

# 全球水循环的海洋分量研究\*

周天军

张学洪

(北京大学地球物理系, 北京, 100871)

(LASG, 中国科学院大气物理研究所, 北京, 100029)

王绍武

(北京大学地球物理系, 北京, 100871)

## 摘 要

利用 NCEP/NCAR 再分析月平均和逐日资料, 采用“余差”方法, 计算了 1984~1994 年全球海气淡水通量, 分析了全球水汽输送的特点。主要结果有: (1) 在全球水循环中, 副热带大洋是重要的水汽辐散区, 热带辐合带、南太平洋辐合带和南太平洋东南海域是集成的水汽辐合区, 赤道东风带是夏季印度洋季风环流的主要水汽通道; (2) 再现了全球海气淡水通量的分布, 例如副热带“海洋沙漠”带、热带辐合带和南太平洋辐合带净降水区等; 展示了细节特征, 如黑潮区的净蒸发特点等; (3) 发现了北大西洋中高纬度地区存在一东北—西南向的净蒸发带, 而前人结果中则为净降水带; (4) 分析了各大洋海气淡水通量的季节、年际变化特征, 讨论了太平洋相对于大西洋作为水汽汇的特点; 指出热带辐合带和南太平洋辐合带是海气淡水通量变率最大的海域。

关键词: 全球水循环, 海洋分量, 淡水通量。

## 1 引 言

气候系统是由大气、海洋、岩石圈、冰雪圈和生物圈组成的复杂系统, 全球水循环作为一个纽带, 将各子系统紧密地联系在一起。海洋覆盖了地球表面的 70%, 包容了几乎全球所有的液态水(97%), 在全球水循环中充当着极为重要的角色。大气中的水汽含量只占地球总水量的 0.001%, 陆地上的水含量也不到海洋水含量的 1/30, 只是由于陆表水循环对人类活动特别是农业生产起着重要影响, 才使得过去人们关于水循环的讨论, 多集中在与陆表过程相联系的这一相当小的部分。据估计, 全球蒸发的 86%、全球降水的 78% 是集中在海洋上的<sup>[1]</sup>, 海洋作为水汽之源, 其蒸发和降水形势的微小变化, 就足以引起相对较小的陆表水循环的剧烈变化。因此, 加强全球水循环的海洋分量研究是极为必要的。

研究全球水汽输送及其源与汇, 是全球能量与水循环试验(GEWEX)的重要内容之

\* 初稿时间: 1997 年 9 月 30 日; 修改稿时间: 1998 年 5 月 25 日。

资助课题: 国家自然科学基金《0 世纪中国与全球气候变率研究》(49635190)、国家“九五”重中之重项目“我国短期气候预测系统的研究”(96-908-02-01)和 LASG 开放课题共同资助。

一。海气淡水通量, 即海表面处蒸发与降水之差 ( $E - P$ ), 是衡量全球大气与海洋之间水分交换的一个重要指标, 因而倍受气象学界和海洋学界的重视。此前关于全球海气淡水通量的估计, 基本上是根据有限的海岛、船舶降水观测资料和由经验公式得到的蒸发来计算的。资料的匮乏、海岛地形的影响, 使得外推降水存在很大的不确定性, 而利用气候资料来根据总体公式计算蒸发, 也将带来很大的误差。但目前引用较多的全球海气淡水通量分布图 (Schmitt<sup>[1,2]</sup>, 1995), 恰恰是建立在上述方法基础上的, 而且它还是根据不同学者在不同时期的研究结果拼起来的合成图。

建立在水汽守恒方程基础之上的所谓“余差”方法, 由于严格遵守了物理约束, 在计算中不必引入经验系数或经验公式, 因而在一定程度上弥补了传统方法的缺陷。但资料的匮乏, 一定程度上制约了该方法的应用。过去该技术多用于月平均探空资料, 代表性的工作有 Bryan<sup>[3]</sup> (1984), Savijärvi<sup>[4]</sup> (1988) 等。Trenberth<sup>[5]</sup> (1995) 和 Rasmusson 等<sup>[6]</sup> (1996) 先后将该方法用于同化资料, 以研究大尺度的大气水汽循环过程。作者等根据最新的 NCEP/NCAR 再分析月平均和逐日资料, 利用“余差”方法, 计算了 1984~1994 年 11 a 中逐月的全球海气淡水通量, 重点讨论了其 11a 平均气候态、季节变化和年际变化特点等, 分析了全球大气的水汽输送特点。

## 2 计算方法与资料

水汽平衡方程可以写成:

$$\frac{dq}{dt} = s(q) + D \quad (1)$$

其中,  $q$  为比湿;  $D$  为通过边界的分子和湍流瞬变扩散项;  $s(q)$  为水汽源汇项, 等于单位质量空气内与相变相联系的水汽产生和减少率, 包括蒸发和凝结及更小的从周边(地表除外)扩散进来的水汽, 一般  $s(q) = e - c$ , 其中  $e$  为蒸发率(包括升华),  $c$  为单位质量空气内的凝结率。

质量连续方程为:

$$\nabla \cdot \mathbf{V} + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (2)$$

其中,  $\mathbf{V}$  为水平风场,  $\omega$  为垂直运动。综合水汽基本方程和质量连续方程, 大气水汽收支在  $(x, y, p, t)$  坐标系中可表示如下:

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q\mathbf{V} + \frac{\partial q\omega}{\partial p} = s(q) + D \quad (3)$$

对任一变量  $A$ , 有:

$$\frac{\partial}{\partial t} \int_0^{p_s} A dp = \int_0^{p_s} \frac{\partial A}{\partial t} dp + A_s \frac{\partial p_s}{\partial t} \quad (4a)$$

$$\nabla \cdot \int_0^{p_s} A \mathbf{V} dp = \int_0^{p_s} \nabla \cdot A \mathbf{V} dp + A_s \mathbf{V}_s \cdot \nabla p_s \quad (4b)$$

$$\int_0^{p_s} \frac{\partial A}{\partial p} \omega dp = A_s \omega = A_s \left[ \frac{\partial p_s}{\partial t} + \mathbf{V}_s \cdot \nabla p_s \right] \quad (4c)$$

根据式(4), 沿垂直方向按气压对式(3)积分, 得单位气柱内的水汽平衡方程:

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \nabla \cdot \mathbf{Q} = E - P \quad (5)$$

其中,  $w = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q dp$ , 为大气可降水量;  $\mathbf{Q} = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} q \mathbf{V} dp$ , 为水汽通量项;  $E$  为表面蒸发项;  $P$  为降水项。式 (5) 表明表面蒸发与降水的余差是由局地水汽贮存率  $\frac{\partial w}{\partial t}$  和水汽的流入流出控制的。对于较长时间(月)、较大范围的平均状况而言, 大气的局地水汽贮存率  $\frac{\partial w}{\partial t}$  非常小, 可以忽略不计<sup>[6]</sup> (根据作者的计算, 该项较之其它项至少要少一个量级以上), 因此, 水汽平衡方程可简化为:

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{Q}} = E - P \quad (6)$$

对于月平均, 垂直积分的水汽通量项可以被分解为定常和瞬变两个分量:

$$\bar{\mathbf{Q}} = \mathbf{Q}_s + \mathbf{Q}_r = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{q} \bar{\mathbf{V}} dp + \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \overline{q \mathbf{V}} dp \quad (7)$$

其中  $\bar{q}$ ,  $\bar{\mathbf{V}}$  为月平均量, 代表定常部分;  $a$ ,  $\mathbf{V}$  为逐日资料相对于月平均值的差, 代表瞬变部分。将式 (7) 代入式 (6), 可计算出逐月淡水通量  $E - P$  的定常分量和瞬变分量, 由逐月  $E - \bar{P}$  可进一步求出年平均场。定常分量反映的是类似于季节性的大气活动中心那样的保持相对稳定的水汽通量项的贡献, 而瞬变分量反映的是类似变化频繁的气压槽脊那样的代表瞬间变化的水汽通量项的贡献。

另外, 为了分析全球大气的水汽输送特征, 根据 Helmholtz 定理, 垂直积分的水汽通量  $\mathbf{Q}$  可表示为:

$$\mathbf{Q} = \nabla \Phi + \mathbf{k} \times \nabla \Psi \quad (8)$$

其中  $\Phi$  为水汽势函数,  $\Psi$  为水汽流函数, 有:

$$\nabla^2 \Psi = \mathbf{k} \cdot \nabla \times \mathbf{Q} = \nabla \cdot \mathbf{Q} \times \mathbf{k} \quad (9)$$

$$\nabla^2 \Phi = - \nabla \cdot \mathbf{Q} \quad (10)$$

其中  $\mathbf{Q}$  分别用  $\mathbf{Q}_s$ ,  $\mathbf{Q}_r$  来代换。求解泊松方程, 可得到垂直积分水汽通量的定常部分和瞬变部分各自对应的流函数和势函数, 进一步可求得无辐散和无旋的水汽通量分量<sup>[7]</sup>。

文中所用资料为 NCEP/NCAR 再分析月平均和逐日资料, 时间为 1984 ~ 1994 年总计 11 a, 逐日资料每天两个时次(00UT 和 12UT), 物理量为 8 层等压面(300 hPa, 500 hPa, 700 hPa, 850 hPa, 900 hPa, 925 hPa, 950 hPa, 1000 hPa) 的风速 ( $u, v$ )、温度 ( $T$ ) 和相对湿度 ( $R_H$ ) 资料<sup>\*</sup>, 此外还有地表气压  $p_s$ 。上述资料水平分布在均匀的经纬网格上, 分辨率  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$ 。

实际计算中, 采用线性插值将风速、温度和相对湿度由 8 层等压面插值到 15 层的均匀等压面上(300 hPa, 350 hPa, ..., 950 hPa, 1000 hPa), 每层厚度为 50 hPa。后在 15 层等压面上根据相对湿度计算出比湿。这样做的好处, 一是可以避免温度和比湿分别独立插值所带来的不协调的过饱和现象, 二是能够克服比湿垂直插值所带来的误差, 因为大气中比湿的变化是非线性的, 随高度变化很大, 而相对湿度随高度的变化则比较均匀。

据研究<sup>[5]</sup>, 对任一变量  $A$ ,  $\partial A / \partial p$  项在  $\ln p$  坐标系中转变为  $(1/p) \partial A / \partial \ln p$  的形式, 利

\* 1992 年 10 ~ 12 月 925 hPa 月平均相对湿度资料空缺

用中央差分格式来计算, 比直接在  $p$  坐标系中差分要更为精确一些; 相应地, 垂直积分变为  $(1/g) \int_0^{p_s} A dp = (1/g) \int_0^{\ln p_s} p A d \ln p$ , 文中采用了这一方法。由于水汽主要集中在对流层以内, 因此, NCEP 同化模式中在 300 hPa 以上将湿度设为零; 同时为克服资料中大地形区地表以下虚假水汽的干扰, 文中垂直积分是在 300 hPa 到  $p_s$  之间进行的。

### 3 垂直积分的全球大气水汽输送特征

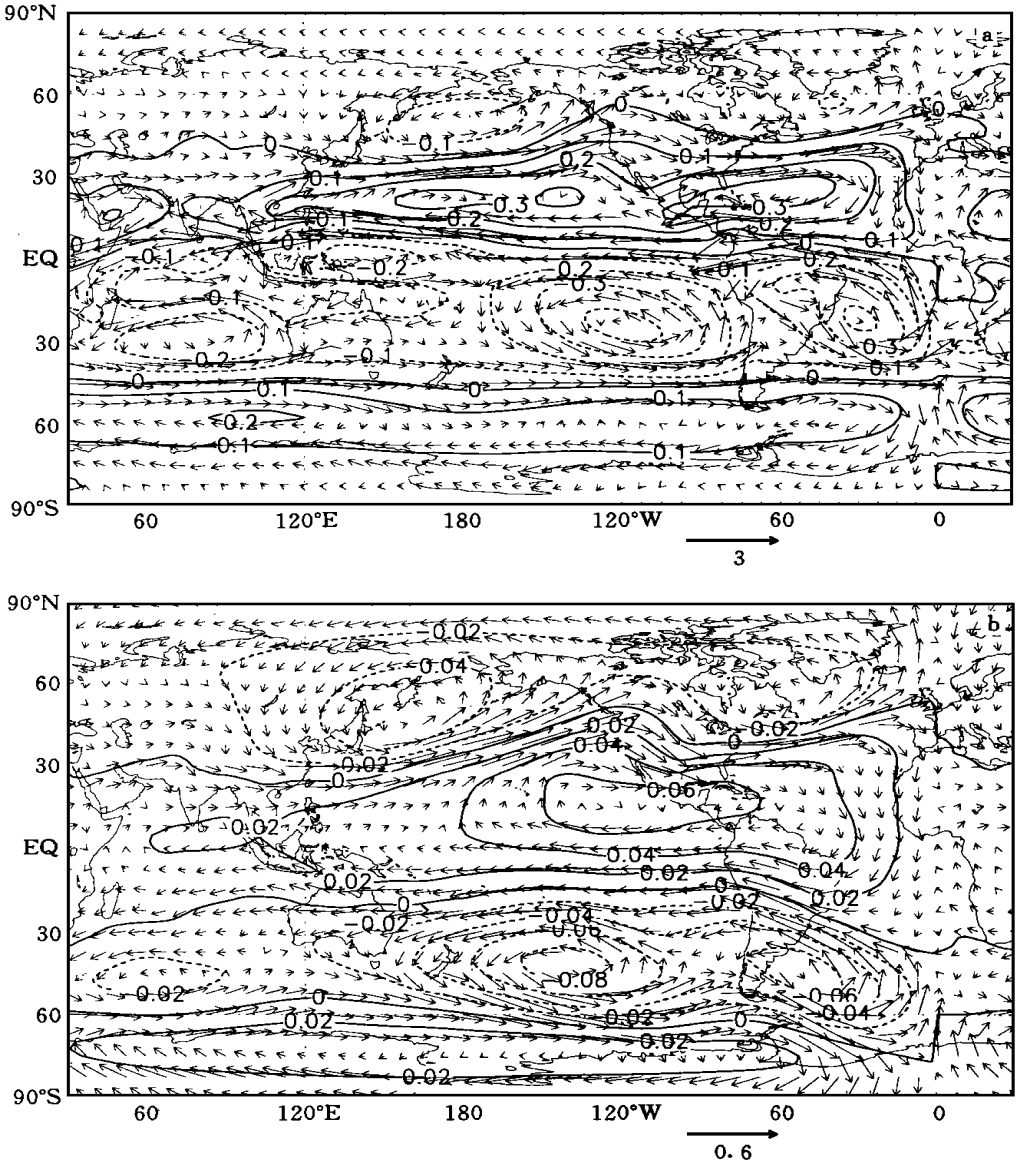


图1 冬季无辐散水汽通量场

(a. 定常分量, b. 瞬变分量; 单位:  $10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ 。细等值线为流函数; 矢量场为无辐散分量)

### 3.1 水汽通量场的无辐散分量

#### 3.1.1 无辐散水汽通量场的定常分量

图 1a, 2a 分别是冬、夏季(指北半球, 下同)无辐散水汽通量场的定常分量。无辐散水汽通量反映的是水汽通量沿等压线输送的部分, 其定常分量是全球水汽输送的主要分量。由图可见, 大洋上的水汽通量最强, 南半球副热带印度洋、东太平洋、大西洋, 与副热带涡旋相对应, 水汽通量场常年存在逆时针的涡旋结构; 北半球副热带太平洋、大西洋, 与副热带涡旋相对应, 也常年存在顺时针的涡旋结构。值得注意的是, 夏半球副热带水汽场的涡旋特征比较明显。冬季中纬度北太平洋有一气旋性的涡旋结构, 北大西洋北部也有一较弱

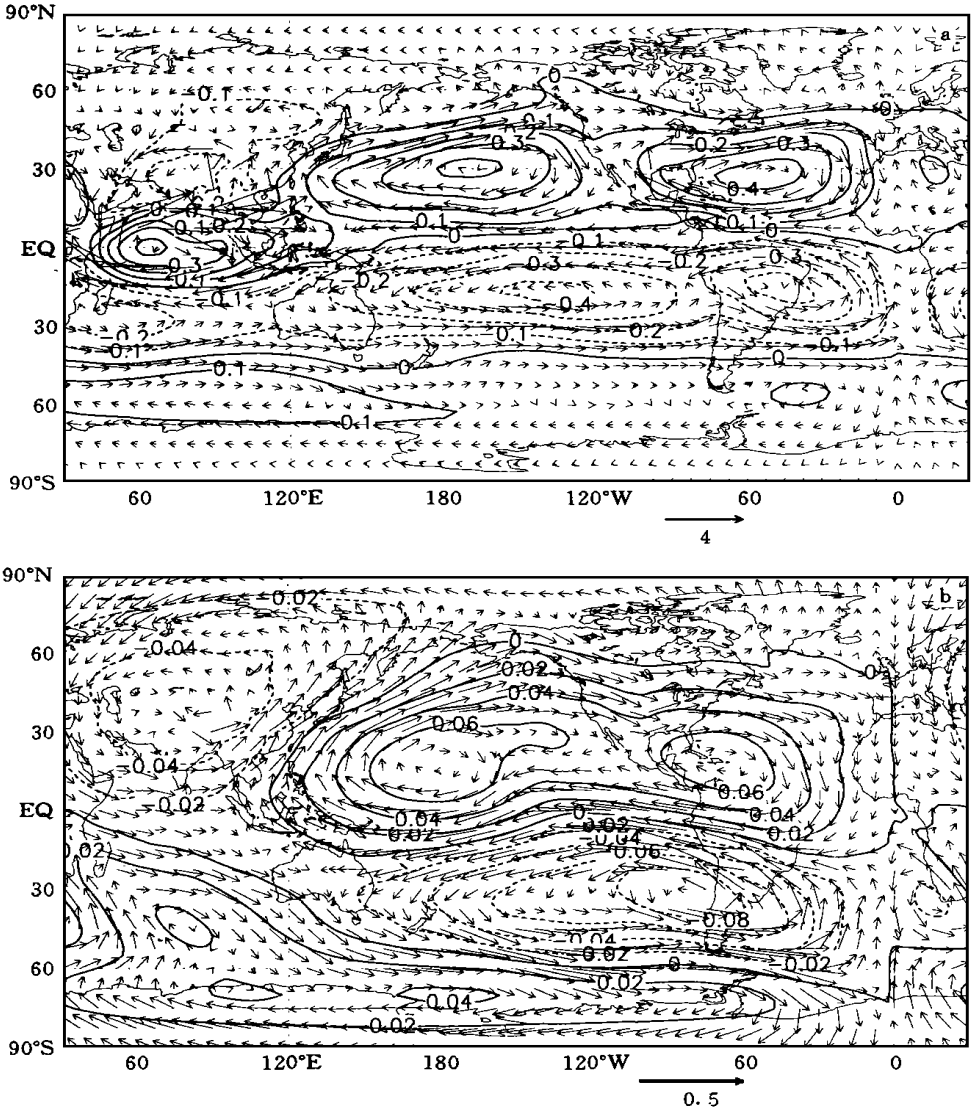


图 2 夏季无辐散水汽通量场

(a. 定常分量, b. 瞬变分量; 其它说明同图 1)

的气旋性涡旋结构;到了夏季,北太平洋副热带涡旋增强并北伸,中纬度的气旋性涡旋结构消失,而北大西洋北部的微弱涡旋仍存在,只是范围西移,中心在戴维斯海峡。夏季印度洋季风环流是向北输送水汽的主要通道,索马里急流在水汽输送上充当重要角色。赤道东风带是大西洋向太平洋水汽输送的主要通道,但只有夏季该通道才直抵印度洋,为印度季风环流源源不断地输送水汽;在冬季该输送带的一部分在达到马来半岛后折回向东,在副热带西太平洋再次转而向西,经澳洲北部汇入印度洋副热带涡旋。

### 3.1.2 无辐散水汽通量场的瞬变分量

图 1b, 2b 分别是冬、夏季无辐散水汽通量场的瞬变分量。大部分地区瞬变分量的量

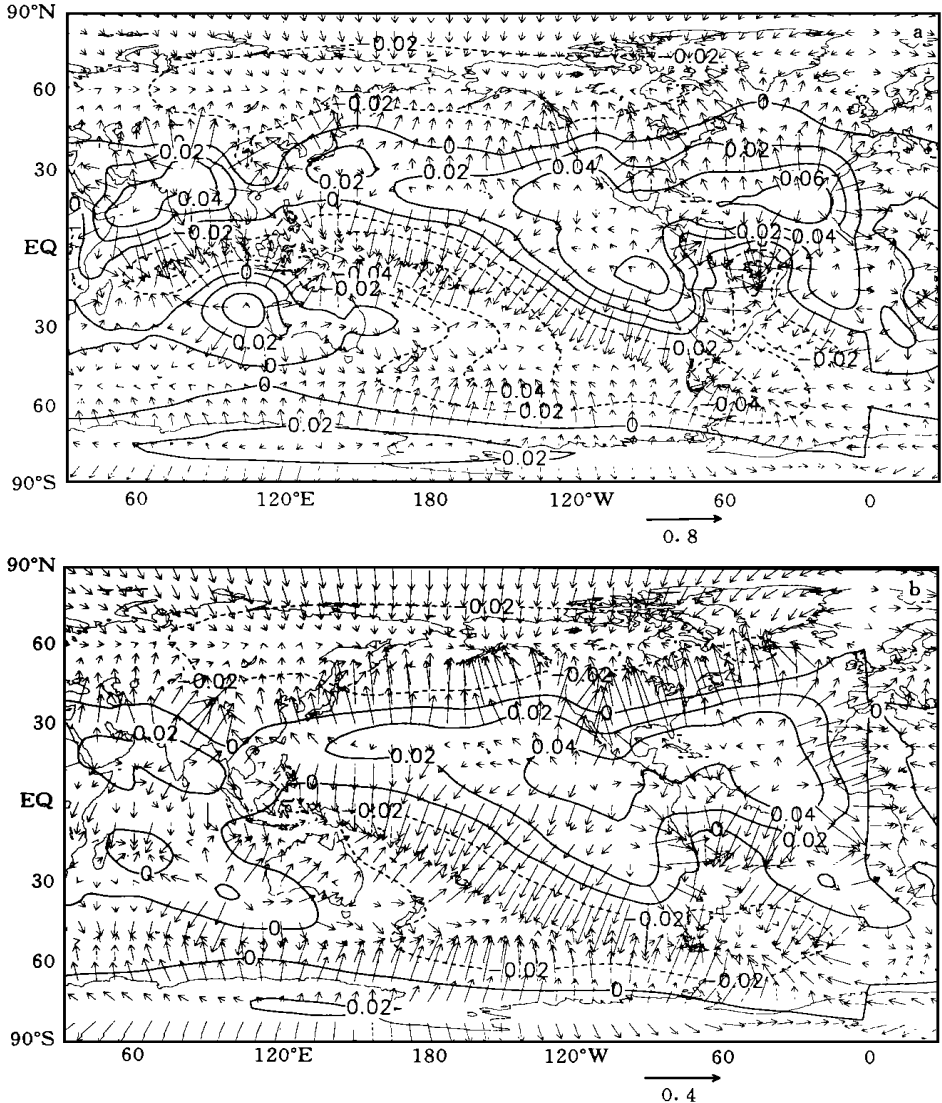


图 3 冬季无旋水汽通量场

(a. 定常分量, b. 瞬变分量; 单位:  $10^6 \text{m}^3 \text{s}^{-1}$ 。细等值线为势函数; 矢量场为无旋分量)

级较小,和定常部分涡旋中心保持同号,瞬变涡旋中心较之定常部分在两个半球都要偏南一些。在冬半球,太平洋和大西洋副热带涡旋连为一体,而在夏半球则分裂为二。赤道东风带,夏季瞬变水汽输送向西只能达到马来半岛,对印度洋贡献很小。

### 3.2 水汽通量场的无旋分量

#### 3.2.1 无旋水汽通量场的定常分量

图 3a, 4a 分别是冬、夏季无旋水汽通量场的定常分量。在水汽通量场中,无旋部分是一小量,但对水汽的源和汇具有重要作用,它反映的是水汽穿过等压线输送的部分。由图可见,副热带大洋是重要的水汽源区:冬季印度洋,在阿拉伯海及澳洲以西洋面各有一辐散中心,与之对称,在印度半岛北部亦有一中心;夏季阿拉伯海的辐散中心消失,位于澳洲

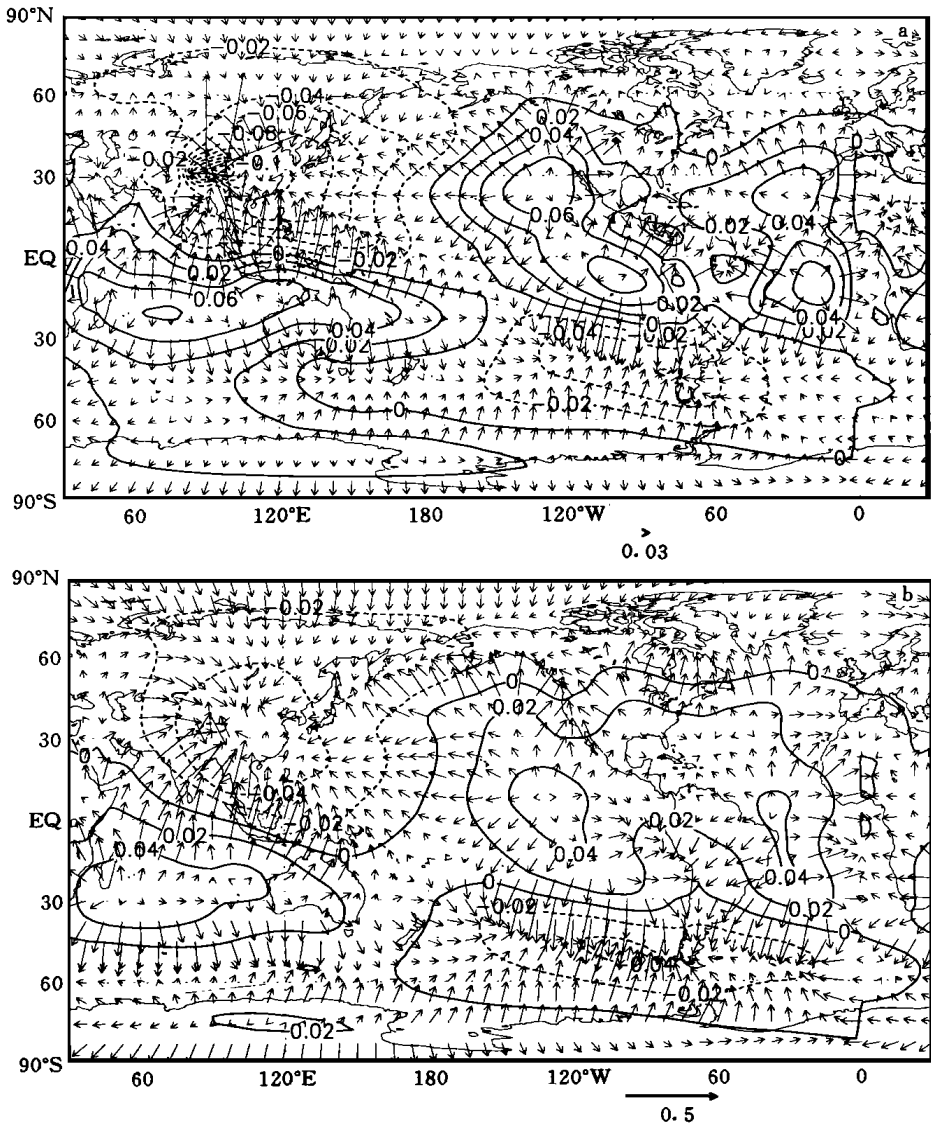


图 4 同图 3, 但为夏季的情况

以西洋面的中心西移; 南北大西洋各有一辐散中心, 其中心位置冬、夏季保持相对稳定, 强度冬季大于夏季; 南、北半球副热带东太平洋各为一辐散中心, 其位置冬夏季基本保持稳定, 反映出其作为稳定的水汽源区的特点。北半球中纬度(60°N)夏季为纬向分布的水汽辐合带, 但冬季则消失。

冬季水汽辐合中心较为集中, 从热带印度洋向东, 经印尼群岛、南太平洋辐合带至南太平洋南部, 为一大范围的带状辐合区, 其东端一直延伸至合恩角以东的南大西洋, 强度以南太平洋辐合带为最强。南美大陆东北部有一辐合中心。夏季水汽辐合中心主要有二, 分别位于东亚大陆和南太平洋东南部。可见南太平洋东南海域常年为水汽的汇区。另外, 南美大陆东北部的辐合中心依然存在, 但强度较之夏季要弱得多。

### 3.2.2 无旋水汽通量场的瞬变分量

图 3b, 4b 分别是冬、夏季无旋水汽通量场的瞬变分量。与无辐散部分不同的是, 无旋水汽通量场的瞬变分量同定常分量级接近。其辐散、辐合中心与定常分量同号, 反映出瞬变场对总水汽场的增幅效果。应注意的是, 北半球中纬度纬向的水汽辐合带, 全年在瞬变场中都很明显, 冬季强于夏季。夏季东亚大陆的水汽辐合中心的范围较之定常分量要大。定常分量中夏季位于南、北半球副热带东太平洋的两个辐散中心, 其所对应的瞬变分量的辐散中心以赤道为中心合二为一; 大西洋情况与之类似。

## 4 全球海气淡水通量评估

### 4.1 年平均海气淡水通量分布

据图 5, 全球年海气淡水通量分布特征如下: 总体上, 淡水通量的分布形势具有较明显的纬向特征(印度洋例外); 在热带辐合带(ITCZ), 降水大于蒸发; 副热带为“海洋沙漠”带, 蒸发远大于降水, 但在从西太平洋开始向东南方向延伸的南太平洋辐合带(SPCZ)内, 降水则大于蒸发; 中纬度海域为净降水带, 特别是在南大洋和北太平洋; 作为连接三大洋的唯一纽带, 南大洋净降水带的分布比较均匀, 没有明显的中心。以上特征与前人的结果基本一致<sup>[1]</sup>, 与 Levitus(1982) 的年平均海表盐度观测场相对比(图略), 发现淡水通量分布与海表盐度有着较好的对应关系, 净蒸发区对应高盐区, 净降水区对应低盐区, 二者的极值中心几乎重合。此外, 各大洋海气淡水通量的分布较之前人的工作, 表现出许多细节特征:

#### (1) 印度洋

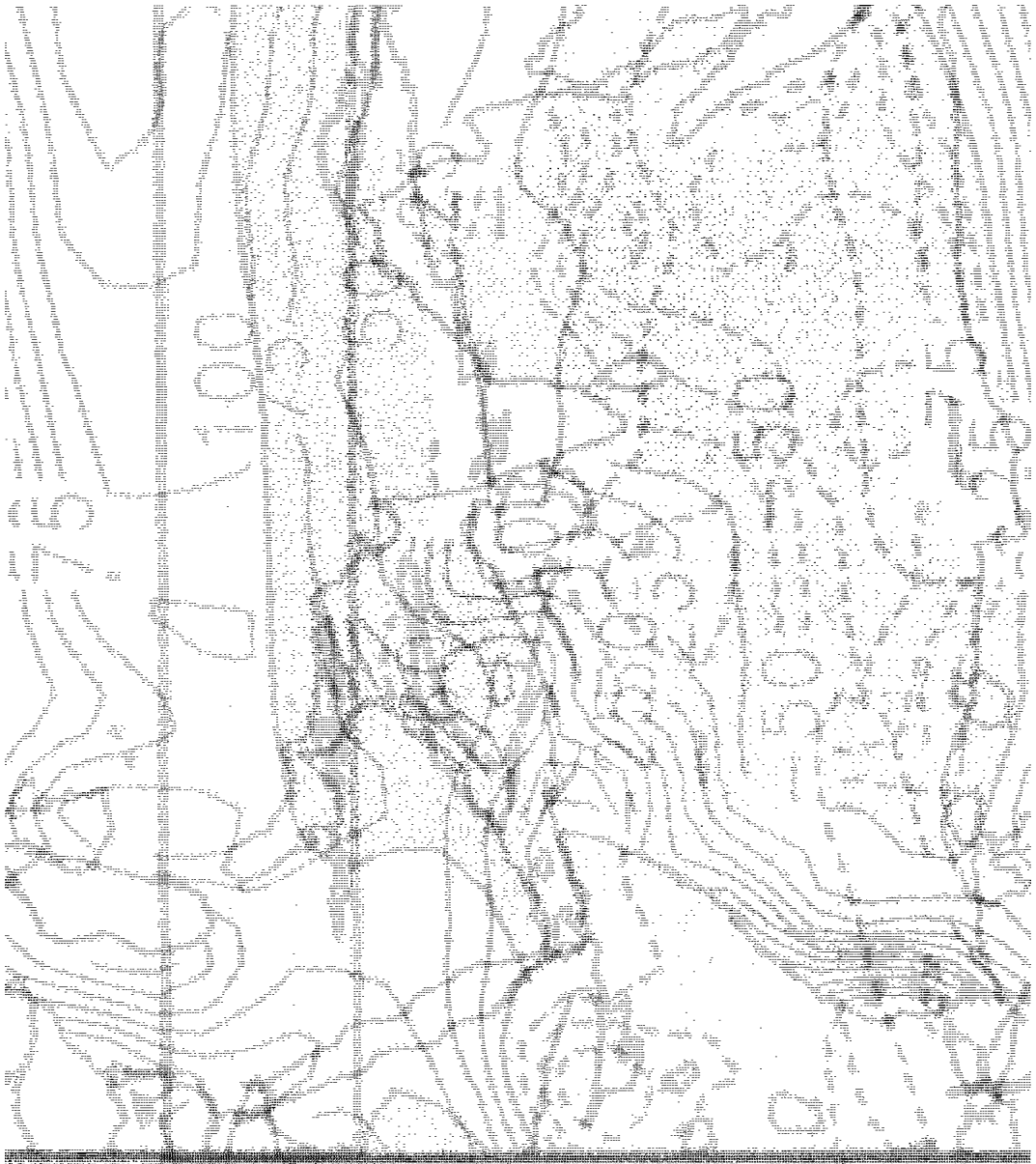
北印度洋海气淡水通量分布形势纬向特征不明显, 其西缘和阿拉伯海为净蒸发带, 而孟加拉湾则为净降水带, 呈东北—西南走向, 中心值大于 100 cm/a。约 15°S 以南的南印度洋为呈纬向分布的净蒸发带, 其中心位于澳洲以西洋面, 中心值大于 175 cm/a。

#### (2) 太平洋

赤道太平洋, ITCZ 净降水带轴心在赤道以北约, 有两个中心: 一个位于西太平洋暖池区, 中心强度大于 150 cm/a; 一个位于拉美西岸的赤道东太平洋。SPCZ 内有一次中心, 强度超过 120 cm/a。

副热带北太平洋, 纬向分布的“海洋沙漠”带有两个强净蒸发中心, 分别位于东太平洋和中西太平洋, 强度分别为 105 cm/a 和 75 cm/a。此外, 日本南方群岛以东有一强度超过





90.06  
 90.30  
 90.60  
 90.90



60 cm/a 的次中心。在黑潮盛行区, 沿日本列岛南缘的净蒸发带特征较为明显, 这在以前的研究中未能得到合理反映<sup>[1]</sup>。中纬度北太平洋, 纬向分布的净降水区有两个强中心, 分别位于阿留申群岛南部和阿拉斯加湾东部, 中心强度分别为 60 cm/a 和 90 cm/a。相比之下, 中纬度净降水区的强度, 较之 ITCZ 和 SPCZ 区要弱得多。

副热带南太平洋, 除 SPCZ 为一“湿舌”外, 其余都为蒸发盛行区, “湿舌”的极植中心有二: 一个位于 SPCZ 东部呈西北—东南向, 中心强度约为 150 cm/a; 一个位于澳洲以东, 强度自西而东逐渐变弱。在新西兰东南洋面, 有一净蒸发带楔入中纬度净降水区, 中心强度 15 cm/a; 在智利西岸, 强蒸发带沿海岸楔入净降水区, 直抵德雷克海峡北缘。

### (3) 大西洋

赤道大西洋为净降水区, 但纬向分布的净降水带没有连成一体, 其中部有一狭窄的干区。副热带南大西洋为净蒸发区, 中心位于 10 S 左右, 强度 150 cm/a, 净蒸发区向西南方向沿南美东岸伸展。副热带北大西洋为净蒸发区, 中心有二: 一个位于 20 N 北大西洋东部, 强度 120 cm/a; 一个穿越北大西洋涡旋, 呈东北—西南走向, 有两个明显的次中心, 即 40 N 北大西洋中部强度为 75 cm/a 的次中心、33 N 北大西洋西部强度为 90 cm/a 的次中心。值得注意的是沿湾流盛行区, 净蒸发带特征很明显。

中高纬度北大西洋, 巴芬湾、戴维斯海峡、东格陵兰海都为净降水区, 挪威海南部至爱尔兰西南部海域也为净降水区。挪威海大部为净蒸发区, 中心位置在 70 N、挪威海东北部, 强度 75 cm/a。应特别注意的是, 副热带呈东北—西南走向的净蒸发区一直向东北方向伸展至 60 N, 与横贯挪威海的同样呈东北—西南走向的净蒸发带连成一体。而在以前的研究中(Schmitt<sup>[2]</sup>, 1989), 北大西洋高纬海域是被净降水所控制的, 二者明显不同。一种解释是将其归因于淡水通量的年代际变动, Schmitt(1989)的计算中, 降水资料的时间序列是 1950~1974 年, 计算蒸发所用资料的时间序列是 1941~1972 年, 而文中所用资料时间序列是 1984~1994 年, 资料时段的不同, 使得二者间的可比性较差。两个结果之间的差异, 可能反映的是淡水通量的年代际变率(黄瑞新, 私人通讯)。

另外一种可能是, Schmitt(1989)的结果存在较大误差, 因为其计算过程利用的是月平均资料, 结果仅包含定常部分, 忽略了瞬变分量。瞬变量对全球水汽输送以及局地水汽收支的重要性, 从水汽的辐散、辐合场上可以看出, 但在淡水通量场上最为直观。为此, 图 6 给出了 11 a 平均全球海气淡水通量的定常分量和瞬变分量。可见瞬变分量对总淡水通量场的影响, 最大值位于南、北纬 30 附近; 在北大西洋, 瞬变分量足以影响到总淡水通量场的符号。横贯北大西洋副热带涡旋, 淡水通量的定常分量是一东北—西南走向的带状净降水区, 瞬变分量则是一净蒸发带, 且强度要大于定常分量, 二者叠加的结果, 是穿越北大西洋副热带涡旋为东北—西南走向的带状净蒸发区。如果忽略瞬变分量, 副热带北部的净降水区将向南扩展, 使得其净蒸发特点得不到合理反映。

因此, 在计算全球海气淡水通量时, 瞬变量是不容忽视的, 否则有可能歪曲局部海域淡水通量的实际特征。瞬变量对总量的贡献不简单的是增减幅效果, 或者说不仅仅是叠加在大量上面的小量, 对于局地水汽收支而言, 它甚至能够改变总量符号, 即对总量的贡献大于定常分量。因此, 以前利用月平均资料得到的一些结果<sup>[1-4]</sup>, 在局部海域可能存在较大误差。



图 6 11 a 平均全球年海气淡水通量

(a. 定常分量, b. 瞬变分量; 阴影区为负值, 表示降水大于蒸发, 单位: mm/d)

## 4.2 全球海气淡水通量的季节变化

图 7 是夏、冬季 11 a 平均的淡水通量场(春、秋季图略), 各大洋的季节变化特征如下:

### (1) 印度洋

阿拉伯海的净蒸发区, 春季较强, 夏季较弱, 秋季又开始增强, 到冬季达到最强, 范围最广。孟加拉湾的净降水区, 春季范围较广, 向西南方向延伸, 在赤道以南控制了副热带大部分海域, 孟加拉湾北部为净蒸发区。夏季赤道以北净降水加强, 范围北伸西展, 北部净蒸发区消失, 而赤道以南净降水则达一年中最弱, 范围北缩。秋季净降水加强, 范围向西南方向伸展至  $10^{\circ}\text{S}$ 。冬季, 表现出与春季相似的特征, 孟加拉湾北部再次为净蒸发所控制, 南

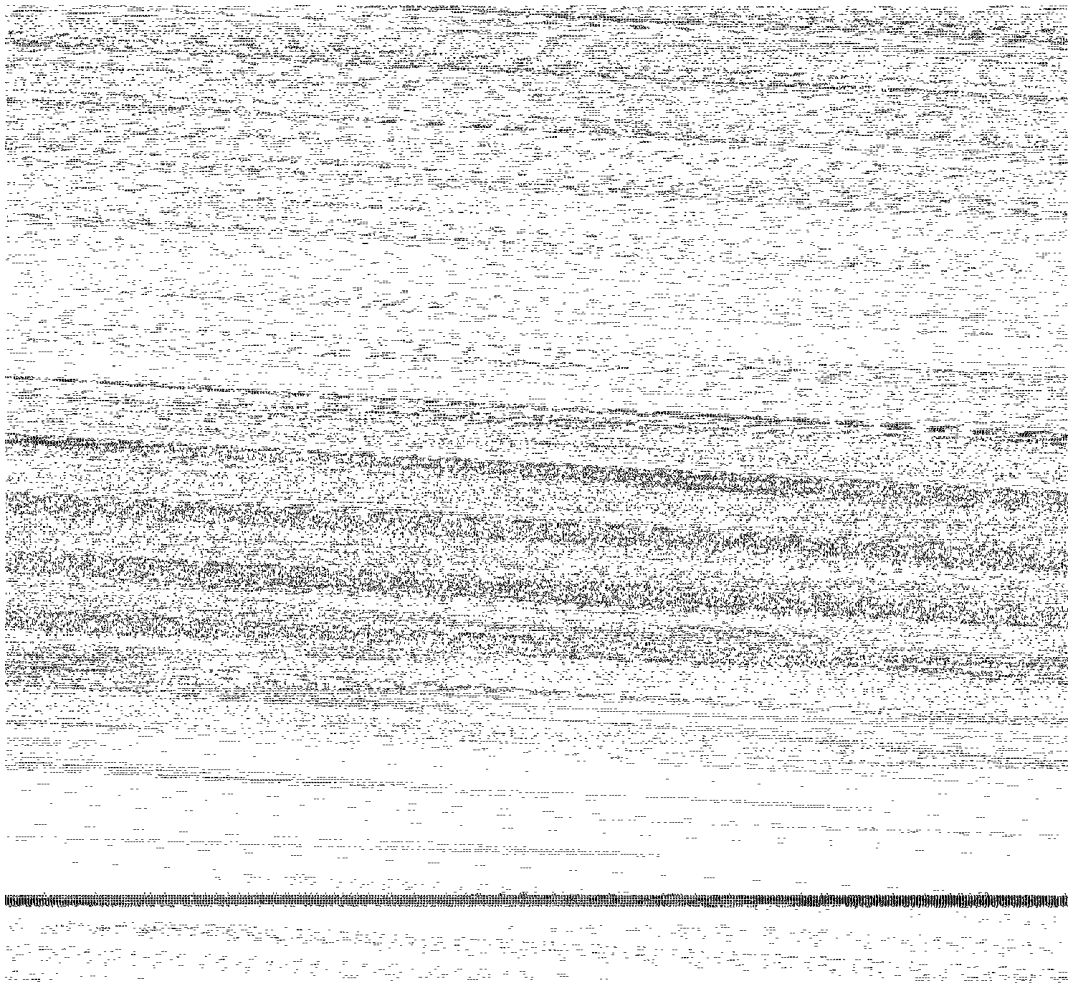


图 7-11 a 平均全球海气淡水通量的季节分布  
(a. 夏季; b. 冬季。阴影区为负值, 表示降水大于蒸发, 单位: mm/d)

部的净降水区增强, 范围向西南伸展至莫桑比克海峡。

南半球副热带净蒸发区, 夏季加强(因为是冬半球), 春季位于澳洲西部洋面的中心分裂为二, 分别位于澳洲西北洋面和 20°S 大洋中部, 后者强度增至 5 mm/d; 秋季强度开始变弱, 只有一个位于澳洲以西洋面的强度为 5 mm/d 的极大中心, 到冬季达到最弱(因为是夏半球)。

### (2) 太平洋

中纬度北太平洋净降水区, 春季范围较大, 沿日本列岛向西南与 ITCZ 净降水带连成一体, 夏季达一年中最强, 随后减弱, 到秋季达最弱点, 范围北缩, 冬季再度增强。副热带北

太平洋海洋沙漠带, 春季横亘整个北太平洋, 中心位于东太平洋, 强度  $4 \text{ mm/d}$ ; 夏季净蒸发为一年中最弱, 范围东缩, 整个西太平洋被净降水带所控制; 秋季净蒸发加强, 再度横亘整个北太平洋, 在大洋东部和中西部出现两个极大中心, 到冬季达到一年中最强。

春季, ITCZ 和 SPCZ 净降水区连成一体, 控制范围较广, 而副热带南太平洋净蒸发较弱。夏季, ITCZ 和 SPCZ 净降水中心强度达到一年中最强, 与此同时, 副热带南太平洋东部净蒸发也加强(是冬半球), 范围西伸, 使得 SPCZ 净降水带范围回缩; 澳洲以东洋面净蒸发增强, 使得 SPCZ 净降水区北缩。秋季, 南太平洋东部的净蒸发区增强, 向西北楔入的范围加大, 同时 SPCZ 净降水区向东南伸展。冬季, ITCZ 的净降水达一年中最弱; 而 SPCZ 净降水则达一年中最强(为夏半球), 在日界线附近出现一极值中心, 达  $-5 \text{ mm/d}$ 。

### (3) 大西洋

北大西洋的季节变化不象太平洋那样明显, 在副热带净蒸发区,  $10 \text{ N}$  附近的极值中心位置由春季到夏季逐渐向东移动, 至秋季达到最东, 冬季又开始西移, 而强度在冬春季要大于夏秋季。穿越副热带涡旋的东北—西南走向的净蒸发区, 夏季最弱, 冬季最强。夏季戴维斯海峡、北大西洋北部至爱尔兰西南为净降水区, 达一年中最强。东格陵兰海终年为净降水区。挪威海终年为净蒸发带, 秋冬强于春夏。赤道海域的净降水夏季最强, 冬季最弱。南大西洋, 副热带终年为净蒸发所控制, 中心位置由春至夏到秋逐渐西移, 到冬季又开始东移, 强度以夏季最强, 冬季最弱。南大洋净降水带强度的季节变化不明显, 但北缘夏季北伸、冬季南缩(即南半球冬季稍微增强)。

将淡水通量场的季节分布(图 7a, b)与全球大气水汽辐散辐合场的季节分布(图 3a, 图 4a)相对比, 可以发现二者之间存在着较好的对应关系, 水汽辐散中心对应着大洋上的净蒸发带, 而水汽辐合中心则对应着大洋上的净降水带, 这从计算方法上容易理解。

### 4.3 纬向平均淡水通量的分布特征

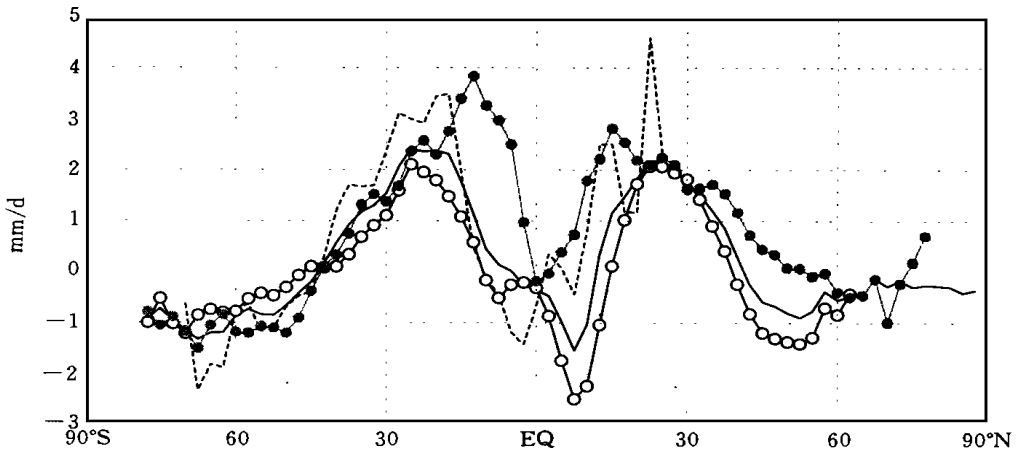


图 8 全球各大洋年平均淡水通量的经向廓线

(实线: 全球大洋之和, 点线: 印度洋, 空心圈: 太平洋, 实心圈: 大西洋。单位:  $\text{mm/d}$ )

如图 8 各大洋年平均淡水通量的经向廓线所示, 对于所有大洋的总和, 淡水通量分布

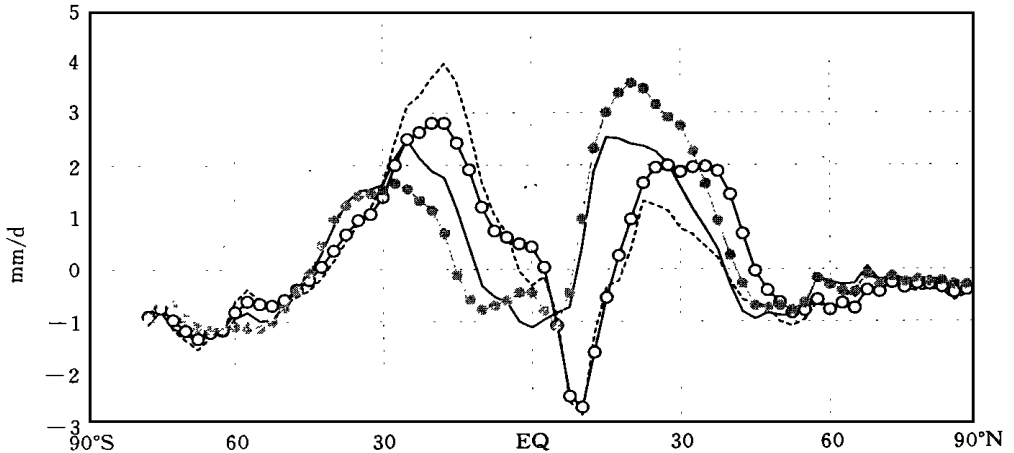


图9 全球大洋淡水通量经向廓线的季节变化  
(实线: 春季, 点线: 夏季, 空心圈: 秋季, 实心圈: 冬季。单位: mm/d)

的总体特征在纬向平均廓线上反映得也很明显: 南北半球副热带为海洋沙漠地带, 极值南半球大于北半球。位于  $10^{\circ}\text{N}$  的 ITCZ 为最湿润的海域, 中高纬度次之。相比之下, 除南半球中高纬以外, 三大洋中太平洋的净蒸发始终是最弱的, 这反映出其相对于其它大洋特别是大西洋作为水汽汇的特点。

图9表示全球大洋作为一个整体其淡水通量的季节变化, 北半球副热带净蒸发以冬季为最强, 而南半球则在夏季, 即在冬半球最强。ITCZ 的中心夏秋季基本重合, 位于  $10^{\circ}\text{N}$  左右, 冬春季南移约5个纬度, 但都没有越过赤道, 强度减弱。中高纬度地区的季节变化特征在两个半球都不明显, 在  $30^{\circ}\text{S}$  以南和  $50^{\circ}\text{N}$  以北, 淡水通量的季节变化曲线基本是重合的。另外, 由于太平洋面积远大于其它大洋, 故全球大洋淡水通量的整体经向分布廓线和太平洋非常相似。

图10表示各大洋淡水通量经向廓线的季节变化。印度洋赤道以北基本为净蒸发区。在太平洋和大西洋, 赤道附近净降水区都位于赤道以北, 特别是太平洋; 印度洋情况有所不同, 赤道净降水区主要位于赤道以南。副热带北大西洋的干区范围比太平洋要宽的多, 强度也大得多; 对于南半球也基本如此。可见整体上大西洋比太平洋要更干燥一些。副热带太平洋比印度洋和大西洋都要湿润, 这也是其整体作为水汽汇的体现。

淡水通量的季节循环很明显, 副热带“海洋沙漠”地区的净蒸发在冬半球最强, 全年大西洋的强度普遍大于太平洋。赤道地区, ITCZ 的季节性移动较为明显, 具有向着夏半球移动5个纬度的趋势。夏秋季, 太平洋ITCZ 中心位于  $10^{\circ}\text{N}$  左右; 冬春季, 该中心向赤道方向移动约5个纬度, 但同时南半球(夏半球)出现一个次中心, 以冬季为最强, 达到  $5^{\circ}\text{S}$  左右。大西洋赤道降水带中心的变化比较规则, 春秋季位于  $5^{\circ}\text{N}$  左右, 冬春季南移5个纬度, 基本位于赤道上。中纬度淡水通量的季节变化特征不明显, 特别是在南半球。

#### 4.4 海气淡水通量的年际变率

图11为年均淡水通量场的方差分布, 可见方差大值集中在赤道及副热带海域, 界于

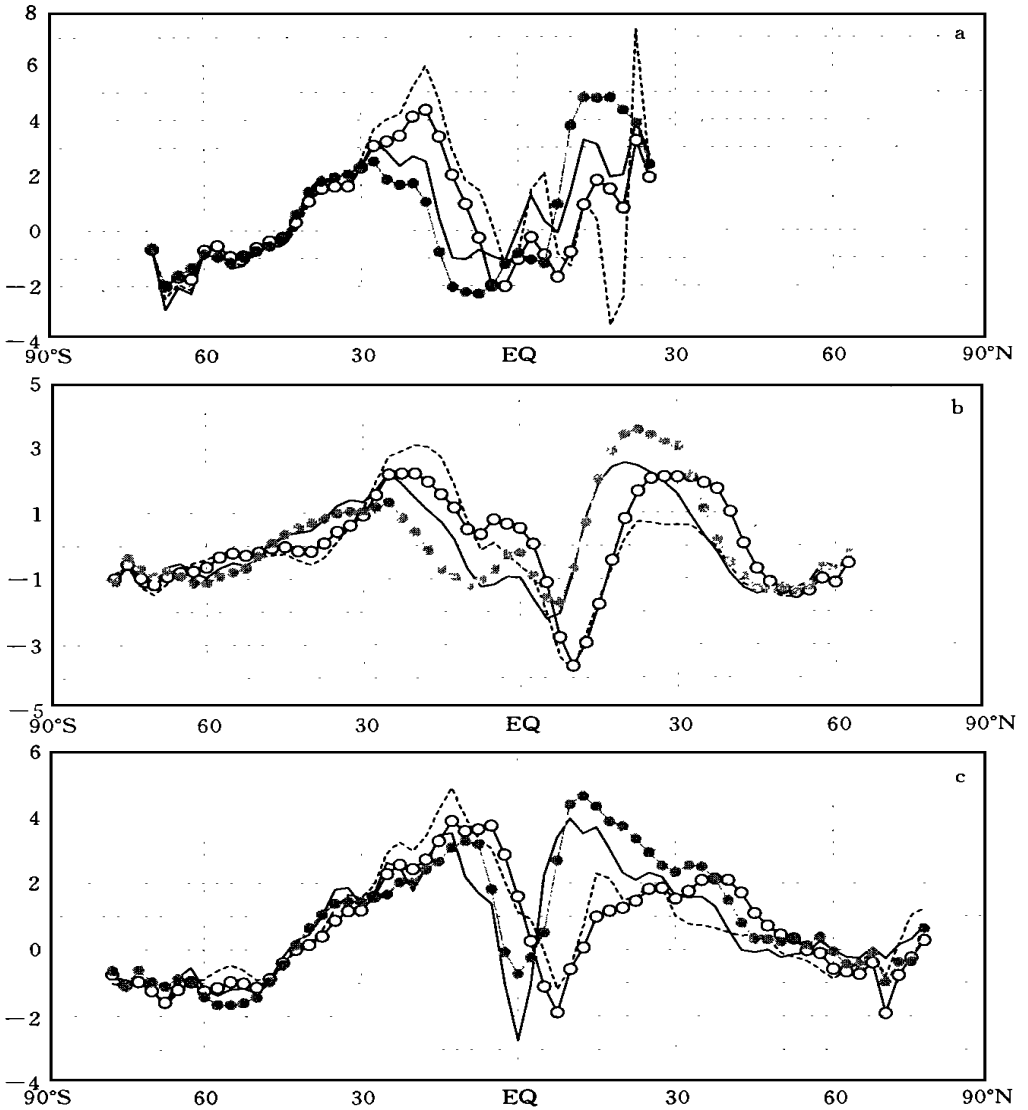


图 10 各大洋淡水通量经向廓线的季节变化

(a. 印度洋, b. 太平洋, c. 大西洋; 实线: 春季, 点线: 夏季, 空心圈: 秋季, 实心圈: 冬季. 单位: mm/a)

南北纬 30 之间, 以赤道中太平洋为最强, 中心值超过  $1800 \text{ (cm/a)}^2$ ; SPCZ 内有一强度超过  $1800 \text{ (cm/a)}^2$  的极值中心。另外, 合恩角以东、秘鲁和智利沿岸的方差也较大。这说明 ITCZ 和 SPCZ 内淡水通量年际变率较强。

年际间淡水通量变化特点明显, 特别是 El Niño 年和 La Niña 年。El Niño 年, 以 1987 年为例(图 12a), 赤道净降水中心由西太平洋暖池区移至中太平洋, 在赤道日界线附近降水增多, 而西太平洋暖池及 SPCZ 内降水则偏少; 赤道大西洋降水也偏少。在 La Niña 年, 以 1988 年为例(图 12b), 西太平洋暖池及 SPCZ 内降水增多, 赤道中太平洋日界线附近降水偏少, 同时赤道大西洋降水偏多。以上变化是与沃克环流下沉支的移动相联系的。



图 11 年平均淡水通量的方差分布

(图中所有值都被缩小了 100 倍, 阴影区表示大于 5 的值; 单位:  $(\text{cm}/\text{a})^2$ )

## 5 小 结

文中利用 NCEP/NCAR 再分析月平均和逐日资料, 计算了 1984 ~ 1994 年全球海气淡水通量的分布, 讨论了其平均气候态和年际、季节变化特点, 分析了全球水汽输送的特征, 主要结果如下:

(1) 在全球水汽输送中, 副热带大洋是重要的水汽辐散区, 特别是副热带大西洋和太平洋, 存在明显的水汽辐散中心, 冬半年增强, 夏半年减弱。ITCZ 和 SPCZ、南太平洋东南海域是重要的水汽辐合区。赤道东风带是夏季印度洋季风环流的主要水汽通道, 印度季风环流特别是索马里急流在水汽的北向输送中发挥重要作用。

(2) 再现了全球海气淡水通量的分布, 其形势具有明显的纬向特征(印度洋除外); 在热带辐合带, 降水大于蒸发; 副热带为“海洋沙漠”带, 蒸发远大于降水, 但自西太平洋向东南方向延伸的南太平洋辐合带为净降水带; 中纬度海域为净降水带, 特别是在南大洋和北太平洋; 南大洋为分布均匀的净降水带。

(3) 讨论了以前受资料限制难以得到合理反映的淡水通量的细节特征, 例如黑潮区的净蒸发特点等。发现北大西洋中高纬度地区存在东北—西南向的净蒸发带, 而 Schmitt (1989) 结果中则为净降水带, 指出这可能是由于 Schmitt 利用的月平均资料, 忽略了瞬变输送量的缘故, 同时淡水通量自身存在的年代际变率也可能是原因之一。

(4) 讨论了各大洋淡水通量的季节变化特征, 分析了其经向廓线的季节变化。副热带“海洋沙漠”地区的净蒸发在冬半球最强、夏半球最弱, 四季中强度大西洋普遍大于太平洋, 三大洋中太平洋比印度洋和大西洋都要湿润, 反映出其整体作为水汽汇的特点。ITCZ 的季节性移动较为明显, 具有向着夏半球移动 5 个纬度的趋势。中纬度淡水通量的季节变



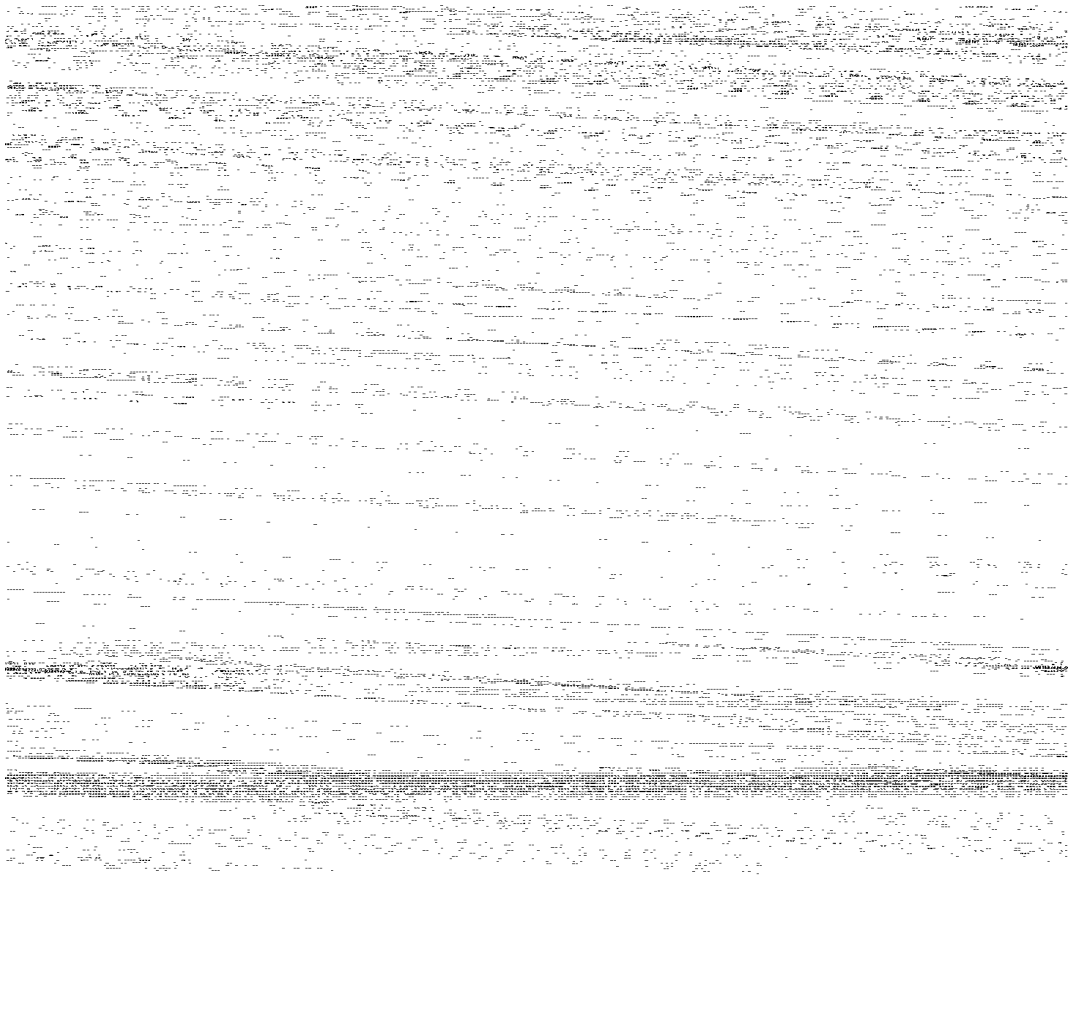


图 12 淡水通量的距平分布  
(a. 1987 年, b. 1988 年; 单位: mm/d)

化不明显, 特别是在南半球。

(5) 指出热带辐合带和南太平洋辐合带是淡水通量年际变率最大的海域。

致谢: 本文计算工作在中国科学院大气物理研究所“大气科学与地球流体力学数值模拟国家重点实验室(LASG)”的 SGI / Origin 2000 巨型计算机上完成, 所有资料由 LASG 提供, 期间得到了 LASG 成员简文生、王军的热情帮助; 美国 Woods Hole 海洋研究所的黄瑞新教授与作者开展了有益的讨论, 特此致谢。

## 参考文献

- 1 Schmitt R W. The ocean component of the global water cycle. Rev of Geophys, Supplement (U. S. National Report to International Union of Geodesy and Geophysics 1991- 1994, July 1995), 1995, 1395- 1409
- 2 Schmitt R W, Bogden P S, Dorman C E. Evaporation minus precipitation and density fluxes for the North Atlantic. J Phys Oceanogr, 1989, 19: 1208- 1221
- 3 Bryan F. Seasonal variation of the global water balance based on aerological data. J Geophys Res, 1984, 89(D7), 11, 717- 11, 730
- 4 Savijärvi H I. Global energy and moisture budgets from rawinsonde data. Mon Wea Rev, 1988, 116: 417- 430
- 5 Trenberth K E, Guillemot C J. Evaluation of the global atmospheric moisture budget as seen from analyses. J Climate, 1995, 8: 2255- 2272
- 6 Rasmusson E M, Mo K C. Large-scale atmospheric moisture cycling as evaluated from NMC global analysis and forecast products. J Climate, 1996, 9: 3276- 3297
- 7 丁一汇编著. 天气动力学中的诊断分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. 66- 71

# THE AIR-SEA FRESHWATER EXCHANGE DERIVED FROM NCEP/NCAR REANALYSIS DATA

Zhou Tianjun

(*Geophysics Department of Peking University, Beijing, 100871*)

Zhang Xuehong

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

Wang Shaowu

(*Geophysics Department of Peking University, Beijing, 100871*)

## Abstract

For the period from 1984 to 1994, the aspects of annual and monthly distributions of air-sea freshwater exchange over global ocean derived from the NCEP/NCAR monthly and daily reanalysis data are studied. The results show that the subtropical oceans act as important moisture sources, while Intertropical Convergence Zone(ITCZ), South Pacific Convergence Zone(SPCZ) and southeast part of South Pacific serve as vapor sinks in global water cycle. Equatorial easterlies plays an important role in providing water vapor for Indian monsoon circulation. Some typical realistic features of global air-sea freshwater flux are reproduced in current study, such as the midlatitude rain belt, the strong subtropical dry belt, the ITCZ and SPCZ rain belts. Furthermore, some new fea-

tures have been shown, a case in point is the prominent region of net water loss in the North Pacific near the Kuroshio. Both ITCZ and SPCZ are found to be the regions with strong variance. It should be pointed out that in extratropical and subpolar regions of North Atlantic, where precipitation dominates in former studies, a belt of net water loss trending from northeast to southwest is found for the first time and the inside reason may lie in that the transient component of freshwater flux was ignored in former studies, since only monthly data were provided and used in former evaluation. The analysis on seasonal and annual variations of global air-sea freshwater exchange show that the Atlantic Ocean is more drier than the Pacific Ocean as a whole.

**Key words:** Global water cycle, Ocean component, Freshwater flux.