科学通报 2011 年 第 56 卷 第 22 期：1839 ~ 1845
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

东海海底观测小衢山试验站

许惠平, 张艳伟, 徐昌伟, 李建如, 刘丁, 覃如府, 罗胜卿, 范代读

同济大学海洋地质国家重点实验室, 上海 200092
E-mail: xuhuiping@tongji.edu.cn

2011-01-21 收稿, 2011-05-13 接受
上海市重大科技攻关资助项目(06DZ12012)

摘要 海底观测系统是海洋科学从“考察”转向“观测”的重要设施. 最近在杭州湾口外的东海内陆架(30°31′44″N, 122°15′12″E~30°31′34″N, 122°14′40″E)建成东海海底联网观测小衢山试验站. 该试验站包括双层铠装海底光电复合缆, 联接具有不同型号的水密接插头、实现能源自动供给和通信传输的基站特种接驳盒, 并在基站防拖网与仪器安装架上安装 3 种海洋观测仪器; 光电复合缆通过海洋平台登陆, 由台上的太阳能蓄电池实施不间断的能源供应; 现场海洋观测数据通过光电复合缆传输到平台后经 CDMA 无线网络实时发送到实验室服务器上. 试验系统已于2009年4月开始正常运行, 在本文中将例举部分数据在近底边界层动力过程和海平面高度异常研究方面的初步应用, 分析了底应力在不同时间尺度上的变化规律以及2010年智利大地震引发的海啸对东海近岸的影响. 试验站的建成是我国海底观测网建设迈出的第一步, 不仅积累了经验, 而且一年多来的连续观测资料表明海底观测具有重要的科学价值.

关键词
海底观测系统
东海
小衢山试验站
近底边界层
海平面高度异常

人类历来从海洋之外研究海洋, 主要的研究途径是在船上从海面对海洋进行短暂的考察. 20 世纪 60 年代随着遥感技术的发展, 实现了从空间对海洋进行全面观察, 但主要局限于海面而难以深入海水内部和海底. 随着科技的发展, 当前的海洋科学正在从外面的短暂“考察”, 进入到在海底设置观测站, 进行长期的实时“观测”. 其中最具前景的是海底观测网, 将观测仪器放到海底, 通过光电缆连线网络, 向各个观测点供应能量、收集信息, 从而实现多学科、全天候连续实时观测, 观测范围从海底地壳直至海面, 观测内容涉及海洋物理、化学、地质、生物等学科, 代表着海洋科技发展的新阶段[1].

由于历史原因, 我国海洋科技的发展迄今远远落后于发达国家, 亟需走跨越式发展道路, 而海底观测新阶段的出现, 为我们提供了一次极佳的发展机会[2]. 当前国际海底观测网中规模最大、最前沿的是美国海洋观测计划 OOI, 由于财政困难推迟到 2009 年方才启动(marine.rutgers.edu/nurp/factech.html, www.mbari.org/mars); 目前已经建成的最大海底观测网, 是2009年12月正式启用的“加拿大海王星”(Neptune-Canada) 网 (www.neptune.washington.edu, www.neptunecanada.ca). 其实欧美的海底观测已经有十多年历史, 最先的观测站是在近海设立, 然后才推向远洋[3]. 例如美国纽泽西州 1996 年建成的“LEO-15”生态海底观测站, 缆长仅 10 km、水深 15 m, 最初 10 年就取得了一系列突破性成果[3]. 我国建设海底观测网, 也需要从近岸浅海入手, 取得经验后向深海推进.

为此, 上海市科委在2006年设立“海底观测组网技术的试验与初步应用”重点研究计划, 在上海附近的东海近岸浅水区进行试验, 对海底观测的接驳和信息传输等技术进行初步研制, 以积累海底观测网研究的技术和经验[4]. 经过反复调研, 最后选择在小衢山附近建设海底观测试验站, 并于 2009 年 4 月投入运行, 至今已积累了初步观测资料. 作为我国海底观测的初次尝试, 本文将对试验站的技术性能和初步观测作简单介绍.

英文版见: Xu H P, Zhang Y W, Xu C W, et al. Coastal seafloor observatory at Xiaoqushan in the East China Sea. Chinese Sci Bull, 2011, 56, doi: 10.1007/s11434-011-4620-y

1 小衢山试验站

东海海底观测小衢山试验站设置在洋山国际深水港东南约 20 km 的小衢山岛附近, 位于 30°31′44″N, 122°15′12″E~30°31′34″N, 122°14′40″E 海域范围内(图 1(a)), 平均水深为 15 m, 光电缆在国家海洋局东海分局小衢山的海洋验潮站平台登陆(图 1(b)). 试验站所在为非正规半日浅海潮海区, 位于深水航道附近. 底质为中细粒沙, 水体浑浊度比较高, 是长江泥沙输运的通道; 同时又是渔民捕鳗苗的区域, 具有生态研究的重要性.

试验站包括长约 1.1 km 的双层铠装海底光电复合缆, 联接 1 个具有 3 个不同型号水密接插头的基站特种接驳盒; 通过水密接插头在防拖网与仪器安装架上安装 CTD(温盐深仪)、OBS(浊度计)和 ADCP(多普勒流速剖面仪)仪器各 1 个; 光电复合缆在海洋平台登陆, 由台上的太阳能蓄电池实现不间断的能源供应(图 1(b)); 实时观测数据传输到平台后经 CDMA 实时发送到同济大学海洋地质国家重点实验室. 在试验站建设过程中初步研究了近海海底观测站的布放工程技术, 并开发了 1 套数据接收、监视和数据管理的三维可视化信息系统.

试验站自 2009 年 4 月 18 日试运行, 26 日正式进入连续工作状态, 运行状况良好. 试验站的 SBE-16 CTD 和 1200 kHz 的 ADCP, 均固定在不锈钢防拖网支架上, 离海底的距离约为 0.8 m, 数据传输通过接驳盒、光缆经海洋平台实时无线传输至实验室接收站. 最初 ADCP 观测流场的时间分辨率为 1 min, 空间分辨率为 0.25 m, CTD 观测温盐深的时间分辨率大约为 1 min. 自 2009 年 10 月份, 通过控制系统修改为 ADCP 观测流场的时间分辨率为 15 s, 空间分辨率为 0.25 m, CTD 观测温盐深的时间分辨率也为 15 s. 每天接收的数据包括: 近海底处的温度、盐度、深度、浊度和从距海底 0.80 m 处到海面每 0.25 m 一层的流速、流向剖面值以及仪器的状态参数.

2 部分关键技术

2.1 特种接驳技术

海底观测网把水下各种接口的仪器装备通过有线和无线的方式连接在一起, 电能通过有线网输送到海底的基站或节点, 由于各个观测仪器设备所需电能情况不同, 需要对电能进行变压和重新分配. 因而需要 1 个转换和分配的装置. 各种观测仪器装备所采集的大量信息需要及时输送到陆地控制与数据中心, 中心也会按照工作需要发送各种指令来控制各种观测仪器装备的工作模式和工作状态, 需要有 1 个信号的传输和通信的中间环节, 完成中间环节的技术, 就是接驳技术, 实现这项技术的装置就是接驳盒[5].

因此, 接驳盒的主要功能是将海底光缆的电能与数据信号传输到海底布设的各种观测仪器和装备, 实现为海底观测仪器和装备提供统一的电源分配、供应和信号的采集、编码和传输的接口, 并实现对水下各种仪器装备的远程控制和管理. 根据使用要求不同, 除了上述功能外, 还可以增加很多附加辅助功能, 比如无线通信的功能, 实现与水下移动平台的通信. 这些扩展功能, 可以通过接驳盒上的一些扩展接口来实现. 在国外的应用中, 接驳盒甚至可以为自主式

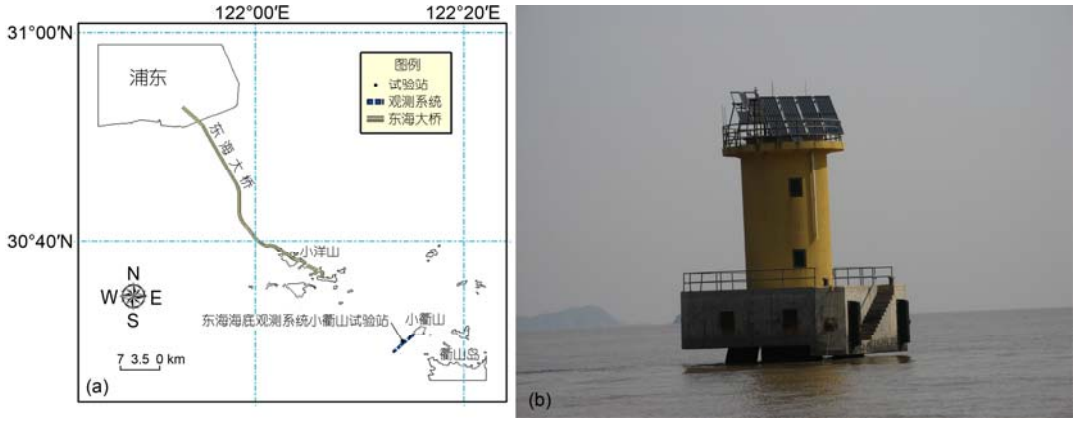

图 1 东海海底观测小衢山试验站位置示意图(a)和东海海底观测小衢山试验站登陆平台(利用东海分局海洋验潮站平台) (b)

水下潜器(AUV)进行电能补给. 东海海底观测系统小衢山试验站特种接驳盒只针对常用的仪器进行设计, 实现了上述的基本功能, 包括研制了能源分配与供应的能源模块、仪器数据采集与编码模块、适合光缆传输的光电转换模块等. 研究设计的能源与通信控制板包含1路10~48 V直流电压输入, 4路12~24 V 10 W功率直流电压输出, 多个经 I2C 总线扩展的 RS-232 接口和 RS-485 总线接口等. 数据采集、编码与数据传输是通过可编程控制器编写采集程序驱动仪器数据采集与编码控制模块实现的, 因而称为特种接驳盒.

2.2 数据采集与集成处理技术

海底观测网实施包括物理海洋、海洋化学、海洋地质与地球物理、海洋生物等多要素、多学科的全天候、长期、连续、实时的综合观测; 观测范围包括海底地壳深部、海底表面、海水水体及海面. 数据量大, 信息量丰富, 就目前东海海底观测小衢山试验站仅 3 个仪器, 每天数据量就达 30 Mb 的数据. 对于多达几十种仪器、多学科多参数的应用系统, 再加上有海底实时视频数据, 整个系统每天数据就是 Gb 数量级. 如此大量的数据需要建设包括实时接收、数据监控、数据质量评价、数据存储、数据分析、数据挖掘、数据共享和数据应用的数据中心和高性能计算机处理环境, 如美国自然基金会(NSF)的 Cyberinfrastructure (National Science Foundation Cyberinfrastructure Council, 2007)[6]. 从软硬件的角度, 就需要建设大容量、分布式的数据存储设备、高性能计算机、宽带网络设备和高性能可视化设备等硬件环境, 以及数据接收、数据质量评价、仪器状态监控、数据存储和应用的各种软件的软环境.

为了试验数据采集与集成、应用的目的, 东海海底观测小衢山试验站的软环境通过初步设计和研究, 研制了一套海底观测试验可视化信息系统来完成. 系统以数据总线和应用总线为设计思想, 面向用户, 采用了NET开发平台, 利用C#开发语言和基于ArcGIS系统以及面向对象的数据模型, 使用最新的 OpenGL 扩展函数以及高级着色语言, 通过对图形处理编译器(GPU)编程初步实现应用模型的三维可视化, 保证了系统的先进性和实用性. 系统和数据库设计按规范和标准进行, 保证了系统的开放性和数据的共享性要求. 此外, 系统还考虑了安全性与保密性、可靠性与稳定性相结合, 设计了友好的系统界面, 为东海海底观测系统小衢山试验站的运行提供了保障.

海底观测试验可视化信息系统的体系结构从数据的获取、组织、管理、共享直至应用于模拟、可视化等实际应用中, 形成一个较为完整的信息处理链路. 系统按照功能划分为数据接收模块实现实时观测数据的接收、入库与管理; 数据监视模块实现仪器状态和数据质量的监控; 二维 GIS 模块实现观测数据元数据的管理、各种数据查询、统计等地理信息系统功能; 可视化模块实现实时观测数据的可视化、数据库数据的各种基本可视化等功能; 二三维联动模块初步实现基于海洋模式的二三维可视化应用信息系统. 各个模块按照 NET 组件标准开发, 具备高内聚性、低耦合性的特点, 既可以单独运行, 又能够通过组件调用实现相互嵌套, 模块之间的信息传递通过简便, 又能够与 SQL SERVER 2005 数据库系统实现无缝集成, 提供高效的数据库操作, 最终实现了海底观测试验站监测数据的接收、监视、管理、可视化工作.

3 观测结果初步应用

3.1 观测数据

自从 2009 年 4 月投入运行以来, 小衢山试验站每天发送多达 30 M 的数据. 图 3 为 2009 年 5 月份的观测结果. 整个 5 月份风场强度相对稳定, 风速平均值为6.3 m/s, 风向变化较小, 基本上维持向北或者向南, 例如在 4 月底至 5 月 3 日, 风速维持平均 9.5 m/s 的强度, 且风向大致是北偏东 10°(图 3(a)). 海水温度明显上升, 由 5 月初到 6 月初, 无论是海表面温度(SST, 图3(b)红色实线)还是在近底层得到的海水温度(图 3(b)黑色实线), 都由 16℃增加到 21℃. 二者的变化趋势基本一致, 且差值在 1℃以内, 说明在观测点处的海水从表面到海底混合比较均匀. 从水位的时间序列中(图3(c))可以看出本月份的大小潮变化以及每天高潮、低潮所对应的水位变化, 该观测点属于半日潮混合潮类型, 以半日潮为主, 每天的潮差均有区别, 存在有高高潮、高低潮、低高潮和低低潮特征, 具有明显的潮汐日不等现象. 在大潮期间对应的最大潮差是 3.5 m, 在小潮期间对应的最小潮差是 1.5 m. 图 3(d)显示的是距底 1 m 处的南北向流速 v(黑色实线)和东西向流速 u(红色实线), 可以看出南北向流场强

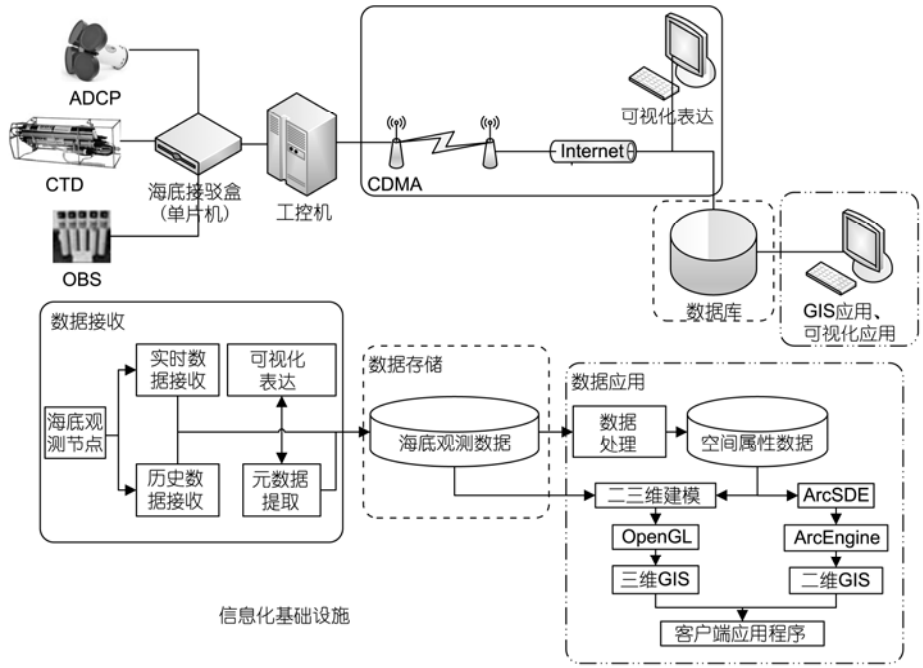

图 2 东海海底观测小衢山试验站可视化信息系统结构示意图

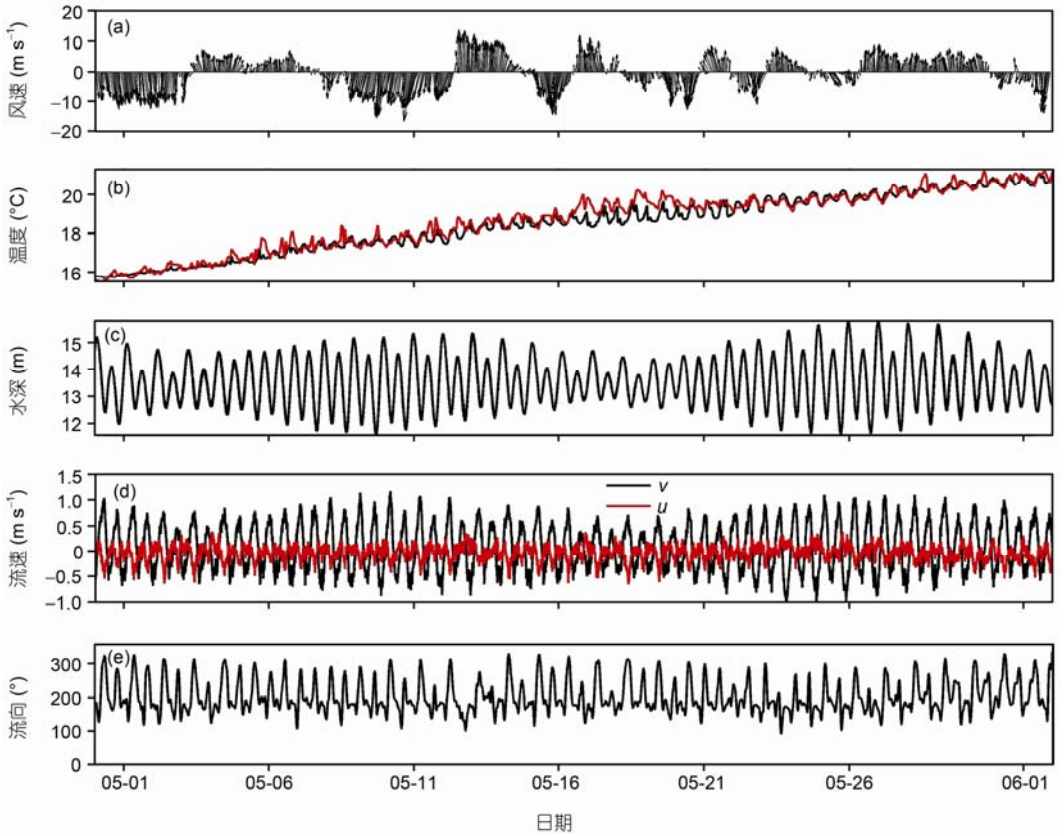

图 3 5 月份观测数据的时间分布图

(a) 风场数据; (b) 海水温度, 其中黑色实线代表 CTD 在近底处得到的海水温度, 红色实线代表距海底观测站约 1 km 处气象台观测到的海表面温度; (c) 水深变化; (d) 距底 1 m 处的流速数据, 黑色实线表示南北向流速 v, 红色实线表示东西向流速 u; (e) 距底 1 m 处的流向数据

度约为东西向流场强度的 2.5 倍; 大潮期间的流速要比小潮期间的流速大. 流向也比较有规律(图 3(e)), 涨潮过程中海流的方向是向南的, 流速变化较小; 落潮过程, 流向变化较大, 出现转流, 但基本是向北流.

3.2 近底边界层动力特征分析

东海近海海底观测的重点之一在于泥沙搬运. 从长江口入海的大量泥沙, 在东海陆架经历着悬浮、沉积、再悬浮等种种复杂的过程[7], 由于潮汐不等现象而产生的底边界层动力变化对于沉积物的分布和输运其中关键的控制作用[8]. 多普勒流速剖面仪 ADCP 测量流速, 同时获取的回声强度资料, 也可以分析海水中沉积物浓度的大小[9]. 图 4 是 5 月份回声强度的时空分布图, 越靠近底边界层, 回声强度越强, 说明海水中的散射体比较多, 即悬浮泥沙浓度比较大. 在距海底 1 m 的水深上, 回声强度存在有约 220 dB 的极大值, 且该极大值区域随着潮汐的变化而发生变化, 形成了明显的边界层, 在大潮期间该边界层比较厚, 能达到距底 2 m 的深度, 在小潮期间, 该边界层比较薄. 从这一现象, 可以推断出, 大潮期间的流速比较大, 更有效地使局地沉积物产生再悬浮现象, 小潮期间的沉积物再悬浮效应比较弱, 即在不同潮周期过程中的流场速度变化将导致底边界层效应产生相应的变化. 底边界层剪切应力是表征边界层处动力变化过程的物理量, 剪切应力越大, 相应地, 沉积物再悬浮及搬运过程就越活跃, 而拖曳系数是底边界层剪切应力参数化中的主要控制因子. 利用观测得到的高分辨率 ADCP 和 CTD 资料, 根据现有的沉积物动力模型[10,11], 估算了 2009 年 5 月份东海近岸底边界层拖曳系数、剪切应力以及沉积物输运速率, 初步得出各物理量在涨、落潮和大、小潮周期变化过程中的分布规律(图 5), 为进一步研究东海近岸沉积物搬运过程提供了长期、有效的数据支持.

结果表明, 底边界层拖曳系数的变化范围是 2.8×10^{-3}~3.6×10^{-3}, 小潮期间的平均值大于大潮期间的值. 从图 5(b)中所显示的结果来看, 在两次小潮变化过程中拖曳系数并不是都比大潮期间的数值大, 图中所示的小潮 2 过程中, 拖曳系数相对比较弱, 要比大潮期间的拖曳系数值还要小. 产生该现象的原因是拖曳系数是底边界层处的剪切效应和层结共同决定的, 小潮期间的弱流场一般会产生将强的剪切效应, 而根据图 5 中的结果, 小潮 2 期间底边界层处由再悬浮沉积物产生的层结比较弱, 造成此过程中底边界层拖曳系数快速减小. 大潮期间的流速是小潮期间流速的 1.5 倍, 消弱了底边界层拖曳系数在大小潮期间的差异, 导致底边界层应力在大小潮过程中的变化范围比较小, 底边界层应力小时平均的结果范围是 0.5~3.0 N m^{-2}, 日平均结果范围是 0.8~1.5 N m^{-2}. 沉积物净通量和底边界层应力变化趋势一致, 也具有大小潮周期变化, 大潮期间的沉积物的平均输运速率 7.0×10^{-3} kg m^{-2} s^{-1} 比在小潮期间的平均输运速率 5.0×10^{-3} kg m^{-2} s^{-1} 增大 40%. 底边界层拖曳系数、底边界层应力和沉积物净通量具有显著的日变化过程, 底边界层拖曳系数在落潮过程中保持较大值 3.3×10^{-3}~3.5×10^{-3}, 在涨潮过程中先减小后增大; 而沉积物净通量在落潮过程中, 先由低值 2.0×10^{-3} kg m^{-2} s^{-1} 增加到高值 15.0×10^{-3} kg m^{-2} s^{-1}, 后又降到低值, 在涨潮过程中保持低值. 该数据应用举例结果不仅可以清楚地描述沉积物净通量在 1 d 之中涨落潮过程的变化规律, 也可以提供沉积物在一个月之中大小潮过程的不同分布特点, 而且观测站正源源不断地提供更长期的数据资料, 为深入探究近岸沉积物动力过程机制及长期淤积、冲刷过程提供了必要的数据信息.

3.3 地震与海平面高度异常分析

东海海底观测系统在传感器充分的条件下, 不

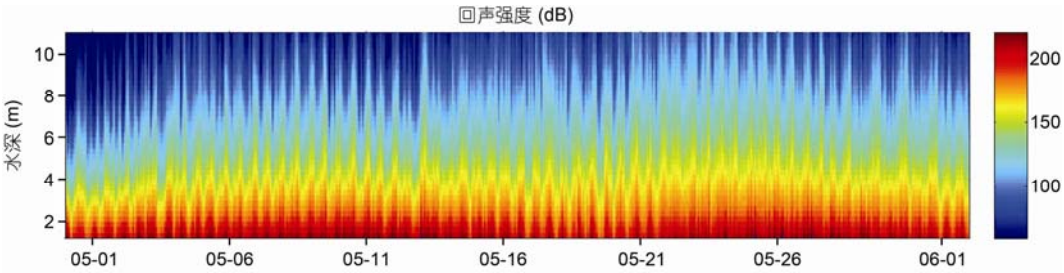

图 4 利用 ADCP 观测资料计算的回声强度时空分布图

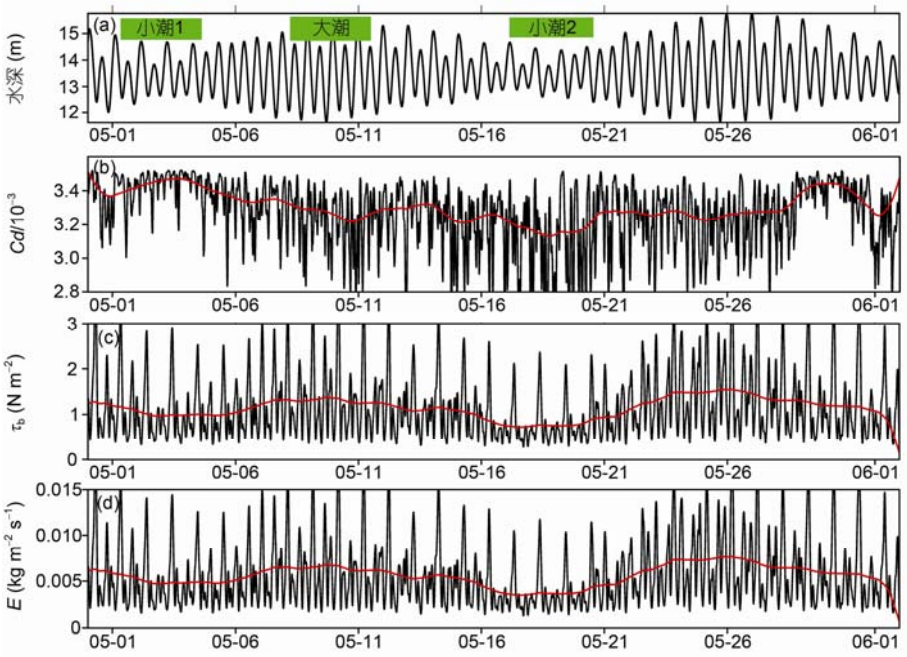

图 5 由 CTD 得到的水深变化(a)、计算得到的拖曳系数(b)、计算得到的底边界层剪切应力(c)和计算得到的沉积物净通量(d)

(a)中的 3 个绿色阴影区分别代表选取的 2 个小潮和 1 个大潮时间区域; (b)~(d)中的黑线代表每小时平均的结果, 红线代表日平均结果

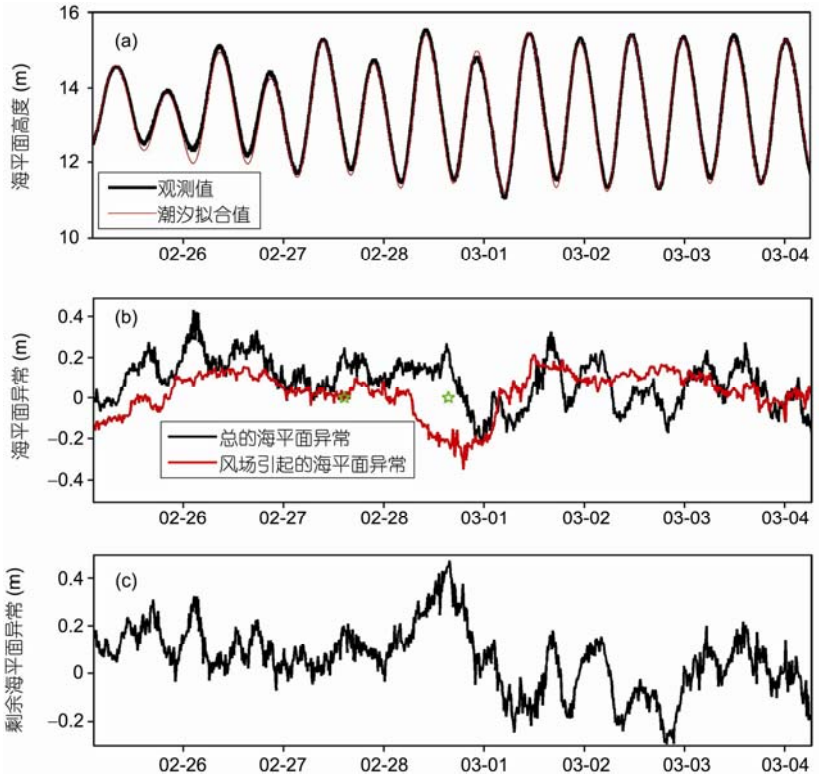

图 6 2010 年 2 月 25 日至 3 月 4 日的海平面高度与海平面异常分布图

(a) 海平面高度时间序列, 其中黑色粗线是 CTD 观测值, 细红线是根据潮汐调和分析计算出的结果. (b) 海平面高度异常的时间序列, 黑色实线为观测值减去潮汐模拟值得到的总体海平面高度异常值, 红线是根据风场结果拟合出的风场引起的海平面高度异常值, 第 1 个绿色五角星代表智利地震发生的时间, 第 2 个绿色五角星代表海啸到达东海近岸的时间. (c) 总的海平面异常减去风场引起的海平面异常得到的剩余海平面异常分布

仅可以观测研究长江口及东海陆架的高浊度、高通量、高沉积速率的沉积特征, 以及极端气候下海洋环境的变化和生态影响等, 还可以利用高分辨率实时的观测数据进行地震和海啸的相关研究. 通过小衢山海底观测试验站 CTD 获取的海平面高度数据实时监测并研究其他海域引发的海啸对于我国东海近岸海平面高度异常变化的影响. 如北京时间 2010 年 2 月 27 日 14 点 34 分(当地时间 2 月 27 日凌晨 3 点 34 分, 如图 6(b)中第一个绿色五角星所示), 智利发生里氏 8.8 级特大地震(美国地质勘探局), 震中位于智利比奥比奥省(BIO-BIO)康塞普西翁(Concepcion)东北 89 km, 震源位于地下 55 km, 地震引发了几乎影响整个太平洋海域的大海啸[12,13]. 按照地震波传播计算, P 波达到观测站的时间约 20 h 后, S 波达到观测站的时间约 27 h 后, 而引发的海啸传播到小衢山观测站的时间约 24 h 后即 2010 年 2 月 28 日 15:00(如图 6(b)中第 2 个绿色五角星所示). 通过潮汐调和分析方法计算出潮汐引起的海平面变化(详细计算和分析见后续文章), 用 CTD 获取的海平面高度观测值减去潮汐信号就得到了海平面高度异常值的总体变化(图 6(a)), 然后再去掉风场引起的海平面高度(图 6(b))变化就得到了剩余海平面高度异常(图 6(c)). 从图 6(c)中可以看出在海啸达到中国东海近岸的时刻恰好出现了剩余海平面高度异常的极大值, 最大为 0.48 m. 虽然该高度异常值还包括外海传入的涌浪等因素的影响, 但在该时刻由于海啸引起的信号比较强, 其引起的海平面高度异常的确切结果还需要进一步的理论和观测的验证.

总之, 从初步观测结果看, 东海海底观测小衢山试验站能够为我们提供原来短期观测所无法了解的现象, 可以提供在某些极端天气情况下无法通过传统的走航观测获取的数据, 相信随着各种不同学科观测仪器的布设和持续不断的长期观测, 将极大地推进不同时间尺度和特殊气候条件下的海洋动力、物质、能量和环境变化的研究.

致谢 东海海底观测小衢山试验站和本文是在同济大学汪品先院士的设计、规划和指导下完成的; 国家海洋局东海分局提供了海上观测平台作为登陆点, 东华大学提供平台上太阳能供应和数据无线传输装置; 美国明尼苏达大学丁抗研究员, 伍兹霍尔海洋研究所林间研究员, 加拿大 NEPTUNE 的 Christopher R. Barnes 教授, 中山大学吴加学教授, 国家海洋局东海分局潘增弟研究员、江恩祝高工、龚茂珣研究员、吕同军等在课题实施过程中给予了大力支持与帮助; 在整个课题的完成过程中同济大学海洋与地球科学学院的许多老师、学生给予大力的支持与帮助, 在此一并表示感谢.

参考文献

1 Favali P, Beranzoli L. Seefloor observatory science: A review. Ann Geophys, 2006, 49: 515–567
2 汪品先. 从海底观察地球——地球系统的第三个观测平台. 自然杂志, 2007, 29: 125–130
3 Glenn S M, Schofield O M, Chant R, et al. The LEO-15 Coastal Cabled Observatory——Phase II for the Next Evolutionary Decade of Oceanography. SSC06-Scientific Submarine Cable, 2006. 1–6
4 同济大学海洋地质国家重点实验室. 国际海底观测系统调查报告. 2006, 12
5 陈鹰, 杨灿军, 陶春辉, 等. 海底观测系统. 北京: 海洋出版社, 2006
6 National Science Foundation Cyberinfrastructure Council. Cyberinfrastructure Vision for 21st Century Discovery, 2007
7 Gao S, Cheng P, Wang Y P, et al. Characteristics of suspended sediment concentrations over the areas adjacent to the Changjiang River estuary, the summer of 1998. Marine Sci Bull, 2000, 2: 14–24
8 Lozovatsky I, Liu Z Y, Wei H, et al. Tides and mixing in the northwestern East China Sea Part I: Rotating and reversing tidal flows. Cont Shelf Res, 2008, 28: 318–337
9 程鹏, 高抒. ADCP 测量悬沙浓度的可行性分析与现场标定. 海洋与湖沼, 2001, 32: 168–176
10 Wang X H. Tidal-induced sediment resuspension and the bottom boundary layer in an idealized estuary with a muddy bed. J Phys Oceanogr, 2002, 32: 3113–3130
11 Werner S R, Beardsley R C, Lentz S J, et al. Observations and modeling of the tidal bottom boundary layer on the southern flank of Georges Bank. J Geophys Res, 2003, 108: 8005, doi:10.1029/2001JC001271
12 Carayannis G P. The earthquake and tsunami of 27 February 2010 in Chile-Evaluation of source mechanism and of near and far-field tsunami effects. Sci Tsunami Hazards, 2010, 29: 96–126
13 Yu F J, Yuan Y, Zhao L D, et al. Evaluation of potential hazards from teletsunami in China: Tidal observations of a teletsunami generated by the Chile 8.8 M_w earthquake. Chinese Sci Bull, 2011, 56: 1108–1116