

异常东亚冬季风对夏季南海地区 风场及热力场的影响*

孙淑清 陈 隽

(中国科学院大气物理所, 北京 100029)

摘 要 用合成及 SVD 方法, 对冬季风异常在南海地区的风场和热力场中所产生的影响进行了研究, 并探讨了这种相互联系的可能机制。结果表明, 冬季风异常对流场的影响可以从冬季持续至春、夏季。在强冬季风年, 南海夏季风爆发偏早、偏强且突发性显著; 而在弱冬季风年则相反。长江流域的情况则与此相反, 强冬季风时, 该地区夏季对流偏弱, 降水减少; 弱冬季风时相反。南海地区风场的变化与该地区大气及下垫面热状态的改变有关。强、弱冬季风所对应的同期及后期的海温截然不同, 在强冬季风年, 热带海温场上呈现 La Niña 型的异常分布, 而在亚洲大陆近海及南海地区, 则维持较强的负距平, 海水温度明显偏低, 强度以春季为最强。它所形成的南海及邻近地区海陆之间的温度梯度有利于夏季风的早爆发和加强; 而在弱季风年, 则完全相反。与异常冬季风相关联的大气的热状态同样具有季节的持续性。春、夏季季风区中大气热状态的改变, 影响了夏季风特别是南海夏季风爆发的早晚及其强度的变化。由冬季风异常引起的热源变化可能也是环流隔季相关的重要纽带之一。

关键词: 南海季风; 海温异常; 大气热状态

1 引言

南海夏季风的爆发标志着东亚夏季风的来临和中国东部雨季的开始, 它爆发的早晚及其强度联系着大气环流的异常并关系到中国东部地区的天气和降水。因此, 对南海夏季风活动机理特别是它与前期环流的关系已引起各国特别是南海周边国家和地区气象学家们的高度重视^[1,2]。

许多研究表明, 东亚冬季风异常与后期环流存在较好的相关。他们发现, 江淮夏季旱(涝)年前冬大型环流已出现较大差别。对于长江流域的夏季旱涝天气, 其前冬的西风带和热带环流都有很大的差别。孙淑清、陈隽等^[3,4]又从冬季风异常出发, 研究了冬季风与全球环流特别是低纬大气环流的关系, 指出由于冬季风异常所带来的最大变化发生在热带太平洋地区, 它包括流场、海温及大气热状态等。这种变化有明显的持续性, 一直持续和影响至春季和夏季的环流。因此, 有理由相信, 异常的东亚冬季风必定对南海地区的夏季风产生影响。本文将首先研究强弱冬季风与来年夏季南海季风爆发早晚及其强度的关系, 然后, 从海温、大气热状态等多个侧面来探讨这种联系的物理过程。

采用的资料主要有 1980~1996 年 NCAR/NCEP 再分析观测资料, 包括全球范围

的 17 层 3 维风场、气温、气压和湿度资料(网格为 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$) 和中国气象局(CNMC)提供的 160 个台站的地面气温和降水资料以及相应的 OLR 资料等。

2 冬季风异常时南海地区夏季风特征

2.1 冬季风异常与热带对流活动的季节变化

分析首先从对强弱冬季风的合成开始。冬季风强度指数如文献[4]所描述。它综合考虑了大风、气温和西风带高度场 3 个要素的标准化时间序列。根据综合指标, 选取 $I_M \geq +1$ 的 3 年(1984、1985、1986 年)为强冬季风个例年, $I_M \leq -1$ 的 3 年(1987、1991、1993 年)为弱冬季风年。

图 1 为强弱冬季风时及其后季节的 OLR 距平分布。冬季平均的热带对流活跃区主要位于 $100 \sim 150^{\circ}\text{E}$ 的赤道上和南半球低纬地区, 这就是冬季热带辐合带(ITCZ)的平均位置。当冬季风偏强时, OLR 负距平区分别出现在热带西太平洋和东北印度洋, 正值区在中东太平洋(图略), 正(负)距平中心基本上都与低空距平风场辐散(辐合)中心(图略)重叠。当冬季风偏弱时, OLR 的距平分布与强年基本相反, 正值出现在西太平洋和东印度洋而负值在中东太平洋(图 1b), 而且它们所对应的低层风场异常也与强年相反。这些特征在文献[3,4]中已有详细描述。

春季的 OLR 异常分布也与冬季异常形势相似(图 1c、d)。在强冬季风年, OLR 的异常分布特征是西太平洋和东印度洋为显著的负距平, 正处于气候平均的强对流活动范围内, 因此该地区对流大大加强, 而东太平洋和西印度洋则为正距平, 更加削弱了原本不太活跃的对流。弱冬季风年, 春季的 OLR 异常形势与此相反, 正距平中心在海洋大陆, 其两侧则为负距平。上述对流的异常分布与风场变化是一致的。例如, 强冬季风年春季 1000 hPa 风场的偏差气旋出现在暖池区和孟加拉湾(图略), 使得这些地区成为 OLR 负距平中心。

在夏季平均的 OLR 场上, 强对流中心位置已从冬春季的赤道附近向西向北移到了菲律宾和孟加拉湾。由图 1c 可见, 强冬季风年后期夏季, 东太平洋上的正距平虽然减弱但强度还是很大。孟加拉湾的 OLR 负距平中心与春季相比有所加强北移。从南海至西太平洋则为极强的 OLR 负距平区, 表明该地区的对流活动极强。值得注意的是, 在夏季中国长江中下游地区的正距平非常显著, 说明该地区偏旱, 而南海及华南地区则降水偏多。弱冬季风年后期夏季, OLR 距平与上述强年异常趋势相反, 其中最引人注目的是江淮地区为强的 OLR 负距平, 对应为降水增加, 而南海地区则为负距平。也就是说, 东亚冬季风偏强时, 夏季印度和南海地区对流偏强, 江淮地区对流偏弱; 反之, 则南海对流偏弱, 东亚对流偏强。降水距平的分析也清楚地反映了这一点。这个合成分析结论与孙淑清等^[5]从江淮夏季旱涝出发研究冬季风异常所得的结果是一致的。

2.2 冬季风异常与南海夏季风爆发的早晚

由于东亚夏季风在南海地区爆发最早, 它的爆发早晚对后期环流和天气会有很大的影响。南海夏季风爆发日期的定义很多。如谢安等^[6]的标准为南海区域的候平均 OLR 值下降至 235 W/m^2 , 同时区域平均的纬向风由东风转为西风。何金海等^[1]也曾从 TBB(云顶黑体温度)、雨量、环流等方面来确立南海夏季风的建立日期。但是值得指

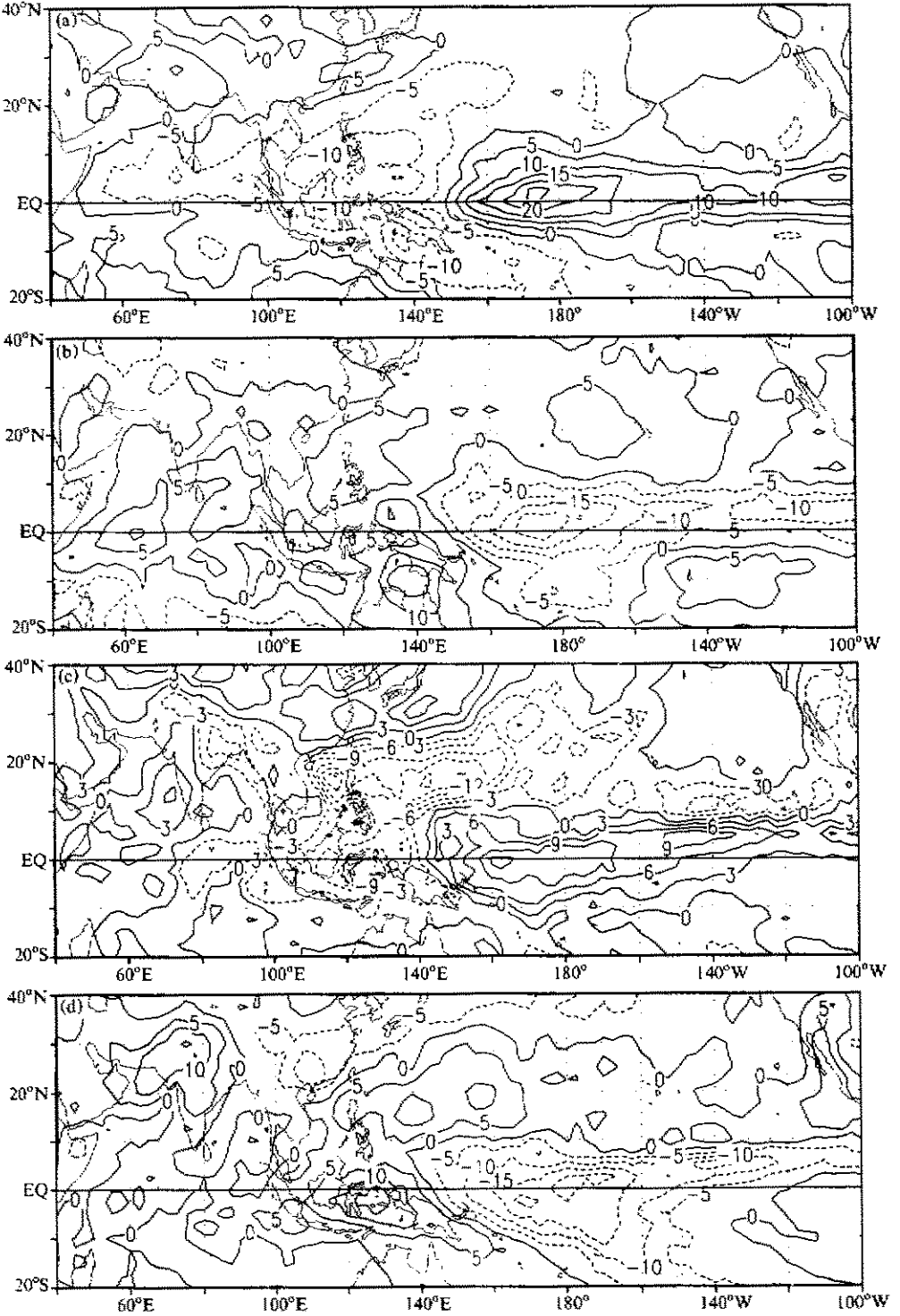


图1 强弱冬季风年春 (a、b)、夏 (c、d) 季 OLR 合成图

(a)、(c) 对应强冬季风年, (b)、(d) 则对应弱冬季风年。单位: W/m^2

出的是, 这些不同定义确定的各年的日期, 大体上是比较一致的。陈隽、金祖辉等^[1]简单地只用 TBB 变化的单一指标来确定日期。他通过分析逐日的 TBB 资料发现南海夏季风爆发前后的 TBB 值有一个急剧下降过程, 而且下降到低于 274 K 以后能够维持 4 天以上, 据此给出 1980~1991 年的南海夏季风爆发日期。表 1 还同时列出了 TBB 值变化特征及其前冬冬季风的强弱。

表 1 南海夏季风爆发前后各特征量

年份	爆发日期	持续天数 TBB ≤ 274 K	爆发日 TBB 与 274 K 的差	前 1 天 TBB 与 274 K 差	前 2 天 TBB 与 274 K 差	前 3 天 TBB 与 274 K 差	冬季风指数
1980	5 月 16 日	7	-2	5	4	8	-0.5
1981	5 月 20 日	5	-4	9	5	4	0.8
1982	5 月 17 日	6	0	1	6	3	0.3
1983	6 月 04 日	5	-2	15	15	12	0.1
1984*	4 月 28 日	4	-6	9	6	12	1.4
1985*	4 月 16 日	8	-12	13	11	12	1.1
1986	5 月 14 日	7	-9	16	6	3	1.3
1987*	6 月 04 日	18	-4	6	-3	8	-1.1
1988	5 月 19 日	19	0	5	5	5	0.6
1989	5 月 14 日	14	-3	5	5	9	-0.1
1990	5 月 14 日	21	-11	15	13	7	-0.9
1991*	5 月 29 日	19	-5	8	-3	-1	-1.1
1980~1994 平均	5 月 16 日	4	0	2	5	9	

* 表示异常年

从表 1 可以清楚地看到南海夏季风很大的年际变化。在平均状态下, 大约在 5 月 16 日 (5 月 4 候) 爆发, 但是最早的可提前 1 个月, 最晚的能滞后半个月。值得注意的是, 爆发偏早和偏晚年所对应的前期环流形势是截然不同的。南海夏季风爆发最早的年份 (1984、1985 年), 其前期冬季风是偏强的; 而爆发最晚年 (1987、1991、1993 年) 的前期冬季风是偏弱的。

表 2 南海夏季风爆发日期表 (引自文献[6])

年份	爆发日期	年份	爆发日期	年份	爆发日期
1979	5 月 3 候	1985*	4 月 4 候	1991*	6 月 3 候
1980	5 月 4 候	1986*	5 月 2 候	1992	6 月 3 候
1981	5 月 3 候	1987*	6 月 2 候	1993*	6 月 4 候
1982	6 月 1 候	1988	5 月 5 候	1994	5 月 4 候
1983	6 月 2 候	1988	5 月 4 候	平均	5 月 4 候
1984*	5 月 1 候	1990	5 月 3 候		

* 表示异常年

为了进行比较, 表 2 引用谢安^[6]给出的逐年爆发日期。表 1、2 中 * 表示异常年, 其结果是完全一致的。这些爆发日期最反常的年份都与我们选取的强弱冬季风个例年相同, 其中 3 个弱冬季风年 (1987、1991、1993; 它们的强度指数分别为 -1.1, -1.1 和

1) 陈 隽、金祖辉, 影响南海夏季风爆发时间的前期因子的诊断研究, 气候与环境研究 (待发表)

-1.2), 都是爆发最晚年; 而 3 个强冬季风年中就有两年 (1984、1985) 爆发最早。此外, 作为强冬季风年的 1986 年 (指数为 1.1), 夏季风爆发日为 5 月 14 日 (或 5 月 2 候), 而且爆发前后 TBB 变化幅度也不亚于爆发最早的 1984 和 1985 年, 也是属于爆发偏早的。

由此看来, 强冬季风可能导致南海夏季风爆发偏早且强, 弱冬季风则引起夏季风偏晚且弱。下面我们要进一步讨论它们之间的这种关系及其可能的机制。

3 冬季风异常与海洋及大气的热状态

3.1 冬季风异常与海表温度的相应变化

图 2 为强弱冬季风年海温距平合成的差值图。图上反映的应是强冬季风的情况。在冬季 (图 2a), 亚洲大陆及东亚沿海为强负距平区。这说明, 由于东北季风盛行区北风大大加强, 削弱了东亚沿岸北上暖海流的影响。因此, 中国东海、南海地区海温不断下降, 这与于慎余等^[7]的研究结果是一致的。在热带太平洋上, 西太平洋的正距平与南海海温异常相反, 而东太平洋的负距平与南海相同。这种 La Niña 型分布可能与太平洋上的 Walker 环流加强有关。弱冬季风年的海温异常则与强年相反, 南海海温偏高对应于东北季风的减弱, 热带太平洋海温的 El Niño 型异常以及印度洋海温西高东低的异常形势也都与纬圈上异常的反 Walker 环流相对应。

图 2b 与图 2c 分别为春、夏季海温距平的差值图。从全球海温距平的分布看, 赤道中、东太平洋仍为大片的负距平区, 印度洋及南海地区亦为负距平区, 而赤道西太平洋则为正距平。这种分布与冬季的基本特征 (图 2a) 大体一致。这说明冬季风异常所对应的海温异常分布的基本特征可以持续至以后的季节, 虽然它们的强度有些变化。这种持续几个季节的海温异常, 必定与大气环流有着某种特定的关系, 它既可能受到冬季风异常的影响, 又可能反过来影响后期的环流。

再来考察热带西太平洋及近海地区的情况。在强冬季风情况下, 未来季节的西太平洋及暖池区的海温偏高, 一直到夏季均表现出这种特征。但是在黑潮区, 冬季出现的负距平不仅维持, 而且还有所发展, 一直延伸至南海。春季的平均值达最高。孙柏民等^[8]曾用时间剖面图来描述过这种影响。他们指出强冬季风造成的亚洲大陆沿海海温降低, 这种响应有明显的向南传播并滞后的现象。在南海地区, 未来的 4 至 5 月达到最强。周发秀等^[9]也指出过, 春夏季南海地区的海温很大程度上受到前冬冬季风的影响。从以上的合成图上可十分清楚地看到这一点。

春季南海地区海温的异常必将影响风场。联系上面对南海夏季风爆发早晚的讨论, 我们可以认为, 在强冬季风年后期, 春季南海海温偏低可使海陆热力差异变大, 有利于季风的爆发, 这种温差的维持也有利于南海季风的加强。相反, 在弱冬季风年, 该地区持续的海温偏高, 将不利于夏季风的爆发和加强。

3.2 大气热状态的季节变化

冬季风的持续异常必将改变大气的热状态。为此, 我们分析在异常冬季风时热源分布的变化以及这种异常的持续性, 以探讨冬夏季风之间的关系。这里的大气视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 的计算, 引用 Yanai 等^[10]的计算方法。

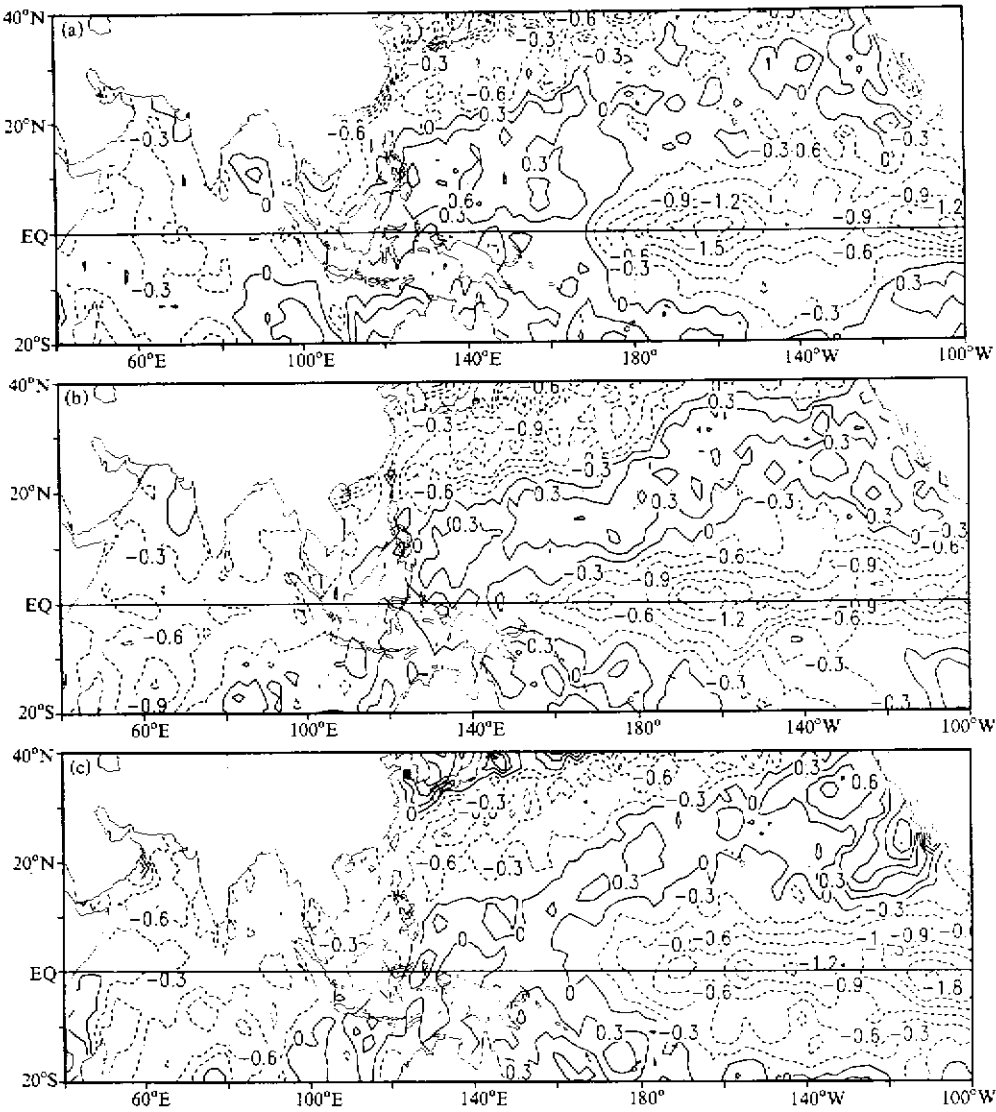


图 2 强弱冬季风年海温距平合成的差值图
(a) 冬季; (b) 春季; (c) 夏季

图 3a 和图 4a 分别为冬季多年平均的视热源 Q_1 和视水汽汇 Q_2 的水平分布。很明显, 在冬季, 热带大气为热源, 而中高纬度大气为冷源, 最大负值区位于亚洲大陆。对比 Q_1 、 Q_2 可见, 两者在热带地区的量值及分布十分一致。这说明加热主要以凝结潜热为主。而在中纬地区, 特别是在冬季强风控制的地区, Q_2 为负值, 感热输送及辐射冷却起了主要的作用。

图 3b、c 和图 4b、c 分别为强、弱冬季风年合成的 Q_1 、 Q_2 分布图。在热带地区, 在强年中, 赤道中、东太平洋变成极强的冷源, 而西太平洋至西北印度洋则为热源, 中心在暖池区。而弱年的情况正好相反。 Q_1 与 Q_2 在上述地区的分布大体是一致的, 在量

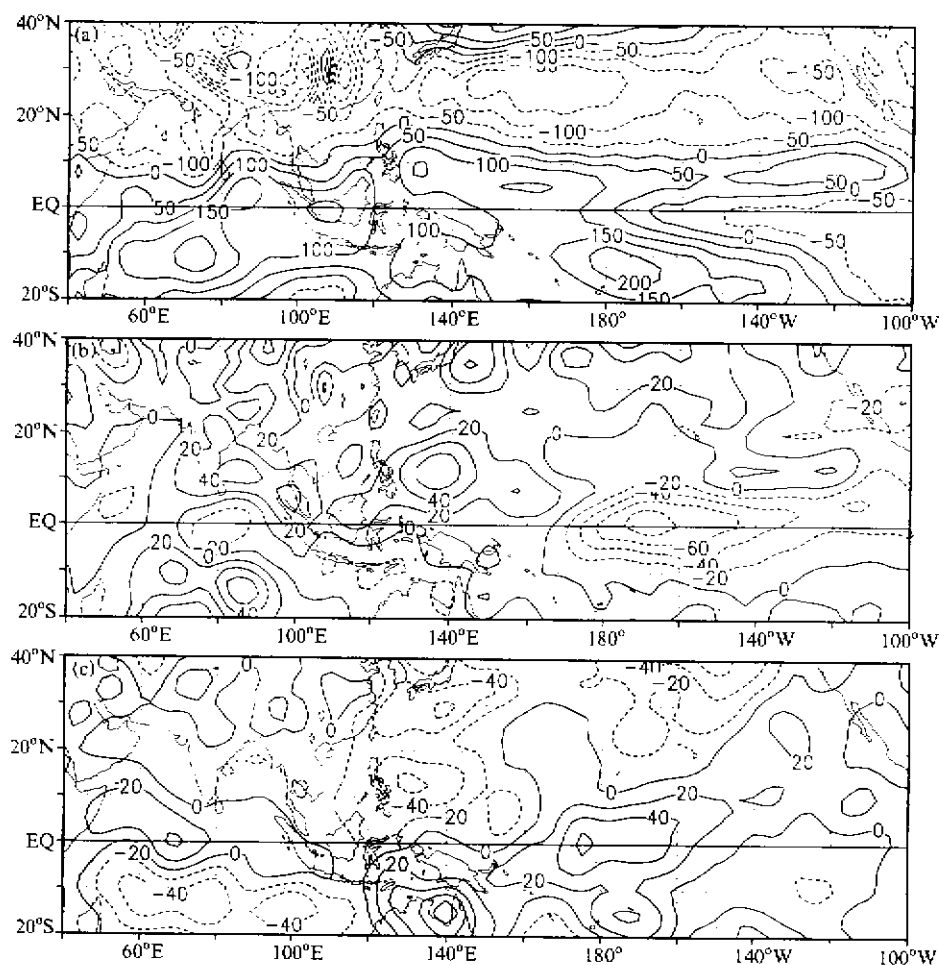


图3 冬季视热源 Q_1 的水平分布

(a) 多年平均; (b) 强冬季风年; (c) 弱冬季风年。单位: W/m^2

值上也比较接近。上一节的讨论已指出, 在强冬季风情况下, 中、东太平洋为相应的冷洋面, 该地区处于异常的辐散下沉风场中, 对流受到抑制, 使加热减小; 而在西太平洋暖池区, 由于低层风场的辐合造成的强烈上升使气柱加热, 成为热带地区大气重要的加热区。在弱冬季风情况下, 则完全相反。在亚洲大陆及沿海地区, 对于强冬季风, Q_1 大体为正距平。这说明频繁南下的冷空气柱从周围或海洋下垫面得到热量, 而这时大气是十分干燥的 (Q_2 图上为大片负距平区)。因此, 热量来源只能是下垫面的辐射或感热输送所提供。而在弱冷空气控制时, 气柱给周围以热量, Q_1 为负值, 这时的大气则处于相对潮湿的状态下 (大陆上 Q_2 为正值)。这种分布的差异, 显然是由冬季风的异常所造成的。

由冬季风异常所造成的中、低纬度热源分布的巨大差异, 与环流及海温异常一样, 同样具有季节尺度的持续性。图5和图6分别为 Q_1 和 Q_2 强弱年距平差在冬、春、夏

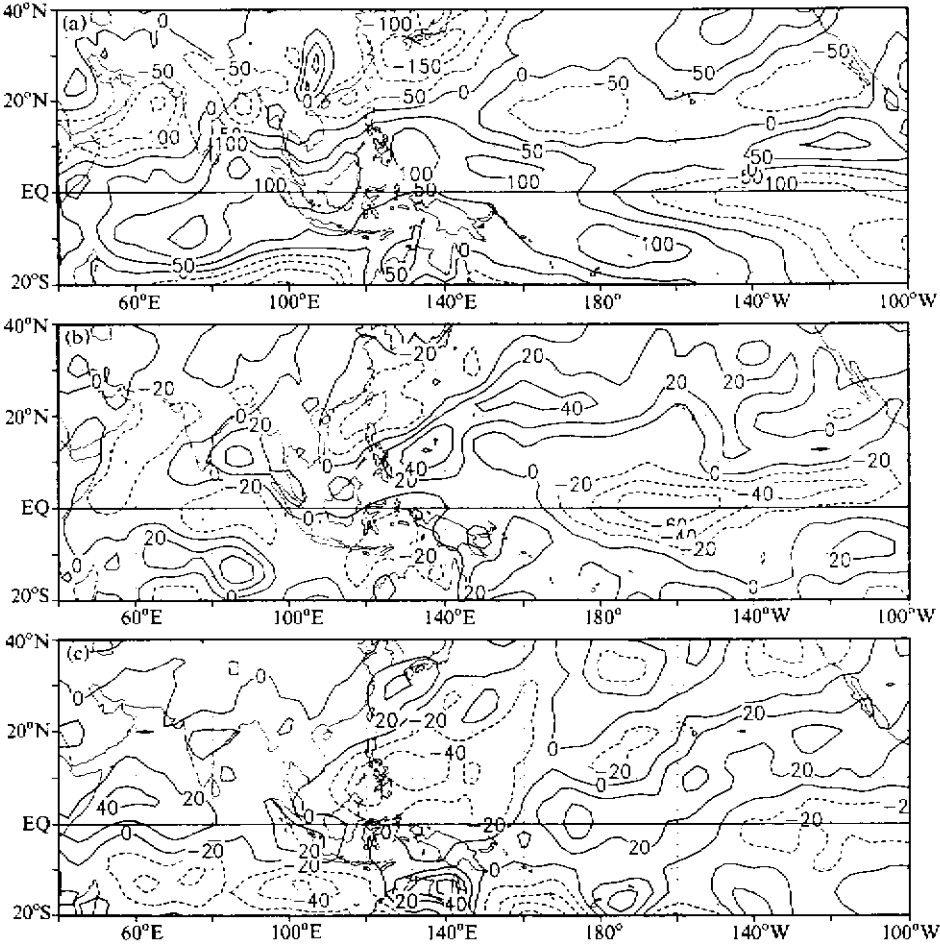


图4 冬季视水汽汇 Q_2 的水平分布
(a) 多年平均; (b) 强冬季风年; (c) 弱冬季风年。单位: W/m^2

3 个季节的分布。可以看出, 3 个季节的基本特征都十分相似, 特别是在东亚大陆和热带海洋地区, 春季的分布基本与冬季一致。赤道中东太平洋的负值区与暖池区的正值区仍然维持, 虽然量值略有减小。到夏季, 西太平洋的正值区向东北方向移动, 但菲律宾以东洋面上大体仍为热源区。

特别值得关注的是热带季风区的变化。从春季开始, Q_1 的强弱差值图上从印度洋至西太平洋广阔的季风区中出现了西侧为负距平而东侧为正距平的东西向热源梯度。这种经度方向的梯度一直维持到夏季。大气柱中这种热源梯度的存在势必影响季风的爆发与强度。我们可以推想, 与强冬季风相关联的这种 Q_1 分布必将有利于南海地区夏季风的爆发与加强, 而对于东亚副热带夏季风则起到削弱的作用。在弱冬季风年时, 热源梯度的方向相反, 不利于季风的爆发与加强。这个结果与前面的讨论和表 1 的统计特征是完全一致的。

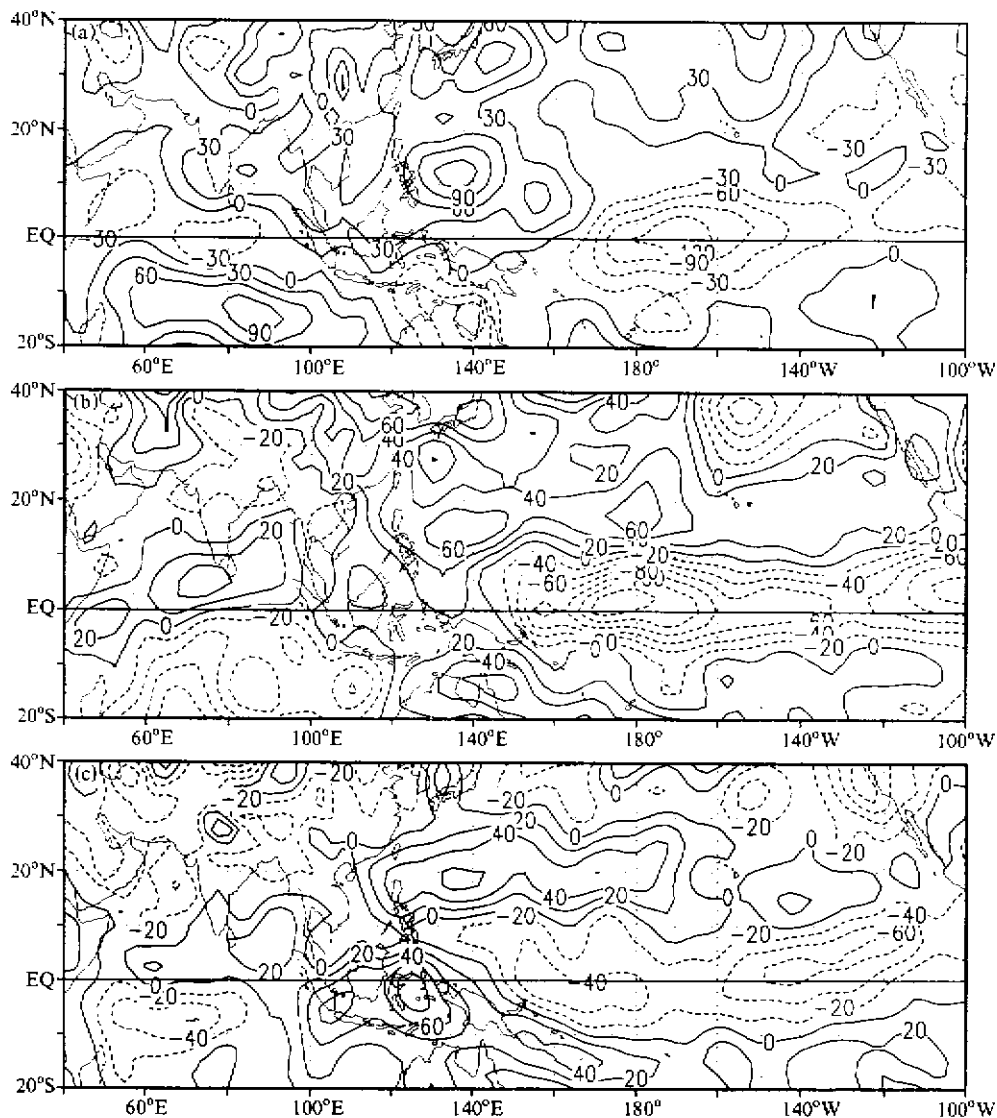


图5 强、弱冬季风年 Q_1 距平差在冬(a)、春(b)、夏(c)3个季节的分布。单位: W/m^2

这说明与强冬季风异常相联系的大气热状态的变异持续影响到以后的季节,特别是春季。这种热状态的变化势必直接关联着后期环流特别是夏季风的异常。对比春季和夏季的热源、水汽汇距平图可以发现,不论是低纬热带地区或者是中纬度, Q_1 与 Q_2 的分布都比较接近。这一点与冬季的情况略有差别,特别是在夏季更是如此。这说明夏季大气热状态很大程度上决定于大气中的降水过程及潜热的释放,特别是在中、低纬度更是如此。

因此,东亚冬季风异常不仅仅是一种局地现象,它关系到全球大气环流,大气热状

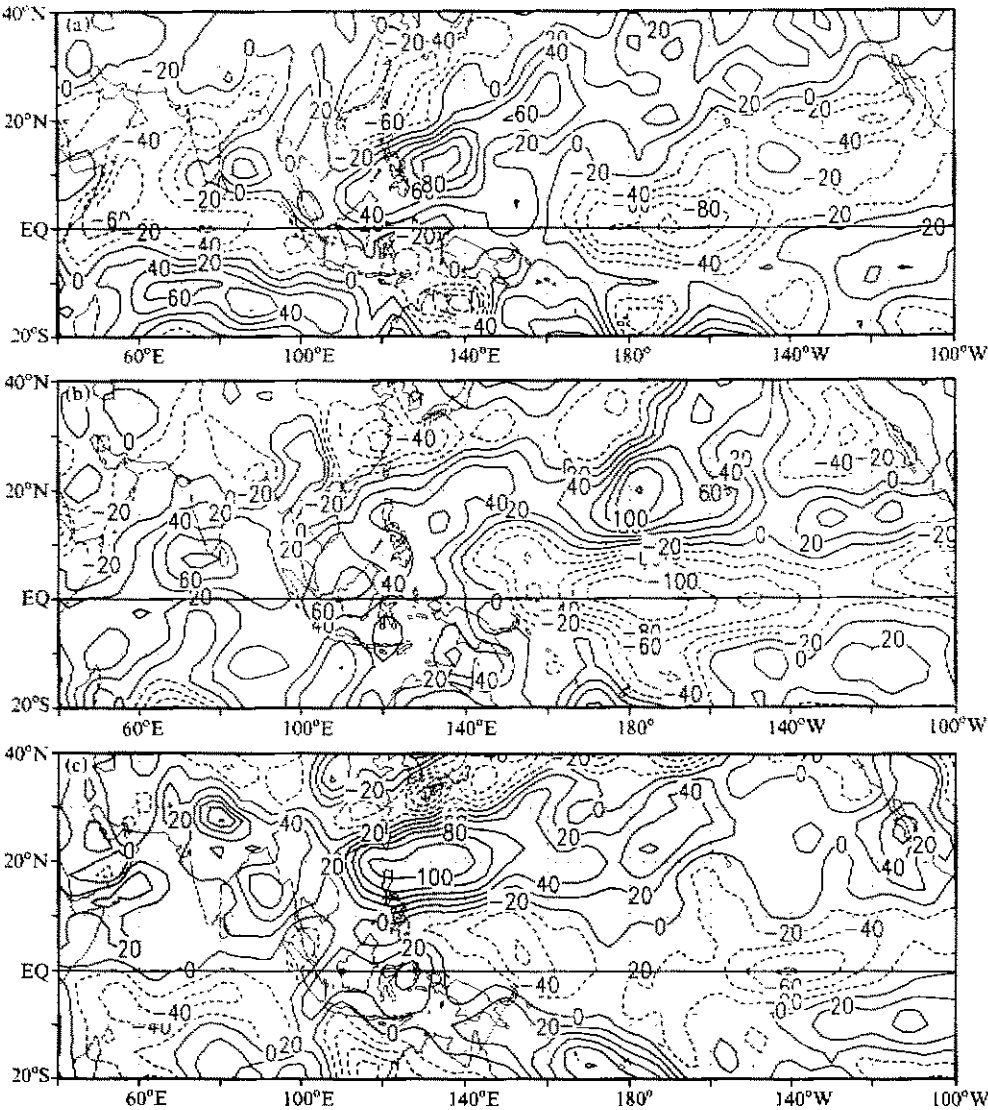


图6 强、弱冬季风年 Q_2 距平差在冬(a)、春(b)、夏(c)3个季节的分布, 单位: W/m^2

态和海温的变异, 而且这种变异还具有跨季节尺度的持续性, 即冬季风异常对后期夏季风特别是南海地区的季风异常起着重大的影响作用。

4 奇异值分解研究

前面我们用合成分析对冬季风对南海夏季风的影响作了研究。合成分析虽然能比较直观地给出要素场的分布特征, 但它受有限个例的影响, 有一定的局限性。对两个要素场的相关性研究有多种方法, 其中奇异值分解 (Singular Value Decompositon, SVD)

是一种较简单也最容易理解的方法,目前被广泛地应用。我们采用 Wallace 等^[1]详细论证过的方法进行计算。用异常的冬季风与同期特别是后期的季风和海温、大气热状态等进行耦合分析。

4.1 冬季风与热带对流的 SVD 分析

我们以冬季 1000 hPa 经向风代表冬季风与夏季的 OLR 作 SVD 分析来考察冬季风异常与夏季对流活动的关系。

冬季低空风与夏季对流的耦合参数是很高的。其中第 1 模相关系数 $CORR = 0.85$, 平方协方差 $SCF = 0.33$ (图 7), 第 2 模 $CORR = 0.89$, $SCF = 0.20$ 。从第 1 模的异向相关分布图可见,当东亚冬季风地区的经向风场为负距平,即冬季风明显偏强时,夏季南海和西太平洋的 OLR 为大片的负值,即对流加强。而长江中下游则为正距平区,对流减弱;反之亦然。这说明较强的冬季风对应强的南海夏季风;而长江流域的情况则正好相反。这个结果与合成分析的结论是完全一致的。

下面我们用 SVD 方法分析异常冬季风所对应的海温及大气热状态的变化,以探讨冬夏季风联系的可能机制。

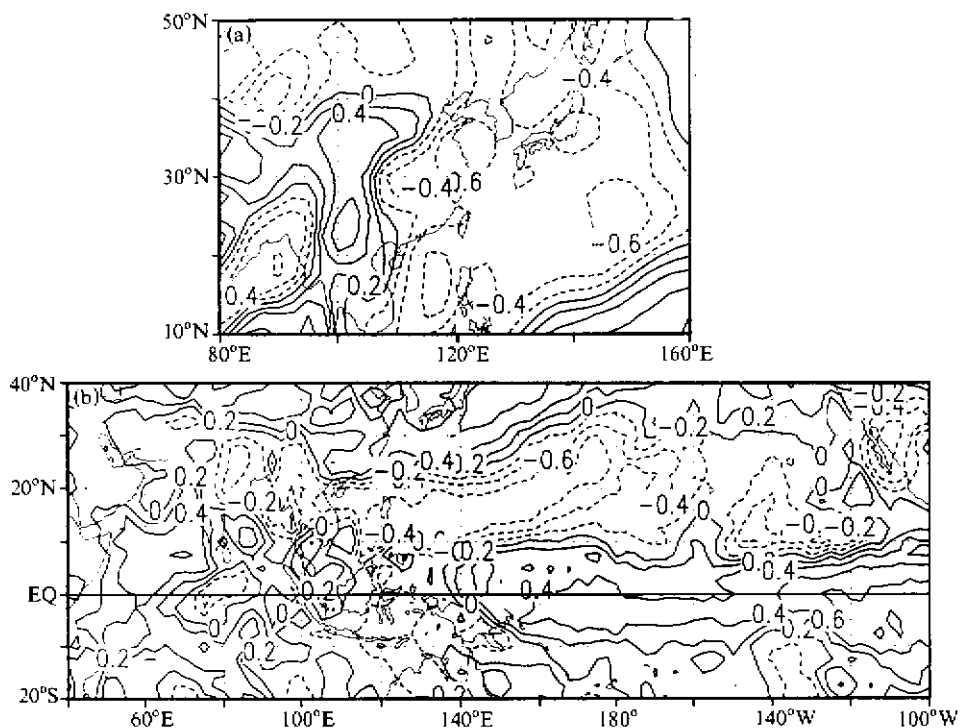
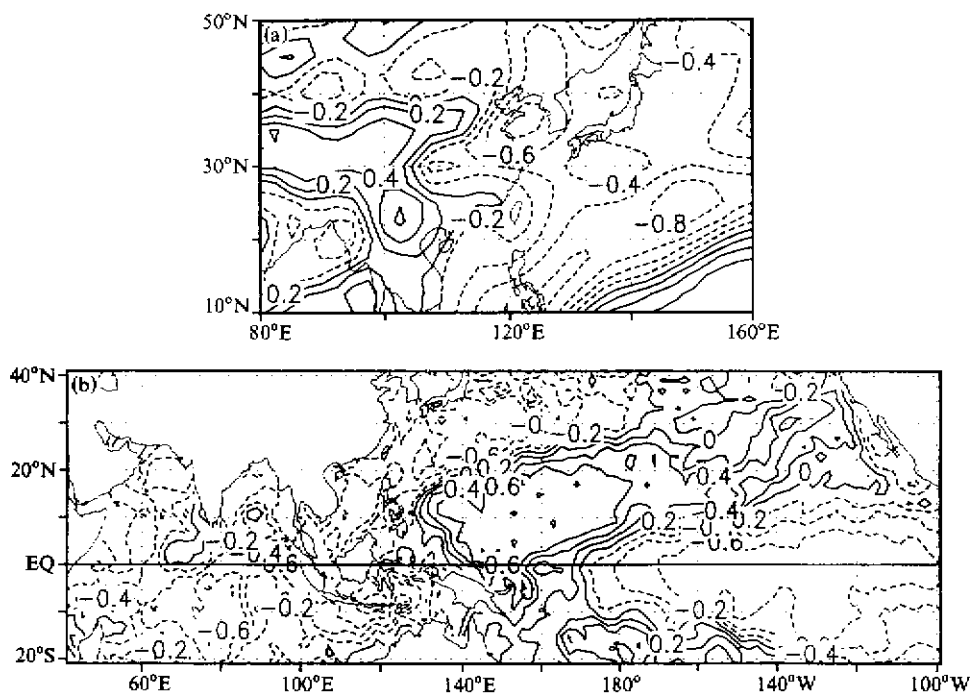
4.2 冬季风与海温异常的 SVD 分析

图 8 给出冬季 1000 hPa 风场与同期 SST 的 SVD 第 1 模态图。该模态占了总体方差分量的 47%, 相关系数高达 93%, 足以反映风场与海温的最佳耦合特征。从异向相关图上看,风场的分布特征是东亚大陆沿岸为较强的负距平(北风距平),这是冬季风显著偏强的情形。与此相对应的 SST 场则是东亚沿海及黑潮区海温偏低,西太平洋暖池区海温偏高,赤道中、东太平洋海温偏低,类似 La Niña 的特征。对比合成分析中 SST 的分布,这种模态与强冬季风年海温距平的特征几乎完全一致。图 8 虽然直观反映的是强冬季风与 La Niña 型海温的关系,实际上,它们同样能够说明弱冬季风对应 El Niño 型海温分布。

下面再来看看它与后期海温的耦合关系。图 9 为冬季风与春季海温的第 1 模态相关图。第 1 模中的异向相关图也直观反映强冬季风对应 La Niña 型海温的配置,而且其分布形势和耦合参数 ($CORR = 0.93$, $SCF = 0.49$) 都与冬季同期相关的情况非常接近。特别需要关注的是,在南海地区,与强冬季风相对应的负距平区较冬季(图 8)的情形有了明显的增强,范围也大为扩大,而西太平洋暖池区的正距平区则向东移。这说明海温对冬季风异常的响应不仅明显持续到春季,而在近海地区,它的影响则有所加强。夏季的情况也基本相同(图略),但它的强度不如春季。上面的讨论已经指出,当春、夏季南海海温偏低时,较强的海陆热力差异有利于季风的爆发,这种温差的维持也有利于南海季风的加强。相反,在弱冬季风年,该地区春、夏季持续的海温偏高,将不利于该地区夏季风的爆发和加强。以上这些结果都与合成分析所得的结论一致。

4.3 冬季风与大气热状态的耦合模态

首先来看看冬季风 V_1 与热源 Q_1 的同期相关的情况。它们的最佳耦合模态(模态 1)分布如图 10 所示,相关系数 $CORR = 0.88$, $SCF = 0.34$, 大大超过了相关显著性检验的要求(以下计算也都通过了相关显著性检验,不再重复提及)。从 V_1 的异向相关图(图 10)上直接反映出来的是强冬季风的特征,即东亚大陆及沿海从高纬到低纬地区为一致的负距平区(北风加强)所控制。在这种情况下,气柱热量最先受到影响的地区为

图7 冬季风 V_1 (a) 与夏季OLR (b) 的SVD第1模态图8 冬季风 V_1 (a) 与同期SST (b) 的第1模态

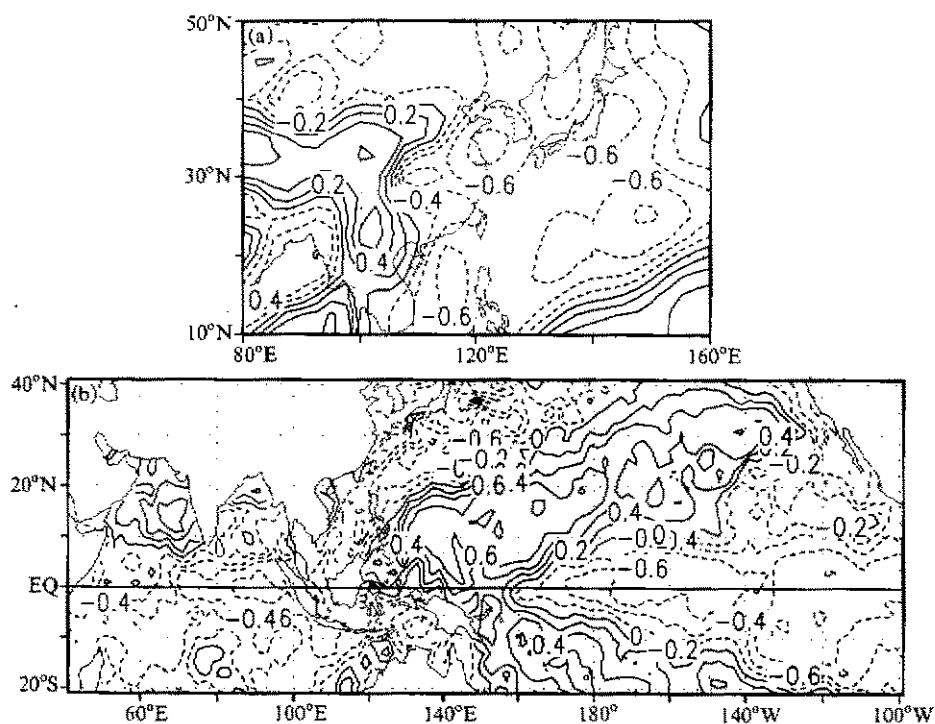


图9 冬季风 V_1 (a) 与春季 SST (b) 的第1模态

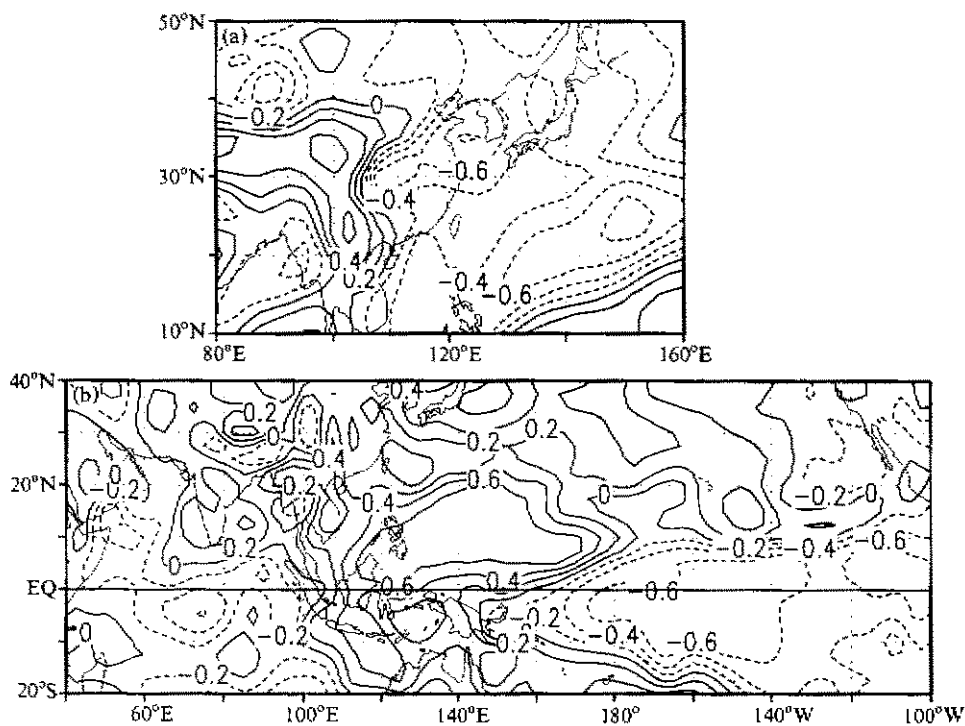


图10 冬季风 V_1 (a) 与同期热源 Q_1 (b) 的最佳耦合关系

沿海的“风暴路径”上,那里的 Q_1 正距平中心与其他几个主要的距平中心量值相当。这是高纬度冷空气活跃的结果。与此同量级的异常热源中心在热带太平洋上,呈西正东负的偶极型分布。热源的这些变化与前面分析结果是一致的。

视水汽汇 Q_2 与冬季风的耦合模式与 Q_1 的情况大致相同。在强冬季风情况下,在高纬风暴路径上, Q_2 为很强的负值(图略),即被干冷空气所控制。在低纬地区, Q_1 与 Q_2 的正距平无论在形状还是量级上都非常接近,加热主要是凝结潜热的贡献。

冬季风与后期春夏季热源的最佳耦合关系如图11($CORR=0.84$, $SCF=0.38$)和图12($CORR=0.92$, $SCF=0.31$)所示。它们的异向相关图都直观地反映了弱冬季风的情况。热源分布基本与冬季同期相关的形势一致(当然符号相反)。值得注意的是,南海地区的热源在冬季和春季的分布有很大差别。在冬季,它与周围的热源距平同号;而到春季之后发生了变化,它与周围热源反号。从夏季的耦合分布来看,弱冬季年后后期南海夏季风区的 Q_1 、 Q_2 减小。南海热源为负,而中南半岛为正。我们在合成分析中已经指出过,这种东西向的热源梯度特征削弱了海陆热力差异,不利于局地热带夏季风的爆发和加强。而暖池区的热源异常则不然,它从冬季至夏季基本维持不变,加剧了后期东亚大陆上的海陆温差,所以弱冬季风年后后期东亚夏季风加强,热源增加(见图12的 Q_1 正距平)。强冬季年的情形则相反。

以上SVD分析结果与上一节合成分析的结论是完全一致的。这说明,合成分析是有一定代表性的,也是可信的。

5 结论

用合成和SVD分析方法对冬季风异常对南海地区的风场的影响进行了研究,并通过海温及大气热状态改变的分析,探讨了这种相互联系的可能机制。

(1) 冬季风异常对流场的影响可以从冬季持续至以后两个季节。在强冬季风年,南海夏季风爆发偏早、偏强且突发性非常显著;在弱冬季风年,南海夏季风爆发偏晚且强度较弱。长江流域的情况则与此相反,强冬季风时,该地区夏季对流偏弱,降水减少;弱冬季风时,则相反。南海地区夏季风的异常特征与海温及该地区大气热状况的变化有关。

(2) 强、弱冬季风所对应的同期及后期的海温截然不同。在强冬季风年,海温场上呈现La Niña型的异常分布,它一直持续至以后两个季节。而在亚洲大陆近海及南海地区,则维持较强的负距平,海水温度明显偏低,强度以春季为最强。它所形成的南海及邻近地区海陆之间的温度梯度有利于夏季风的早爆发和加强;而在弱季风年,则完全相反。

(3) 与异常冬季风相关联的大气的热状态同样具有季节的持续性。这种异常一方面与海温异常相联系,另一方面也是由冬季风异常直接造成的。春、夏季季风区中大气热状态的改变,影响了夏季风特别是南海夏季风爆发的早晚及其强度的变化。由冬季风异常引起的热源变化可能也是环流隔季相关的重要纽带之一。

(4) 从以上分析看,海洋及大气的热状态对冬夏季环流之间的联系起了重要的作用。但是,春季的热状态与后期环流比起同期来具有更大的相关。这说明在研究冬季风

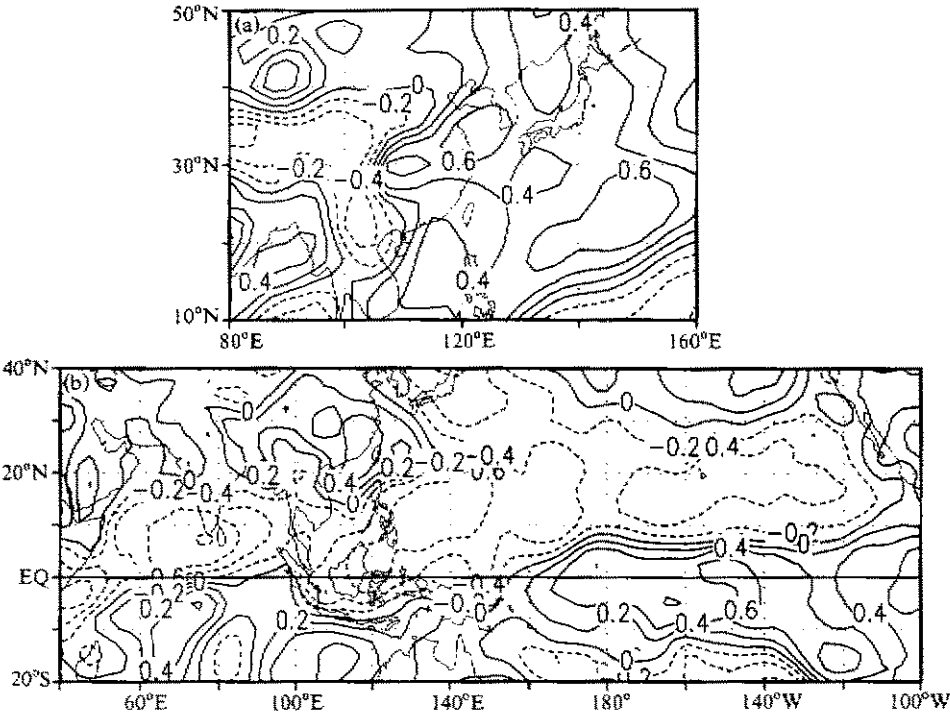


图 11 冬季风 V_1 (a) 与后期春季热源 Q_1 (b) 的最佳耦合关系

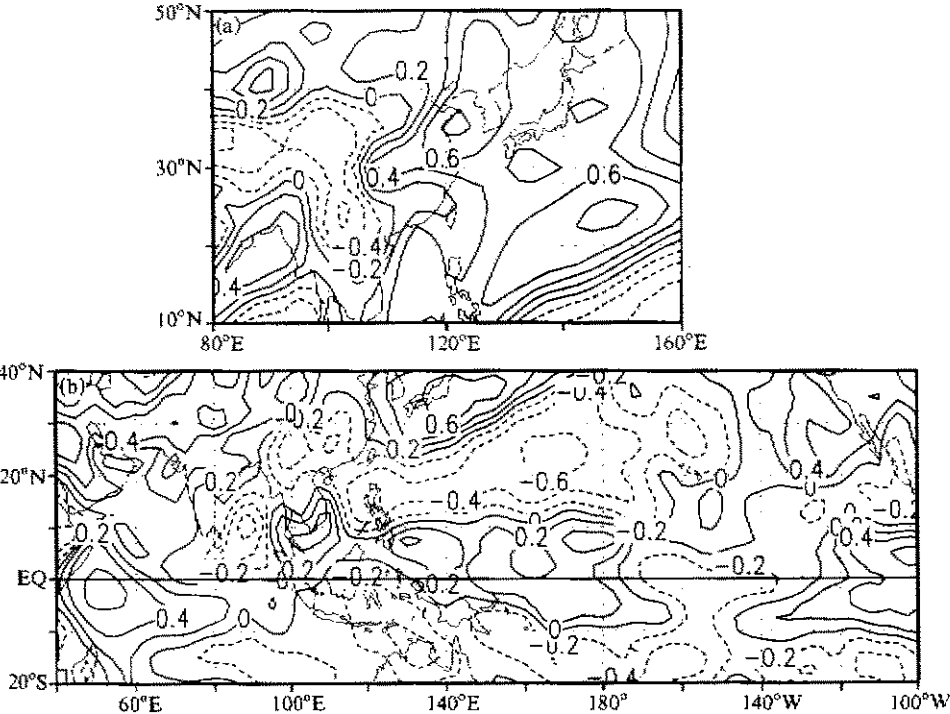


图 12 冬季风 V_1 (a) 与后期夏季热源 Q_1 (b) 的最佳耦合关系

对后期大气的影响时, 首先要注意它的持续影响在春季大气及环流中的反应。这可能也是环流隔季相关的一个重要环节。

参 考 文 献

- 1 何金海, 罗京佳, 南海季风爆发和亚洲夏季风推进特征及其形成机制的探讨, 亚洲季风研究的新进展——中日亚洲季风机制合作研究论文集, 北京: 气象出版社, 1996, 74~80.
- 2 丁一汇, 李崇银, 南海季风爆发和演变及其与海洋的相互作用, 北京: 气象出版社, 1999.
- 3 孙淑清, 陈 隽, 冬季风异常与环流的隔季相关, 亚洲季风研究的新进展——中日亚洲季风机制合作研究论文集, 北京: 气象出版社, 1996, 99~107.
- 4 陈 隽, 孙淑清, 东亚冬季风异常与全球大气环流变化 I. 强弱冬季风影响的对比研究, 大气科学, 1999, 23(1), 101~111.
- 5 孙淑清, 孙柏民, 东亚冬季风环流异常与中国江淮流域夏季旱涝天气的关系, 气象学报, 1995, 53, 438~450.
- 6 谢 安, 刘 霞, 叶 谦, 南海夏季风爆发的气候特征, 亚洲季风研究的新进展——中日亚洲季风机制合作研究论文集, 北京: 气象出版社, 1996, 132~142.
- 7 于慎余, 周发秀, 傅 刚, 王东晓, 南海表层水温低频振荡的基本特征, 海洋与湖沼, 1994, 25(5), 546~551.
- 8 孙柏民, 孙淑清, 海温在东亚冬季风影响江淮流域旱涝中的作用, 灾害性气候的过程及诊断, 北京: 气象出版社, 1996, 46~53.
- 9 周发秀, 于慎余, 傅 刚, 王东晓, 南海经向风的年际振荡及其对海温的影响, 第三届东亚及西太平洋气象与气候研讨会——南海季风实验科学规划会议, 1996, 361~362.
- 10 Yanai, M., S. Esbensen and J. H. Chu, Determination of bulk properties of tropical cloud clusters from large-scale heat and moisture budgets, *J. Atmos. Sci.*, 1973, 30, 611~627.
- 11 Wallace, J. M. et al., Singular value decomposition of wintertime sea surface temperature and 500-mb height anomalies, *Journal of Climate*, 1992, 5, 561~576.

The Variations of Wind and Thermodynamics Fields in the South China Sea in Summer during the Anomaly Winter Monsoon

Sun Shuqing and Chen Juan

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract The influence of the anomalous winter monsoon in the eastern Asia on the South China Sea (SCS) summer monsoon is studied. Based on the investigation of the variations of SST and heat sources of atmosphere, the possible mechanism of the linkage between the winter and summer monsoon is also discussed. The main results are as follows: the influence of anomalous winter monsoon on the wind field in SCS region may persist from winter to summer. In the strong winter monsoon years, the strength of SCS summer monsoon will be stronger. And its onset will be earlier and on a more abrupt manner. In the weak years, the reverse holds. While in the Yangtze River Valley, following a strong winter monsoon, the convection in summer will be less active, and the precipitation, decrease. This kind of connection between the winter and summer monsoon may result from the variation of SST and heat

sources in the atmosphere especially around the SCS region in spring and summer. The signs of SSTA distributions are largely contrary between strong and weak winter monsoon both in winter and coming seasons. For the strong winter monsoon cases, a La Niña type pattern appears in the tropical area. However, in the SCS and coastal area of Asia, it maintains a region of negative SSTA from winter to summer, reaching its maximum in spring around SCS region. The strong land-sea thermal contrast is favorable to the onset and strengthening of SCS summer monsoon. The reverse can be found for the weak winter monsoon cases. The anomaly of the heat sources of atmosphere is also clear from winter to summer associated with the anomalous winter monsoon. The distribution of the heat sources in summer for the strong winter monsoon cases is conducive for the strengthening of SCS summer monsoon.

Key words: South China Sea summer monsoon; sea surface temperature anomaly; heat sources in atmosphere