

# 海洋深层水动力环境调查技术回顾

## A review of the investigation techniques for the ocean dynamic environment in the deep layer

李家钢<sup>1</sup>, 徐晓庆<sup>2,3</sup>

(1. 中海油研究总院 北京 100027; 2. 国家海洋局第一海洋研究所, 山东 青岛 266061; 3. 海洋环境科学和数值模拟国家海洋局重点实验室, 山东 青岛 266061)

中图分类号: P71 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2013)06-0121-05

深水海域是21世纪人类重要的能源基地,走向深水是世界石油、也是中国石油工业实现可持续发展的重要战略。海洋深部洋流体系给海底管道安全运行带来巨大威胁,海底油气管道一旦发生破坏,不但会带来巨大的经济损失,还将造成严重的环境与生态问题。深海海洋观测是我们认识深海水动力环境的主要途径,本文主要回顾了对海洋深层水动力环境调查技术的发展。

### 1 深层水动力环境研究概况

对于深部洋流体系与海底的相互作用的研究,可以追溯到20世纪50年代。1952年美国的Menard和Dietz<sup>[1-2]</sup>均研究过海底的波浪与冲刷痕,认为不能用浊流解释,应与底层流有关。1963年海洋地质学家Holister<sup>[3]</sup>根据海底岩芯的波状结构提出了大洋海底存在高速海流的假说,但是没有引起广泛的注意。到1969年Kuenen<sup>[4]</sup>仍坚持认为海底的波浪与冲刷痕是浊流造成,因为当时深海流的研究手段很不完善,不足以解决此类问题。

实际上,大洋底流的活动不仅确实存在,而且可以对洋底沉积物进行直接的改造作用,无论是底流的侵蚀、溶蚀、搬运还是沉积作用,都在沉积物中留下深刻的烙印。根据沉积学众多的标志,可以有效地追索大洋底层流活动的踪迹。

1961年Ericson等人<sup>[5]</sup>在加拿大纽芬兰与新斯科舍半岛之间卡博特海峡以南陆隆上的某间冰期地层中发现了一种砖红色的黏土。经追索,该红层的厚度百分比沿北美大陆隆一线向南递减,在卡博特海峡的岸外陆隆上其厚度百分比>50%;向南,在美国的哈特勒斯角岸外减为<10%,直至巴哈马附近的沉积

物中仍可找到很少量的砖红色黏土。但在该线以东的所有岩芯中却全无发现。这些具有特殊色调的物质是来自加拿大新不伦瑞克与新斯科舍省的古生代红层,由底层流向南搬运,一直可达巴哈马区。通过对该特殊沉积物地理分布的研究,首次了解到深部海流侧向运移的现象,确证了西北大西洋地区存在平行于等深线向南流动的西部边界底流<sup>[6]</sup>。底流对于沉积物的搬运作用还可以通过近海底摄影或浊度仪(利用光线的散射强度观察悬移物质的浓度)直接或间接地观察到。一般情况下,在水柱的任何位置都可以观察到一定浓度的悬移物质,但在海底以上500~1700m处开始,水柱中的微粒物质向下逐渐增加,明显高于其上覆的清水层;在海底以上的50~200m处,微粒物质急剧增多,形成浓密的云雾状层,表明确有许多已沉积下来的物质被底流搅起,混入近海底的水层中。底流活动越活跃,搅起的云雾状物质越多。

短暂异常的天气变化对深部洋流的影响作用,特别是随着对西部边界流开展深入研究后,为底流的侵蚀、搬运、沉积间断等提供了许多新信息和新思路。例如,1978年在美国海军研究局(U.S. Office of Naval research)支持下, Hollister 等人开展了HEBBLE计划(High Energy Benthic Boundary Layer Experiment 高能海底边界层计划),以期证实黏性海

收稿日期: 2013-02-27; 修回日期: 2013-04-06

基金项目: 国家科技重大专项(2011ZX05056-001-02); 南海陆坡底流观测项目; 国家高技术研究发展计划(863计划)(2008AA09A404, 2013AA09A506); 基本科研业务费专项资金项目(GY0213G01)

作者简介: 李家钢(1964-), 男, 辽宁大连人, 高级工程师, 本科, 主要从事海洋工程环境方面研究, E-mail: lijg2@cnooc.com.cn; 徐晓庆(1986-), 通信作者, 女, 山东烟台人, 助理研究员, 主要从事海洋潮汐、潮流和环流方面研究, E-mail: xuxq@fio.org.cn

洋沉积物的沉积、搬运作用<sup>[7]</sup>。该计划是对若干选定的高流速地区,如北大西洋斯科舍陆隆下部近 5 000 m 水深的某一圈定范围,进行定期重复观察。该地区不断采集大量箱式取芯样,作 X 光透视及沉积学研究,同时配有海底摄影、测流、沉积物捕捉器、浊度仪、底托旁侧声纳等多种手段对底流活动时间 and 空间上的对比。实际上,这段海底成为天然的水动力研究试验场地。通过多年观察发现,这里西部边界流并非稳定不变,而是瞬息多变的。从空间上说,海底水深对底层流强度有一定影响,如这里 4 800~5 000 m 深处有强劲的底层流,但上升到 3 200~4 000 m 处海底变为宁静的环境,3 200 m 以上只有弱流发现<sup>[8]</sup>。就时间上的演变而言,则可以发现阵发性强流,甚至逆向水流,流速可从平静时的 5 cm/s 左右在若干天内突然跃变为 30~40 cm/s,个别观测站可记录到 73 cm/s 的最高值,以致大大超过某些受限制的深水狭道<sup>[9]</sup>。

1979 年,Shepard<sup>[10]</sup>通过丰富的实测资料提出,深海峡谷中存在的潮汐成因的底流活动同样是深水沉积的重要的机制。Shepard 和 Marshall 在实地测量了众多深水峡谷(包括 Kaulakahi, Congo, Hueneme, Carmel, Petacalco, Hydrographer 等)中的海流,发现峡谷中存在着和半日潮周期具有紧密相关的上下往复海流的活动。判定深水水下峡谷有利于形成深水潮汐底流,并有利于其发挥作用。在水深 46~4 200 m 进行的海流测量显示,其潮汐底流通常可达到最大流速 25~50 cm/s,足以对粉砂乃至砂质底质产生重要影响<sup>[10]</sup>。

我国观测到的高速海流一般在浅海区。修日晨等<sup>[11]</sup>分析了 1958 年海洋普查中的海流观测记录后推断,中国近海存在着流速可达 2.0~2.5 m/s,甚至 4.0 m/s 的急流。之后他们于 1995 年在渤海埕岛海区现场观测到了高速海流,其中流速最大值达到 3.18 m/s。结合渤海区另外几个测站的长期观测资料,修日晨猜测高速海流可能是流场的局部辐合导致的。刘爱菊,修日晨等<sup>[12]</sup>对江苏海域辐射状沙脊群水域的高速海流现象进行了探讨,推测其与假潮现象关系密切。也许是由于近海潮流本身强度比较大,上述观测和分析并没有引起太多的关注。1984 年 2 月~1988 年 7 月,张以恩<sup>[13]</sup>在我国台湾海峡以及其北方海域设立了“人工水母”投放站,根据“人工水母”的漂移方向和漂移路线,并结合研究海域已有的实测底层流资料,得出了我国台湾海峡四季底层流模式图。方文东等<sup>[14]</sup>1996 年春季在南海北部大陆坡区(水深约 300 m)观测到的突发性强流一般出现在天文大潮后

几天,强流核(最大流速 2.0 m/s)位于跃层内(40~60 m),因而判断这些大振幅向岸强流是由局地海区的内潮与地形相互作用引起的孤立内波所致。1997~1998 年<sup>[15]</sup>我国在东太平洋开辟区开展了底层海流锚泊观测,进一步推动了海洋内部混合过程的研究。2005 年 4 月 20~30 日<sup>[16]</sup>,在海南岛东部陆架上进行的海洋定点连续观测,发现了持续时间达 3 d 的强海流,最大流速高达 3.9 m/s。

海洋内波是发生在密度稳定层化的海水内部的一种波动,是影响海洋动力环境特别是中深层动力环境的重要因素。内波一般分为内潮波、近惯性内波、高频随机内波和内孤立波等。其中潮频内波主要是层结海洋中正压潮流流过海底地形产生的,具有潮汐的周期,波长几十千米,振幅几米。近惯性内波主要由大气风应力、浮力通量的变化和压力场的移动导致海洋上混合层的惯性波动,将大气的能量传递给大尺度、近惯性内波,近惯性内波一般具有当地惯性参数对应的周期,波长几十千米,振幅几米。高频随机内波的周期大约在十分钟到几小时之间,其波长为几十米至几千米,振幅几十厘米到几米。由于振幅大、流速强,内孤立波对海洋工程存在巨大的潜在威胁<sup>[17-18]</sup>。许多学者探讨了内波作为一种重要甚至是主要的深水作用的机制,并进而形成重要的深水沉积体系的可能性<sup>[19-23]</sup>,但内波作用和相应沉积作用依然需要进一步探讨。

## 2 底流观测技术

随着声学、光学及精确定位系统 GPS 技术的发展和运用,海底峡谷底流观测技术已经成为了新的科学领域。从 20 世纪 30 年代开始,人们就开始研究海底峡谷的水动力过程及沉积动力学过程<sup>[24-29]</sup>。1979 年 Shepard<sup>[10]</sup>首次描述并讨论了海底峡谷的多样性现象,开启了有关海底峡谷研究的新的里程碑。在以后的近 30 a 里,由机械海流计发展到声学海流计是测流技术的巨大进步,随着传感器和半导体设计的发展,将测量精度由厘米/秒提高到了毫米/秒,缩小了观测仪器的体积并扩大了数据存储量,改进的电池技术(电池能量的加大及电路系统的低功耗等)使得长期监测成为可能。耦合改进的潜标设计,使得连续一年的海流观测比以前的日观测、月观测有很大的进步。目前各种技术参数(材料、结构、传感器等)的设计较为成熟,使得海底几千米的流观测成为可能。

海流测量技术最大的跃进是声学多普勒海流剖面

仪(ADCP)的发展。在 ADCP 发明以前,测量峡谷流速剖面采用间隔几百米放置一个单点海流计,一个剖面挂 3~5 个海流计<sup>[30-33]</sup>,但这仅有的几个点是不足以描述整个流速剖面的现象。相比而言,一台 ADCP 仪器理论能测量 100 多个流速剖面(图 1)。例如:300 kHz ADCP 的层厚为 1 m,理论上可观测 128 个流速剖面。

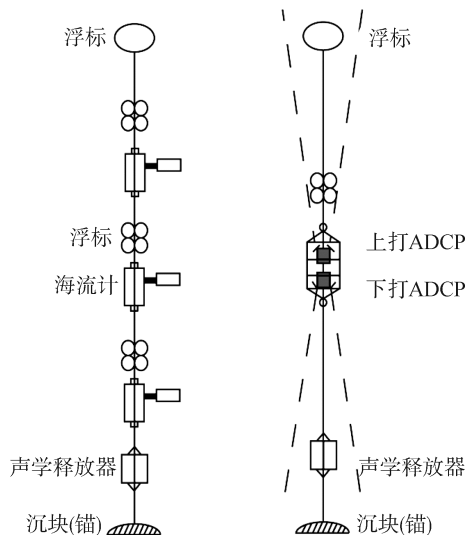


图 1 海底峡谷测流潜标原理图

左图:原始单点海流计测流;右图:ADCP 测流

ADCP 的另外一个优点可测量高速流速(近 20 kn 流速,而传统单点海流计仅能测到 5 kn 流速),虽然 ADCP 在 20 世纪 80 年代就已出现,但是大多数装置要么是从船体向下观测或者在投放区域附近的底部平台向上观测。一直到 1996 年出现了第一台小型 ADCP 仪器后,ADCP 仪器才可以安装在多种装置下采集海流剖面数据。例如,ADCP 被安装在海表潜标上去测量海底峡谷的海流剖面<sup>[34]</sup>,ADCP 也可以安装在锚定的船舶上向下打采集速度剖面数据<sup>[35-36]</sup>。目前,常用的深水观测仪器 SBE-911/917 Plus CTD 是由美国 SEA-BIRD ELECTRONICS INC.(海鸟公司)生产的温、盐、深综合测量系统。其由 SBE9plus 水下单元、SBE11 甲板单元、SBE17 plus SEARAM 控制记录仪和 SBE 32 采水器等几部分组成。SBE9plus 水下单元的外壳可以承受 10000 PSI(1 PSI=6.895 kPa)的压力,约等于 6 800 m 水深。WHS300k 投放式海流剖面仪 LADCP 是由美国 RDI 公司生产的海流测量系统,耐压深度约为 6 000 m 水深。海洋卫士深水型单点海流计是由挪威 AANDERAA 公司生产,耐压深度约为 6 000 m 水深。这些深水仪器均为深水观测提供了有效的保障。

### 3 南海底流观测

基于南海海底地形复杂多变,目前国内对南海近底层海流的观测很少,1997~1998 年,我国“海洋四号”在东太平洋开辟区执行 DY95-7 和 DY95-9 航次调查任务期间,在开辟区作了 2 个测站的底层海流观测,离海底 200 m 和 8 m 的海流计分别连续每小时记录一组底层海流(流速、流向)和温度观测数据。其中,OC01 测站位于我国开辟区东区(7°38'N, 144°22'W),水深 5 066 m,1997 年 8 月 2 日“海洋四号”在执行 DY95-7 航次调查任务期间,将海流锚泊观测系统投放到海底,同年 9 月 28 日将海流锚泊观测系统收回,每个海流计获得 735 组数据。OC02 测站位于我国开辟区西区(9°49'N, 151°38.3'W),水深 5 160 m,1997 年 9 月 30 日将海流锚泊观测系统投放到海底,1998 年 9 月 2 日“海洋四号”在执行 DY95-9 航次调查任务期间,把在海底安置将近一年的海流锚泊观测系统安全收回,每个海流计获得 8069 组观测数据。两个测站的深海底层海流观测,都是采用锚泊观测方法进行的。观测仪器采用挪威 AANDERAA 仪器公司生产的 RMC-8 深海型海流计,两个 AANDERAA 海流计分别安置在离海底 200 m 和 8 m 的位置上。每个海流计设置为每 1h 采集观测数据一次(采样间隔 1 h),每次都同时采集流速、流向、温度一组数据。

为了安全地回收海流锚泊观测系统,使用并联的两个声学释放器,其中有一个声学释放器释放便可以回收。该声学释放器是美国 BENT HOS 公司生产的深海型声学释放器。沉放重块采用自制重达 500 kg 的水泥块。浮标采用 67 MPa 的 4201 型自返抓斗上的玻璃浮球。沉放重块与声学释放器之间用 10 mm 不锈钢钢丝绳连接,各浮标之间用 12 mm 的尼龙绳连接,而海流计与尼龙绳之间以及声学释放器与海流计之间的连接采用 6 mm 不锈钢钢丝绳。定位采用“海洋四号”船上专用的 ISA H-GPS 导航定位系统,以海流锚泊观测系统投放位置作为测站位置。

随后,中国科学院海洋研究所回收了 4 套次底流观测锚系,取得了宝贵的大洋底层流资料<sup>[37]</sup>。为了更进一步地获得近底层流的数据,1998 年中国科学院海洋研究所对海流锚系结构作了调整。如图 2 所示,对 3 个海流计的离底高度作了更改,原来离底 600 m 的改为离底高度 55 m,原来离底 200 m 的改为离底 15 m,原来离底 8 m 的改为离底 5 m,其他都不变。锚系主要测量仪器为美国 NITEROCEAN 公司

生产的自容式 S4AD 型深海电磁海流计。主要观测项目为温度、盐度、流速、流向。每个锚系悬挂 3 个海流计，离底高度分别为 5, 15 和 55 m。整个锚系最大工作深度为 6 000 m。6 个 S4AD 海流计的设置每 10 min 自动观测一次，每次观测的时间长度为 60 s。观测期间，0.5 s 取样一次。1 min 后海流计将 120 个取样的矢量平均值和时间记录在存储器内。

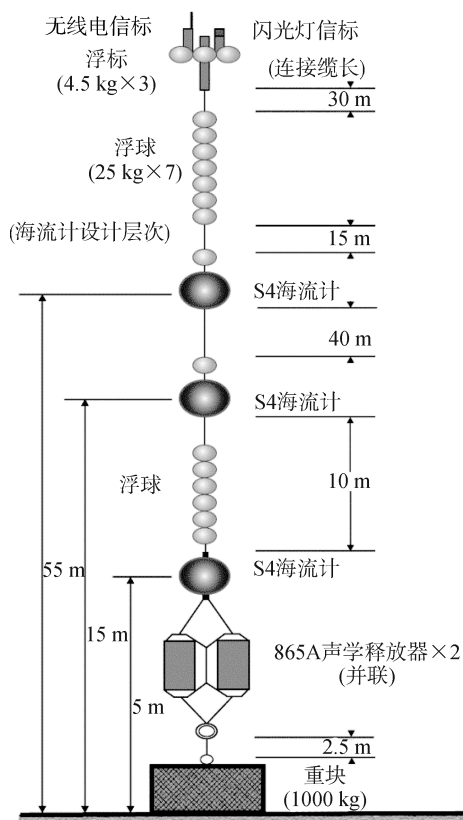


图 2 修改后锚系结构示意图

基于改进的仪器和先进的潜标技术能同时测得丰富的海流观测剖面和其他海洋数据。由于观测区底质为 5 m 左右的软泥层，会造成对海床基观测系统的泥沙掩埋，并且，也不能完全排除观测区会发生诸如坍塌等地质灾害，所以，选用潜标观测方案进行海流观测。布放潜标的优势在于可在一定程度上回避仪器受泥沙掩埋和复杂地形及轻度地质灾害对观测的影响，劣势则在于浮标体中的海流观测仪器本身的速度并不是绝对固定不变的，海水的流动会使仪器本身产生倾斜及晃动，流速大时甚至会产生振动，从而对观测结果产生一定的影响，需要从设计上给予充分考虑：(1)在仪器浮体内设计姿态调整装置以确保仪器本身的倾斜不能超过 $15^\circ$ ；(2)注重承载仪器的浮体外形设计，尽量减小海水流动对其的影响；(3)在确保重力锚不移位的前提下适当增加浮体浮

力，使得仪器本身的姿态相对稳定；(4)加载高精度压力传感器，监测仪器本身的上下移动；(5)进行针对性仪器测量设置，每个样本至少保证 45 个 ping (打一个声波为一个 ping)；(6)选用带底跟踪功能的海流测量仪，有效去除因海流方向变化造成的仪器移动而形成的仪器自身速度；(7)除采用主浮体承载海流剖面仪进行近底 40~60 m 以内的剖面流观测外，在近底 10 m 层内补充单点海流计进行海流观测，这种并行观测的方式，可以互相验证，直接论证观测结果的可靠性。但值得注意的是目前有关南海底层流的观测并未达到真正意义上的近底，均距底有一定的距离，这对研究底层流体对海底管道潜在冲击的影响还有一定的差距。

## 4 结论

对海洋深层水动力环境的调查有助于石油开发，并对海洋环境研究有重要的影响。目前相对于中上层的环流的研究，深底层海洋环流的调查研究相对较少，开展南海深水环境调查对我国南海油气资源的开发及经济发展有重要的意义。

## 5 展望

由于深水海洋环境复杂多变，需要更多新的观测方法获取更准确的局部海流特征，这不仅对观测仪器提出了更高的要求，也需要提出更合理的观测设计方法。

参考文献：

- [1] Menard H W, Dietz R S. Mendocino submarine escarpment[J]. The Journal of Geology, 1952, 60(3): 266-278.
- [2] Dietz R S. The Pacific floor[J]. Scientific American, 1952, 186(4): 19-23.
- [3] Holister G S. Cyclic-stress reduction within pin-loaded lugs from optimum interference fits[J]. Experimental Mechanics, 1963, 3(9): 222-224.
- [4] Kuenen PH H, Humbert F L. Grain size of turbidite ripples[J]. Sedimentology, 1969, 13(3-4): 253-261.
- [5] Ericson D B, Ewing E, Bruce C, et al. Atlantic deep-sea sediment cores[J]. Geological Society of America Bulletin, 1961, 72(2): 193-285.
- [6] Kennett J P. Marine Geology[M]. New Jersey : Prentice-Hall, Englewoods Cliffs, 1982: 1-813.
- [7] McCave I N, Hollister C D. Sedimentation under deep-sea current system: pre-HEBBLE ideas[J]. Marine Geology, 1985, 66(1-4): 13-24.
- [8] Tucholke B E, Hollister C D, Biscaye P E, et al. Abyssal current character determined from sediment bedforms on the Nova Scotian continental rise[J].

- Marine Geology, 1985, 66(1-4): 43-57.
- [9] Richardson M J, Wimbush M, Mayer L. Exceptionally strong near-bottom flow on the continental rise of Nova Scotia[J]. Science, 1981, 213(4510): 887-888.
- [10] Shepard F P. Currents in submarine canyons and other sea valleys[J]. Special publications, 1979, 27: 85-94.
- [11] 修日晨. 海中妖流[J]. 海洋战线, 1978, 1: 14.
- [12] 刘爱菊, 修日晨, 张自历, 等. 江苏近海的激流[J]. 海洋学报, 2002, 24(6): 120-126.
- [13] 张以愚. 用投放“人工水母”测底流的方法在台湾暖流区域获得现场资料[J]. 海洋科学, 1985(2): 64.
- [14] 方文东, 陈荣裕, 毛庆文. 南海北部大陆坡区的突发性强流[J]. 热带海洋, 2000(1): 70-76.
- [15] 张国祯, 曾瑞坚, 张学华. 东太平洋我国开辟区底层海流锚泊观测[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(3): 115-120.
- [16] 王刚, 乔方利, 侯一筠, 等. 海南岛东部陆架近底层的强海流观测[J]. 自然科学进展, 2008, 18(5): 587-590.
- [17] 蔡树群, 甘子钧. 南海北部孤立子内波的研究进展[J]. 地球科学进展, 2001, 16(2): 215-219.
- [18] Hsu M K, Liu A K. Nonlinear internal wave in the South China Sea[J]. Canadian J Remote Sensing, 2000, 6: 72-81.
- [19] 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: 1-112.
- [20] Nelson C H, Baraza J, Maldonado A. Mediterranean undercurrent sandy contourites, Gulf of Cadiz, Spain[J]. Sedimentary Geology, 1993, 82(1-4): 103-131.
- [21] 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(2): 400-407.
- [22] Gao Zhenzhong, Erikssen K A. Internal tide deposits in an Ordovician submarine channel: Previously unrecognized facies? [J]. Geology, 1991, 19(7): 734-737.
- [23] 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.
- [24] Shepard F P, Revell R, Dietz R S. Ocean bottom currents off the California coast [J]. Science, 1939, 89 (2317): 488-489.
- [25] Emory K O, Hulsemann J. Submarine canyons of southern California, part I. Topography, water, and sediments[M]. Los Angeles: University of Southern California Press, 1963: 80.
- [26] Ryan W B F, Heezen B C. Ionian Sea submarine canyons and the 1908 Messina turbidity current[J]. Geological Society of America Bulletin, 1965, 76(8): 915-932.
- [27] Inman D L. Strong currents in submarine canyons[J]. Transactions, American Geophysical Union, 1970, 51(4): 319.
- [28] Drake D E, Gorsline D S. Distribution and transport of suspended particle matter in Hueneme, Redondo, Newport, and La Jolla submarine canyons, California[J]. Geological Society of America Bulletin, 1973, 84(12): 3949- 3968.
- [29] Shepard F P. Progress of internal waves along submarine canyons[J]. Marine Geology, 1975, 19(3): 131-138.
- [30] Ferentinos G, Collins M B, Pattiaratchi C B, et al. Mechanisms of sediment transport and dispersion in a tectonically active submarine valley/canyon system: Zakynthos Straits, NW Hellenic Trench[J]. Marine Geology, 1985, 65(3-4): 243-269.
- [31] Hunkins K. Mean and tidal currents in Baltimore Canyon[J]. Journal of Geophysical Research, 1988, 93 (C6): 6917-6929.
- [32] Xu J P, Noble M A, Eittrheim S L, et al. Distribution and transport of suspended particulate matter in Monterey Canyon, California[J]. Marine Geology, 2002, 181(1): 215-234.
- [33] Palanques A, Garcia-Ladona E, Geomis D, et al. General patterns of circulation, sediment fluxes and ecology of the Palamós (La Fonera) submarine canyon, northwestern Mediterranean[J]. Progress in Oceanography, 2005, 66(2-4): 89-119.
- [34] Xu J P, Noble M A, Rosenfeld L K. In-situ measurements of velocity structure within turbidity currents[J]. Geophysical Research Letters, 2004, 31(9): L09311, doi: 10.1029/2004GL019718.
- [35] Petruncio E T, Rosenfeld L K, Paduan J D. Observations of the internal tide in Monterey Canyon [J]. Journal of Physical Oceanography, 1998, 28 (10): 1873-1903.
- [36] Flexas M M, Boyer D L, Espino M, et al. Circulation over a submarine canyon in the NW Mediterranean[J]. Journal of Geophysical Research, 2008, 113: C12002, doi: 10.1029/2006JC003998.
- [37] 梁楚进, 侯一筠, 陈琪, 等. 中国多金属结核开辟区近底低频流动特征[J]. 科学通报, 2004, 49(11): 1116-1120.

(本文编辑: 刘珊珊)