

关于深水环境下内波、内潮汐沉积分类的探讨

李向东^{1, 2)}

1) 昆明理工大学国土资源工程学院, 昆明, 650093; 2) 中国地质科学院地质研究所, 北京, 100037

内容提要:深水环境下内波、内潮汐沉积从在地层记录中被发现已过去20年,在这20多年里虽然积累了不少资料,但至今未对内波、内潮汐沉积进行细分。本文以地层记录中已发现的内波、内潮汐沉积为基础,结合内波、内潮汐的破碎过程和海洋物理学中内波的研究现状,对深水内波、内潮汐沉积的分类进行了探索。将其分为3个层次下的9种类型,分别为:正压内潮汐沉积、斜压内潮汐沉积、正压短周期内波沉积、斜压短周期内波沉积、等深流叠加内波沉积、低密度浊流叠加内波沉积、长周期内波叠加沉积、驻波沉积和其他内波叠加沉积。地层记录中已发现的内波、内潮汐沉积分别归为:正压内潮汐沉积、正压短周期内波沉积和长周期内波叠加沉积3类,其余类型尚未被发现。这样的分类较合理地解释了为什么在现代海洋中内波、内潮汐无处不在,但地层记录中的内波、内潮汐沉积却少得可怜的现象,同时将内波、内潮汐沉积研究和海洋物理学中对内波的研究结合起来,并能将内波、内潮汐沉积研究置于更为广阔的研究背景之中,使之可以和大洋突发事件、天文旋回及大洋环流等联系起来。

关键词:深水环境;内波、内潮汐沉积;叠加内波沉积;短周期内波沉积

内波是一种水下波,它存在于两个不同密度水层的界面上,或存在于具有密度梯度的水层之内(Lafond, 1966)。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(Rattray, 1960)。内波沿流体的不同密度界面传播,而表面波则沿空气和水的界面传播,两者的差别在于内波传播的跃层界面的密度差远小于水和空气的密度差。内波与表面波相比,通常具有大的振幅(几米到100多米)和波长,其波长可达到350km(da Silva et al., 2011),但大振幅内波也可产生短周期强底流并搬运沉积物(Cacchione and Southard, 1974; Noble and Xu J P, 2003; Storlazzi et al., 2003; Butman et al., 2006; Puig et al., 2007; Quaresma et al., 2007),同时在高度层化的水体中也可产生短周期内波(Wright et al., 1986)。目前,海洋物理学中对内波的产生、叠加、传播和边界层问题(Nakamura and Awaji, 2001; Hibiya, 2004; Lemckert et al., 2004; Nash and Moum, 2005; Aguilar and Sutherland, 2006; Rainville and Pinkel, 2006; Lim et al., 2010)以及内波与海底地形相互作用产生的破碎、反射、扩散、衰减、冲流、回流和再悬浮(Legg, 2003; Small, 2003;

Umeyama and Shintani, 2004, 2006; Troy and Koseff, 2005; Mercier et al., 2008; Boegman and Ivey, 2009; Hernández-Molina et al., 2011)已进行了较为深入的研究。

与海洋物理学中对内波的研究相比,地层记录中有关内波沉积的研究则要滞后得多,第一例内波、内潮汐沉积的实例报道于1991年(Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991),距现在有20多年。在这20多年时间里,有关中国学者致力于发现更多的内波、内潮汐沉积实例,总结了内波、内潮汐的沉积特征、垂向序列和沉积模式,同时将内波理论应用于对大型沉积物波的解释(Gao Zhenzhong et al., 1998; He Youbin and Gao Zhenzhong, 1999; He Youbin et al., 2007, 2008; 高振中等, 2010; 李向东等, 2010, 2011a)。近年来在深水浊积岩(或以前认为是深水沉积)中发现越来越多的丘状交错层理和其他浪成波纹层理,以至于对深水、浅水沉积环境的解释出现了新的疑义(Myrow et al., 2002; Pattison, 2005; Lamb et al., 2008; Mulder et al., 2009; Basilici et al., 2012),许多学者深感鉴别深水沉积环境中中和浅水环境中受风暴影响的重力流沉积并非易事(Einsele

注:本文为国家自然科学基金资助项目“阿拉善地块东南缘与鄂尔多斯盆地西缘中、上奥陶统浊流演化及其与内波相互作用研究”(编号41272119)和中国地质科学院地质研究所基本科研项目“宁夏香山群复杂水动力条件下浊流沉积特征研究”(编号J1110)的成果。

收稿日期:2012-12-16;改回日期:2013-04-27;责任编辑:黄敏。

作者简介:李向东,男,1973年生。博士后,讲师。主要从事深水沉积及其应用研究。Email:lixiangdong614@163.com。

and Seilacher, 1991; Lamb et al., 2008; Mulder et al., 2009; Basilici et al., 2012), 与此同时, 内波、内潮汐的搬运和沉积也逐步引起了国外学者的重视 (Shanmugam, 2003, 2012; Pomar et al., 2012; Bádenas et al., 2012; Morsilli and Pomar, 2012), 并首次在深海环境中发现潮汐沉积韵律 (Mazumder and Arima, 2013)。

内波在现代海洋中的分布几乎是无所不在的 (Ostrovsky and Stepanyants, 1989; 杜涛等, 2001; 李家春, 2005; Pomar et al., 2012), 但到目前为止, 在地层记录中发现的内波、内潮汐沉积却极为有限: 一方面与内波、内潮汐作用较弱, 其沉积不易保存有关 (Gao Zhenzhong et al., 1998), 但更主要的原因是沉积记录中更多的内波、内潮汐沉积尚未被识别出来 (Pomar et al., 2012)。鉴于目前深水浊积岩中发现越来越多的浪成波纹层理和内波、内潮汐在海洋物理学研究中及地层记录研究中极不平衡的现象, 将海洋物理学中关于内波的研究成果, 运用到地层记录研究中, 进一步完善内波、内潮汐沉积的鉴别标志, 是内波、内潮汐沉积研究急需解决的问题, 同时也是整个深水沉积研究应该予以充分重视的一个方面。本文在这方面做一尝试, 以已发现的内波、内潮汐沉积特征和类型 (李向东等, 2011a) 为依据, 结合海洋物理学中对内波与地形相互作用和内波对沉积物搬运的相关成果, 从沉积事件过程的角度对内波、内潮汐沉积进行了初步的分类探讨, 同时设想了可能存在的沉积类型。

1 已发现的内波、内潮汐沉积类型

关于已发现的内波、内潮汐沉积类型, 李向东等 (2011a) 在研究宁夏香山群徐家圈组的内波、内潮汐沉积时做过总结 (李向东等, 2011a), 认为可分为 3 类: 内潮汐沉积、叠加内波沉积和短周期内波沉积, 同时认为鉴于内潮汐形成机制的独特性和海洋物理学中内波的研究现状, 三者仍统称内波、内潮汐沉积。本文先结合已有的研究实例, 对这 3 种内波、内潮汐的沉积类型进行概括的论述, 然后以此为基础, 探讨关于内波、内潮汐沉积的分类问题。

1.1 内潮汐沉积

内潮汐沉积是国内外发现最早和分布最广的与内波有关的沉积类型 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991; Gao Zhenzhong et al., 1997; 高振中等, 2010)。目前发现的内波、内潮汐沉积多数可归于内潮汐沉积, 按其沉积环境可分为海底水道型和斜坡型, 前者

以美国北部阿巴拉契亚山脉中段芬卡苏地区中奥陶统上部贝斯组 (Bays Formation) 内潮汐沉积为代表 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991), 后者以中国浙江桐庐一带上奥陶统顶部的堰口组内潮汐沉积为代表 (Gao Zhenzhong et al., 1997)。

贝斯组在区域上主要由深灰色细至粗粒砂岩、粉砂岩和页岩组成, 局部地带为重流成因的砾岩、杂砂岩夹少量粉砂岩和页岩。在其上部识别出 4 层内潮汐沉积, 分别为双向交错纹理极细砂岩相和单向交错层及交错纹理中一细砂岩相。其中前者共发育有 3 层, 被解释为内潮汐沉积 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991), 主要由极细粒岩屑石英杂砂岩组成, 局部为粉砂岩, 单层厚度 0.4 ~ 0.75 m, 交错纹理特征如图 1(a ~ b) 所示。其中两层为双向递变 (图 1c), 另一层底部突变, 向上变细 (图 1d)。其成因则解释为内潮汐引起的沿海底水道上、下交替流动 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991)。

堰口组主要为一套灰色细砂岩、粉砂岩与灰黑色、深灰色泥岩互层, 底部夹有两层各厚 1.15 m 和 0.22 m 的碎屑流沉积的富含杂基的砾岩。其中内潮汐沉积的粒度概率曲线表现为清楚的两段式, 下段斜率较高, 粒度以细砂级和极细砂级为主, 少数为粗粉砂级。沉积构造主要有交错纹理、平行纹理、脉状层理、波状层理、透镜状层理和流水波痕, 其中交错纹理呈双向倾斜 (含波状、透镜状层理的纹理)。脉状、波状、透镜状层理为堰口组的特征性沉积构造, 发育相当普遍 (图 2a—2b)。堰口组砂、泥岩薄互层在垂向上显示出清楚的韵律性, 可划分出许多自下而上由细变粗再变细的层序, 每个层序由数十个或数十个砂、泥岩对偶层组成, 称为对偶层双向递变层序 (图 2c)。其成因解释为海底非水道斜坡环境中内潮汐引起的床沙载荷与悬浮载荷的频繁交替沉积 (Gao Zhenzhong et al., 1997)。

1.2 叠加内波沉积

在目前发现的内波、内潮汐沉积中, 单向交错层及交错纹理中一细砂岩相被解释为长周期内波与内潮汐叠加引起的单向优势流动所致 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991), 其中纹层倾向水道或斜坡上方的单向交错层理可作为鉴别标志 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991; He Youbin and Gao Zhenzhong, 1999)。这种内波、内潮汐沉积类型则可称为叠加内波沉积 (李向东等, 2011a), 目前发现的实例有两个: 一是前文提到的贝斯组 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991); 二是中国塔中地区塔中 32 井中上

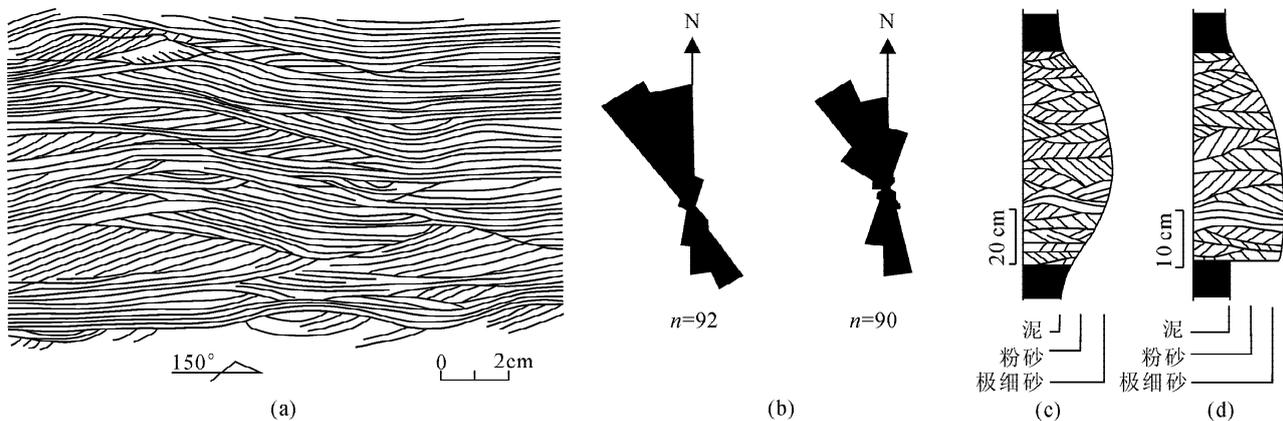


图 1 海底水道内潮汐沉积(据 Gao Zhenzhong and Eriksson,1991)

Fig. 1 Internal-tide deposits in submarine channel (after Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991)

(a) 内潮汐沉积中的双向交错层理素描;(b) 内潮汐沉积前积纹层倾向玫瑰图;(c—d) 内潮汐沉积层序,其中(c)由双向交错纹理砂岩构成的向上变粗再变细层序,(d)由双向交错纹理砂岩构成的向上变细层序

(a) Sketch of bidirectional cross-lamination in internal-tide deposits; (b) Rose diagrams of foreset azimuths in internal-tide deposits; (c—d) sequences in internal-tide deposits; (c) fine—coarse—fine sequence in bidirectional cross-laminated sandstone; (d) coarse—fine sequence in bidirectional cross-laminated sandstone

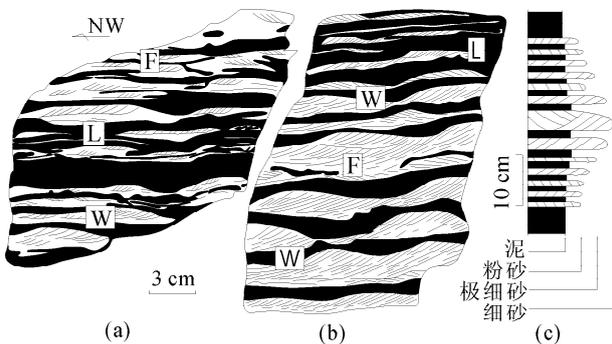


图 2 海底斜坡内潮汐沉积(据 Gao Zhenzhong et al., 1997)

Fig. 2 Internal-tide deposits in submarine slope (after Gao Zhenzhong et al., 1997)

(a—b) 内潮汐沉积中的脉状层理、波状层理及透镜状层理;(c) 对偶层双向递变层理;图中 F—脉状层理,W—波状层理,L—透镜状层理

(a—b) flaser, wavy and lenticular beddings in internal-tide deposits; (c) bidirectional graded couplet sequence; letters in graph: F—flaser bedding, W—wavy bedding, L—lenticular bedding

奥陶统内潮汐沉积(何幼斌等,2003)。

贝斯组中浊积岩底面上的槽模指示的古流向为 NW325°左右,鲍玛序列 C 段交错层理倾向的变化范围为 NW310°~NE10°,平均为 NW330°左右,代表了向海底水道下方的方向,而内潮汐形成的单向交错层理倾向指向了水道上方(图 3a~3b),垂向层序

为两个细—粗—细序列(图 3c)。交错层理有两种类型:第一种为低角度板状交错层理,发育在每个层序中部的中粒砂岩中;第二种为上叠砂纹层理,发育在每个层系的上、下部,由细至极细粒砂岩组成(图 3a,3c;Gao Zhenzhong and Eriksson,1991)。

塔里木盆地塔中 32 井的中、上奥陶统钻遇厚度 1462m,是一套巨厚的深灰色泥岩、页岩与灰色砂岩、粉砂岩互层夹少量灰岩。在砂岩(鲕粒灰岩)的薄互层中发育有内波、内潮汐沉积。可分为双向交错纹理极细砂岩相、单向交错层及双向交错纹理中—细砂岩相、砂岩泥岩对偶薄互层相和鲕粒灰岩相。其中单向交错层及双向交错纹理中—细砂岩相的粗粒部分发育低角度板状交错层,细粒部分发育双向交错纹理,古流特征以沿水道向上为主,作者解释为长周期内波与内潮汐叠加引起的单向优势流沉积(何幼斌等,2003),在此可归为叠加内波沉积。垂向上由中型交错层理和双向交错纹理砂岩构成向上变细层序(图 3d)。

1.3 短周期内波沉积

短周期内波沉积以深水环境中发育的浪成波纹层理为特征,目前发现的实例有两个:一是宁夏香山群徐家圈组中发育的内波、内潮汐沉积(李向东等,2010,2011a,2011b),二是西秦岭海西—印支造山带深海沉积中发育的内波、内潮汐沉积(晋慧娟等,2002)。

宁夏香山群徐家圈组主要由灰绿、黄绿色轻变

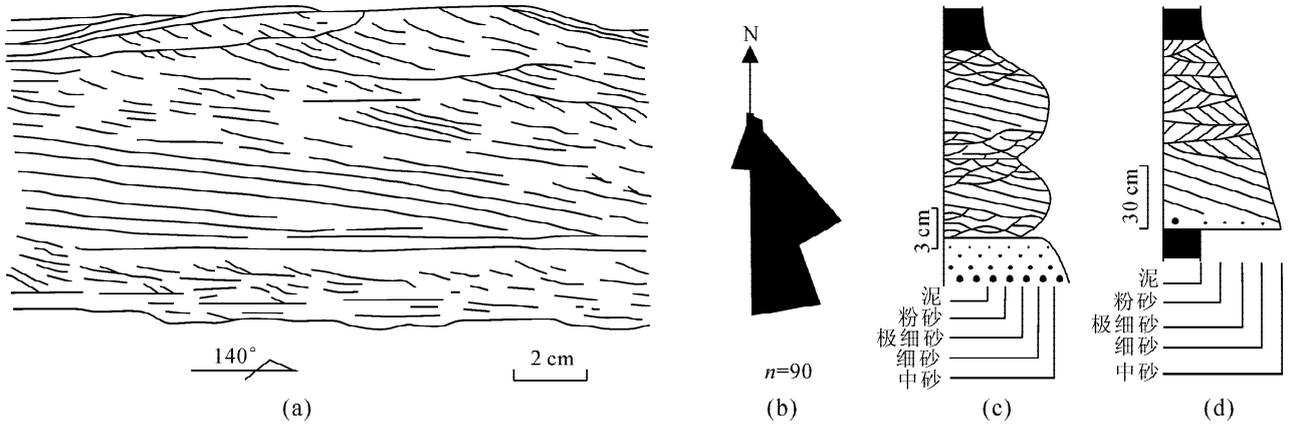


图3 叠加内波沉积(长周期内波与内潮汐叠加;据 Gao Zhenzhong and Eriksson,1991;何幼斌等,2003)

Fig. 3 Interaction internal-wave deposits (superimposition of long period internal wave and internal-tide; after Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991; He Youbin et al. , 2003)

(a) 单向交错层和交错纹理素描图;(b) 前积纹层倾向玫瑰图;(c) 单向交错层和交错纹理砂岩组成的向上变粗再变细序列;(d) 单向交错层和双向交错纹理砂岩组成的向上变细序列

(a) sketch of unidirectional cross-beds and cross-laminations; (b) rose diagrams of foreset azimuths; (c) unidirectional cross-bedded and cross-laminated sandstone with fine—coarse—fine sequence; (d) unidirectional cross-bedded and bidirectional cross-laminated sandstone with coarse—fine sequence

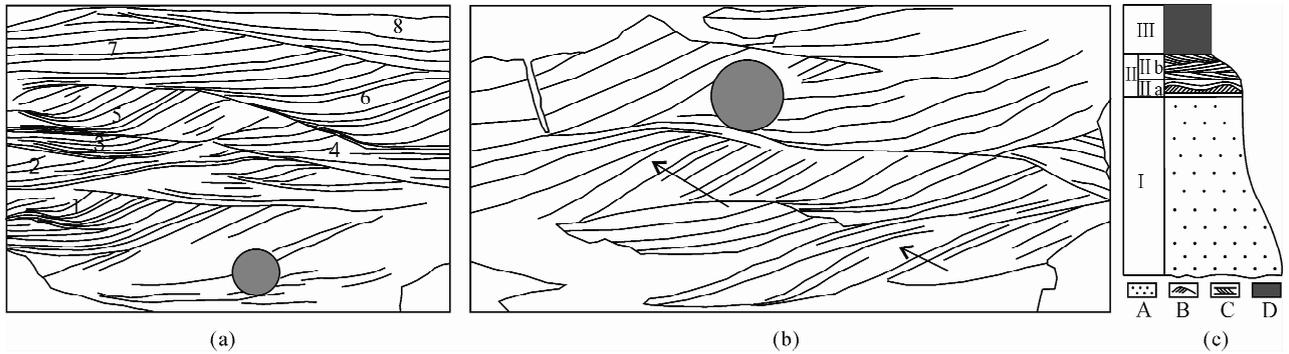


图4 宁夏香山群徐家圈组短周期内波形成的沉积构造

Fig. 4 Sedimentary structures generated by short-period internal waves in Xujiajuan Formation, Xiangshan Group, Ningxia

(a) 钙质粉砂岩中的束状纹层(1~7)交错层理,构成复杂交织结构;(b) 钙质粉砂岩中的单向交错纹层透镜体,且具有不均一纹层结构(长箭头)和束状透镜体叠加(短箭头);(c) 香山群徐家圈组三分带沉积序列;I—密度流沉积层;II—牵引流沉积层(II a—复合流沉积,II b—短周期内波沉积);III—半深海沉积层;A—块状或正粒序砂岩;B—复合流层理;C—交错层理;D—页岩

(a) cross-laminations with offshootings (1 to 7) in calcareous siltstone, wave-knitted structure; (b) unidirectional cross-laminated lenses discordant foresets (long arrow) and superimposed lenses (short arrow) in calcareous siltstone; (c) tripartite sedimentary sequence of Xujiajuan Formation, Xiangshan Group; I—dense flow deposit division; II—traction flow deposit division(II a—combined flow deposition, II b—short-period internal-wave deposition); III—hemipelagic deposit division; A—massive or normal graded sandstone; B—combined-flow ripple laminations; C—cross beddings; D—shale

质中—细粒长石石英砂岩、钙质砂岩、粉砂岩、粉砂质泥岩和泥岩组成,顶部发育有数层薄板状石灰岩。在该组上部的中—薄层钙质粉砂—细砂岩、细粉砂质泥晶石灰岩和粉砂质页岩发育有双向交错层理、复合流层理、复合流波痕、浪成波纹层理、小型丘状交错层理等,其中双向交错层理为内波、内潮汐沉积(李向东等,2009a),复合流层理、复合流波痕和小

型丘状交错层理为深水短周期内波与低密度浊流形成的复合流沉积(李向东等,2010),浪成波纹层理为深水短周期内波沉积(李向东等,2011a)。

徐家圈组的浪成波纹层理主要包括具有束状纹层和交错纹层透镜体的交错层理,其中交错纹层透镜体还含有不均一结构(图4a、b)。其寄主岩性为钙质粉砂岩、粉砂岩和粉砂质泥晶石灰岩的薄夹层

中,上、下均为灰绿色页岩,尤其在钙质粉砂岩中非常发育,且横向延伸远。由于束状纹层、交错纹层透镜体及层系内部具有的不均一纹层结构,都被认为是近岸环境下由波浪引起的振荡流沉积的显著特征 (Raaf et al., 1977; Cotter, 2000), 结合香山群的深水沉积环境 (李向东, 2009a, 2009b, 2010; He Youbin et al., 2011), 这些沉积构造被解释为短周期内波沉积 (李向东等, 2011a)。短周期内波易于和深水单向流作用形成复合流沉积 (李向东, 2010), 其与低密度浊流相互作用, 则可形成三分带的垂向序列 (图 4 c; 李向东, 2011b)。

西秦岭的内波、内潮汐沉积可归纳为 7 种微相类型: 双向交错层细一中砂岩相; 羽状交错纹理粉砂岩相; 束状透镜体叠加的交错纹理粉砂岩相; 复杂交织的双向交错纹理粉砂岩相; 双向交错纹理粉砂岩相; 波状、脉状和透镜状复合层理砂泥岩相和波浪波痕细砂岩相 (晋慧娟等, 2002)。前人在解释时没有细分, 只是统称为内波、内潮汐沉积 (晋慧娟等, 2002), 我们则参考宁夏香山群徐家圈组中短周期内波的沉积特征, 认为其中的束状透镜体叠加的交错纹理粉砂岩相、复杂交织的双向交错纹理粉砂岩相和波浪波痕细砂岩相可归为短周期内波沉积。

2 内波、内潮汐作用方式

在海洋物理学中, 尽管海洋内波的频率范围相当广泛, 但已有的多数研究工作主要集中在 3 个方面: 一是对低频内潮汐 (内潮汐) 的研究; 二是对大振幅孤立内波 (孤立子) 的研究; 三是对高频随机内波 (特别是赤道附近) 的研究 (杜涛等, 2001)。

2.1 内潮汐和长周期叠加内波

对于内潮汐 (内潮汐) 而言, 目前得到比较普遍认同的生成机制是: 在天体引潮力垂直分量的作用下, 层化的海水流动时遇剧烈变化的地形 (如陆架坡折处、海底峡谷、海山、海岭和海沟等) 而形成 (杜涛等, 2001)。内潮汐是具有日潮或半日潮周期的线性或弱线性内波, 如果不考虑浅水季节性温盐跃层, 对于稳定性温盐跃层来说, 海水介质可抽象为双层水体, 这时可用内波的界面波模型来描述内潮汐, 其与表面潮汐作用类似, 即对海底地形产生正压作用 (方欣华和杜涛, 2005)。

关于内潮汐在海底峡谷引起的水体流动, 依据 Southard 和 Cacchione (1972) 的实验资料可以给出一个形象图解 (图 5; Pomar et al., 2012)。当内潮汐和海底地形相互作用时会发生破碎, 形成上升流和

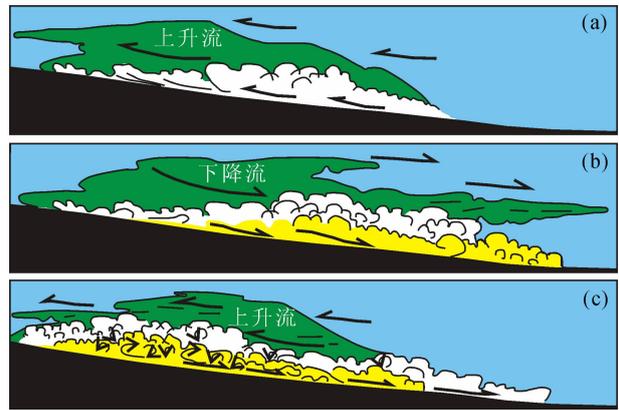


图 5 海底缓斜坡 (峡谷) 内潮汐破碎示意图 (据 Southard and Cacchione, 1972; Pomar et al., 2012)

Fig. 5 Cartoon depicting the breaking of internal tides on gentle slope (submarine canyon; after Southard and Cacchione, 1972; Pomar et al., 2012)

(a) 内潮汐破碎, 沉积物向斜坡上方运动 (向上冲刷); (b) 补偿性回流, 沉积物向斜坡下方运动 (逆流); (c) 重复的高能量事件作用下内潮汐产生的紊流、沉积物剥蚀、搬运和沉积

(a) sediment moves up-slope by the breakers of internal tides (swash run-up); (b) sediment moves down-slope by the compensating return flow (backwash); (c) breaking of internal tides creates turbulence and sediment erosion, transport and deposition under repetitive high-energy events

下降流 (图 5a ~ 5b), 也相当于冲流和回流 (Emery and Gunnerson, 1973), 在海底峡谷中观测到的双向交替流动可能就是此种流动, 它不同于内波没有破碎时引起的和内波传播方向相反的流动 (王青春等, 2005)。此外, 破碎的内潮汐产生的紊流会剥蚀、搬运和沉积已有的海底沉积物 (图 5 c), 关于这一现象, Pomar 等 (2012) 和 Bádénas 等 (2012) 则将其作用过程分为 3 个阶段: 破碎阶段、向上冲刷阶段和回流阶段。在破碎阶段, 内潮汐与地形相互作用产生破碎, 可形成紊流和迅速消失的涡动, 剥蚀海底已有沉积物使之呈部分悬浮状态向斜坡上方移动, 此阶段不沉积; 在向上冲刷阶段, 形成倾向斜坡上方的交错层理, 而在破碎带附近, 第一阶段悬浮起的较粗的颗粒或泥砾, 会很快沉积 (不会搬运太远), 形成透镜体或具有向上倾纹层的透镜体; 在回流阶段, 沉积物以底载荷搬运, 形成倾向斜坡下方的交错层理。

长周期内波与内潮汐叠加引起的单向优势流动 (Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991) 可能和上述内潮汐破碎的情况相似, 当长周期内波 (如周期为 4 天; Gao Zhenzhong and Eriksson, 1991) 遇海底斜坡地

形或峡谷破碎时,会产生长时间的上升流或下降流,此时若一个弱的内潮汐也发生破碎,内潮汐产生的上升流(下降流)则会和长周期内波产生的上升流(下降流)进行同向或异向的叠加,使流向长时间保持一个方向。从目前在地层记录中发现的倾向斜坡(峡谷)上方或下方的单向交错层理来看,也不大可能是长周期内波和内潮汐波形叠加形成的新的复杂内波沉积所致,因为新内波的破碎同样会引起双向流动,形成双向交错层理。

2.2 短周期内波

在现代海洋物理学的研究中,大振幅孤立内波(孤立子)的周期一般小于 40 min(方欣华和杜涛, 2005),中国南海的内孤立波周期一般为 10~20 min 左右(蔡树群等, 2001, 2011; 方文东等, 2005; 胡涛等, 2008; 岳军等, 2011),和内潮汐的 1 d 或半日周期相比则要小的多;同时,大振幅孤立内波会在海底引起强底流并形成沙波运动(夏华永等, 2009; Reeder et al., 2011);在条件合适时,非线性的孤立内波还可引发周期为十几分的线性内波(胡涛等, 2008)。此外,高频随机内波在现代海洋中也是广泛发育的,特别是在赤道附近(杜涛等, 2001),其动力扰动源具有多样性和广范性,只要海水在各种因素(如淡水的汇入,太阳辐射对海洋上层的加热等)的作用下呈现稳定层化的状况,高频随机内波在任何地方都可以被激发出来。上述大振幅孤立内波(非线性)、小周期线性内波和随机内波都可视为短周期内波。

与内潮汐类似,如果不考虑浅水季节性温盐跃

层,对于发生在稳定性温盐跃层上的短周期内波,也可用内波的界面波模型来描述。此外,在连续层化海水中,当短周期内波的频率接近浮力频率(指在密度层结稳定的海洋中,海水微团受到某种力的干扰后,在铅直方向上自由振荡的频率)时,内波的传播方向接近水平方向(方欣华和杜涛, 2005; Haren, 2005)。以中国南海为例,岳军等(2011)在周期为 14~33 min 的内孤立波中分解出频率为 0.2(次/min)的稳定模态分量;方文东等(2005)在东沙岛南缘水深 500 m 处观察到周期为 10~20 min 的内孤立波,如果进行模态分解,估计可得出更高频率的稳定模态分量;而南海 500 m 深处的浮力频率可根据 Li 等(2011)给出的浮力频率随深度变化的理论曲线估算,其值约为 0.23(次/min),由此推算,内孤立波与水平的传播夹角不会高于 18°。

上述两种情况的短周期内波均可近似地看作对海底地形产生正压,此时可借用海岸环境中表面波的作用模式对其剥蚀、搬运和沉积过程进行解释。Pomar 等(2012), Morsilli 和 Pomar(2012)给出的内波作用解释模式均适用于此类(图 6)。在图 6 中,稳定温盐跃层与海底斜坡相交,取内波传播方向垂直斜坡等深线,即波峰平行斜坡[由于内波与地形的作用,当内波触及海底在斜坡上传播时,一般呈这样的传播方向,与卫星观测到的情况有差异(Shanmugam, 2012)]。当内波触及海底至破碎前(破浪带),波形发生变化,在海底产生振荡流,形成振荡流沉积构造,即丘状交错层理和浪成波纹层理,相关沉积构造在宁夏香山群徐家圈组和西秦岭三叠

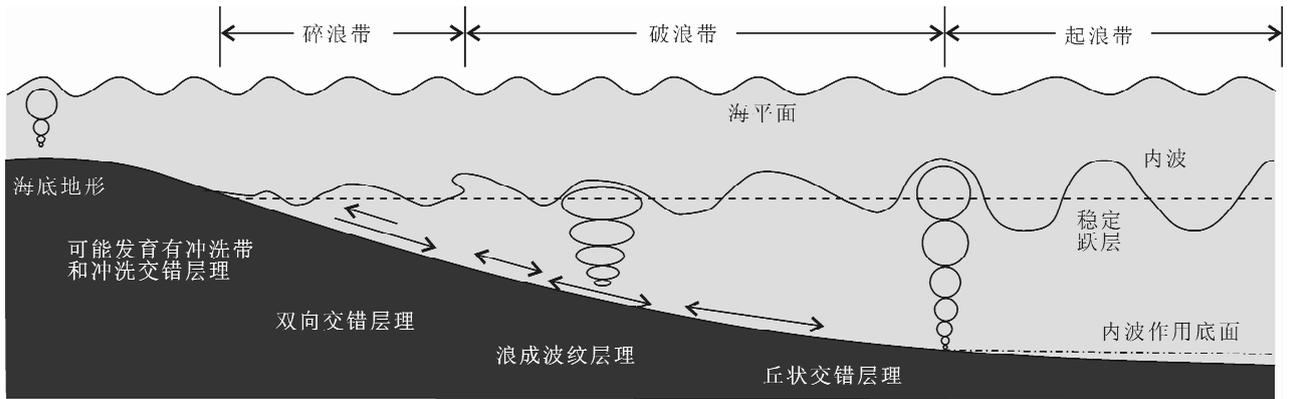


图 6 海底斜坡地形短周期内波破碎过程和沉积示意图(据 Pomar et al., 2012 修改)

Fig. 6 Scenario suggested for processes and products associated with the break of short-period internal waves on a submarine sloping (modified from Pomar et al., 2012)

在破浪带由内波产生振荡流;在碎浪带产生交替双向流动
the oscillatory-flow and alternating-flow generated by short-period internal waves is developed
in surf zone and swash zone respectively

系中均已发现(李向东等,2010,2011a;晋慧娟等,2002)。当内波破碎后,在碎浪带,水体会涌向斜坡上方,接着在重力作用下发生回流,产生双向交替流动,形成双向交错层理,此带中,水体流动与内潮汐相似,只是在短周期内波作用中不占主导地位。在破碎带向斜坡方向也有可能形成冲洗带(如果内波能量足够强),鉴于目前尚未在内波、内潮汐沉积中发现冲洗交错层理,因此图6中未给出冲洗带。继续向斜坡上方,则可能有两种情况:一是直接出现深水细粒沉积,二是内波能量逐渐减弱,在横向上出现近于对称的沉积构造,具体情况尚须进一步研究。

关于丘状交错层理的成因,Morsilli和Pomar(2012)在理论上对风暴成因和内波成因做了对比,结果认为解释为内波成因更为合理,原因如下:①丘状交错层理分布的环境广泛,水深变化很大,从浅水到深水均有发育,这一点和形成内波的温盐跃层(含季节性跃层)的分布相一致,而风暴则仅限于风暴浪基面;②丘状交错层理上、下均为泥质沉积,与内波破碎时的环境相对应,即向陆和向海方向能量均减弱,而风暴则是向陆方向能量依次增强;③水槽实验证明形成丘状交错层理需要较长周期的波动(Southard et al.,1990;Dumas et al.,2005,2006),而风暴的周期只有几秒,相对而言短周期内波的周期为几分至几十分,更易形成丘状交错层理;④内波(短周期)破碎可独立地提供目前认为生成丘状交错层理所需的各种流体,如纯的振荡流、单向流主控的复合流及振荡流主控的复合流等,其强度也和丘状交错层理的粒度(通常为粉砂、细砂)相适应,足以在底部形成泥砾、槽模等,而风暴则受到诸多限制,如要形成复合流则要考虑风暴发生时地转流的情况;⑤形态复杂的似丘状交错层理可用内波相互叠加和形成驻波等得到合理的解释,而用风暴沉积则难以解释。

3 沉积分类及相关讨论

3.1 内波、内潮汐沉积分类

在深水沉积研究中,关于沉积的分类有一个争论已久而没有结果的问题,这就是严格的按照引起沉积的流体的性质分类还是按照实际发生的沉积过程分类的问题。以浊流沉积为例,Shanmugam(2000)严格的以流体的支撑机制定义浊流,认为浊流是具有牛顿流体性质并保持紊流状态的一种沉积物重力流,其沉积方式是悬浮物降落(suspension settling);以这种思想为指导,Shanmugam最近进而

认为风暴岩、海啸岩和新近提出的内波岩(Pomar et al.,2012)等名词应该废弃,因为在这些岩石分类中包含着多种沉积机制(Shanmugam,2012)。与此相反,Mutti等(2009)认为在对浊流进行定义时应充分考虑到浊流事件的发生演化过程,从而提倡浊流应该是具有双层结构的,并进而指出,如果单纯地追求以流动机制来定义浊流,可能的结果是在自然界中将找不一种流体可称为浊流,也将找不一种岩石可称为浊积岩。近年来,深水沉积中的流体机制转换及其不同流体的相互作用也引起了有关学者的重视(李存磊等,2012;吴嘉鹏等,2012)。本文以沉积事件过程为主,对内波、内潮汐沉积进行分类(图7),其原因主要有两个:①海洋中沉积事件往往具有多种不同机制流体参与,以内波、内潮汐为例,目前可确定的参与沉积的流体类型有双向交替流、单向优势流、振荡流、复合流,甚至还包括浊流(紊流支撑机制);②在海洋物理学中对内波的研究是按照内潮波、大振幅孤立内波和高频随机内波的思路展开,并研究其叠加、反射和边界层等问题。

内潮汐尽管也属于内波,但其具有潮汐的周期(日潮或半日潮),而且在现代海洋中分布广泛,作用突出,海洋物理学中将内潮波作为一个单独的类型进行研究,因此,在沉积学中将内潮汐沉积从其他内波沉积中分离出来已显得非常必要(Shanmugam,2012)。短周期内波包含大型孤立内波,而大型孤立内波是海洋物理学中最重要的内波研究类型之一,同时在地层记录中也有发现(李向东等,2011a),尽管其鉴别目前和内潮汐沉积类似,都依赖于深水沉积环境的识别,但依据短周期内波在横向上能量的弱—强—弱变化,相信可以找出短周期内波沉积不同于表面波浪沉积的鉴别标志。

在叠加内波沉积中,可很自然的分为内波与单向流的叠加(波一流作用)和内波与内波的相互叠加(波一波作用)两类。在波一流作用中可能会有两种情况:一是先存在单向流,再叠加内波,相当于海洋物理学中剪切流背景下的内波问题;二是先有内波存在,再叠加单向流。这两种情况可能会有所差别,但在这里暂不考虑。鉴于内波能量较弱,对除低密度浊流之外的其他深水重力流可能不会有明显的效果,故将波一流作用的沉积暂分为两类:等深流叠加沉积和低密度浊流叠加沉积(图7)。在波一波作用中:长周期内波和内潮汐的叠加在海洋观测和地层记录中均有发现(Gao Zhenzhong et al.,1998);而驻波是最简单的一种波一波叠加,无论是

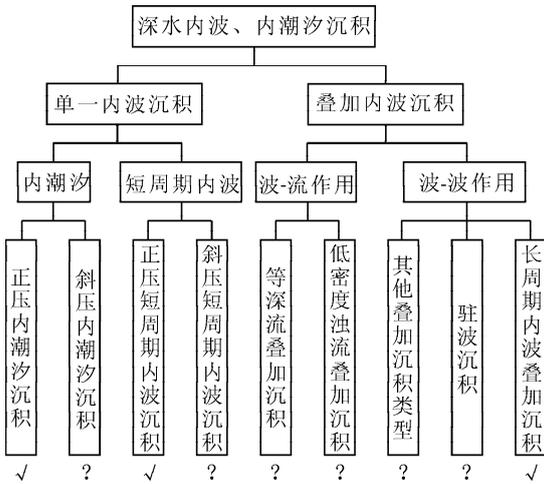


图7 内波、内潮汐沉积分类

Fig. 7 Classification of internal-wave and internal-tide deposits

√—已发现类型; ?—尚未发现类型

“√” and “?” represents discovered and undiscovered types, respectively

在海洋物理学中还是在沉积学中对其进行详尽的研究都显得非常必要,已有学者将其和丘状交错层理的形态联系起来(Morsilli and Pomar, 2012);其他类型的内波叠加尚须进一步研究。因此,将波一波作用的沉积暂分为3类:长周期内波叠加沉积、驻波沉积和其他内波叠加沉积(图7)。

内波的传播方向不是像表面波那样仅在水平方向上传播,在连续层化的海水中,内波的传播方向一般和水平方向成一夹角,这样内波和海底地形相互作用时就会产生斜压。在内波、内潮汐沉积研究中是不能回避斜压问题的,最近 Shanmugam (2012) 提议建立“正压岩”和“斜压岩”的概念,但就目前已发现的内波、内潮汐沉积而言,用界面内波的模型可以进行很好的解释,这说明“斜压”型的内波、内潮汐沉积尚未在地层记录中被发现。在波一流作用的内波沉积中,目前仅发现了复合流层理,进一步的沉积机制尚需研究;在波一波作用的内波沉积中,由于目前仅发现有少量长周期内波和内潮汐叠加沉积,其他类型的沉积尚未被发现。故暂不考虑正压和斜压的问题(图7)。

3.2 相关问题讨论

内波、内潮汐沉积的鉴别标志一直制约着内波、内潮汐沉积研究的深入。具体可分为3个层次:①深水沉积环境的识别。目前用于鉴别内波、内潮汐沉积的主要沉积特征在海岸浅水环境中均可发育,

因此必须首先识别出深水沉积环境,在这方面应该加强深水原地沉积的研究。②内波、内潮汐沉积的纵、横向变化。纵向变化即垂向沉积序列,已有较多的研究和总结(He Youbin et al., 1999, 2007, 2008), 目前的研究均和内波、内潮汐的周期性相关,在这一方面可以考虑向探讨内波、内潮汐与天文旋回及深水体(低密度浊流、等深流等)相互作用这两个方向延伸。横向变化的研究目前涉及很少,但是在向岸和向海两个方向同时出现细粒沉积却是鉴别内波、内潮汐沉积和海岸潮汐、波浪、风暴沉积的非常有用的标志(Bádenas et al., 2012; Pomar et al., 2012),同时,横向变化的研究有利于探讨内波、内潮汐的空间变化及其与古地理的关系,对于完善海底水道型、斜坡型和海台型内波、内潮汐沉积模式具有非常重要的意义。③内波、内潮汐的沉积鉴别标志。目前已总结出的鉴别标志主要是和内波、内潮汐沉积机制相关的沉积构造,在这一层次可以考虑向粒度、地球化学指标(Peine et al., 2009)和生物(Witbaard et al., 2005)等方面扩展。

沉积构造是沉积学的重要基础和主要研究内容之一(钟建华和梁刚, 2009),内波、内潮汐沉积研究也不例外,结合已有的内波、内潮汐沉积研究成果和本文对内波、内潮汐沉积的分类,从沉积构造的角度可以对本文划分方案中第二层次的内波、内潮汐沉积类型加以区别。内潮汐以双向交替流动为特征(图5),发育双向交错层理(图1a, 图8a),或在波状、透镜状层理之间(或内部)发育双向交错纹理(图2a~2b)。短周期内波与海面波浪类似(图6),发育浪成波纹层理(图4a、b)。波一流作用的内波则会形成复合流,发育复合流层理(具有不对称且光滑的波峰及上凸或曲线型的纹层,其厚度在波峰处变薄,在波谷处变厚,图8b)、小型丘状交错层理及有关的复合流沉积构造序列(Myrow and Southard, 1991; 李向东等, 2010)。长周期波一波作用的内波形成单向优势流,可发育纹层倾向水道或斜坡上方的单向交错层理(图3a, 图8c),其中图8c沉积的区域斜坡方向为SSW(李向东等, 2009b),与交错层理古水流方向近于相反。

图8d中左边是纹层在波峰和波谷处等厚的波状交错层理(长箭头),为短周期内波沉积;右边是起伏很小的准平行层理(短箭头),并继续向右延伸,为复合流沉积;中间层理的波峰略显不对称,但纹层变薄处不在波峰,介于波状交错层理和复合流层理之间。整个沉积构造可能形成于复合流和短周

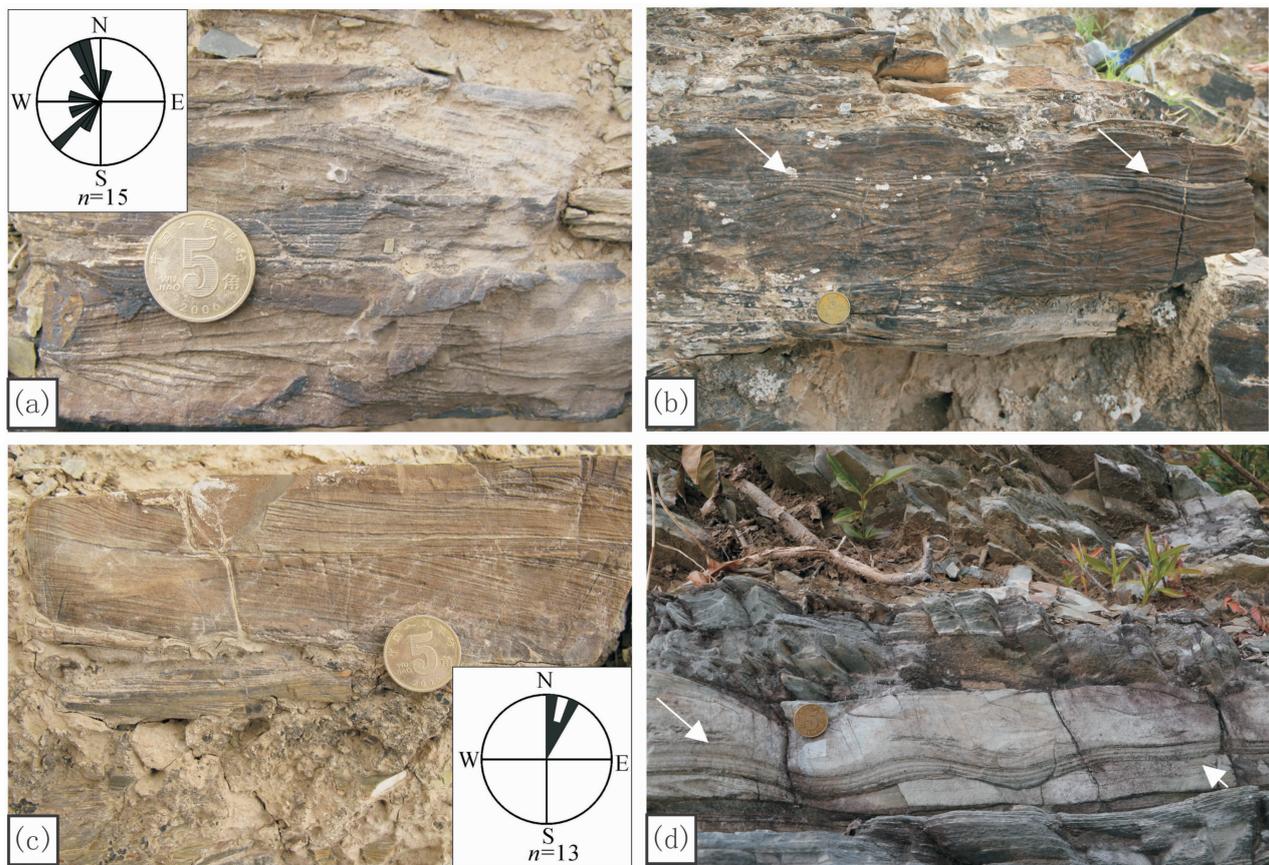


图 8 不同内波、内潮汐沉积类型的沉积构造鉴别特征

Fig. 8 Sedimentary structure characteristics for different type of internal-wave and internal-tide deposits

(a) 内潮汐沉积的双向交错层理; (b) 波一流作用形成的复合流层理(箭头); (c) 长周期波一波作用形成的单向交错层理; (d) 波一流作用形成的准平行层理(短箭头)到短周期内波作用形成的波状交错层理(长箭头); (a)到(c)所属地层为宁夏中奥陶统香山群徐家圈组, (a)和(c)发育在中宁县狼嘴子, (b)发育在中宁县康拉拜西北; (a)和(c)中小图为对应的交错层理古水流玫瑰花图, 其中 n 为测量数据个数; (d) 所属地层为新元古界双桥山群计林组(安徽省东至县利安乡西家畈); 均为深水沉积环境

(a) bidirectional cross laminations for internal-tide deposits; (b) combined-flow ripple laminations generated by wave-flow interactions; (c) unidirectional cross laminations for the long-period wave-wave interactions; (d) quasi-planar lamination (short arrow) generated by wave-flow interactions to wave laminations (long arrow) generated by short-period internal-waves; (a) to (c) in Xujiajuan Formation, Xiangshan Group, Middle Ordovician, Ningxia Autonomous Region, (a) and (c) are developed in Langzuizi, and (b) in northwest of Kanglabai; (d) in Jilin Formation of Shuangqiaoshan Group, Neo-Proterozoic (Xijiaban of Li'an Village, Dongzhi County, Anhui Province); small insert in (a) and (c) is rose diagram of the cross beddings, n is the data numbers; these all developed in deep-water environment

期内波的转换处,这也说明了深水沉积中以单一的流体机制进行沉积分类的局限性。

关于内波、内潮汐沉积,前人依据沉积环境的不同总结出了3种沉积模式:海底水道型、斜坡型和海台型(He Youbin and Gao Zhenzhong, 1999)。在海底水道中,内波、内潮汐的作用能量较强,当海平面上升,粗粒碎屑沉积减少时,内波、内潮汐则可改造细粒的沉积物,形成内波、内潮汐沉积。在海底斜坡环境下,内波、内潮汐通常不像水道环境中那样强,会产生典型的床沙载荷和悬浮载荷的交替沉积,形成砂岩(或颗粒灰岩)与泥岩的薄互层。其沉积构造

可能出现:内潮汐形成的脉状、波状、透镜状层理和双向交错层理;短周期内波形成的浪成波纹层理;波一流作用形成的复合流层理、小型丘状交错层理和准平行层理;长周期波一波作用形成的纹层倾向斜坡上方的单向交错层理(He Youbin and Gao Zhenzhong, 1999; 李向东等, 2009a, 2010, 2011a)。海台上地形平坦,阻力较小,缺乏陆源碎屑物质,通常形成以碳酸盐沉积为主,也可有硅质沉积物和火山碎屑沉积的内波、内潮汐沉积。

本文对内波、内潮汐沉积的分类,不但有利于将内波、内潮汐沉积研究和海洋物理学中对内波的研

究结合起来,开阔内波、内潮汐沉积研究的思路,丰富不同内波、内潮汐沉积模式的研究内容,而且可以将内波、内潮汐沉积研究置于更为广阔的研究背景之中,如:①短周期内波激发主要源于层化海水的扰动,因此,短周期内波沉积将会更多地和浊流、地震等突发事件有关;②内潮汐的激发与天体引潮力垂直分量有关,那么是否可以找出内潮汐沉积与天文周期性,如米兰柯维奇旋回等的关系;③关于大洋环流中的子午面环流,目前用内波合理地解释了子午面上垂向对流的维持机制(李家春,2005; Wunsch and Ferrari,2004),那么地史时期的子午面环流是否有沉积记录?和内波、内潮汐沉积的关系怎样?

内波、内潮汐沉积研究已有20多年的时间,到目前为止,有一个令人费解的现象,即现代海洋中内波、内潮汐无处不在,但地层记录中的内波、内潮汐沉积却少得可怜。从以上对内波、内潮汐沉积的分类来看,尚有大量的内波、内潮汐沉积类型未被发现,这也许可以从一个侧面说明这一问题。因此,努力地寻找新的内波、内潮汐沉积鉴别标志,仍然是目前内波、内潮汐沉积研究面临的艰巨任务。

4 结论

本文以地层记录中已发现的内波、内潮汐沉积为基础,结合内波、内潮汐的沉积作用过程和海洋物理学中对内波的研究现状,对深水内波、内潮汐沉积进行了分类探索。首先以内波的作用方式将其分为单一内波作用和叠加内波作用:在单一内波作用中先以周期分为内潮汐沉积和短周期内波沉积,接着以内波与地形相互作用的正压和斜压进一步将每类沉积又分为两小类;在叠加内波作用中先分为“波一流”作用和“波一波”作用两类,接着进一步分为等深流叠加内波沉积、低密度浊流叠加内波沉积、长周期内波叠加沉积、驻波沉积和其他内波叠加沉积5类。

在地层记录中已发现的内波、内潮汐沉积分别归为正压内潮汐沉积、正压短周期内波沉积和长周期叠加内波沉积3类。在地层记录中尚未被发现的内波、内潮汐沉积类型有:斜压内潮汐沉积、斜压短周期内波沉积、等深流叠加内波沉积、低密度浊流叠加内波沉积、驻波沉积和其他内波叠加沉积6类。因此,努力的寻找新的内波、内潮汐沉积鉴别标志,仍然是目前内波、内潮汐沉积研究面临的艰巨任务。具体包括3个方面:①在继续完善内波、内潮汐沉

积鉴别标志的基础上,努力向地球化学指标和古生物指标等方面发展;②在继续完善内波、内潮汐沉积垂向沉积序列的基础上,探索其与天文旋回及深水流体(低密度浊流、等深流等)相互作用的关系;③加强内波、内潮汐沉积在横向上的变化及其沉积组合的研究。

这样的内波、内潮汐分类较合理地解释了为什么在现代海洋中内波、内潮汐无处不在,但地层记录中的内波、内潮汐沉积却少得可怜的现象,同时将内波、内潮汐沉积研究和海洋物理学中对内波的研究结合起来,并能将内波、内潮汐沉积研究置于更为广阔的研究背景之中,使之可以和大洋突发事件、天文旋回及大洋环流等联系起来。

致谢:感谢我的博士生导师,长江大学地球科学学院何幼斌教授多年来的悉心指导和关怀!感谢国家自然科学基金委能给我进一步研究内波、内潮汐沉积的机会!感谢评审老师提出的中肯的建议和编辑的辛勤工作!

参 考 文 献 / References

- 蔡树群,甘子钧,龙小敏.2001.南海北部孤立子内波的一些特征和演变.科学通报,46(15):1245~1250.
- 蔡树群,何建玲,谢皆烁.2011.近10年来南海孤立内波的研究进展.地球科学进展,26(7):703~710.
- 杜涛,吴巍,方欣华.2001.海洋内波的产生与分布.海洋科学,25(4):25~28.
- 方文东,施平,龙小敏,毛庆文.2005.南海北部孤立内波的现场观测.科学通报,50(13):1400~1404.
- 方欣华,杜涛.2005.海洋内波基础和中国海内波.青岛,中国海洋大学出版社:16~52.
- 高振中,何幼斌,李向东.2010.中国地层记录中内波、内潮汐沉积研究.古地理学报,12(5):515~527.
- 何幼斌,高振中,张兴阳,翟永红,旷红伟.2003.塔里木盆地塔中32井中上奥陶统内潮汐沉积.古地理学报,5(4):414~425.
- 胡涛,马力,张云鹏.2008.海南岛南部海区非线性内波特征分析.海洋湖沼通报,(2):8~15.
- 晋慧娟,李育慈,方国庆.2002.西秦岭古代地层记录中内波、内潮汐沉积及其成因解释.沉积学报,20(1):80~84.
- 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.
- 李家春.2005.水面下的波浪—海洋内波.力学与实践,27(2):1~6.
- 李向东,何幼斌,王丹,高振中,郑昭昌.2009a.宁夏香山群徐家圈组内波和内潮汐沉积.古地理学报,11(5):513~523.
- 李向东,何幼斌,王丹,罗进雄,李华,郑昭昌.2009b.贺兰山以南中奥陶统香山群徐家圈组古水流分析.地质论评,55(5):653~662.
- 李向东,何幼斌,郑昭昌,刘娜,王丹,罗进雄,李华.2010.宁夏香山群徐家圈组发现深水复合流沉积构造.地质学报,84(2):221~232.
- 李向东,何幼斌,张铭记,刘训,姚建新.2011a.宁夏中奥陶统香山群徐家圈组内波、内潮汐沉积类型.地球科学进展,26(9):1006~1014.

- 李向东,何幼斌,罗进雄,李华,郑昭昌. 2011b. 宁夏香山群徐家圈组基本沉积单元. 地质学报, 85(4): 516 ~ 525.
- 王青春,鲍志东,贺萍. 2005. 内波沉积中指向沉积构造的形成机理. 沉积学报, 23(2): 255 ~ 259.
- 吴嘉鹏,王英民,王海荣,李华,彭学超,邱燕,李冬. 2012. 深水重力流与底流交互作用研究进展. 地质论评, 58(6): 1110 ~ 1120.
- 夏华永,刘榆强,杨阳. 2009. 南海北部沙波区海底强流的内波特征及其对沙波运动的影响. 热带海洋学报, 28(6): 15 ~ 22.
- 岳军,郑一,王金良,李俊焕. 2011. 南海内孤立波的周期特性分析. 青岛理工大学学报, 32(1): 97 ~ 100.
- 钟建华,梁刚. 2009. 沉积构造的研究现状及发展趋势. 地质论评, 55(6): 831 ~ 839.
- Aguilar D A, Sutherland B R. 2006. Internal wave generation from rough topography. *Physics of Fluids*, 18 (6): 066603.
- 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.
- Bádenas B, Poma L, Aurell M, Morsilli M. 2012. A facies model for internalites (internal wave deposits) on a gently sloping carbonate ramp (Upper Jurassic, Ricla, NE Spain). *Sedimentary Geology*, 271 ~ 272; 44 ~ 57.
- Boegman L, Ivey G N. 2009. Flow separation and resuspension beneath shoaling nonlinear internal waves. *Journal of Geophysical Research*, 114, C02018.
- Butman B, Alexander P S, Scotti A, Beardsley R C, Anderson S P. 2006. Large internal waves in Massachusetts Bay transport sediments offshore. *Continental Shelf Research*, 26 (17 ~ 18): 2029 ~ 2049.
- Cacchione D A, Southard J B. 1974. Incipient sediment movement by shoaling internal gravity waves. *Journal of Geophysical Research*, 79 (15): 2237 ~ 2242.
- Cotter E. 2000. Depositional setting and cyclic development of the lower part of the Witteberg Group (Mid-to Upper Devonian), Cape Supergroup, Western Cape, South Africa. *South African Journal of Geology*, 103 (1): 1 ~ 14.
- da Silva J C B, Newb A L, Magalhaes J M. 2011. On the structure and propagation of internal solitary waves generated at the Mascarebece Plateau in the Indian Ocean. *Deep Sea Research* 58 (3): 229 ~ 240.
- Dumas S, Arnott R W C, Southard J B. 2005. Experiments on oscillatory flow and combined-flow bed forms; implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (3): 501 ~ 513.
- Dumas S, Arnott R W C. 2006. Origin of hummocky and swaley cross-stratification - The controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology*, 34 (12): 1073 ~ 1076.
- Einsele G, Seilacher A. 1991. Distinction of tempestites and turbidites. In: Einsele G, Ricken W, Seilacher A (Eds), *Cycles and Events in Stratigraphy*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 377 ~ 382.
- Emery K O, Gunnerson C G. 1973. Internal Swash and Surf. *Proc Nat Acad Sci USA*, 70 (8): 2379 ~ 2380.
- Gao Zhenzhong, Eriksson K A. 1991. Internal-tide deposits in an Ordovician submarine channel: Previously unrecognized facies?. *Geology*, 19 (7): 734 ~ 737.
- Gao Zhenzhong, He Youbin, Li Jianming, Li Weifeng, Luo shunshu, Wang Zezhong. 1997. The first internal-tide deposits found in China. *Chinese Science Bulletin*, 42 (13): 1113 ~ 1117.
- Gao Zhenzhong, Eriksson K A, He Youbin, et al. . 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.
- Haren H V. 2005. Internal waves near the buoyancy frequency in a narrow wave-guide. *Journal of Sea Research*, 53 (3): 121 ~ 129.
- Hernández-Molina F J, Serra N, Stow D A V, Llave E, Ercilla G, Van Rooij D. 2011. Along-slope oceanographic processes and sedimentary products around the Iberian margin. *Geo-Marine Letters*, 31 (5 ~ 6): 315 ~ 314.
- He Youbin, Gao Zhenzhong. 1999. The Characteristics and recognition of internal-tide and internal-wave deposits. *Chinese Science Bulletin*, 44 (7): 582 ~ 589.
- He Youbin, Luo Jinxiong, Xin Changjin, Gao Zhenzhong. 2007. Characteristics and origins of deep-sea large-scale sediment wave. *Journal of China University of Geosciences*, 18 (S): 305 ~ 307.
- He Youbin, Gao Zhenzhong, Luo Jinxiong, Luo shunshu, Liu Xuefeng. 2008. Characteristics of internal-wave and internal-tide deposits and their hydrocarbon potential. *Petroleum Science*, 5 (1): 37 ~ 43.
- He Youbin, Luo Jinxiong, Li Xiangdong, Gao Zhenzhong, Wen Zhan. 2011. Evidence of internal-wave and internal-tide deposits in the Middle Ordovician Xujiajuan Formation of the Xiangshan Group, Ningxia, China. *Geo-Marine Letters*, 31 (5 ~ 6): 509 ~ 523.
- Hibiya T. 2004. Internal Wave Generation by Tidal Flow over a Continental Shelf Slope. *Journal of Oceanography*, 60 (3): 637 ~ 643.
- Li D, Chen X, Liu A. 2011. On the generation and evolution of internal solitary waves in the northwestern South China Sea. *Ocean Modelling*, 40 (2): 105 ~ 119.
- Lafond E C. Internal waves. 1966. In: Fairbridge R W (edit). *The Encyclopedia of Oceanography*. New York: Reinhold, 402 ~ 408.
- Lamb M P, Myrow P M, Lukens C, Houck K, Strauss J. 2008. Deposits from wave-influenced turbidity currents; Pennsylvanian Minturn Formation, Colorado, U. S. A. *Journal of Sedimentary Research*, 78 (7): 480 ~ 498.
- Legg S. 2003. Internal wave breaking at concave and convex continental slopes. *Journal of Physical Oceanography*, 33 (11): 2224 ~ 2246.
- Lemckert C, Antenucci J, Saggio A, Imberger J. 2004. Physical properties of turbulent benthic boundary layers generated by internal waves. *Journal of Hydraulic Engineering*, 130 (1): 58 ~ 69.
- Lim K, Ivey G N, Jones N L. 2010. Experiments on the generation of internal waves over continental shelf topography. *Journal of Fluid Mechanics*, 663: 385 ~ 400.
- Mazumder R, Arima M. 2013. Tidal rhythmites in a deep sea environment: An example from Mio—Pliocene Misaki Formation, Miura Peninsula, Japan. *Marine and Petroleum Geology*, 43: 320 ~ 325.
- Mercier M J, Garnier N B, Dauxois T. 2008. Reflection and diffraction of internal waves analyzed with the Hilbert transform. *Physics of Fluids*, 20 (8), 086601 (10 pages).
- Morsilli M, Pomar L. 2012. Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification. *Terra Nova*, 24 (4): 273 ~ 282.
- Mulder T, Razin P, Faugeres I C. 2009. Hummocky cross-stratification-like structures in deep-sea turbidites: Upper Cretaceous Basque basin (Western Pyrenees, France). *Sedimentology*, 56 (4): 997 ~ 1015.

- Mutti E, Bernoulli D, Ricci Lucchi F, Tinterri R. 2009. Turbidites and turbidity currents from Alpine 'flysch' to the exploration of continental margins. *Sedimentology*, 56 (1): 267 ~ 238.
- Myrow P M, Southard J B. 1991. Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm deposited beds. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61 (2): 202 ~ 210.
- Myrow P, Fischer W, Goode J W. 2002. Wave-modified turbidites: combined-flow shoreline and shelf deposits, Cambrian, Antarctica. *Journal of Sedimentary Research*, 72 (5): 641 ~ 656.
- Nakamura T, Awaji T. 2001. A growth mechanism for topographic internal waves generated by an oscillatory flow. *Journal of Physical Oceanography*, 31 (8): 2511 ~ 2524.
- Nash J D, Moum J N. 2005. River plumes as a source of large-amplitude internal waves in the coastal ocean. *Nature*, 437 (15): 400 ~ 403.
- Noble M A, Xu J P. 2003. Observations of large-amplitude cross-shore internal bores near the shelf break, Santa Monica Bay, CA. *Marine Environmental Research*, 56 (1 ~ 2): 127 ~ 149.
- Ostrovsky L A, Stepanyants Y A. 1989. Do internal solitons exist in the ocean?. *Reviews of Geophysics*, 27 (3): 293 ~ 310.
- Pattison S A J. 2005. Storm-influenced prodelta turbidite complex in the Lower Kenilworth Member at Hatch Mesa, Book cliffs, Utah, U. S. A.: implications for shallow marine facies models. *Journal of Sedimentary Research*, 75 (3): 420 ~ 439.
- Peine F, Turnewitsch R, Mohn C, Reichelt T, Springer B, Kaufmann M. 2009. The importance of tides for sediment dynamics in the deep-sea. Evidence from the particulate-matter tracer ^{234}Th in deep-sea environments with different tidal forcing. *Deep-Sea Research I*, 56 (7): 1182 ~ 1202.
- Pomar L, Morsilli M, Hallock P, Bádenas B. 2012. Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record. *Earth-Science Reviews*, 111 (1): 56 ~ 81.
- Puig P, Ogston A S, Guillén J, Fain A M V, Palanques A. 2007. Sediment transport processes from the topset to the foreset of a crenulated clinoform (Adriatic Sea). *Continental Shelf Research*, 27 (3 ~ 4): 452 ~ 474.
- Quaresma L S, Vitorino J, Oliveira A, da Silva I. 2007. Evidence of sediment resuspension by nonlinear internal waves on the western Portuguese mid-shelf. *Marine Geology*, 246 (2 ~ 4): 123 ~ 143.
- Raaf De J F M, Boersma J R, Gelder V A. 1977. Wave-generated structures and sequences from a shallow marine succession, Lower Carboniferous, County Cork, Ireland. *Sedimentology*, 24 (4): 451 ~ 483.
- Rainville L, Pinkel R. 2006. Propagation of low-mode internal waves through the ocean. *Journal of Physical Oceanography*, 36 (6): 1220 ~ 1236.
- Rattray M. 1960. On the coastal generation of internal tides. *Tellus*, 12 (1): 54 ~ 62.
- Reeder D B, Ma B B, Yang Y J. 2011. Very large subaqueous sand dunes on the upper continental slope in the South China Sea generated by episodic, shoaling deep-water internal solitary waves. *Marine Geology*, 279 (1 ~ 4): 12 ~ 18.
- 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 (2): 285 ~ 342.
- Shanmugam G. 2003. Deep-marine tidal bottom currents and their reworked sands in modern and ancient submarine canyons. *Marine and Petroleum Geology*, 20 (5): 471 ~ 491.
- Shanmugam G. 2012. Comment on "Internal waves, an under-explored source of turbulence events in the sedimentary record" by L. Pomar, M. Morsilli, P. Hallock, and B. Bádenas [Earth-Science Reviews, 111 (2012), 56 ~ 81]. *Earth-Science Reviews*, inpress.
- Small J. 2003. Refraction and shoaling of nonlinear internal waves at the Malin shelf break. *Journal of Physical Oceanography*, 33 (12): 2657 ~ 2674.
- Southard J B, Cacchione D A. 1972. Experiments on bottom sediment movement by breaking internal waves. In: Swift D J, Duane D B, Pilkey O H (Eds.). *Shelf Sediment Transport: Process and Pattern*. Hutchinson & Ross, Stroudsburg, a., Dowden: 83 ~ 97.
- Southard J B, Lambie J M, Federico D C, Pile H T, Weidman C R. 1990. Experiments on bed configurations in fine sands under bidirectional purely oscillatory flow, and the origin of hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60 (1): 1 ~ 17.
- Storlazzi C D, McManus M A, Figurski J D. 2003. Long-term, high-frequency current and temperature measurements along central California; insights into upwelling/relaxation and internal waves on the inner shelf. *Continental Shelf Research*, 23 (9): 901 ~ 918.
- Troy C D, Koseff J R. 2005. The generation and quantitative visualization of breaking internal waves. *Experiments in Fluids*, 38 (3): 549 ~ 562.
- Umeyama M, Shintani T. 2004. Visualization Analysis of Runup and Mixing of Internal Waves on an Upper Slope. *Journal of Waterway Port Coastal and Ocean*, 130 (2): 89 ~ 97.
- Umeyama M, Shintani T. 2006. Transformation, attenuation, setup, and undertow of internal waves on a gentle slope. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 132 (6): 477 ~ 486.
- Witbaard R, Daan R, Mulder M, Lavaleye M. 2005. The mollusc fauna along a depth transect in the Faroe Shetland Channel: Is there a relationship with internal waves? *Marine Biology Research*, 1 (3): 186 ~ 201.
- Wright L, Yang Z, Bornhold B, Keller G, Prior D, Wiseman W, Fan Y, Su Z. 1986. Short period internal waves over the Huanghe (Yellow River) delta front. *Geo-Marine Letters* 6 (2): 115 ~ 120.
- Wunsch C, Ferrari R. 2004. Vertical mixing, energy and the general circulation of the oceans. *Ann Review of Fluid Mech*, 36 (1): 281 ~ 304.

Proposed Classification of Internal-wave and Internal-tide Deposits in Deep-water Environment

LI Xiangdong^{1, 2)}

1) *School of Land Resource Engineering, Kunming University of Science and Technology, Kunming, 650093;*

2) *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing, 100037*

Abstract: There are no efforts have been made for the classification of internal-wave and internal-tide deposits for more than twenty years since they were discovered in the geological records. Here we try to propose a classification of internal-wave and internal-tide deposits based on the types which were already discovered in sedimentary rocks as well as the breaking processes of internal waves and its development research in physical oceanography. There are nine types through three orders, which include barotropic internal-tide deposits, baroclinic internal-tide deposits, barotropic short-period internal-wave deposits, baroclinic short-period internal-wave deposits, contour currents interaction internal-wave deposits, low-density turbidity currents interaction internal-wave deposits, long-period internal wave interaction deposits, standing internal-wave deposits and other internal wave interaction deposits. The discovering internal-wave and internal-tide deposits in geological records are attributed into barotropic internal-tide deposits, barotropic short-period internal-wave deposits and long-period internal wave interaction deposits. And the other six types are still unrecognized. The classification proposed here perhaps give a reason for the phenomena that internal waves occur nearly ubiquitously in oceans yet their sedimentary records remain largely unrecognized. Furthermore, this classification is help for connecting the deposits of internal-waves not only with its research in physical oceanography, but also with the oceanic unexpected events, ocean circulation and astronomical period in geological history.

Key words: deep-water environment; internal-wave and internal-tide deposits; interaction internal-wave deposits; short-period internal-wave deposits