

太平洋东南海域表层地转流场的季节及年际变化特征

林丽茹^{1,3}, 胡建宇^{1,2}

(1. 厦门大学 海洋系, 亚热带海洋研究所, 福建 厦门 361005; 2. 国家海洋局 南海分局, 广东 广州 510300; 3. 厦门大学 海洋环境科学教育部重点实验室, 福建 厦门 361005)

摘要: 利用 1992~2001 年 Topex/Poseidon 卫星高度计遥感资料分析了太平洋东南海域(5°~55°S, 70°~120°W)表层流场的季节及年际变化特征。结果表明, 南赤道流的季节变化主要体现在流速上, 而秘鲁海流和西风漂流主要体现在流轴位置的移动上。表层流场的年际变化受 El Nino 影响, 在 El Nino 期间, 南赤道流和秘鲁海流均发生流向偏转现象, 大部分海区流场被削弱(除低纬度海区外), 而在其后的 1998 年 La Nina 期间, 流场则重新被加强, 西风漂流无明显的年际变化。

关键词: 太平洋东南海域; Topex/Poseidon 卫星高度计遥感资料; 表层地转流

中图分类号: P731.2

文献标识码: A

文章编号: 1000-3096(2006)06-0051-08

本研究的海区为 5°~55°S, 70°~120°W 范围内的太平洋东南海域(图 1 中虚线框内)。Reid^[1-4]和 Wyrki^[5]等利用实测资料, 计算了相对于 1 000 m 假想无运动面的南太平洋海面动力地形, 利用地转近似得到表层地转流场。对于本研究海区, 表层流场主要包括南赤道流、秘鲁海流和西风漂流, 其中西风漂流在大约 43°S 近岸处分为向北、向南两分支, 北向分支成为上述的秘鲁海流, 南向分支沿海岸向南运动, 重新汇入西风漂流; 秘鲁海流总体上包括两部分, 近岸部分为沿岸秘鲁海流, 离海岸较远、向北流动过程中流向逐渐转向西的部分称为大洋秘鲁海流, 大洋秘鲁海流在近赤道处汇入南赤道流。南赤道流、西风漂流和秘鲁海流各构成南太平洋副热带环流的北、南和东边界(图 1 改自 Tomczak and Godfrey^[6])。De Szoeko^[7]、Huang^[8]等用数值模拟的方法研究了南太平洋的风生环流, 也得到颇为一致的表层流场结构, 但他们的重点放在风生深层环流的特征研究。也有许多学者通过实际观测来研究南太平洋的副热带环流^[9-15], 但他们主要是从深层环流、海水质量输送、水团分布特征等几个侧面来描述, 而较少涉及表层环流的变化。再者, 用有限的水文观测站资料和航次资料来研究大尺度海流难以实现足够的空间和时间覆盖率, 卫星高度计则可以实现这一点。Ganachaud^[16]、Stammer^[17]、Le Traon^[18]、Ducet^[19]等利用卫星高度计给出全球的海洋环流, 但主要是从数据处理方法及误差角度来研究的, 而且未对本研究海区海流及其变化特征进行重点阐述。作者利用 TOPEX/Poseidon 卫星高度计资料重点研究太平洋东南海域表层环流的季节及年际变化特征, 使对该

海域表层环流有进一步的认识。

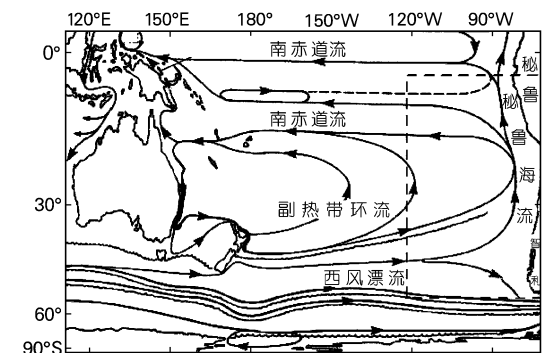


图 1 南太平洋表层环流系统

Fig. 1 Surface current system in the South Pacific Ocean

1 数据和方法

作者所用的数据为美国 NASA 的 JPL 实验室提供的 Topex/Poseidon 卫星高度计的海面高度距平资料, 时间序列约 9 年(1992 年 9 月至 2001 年 2 月共 314 个周期)。这些距平值去除了平均海面信息, 而保存了所有随时间变化的特性。因为卫星在水深小于 200 m 的地方所测得的海面高度值仍存在较大

收稿日期: 2004-10-18; 修回日期: 2005-09-20

基金项目: 国家 863 计划资助项目(2001AA630701)

作者简介: 林丽茹(1980), 女, 福建漳州人, 硕士研究生, 目前从事海洋环境动力学研究, 电话: 13760723839, E-mail: linliru@xmu.edu.cn

的误差,所以首先去除掉这些数据,剩下的有效数据根据所需要的时间尺度进行逐点平均,之后采用克里金(Kriging)插值方法插值到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格上。

由于海面高度距平本身并不含有平均场(即平均动力高度),而只代表动力高度中变化的成分,所以在计算动力高度时还须叠加上平均场。作者根据 World Ocean Atlas 所提供的 $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ 气候态年平均温盐场^[20],计算了相对于 2 000 m 零面的平均重力位势场(图 2),用同样的插值方法插值到 $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 网格上,与海面高度距平数据逐点相加,得出在不同时间尺度(季、年)下的海面动力高度,最后根据地转近似计算表层地转流。

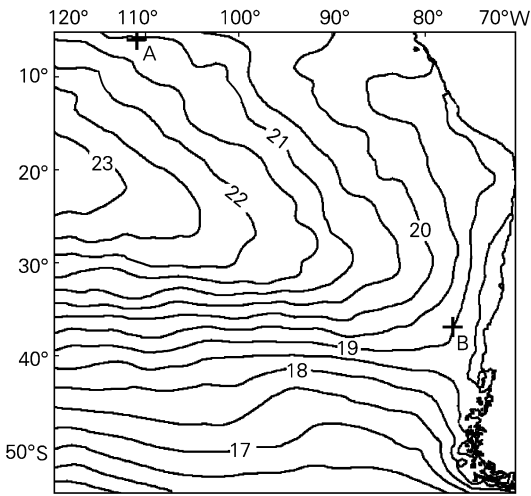


图 2 相对于 2 000 m 参考零面的平均场($\times 10\text{m}^2/\text{s}^2$)
Fig. 2 Dynamical height relative to 2 000 m ($\times 10\text{m}^2/\text{s}^2$)

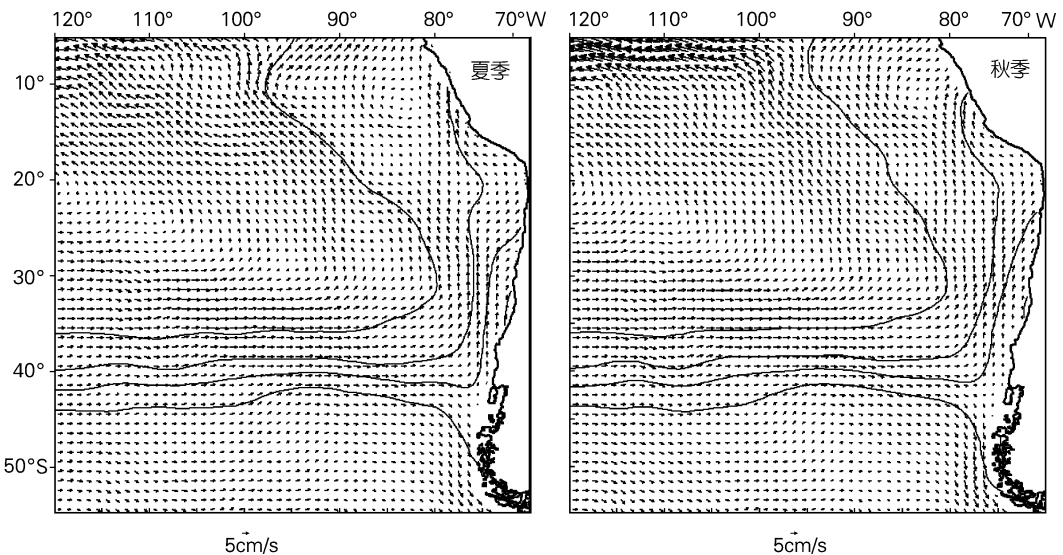
卫星跟踪 ARGOS 海面漂流浮标用来验证得出的表层地转流场及其变化特征,观测数据来自国家海洋局第二海洋研究所提供的 ARGOS 浮标资料。对所需要处理的浮标提取出它的经纬度信息,之后画出它的漂移路径。根据浮标数据中相邻采样点的经纬度坐标及时间间隔可计算浮标在该段漂移轨迹上的平均漂移速度。在本文中,先计算浮标在一个季节内所漂移过的位移长度,再除以所用的总时间,就可得出该浮标在这个季节内的平均流速。

2 结果

2.1 表层流场的季节变化

图 3 为 4 个季节多年平均的表层地转流场分布图。研究海区位于南半球,夏季为 1~3 月,秋季为 4~6 月,冬季为 7~9 月,春季为 10~12 月。可见,4 个季节的流场总体趋势与图 1 描述的相一致,但存在季节变化。

从图中可以看出,南赤道流流轴处($95^\circ \sim 120^\circ\text{W}$, $5^\circ \sim 10^\circ\text{S}$)流向常年稳定向西,平均流速约为 7.1cm/s ,秋季平均流速最大,冬季次之,夏、春两季较小。图 4 为 A 点(位置见图 2, 111°W , 6°S)逐月平均流速的时间序列。从图中可以看出,大多数年份 5~6 月流速达最大,最大月平均值均在 15cm/s 以上;12 月~翌年 1 月月平均流速最小(1997 年、1998 年除外),最小月平均值为 5cm/s 左右。Picaut 和 Tournier^[21], Taft 和 Kessler^[22], Reverdin^[23] 等对现场观测浮标和海流计资料的分析也得出了较一致的结果。



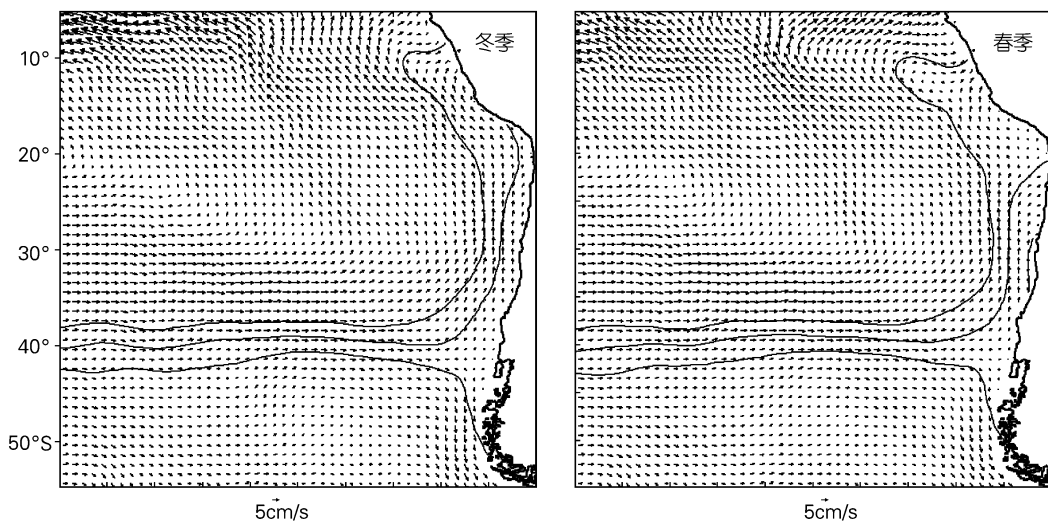


图3 多年平均的表层地转流场

Fig. 3 Multi year mean surface geostrophic current

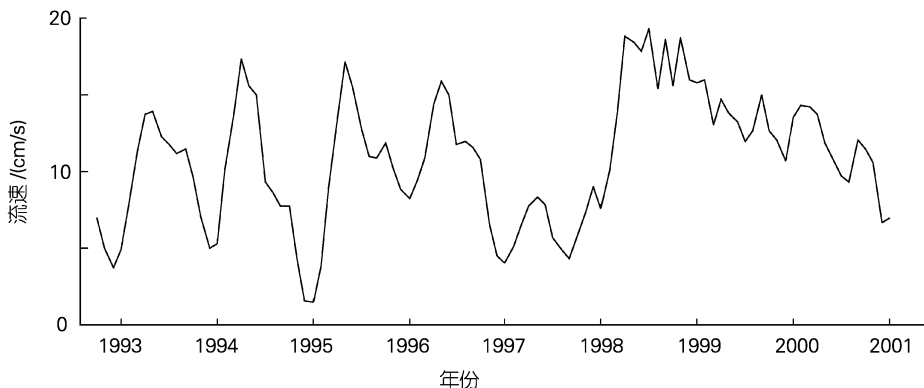


图4 A点1993~2001年逐月平均流速的时间序列

Fig. 4 The time series of monthly mean velocity at point A from year 1993 to 2001

图5中的曲线(a)给出了编号为39047的浮标2001年4月到2002年10月经过赤道东太平洋海区的漂流轨迹, 轨迹上的圆圈及数字代表浮标及经过该点时的日期(格式为年-月), 图中只标出每年的1, 4, 7, 10月份。从图中可以看出, 浮标总体上自东向西漂流, 在向西漂流的过程中存在弯曲现象。每年的4~7月, 浮标经过的轨迹长度要明显大于1~4月、7

~10月和10月~翌年1月, 且方向较稳定, 求得的季节平均流速依次为: 2001年秋季、冬季和春季分别为4.6, 3.6和3.5 cm/s, 2002年夏季、秋季和冬季分别为3.5, 7.2和4.5 cm/s。可见, 在本海区, 南赤道流的流速在大多数年份的秋季流速最大, 冬季次之, 且方向较稳定。所选浮标位于南赤道流最南端, 因而所得流速较流轴附近平均值小。

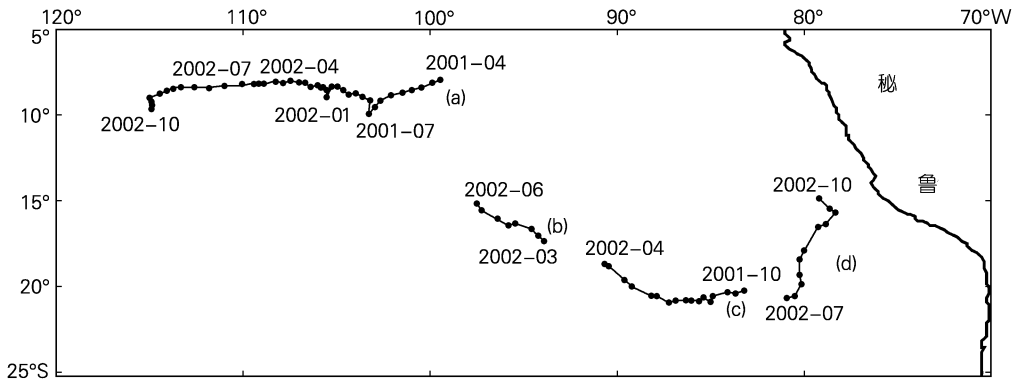


图 5 浮标 39047(a), 3900063(b), 3900064(c), 3900065(d) 轨迹图

Fig. 5 Tracks of Argos float 39047(a), 3900063(b), 3900064(c), 3900065(d)

秘鲁海流在低纬度海区(5°~25°S)季节变化较明显。夏季,沿岸秘鲁海流和大洋秘鲁海流在24°S以南融为一体一起向北流动;在24°S以北,两支海流开始分离,大洋秘鲁海流逐渐西向偏转,到113°W处完全汇入南赤道流,沿岸秘鲁海流则沿秘鲁海岸向北流动,两支海流界限较分明,他们之间的流场流速小且流向乱。秋季,两支海流之间界限依然分明,但沿岸秘鲁海流的流轴往西南向有所移动,而近岸处海流的流向向东偏转。冬季,大洋秘鲁海流流轴往

东北向移动,使得大洋秘鲁海流到95°W处就完全汇入南赤道流,且与沿岸秘鲁海流的界限已不明显,两支海流融为一体。春季,两支海流开始分离,在14°S处已可观察到。两支海流的流速季节变化不明显,大洋秘鲁海流流轴上的平均流速为6 cm/s左右,而沿岸秘鲁海流较小,大约为4 cm/s。可见,秘鲁海流在低纬度海区的季节变化主要体现在海流流轴位置的相对移动。

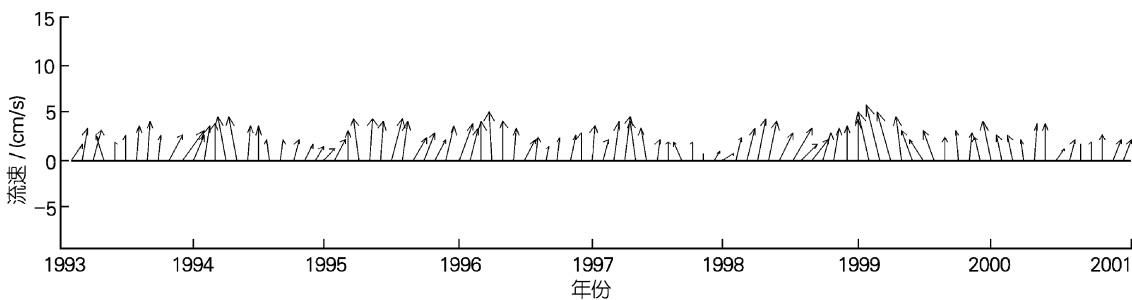


图 6 B 点 1993~ 2001 年逐月平均表层流矢量的时间序列

Fig. 6 Time series of monthly mean current vector at Point B from year 1993 to 2001

在中纬度海区,秘鲁海流常年大致往北向流动,但方向和流速随着季节变化也存在较小的变化(图3)。图6为B点(见图2,77°W,37°S)逐月平均表层流矢量的时间序列。图中表明,流速、流向的年周期特别明显,每年4、5月份流速达最大(最大值达5.8

cm/s),流向最接近正北;4月之前流向逐渐偏向北,5月份之后流向逐渐偏向东,且流速都较小,最小流速出现在7~8月和11~12月,月平均最小值仅为0.6 cm/s。

编号为3900063(b), 3900064(c), 3900065(d)的

浮标轨迹可以反映出秘鲁海流的流动情况(图5),图中只标出观测的起始时间。从图中可以看出,b浮标和c浮标随大洋秘鲁海流流向西北,d浮标随沿岸秘鲁海流流向北,从他们的运动轨迹可以看出这两支海流的分离现象。b,c,d这3个浮标在观测期间的平均流速分别为5.9,6.4和8.3 cm/s,与表层地转流速较一致。其中d浮标的流速在此处较大的原因可能是,d浮标的观测时间是在冬季,两支海流在此汇合使此处的表层流速增大。

西风漂流到了大约41°S近岸处,由于地形的影响,分为向北、向南两支。冬、春两季海流分叉的位置相对于夏、秋两季向北移动(图3),表明西风漂流的流轴在冬、春两季相对夏、秋两季会向北移动,但移动幅度不大,这可能主要是由于西风带的季节性移动引起^[24],而且流速和流向季节变化不明显。

图7为根据Q_{scat} 1999年9月至2003年8月f×f月平均风场资料得出来的夏季和冬季气候态海区风场。研究海域的海面风基本上是以35°S,100°W为中心逆时针旋转的风场,30°S以北海域盛行东、东南信风,其中东部洋面(90°W以东)盛行南、东南风,35°S以南盛行西风。冬季相对于夏季,风场中心随南太平洋副热带高压的北移而北移,强信风区(如图中框内所示,框内风速大于6 m/s)往东北向移动,西风带的位置也向北移动,与杨亮等^[24]的研究结果相一致。因此,对应于强信风区的移动,大洋秘鲁海流的流轴冬季相对夏季往东北向移;对应于西风带的移动,西风漂流的流轴在冬、春两季相对夏、秋两季向北移。所以,海区海表面风场的季节变化是表层流场季节变化的主要原因。

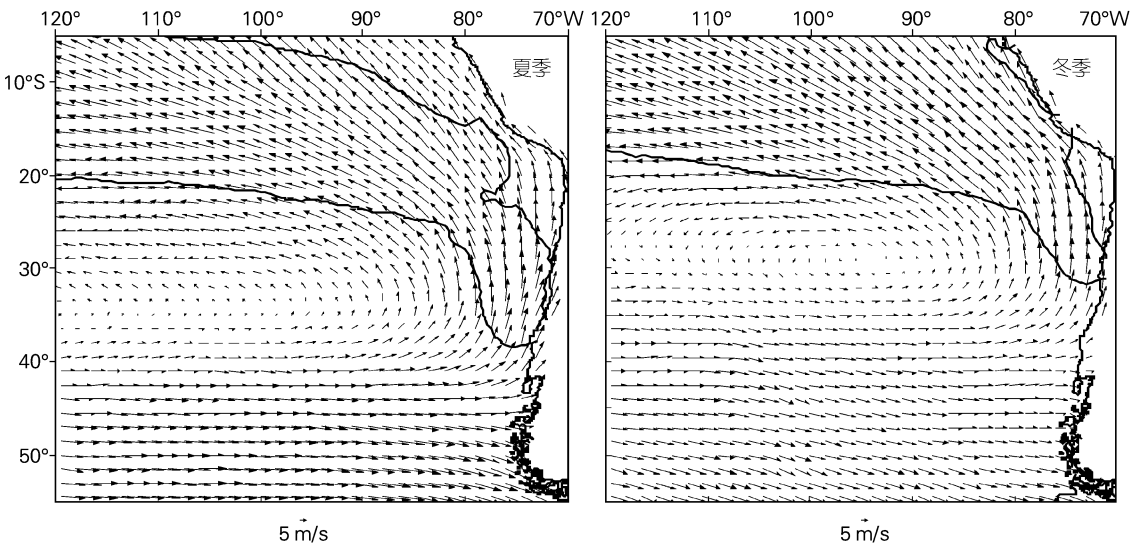


图7 气候态海区风场图
Fig. 7 Climatology wind field

2.2 表层流场的年际变化

图8描述了1996~1999年的年平均表层地转流场。从图中可以看出,相对于1996年,南赤道流在1997年流向向北偏转且较紊乱,流速变小。到了1998年、1999年,流向重新往西,且流速比1996年还大,年平均最大值达15.6 cm/s。从图4中也可以看

出这种明显的年际变化,1993~1996年,A点流速的时间序列的变化特征很接近,1997年全年流速在10 cm/s以下,1998~1999两年全年流速都在10 cm/s以上,2000年开始接近1993~1996年的分布趋势。由此可见1997年El Nino、1998年La Nina对南赤道流年际变化的影响。

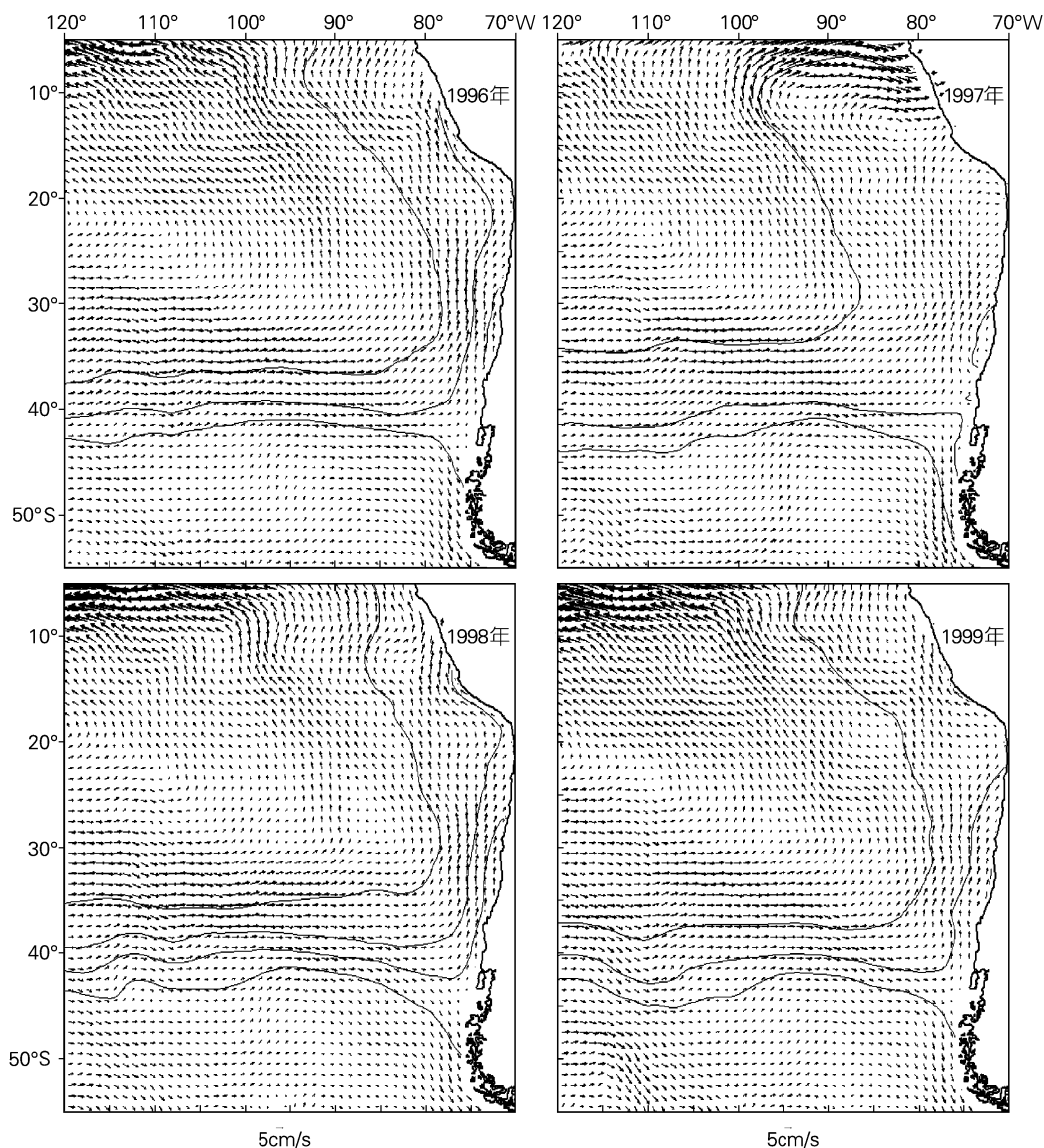


图8 年平均的表层地转流场分布

Fig. 8 Annual mean surface geostrophic current

El Niño 同样影响到秘鲁海流的年际变化。1997年, 沿岸秘鲁海流在 85° W, 13° S 附近海区转向东流, 大洋秘鲁海流一部分在 97° W, 9° S 附近海区转向东流, 一部分继续汇入南赤道流, 且两支海流在未转向东时流速变小, 而转向东后流速变大。从图 6 也可以观察到, B 点在 1997 年的流速相比其他年份较小。到了 1998 年, 沿岸秘鲁海流和大洋秘鲁海流在低纬度海区的转向已基本消失, 而大洋秘鲁海流的流

轴相对于 1996 年往东北向有所移动。

西风漂流的年际变化不明显, 可能是由于 El Niño 信号未能传达到高纬度海区所致。

综上所述, 1997 年 El Niño 期间, 大部分海区流场被削弱(除低纬度海区外), 而在其后的 1998 年 La Niña 期间, 流场则重新被加强。

1997 年的 El Niño 出现两次强化现象^[25, 26], 可以从逐月平均的地转流场图(图略)中看出。1997 年

5月由于赤道附近暖水的向东输送,迫使秘鲁海流开始向东偏转,持续到7月,月平均最大为19 cm/s,而且发生流向转向的位置仅在95°W低纬度海区。从10月份开始,流向转向东的位置向西移动,到了1997年12月,整个研究海域低纬度海区流向都转向东,流速达到最大,月平均最大值为25 cm/s。可见,第二次的强度要远大于第一次的强度,与以往的研究结果相一致^[25, 26]。

3 小结

以上作者分析了太平洋东南海域表层流场的季节及年际变化,主要特征总结如下:(1)南赤道流流向季节变化不明显,常年向西,但流速在秋、冬两季要大于春、夏两季。(2)秘鲁海流在低纬度海区季节变化较明显,主要体现在沿岸秘鲁海流和大洋秘鲁海流流轴位置的相对移动,冬季大洋秘鲁海流的流轴相对夏季往东北向移动,使得大洋秘鲁海流提前汇入南赤道流,并与沿岸秘鲁海流融为一体;秘鲁海流在中纬度海区也存在较小的季节变化,冬季相对夏季流速变小,流向向东偏转。(3)西风漂流的流轴在冬、春两季相对于夏、秋两季向北移动,流速、流向无明显季节变化。(4)在1997年El Niño期间,南赤道流和秘鲁海流均发生流向偏转现象,海区大部分流场被削弱(除低纬度海区外),而在其后的1998年La Niña期间,流场则重新被加强。西风漂流无明显的年际变化。

参考文献:

[1] Reid J L. On the geostrophic flow at the surface of the Pacific Ocean with respect to the 1000-decibar surface [J]. *Tellus*, 1961, 13(4): 489-502.

[2] Reid J L., Arthur R S. Interpretation of maps of geopotential anomaly for the deep Pacific Ocean [J]. *J Mar Res*, 1975, 33(Suppl.): 37-52.

[3] Reid J L. On the total geostrophic circulation of the South Pacific Ocean: Flow patterns, tracers and transports [J]. *Progr In Oceanogr*, 1986, 16: 1-61.

[4] Reid J L. On the total geostrophic transport of the Pacific Ocean: Flow patterns, tracers and transports [J]. *Prog in Oceanogr*, 1997, 39: 263-352.

[5] Wyrtki K. Fluctuations of the dynamic topography in the Pacific Ocean [J]. *J Phys Oceanogr*, 1975, 5: 450-459.

[6] Tomczak M, Godfrey J S. Regional Oceanography: An Introduction [M]. the United Kingdom: Pergamon, 1994. 422.

[7] De Szoeke R A. On the wind driven circulation of the South Pacific Ocean [J]. *J Phys Oceanogr*, 1987, 17:

613-630.

[8] Huang R X, Qiu B. The structure of the wind driven circulation in the subtropical South Pacific Ocean [J]. *J Phys Oceanogr*, 1998, 28(6): 1173-1186.

[9] Stommel H, Stroup E D, Reid J L, et al. Transpacific hydrographic sections at lats 43°S and 28°S: the SCORPIO Expedition 1 [J]. *Deep Sea Res*, 1973, 20: 1-7.

[10] Warren B A. Transpacific hydrographic sections at lats 43°S and 28°S: the SCORPIO Expedition 2 deep water [J]. *Deep Sea Res*, 1973, 20: 9-38.

[11] Tsuchiya M. On the Pacific upper water circulation [J]. *J Mar Res*, 1982, 40(Supplement): 777-799.

[12] Morris M, Roemmich D, Cornuelle B. Observations of variability in the South Pacific subtropical gyre [J]. *J Phys Oceanogr*, 1996, 26(11): 2359-2380.

[13] Tsimplis M N, Bacon S, Bryden H L. The circulation of the subtropical South Pacific derived from hydrographic data [J]. *J Geophys Res*, 1998, 103: 21, 443-21, 468.

[14] Shaffer G, Leth O, Ulloa O, et al. Warming and circulation change in the eastern South Pacific Ocean [J]. *J Geophys Res*, 2000, 27(9): 1247-1250.

[15] Wijffels S E, Toole J M, Davis R. Revisiting the South Pacific subtropical circulation: A synthesis of World Ocean Circulation Experiment observation along 32°S [J]. *J Geophys Res*, 2001, 106(C9): 19481-19513.

[16] Ganachaud A, Wunsch C, Kim M C, et al. Combination of TOPEX/POSEIDON data with a hydrographic inversion for determination of the oceanic general circulation and its relation to geoid accuracy [J]. *Geophys J Int*, 1997, 128: 708-722.

[17] Stammer D, Wunsch C, Giering R, et al. The Global Ocean Circulation Estimated from TOPEX/POSEIDON altimetry and a general circulation model [R]. Report of the Center for Global Change Science, 1997.

[18] Le Traon P Y, Boone C, Dorandeu J, et al. Multi-satellite altimeter processing for sea level and ocean circulation monitoring [J]. *Aviso Newsletter*, 1998, 6: 43-45.

[19] Ducet N, Le Traon P Y. Global high resolution mapping of ocean circulation from TOPEX/Poseidon and ERS-1 and 2 [J]. *J Geophys Res*, 2000, 105(C8): 19477-19498.

[20] Boyer T P, Levitus S. Objective analyses of temperature and salinity for the world ocean on a 1/4 degree grid [E/OL]. <http://www.nodc.noaa.gov>, 1997.

- [21] Picaut J, Tournier R. Monitoring the 1979-1985 equatorial Pacific current transports with expendable bathythermograph data[J]. *J Geophys Res*, 1991, 96: 3 263-3 277.
- [22] Taft B A, Kessler W S. Variations of zonal currents in the central tropical Pacific during 1970-1987: Sea level and dynamic height measurements[J]. *J Geophys Res*, 1991, 96: 12 599-12 618.
- [23] Reverdin G, Frankignoul C, Kestenare E, *et al.* Seasonal variability in the surface currents of the equatorial Pacific[J]. *J Geophys Res*, 1994, 99(C10): 20 323-20 344.
- [24] 杨亮, 刘金芳, 张国友, 等. 南太平洋风场时空统计特征分析[J]. *海洋湖沼通报*, 2003, 2: 17-23.
- [25] Chavez F P, Strutton P G, McPhaden M J. Biological-physical coupling in the central equatorial Pacific during the onset of the 1997-1998 El Niño[J]. *Geophys Res Lett*, 1998, 25: 3 543-3 546.
- [26] McPhaden M J. Genesis and evolution of the 1997-1998 El Niño[J]. *Science*, 1999, 283: 950-954.

Seasonal and interannual variations of sea surface geostrophic current in the Southeast Pacific

LIN Liru^{1,2}, HU Jiaruyu^{1,3}

(1. Department of Oceanography, Institute of Subtropical Oceanography, Xiamen University, Xiamen 361005, China; 2. South China Sea Branch, Stated Oceanic Administration, Guangzhou 510300, China; 3. State Key Laboratory of Marine Environmental Science, Xiamen University, Xiamen 361005, China)

Received: Oct., 18, 2004

Key word: Southeast Pacific Ocean; Topex/Poseidon altimeter data; surface geostrophic current

Abstract: The seasonal and interannual variations of surface geostrophic current in the Southeast Pacific ($5^{\circ} \sim 55^{\circ} \text{S}$, $70^{\circ} \sim 120^{\circ} \text{W}$) have been analyzed using Topex/Poseidon altimeter data during 1992~2001. The results show that the South Equatorial Current is characterized with seasonal variation on the magnitude of velocity, while the Peru Current and West Wind Drift reflect the shift of the current axes. The interannual variation of the current field is mainly caused by El Niño events. During the El Niño events, both South Equatorial Current and Peru Current at the low latitude region turn their directions to be eastward, and the current field at the higher latitude region is strongly weakened, with smaller current speed and random direction.

(本文编辑: 刘珊珊)