

大气水汽的输送和收支及其 对副热带干旱的影响*

吴 国 雄

(LASG, 中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文利用 1979 年 9 月至 1984 年 8 月欧洲中期天气预报中心 (ECMWF) 每日四次的十三层分析资料, 研究不同尺度的大气运动对水汽输送和收支的贡献。指出 Hadley 环流对水汽从副热带向赤道输送和从冬半球向夏半球的输送中起着决定性作用。热带行星波则把水汽从热带输向副热带。在中高纬的水汽向极输送中, 天气尺度的波动比行星尺度的波动更重要。在南半球, 天气尺度的波动支配着水汽的输送过程。分析和数值试验表明, 副热带干旱受到 Hadley 环流和热带行星波异常的强烈影响。

关键词: 大气; 水汽输送和收支; 副热带干旱。

一、引 言

人类古文明对天气气候的认识和记载集中于气温和降水两要素(竺可桢, 1972)^[1]。近代大气环流理论的建立和初期发展促使气象学家们认识到输送过程的重要性: 没有跨纬度的热量输送, 地球大气中的西风带将因南北辐射差异而迅猛加速; 没有跨纬度的动量输送, 大气运动将因摩擦耗散而很快静寂(Jeffreys, 1926)^[2]。不过由于资料的限制, 对大气输送特征的全面研究至第二次世界大战后才展开。在 50 年代初, 水汽输送研究是以潜热输送形式出现的。Priestley (1951)^[3]在研究热带和温带的相互作用(当时指输送作用)时认为经圈环流对潜热输送是不可忽视的。White (1951)^[4]则强调涡动经向输送的作用。由于资料限制, 这些早期工作基本上是一种估算。Palmen (1952)^[5]发现, 在赤道, 降水量多于蒸发量。Benton (1954)^[6]在用北美大陆的蒸发降水资料检验水汽输送的计算值时, 发现这种计算值至少在陆地上具有较高的精度, 涡动输送在水汽收支中起着很重要的作用。随着观测资料的增加, 到 60 年代中, Sellers (1966)^[7]由降水和蒸发资料估得的大气水份源汇分布以及为维持水份平衡所需的水份输送已基本与今天的分析结果一致。Van de Boogaard (1964) 由 1957 年 12 月 12 日一天的北半球中低纬资料所进行的计算(见 Palmen 和 Newton, 1969)^[8]也已得出“低纬水汽输送主要指向热赤道”, “涡动输送差

* 1989年10月14日收到。

国家自然科学基金资助项目

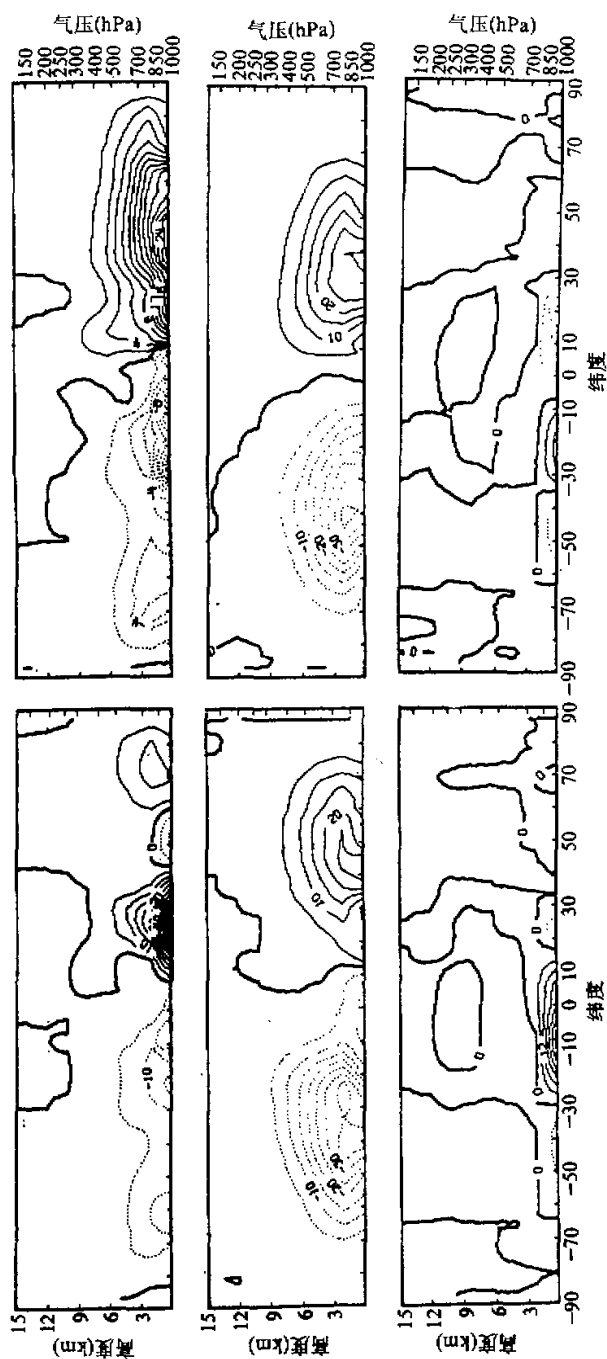


图1 6—8月(左列)及12—2月(右列)平均向北的经向水汽通量

上: 行星尺度波动(1—3波)的水汽输送, 单位: $10^{11} \text{ g/kg} \cdot \text{m/s}$;

中: 天气尺度波动(4—9波)的水汽输送, 单位: $10^{11} \text{ g/kg} \cdot \text{m/s}$;

下: 平均经圈环流的水汽输送, 单位: $10 \text{ g/kg} \cdot \text{m/s}$.

不多完全指向极地”的结论, 并与 Peixoto 和 Crisi (1965)^[9]以及 Starr 和 Peixoto (1964)^[10]用不同资料分析的结果一致。但是, 由于广大洋面资料缺乏, 人们对全球水份收支还不能给出完整的图象。以后, 随着自动资料处理新方法和客观分析技术的发展, Oort 和 Rasmusson (1971)^[11]首先给出全球水份输送的分布及其年变化。70 年代以来, 卫星遥感技术的进步使水汽输送的计算更趋逼真, 估算全球的水汽平衡也成了可能。根据 ECMWF 投入业务头五年 (1979 年 9 月至 1984 年 8 月) 每日四次的分析资料而整理得到的关于全球水份输送和收支的年、季、月平均资料 (吴国雄和刘还珠, 1987^[12])。本文将研究不同尺度波动在大气水份收支中的作用及其对气候变化的贡献, 并利用数值试验的结果检验 El Niño 期间大气输送特征的变化及其气候效应, 最后, 进行若干讨论。

二、大气中水汽的输送

在文献[12]中, 时间及纬向平均的水平和垂直水汽输送分别被表达为:

$$[\overline{vq}] = [\overline{v}][\overline{q}] + \sum_{k=1}^3 [\overline{v_k^* q_k^*}] + \sum_{k=4}^9 [\overline{v_k^* q_k^*}] + \sum_{k=10}^T [\overline{v_k^* q_k^*}] \quad (1)$$

$$[\overline{\omega q}] = [\overline{\omega}][\overline{q}] + \sum_{k=1}^3 [\overline{\omega_k^* q_k^*}] + \sum_{k=4}^9 [\overline{\omega_k^* q_k^*}] + \sum_{k=10}^J [\overline{\omega_k^* q_k^*}] \quad (2)$$

式中, “[]”和“*”分别表示纬向平均和对该平均的偏差, “—”表示时间平均, q 为比湿, k 为波数, 而 T 为资料截断波数。等式 (1) 和 (2) 右端前三项分别表示平均经圈环流, 行星尺度波动和天气尺度波动对水汽输送的贡献。如把等式右端后三项加起来则可计得总涡动的输送, 这时:

$$[\overline{vq}] = [\overline{v}][\overline{q}] + [\overline{v^* q^*}] \quad (3)$$

$$[\overline{\omega q}] = [\overline{\omega}][\overline{q}] + [\overline{\omega^* q^*}] \quad (4)$$

(1) — (4) 式右端各项可以从资料[12]中提取, 并计算左端的总输送。图 1 给出 6—8 月 (JJA) 及 12—2 月 (DJF) 不同尺度涡动及平均经圈环流的经向水汽输送的分布。行星尺度的输送集中在 400hPa 以下, 基本上是指向极地的, 最大值一般出现在 1000hPa 上。无论是在北半球还是在南半球, 各季节均呈现双中心分布: 一个中心位于高纬度, 它可能与 β -效应导致高纬行星波发展有关; 另一个中心位于副热带 20—30° 之间, 它与热带地区海陆差异所激发的波数为 3 的波动有关。天气尺度的涡动输送虽然也是向极的, 但最强中心出现在中纬度近地面层, 与强斜压带有明显的对应关系 (图略)。在南半球向极的涡动水汽输送以天气尺度的涡动输送为主。平均经圈环流的输送集中在 700hPa 以下的近地层。在低纬地区指向热赤道, 且比涡动输送强一个量级。

图 2 为大气中水汽垂直输送的分布。涡动的垂直通量比水平通量小约 3 至 4 个量级, 但总是向上的。最大通量一般位于 850hPa 附近。和水平涡动通量的情况相似, 行星尺度的通量在副热带有极大值, 夏半年强于冬半年; 在中高纬度存在另一分离的中心, 强度较弱。天气尺度的通量一般在中低纬度处取得极大值, 且强度比行星尺度的大。值得一提的是波数大于 9 的扰动在水汽的垂直输送中是不可略的 (图略), 说明千公里级气旋

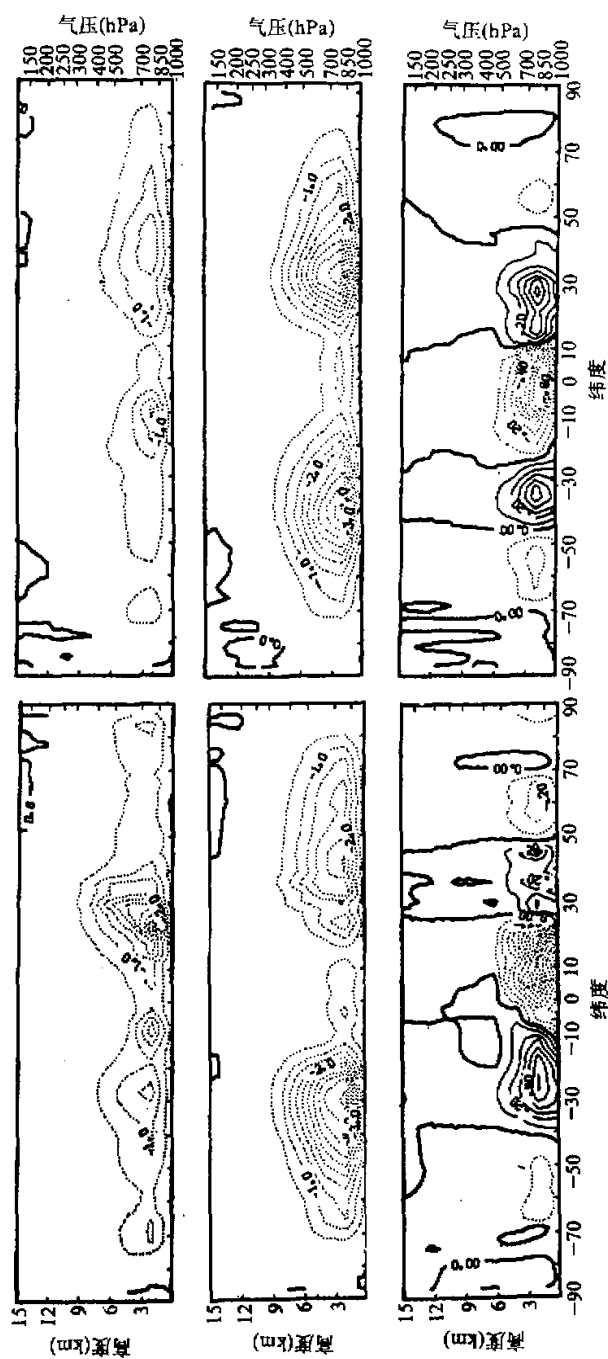


图2 6—8月(左列)及12—2月(右列)平均向下的水汽通量

上: 行星尺度波动(1—3波)的水汽输送, 单位: $10^4 \text{ g/kg} \cdot \text{hPa/s}$; 中: 天气尺度波动(4—9波)的水汽输送, 单位: $10^4 \text{ g/kg} \cdot \text{hPa/s}$;

下: 平均经圈环流的水汽输送, 单位: $10^3 \text{ g/kg} \cdot \text{hPa/s}$ 。

尺度的扰动在大气水份收支中是重要的. 平均经圈环流的垂直水汽通量比涡动的垂直通量强, 在热带地区约大一个量级. 最大通量也位于 850hPa 附近. 与质量环流的垂直支相对应, 水汽通量在副热带向下, 在赤道地区向上. 还由于水汽在上升冷却中经受相变凝结, 因此在赤道地区经圈环流强烈的向上水汽输送对该地区的降水及全球的水份收支起着极为重要的作用.

通过一沿纬圈 φ 闭合的“墙”(高为 30—1000hPa) 向北输送的水汽通量可表示为:

$$F_q = q^{-1} \int_{30}^{1000} 2\pi a [\bar{v} q \cos \varphi] dP \quad (5)$$

对应不同尺度波动的 F_q 随纬度的分布由图 3 给出. 很明显, 平均经圈环流在低纬向赤道的水汽输送中占支配地位, 还控制着从冬半球向夏半球的跨赤道水汽输送. 在水平面上, 它表现为低纬地区近地层的信风水汽输送. 涡动的水汽输送在各个季节均是向极的. 由于水汽的分布集中在大气底层, 向极单调减少, 因此涡动水汽输送起着扩散的作用, 把水汽从高值区输向低值区. 与图 1 的剖面分布相对应, 天气尺度的水汽通量一般在中纬度取极大值, 而行星尺度的通量除在高纬存在一极值外, 在回归线附近有另一极值, 尤以夏半年为强. 值得注意的是在全年的分布图(图 3c)上, 赤道上有净的向北水汽输送, 量值约为 $10^5 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$ 的量级. 它说明就常年平均而言, 存在从南半球向北半球的水汽输送. 如用 E 和 P 分别表示某一区域的总蒸发和降水, 则在一极冠范围内的水汽收支可用下述方程表示:

$$\frac{2}{n} [\bar{q}] = F_q + (E - P) \quad (6)$$

那么, 上述跨赤道向北的净水汽输送意味着对长时间平均而言, 为保持大气含

水量不变, 南半球的蒸发量应大于降水量, 而北半球的降水量应大于蒸发量. 为保持两半球江河水位不变, 就必须有等量的液态水从北半球流向南半球. 这种跨赤道的由北向南的水流输送不可能全靠江河来完成, 因此, 向南半球的液态水输送必须由洋流来实现. 换言之, 研究地球系统的水份平衡时, 必须考虑海洋环流的质量输送.

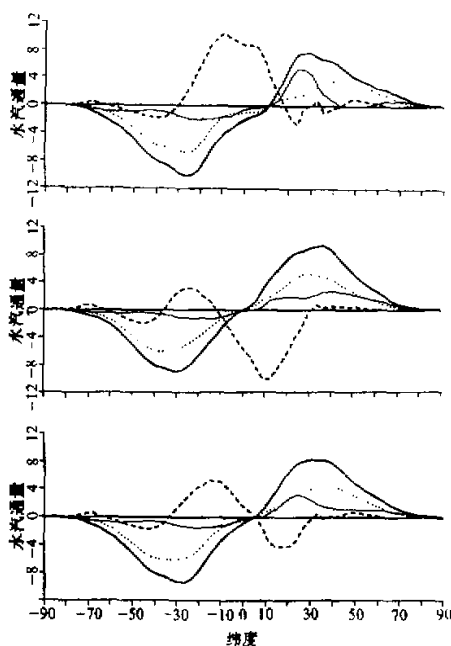


图3 垂直累加向北的经向水汽通量

$$g^{-1} \int_{30}^{1000} [\bar{v} q \cos \varphi] dP \text{ 的纬向分布}$$

细实线和点线分别表示 1—3 波和 4—9 波的通量.

粗实线和虚线则分别表示总涡动和经圈环流的输送.

单位: $10^5 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$.

上: 6—8 月平均; 中: 12—2 月平均; 下: 全年平均.

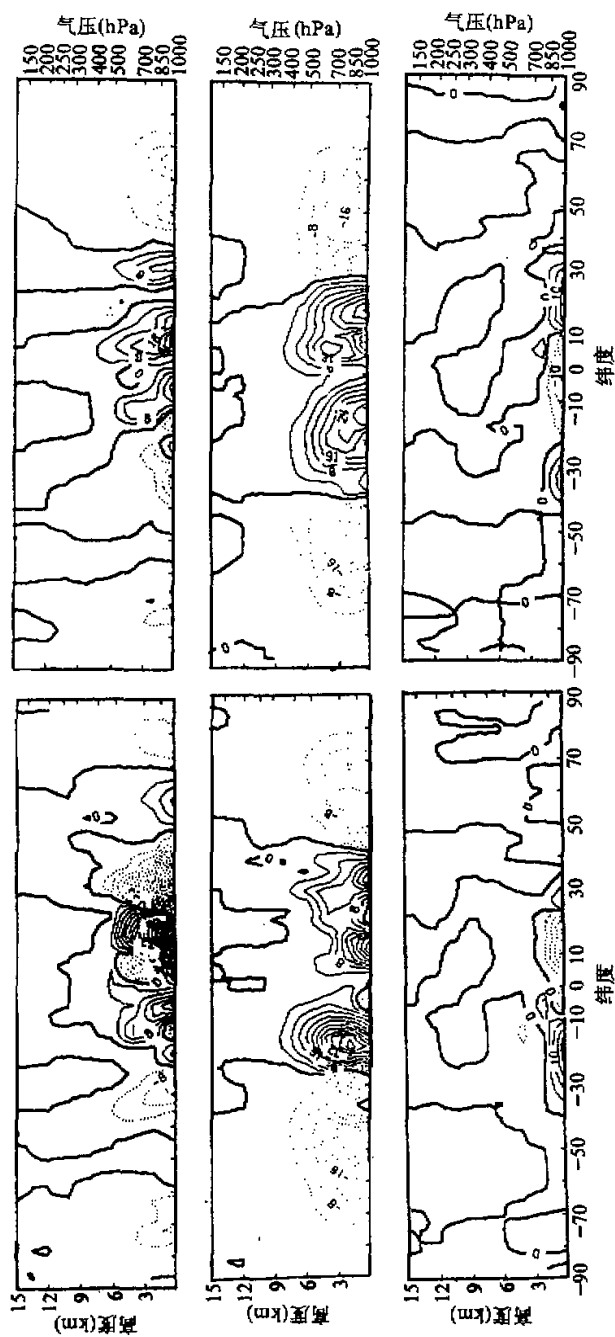


图 4 6—8 月 (左列) 及 12—2 月 (右列) 平均水汽通量的水平扩散

上: 行星尺度波动的贡献, 单位: $10^3 \cdot \text{t} \cdot \text{s}^{-1}$; 中: 天气尺度波动的贡献, 单位: $10^3 \cdot \text{t} \cdot \text{s}^{-1}$; 下: 平均经圈环流的贡献, 单位: $10^4 \cdot \text{t} \cdot \text{s}^{-1}$.

三、大气水汽的收支

在一宽为 $\Delta\varphi$, 高为 Δp 的地球纬带环中, 水汽的收支可表述为:

$$2\pi a^2 \cos\varphi \left[\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} \right]_{j,k} \Delta\varphi \Delta p / g + 2\pi a [(\bar{v}q \cos\varphi)_{j+1,k} - (\bar{v}q \cos\varphi)_{j-1,k}] \Delta p / 2g \\ + 2\pi a^2 [(\bar{w}q \cos\varphi)_{j,k-1} - (\bar{w}q \cos\varphi)_{j,k+1}] \Delta\varphi / 2g = 2\pi a^2 [S \cos\varphi]_{j,k} \Delta\varphi \Delta p / g = R_g \quad (7)$$

式中 a , w , v , q 分别为地球半径, p 坐标中垂直速度、经向风和比湿; $\Delta\varphi$, Δp 分别为格点水平与垂直宽度; j, k 则为格点序号; R_g 为水汽局地变化辐合辐散之代数和, 称为余差。

图 4 给出不同尺度波动的水平水汽通量的辐散分布。从图中看出, 行星尺度波动在热带的水汽辐散及副热带和中低纬的水汽辐合中起着极为重要的作用。天气尺度波动导致低纬水汽辐散, 高纬水汽辐合。经圈环流的贡献主要在 700hPa 以下, 它起着使副热带水汽辐散并向热带辐合的作用, 且比涡动的贡献大一个量级。

水汽平衡方程 (7) 中其余各项的分布由图 5 表示。涡动的作用在各纬带上引起 700hPa 以下的水汽辐散并向高层辐合。平均经圈环流的垂直支在副热带引起底层水汽辐合, 在 850hPa 以上引起水汽辐散; 在热带地区的分布正好相反。值得注意的是尽管垂直水汽通量本身比水平水汽通量小 3 至 4 个量级, 但垂直通量的垂直辐散却与水平通量的水平辐散大小相当, 在大气的水汽收支中是不可忽略的。水汽的局地变化率在夏半球为正, 在冬半球为负, 这是由气温的年变化所决定的。冬夏半球水汽含量的这种变化主要由上述经圈环流通量从冬半球指向夏半球的跨赤道输送来平衡。对 (7) 式从 70—1000hPa 积分可得方程各项的垂直累加结果对全球水汽收支的贡献。从其经向分布图 (图 5 最底行) 中再一次清楚地看到, 涡动引起低纬水汽辐散, 高纬水汽辐合。经圈环流则引起副热带水汽辐散而向赤道辐合。因此, 副热带地区是大气中重要的水汽源区; 而热带和高纬度是大气中水汽的汇区。

四、El Niño 的气候效应分析

既然平均经圈环流的水平支把副热带的水汽输向热带, 而行星波却把水汽从热带输向副热带, 那么如果存在一种机制, 它能使 Hadley 环流强烈发展, 又能明显地抑制低纬行星波的发展, 则热带地区就会越来越潮湿, 而副热带地区却会变得更干旱。在用 ECMWF 的 T-63 业务预报模式进行的数值试验中, 吴国雄和 Cubasch (1986)^[13] 发现, El Niño 事件具有上述的气候效应。他们设计了一组对比试验。一个是使用多年平均的元月份海表温度 (SST) 分布, 从 1983 年 1 月 1 日的起始场开始进行数值积分 45 天, 记为控制试验“CL6”。另一个是在此气候平均的 SST 分布上叠加上 1983 年 1 月 El Niño 期间在太平洋的海温距平 (SSTA), 在其它参数保持不变的情况下, 也从同一天开始进行 45 天积分, 记为 El Niño 试验“EL6”。然后, 取两个试验结果的最后 30 天进行时间平均统计, 并研究其差异。他们发现, 大气的水汽平衡对赤道东太平洋的海温异常十分敏感: 在

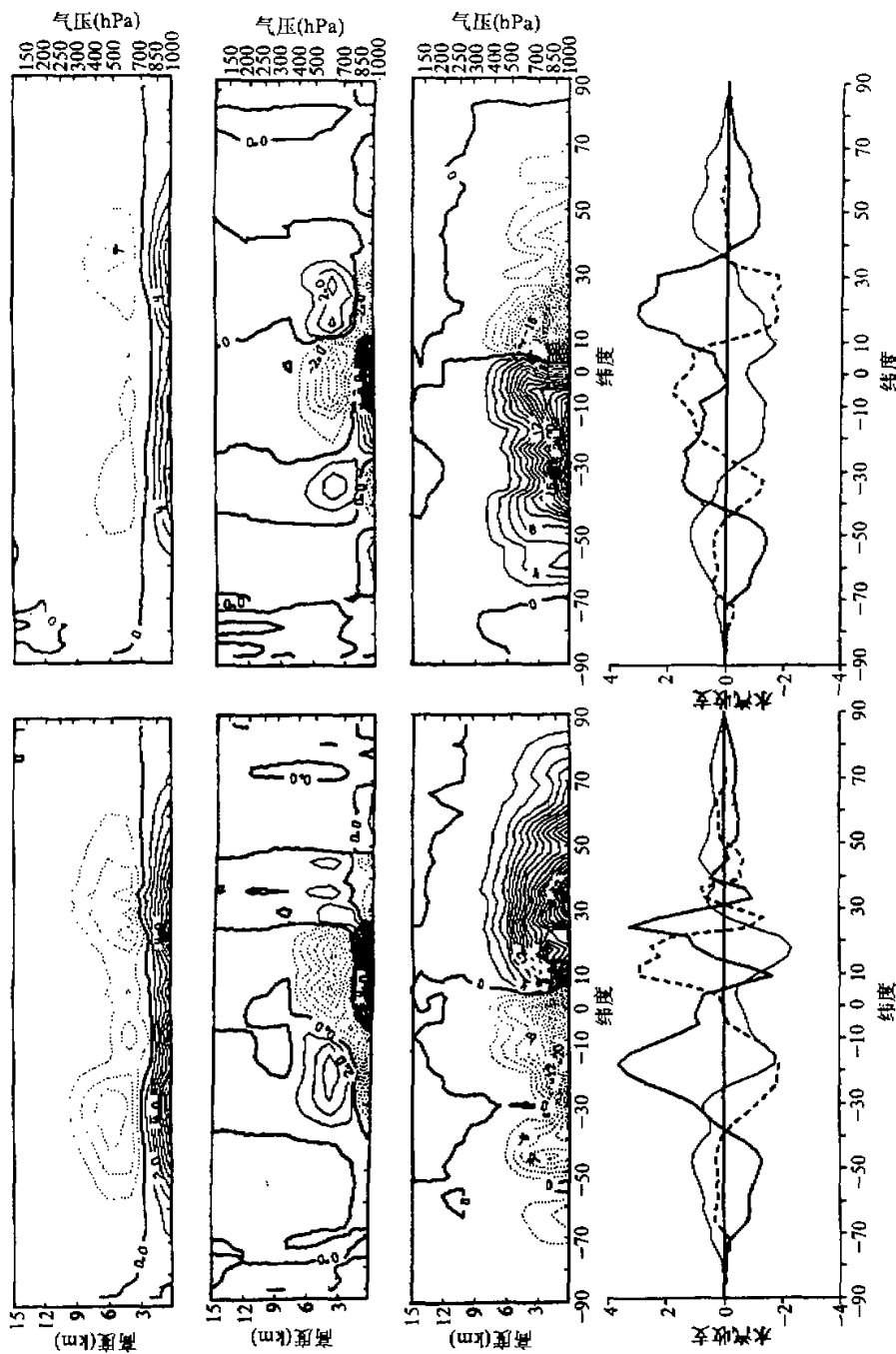


图5 6—8月(左列)及12—2月(右列)水汽收支方程中其余各项的分布

以上至下为:总涡动垂直通量的垂直辐散,单位: $10^{11} \cdot \text{s}^{-1}$;平均局地水汽变化率,单位: $10^{11} \cdot \text{s}^{-1}$;
垂直累加收支分布,细实线和虚线各表示总涡动及经圈环流水平通量的水平辐合,粗实线为余项,代表水汽的源汇分布,单位: $10^{11} \cdot \text{s}^{-1}$

月的时间尺度上引起热带和极地变湿, 副热带变干. 对大气环流特征所进行的分析发现, El Niño 使两半球中低纬度广大区域上的热力正环流强烈加强. 如图 6 所示, 北半球 Hadley 环流的强度增加了 20—30%.

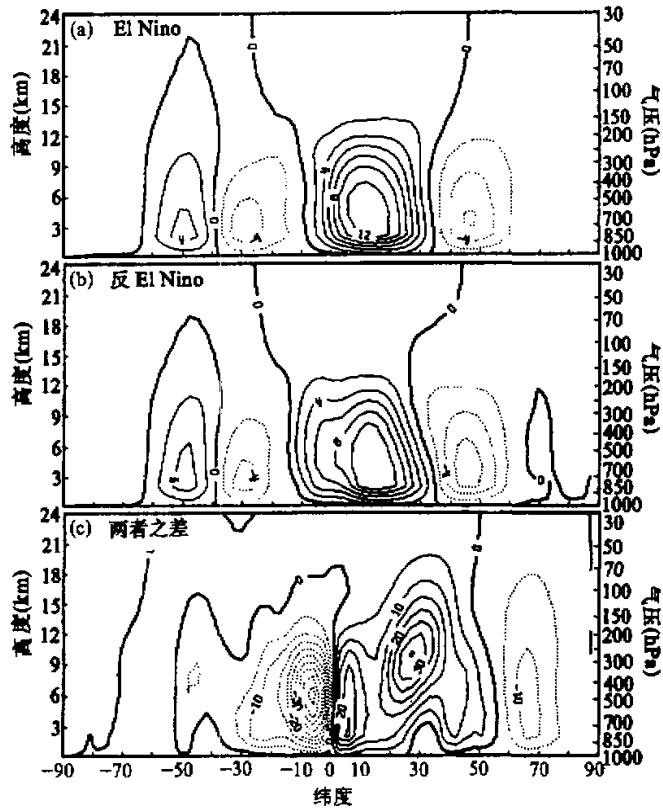


图 6 不同试验中的平均经圈环流剖面及其差异分布

上图和中图分别为试验 EL6 和 CL6 中的环流分布, 单位为 $10^7 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$.

下图为上述两分布之差, 单位为 $10^6 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$. 摘自文献[13]图 6.

进一步分析表明, 赤道海温的距平首先增强了 Hadley 环流的上升支, 它诱导的额外水汽潜热释放进一步增强了热力正环流. 后者反过来把更多的感热和水汽从副热带向赤道输送. 因此, El Niño 触发了热力正环流及赤道非绝热加热之间的正反馈, 直至环流的作用被涡动输送的作用所平衡为止. 图 7 中的虚线表明, 赤道东太平洋正的海温异常所引起的 Hadley 环流从副热带向赤道辐合的感热和水汽通量的增长强度是很大的, 在南半球几乎与正常值本身相当, 在北半球亦比正常值增加 30—50%.

此外, 在 El Niño 期间, 赤道东太平洋正的海温距平使东西太平洋上的温度对比明显减小, 行星波的强度因而也明显减弱. 从图 7 可以看出, 这时低纬地区向极的感热和水汽

输送锐减,尤其是行星波的输送减弱甚多,正是在增强了的 Hadley 环流和减弱了的热带

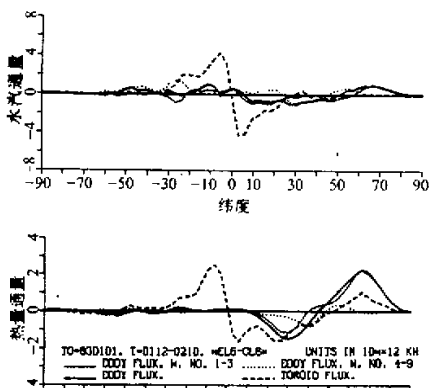


图 7 在 EL6 和 CL6 试验中垂直累加的大气向北输送通量的差异分布^[13]

细实线和点线分别为行星波和天气波通量的差异;

粗实线和虚线则为总涡动通量和经圈环流通量的差异。

上:垂直累加感热通量的差异分布,单位为 10^{12} kW ;

下:垂直累加水汽通量的差异分布,单位为 $10^5 \text{ t} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

低纬水汽输向中高纬的重要机制,它越发展,高纬的天气就越潮湿。Hadley 环流的水平水汽输送在低纬的水汽收支中以及在跨赤道的水汽输送中至关重要,它总是把水汽从副热带输向赤道,从冬半球输向夏半球。

赤道东太平洋正的海温距平使两半球 Hadley 环流增加,热带行星波输送减弱,导致热带地区变暖变湿,副热带地区变冷变干。这种气候效应是通过大气的感热和水汽输送特征的变化起作用的。看来大气水份收支这一重要的气候因素对外源强迫的改变是十分敏感的。

对 ECMWF 最初五年(1979 年 9 月至 1984 年 8 月)分析资料的统计表明,不管是以水汽方程余差项为度量的水汽源,还是水汽的局地变化,都有所增加,这与该资料所反映的热源强于热汇,以及广大范围局地温度的增加等是一致的。此种现象是短期气候变化趋势的反映还是资料分析的问题,尚有待进一步研究。此外,长时期年平均的资料表明,存在着从南半球向北半球的净水汽输送。为维持大气水份收支的平衡,海洋中应当有相当量的液态水从北半球向南半球输送。换言之,对大气水份收支的最终了解还依赖于我们对海洋中的质量输送的认识。

参 考 文 献

- [1] 竺可桢, 1972, 中国近五千年来气候变迁的初步研究, 考古学报, 第一期, 修改版见“竺可桢文集”, 1979, 科学出版社, 475—498.
- [2] Jeffreys, H., 1926, On the dynamics of geostrophic winds. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 52, 85—104.
- [3] Priestley, C. H. B., 1951, Physical interactions between tropical and temperate latitudes. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 77, 200—214.
- [4] White, R. M., 1951, The meridional eddy flux of energy. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 77, 188—189.

副热带行星波的共同作用下,使热带地区纬向平均状态变暖变湿,副热带地区变冷变干。由此可见,之所以全球气候对赤道东太平洋海温异常的响应十分强烈,是由于大气大尺度的运动形态在外热源的作用下产生明显改变,从而破坏了大气正常的温度和水汽平衡所致。

五、结论和讨论

大气中,涡动的经向水汽通量总是指向极地的,而且集中在低对流层。行星尺度的涡动水汽通量除了在高纬度有一强中心外,在回归线附近还存在着另一强中心。后者尤以夏季为强,对于缓解副热带的干旱是十分重要的。热带行星波越发展,副热带的气候就越潮湿。天气尺度的波动是把中

- [5] Palmen, E., 1952, On the mean meridional circulation in low latitudes. *Soc. Sc. Fennica. Comment. Ph-Math.*, XVII, 8.
- [6] Benton, G.S. and Estoque, M.A., 1954, Water vapour transfer over the North American Continent. *J. Meteor.*, Vol. 11, 462—477.
- [7] Sellers, W.D., 1966, *Physical Climatology*. Univ. of Chicago Press, 272pp.
- [8] Palmen, E. and Newton C. W., 1969, *Atmospheric Circulation Systems, Their Structure and Physical Interpretation*. Academic Press.
- [9] Peixoto, J.P. and Crisfi, A.R., 1965, Hemispheric humidity conditions during the IGY. Sci. Report No. 6. Contract AF 19(628)—2408. Dept. of Meteorology, Mass. Inst. of Technology.
- [10] Starr, V.P. and Peixoto, J.P., 1964, The Hemispheric eddy flux of water vapour and its implications for the mechanics of the general circulation, *Arch. Meteorol., Geophys. Bioklimatol.*, A14, 111—130.
- [11] Oort, A.H. and E.M. Rasmusson, 1971, Atmospheric circulation statistics. NOAA, Professional paper 5.
- [12] 吴国雄, 刘还珠, 1987, 全球大气环流时间平均统计图集, 气象出版社, 212pp.
- [13] 吴国雄, Cubasch, V., 1986, El Niño/海温异常对纬向平均经圈环流及大气输送特征的影响. 中国科学B辑, 10期, 1109—1120.

勘 误

本刊 13 卷 4 期图版 I 的插图 2 印反了, 应反过来.