

异重流沉积研究进展

孙福宁 杨仁超 李冬月

(山东科技大学地球科学与工程学院 山东青岛 266590)

摘要 在相关文献调研基础上,综述了异重流沉积研究现状,并结合中生代湖相异重岩研究实例,建立了“沟道—舌状体—朵状体”异重流沉积模式。异重流(hyperpycnal flow)是一种由洪水期河口直接注入、因密度大于汇水盆地水体密度而沿水体底部分层流动的持续型浊流。它呈牛顿流变性质、紊流流动状态、湍流支撑机制,具有更高的发生频率和稳定的沉积物供给。异重流主要受地形、气候、密度差等因素控制,海洋和湖泊均有发生;水体密度小、近物源、地形高差大、中—小河流发育、构造活动强烈的陆相淡水湖泊更利于异重流的产生,但陆相湖盆异重流沉积并未引起足够的重视。异重流自近端向远端总体呈稀释趋势,依次对应于特定的沉积构造及序列;由异重流形成的沉积岩被称作异重岩(hyperpycnite),以发育由洪水增强—减弱所产生的逆粒序—正粒序组合、层内微侵蚀面、富含陆源有机质区别于其他浊积岩。深入研究异重流沉积,不仅有益于完善重力流沉积理论、分析沉积环境,而且有利于指导深水非常规油气勘探,具有重要的科学价值和现实意义。

关键词 异重流 异重岩 重力流 控制因素 沉积特征 沉积模式

第一作者简介 孙福宁 男 1994年出生 本科生 资源勘查工程 E-mail: 1197119859@qq.com

通讯作者 杨仁超 男 副教授 E-mail: yang100808@126.com

中图分类号 P512.2 **文献标识码** A

1950年 Kuenen 发表了“浊流形成粒序层理”一文^[1],由此揭开了水下重力流沉积研究的序幕。经历60余年的发展,深水重力流沉积已成为当前学术研究和工业生产共同关注的焦点^[2-3],厚层深水砂岩的成因在近年来引起了广泛的讨论^[4-5]。海底的砂质沉积不仅敏感地记录了输入盆地的重力流,而且是具有重要经济价值的油气储层^[6],但人们对于这些将碎屑物质远距离搬运的流体仍然知之甚少^[7]。地震等偶发事件是否作为浊流唯一的触发机制以及如何确保浊流沉积物的物源等问题长期困扰着沉积学家^[8]。

沉积物再搬运需触发机制的深水激发型重力流已被广泛接受^[2,3,6-7,9],然而,高密度洪水河流潜入盆地低密度水体底部形成的异重流频繁发生于现代海洋、湖泊等深水环境,异重流作为一种重要的沉积物搬运流体类型引起了国外学者极大的关注^[9-12]。Mulder 等将源自洪水输入的异重流(hyperpycnal flow,非激发型)与滑坡形成的浊流(turbidity current,激发型)区分开来^[11,13],小型的富泥砂高密度洪水河流能够形成异重流^[14],改变了沉积物从陆到海搬运的传统观念。异重流的提出不仅为深水砂体的成因

提供了新的视角,而且要求人们重新认识浊流沉积。突发性地震引起的滑坡当然是引发浊流、形成浊积岩的一种重要机制,但洪水河流携带大量悬浮沉积物引起的异重流也许是自然界更常见、更重要的一种浊流^[8,15]。

1 异重流的概念和异重岩的发现

Bates^[16]将洪水期河口流出的高密度流称为异重流(hyperpycnal flow);Mulder^[13]对这一定义作了修改,认为异重流是由河流携带大量沉积物颗粒,密度大于周围水体密度,并沿盆地底部流动的高密度流体;Mulder 将异重流也称作准稳态浊流(Quasi-steady Flow)^[17]。异重流容易在河口形成,高密度、高沉积载荷促使其沉入海底^[11-12,18]。异重流是一种特殊的浊流,由洪水期河口直接注入,不需要沉积物的早期积累、再搬运及地震、火山、风暴、海啸等触发机制,具有较高密度和持续性,因此,异重流是由洪水期河口直接注入、因密度大于汇水盆地水体密度而沿水体底部分层流动的持续型浊流。

浊流可能源自富砂河口坝(分流河道)的后退垮塌,或者源自河流的直接注入—异重流^[19],异重流形

成于中小型河流的洪水期河口(包括暴雨、溃坝、火山泥流等极端事件)^[11,20]。1959年在法国东南部Fréjus海湾由Malpasset大坝溃坝形成了海底异重流沉积^[21],类似的溃坝事件沉积在德国全新世湖相沉积中也有报道^[22];西北地中海的瓦尔(Var)浊积岩体系与瓦尔河流洪水异重流的充填相关^[23],Yoshida在潟湖沉积物的上部也发现了异重流沉积^[24]。异重岩在地层和油气储层中可能广泛存在^[25]。

Khripounoff^[26]讨论了河流洪水在重力流触发机制方面所扮演的角色,历经2年对Var峡谷1200~2350 m水深范围的测量,表明Var河6次洪水诱发的异重流是沉积物向深海盆地搬运的重要机制;这种重力流的特征为:短期内流速的突然增加、含有大量的颗粒和有机质。这些颗粒和有机质的大量输入会对海底生态系统和碳存储产生重要影响。Bourget^[27]通过对阿尔巴塔浊积体系的研究,认为其由激发型浊积岩和异重岩组成,强调了季节性河流在沉积物向深海盆地搬运中的重要性,提出厚层砂质异重岩可能与山区荒漠洪水河流的特征有关。

在加拿大沙格奈河峡谷,地震诱发的浊积岩之上常覆盖着由地震堰塞湖溃坝形成的异重流沉积,相似的洪水异重流见于1575年和1960年的智利大地震引起的主震之后数周或数月内的洪水事件^[28]。尽管日本熊野海槽西部由洪水形成的砂体并不表现出典型的异重岩序列,但该区大多数砂体都是由暴雨、溃坝引起的洪水/风暴灾难形成的^[20]。这种流体提供了一个将沉积物从周边物源搬运到深水盆地的最直

接通道,故其沉积可以保存一系列气候和构造背景记录^[29]。Pouderoux^[30]认为新西兰东北部的浊积岩包括一些源自异重流的完全逆粒序的浊积岩—异重岩,并认为浊积岩的形成离不开构造活动与气候之间复杂的相互作用,很好的记录了一个米氏周期内(1.8万年)气候变暖与全球冰期之间的波动。

尽管针对异重流的沉积特征曾有过质疑^[31],但异重流作为一种将浅水沉积物跨陆架搬运到深海的重要流体类型引起了广泛的关注^[12,26-27,32]。异重岩不仅存在于现代海洋沉积和中—新生代海相沉积地层^[11,23,33-34],而且在中生代湖相沉积中也有发现。Zavala *et al.*^[35]在阿根廷白垩系Rayoso组湖相地层中发现了异重流沉积记录;杨仁超等^[36]在鄂尔多斯盆地南部三叠系延长组长7—长6油层组深湖相沉积中发现了异重流沉积,并认为陆相淡水湖盆的地质背景更有利于异重流的发生。

2 异重流的流动过程和流体性质

2.1 流动过程

异重流不同于激发型重力流,它是由携带大量沉积物的洪水河流直接搬运至汇水盆地,因密度大于汇水盆地水体密度,流体与环境水体发生明显的分异,密度大的流体会潜入汇水盆地水体并沿着水体底部分层流动,形成异重流(图1)。流体的潜入现象是开始形成异重流的标志^[29,37]。流体潜入后,在自身重力以及惯性力作用下,沿盆地边缘斜坡不断向盆地中心方向运动。异重流可将浅水沉积物远距离输运到

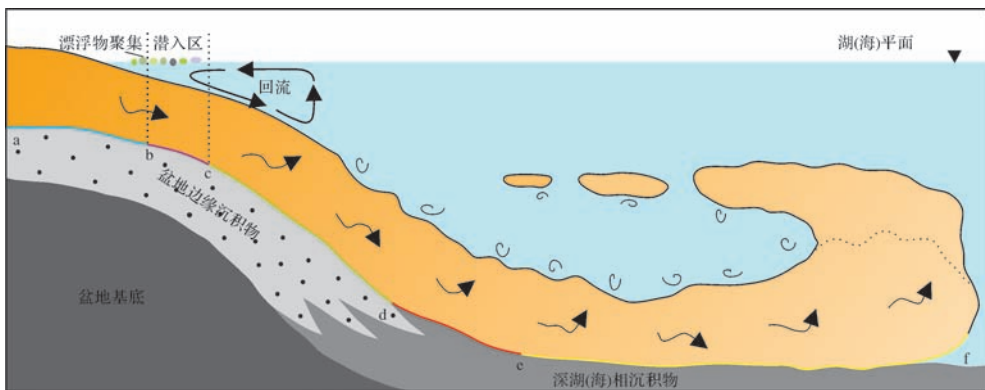


图1 异重流形成机制和流动过程

- a-b: 由于水体较浅,携带大量沉积物的洪水河流与汇水盆地水体发生不同程度的混合,不足以形成密度分层;
- b-c: 表层水开始变清,高密度洪水河流潜入低密度汇水盆地水体底部而分层流动,形成异重流;
- c-d: 异重流沿斜坡不断向前运动,周围水体发生扰动,产生垂向的回流,并携带漂浮物向湖岸方向聚集;
- d-e: 坡脚位置地形由陡变缓,异重流开始减速,侵蚀和沉积作用均较强烈;
- e-f: 异重流沿深水盆地继续向前运动,其中头部厚度较大,具有向前和向上的环流形式,部分沉积物发生上浮

Fig.1 Forming mechanisms and flowing process of hyperpycnal flow

深水盆地,只要盆地底部存在一定的坡度,就可沿水体底部做长距离搬运,直至地形平缓的盆地中心地带^[36]。

异重流以一个膨大的头部和瘦长的体部向前运动,头部运动的研究,对认识其运动具有十分重要的意义^[29,37]。当流体潜入水体向前运动,与环境清水混合的同时,也必然会排出原有的一部分清水并引起环境水体的扰动,在其表层就会产生相反方向的补偿流,这种补偿流的回流将推动水面的漂浮物质向湖岸附近聚集。这或许可以解释远端沉积物缺乏植物碎片的现象^[36]。异重流头部所受的阻力大于体部,因此,头部比体部厚度大,呈舌状,具有向前和向上的环流形式;头部携带的物质颗粒相对较粗,紊流强度较大,具有较强的侵蚀能力,绝大部分的槽模和底痕都是由头部侵蚀所产生的^[38]。

2.2 流体性质

沉积物重力流的分类主要基于流变学^[39-40]、流动状态^[41]和沉积物支撑机制^[2]等。Mulder *et al.*^[10]通过对异重流沉积物相关参数求取,认为其完全处于牛顿流变性质、紊流流动状态,沉积物颗粒主要靠湍流支撑,属于典型的浊流,并称之为准稳态浊流^[17]。但这种浊流是由洪水携带陆源碎屑物质直接搬运至汇水盆地,受洪水水动力条件控制,单次洪水事件总体呈先增强后减弱的变化趋势,不同于沉积物再搬运的激发型浊流。

单次洪水型异重流要比单次激发型重力流持续时间长得多(通常能持续达数天到数周^[42]),稳定的物质供应使其具有稳定流的性质^[8],故异重流是一种持续型浊流^[17,43];频繁的洪水使其具有更高的发生频率。最初许多学者认为异重流中只存在悬浮载荷^[10,17,35],随着研究的深入,发现异重流中通常包含悬浮载荷和底床载荷两部分^[40,44]。虽然异重流中存在底床载荷且表现出牵引流的性质,但并不表明其为牵引流^[43,45]。

3 异重流的控制因素

许多现代河流都有产生异重流的可能^[12-13],洪水季节的河流,尤其是山区的短源河流更有利于异重流的形成^[27,46]。例如我国台湾是异重流频发的地区之一,在世界上15条著名的“脏水河(dirty river)”中,台湾就占了9条,每条河流每年至少发生一次异重流事件^[47]。陡峭的地形、频繁的台风及由此引起的暴风雨使得洪水频发,再加上狭窄的岛架,异重流成为主要的物质输运形式^[48]。异重流的形成受地形

坡度、构造活动强度、沉积物供给、河流作用、气候条件、洪水发生频率、汇水盆地水体深度、水平面高度、水体密度差等多种因素控制。各因素间具有相互补偿的关系;不同地质背景与气候条件下的异重流形成、搬运和沉积过程具有其特殊性。洪水的强弱和携带沉积物的多少决定流体密度的大小,当流体与汇水盆地水体密度差足够大,且在足够的水深和较大的坡度角的情况下,洪水潜入水体底部可形成异重流。总的来说,异重流的形成主要受控于地形、气候和水体密度差三个大的方面。

3.1 地形

地形是构造活动与风化侵蚀、沉积充填等综合作用的结果^[49];"源—汇"地质背景决定了沉积物的种类和丰富程度^[50]。异重流的发生无需地震、火山等触发机制,构造活动所形成的地形要素(地形坡度、河流与汇水盆地的高度差、水体深度等)为其主要控制因素。河流与盆地较大的高度差、足够的水深(超过数十米^[29])和坡度角(盆地坡度应大于 0.7° ^[51-52])、频繁的构造运动、丰沛的碎屑物质供给等条件有利于异重流的形成^[11,35]。地形决定了河流与汇水盆地的高差和坡度,影响着河流的形态和大小,对异重流的形成具有至关重要的作用,其中,山区的短源中—小型高密度河流更易形成异重流。在探究异重流形成的过程中,不应局限于河流与汇水盆地之间的高度差,也不能将汇水盆地的地质特征孤立于“源—汇”沉积体系。盆地地形应根据水体深度、地形坡度和构造活动强度等因素对其进行综合分析,各因素间相互影响、不可分割。

3.2 气候

气候是影响异重流的重要因素,半干旱气候下的突发性洪水^[53]、湿润气候下持续的周期性洪水以及水平面的下降^[42]是形成异重流的理想气候条件。阿尔巴塔沉积建造是典型的由山区“脏水”河流供源的富泥砂浊积体系,它主要受强降水气候和河流形态的约束,即半干旱环境伴随着短暂的山区河流特大洪水^[27]。半干旱气候相对于干旱气候而言,更利于物源区母岩物质的风化;季节性的突发性洪水携带大量沉积物注入汇水盆地,保证了沉积物的供给;湿润气候下持续的周期性洪水具有较大的流速和流量;气候引起的水面季节性变化,尤其是季节性洪水期之前强蒸发季节引起的盆地低水位,有利于异重流的形成。

3.3 密度差

洪水与汇水盆地环境水体的密度差是异重流形

成的关键^[37,49];地形、气候都可直接或间接导致洪水密度的差异,故密度差也是地形与气候共同作用下的结果。发生异重流的密度条件仍有较大争议,一般输入河流的悬浮泥沙超过 40 kg/m^3 才能形成异重流,如浊水溪的悬浮物浓度在台风早期为 200 kg/m^3 ,尔后的 40 小时内超过 50 kg/m^3 ^[47];但新西兰 Waiapu 河悬浮载荷浓度大于 36 kg/m^3 ^[14],黄河口泥沙含量达到 30 kg/m^3 即可形成异重流^[54]。现代监测表明,河口地区异重流形成所需的沉积载荷密度可远低于上述临界值^[13],Johnson *et al.*^[55] 发现 Monterey 峡谷的异重流密度仅为 $1\sim 5 \text{ kg/m}^3$,平均每 2.5~3 年发生一次,但其物质输运量相当可观。形成异重流的条件取决于两种水体的密度差、相对体积大小、流速、流量、盆地地形及气候条件等多种因素,单独讨论密度条件是远远不够的。

3.4 陆相湖盆异重流控制因素的特殊性

小型的富泥砂河流^[14]注入水足够深的盆地(有些情况下需要几十米深)即可形成异重流^[29],深度较大的淡水湖泊更易发育河口异重流^[8],如邛海、洱海等内陆湖泊均有异重流的产生和沉积^[56]。陆相淡水湖泊有着不同于海洋的地质环境和气候条件(表 1),这对由洪水引发的、由密度差主导的异重流而言,控制作用更加显著。对于主要受构造和气候控制的陆相湖盆而言,陡峭的盆缘地形、丰富的碎屑物质供给、较低的湖水密度、干旱/半干旱的气候使其易于满足异重流的形成条件。

陆相拗陷或断陷湖盆与山区物源区能够形成巨大的高度差,且距离物源区较近,沉积物供给充足,若处于构造活动频繁时期,则更利于异重流的产生和沉积;断陷盆地相对于拗陷盆地而言,规模小、坡度大、物源方向多等条件,导致其发育的异重流沉积砂体更为复杂;内陆深处不同于海洋的气候环境,内陆干旱/半干旱气候条件下发育山区中—小型河流的湖盆更利于异重流的产生;湖水密度相对于海水密度较小,故洪水与湖水密度差大于洪水与海水的密度差,尽管这种差异是微弱的,但对异重流的形成可能起到关键的作用。

对于一个体积受限的盆地,异积岩的发育受洪水发生频率、强度及碎屑物质供给的制约,洪水发生频率高、强度大、沉积物供给充足等条件有利于异重岩的发育。如果多期次洪水事件强度相差不大,则异重岩厚度增加速度较快;反之,异重岩面积的增加速度大于厚度的增加速度,即呈现厚度小、分布面积大的

形态。陆相湖盆异重岩的发育情况除受上述因素制约外,还与湖平面的高度有关。低湖平面时期的末端朵叶体形成于水下准稳定的异重流,为广泛分布的席状细砂岩层;高湖平面时期的三角洲前缘砂坝也可由异重流沉积而成^[57]。

表 1 湖相、海相与异重流相关因素对比

Table 1 Comparison of factors related to hyperpycnal flows between lacustrine facies and marine facies

对比项目/类型	湖相	海相
水深	较浅	较深
水体密度	一般为 1.00 g/cm^3	一般为 1.03 g/cm^3
洪水与汇水盆地水体密度差	较大	较小
物源供给	近物源,供给充足	远物源,供给不定
河流发育情况	中-小河流占优势	大型河流占优势
气候	干旱/半干旱	湿润
底流作用	较弱	较强
水平面受季节影响	较明显	不明显
季节性洪水	较频繁	不频繁
与陆地地形高差	较大\较小	较大\较小
正常浪基面	不超过 20 m	一般为 20~40 m
构造活动	较活跃	较稳定
湖坡/陆坡坡度	可达 $1^\circ\sim 3^\circ$	一般为 $4^\circ\sim 7^\circ$
湖坡/陆坡高差	一般数十米到数百米	一般数百米甚至数千米
湖坡/陆坡宽度	数十千米到数十千米	数十千米甚至数百千米

4 异重流的沉积特征

4.1 演化过程及分布特点

从河口到盆地中心,单一期次的洪水迁移演化导致流速变化依次滞后,沉积主要经历“早期侵蚀—侵蚀过路—后期沉积”的演化过程^[49]。洪水增强的初期,流体未到达中部及远端,流体在盆地边缘先短暂沉积后发生侵蚀和沉积物过路;随着洪水进一步增强,流体到达中部而尚未到达远端时,近端继续侵蚀,中部短暂侵蚀后开始沉积;当流体到达远端时,近端持续侵蚀,中部继续沉积,远端开始沉积;随着洪水强度逐渐减弱,近端、中部和远端皆沿洪水增强期相反方向转化,直到从盆地边缘到远端均持续沉积至形成异重流的临界密度结束。

流体沿水下分流河道不断向前运动,随着强度不断增强,下切形成侵蚀沟道。沟道是异重流向盆地中心输送沉积物的重要通道,洪水衰退期,沟道可被沉积物充填,其沉积厚度较大,也可未被沉积物充填。付金华等^[58]建立了鄂尔多斯盆地陇东长 7 段沟道型重力流沉积体系;杨仁超等^[36]在该区附近发现了不同于激发型重力流的异重流沉积砂体。激发型重力

流的形成需要沉积物的早期积累以及触发机制,侵蚀沟道主要分布在沉积物快速堆积区,即水下分流河道的前缘和两侧;而异重流是由携带大量沉积物的洪水河流直接注入而成,所形成的沟道与水下分流河道直接相连;一些河口无三角洲的深水峡谷显然与激发型重力流无关。笔者认为,与水下分流河道直接相连的沟道很有可能是由异重流侵蚀形成的。

随着异重流沿沟道向盆地中心方向运动,水动力条件逐渐减弱,沉积物整体呈现出粒度逐渐变细、单层砂体逐渐减薄的趋势,沉积物多以粒度较细的中砂到细—粉砂为主^[36,43,49];横向上分布较为稳定,平面上呈现出具有“沟道—舌状体—朵状体”并伴有天然堤的扇形。由于异重流具有稳定的沉积物供给和较长的持续时间,单次异重流沉积厚度通常比单次激发型重力流沉积的厚度大^[9,17],一般为几分米至几米^[42],其近端以侵蚀充填沉积为主,呈沟道形式,未充填或充填颗粒较粗的中—细砂岩;中部侵蚀、充填均较强烈,沉积物呈舌状分布,以细砂岩、粉砂岩为主;远端持续沉积,沉积物呈朵状展布,粉砂岩、泥质粉砂岩、泥岩占优势。但这种分布并不是绝对的,不同的沉积背景具有其特殊的沉积物分布特点。

4.2 沉积构造及序列

典型的异重流沉积物或异重岩的特征为:一系列由洪水增强—减弱所形成的逆粒序—正粒序成对出现^[11];洪峰期洪水可对先期形成的逆粒序层造成不同程度的侵蚀^[25],形成不对称的或不完整的正粒序—逆粒序组合;粒序层常被洪峰期形成的层内微侵蚀面隔开^[11,25];当洪峰期洪水强度足够大、持续时间足够长时,下部逆粒序层可被侵蚀殆尽,仅保留上部的正粒序;沉积层的组合形式和粒序特征甚至可以记录单一洪峰流体的多次加速和减速^[29];沉积物以细粒为主,杂基含量高,多为杂基支撑;泥质含量与粒序特征一致,粒度越细,泥质含量越高^[36];底部常有侵蚀面,槽模、工具模等底模构造可见^[57];沉积物富含陆源有机质^[26]和淡水硅藻^[24],但陆源有机质的含量向盆地中心方向有逐渐减少的趋势,在远端甚至不含碳质碎屑和植物碎片;碳质碎屑和植物碎片可呈两种状态分布:一种呈杂乱状分布于砂质沉积物中,是与砂质沉积物同时沉积的结果;一种则呈层状分布,为异重流衰退末期或结束后沉积的结果。

异重流增强期,侵蚀过路或形成逆粒序在下,衰退期形成正粒序在上,中间被层内微侵蚀面隔开,沉积物以中细砂为主;由于流体时刻都在发生微弱的变

化,沉积物中伴有流水成因的平行层理、爬升波纹层理、波状层理^[9]。平行层理对应于水动力较强阶段;爬升波纹层理和波状层理在洪水增强的初期和衰退的末期出现,对应于层序的下部和上部,下部不易保存,上部较为常见;其顶部为富含有机质的、具水平层理的泥质覆盖。近年来,有学者认为以悬浮载荷为主的异重流中有时也存在底床载荷,这些底床载荷在不同水动力条件下可形成不同规模的流水成因构造^[45];还有学者认为先沉积的砂体可被底流或其他重力流改造形成沉积物重力流—深水牵引流沉积组合^[59-60];异重流更高的发生频率使其可见于多种沉积序列^[8],其沉积构造和序列存在多样性。1959年法国 Malpasset 大坝溃坝形成的海底沉积,为侵蚀面之上的一层 10~40 cm 厚暗色陆源砂质层,沉积物由无粒序、无生物扰动和无沉积构造的砂和粉砂构成,但富含有机质、岩屑和介屑^[21];新西兰东北部的异重岩具完全逆粒序,明显不同于逆粒序—正粒序组合^[30]。

碎屑流由强到弱的变化^[61]以及深水牵引流沉积(等深流、内波、内潮汐)^[62]也可造成逆粒序—正粒序的成对出现,故逆粒序—正粒序组合并不能作为异重流沉积的专属标识,三者明显区别是异重流沉积物存在层内微侵蚀面并且富含陆源有机物质。洪水总体呈现先增强后减弱的变化趋势,但不是单调的增强和减弱,整个洪水期可存在多个小的洪峰,这些小洪峰前后的洪水强度变化也可导致沉积物粒度的变化,故笔者认为“一个逆粒序—正粒序组合代表一次完整的洪水事件”^[11,36]的说法是有失偏颇的。一个逆粒序—正粒序组合只能表明小洪峰前后洪水的增强和减弱,并不能代表单次的洪水事件;应结合层内微侵蚀面、垂向加积的深水相灰黑色泥岩、层状富集的片状矿物、层状分布的陆源有机质、沉积物顶底的接触关系等标志综合分析单次或多次完整洪水事件的沉积。单次洪水事件中洪水强度的多次增强和减弱可产生多套逆粒序—正粒序组合;多期次的异重流沉积可在垂向上叠置形成厚度和规模均较大的复合砂体。

尽管在古代沉积层中确定持续型浊流的来源依然存在较大难度^[19],但黄河调水调沙成功地塑造出人工异重流,为异重流研究积累了珍贵的资料^[63]。无论海相或陆相,异重流的基本沉积原理是一致的。但上述标志多基于海相沉积,即使同属海相沉积,其沉积特征也可存在较大差异;陆相湖盆地地质条件的复杂性使得异重流沉积特征可能存在特殊性,其沉积特

征和识别标志仍有待开展深入研究。

4.3 异重流与其他重力流混合沉积

Mcconnico^[34]对新西兰第四系的露头研究表明,扇三角洲前积层的沉积过程受控于来自富泥砂河流的异重流、重力导致的滑塌以及其他沉积物重力流;鄂尔多斯盆地南部晚三叠世湖盆沉积中,从滑动、滑塌、液化、砂质碎屑流至浊流可形成一个完整的重力流演化序列,其中还发育有异重流沉积的产物—异重岩^[64]。一次重力流事件可存在多种流体类型,既可以共生,也存在着复杂的转化关系。洪水异重流可在三角洲地区沉积,为砂质碎屑流或浊流等激发型重力流提供物质基础;也可作为触发机制,诱发前缘斜坡上的沉积物滑塌形成激发型重力流^[26,36],为激发型重力流沉积触发机制提供新的视角^[64]。

激发型重力流沉积可以是异重流沉积物再搬运的结果;异重流与激发型重力流的相互混合使得其更利于保持高密度性和稳定性,因此,异重流可以与其他重力流共生,形成成因复杂的厚层砂体。砂质碎屑流沉积主要位于斜坡和坡脚位置^[66-67],而异重流和激发型浊流沉积主要发生在坡脚及深水盆地。异重

流可能诱发沉积斜坡的滑塌产生砂质碎屑流和浊流,并与其共生^[36,64];异重岩也可作为其他重力流沉积的夹层出现^[64]。也就是说,异重流沉积与其他重力流沉积既可以是上下、前后之间的位置关系,也可以是相互穿插混合的位置关系,即存在着横向或纵向上的变化,这取决于沉积时的流体性质。这种变化既可以是渐变的,也可以是突变的:渐变是流体连续变化的结果;突变则存在流体沉积的时间间隔,既可以是不同事件间较长的时间间隔,也可以是同种事件中流体转化到某一(较短)时间段内未沉积而产生的时间间隔。流体的转化问题一直是深水重力流研究的难点,现阶段仍未取得较大突破,不同重力流沉积间的共生规律也是相当复杂的问题,要解决不同重力流间的流体转化与混合沉积的关系问题,还有待开展深入研究。

异重岩在沉积地层和油气储层中比此前想象的要更常见^[25],异重流的提出要求人们重新认识碎屑流、浊流等激发型重力流沉积^[15]。异重流作为一种特殊类型的浊流,与碎屑流、激发型浊流具有不同的成因、流动过程、流体性质、沉积构造及序列(表2),

表2 异重流、碎屑流和激发型浊流流体性质和沉积特征差异性比较^[10,65-68]

Table 2 Fluid properties and sedimentary characteristics of hyperpycnal flow, debris flow and turbidity current^[10,65-68]

对比项目/类型	碎屑流	异重流	激发型浊流
流变学	塑性流变	牛顿流变	牛顿流变
流动状态	层流	紊流	紊流
沉积物支撑机制	基质强度、分散压力、上浮力	湍流支撑	湍流支撑
沉积物体积浓度	25%~95%;(泥质碎屑流 50%~90%)	1.3%~1.7% ^[13] ;大于0.04% ^[12]	1%~23% ^[67]
流体持续时间	数分钟到数天	数小时到数周	数分钟到数天
侵蚀能力	较弱	较强	强
沉积方式	整体冻结	无障碍沉降	无障碍沉降
顶部接触关系	突变接触,顶面不规则状	渐变接触	渐变接触
层间接触关系	无	侵蚀或突变接触	罕见发育侵蚀面
底部接触关系	突变接触,底面平坦	渐变接触	突变接触,底面常见侵蚀现象
粒度	中细砂为主,砂和砾含量大于25%~30%,泥质含量低至中等	中砂到粉—细砂沉积物为主	泥级—砂级细粒沉积物为主,少量砾级
沉积构造特征	上部块状层理; 下部粒序层理、似平行层理	下部和上部:爬升波纹层理、波状层理; 水动力较强阶段:平行层理; 顶部:水平层理	下部(A、B段):粒序层理、平行层理; 中部(C段):流水型爬升波纹层理;波状层理;上部(D、E段):平行层理、水平层理、块状层理
垂向韵律特征	强碎屑流(上部"刚性筏",下部层流段); 中—弱碎屑流(上部正粒序,下部逆粒序)	上部:正粒序;中部:层内微侵蚀面;下部:逆粒序	完整或不完整的鲍马层序,清晰的正粒序
形态特征	横向变化快;平面舌状;剖面透镜状	横向分布较为稳定;具"沟道—舌状体—朵状体"伴有天然堤的扇形	横向分布稳定;平面扇形;剖面席状(扇中、扇端)、透镜状(扇根)
有机质类型	盆内有机质为主,陆源有机质较少	富含陆源有机质,包括植物碎片和碳质碎屑等	盆内浮游生物和藻类为主
单岩层厚度	一般大于0.5 m,最大可达数十米	几分米至几米 ^[42]	小于0.5 m,一般为5~30 cm
有利沉积区	斜坡、坡脚	坡脚、深水盆地	坡脚、深水盆地

不同类型重力流沉积物的共生增加了半深水—深水环境下的重力流沉积砂体的复杂程度,在辨别砂体成因方面也增加了不小的难度,其中,逆粒序—正粒序组合、层内微侵蚀面和异地植物碎屑的大量富集是异重流沉积物最显著的标志。

5 异重流的沉积模式

携带大量沉积物颗粒、密度大于汇水盆地水体密度的洪水潜入水体深处并沿盆地底部运动形成异重流。就盆底地形、沉积作用、几何形态和堆积方式而言,深水系统是极其复杂的^[69]。海相和陆相深水湖泊均有异重流发生,其沉积受多种因素控制,不同的地质背景与环境条件对应不同特征的异重流沉积。笔者在前人研究基础上,结合中生代湖相异重岩研究实例^[35-36],建立了理想条件下的“沟道—舌状体—朵状体(近端—中部—远端)”异重流沉积模式(图2)。

5.1 近端沟道

在达到形成异重流的临界密度之前,河流携带的物质主要卸载在汇水盆地边缘形成三角洲,随着其强度的增强,洪水潜入水体底部形成异重流,水体的扰动产生垂向回流^[37]。异重流到达前三角洲沿陆(湖)

坡继续向前运动,随着流体强度进一步增强,对下伏沉积物的侵蚀作用也随之增强,形成侵蚀沟道。这种由异重流形成的沟道与水下分流河道直接相连,延伸方向严格受盆地地形控制,由于异重流在近端具有较大的能量且沿斜坡不断向前运动,能量损失较慢,呈高速流动状态,沟道较少分叉,可以发生汇合;异重流也可沿先前形成的沟道向盆地中心运动。洪水增强期能量较大,一般形成逆粒序或沉积物过路,沉积物不易卸载;洪水衰退期,沟道可被沉积物充填,形成正粒序并伴有较多流水成因层理(爬升波纹层理、波状层理、平行层理)的、粒度较粗的中—细砂岩,底模构造常见;也可未被异重流沉积物充填。沟道两侧发育天然堤微相,沉积物颗粒较细,以细砂、粉砂为主,爬升波纹层理和波状层理较为常见。

5.2 中部沟道—舌状体

陆(湖)坡向盆地中心的过渡区域,沉积物是近端沟道向远端朵状体的过渡类型,其位置、沉积特征和发育规模等具有重要性和特殊性。由于地形坡度由陡变缓,异重流侵蚀和沉积作用均较强烈,沉积物大幅卸载;由于具有稳定的物质供应和较长的持续时间,其沉积厚度大于激发型浊流。由于地形坡度由陡

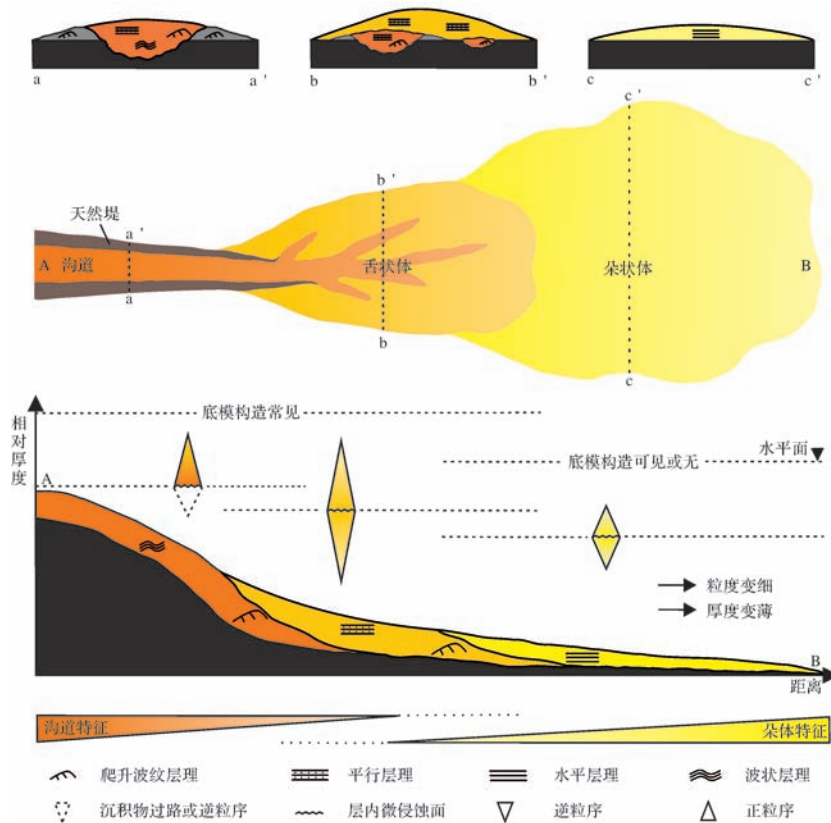


图2 异重流沉积模式图
Fig.2 Depositional model of hyperpycnal flow

变缓,异重流较近端能量减弱,形成的侵蚀沟道众多,易发生分叉、汇合,甚至频繁横向迁移,直至末端消失。沉积物充填该亚相整个沟道,并存在侧向加积现象^[11],天然堤可见,沟道外围分布较大范围的席状砂,形状呈舌状。沟道沉积物以细砂为主,粉砂次之,单层厚度可达数十厘米,甚至数米,底模构造常见;沉积物向盆地中心方向及沟道两侧粒度逐渐变细、厚度逐渐变薄,以粉砂岩、泥质粉砂岩为主,单层厚度多为数厘米;沉积物以发育典型的逆粒序—正粒序组合和层内微侵蚀面为特征,富含碳质碎屑和植物碎片等陆源有机物质;平行层理较为常见,其他流水成因层理较近端少见。

5.3 远端朵状体

平缓的盆地中心地带,异重流减速沉积。在异重流到达远端后,该亚相持续沉积,逆粒序—正粒序较中部不明显,侵蚀作用微弱,洪峰期可形成层内微侵蚀面,底模构造可见或无。沉积物粒度较细,富含陆源有机质,但碳质碎屑和植物碎片等大颗粒有机成分含量较少,粉砂岩、泥质粉砂岩、泥岩占优势,单层厚度多为数厘米。水平层理较为常见,其他层理不发育,形状呈朵状,无沟道,沉积物向侧缘及前缘可延伸较远距离,有些可达至盆地中心地带。

6 结论

(1) 异重流是一种由洪水期河口直接注入、因密度大于汇水盆地水体密度而沿水体底部分层流动的持续型浊流,以其成因和动力学过程区别于其他重力流。

(2) 异重流主要受地形、气候、密度差等因素控制;海相与陆相深水湖盆均可形成异重流。相较于海相盆地而言,水体密度小、近物源、地形高差大、中—小河流发育、构造活动强烈的陆相湖盆更利于异重流的产生。

(3) 与水下分流河道直接相连的沟道很可能是由异重流侵蚀形成的。一个逆粒序—正粒序组合和层内微侵蚀面只能表明小洪峰前后洪水的增强和减弱,并不能代表一次完整的洪水事件。逆粒序—正粒序组合、层内微侵蚀面和异地植物碎屑的大量富集是异重流沉积物最显著的标志。

(4) 异重流沉积模式为“沟道—舌状体—朵状体”沉积模式。异重流沉积物向盆地中心方向整体呈现为粒度逐渐变细、厚度逐渐减薄的趋势;近端以沟道侵蚀和充填为主,中部沟道—舌状体沉积最为发

育,远端朵状体沉积可延伸很远距离。异重流可与其他重力流共生,形成复杂的重力流沉积砂体。

从“经典的”(激发型)浊流到异重流的发展,是水下重力流类型的重要补充,对人们客观、全面认识水下重力流沉积具有重要意义。但目前的发现多集中于新生代以来的海相沉积中;随着研究的深入和扩展,陆相地层中将会有更多的发现;尤其在中国,中新世陆相沉积广泛发育,必将引起国内学者的更多关注。作为深水环境下沉积的储集砂体类型,其成因的不同必将造成砂体发育规律、储集性能的差异,异重岩在未来的非常规油气勘探中将发挥更大作用。

参考文献 (References)

- 1 Kuenen Ph H, Migliorini C I. Turbidity currents as a cause of graded bedding[J]. *The Journal of Geology*, 1950, 58(2): 97-127.
- 2 Middleton G V, Hampton M A. Sediment gravity flows: mechanics of flow and deposition[C]//Middleton G V, Bouma A H. *Turbidites and Deep-Water Sedimentation*. Los Angeles, California: SEPM Pacific Section, 1973: 1-38.
- 3 Valle G D, Gamberi F. Erosional sculpting of the Caprera confined deep-sea fan as a result of distal basin-spilling processes (eastern Sardinian margin, Tyrrhenian Sea)[J]. *Marine Geology*, 2010, 268(1/2/3/4): 55-66.
- 4 Amy L A, Talling P J, Peakall J, et al. Bed geometry used to test recognition criteria of turbidites and (sandy) debrites[J]. *Sedimentary Geology*, 2005, 179(1/2): 163-174.
- 5 Hubbard S M, Romans B W, Graham S A. Deep-water foreland basin deposits of the Cerro Toro Formation, Magallanes basin, Chile: architectural elements of a sinuous basin axial channel belt[J]. *Sedimentology*, 2008, 55(5): 1333-1359.
- 6 Deptuck M E, Piper D J W, Savoye B, et al. Dimensions and architecture of late Pleistocene submarine lobes off the northern margin of East Corsica[J]. *Sedimentology*, 2008, 55(4): 869-898.
- 7 Talling P J, Masson D G, Sumner E J, et al. Subaqueous sediment density flows: depositional processes and deposit types[J]. *Sedimentology*, 2012, 59(7): 1937-2003.
- 8 何起祥. 沉积动力学若干问题的讨论[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2010, 30(4): 1-10. [He Qixiang. A discussion on sediment dynamics[J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2010, 30(4): 1-10.]
- 9 Mulder T, Migeon S, Savoye B, et al. Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean: a record of deposits from flood-generated turbidity currents? [J]. *Geo-Marine Letters*, 2001, 21(2): 86-93.
- 10 Mulder T, Migeon S, Savoye B, et al. Reply to discussion by Shanmugam on Mulder et al. (2001, *Geo-Marine Letters* 21: 86-93) Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents? [J]. *Geo-Marine Letters*, 2002, 22(2): 112-120.
- 11 Mulder T, Syvitski J P M, Migeon S, et al. Marine hyperpycnal

- flows: initiation, behavior and related deposits. A review[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2003, 20(6/7/8): 861-882.
- 12 Parsons J D, Bush J W M, Syvitski J P M. Hyperpycnal plume formation from riverine outflows with small sediment concentrations[J]. *Sedimentology*, 2001, 48(2): 465-478.
- 13 Mulder T, Syvitski J P M. Turbidity currents generated at river mouths during exceptional discharges to the world oceans[J]. *The Journal of Geology*, 1995, 103(3): 285-299.
- 14 Addington L D, Kuehl S A, McNinch J E. Contrasting modes of shelf sediment dispersal off a high-yield river: Waiapu River, New Zealand [J]. *Marine Geology*, 2007, 243 (1/2/3/4): 18-30.
- 15 Mutti E, Bernoulli D, Lucchi F R, et al. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins [J]. *Sedimentology*, 2009, 56(1): 267-318.
- 16 Bates C C. Rational theory of delta formation[J]. *AAPG Bulletin*, 1953, 37(9): 2119-2162.
- 17 Mulder T, Migeon S, Savoye B, et al. Twentieth century flood recorded in the deep Mediterranean sediments[J]. *Geology*, 2001, 29(11): 1011-1014.
- 18 Wright L D, Wiseman W J, Bornhold B D, et al. Marine dispersal and deposition of Yellow River silts by gravity-driven underflows[J]. *Nature*, 1988, 332(6165): 629-632.
- 19 Jackson C A L, Johnson H D. Sustained turbidity currents and their interaction with debris-related topography; labuan Island, offshore NW Borneo, Malaysia[J]. *Sedimentary Geology*, 2009, 219(1/2/3/4): 77-96.
- 20 Shirai M, Omura A, Wakabayashi T, et al. Depositional age and triggering event of turbidites in the western Kumano Trough, central Japan during the last ca. 100 years[J]. *Marine Geology*, 2010, 271(3/4): 225-235.
- 21 Mulder T, Zaragosi S, Jouanneau J M, et al. Deposits related to the failure of the Malpasset Dam in 1959: an analogue for hyperpycnal deposits from jökulhlaups[J]. *Marine Geology*, 2009, 260(1/2/3/4): 81-89.
- 22 Schneider J L, Pollet N, Chapron E, et al. Signature of Rhine Valley sturzstrom dam failures in Holocene sediments of Lake Constance, Germany[J]. *Sedimentary Geology*, 2004, 169(1/2): 75-91.
- 23 Migeon S, Mulder T, Savoye B, et al. Hydrodynamic processes, velocity structure and stratification in natural turbidity currents: results inferred from field data in the Var Turbidite System[J]. *Sedimentary Geology*, 2012, 245-246: 48-62.
- 24 Yoshida M, Yoshiuchi Y, Hoyanagi K. Occurrence conditions of hyperpycnal flows, and their significance for organic-matter sedimentation in a Holocene estuary, Niigata Plain, Central Japan[J]. *Island Arc*, 2009, 18(2): 320-332.
- 25 Soyinka O A, Slatt R M. Identification and micro-stratigraphy of hyperpycnites and turbidites in Cretaceous Lewis Shale, Wyoming[J]. *Sedimentology*, 2008, 55(5): 1117-1133.
- 26 Khripounoff A, Vangriesheim A, Crassous P, et al. High frequency of sediment gravity flow events in the Var submarine canyon (Mediterranean Sea)[J]. *Marine Geology*, 2009, 263 (1/2/3/4): 1-6.
- 27 Bourget J, Zaragosi S, Mulder T, et al. Hyperpycnal-fed turbidite lobe architecture and recent sedimentary processes: A case study from the Al Batha turbidite system, Oman margin[J]. *Sedimentary Geology*, 2010, 229(3): 144-159.
- 28 St-Onge G, Chapron E, Mulsow S, et al. Comparison of earthquake-triggered turbidites from the Saguenay (Eastern Canada) and Reloncavi (Chilean margin) Fjords: Implications for paleoseismicity and sedimentology[J]. *Sedimentary Geology*, 2012, 243-244: 89-107.
- 29 Lamb M P, Mohrig D. Do hyperpycnal-flow deposits record river-flood dynamics? [J]. *Geology*, 2009, 37(12): 1067-1070.
- 30 Pouderoux H, Proust J N, Lamarche G, et al. Postglacial (after 18ka) deep-sea sedimentation along the Hikurangi subduction margin (New Zealand): Characterisation, timing and origin of turbidites[J]. *Marine Geology*, 2012, 295-298: 51-76.
- 31 Shanmugam G. Discussion on Mulder et al. (2001, *Geo-Marine Letters* 21: 86-93) Inversely graded turbidite sequences in the deep Mediterranean. A record of deposits from flood-generated turbidity currents? [J]. *Geo-Marine Letters* 2002, 22(2): 108-111.
- 32 Pattison S A J, Ainsworth R B, Hoffman T A. Evidence of across-shelf transport of fine-grained sediments: Turbidite-filled shelf channels in the Campanian Aberdeen Member, Book Cliffs, Utah, USA [J]. *Sedimentology*, 2007, 54(5): 1033-1064.
- 33 Brunner C A, Normark W R, Zuffa, G G, et al. Deep-sea sedimentary record of the late Wisconsin cataclysmic floods from the Columbia River[J]. *Geology*, 1999, 27(5): 463-466.
- 34 McConnic T S, Bassett K N. Gravelly Gilbert-type fan delta on the Conway Coast, New Zealand; foreset depositional processes and clast imbrications[J]. *Sedimentary Geology*, 2007, 198(3/4): 147-166.
- 35 Zavala C, Ponce J J, Arcuri M, et al. Ancient lacustrine hyperpycnites: A depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2006, 76(1): 41-59.
- 36 杨仁超,金之钧,孙冬胜,等. 鄂尔多斯晚三叠世湖盆异重流沉积新发现[J]. *沉积学报*, 2015, 33(1): 10-20. [Yang Renchao, Jin Zhijun, Sun Dongsheng, et al. Discovery of hyperpycnal flow deposits in the Late Triassic lacustrine Ordos Basin[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2015, 33(1): 10-20.]
- 37 李涛,谈广鸣,张俊华,等. 水库异重流研究进展[J]. *中国农村水利水电*, 2006(9): 21-24. [Li Tao, Tan Guangming, Zhang Junhua, et al. Advances in reservoir density current research[J]. *China Rural Water and Hydropower*, 2006(9): 21-24.]
- 38 张金亮,谢俊. 储层沉积相[M]. 北京:石油工业出版社, 2008: 260-287. [Zhang Jinliang, Xie Jun. *Reservoir Facies Models*[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2008: 260-287.]
- 39 Dott R H, Jr. Dynamics of subaqueous gravity depositional processes [J]. *AAPG Bulletin*, 1963, 47(1): 104-128.
- 40 Shanmugam G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2000, 17(2): 285-342.
- 41 Sanders J E. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related re-sedimentation mechanisms[C]//Middlenton G V.

- Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation. Tulsa, Oklahoma: SEPM Special Publication, 1965, 12: 192-219.
- 42 Plink-Björklund P, Steel R J. Initiation of turbidity currents: outcrop evidence for Eocene hyperpycnal flow turbidites[J]. *Sedimentary Geology*, 2004, 165(1/2): 29-52.
- 43 谈明轩,朱筱敏,朱世发. 异重流沉积过程和沉积特征研究[J]. *高校地质学报*, 2015, 21(1): 94-104. [Tan Mingxuan, Zhu Xiaomin, Zhu Shifa. Research on sedimentary process and characteristics of hyperpycnal flows[J]. *Geological Journal of China Universities*, 2015, 21(1): 94-104.]
- 44 Huneke H, Mulder T. Deep-sea Sediments[M]. London: Elsevier, 2011: 46-54.
- 45 Mulder T, Chapron E. Flood deposits in continental and marine environments: Character and significance[G] // Zavala C, Slatt R M. Sediment transfer from shelf to deep water-Revisiting the delivery system. AAPG Studies in Geology, 2011, 61: 1-30.
- 46 Alexander J, Mulder T. Experimental quasi-steady density currents [J]. *Marine Geology*, 2002, 186(3/4): 195-210.
- 47 Dadson S J, Hovius N, Chen H, et al. Earthquake-triggered increase in sediment delivery from an active mountain belt[J]. *Geology*, 2004, 32(8): 733-736.
- 48 Milliman J D, Kao S J. Hyperpycnal discharge of fluvial sediment to the ocean: impact of Super-Typhoon Herb (1996) on Taiwanese rivers[J]. *The Journal of Geology*, 2005, 113(5): 503-516.
- 49 杨田,操应长,王艳忠,等. 异重流沉积动力学过程及沉积特征[J]. *地质论评*, 2015, 61(1): 23-33. [Yang Tian, Cao Yingchang, Wang Yanzhong, et al. Sediment dynamics process and sedimentary characteristics of hyperpycnal flows[J]. *Geological Review*, 2015, 61(1): 23-33.]
- 50 Mutti E, Tinterri R, Benevelli G, et al. Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins[J]. *Marine and Petroleum Geology*, 2003, 20(6/7/8): 733-755.]
- 51 Friedrichs C T, Scully M E. Modeling deposition by wave-supported gravity flows on the Po River prodelta: from seasonal floods to prograding clinoforms [J]. *Continental Shelf Research*, 2007, 27(3/4): 322-337.
- 52 Bhattacharya J P, MacEachern J A. Hyperpycnal rivers and prodeltaic shelves in the Cretaceous seaway of North America[J]. *Journal of Sedimentary Research*, 2009, 79(4): 184-209.
- 53 Petter A L, Steel R J. Hyperpycnal flow variability and slope organization on an Eocene shelf margin, Central Basin, Spitsbergen [J]. *AAPG Bulletin*, 2006, 90(10): 1451-1472.
- 54 庞重光,杨作升,张军. 黄河口汛期泥沙分布特征及其对水流结构的影响[J]. *泥沙研究*, 2001(4): 47-52. [Pang Chongguang, Yang Zuosheng, Zhang Jun. Distribution of sediment and its impacts on flow structure at Huanghe (Yellow River) estuary in flood season [J]. *Journal of Sediment Research*, 2001(4): 47-52.]
- 55 Johnson K S, Paull C K, Barry J P, et al. A decadal record of underflows from a coastal river into the deep sea[J]. *Geology*, 2001, 29(11): 1019-1022.
- 56 余斌. 泥石流异重流入海的研究[J]. *沉积学报*, 2002, 20(3): 382-386. [Yu Bin. Research on debris flow into the sea as a density flow [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2002, 20(3): 382-386.]
- 57 Sáez A, Anadón P, Herrero M J, et al. Variable style of transition between Palaeogene fluvial fan and lacustrine systems, southern Pyrenean foreland, NE Spain[J]. *Sedimentology*, 2007, 54(2): 367-390.
- 58 付金华,罗顺社,牛小兵,等. 鄂尔多斯盆地陇东地区长7段沟道型重力流沉积特征研究[J]. *矿物岩石地球化学通报*, 2015, 34(1): 29-37. [Fu Jinhua, Luo Shunshu, Niu Xiaobing, et al. Sedimentary characteristics of channel type gravity flow of the member 7 of Yanchang Formation in the Longdong area, Ordos Basin[J]. *Bulletin of Mineralogy, Petrology and Geochemistry*, 2015, 34(1): 29-37.]
- 59 秦建华. 砂质碎屑流和底流改造—部分传统浊积岩成因新解[J]. *四川地质学报*, 1999, 19(4): 266-272. [Qin Jianhua. Sandy debris flow and bottom current reworking: a new interpretation of the formation of a part of traditional turbidite [J]. *Acta Geologica Sichuan*, 1999, 19(4): 266-272.]
- 60 张兴阳,罗顺社,何幼斌. 沉积物重力流—深水牵引流沉积组合—鲍玛序列多解性探讨[J]. *江汉石油学院学报*, 2001, 23(1): 1-4. [Zhang Xingyang, Luo Shunshu, He Youbin. Deposit assemblage of gravity flow and traction current in deep water—a study of the multiple interpretation of the Bouma Sequence[J]. *Journal of Jianghan Petroleum Institute*, 2001, 23(1): 1-4.]
- 61 Vallance J W, Scott K M. The Osceola Mudflow from Mount Rainier: sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 1997, 109(2): 143-163.
- 62 朱筱敏. 沉积岩石学[M]. 北京:石油工业出版社, 2008: 354-370. [Zhu Xiaomin. *Sedimentary Petrology*[M]. Beijing: Petroleum Industry Press, 2008: 354-370.]
- 63 李涛,张俊华,马怀宝,等. 异重流潜在重力修正系数研究[J]. *人民黄河*, 2012, 34(7): 28-29. [Li Tao, Zhang Junhua, Ma Huaibao, et al. Study on the plunging law of gravitational correction coefficient [J]. *Yellow River*, 2012, 34(7): 28-29.]
- 64 杨仁超,何照亮,邱桂强,等. 鄂尔多斯盆地南部晚三叠世重力流沉积体系[J]. *石油勘探与开发*, 2014, 41(6): 661-670. [Yang Renchao, He Zhiliang, Qiu Guiqiang, et al. Late Triassic gravity flow depositional systems in the southern Ordos Basin[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2014, 41(6): 661-670.]
- 65 鲜本忠,安思奇,施文华. 水下碎屑流沉积:深水沉积研究热点与进展[J]. *地质论评*, 2014, 60(1): 39-51. [Xian Benzong, An Siqi, Shi Wenhua. Subaqueous debris flow: hotspots and advances of deep-water sedimentation[J]. *Geological Review*, 2014, 60(1): 39-51.]
- 66 高红灿,郑荣才,魏钦廉,等. 碎屑流与浊流的流体性质及沉积特征研究进展[J]. *地球科学进展*, 2012, 27(8): 815-827. [Gao Hongcan, Zheng Rongcai, Wei Qinlian, et al. Reviews on fluid properties and sedimentary characteristics of debris flows and turbidity currents[J]. *Advances in Earth Sciences*, 2012, 27(8): 815-827.]
- 67 Shanmugam G. 深水砂体成因研究新进展[J]. *石油勘探与开发*, 2013, 40(3): 294-301. [Shanmugam G. New perspectives on deep-

water sandstones: Implications[J]. *Petroleum Exploration and Development*, 2013, 40(3): 294-301.]

- 68 李相博,卫平生,刘化清,等. 浅谈沉积物重力流分类与深水沉积模式[J]. *地质论评*, 2013, 59(4): 607-614. [Li Xiangbo, Wei Pingsheng, Liu Huaqing, et al. Discussion on the classification of sediment gravity flow and the deep-water sedimentary model[J]. *Geo-*

logical Review, 2013, 59(4): 607-614.]

- 69 庞熊,陈长民,朱明,等. 深水沉积研究前缘问题[J]. *地质论评*, 2007, 53(1): 36-43. [Pang Xiong, Chen Changmin, Zhu Ming, et al. Frontier of the deep-water deposition study[J]. *Geological Review*, 2007, 53(1): 36-43.]

Research Progresses on Hyperpycnal Flow Deposits

SUN FuNing YANG RenChao LI DongYue

(College of Earth Science and Engineering, Shandong University of Science and Technology, Qingdao, Shandong 266590, China)

Abstract: Based on literature investigations, research status on hyperpycnal flow was summarized mainly including flowing process, fluid properties, controlling factors, sedimentary characteristics. Sedimentary method among hyperpycnal flow and other gravity flows was discussed and depositional model on “channel-ligule-lobe” was constructed, accompanying with the research example from Mesozoic lacustrine hyperpycnites. Hyperpycnal flow is a kind of sustained turbidity currents generating from flood-river estuary, flowing along the bottom of water for its higher density than catchment basins water. It has frequent occurrences and stable sediments supplies, which triggered by river floods. The phenomenon on the plunging of fluid is the symbolism of formation on hyperpycnal flow. It can make a long-distance transportation along the bottom of the water body, as long as the adequate slope exists at the bottom of basins. Hyperpycnal flow belongs to Newtonian rheology, presenting turbulent state, being supported by fluid turbulence. It has no need of the early accumulation and transportation again on sediments, and event-triggered mechanisms like earthquake, volcano eruption, storm and tsunami. Hyperpycnal flow is controlled by factors of topography, climate and density differences. It takes place in both marine facies and terrestrial lacustrine basin. The current researchers, however, have not paid enough attention to the hyperpycnal flow deposits in terrestrial lacustrine basin, although advantages of lower water density, closer to source areas, enough terrain altitude difference, well developed small and medium sized river and active tectonic movements, always exist in lakes. Hyperpycnal flow appears a diluting tendency from vicinity to distance and corresponds to specific sedimentary structures and sequences. With the hydrodynamic conditions decreased gradually, sediments of hyperpycnal flow present a tendency that grain size much smaller, sand thickness much thinner to the center of basin. Most of them are medium sized sandstone, fine sandstone and siltstone. The distribution is much steady horizontally. And it appears to the shape of fan which consists of “channel-ligule-lobe” accompanying with natural barrier on plane. Channel is linked directly to underwater distributary channel, the place where erosion and filling mainly happened. Channel-ligule in the middle of sedimentary sandbody develops mostly. And lobe at the distal ends can extend a long distance. Hyperpycnites or hyperpycnal flow sediments can be distinguished from turbidites by: well developed micro-erosion surfaces, the combinations of upward-coarsening intervals and upward-fining intervals formed in waxing and waning flows, and rich in terrestrial organic matters. The triggered gravity flows deposits can be the result of the transportation again about the sediments of hyperpycnal flow. The mix of them is good for keeping high density and stability. Thus, hyperpycnal flow can accompany with other gravity flows to form thick sandstones with much more complicated factors. Research on hyperpycnal flow deposits has important scientific values and practical significances to make further researches. It will not only be propitious to fulfill sedimentary theory of deep-water gravity flows and to analyze sedimentary environment, but also in favor of guiding exploration on deep-water unconventional petroleum.

Key words: hyperpycnal flow; hyperpycnites; gravity flows; control factors; sedimentary characteristics; depositional model