

1986 / 1987 厄尔尼诺期间的西风 强化和海气相互作用过程分析

于惠苓 蒲书箴

(国家海洋局第一海洋研究所, 青岛, 266003)

提 要

本文利用欧洲中期数值天气预报中心(ECMWF)西北太平洋上空(25° — 35° N, 110° — 180°) 850 hPa 客观分析的西风分量, 计算了1986/1987厄尔尼诺期间的西风强度。结果表明1986年12月—1987年5月西风的累计强度比1986/1987厄尔尼诺前后诸年份同期的西风更强。这种强化与历次厄尔尼诺期间西北太平洋副热带高压的加强是一致的, 都反映了哈德莱环流的强化。为了探讨大气环流发生这种变化的原因, 作者利用中美海气观测期间的海洋资料, 说明了热带西太平洋东部对低纬度大气异常的加热和西部边界流向中纬度海洋输送热量的减少是两个十分重要的原因。

关键词: 西风; 副热带高压; 厄尔尼诺。

一、引 言

1966年 Bjerknes 曾利用1957/1958冬季的海平面气压资料说明了厄尔尼诺期间东太平洋副热带高压的变化, 揭示了东北太平洋副热带高压北侧的气压梯度有明显增强的趋势。他同时利用 140° — 150° W 共计10个经度范围内的水温——深度探测资料(1953年9月、10月、12月和1957年12月), 证实了1957/1958厄尔尼诺期间热带东太平洋异常增暖的现象。他认为: 热带东太平洋的暖水异常堆积将使上述经度域内的哈德莱环流比常年更强, 从而以更快的环流速度将绝对角动量输送至中纬度西风带, 助长了东太平洋的西风强度^[1]。此后, 关于东太平洋厄尔尼诺期间所发生的海气相互作用现象引起了更多科学家的注意。

长期以来, 关于厄尔尼诺期间更日线以西的热带西太平洋所发生的海洋变化以及与其相应西太平洋大气环流的变化, 一直是我国气象学家和海洋学家非常关心的问题^[2,3]。本文试图就西太平洋大气环流在厄尔尼诺期间的变化做一些初步分析, 并强调指出热带西太平洋的海流和温度层结的变化对西太平洋上空的大气环流变化有着重要的热力学和动力学作用。

一、1986 / 1987 年西太平洋上空的西风强化

作为行星环流之一的哈德莱环流已由许多实测资料所证实。哈德莱环流的概念性模

1989年11月18日收到, 1990年11月18日收到再改稿。

式是空气自赤道上升, 到达 200—300 hPa 的高空后, 向两极方向平流, 并在副热带高压区的上空下沉返回地面, 形成了低空辐散。在北半球, 辐散的南向气流重归赤道, 形成了闭合的环流, 辐散的北向气流则向高纬度的低压带流动。实际上, 上面所描述的环流并不是保持在同一个经度断面上的。一般说来, 北半球低纬度高空为西南气流, 而低空则为东北信风。这是因为空气质点在环流运动过程中, 按照角动量守恒的原理, 当其向北运动时必将产生西风分量, 而向南运动时则将产生东风分量。出于同样的动力原因, 从副热带高压中心的辐散区, 沿地面附近向北运动的气流也将产生西风分量, 而且随着空气质点向北运动, 地理纬度变得越来越高, 科氏偏转力的作用越来越大, 同样速度的北上气流所产生的西风分量则越来越强。我们假定副热带高压中心的辐散气流因某种原因(例如, 辐散区下垫面海洋温度的降低, 或赤道洋面的异常加热作用而导致哈德莱环流加强)是增强的, 则可能发生如下两种相联系的变化: (1) 副热带高压的强度将加强; (2) 副热带高压北侧的西风将增大。为了证实这种变化的可能性, 我们首先进行了个例分析。利用欧洲中期数值天气预报中心(ECMWF)的客观分析资料计算了 1984—1988 年西北太平洋上空(25° — 35° N, 110° E— 180°) 850 hPa $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 所有的网格点 12 月到翌年 5 月纬向风的累计值(见表 1)。其中 1984 年和 1988 年分别为 1982/1983 厄尔尼诺过程和 1986/1987 厄尔尼诺过程之后的两个反厄尔尼诺年。

表 1 西北太平洋西风累计值(ms^{-1})

1984.12—1985.5	1985.12—1986.5	1986.12—1987.5	1987.12—1988.5	1988.12—1989.5
9461	13732	13948	12366	9008

表中的数据是利用 ECMWF 的 850 hPa (25° — 35° N, 110° — 180° E) $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 网格点上的西风分量累加后得到的。

表 1 给出的结果说明 1986/1987 厄尔尼诺期间西北太平洋低空的西风增强。其前后两年的西风也比较强。但是 1984 年 12 月—1985 年 5 月和 1988 年 12 月—1989 年 5 月的西风强度却明显减小。为了进一步说明西北太平洋西风在厄尔尼诺期间的加强是与副热带高压的强度密切相关的, 现根据副热带高压的面积指数、强度指数和西伸脊点的 12 个月滑动平均时间序列($\Delta t = 1$ 个月), 来分析副热带高压的变化。副高面积指数、强度指数和西伸脊点的定义可参阅文献[4]。

根据图 1 所列出的副热带高压指数的时间序列可以看出高强度、大面积和明显西伸的副热带高压的出现与历史上的厄尔尼诺事件是很一致的。计算表明副高面积、强度和西伸指数等 3 个时间序列的自谱峰值频率分别为 0.023 月^{-1} 、 0.024 月^{-1} 和 0.023 月^{-1} , 大约相当于 3.6 年的峰值周期。这与厄尔尼诺 / 南方涛动指数的自谱峰值周期相类似^[5]。频率响应函数的计算说明: 上述每一个副热带高压指数的时间序列与厄尔尼诺指数的时间序列之间, 在峰值频率附近(0.023 — 0.024 月^{-1}) 是高相干的。它们两两之间的相干函数值都接近于 1, 但是副高指数的相位落后于厄尔尼诺指数的相位。时间序列凝聚函数相位因子的计算结果表明滞后时间为 3—4 个月。这种滞后也许可以这样解释, 即热带洋面的异常虽然可以通过海气相互作用给副热带高压区带来一定的影响, 可是这种影响必须经过一定的时间以后, 才会在副热带高压区反映出来, 影响的

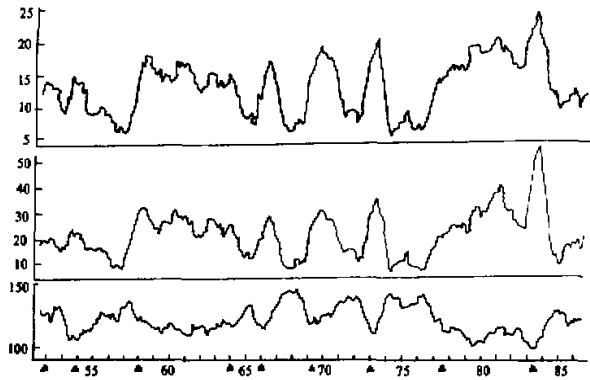


图 1 500 hPa 高度图上的副热带高压面积指数的 12 个月滑动平均时间序列(上图);
强度指数的 12 个月滑动平均时间序列(中图); 西伸指数的 12 个月滑动平均时间序列(下图).
下图横坐标下的三角符号表示历次厄尔尼诺事件的位置^①

结果则是副热带高压的加强、西伸得更远和面积的扩大, 下面的第二和第三部分将进一步论及这个问题。

三、热带西太平洋上层热结构对大气环流的影响

上节已证实厄尔尼诺期间中纬度西风有强化趋势, 西北太平洋副热带高压也比通常来得更强。这两者的变化都可能与副热带高压区的辐散程度加强有关。本节我们将根据实测海洋资料探讨引起大气环流这些变化的海气相互作用原因。

已有的研究表明: 厄尔尼诺事件并不是仅仅与热带东太平洋表面水温的异常增暖有关, 而且也与热带西太平洋水温场的变化有密切关系^[6]。与热带东太平洋不同, 热带西太平洋西部(137°E)水温年际变差的最大值不是出现在海洋表面, 而是出现在温度跃层附近, 而且是负距平, 在厄尔尼诺期间热带西太平洋温度层结的主要变化是(1)热带西太平洋暖池(Warming pool)中的高温水沿赤道向东扩展, 高温水的表面积扩大, 水体的厚度变浅; (2)热带西太平洋(即更日线以西的热带洋域)的东部出现表面水温正距平, 但是西部却出现表面水温负距平; (3)100 m 以深的冷水向表层涌升, 上混合层的厚度变浅; (4)温度跃层内的垂直梯度变小。热带西太平洋上层热结构的这种变化可以从图 2 并结合文献[6]清楚地看到。

图 2 是中美热带海洋和全球大气计划第一至第五航次所获得的赤道水温断面。图 2 告诉我们: 1986 年 1—2 月, 大量的暖池水堆积在热带西太平洋上, 暖池中心大约位于 160°E, 近中心的暖池厚度(指水温大于 29℃ 的水体)可达 100 m 以深, 当时正是 1986/1987 厄尔尼诺发生之前数月(见图 2a)。到了 1986 年 11 月—12 月, 即厄尔尼诺发生之后数月, 温跃层比第一航次明显变浅, 29℃ 的等温线位于 60—70 m 深处(见图 2)。1987 年 10 月(第三航次期间), 暖池的厚度继续变浅, 上混合层的最浅处

① 有关副高指数的资料, 由国家气象局长期预报组提供。

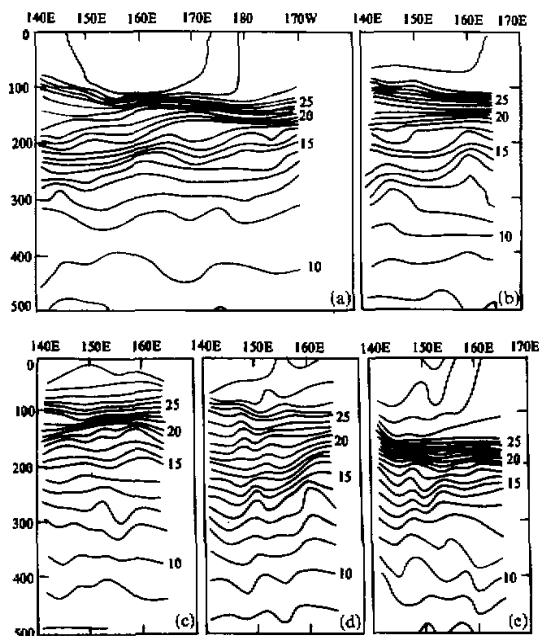


图 2 (a)中美海气计划第一航次(1986 年 1 月 12 日—2 月 10 日)期间的赤道海温断面;
(b) 1986 年 11 月 30 日—12 月 11 日,第二航次期间的赤道海温断面;(c) 1987 年 10 月 3 日—16 日,
第三航次期间的同一个断面的情况;(d) 1988 年 5 月 5 日—20 日,第四航次期间的赤道海温断面;
(e) 1988 年 10 月 28 日—11 月 13 日,第五航次期间的赤道断面

(150°E 附近) 仅及 20—30 m 深, 高于 20°C 的各等温线都比前两个航次明显抬高, 这说明下层的冷水正在涌升。如果把图 2c 与图 2ab 相比, 不难看出, 在 100—200 m 之间温度跃层内的温度梯度, 即等温线之间的垂直距离明显加大。这说明随着暖池水的变浅, 温度梯度变小。上述过程反映了在厄尔尼诺期间随着暖池水的变浅和表面积扩展, 热带西太平洋热结构发生的一系列变化。我们注意到此时正值 1986/1987 厄尔尼诺行将结束的末期(请参阅图 2c)。1988 年 5 月, 第四航次期间, 看起来暖池正处在重建之中, 虽然 29°C 等温线呈倾斜状, 且在东部抬升至水面, 但是在西部上混合层的厚度已达到 70—80 m 深。这反映了厄尔尼诺结束后, 海面赤道东风恢复, 暖水向西堆积的过程。(参阅图 2d) 及至第五航次, 即 1988 年 10—11 月, 暖水堆积厚度比第四航次时更甚。28°C 和 29°C 两条等温线都在东部跷至水面, 而在西端, 这两条等温线已接近或超过 100 m 深。

综合上述可知热带西太平洋热结构有着明显的年际变化。在厄尔尼诺期间大於 29°C 的暖水变浅, 并使暖水的表面积扩展, 高水温和海洋表面扩大, 形成表面水温正距平。有证据说明热带西太平洋域表面水温正距平的范围仅局限于东部(150°E 以东), 而在热带西太平洋的西部(例如: 137°E)则为负距平区^[6]。就常识而言, 正距平域上空的哈德莱环流应加强, 而负距平域应减弱, 因此在热带西太平洋的东部及其更东面

的经度范围内, 哈德莱环流的加强, 可能是影响到副热带高压变化的动力因素之一。而在热带西太平洋的西部, 情况则更为复杂。由于热带西太平洋西部靠近菲律宾群岛附近的海域, 它是太平洋西部边界流的发源地, 也是将热带大洋的温度和热量变化通过黑潮输往副热带海洋乃至中纬度海洋的关键区域。因此, 黑潮上游北向的输运以及副热带高压区内的西北太平洋表层的温度将是影响副热带高压强度变化的两个更为重要的因素。对此我们在下节将要继续讨论。

四、热带西太平洋海流的年际变化及其对大气环流的影响

近几年来, 热带流系的变化已经引起了海洋学家的注意^[7,8], 这是因为大洋里的海流是热盐输运的主要动力因素。实际上, 热带西太平洋上层环流的变化可以引起热量在海洋里的再分布。这不仅影响到海流起源地附近的热结构, 而且可以影响到海流经过之处的热含量。

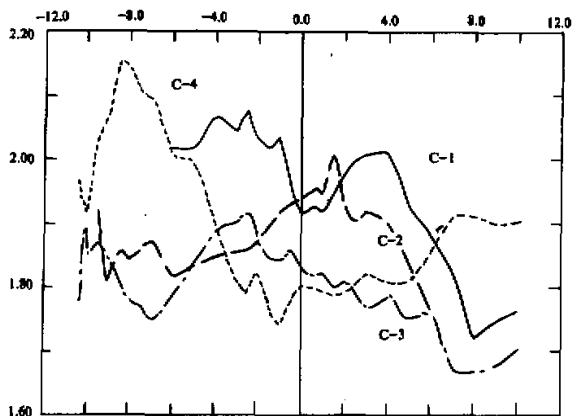


图3 第一—四航次期间, 165°E 断面的动力高度 (0/1000 m)

图中的实线(—), 长虚线(---), 长短相间的虚线(— · — ·)和短虚线(·····)分别为一、二、三和四航次的情形。实测时间可参阅图2的说明

图3是165°E断面的动力高度图。它大体反映了一至四航次间, 赤道两侧的地转流的变化。从图中可以看出在第二航次期间(1986年11月—12月), 当时正当1986/1987厄尔尼诺初期, 赤道附近的动力高度超过了赤道以外的海域。这是一种十分反常的变化。在正常情况下, 本应有一个动力高度槽位于北赤道逆流和南赤道逆流之间, 但是从图中3c-2的动力高度曲线可知当时在赤道以北大约1.5°N附近却有一个明显的动力高度脊。这表明在厄尔尼诺初期, 165°E断面的地转流曾发生过巨大的变化。

图4是第二航次至第四航次的多普勒声学海流剖面图。1986年12月—厄尔尼诺

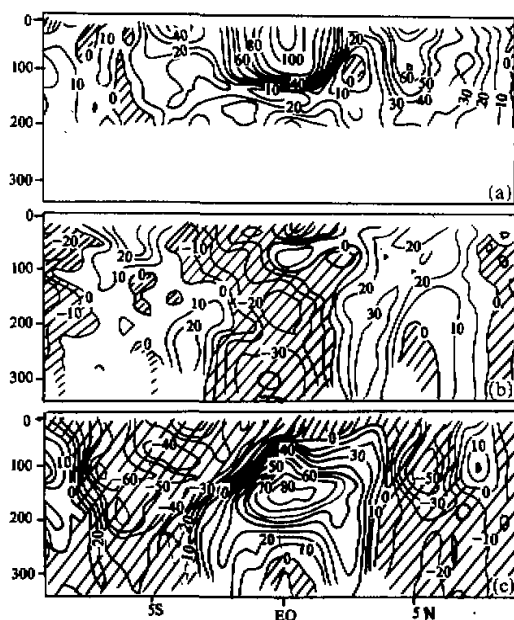


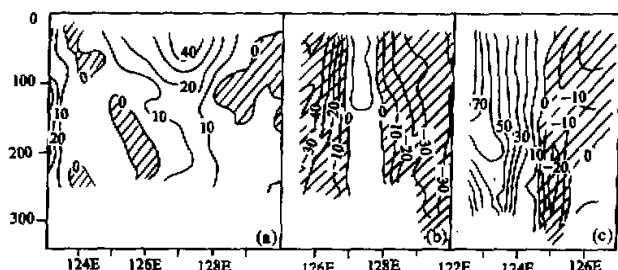
图4 165°E断面多普勒声学测流的结果

(a)、(b)和(c)分别对应第二、三和四航次(请参阅图2的说明)。图中的阴影部分是西向流区，用负值表示。等流速线的单位是 cm s^{-1}

的初期，整个断面上几乎全是东向流。赤道潜流加强并抬升至表面；西向的南赤道流消失不见了；北赤道逆流和南赤道逆流均比平常年份偏强(参阅图4a)。1987年10月，当厄尔尼诺行将结束时，北赤道逆流和南赤道逆流变弱；赤道潜流几乎消失；南赤道流虽已重新出现，但远未达到其常年的强度。此外还可看出在上述这些不同海流之间的切变比正常偏弱(参见图4b)。1988年5月，厄尔尼诺事件结束之后数月，东向的赤道潜流和西向的南赤道流的速度都大为增加。东向的南赤道逆流和北赤道逆流的截面积变小。此时正值厄尔尼诺结束之后暖池重建的时候(参见图4c)。

上述测流结果说明在1986/1987厄尔尼诺初期强劲的东西向流把热带西太平洋的暖水和大量热量输往热带西太平洋165°E以东的洋域，这对暖池水向东扩展并使东部的上层海洋出现表面水温正距平西部出现负距平起着不可缺少的动力作用。从厄尔尼诺末期至厄尔尼诺结束之后的一段时间内，西向海流的增强对热带西太平洋暖水的重新积聚和暖池的重建是至关重要的。实际上如果热带西太平洋暖水的堆积达不到某种相当深厚的程度，再次爆发强厄尔尼诺现象似乎是不大可能的。

在热带西太平洋地区，赤道海域纬向流的年际变化只不过影响到暖水的东西方向输运，而菲律宾群岛以东的西部边界流却可以影响到由热带洋域向副热带乃至中纬度一带的暖水输送，这对副热带高压下面的西北太平洋上层热量将有着不可忽视的影响。图5是与图4相同的航次中，用声学多普勒剖面仪所获得的18°20'N断面上菲律宾群岛

图 5 沿 $18^{\circ}20'N$ 断面的多普勒声学测流的结果

其它说明可参阅图 4

以东海域的经向流分布图。从图 5a 可以看出除了少数几块区域内有极弱的南向流外, 在整个断面上盛行北向流。北向流可分为两个核心, 一个位于 $127^{\circ}-128^{\circ}E$ 之间, 最大流速为 40 cm s^{-1} 以上; 另一个核心就是靠近菲律宾群岛海岸的黑潮上游。但是图 5a 并没有测到黑潮的流轴处, 最大北向流速不得而知。1987 年 9 月—厄尔尼诺末期, 自 $125^{\circ}E$ 以东的大部分断面上均为南向流, 原来位于 $127^{\circ}-128^{\circ}E$ 的北向流核心处的速度已经变得非常缓慢, 仅 10 cm s^{-1} 。如果把图 5b 与图 5a 中 $125^{\circ}-130^{\circ}E$ 经度域内的测流结果加以对比, 不难发现北向流有明显减弱的趋势。从图 5c 可以看到 1988 年 4 月 $124.5^{\circ}E$ 以东基本为弱的南向流, 最大流速只有 20 cm s^{-1} ; $124.5^{\circ}E$ 以西则为黑潮的范围。最西端的黑潮流速超过 80 cm s^{-1} 。此外, 把图 5c 和图 5a 中 $123^{\circ}-127^{\circ}E$ 经度域内的北向流互相比, 便可以发现图 5c 的水平梯度远远大于图 5a, 由这种大流速梯度的情况外推, 第四航次时的黑潮流量大为增加。总之, 图 5 说明至少在厄尔尼诺末期, 通过 $18^{\circ}20'N$ 断面的黑潮流量大减。这种减少恰好对应着热带西太平洋暖池较为浅薄的时期。

最近, Toole 等人利用逆转法做了 $8^{\circ}N$ 至 $18^{\circ}20'N$, $130^{\circ}E$ 至菲律宾群岛以东的闭域内第三航次和第四航次输运量的变化^[9]。他们依据的是 CTD 探测资料。其结果表明第三航次时, 整个 $18^{\circ}20'N$ 断面上层的黑潮输运为 $12.3 \times 10^9\text{ Kg s}^{-1}$, 而第四航次竟高达 $30.6 \times 10^9\text{ kg s}^{-1}$ 。Toole 等人还估算了上层的平均输运约为 $15.7 \times 10^9\text{ kg s}^{-1}$ ^[8]。这些结果也证实了厄尔尼诺末期的北向输运明显减少。根据上面的分析得知黑潮上游的北向输运的减少将使北方的西北太平洋上层来自热带西北太平洋的热量减少。由此推知, 通过西北太平洋海气界面向上传输给大气的热通量也会随之减少。这样更加助长了西北太平洋副热带高压区的下沉辐散气流。这可能是导致西边界流经过的区域内副热带高压强度加强, 面积扩大并西伸的又一个重要原因, 而强大的副热带高压将有利于北侧的压强梯度加强从而导致西风强化。

五、结 论

根据中纬度西风、西北太平洋副热带高压指数等大气资料以及中美 TOGA 计划所

获得的海洋资料, 经过上面的初步分析得到如下结论:

- (1) 西北太平洋低空西风在厄尔尼诺前后有明显加强的趋势。
- (2) 西北太平洋副热带高压的强度、面积和西伸脊点呈现出与赤道太平洋厄尔尼诺事件有关的年际变化, 这种变化比厄尔尼诺指数的变化滞后了 3—4 个月。
- (3) 厄尔尼诺期间热带西太平洋域内的东向流加强, 使热带西太平洋暖水向东输运, 导致热带西太平洋东部乃至中太平洋一带表面水温异常升高。在高表面水温的上方, 哈德莱环流可能加强。由于暖水的向东输运, 热带西太平洋西部出现水温负距平, 负距平的范围包括西北太平洋副热带地区^[6], 从而有利于辐散下沉气流的加强和副热带高压的加强。
- (4) 厄尔尼诺末期, 由黑潮输往副热带海域的暖水减少, 这种变化也有利于促使西北太平洋上空副热带高压加强。
- (5) 增强了的副热带高压将有利于北侧西风的加强。

参 考 文 献

- [1] Bjerknes, J., 1966, A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, 18, 820—829.
- [2] Zang Hengfan and Wang Shaowu, 1984, Equatorial eastern Pacific SST and the Subtropical Highs, *Acta Oceanologica Sinica*, 3, 471—476.
- [3] Wang Shaowu, 1988, Walker Circulation and meridional circulation in the equatorial Pacific, *Acta Oceanologica Sinica*, 7, Supp. 1, 56—64.
- [4] 陆忠汉, 陆长荣, 王婉声, 1984, 实用气象手册, 上海辞书出版社, 541.
- [5] 蒲书箴, 于惠玲, 1987, 厄尔尼诺和南方涛动之间的频率响应特征, 海洋科学通报, 6 卷, 2 期, 1—5.
- [6] 蒲书箴, 徐洪达, 1987, 热带西太平洋温度场对厄尔尼诺事件的响应, 海洋学报, 9 卷, 2 期, 262—266.
- [7] Firing, E., R. Lukas, J. Sadler and K. Wyrtki, 1983, Equatorial undercurrent disappears during 1982/1983 El Nino, *Science*, 222, 1121—1123.
- [8] Toole, J.M., E. Zou and R.C. Millard, 1988, On the circulation of the upper waters in the western equatorial Pacific Ocean, *Deep Sea Research*, 35, No.9 1451—1482.
- [9] Toole, J. M., R. C. Millard, Z. Wang and S. Pu, 1989, Observations of the Pacific north equatorial current bifurcations at the Philippine coast, *Proceedings of Western Pacific International Meeting and Workshop on TOGA-COARE*, 223—226.

Analysis of Westerly Intensifying and Air-sea Interaction Process during 1986/1987 El Nino Event

Yu Huiling Pu Shuzhen

(First Institute of Oceanography, Qingdao, 266003)

Abstract

The west components of winds on 850 hPa over the northwest Pacific Ocean (25° — 35° N, 110° — 180° E) from the objective analyses by European Centre for Medium-range Weather Forecast (ECMWF) are used to compute the westerly intensity of the 1986/1987 El Nino event. The results show that the westerly intensity summed up during the period from December 1986 to May 1987 is greater than that for the same months a few years before the 1986/1987 El Nino event of after it.

The intensifying is identical with the strengthening of the subtropical high during the El Nino events in the past, and they both reflect the intensifying of the Hadley circulation. In order to discuss the causality for the variation of the atmospheric circulation, the authors make use of the oceanographic data obtained from the PRC-US bilateral TOGA observations, and interpret that two of the extremely important causes are the abnormally heating from the western tropical Pacific Ocean to the atmosphere in the lower latitudes and the decrease of the oceanic transportation to the mid-latitudes by the western boundary current.

Key words: Westerly; Subtropical High; El Nino.