

赤道东太平洋海面温度异常对夏半年 亚洲太平洋地区大气环流的影响*

赵永平

(中国科学院海洋研究所, 青岛)

G. A. McBean

(Atmospheric Environment Service Institute of Ocean Sciences, Sidney, B. C., Canada)

提要 本文计算和分析了赤道东太平洋水温与北半球海平面气压场的关系。结果表明,赤道东太平洋水温对夏半年印度低压和北太平洋副热带高压有重要影响。El Niño年,印度低压和北太平洋副热带高压都趋于减弱,范围缩小;反El Niño年,两者均趋于加强,范围扩大。讨论指出,这种夏半年赤道海温对亚太地区大气环流的影响主要集中在对流层低层,随着高度的增加,这种影响迅速减弱,在对流层中层消失。本文最后还给出了上述相互作用的可能物理过程。

自 Bjerknes^[8,9] 提出赤道海温异常通过 Hadley 环流的变化影响中纬度大气环流的著名假设以来,有关 El Niño-南方涛动 (ENSO) 的研究取得了较大的进展。但迄今为止的大量研究中,多数工作反映了冬半年的情况^[11,14-16]。有关夏半年赤道海洋异常热状况对中低纬度大气环流的影响,有些研究认为影响不大^[5,10];另一些研究则提出了不同的看法^[1,2,4],他们认为夏半年赤道东太平洋水温对东北夏季低温、西太平洋台风频数和西太平洋副热带高压脊的位置和强度有一定影响。本文拟对夏半年赤道东太平洋水温对北半球中低纬大气环流的影响作进一步分析,以揭示其影响事实,探索其影响的物理过程。

一、资料和处理方法

赤道东太平洋水温用 Wright^[17] 给出的 NESO 的水温指标,该水温指标的取值范围为: 6—2°N, 170—90°W; 2°N—6°S, 180—90°W; 6—10°S, 150—110°W (网距为 4 纬度×10 经度)。该资料为相对于 1950—1979 年的逐月异常值,时间序列为 1950—1983 年。

北半球海平面气压场取自美国国家大气研究中心 (NCAR), 范围为 15—70°N (网距为 5 个经纬度)。时间序列为 1950—1979 年,将逐年各月值减去相应月份的多年平均

* 中国科学院海洋研究所调查研究报告第 1544 号。

本文的计算工作在加拿大海洋科学研究所完成。感谢李宇平先生在计算程序设计中给予的热情帮助。

收稿日期: 1987 年 9 月 26 日。

值,得逐月异常值。

为消除资料系列中的小扰动,对两个资料系列进行了3个月滑动平均,从而滤去了3个月以下的扰动,同时使其具季节平均意义。

二、赤道东太平洋表面水温异常年变化及年际变化

Namias^[42]用秘鲁岸站 Puerto Chicame 表面水温,臧恒范等^[4]用 0—10°S, 180—90°W 范围内平均表面水温讨论过这一问题。在此,仅作简要说明。

由图 1^[4]可见,赤道东太平洋水温异常的年变化似呈阶梯型分布: 4 月最小,约 0.3°C; 5 月升高后直至 9 月基本稳定在 0.4°C; 10 月再次剧升; 11, 12, 1 月达极大,约 0.6°C; 2 月开始下降。就是说,赤道东太平洋水温变化的年变率在春季最小,夏秋季次之,冬季最大。

由图 2 可以看出,赤道东太平洋水温异常的年际变化十分明显。自 1950—1983 年中 9 次 El Niño 事件^[43]都有清楚的反映。仔细分析可知,凡构成 El Niño 事件的年份,其水温变化的大值均超过 1.0°C。如 1951, 1953, 1957—1958, 1963, 1965, 1969, 1972—1973, 1976—1977 和 1982—1983 年,类似于 El Niño 事件,取水温变化低于 -1.0°C 的年份为反 El Niño 事件,可以看到,1950, 1954—1956, 1970—1971, 1973—1974 和 1975—1976 年均为反 El Niño 年。已有研究也表明, El Niño 事件无明显的周期,其出现时间间隔 3—7 年不等,典型的持续时间为 1—2 年。

计算了 1950—1983 年中 9 个 El Niño 事件和 5 个反 El Niño 事件时平均赤道东太

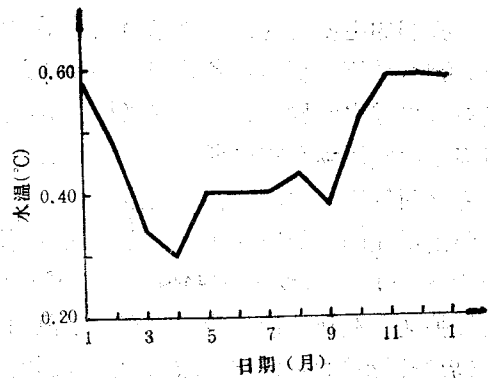


图 1 赤道东太平洋表面水温标准偏差的年变化
Fig. 1 The annual cycle of the Standard deviation of SST in Equatorial Eastern Pacific Ocean

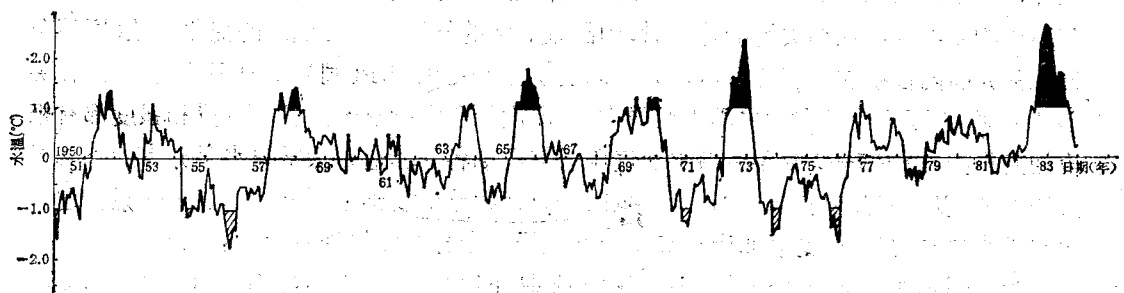


图 2 赤道东太平洋表面水温异常的年际变化

Fig. 2 The interannual variability of the SST anomalies in Equatorial Eastern Pacific Ocean

1) 图中资料为用未经 3 个月滑动处理的逐月水温异常值计算的各月标准偏差。

平洋水温异常的演变(图略),其演变规律与 Wyrstiki^[19] 和臧恒范等^[5]的结果十分一致。由这些曲线可以清楚地看到, El Niño 事件过程中,赤道东太平洋水温异常呈两个阶段,4—9月为第一阶段,4月起跳,7—8月达到峰值,平均 1.0°C 。10—12月为第二阶段,12月达最大,约 1.6°C 。反 El Niño 事件时赤道东太平洋水温异常状况恰恰与 El Niño 事件时相反;整个过程约16个月,包括一个夏半年,一个冬半年及次年春季。

由以上分析知道,在 El Niño 年和反 El Niño 年,夏半年赤道东太平洋水温的异常可达 1.0°C 左右,这一数值虽然比冬季时的水温异常值低,但这样长时间、大范围内海洋的持续增暖或变冷,对其上空及邻近大气环流的影响也是不容低估的。

三、赤道东太平洋水温异常对夏半年亚太地区大气环流的影响事实

我们的主要目的是了解赤道东太平洋水温异常对夏半年对流层低层大气环流场的影响,为此,计算了夏半年各月(5—10月)北半球海平面气压场与其同期及前期1—12月赤道东太平洋水温异常的时滞交叉相关。结果表明,仅夏半年赤道东太平洋水温对夏半年各月海平面气压场存在同期和时滞有意义的相关,而前期冬半年赤道东太平洋水温与夏半年海平面气压场之间不存在明显联系,这些存在于夏半年内的两者之间的有意义相关场主要出现在印度低压和北太平洋副热带高压这两个亚太地区的半永久性天气系统内。从图3(虚线),可以看出,在乌拉尔山至阿拉伯半岛的大范围区域内有信度超过0.001的正值相关区,在阿拉斯加湾区也有一小范围正值相关区(信度达0.05)。而在北太平洋中部(日界线以东)的中低纬区域则为大范围的负值高相关区(信度超过0.001),在中国东北有一小范围负值相关区(信度为0.05),图3中实线为夏季平均海平面气压场。夏季,亚洲大陆为印度低压控制,它的两个低中心分别位于印度北部和阿拉伯半岛;北太平洋副热带高压主体位于北太平洋东部,其脊线在 35°N 附近。东亚大部分地区受印度低压和北太平洋副高之间的西南和东南季风的影响。相关场上在乌拉尔至阿拉伯半岛出现的大范围正值区,恰恰位于印度低压的西部;而在北太平洋东部的负值区正位于副热带高压的南部和西部;在中国东北的负值区和在阿拉斯加湾区的正值区则位于印度低压和北太平洋副热带高压的交汇区。从相关场的符号看,中国东北区的气压场似与副高的变化一致(同为负值相关),而阿拉斯加湾区的气压场则与印度低压的变化同步(同为正值相关)。上述相关形势表明,当夏季赤道东太平洋水温异常时,印度低压和副热带高压的位置和强度都有相应的变化。检查5—9月各月海平面气压场与同期各月赤道东太平洋水温异常的交叉相关场发现,以上相关形势从5月开始出现,一直持续整个夏半年,其中尤以5—8月赤道东太平洋水温异常与6—9月北半球海平面气压场有十分相似的相关形势。

为简明阐述以上连续相关关系,我们选取 F1 区($15^{\circ}\text{—}35^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{—}60^{\circ}\text{E}$)和 F2 区($40^{\circ}\text{—}60^{\circ}\text{N}$, $40^{\circ}\text{—}80^{\circ}\text{E}$)海平面气压异常的平均值,分别代表印度低压西部中心区和西北部的的气压场的变化;取 E 区($15^{\circ}\text{—}30^{\circ}\text{N}$, $180^{\circ}\text{—}140^{\circ}\text{W}$)海平面气压异常的平均值代表副热带高压南部的强弱,计算夏半年(5—10月)赤道东太平洋水温对 F1, F2 和 E 区夏半年各月海平面气压相关,结果见表1。由表可以看到,夏半年赤道东太平洋水温异常对同期位于阿拉伯半岛的印度低压西部中心的气压场有显著影响,尤其在夏季,两者相关系数

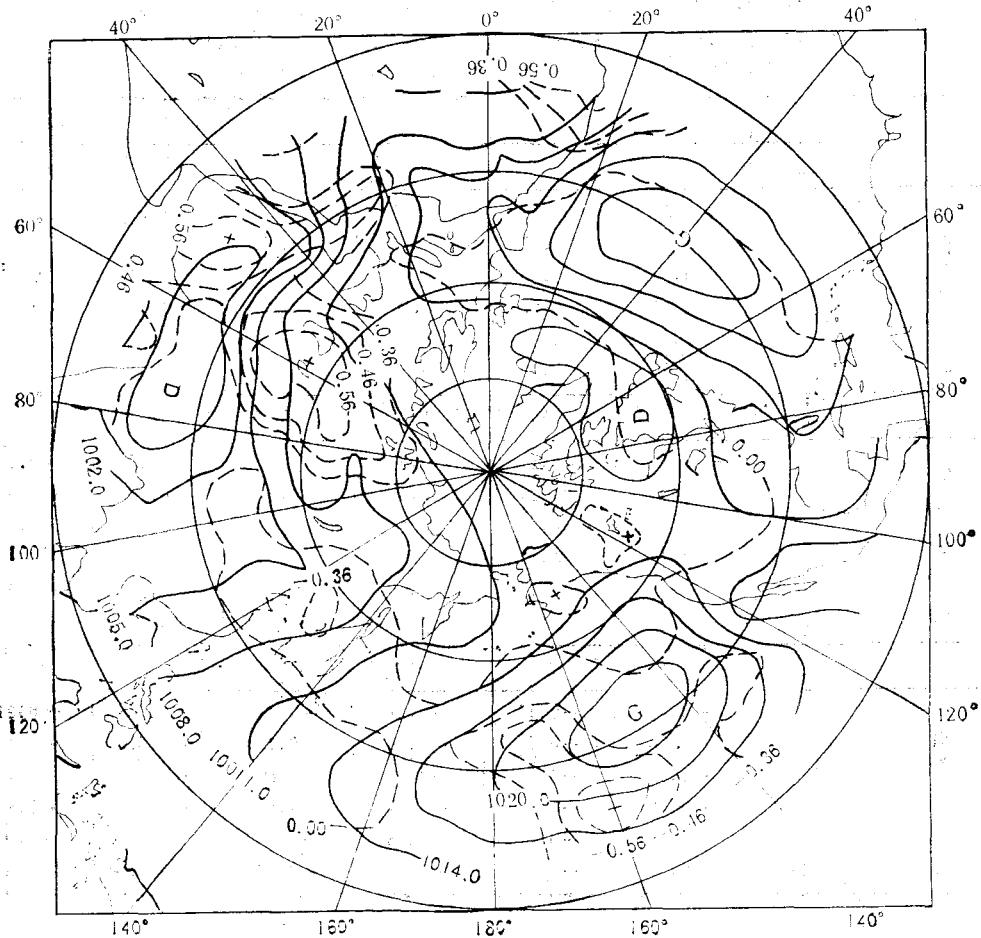


图 3 7 月赤道东太平洋水温异常与 7 月北半球海平面气压的相关 (虚线) 和夏季平均海平面气压场(实线)

Fig. 3 The correlations between the SST anomalies in Equatorial Eastern Pacific Ocean and the SLP over Northern Hemisphere (dashed line) in July, and the mean SLP (solid lines) in Summer

超过 0.56(信度达 0.001);对印度低压西北部气压场的影响主要表现在 7, 8 月,但其相关程度更好,6 月水温异常与 7 月 F2 区气压相关系数达 0.67。赤道东太平洋水温对副热带高压 (E 区) 的影响更为清楚,它从 5 月开始,一直持续到 9 月,各月水温对 9 月副高的相关最好,其中 9 月同期的相关高达 -0.72。注意到表中各区海平面气压场对前期水温也有密切的关系,这一关系将在下节讨论。

以上事实表明,赤道东太平洋水温异常确实对对流层低层(海平面气压场)环流有重要影响。综合已有的研究结果,可以知道,这种影响的程度随高度迅速减弱,如在 700hPa 高度场上,这种影响仅仅存在于中国东北和阿拉斯加湾区^[10],而在 500hPa 高度场上,这种影响已不出现。^[9]

表 1 夏半年赤道东太平洋水温异常与 F1, F2 和 E 区海平面气压的相关

Tab. 1 The correlation between the SST anomalies in Equatorial Eastern Pacific Ocean and the SLP over F1, F2 and E regions

	月	5	6	7	8	9	10
	区	F1 区 平均 海 平 面 气 压					
赤道东太平洋水温	5	0.34	0.36	0.37	0.27	0.14	0.01
	6	0.47	0.47	0.50	0.45	0.22	0.15
	7	0.54	0.56	0.57	0.54	0.43	0.23
	8	0.53	0.57	0.59	0.57	0.47	0.26
	9	0.51	0.54	0.56	0.54	0.42	0.21
	10	0.47	0.50	0.52	0.51	0.42	0.20
	区	F2 区 平均 海 平 面 气 压					
	5	0.11	0.19	0.61	0.39	-0.15	-0.12
赤道东太平洋水温	6	0.04	0.19	0.67	0.51	0.27	-0.08
	7	0.05	0.11	0.63	0.52	0.34	0.00
	8	0.08	0.15	0.70	0.56	0.35	-0.01
	9	0.08	0.17	0.66	0.51	0.29	-0.02
	10	0.04	0.15	0.65	0.50	0.26	-0.06
		区	E 区 平均 海 平 面 气 压				
5		-0.25	-0.45	-0.47	-0.44	-0.55	0.21
赤道东太平洋水温	6	-0.38	-0.56	-0.58	-0.58	-0.68	-0.30
	7	-0.38	-0.53	-0.59	-0.63	-0.71	-0.34
	8	-0.36	-0.50	-0.59	-0.63	-0.70	-0.33
	9	-0.36	-0.49	-0.58	-0.67	-0.72	-0.36
	10	-0.40	-0.52	-0.62	-0.69	-0.75	-0.28

四、El Niño 和反 El Niño 期间亚太地区大气环流的变化

前节中的相关事实表明,赤道东太平洋暖水时,印度低压和北太平洋副热带高压均趋减弱;冷水时,两者均趋加强。为进一步阐述这一现象,分别计算了4个 El Niño 事件(1951, 1957, 1965, 1972 年)和4次反 El Niño 事件(1950, 1955, 1964, 1973 年)夏季(6—8)海平面气压异常合成图(图4)。由图可见, El Niño 年,自阿拉伯半岛至乌拉尔山大范围内出现大于 +1.0hPa 的正变压区,在阿拉斯加至加拿大西北部及西伯利亚东部也存在 +1.0hPa 的正变压区,9 次 El Niño 事件中,除 1953 年以外,印度低压均有不同程度的减弱,其中尤以 1957 年和 1972 年两次大的 El Niño 事件最为显著。如 1972 年夏季,印度低压西部中心气压升高 2hPa,其西北部气压升高 4hPa,反 El Niño 年,自阿拉伯半岛至乌拉尔山大范围内为负变压区。里海东北附近的负值小于 -1.0hPa,阿拉斯加及西伯利亚东部的气压也明显下降。6 次反 El Niño 年,除 1954 年外,印度低压均趋加深。显然,在 El Niño 和反 El Niño 期间,印度低压的强度发生了完全相反的变化。

由图 4 也可以看到,在 El Niño 年,整个副热带高压范围内为负变压,其大值(-1.0 hPa 以上)出现在副高主体的南部和西部。此外,在中国东北也有明显的负变压区。9 次

El Niño 事件中,除 1953 年外,副热带高压均有不同程度减弱,其中尤其 1957 年和 1972 年显著,如 1957 年副高中心西部大面积的气压比常值下降 2hPa。以上这些减压区主要发生在副高的南部和西伸脊附近,而副高东部的气压少变。在反 El Niño 年,副热带高压往往加强西伸,6 次反 El Niño 事件中,夏季北太平洋副高均较常年明显偏强,正变压遍布除东部以外的整个副高范围。可见,El Niño 和反 El Niño 期间,北太平洋副热带高压也呈现完全相反的状况。

为更清楚地显示夏季亚太地区大气环流系统在 El Niño 和反 El Niño 期间的变化,我们将 4 次 El Niño 年和 4 次反 El Niño 年合成的北半球海平面气压场合并在一图上(图 5)。由图 5 可清楚地看到,在 El Niño 年,夏季印度低压和北太平洋副热带高压的强度减弱,其西部的范围向东萎缩。在反 El Niño 年,两者强度增强,范围向西扩展,这里同样注意到,El Niño 和反 El Niño 事件时,夏季美洲和大西洋地区的大气系

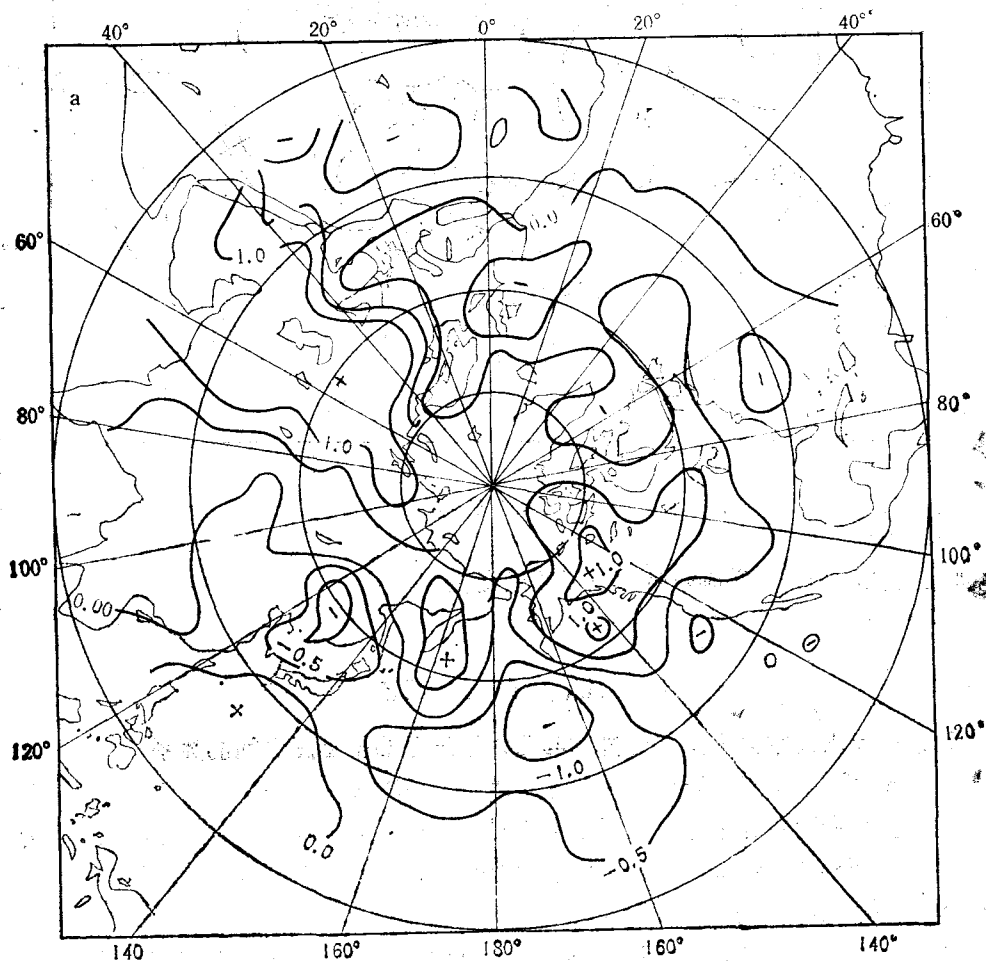


图 4 El Niño 和反 El Niño 期间北半球夏季海平面气压异常合成图

Fig. 4 The composite of SLP anomalies over Northern Hemisphere in summer during the El Niño events

a. El Niño 期间; b. 反 El Niño 期间。

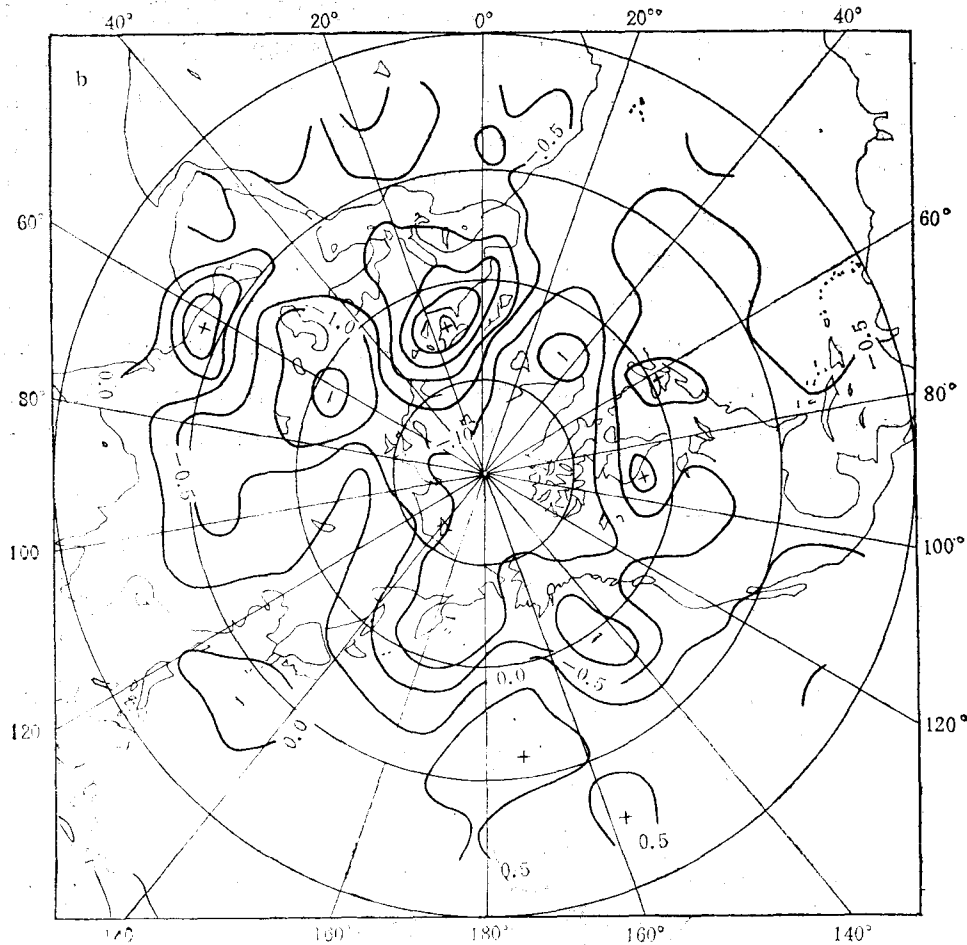


图4 (续)

统,如北美低压和大西洋副热带高压无明显变化。

五、讨 论

1. 夏半年赤道东太平洋水温异常与北太平洋副热带高压之间的关系

Wright^[28]认为,南方涛动实质上是赤道东太平洋水温与 Walker 环流之间正反馈过程的结果。当赤道东太平洋水温低于常年时,赤道海域中西部与东部之间的水温水平梯度加大,从而导致 Walker 环流加强。后者又反过来促使沿海冷水上翻加剧,有利于 Walker 环流的进一步加强。

Walker 环流低层的东风实际上是由南北两个半球的副热带高压近赤道侧的东南和东北信风支持的。当北太平洋副热带高压加强时,其南侧的东北信风加强,使加利福尼亚冷流加速向赤道东太平洋补充,同时导致赤道低层冷水上翻加剧,结果赤道东太平洋水温下降, Walker 环流加强。此外,赤道东太平洋水温的下降,有利于副热带高压南半部下

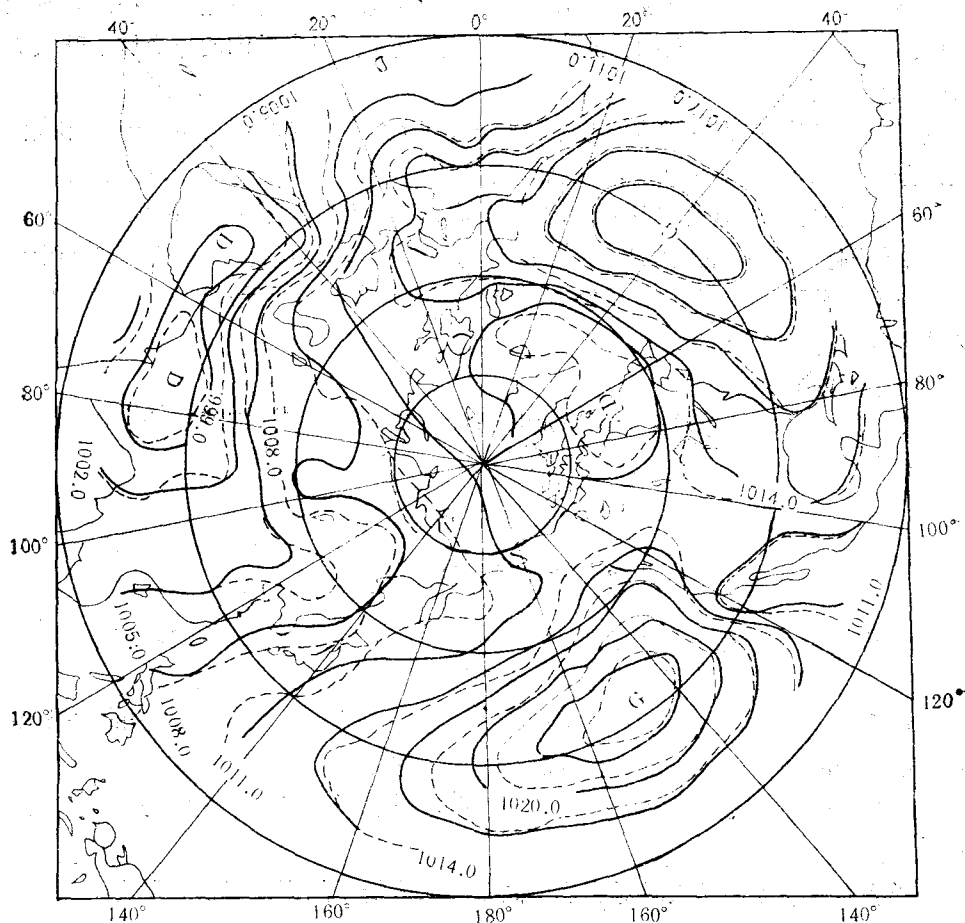


图 5 El Niño (虚线)和反 El Niño (实线)事件时,北半球夏季平均海平面气压场
 Fig. 5 The mean SLP over Northern Hemisphere during the El Niño events (dashed line) and the anti El Niño events (solid line) in summer

沉气流的维持和发展,从而导致副热带高压的加强。Walker 环流和副高的加强又进一步促使赤道东太平洋水温的下降。反之亦然,如此形成一个正反馈过程。相关场上出现在中国东北的负值相关,可能是由于北太平洋副高强度变化进而影响副高西伸脊的结果,副高弱时,东北地区气压下降,副高强时,东北地区气压升高。

2. 印度低压强度和范围的变化可能是对南方涛动的响应

Krishnamurti^[6,7] 给出了北半球冬季和夏季热带地区上空东西环流圈的垂直剖面图,指出夏季 Walker 环流的上升分支位于 90°E 附近的亚洲季风区,比冬季该环流的上升分支的位置 (120°E, 印度的婆罗洲附近) 西移了 30 个经度,同时他还指出了北非至印度大范围干旱可能是太平洋中部和东部赤道附近海面温度偏暖所引起的夏季异常的热带环流造成。

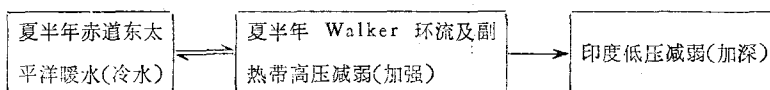
印度低压是由印度季风造成的印度低压槽,所以又称印度季风槽,它的位置和强度的变化与赤道印度洋区域的上升气流有密切的关系。当这一海域上升运动较强时,局地气

压偏低,此时该区与南半球副热带高压之间的气压梯度加大,越赤道气流在北半球低纬形成的西南季风加强,从而导致印度低压的发展。反之,当赤道印度洋海域上升气流较弱时,印度低压减弱。

夏半年,当赤道东太平洋水温暖于常年时, Walker 环流减弱,位于赤道印度洋海域的上升分支减弱,印度季风减弱,印度低压也减弱。表现在海平面气压场上,印度低压西部的低中心消失,低压范围向东萎缩,受其影响,低压西北部里海至乌拉尔山大片地区,以及东北部的阿拉斯加区的气压升高。1877年,1899年,1918年和1972年北非至印度大范围旱灾正是很强的 El Niño 年份。当赤道东太平洋水温低于常年时,印度低压及有关地区的气压场的变化恰恰相反。

3. 一个可能的物理过程

综上所述,夏半年赤道东太平洋水温异常与亚太地区对流层低层的大气环流系统之间的相互作用过程可以用下列框图来说明。



框图中,前两者的相互作用是一个连续的正反馈过程。一般地说,这一过程始于春季,此时一旦某种力触发了这一机制,它将持续进行到下一个春季,而在 El Niño 年或反 El Niño 年,其持续时间可到夏季。印度低压的变化则是这一正反馈过程的后果,由于印度低压相当浅薄,同时又处于赤道东风带的下游,它对 Walker 环流的反馈作用可能是很小的,前期印度低压与赤道东太平洋水温之间高值相关(见表 1),主要是赤道东太平洋水温异常的持续性所致。

为什么赤道东太平洋水温对副热带高压和印度低压的影响仅仅表现在对流层低层,且对中国东北和阿拉斯加区的气压变化的影响在 700hPa 高度场上也有响应? 根据分析,我们知道印度低压比较浅薄,其高度很少达到 700hPa,自然地,赤道东太平洋水温对印度低压的影响在 700hPa 和 500hPa 高度场上均不可能出现。而在副热带高压单体中,南半部为下沉气流,北半部为上升气流(尤其集中在西北部)。因此在副热带高压南部,下垫面因海面温度变化造成的热力影响被抑制在低层,并主要表现在副高南部海平面气压场的变化上,这些在副高南侧低层大气获得的异常能量随副高环流场自东向西再转向北传播的同时,逐渐向上传播,也可能就是出现在中国东北,以及阿拉斯加区从海平面至 700hPa 高度场均有响应的原由。

六、结 语

赤道东太平洋水温对全球大气的影响在冬半年和夏半年有明显的区别。冬半年, Hadley 环流强大,中心位于 10°N ,其南侧的上升分支伸展到赤道上空。此时,赤道东太平洋水温的异常增温,一方面改变了 Walker 环流的位置和强度,从而影响低纬地区的气候;另一方面通过强大的 Hadley 环流上升分支将赤道海域异常加热输送到高空,改变赤道低纬上空的东风强度,并在高空将异常的角动量向北输送到中纬,又改变了中纬西风强度,从而引起全球性的气候变化。这一结果已为近 20 年以来的研究所证实。夏半年,北

半球 Hadley 环流减弱并北退到 30°N 。此时, 南半球 Hadley 环流强烈发展, 其上升分支范围北伸到 10°N 。赤道东太平洋异常加热一方面改变 Walker 环流的强度和位置, 同时由南半球 Hadley 环流的上升分支带到高空, 改变赤道低纬上空的东风强度, 并将异常的角动量向南输送, 从而影响南半球中纬西风强度。对北半球夏半年的大气系统来说, 其影响主要表现在与 Walker 环流密切联系的两个半永久性大气系统, 这就是本文指出的印度低压和北太平洋副热带高压。由于赤道东太平洋水温变化一般从春季开始并持续到次年春初, 因此夏半年这些环流系统与前期冬半年赤道东太平洋水温变化没有明显的关系。由于北半球冬半年赤道东太平洋水温异常比夏半年显著, 赤道东太平洋水温异常对大气环流的影响主要表现在北半球冬半年。

参 考 文 献

- [1] 东北低温科研协作组, 1979. 东北地区冷夏、热夏长期预报的初步研究。气象学报 37(3): 44—58。
- [2] 陈烈庭, 1983. 太平洋海气相互作用的时空变化。气象学报 41(3): 296—303。
- [3] 符淙斌, 1987. 埃尔尼诺/南方涛动现象与年际气候变化。大气科学 11(2): 209—220。
- [4] 潘怡航, 1982. 赤道东太平洋热力状况对西太平洋台风发生频率的影响。气象学报 40(1): 24—33。
- [5] 臧恒范、王绍武, 1984. 赤道东太平洋水温对低纬大气环流的影响。海洋学报 16(1): 16—24。
- [6] Krishnamurti, T. N., 1979. 热带气象学(柳崇健, 朱伯承, 1987年译)。气象出版社, 7—16页。
- [7] Krishnaamurki, T. N., M. Kanamits, 1981. 干旱年和正常雨量年北半球夏季行星尺度季风。季风动力学(陈咸吉等译, 1986)。气象出版社, 14—42页。
- [8] Bjerknes, J., 1966. A possible response to the atmospheric Hadley circulation to equatorial anomalies of ocean temperature. *Tellus* 18: 820, 829.
- [9] Bjerknes, J., 1969. Atmospheric teleconnections from the equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 97: 163, 172.
- [10] Chen, W. Y., 1982. Fluctuations in Northern Hemisphere 700 mb height field associated with the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 110: 808, 823.
- [11] Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981. Planetary scale atmospheric phenomena associated with the interannual variability of sea surface temperature in equatorial Pacific. *Mon. Wea. Rev.* 109: 813, 829.
- [12] Namias, J., 1976. Some statistical and synoptic characteristics associated with El Niño. *J. Phy. Oceanogr.* 6: 130, 137.
- [13] Quinn, W. H., D. O. Zopf and K. S. Short et al, 1978, Historical trend and statistics of the Southern Oscillation, El Niño and Indonesian droughts. *Fishery Bulletin* 76: 663, 677.
- [14] Rasmusson, E. M. and J. M. Wallace, 1983. Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation. *Science* 222: 1195, 1202.
- [15] Van Loon, H. and R. A. Madden, 1981. The Southern Oscillation. Part 1: Global associations with pressure and temperature in northern winter. *Mon. Wea. Rev.* 109: 1163, 1168.
- [16] Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981. Teleconnections in the geopotential height during the Northern Hemisphere winter. *Mon. Wea. Rev.* 109: 784, 812.
- [17] Wright, P. B., 1984. Relationships between indices of the Southern Oscillation. *Mon. Wea. Rev.* 112: 1913, 1919.
- [18] Wright, P. B., 1985. The Southern Oscillation: ocean atmosphere feedback system. *Bulletin American Meteorological Society* 66: 398, 412.
- [19] Wyrstiki, K., 1975. El Niño The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to a atmospheric forcing. *J. Phy. Oceanogr.* 5: 572, 584.

**THE INFLUENCE OF THE SEA SURFACE TEMPERATURE
ANOMALIES OF EQUATORIAL EASTERN PACIFIC ON
THE ATMOSPHERIC CIRCULATION OVER ASIA-
PACIFIC REGION DURING SUMMER
HALF YEAR***

Zhao Yongping

(Institute of oceanology Academia Sinica, Qingdao)

and

G. A. McBean

(Atmospheric Environment Service Institute of Ocean Sciences, Sidney, B. C., Canada)

ABSTRACT

In this paper, the correlation between the SST of Equatorial Eastern Pacific and the SLP over Northern Hemisphere with the lag time from 0 to ± 12 months and the composition of the SLP anomalies during the El Niño and inverse El Niño events are calculated. The physical process of their interaction is discussed. The results show that the effects of the SST of the Equatorial Eastern Pacific on the atmospheric circulation are important. When the SST of Equatorial Eastern Pacific in summertime is warmer (colder) than normal, the subtropical high and the Indian low will be weaker (stronger). The SLP over the west part of both system will decline and withdraw eastward. Taking into consideration of the results by other authors, it can be concluded that these effects mainly develop in the lower troposphere and decrease rapidly with the increase of height, and disappear at 500 mb. The possible physical processes between the SST and the subtropical high are the positive feedback, and the changes of Indian low may be responsible to the fluctuation of the Walker circulation.

* Contribution No. 1544 from the Institute of Oceanology, Academia Sinica.