

桌子山地区中奥陶统克里摩里组深水等深流沉积模式

李向东¹, 阙易¹, 郇雅棋²

1. 昆明理工大学国土资源工程学院, 昆明 650093;
2. 中石油冀东油田分公司南堡油田作业区, 唐山 063200

摘要: 等深流沉积是深水环境中牵引流沉积的重要类型之一。虽然研究程度相对较高,但主要以深海测量和大洋钻探为平台对现代海洋中的等深流进行研究,特别是大洋钻探339航次的执行,将等深流沉积研究推向一个新的阶段(等深岩丘结构剖析),而对地层记录中的等深流沉积研究却非常薄弱,从而也制约了对等深流沉积的研究,特别是等深流沉积模式的建立。鄂尔多斯盆地西缘北部桌子山地区中奥陶统达瑞威尔阶克里摩里组广泛发育等深流沉积,此次在详细的野外观察基础上,对内蒙古乌海市海南区石峡谷剖面进行沉积学研究,该剖面克里摩里组从下到上可分为三段:下段以薄—中层叠置石灰岩为特征、中段以石灰岩—泥岩岩组与泥岩互层为特征,上段以条纹状泥岩为特征。三段沉积分别代表了深水环境下等深流水道沉积、天然堤沉积和深水盆地平原区极弱等深流沉积,在垂向上组成了一个完整的等深流水下—天然堤沉积体系。

关键词: 等深流沉积;水道-天然堤体系;中奥陶统;鄂尔多斯盆地

中图分类号: P512.2

文献标识码: A

文章编号: 1006-7493(2018)01-0285-12

Depositional Model for Contourites the Kelimoli Formation, Middle Ordovician, Zhuozishan Area

LI Xiangdong¹, QUE Yi¹, HUAN Yaqi²

1. School of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming 650093, China;
2. Nanpu oilfield operation district of Jidong oilfield company, Tangshan 063200, China

Abstract: Contourite is an important sedimentary type of traction current deposits in a deep-water environment. Although there has been a lot of research on contourites, most studies focus on contour concurrent deposition in modern oceans by bathymetric investigation and deep-sea drilling (DSDP, ODP and IODP). Following the implementation of the IODP (Integrated Ocean Drilling Program) Expedition 339 (The Mediterranean outflow), the study of contourites has reached a new stage for analyzing the vertical and lateral succession of contour drifts. However, there is still a great restriction on further study of contourites, especially on the depositional model for contour currents because of the big gap between modern sea floor and stratigraphic records. This article is focused on the ancient contour current deposits developed in the northwestern margin of the Ordos Basin, in Darriwilian Stage, Middle Ordovician. Sedimentology analysis based on the detailed field work in shixiagu section, Hainan area in Wuhai city of Inner Mongolia allows us to differentiate three vertical successions, i.e., the medium-to thin-bedded amalgamated limestone, the alternation of limestone-mudstone unit and mudstone, and the striation mudstone is the notable characteristics in the lower, middle, and upper part of the Kelimoli Formation, respectively. These three successions are proposed to represent the deposits of channel, levee, and basin in

收稿日期: 2017-09-13; 修回日期: 2017-12-10

基金项目: 国家自然科学基金面上项目(41272119); 昆明理工大学自然科学基金(2015Z030)联合资助

作者简介: 李向东,男,1973年生,讲师,从事沉积学教学与研究; E-mail: lixiangdong614@163.com

deep-water environments where contour currents dominate. Thus, a conceptual model of deep-water channel-levee system for the deposition of contour currents is developed from the geological records in the western Ordos Basin.

Key words: contour current deposition; channel-levee system; Middle Ordovician; Ordos Basin

Frist author: LI Xiangdong, Lecturer; E-mail: Lixiangdong614@163.com

等深流 (contour current) 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 (Heezen et al., 1966; Faugeres et al., 1993; 何幼斌等, 1998)。等深流及等深流沉积的研究源于现代深海调查, 1966年 Heezen 等人在对北大西洋陆隆沉积物研究之后, 首先提出等深流这一术语 (Heezen et al., 1966)。在过去的 50 年里, 虽然提出和完善了等深流的鉴别标志, 总结了等深流事件性沉积序列, 并将等深流沉积推向等深岩丘和大型沉积物波等大型沉积体研究的新阶段 (刘健, 1993; 何幼斌等, 1998; Stoker et al., 1998; Stow et al., 1998; Gao et al., 1998), 特别是大洋钻探 339 航次的执行 (Hernández-Molina et al., 2016), 使得等深流沉积研究取得长足的进步, 但是研究领域仍以现代海洋沉积为主, 研究手段仍以地球物理方法为主 (Hernández-Molina et al., 2006; Howe et al., 2008; Verdicchio and Trincardi, 2008; Llave and Matias, 2011; Nielsen et al., 2011; Marshall et al., 2014)。地层记录中的等深流沉积研究和有关等深流沉积的大洋钻探资料仍然显得非常薄弱 (姜在兴, 1989; 刘宝珺等, 1990; 段太忠等, 1990; 高振中等, 1995; Bozzano et al., 2011), 这极大的限制了对等深流沉积在垂向上和横向上的演化研究, 进而影响在地球物理资料中对等积岩的识别。

鄂尔多斯盆地西缘桌子山地区奥陶系发育深水等深流沉积 (李日辉, 1994; 丁海军等, 2008), 其中克里摩里组等深流沉积发育广泛, 露头良好, 序列清晰。本文以内蒙古自治区乌海市海南区石峡谷剖面为例, 对等深流沉积垂向变化序列进行详细的研究, 研究结果对于建立等积岩的测井识别模式和鄂尔多斯盆地西缘早古生代油气勘探均具有重要意义。

1 区域地质背景

研究区位于鄂尔多斯盆地西缘北部, 内蒙古

桌子山地区, 行政区划属乌海市海南区 (图 1)。大地构造位置位于鄂尔多斯地块与阿拉善地块的结合部位, 中奥陶世正好是鄂尔多斯盆地西缘的构造活跃期 (马占荣等, 2013; 吴兴宁等, 2015), 处于构造转换阶段 (解国爱等, 2003), 可能是阿拉善地块和鄂尔多斯地块开始拼接的时期 (张进等, 2012; 许淑梅, 2016)。当时的古地理格局北部为阿拉善古陆和伊盟古陆; 东部为开阔碳酸盐岩台地; 台地边缘斜坡呈向西南开口的环带状分布; 中部为深水盆地 (韩品龙等, 2009; 郭彦如等, 2012, 2014), 而研究区位于北部的斜坡区 (图 1)。研究区奥陶纪地层从下到上由下统三道坎组、中统桌子山组和克里摩里组及上统乌拉力克组、拉什仲组、公乌素组和蛇山组

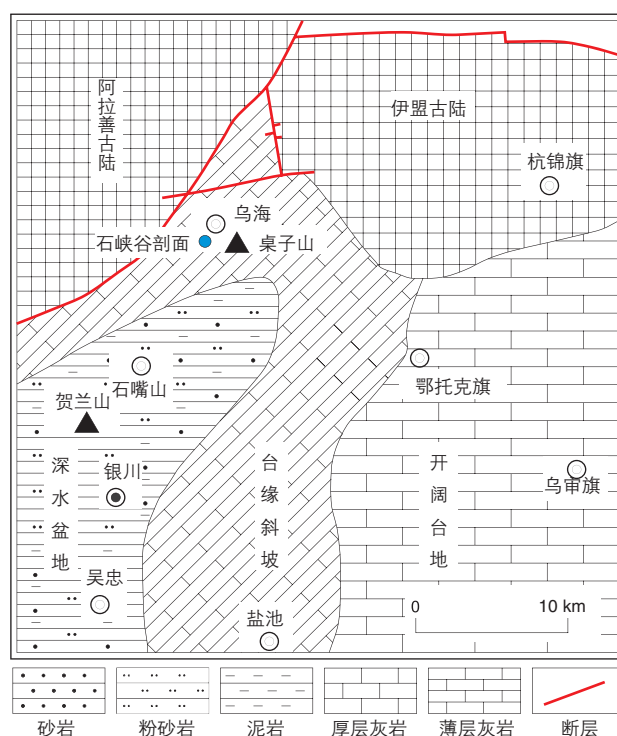


图 1 鄂尔多斯盆地西缘中奥陶世达瑞威尔期古地理略图 (据郭彦如等, 2014, 略修改)

Fig. 1 Sketch showing the paleogeography of Darrivilian in Middle Ordovician, western Ordos Basin

组成。

三道坎组为浅灰色石英砂岩、灰白色白云质石灰岩、石灰岩互层，中、下部夹数层生物碎屑石灰岩，属于潮坪沉积；桌子山组由浅灰色厚层石灰岩组成，有时含泥质或硅质结核，局部具有瘤状构造，属于碳酸盐岩台地沉积；克里摩里组以深灰色薄层石灰岩与灰黑色泥岩为主，泥质成分向上递增，属于台地边缘斜坡沉积；乌拉力克组主要由含碳硅质泥岩组成，上部为黑色碳质泥岩，底部为含砾屑石灰岩，为深水盆地相并含有碳酸盐岩重力流沉积；拉什仲组主要由灰绿色砂岩、泥岩组成，上部夹生物碎屑石灰岩，为浊流沉积（晋慧娟等，2004；肖斌等，2014）；公乌素组为薄层石灰岩、泥岩、砂岩互层，为低密度浊流与等深流沉积（李日辉，1994）；蛇山组下部为黄绿色含砂钙质泥岩夹生物碎屑石灰岩，上部为中厚层砾状生物碎屑石灰岩，相当于盆地西缘南部的背锅山组下部，为浅海陆棚沉积。

2 岩性特征与沉积环境

桌子山地区克里摩里组从下到上可明显的分为3段（图2），下段主要为深灰色薄—中层石灰岩夹灰黑色极薄层泥岩（页岩），两者组成石灰岩—泥岩对，偶尔出现较厚的泥岩层（图3a）。薄—中层石灰岩主要由粗粉晶石灰岩、细粉晶石灰岩和泥晶石灰岩组成，晶粒呈散点状分布，粉晶之间为泥晶充填，且重结晶现象不明显（图3b），在垂向上三种石灰岩相间出现（图2）。在石峡谷剖面中克里摩里组下段共有145层石灰岩，其间出现3层较厚的泥岩（每层厚度约为120 cm），石灰岩单层厚度最薄层为3 cm，最厚层为31 cm，平均为10.2 cm；其间的泥岩夹层一般小于2 cm，最厚不超过5 cm。石灰岩在垂向上的叠置方式共有4种：单层厚度向上变薄序列、单层厚度向上变厚序列、单层厚度向上变厚再变薄序列（双向序列）和波动序列（单层厚度基本呈厚、薄相间）。由于岩性单调，石灰岩的这种垂向叠置方式则成为野外分层的主要依据，一般情况下以双向序列开始，向上递变为某一种序列为主，如实测剖面7、8、9层（图2）。各层的石灰岩垂向叠置序列特征详见图2中的岩性剖面 and 岩性描述。

克里摩里组中段主要由深灰色薄—中层粉

晶—泥晶石灰岩夹薄层灰黑色泥岩组成的岩石组合与灰黑色泥岩互层，其顶部出现灰黑色泥岩夹浅灰色含粉砂泥晶石灰岩组合与灰黑色泥岩互层。石灰岩与泥岩夹层一般由3~4层石灰岩或含粉砂石灰岩组成，与克里摩里组下段相似，所不同的有两点：一是石灰岩之间的泥岩明显增厚，一般为2~10 cm，有的递变为石灰岩与泥岩薄互层（图3c）；二是石灰岩基本上是粗粉晶石灰岩或含粗粉晶条纹（条带）的细粉晶石灰岩及灰泥石灰岩（图3d）。与夹层岩组互层的泥岩从下到上增多，而夹层岩组中的石灰岩层数则减少，在10层岩组中第5、6、8、10组中只有两层石灰岩，第7、9组为石灰岩和泥岩薄互层（图2中的野外分层为：第15层含4、5、6三个岩组；第16层含7、8两个岩组；第17层含9、10两个岩组）。此外，克里摩里组中段中的石灰岩和泥岩（页岩）均含有丰富的笔石。

克里摩里组上段主要由灰黑色泥岩组成，5个样品测试结果CaO含量在0.37%~2.47%之间，其中4个样品CaO含量小于1%。泥岩中发育有薄的条纹构造，在风化面上表现尤为突出。其上以透镜状砾屑石灰岩与乌拉力克组分界。乌拉力克组以灰黑色碳硅质泥岩、碳质泥岩、含灰泥碳质泥岩组成，泥岩中富含笔石，发育条纹条带，中间发育数层砾屑石灰岩。砾屑石灰岩与泥岩呈突变接触，不存在岩性的连续过渡。砾屑石灰岩内部一般不具层理和颗粒的定向构造，砾屑大小混杂，分选差，并且颗粒大小相差悬殊，最大的砾屑（出露不全）超过260 cm×50 cm，小砾屑可以小至0.2 cm，并且与基质一起充填于大砾屑之间。

薄层石灰岩与常见的台地相厚层—块状石灰岩不同，具有薄的单层厚度（一般小于30 cm）、高旋回性（一般为米级旋回）和石灰岩—泥岩对，据已有文献，其沉积环境一般解释为斜坡至深水盆地（Kietzmann et al., 2014；Hersi et al., 2016；Schwarz et al., 2016）。克里摩里组下段中石灰岩单层厚度多为薄层，最厚的也不超过31 cm，与极薄层泥岩组成石灰岩—泥岩对，且极具韵律性（李向东等，2017），因此，其沉积环境可能为深水斜坡至深水盆地（平原）。克里摩里组石灰岩主要为粉晶石灰岩和泥晶石灰岩，粉晶颗粒呈散点状分布，粉晶之间为泥晶充填（图3b），说明方

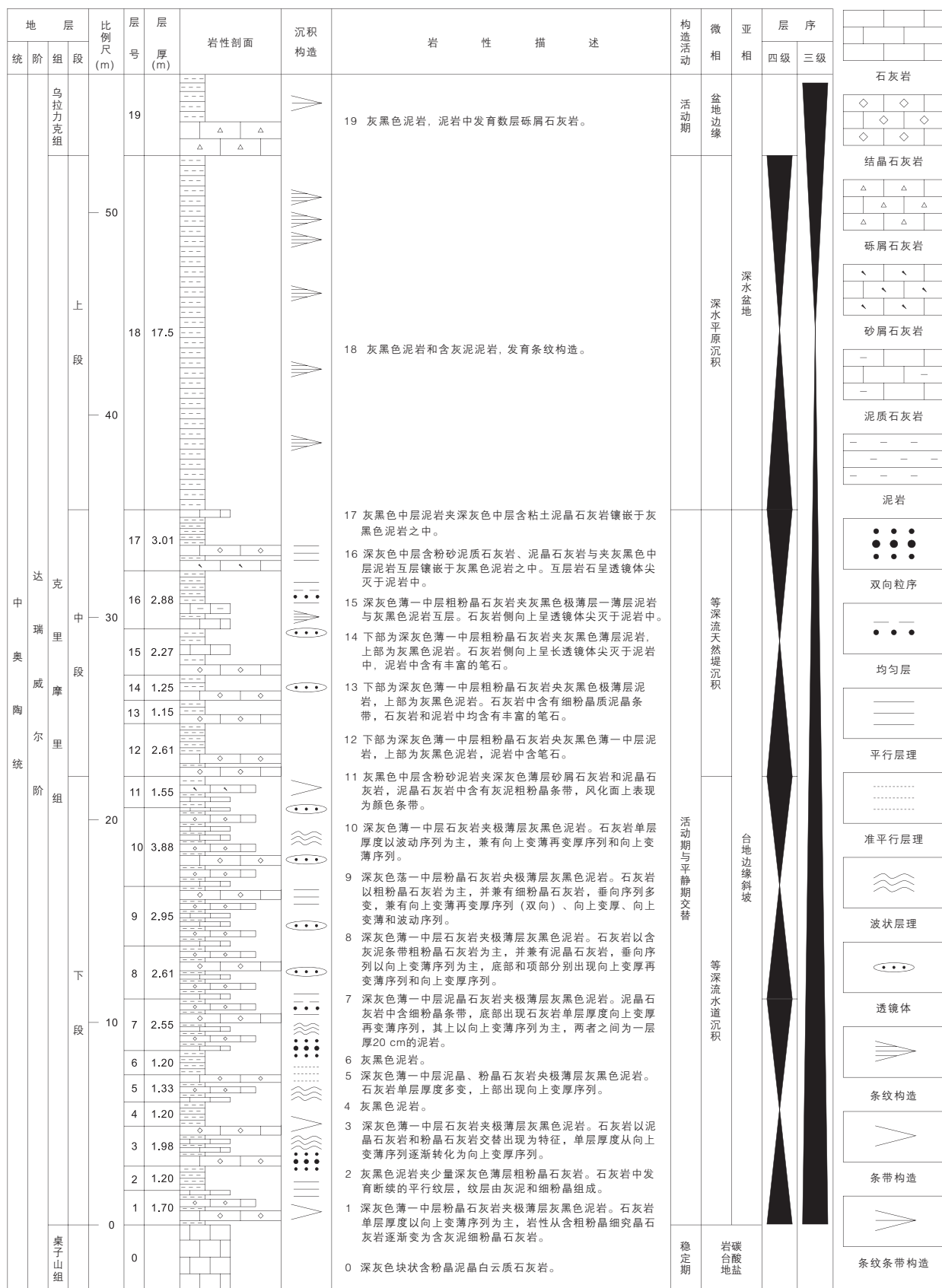
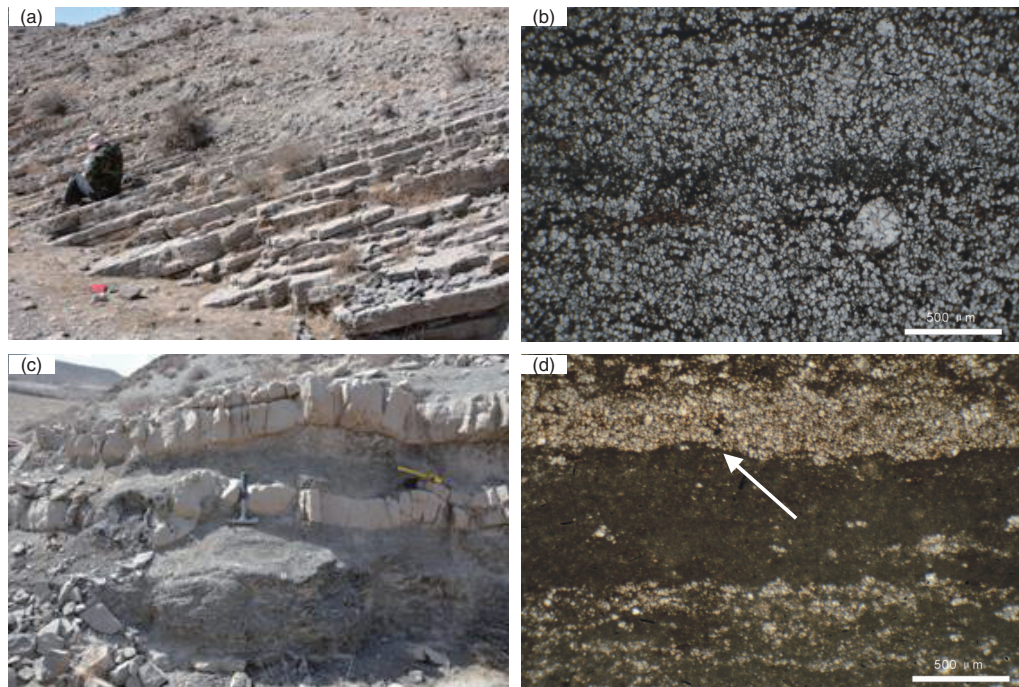


图2 内蒙桌子山地区石峡谷中奥陶统克里摩里组岩性柱状图

Fig. 2 Lithologic column of the Middle Ordovician Kelimoli Formation at Zhuozishan area, Inner Mongolia



(a) 深灰色薄-中层石灰岩夹灰黑色极薄层-薄层泥岩；(b) 粗粉晶石灰岩中的方解石晶粒；(c) 深灰色薄-中层粗粉晶石灰岩与灰黑色薄层泥岩互层；(d) 粗粉晶质灰泥石灰岩由粗粉晶组成的条纹状构造，底界为突变接触（箭头）；(a)和(b)为克里摩里组下段；(c)和(d)为克里摩里组中段

图3 克里摩里组岩性特征

Fig. 3 Photos showing characteristics of sedimentary rocks in the Kelimoli Formation

解石颗粒应为较安静水体中化学沉积形成，因此，粗粉晶条纹（或条带）及其底界的突变接触（图3d）则说明沉积时存在水动力分选，且水流相对较强，具有一定的剥蚀性。克里摩里组泥岩（主要发育在中段和上段）中含有丰富的笔石，说明沉积时水体较为安静，基本处于还原条件，为滞留环境（Chiarella and Longhitano, 2012），也显示出深水沉积特征。

克里摩里组下段基本上为薄-中层石灰岩，石灰岩之间为极薄的泥岩（图3a），可能说明此时石灰岩化学沉积速率较大且水动力作用频繁，因此沉积深度可能在碳酸盐补偿深度（CCD界线）之上且距离CCD界线较远（浅）。中段石灰岩之间的泥岩明显增厚（图3c），说明泥岩沉积增强，石灰岩沉积减弱，水动力作用频率降低，沉积环境更趋向深水滞留环境，沉积深度可能在碳酸盐补偿深度（CCD界线）之上且距离CCD界线较近（深）。上段为灰黑色泥岩，含少量灰泥成分，含有丰富的笔石，沉积环境可能为深水滞留环境，很少或只有极弱的水动力扰动，可能属于深水盆地沉积（李向东和郇雅祺，2017）。依据克里摩里

组三个岩性段中石灰岩和泥岩的变化规律，其沉积时的相对水深可能为下段最浅，中段次之，上段最深。结合研究区古地理位置及克里摩里组下伏地层桌子山组的台地相厚层石灰岩综合判断，克里摩里组下段和中段可能为台地边缘斜，上段则可能为深水盆地沉积（图2）。

3 等深流沉积证据

克里摩里组沉积构造丰富，但类型单调，特别是通过野外的逐层观察，未发现常见的交错层理。就沉积构造在三段中的分布而言，下段最为发育，中段次之，上段最为单调，仅发育条纹条带构造，且以条纹为主。沉积构造的类型总体上可分为两大类：第一类是和粒度（晶粒）变化相关的沉积构造，主要包括在单一石灰岩层中从下到上的细-粗-细晶粒变化序列、平行层-均匀层-平行层序列和条纹条带构造（图4），这类沉积构造在克里摩里组三段中均发育；第二类是平行层理、断续平行层理、准平行层理和波状层理，而浪成波纹层理、流水交错层理、小型丘状交错层理和复合流层理等均未出现。关于第二类



(a) 克里摩里组下段薄层石灰岩中的细—粗—细序列; (b) 克里摩里组下段中层石灰岩中的条带构造, 浅灰色部分晶粒较粗, 上、下界面不平整; (c) 克里摩里组中段中层石灰岩中的平行层—均匀层—平行层序列, 平行层粗粒较细; (d) 克里摩里组上段泥岩中的断续透镜状条纹

图4 克里摩里组等深流沉积特征

Fig. 4 Sedimentary characteristics of contourites in the Kelimoli Formation

的沉积构造, 可能和层流沉积相关, 另文详述; 现就第一类沉积构造分述如下:

细—粗—细序列主要发育在克里摩里组下段, 是下段发育最普遍的沉积构造之一(图2), 从下到上由细粉晶—粗粉晶—细粉晶构成, 在风化面上细粉晶为主的部分呈现为浅黄色, 粗粉晶为主的部分呈现为浅灰色, 在新鲜面上均为深灰色(图4a), 肉眼分辨不出差异。粗粒部分和细粒部分之间的界线可为突变, 此时界面较平直, 也可呈渐变; 粗粒部分的形态也可呈层状(图4a)、透镜状(上、下界面均呈起伏状)、条带状及分枝状等多种形态。

单层石灰岩中宽的条带状构造(宽度大于0.5 cm), 且不与条纹构造伴生的沉积构造也主要发育在克里摩里组下段, 主要出现在实测剖面第3层顶部(图4b)和第11层, 第1层出现的条带状构造较为模糊。这种宽条带状构造也显示出明显的粒度变化, 浅灰色部分为粗粉晶颗粒聚集, 浅黄色部分则为细粉晶和泥晶聚集。条带之间的界线可呈突变, 也可呈渐变。图4b中的三个浅灰色条带的接触关系各不相同, 从下到上: 第一个条

带上、下界面均为渐变; 第二个条带下界面为渐变, 上界面为突变; 第三个条带上、下界面均为突变。

平行层—均匀层—平行层序列主要发育在克里摩里组下段和中段, 上段则未发现, 就发现的数量而言相对较少。在同一石灰岩层中, 平行层的晶粒相对较小, 而均匀层的晶粒相对较粗。图4c为克里摩里组中段第8组岩组(实测剖面第16层)中的平行层—均匀层—平行层序列, 平行层虽然薄, 但非常明显, 将均匀层隔开, 两者呈叠置状。在剖面上, 这种序列有关的变化主要有: 整个单层石灰岩可呈平行层—均匀层—平行层, 而不出现平行层和均匀层的叠置; 平行层可以为较清晰的, 也可为模糊的; 平行层也可演化为断续的平行层, 甚至平缓的波状层。

条纹构造主要发育在克里摩里组上段, 表现为密集型条纹(暗色), 在1 cm的宽度上可发育6~10条, 单条纹厚度约为0.1~0.2 cm。就单条纹的特征可分出断续型和连续型两类: 断续型条纹表现为连续或不连续的极小的透镜体形态, 各条纹之间的距离可显示出窄—宽—窄的变化规律(图

4d); 连续型条纹表现为平直、连续的单纹层, 形态与水平层理或平行层理相当, 但条纹之间的距离不等 (亮色为条纹), 也表现出窄—宽—窄的变化规律。断续型条纹与连续型条纹可分处不同的岩层中, 也可在同一岩层中呈过渡状态。在微观上, 条纹状泥岩表现为有机质和灰泥的相对聚集和定向排列。

在克里摩里组的薄层状石灰岩中, 晶粒呈散点状分布, 粉晶之间为泥晶充填, 且重结晶现象不明显, 说明石灰岩的结构很少受成岩作用影响。同时依据克里摩里组下段 19 个石灰岩地球化学测试的结果, 稀土总量与镁含量及氧同位素均不相关, 这说明石灰岩中的稀土元素不受白云化和后期成岩作用的影响 (Miura et al, 2004; Azmy et al, 2011)。因此, 克里摩里组石灰岩中的方解石晶粒大小的变化可能由沉积作用控制, 而成岩作用的影响则极为有限。

等深流是由地球自转而引起的大洋温盐环流, 不仅单个等深流事件有一个由弱到强再到弱的完整过程 (即低流速期与高流速期的交替), 而且在一定的天文周期内也有一个由弱到强再到弱的一个完整的过程, 如在岁差周期内 (约 2 万年) 有一个完整的弱—强—弱过程, 在高频离心率周期内 (约 10 万年) 也有一个完整的弱—强—弱过程 (Kietzmann et al., 2015)。等深流流动强度的周期性变化, 则会在沉积物 (岩) 中形成周期性变化的沉积构造。

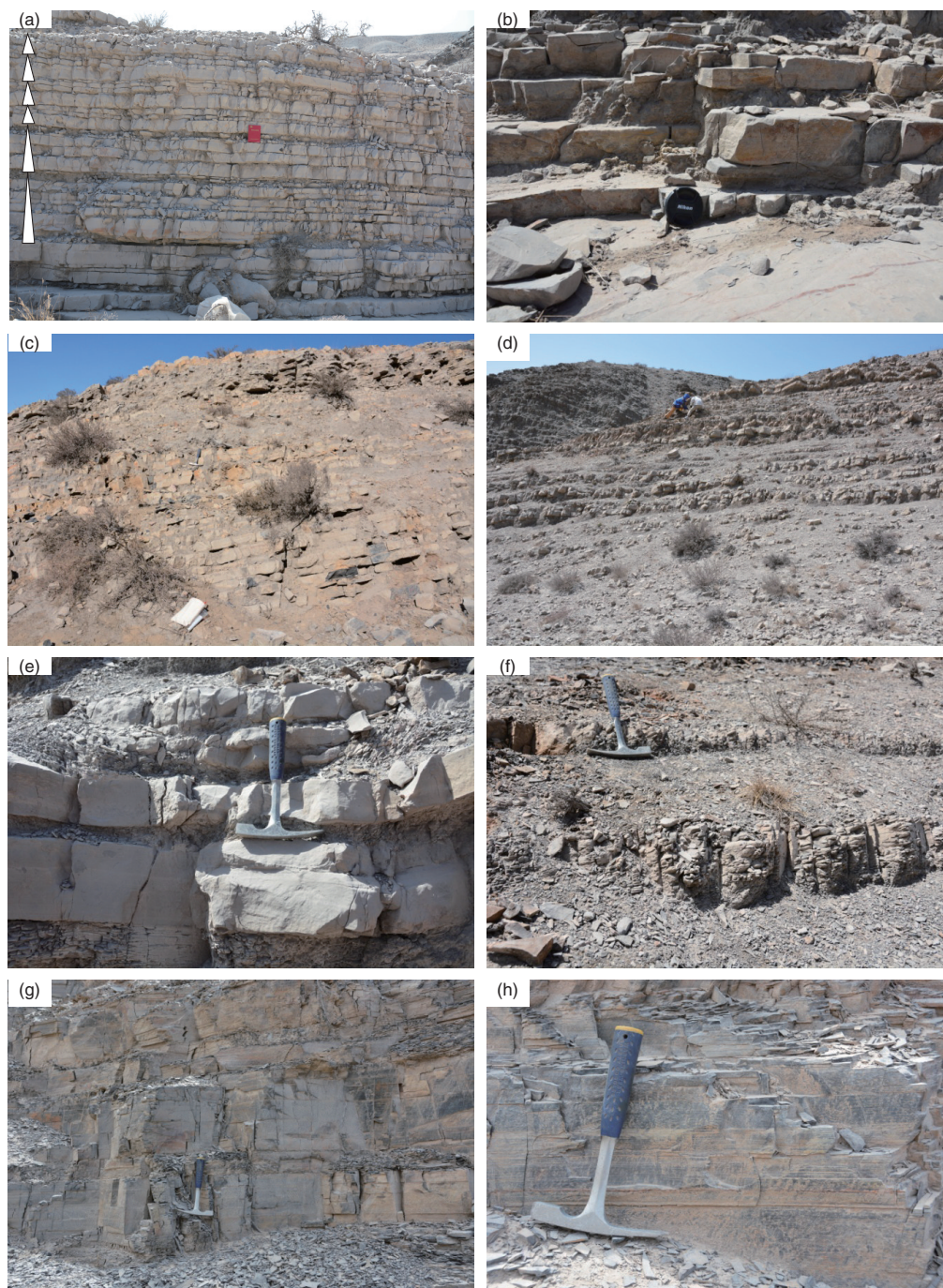
桌子山地区克里摩里组薄层状石灰岩中发育的细—粗—细序列则反映了沉积时海底流动的弱—强—弱的变化趋势; 平行层—均匀层—平行层的形成主要由于流体对不同大小颗粒的不同作用效果, 在较细的细粉晶中形成平行层, 而在较粗的粗粉晶中形成均匀层; 具有窄—宽—窄的变化规律的条纹构造, 则反映了流体对海底沉积物改造的弱—强—弱程度。因此, 在深水环境中, 薄层状石灰岩中的这些周期性变化的沉积构造组合则说明沉积时水流具有周期性, 一般解释为等深流沉积 (何幼斌等, 1998; Kietzmann et al., 2015)。而石灰岩中粗粒 (粗粉晶) 部分不同的形态以及断续型条纹则可能由海洋深水沉积物供应不足引起 (Tuijnder et al., 2009), 也反映出等深流的沉积特征 (Rebesco et al., 2014)。此外, 据

前人研究, 桌子山地区乌拉力克组底部生屑石灰岩中发育的大型板状交错层理与上覆拉什仲组浊积岩中槽模所指示的古水流方向近于垂直 (高振中等, 1995), 也说明该时期海洋中底流垂直区域斜坡沿海底等高线流动, 即为等深流。

4 等深流沉积演化

桌子山地区克里摩里组尽管岩性单一, 只有深灰色薄—中层石灰岩和灰黑色泥岩两种, 但三个岩性段却特征明显。下段以薄—中层石灰岩相互叠置为特征, 在叠置层中可出现石灰岩单层厚度从下到上变薄序列 (图 5a)。石灰岩上、下界面均不平整, 显示出波状起伏与小型透镜体形态, 因此又称为瘤状石灰岩。广泛发育透镜体是克里摩里组下段石灰岩在形态方面的显著特征, 可分为 3 类: ① 在较薄的石灰岩层中 (一般为薄层), 主要表现为小型连续的透镜体, 且形态各异, 可表现为上、下界面对称的小型透镜体、上界面平直而下界面上凹的侵蚀状透镜体和扁平状透镜体等, 各小型透镜体也可相互叠置, 此外, 细颈化现象在厚度较小的石灰岩中表现较为明显, 此类透镜体与沉积流体的流态及物质供应相关, 不属于本文讨论的范畴; ② 在较厚的石灰岩层中 (一般为中层), 主要为粗粉晶石灰岩, 其上、下界面相对平直 (图 5b), 但侧向上会出现岩层尖灭现象, 总体上表现为长的透镜体形态; ③ 薄—中层石灰岩夹极薄层泥岩岩组在侧向上呈透镜体尖灭于灰黑色泥岩之中, 图 5c 为实测剖面第 1 层上部的石灰岩—泥岩岩组在侧向上的尖灭, 透镜体上、下对称, 并向右侧出现石灰岩的并层现象, 其垂向序列也由左侧的波动序列演化成右侧的双向序列。

克里摩里组中段则以薄—中层石灰岩夹薄层泥岩岩组与灰黑色泥岩互层为特征 (图 5d)。在岩组中石灰岩的厚度一般大于泥岩厚度, 夹层泥岩的厚度和互层泥岩的厚度正相关 (与石灰岩岩组互层), 当互层泥岩的厚度达到 80~90 cm 时, 夹层泥岩厚度可达 35 cm。岩组中的石灰岩层往往也呈透镜体形态, 但与下段的石灰岩透镜不同: ① 透镜体规模较小, 在岩组中, 单层石灰岩透镜状明显, 侧向上尖灭于泥岩之中, 显示出小型水道特征 (图 5e); ② 单层石灰岩呈长透镜状直接尖灭于泥岩中, 相邻石灰岩层无向同一方向依次叠置现



(a) 深灰色薄—中层叠置石灰岩, 石灰岩单层厚度向上变薄序列 (三角形); (b) 薄层石灰岩层侧向上的透镜体尖灭; (c) 薄层石灰岩组呈透镜体尖灭于泥岩中; (d) 灰黑色泥岩中的深灰色薄—中层石灰岩组; (e) 薄—中层石灰岩组中的小型石灰岩透镜体, 指示小型水道; (f) 灰黑色泥岩中的深灰色含粉砂泥晶石灰岩透镜体; (g) 深灰色薄—中层含钙泥岩组成的叠置体; (h) 深灰色薄—中层含钙泥岩, 发育条纹条带; (a)至(c)为克里摩里组下段, (d)至(f)为克里摩里组中段, (g)至(h)为克里摩里组上段

图5 克里摩里组等深流沉积演化特征

Fig. 5 Vertical variations of depositional characteristics of contourites in the Kelimoli Formation

象, 而是呈单个透镜体较散乱的分布于泥岩之中, 往往从两个方向向同一位置尖灭 (图5f)。

克里摩里组上段与下段和中段不同, 没有再出现石灰岩层, 由单一的灰黑色泥岩组成 (图

5g)。泥岩中灰泥含量会有不同的变化, 略呈周期性: 颜色较暗的细密条纹为有机质和灰泥聚集所致, 细密条纹之间的亮色条纹, 其宽窄不一, 一般为窄—宽—窄序列, 表现出周期性 (图4d, 图

5h)。依前文所述, 条纹可分为连续型和断续型, 断续型中的条纹又可表现为透镜状(图4d), 这和下段与中段中的石灰岩透镜体, 特别是下段中的小型连续透镜体相似, 只是规模相差很大。

在垂向变化上, 岩石组合呈现出明显的不连续, 下段以薄层状石灰岩为主, 中段泥岩较石灰岩在百分比上占优, 上段则为泥岩; 但总的变化趋势则表现为从下到上, 石灰岩减少乃至消失, 泥岩增多。这说明等深流的变化具有阶段性: 下段等深流发生的频率高, 强度相对较大; 中段等深流发生的频率低, 强度相对较小; 而上段中等深流极弱。

5 解释与讨论

5.1 海平面升降

在沉积环境方面, 克里摩里组上段总体处于深水环境中, 下段和中段为深水斜坡, 即台地边缘斜坡环境, 上段为深水盆地环境(图2)。克里摩里组之上的乌拉力克组仍以条纹条带状泥岩为主, 说明沉积环境和克里摩里组三段相比没有太大的变化(李向东和郇雅棋, 2017); 其中所夹的数层砾屑石灰岩层则说明此时构造活动增强(Trofimovs et al., 2010; Mastrogiacomo et al., 2012)。因此, 从克里摩里组下段到上段沉积时水体总体上加深, 至乌拉力克组沉积时, 盆地活动性变强, 结合鄂尔多斯地块和阿拉善地块可能在中奥陶世开始拼接的研究成果(张进等, 2012; 许淑梅, 2016), 此时水体可能变浅, 故三级海平面旋回从克里摩里组下段开始水体变深, 至克里摩里组上段水体最深, 即海侵最大期, 从乌拉力克组沉积时开始变浅(图2)。这一划分与鄂尔多斯盆地内部马家沟组六段的3级海侵期相对应(雷卞军等, 2010; 苏中堂等, 2012; 王千遥等, 2014; 王起琮等, 2016)。

在进行四级层序划分时, 主要从石灰岩的叠置方式、岩性变化和沉积构造变化等三个方面。就石灰岩的叠置方式而言, 主要发生在克里摩里组下段, 由于下段的沉积环境单一(后文详述), 故除双向序列可能受等深流周期性变化控制外, 其他三种序列类型则可能受外部可容性空间变化的控制(Prélat et al., 2009), 即海平面上升, 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; 此外, 在晚期海侵阶段, 受次级海平面波动的影响, 可形成波动序列(李向东等, 2017)。实测剖面1~7层石灰岩垂向叠置序列由向上变薄为主, 逐渐变化为向上变厚为主, 构成一个四级海平面旋回; 8~11层上部以波动序列为主, 说明存在明显的次级海平面旋回; 12~17层(中段)下部石灰岩组层数向上逐渐减少, 直至第6岩组(剖面第15层末), 此后岩组层数不稳定, 但石灰岩中开始含有粉砂, 故此段可能构成一个四级海平面旋回; 18层(上段)为三级海平面变化的凝缩层, 该段本身可能构成一个四级海平面旋回(图2)。

依据前人的研究, 克里摩里组沉积的达瑞威尔期可能为鄂尔多斯地块和阿拉善地块的拼接期(张进等, 2012; 许淑梅, 2016)。在克里摩里组下段中, 有两处向上变厚序列较为集中, 分别是实测剖面第5~7层和第9层, 可能指示构造活动相对较强的时期; 中段上部粉砂物质的加入, 也有可能指示构造活动相对较强的时期(需进一步研究其物源方向); 上段为泥岩, 无石灰岩层出现, 表明一相对的构造平静期。这样在乌拉力克组强烈的构造活动之前, 则出现三次相对较强的构造活动, 故将克里摩里组下、中段沉积的时期称为构造活动期与平静期交替时期(图2)。

5.2 等深流沉积模式

等深流在流动的过程中往往交替出现低流速期与高流速期, 在低流速期速度一般为5~20 cm/s, 持续时间从几星期至几个月; 在高流速期速度一般为20~40 cm/s, 持续时间为几天至几星期(Faugeres et al., 1993; 刘键, 1993)。在地史时期, 等深流的强度变化受天文旋回的控制(Mawson and Tucker, 2009; Kietzmann et al., 2015), 包括岁差周期(约2万年)、高频离心率旋回(9.5万年和12.5万年)和低频离心率旋回(41万年)。对于等深流而言, 在众多周期的作用下, 最终会表现为在某一时期内(如2万年的岁差周期)总体的低速期—高速期—低速期的变化, 相应地在沉积物(岩)中则会保存低能量—高能量—低能量的沉积构造序列。

克里摩里组中发育有明显的石灰岩—泥岩对, 特别是下段中这种岩石对极为发育, 其厚度一般为20~40 cm, 对应于岁差周期所形成的基本旋回(Kietzmann et al., 2015)。故贯穿整个石灰

岩单层的沉积构造应为一个岁差周期内形成,在单一石灰岩层中出现相同沉积构造叠置现象的,单一沉积构造也应形成于小于岁差周期的某一时限内,一般不会出现单一等深流事件形成的沉积构造。克里摩里组中发育的细—粗—细晶粒变化序列、平行层—均匀层—平行层序列和条纹条带(条纹和条带的宽窄变化)等沉积构造(图4),均体现了沉积流体强度的弱—强—弱的周期性变化,应视为等深流沉积。

克里摩里组下段的薄—中层叠置石灰岩(图5a)说明沉积环境中泥质非常少或泥质无法沉积,这是水动力较强的表现,而石灰岩单层厚度向上变薄序列则具有水道充填特征(图5a);泥晶石灰岩、细粉晶石灰岩和粗粉晶石灰岩的交替发育则说明水动力发生周期性的变化;中层石灰岩侧向上的长透镜体尖灭(图5b)和石灰岩组呈透镜体尖灭于泥岩中说明沉积时水流受限,岩组透镜体的对称性可能与沉积水流的周期性变化相关;薄层石灰岩中不规则的界面及小型连续透镜体可能与沉积物质的有限供应和水体的溶蚀相关(Tuijnder et al., 2009; Gomez and Astini, 2015)。依据上述特征,结合克里摩里组下段发育的等深流沉积构造,可判断可能为斜坡上的等深流水道沉积(图6)。

克里摩里组中段以石灰岩—泥岩岩组与泥岩互层为特征(图5d),且夹层泥岩的厚度和互层泥

岩的厚度正相关,这说明该段为石灰岩与泥岩的交互沉积,且泥岩的沉积受两个周期的控制,一个是形成石灰岩岩组和互层泥岩的大周期,另一个是形成单层石灰岩和夹层泥岩的小周期,而这两个周期具有相关性。此外该组石灰岩中的透镜体规模小,基本镶嵌于泥岩中,显示出泥质底床上小型水道的特征。结合上述特征,该段沉积可能为水下天然堤沉积(图6):石灰岩为强等深流的溢岸沉积;泥岩为弱等深流期天然堤上的垂直降落沉积;夹层泥岩可能受控于岁差周期,而互层泥岩可能受控于低频离心率旋回。其中石灰岩为强等深流溢岸沉积的推断也和该段石灰岩基本为粗粉晶石灰岩的事实相符。

克里摩里组上段泥岩中的暗色细条纹为有机质和灰泥聚集所致,可能为弱等深流作用期所形成的凝絮波垂直降落形成(Schieber et al., 2013),总体上表现为静水垂直降落沉积为主,并辅以平缓的流动(Hesse, 1975; Dall'olio et al., 2013; Schieber et al., 2013);断续型细条纹,特别是表现为透镜状的细条纹(图4d)可能与物质的有限供应和水体的溶蚀相关(Tuijnder et al., 2009; Gomez and Astini, 2015),这和下段里薄层石灰岩不规则的边界与小型透镜体特征类似,只是厚度上相差很大;亮色宽条纹中晶粒方解石较为聚集,为强等深流(相对)沉积或改造形成,宽窄相间则可能与等深流的强度相关,同样也显

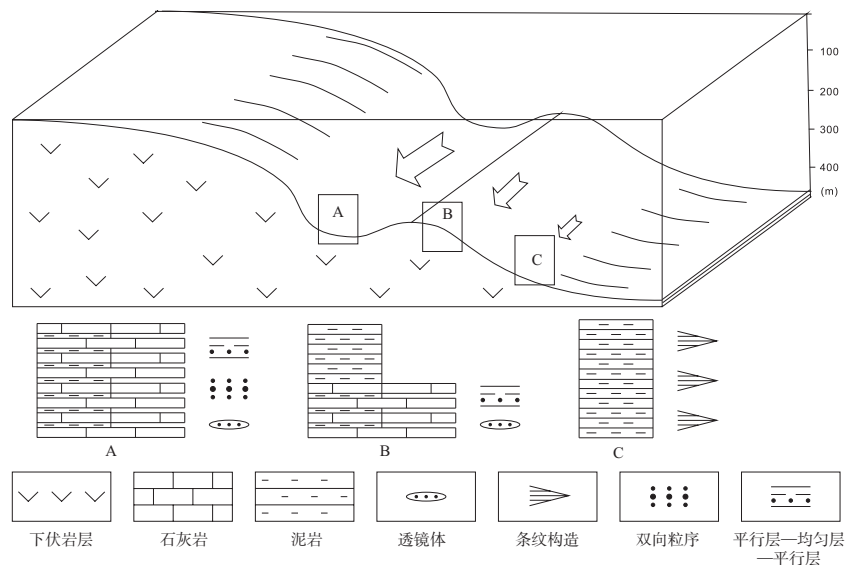


图6 克里摩里组等深流沉积模式图

Fig. 6 Depositional model showing the formation of contourites in the Kelimoli Formation

示出了弱—强—弱的变化规律。综上所述，克里摩里组上段沉积环境应为深水盆地，盆地中发育有周期性变化的极弱的等深流，在相对较强的等深流作用期形成亮色条纹，在相对较弱的等深流作用期形成暗色条纹，沉积的位置应位于天然堤外侧（图6）。

综上所述，桌子山地区克里摩里组可能为水下等深流水道—天然堤沉积，其发育在三级海侵的背景下，在垂向上，从下到上依次发育水下水道沉积、水下天然堤沉积和深水盆地平原区极弱等深流沉积。

6 结论

鄂尔多斯盆地西缘北部桌子山地区中奥陶统达瑞威尔阶克里摩里组广泛发育等深流沉积，从下到上可分为三段：下段以薄—中层叠置石灰岩为特征、中段以石灰岩—泥岩岩组与泥岩互层为特征，上段以条纹状泥岩为特征。三段沉积分别代表了深水环境下等深流水道沉积、天然堤沉积和深水盆地平原区极弱等深流沉积，在垂向上组成了组成一个完整的海进型等深流水道—天然堤沉积体系。该沉积体系的发现，对于剖析等深岩丘的内部结构，研究等深岩丘的测井响应及鄂尔多斯盆地西缘早古生代的油气勘探均具有重要的意义，可能表明鄂尔多斯盆地西缘中奥陶统克里摩里组具有广阔的页岩气勘探前景。

致谢：昆明理工大学国土资源工程学院地球科学系教师董有浦、钟军伟参加了相关讨论，提出了宝贵的意见，研究生张东阳、廖勇军参加了部分野外工作，在此一并致谢！同时感谢评审老师提出的建设性建议和编辑老师的辛勤工作！

参考文献(References):

丁海军, 孟祥化, 葛铭. 2008. 从桌子山剖面看贺兰坳拉谷北段奥陶系等深流沉积[J]. 安徽地质, 18(1): 8-15.

段太忠, 郭建华, 高振中. 1990. 华南古大陆边缘湘北九溪下奥陶统碳酸盐等深岩丘[J]. 地质学报, 64(2): 131-143.

高振中, 罗顺社, 何幼斌. 1995. 鄂尔多斯地区西缘中奥陶世等深流沉积[J]. 沉积学报, 13(4): 16-26.

郭彦如, 赵振宇, 付金华. 2012. 鄂尔多斯盆地奥陶纪层序岩相古地理[J]. 石油学报, 33 (增刊2): 95-109.

郭彦如, 赵振宇, 徐旺林. 2014. 鄂尔多斯盆地奥陶系层序地层格架[J]. 沉积学报, 32(1): 44-60.

韩品龙, 张月巧, 冯乔. 2009. 鄂尔多斯盆地祁连海域奥陶纪岩相古地

理特征与演化[J]. 现代地质, 23(5): 822-829.

何幼斌, 高振中, 罗顺社. 1998. 等深流沉积的特征及其鉴别标志[J]. 江汉石油学院学报, 20(4): 1-6.

姜在兴, 赵澄林, 熊继辉. 1989. 皖中下志留统的等深积岩及期地质意义[J]. 科学通报, 34(20): 1575-1576.

晋慧娟, 孙明良, 李育慈. 2004. 内蒙古桌子山中奥陶统的“特殊”浊积岩系[J]. 沉积学报, 23(1): 34-40.

雷卞军, 付金华, 孙粉锦. 2010. 鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组层序地层格架研究—兼论陆表海沉积作用和早期成岩作用对海平面变化的响应[J]. 地层学杂志, 34(2): 145-153.

李日辉. 1994. 桌子山中奥陶统公乌素组等积岩的确认及沉积环境[J]. 石油天然气地质, 15(3): 235-240.

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[J]. 地球科学进展, 32(3): 276-291.

李向东, 郇雅棋. 2017. 鄂尔多斯盆地西缘桌子山奥陶系深水条纹带状泥岩等深流成因分析[J]. 古地理学报 (中文版), 19(6): 987-997.

刘宝珺, 许效松, 梁仁枝. 1990. 湘西黔东寒武纪等深流沉积[J]. 矿物岩石, 10(4): 43-47.

刘健. 1993. 等深流与等深流沉积[J]. 地质科技情报, 12(3): 45-50.

马占荣, 白海峰, 刘宝宪. 2013. 鄂尔多斯西部地区中—晚奥陶世克里摩里期—乌拉力克期岩相古地理[J]. 古地理学报, 15(6): 751-764.

苏中堂, 陈洪德, 欧阳征健. 2012. 鄂尔多斯地区马家沟组层序岩相古地理特征[J]. 中国地质, 39(3): 623-633.

王起琮, 闫佐, 宁博. 2016. 鄂尔多斯盆地奥陶系马家沟组豹皮灰岩特征及其成因[J]. 古地理学报, 18(1): 39-48.

王千遥, 冯乔, 王太元. 2014. 基于沉积微相的野外露头剖面准层序分析—以鄂尔多斯盆地奥陶系临汾晋王坟剖面马家沟组为例[J]. 沉积与特提斯地质, 34(2): 18-28.

吴兴宁, 孙六一, 于洲. 2015. 鄂尔多斯盆地西部奥陶纪岩相古地理特征[J]. 岩性油气藏, 27(6): 87-96.

肖彬, 何幼斌, 罗进雄. 2014. 内蒙古桌子山中奥陶统拉什仲组深水水道沉积[J]. 地质论评, 60(2): 321-331.

解国爱, 张庆龙, 郭令智. 2003. 鄂尔多斯盆地西缘和南缘古生代前陆盆地及中央古隆起成因与油气分布[J]. 石油学报, 24(2): 18-29.

许淑梅, 冯怀伟, 李三忠. 2016. 贺兰山及周边地区加里东运动研究[J]. 岩石学报, 32(7): 2137-2150.

张进, 李锦轶, 刘建峰. 2012. 早古生代阿拉善地块与华北地块之间的关系：来自阿拉善东缘中奥陶统碎屑锆石的信息[J]. 岩石学报, 28(9): 2912-2934.

Azmy K, Brand U, Sylvester P, et al. 2011. Biogenic and abiogenic low-Mg calcite (bLMC and aLMC): evaluation of seawater-REE composition, water masses and carbonate diagenesis [J]. Chemical Geology, 280 (1-2): 180-190.

Bozzano G, Violante R A and Cerredo M E. 2011. Middle slope contourite deposits and associated sedimentary facies off NE Argentina [J]. Geo-Marine Letters, 31 (5-6): 495-507.

Chiarella D and Longhitano S G. 2012. Distinguishing depositional environments in shallow-water mixed, bio-siliciclastic deposits on the basis of the degree of heterolithic segregation (Gelasian, Southern Italy) [J]. Journal of Sedimentary Research, 82 (12): 969-990.

- Dall'olio E, Felletti F and Muttoni G. 2013. Magnetic-fabric analysis as a tool to constrain mechanisms of deep-water mudstone deposition in the Marnoso Arenacea Formation (Miocene, Italy) [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 83 (2): 170–182.
- Faugères J C and Stow D A V. 1993. Bottom-current-controlled sedimentation: a synthesis of the contourite problem [J]. *Sedimentary Geology*, 82 (1–4): 287–297.
- Gao Z, Eriksson K A, He Y, et al. 1998. Deep-water traction current deposits—A study of internal tides, internal waves, contour currents and their deposits [J]. Science Press, Beijing, New York, 57–119.
- Gomez F J and Astini R A. 2015. Sedimentology and sequence stratigraphy from a mixed (carbonate-siliciclastic) rift to passive margin transition: The early to middle Cambrian of the Argentine Precordillera [J]. *Sedimentary Geology*, 316: 39–61.
- Heezen B C, Hollister C D and Ruddiman W F. 1966. Shaping of the continental rise by deep geostrophic contour currents [J]. *Science*, 152 (3721): 502–508.
- Hernández-Molina F J, Llave E, Stow D A V, et al. 2006. The contourite depositional system of the Gulf of Cádiz: A sedimentary model related to the bottom current activity of the Mediterranean outflow water and its interaction with the continental margin [J]. *Deep-Sea Research II*, 53 (11–13): 1420–1463.
- Hernández-Molina F J, Hodell D A, Stow D A V, et al. 2016. IODP Expedition 339—The Mediterranean outflow. Marine geology & global and planetary change [J]. <http://www.journals.elsevier.com/global-and-planetary-change/news/article-collection-iodp-expedition-339>.
- Hesse R. 1975. Turbiditic and non-turbiditic mudstone of Cretaceous flysch sections of the East Alps and other basins [J]. *Sedimentology*, 22 (3): 387–416.
- Hersi O S, Abbasi I A and Al-Harthi A. 2016. Sedimentology, rhythmicity and basin-fill architecture of a carbonate ramp depositional system with intermittent terrigenous influx: The Albian Kharfot Formation of the Jeza-Qamar Basin, Dhofar, Southern Oman [J]. *Sedimentary Geology*, 331: 114–131.
- Howe J A, Shimmield T M and Harland R. 2008. Late Quaternary contourites and glaciomarine sedimentation in the Fram Strait [J]. *Sedimentology*, 55 (1): 179–200.
- Kietzmann D A, Palma R M, Riccardi A C, et al. 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén Basin, Argentina [J]. *Sedimentary Geology*, 302: 64–86.
- Kietzmann D A, Palma R M and Llanos M P I. 2015. Cyclostratigraphy of an orbitally-driven Tithonian-Valanginian carbonate ramp succession, Southern Mendoza, Argentina: Implications for the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin [J]. *Sedimentary Geology*, 315: 29–46.
- Llave E and Matias H. 2011. Pliocene-Quaternary contourites along the northern Gulf of Cadiz margin: sedimentary stacking pattern and regional distribution [J]. *Geo-Marine Letters*, 31 (5–6): 377–390.
- Marshall N R, Piper D J W, Saint-Ange F, et al. 2014. Late Quaternary history of contourite drifts and variations in Labrador current flow, Flemish Pass, offshore eastern Canada [J]. *Geo-Marine Letters*, 34 (5): 457–470.
- Mastrogiacomo G, Moretti M, Owen G, et al. 2012. Tectonic triggering of slump sheets in the Upper Cretaceous carbonate succession of the Porto Selvaggio area (Salento peninsula, southern Italy): Synsedimentary tectonics in the Apulian Carbonate Platform [J]. *Sedimentary Geology*, 269–270: 15–27.
- Mawson M and Tucker M. 2009. High-frequency cyclicality (Milankovitch and millennial-scale) in slope-apron carbonates: Zechstein (Upper Permian), North-east England [J]. *Sedimentology*, 56 (6): 1905–1936.
- Miura N, Asahara Y and Kawabe I. 2004. Rare earth element and Sr isotopic study of the Middle Permian limestone-dolostone sequence in Kuzuu area, central Japan: seawater tetrad effect and Sr isotopic signatures of seamount-type carbonate rocks [J]. *The Journal of Earth Planetary Science of Nagoya University*, 51 (1): 11–35.
- Nielsen T, Andersen C and Knutz P C. 2011. The Middle Miocene to Recent Davis Strait Drift Complex: implications for Arctic-Atlantic water exchange [J]. *Geo-Marine Letters*, 31 (5–6): 419–426.
- Prélat A, Hodgson D M and Flint S S. 2009. Evolution, architecture and hierarchy of distributary deep-water deposits: a high-resolution outcrop investigation from the Permian Karoo Basin, South Africa [J]. *Sedimentology*, 56 (7): 2132–2154.
- Rebesco M, Hernández-Molina F J, Van Rooij D, et al. 2014. Contourites and associated sediments controlled by deep-water circulation processes: State-of-the-art and future considerations [J]. *Marine Geology*, 352 (3): 111–154.
- Schwarz E, Veiga G D, Trentini G Á, et al. 2016. Climatically versus eustatically controlled, sediment-supply-driven cycles: carbonate-siliciclastic, high-frequency sequences in the Valanginian of the Neuquén Basin (Argentina) [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 86 (4): 312–335.
- Schieber J, Southard J B, Kissling P, et al. 2013. Experimental deposition of carbonate mud from moving suspensions: importance of flocculation and implications for modern and ancient carbonate mud deposition [J]. *Journal of Sedimentary Research*, 83 (11): 1025–1031.
- Stoker M S, Akhurst M C, Howe J A, et al. 1998. Sediment drifts and contourites on the continental margin off northwest Britain [J]. *Sedimentary Geology*, 115 (1): 33–51.
- Stow D A V, Faugères J C, Viana A, et al. 1998. Fossil contourites: a critical review [J]. *Sedimentary Geology*, 115 (1): 3–31.
- Trofimovs J, Fisher J K, Macdonald H A, et al. 2010. Evidence for carbonate platform failure during rapid sea-level rise; ca 14000 year old bioclastic flow deposits in the Lesser Antilles [J]. *Sedimentology*, 57 (3): 735–759.
- Tuijnder A P, Ribberink J S and Hulscher S J M H. 2009. An experimental study into the geometry of supply-limited dunes [J]. *Sedimentology*, 56 (6): 1713–1727.
- Verdicchio G and Trincardi F. 2008. Mediterranean shelf-edge muddy contourites: examples from the Gela and South Adriatic basins [J]. *Geo-Marine Letters*, 28 (3): 137–151.