

厄尼诺现象对热带大气环流影响的研究

董 敏 杨 崧

(气象科学研究院气候所) (中山大学大气科学系)

提 要

应用 NMC 17 年热带格点风及 OLR 资料,对比分析了厄尼诺年与反厄尼诺年热带环流的差异,发现厄尼诺现象使多年平均位于西太平洋上的最强盛的对流加热区东移到中太平洋,太平洋热带地区东西向对流加热梯度减弱,造成中东太平洋上的 Walker 环流及西太平洋与印度洋上的反 Walker 环流场比常年减弱;同时,厄尼诺现象也使中东太平洋地区经向反 Hadley 环流及美洲大陆上空的 Hadley 环流减弱。

一、引 言

热带大气环流对全球大气环流的能量平衡和转化,对天气和气候的变化起着十分重要的作用。而热带大气环流又与其下垫面上广大的海洋耦合在一起,互相作用互相影响。特别明显的是当厄尼诺现象发生时,广大热带地区会出现强烈的反常天气,并且这种影响还波及到中高纬地区,形成全球性的天气异常。因此,对厄尼诺现象成因的研究,它对大气环流的影响,早就成为气象学领域的一个重要课题。

由于热带海洋上测站的稀少和资料的年代短促,尤其是高质量的客观分析得出的格点资料的缺乏给全面系统的研究带来了很多困难。对厄尼诺现象的研究主要限于个例分析或典型年的对比分析。某些分析研究虽然也使用了较长年代的资料,但往往限于地面气压场资料或个别站点的高空资料。本文利用美国国家气象中心(NMC)十七年热带客观分析的网格点资料,试图对厄尼诺现象对热带大气环流的影响作一初步分析。

二、资料和方法

1. 本文所用资料是美国国家气象中心的气候分析中心(CAC)整理的 17 年逐月热带格点风资料。资料的年代为 1968 年 3 月到 1985 年 2 月,共 6 个层次(1000hPa、850hPa、700hPa、500hPa、600hPa 和 200hPa)。在本资料所涉及的年份中,NMC 在业务预报客观分析过程中曾采用过三种不同的分析方法,这无疑会给这份资料的一致性带来影响。

Arkin^[1]曾对不同分析技术所得的结果进行过比较分析,指出对于大尺度环流,不同分析技术所造成的差异是很小的。但是应该指出,1974年9月至1978年8月之间采用 Hough 函数方法进行客观分析,对于辐散风场及速度势有很大削减作用。这一点在分析有关散度场的特征时必须考虑到。

2. 本文所使用的另一份资料为向外长波辐射(Outgoing Longwave Radiation),简称 OLR 资料。它与热带格点风资料具有相同的格点分布,时间为 1974 年 6 月至 1985 年 2 月。

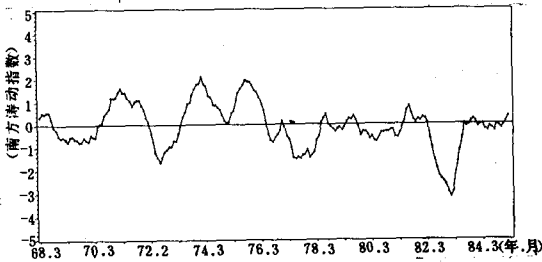


图 1 1968 年 3 月—1985 年 2 月逐月南方涛动指数
(资料取自美国国家气象中心,已经过 6 个月滑动平均)

3. 我们采用美国国家气象中心计算的南方涛动指数(Southern Oscillation Index 简称 SOI,即 Tahiti 与 Darwin 两站海平面气压差的距平百分率)作为划分厄尼诺和反厄尼诺年的标准。运用对比分析的方法研究厄尼诺现象对热带大气环流的影响。

图 1 给出了 1968 年 3 月至 1985 年 2 月南方涛动指数曲线,我们选取 $SOI \ll 0$ 的年份,如 1972—1973 年,1977—1978 年及 1982—1983 年作为厄尼诺年。以 $SOI \gg 0$ 的年份,如 1973—1974 年,1975 年—1976 年,1981—1982 年为反厄尼诺年。然后对这两类年份的物理量求算术平均并比较它们的差异。在讨论中侧重于冬季,同时也兼顾其它季节。

三、纬向风场

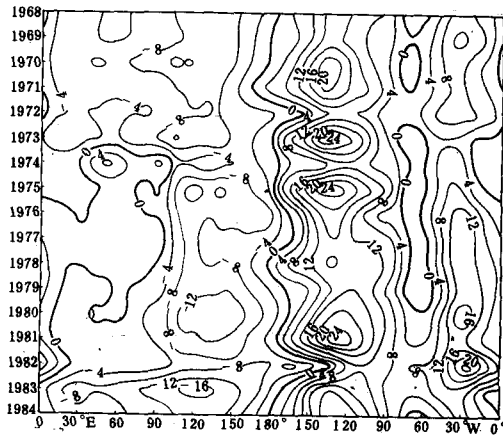


图 2 1968—1985 年冬季 5°N—5°S 地区纬向风时间—经度剖面图
(单位 m/s,等值线间隔 4m/s)

图 2 给出 1968—1969 年冬季至 1984—1985 年冬季赤道地区(5°N—5°S) 200hPa 纬向风的时间剖面图,可以看出在中东太平洋(180—90°W)赤道地区上空存在着—支很强的西风,它具有显著的年变化。在厄尼诺年(1972—1973 年,1977—1978 年,1982—1983 年)中东太平洋(180—90°W)赤道地区上空的西风明显减弱,1982—1983 年冬季甚至出现了弱的东风。在反厄尼诺年(1973—1974 年,1975—1976 年及 1981—1982 年)中东太平洋上空的西风则异常强大,最大风速中心达 24—26m/s。

图 3a、3b 分别为对流层上层(200hPa),

下层(700hPa)厄尼诺年和反厄尼诺年两类平均纬向风之差的分布图。在对流层上层,在赤道中东太平洋地区,厄尼诺与反厄尼诺年西风之差达 -20 — -22 m/s,其绝对值比该地区的多年平均值(-17 m/s)还要大 5 m/s;在南北纬 15° 附近的热带地区,这两种类型年份的纬向风的差异则很小;再向高纬地区,在南北纬 25 — 35° ,纬向风的差异又变得非常明显,但是差值的符号与赤道地区恰恰相反。即在厄尼诺年,当赤道上空西风明显减弱时,中东太平洋地区副热带西风却显著增强。这一副热带西风加强区的中心正位于东亚副热带急流与美洲副热带急流中心之间,它主要表现为亚洲副热带急流的加强东伸。值得注意的是,这种西风的增强主要发生在中东太平洋的副热带地区上空,而且是以赤道为对称的。

在西太平洋和印度洋赤道地区上空,厄尼诺年与反厄尼诺年纬向风的差为正值,数值为 4 — 8 m/s。因为这一地区纬向风的多年平均是东风带,正的差值意味着厄尼诺年西太平洋到印度洋上空的东风比反厄尼诺年该地的东风弱得多。

在大西洋上空的赤道地区,纬向风的差值为正值,最大差值在 12 m/s以上,出现在 30°W — 0° 地区。这一地区多年平均盛行西风,这表示厄尼诺年大西洋上的西风比正常年强,而反厄尼诺年比正常年弱。

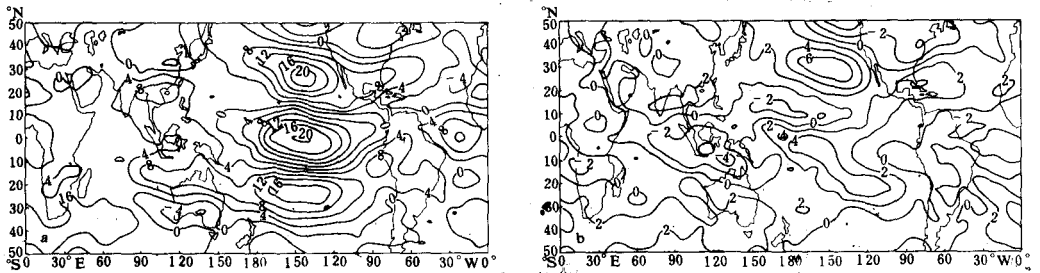


图3 厄尼诺年和反厄尼诺年冬季纬向风差值分布图

(a) 200hPa (b) 700hPa

在低空(图3b)的中东太平洋赤道地区,两类年份纬向风之差为正值,比较厄尼诺年和反厄尼诺年的纬向风的平均图(图略),发现厄尼诺年中太平洋上的信风强度只相当于反厄尼诺年的一半。因此,可以得到中东太平洋赤道地区在厄尼诺年低层的信风强度比多年平均明显减弱,而反厄尼诺年低层的信风则加强。

在西太平洋到印度洋的赤道附近地区,纬向风之差为负值,最大负差值中心(-4 — -6 m/s)位于澳大利亚的西北部,这表示在厄尼诺年澳大利亚地区的西风明显减弱并使得该地区的夏季风相应变弱,反厄尼诺年则相反。

在大西洋赤道地区,700hPa纬向风的多年平均是盛行东风,两类年份纬向风的差为负值,这反映厄尼诺年大西洋的热带地区低空的东风加强,反厄尼诺年东风减弱。

综合厄尼诺年和反厄尼诺年对流层上下层纬向风差值的特征,不难设想,在厄尼诺年太平洋中东部的热带地区的 Walker 环流圈和太平洋西部与印度洋地区的反 Walker 环流圈都将减弱,与此同时大西洋上的 Walker 环流圈却是加强的。反厄尼诺年则相反。这一现象是由加热场的变化造成的。有关加热场的特征将在下文讨论。

为了进一步分析厄尼诺现象对热带纬向环流的影响,我们将 $5^{\circ}\text{N}-5^{\circ}\text{S}$ 地区平均 u 分量作分类合成并进行谐波分析。根据 1968 年 3 月—1985 年 2 月逐月南方涛动指数(SOI)的时间序列,选取 SOI 为最大正值的三个月,再求其 u 分量的平均,表示反厄尼诺年。选取 SOI 为最大负值的三个月,也求出 u 分量的平均,表示厄尼诺年。以 SOI 最接近 0 的三个月的 u 分量平均表示正常年。然后对三种类型的 u 场沿纬圈作谐波分析。表 1 给出厄尼诺年、正常年和反厄尼诺年 1 至 12 月 u 场的一波方差贡献及一波的位相。图 4 则是二波的方差贡献曲线。

表 1 厄尼诺年、正常年和反厄尼诺年一波方差贡献及位相

S 为总方差, S_e, S_n, S_t 为三类年分的方差贡献, P_e, P_n, P_t 为位相

年 份 月 份	厄尼诺年		正常年		反厄尼诺年	
	$S_e/s(\%)$	P_e (度)	$S_n/s(\%)$	P_n (度)	$S_e/s(\%)$	P_t (度)
一月	70.1	298.4	76.8	267.9	55.7	259.9
二月	62.6	317.4	70.2	278.0	59.1	249.5
三月	60.7	323.9	57.9	260.1	42.1	245.8
四月	76.7	298.7	50.2	250.2	46.6	223.6
五月	74.5	271.1	75.1	243.4	62.7	250.6
六月	90.3	288.6	74.0	237.0	59.9	256.8
七月	92.9	294.1	82.0	258.1	58.1	272.2
八月	91.9	307.1	84.9	279.8	70.8	232.4
九月	93.8	316.1	65.1	295.0	65.1	231.3
十月	80.6	313.8	69.2	285.8	57.6	243.5
十一月	74.9	303.5	68.4	272.9	63.1	242.2
十二月	85.6	299.5	68.0	272.8	64.5	250.3
年平均	79.6	302.7	70.2	266.7	58.8	246.5

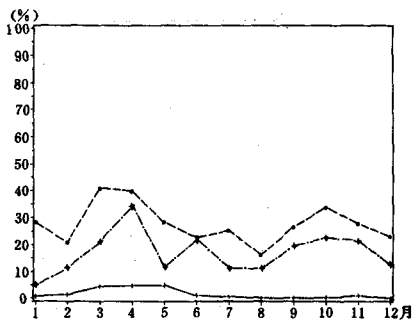


图 4 厄尼诺年、正常年和反厄尼诺年热带地区纬向风场二波方差贡献的比较 (厄尼诺年:实线,反厄尼诺年:虚线,正常年:点虚线)

从表 1 可看出,厄尼诺年热带地区纬向风场中一波所占的比重特别大,其方差贡献全年平均约 80%。而反厄尼诺年一波的方差贡献只有 58.8% 两者相差约 20%。此外厄尼诺年与反厄尼诺年一波的位相差异也是很大的,在厄尼诺年,一波位置明显偏东,全年平均位置位于 302.7° ,即 60°W 左右,而反厄尼诺年一波的波峰约在 246.5° ,即 120°W 附近,比厄尼诺年要偏西大约 60 个经度。

从图 4 可见,厄尼诺年二波几乎不存在,其方差贡献全年都在 5% 以下,而正常年和反厄尼诺年二波的方差贡献则可达 20—30%。

厄尼诺年与反厄尼诺年热带地区纬向风场的上述差异具有很重要的理论和实际意义。Webster 和 Holton^[2] (1982) 应用浅水方程模式进行的数值试验表明,只有在赤道地区上空为西风或弱东风时,发生在两半球中高纬地区的扰动才能传入赤道地区并进而跨过

赤道影响另一半球。最近 Webster 和 Chang^[3] 以及董敏^[4] 等的数值试验工作也表明产生于热带东风中的扰动不能直接从那里向中高纬度传播,它只能沿纬向传播,并且扰动动能会在 $\partial u/\partial x < 0$ 的地方累积。因此,赤道西风带最大中心以东的地区就成了热带扰动能量累积并向中高纬度传播的一个关键地区。本文的研究已指出中东太平洋地区上空的西风的强弱与厄尼诺现象有着密切的关系,因此,厄尼诺现象通过对太平洋中东部西风带的影响将会对热带波动沿纬向传播的过程以及它向中高纬度的传播产生重大影响。当然这种影响的具体细节尚待进一步研究。

四、经向风场

很少有人注意到厄尼诺年和反厄尼诺年经向风场的差异,其中一个重要原因是热带地区风场的经向分量很小。而且,它的变化也不显著。实际上除了在季风区的夏季存在着较明显的越赤道气流之外,赤道附近地区的经向风分量一般都在 2m/s 以下。尤其是赤道太平洋中部经向风速近乎为零(图略)。

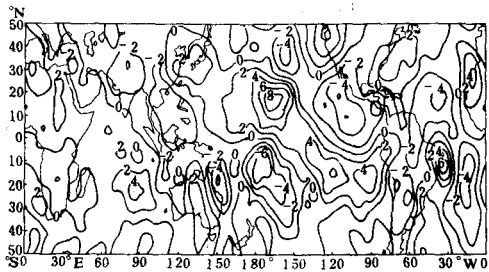


图 5 厄尼诺年与反厄尼诺年冬季 200hPa 风场 v 分量的差值图 (单位: m/s)

图 5 给出厄尼诺年与反厄尼诺年经向风场的差异。差异最明显的地区出现在南北纬 15° 的中东太平洋。赤道地区和南北纬 25—35° 的副热带地区则极不明显。这种分布与纬向风场刚好相反。从图 5 还可以看出,在北半球大洋的中部(180—150°W)有一个正差值中心(8m/s),美洲西部及其西岸(130—90°W)有一个 -4—-6m/s 的负差值中心。对照 200hPa 冬季多年的 v 分量平均图(图略),发现上述两个正负差值中心分别对应着平均图上中太平洋上的

北风中心和北美大陆及其西岸上空的南风中心。这说明在厄尼诺年,太平洋中部的北风减弱,而从这个地区的多年经向风平均图(图略),我们已经发现该地区存在着一个明显的反 Hadley 环流。因此,太平洋中部高层北风的减弱正意味着反 Hadley 环流的减弱。反之,反厄尼诺年,反 Hadley 环流将比平均状态要加强;在北美大陆及其西岸的负差值造成厄尼诺年该地区高层的偏南气流减弱,从而使正 Hadley 环流减弱,而反厄尼诺年该地的 Hadley 将加强。从图 5 还可以看出,上述两个正负差值中心以赤道为对称,在南半球的中太平洋有一个负差值中心,南美西岸有一个负差值中心,这说明厄尼诺年将使南半球中太平洋地区的反 Hadley 环流及南美西岸的 Hadley 环流减弱。反厄尼诺年使该地的经圈环流增强。这一结果与 Bjekness^[5] 的分析是一致的。

五、流场和速度势

分析比较厄尼诺类型年和反厄尼诺类型年的 200hPa 流函数分布(图略),可以发现,

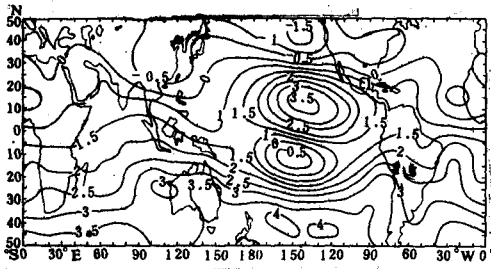


图6 厄尼诺年与反厄尼诺年流函数值差值图
(单位: $10^6 \text{m}^2/\text{s}$)

太平洋上的副热带高压比反厄尼诺年要强,并且位置偏东。洋中槽在厄尼诺年比常年偏弱位置偏东,而反厄尼诺年则相反。我们又做了两种类型年流函数差值的分布图(厄尼诺年减反厄尼诺年)(图6),可以看出,在 180° 到 100°W 之间的大洋上,赤道北侧为一正差值区,南侧为负差值区。根据流函数与旋转风的关系可得到,由这两个差值中心之间的梯度所决定的风的差应为东风,这就意味着厄尼诺年这一带的西风将减弱,反厄尼诺年这一带的西风应加强。

在 150°E 以西的西太平洋和印度洋上流函数差值的梯度是指向北的,它对应着西风,表示这一带的东风在厄尼诺年应偏弱而反厄尼诺年则应偏强。此外,在这些差值中心的東西两侧,经向风也产生相应的变化。厄尼诺年差值中心西侧的向赤道气流将减弱,东侧向极气流也将减弱,反厄尼诺年的情况则完全相反。显然这些结果与对纬向风场和经向风场的研究结果是一致的。

当厄尼诺现象发生时,大气的辐散场也会发生很大变化,遗憾的是由于1974—1978年采用的分析技术大大地削弱了实际热带大气的辐散场,使我们无法对这两类年份的速度势场进行分析。为此我们分析了1982—1983年这一最强的厄尼诺年的热带速度势场的分布(图略),得到厄尼诺现象发生时,多年平均图上位于西太平洋印度尼西亚附近的辐散中心东移到中太平洋,同时东太平洋和美洲大陆西岸的辐合中心明显减弱,结果导致中东太平洋上冬季的Walker环流强度减弱,范围缩小。

六、OLR场

我们计算了厄尼诺(图略)和反厄尼诺(图7a)两种类型年份的OLR场及它们的差值(图7b)的分布。可以发现,两类年份差异最明显的地区发生在太平洋的热带地区。在反厄尼诺年,最强的低值中心 $200 \text{w}/\text{m}^2$ 出现在 $150^\circ\text{—}120^\circ\text{E}$ 一带。这表示东印度洋到西太平洋的热带地区有强烈的对流和上升运动,OLR的高值中心 $270 \text{w}/\text{m}^2$ 出现在中东太平洋的热带地区($170^\circ\text{—}100^\circ\text{W}$),表示该地下沉运动明显。必须指出,这两个中心数值均强于气候平均。因此,在反厄尼诺年东西太平洋热带地区之间存在着一个比平均状态要强的对流加热梯度,它能导致较强的Walker环流。

由厄尼诺年OLR场的分布图可见,最强的低值中心($200 \text{w}/\text{m}^2$)位置比反厄尼诺年偏东,位于 $170^\circ\text{—}180^\circ\text{E}$,而东太平洋上的 $270 \text{w}/\text{m}^2$ 的OLR等值线所包围的地区大为减小,位置也比反厄尼诺年偏东。随着东西间对流加热梯度的减小,西部对流加热区的东移,东西太平洋的热带地区的Walker环流圈无论是强度还是范围都将相应地减小。

此外,西印度洋和大西洋热带地区OLR场的特征在厄尼诺年和反厄尼诺年也有若干差异,这里不再详述了。

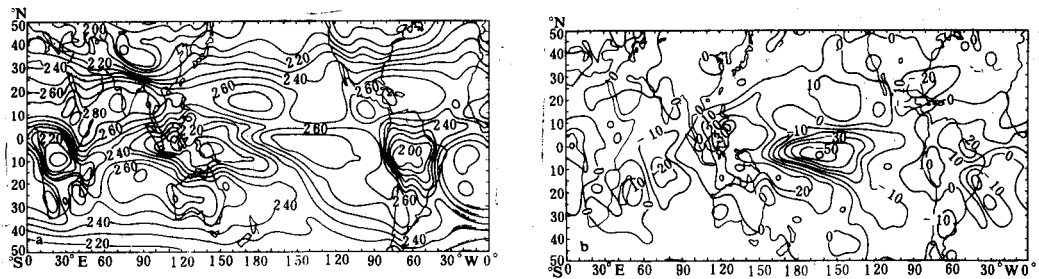


图 7 冬季 OLR 场
(a)反厄尼诺年 (b)厄尼诺年减反厄尼诺年

七、小 结

热带大气环流对下垫面加热场的变化的响应是非常灵敏的。由本文的研究可知,厄尼诺年和反厄尼诺年之间,无论是 u, v 风场,流函数场、速度势场还是 OLR 场都存在着显著的差异。这种差异反映了厄尼诺现象对全球热带乃至中高纬度的环流都有重要的影响。根据本文的分析结合 Webster 等人的理论研究和数值试验。我们可以提出一个厄尼诺现象影响全球大气环流的粗略的物理图象。

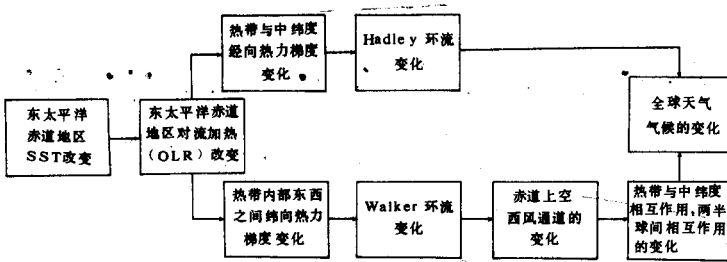


图 8 厄尼诺现象影响全球大气环流的示意图

当然以上的分析只给出了厄尼诺现象对大气环流影响的一面,而大气环流的改变也将影响到海洋的运动和温度分布,这是值得深入研究的课题。

参 考 文 献

[1] Arkin, P. A., The relationship between interannual variability in the 200mb tropical wind field and the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 1393—1404, 1982.

[2] Webster, P. J. and J. R. Holton, Cross-equatorial response to sea surface temperature anomalies. *J. Atmos. Sci.*, 39, 723—733, 1982.

[3] Webster, P. J. and H. R. Chang, Energy accumulation and emanation regions at low latitude: impacts of a zonally varying basic state. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2, 1988.

[4] 董 敏,不同基本气流对热带波动传播的影响的数值试验,气象科学研究院院刊,4,2, 1989,待发表。

[5] Bjekness, J., A possible response of the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus*, 18, 820—829, 1966.

THE IMPACT OF EL NINO EVENT ON TROPICAL CIRCULATION

Dong Min

(Institute of Climatology, AMS)

Yang Song

(Department of Atmospheric Sciences,

Zhongshan University)

Abstract

Using the tropical grid wind data and OLR data set of NMC for 17 years, we have compared the tropical circulation of typical El Nino year with that of the La Nina year. It is found that in El Nino year the strongest convective region which is climatologically located in the equatorial western Pacific is weakened and moved eastward to the central Pacific, and the east-west heating gradient becomes smaller. Therefore, both the Walker circulation over the central-eastern Pacific and the anti-Walker circulation over the western Pacific and Indian Ocean would be weakened. Meanwhile, the El Nino event would also weaken the anti-Hadley circulation over the central and eastern Pacific and the Hadley circulation over the American continent.