高密度浊流和砂质碎屑流关系的探讨

裴羽,何幼斌,李华,肖彬 长江大学地球科学学院,武汉,430100

内容提要:高密度浊流和砂质碎屑流作为深水环境重要的地质营力,但如何区分两种流体及其沉积,一直存在 着争议。通过探讨两种流体的关系,有助于澄清深水沉积过程的相关认识,有助于正确区分两种流体的沉积,也有 利于开展相关砂岩储层的预测。在分别回顾高密度浊流和砂质碎屑流的概念、特征及具体实例的基础上,对比了两 者的流体性质和沉积特征,结合触发机制、形成过程及影响因素,从理论运用和实际运用两方面探讨了两者的关系。 高密度浊流沉积可划分为底部、中部和上部三部分,垂向上具逆一正粒序。砂质碎屑流沉积富砂质,具块状层理,垂 向上可由块状砂岩叠置形成。碎屑流形成的触发机制多样,且相对于中等至弱粘性碎屑流,强粘性碎屑流不易向浊 流转换。与砂质碎屑流相比,高密度浊流在术语使用上更合理。如果碎屑流发生了流体转换,形成高密度浊流沉 积;如果未发生,且物源富砂质,可以形成砂质碎屑流沉积。块状砂岩与上覆泥质沉积物呈突变接触时,可能为砂质 碎屑流成因;与上覆沉积物为渐变接触时,构成正粒序,为高密度浊流成因。

关键词:浊流;高密度浊流;砂质碎屑流;重力流

"粒序层理由浊流形成"一文(Kuenen and Migliorini,1950),阐明了浊流在深水环境下形成砂 岩的机制,拉开了深水沉积研究的序幕。鉴于深水 砂岩可以作为良好储层,深水沉积已成为目前全球 油气勘探重点研究领域之一(庞雄等,2007)。李继 亮等(1978)对东北某地古近纪浊积岩、秦岭中段三 叠纪浊积岩和浙西奥陶纪浊积岩进行了野外观察和 室内工作。随着我国油气勘探的深入,深水沉积在 渤海湾盆地、鄂尔多斯盆地、塔里木盆地、珠江口盆 地等含油气盆地中相继发现。浊流沉积体在渤海湾 含油气盆地中被发现(赖婉琦等,1984)。冀中坳陷 霸县凹陷岔河集油田东三段储集砂体主要为浊流成 因(雷怀玉等,1999)。鲜本忠等(2012)采用浊流、 液化流、颗粒流、砂质碎屑流、碎屑流5分的观点解 释了南堡凹陷东部东营组重力流沉积,认为除不发 育碎屑流沉积外,其余4种类型均有发育。将东营 组湖相深水块状砂岩解释为砂质碎屑流成因(鲜本 忠等,2013)。近年来,鄂尔多斯延长组发现亿吨级 致密油田。重力流沉积作为主要沉积类型之一,加 强重力流沉积的识别,有利于储层预测。李祯等 (1995)在鄂尔多斯盆地东缘中生代延长组发现了 一套典型的浊积岩系之后, 王起琮等(2006) 在研究 鄂尔多斯盆地东南部三叠系延长组一段时,认为湖 相浊积岩主要分布于子长县寺湾和横山县庙沟等地 区。盆地南部的浊积岩体系主要发育于三叠系延长 组长7、长6油层组(陈全红等,2006)。鄂尔多斯盆 地富黄探区延长组亦发现浊流沉积(尚婷等, 2013)。郑荣才等(2006)首次提出鄂尔多斯盆地白 豹地区长6油层组属于湖底滑塌浊积扇成因。邹才 能等(2009)则认为是砂质碎屑流成因。同时,以鄂 尔多斯盆地东南缘上三叠统长6油层组为例,袁珍 等(2011)探讨了深水块状砂岩沉积特征及其成因 机制。陈飞等(2012)认为鄂尔多斯盆地富县地区 上三叠统延长组存在砂质碎屑流沉积,分析了其与 油气分布的关系。李相博等(2009,2010)在鄂尔多 斯盆地湖盆中心深水区延长组长6段识别出砂质碎 屑流沉积、经典浊积岩和滑塌岩 3 种类型的重力流 沉积物,认为砂质碎屑流沉积最发育,由浊流作用形 成的经典浊积岩分布有限,以往延长组深水沉积研 究夸大了浊流沉积作用,并进一步探讨了3种沉积

收稿日期:2015-03-09;改回日期:2015-09-30。责任编辑:黄敏。Doi: 10.16509/j.georeview.2015.06.008

作者简介:裴羽,女,1992 年生。硕士研究生。主要从事沉积学的学习与研究。通讯地址:湖北省武汉市蔡甸区大学路 111 号。Email: peiyu920621@163.com。通讯作者:何幼斌,男,1964 年生。博士。长江大学地球科学学院教授。主要从事沉积学的教学和研究工作。 Email:heyoubin@yangtzeu.edu.cn。

注:本文为国家自然科学基金资助项目(批准号 41472096)的成果。

物重力流与油气的关系。鄂尔多斯盆地陇东地区延 长组重力流沉积物可分为浊积岩、砂质碎屑流沉积 物、泥质碎屑流沉积物和滑塌岩(廖纪佳等,2013)。 付金华等(2013)则将长6油层组中下部和长7油 层组中上部大面积发育的深水砂岩划分为砂质碎屑 流成因的砂岩、浊流成因的砂岩、滑塌成因的砂岩及 三角洲前缘成因的砂岩等4种沉积类型。库车坳陷 中部上三叠统亦发育一套典型的浊积岩系(李文厚 等,1997)。珠江口盆地白云凹陷深海水域珠江组 块状砂岩储层的成因存在很大争议,郑荣才等 (2012)确定其为深水扇沉积体系中砂质碎屑流沉 积充填物。国外相关盆地中亦发育重力流沉积。西 非深水油气田多数储层为浊积岩,类型以深水水道 砂岩为主(冯国良等,2012)。Krzysztof(1995)在研 究波兰苏台德盆地内上维宪阶时,得出扇三角洲前 缘发育高密度浊流沉积的结论。西班牙西北部坎塔 布连山区前陆盆地发育碎屑流沉积和高密度浊流沉 积(Martín-Merino et al., 2014)。Daniela 等(2008) 发现科莫湖全新世厚达3.5m的巨浊积岩沉积。

国内外学者对于深水沉积的理解存在较大分 歧,焦点在于触发机制(Talling et al.,2013;Talling, 2014;王英民等,2007;Shanmugam,2015)、沉积过程 (Amy et al.,2005a;Talling et al.,2013;Talling, 2014;Ilstad et al.,2004;李云等,2011;李存磊等, 2012;Shanmugam,2015)、沉积特征(Amy et al., 2005b;Wynn et al.,2005;Stow and Johansson,2000; Shanmugam and Zimbrick,1996;孟庆任等,2007)及 沉积模式(Shanmugam et al.,1996,吴时国等,2009; 李祥辉等,2009;李相博等,2013)等方面。高密度浊 流和砂质碎屑流作为深水环境重要的地质营力,均 被运用于解释深水块状砂岩的成因,只有弄清这两 种流体的特征、差别及其关系,深化深水沉积过程的 相关认识,才可能更有效地弄清楚这种深水块状砂 岩的成因,从而更好地开展这类储层的识别与预测。 在分别论述高密度浊流和砂质碎屑流概念和沉积特 征的基础上,阐明两者的形成过程和影响因素,探讨 二者的关系。

1 高密度浊流与砂质碎屑流特征

1.1 高密度浊流

1.1.1 概念

基于分层流体实验,Kuenen and Migliorini (1950)和Kuenen(1951)提出了高密度浊流。它一 般指高浓度的(表1)、通常为非紊流的流体,其内沉 积物主要由基质强度、分散压力和浮力支撑 (Kuenen and Migliorini, 1950;Kuenen, 1951;Lowe, 1982;Shanmugam,1996)。高密度浊流最初被用于 解释深水粒序层理的形成(Kuenen and Migliorini, 1950;Kuenen,1951)。在Middleton(1967)提出深水 块状砂岩可能由高密度浊流形成之后,其被广泛应 用于深水区块状砂岩的成因解释(Mutti and Ricci Lucchi,1972;Lowe,1982;Pickering et al.,1989)。

不同学者的低密度浊流和高密度浊流划分方案 不一。Kuenen(1966)以1.1g/mL为界划分高、低密 度浊流,相当于颗粒体积浓度为6%(Pickering et al.,1989)。高密度浊流比重介于1.5~2.4g/mL之 间(Middleton and Hampton,1973)。据 Pierson and Costa(1987),高密度流沉积物重量百分数为40%~ 80%。由于沉积时流体密度等无法恢复,上述划分 方案在识别古代浊积岩时存在困难。

同一流体中不同粒径的颗粒支撑机制不同。 Lowe(1979,1982)按照沉积物粒度、颗粒浓度和沉 积物支撑机制将浊流分为低密度浊流(约1.03~ 1.2g/mL)、砂质高密度浊流和砾质高密度浊流(约

表1 高密度浊流和低密度浊流划分依据

Table1	Classification	basis	of high-densit	y turbidity	curent	and	low-density	turbidity	current
--------	----------------	-------	----------------	-------------	--------	-----	-------------	-----------	---------

划分依据	高密度浊流				低密度浊流			参考文献		
运体家府	>1.1g/mL					<1.1g/mL			Kuenen, 1966	
	1.5~2.4g/mL					1.03~1.2g/mL			Middleton et al. ,1973	
颗粒体积浓度			>6%			<6%			Pickering et al. ,1989	
沉积物重量百分数		o ~80%			-			Pierson et al. ,1987		
	砾质高密度	浊流	砂质高密度浊流			治	1.02			
沉积物颗粒、流体密度、沉积物 支撑机制	富 含 何 如 [1.5~2.4 g/mL	分散应力、送力	细—粗 砂、 含砾	1.5~2.4 g∕mL	湍流、分散应力	- 形 い 、 粉 砂 、 细 砂	1.03~ 1.2 g/mL	湍流	Lowe , 1979 , 1982	



Fig. 1 Triangular diagram showing turbidity current granularity classification (from Lowe, 1979, 1982; Jiang Hui, 2010)

1.5~2.4g/mL)(图1)。低密度浊流仅靠湍流支 撑,沉积物粒径主要在中砂以下;砂质高密度浊流由 湍流和分散应力共同支撑,沉积物由中砂-细砾组 成;砾质高密度浊流支撑机制为分散应力和浮力,沉 积物中砾石含量高。Lowe(1979,1982)浊流划分方 案中,粒度是重要的划分依据,利于古代浊积岩的识别。

1.1.2 沉积特征

高密度浊流沉积的底部为惯性颗粒流动层,中 部为较高密度的紊动悬浮负载沉积,上部为低密度 紊动悬浮负载沉积(图 2; Postma et al., 1988; Shanmugam, 1996;张兴阳等, 2001)。

底部高浓度沉积物在整体冻结时,形成突变的 上接触面;在上浮力和流体强度的支撑下,筏运 (float)碎屑;由于流体为层流状态,见面状碎屑组 构。向上过渡到紊动悬浮负载层,沉积物粒度变小, 与下伏惯性颗粒流动层构成正粒序。Szczawno 组中 常见碎屑支撑的、具逆一正粒序砾岩相(Gin)和递 变砾石质砂岩相(Gps)(Krzysztof,1995),构成了 Lowe(1982)的 R_2 、 R_3 、 S_2 、 S_3 段,解释为高密度浊流 沉积。全新世厚达3.5m的巨浊积岩见于科莫湖沉 积中,解释由碎屑流向浊流过渡时沉积形成 (Daniela et al.,2008),具高密度浊流沉积特征。

内蒙古桌子山地区拉什仲组见基质支撑的砾岩。颜色呈褐灰色。岩层单层厚度一般介于0.2~ 1.5m之间,往两侧延伸变化快,呈透镜状产出。砾 岩层对下伏页岩侵蚀作用强,具有不规则的底面。 砾岩由泥、粉砂、砂、生物碎屑及砾石混合堆积形成, 分选较差,无粒序层理,为杂基支撑。砾石主要成分 为含生屑泥晶灰岩及燧石,约占35%~65%,大小 混杂,大者可达数 cm,小者仅2~5mm,多呈次棱角 状至次圆状(图3a)。见腹足、腕足、海百合茎等生 物化石。砾岩与上覆砂岩之间界面不平整,且二者 之间没有明显的侵蚀界面。砾岩之上的砂岩,与上 覆页岩呈渐变接触,局部发育平行层理,具正粒序 (图3b)(肖彬等,2014a)。在广西田林利周中三叠



图 2 高密度浊流沉积示意图(据 Postma et al.,1988) Fig. 2 Sketch map of high density turbidity current deposits(from Postma et al.,1988)



图 3 高密度浊流沉积野外照片(据肖彬等,2014a,2014b;李专等,2014)

Fig. 3 Photographs of high density turbidity current deposits(from Xiao Bin et al.,2014a,2014b;Li Zhuan et al.,2014) (a) 砾岩,主要成分为含生屑泥晶灰岩及燧石,大小混杂,多呈次棱角状至次圆状,拉什仲组,内蒙古桌子山;(b) 砾岩向上渐变为钙质砂 岩,具正粒序,拉什仲组,内蒙古桌子山;(c) 泥砾,见于中层砂岩顶部,中三叠统,广西利周;(d) 平行层理,见于中层砂岩中,中三叠统,广 西利周,硬币直径为2cm

(a) Conglomerate, made up of bioclastic-bearing micrite and chert, poor sorting, medium rounding, Lashizhong Formation, Zhuozishan, Inner Mongolia; (b) Conglomerate converted to calcareous sandstone in the vertical context, normal graded bed sequence, Lashizhong Formation, Zhuozishan, Inner Mongolia; (c) Boulder clay, at the top of medium-bedded sandstone, the Middle Triassic, Lizhou, Guangxi; (d) Parallel bedding, medium-bedded sandstone, the Middle Triassic, Lizhou, Guangxi; (d) Parallel bedding, medium-bedded sandstone, the Middle Triassic, Lizhou, Guangxi, coin diameter = 2 cm

统剖面中,含砾块状砂岩的顶部粒度往往变细,且不同程度的发育泥砾(图3c)、波状层理、平行层理(图3d)等(肖彬等,2014b;李专等,2014)。上述两者的沉积特征均可运用图2所示的高密度浊流形成机理解释,为高密度浊流沉积。

1.2 砂质碎屑流

1.2.1 概念

由 Hampton(1975)提出的砂质碎屑流为一种介 于粘滞性和非粘滞性碎屑流之间的过渡流体类型 (Shanmugam et al.,1995)。他们强调砂质碎屑流具 有塑性流变学特征。其沉积物支撑机制包括基质强 度、分散压力和浮力。基质强度不仅由粘土矿物产 生,粉砂和粘土粒级的石英亦可产生支撑强度 (Hampton,1975)。砂质碎屑流以层流为特征,具中 等至高的颗粒浓度,低至中等的泥质含量。

砂质碎屑流流体特征具体包含以下六个方面: ①塑性流变;②多种沉积物支撑机制,含内聚强度、 摩擦强度及浮力三方面;③块体搬运方式;④砂和砾 含量大于25%~30%;⑤沉积物体积浓度介于25% ~95%之间;⑥粘土含量可低至0.5%(Shanmugam, 1996,1997,2000;李相博等,2013)。

随着碎屑含量的增多,浊流转变为砂质碎屑流、



 ${\rm flows}(\,{\rm Shultz}\,,1984\,;{\rm Shanmugam}\,,1996\,)$

颗粒流;粘土含量的增多,颗粒流依次向砂质碎屑 流、泥质碎屑流过渡(图4;Shanmugam,1996)。砂 质碎屑流与浊流、泥质碎屑流、颗粒流构成Shultz (1984)和Shanmugam(1996)的沉积物重力流划分 方案,强调了流变学在重力流分类中的重要作用 (Shanmugam,2000)。

1.2.2 沉积特征

砂质碎屑流沉积及相关的滑动、滑塌沉积可以 通过以下八种标志进行识别(Shanmugam, 1995, 1997;Shanmugam and Moiola, 1995)。①具不规则的 上接触面,岩体向两侧尖灭。表明可能由冻结作用 形成。②与下伏沉积物呈突变接触关系。缺乏侵蚀 作用可归因于滑水现象或者底部孔

隙流体压力增加(Ducassou et al., 2013)。③块状砂岩具底部剪切 面。底部剪切面的存在代表滑动、 滑塌沉积。由于浊流沉积由悬浮沉 降作用形成,不发育底部剪切面。 ④见面状碎屑组构。面状碎屑组构 说明流体为层流状态(Fisher, 1971)。⑤存在易碎泥岩碎屑。这 可以代表层流状态(Enos,1977)。 ⑥块状砂岩顶部富集漂浮的泥质碎 屑。说明在碎屑流流动过程中,巨 大的漂砾缓慢地向前筏运(float), 而不是猛烈地上下颠簸(Middleton and Hampton,1973),可能由流体内聚强度支撑。⑦ 泥岩碎屑呈现反粒序。该现象可以反映砂质碎屑流 流体强度及浮力。⑧细砂岩中见漂浮的石英砾石。 石英砾石的存在反映为塑性流体。

鄂尔多斯盆地华池一合水地区延长组识别出砂 质碎屑流沉积(李相博等,2010)。岩石类型以中— 细粒长石砂岩、岩屑长石砂岩为主,具块状层理,不 具粒序层理和其它沉积构造,对下伏沉积物无侵蚀 作用,与上覆半深湖一深湖泥岩或前缘水下分流河 道呈突变接触。砂岩内部偶见泥砾,长度介于2~ 6cm之间。砂体单层厚度较大,最大可至数十米,迅 速向两侧尖灭。上述沉积特征与砂质碎屑流沉积特 征相同。

1.3 流体性质和沉积特征对比

根据上述高密度浊流和砂质碎屑流的概念和沉 积特征,可将两者的流体性质和沉积特征进行对比 (表2)。

2 触发机制、形成过程及影响因素

2.1 触发机制

根据持续时间长短,触发机制可以划分为三种 主要类型:①短期触发事件(持续数分钟至数天); ②中期触发事件(持续数百至数千年);③长期触发 事件(持续数千至数百万年)。一般多个触发机制 同时发挥作用。深水砂岩多发育于低海平面时期。 以印度尼西亚海域望加锡海峡库泰盆地为例(Saller et al.,2006),其砂岩储层亦认为形成于低海平面时 期。盆地经常受地震、火山、海啸、热带气旋、季风、 印度尼西亚通流和正压潮的影响。在低海平面时 期,它们为主要的短期触发机制。

表2 高密度浊流与砂质碎屑流流体性质和沉积特征对比

Table 2 Fluid properties and sedimentary characteristics of high-denity

turbidity current and sandy debris flow

特征	高密度浊流	砂质碎屑流			
流变学	底部塑性流变,中上部牛顿流变	塑性流变			
流动状态	底部层流,中上部紊流	层流			
沉积物支撑机制	基质强度、分散压力和浮力	基质强度、分散压力和浮力			
侵蚀能力	较强	较弱			
沉积方式	底部为整体冻结,中上部为悬浮沉降	整体冻结			
颗粒含量	中等至高	中等至高			
粘土含量	中等	低至中等			
底部接触关系	突变	突变			
顶部接触关系	渐变	突变			
沉积构造	逆一正粒序、块状层理、	逆粒序、块状层理			

同时,Shanmugam(2008)也讨论了高海平面时 期热带气旋对于深水砂质沉积的作用。"雨果"飓 风侵蚀了索尔特河峡谷两百万千克的沉积物,并被 搬运至深水。峡谷中见棕榈叶、垃圾表明碎屑流由 飓风触发。数据表明,在目前海平面高位时期,热带 气旋和海啸是搬运沉积物至深海两个重要原因 (Shanmugam,2013)。

Lastras et al. (2004)在研究地中海西部碎屑流 沉积时,认为斜坡坡度陡、沉积物超负载、薄弱层的 存在、水温略微的变化等也是触发沉积物滑塌的原 因。

浊流的形成机制至少有三种:①由滑动、滑塌或碎屑流转换而来(如 Hampton et al.,1996);②河流 直接注入形成(如异重流;Mulder and Syvitski,1995) 和③富砂沉积直接转化,而不是由滑动、滑塌或碎屑 流转换而来(Van den Berg et al.,2002)。本文主要 探讨由机制1形成浊流的过程。

2.2 形成过程

依据沉积物的特征,可以推断出流体沉积时的 流动状态,得出沉积时的流体类型。在长距离的搬 运过程中,流体之间易于相互转换。碎屑流在搬运 过程中,可以先转换为颗粒流,再转换为碎屑流 (Phillips and Davies,1991)。Postma et al. (1988)及 Vrolijk and Southard (1982)的实验表明,搬运过程 中,流体为湍流状态,沉积时,流体为层流状态。基 于模拟实验,Hampton(1972)观察了流体在搬运过 程中为层流,在沉积时,转换为湍流的现象。亦然, 流体可以在搬运过程中为层流,在沉积时为层流;在 搬运过程中为湍流,在沉积时仍为湍流。判断流体 在搬运过程中和沉积时是否发生了流体状态的转变 具有一定的难度(Shanmugam,1996)。可以采取过 程沉积学的思路,探寻不同类型流体之间的转换关 系,即流体形成过程。

2.2.1 重力流搬运过程

深水重力流搬运过程分类(Dott,1963),强调在 重力驱动下,滑动、滑塌转变为碎屑流后,最终转换 为浊流(图5)。具体来说,滑动、滑塌和碎屑流为块 体搬运,浊流为流体搬运。滑动主要表现为固结— 半固结的沉积物在重力的驱动下沿着相对平直的剪 切面发生搬运。沉积物成层性较好,一般不发生变 形或者只发生轻微变形和旋转。滑塌主要指沉积物 沿着剪切面发生旋转剪切运动,沉积物变形 (Shanmugam,2006)。碎屑流是一种具有塑性流变 学性质和层流状态的沉积物重力流(Shanmugam, 2006;高红灿等,2012)。浊流为牛顿流体,沉积物主 要由湍流向上的分力支撑,呈悬浮沉降。

2.2.2 碎屑流向浊流转换

沉积物重力流之间可以相互转化。浊流在流动 过程中,结构的不稳定性增加,支撑机制多样,导致 其向其他重力流类型过渡和转化(姜辉,2010)。例 如,通过沉积物的聚集,浊流底部形成高密度层。底 部高密度层通常被称为毯状牵引层、惰性流体层 (Shanmugam,1996)。最容易发生的是其他重力流 类型向浊流的转化,碎屑流加水、颗粒流加水和泥、



图 5 沉积物重力流转换示意图(修改自 Shanmugam et al., 1994; 肖彬, 2014)



图 6 碎屑流向浊流转换示意图(修改自 Norem et al.,1990;Shanmugam,1996) Fig. 6 A schematic diagram showing evolution of turbidity currents from debris flows (modified after Norem et al.,1990;Shanmugam,1996)

液化流加水均可转变为浊流(吴崇筠,1986)。其 中,碎屑流加水转变为浊流的过程最常见,与重力流 搬运过程契合。碎屑流向浊流转换包含三个阶段 (图6):①流体启动阶段;②流体分层阶段,低密度 浊流位于碎屑流之上;③流体分离阶段,形成密度均 一的流体(Norem et al.,1990;Shanmugam,1997)。

在流体分层阶段,水充分混合到碎屑流中产生 湍流,是浊流形成的关键。可能有 3 种混合方式 (图 7, Middleton and Hampton, 1976):①流体上界面 混合。②流体下界面混合。与"卷吸"作用类似,水 体在流体下界面与流体混合,稀释流体的浓度。③ 流体最前端混合。前端较粗粒沉积物逐渐拖曳后面 呈发散状的较细粒沉积物,形成一系列云雾状水流 轨迹,称之为"云状拖曳"。

上述 3 种方式均可造成流体密度的分层,产生 流动分离。然而,并不是所有的流体在流动过程中 均会形成密度分层。密度分层的产生需要足够的流 动距离或时间,与流体密度也紧密相关。当流体与 上覆水体之间密度差异大时,水穿越界面的混合作 用降低,不利于形成密度分层(张兴阳等,2001)。

2.3 影响因素

原始斜坡或陆架沉积物的滑坡、滑塌形成具有 一定水含量、颗粒分布、颗粒成分的母质。其为碎屑 流向浊流转换的基础。不同的物源组成,影响着沉



图 7 浊流混合化作用模式(Middleton and Hampton, 1976;姜辉, 2010) Fig 7 Mixing mode of turbidity current(Middleton and Hampton, 1976; Jiang Hui, 2010)

积物的组成,也在一定程度上限制着碎屑流向浊流的转换。由于深水条件下直接观察的局限性,在实验条件下进行了多次模拟实验(Mohrig and Jeffrey, 2003;Postma et al.,1988;Ilstad et al.,2004;Malet et al.,2005;Gabet and Mudd,2006)。得出相对于中等至弱粘性碎屑流,强粘性碎屑流不易向浊流转换的结论。

3 高密度浊流与砂质碎屑流的关系

3.1 理论运用

3.1.1 术语使用

碎屑流向浊流转换是加水稀释的过程,体积浓 度降低。由于体积浓度随颗粒大小和成分变化,无 法给出确定值。一般碎屑流体积浓度为50%~ 90% (Coussot and Meunier, 1996),浊流为1%~ 23% (Middleton and Hampton, 1973)。砂质碎屑流 为粘滞性和非粘滞性碎屑流之间的过渡状态 (Shanmugam, 1995)。在两者之间引入砂质碎屑流 概念,其强调搬运颗粒以砂质为主,不太恰当。由于 "密度"受流体浓度、流体中颗粒粒度、成分等多因 素共同影响,将高"密度"浊流定义为碎屑流和低密 度浊流之间的过渡状态,考虑地更全面。

3.1.2 流体转换

碎屑流转换为浊流说明发生了流体转换过程。 而碎屑流转换为浊流时应该存在过渡流体,即高密 度浊流。如果碎屑流未发育流体转换过程,且物源 富砂质,则可能形成砂质碎屑流沉积。

具体采用过程沉积学的思路分析,从陆向海,滑 动、滑塌转变为碎屑流后,最终可能转换为浊流或未 能转换。正如沉积物重力流流体类型之间的相互转 换是一个动态和渐变的过程一样,沉积物重力流的 支撑机制和流动机制的转变也应该是渐变的。碎屑 流的支撑机制主要为基质强度,浊流的支撑机制主 要为湍流(Middleton and Hampton, 1973, 1976)。碎 屑流为塑性流态,浊流为液态。两者的支撑机制和 流动机制存在明显的差别,说明两者之间应具有过 渡流体类型,即高密度浊流。高密度浊流沉积剖面 分为底部、中部和上部三层结构(图2; Postma et al., 1988; Shanmugam, 1996; 张兴阳等, 2001)。惯性 颗粒流动层向上逐渐向较高密度紊动悬浮负载沉积 及低密度紊动悬浮负载沉积过渡。底部沉积由"冻 结"作用形成,往上过渡为悬浮沉降沉积。沉积物 下部支撑机制以基质强度为主,向上向分散压力、紊 流支撑过渡。速度剖面显示速度大小和方向多变。 漂浮状砾屑层位于速度剖面最大值处。

Shanmugam(1997)在简化高密度浊流沉积剖面 后(图2),认为下部为砂质碎屑流沉积,上部为浊流 沉积,两者直接接触。而碎屑流转化为浊流需要流 体分层(图7),从而产生流体分离。在转换过程中, 塑性流态和液态不可能突变,支撑机制也不可能突 变。沉积时,浊流沉积无法直接覆盖在碎屑流沉积 之上。两者之间应存在过渡流体类型,即高密度浊 流。高密度浊流常因含有"浊流"词根而遭诟病,而 Kuenen and Migliorini(1950)和Kuenen(1951)在提 出该术语时,并未强调其属于经典浊流,即低密度浊 流。另外,沉积物重力流的支撑机制和流动机制多 样(李林等,2011)。如浊流颗粒不仅由湍流支撑, 下部块状砂岩在沉积前也由隙间流体的向上运动和 颗粒碰撞产生的分散应力支撑。浊流头部搬运作用 以紊流为主,尾部向牵引作用过渡。因此,仅根据流 变学特征,来划分重力流,过于简单,夸大了砂质碎 屑流的范围。

在搬运过程中,重力流各流体类型之间的相互 转换频繁。当碎屑流转换为浊流时,形成高密度浊 流沉积;当流体之间未发生转换过程时,且沉积物富 砂质,为砂质碎屑流沉积。

3.2 实际运用

3.2.1 野外识别

Lowe(1979,1982)的浊积岩划分方案中,粒度 为划分依据。高密度浊流中不同粒径的颗粒支撑机 制不同,随着流动强度减弱,不同的粒级组先后沉积 下来。包括粘土、粉砂、细砂;细一粗砂,含砾;富含 砾三个粒级组。砂质高密度浊流沉积可以划分为牵 引沉积作用阶段、牵引毡阶段和悬浮沉积阶段。充 分湍流的砂质高密度流不稳定时,部分负荷沉积下 来形成砂质底床,具平行层理和交错层理等牵引流 沉积构造,常见于深海近源砂岩和含砾砂岩中 (Mutti and Ricci Lucchi, 1972; Middleton and Hampton, 1976; Aalto, 1976; Walker, 1978)。随着流 体的不稳定性增加,悬浮负载逐渐向床底富集,近底 床部分的粗颗粒浓度上升,底负荷层的搬运以颗粒 碰撞为主(Shook and Daniel, 1965; Shook et al., 1968),形成底部颗粒层,即牵引毡。见于阿巴拉契 山南部的前寒武系 Thunderhead 砂岩中的粗砂至砾 质复理石中和法国南部 Peira—Cave 区第三系 Annot 砂岩 Ta 段中。当沉降速率更高时,没有充足的时间 形成牵引毡,悬浮负荷直接沉降(Walker,1978),缺 乏牵引构造,发育泄水构造。根据粒度、构造和垂向 层序,低密度浊流、砂质高密度浊流和砾质高密度浊 流沉积可较好地区分开。另外,纵向上,高密度浊流 沉积发育逆一正粒序,而砂质碎屑流沉积多发育块 状层理,多期砂质碎屑流沉积垂向叠置。

3.2.2 鲍马序列解释

Shanmugam(1997)将鲍马序列 Ta 段解释为砂 质碎屑流沉积,Tb,Tc 和 Td 段解释为底流改造沉 积。随后,砂质碎屑流的概念被泛化,沉积剖面下部 粗粒部分均被认为是砂质碎屑流沉积。Bouma (1962)研究的原始露头中,鲍马序列发育,Ta 段中 发现漂砾,解释为砂质碎屑流沉积(Shanmugam, 1995)。而高密度浊流的下部惯性颗粒流动层上部 也见漂砾(Krzysztof,1995)。可通过垂向层序判断。 如果为多个块状砂岩叠置而成,可解释为砂质碎屑 流沉积;如果块状砂岩上覆沉积物中,发育牵引构 造,可解释为高密度浊流沉积。

3.2.3 块状砂岩成因解释

鉴于流动颗粒层,即惯性颗粒流动层(Postma et al.,1988),可以在浊流悬浮沉积缺失的情况下存 在,Sanders(1965)认为其不属于浊流沉积,为砂质 碎屑流沉积。就流变学特征和沉积物支撑机制而 言,牵引毯(流动颗粒层、惯性颗粒流动层)与上覆 的湍流沉积存在本质上的区别,其可用于解释具塑 性流变、贫 基 质 的 海 底 块 状 砂 岩 的 形 成 (Shanmugan,1996)。而高密度浊流下部为惯性颗 粒流动层,同样可解释块状砂岩的形成(Middleton, 1967)。可以通过观察块状砂岩与上覆沉积物接触 关系来具体判断。如果块状砂岩与上覆泥积物接触 关系来具体判断。如果块状砂岩与上覆泥质沉积物 呈突变接触,可能为砂质碎屑流成因;如果与上覆沉 积物为渐变接触,构成正粒序,为高密度浊流成因 (Amy et al.,2005b)。

4 结论

(1)高密度浊流沉积的底部为惯性颗粒流动 层,中部为较高密度的紊动悬浮负载沉积,上部为低 密度紊动悬浮负载沉积,垂向上具逆一正粒序。

(2)砂质碎屑流沉积富砂质,具块状层理,不具 粒序层理和其它沉积构造,垂向上可由块状砂岩叠 置形成。

(3)碎屑流的触发机制多样,且相对于中等至 弱粘性碎屑流,强粘性碎屑流不易向浊流转换。

(4)相对于砂质碎屑流,高密度浊流在术语使 用上更合理。如果碎屑流发生了流体转换,形成高 密度浊流沉积;如果未发生流体转换,且物源富砂 质,可以形成砂质碎屑流沉积。块状砂岩与上覆泥 质沉积物呈突变接触时,可能为砂质碎屑流成因;与 上覆沉积物为渐变接触时,构成正粒序,为高密度浊 流成因。

参考文献 / References

- 陈飞,胡光义,孙立春,樊太亮,高志前,于喜通,庞正炼.2012.鄂尔多 斯盆地富县地区上三叠统延长组砂质碎屑流沉积特征及其油气 勘探意义.沉积学报,30(6):1042~1052.
- 陈全红,李文厚,郭艳琴,梁积伟,崔军平,张道锋.2006.鄂尔多斯盆 地南部延长组浊积岩体系及油气勘探意义.地质学报,80(5): 656~663.
- 冯国良,徐志城,靳久强,范国章.2012.西非海岸盆地群形成演化及 深水油气田发育特征.海相油气地质,17(1):23~28.
- 付金华,邓秀芹,张晓磊,罗安湘,南珺祥.2013.鄂尔多斯盆地三叠系 延长组深水砂岩与致密油的关系.古地理学报,15(5):624~ 634.
- 高红灿,郑荣才,魏钦廉,陈发亮,陈君,朱登锋,刘云.2012. 地球科学 进展,27(8):815~827.
- 姜辉.2010. 浊流沉积的动力学机制与相应. 石油与天然气地质,31 (4):428~435.
- 赖婉琦,顾家裕.1984. 渤海湾含油气盆地中的浊积岩. 沉积学报,2 (4):47~57.
- 雷怀玉,邹伟宏,王连军,郑宪,王权,刘珍花.1999. 岔西地区浊积岩 的发现及其油气勘探意义. 沉积学报,17(1):89~94.
- 李存磊,任伟伟,唐明明.2012. 流体性质转换机制在重力流沉积体系 分析中应用初探. 地质论评,58(2):285~296.
- 李继亮, 陈昌明, 高文学, 陈瑞君, 黄家宽, 田兴有, 刘杰汉. 1978. 我国 几个地区浊积岩系的特征. 地质科学, (1):26~46.
- 李林,曲永强,孟庆任,武国利.2011.重力流沉积:理论研究与野外识别.沉积学报,29(4):677~688.
- 李文厚,周立发,符俊辉,赵文智,薛良清,靳久强.1997. 库车坳陷上 三叠统的浊流沉积及石油地质意义. 沉积学报,15(1):20~24.
- 李祥辉,王成善,金玮,冉波.2009. 深海沉积理论发展及其在油气勘 探中的意义. 沉积学报,27(1):77~86.
- 李相博,刘化清,完颜容,魏立花,廖建波,马玉虎.2009.鄂尔多斯盆 地三叠系延长组砂质碎屑流储集体的首次发现.岩性油气藏,21 (4):19~21.
- 李相博,陈启林,刘化清,完颜容,慕敬魁,廖建波,魏立花.2010.鄂尔 多斯盆地延长组3种沉积物重力流及其含油气性.岩性油气藏, 22(3):16~21.
- 李相博,卫平生,刘化清,王菁.2013. 浅谈沉积物重力流分类与深水 沉积模式. 地质论评,59(4):607~614.
- 李云,郑荣才,朱国金,胡晓庆.2011. 沉积物重力流研究进展综述. 地 球科学进展,26(2):157~165.
- 李祯,温显端,周慧堂,徐勇为.1995.鄂尔多斯盆地东缘中生代延长 组浊流沉积的发现与意义.现代地质,9(1):99~107.
- 李专,何幼斌,肖彬,王振奇.2014. 广西百色利周地区板纳组中段砂 质碎屑流沉积. 岩性油气藏,26(3):93~100.
- 廖纪佳,朱筱敏,邓秀芹,孙勃,惠潇.2013.鄂尔多斯盆地陇东地区延 长组重力流沉积特征及其模式.地学前缘(中国地质大学(北 京);北京大学),20(2):29~39.
- 孟庆任,渠洪杰,胡健民.2007. 西秦岭和松潘地体三叠系深水沉积. 中国科学:地球科学,37(增刊 I):209~223.
- 庞雄,陈长民,朱明,何敏,柳保军,申俊,连世勇.2007. 深水沉积研究 前缘问题. 地质论评,53(1):36~43.

- 尚婷,陈刚,李文厚,陈全红,刘鑫.2013.鄂尔多斯盆地富黄探区延长 组浊流沉积与油气聚集关系.西北大学学报(自然科学版),43 (1):81~88.
- 王起琮,李文厚,赵虹,王岚,屈红军.2006.鄂尔多斯盆地东南部三叠 系延长组一段湖相浊积岩特征及意义.地质科学,41(1):54~ 63.
- 王英民,王海荣,邱燕,彭学超,张文明,李文成. 2007. 沉积学报,25(4):495~504.
- 吴崇筠. 1986. 对国外浊流沉积和扇三角洲沉积研究的译述. 北京:石油工业出版社,25~33.
- 吴时国,秦蕴珊.2009. 南海北部陆坡深水沉积体系研究. 沉积学报, 27(5):922~930.
- 鲜本忠,万锦峰,姜在兴,张建国,李振鹏,佘源琦.2012. 断陷湖盆洼 陷带重力流沉积特征与模式:以南堡凹陷东部东营组为例. 地学 前缘,19(1):121~135.
- 鲜本忠,万锦峰,董艳蕾,马乾,张建国.2013. 湖相深水块状砂岩特 征、成因及发育模式——以南堡凹陷东营组为例. 岩石学报,29 (9):3287~3299.
- 肖彬,何幼斌,罗进雄,苑伯超.2014a.内蒙古桌子山中奥陶统拉什仲 组深水水道沉积.地质论评,60(2):321~331.
- 肖彬,何幼斌,王振奇,李专.2014b.广西田林地区中三叠统深水沉积 研究.中国地质,41(2):450~462.
- 肖彬. 2014. 深水水道沉积体系及成因机制研究. 导师:何幼斌. 武 汉:长江大学博士研究生学位论文.
- 袁珍,李文厚,范萌萌,冯娟萍,郭懿萱.2011. 深水块状砂岩沉积特征 及其成因机制探讨:以鄂尔多斯盆地东南缘上三叠统长6油层 组为例.地质科技情报,30(4):43~49.
- 张兴阳,罗顺社,何幼斌.2001. 沉积物重力流—深水牵引流沉积组 合——鲍玛序列多解性探讨. 江汉石油学院学报,23(1):1~4.
- 郑荣才,李云,戴朝成,高博禹,胡晓庆,王昌勇.2012. 白云凹陷珠江 组深水扇砂质碎屑流沉积学特征. 吉林大学学报(地球科学版),42(6):1581~1589.
- 郑荣才,文华国,韩永林,王海红,郑超,蔡家兰.2006.鄂尔多斯盆地 白豹地区长6油层组湖底滑塌浊积扇沉积特征及其研究意义. 成都理工大学学报(自然科学版),33(6):566~575.
- 邹才能,赵政璋,杨华,付金华,朱如凯,袁选俊,王岚.2009. 陆相湖盆 深水砂质碎屑流成因机制与分布特征——以鄂尔多斯盆地为 例. 沉积学报,27(6):1065~1075.
- Aalto K R. 1976. Sedimentology of a mélange: Franciscan of Trinidad, California. Journal of Sedimentary Petrology, 46:913 ~ 929.
- Amy L A, Peakall J, Talling P J. 2005a. Density- and viscosity-stratified gravity currents: insights from laboratory experiments and implications for submarine flow deposits. Sedimentary Geology, 179: 5 ~ 29.
- Amy L A, Talling P J, Peakall J, Wynn R B, Arzola Thynne R G. 2005b. Bed geometry used to test recognition criteria of turbidites and (sandy) debrites. Sedimentary Geology, 179:163 ~ 174.
- Bouma A H. 1962. Sedimentology of some flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Petrography and Mineralogy, 168.
- Coussot P and Meunier M. 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. Earth-Science Reviews, 40: 209 ~ 227.
- Daniela Fanetti, Flavio S. Anselmetti, Emmanuel Chapron, Michael Strurm, Luigina Vezzoli. 2008. Megaturbidite deposits in the Holocene basin fill of Lake Como (Southern Alps, Italy). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 259:323 ~ 340.
- Dott R H. 1963. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 134:104 \sim

128.

- Ducassou E, Migeon S, Capotondi L, Mascle J. 2013. Run-out distance and erosion of debris-flows in the Nile deep-sea fan system; evidence from lithofacies and micropalaeontological analyses. Marine and Petroleum Geology, 39:102 ~ 123.
- Enos P. 1977. Flow regimes in debris flow. Sedimentology, 24: 133 ~ 142.
- Fisher R V. 1971. Features of coarse-grained, high-concentration fluids and their deposits. Journal of Sedimentary Research,41:916 ~ 927.
- Gabet E J and Mudd S M. 2006. The mobilization of debris flows from shallow landslides. Geomorphology, 74:207 ~ 218.
- Hampton M A. 1972. The role of subaqueous debris flows in generating turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 42: 775 ~ 793.
- Hampton M A. 1975. Competence of fine-grained debris flows. Journal of Sedimentary Petrology,45: 834 ~ 844.
- Hampton M A, Lee H J, Locat J. 1996. Submarine landslides. Reviews of Geophysics, 34:33 ~ 59.
- Ilstad T, Elverhoi A, Issler D, Marr J G. 2004. Subaqueous debris flow behaviour and its depedence on the sand/clay ratio: a laboratory study using particle tracking. Marine Geology, 213:415~438.
- Krzysztof M. 1995. Deposits of high-density turbidity currents on fan-delta slopes: an example from the upper Visean Szczawno Formation, Intrasudetic Basin, Poland. Sedimentary Geology, 98:121 ~ 146.
- Kuenen P H and Migliorini C I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. Journal of Geology, 58:91 ~ 127.
- Kuenen P H. 1951. Properties of turbidity currents of high density. In: Hough J L. ed. Turbidity Currents and the Transportation of Coarse Sediments to Deep Water: a Symposium. SEPM Special Publication 2,14 ~ 33.
- Kuenen P H. 1966. Matrix of turbidites: Experimental approach. Sedimentology, 7:267 ~ 297.
- Lastras G, Canals M, Urgeles R, Batist M D, Calafat A M, Casamor J L. 2004. Characterisation of the recent BIG'95 debris flow deposit on the Ebro margin, Western Mediterranean Sea, after a variety of seismic reflection data. Marine Geology, 213:235 ~ 255.
- Lowe D R. 1979. Sediment-gravity flows: Their classification, and some problems of applications to natural flows and deposits In: Doy le L J, Pilkey O H eds. Geology of Continental Slopes. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication, 27:75 ~ 82.
- Lowe D R. 1982. Sediment-gravity flows, II: Depositonal models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of Sedimentary Petrology, 52(1):279 ~ 297.
- Malet J P, Laigle D, Rema? tre A, Maquaire O. 2005. Triggering conditions and mobility of debris flows associated to complex earthflows. Geomorphology, 66:215 ~ 235.
- Martín-Merino G, Fernández L P, Colmenero J R, Bahamonde J R. 2014. Mass-transport deposits in a Variscan wedge—top foreland basin (Pisuerga area, Cantabrian Zone, NW Spain). Marine Geology, 356: 71 ~ 87.
- Middleton G V. 1967. Experiments on density and turbidity currents: III. Deposition of sediment: Canadian Journal of Earth Sciences, 4:475 ~ 505.
- Middleton G V and Hampton M A. 1973. Sediment gravity flows: Mechanics of flow and deposition In: Middleton G V, Bouma A H. eds. Turbidites and Deep-Water Sedimentation: Short Course Lecture Notes, Part I. Los Angeles: 1 ~ 38.
- Middleton G V and Hampton M A. 1976. Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows. In: Stanley D J, Swift D J

P. eds. Marine Sediment Transport and Environmental Management. New York; Wiley, 197 ~ 218.

- Mohrig D and Jeffrey G M. 2003. Constraining the effciency of turbidity current generation from submarine debris flows and slides using laboratory experiments. Marine and Petroleum Geology, 20:883 ~ 899.
- Mutti E and Ricci Lucchi F. 1972. Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. International Geology Review, 20:125 ~166.
- Mulder T and Syvitski J P M. 1995. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the worlds oceans. Journal of Geology, 103:285 ~ 299.
- Norem H, Locat J, Schieldrop B. 1990. An approach to the physics and the modeling of submarine flowslides. Mar. Geotechnol. 9,93 ~ 111.
- Phillips C J and Davies T R H. 1991. Determining rheological parameters of debris flow material. Geomorphology, 4:101 ~ 110.
- Pickering K T, Hiscott R N, Hein F J. 1989. Deep-marine environments: London, Unwin Hyman, 416.
- Pierson T C and Costa J E. 1987. A rheologic classification of subaerial sediment—water flows. In: Costa J E and Wieczorek G F. eds. Debris Flows/Avalanches: Process, Recognition and Mitigation. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology, 7:1 ~12.
- Postma G, Nemec W, Kleinspehn K L. 1988. Large floating clasts in turbidites: a mechanism for their emplacement. Sedimentology, 58: 47~61.
- Saller A H, Lin R, Dunham J. 2006. Leaves in turbidite sands: the main source of oil and gas in the deep-water Kutei Basin, Indonesia. AAPG Bulletin,90:1585 ~ 1608.
- Sanders J E. 1965. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 12. 192 ~ 219.
- Shanmugam G, Lehtonen L R, Straume T, Syversten S E, Hodgkinson R J, Skibeli M. 1994. Slump and debris flow dominated upper slope facies in the Cretaceous of the Norwegian and Northern North Seas: implications for sand diatribution. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 78:910 ~ 937.
- Shanmugam G. 1995. Deepwater exploration. Conceptual models and their uncertainties (abstr. 1. Nigerian Assoc. Pet. Explor. (NAPE) Off. Progr., 13th Annu. Int. Conf., Lagos, 45.
- Shanmugam G, Bloch R B, Mrrchell S M, Beamish G W J, Hodgkinson R J, Damuth J E, Straume T, Syvertsen S E, Shields K E. 1995. Basinfloor fans in the North Sea: sequence stratigraphic models vs. sedimentary facies. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79:477 ~ 512.
- Shanmugam G and Moiola R J. 1995. Reinterpretation of depositional processes in a classic flysch sequence (Pennsylvanian Jackfork Group), Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 79(5):672 ~ 695.
- Shanmugam G. 1996. High-density turbidity currents: are they sandy debris flows? Journal of Sedimentary Rsearch , $66:2 \sim 10$.
- Shanmugam G, Bloch R B, Mitchell S M, Damuth J E, Beamish G W J, Hodgkinson R J, Straume T, Syvertsen S E, Shields K E. 1996. Slump and debries-flow dominated basin-floor fans in the North Sea: an evaluateon of conceptuall sequence-stratigraphical models based

on conventional core data. esselbo S P, Parkinson D N, eds. Sequence Stratigraphy in British Geology. Geological Society Special Publication, 103:145 ~ 176.

- Shanmugam G and Zimbrick G. 1996. Core-based evidence for sandy slump and sandy debris flow facies in the Pliocene and Pleistocene of the Gulf of Mexico: Implications for submarine fan models. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 5:129.
- Shanmugam G. 1997. The Bouma Sequence and the turbidite mind set. Earth-Science Reviews, 42:201 ~ 229.
- Shanmugam G. 2000. 50 years of the turbidite Paradigm (1950s ~ 1990s): deep-water processes and facies models—a critical perspective. Marine and Petroleum Geology, 17:285 ~ 342.
- Shanmugam G. 2006. Deep-water processes and facies models: implications for sandstone petroleum reservoirs.
- Shanmugam G. 2008. The constructive functions of tropical cyclones and tsunamis on deepwater sand deposition during sea level highstand: implications for petroleum exploration. AAPG Bulletin, 92:443 ~ 471.
- Shanmugam G. 2013. New perspectives on deep-water sandstones: implications. Petroleum Exploration and Development, 40(3):316 ~ 324.
- Shanmugam G. 2015. The landslide problem. Journal of Palaeogeography, 4(2):109 ~ 166.
- Shook C A and Daniel S M. 1965. Flow of suspensions of solids in pipelines: Part I. Flow with a stable stationary deposit. Canadian Journal of Chemistry and Engineering, 43(2):56~61.
- Shook C A, Daniel S M, Scott J A, Holgate J P. 1968. Flow of suspensions of solids in pipelines: Part II. Two mechanisms of particle suspension. Canadian Journal of Chemistry and Engineering, 46:238 ~244.
- Shultz A W. 1984. Subaerial debris-flow deposition in the Upper Paleozoic Cutler Formation, western Colorado. Journal of Sedimentary Petrology, 54:759 ~772.
- Stow D A V and Johansson M. 2000. Deep-water massive sands: nature, origin and hydrocarbon implications. Marine and Petroleum Geology, 17:145 ~ 174.
- Talling P J, Paull C K, Piper D J W. 2013. How are subaqueous sediment density flows triggered, what is their internal structure and how does it evolve? Direct observations from monitoring of active flows. Earth-Science Reviews, 125:244 ~ 287.
- Talling P J. 2014. On the triggers, resulting flow types and frequencies of subaqueous sediment density flows in different settings. Marine Geology, 352:155 ~ 182.
- Van den Berg J H, Van Gelder A, Mastbergen D R. 2002. The importance of breaching as a mechanism of subaqueous slope failure in fine sand. Sedimentology,49:81~95.
- Vrolijk P J and Southard J B. 1982. Experiments on sand deposition by high-velocity surges. 11th International Congress of Sedimentology abstract on Session 4.
- Walker R G. 1978. Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 62:932 ~966.
- Wynn R B, Talling P J, Amy L. 2005. Imaging bed geometry and architecture of massive sandstones in the Fontanelice Channels, Italian Apennines, using new digiscoping techniques. Sedimentary Geology, 179:153 ~ 162.

Discuss about Relationship between High-density Turbidity Current and Sandy Debris Flow

PEI Yu, HE Youbin, LI Hua, XIAO Bin

School of Geosciences, Yangtze University, Wuhan, 430100

Abstract: While high-density turbidity current and sandy debris flow are two significant geological agents in deep-water environment, a dispute always exists in how to distinguish between the two kinds of fluids and their deposits. By discussing the relationship between the fluids, it is of help to clarifying deep-water sedimentary process, to properly distinguishing between their deposits and to predicting reservoir. On the basis of reviewing concept, characteristics and concrete examples, fluid properties and sedimentary characteristics are compared. Combined with triggering mechanism, forming process and influencing factors, the relationship between high-density turbidity and sandy debris flow is discussed from the two aspects of basic theory and practical application. High-density turbidity current deposits can be divided into bottom part, middle part and upper part vertically, in coarsing upwards then fining. Abundant in sand, sandy debris flow deposits are characterized by massive bedding and can be formed by vertically superimposed massive sandstones. Triggering mechanisms of debris flow are various. Besides, in comparison with moderate to weak viscous ones, strong viscous debris flow is not likely to convert in turbidity. In the use of terms, high-density turbidy is more suitable. If fluid conversion occurs in debries flow, so does high-density turbidity current deposits. If it does not happen and source is rich in sand, sandy debris flow can be used to explain abrupt contact between massive sandstone and overlying muddy sediments, while high-density turbidity current can explain gradual contact.

Keywords: turbidity current; high-density turbidity current; sandy debris flow; gravity flow