

南北两半球大气的相互作用和季风的本质*

曾庆存 李建平

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100029)

P4 A

摘要 理性分析和利用 NCEP/NCAR 资料进行统计分析表明: 大气环流的季节变化和越赤道气流即两半球的相互作用首先是由于赤道面与黄道面有交角而使太阳辐射有年变化所致, 行星热对流环流是热带季风的“第一推动力”, 而地表面特性差异(海陆热力特性差异以及地形高度等)所导致的准定常行星波为“第二推动力”。如以推动大气质量跨纬圈传输的效力来看, 平均来说二推动力的功效之比为 2:1。第二推动力在亚澳季风区与第一推动力合拍, 使热带季风在亚澳区内最明显, 而各经圈环流圈的上下及南北关联及与中高纬准定常行星波的配置则使全球范围内从低纬到高纬, 从低空到高空有地域性的明显季节变化区, 从而构成三度空间的全球季风系统。

关键词: 行星热力对流圈; 推动力; 越赤道气流; 季节变化; 季风

1 引言

李宪之教授早在 20 世纪 30 年代的研究结果, 清楚表明南北两半球间大气有相互作用; 发现北半球冬季猛烈的东亚寒潮能越过赤道, 侵入南半球至澳大利亚北端达 $12^{\circ}28'S$ ^[1]; 而南半球冬季的澳洲寒潮则可引起北半球西太平洋上空发生发展飓风^[2]。要指出的是: 当时从西太平洋到印度洋热带地区的天气观测站很稀少, 但李教授的分析十分严谨, 由这些个个例分析所得出的结论是无可置疑的, 不过当时人们仍囿于存在“赤道无风带”的地理气候学的概念, 难以想像大规模的而且是强大的越赤道气流的存在。随着天气观测站的增多, 尤其是高空测风站网的建立和通过气象卫星云图得到的图像, 李教授的发现已经得到了完全的证实, 成为不争的事实了。甚至从气候学上看, 在低空, 南亚夏季风以至部分东亚夏季风的源头, 正是来自南半球热带印度洋的越赤道气流, 而东亚夏季风的另一源头则是在印度尼西亚从苏门答腊到苏拉威西的越赤道气流; 在高空, 则有与此方向近于相反的越赤道气流, 这也已成为气象界的常识^[3-7]。但这越赤道气流以及南北半球相互作用的规模和强度多大? 它们和全球规模的大气环流的季节变化的关系如何, 或季风在全球大气环流中的地位如何? 季风是否主要由海陆热力性质的季节差异所致, 抑或由南到北的太阳辐射的季节性差异(从而是两半球大气相互作用)所致? 这些问题仍须研究, 很值得重视, 这对认识季风的本质极其重要。本文将就这些问题展开研究, 并利用 1958~1997 年 40 年 NCEP/NCAR 再分析资料^[8]加以统计、分析, 与理论分析相验证。

2000-12-04 收到, 2001-02-01 收到修改稿

* 本文为庆祝李宪之教授 95 岁寿辰而作, 国家自然科学基金资助项目 49735160 和国家重点基础研究发展规划项目 G1998040900 共同资助

2 季节变化、南北两半球大气相互作用和季风的本质

考虑三种情况。

设想第一种情况：地球赤道面与绕太阳运行的黄道面重合，即地球自转轴垂直于黄道面，再若运行轨道为圆形（太阳处于圆心），则到达大气上界的太阳辐射虽然随纬圈而异，但只有日变化，而无年变化（即逐月或逐季节变化），则地球大气运动除太阳潮汐（由实测的昼夜温差比极赤温差要小得多可知它不强而被大气环流所掩盖）外，首先应有由于所受辐射的纬圈分布而导致的赤道热、两极冷的温度分布以及与之相关联的带状环流（包括东西风环流和经圈环流）。这就是理想的简单的“行星（尺度）热力对流”的图景：低空气流由高纬流向低纬，赤道为上升气流中心，在高空气流由低纬流向高纬；而科里奥利力作用则使低空为东风，高空为西风。但这种单圈的经圈环流是不现实的，因为一则是经圈传热效率不高（从而使地转风风速过大而失稳），二则是低空纯一的东风气流必由于摩擦作用而消耗固体地球的角动量（因而也必然处于失稳状态而最终调整到地、气各有一定份额的角动量状态）。于是产生了罗斯贝状态（Rossby regime），在同一高度上跨过纬圈同时既有向北的气流（在北半球大多较暖），又有向南的气流（在北半球大多较冷），大大增加了传热效率；同时在低空既有东风带，也有西风带，使地球和大气的角动量各自平衡。这样就造成了南北半球各有三圈经圈环流，除了热带和极区-高纬度带有“行星热力对流圈”即“顺环流圈”（又名 Hadley 环流圈）外，在中纬度带还有动力所致的“反环流圈”（又名 Ferrel 环流圈）^[9,10]。但由于到达各纬圈上的太阳辐射没有年变化，故在统计意义上说这种大气环流没有年变化（即没有季节区分，或称季节变化）——除了由于混沌特性所致的在时间系列上的变化而外（地球轨道为椭圆，只引起微小的季节变化），气候平均状态只随纬度和高度而变。而且由于南北两半球受到的太阳辐射是以赤道为对称的，因此除非两半球的地表特性有巨大差别，这种大气环流也是以赤道为对称的，从而没有统计意义上的两半球的相互作用和越赤道气流。

设想第二种情况：地球赤道面垂直于黄道面，即地球自转轴在公转轨道平面上，且为简单起见，设地球轨道为圆（这并不太重要）。当北极点正对太阳时（不妨称为夏至），北半球 24 h 为白天，接受太阳辐射；南半球为黑夜，无太阳辐射，由此导致巨大的南北极温差，热量由北半球传输到南半球去，导致强大的行星热力对流，有南北两半球大气的明显相互作用，低空空气由南半球越过赤道流向北极，而高空则反之。这是北半球的夏季（暖），南半球的冬季（冷）。半年后，南极点正对太阳（不妨称为冬至），情况和上面的相反，北半球为黑夜和冬季（冷），南半球为白天和夏季（暖），行星热力对流圈亦正与上面的反向。无论是否有罗斯贝状态（显然，传热效率和角动量平衡均要求有罗斯贝状态），这种大气环流有明显的年变化。至于“地球”处于与上述二位置联线垂直的位置上时（不妨称为春分和秋分），太阳直射赤道，到达各纬圈上的太阳辐射类似于真实地球的春秋分时，赤道带受热最多，向两极递减，又因这时有平分的昼夜，赤道接受的太阳辐射日平均总量只及“夏至”北极时的一半，故温度应在“夏至”时北、南极温度之间，温度分布和大气环流状态应大约相当于真实地球大气的春秋分时，每半球有

三圈环流, 但由于辐射以赤道为对称, 赤道为行星热对流的上升支的中心, 除温度升降比辐射增减滞后效应可使有微量越赤道气流外, 不需要南北两半球的相互作用。

第三种情况就是实际情况: 地球赤道面和公转轨道面有不小的交角 ($23^{\circ}26'21''$)。只讨论现今的情况: 太阳在夏至时和冬至时分别直射北回归线 ($23^{\circ}26'21''\text{N}$) 和南回归线 ($23^{\circ}26'21''\text{S}$), 在春分和秋分日直射赤道。地球各纬圈太阳辐射有明显的年变化, 大气环流状况可分为春夏秋冬四季。在北半球夏季时, 应有热量由北半球大气传输到南半球; 在北半球冬季时, 应有热量由南半球大气传输到北半球。故就行星经圈环流来说, 夏季和冬季都必有越赤道气流, 地轴的倾斜是使得地球大气环流状态 (以至地理气候系统) 既具有季节区分, 同时又有南北两半球相互作用的主因。稍作深入一点的分析可知: 当夏至时, 行星热对流圈中心约位于北回归线, 平均的经圈环流要求低空有来自南半球的空气越过赤道流入北半球, 且平均可达约 $23^{\circ}26'21''\text{N}$ 。受科里奥利力作用, 向北运动的空气在南半球时东风分量加速, 当越过赤道而位于北半球且向北运行时, 则西风分量加速; 在高空则有与低空方向相反的补偿气流。在冬至时则情况与夏至时相反。这是热带冬夏季风的行星环流背景和“第一推动力”。其次, 由于气象学家早已阐明 (见第一种情况中的叙述) 的机理, 真实的地球大气四季都有罗斯贝状态、行星波和反环流圈 (从而每半球各有三圈经圈环流), 而地球又不象木星那样快速自旋, 于是各环流圈间通过行星波又有关联 (尽管各纬圈的纬向波数、波幅、位相有不同); 特别是叠加在上述行星热对流环流圈之上的热带准定常行星波 (尽管波幅比中高纬度带的要小得多) 则使在一些经度范围的季风增强 (经向速度同号), 而在其余地区减弱 (经向速度反号)。此外, 如热带的准定常行星波又与中纬度带的准定常行星波配合得宜 (关联), 在表观上热带季风甚至可以到达中纬度地带的某些地区。这些则是热带季风局域化和在经圈上的扩展的辅助“力”即“第二推动力”。我们看到的真实热带季风以所谓“亚澳季风”最为强盛正是这种情景 (图 1、2), 这就是热带季风的本质。

既然低空被局域化和加强了一支“行星热对流”环流被称为热带季风, 自然可以把作为“行星热对流”环流的被局域加强的高空一支亦称为季风 (其实, 在文献[11]中早已称之为行星季风 (planetary monsoon), 但只在文献[12~15]中才指出其上的大气环流季节变化更为明显而将季风概念扩展到平流层及其以上)。同样, 由于热带环流与中高纬环流的关联性, 我们也有理由将副热带、温带和寒带环流季节变化明显的系统称为相应地带的季风, 从而有全球季风的观念^[12~15]。其实, 地理气候学研究, 结合生态特性, 早已定义了所谓温带阔叶林季风区等等。而且东亚冬季风在中纬度至副热带比其以南更强。

3 经圈环流

记经向速度分量为 $v = -v_0$, 向北为正, 沿纬圈平均的经向风速记为 $[v]$, 即

$$[v] = \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} v d\lambda. \quad (1)$$

由连续性方程并在大气上、下界 ($p=0$ 和 $p=p_s \approx 1000 \text{ hPa}$) 的 $[\omega] = [dp/dt]$ 为零

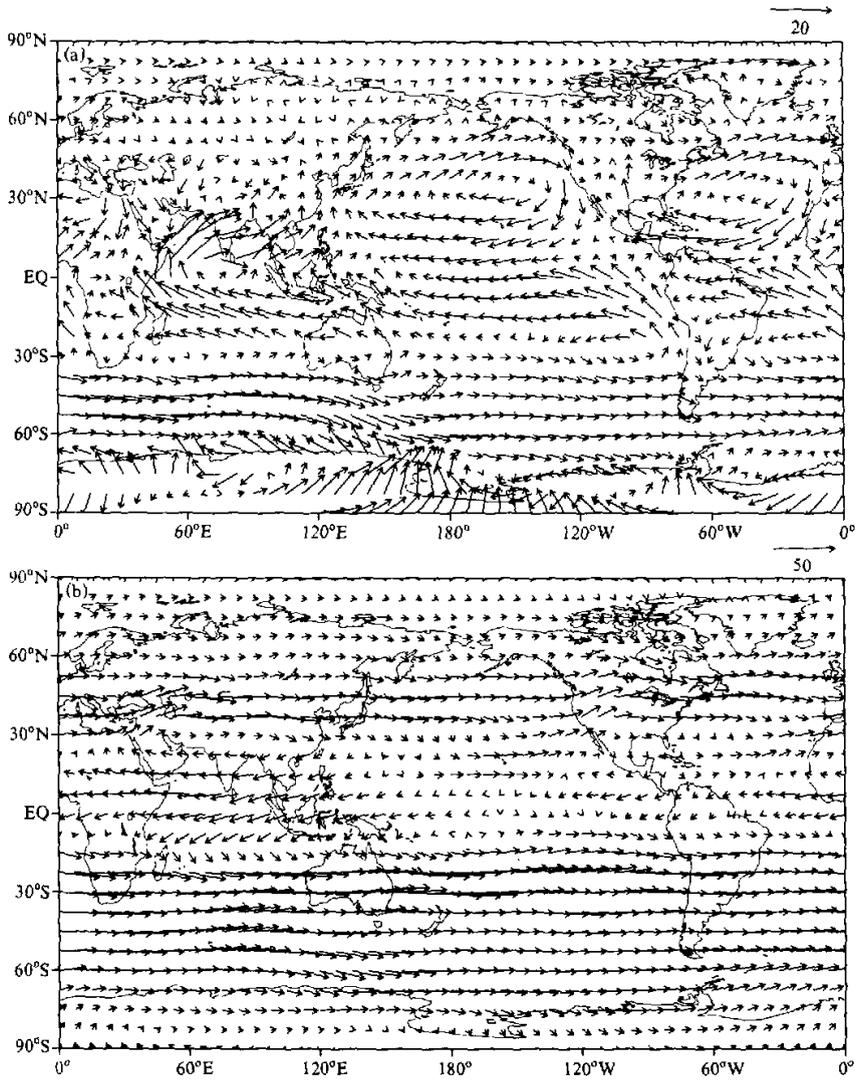


图1 1958~1997年夏季(6~8月,即JJJA)平均风场的全球分布
(a) 925 hPa; (b) 200 hPa

(在 $p = p_s$ 上 $[\omega]$ 只是近于零), 利用 $[v]$ 可算得沿纬圈平均的各等压面 p 上的“垂直速度” $[\omega]$ (几何上的垂直速度与 ω 反号), 即

$$-[\omega] = \frac{1}{a \sin \theta} \int_0^{\theta} \frac{\partial [v] \sin \theta}{\partial \theta} dp. \quad (2)$$

$[v]$ 和 $-[\omega]$ 构成经圈环流的两个分量。

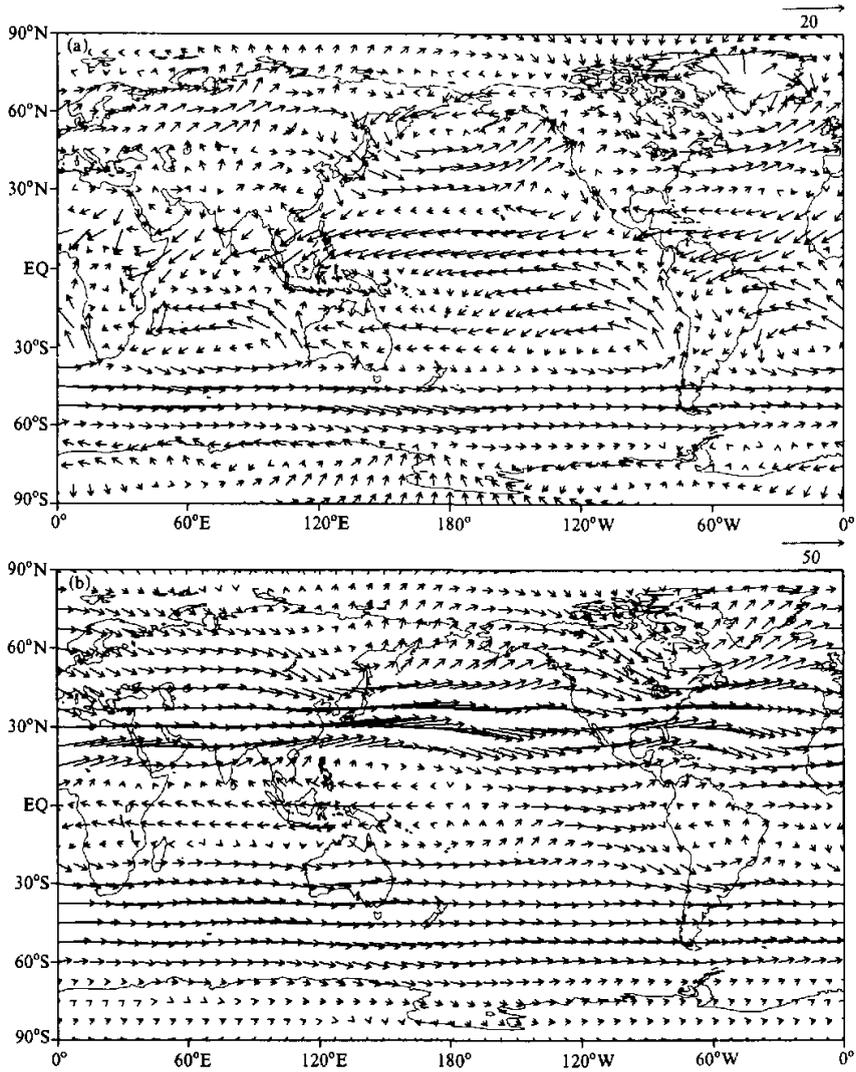


图2 同图1, 但为冬季(12、1、2月, 即DJF)

利用 NECP / NCAR 1958~1997 年再分析资料, 算得多年平均的夏季、冬季和年平均(12个月的平均)的 $[\bar{v}]$ (v 的气候平均记作 \bar{v})如图3和图4所示, 相应的经圈环流圈如图5所示(注意: 在文献[8]中高地处地表以下高度的风是由计算机伪造的, 不可信, 从而 ω 亦不可信, 不过除60°S以南之外, 各纬圈上高地所占比例不很大, 影响不大, 但60°S以南的 $[\bar{v}]$ 和 $[\bar{\omega}]$ 绝不可信)。

由图3a可见, 在北半球夏季(6、7、8月), 在含赤道在内的两半球的热带约30°S至20°N纬度带内, 低空700 hPa以下有向北气流, 以近地表层最大, 可达 $[\bar{v}] =$

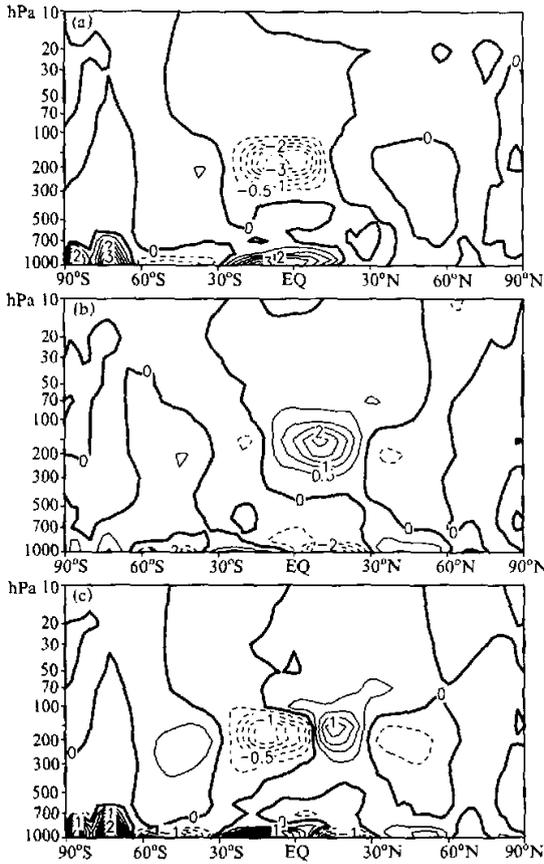


图3 1958~1997年平均经向风 $[v]$ 沿纬圈的平均分布(单位: m s^{-1})
(a) 夏季(JJA); (b) 冬季(DJF); (c) 年平均

3 m s^{-1} ; 高空 500 hPa 至约 100 hPa 有强于 0.5 m s^{-1} 的向南气流, 极值在 200 hPa 附近, $[v] > 3 \text{ m s}^{-1}$; $[v]$ 的极值中心在赤道以南; 其他纬带和其他高度的 $[v]$ 都小得多。北半球冬季(12、1、2月, 图 3b) 大体上与夏季相反, 不过强度较夏季弱 ($|[v]|$ 最大为 2 m s^{-1}); $[v]$ 的极值中心在赤道以北, 且 $[v]$ 在整个纬带明显较夏季的偏向北半球, 甚至在赤道以南的近地面层还和夏季一样是 $[v] > 0$ 。年平均的 $[v]$ (图 3c) 约以 5°N 为界, 在界线之南北, 在低空各有向北向南气流, 极值约 1 m s^{-1} ; 在高空各有与低空相反的气流, 极值可大于 1 m s^{-1} ; 沿界线低空辐合、高空辐散甚为明显, 但南边的一支气流的 $[v]$ 强于北边的一支。界线在赤道以北, 且南支气流强于北支, 这二者都反映了夏季环流强于冬季, 这也许是南北两半球陆地面积相差较大所致。

图 4 给出赤道上空的 $[v]$ 的月份-高度剖面, 更能反映越赤道气流与季节变化的密切关系。夏半年低空空气越过赤道向北流, $[v]$ 可达 2 m s^{-1} , 高空为补偿气流(向南), $[v]$ 达 3 m s^{-1} ; 冬季反之, 强度也稍弱, 分别为 0.5 m s^{-1} 和 2 m s^{-1} 。

由图 5 可见, 在 150 hPa 以下的大气中, 年平均的和夏季及冬季的南北两半球都各有三个经圈环流圈, 但主要的是热带和副热带内(约 $30^\circ\text{S} \sim 30^\circ\text{N}$) 的行星热对流圈, 比其余的强一个数量级, 这从图 3 也可看出。为了使三圈环流清晰可见, 图 6 给出与图 5 相对应的流线图。夏季(图 5a), 行星热对流上升中心位于约 $5 \sim 10^\circ\text{N}$, 最大上升速度达 $1 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$; 下降中心位于约 25°S , 最大下降速度为 $-0.6 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ 。冬季(图 5b), 上升支中心位于 15°S , 最大上升速度为 $0.5 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$; 下降中心位于 25°N , 最大下降速度为 $-0.6 \times 10^{-3} \text{ m s}^{-1}$ 。在年平均情况中(图 5c), 上升支中心偏赤道北侧位于约 5°N , 下降支分别位于 25°N 和 30°S 。上升支中心偏北是夏季环流较强且季节变化不对称所致(上升支中心春季位于赤道, 但秋季仍位于北半球, 图略)。

需要指出的是, 中高纬度带传热的机制主要是通过罗斯贝波, 经圈环流的作用很小, 前人早已有详尽论述^[9,10,16]。至于在低纬度带, 除行星热对流外, 行星波传送热量(及能量, 例如潜热)的作用有多大, 尚需研究。前面已经指出, 由地表特性差异所激发出的热带准定常行星波是使季风在局域上得到加强的“第二推动力”, 研究其传能机制可以进一步阐明热带季风在大气环流维持和变化中的作用。

还须指出的是, 在平流层 100 hPa 以上, 无论四季或年平均, 经圈环流都存在, 冬半球经圈环流比夏半球强, 有明显季节变化, 与其下的经圈环流有密切的配置关系, 尽管它比对流层的行星热对流圈(可延伸至 150 hPa 和 100 hPa)弱得多, 且其结构与对流层明显不同: 不复具有半球的结构, 而是在 70°S~70°N 范围内只有三个环流圈。对流层行星热对流上升支冲向 100 hPa 以上大气, 越往上越向北(夏季)或向南(冬季及年平均)倾斜, 气流由此中心辐散, 一支越过赤道(夏季向南, 冬季向北), 一支向相反方向, 各自直至南北纬 50° 而成为下沉支, 南北纬 50° 至 70° 之间则各另有一反环流圈, 所有这三圈都伸展到 20 hPa 或 10 hPa。这样范围广大且高厚的经圈环流的作用值得进一步深入研究。无疑, 它与臭氧层的加热以及黑夜急流的季节变化直接相关。由于它的上升支与对流层行星热对流环流的上升支是同一的, 季节变化又同相, 则显然这些环流与对流层的季节变化以及季风又有紧密关联, 我们曾在文献[12~14]中指出过, 也是值得进一步研究的。此外, 在 30~10 hPa 和 20°S~20°N 之间, 冬夏分别有一个约以赤道为中心的经圈环流, 上升支在冬半球, 下沉支在夏半球, 夏季为顺时针环流, 冬季为逆时针环流。这个经圈环流是否真实及其有何作用亦是值得研究的。

4 质量传输

在夏季和冬季, 需要有越赤道气流将一半球的部分热量传输到另一半球去, 但是否还伴有空气质量的跨赤道传输呢? 为此, 我们作了以下的计算。

将大气分为上下两层, 以 400 hPa 为界, 计算这二层的跨纬圈质量传输 I_1 (上层 0~400 hPa)、 I_2 (下层 400 hPa~ p_s , 这里 p_s 是地面气压) 及整层净传输 I :

$$I_1 = \frac{1}{g} \int_0^{400 \text{ hPa}} v dp, \quad (3)$$

$$I_2 = \frac{1}{g} \int_{400 \text{ hPa}}^{p_s} v dp, \quad (4)$$

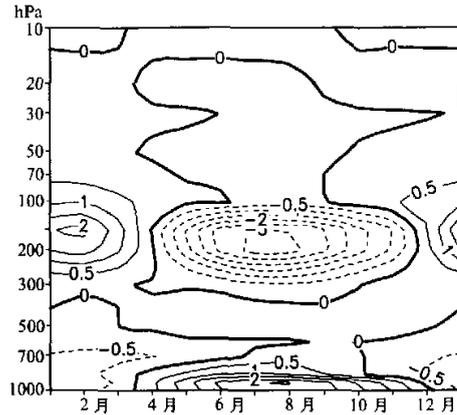


图4 1958~1997年赤道上沿纬圈平均经向风[\overline{v}]的月份-高度剖面图(单位: m s^{-1})

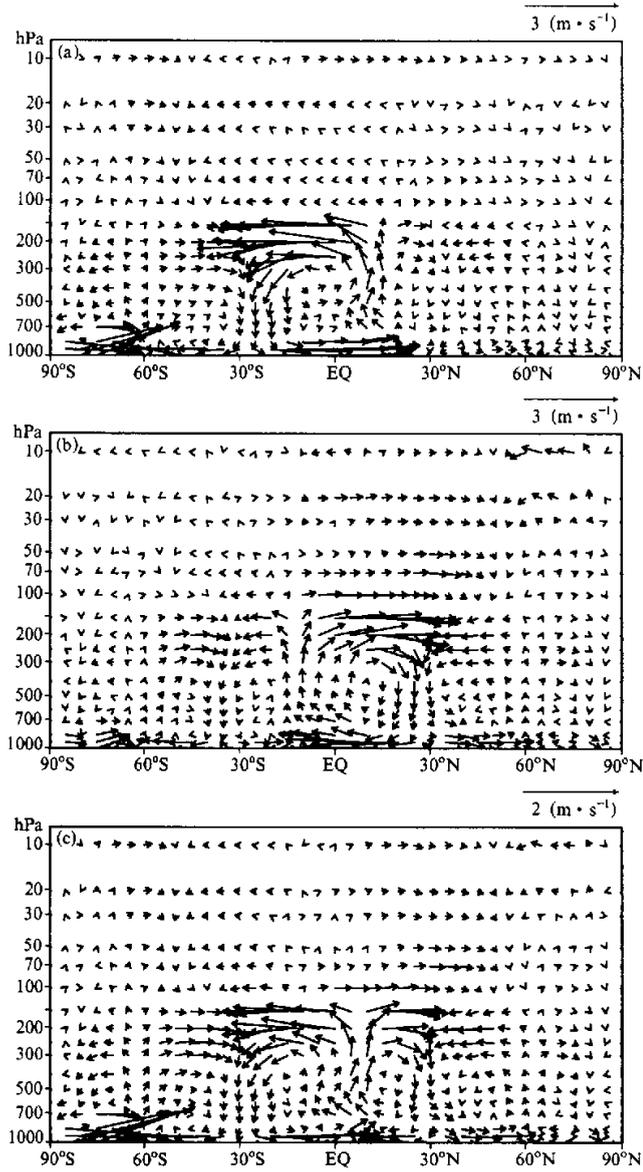


图5 1958~1997年平均经圈环流 $\overline{C_{zz}}$ 图
 (a) 夏季 (JJA); (b) 冬季 (DJF); (c) 年平均

$$I = I_1 + I_2. \tag{5}$$

需要说明的是, NECP/NCAR再分析资料^[8]中关于风的资料是直至1000 hPa的,

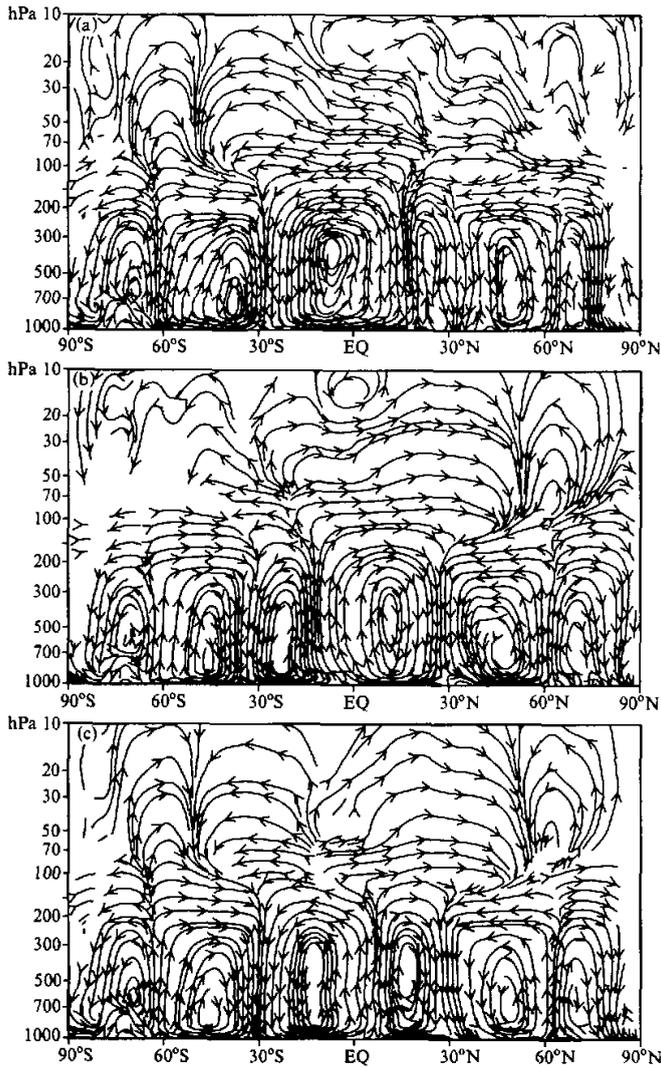


图 6 1958~1997 年纬向平均经圈环流 $[\bar{C}_z]$ 的流线图
 (a) 夏季 (JJA); (b) 冬季 (DJF); (c) 年平均

故 p_s 取为 1 000 hPa。当然就连 (4) 式也是近似的，因沿同一纬圈，各点的 p_s 也不同。(3)、(4) 和 (5) 式沿纬圈平均及气候平均分别记为 $[\bar{I}_1]$ 、 $[\bar{I}_2]$ 和 $[\bar{I}]$ ，我们得到图 7 (春、秋季图未给出) 和图 8。

60°S 以南资料不可信，60°N 以北资料可信与否尚需研究。由图 7 可见，在 60°S~60°N 范围内无论四季还是年平均状态， $[\bar{I}_1]$ 与 $[\bar{I}_2]$ 在各纬圈基本上是反号，即相互抵消的，然而整层净质量传输 $[\bar{I}]$ 虽小，但存在；甚至在 30°N 附近由于 $[\bar{I}_1]$ 与 $[\bar{I}_2]$ 曲线有一

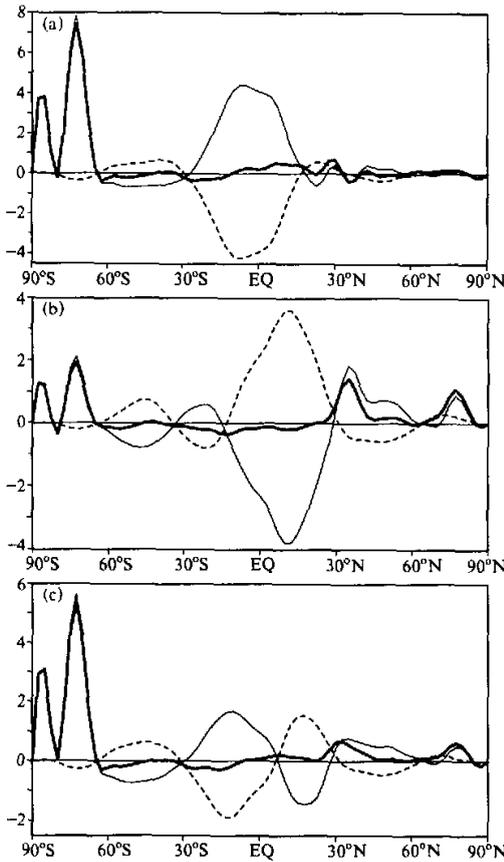


图 7 1958~1997 年沿纬圈平均的指数 $[\bar{I}]$ (粗实线)、 $[\bar{I}_1]$ (虚线) 和 $[\bar{I}_2]$ (细实线) 图 (单位: $10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)
(a) 夏季; (b) 冬季; (c) 年平均

(夏) 和 $3 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ (冬), 春、秋则为零 (春季趋向于零近于春分, 但秋季趋向于零落后于秋分, 在 10 月底, 这说明年变化的不对称性)。在数值上 $[\bar{I}_2]$ 大于 $[\bar{I}_1]$, 似乎说明净输送为夏季向北, 冬季向南, 这大体可信, 只是年平均不为零 (有净向北传输的误差, 见图 8) 的跨赤道的净质量传输必然引起南北两半球的总质量或半球平均地表气压 $\langle p_s \rangle_s$ 有年变化, 这里,

$$\langle p_s \rangle_s = \frac{1}{S} \iint_S p_s a^2 \sin\theta d\theta d\lambda, \tag{6}$$

其中下标 s 代表地面, 左边括号以及右边积分号下的 S 代表某一区域 (如北半球或南半球), 分母中的 S 为该区域的面积, a 是地球平均半径。若取 S 代表全球, 则与 (6) 式相应的公式应不随时间而变 (大气质量守恒)。以下简记 $P_s = \langle p_s \rangle_s$ 。

相角差导致 $[\bar{I}]$ 只比 $[\bar{I}_2]$ 小一点, 达到最大值 (夏、冬和年平均都是向北输送)。本来年平均整层净传输应该为零 (保证两纬圈间的大气质量在气候平均意义上守恒), 因此, 算得的年平均的 $[\bar{I}]$ 应是由资料及算法误差所致, 而这个年平均的 $[\bar{I}]$ 的值也就给出了误差范围。由此可见, $60^\circ\text{S} \sim 60^\circ\text{N}$ 范围内的冬或夏的 $[\bar{I}_1]$ 和 $[\bar{I}_2]$ 是可信的, 尤其在热带内。在行星热对流环流区 $[\bar{I}_1]$ 和 $[\bar{I}_2]$ 都很大, 极大值达到 $2 \times 10^3 \sim 4 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 而南北两半球中的中纬带 (北半球 30°N 左右, 南半球 45°S 左右) 有次极值, 约在 $1 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 左右, 但除夏季 30°N 左右的 $[\bar{I}]$ 外, 其余 $[\bar{I}]$ 值不大可靠, 而应视为误差。这样, 即使季节变化要求有越赤道 (及各纬圈) 的热量传输, 但高、低空气流主要是互为补偿, 几乎不引起净质量传输。何以冬季在 30°N 稍北有向北的净质量传输? 是不是误差? 尚需研究。

图 8 给出越赤道的质量传输的年变化。冬、夏季上、下两层的质量传输 $[\bar{I}_1]$ 和 $[\bar{I}_2]$ 的绝对值都相当大, 最大值达 $4 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$

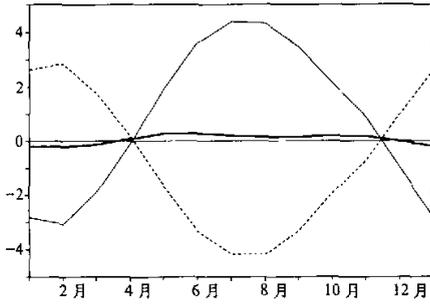


图 8 1958~1997 年赤道圈上指数 \bar{I} (粗实线)、 \bar{I}_1 (虚线) 和 \bar{I}_2 (细实线) 纬向平均的年变化 (单位: $10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

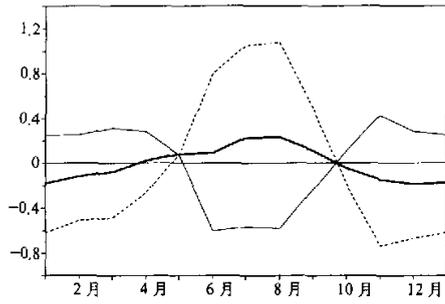


图 9 南半球 (虚线)、北半球 (细实线) 和全球 (粗实线) 平均的地面气压 \bar{P}_s 的年变化 图中给出的是相对于年平均的偏差 (单位: hPa)

由 NCEP/NCAR 再分析资料得南半球、北半球和全球的年均地表气压 \bar{P}_s 的逐月变化 (年变化), 如图 9 所示。由图可见, 无论南半球、北半球和全球的年均地表气压都有十分完好光滑的逐月变化, 除去大气中水汽压可有年变化外, 似乎难以解释何以全球平均地面气压会有 $\pm 0.2 \text{ hPa}$ 的年振幅。这只能暂且认为是资料的平均误差, 消去此误差, 则由图可见各半球平均地表气压均有可观的年变化。但振幅在南半球可达 1.8 hPa , 在北半球只有 1.1 hPa , 不相匹配, 且在北半球夏季时, 半球平均地表气压与其常年平均值相比, 在北半球偏低 0.6 hPa , 在南半球偏高 1 hPa (1.2 hPa 减去 0.2 hPa 的全球平均误差), 冬季反之 (但距平较小), 这与越赤道的大气质量净传输正好相反, 故图 8 或者图 9 至少有一必有误差。

此外, 由 NCEP/NCAR 再分析资料算得的逐年平均的南、北两半球及全球平均地表气压值 (图 10) 还有明显的年际变化和年代际变化。南、北两半球及全球平均地表气压值的年际振幅分别可达 1.3 hPa 、 1.1 hPa 和 0.7 hPa 。本来, 若水汽变化影响

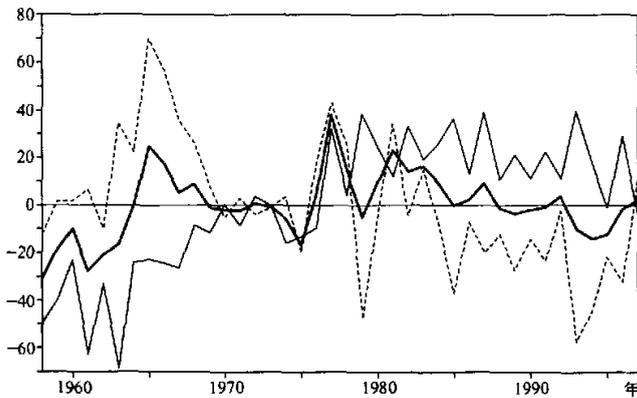


图 10 全球 (粗实线)、北半球 (细实线) 和南半球 (虚线) 平均的年平均地面气压 P_{SFC} 异常的时间序列 (单位: Pa)

不大的话,按质量守恒定律,全球平均地表气压值应既无年变化,也无年际变化,可如今算得两者都有,且年际振幅是其年振幅的3.5倍,又在1977年前有一个增加的趋势,而在1977年之后却呈现持续减少的趋势。这些该如何解释?是资料的误差范围?¹⁾

5 季风区的角色

稍为扩大亚澳季风区的范围,即取沿纬圈中30~180°E的一段范围记为区域(E),进行区域平均计算,并将它们和上述两节沿纬圈的情形作比较,可以清楚地看出亚澳季风等在行星经圈环流和两半球大气相互作用中所扮演的角色。

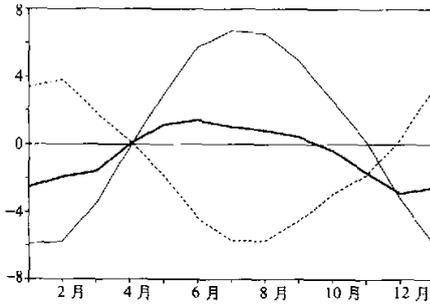


图 11 1958~1997 年赤道圈上 30~180°E 区域内平均的指数 $(\bar{I}_1)_E$ (粗实线), $(\bar{I}_1)_E$ (虚线) 和 $(\bar{I}_2)_E$ (细实线) 的年变化 (单位: $10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

记区域(E)内沿纬圈平均的经向速度为 $(v)_E$, 相应于 I_1 、 I_2 和 I 的量分别记为 $(I_1)_E$ 、 $(I_2)_E$ 和 $(I)_E$ 。赤道上 $(\bar{I}_1)_E$ 等的年变化如图 11 所示。与图 8 相比较可见,相对应的各曲线逐月变化大体一致,只是区域(E)内的情形(图 11)明显强于沿纬圈平均的情形(图 8)。如在热带地区,夏季 $(\bar{I}_1)_E$ 和 $(\bar{I}_2)_E$ 的最大数值分别约 $6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 和 $6.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 冬季则分别约 $4 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 和 $6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。因此,亚澳季风内的 $(\bar{I}_1)_E$ 、 $(\bar{I}_2)_E$ 和沿纬圈平均情形相比,

夏季分别加强了 $2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 和 $2.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 冬季分别加强了 $1 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 和 $3 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。如以驱动越过赤道的大气质量传输的功效来说,则由于太阳辐射的年变化所致的“第一推动力”与由地表特性差异所致的“第二推动力”的功效之比为夏季约 4:2, 冬季 3:1 (高空) 和 3:3 (低空)。且亚澳季风区在冬季能驱动高达 $2 \times 10^3 \sim 3 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 的向南净传输,而在夏季则为稍大于 $1 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。还有由于夏季以后高空环流随时间变化的相对滞后性,从 9 月秋分时起净传输已转为向南的了。

图 12 是 30~180°E 范围内 $(\bar{I}_1)_E$ 、 $(\bar{I}_2)_E$ 和 $(\bar{I})_E$ 的经向分布。除 60°S 以南 (也许还有 70°N 以北) 资料不可靠外,其余是可信的,与图 7 相比较可见二者的明显差别:沿全纬圈平均的经向质量传输以与行星热对流圈相对应的热带地区最显著;但在(E)区,在冬季除热带外,低空在南北纬 60° 附近和 30° 附近又有可观的 $|(\bar{I}_1)_E|$ 和 $|(\bar{I}_2)_E|$ 值; $(\bar{I}_1)_E$ 在 10°S 以北都为正 (高空向北传输),在 45°N 有近于零的极小值, $(\bar{I}_2)_E$ 在 45°N 甚至达约 $-8 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, 强于热带的 (都为与高空相反向南传输)。这在北半球反映出以下事实:在低空东亚季风贯通中高纬至低纬地区,中高纬的准定常行星波

1) 本文投稿后,看到了 Hines 等的文章 (见参考文献[20])。他们指出 NCEP 资料在 1968 年前地面气压误差较大,尤其是南半球高纬地带,但从本文的计算分析结果可知,似乎还有比那些更多的误差问题。

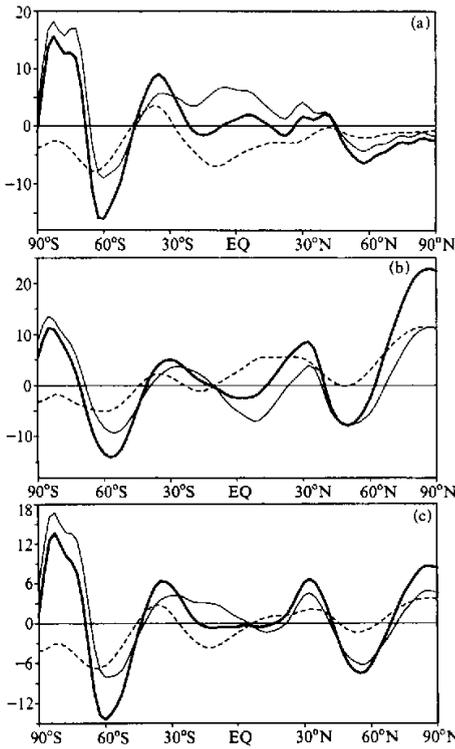


图 12 1958~1997 年 30°E~80°E 区域内平均指数 $(\bar{J})_E$ (粗实线)、 $(\bar{I}_1)_E$ (虚线) 和 $(\bar{I}_2)_E$ (细实线) 的经向廓线分布 (单位: $10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)
(a) 夏季; (b) 冬季; (c) 年平均

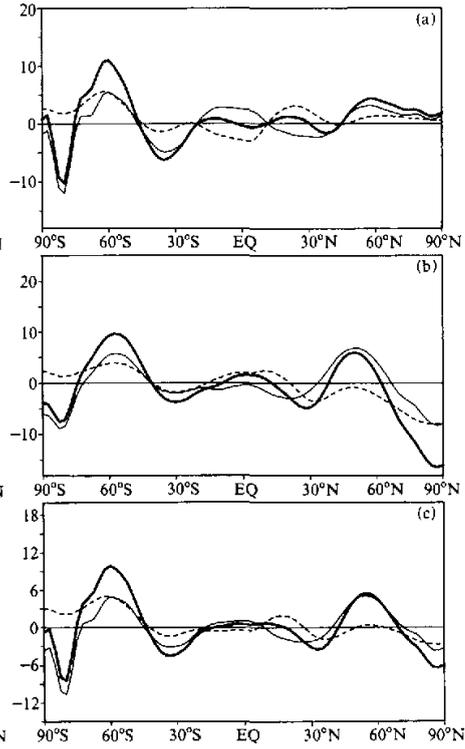


图 13 1958~1997 年 177.5°W~7.5°W 区域内平均指数 \bar{J} (粗实线)、 \bar{I}_1 (虚线) 和 \bar{I}_2 (细实线) 的经向廓线分布 (单位: $10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)
(a) 夏季; (b) 冬季; (c) 年平均

与低纬的行星热对流环流及准定常行星波同位相, 配置得宜 (30°N 附近有向北输送, 值不大, 似乎是由于高原地下资料为伪造的所致)。又在冬季在热带 15°S~15°N 有净向南的质量传输 (可达 $2.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), 40°S~15°S 为净向北传输 (可达 $4.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$), 造成 15°S 附近质量堆积而成为由 (E) 区向其外辐散之源。再看夏季, 45°S 以北直至 40°N, $(\bar{I}_2)_E$ 均为正 (低空向北传输), 30°S 以北直至 40°N, $(\bar{I}_1)_E$ 均为负 (高空向南传输), 绝对值大都在 $5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 左右, 且在南北纬 30°~45° 附近还有次极大值, 这也反映出亚澳季风与南北两半球中高纬准定常行星波同位相而配置得宜的事实, 夏季季风可由南半球温带直达北半球东亚温带; 又夏季净传输是 5°S~15°N 为向北, 15~25°N 为向南, 25~45°N 为向北, 45°N 以北为向南, 这反映出 15°N 附近及 25°N 附近有质量堆积而向 (E) 区外辐散。但净传输夏季明显弱于冬季, 何以净传输有如此可观的季节差异尚需研究。又由于冬夏季传输互为抵消, 年平均传播在热带甚至很小。

早已有人指出^[17], 亚洲季风[即今所谓的亚澳季风 (包括东非的季风区) 和东亚季

风)所以十分强大,是和世界最大的大陆连片(欧亚大陆和非洲大陆,包括印度次大陆,且应包括澳洲在内)与最大的海洋连片(太平洋和印度洋)的地理位置配置有关,这与我们的上述计算结果是相吻合的(注:亚洲季风和东亚季风是在文献[18]和[19]中最早得到系统研究的)。

既然(E)区增强了行星热对流环流,则准定常行星波在(E)区外[以下称(W)区]必与行星热带对流环流部分抵消而使之减弱。图13和图14就是(W)区纬圈地段的情况,图13(W区)与图7(沿纬圈平均的情况)之差和图12(E区)与图7之

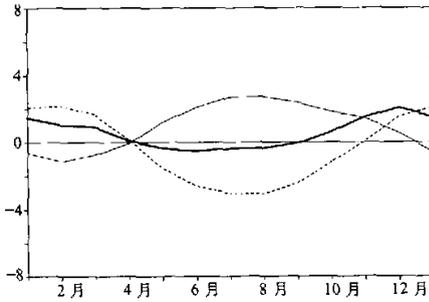


图14 1958~1997年赤道圈上 $177.5^{\circ}\text{W}\sim 27.5^{\circ}\text{E}$ 区域内平均的指数 $(\bar{I})_w$ (粗实线), $(\bar{I}_1)_w$ (虚线)和 $(\bar{I}_2)_w$ (细实线)的年变化(单位: $10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$)

差正好相反,图14(W区,赤道)与图8(沿纬圈平均,赤道)之差和图11(E区,赤道)与图8之差亦相反(图均未给出)。将图14与图11比较,图13与图12比较可见,(W)区的质量传输比(E)区弱得多,此外,整层净质量传输经向廓线与(E)区的正好反向。这些特征在图14中亦非常清楚,(W)区的质量传输的季节变化显然比(E)区的弱,并且整层质量净传输的年变化非常明显地与(E)区的呈反向。特别是由图14减去图8可知,在(W)区赤道上, $|[\bar{I}_1]-(\bar{I}_1)_w|$ 及 $|[\bar{I}_2]-(\bar{I}_2)_w|$ 在夏天分别约为 $1 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 及 $1.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$,而在冬季分别约为 $1 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 及 $2 \times 10^3 \text{ kg m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。由此推得“第一推动力”与“第二推动力”效力之比在夏季为4:(1~1.5),冬季为3:(1~2)。这与由(E)区估计得到的值大体相同。结果是(W)区的环流季节变化不大,其热带(大西洋和东太平洋)大气低层常年吹拂的基本上是偏东风的“信风”。

从(E)区和(W)区赤道上的平均垂直速度的月份-高度剖面图(图15)可知,这两个区的季节变化的结构也基本相反。在赤道上空,(E)区的全年为上升流,但冬夏最强,春秋稍弱;而在(W)区则以下沉为主,夏季最强,但在冬和春,中低空为上升流,尤以4月最强且可高达平流层。(W)区的上述特征也十分清楚地说明,在该区准定常行星波与行星热带对流环流之间作用相消。在赤道区(E)区经度跨度为 150° , (E)区外为 210° ,相差不大,因此(E)区的沿经度平均及(E)外的沿经度平均情况大致反映出纬圈波数为1的准定常行星波(有季节变化)的情况。

6 小结

上述的理性分析和资料统计分析表明:大气环流的季节变化和越赤道气流或两半球的相互作用首先是由于赤道面与黄道面有交角而使太阳辐射有年变化所致,行星热对流环流是热带季风的“第一推动力”,而地表特性差异(海陆热力特性差异以及地形高度

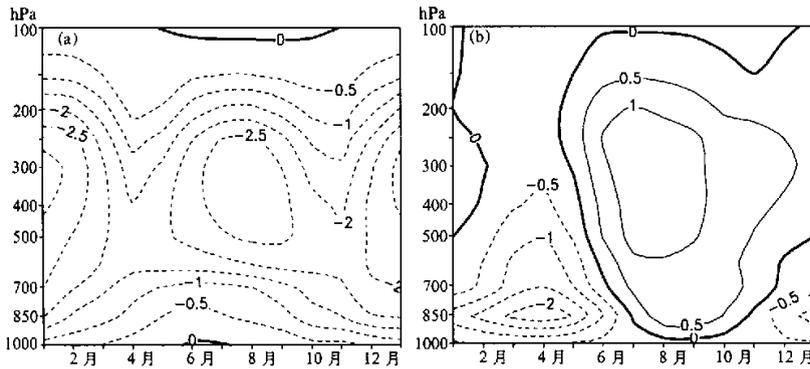


图 15 1958~1997 年赤道上区域平均垂直速度 $\bar{\omega}$ 的月份-高度剖面图 (单位: 10^{-4} hPa s^{-1})
(a) $30^{\circ}\text{E}\sim 180^{\circ}\text{E}$; (b) $177.5^{\circ}\text{W}\sim 27.5^{\circ}\text{E}$

等)所导致的准定常行星波(也有季节变化)为“第二推动力”,二者共同作用使热带季风表现上具有局域性。如以推动大气质量越赤道纬圈传输的效力来看,二推动力之效力比在(北半球)夏季为4:(1~2),在冬季为3:(1~3),或者平均大体来说就是2:1。第二推动力在亚澳季风区与第一推动力合拍,使热带季风在亚澳区内最明显,而各经圈环流圈的上下及南北关联及与中高纬准定常行星波的配置则使全球范围内从低纬到高纬有地域性的明显季节变化区,从而构成三度空间的全球季风系统(不妨称之为广义季风系统,以别于传统的季风定义)。此外,由于第一推动力与第二推动力的效果相消,在热带大西洋和东太平洋盛行“信风”,环流季节变化很小。

参 考 文 献

- 1 李宪之 (Li, S. Z.), Die kalteinbrüche in Ostasien, *Met. Zeitschr.*, 1936, 53, 74. (中文版, 东亚寒潮侵袭的研究, 中国近代科学论著专刊——气象学 (1919~1949), 北京: 科学出版社, 1955, 35~118.)
- 2 李宪之 (Li, S. Z.), Untersuchungen über Taifune, *Veroff. D. Met. Inst. D. Univ. Berlin*, 1936, 1(5), 28. (中文版, 台风的研究, 中国近代科学论著专刊——气象学 (1919~1949), 北京: 科学出版社, 1955, 119~146.)
- 3 Tao Shiyan and Chen Longxun, A review of recent research on the East Asia summer monsoon in China, in: *Monsoon Meteorology* (Edited by C. P. Chang and T. N. Krishnamurti), New York: Oxford University Press, 1987, 60~92.
- 4 Krishnamurti, T. N., Monsoons, in: *Encyclopedia of Climate and Weather* (Edited by Stephen H. Schneider), New York, Oxford: Oxford University Press, 1996, 2, 512~515.
- 5 Zeng Qingcun, Zhang Banglin, Liang Youlin and Zhao Sixiong, The Asian summer monsoon — a case study, *Proceedings of the Indian Science Academy*, 1994, 60(1), Part A, 81~96.
- 6 Ding Yihui, *Monsoons over China*, Kluwer academic Publisher, 1994, 419pp.
- 7 Lau, K. M., Ding, Y., Wang, J. T., Johnson, R., Keenan, T., Cifelli, R., Gerlach, J., Thiele, O., Rickenbach, T., Tsay, S. C. Lin, P. H., A report of the field operations and early results of the South China Sea Monsoon Experiment (SCSMEX), *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 2000, 81, 1261~1270.
- 8 Kalnay, E. et al., The NCEP / NCAR 40-year reanalysis project, *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 1996, 77, 437~471.
- 9 叶笃正、朱抱真, 大气环流的若干基本问题, 北京: 科学出版社, 1958.
- 10 Lorenz, E. N., *The Nature and Theory of the General Circulation of the Atmosphere*, WMO Publication, 218,

- World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 1967, 161 pp.
- 11 Chang, C. P., Some theoretical problems of the planetary-scale monsoon, in: *Monsoon Dynamics* (Edited by T. N. Krishnamurti), *Contributions to Current Research in Geophysics (CCRG), Reprint from Pure and Applied Geophysics (PAGIOPH)*, Birkhäuser Verlag, Basel and Stuttgart, 1978, 1089~1109.
 - 12 曾庆存、张邦林, 大气环流的季节变化和季风, *大气科学*, 1998, **22**(6), 805~813.
 - 13 Xue Feng and Zeng Qingcun, Diagnostic study on seasonal variation and interannual variability of wind field, *Adv. Atmos. Sci.*, 1999, **16**, 537~543.
 - 14 李建平、曾庆存, 风场标准化季节变率的显著性及其表征季风的合理性, *中国科学 (D辑)*, 2000, **30**(3), 331~336.
 - 15 Zeng Qingcun, The global monsoon system, in: *Proceedings of the Second International Symposium on Asia Monsoon System (ISAM2)*, Cheju, Korea, Meteorological Research Institute (METRI) and Korea Meteorological Administration (KMA), 2000, 23~27.
 - 16 Oort, A. H. and J. P. Peixoto, Global angular momentum and energy balance requirements from observations, *Adv. Geophys.*, 1983, **25**, 355~490.
 - 17 高由禧 (Kao, Y. H.), 徐淑英 (Xu, S. Y.), 东亚季风的若干问题, 北京: 科学出版社, 1962.
 - 18 竺可桢 (Chu, C. C.), Southeast monsoon and rainfall in China, *Journal of the Geographical Society of China*, 1934, **1**(1), 1~27.
 - 19 涂长望 (Tu, C. W.), 黄仕松 (Huang, S. S.), The advance and retreat of the summer monsoon in China, *Meteorological Magazine*, 1944, **18**, 81~92.
 - 20 Hines, K. M., D. H. Bromwich and G. J. Marshall, Artificial surface pressure trends in the NCEP-NCAR reanalysis over the Southern Ocean and Antarctic, *J. Climate*, 2000, **13**(22), 3940~3952.

Interactions between the Northern and Southern Hemispheric Atmospheres and the Essence of Monsoon

Zeng Qingcun and Li Jianping

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

Abstract Based on the theoretical consideration and the statistical analysis of NCEP/NCAR reanalyses data, it is clear that the causes of seasonal variations of atmospheric general circulation, the cross-equatorial air flows and the interactions between the Northern and Southern Hemispheric atmospheres are primarily due to the seasonal variations of incoming solar radiation. The primary driving forcing of the tropical monsoon, characterized by the cross-equatorial meridional wind component, is the planetary thermal convection, and the semi-permanent planetary waves due to the seasonal variation of the differences between the thermal characters of earth surface (ocean and continent) are the secondary forcing. The calculation results show that the efficiency ratio of the first to second forces, on the average, is 2:1. The two forces are in phase in the eastern hemisphere, resulting in pronounced Asian-Australian monsoon prevails, but out of phase in the western hemisphere, resulting in weak seasonal variations and monsoon over the tropical Atlantic and the tropical eastern Pacific. Besides, the semi-permanent planetary waves in the middle-high latitudinal zones owing to the seasonal variations of thermal contrast of land and ocean and the incoming solar radiation are favourable for the Asian-Australian monsoon to extend to the extratropical regions. At high altitudes, the air flows compensating the low-level monsoons also undergo significant seasonal variations. Thus there is a clear picture of globally three-dimensional general monsoon system.

Key words: planetary thermal convection; driving force; cross-equatorial flow; seasonal variation; monsoon