

南海西南部巽他陆架底层冷水及其季节变化分析*

周文正¹ 于非¹ 南峰^{1,2} 刁新源¹ 李昂¹

(1. 中国科学院海洋研究所 青岛 266071;

2. 国家海洋局第二海洋研究所卫星海洋环境动力学国家重点实验室 杭州 310012)

摘要 本文利用历史水文观测数据研究了南海西南部巽他陆架水团特征, 结果表明: (1) 巽他陆架纳土纳群岛周围底层存在着低温高盐的冷水, 该冷水沿地形爬升分为两支, 一支可延伸至泰国湾, 另一支伸向卡里马塔海峡; (2) 巽他陆架底层冷水有明显的季节变化, 该底层冷水在春季开始形成, 夏季达到最强, 秋季开始衰退, 最后在冬季完全消失; (3) 巽他陆架底层冷水来源于南海次表层水的涌升。夏季西南季风使陆架表层水向南海流动, 有利于南海次表层低温高盐水沿地形向陆架爬升, 此时底层冷水与表层水温差超过 8°C。冬季东北季风, 使南海表层水向陆架流动, 海水在陆架堆积, 从而阻止了南海次表层低温高盐水的爬升。

关键词 巽他陆架; 泰国湾; 底层冷水; 季节变化

中图分类号 P731 **doi:** 10.11693/hyhz20131200216

巽他陆架也称“亚洲大浅滩”(Great Asian Bank), 面积约 180 万 km², 位于南海西南部, 被马来半岛、加里曼丹岛和越南包围, 包括泰国湾、纳土纳群岛周边海域和卡里马塔海峡海域, 是连接南海与印度洋的重要通道, 也是极地之外最大的陆架区之一(图 1)。陆架区水深较浅, 大部分区域水深小于 75m。纳土纳群岛西北和西南存在两个相对深水沟槽, 深度可达 100m 左右(Tjia *et al.*, 1980)。泰国湾(Gulf of Thailand), 位于中南半岛和马来半岛之间, 同时为太平洋的最西端, 有湄南河、那空猜西河注入。海湾内营养盐丰富, 有利于海洋浮游生物繁殖, 盛产羽鳃鲷、小公鱼、小沙丁鱼、对虾等。海湾内散布着珊瑚礁和红树林, 底部为淤泥和粘土。沿岸有重要渔场, 鱼产丰富(Harrison *et al.*, 2006)。海湾内的海流受南海季风的影响随季节而改变。当西南季风盛行时, 呈顺时针方向环流, 只有湾口呈逆时针方向; 东北季风盛行时, 湾内海流仍呈顺时针方向环流, 但湾内东部呈逆时针方向(Penyapol *et al.*, 1957; Wyrтки *et al.*, 1961; Yanagi *et al.*, 1998; Buranapratheprat *et al.*, 2002)。位于典型季

风盛行区的中国南海是一个海底地形复杂多变的半封闭海盆, 通过台湾海峡、吕宋海峡、民都洛海峡和

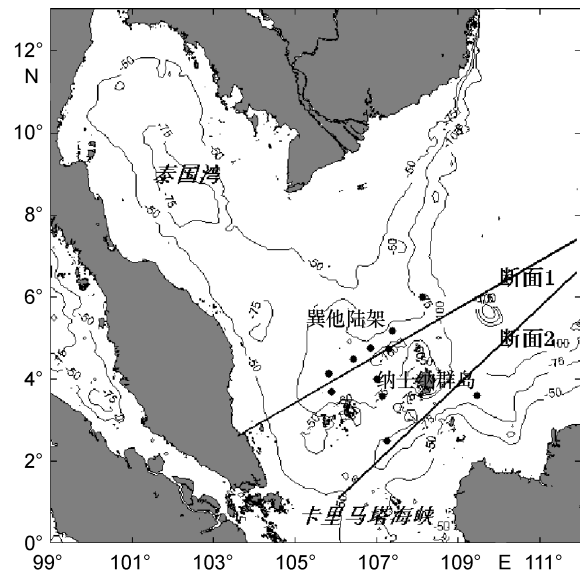


图 1 南海西南部巽他陆架地形图

Fig.1 Topography in the vicinity of the Sunda Shelf
黑点为水深大于 75m 的观测站位

* 卫星海洋环境动力学国家重点实验室开放研究基金项目, SOED1301 号; 国家自然科学基金委员会-山东省人民政府联合资助海洋科学研究中心项目, U1406401 号; 国家自然科学基金委员会-创新研究群体科学基金, 41421005 号。周文正, 硕士研究生, E-mail: zhouwzheng@163.com

通讯作者: 于非, 博士生导师, 教授, E-mail: yuf@qdio.ac.cn

收稿日期: 2013-12-30, 收修改稿日期: 2014-02-21

巴拉巴克海峡、卡里马塔海峡分别与东海、西太平洋、苏禄海、爪哇海相通,并与外海水进行水交换(蔡树群等, 2002)。

中国南海贯穿流对南海的热量和淡水输送、海表面温度的调节以及热带太平洋和印度洋的连接都有非常重要的潜在作用,海水主要从吕宋海峡流入,然后通过卡里马塔海峡、台湾海峡、民都洛海峡流出。南海贯穿流与太平洋的西边界流和印尼贯穿流也有紧密联系(Qu *et al*, 2009)。后来人们又通过比较海洋环流模式的输出结果,研究了南海贯穿流的存在对于印尼贯穿流的季节和年际变化的影响,结果得出南海贯穿流对于印-太之间的气候变化非常重要(Tozuka *et al*, 2009)。虽然卡里马塔海峡在 30 米等深线处的宽度仅为 $1/6^\circ$, 并且海槛深度仅为 29m, 却是南海贯穿流的主要通道,参与太平洋和印度洋之间的水体交换(Metzger *et al*, 1996; Dong *et al*, 2008)。Fang 等(2010)通过对卡里马塔海峡两个站位 2007 年 12 月到 2008 年 11 月的 ADCP 观测数据进行研究,发现冬季南海贯穿流是太平洋和印度洋水交换的分支,夏季卡里马塔海峡的热量输送确实存在;他们还得出穿过卡里马塔海峡的流在整个印尼贯穿流的热量输送中起到了双重的作用,一方面降低了望加锡海峡的热量输送,另一方面又能促进整个印尼贯穿流的热量输送;由此可知卡里马塔海峡在印尼贯穿流和南海贯穿流中的重要作用。

Yanagi 等(2001)通过对 1995 年 9 月到 1996 年 5 月泰国湾西部和马来西亚半岛东部沿岸的温、盐、密的观测数据进行分析,发现了泰国湾存在跃层,并且跃层有明显的季节变化,3—5 月份由于巨大的海表面热量和弱的海表面风导致海水产生跃层,到了 9—10 月份跃层开始减弱,最后在 12—1 月份跃层消失。他们还发现在有跃层的时候泰国湾底层存在低温、高盐、高密度的冷水,并且冷水的分布受潮混合和水深等因素的影响。Akhir 等(2011)研究了马来西亚半岛东部沿岸 2004 年 10 月和 2005 年 3 月两条断面的温盐数据,研究结果表明这两个时期海水的温盐特性显著不同,3 月份的海水温度比 11 月份明显低,但是盐度却比 11 月份大,这就表明这两个时期的海水可能来源于不同的地方,他们通过与以往的研究结果进行对比分析,得出季风、海表面热量、降水等可能是造成区域性水团性质差异的主要原因。虽然 Yanagi 等的研究提到了泰国湾海区的冷水,并且讨论了冷水的季节变化特征,但是没有给出夏季的观测结果,其

实夏季才是冷水最强盛的时期;此外,虽然他们都提到了底层冷水的存在,但是没有指明冷水的来源,并且所指的底层冷水其实只是本文研究中的两个分支的边缘部分。Akhir 等也只是发现了马来西亚半岛东部沿岸海水存在温盐跃层,跃层下方有低温高盐的冷水,但是没有说清冷水的具体来源,更没有讨论冷水的季节变化特征。

本文首次提出了巽他陆架底层冷水的概念,清晰地指明底层冷水的位置,解释了上述文献中所提到的底层冷水的来源,并且更加全面细致地讨论了冷水的季节变化特征,此外我们还分析了底层冷水的形成机制以及季风对其发展的影响过程。本文的目的是通过历史水文观测资料研究巽他陆架底层冷水的分布特征、季节变化及其形成机制和影响因素。对陆架底层冷水的研究有助于深入研究泰国湾水文特征、南海贯穿流特征及其对渔业发展和生态环境的影响。

1 资料和方法

世界海洋图集 2009(WOA09)是一组世界海洋气候领域的温度、盐度、溶解氧、表观耗氧率、氧饱和度、磷酸盐、硅酸盐、硝酸盐在标准深度(1° 和 5° 网格)下的合成数据。先定义从海表面到 5500 米深度共 33 个标准深度层,对标准深度层的 1° 和 5° 网格内的数据进行算数平均,然后将这些算数平均值通过插值和平滑的方法填充在每个 1° 和 5° 的网格内(Locarnini *et al*, 2010),空间分辨率为 $1/4^\circ$ 。

世界海洋数据库 2013(WOD13)数据是将不同来源的数据进行统一的格式转化、数据排重、质量控制,形成由海表面数据集(Surface-only Data, SUR)、剖面浮标数据集(Profiling Float Data, PFL)、海洋观测站数据集(Ocean Station Data, OSD)等 11 个数据集组成的大型数据库(Boyer *et al*, 2013)。本文所使用的数据是 WOD13 中的 OSD 数据。

本文所用观测的风速数据由 NOAA 提供,数据空间分辨率为 $1/4^\circ$,发布时间从 1987 年 7 月至今。本文采用 1988 年至 2012 年月平均风速数据,详见 <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/rsad/air-sea/seawinds.html>。

2 结果与分析

2.1 巽他陆架底层水年平均水平分布

为研究巽他陆架底层水特征,我们利用 WOA09 月平均数据给出底层水温盐年平均水平分布,如图 2

所示。巽他陆架纳土纳群岛周围底层水具有低温高盐的特征, 很符合冷水团的特性, 但是该底层冷水和南海深水区相连是半封闭的, 因此称其为底层冷水而不是冷水团。通过与图 1 进行对比, 可以发现一个有趣的现象, 巽他陆架底层冷水在纳土纳群岛周围深水区温度最低, 基本在 75m 等深线的范围内分布, 而 75m 等深线基本呈葫芦形, 这种海底地形有利于底层

冷水的稳定, 是底层冷水的核心区, 冷水与南海联通。据此可以推测巽他陆架的底层冷水可能是南海次表层水通过巽他陆架纳土纳群岛两侧的深沟爬升到陆架地区的。此外, 还可以看到爬升到陆架地区的底层冷水分成了两个方向, 一支向西北方向可延伸到泰国湾, 另一支向西南方向可延伸至卡里马塔海峡。关于陆架底层冷水形成机制将在第 3 章详细讨论。

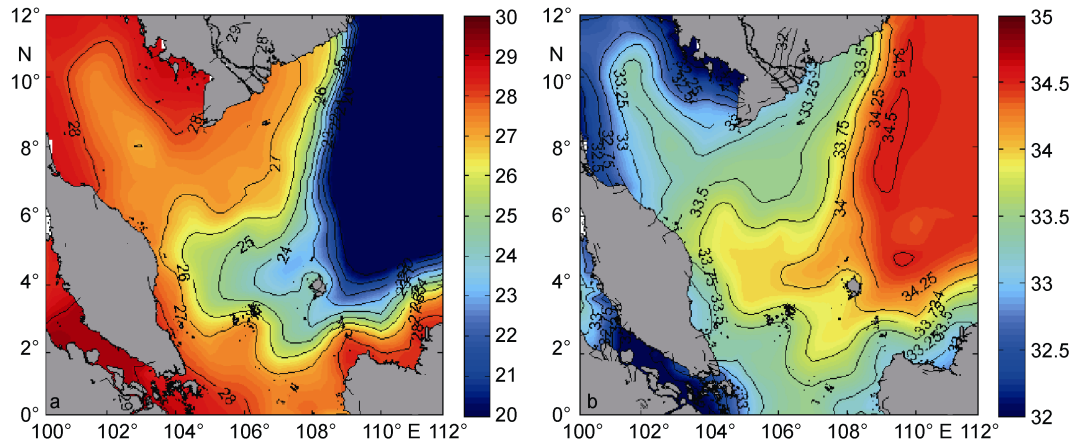


图 2 巽他陆架-底层水年平均温度(a, 单位 $^{\circ}\text{C}$)和盐度(b)水平分布

Fig.2 Horizontal distribution of annual average temperature (a) and salinity (b) of the bottom water on the Sunda Shelf

已经知道在巽他陆架底层存在着低温高盐的冷水, 为了进一步验证冷水的存在, 我们选取了纳土纳群岛周边相对深水区的温盐观测站点(图 1 中的黑点), 绘制了这些站点的温盐垂直分布图(图 3)。从图 3 可以看出, 巽他陆架海区的温度和盐度在深度达到 50m 左右时发生跃变, 自 50—80m 温度可以从 29°C 降低到 21°C , 温差可达 8°C , 盐度可以从 33 升高到 34.5, 盐差可达 1.5, 因此可以确定, 在巽他陆架海区确实存在着低温高盐的冷水。

2.2 巽他陆架底层冷水的季节变化特征

为了弄清楚底层冷水的季节变化特征, 分析了底层

水在不同月份的月平均的温盐水平分布, 如图 4 所示。

首先取 4 月、7 月、10 月、1 月代表春季、夏季、秋季、冬季。从图 4 可以看出, 巽他陆架的底层冷水具有非常明显的季节变化特征, 春季陆架底层的冷水开始形成, 低温高盐的冷水已经从南海次表层向巽他陆架海区爬升, 但是冷水的范围还不够广, 强度也不够强, 最高盐度可达 34, 最低温度可达 23°C 。夏季, 巽他陆架的底层冷水已经完全成熟, 冷水的强度达到最强, 最高盐度可达 34.5, 最低温度可达 21°C , 覆盖范围最广: 向西可延伸到马来西亚半岛, 与 Akhir 等(2011)提到的在马来西亚半岛东部沿岸发现

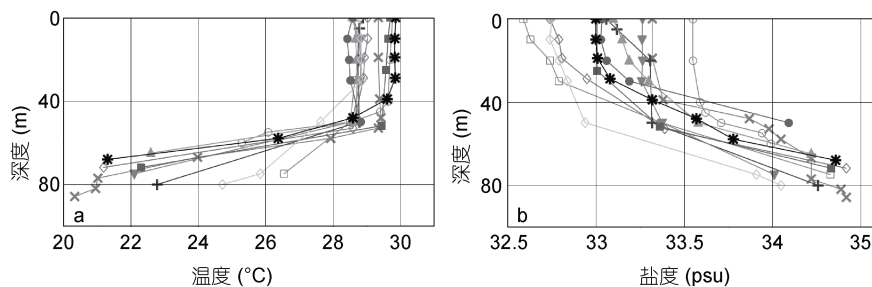


图 3 纳土纳群岛周围冷水区站点温度(a)和盐度(b)垂向分布

Fig.3 Vertical distribution of temperature (a) and salinity (b) for the stations around Natuna Islands

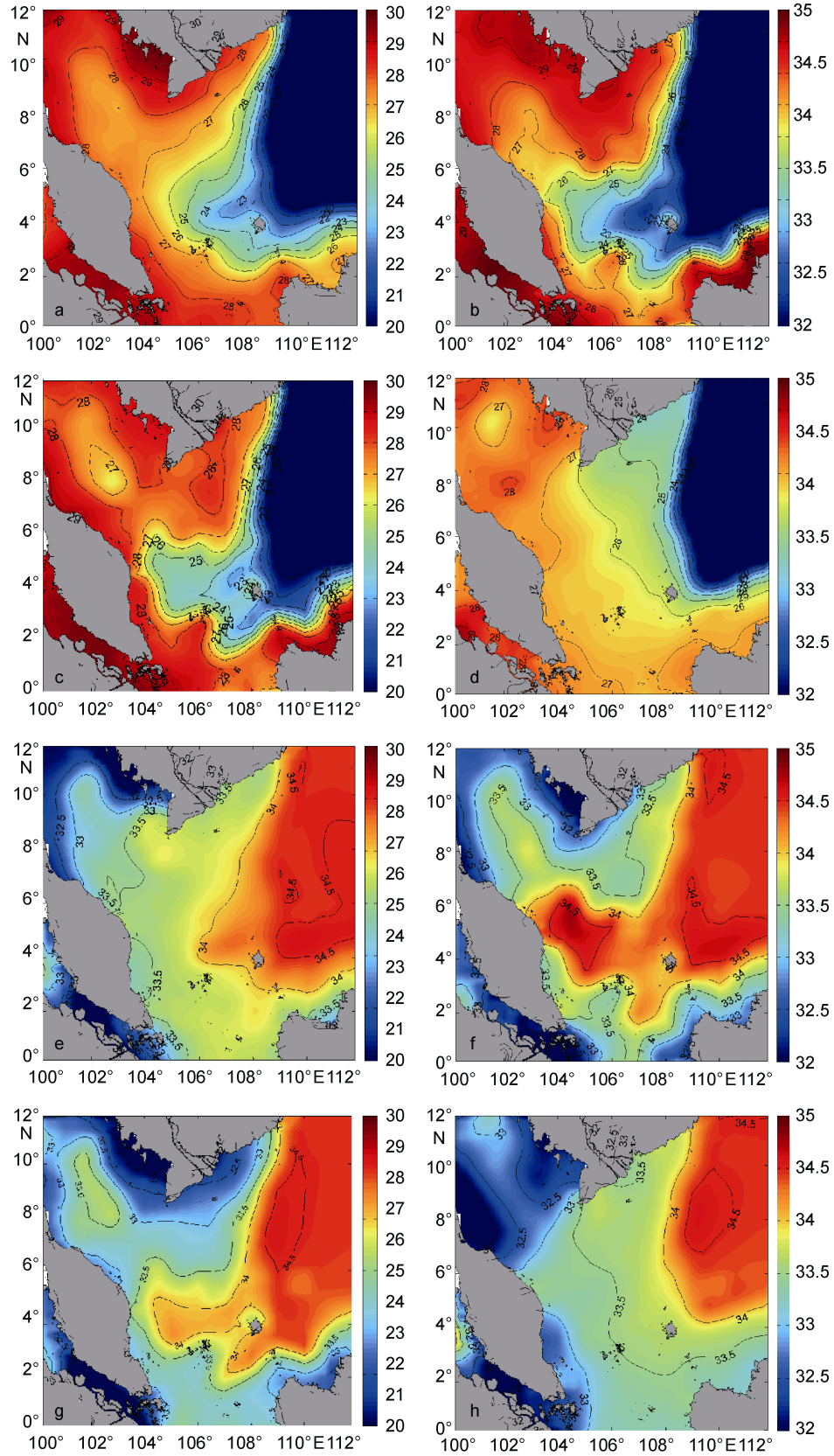


图4 底层水季节平均温度(左, 单位 $^{\circ}\text{C}$)、盐度(右)

Fig.4 Horizontal distribution of seasonal temperature (left) and salinity (right)

a、b、c、d、e、f、g、h 分别代表 4、7、10、1 月温度和盐度水平分布

低温高盐的冷水结果一致;向北可延伸至泰国湾,与 Yanagi 等(2001)提到的在泰国湾底层发现冷水的结果一致;向南可延伸至卡里马塔海峡,这时候巽他陆架绝大部分的海区都被低温高盐的南海次表层冷水所覆盖。秋季,陆架底层的冷水开始慢慢的向南海消退,低温高盐的冷水舌也没有夏季那么明显,最高盐度降到 34,最低温度也升到 23°C 。冬季,巽他陆架底层水与南海次表层水有明显的分界线,没有发生海水混合的现象,陆架底层也没有低温高盐的冷水存在。由此可以得出,巽他陆架的底层冷水存在明显的季节变化规律,冷水在春季开始形成,

夏季达到最强,秋季开始消退,最后在冬季完全消失。

3 讨论

3.1 南海次表层水爬升

本文已经对巽他陆架底层冷水的季节变化进行了简单的分析,并且初步得出冷水是从南海次表层爬升而来,为了更好地说明底层冷水的来源,我们在研究区域选取了两条断面(图 1),并且利用 WOA99 $1/4^{\circ}$ 数据绘制了断面的月平均温度和盐度剖面图。图 5 为断面 1 的月平均温度和盐度垂向分布。

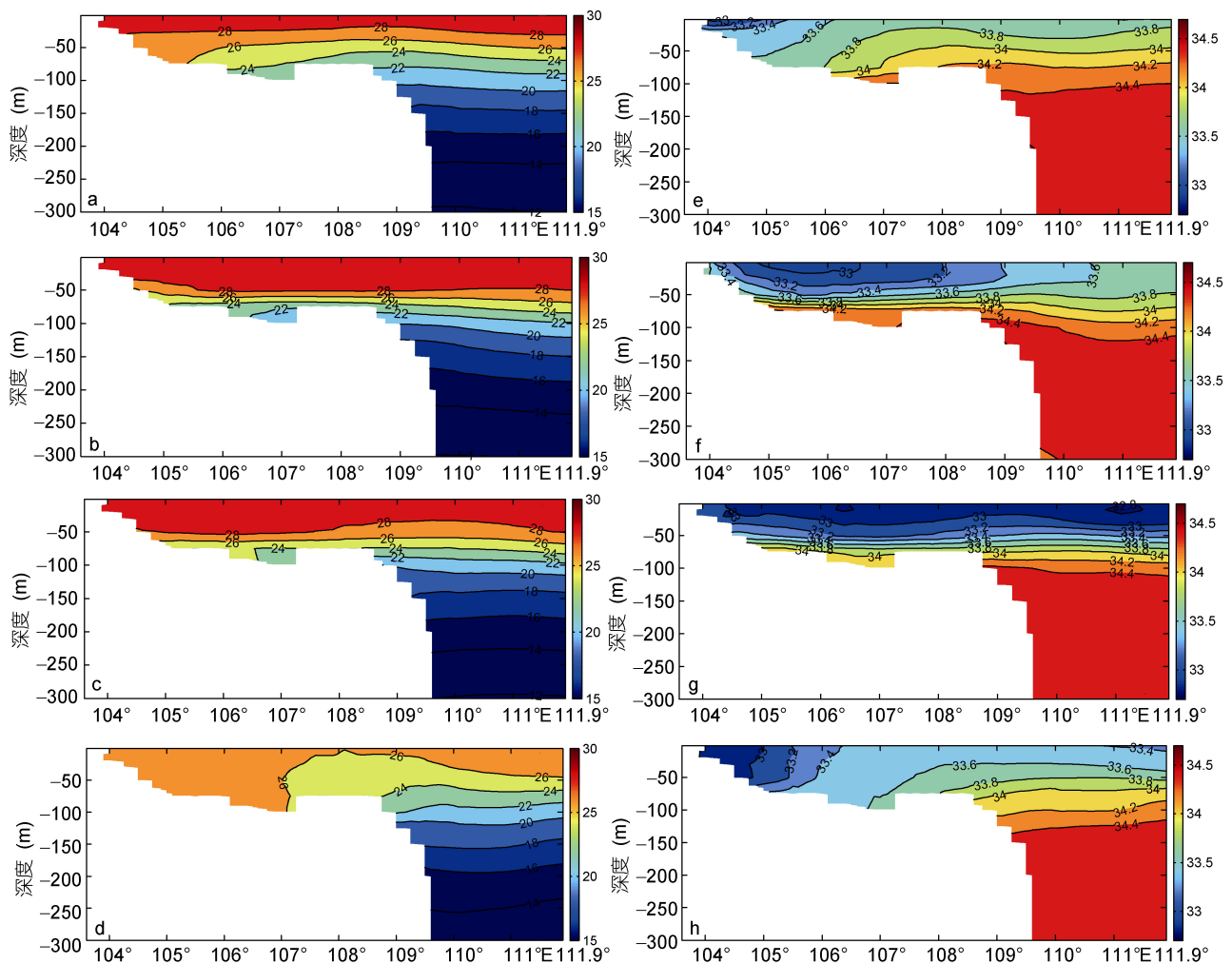


图 5 断面一季节平均温度(左,单位 $^{\circ}\text{C}$)、盐度(右)垂向分布

Fig.5 Vertical distribution of seasonal temperature (left) and salinity (right) at Section 1
a、b、c、d、e、f、g、h 分别代表 4、7、10、1 月温度和盐度垂直分布

与图 4 类似,首先取 4 月、7 月、10 月、1 月分别代表春季、夏季、秋季、冬季。然后将温度小于 24°C 、盐度小于 34.2 的海水作为冷水,通过研究温

度小于 24°C 、盐度大于 34.2 的海水的变化来研究冷水区域的变化。春季,海表面开始升温,跃层开始形成。由于跃层的形成阻碍了海水热量的上下传递,从

而使跃层下方的冷水得以存在,这时候冷水开始向陆架海区爬升,但是只是爬升到了陆架海区的深水区,并没有达到陆架海区的浅水区。夏季,海表面温度最高,跃层也达到最强,跃层下方的冷水可以大量的存在。这时候可以明显地看到冷水已经爬升到了陆架海区的浅水区域。秋季,海表面开始降温,跃层的强度也开始下降。冷水开始往南海退缩,陆架浅水区已经没有冷水的存在,只有深水区还存留一小部分。冬季,温度和盐度在垂直方向上分布比较均匀,海水上下充分混合,冷水完全位于南海次表层地区,巽他陆架底层没有冷水的出现。由此可以得出,巽他陆架的底层冷水确是从南海次表层爬升而来,并且具有很强的季节变化特征:冷水在春季开始向陆架海区爬升;夏季冷水达到最强,几乎覆盖整个陆架海区;秋季冷水开始从陆架浅海区向深海区消退;冬季陆架深海区的冷水消退到南海,陆架底层的冷水已经完全消失。

断面 2 和断面 1 的情况很相似(图略),也具有很强的季节变化特征。春季,海表面开始升温,跃层开始形成,这时低温高盐的南海次表层水开始向陆架地区爬升。夏季,海表面温度最强,跃层也达到最强,低温高盐的冷水爬升到陆架地区。秋季,海表面开始降温,跃层的强度也开始下降,爬升到陆架地区的冷水开始向南海退缩。冬季的时候,温度和盐度在垂直方向上分布都比较均匀,陆架底层的冷水完全消失。

3.2 风致冷水涌升机制

本文已经对巽他陆架底层冷水的季节变化及其形成机制进行了简单的讨论,下面将讨论南海季风对冷水爬升的影响。根据图 5 温盐分布和图 6 风场特

征,可以得出风致南海次表层水涌升机制如下:夏季巽他陆架海区总体盛行西南风,陆架海区的表层水由于风的作用自巽他陆架向南海内区流动,从而导致巽他陆架的海表面高度降低,为了补充陆架海区西南部分流失的海水,南海次表层的海水将会向陆架区涌升。此外,夏季南沙海域是反气旋环流,沿巽他陆架东侧陆架坡的流向北,根据 Ekman 理论,上 Ekman 层使表层海水向南海流动,底 Ekman 层导致次表层的海水向西部陆架地区爬升;冬季情况正好相反。东北季风盛行的时候,由于表层风的作用,陆架海区的表层海水自南海内区向巽他陆架浅水区流动,这将导致陆架地区的海平面高度升高,陆架区水位升高以后,陆架底层的海水就会向南海流动,从而平衡了水位的高低差,同时阻碍了南海次表层水的涌升。冬季南沙海域呈气旋环流,沿巽他陆架东侧陆架坡的流向南,根据 Ekman 理论,上 Ekman 层使表层海水向陆架区流动,底 Ekman 层导致次表层海水向南海内区流动。夏、冬季风导致冷水涌升的示意图如图 7 所示。

4 结论

通过利用历史水文资料研究巽他陆架海区底层水的特征,得到以下结论:

(1) 首次提出巽他陆架底层存在低温高盐的冷水,冷水基本呈葫芦形分布在 75m 等深线的范围内,冷水从南海沿着纳土纳群岛两侧的深沟爬升到陆架海区,爬升到陆架海区后分成两支,一支流向泰国湾,另一支流向卡里马塔海峡。

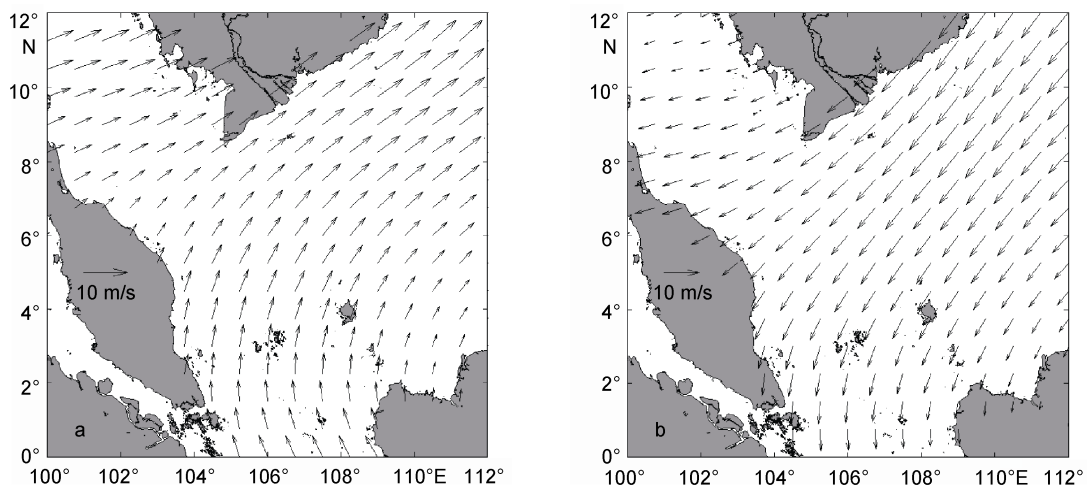


图 6 南海西南部巽他陆架区夏季(a)和冬季(b)风场
Fig.6 Wind field on the Sunda Shelf in summer(a) and winter(b)

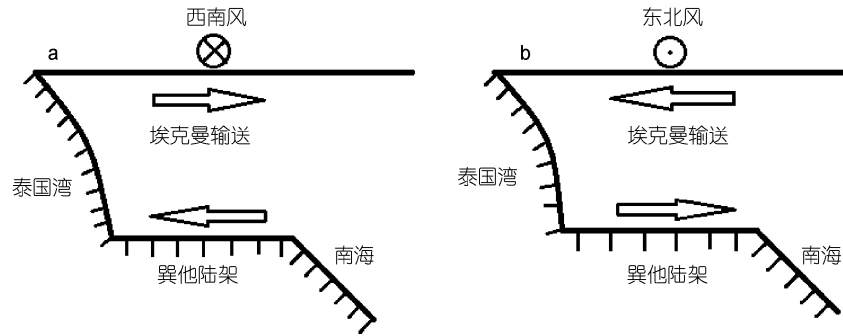


图 7 夏季(a)、冬季(b)风致冷水涌升示意图

Fig.7 Sketch of wind-derived currents on the Sunda Shelf

(2) 巽他陆架底层冷水具有明显的季节变化特征, 冷水在春季开始形成, 夏季达到最强, 秋季开始消退, 最后在冬季完全消失。

(3) 离岸风海流造成的底层向岸补偿流是底层冷水向陆架内部入侵的原因, 夏季在西南季风的作用下, 巽他陆架表层水流向南海内区, 导致陆架地区海平面降低, 从而使南海次表层水向陆架地区涌升, 同时夏季南沙海域的反气旋环流使巽他陆架东侧陆架坡的流向北, 根据 Ekman 理论可知, 表层海水向南海流动, 底 Ekman 层使次表层的海水向陆架区流动。冬季情况正好相反。

虽然我们已经对巽他陆架底层冷水的来源和季节变化规律做了详细的分析, 但是陆架底层冷水的存在对卡里马塔海峡水交换、对渔业发展和生态环境的影响还有待进一步研究。此外, 除了季风以外, 对于可能影响底层冷水的其他因素, 比如地形、潮混合以及河流的注入等还需要今后的分析和论证。

参 考 文 献

蔡树群, 刘海龙, 李 薇, 2002. 南海与邻近海洋的水通量交换. *海洋科学进展*, 20(3): 29—34

Akhir M F, Chuen Y J, 2011. Seasonal variation of water characteristics during inter-monsoon along the east coast of Johor. *Journal of Sustainability Science and Management*, 6(2): 206—214

Boyer T P, Antonov J I, Baranova O K *et al*, 2013. World Ocean Database 2013. In: Levitus S ed, Mishonov A technical ed. NOAA Atlas NESDIS, 72: 209

Buranapratheprat A, Yanagi T, Sawangwong P, 2002. Seasonal variations in circulation and salinity distributions in the upper Gulf of Thailand: modeling approach. *La Mer*, 40(3): 147—155

Chu P C, Edmons N L, Fan C, 1999. Dynamical mechanisms for the South China Sea seasonal circulation and thermohaline variabilities. *Journal of Physical Oceanography*, 29(11):

2971—2989

Dong D P, Zhou W D, Yang Y *et al*, 2008. Diagnostic calculations and discussions on main outflow passage of South China Sea. *Journal of Tropical Oceanography*, 27(6): 1—5

Fang G H, Susanto R D, Wirasantosa S *et al*, 2010. Volume, heat, and freshwater transports from the South China Sea to Indonesian seas in the boreal winter of 2007—2008. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115, C12020, doi:10.1029/2010JC006225

Harrison T, Krigbaum J, Manser J, 2006. Primate Biogeography and Ecology on the Sunda Shelf Islands: A Paleontological and Zooarchaeological Perspective. In: Lehman S M, Fleagle J G eds. *Primate Biogeography*. Springer: New York, 331—372

Locarnini R A, Mishonov, Antonov J I *et al*, 2010. World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. In: Levitus S ed. NOAA Atlas NESDIS 68, 184

Metzger E J, Hurlburt H E, 1996. Coupled dynamics of the South China sea, the Sulu sea, and the Pacific ocean. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C5): 12331—12352

Penyapol A, 1957. Report on oceanographic surveys carried out in the Gulf of Thailand during the years 1956—1957. Bangkok: Hydrography Depth Royal, Thai Navy, 12

Qu T D, Song Y T, Yamagata T, 2009. An introduction to the South China Sea throughflow: Its dynamics, variability, and application for climate. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 47(1—3): 3—14

Tjia H D, 1980. The Sunda Shelf Southeast Asia. *Zeitschrift für Geomorphologie NE*, 24(4): 405—427

Tozuka T, Qu T, Masumoto Y *et al*, 2009. Impacts of the South China Sea Throughflow on seasonal and interannual variations of the Indonesian Throughflow. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 47(1—3): 73—85

Wyrtki K, 1961. Scientific results of marine investigations of the South China Sea and the Gulf of Thailand 1959—1961. *Naga Report*, 2: 195

Yanagi T, Sachoemar S I, Takao T *et al*, 2001. Seasonal Variation of Stratification in the Gulf of Thailand. *Journal of oceanography*, 57: 461—470

Yanagi T, Takao T, 1998. Seasonal variation of three dimensional circulations in the Gulf of Thailand. *La Mer*, 36: 43—55

THE BOTTOM COLD WATER ON THE SUNDA SHELF SOUTHWEST OF SOUTH CHINA SEA AND ITS SEASONAL VARIATION

ZHOU Wen-Zheng¹, YU Fei¹, NAN Feng^{1,2}, DIAO Xin-Yuan¹, LI Ang¹

(1. *Institute of Oceanology, Chinese Academy of Science, Qingdao 266071, China*; 2. *Key Laboratory of Marine Environmental Dynamics of Satellite State, The Second Institute of Oceanography, SOA, Hangzhou 310012, China*)

Abstract Historical hydrological data were used to study water mass characteristics on the Sunda Shelf southwest of the South China Sea (SCS). A bottom cold-saline water mass around the Natuna Islands on the Sunda Shelf was determined. The cold water split into two branches due to local topography effect: one intruded into the Gulf of Thailand, another into the Karimata Strait. The bottom cold water had obvious seasonal variation. It appeared in spring, peaked in summer, weakened in autumn, and disappeared in winter. We determined that the bottom cold water originates from the upwelling of the subsurface water in the SCS. In summer, surface water on the Sunda Shelf flows into the interior of the SCS due to southwest monsoon, driving the topographic upwelling of subsurface low-temperature-high-salinity water in the SCS. The temperature difference between the bottom water and surface water could reach over 8°C. In winter, surface water flows into the Sunda Shelf from the interior of the SCS by northeast monsoon, resulting in water accumulation on the Sunda Shelf, which limited the upwelling of subsurface water in the SCS.

Key words Sunda Shelf; Gulf of Thailand; bottom cold water; seasonal variation