

东北太平洋冬季风的异常与埃尔尼诺

高士英 吕竞夕 张 林

(国家海洋局海洋环境预报中心, 北京)

摘 要

东太平洋南美沿岸热带地区海温的经向季节性变化十分显著, 冬季中高纬地区的冷水南侵, 赤道北侧的暖水带南移造成暖水侵入赤道南, 造成南美沿岸的海温升高。本文指出海温的季节变化受东北太平洋冬季风影响十分明显, 埃尔尼诺发生年和次一年冬季, 持续偏强的东北风对于冬季赤道北暖水的南侵, 进而对埃尔尼诺的发生、发展和维持起着重要作用。

Wyrski^[1]认为埃尔尼诺是太平洋对信风强迫的响应。Rasmusson^[2]总结了埃尔尼诺发生过程中太平洋风、压和海表温度场的变化特征。最近李崇银^[3]和高士英、王静馨^[4]指出了东亚地区冷空气的活动与埃尔尼诺发生之间的密切关系。高和王^[5]认为埃尔尼诺可能是赤道太平洋对南亚季风和东太平洋信风联合强迫的响应。对于东太平洋南美沿岸大气环流变化与埃尔尼诺间关系的专门讨论, 至今还较少。本文利用综合海洋大气资料(CODAS), 着重分析了东太平洋热带地区海温和经向风的变化特征, 并对它们之间的相互联系进行了讨论。指出, 东太平洋赤道北存在着风场显著的季节转换, 该地区强冬季风对埃尔尼诺的发生有着重要影响。

一、东太平洋南美沿岸海温的经向变化

在讨论埃尔尼诺时, 人们十分注意太平洋赤道地区海温的东西向变化, 但对其南北向变化及其与埃尔尼诺的关系注意不够。为此我们利用COADS资料, 做出了1950—1979年30°N—30°S, 120°—100°W每2°×20°网格的海温月平均值的多年平均剖面(图1)。由图可见, 东太平洋海温的季节变化十分突出。

4—10月东北太平洋台风季节, 赤道北侧长时间维持着一大于28℃的高海温区。这一暖水从3月以后开始出现, 并逐渐北移, 9月达到其最北位置, 这时最高海温轴线大约在15°N附近。在此期间, 赤道以北热带地区有明显的暖水伸向中高纬地区, 而赤道以南中高纬则有明显的冷水伸向热带地区, 赤道附近维持冷水并有22℃的低海温中心。

10月以后, 赤道北中高纬地区有明显的冷水向低纬地区侵入, 28℃的高海温区逐渐南

移消失,一明显的暖水舌由赤道北伸向赤道南侧,26°C线4月份可达到10°S.这意味着赤道附近海温由于冬夏季节变化可出现4°C的差值,这是一个不可忽视的特征.

海温经向季节变化存在着显著的年际差异.从对1950—1979年30°N—30°S,120°—100°W每2°×20°网格进行月平均计算得到的逐月海温经向剖面图2可以看到,非埃尔尼诺年1950、1954、1955、1956、1962、1964、1967、1968、1970、1974、1975年初由赤道伸向赤道南侧的暖水舌(26°C线)均未到气候平均位置10°S.相反埃尔尼诺年初,向赤道南侧的暖水都超过了10°S,个别年份如1957,26°C线甚至可达到20°S以南.冬季赤道附近暖水南侵连续两年偏强是埃尔尼诺年海温经向变化的重要特征.从图可见,1951、1957、1965、1969、1972、1976年年初,26°C线均达到了10°S以南,而埃尔尼诺年的次一年,即1952、1958、1966、1970、1973、1977年的年初,这一特征仍然很明显.1953、1963为两次弱的埃尔尼诺,1979年也

算是一次弱的埃尔尼诺年,这三年年初均有强的暖水南伸,但次一年却不强.我们也注意到即非埃尔尼诺年也非埃尔尼诺年次一年的1959、1960、1961、1978年年初也有很强的暖水南伸,但可以看到这些年的暖水南伸后随即有很强的冷水从南半球伸向赤道地区,并有低于22°C的冷中心,而这一现象在埃尔尼诺年及次一年间却不出现.由此可见每年年初赤道地区暖水南侵弱的年份均不发生埃尔尼诺,埃尔尼诺发生年初均有强的赤道暖水南侵.这说明季节赤道北暖水南侵是埃尔尼诺发生的重要条件.但是年初赤道附近暖水南伸强的年份并不一定都发生埃尔尼诺,南半球向赤道的冷水输送偏弱是另一重要条件.也即在南半球向赤道的冷水输送很强时,即便是该年年初有很强的暖水南侵,也没有观测到埃尔尼诺的发生.综上所述,埃尔尼诺的发生与东太平洋海温经向变化密切相关,因此了解造成海温经向变化及异常的机制,对揭示埃尔尼诺的发生是极为重要的.

二、东北太平洋近赤道地区大气环流的变化特征

按照赫洛莫夫关于季风的定义^[6],东太平洋南美沿岸的赤道北侧,有一块季风区.目前关于季风的定义还存在不同的看法.下面我们根据冬夏季东太平洋热带地区平均流场的特征,对该地区大气环流的季节变化特征作简要的说明.

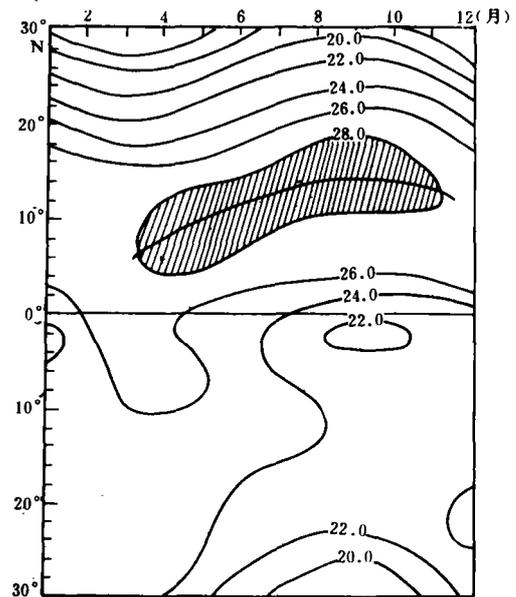


图1 1950—1979年30°N—30°S,120°—100°W每2°×20°网格月平均海温的多年平均剖面.斜线区海温大于28°C,等值线间隔为2°C.粗实线成为最高海温轴

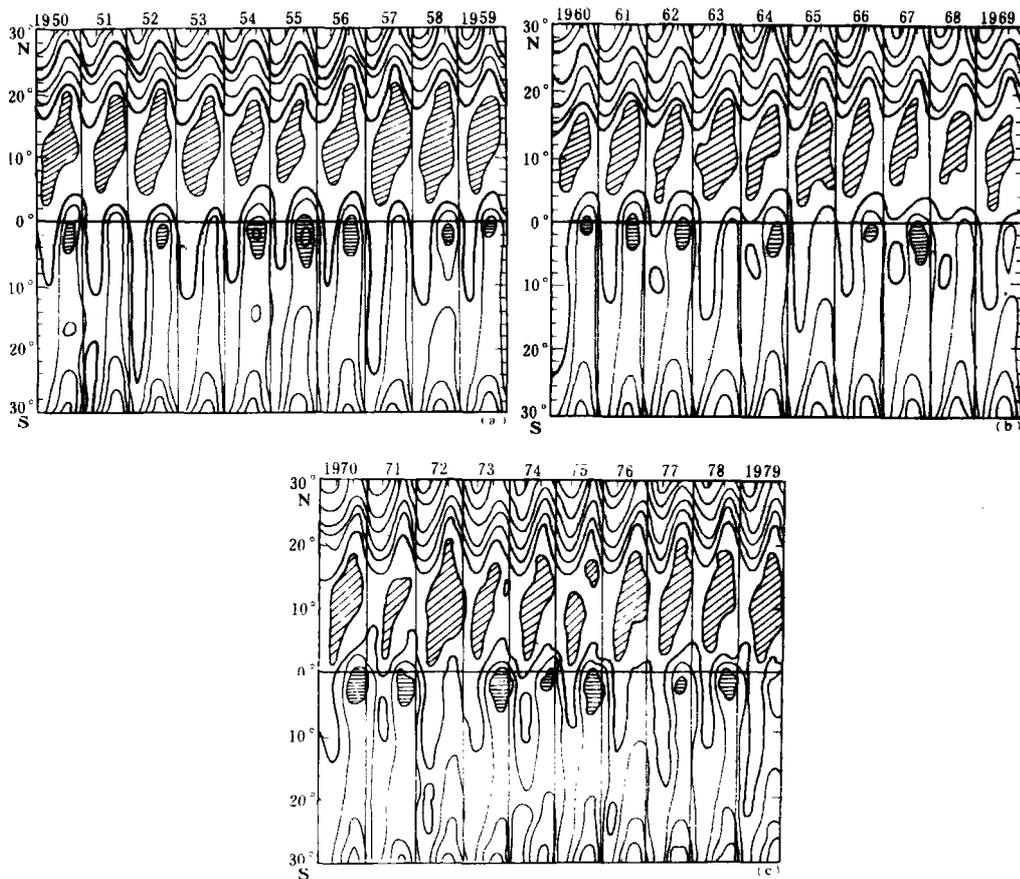


图 2 1950—1979年30°N—30°S,120°—100°W区域每2°×20°网格月平均海温的时间-纬度剖面图。斜线区的海温大于28℃,水平阴影区海温低于22℃,等值线间隔为2℃

北半球冬季,北太平洋高压中心靠近北美大陆,北美大陆也为高压控制。在高压的赤道一侧出现强的东北风。5°—20°N,140°—80°W范围内,主要为东北气流控制。东太平洋赤道辐合带南移,平均位置大约在8°N附近。

夏季,南美沿岸的东南风越过赤道后转向为西南风,这时5°—20°N,140°—80°W范围内主要为西南风控制。东太平洋赤道辐合带北移,平均位置在15°N附近。由此在冬,夏季东太平洋辐合带南北平均位置之间的区域,冬季吹东北风,夏季吹西南风。赤道辐合带的季节演变与上节看到的平均海温经向季节变化趋势是一致的。由此可以推测冬夏这里的风场异常变化与海温的异常之间有着一定的联系。

为了反映东北太平洋近赤道地区风场变化的特点,我们分别计算了0°—10°N,80°—120°W,0°—10°N,120°—140°W,0°—10°N,140°W—180°三块区域1950—1979年逐月经向风的月距平值,图4是对这些距平值作11个月滑动平均后得到的曲线。

图4表明,对于1951、1953、1957、1963、1965、1969、1972、1976的几次厄尔尼诺事件东北太平洋均对应北风的加强。北风加强在厄尔尼诺年初首先在南美沿岸出现,然后逐西移,到厄尔尼诺年的年底最大的北风距平移到中太平洋。南美沿岸的北风距平(北

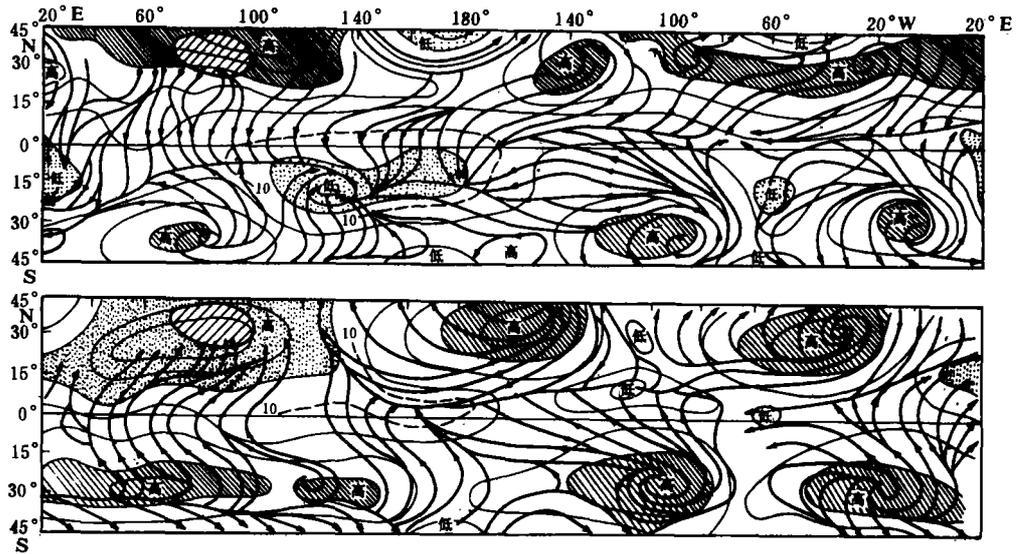


图3 热带地区冬, 夏季地面平均流场和海平面气压场高低压位置的分布 [7]

上图1月, 下图7月; 气压在1020hPa以上的区域斜线表示, 点线阴影表示低于1 008 hPa· 数字省略了千、百位数; 等值线间隔是4 hPa

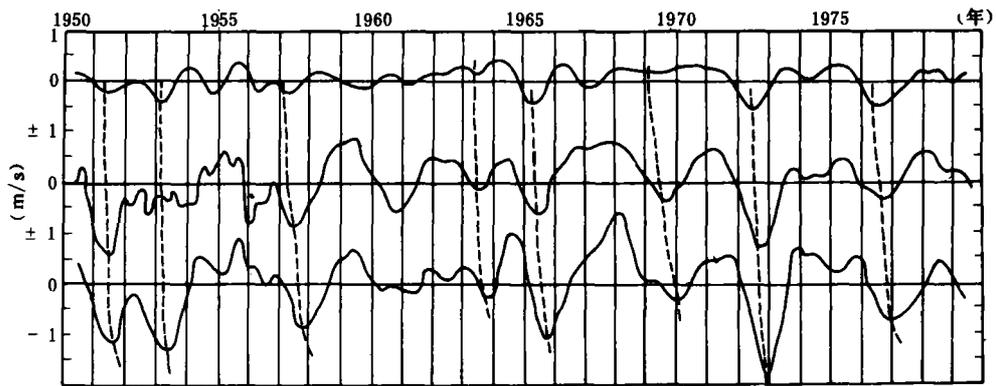


图4 0°—10°N, 80°—120°W (a); 0°—10°N, 120°—140°W (b); 0°—10°N, 140°W—180° (c) 地区逐月经向风距平值的11个月滑动平均曲线

风加强、南风减弱) 持续一年或更长, 这与上节有关海温在埃尔尼诺年及次一年都出现明显的暖水南侵是相符的, 而两者间有某些必然的联系。下节将进一步说明这个问题。

三、南美沿岸赤道北侧的经向风与东太平洋海温的相关分析

为了进一步确认东太平洋南美沿岸赤道附近经向风的变化与埃尔尼诺的关系, 将1950—

1979年 0—10°N, 80—120°W (R1); 0—10°N, 120—140°W (R2); 0—10°N, 140°W—180° (R3) 逐月的经向风距平序列与 0—10°S, 180—80°W 逐月距平序列(360个样本)进行相关分析, 得到相关系数表 1. 滞后月份为正时, 表示海温场滞后,

表 1 相关系数表

区域 \ 月	海温滞后的月数																									
	-12	-11	-10	-9	-8	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
R1	0.08	0.16	0.15	0.15	0.14	0.14	0.09	0.07	-0.04	-0.09	-0.14	-0.18	-0.22	-0.25	-0.23	-0.23	-0.12	-0.05	-0.13	-0.15	-0.22	-0.27	-0.22	-0.17	-0.03	
R2	0.17	0.14	0.11	0.09	0.09	-0.03	-0.17	-0.17	-0.19	-0.16	-0.11	-0.03	-0.03	-0.07	0.15	0.14	0.10	0.03	-0.11	-0.15	-0.19	-0.17	-0.11	-0.08	0.02	-0.04
R3	0.11	0.06	-0.02	-0.14	-0.29	-0.41	-0.45	-0.35	-0.25	-0.11	-0.01	-0.12	-0.19	0.11	0.04	-0.06	-0.23	-0.37	-0.46	-0.39	-0.31	-0.21	-0.03	-0.07	-0.16	

反之则为风场滞后。相关系数的绝对值大于0.13时, 正负相关的置信水平为0.01。

从表可见, R1 与同时和滞后 1—9 月的东太平洋海温负相关的置信水平达到 0.01。说明该地区海温场落后于风场, 北风加强后东太平洋海温升高, 南风加强后则相反。风场和海温场的这种相关可维持很长一段时间。与 R1 不同, R2 与 -2 至 +4 个月, R3 与 -6 至 +5 个月的东太平洋海温负相关的置信水平达到 0.01。表明这两个海区经向风可以造成海温的变化(北风加强, 海温升高; 南风加强, 海温降低)。反过来, 东太平洋海温的变化同样可以造成经向风的变化。即如果北风加强可使海温升高, 海温的升高, 又使北风进一步加强。这反映海气系统的正反馈过程。可以注意到 R1、R2、R3 与东太平洋海温的显著负相关开始出现的时间是自东向西缩短的, R1 是超前 10 个月, R2 与 R3 为 6 个月, 这可能与东北太平洋经向风场的西移趋势有关, 从图 4 看以看得很清楚。

R1 与 -7 至 -11 个月, R2 与 -9 至 -12 个月, R3 与 -12 个月的东太平洋海温正相关的置信水平也达到 0.01。这说明海温升高 7 个月以后, 东太平洋沿岸的赤道北侧开始转为南风加强, 这种南风异常亦呈西移趋势。当最大的南风异常西移到中太平洋时, 厄尔尼诺结束。这种情况也可以从图 4 中看到。

四、讨 论

通过前述, 我们对东太平洋热带地区海温的经向变化及其与赤道北侧经向风变化之间的关系进行了气候学分析。以下通过对 1972 年厄尔尼诺过程的分析, 对气候分析结果作进一步的讨论。

图 5 是 1972 年 1 月热带太平洋地区经向风月平均分布。东太平洋赤道北侧北风很强, 南美沿岸出现大于 4 米/秒的北风中心。假如认为经向风零线为赤道辐合带的位置, 可以看到这时东太平洋赤道辐合带大约位于 5°N, 较平均位置偏南约 3 个纬度。分析表明太平洋赤道辐合带与高海温有很好的对应关系和相同的季节趋势,^[8] 这意味着当赤道北强北风使东北太平洋赤道辐合带位置偏南于其气候位置时, 将利于暖海水南移, 从而利于暖水南侵到赤道南侧, 这对厄尔尼诺的开始可能起了重要的作用。

注意另一强北风出现在 140°—170°E, 形成一大于 2 米/秒的向南越赤道气流。研究

表明这支气流由东亚冬季风和南美沿岸冬季风共同制约^[9]。注意这时西太平洋冬季暖水大约在南太平洋澳大利亚北侧经向风零线的位置，也即在南太平洋赤道辐合带冬季所处的位置。此时辐合带北侧的印尼地区正是西风加强期，140°—170°E处越过赤道的北风转向将加强西风分量。因此这条北风带可能对西太平洋暖水向东的平流起着重要作用。至于其与正海温距平为什么常首先出现在南美沿岸20°—30°S附近的关系值得进一步研究。

到了7月(图6)，东太平洋赤道北侧仍维持强北风，但主要中心已西移到120°W以西。沿岸地区的赤道辐合带仍维持在5°N附近，最北的位置也没有超过8°N。这意味着强北风继冬季使赤道辐合带位置偏南后，夏季又抑制了赤道辐合带的季节性北移，使该年夏季辐合带的位置位于冬季的位置，这对

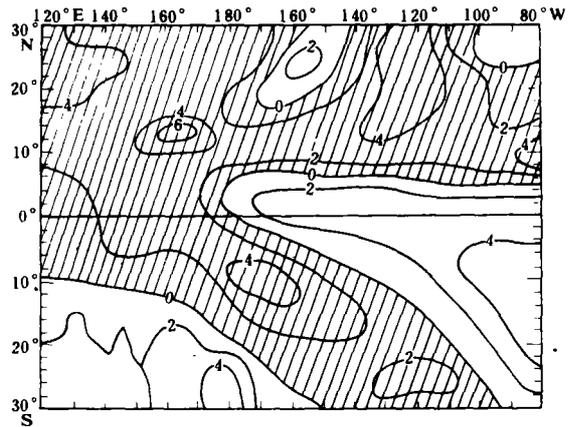


图5 1972年1月热带太平洋地区经向风月平均值的分布(等值线间隔为2m/s, 阴影区为北风)

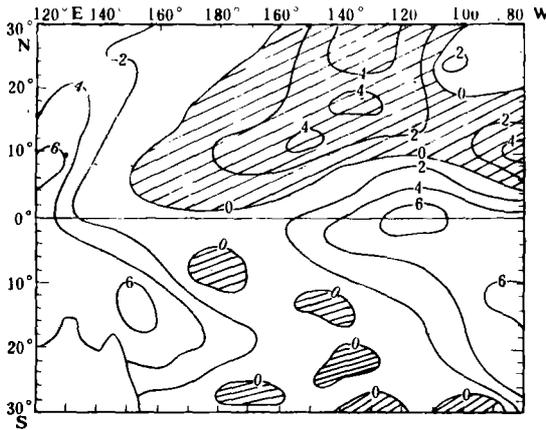


图6 1972年7月热带太平洋地区经向风月平均分布(说明同图5)

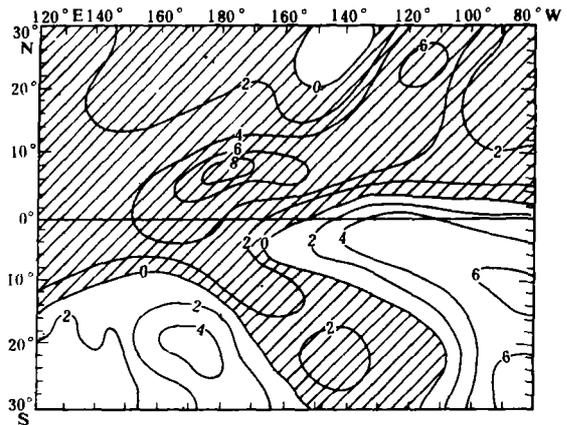


图7 1973年1月热带太平洋地区经向风月平均分布(说明同图5)

维持赤道附近的暖水和埃尔尼诺的发展是十分有利的。可以看到日界线以西向南的越赤道气流已消失，而为一弱南风带取代，这说明有利于西太平洋暖水东传的过程只有在冬季才存在。

图7为1973年1月热带太平洋的经向风分布。这时东太平洋沿岸赤道北侧的北风已减弱主要的北风中心已西移到日界线地区，这与上节的分析结果是一致的。由120°E—150°W广大地区越赤道气流再次出现，但较1972年弱。赤道以南从南美沿岸到中太平洋的南风也较1972年1月份强，这与相关分析结论也是一致的，是埃尔尼诺结束的风场特征。

通过对1972年埃尔尼诺过程的分析,我们认为东太平洋赤道北部的北风异常加强可以通过两种途径来影响东太平洋的海温升高。第一,强北风使东太平洋赤道辐合带南移接近赤道,与赤道辐合带相对应的暖水区也南移,造成季节暖水位置偏南或由赤道北侧侵入赤道南侧,使东太平洋海温升高。第二,东太平洋赤道北侧的北风加强了日界线附近由北向南的越赤道气流,这支气流起到了维持由西太平洋到南美沿岸的北风带。这条北风带则有利于西太平洋冬季暖水向东的平流。这两种过程主要在北半球冬季发生。因此,东太平洋赤道北冬季风的加强,对埃尔尼诺的发生、发展和达到高潮均有重要影响。

五、结 论

1. 赤道东太平洋热带地区的海温有明显的经向季节变化。冬季冷水由中高纬侵入热带地区,赤道附近有暖水侵入赤道南侧,这可能是东太平洋南美沿岸海温季节变化的重要原因。埃尔尼诺发生年和次一年的北半球冬季,赤道附近暖水的南伸特别明显,26℃线均可达到10°S以南。

2. 东太平洋赤道北侧存在着一个季风特征明显的风向转换区。冬季,赤道北侧东北风加强使东太平洋赤道辐合带移向赤道。埃尔尼诺发生期间,东太平洋赤道北侧有持续一年的北风异常。北风异常在埃尔尼诺发生年初先在沿岸出现,然后逐步西移,到埃尔尼诺年底,最大北风距平出现在中太平洋地区。

3. 东太平洋赤道北的北风异常可能通过两个途径影响东太平洋海温变化。第一,北风异常使东太平洋赤道辐合带较气候平均位置偏南,因此造成暖水南移并侵入到赤道南侧使东太平洋海温升高。第二,冬季南太平洋赤道辐合带北侧联结西太平洋近赤道地区与南美沿岸有一条北风带,它可能起着驱动和维持西太平洋暖水向南美沿岸平流的作用。埃尔尼诺年,东太平洋赤道北侧北风的异常加强可以使日界线附近的这支越赤道气流加强,从而加强西太平洋暖水向南美沿岸的平流,这同样可以影响东太平洋的海温升高。

参 考 文 献

- [1] Wyrtki, K., 1975. El Niño—the dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing. *J. Phys. Oceanogr.*, **5** (1975), 572—583.
- [2] Rasmusson, E. and T. Carpenter, Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110** (1982), 354—384.
- [3] 李崇银、胡季, 东亚大气环流与厄尔尼诺相互影响的一个分析研究. *大气科学*, **11**, 359—364.
- [4] 高士英、王静耀, 我国的持续性低温与厄尔尼诺. *海洋预报*, 1987, **4**, 1—9.
- [5] Gao Shiyong and Wang Jingshu, *TO—AN*, **39**, 1—7.
- [6] 拉梅奇, C. S., 季风气象学, 科学出版社, 1978, 3—5.
- [7] Riehl, H., 热带天气与气候, 气象出版社, 1979, 13.
- [8] 丁一汇等, 赤道印度洋—太平洋海面经向风的年际低频振荡. *应用气象学报*, 1990, **1**: 1—11.
- [9] 高士英、王静耀, 印度洋近赤道地区风场的变化与ENSO. *海洋学报*, **10** (1988) 46—51.