, 1993)，故等深流可在深水环境中形成具有细—粗—细粒序的窄—宽—窄

条纹条带(图 7-a 至 7-c), 并可分布有细砾屑(图 7-d)。条纹条带的不规则形态及断续状透镜体可能和深水环境中沉积物供应不充足有关(Tuijnder *et al.*, 2009), 其中波状纹层(图 7-a)可能受深水环境中短周期内波影响所致, 这种现象在梅树村组二段第 1 小段顶部(793.99~790.62 m)表现尤为明显。因此, ZK0816 井梅树村组第 2 段第 1 小段以深水等深流沉积为主(图 2)。

内波是一种水下波, 它存在于 2 个不同密度的水层的界面上, 或存在于具有密度梯度的水层之内, 当内波的周期与海面潮汐(半日潮或日潮)的周期相同时, 就称这种内波为内潮汐, 而内孤立波可形成周期仅为几十分钟的短周期内波(Gao *et al.*, 1998; 李华等, 2024)。在深水沉积环境中, 双向交错层理和脉状、波状、透镜状复合层理可作为内潮汐沉积的鉴别标志(Gao *et al.*, 1998; 李向东, 2013, 2021); 波状层理和浪成波纹层理等振荡流沉积构造可作为短周期内波沉积的鉴别标志(李向东, 2013, 2021; 李华等, 2024)。ZK0816 井梅树村组二段沉积于深水斜坡环境, 从第 1 小段顶部开始出现双向交错层理(图 7-e), 第 2 小段中发育双向交错层理及波状层理等(图 7-f 至 7-h), 说明第 2 小段主要为内波、内潮汐沉积(图 2)。

在浅海陆棚环境中, 丘状(洼状)交错层理一般解释为风暴沉积, 是风暴沉积的重要鉴别标志(Dott and Bourgeois, 1982; Bádenas *et al.*, 2018), 此外, 风暴流也常形成“块状层”, 类似高密度浊流沉积, 以及正粒序层, 类似低密度浊流沉积(Basilici *et al.*, 2012; Peng *et al.*, 2017)。ZK0816 井梅树村组三段第 1 小段中发育小型丘状交错层理(图 8-b)和小型洼状交错层理, 并伴生有薄的正粒序层(图 8-d)和富胶磷矿细砾屑的均一层(图 8-a), 指示其可能为风暴沉积。撕裂状胶磷矿砾屑(图 8-c)正好印证了沉积时水动力较强, 与风暴流相吻合。另外, 此部分沉积前人解释为风暴沉积(米云川等, 2021)。

4.3 深水牵引流作用与磷聚集

从层位上看, 滇东北镇雄羊场隐伏磷矿区的 3 个矿体与梅树村组沉积类型具有以下耦合关系。KT1 矿体(Ⅲ级品)赋存于三段第 1 小段的砂屑

磷质岩中(图 4-k, 4-l), 与浅水陆棚风暴沉积相对应; KT2 矿体赋存于二段泥屑或粉屑磷块岩中(图 4-c 至 4-j), 与深水斜坡环境中的牵引流沉积相对应, 其中第 1 小段等深流沉积中多为Ⅱ级品, 第 2 小段内波、内潮汐沉积中多为Ⅰ级品; KT3 矿体赋存于一段第 2 小段中的砂屑磷质岩中, 与潮下高能带沉积相对应(图 10)。

关于深水牵引流与磷成因的研究文章较少, 已有的研究实例为意大利亚平宁山脉中部 Latium-Abruzzi 台地碳酸盐岩序列中的磷矿层(Brandano *et al.*, 2020), 是由内波、内潮汐产生的冲流和回流对含磷物质的剥蚀、搬运和沉积形成, 属于物理作用。此外, 中国湖南杨家坪寒武纪磷矿的赋矿地层中已发现了内波、内潮汐沉积(何幼斌等, 2005)。滇东地区(含滇东北地区)及其邻区梅树村组磷矿尽管沉积环境有所差别, 可形成于潮坪、陆棚及深水环境, 但其成因机制一般认为和上升洋流有关(曾允孚等, 1989; 孟祥化和葛铭, 1995; 王泽鹏等, 2016; Brandano *et al.*, 2020)。鉴于滇东地区梅树村组磷矿床隶属于原特提斯洋成磷域, 可能与新元古代末期的冰期导致陆源风化强烈, 在冰期内形成巨大的海洋磷库, 在随后的间冰期由上升洋流携带深部富磷海水进入浅水形成全球范围内磷矿体(Gao *et al.*, 2018)。

上升洋流是由于表层水的运动而引起的深部洋流发生补偿性逆向上翻, 是一种低温、富磷、富硅、贫氧的洋流场, 能够在开阔陆棚区形成特殊的磷酸盐—硅质—碳酸盐沉积组合(孟祥化和葛铭, 1995)。在海侵背景下, 上升洋流可将深海富磷质及其他营养物质(Liu and Zhou, 2020)的底层水携带至浅海及滨海地区, 在有利的古纬度、古气候条件下, 可提供菌藻类生物成磷聚磷条件, 也造成生物大量繁殖, 生物死亡后下沉后遗体分解, 进而可聚集形成磷矿床(曾允孚等, 1989)。此外, 洋盆中磷质的储集与运移在海水中的含量随深度、压力和 CO₂ 的浓度而增加, 所以磷质主要赋存在深海底层, 在大洋中可形成巨大的磷质库, 上升洋流将大洋中的磷质带到相对浅水区, 随着温度的升高和压力的降低, 使磷以磷酸钙的形式发生沉积(米云川等, 2021), 其沉积环境并不限于浅水, 较深水的斜坡环境也可以发生沉积(图 10)。

羊场磷矿区梅树村组二段发育深水牵引流沉

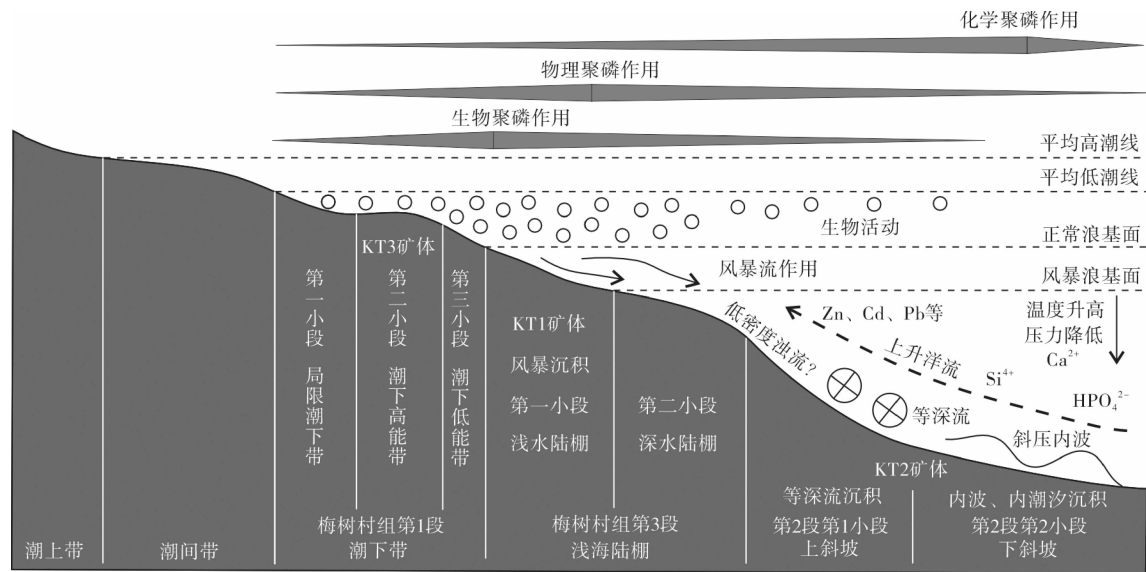


图 10 滇东北镇雄羊场磷矿区深水牵引流与聚磷作用综合示意图

Fig. 10 Systematic diagram for deep-water traction current and phosphorus accumulation, Yangchang phosphate ore area of Zhenxiong, northeastern Yunnan Province

积，可能说明了深水牵引流为上升洋流的具体表现形式(图 10)。由于内波、内潮汐普遍具有斜压性质(波形沿斜向传播，即向斜上方及斜下方传播)，只有在特定条件下才可近似地看作界面波，相对于等深流而言，内波、内潮汐在海洋中具有更强的垂向混合作用，更有利于将深部营养盐带到表层(李华等，2024)，因此，ZK0816 井二段第 2 小段内波、内潮汐沉积中磷块岩的品位普遍比第 1 小段等深流沉积中磷块岩的品位要好(米云川等，2021；秦欢等，2022)。在等深流和内波、内潮汐的作用下形成的上升洋流，将富含磷(HPO_4^{2-})、硅(Si^{4+})、碳(HCO_3^-)及 Zn、Cd 和 Pb 等植物生长所必需的营养元素的底层水上翻。至 CCD 界线(碳酸盐深度补偿界面)之上时，由于温度升高和压力降低，使 HPO_4^{2-} 饱和，与 Ca^{2+} 发生沉淀，此时以化学聚磷作用为主，形成梅树村组二段磷块岩(图 10)。当上升洋流达到滨岸地区时，可有效地提高海洋的初级生产力，并对浮游生物的分布产生重要影响，此时以生物聚磷作用为主，形成梅树村组第 1 段的磷质岩。梅树村组三段磷质岩的形成则与风暴、波浪等水动力作用相关，以物理聚磷作用为主(图 10)。

图 10 为综合示意图，环境划分从潮汐作用带到浅海陆棚再到深水斜坡，而羊场磷矿区梅树村组

实际的沉积环境演化如图 2 所示。一段到二段从潮下带到深水斜坡，并未经过浅海陆棚环境的渐变，可能为快速海侵造成。二段到三段从深水斜坡到浅海陆棚环境，并未转换成潮下带环境，造成这种差异可能和当时的大地构造环境与古地理格局有关，尚需进一步研究。

5 结论

1) 滇东北地区羊场磷矿区寒武系梅树村组从下到上分为 3 段 7 小段。一段沉积于潮下带环境，所含 3 小段分别为局限潮下带、潮下高能带和潮下低能带。二段沉积于深水斜坡环境，第 1 和 2 小段分别为上斜坡和下斜坡。三段沉积于浅海陆棚环境，第 1 和 2 小段分别为浅水和深水陆棚。

2) 梅树村组二段发育深水牵引流沉积，其中第 1 小段以等深流沉积为主，第 2 小段以内波、内潮汐沉积为主，在层位上和主要工业磷矿层(KT2 矿体)一致；三段第 1 小段发育有风暴沉积，与局部富集成矿的 KT1 矿体一致；一段第 2 小段的潮下高能沉积与 KT3 矿体一致。

3) 深水牵引流可能为上升洋流的具体表现形式，促进大洋水体的垂向混合作用，使富含磷、硅、碳及营养元素的底层水上翻。当上升洋流到达 CCD 界线之上时，磷酸根与钙离子结合，形成化

学聚磷作用;达到滨岸地区时,可有效地提高海洋的初级生产力,形成生物聚磷作用。

致谢 参加野外录井工作的还有昆明理工大学王腾飞讲师及已毕业的硕士研究生周政江,并得到云南省地质调查院黄太平、米云川和周骞等人的大力支持,在此一并表示感谢!

参考文献 (References)

- 戈宏儒,罗朝舜,李季. 1983. 云南东部早寒武世梅树村期磷块岩沉积环境及聚磷条件. 矿物岩石, 3(3): 11-20, 123. [Ge H R, Luo C S, Li J. 1983. Phosphorite sedimentary environment of Meishucun Age, Early Cambrian, and condition of phosphorus accumulation in eastern Yunnan. *Journal of Mineralogy and Petrology*, 3(3): 11-20, 123]
- 何幼斌,王文广. 2017. 沉积岩与沉积相(第二版). 北京:石油工业出版社, 1-290. [He Y B, Wang W G. 2017. *Sedimentary Rocks and Sedimentary Facies (Second Edition)*. Beijing: Petroleum Industry Press, 1-290]
- 何幼斌,高振中,郭成贤,徐徽,董桂玉. 2005. 石门杨家坪下寒武统杷榔组三段内波和内潮汐沉积研究. 中国地质, 32(1): 62-69. [He Y B, Gao Z Z, Guo C X, Xu H, Dong G Y. 2005. Study on internal-wave and internal-tide deposits of the third member of the Lower Cambrian Balang Formation at Yangjiaping, Shimen. *Geology in China*, 32(1): 62-69]
- 李华,何幼斌,李向东,等. 2024. 深水沉积地质导论. 北京:石油工业出版社, 1-337. [Li H, He Y B, Li X D, et al. 2024. *Introduction to Deep-Water Sedimentary Geology*. Beijing: Petroleum Industry Press, 1-337]
- 李向东. 2013. 关于深水环境下内波、内潮汐沉积分类的探讨. 地质论评, 59(6): 1097-1109. [Li X D. 2013. Proposed classification of internal-wave and internal-tide deposits in deep-water environment. *Geological Review*, 59(6): 1097-1109]
- 李向东. 2021. 地层记录中内波、内潮汐沉积研究进展及其页岩气勘探意义. 中南大学学报(自然科学版), 52(10): 3513-3528. [Li X D. 2021. Advances in research of geological internal-wave and internal-tide deposits and their exploration significance in shale gas. *Journal of Central South University (Science and Technology)*, 52(10): 3513-3528]
- 李向东, 郇雅棋. 2017. 鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区奥陶系深水条纹条带状泥岩等深流成因分析. 古地理学报, 19(6): 987-997. [Li X D, Huan Y Q. 2017. Origin of deep-water stripped-and-banded mudstones related to contour currents in the Ordovician, Zhuozishan area, Western margin of Ordos Basin. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 19(6): 987-997]
- 李向东, 阙易, 郇雅棋. 2017. 桌子山中奥陶统克里摩里组下段薄层状石灰岩垂向序列分析. 地球科学进展, 32(3): 276-291. [Li X D, Que Y, Huan Y Q. 2017. Analysis of vertical sedimentary successions in the lower part of kelimoli formation, Middle Ordovician, Zhuozishan area. *Advances in Earth Science*, 32(3): 276-291]
- 李延钧,赵圣贤,黄勇斌,张烈辉,张昆,唐洪明. 2013. 四川盆地南部下寒武统筇竹寺组页岩沉积微相研究. 地质学报, 87(8): 1136-1148. [Li Y J, Zhao S X, Huang Y B, Zhang L H, Zhang K, Tang H M. 2013. The sedimentary micro-facies study of the Lower Cambrian Qiongzhusi Formation in southern Sichuan Basin. *Acta Geologica Sinica*, 87(8): 1136-1148]
- 罗惠麟. 1982. 云南的寒武系. 云南地质, 1(2): 104-111, 210. [Luo H L. 1982. Cambrian in Yunnan. *Yunnan Geology*, 1(2): 104-111, 210]
- 梅冥相,张丛,张海,孟晓庆,陈永红. 2006. 上扬子区下寒武统的层序地层格架及其形成的古地理背景. 现代地质, 20(2): 195-208. [Mei M X, Zhang C, Zhang H, Meng X Q, Chen Y H. 2006. Sequence-stratigraphic frameworks and their forming backgrounds of paleogeography for the lower Cambrian of the upper-Yangtze region. *Geoscience*, 20(2): 195-208]
- 孟祥化,葛铭. 1995. 论内源盆地动力场及磷块岩富集作用的动力学分析. 化工矿地质, 17(3): 145-157. [Meng X H, Ge M. 1995. On dynamical fields of orthogenetic basins controlling on enrichment of phosphorite. *Geology of Chemical Minerals*, 17(3): 145-157]
- 米云川,黄太平,周骞,孙涛,毕晓路. 2021. 云南镇雄地区新发现羊场超大型磷矿沉积环境及资源潜力分析. 地质与勘探, 57(4): 808-824. [Mi Y C, Huang T P, Zhou Q, Sun T, Bi X L. 2021. The sedimentary environment and resource potential of the newly discovered Yangchang super-large phosphate deposit in the Zhenxiong area, Yunnan. *Geology and Exploration*, 57(4): 808-824]
- 牟传龙,梁薇,周恩恩,葛祥英,康建威,陈小炜. 2012. 中上扬子地区早寒武世(纽芬兰世—第二世)岩相古地理. 沉积与特提斯地质, 32(3): 41-53. [Mou C L, Liang W, Zhou K K, Ge X Y, Kang J W, Chen X W. 2012. Sedimentary facies and paleogeography of the middle-upper Yangtze area during the Early Cambrian. *Sedimentary Geology and Tethys Geology*, 32(3): 41-53]
- 秦欢,周骞,洪托,米云川,黄太平,燕利军. 2022. 云南省镇雄县羊场磷矿地球化学特征及其沉积环境分析. 地质找矿论丛, 37(3): 259-269. [Qin H, Zhou Q, Hong T, Mi Y C, Huang T P, Yan L J. 2022. Geochemical characteristics and sedimentary environment of Yangchang phosphorite deposit in Zhenxiong County, Yunnan Province. *Contributions to Geology and Mineral Resources Research*, 37(3): 259-269]
- 苏奎,金振奎,杜宏宇,董晓东,张伟,张卫丹,陈英. 2009. 中上扬子地区早寒武世梅树村期岩相古地理. 科技导报, 27(10): 26-31. [Su K, Jin Z K, Du H Y, Dong X D, Zhang W, Zhang W D, Chen Y. 2009. Lithofacies palaeogeography of the Meishucun Age in the Middle and Upper Yangtze Region. *Science & Technology Review*, 27(10): 26-31]
- 王泽鹏,张亚冠,杜远生,陈国勇,刘建中,徐园园,谭代卫,李磊,王大福,吴文明. 2016. 黔中开阳磷矿沉积区震旦纪陡山沱期定量岩相古地理重建. 古地理学报, 18(3): 399-410. [Wang Z P,

- Zhang Y G, Du Y S, Chen G Y, Liu J Z, Xu Y Y, Tan D W, Li L, Wang D F, Wu W M. 2016. Reconstruction of quantitative lithofacies palaeogeography of the Sinian Doushantuo Age of phosphorite depositional zone in Kaiyang area, central Guizhou Province. *Journal of Palaeogeography (Chinese Edition)*, 18(3): 399–410]
- 吴发富, 王建雄, 刘江涛, 曾国平, 向鹏, 胡鹏, 向文帅. 2021. 磷矿的分布、特征与开发现状. *中国地质*, 48(1): 82–101. [Wu F F, Wang J X, Liu J T, Zeng G P, Xiang P, Hu P, Xiang W S. 2021. Distribution, geology and development status of phosphate resources. *Geology in China*, 48(1): 82–101]
- 杨帆, 肖荣阁, 夏学惠. 2011. 昆阳磷矿沉积环境与矿床地球化学. *地质与勘探*, 47(2): 294–303. [Yang F, Xiao R G, Xia X H. 2011. Sedimentary environment and geochemistry of the Kunyang phosphorite deposit in eastern Yunnan Province. *Geology and Exploration*, 47(2): 294–303]
- 叶连俊, 陈其英. 1989. 沉积矿床多因素多阶段成矿论. *地质科学*, 24(2): 109–128, 209–213. [Ye L J, Chen Q Y. 1989. Composite-process and poly-episodic aspect of the Chinese sedimentary mineral deposits. *Geoscience*, 24(2): 109–128, 209–213]
- 曾允孚, 沈丽娟, 何廷贵. 1989. 滇东磷块岩的沉积环境和成矿机理. *矿物岩石*, 9(2): 45–59. [Zeng Y F, Shen L J, He T G. 1989. Sedimentary environment and minerogenetic mechanism of phosphorite ores in east Yunnan. *Minerals and Rocks*, 9(2): 45–59]
- 朱茂炎, 孙智新, 杨爱华, 袁金良, 李国祥, 周志强, 张俊明. 2021. 中国寒武纪岩石地层划分和对比. *地层学杂志*, 45(3): 222–249. [Zhu M Y, Sun Z X, Yang A H, Yuan J L, Li G X, Zhou Z Q, Zhang J M. 2021. Lithostratigraphic subdivision and correlation of the Cambrian in China. *Journal of Stratigraphy*, 45(3): 222–249]
- Bádenas B, Aurell M, Gasca J M. 2018. Facies model of a mixed clastic-carbonate, wave-dominated open-coast tidal flat (Tithonian-Berriasian, north-east Spain). *Sedimentology*, 65(5): 1631–1666.
- Basilici G, de Luca P H V, Poiré D G. 2012. Hummocky cross-stratification-like structures and combined-flow ripples in the *Punta negra* Formation (Lower-Middle Devonian, Argentine Precordillera): a turbiditic deep-water or storm-dominated prodelta inner-shelf system? *Sedimentary Geology*, 267–268: 73–92.
- Brandano M, Ronca S, Di Bella L. 2020. Erosion of tortonian phosphatic intervals in upwelling zones: the role of internal waves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 537: 109405.
- Burgess P M. 2016. Identifying ordered strata: evidence, methods, and meaning. *Journal of Sedimentary Research*, 86(3): 148–167.
- Dott R H J, Bourgeois J. 1982. Hummocky stratification: significance of variable bedding sequences. *GSA Bulletin*, 93(8): 663–680.
- Gao Y P, Zhang X L, Zhang G J, Chen K F, Shen Y N. 2018. Ediacaran negative C-isotopic excursions associated with phosphogenic events: Evidence from South China. *Precambrian Research*, 307: 218–228.
- Gao Z Z, Eriksson K A, He Y B, Luo S S, Guo J H. 1998. Deep-Water Traction Current Deposits: A Study of Internal Tides, Internal Waves, Contour Currents and Their Deposits. Beijing and New York: Science Press, Utrecht and Tokyo: VSP, 1–56.
- Goldhammer R K, Dunn P A, Hardie L A. 1990. Depositional cycles, composite sea-level changes, cycle stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing. *GSA Bulletin*, 102(5): 535–562.
- Faugères J C, Stow D A V. 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem. *Sedimentary Geology*, 82(1–4): 287–297.
- Huan C, Shu H X, Chuan M Z, Yong B P. 2016. Phosphogenesis associated with the Shuram Excursion: petrographic and geochemical observations from the Ediacaran Doushantuo Formation of South China. *Sedimentary Geology*, 341: 134–146.
- Liu Z R R, Zhou M F. 2020. Early Cambrian ocean mixing recorded by phosphorite successions in the Nanhua Basin, South China. *Precambrian Research*, 349: 105414.
- Pasquier J-B, Strasser A. 1997. Platform-to-basin correlation by high-resolution sequence stratigraphy and cyclostratigraphy (Berriasian, Switzerland and France). *Sedimentology*, 44(6): 1071–1092.
- Peng Y, Steel R J, Olariu C. 2017. Transition from storm wave-dominated outer shelf to gullied upper slope: the mid-Pliocene Orinoco shelf margin, South Trinidad. *Sedimentology*, 64(6): 1511–1539.
- Pufahl P K, Groat L A. 2017. Sedimentary and igneous phosphate deposits: formation and exploration: an invited paper. *Economic Geology*, 112(3): 483–516.
- Spence G H, Tucker M E. 2007. A proposed integrated multi-signature model for peritidal cycles in carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, 77(10): 797–808.
- Stow D A V, Faugères J C, Viana A, Gonthier E. 1998. Fossil contourites: a critical review. *Sedimentary Geology*, 115(1): 3–31.
- Tuijnder A P, Ribberink J S, Hulscher S J M H. 2009. An experimental study into the geometry of supply-limited dunes. *Sedimentology*, 56(6): 1713–1727.
- Zhao H W, Jones B. 2013. Distribution and interpretation of rare earth elements and yttrium in Cenozoic dolostones and limestones on Cayman Brac, British West Indies. *Sedimentary Geology*, 284–285: 26–38.

(责任编辑 李新坡; 英文审校 李攀)