

海温异常对热带内外环流相互作用影响的对比分析

孙柏民 孙淑清

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

摘 要 运用 ECMWF 的风场和高度场及 TBB 资料, 用相关方法对比分析了热带太平洋海温分布东冷西暖 (1984~1985 年冬季) 和东暖西冷 (1982~1983 年冬季) 两种不同背景下, 热带西太平洋对流活动与中高纬环流在季内时间尺度下相互作用的特点。结果表明, 不同的海温分布其对应的大尺度环流场包括 Hadley 和 Walker 环流的位置及强弱均有较大的差别。冬季热带西太平洋对流活动与热带外大气的季内相互作用过程也有明显差异。

关键词 海温异常 对流活动 热带内外相互作用

1 引言

在过去的几十年中, 人们对热带内外大气环流的相互关系进行了很多研究。Horel 和 Wallace^[1]及 Lau 和 Boyle^[2]的诊断分析表明在年际时间尺度下, 中高纬大气环流的异常主要是由于与南方涛动相关的热带加热场强迫所致。Blackman 等^[3]和 Geisler 等^[4]的数值试验证明了热带海洋特定区域海表温度异常能引起与上述观察一致的热带外大气环流的响应。Hoskins 和 Karoly^[5]根据二维球面上的 Rossby 波能量频散原理, 从理论上支持了上述观察研究和数值试验的结论。但 Simmons 等^[6]认为纬向非对称气候平均流的正压不稳定也能引起中纬大气的异常。李志锦和纪立人^[7]提出至少部分实际大气遥相关型可以不依赖于异常外源的强迫, 而仅依赖于大气内部的正压过程建立起来。

对于季内时间尺度下热带加热场对大气环流的强迫效应至今还不是很清楚。自 70 年代初 Madden 和 Julian^[8]首先发现热带对流存在着占优势的 30~60 天东传的低频振荡 (MJO) 以来, 许多研究工作都揭示了 MJO 与全球环流有关系。Liebmann 和 Hartmann^[9]、Liebmann^[10]以及 Kiladis 和 Weickmann^[11]的统计研究都揭示了在较高频带上热带对流与中高纬度环流存在着相互作用的关系, 并指出在气候平均的热带高空西风带中, 中纬度扰动与热带对流可以通过波列的形式相互作用; 而在热带东风带中, 这种相互作用不明显。他们的统计结论与 Charney^[12]和 Webster^[13]等的理论和模式研究非常一致。我国学者对热带内外大气环流的相互作用也有了研究。李崇银^[14]认为东亚寒潮的频繁活动能够引起热带西太平洋信风减弱, 进而导致 El Niño 的发生。看来热带内外大气环流季内相互作用及对全球气候影响的研究已成为大气和海洋科学中一个重要的课题。

1995-08-11 收到, 1997-01-27 收到修改稿

文献[9~11]对热带内外季内相互作用的研究是基于多年资料的一种气候性的结果。然而,由于大气环流,包括热带地区高空纬向风和下垫面热状况(如海表温度)存在着明显的年际变化。那么,热带内外大气环流季内相互作用有没有年际变化呢?或者说,热带内外季内相互作用与大尺度背景场,特别是热带地区的加热场有着什么样的关系呢?本文的重点是想了解在不同的冬季热带太平洋海表温度下,热带西太平洋的对流活动与热带外大气在季内时间尺度下相互作用的特点。

2 资料及处理方法

本工作主要运用欧洲中期天气预报中心(ECMWF)的风场(200和850 hPa)及高度场(500 hPa)以及日本气象研究所的TBB(Temperature of Black Body at Cloud Top)资料。ECMWF资料的格点为 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 。TBB资料的范围为 $60^{\circ}\text{N} \sim 60^{\circ}\text{S}$, $80^{\circ}\text{E} \sim 160^{\circ}\text{W}$,格点为 $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ 。TBB值的大小表示云顶温度的高低,因此TBB资料可以表征热带地区对流活动的强弱。TBB值越小,表示对流活动越强;TBB值越大,则对流活动越弱。上述资料起止时间为1980~1989年,共9个冬季。每个冬季共120天(11月15日~3月14日)。对这120天的时间序列进行不重叠的5天平均,然后依照Nitta Ts.^[15]的做法,从每个5天平均中去掉年际变化及季节循环,留下来的就是季节内成分。这样共得 9×24 个候。作者根据冬季热带太平洋海表温度分布及大尺度环流场的特点,从1980~1989年9个冬季中选两个有代表性的个例1984~1985年及1982~1983年冬季来讨论热带对流与热带外大气环流季内相互作用的年际特点。

3 大尺度环流场

众所周知,1982~1983年是80年代一次著名的El Niño事件。自1982年春夏开始,赤道中东太平洋就出现正海温距平。从这年冬至1983年春,中东太平洋的海温距平一直高于 2°C ,而赤道西太平洋却为负海温距平控制。所以,1982~1983年赤道太平洋分布可视为东暖西冷。而1984~1985年冬季,小于 -0.5°C 的海温距平占据了整个赤道中东太平洋,此时西太平洋却基本上为暖海水区。所以,1984~1985年海温分布为东冷西暖。因此,这两个冬季热带太平洋海温分布呈相反的结构。热带海洋中这种相反的热源分布必然会反映到大尺度环流场上。

图1是冬季(12~2月)200 hPa速度势场($\chi > 0$ 表示辐散, $\chi < 0$ 表示辐合)。由图1a可见,1984~1985年热带西太平洋上空为一强大的辐散场,极大值中心位于 5°S , 140°E 附近,中纬的欧亚大陆及北大西洋上空却是一片负值。这说明1984~1985年东亚太平洋地区热力Hadley环流非常强盛。同时,赤道西太平洋上升中东太平洋下沉的Walker环流也非常强盛(图1的粗线表示环流的高空支)。图1b是1982~1983年200 hPa的 χ 场。该年极大值中心位于热带东南太平洋(12°S , 150°W)附近,极小值中心位于西北太平洋。所以,1982~1983年东亚太平洋地区的Hadley环流减弱东移到了中东太平洋;而且由图1b可见,热带地区是一个东南太平洋上升西太平洋下沉的反Walker环流。该两个冬季低层(850 hPa)的 χ 场分布与它们200 hPa的基本一致,只

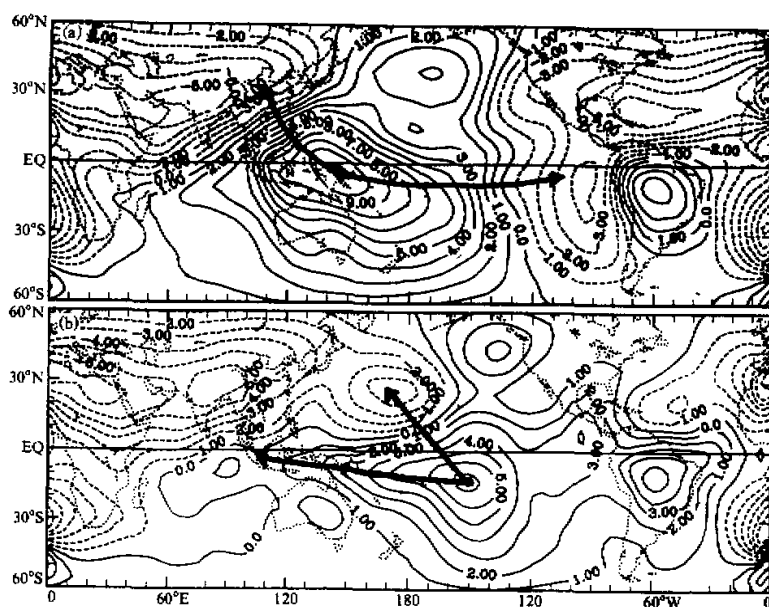


图1 冬季(12~2月)200 hPa速度势 χ 场($10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)
(a) 1984~1985年; (b) 1982~1983年

是符号相反。但热带地区低层辐合中心一般位于高层辐散中心的东南。可见, 热带地区环流的斜压结构随高度向西北倾斜。

下面我们利用 TBB 资料来更直接地对比上述两个冬季热带地区的对流活动状况。图 2a 是 9 个冬季(1980~1989 年)平均的 TBB 分布。近赤道地区, 自印度洋至中太平洋的南纬 5° 线是 TBB 小值带(小于 275 K), 这就是通常所说的冬季热带辐合带(ITCZ)。大于 285 K 的 TBB 控制了南北半球的副热带太平洋, 这是冬季太平洋副热带高压所在。所以气候平均的 TBB 分布基本上能反映大尺度环流特征。图 2b 是 1984~1985 年冬季的距平分布。热带西太平洋是一个负值区, 菲律宾以东及 160°E 的赤道太平洋是两个负值中心(小于 -2.5 K), 而 170°E 以东的赤道太平洋却是正距平区。所以, 1984~1985 年冬季热带西太平洋对流活跃, 中东太平洋对流偏弱。1982~1983 年冬季的情况刚好相反(图 2c), 热带西太平洋为 TBB 正距平控制, 极大值中心超过 12.5 K , 赤道中东太平洋是一片负距平区。所以, 该年的强对流区位于热带中东太平洋。

图 3a 是 9 个冬季平均(1980~1989 年)的 200 hPa 纬向风场。很明显, 东半球赤道地区为东风控制, 其中心分别位于赤道西太平洋及南非上空, 南美的亚马逊河上空也是一个东风区。北半球中纬是西风带, 三个急流中心分别位于北大西洋下游、东亚和日本及北美下游。图 3b 是 1984~1985 年冬季纬向风距平。北印度洋及西太平洋上空的纬向风距平为零或负, 表示弱东风异常控制该地区, 而东太平洋上空却为大于 4 m/s 的西风距平控制。中纬度纬向风分布与低纬度恰好相反。西风异常控制了欧亚大陆至日

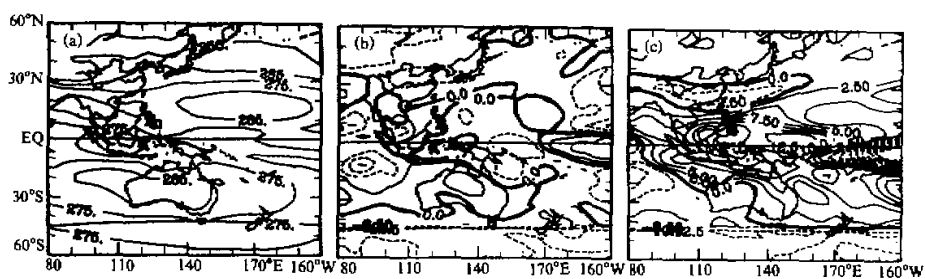


图2 (a) 9个冬季年(1980~1989年)平均TBB分布(K); (b) 1984~1985年距平;
(c) 1982~1983年距平

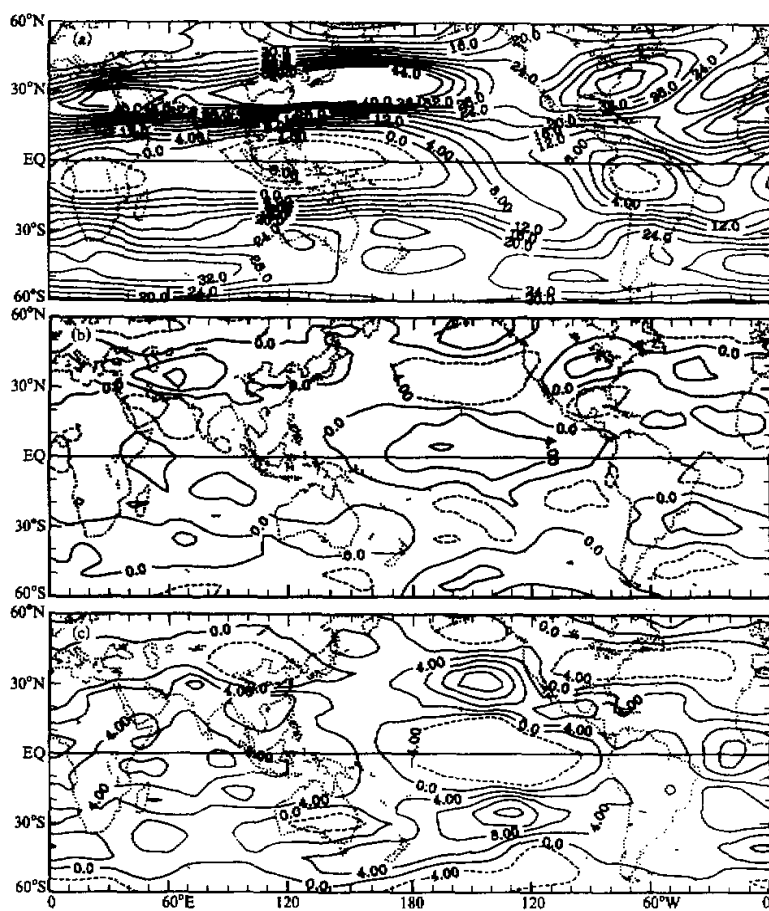


图3 (a) 9个冬季年(1980~1989年)平均200 hPa 纬向风分布(m/s);
(b) 1984~1985年距平, (c) 1982~1983年距平

本上空, 而中东太平洋上空却是大于 4 m/s 的东风异常。1982~1983 年冬季的纬向风异常形势(图 3c)与 1984~1985 年的非常一致, 但符号相反。例如热带西太平洋至印度洋上空为大于 4 m/s 的西风距平, 而赤道中东太平洋上空却是东风异常。

对照图 2 及图 3 不难发现, 冬季低纬强对流区上空为东风异常控制(如 1984~1985 年的热带西太平洋及 1982~1983 年的热带中东太平洋), 而对流活动弱的区域其高空往往西风异常(如 1982~1983 年的热带西太平洋及 1984~1985 年的热带中东太平洋)。文献[10]的统计分析表明冬季低纬地区的强对流活动发生在高空东风带, 而西风带中的对流活动往往减弱。本文两个个例的资料也得到了类似的结论, 但却是从距平场资料中所得。

至此, 对 1984~1985 年及 1982~1983 年冬季的大尺度环流总结如下: 1984~1985 年冬季热带太平洋海温分布为东冷西暖型, 高空辐散中心盘踞在赤道西太平洋上空, 东亚局地 Hadley 环流及赤道太平洋 Walker 环流加强, 对流活跃的西太平洋高空为弱东风异常控制; 而 1982~1983 年的海温分布为东暖西冷型, 高空辐散中心移至东南太平洋, 东亚 Hadley 环流及热带太平洋的 Walker 环流减弱, 对流偏弱的热带西太平洋上空为西风异常。以上两个冬季中纬度西风带环流也有明显的差别。如 1984~1985 年东亚太平洋中纬度的急流轴移向东亚大陆, 而 1982~1983 年却移到了中东太平洋。

4 热带内外大气环流季内相互作用

东亚冬季风是全球大气环流的一个重要组成部分。它控制东亚大陆及临近海域达半年之久, 冬季风最明显的地区是中国东岸、西北太平洋、南海、马来西亚和印度尼西亚一带。东亚冬季风的活动往往能激起低纬加里曼丹岛及马来西亚半岛等热带西太平洋区域的对流活动, 加强那里的降水。所以, 东亚冬季风区域低纬度与中高纬度环流的相互作用已为大家所重视。鉴于此, 以下主要对比讨论在热带太平洋海温分布为东冷西暖(1984~1985 年冬季)和东暖西冷(1982~1983 年冬季)两种不同背景下, 热带西太平洋对流活动与热带外大气环流在季内时间尺度下相互作用的特点。

首先从热带西太平洋对流活动出发来考察东亚冬季风区域中低纬环流的相互作用。本文旨在通过 TBB 与风场的相关关系来揭示对流活动与环流的季节内联系。这里作者主要分析 TBB 异常小, 对流异常强时环流的响应情况; TBB 异常大时, 环流的响应形势就不言而喻了。在低纬地区截取一 BOX ($3\sim 12^\circ\text{N}$, $125\sim 161^\circ\text{E}$) 代表热带西太平洋的对流活动。在分析 TBB 异常小时风场的响应时, 为了达到直观的效果, 我们把 TBB 与 U 或 V 的相关关系定义为一种矢量, 即如 TBB 与纬向风为负(正)相关, 则由从西(东)到东(西)的矢量表示; TBB 与经向风为负(正)相关, 则由从南(北)到北(南)的矢量表示。并规定矢量的大小与相关系数成正比。例如, 图 4b 格点上从西到东的矢量表示 BOX 区域 TBB 异常小时, 此格点上有显著的西风异常; 从南到北的矢量表示 BOX 区域对流异常强时, 此格点上有显著的北风异常。为使图像清晰起见, 只把 TBB 与 U 或 V 的相关系数绝对值大于 0.42 (超过 0.05 的显著水平) 格点上的矢量标出来。

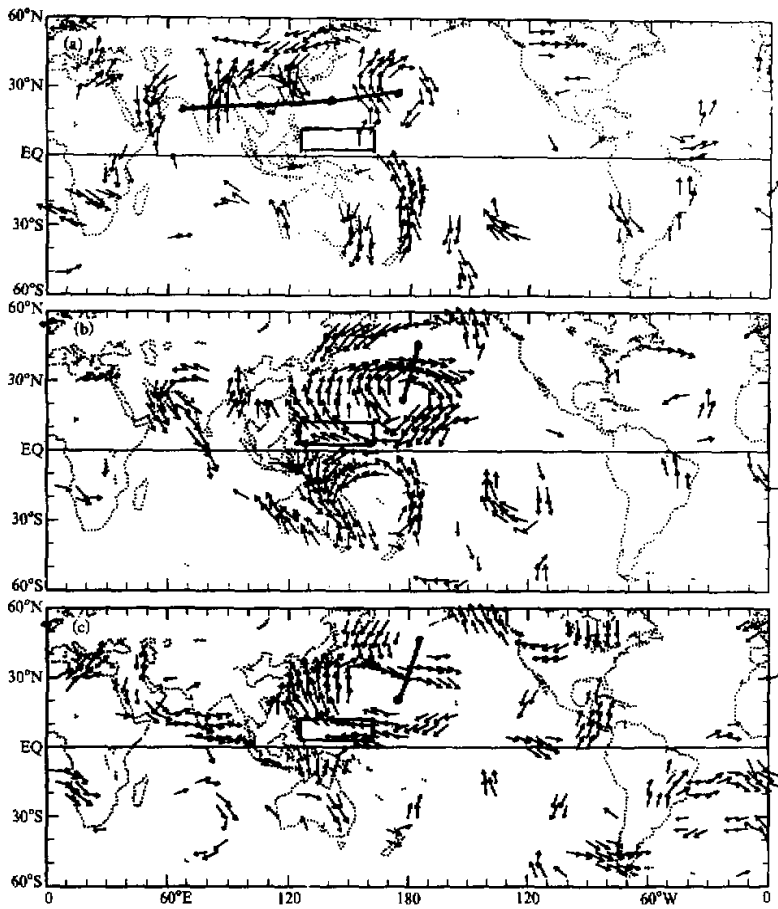


图 4 1984~1985 年冬季 BOX ($3^{\circ}\sim 12^{\circ}\text{N}$, $125^{\circ}\sim 161^{\circ}\text{E}$) 平均的 TBB 与 200 hPa 风场的 5 天平均的相关场
(a) TBB 落后风场 5 天 (DAY-5); (b) TBB 与风场同时相关 (DAY 0);
(c) TBB 超前风场 5 天 (DAY+5)

4.1 1984~1985 年冬季的热带内外环流的相互作用

用矢量代表相关系数, 矢量的长度正比于相关系数的大小, 方向表示相关系数的符号。图中标出的矢量异常对应于 TBB 异常小即对流异常强时。只有那些相关系数大于等于 0.42 格点上的矢量被标出来。

图 4 是 1984~1985 年冬季热带西太平洋 BOX 平均的 TBB 与 200 hPa 风场 5 天平均的相关图。图 4a~c 分别是 TBB 落后风场 5 天, 同时和超前 5 天的相关分布。热带西太平洋对流加强前 (图 4a), 在北半球副热带地区, 从印度洋到中太平洋存在着一列由气旋、反气旋构成的波列 (图中粗线所示), 而此时热带地区无显著的风场异常。到 DAY 0, 也就是热带西太平洋对流加强时 (图 4b), 图 4a 中副热带地区的波列结构已

不再明显了, 200 hPa 相关图上最显著的特征是在强对流区以东存在着关于赤道对称的一对反气旋。北半球反气旋以北即西北太平洋上有一个气旋环流。北半球这一对反气旋、气旋构成了南北向的偶极子(图中粗线所示)。南半球的中高纬却没有气旋环流出现。从图 4b 还可以明显观察到, 西太平洋对流加强时, 中纬度东亚沿岸的西风急流也加强东扩。从低纬的强对流区沿东亚沿岸到中纬度是一致的偏南气流, 构成了东亚沿岸局地 Hadley 环流向北的高空支。亚洲高纬度还有一支东北气流南下与 Hadley 环流的高空支在中纬度辐合, 汇入到东亚急流。Lau 等^[16]用 1978~1979 年冬季 MONEX 的一日两次风场资料指出, 中纬度西风急流的加速主要是由于 Hadley 环流加强后高层向北的非地转风气流汇入急流所致。本文用的是 5 天平均资料, 所以在图 4b 中难以看出东亚急流与 Hadley 环流高空支在时间上的先后关系。西太平洋对流加强时(图 4b), 在对流区及以东的热带太平洋出现了东风响应。对流区上空是一个辐散区, 它主要是由对流区向南北半球中纬度的经向风辐散所致。在 BOX 区域对流加强后(图 4c), 南半球的反气旋环流已基本消失, 北半球的偶极子依然存在。值得注意的是, 此时在急流下游的北美西海岸出现了反气旋环流, 北半球赤道东太平洋(冬季热带东太平洋 ITCZ 所在)上空也出现一个显著的气旋性扰动, 并在 120°W 处出现了向南半球的跨赤道气流。另外, 南大西洋也出现了显著的气旋性扰动及偏西风异常。纪立人等^[17]曾用数值试验的方法研究了季节尺度情况下强冬季风年热带地区环流特征, 这时赤道东太平洋地区低层为偏东信风加强, 及与之相应的高层为赤道西风加强。本文不仅证实了这个现象, 而且还指出了这种风场的变化是与寒潮引起的低纬对流活动有关联。

图 4 的相关演变表明热带西太平洋对流加强时, 东亚局地 Hadley 环流增强, 同时东亚急流也加强东扩, 最后导致北美等下游地区槽脊发展, 热带东太平洋 ITCZ 上的扰动及南北半球相互作用也得到加强。

图 5 是 1984~1985 年冬季 BOX 区域对流活动与低层 850 hPa 风场的相关演变过程。西太平洋对流加强前(图 5a), 顺东亚沿岸从日本海到我国东海、南海是一致的偏北气流。这就是东亚冬季风期间的高纬度寒潮活动及与之相联系的具有重力波特征的冷涌大风^[18]。它常常能加强低纬海洋性大陆的对流活动及降水。所以, 西太平洋对流加强前, 东亚沿岸低层已有显著的冷空气从中纬南下, 但此时 200 hPa(图 4a)还没有明显的反映, 只是在中纬度亚洲大陆地区已出现气流的辐合, 这对应着低层的冷高压活动。到对流加强时(图 4b), 东亚沿岸高空才出现 Hadley 环流的回流支。Lau 等^[16]也发现南海冷涌期间东亚沿岸局地 Hadley 环流高空支的最大加强的发生滞后于地面最强冷涌风速的出现。仔细分析图 5a, 可以看到西太平洋对流加强前, 中国大陆基本上被一个反气旋环流控制, 这个反气旋实际上就是冬季大陆冷高压; 而西北太平洋上却是一个气旋性环流。所以, 热带西太平洋对流加强前, 东亚太平洋地区低层已出现了强冬季风环流形势。同时相关图(图 5b)上, 在强对流区出现了一个气旋环流, 对流区以南有西风异常。在中高纬度, 一个强大的气旋性环流控制了阿留申地区。东亚沿岸的偏北气流与图 5a 的相比稍往东移动。这种偏北风在形式上的东移, 实际上反映了东亚冬季风活动的特征。在东亚大陆沿岸地区, 由于青藏高原的存在导致了一种快速重力波(冷涌)的生成。因此在热带西太平洋对流加强前, 中国东海、南海地区已有强偏北气流(冷涌); 热带西太平洋对流加强时, 才是东亚冬季风主力的影响。对流加强后

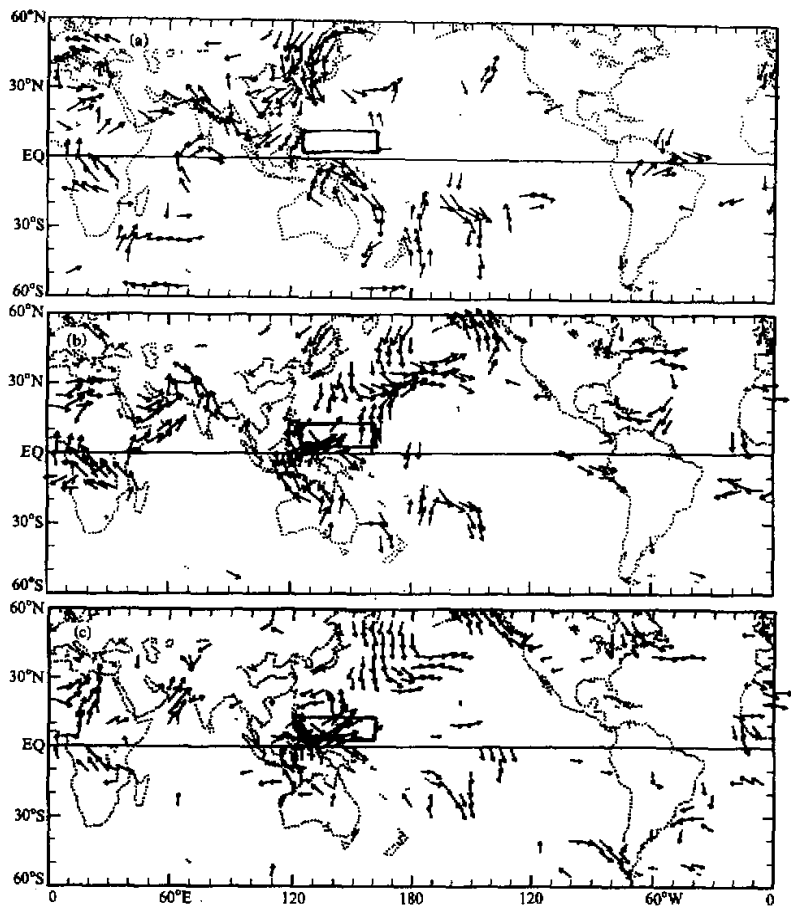


图 5 同图 4, 但为 850 hPa 风场的相关图

(图 5c), 北美西海岸及北大西洋西岸有反气旋及气旋发展, 但东太平洋上却没有出现类似于图 4c 中达到信度以上的扰动, 这可能与热带东太平洋 ITCZ 上低层风场受干扰因素较多有关。

从热带西太平洋对流活动与低层风场的相关演变可以得到这样的结论: 西太平洋对流加强前, 东亚沿岸已出现了强冷空气活动, 或者说, 东亚冬季风的南侵是造成低纬对流加强的重要因素。另外, 由于低纬对流加强而造成的东亚急流的加强又有利于热带西太平洋对流的加强与维持。

为了更清楚地揭示 1984~1985 年冬季热带西太平洋对流活动与热带外环流在季内时间尺度下相互作用的特点, 我们还分析了 TBB 与 500 hPa 高度场的相关情况 (图 6 中阴影为大于或等于 0.05 信度的相关区域)。热带西太平洋对流加强前 (图 6a), 高度场的相关形势与 200 hPa 风场的非常一致。从印度洋到西太平洋的副热带地区是一个正负间隔的波列状结构。令人注意的是, 在气候平均的中纬度东亚大槽区, 是一个超过

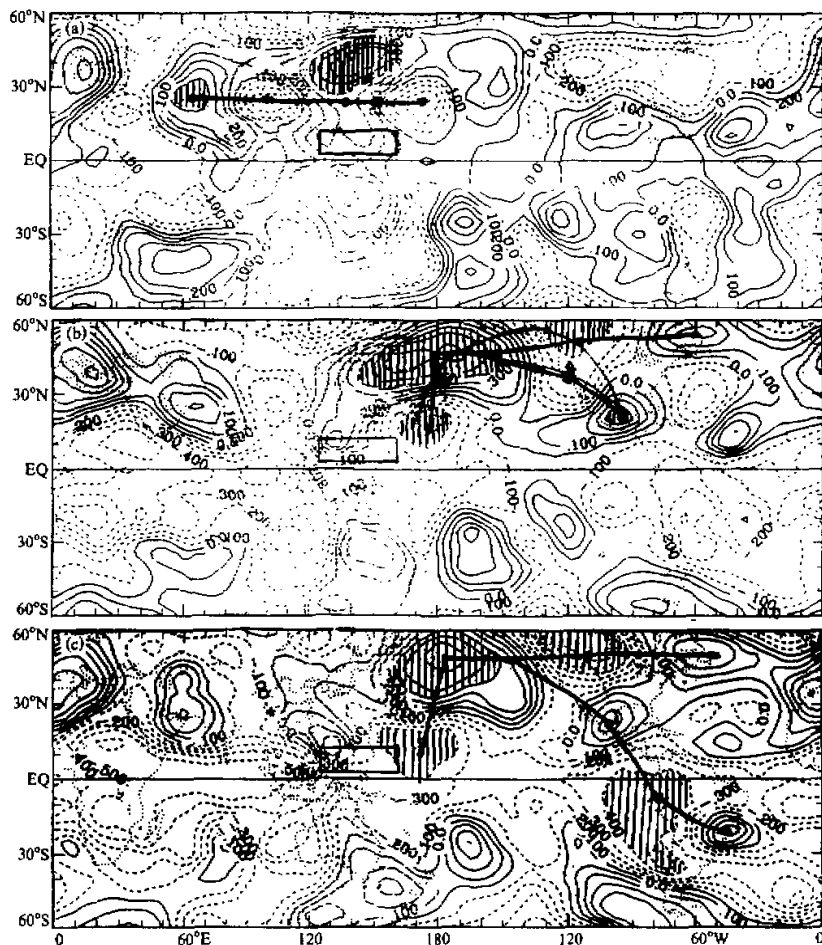


图6 同图4, 但为 500 hPa 位势高度场的相关图
等值线间隔为 0.1, 阴影区为达到或超过 0.05 显著水平的区域

0.05 信度以上的正相关区, 且一直向南延伸到热带西太平洋。这充分表明了热带西太平洋对流加强前, 东亚大槽加强且南伸。东亚大槽的这种活动非常有利于中高纬冷空气向南爆发, 它很好地解释了图 5a 中东亚沿岸低层北风的出现。对流加强时 (图 6b), BOX 东面的西北太平洋上也出现了如图 4b 中南北向的偶极子结构。从图 6b 还可见, 在东亚急流下游的北美西北部和东南部也已分别出现了达到信度的负、正相关区。所以, 图 6b 清楚地显示了热带西太平洋对流加强时, 在北太平洋及北美地区出现了反 PNA 型波列结构。对流加强 5 天后 (图 6c), 西太平洋偶极子达到信度的范围比同时相关 (图 6b) 时扩大, 北美西北部达到信度的范围也明显扩大。所以, 热带西太平洋对流加强后, 太平洋北美地区的反 PNA 波列得到了加强, 同时在热带东南太平洋也出

现了显著信度的负相关。

综合 1984~1985 年热带西太平洋对流活动与环流的相关演变过程, 得到如下结论: 东亚沿岸冷空气的向南爆发, 加强了低纬热带西太平洋的对流活动, 从而使得东亚沿岸的 Hadley 环流加强, 中纬西风急流也加强东扩, 并在太平洋北美地区产生反 PNA 型波列, 东太平洋 ITCZ 上的扰动及南北半球的相互作用也得到了加强。

4.2 1982~1983 年冬季热带内外大气环流的相互作用

所选的热带西太平洋上特定小区域的位置与 1984~1985 年冬季的一样, 位于 ($3\sim 12^{\circ}\text{N}$, $125\sim 161^{\circ}\text{E}$)。图 7 是 1982~1983 年冬季 BOX 平均的对流活动与 200 hPa 风场的相关情况。热带西太平洋对流加强前 (图 7a), 达到信度以上的矢量在全球范围内分布较零乱, 但我们注意到在北欧的中高纬度有一个反气旋的扰动, 乌拉尔山以东有一个气旋性环流, 在 BOX 的东北, 即我国的东南沿海出现东风异常。如前面所言, 我们只

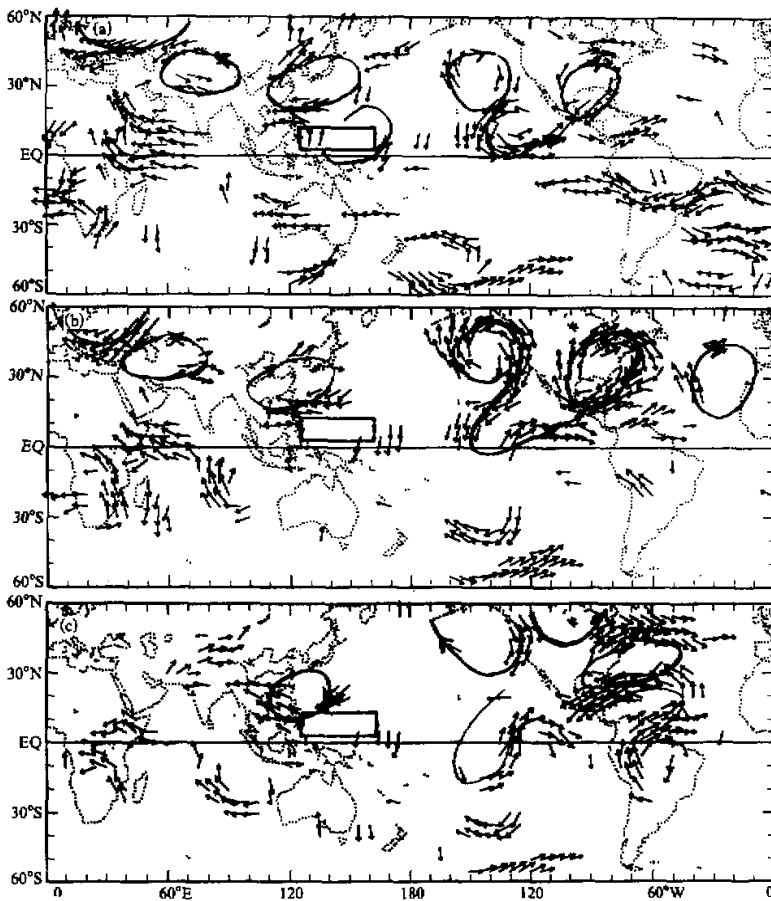


图 7 同图 4, 但为 1982~1983 年冬季

图中实线箭头围成的圆圈是在所有格点的矢量都被标出来的相关图 (图略) 基础上绘成的

是把相关系数达到 0.05 信度的矢量标出来,故上述区域的矢量未构成闭合环流是可以理解的。但为了更好地了解整个波列的结构,我们用闭合实线绘出各个环流部分。可见,在热带西太平洋对流加强前,欧亚中高纬至热带西太平洋存在着一个反气旋、气旋间隔组成的波列(后面的讨论也会证明这个波列的存在)。同时在东北太平洋及北美东南也出现了反气旋环流。在西太平洋对流加强(图 7c)时,欧亚中高纬至热带西太平洋的波列依然存在。但东北太平洋及北美东南的反气旋环流更加显著了。这两个反气旋环流之间,即北美的北部是一个气旋性环流,由于相关系数较小没有被反映出来。若把东北太平洋,北美西北部及北美东南的环流中心连起来,这是一个典型的 PNA 型遥相关。热带西太平洋对流加强 5 天后(图 7b),欧亚中高纬至热带西太平洋的波列已明显减弱,东北太平洋及北美东南的反气旋环流依然存在。另外,中美洲地区也出现了一个显著的气旋性环流。

从热带西太平洋对流活动与 200 hPa 风场的相关演变初步得到以下结论:欧亚中高纬的扰动通过波列形式传到热带西太平洋,加强那里的对流活动;而在热带西太平洋对流加强后,太平洋北美地区的 PNA 型波列得到了加强。

在热带西太平洋对流活动与 850 hPa 风场的相关图中(图略),中纬度地区达到信度的点极少,东亚冬季风活动区域没有显著冷空气活动的信号。

下面是对流活动与 500 hPa 高度场的相关演变。热带西太平洋对流加强前(图 8a),北欧中高纬是负相关区,相关中心位于(55°N, 130°E),其值超过 0.5;乌拉尔山以东是正相关区,中心位于(35°N, 80°E);东亚沿岸又有一个负相关区,中心位于(30°N, 120°E)。BOX 所在的热带西太平洋是超过 0.6 的正相关区。所以,500 hPa 高度相关场上欧亚中高纬到东亚沿岸到热带西太平洋的 4 个显著相关区构成的波列与风场相关图(图 7a)上波列的地理位置非常一致,而且每个环流的性质也一样。

图 8a 的负相关(对流强时为正高度异常)对应图 7a 中的反气旋环流;图 8a 中的正相关(对流强时为负高度异常)对应图 7a 中的气旋环流。热带西太平洋对流加强前,太平洋及北美地区已存在一个 PNA 型的波列;北大西洋上也存在着一个南北向的遥相关(NAO)(图中粗线所示)。在同时相关图(图 8b),即热带西太平洋对流活跃时,欧亚中高纬的波列依然存在。但东北太平洋及北美东南二个负相关区超过信度的范围比图 8a 时明显扩大,这与 200 hPa 风场的反应非常一致(见图 7b)。北大西洋北部的正相关区也扩大了。所以热带西太平洋对流的加强,有利于东亚急流下游 PNA 等扰动的发展。在热带西太平洋对流加强 5 天后(图 8c),从达到相关信度的范围看,欧亚中高纬到热带西太平洋的波列已明显减弱,但 PNA 及 NAO 各部分的相关范围比图 8b 上的扩大了。值得注意的一个现象是,无论在对流与风场或与高度场的相关图上,北美西北部的反气旋性环流都没有达到 0.05 的信度。

总之,热带西太平洋对流活动与 200 hPa 风场(图 7)和 500 hPa 高度场的相关演变基本上一致。即对于 1982~1983 年冬季,欧亚中高纬的扰动通过波列形式传到热带西太平洋,加强那里的对流活动。而在热带西太平洋对流加强后,太平洋北美地区的 PNA 型波列及北大西洋上的南北遥相关(NAO)也得到加强。但在东亚冬季风活动区域却没有显著的冷空气活动信号。

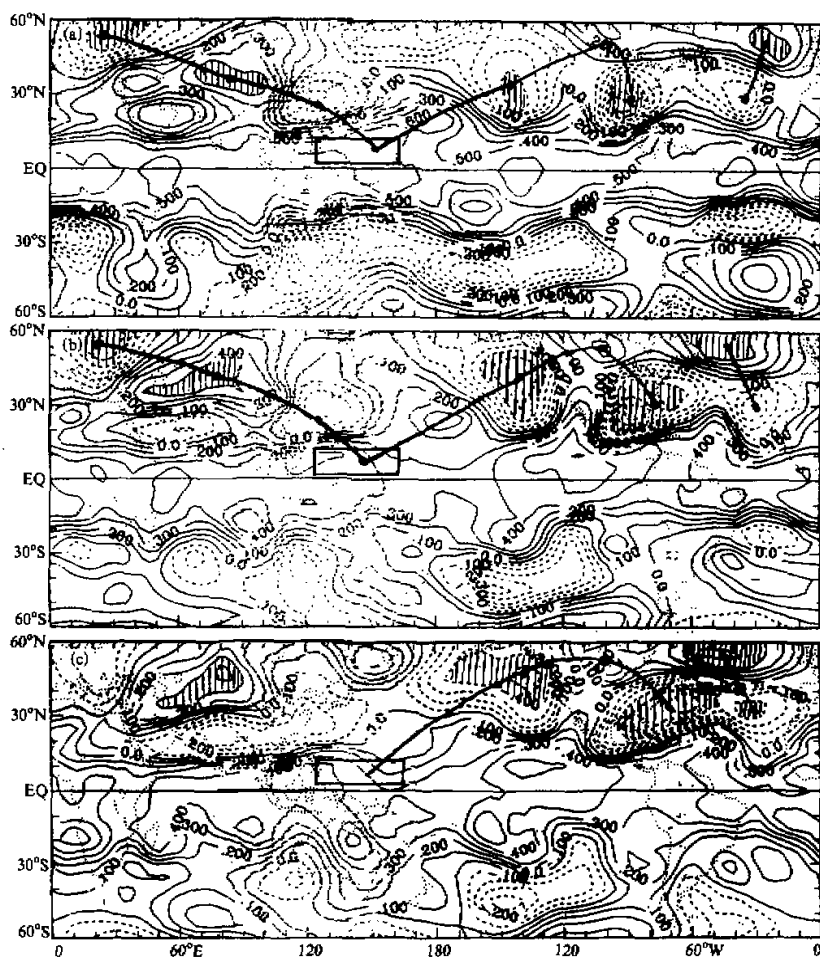


图 8 同图 6, 但为 1982~1983 年冬季

5 结论与讨论

本文运用欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 的风场和高度场及日本气象研究所的 TBB 资料, 用相关方法对比分析了热带太平洋海温分布东冷西暖 (1984~1985 年冬季) 和东暖西冷 (1982~1983 年冬季) 两种不同背景下, 热带西太平洋对流活动与中高纬环流在季内时间尺度下相互作用的特点。主要结论如下:

(1) 1984~1985 年及 1982~1983 年冬季的大尺度环流形势明显不同, 1984~1985 年冬季, 热带太平洋海温分布为东冷西暖, 高空辐散中心位于赤道西太平洋上空, 东亚局地 Hadley 环流及赤道太平洋 Walker 环流较强, 对流活跃的西太平洋上空为弱东风

异常控制; 而 1982~1983 年冬季的海温分布为东暖西冷, 高空辐散中心移至东南太平洋, 东亚 Hadley 环流及热带太平洋的 Walker 环流较弱, 对流活动很弱的热带西太平洋上空西风异常; 以上两年中纬度西风带环流也有明显的差别。

(2) 1984~1985 年冬季热带西太平洋对流活动与热带外大气环流的季内相互作用过程为东亚沿岸冷空气的向南爆发, 加强了低纬热带西太平洋的对流活动, 从而使得东亚沿岸的 Hadley 环流加强, 中纬西风急流也加强东扩, 并在太平洋北美地区产生反 PNA 型波列, 东太平洋 ITCZ 上的扰动及南北半球的相互作用也得到了加强。

(3) 1982~1983 年期间热带西太平洋对流活动与热带外大气环流的季内相互作用过程如下: 欧亚中高纬地区的扰动通过波列形式传到热带西太平洋, 加强那里的对流活动。而在热带西太平洋对流加强后, 太平洋北美地区的 PNA 型遥相关及北大西洋上的南北向遥相关 (NAO) 也得到加强; 但在东亚冬季风活动区域却没有显著的强冷空气活动信号。

从本文分析可见, 热带内外季内相互作用与热带太平洋的海温分布和大尺度环流场的结构等气候背景场有密切的关系, 不同的背景场下热带内外大气环流季内相互作用的形式截然不同。另外, 从上述两个个例也可见, 亚洲冬季风在热带内外大气环流的相互作用及全球环流的变化中起着十分重要的作用。上述结论主要是基于相关诊断, 对于热带内外大气环流季内相互作用以及这种相互作用与大尺度背景场 (时间和空间上) 关系的动力学机制仍有待于深入探讨。

致谢: 在本文的完成过程中, 第一作者与纪立人先生进行了多次讨论, 受益匪浅; 审稿同志的意见和建议对本文的改进起了很大作用, 在此一并深表感谢!

参 考 文 献

- 1 Horel, J. D. and J. M. Wallace, 1981, Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the Southern Oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, **109**, 813~829.
- 2 Lau, K. M. and J. S. Boyle, 1987, Tropical and extratropical forcing of the large-scale circulation: a diagnostic study, *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 400~428.
- 3 Blackman, M. L. et al., 1983, A general circulation model and study of January patterns associated with the interannual variation of equatorial Pacific sea surface temperature, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1410~1425.
- 4 Geisler, J. E. et al., 1985, Sensitivity of January climate response to the magnitude and position of equatorial Pacific sea surface temperature anomalies, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1037~1049.
- 5 Hoskins, B. J. and D. J. Karoly, 1981, The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1179~1196.
- 6 Simmons, A. J. et al., 1983, Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.*, **40**, 1363~1392.
- 7 李志锦, 纪立人, 1994, 大气低频变化异常型研究, 中科院大气所博士后出站工作报告.
- 8 Madden, R. and P. Julian, 1972, Description of global scale circulation cells in the tropics with a 40~50 day period, *J. Atmos. Sci.*, **29**, 1109~1123.
- 9 Liebmann, B. and D. L. Hartmann, 1984, An observational study of tropical-midlatitude interaction on intraseasonal time scales during winter, *J. Atmos. Sci.*, **41**, 3333~3350.
- 10 Liebmann, B., 1987, Observed relationships between large scale tropical convection and the tropical circulation on subseasonal time scales during Northern Hemisphere winter, *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2543~2561.
- 11 Kiladis, G. N. and K. M. Weickmann, 1992, Circulation anomalies associated with tropical convection during

- Northern winter, *Mon. Wea. Rev.*, **9**, 1900~1923.
- 12 Charney, J. G., 1969, A further note on large-scale motions in the tropics, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 182~185.
 - 13 Webster, P. J., 1973a, Remote forcing of the time-independent tropical atmosphere, *Mon. Wea. Rev.*, **101**, 58~68.
 - 14 李崇银, 1988, 频繁的强大东亚大槽活动与El Niño的发生, 中国科学 (B辑), 667~674.
 - 15 Nitta, Ts., 1987, Convection activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation, *J. Atmos. Soc. Japan*, **64**, 373~390.
 - 16 Lau, K. M. et al., 1983, Short-term planetary-scale interactions over the tropics and midlatitudes. part II: winter MONEX period, *Mon. Wea. Rev.*, **11**, 1372~1388.
 - 17 Ji Liren and Sun Shuqing, 1995, Observational and model study on interseasonal connection of atmospheric circulation, in: *From Atmospheric Circulation to Global Change*, China Meteorological Press, Beijing, 365~376.
 - 18 Chang, C. P. et al., 1983, Gravitational character of cold surges during winter MONEX, *Mon. Wea. Rev.*, **111**, 273~307.

Influence of SST Anomaly on the Interaction between Tropical and Extratropical Circulations

Sun Bomin and Sun Shuqing

(Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080)

Abstract Using the wind field and geopotential height data from ECMWF and TBB from MRA of Japan, a comparison study with respect to the different distributions of SSTA in tropical Pacific is made on the characteristics of interaction between convective activity in tropical area and the circulation in extratropical region. One of the cases is the winter of 1982~1983 with the SSTA of an El Niño year and another is 1984~1985, by contrast, with negative anomalies of SST at eastern tropical Pacific. The results show that the position and intensity of both the different SSTA distributions and the relative large scale circulation to these distributions including Hadley and Walker cells, are evidently different. Furthermore, the processes of intraseasonal interaction between the convective activity in tropical western Pacific and the circulation in extratropic are obviously different.

Key words sea surface temperature anomaly convective activity tropical-extratropical interaction