

# 亚洲季风区南北半球风场的相互作用与埃尔尼诺

高士英 韦定英 吕竞夕

(国家海洋局海洋环境预报中心, 北京)

## 摘 要

埃尔尼诺发生前的北半球冬半年, 印度洋到西太平洋由北向南的越赤道气流强, 澳大利亚地区的台风多; 埃尔尼诺发生年的北半球夏半年, 印度洋到西太平洋由南向北的越赤道气流强, 西北太平洋近赤道台风日数多。这表明亚洲季风区南北半球的相互作用对埃尔尼诺的发生、发展有重要的影响。

至今, 还没有一个关于埃尔尼诺发生的完整的理论。Wyrski<sup>[1]</sup>提出了一个埃尔尼诺发生的海洋学模型。Rasmusson<sup>[2]</sup>提出了一个埃尔尼诺的合成模型。McCreary<sup>[3]</sup>和Harrison<sup>[4]</sup>指出西太平洋赤道西风异常激发的开尔文波经过2—3个月传到东太平洋使那里的海温升高是埃尔尼诺发生的重要原因。Philander<sup>[5]</sup>指出不稳定的海气相互作用波可激发ENSO的形成。Cadet<sup>[6]</sup>指出了印度洋赤道地区风场和海温场在ENSO过程中的变化。文献[7]指出南北半球的冬季风异常可能对埃尔尼诺的发生、发展有重要的作用。为了进一步讨论亚洲季风区大气环流的变化对埃尔尼诺的影响, 本文利用综合海洋大气资料(COADS)和台风资料, 分析了印度洋到西太平洋越赤道气流的变化以及澳大利亚地区和西北太平洋近赤道地区台风活动的特征, 对它们之间的相互联系及其对埃尔尼诺发生的影响进行了讨论。

## 一、亚洲地区大气环流的季节变化及其与

### 东太平洋海温季节变化的关系

亚洲地区是世界最著名的季风区。从850hPa的多年平均流场可以看出, 北半球冬季, 印度洋到西太平洋盛行由北向南的越赤道气流, 北半球冬季风在赤道缓冲带转向变为西风。南半球的季风槽位于10°—15°S之间, 东西向通过南印度洋和澳大利亚北部一直延伸到160°E。槽内的涡旋是南印度洋, 西南太平洋和澳大利亚北部沿海热带风暴的胚胎。季风槽的赤道

一侧也为西风。赤道缓冲带和季风槽线之间组成了这个季节赤道南侧的西风带(图1a)。北半球夏季,从印度洋到西太平洋盛行由南向北的越赤道气流,南半球的冬季风越过赤道缓冲带后转为西风。季风槽由印度北部一直延伸到西太平洋145°E附近。位于西太平洋上的季风槽是台风的源地。槽线的赤道一侧为西风。季风槽线与赤道缓冲带之间构成了这个季节赤道北侧的西风带(图1b)。

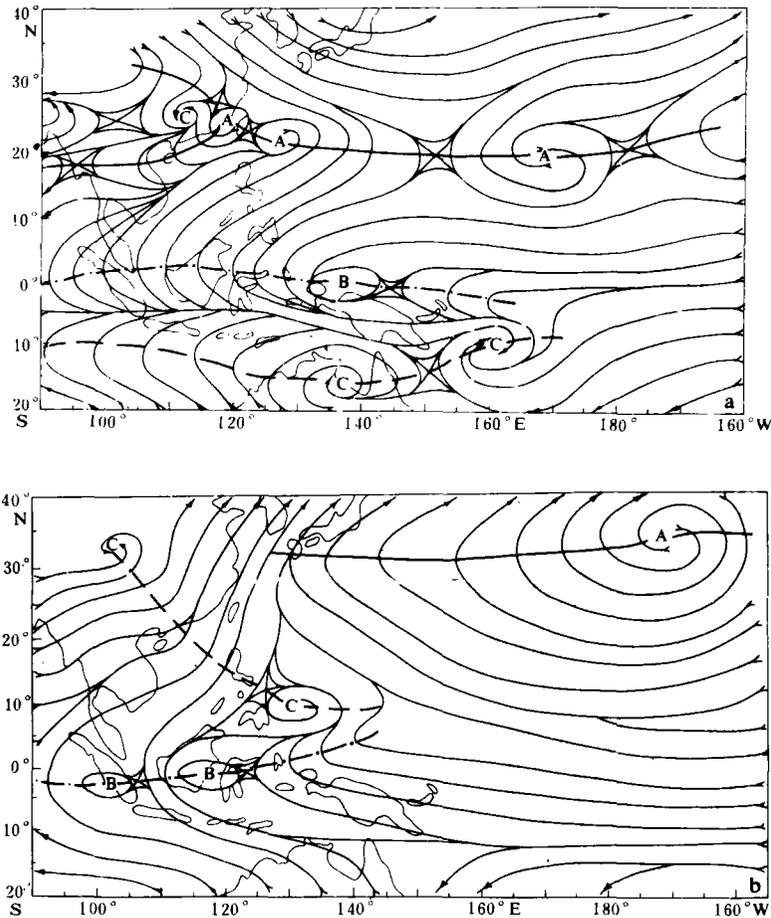


图 1 亚洲地区850hPa的多年平均流场

(a) 1月 (b) 7月

利用COADS,计算了0°—10°N, 120°—140°E和0°—10°S, 120°—140°E纬向风的逐月平均值以及0°—10°S, 180°—80°W海温的各月平均值。图2给出了它们各自的多年平均值。

北半球冬季,0°—10°S, 120°—140°E在12、1、2、3月出现连续4个月的西风。北半球夏季,0°—10°N, 120°—140°E于7—10月出现连续4个月的西风。这显然与南北半球的冬季风相联系。值得指出的是,印尼地区(120°—140°E)赤道南北两侧的西风与2—3个月后东太平洋海温的升高相联系。7月份开始印尼北侧出现西风,对应东太平

洋海温10月份开始回升,1、2月份印尼赤道南侧的西风达到最大值,对应东太平洋海温在4月份达到峰值。这可以用西太平洋赤道西风异常激发的开尔文波经过2—3个月传到东太平洋使那里的海温升高来解释。由此我们可以得到启发,冬半球的冬季风与夏半球的台风活动和赤道西风是相互联系的,而赤道西风的强弱与东太平洋海温的变化相联系。因此,研究冬季风的强弱及其相联系的夏半年台风活动情况及搞清埃尔尼诺的发生机制是有益的。

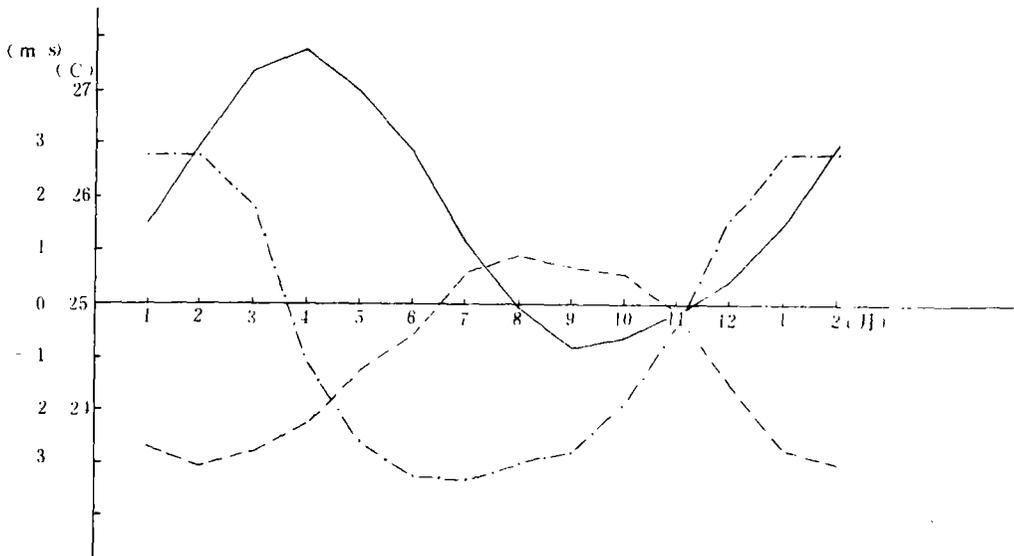


图2 东太平洋海温(实线)和 $0^{\circ}-10^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$ 的纬向风(虚线)及 $0^{\circ}-10^{\circ}\text{S}$ 、 $120^{\circ}-140^{\circ}\text{E}$ 的纬向风(点划线)的多年平均值

## 二、印度洋到西太平洋越赤道气流的变化与埃尔尼诺的关系

印度洋—西太平洋地区越赤道气流的变化可以反映南北半球冬季风的强弱。利用COADS资料,计算了 $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$ 、 $70^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 地区经向风1950—1979年的逐月距平值,并作出该距平值11个月的滑动平均曲线(图3)。它可反映这一地区越赤道气流的变化。

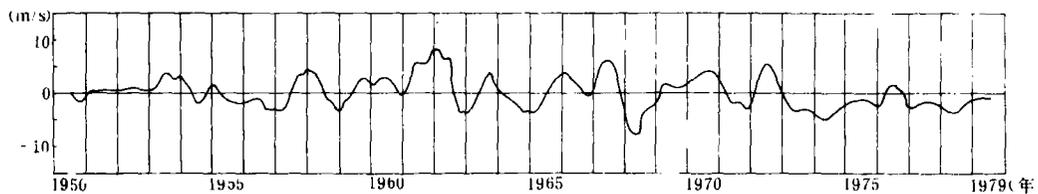


图3 经向风距平值11个月滑动平均曲线

对于1951, 1953, 1957, 1963, 1965, 1969, 1972, 1976这些厄尔尼诺发生年,  $70^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 的越赤道气流有十分相似的变化。厄尔尼诺发生前一年的北半球冬半年, 该地区有负距平, 即由北向南的越赤道气流强; 厄尔尼诺发生年的夏半年该地区有正距平即由南向北的越赤道气流强。只有1951, 1953年不十分明显。

为了突出厄尔尼诺过程中的变化, 选取了1951, 1957, 1965, 1969, 1972, 1976年共6次厄尔尼诺进行综合(图4), 上述特点更加突出。从厄尔尼诺发生前一年的6月至厄尔尼诺发生年的4月,  $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$ 、 $70^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 的经向风均为负距平, 而从厄尔尼诺发生年的5月至厄尔尼诺次年的3月, 该地区经向风均为正距平, 说明厄尔尼诺发生发展过程中有强烈的南北半球风场的相互作用。

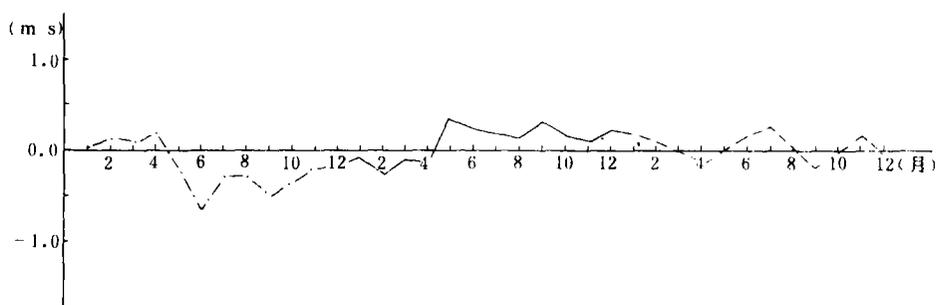


图4 经6个厄尔尼诺年综合的 $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$ 、 $70^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 的经向风月距平变化

点划线和实线分别表示厄尔尼诺发生前和发生年的变化, 虚线表示后一年的变化

将逐月的 $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$ 、 $70^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 经向风距平序列与滞后0—12个月的东太平洋海温月距平序列求相关, 得到相关系数表1。

表1表明, 2, 3, 11月的经向风与滞后5—9个月的东太平洋海温负相关, 5, 6, 7, 9月的经向风与滞后1—5个月的东太平洋海温正相关, 置信水平均超过0.05。这说明, 厄尔尼诺发生前的北半球冬季,  $70^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 有强的由北向南的越赤道气流。厄尔尼诺发生年的北半球夏季,  $70^{\circ}-120^{\circ}\text{E}$ 有强的由南向北的越赤道气流。这种关系是可靠的。

高士英和王静曙<sup>[8]</sup>曾讨论过 $2^{\circ}\text{N}-2^{\circ}\text{S}$ 、 $120^{\circ}-180^{\circ}\text{E}$ 的经向风与厄尔尼诺的关系, 结论与上述分析结果是一致的。这说明, 从印度洋到西太平洋, 厄尔尼诺发生前的北半球冬半年, 由北向南的越赤道气流强。厄尔尼诺发生年的北半球夏半年, 由南向北的越赤道气流强。厄尔尼诺发生、发展过程中, 该地区有强的南北半球风场的相互作用。

### 三、澳大利亚地区的台风活动与厄尔尼诺的关系

高士英<sup>[9]</sup>曾指出, 厄尔尼诺发生前的北半球冬季, 澳大利亚地区多台风。我们利用1909—1983年的台风资料, 对该地区台风活动与厄尔尼诺的关系做进一步讨论。这里所说的澳大利亚地区台风是指发生在 $5^{\circ}-30^{\circ}\text{S}$ 、 $105^{\circ}-165^{\circ}\text{E}$ 的热带风暴, 我们称之为台风是为了与西北太平洋的台风统一。该地区的台风发生在南半球夏季, 11月份开始有台风活动,

表 1 2°N—2°S、70°—120°E 的经向风与滞后 0—12 个月的东太平洋海温相关系数表

经向风 的月份	海温的滞后月数												
	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	<b>0.36</b>	<b>0.36</b>	0.17	0.02	-0.07	-0.09	-0.19	-0.20	-0.25	-0.17	-0.16	-0.23	-0.17
2	-0.13	0.03	-0.05	-0.19	-0.23	<b>-0.36</b>	<b>-0.23</b>	<b>-0.24</b>	<b>-0.27</b>	<b>-0.30</b>	-0.25	-0.15	-0.03
3	0.14	-0.03	-0.02	-0.17	-0.25	-0.21	-0.26	<b>-0.29</b>	<b>-0.31</b>	<b>-0.28</b>	-0.13	0.06	-0.06
4	-0.34	-0.24	-0.23	-0.12	-0.17	-0.17	-0.21	-0.16	-0.26	<b>-0.31</b>	<b>-0.28</b>	-0.19	0.04
5	0.11	<b>0.37</b>	<b>0.28</b>	<b>0.36</b>	<b>0.43</b>	<b>0.35</b>	<b>0.28</b>	0.26	0.23	0.19	-0.01	-0.18	-0.08
6	<b>0.39</b>	<b>0.34</b>	<b>0.25</b>	<b>0.25</b>	<b>0.24</b>	<b>0.27</b>	0.24	0.13	-0.05	0.16	-0.23	-0.30	-0.28
7	<b>0.36</b>	<b>0.37</b>	<b>0.46</b>	<b>0.44</b>	<b>0.42</b>	<b>0.39</b>	0.28	0.09	-0.13	-0.27	-0.12	-0.11	-0.09
8	-0.15	-0.05	0.02	0.01	0.00	-0.05	<b>-0.28</b>	<b>-0.32</b>	<b>-0.38</b>	-0.14	-0.12	0.03	-0.05
9	0.26	<b>0.33</b>	<b>0.40</b>	<b>0.44</b>	<b>0.49</b>	<b>0.36</b>	-0.01	-0.23	-0.25	-0.22	-0.18	-0.25	-0.13
10	0.17	0.16	0.22	0.05	-0.10	-0.19	-0.24	0.23	-0.20	-0.14	-0.20	0.02	-0.05
11	0.23	0.27	0.18	0.20	-0.17	<b>-0.29</b>	<b>-0.52</b>	<b>-0.50</b>	<b>-0.54</b>	<b>-0.50</b>	<b>-0.49</b>	<b>-0.49</b>	<b>-0.53</b>
12	<b>0.31</b>	<b>0.28</b>	0.26	0.02	-0.17	-0.08	-0.06	0.02	0.05	0.08	-0.01	-0.01	-0.10

注: 置信水平 0.05 的相关系数为 0.28。

12 月逐渐增多, 1, 2 月份是台风盛季, 3 月份开始减少, 4 月份基本结束。台风季节是跨年度的, 我们将该年 7 月 1 日至次年 6 月 30 日称为该年度。它反映了该年南半球夏季的台风情况。1909—1983 年澳大利亚地区逐年的台风个数如图 5 所示。三角标出的年份为埃尔尼诺发生年。图 5 表明, 埃尔尼诺发生的前一年度, 澳大利亚地区的台风个数均为峰值年, 只有 1925 年例外。

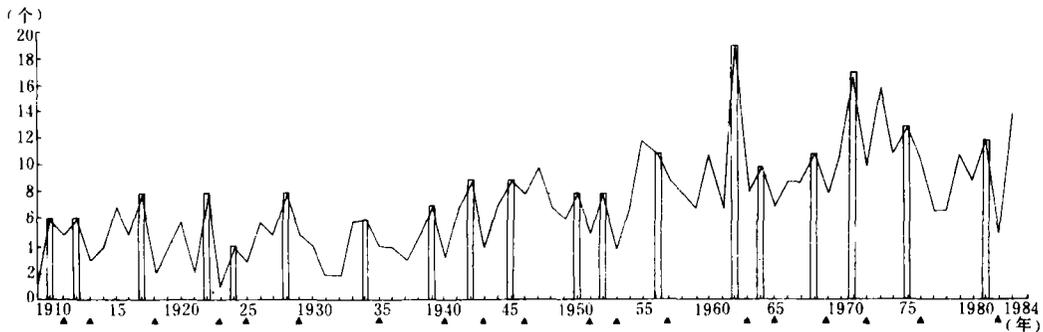


图 5 1909—1983 年澳大利亚地区逐年的台风个数

三角标出的年份为埃尔尼诺发生年

澳大利亚气象局出版的台风资料, 1909—1958 年为第一部分, 1959—1980 年为第二部分。1981—1983 年的资料是靠测站观测的, 资料难免有误。1959 年后的资料由于卫星云图的使用, 台风个数是很精确的。在统计时, 我们也分两部分。表 2 的平均数字表明, 埃尔尼诺前一年度澳大利亚多台风是很显著的, 比多年平均值多 2—3 个。

为从统计上检验澳大利亚地区台风活动与埃尔尼诺关系的可靠性, 作出澳大利亚地区

表 2 澳大利亚地区的台风个数

	1909—1958	1959—1983
多年平均	5.68	10.40
埃尔尼诺前一年平均	7.54	13.66
非埃尔尼诺前一年平均	5.03	9.37

前一年度的台风个数与埃尔尼诺关系表 3。表中 T 表示前一年度澳大利亚多台风，E 表示埃尔尼诺前一年。

表 3

	1909—1958			1959—1983		
	T	非 T	合计	T	非 T	合计
E	12	1	13	4	2	6
非 E	12	25	37	2	17	19
合计	24	26	50	6	19	25

按照  $X^2$  检验,  $X^2 = \frac{D^2}{N}$ 。其中  $D$  为两对角线上数字和的差。

对于 1909—1958 年,

$$D = (12 + 25) - (12 + 1) = 24, N = 50.$$

$$X^2 = 24^2/50 = 11.52.$$

对于 1959—1983 年,

$$D = (4 + 17) - (2 + 2) = 17, N = 25.$$

$$X^2 = 17^2/25 = 11.56.$$

置信水平为 0.01 的  $X^2$  值为 11.345。因此, 不论是 1909—1958 年, 还是 1959—1983 年, 埃尔尼诺发生前一年澳大利亚地区台风多的信度水平为 99%。因此, 我们说, 埃尔尼诺发生前的北半球冬半年澳大利亚的台风多是十分可靠的。

#### 四、北半球夏半年西北太平洋近赤道 台风日数与埃尔尼诺的关系

文献 [10] 指出, 埃尔尼诺发生年西北太平洋近赤道台风日数多。这里对北半球夏半年发生在  $0^\circ-10^\circ\text{N}$ 、 $120^\circ-180^\circ\text{E}$  的台风日数与埃尔尼诺的关系作更进一步的讨论。图 6 给出了 1950—1984 年逐年西北太平洋近赤道地区 6—9 月和 10—12 月两个时段的台风日数。图 6 表明, 对于 1951、1953、1957、1963、1965、1969、1972、1976、1982 的埃尔尼诺发生年, 6—9 月  $0^\circ-10^\circ\text{N}$ 、 $120^\circ-180^\circ\text{E}$  的台风日数均在 6 天以上。小于 6 天的年份均不是埃尔尼诺发生年, 无一例外。对于 1957、1965、1972、1982 等强埃尔尼诺年, 10—12 月,  $0^\circ-10^\circ\text{N}$ 、 $160^\circ-180^\circ\text{E}$  均有较多的台风日数出现。表 4 的统计数字表明, 埃尔尼诺发生年 6—9 月和 10—12 月西北太平洋近赤道台风日数多是很明显的。

表 4 1950—1984 年西北太平洋近赤道台风日数的各种平均值

	6—9 月		10—12 月	
	0°—10°N, 120°—180°E 的台风日数	0°—10°N, 140°—180°E 的台风日数	0°—10°N, 140°—180°E 的台风日数	0°—10°N, 160°—180°E 的台风日数
多年平均	5.46	3.66	6.11	1.89
埃尔尼诺年平均	8.11	6.22	7.56	3.78
非埃尔尼诺年平均	4.73	2.77	5.61	1.26

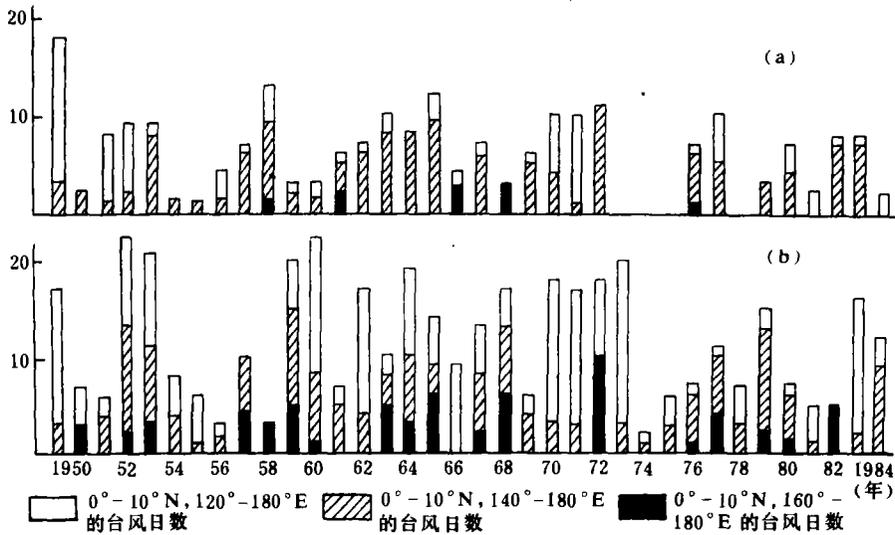


图 6 1950—1984 年逐年 6—9 月 (a) 和 10—12 月 (b) 西北太平洋近赤道地区的台风日数

为了检验西北太平洋近赤道台风日数与埃尔尼诺关系的可靠性，列出列联表。

表 5 西北太平洋近赤道台风日数多 (T) 与埃尔尼诺 (E) 列联表

	6—9 月 0°—10°N, 140°—180°E 的台风日数			10—12 月 0°—10°N, 160°—180°E 的台风日数		
	T	非 T	合计	T	非 T	合计
E	7	2	9	6	3	9
非 E	5	21	26	4	22	26
合计	12	23	35	10	25	35

对于 6—9 月,  $D = (21 + 7) - (5 + 2) = 21, N = 35$ , 所以  $X^2 = D^2/N = 21^2/35 = 12.60$ 。

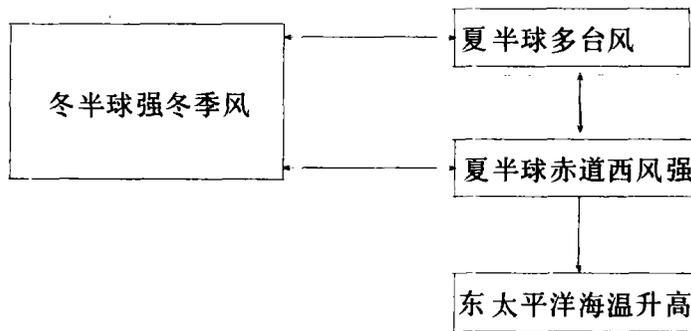
对于 10—12 月,  $D = (22 + 6) - (4 + 3) = 21, N = 35$ ,  $X^2$  亦等于 12.60。

这表明, 北半球夏半年的西北太平洋近赤道台风日数多对应埃尔尼诺年的信度水平超过 99%。因此, 埃尔尼诺发生年的北半球夏半年西北太平洋近赤道台风日数多是相当可靠的。

## 五、讨 论

亚洲地区是最明显的季风区，因此，这地区南北半球的相互作用也相当强烈。埃尔尼诺发生前一年的北半球冬半年季风强，从印度洋到西太平洋有强的由北向南的越赤道气流，越过赤道后加强了西太平洋赤道南侧的西风，同时也加强了澳大利亚地区的台风活动。澳大利亚台风活动的发展也会进一步加强近赤道西风。这时的西风异常一方面激发开尔文波东传，使太平洋的海温升高，另一方面使西太平洋的暖水东移对埃尔尼诺的发生起了重要作用。

埃尔尼诺发生年的北半球夏半年，南半球的季风强，由印度洋到西太平洋有强的由南向北的越赤道气流。特别在西太平洋的越赤道气流转向后加强了该地的赤道西风并且使西北太平洋近赤道台风发展，而近赤道台风的发展又使得赤道西风进一步加强。这个季节出现的近赤道西风发展了埃尔尼诺。由此，我们总结南北半球冬季与埃尔尼诺存在如下的关系：



## 六、结 论

1. 埃尔尼诺发生前的北半球冬半年，印度洋—西太平洋由北向南的越赤道气流强；埃尔尼诺发生年的北半球夏半年，印度洋—西太平洋由南向北的越赤道气流强。
2. 埃尔尼诺发生前的北半球冬半年，澳大利亚地区的台风多。
3. 埃尔尼诺发生年的北半球夏半年，西北太平洋近赤道台风日数多。
4. 冬半球的强冬季风可以加强夏半球的台风活动和近赤道西风进而使东太平洋的海温升高，很可能是埃尔尼诺发生发展的重要原因。
5. 深入研究南北半球相互作用对搞清埃尔尼诺的发生机制是有益的。

## 参 考 文 献

- [1] Wyrtki, K., El Nino—the dynamic response of the equatorial Pacific to atmospheric forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 5 (1975), 572—584.

- [ 2 ] Rasmusson, E. and T. Carpenter, Variations in tropical sea surface temperature and oscillation / El Nino, *Mon. Wea. Rev.*, **110** (1982), 354—384.
- [ 3 ] McCreary, J., Eastern tropical ocean response to changing wind systems with application to El Nino, *J. Phys. Oceanogr.*, **6** (1976), 632—645.
- [ 4 ] Harrison, D. E., and P. S. Schopf, Kelvin-wave induced anomalous advection and onset of surface warming in El Nino events, *Mon. Wea. Rev.*, **112** (1984), 923—933.
- [ 5 ] Philander, S. G. H. *et al.*, Unstable air-sea interaction in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **41** (1984), 604—613.
- [ 6 ] Cadet, D. L., Low frequency sea surface temperature and wind variations over the Indian and Pacific Oceans, *J. G. R.*, **91** (1986), 5129—5132.
- [ 7 ] 高士英、王静曦, El Nino and the SO, *TO-AN*, **39** (1987), 4—6.
- [ 8 ] 高士英、王静曦, 西太平洋近赤道地区风场的变化与埃尔尼诺, *海洋学报*, **9** (1987), 5:558—567.
- [ 9 ] 高士英, 澳大利亚地区的台风活动与厄尔尼诺, *海洋通报*, **7** (1988), 18—22.
- [ 10 ] 高士英等, The triggering effect of near-equatorial cyclones on El Nino, *Advances in Atmospheric Sciences*, **5** (1988), 87—95.