

## 深海大型沉积物波的研究现状与展望

## Status and prospect of study on deep-sea large-scale sediment waves

高平, 何幼斌

(长江大学 地球科学学院, 湖北 荆州 434023)

中图分类号: P736.213

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2009)05-0092-06

20 世纪 60 年代以来, 随着深海钻探(DSDP)和大洋钻探项目(ODP)的成功实施, 在现代深海海底发现了一种大面积分布的大型沉积物波, 这从根本上改变了人们对波痕是浅水标志的认识。波痕不仅发育于浅水, 在深海、半深海环境中, 也存在大量类似浅水环境中波痕的沉积物波, 而且这种沉积物波的波长、波高差异较大, 发育位置广泛, 在全球海域均有记录。它作为深海沉积的重要组成部分, 深海大型沉积物波的研究, 无疑对于理解深海过程, 重建古气候、古地理、古构造等具有重要的科学意义, 同时, 作为潜在的油气储集层, 深海大型沉积物波的研究对于油气勘探和开发具有重要意义。因此, 国外许多学者都对其进行了不同程度的研究<sup>[1~6, 10]</sup>。研究发现: (1) 沉积物波可发育于陆坡至深海平原上的任何位置, 已报道的各深海大型沉积物波的波长一般为 0.5~20 km, 以 1~10 km 为主; 波高 1~150 m, 以 10~100 m 居多; 沉积物波发育区面积几平方公里至数十万平方公里。(2) 沉积物波的组成物质以泥质为主, 含粉砂泥, 或具粉砂及砂夹层的泥, 仅少数为砂质。(3) 沉积物波发育区的坡度均很小, 绝大部分在 0.5° 以下, 最大不超过 1°。(4) 地震剖面中沉积物波横向上具有波状叠覆特征(即类似于浅水区叠复波状纹理), 纵向上常常呈现波状上攀现象。沉积物波多表现为向上坡迁移, 少数为向下坡迁移, 还有一些呈对称状, 无侧向迁移。(5) 沉积物波经常与底流(等深流、溢流)、浊流或水下滑塌沉积单元相伴生。

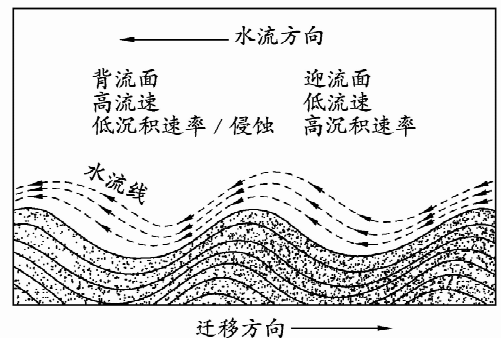
## 1 大型沉积物波形成模式

这些大型沉积物波的形成模式现各说不一, 主要有: (1) 背流波模式; (2) 底流(等深流、溢流)模式; (3) 滑塌作用模式; (4) 浊流模式; (5) 内波模式。其中内波、内潮汐模式近十年来为少数学者提出, 其中高振中等<sup>[1]</sup>认为内波在形成沉积物波过程中起着相当重要的作用, 而这一观点能更好地解释

深海大型沉积物波的成因。

## 1.1 背流波(Lee波)模式

背流波模式由 Flood<sup>[7]</sup>提出, 用于解释波脊垂直于流向的细粒底流沉积物波的形成和迁移。该模式要求有弱的层状底流和海底初始起伏地形条件存在, 在波状起伏的地形上, Lee波可同时产生不对称的水流速度, 当弱层状底流流经沉积物波表面时将引发背流波, 而背流波的形成会导致底流的流速在沉积物波的背流面增大, 从而使背流面的沉积作用减弱, 甚至出现无沉积和侵蚀作用, 迎流面由于流速较缓, 剪应力小, 沉积速率较高, 沉积物波向上游的迁移是这种水流形式的自然结果(图 1)。

图 1 背流波(Lee波)模式<sup>[7]</sup>

该模式已得到阿让蒂纳(Argentine)盆地实际资料的证实<sup>[8]</sup>; Howe<sup>[5]</sup>也运用此模式解释了洛克海槽东北部小区沉积物波的上坡迁移机理; 而且近年来, 此模式还被推广应用到了浊流沉积物波中<sup>[9, 12]</sup>。但是, Wynn<sup>[10]</sup>等对 8 个已知的浊流沉积物波形成条件的计算表明, 这些波并不满足形成背流波所需要的佛劳德数条件( $Fr < 1/\pi \approx 0.318$ ), 而且在 Lee 波

收稿日期: 2008-10-04; 修回日期: 2009-01-05

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40672071)

作者简介: 高平(1987-), 男, 湖南常德人, 学士, 从事资源勘查工程研究, E-mail: Gaoping3766475@163.com

模式验证实验中发现<sup>[11]</sup>：当水流速度大于 9 cm/s 时，沉积物将会被搅起，沉积物的搅起必会引起沉积物的再沉积并对沉积底形进行改造，从而使得沉积物波波形不规则；而其水流速度太小时，则不能形成大面积的沉积物波区域。亦即背流波能否形成这种面积宽广、波形规则的沉积物波是值得怀疑的。

### 1.2 底流(等深流、溢流)模式

底流模式由 Richards 等<sup>[6]</sup>提出，用于解释洛克海槽东北部大区沉积物波的形成。区内水深约 1 080~1 180 m，波长 1~2 km，波高 18~20 m，分布面积为 350 km<sup>2</sup>，他们将该波状体内部底形结构划分为 3 个单元：底部 1 单元为爬升沙丘组成的序列；单元 2 为爬升沙丘向正弦床形的过渡类型；单元 3 为正弦波状床形。Richards 等认为该波状体系是由底流造成的，随着底流能量、流量的下降，牵引负载作用减弱，悬浮沉积作用增强，而先后形成单元 1、单元 2 与单元 3。这种底流被 Richard 等<sup>[6]</sup>解释为挪威海底层水越过威菲利-托马斯海岭的溢流，并推断得出沉积物波向南迁移，与溢流方向一致。Masson 等<sup>[13]</sup>也对此进行了研究，认为北大西洋现处于高水位期，有利于发育活跃的底流，特别是等深流，并推测该波状体顶层为厚约 10~25 cm 的等深岩席，此类报告也曾见于阿根廷盆地中<sup>[2]</sup>。

张兴阳等<sup>[14]</sup>对此区沉积物波的成因进行了再解释，指出了沉积物波溢流成因中存在的问题：首先，沉积物波的迁移方向与溢流方向不一致；其次，沉积物波形成时，溢流不能满足形成沉积物波所需的底流强度。并解释其成因为等深流与内波共同作用的结果<sup>[14,15]</sup>。同时高振中等<sup>[1]</sup>认为等深岩席可能不完全是等深流沉积作用的结果，很可能有内波或其它底流作用的参与。

另外，等深流是以斜坡走向、大致平行于等深线流动的地转流为主，而海底多数大型沉积物波的波脊方向多平行于斜坡走向，其迁移方向与等深流方向相垂直<sup>[1,16]</sup>，例如中国南海的大型沉积物波的物源<sup>[17,18]</sup>主要来自北东方向包括台湾西部和华南大陆东南沿海，该物源方向所指示的沉积物搬运方向与现今南海北部陆坡等深线高角度斜交，而并非平行关系，所以等深流成因观点似乎也很难自圆其说。

### 1.3 滑塌作用模式

滑塌作用模式由 Faugères 等<sup>[19]</sup>提出，用以解释北大西洋比斯开湾兰兹(Landes)海底高原上沉积物波的成因，沉积过程主要体现为沉积物波逆陆坡向上倾方向的迁移，以及沉积物波两翼地震反射特征的变化。其中，沉积物波短而厚的逆坡翼则表现为

斜交和 S 型下超反射为特征，长而薄的顺坡翼以顶超和削蚀反射为特征(图 2)。这种波状层的形成主要与浊流或等深流过程有关，而与这些波状层交替产出的平行于海底的薄的披覆层则与半远洋沉积有关。他们将这种沉积物波的形成归结为一种具有复杂成因的构造，包括沉积和重力变形机制的互动。这种受多过程控制的沉积物波与披覆沉积物交互构成的沉积剖面，可以出现于坡度很陡(>3°)或受到某种构造应力作用、存在有等深流或浊流活动且陆源物质供应量很高(平均沉积速率 10 cm/ka)的陆坡区。此外，王海荣等<sup>[20]</sup>应用该模式识别了中国南海神狐海域和东沙群岛中发育的此类沉积物波。

尽管这种沉积变形的沉积物波具有“似波状”的外部形态和向陆坡上倾方向迁移的特征，但实质上是沉积地层在气体渗漏、软弱层等因素配合下，由重力作用导致的变形特征，本质上并不是沉积成因<sup>[20]</sup>。而且深海普遍发育的大型沉积物波具有规则的外形和内部结构特征，可排除滑塌成因的可能性，因而滑塌作用模式具有相当的局限性。

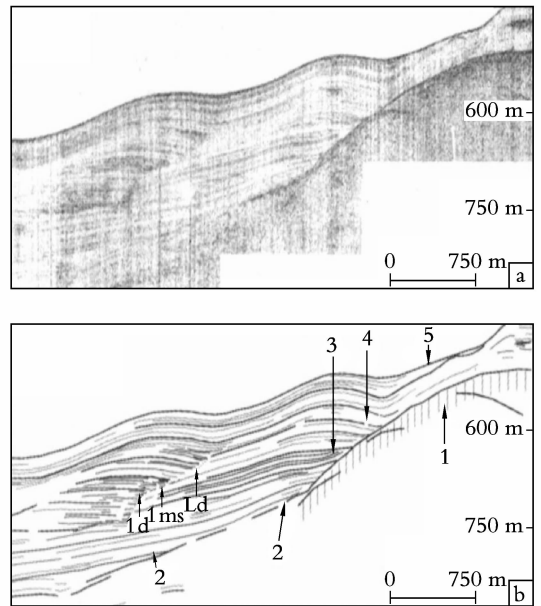


图 2 北大西洋比斯开湾 Landes 海底高原上沉积物波的电火花地震剖面(a)及其解释(b)<sup>[19]</sup>

ld. 同沉积局部变形；lms. 沉积物波迁移面；1. 底席构造；2. 上超；3. 沉积物波上坡侧的削蚀和不整合；4. 褶皱；5. 海底侵蚀

### 1.4 浊流模式

早在 1979 年 Damuth<sup>[21]</sup>提出了浊流模式，用以解释发育中国南海盆地北部的大型沉积物波的成因。这些沉积物波由含有若干粉砂-细砂层理的灰色粉砂质粘土组成，分布于水深 2 600~4 100 m 之间，波长和波高都有很大变化，波长 200 m~5 km，波高 5~50 m，波区的总面积约为 20 000~25 000 km<sup>2</sup>。

所有剖面上波形呈现明显的向上坡方向的规律性迁移,其上坡一翼较之下坡一翼要厚许多(其厚度比为1.2~1.6),且该沉积物波区是靠近一条主浊流道和沉积中心(马尼拉梅沟底)发育的。因而 Damuth 认为该沉积物波是由浊流溢出海沟范围,并向沟壁缓倾的一侧(向西)横溢的结果。近年来,王海荣等<sup>[20,22]</sup>也亦认为此区沉积物波的形成是由浊流造成的。

但高振中等<sup>[1]</sup>认为,其沉积物波的迁移方向正好与重力流方向相反,应排除浊流的可能性。此外,有众多学者认为<sup>[4,23,24]</sup>,沉积物波向陆坡上倾方向迁移的现象是一个普遍的现象,与浊流环境中的逆行沙波的发育有关。但 Allen<sup>[25]</sup>计算了逆行沙丘形成所需的佛劳德数条件( $0.844 < Fr < 1.77$ ),而多数底流的佛劳德数  $Fr < 0.3$ ,故底流沉积物波不能以逆行沙波形式出现。

而且浊流沉积物波多认为分布比较局限<sup>[1,26]</sup>,几十至数百平方公里,例如在水深介于 4 400~4 825 m 之间的奥里诺科海谷南部边缘发育有达 29 000 km<sup>2</sup> 之广的浊流沉积波域,显然单一的海底浊流是否有足够的流动层厚度和流速来形成如此巨大的底形是值得怀疑的。此外, Flemming<sup>[27]</sup>早就注意到,沉积物的供应不足以形成大型连续的床形。

向下坡迁移的沉积物波也可以是浊流形成,但是,浊流模式不能解释大型上坡迁移的沉积物波和对称状的沉积物波,也很难解释大型沉积物波大面积所对应的高能环境与泥质成分所对应的低能环境之间的矛盾,所以对于浊流是否能形成其他类型的沉积物波还有待进一步研究。

### 1.5 内波模式

Karl<sup>[28,29]</sup>等在研究白令海纳林斯基(Navarinsky)峡谷头部外陆架——上陆坡部位的沉积物波后首先提出了内波模式,他们认为在所有可能的流体类型中,包括边界流、气象驱动流、密度流、表面潮汐流等,只有内波产生的流体才可能形成与上述沉积物波在形态、大小和位置等方面相吻合的特征。后高振中和 Eriksson<sup>[30]</sup>于古代地层中首先确认了内潮汐沉积,从而使内波模式得到验证。

同时 Jordan<sup>[31]</sup>和 Flemming<sup>[27]</sup>很早就发现海底沉积物波的波高/波长比率存在明显的对应关系,不同流动系统中的沉积物波的波高/波长关系似乎受相同的机制控制<sup>[27]</sup>,某些流动产生的内波的波高/波长比率与海底沉积物波的波高/波长比率可相匹配<sup>[31]</sup>,而且内波的规模与沉积物波的规模也匹配良好,海洋内波波高可达 100 m 甚至更高。波长可达数十公里;而沉积物波的波高也可达 100 m,波长可达十几公里。这种良好的匹配关系表明深水沉积物波很可能为内波作用的产物。

综上所述笔者认为内波在形成海底大型沉积物波(特别是向上坡迁移的沉积物波)方面可能起到相

当大的作用。当然内波成因说仍处在探讨阶段<sup>[1,14,26]</sup>,内波与其它底流联合作用形成大型沉积物波也有可能,尤其是大型的砂波的形成,但作者主要探讨大型沉积物波的内波模式。

## 2 内波形成的大型沉积物波

### 2.1 内波的基本性质

内波是存在于两个不同密度的水层界面上或具有密度梯度的水体之内的水下波<sup>[32]</sup>,它的振幅、周期、传播速度及存在的深度变化都很大。而内潮汐是一种周期与海面潮汐(半日潮或日潮)周期相同的低频内波<sup>[33]</sup>。它在海洋中普遍存在,而在深水区(一般水深超过 200~250 m)表现得尤为明显<sup>[1]</sup>。

内波和内潮汐可以在大洋底部,尤其是海底峡谷或大陆边缘其他各种类型的沟谷中引起规模可观的向上和向下的双向交替流动,也可以引起其他非峡谷环境中的双向交替流动<sup>[34]</sup>。海洋学的调查表明<sup>[1]</sup>,这种双向流动的流速一般为 20~50 cm/s。而且根据水槽实验的结果,钙质软泥的临界侵蚀流速为 7~10 cm/s,深水红泥为 12 cm/s,Young 等根据对海底观察和实验室研究,认为侵蚀各种细粒沉积物的临界速度为 7.5~22.3 cm/s,这样的流速足以搬运粉砂和细砂级的颗粒,并在沉积物表面形成各种床沙形体<sup>[1]</sup>。而且据深水潜水装置观察<sup>[34,35]</sup>,这种流动能搬运沉积物的粒度可达细砂级,并能在数千米深处形成大量波痕和沙丘。

### 2.2 内波的水动力学基础

利用卫星 SAR(合成孔径雷达)遥感从斜上方观测,在两种不同密度水层之间的行进内波的运动情况如图 3 所示。

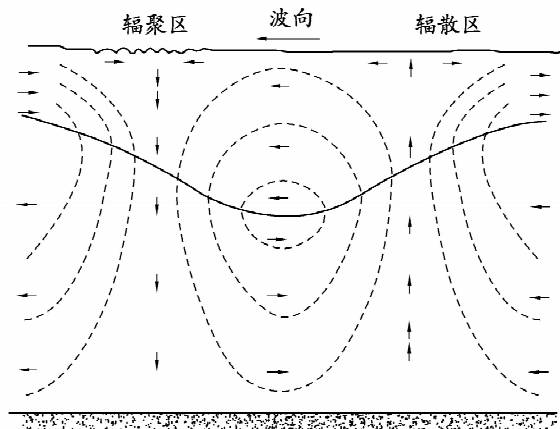


图 3 两种密度水层界面上的理想的行进内波的运动情况<sup>[36]</sup>

由图 3 可知,在波峰处和波谷处水质点的运动方向是相反的,在密度界面之上,波谷处水的运动方向与内波传播方向相同;波峰处水的运动方向与内波传播方向相反。而在密度界面之下,情况则相反,波峰之下水的运动方向与内波传播方向相同,波谷

之下则相反。而且在波峰和波谷处有最大的水平速度而垂向速度则为零,在峰谷间的中点处具有最大的垂向速度,峰前为上升流,峰后为下沉流,故在辐聚区出现海面的暗纹。

在密度界面上内波的传播速度<sup>[37]</sup>为: $c = \frac{g(\rho - \rho')hh'}{\rho(h+h')}$ ,式中 $\rho, \rho'$ 分别为上部水层与下部水层的密度; $h, h'$ 分别为上下水层的厚度。

密度界面之下,内波引起的平均水平流动速度<sup>[32]</sup>: $u' = (a/h)c \cos(kx - \sigma t)$ ,式中 $a$ 为内波的振幅, $(kx - \sigma t)$ 为相位角。

因而可知,当密度差 $(\rho - \rho')$ 增大时,内波传播速度及内波引起的底流水平速度均增大。据 LaFond,内波引起的底流水平流速反比于密度界面距海底的高度<sup>[37]</sup> $z = h - a \cos(kx - \sigma t)$ ,式中 $h$ 为下部水层的平均厚度, $a$ 为内波的振幅。由于波谷更接近于海底,故波谷下方的流速较波峰下方的流速大。而波谷下方水流流向与内波传播方向相反,LaFond<sup>[32]</sup>指出沉积物搬运方向和内波前进方向相反。理论和实践也表明<sup>[28,29]</sup>,当内波沿斜坡地形向下倾方向传播时,可能引起海底沉积物的再悬浮和向上搬运,从而形成大型沉积物波。由于内波既可以向上坡方向传播,也可向下坡方向传播。因而向上传播的内波可引起沉积物向下迁移;向下传播的可引起沉积物向上坡迁移;内驻波则可形成不发生迁移的、两侧对称的大型沉积物波。

## 2.3 沉积物波波形解释

### 2.3.1 不对称波形

当界面内波波面(密跃面)靠近海底时,内波引起的底流水平流速增大,波谷下方的流速较波峰下方的流速大,可形成与内波传播相反方向的单向优势流动,且流向与内波传播方向相反,故内波引起的底流的单向优势流动与内波的传播方向相反<sup>[14,38]</sup>。在此优势流动持续作用于海底时,可形成向内波传播相反方向迁移的大型不对称沉积物波或上攀波形单元(图 4A)。

如第勒尼安海南缘的切法鲁(Cefalu)盆地<sup>[39]</sup>就发育大量的内波沉积,它是一个沿西西里岛北缘沿东西延伸的斜坡盆地,在垂直斜坡走向的南北向地震剖面显示水深 1 000~1 200 m 处存在一厚 140~270 m 的层序,岩层完全呈连续的波状起伏形态,波长 1~1.2 km,波幅 30 m 左右,波形明显不对称,呈现清楚的由斜坡下方向向上方的上攀床形。

还有白令海纳林斯基<sup>[28,29]</sup>峡谷口的上坡迁移型沉积物波、摩西拿海隆<sup>[39]</sup>上攀迁移的大型沉积物波以及北大西洋洛克海槽东北部赫布里兹<sup>[14]</sup>斜坡向上坡迁移的沉积物波等等。

不对称沉积物波还可由孤立内波形成。海洋内波常以一组间距规则的孤立内波向外辐射传播<sup>[32,40]</sup>,它是单个的,孤立的(局部的),对称的,光滑

的,圆突起(深水区一般是下凹,浅水区一般是上凸的),而且单向传播,在传播的过程中波形和速度保持不变<sup>[36]</sup>,此孤立内波也可形成与内波传播相反方向的海底单向流动,从而可形成不对称沉积物波(图 4B)。

### 2.3.2 对称波形

当界面内波波面(密跃面)距海底的高度非常大时,内波产生不了海底流动,也形成不了底形。这一点与表面波浪对于浪基面以下沉积物影响微弱类似。当密跃面距海底的高度较大时,内波引起的底流流速较小,不能产生单向优势流,但在大型内波的持续作用下可形成波长类似于内波波长的海底沉积单元——大型对称沉积物波<sup>[14,38]</sup>(图 4C)。

对称性沉积物波还可由内驻波形成<sup>[41,42]</sup>。内驻波容易在湖泊和相对封闭的水体之内形成<sup>[1,32]</sup>,内波向前传播遇陡壁后反射,反射前后的内波的叠加也可形成内驻波。风暴、气象状况的突变或水表面的意外扰动都可产生内驻波<sup>[36]</sup>。内驻波长时间持续作用于海底未固结细粒沉积物时,能使沉积的底形与内波的作用趋于平衡,特别是刚沉积的软泥含水量可达 80%~90%,极富可塑性,在内驻波长时间持续作用下,可形成无侧向迁移的对称的沉积单元<sup>[1]</sup>。如几内亚海台<sup>[43]</sup>边缘(深度 2 000~4 000 m)的沉积物就具有驻波的特征(如图 4D)。

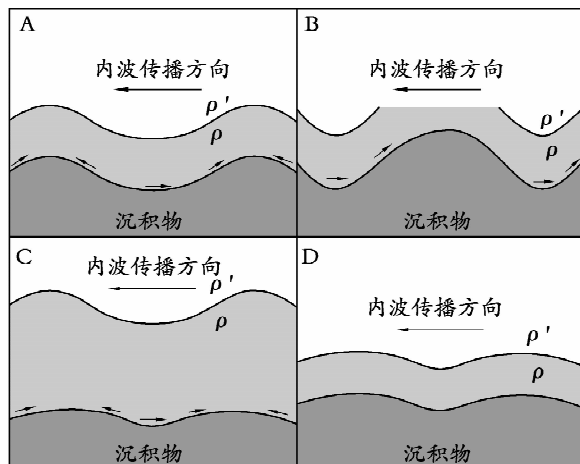


图 4 内波作用形成的沉积物波示意图

## 3 存在的问题与相应的对策

### 3.1 存在问题

50 多年来,国内外学者对深海大型沉积物波进行了大量的调查和研究,在沉积物波的类型、特征以及形成机理等方面取得了大量的成果。但是,应该看到,深海沉积物波的研究仍处于起步阶段,很多问题亟待系统而深入的研究和探讨。但研究工作只能一步一步进行,故应找出当前最紧迫的问题。

(1) 现代深海大型沉积物波的研究问题。首先,从世

界各大洋区沉积物波发育的情况<sup>[44]</sup>来看,研究最为详细的莫过于大西洋,而对全球其它各大洋区的研究却非常薄弱。诚然,现在已知太平洋、印度洋等大洋的大型沉积物波的发育程度远比大西洋差,但其确切发育程度如何?分布规律又怎样?并不甚了解。况且,发育程度存在如此大差别的控制因素有哪些?除了海平面升降、海底地貌条件这些关键因素外,还有哪些影响因素?只有将这些问题调查清楚,才能对全球沉积物波的分布规律获得深刻的认识,才能进行全面总结。其次,国内外学者对大型沉积物波的形成机理仍存在很大的争议。在众多学说之中,只有内波说似乎更有道理,但尚未取得支持这种说法的全面的确实证据,且深海大型沉积物波常与底流、浊流或水下塌塌沉积单元相伴生,因而很难排除存在其它成因的可能性。(2)古代大型沉积物波的研究问题。在世界范围内,与现代深海大型沉积物波的大规模研究和成果累累的局面相比,对古代地层中大型沉积物波的研究要薄弱得多,应该说这是一个亟待加强的研究领域。因为归根结底,对现代沉积的研究,最终要应用到古代沉积的研究中。地质历史时期中大型沉积物波的研究,对于恢复古气候、古地理、古构造等具有重要的科学意义。而且有学者认为<sup>[44,45,46]</sup>此类沉积的研究对于油气勘探和开发具有重要意义。而由于这一问题本身相当的重要性,就显得这一薄弱环节更加突出。

而该研究领域最大的难题是识别古代地层中大型沉积物波,目前国内外已识别出的古代大型沉积物波也只有一个,即见于塔里木盆地塔中地区中奥陶统地层中<sup>[45,46]</sup>。但要广泛开展这方面的研究,其首要问题就是要归纳大型沉积物波的鉴别标志,但是目前发现的实例过少,无法全面总结其鉴别标志。

### 3.2 相应的对策

密切关注 IODP 的最新发现,对世界各大洋区的综合大洋钻探资料进行研究,包括对现存岩心和已有成果的分析研究,并尽可能与深海水文资料和其它海洋学成果综合对比分析,相信一定能在深海大型沉积物波的分布规律及其它方面取得新的突破;加强对大型沉积物波的形成机理进行研究,并与其它深海大型沉积物波形成机理研究相结合,以望获得大量有关大型沉积物波形成机理的有用信息和新的认识;为了更全面了解沉积物波的特征及成因,有必要开展深海沉积物波形成过程的长期观测及在室内利用水槽对物理模拟、数值模拟方面的研究,目前这方面的研究基本还是空白;广泛开展对古代大型沉积物波的研究,尽可能多地识别地层中的大型沉积物波,只有对大量实例的综合分析研究,才能加深对其特征的全面了解,总结基本规律;通过先进的地质研究调查手段,如二维、三维地震资料及遥感技术等的应用,尽快建立一套关于大型沉积物波的

识别标准,从而使其逐渐成为海洋沉积学中一个更为完善的研究领域。

展望未来,当务之急是要加强利用现代科技进步为深海海洋科学研究提供的大量新的调查手段,如深海多波束调查、高分辨率地球物理调查、深海原位测量技术、深潜探测、深海高保真取样技术等,完成前人不能完成的任务。并在对内波沉积和底流等其他沉积类型研究感兴趣的地质学家和海洋学家之间尽快建立起一个全球研究平台,制定出现代和古代大型沉积物波的沉积学和地震学方面的识别标准,正视不同解释之间的争论并及时解决这些矛盾,促进海洋学家、古气候学家、深水沉积学家和地震学家之间的合作研究,发表其研究成果,以便让更多的地质学家了解大型沉积物波的本质及其重要性,进一步推进对大型沉积物波的国际合作研究。

### 参考文献:

- [1] 高振中,何幼斌,罗顺社,等.深水牵引流沉积——内潮汐、内波和等深流沉积研究[M].北京:科学出版社,1996.1-46.
- [2] Faugères J C, Mwzerais M L, Stow D A V. Contourite drifts types and their distribution in the North and South Atlantic Ocean Basins [J]. **Sedimentary Geology**, 1993, 82: 189-203.
- [3] Karl H A. Internal-wave currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarinisky Canyon head, Bering Sea [J]. **Sediment Petrol**, 1983, 56(5): 706-714.
- [4] Normark W R, Hess G R, Stow D A V, et al. Sediment waves on the Monterey fan levee: A preliminary physical interpretation [J]. **Marine Geology**, 1980, 37: 1-18.
- [5] Howe J A. Turbidite and contourite sediment waves in the northern Rockall Trough, North Atlantic Ocean [J]. **Sedimentology**, 1996, 43: 219-234.
- [6] Richard P C, Ritchie J D, Thomson A R. Evolution of deep-water climbing dunes in the Rokall Trough-implications for overflow currents across the Wyville-Thomson Ridge in the Late Miocene [J]. **Marine Geology**, 1987, 76: 177-183.
- [7] Flood R D. A lee-wave model for deep-sea mud wave activity [J]. **Deep-Sea Research**, 1988, 35: 973-983.
- [8] Flood R D, Shor A N, Manley P D. Morphology of abyssal mud waves at project MUDWAVES sites in the Argentine basin [J]. **Deep-Sea Research**, 1993, 40: 859-88.
- [9] Lewis K B. The 1 500 km long Hikurangi Channel trench-axis channel that escapes its trench, crosses a plateau, and feeds a fan drift [J]. **Geo-Marine Letter**, 1994, 14: 19-28.
- [10] Wynn R B, Masson D G, Stow D A V, et al. Turbidity current sediment waves on the submarine slopes of the western Canary Islands [J]. **Marine Geology**, 2000, 163: 185-198.

- [11] Manley P L, Flood R D. Paleoflow history determined from mud wave migration; Argentine Basin [J]. **Deep-Sea Research**, 1993, 40: 1 033-1 055.
- [12] Nakajima T, Satoh M. The formation of large mud waves by turbidity currents on the levees of the Toyama deep-sea channel, Japan Sea [J]. **Sedimentology**, 2001, 48: 435-463.
- [13] Masson D G, Howe J A, Stoker M S. Bottom-current sediment waves, sediment drifts and contourites in the northern Rockall Trough [J]. **Marine Geology**, 2002, 182: 215-237.
- [14] 张兴阳, 高振中, 姚雪根. 大西洋洛克尔海槽东北部内波沉积①——深水大型沉积物波成因的再解释 [J]. 沉积学报, 1999, 17(3): 464-471.
- [15] 张兴阳. 深水牵引流形成的床形单元组合 [J]. 古地理学报, 2000, 2(2): 28-36.
- [16] 何幼斌, 王文广. 沉积岩与沉积相 [M]. 北京: 石油工业出版社, 2007. 238-245.
- [17] 邵磊, 李献华, 韦刚健, 等. 南海高速堆积体大物质来源 [J]. 中国科学(D辑), 2001, 31: 828-833.
- [18] 邵磊, 李学杰, 耿建华, 等. 南海北部深水底流沉积作用 [J]. 中国科学(D辑), 2007, 37: 771-777.
- [19] Faugères J-C, Gonthier E, Mulder T, *et al.* Multi-process generated sediment waves on the Landes Plateau (Bay of Biscay, North Atlantic) [J]. **Marine Geology**, 2002, 182: 279-302.
- [20] 王海荣, 王英民, 邱燕, 等. 南海北部大陆边缘深水环境的沉积物波 [J]. 自然科学进展, 2007, 17(9): 1 235-1 242.
- [21] Damuth J E. Migrating sediment waves created by turbidity currents in the northern South China Basin [J]. **Geology**, 1979, 7: 520-523.
- [22] 王海荣, 王英民, 邱燕, 等. 南海东北部台湾浅滩陆坡的浊流沉积物波的发育及其成因的构造控制 [J]. 沉积学报, 2008, 26(1): 39-45.
- [23] 钟广法, 李前裕, 郝沪军, 等. 深水沉积物波及其在南海研究之现状 [J]. 地球科学进展, 2007, 22(9): 907-913.
- [24] Hand B M, Middleton G V, Skipper K. Antidune cross-stratification in a turbidite sequence, Cloridorme formation, Gaspé, Quebec [J]. **Sedimentology**, 1972, 18: 135-138.
- [25] Allen J R L. Sedimentary Structures, Their Character and Physical basis [M]. **Amsterdam; Elsevier**, 1984.
- [26] 何幼斌, 辛长静, 罗进雄, 等. 深海大型沉积物波的特征与成因 [J]. 矿物岩石地球化学通报, 2007, 26(增刊): 382-383.
- [27] Flemming B W. Underwater sand dunes along the southeast African continental Margin [J]. **Marine Geology**, 1978, 26: 177-198.
- [28] Karl H A, Carlson P R. Large sand waves in Navarin-sky Canyon head Bearing sea [J]. **Geo Marine Letter**, 1982, 2: 157-162.
- [29] Karl H A, Cacchione D A, Carlson P R. Internal-wave currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering sea [J]. **Journal of Sedimentary Petrology**, 1986, 56: 706-714.
- [30] 高振中, Eriksson K A. 美国阿巴拉契亚山脉芬卡苏地区奥陶纪海底水道中的内潮汐沉积 [J]. 沉积学报, 1993, 11(1): 12-22.
- [31] Jordan G F. Large submarine sand waves [J]. **Science**, 1962, 136: 1-10.
- [32] LaFond E C. Internal waves [A]. Hill M N. The Sea [C]. Volumel London; Wiley interscience, 1962, 731-751.
- [33] Munk W. Internal waves and small-scale processes [A]. Warren B A, Wunsch C. Evolution of Physical Oceanography [C]. Cambridge; Massachusetts Institute of Technology, 1981. 264-291.
- [34] Shepard F P, Marshall N F, Mcloughlin P A, *et al.* Currents in submarine canyons and other sea valleys [J]. **AAPG Studies in Geology**, 1979, 8: 1-13.
- [35] Mullins H T, Keller G H, Kofoed J W, *et al.* Geology of great Abaco submarine canyon (Blake Plateau): observations from the research submersible "Alvin" [J]. **MarineGeology**, 1982, 48: 239-257.
- [36] 方欣华, 杜涛. 海洋内波基础和中国海内波 [M]. 青岛: 中国海洋大学出版社, 2005. 1-131.
- [37] Muench R D, LeBlond P H, Hachmeister L E. On some possible interactions between internal waves and sea ice in the marginal ice zone [J]. **Journal of Geophysical Research**, 1983, 88(c5): 2 819-2 826.
- [38] 张兴阳, 何幼斌, 罗顺社, 等. 内波单独作用形成的深水沉积物波 [J]. 古地理学报. 2002, 4(1): 83-89.
- [39] Marani M, Argnani A, Roveri M, *et al.* Sediment drifts and Erosional surfaces in the central Mediterranean: Seismic evidence of bottom-current activity [J]. **Sedimentary Geology**, 1993, 82: 207-220.
- [40] Benielli D, Sommeria J. Excitation and breaking of internal gravity waves by parametric instability [J]. **Journal of Fluid Mechanics**, 1998, 374: 117-144.
- [41] Cartwright D E. On submarine sand-waves and tidal lee-waves [J]. **Proc Roy Soc (London)**, 1959, 253: 218-241.
- [42] Furnes G K. Formation of and waves on unconsolidated sediments [J]. **Marine Geology**, 1974, 16: 145-160.
- [43] Westall F, Rossi S, Mascle J. Current-controlled sedimentation in the Equatorial Atlantic: examples from the southern margin of the Guinea Plateau and the Romanche Fracture Zone [J]. **Sedimentary Geology**, 1993, 82: 157-171.
- [44] 李华, 马良涛, 严世帮, 等. 深水大型沉积物波的成因机制 [J]. 海洋地质动态, 2007, 23(12): 1-7.
- [45] 高振中, 何幼斌, 张兴阳, 等. 塔中地区中晚奥陶世内波、内潮汐沉积 [J]. 沉积学报, 2000, 18(3): 400-407.
- [46] 何幼斌, 高振中, 张兴阳. 塔中地区中——上奥陶统内波内潮汐沉积与油气勘探 [J]. 海相油气地质, 2002, 7(4): 33-40.