

## 全球水汽再循环率的空间分布及其季节变化特征\*

苏涛<sup>1)</sup> 卢震宇<sup>1)</sup> 周杰<sup>2)</sup> 侯威<sup>2)†</sup> 李悦<sup>3)</sup> 涂钢<sup>4)</sup>

1)(兰州大学大气科学学院, 兰州 730000)

2)(国家气候中心, 中国气象局气候研究开放实验室, 北京 100081)

3)(天水市气象局, 天水 741000)

4)(吉林省气象科学研究所, 长春 130062)

(2013年12月20日收到; 2014年1月25日收到修改稿)

本文利用ERA-Interim再分析资料, 结合新建的水汽再循环数值模式研究了全球降水再循环率和蒸发再循环率的空间分布及其季节变化特征, 并给出了主要水汽源地对中国降水的贡献率, 结果表明: 全球降水再循环率的空间分布特征明显, 各地区降水对外界水汽输送的依赖程度不同; 陆地蒸发再循环率与降水再循环率的分布大体一致, 但是在海洋上差别很大. 全球水汽再循环率的季节变化显著, 而且北半球降水再循环率的季节变化整体上强于南半球; 全球重要水汽源区各季节蒸发再循环率均很低, 绝大部分蒸发量都输送到了其他地区. 水汽再循环率除与区域的位置、形状有关外, 区域的水平尺度也会对其产生影响, 随着水平尺度的增大, 水汽再循环率呈曲线上升. 中国大陆地区降水再循环率为32.6%, 蒸发再循环率为44.9%, 西北太平洋、南海、孟加拉湾、阿拉伯海以及澳大利亚西部海域对中国降水的贡献较大. 本文基于水汽平衡方程建立的数值模式, 具有坚实的数理基础, 得到的结果可信度较高.

**关键词:** 水汽再循环数值模式, 水汽再循环率, 季节变化, 中国降水源地

**PACS:** 92.40.Zg, 92.60.Ry

**DOI:** 10.7498/aps.63.099201

## 1 引言

水循环是自然环境中物质运动和能量交换的重要过程之一<sup>[1,2]</sup>. 水循环的强弱会直接影响到各地的天气过程, 甚至能够决定其气候特征<sup>[2]</sup>, 旱涝等降水异常就与水循环存在直接的联系<sup>[3-9]</sup>; 水在相变过程中会释放或吸收大量的能量, 这对全球气候变化起着重要的调节作用, 另一方面, 气候变化也会直接影响水资源<sup>[10,11]</sup>, 全球变暖可能造成水循环强度增大, 降水量与蒸发量均显著增加<sup>[12]</sup>. 可见, 水循环在全球气候和生态环境变化中均起到举足轻重的作用, 所以对全球水循环特征进行研究具有重要的意义. 利用数值模式可以将自然界中复杂的水循环过程进行抽象或概化, 进而模拟出水循环

过程的主要或大部分特征, 因此许多学者都对降水再循环数值模式进行了深入的研究<sup>[13-25]</sup>. 水汽是成云致雨的物质条件, 某一地区的降水主要有两种水汽来源: 一是其他地区的水汽输送, 二是本地区的蒸发和蒸腾<sup>[15]</sup>, 降水再循环率可以量化给出当地蒸发对该地区降水的贡献, 并同时表征出该地区陆面水文与区域气候相互作用的强弱<sup>[10]</sup>.

近几十年, 降水再循环数值模式取得了长足的发展, 目前存在着很多种评估方法. 其中, Budyko<sup>[13]</sup>发展了一个一维线性模式, 可以估算出大尺度区域降水再循环率的平均值, 后来Eltahir等<sup>[14]</sup>为了消除研究区域空间分布非均匀性对结果造成的影响, 使用格点数据构建了二维数值模式, 该模式随后被广泛应用于评估了亚马逊河流域、麦肯齐盆地、密西西比河流域、我国中南部、北方地区

\* 国家自然科学基金(批准号: 41375078, 41305056, 41175084和41105055)、国家重点基础研究发展计划(批准号: 2012CB955902, 2013CB430204)和公益性行业科研专项(批准号: GYHY201106016)共同资助的课题.

† 通讯作者. E-mail: houwei@cma.gov.cn

以及全球的降水再循环情况<sup>[14-21]</sup>. 伊兰等<sup>[18]</sup>在此基础上, 引进水汽通量的线性平均, 并分析了长江流域的降水再循环率. Dominguez 等<sup>[24]</sup>则建立了一种动态循环模式, 考虑了大气水汽含量对降水再循环的影响. 此外, Van der Ent 等<sup>[25]</sup>还进一步发展了蒸发再循环模式, 并对全球陆地蒸发对降水的影响进行了评估. 整体而言, Eltahir 模型具有比较坚实的物理基础, 得到的结果具有较高的可信度, 但是其忽略了大气中水汽含量的变化, 只能得到时间尺度较大的分析结果. 而 Dominguez 动态循环模式与 Van der Ent 数值模式对选用的资料质量要求较高, 这会导致评估结果存在一定的不确定性<sup>[24,25]</sup>. 本文基于水汽平衡方程, 结合 Van der Ent 等<sup>[25]</sup>提出的数值实施方案, 建立了新型的水汽再循环数值模式, 不仅具有坚实的数理基础, 而且克服了以往数值模式存在的问题; 然后分别计算了全球降水再循环率与蒸发再循环率, 并同时分析了全球水汽的源汇区及其相互联系, 最后还给出了中国降水的主要水汽源地, 及其各自对中国降水的贡献率.

## 2 资料与方法

### 2.1 资料说明

ERA-Interim 是 ECMWF 发布的一套新型再分析资料, 它解决了 ERA-40 系统同化卫星资料时存在的一些问题, 同时为 ECMWF 发展下一代数值同化系统奠定基础. ERA-Interim 与 ERA-40 相比在很多方面都有一定的提高, 尤其是在水分收支和能量循环方面有了显著改善<sup>[26]</sup>.

本文使用了 ERA-Interim 再分析资料中的降水量、蒸发量、比湿、风场、地面气压等逐 6 h 数据, 每日含四个时次 (06:00, 12:00, 18:00, 24:00UTC), 资料的水平分辨率均为  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$ , 时间长度为 1979—2012 年共 34 年. 其中蒸发量包括两部分, 一是由水体或陆地表面产生的蒸发量 ( $E$ ), 二是由冰或雪等固态水表面升华产生的蒸发量 (ES). 比湿 ( $q$ )、风场 ( $u, v$ ) 等资料包括由 1000 hPa 至 100 hPa 共 24 层的数据.

### 2.2 水汽再循环数值模式新建

根据本文引言部分给出的定义<sup>[15,25]</sup>, 某一地区的降水再循环率  $\rho_r$  可写为下式:

$$\rho_r(t, x, y) = \frac{P_r(t, x, y)}{P(t, x, y)}, \quad (1)$$

其中,  $P_r$  是该地区水汽再循环产生的降水,  $P_a$  是外界水汽平流输送产生的降水.  $P_r$  同时受到时间 ( $t$ )、区域所在的位置 ( $x, y$ ) 的共同影响. 与此相类似, 该地区的蒸发量也可以分为两部分:  $E_r$  是通过水汽再循环又以降水的形式重新回到该地区的蒸发量,  $E_a$  是通过水汽平流输送到其他地区的蒸发量, 则该地区的蒸发再循环率  $\varepsilon_r$  可表示为

$$\varepsilon_r(t, x, y) = \frac{E_r(t, x, y)}{E(t, x, y)}. \quad (2)$$

在足够长的时间内, 可以假设大气中的水汽含量 (或可降水量) 大致保持不变, 因此降水再循环量与蒸发再循环量也可认为是基本相等的<sup>[25]</sup>. 对于某一地区, 大气中的水汽收支情况可用下式表示<sup>[24,25]</sup>:

$$\frac{\partial W}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{Q} + E - P, \quad (3)$$

$$\mathbf{Q} = \frac{1}{g} \int_{p=0}^{ps} q \mathbf{V} dp, \quad (4)$$

其中,  $\mathbf{Q}$  是水汽通量项,  $W$  表示该地区大气中的水汽含量 (如可降水量). 对于任一地区 ( $\Omega$ ), 这一质量守恒原理都是适用的,

$$\frac{\partial W_\Omega}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{Q}_\Omega + E_\Omega - P_\Omega. \quad (5)$$

边界层实验数据的结果显示, 水汽分子从地表蒸发后, 在 15 min 内即能混合到 1 km 的高度<sup>[16]</sup>, 所以可假设大气中的水汽是充分混合的<sup>[22-25]</sup>, 则存在下列等式:

$$\frac{W_\Omega}{W} = \frac{P_\Omega}{P}. \quad (6)$$

对于某一地区, 水汽输送项  $\mathbf{Q}$  包括输入  $\mathbf{Q}_{in}$  和输出  $\mathbf{Q}_{out}$  两部分. 大气可降水量的变化也直接由其收入  $W_{in}$  与支出  $W_{out}$  情况决定, (3) 式可写为

$$\frac{\partial W_{in}}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{Q}_{in} + E, \quad (7)$$

$$\frac{\partial W_{out}}{\partial t} = -\nabla \cdot \mathbf{Q}_{out} - P. \quad (8)$$

如果只考虑该地区大气可降水量的收入情况, 则存在下列等式:

$$\frac{W_{reg}(t, x, y)}{W(t, x, y)} = \frac{E}{-\nabla \cdot \mathbf{Q}_{in} + E}, \quad (9)$$

其中,  $W_{reg}$  是指源于本地区的大气可降水量. (10) 与 (11) 式是 Van der Ent 等<sup>[25]</sup>提出的数值实施方案, 本文结合该方案估算了各个地区的降水再循环率与蒸发再循环率, 某一地区 ( $\Omega$ ) 的降水再循环率与蒸发再循环率可以分别表示为

$$\rho_\Omega(\text{year}, x, y)$$

$$= \frac{\sum_{t=1}^{\text{year}} \left[ \sum_{(x,y) \in \Omega} P(t,x,y) \frac{W_{\Omega}(t,x,y)}{W(t,x,y)} \right]}{\sum_{t=1}^{\text{year}} \left[ \sum_{(x,y) \in \Omega} P(t,x,y) \right]}, \quad (10)$$

$$\varepsilon_{\Omega}(\text{year}, x, y) = \frac{\sum_{t=1}^{\text{year}} \left[ \sum_{(x,y) \in \Omega} P(t,x,y) \frac{W_{\Omega}(t,x,y)}{W(t,x,y)} \right]}{\sum_{t=1}^{\text{year}} \left[ \sum_{(x,y) \in \Omega} E(t,x,y) \right]}, \quad (11)$$

式中  $\rho_{\Omega}$  表示该地区 ( $\Omega$ ) 的降水再循环率,  $\varepsilon_{\Omega}$  是蒸发再循环率,  $W_{\Omega}$  是来源于该地区的可降水量 (如蒸发量),  $W$  是该地区的可降水量, 将 (9) 式代入 (10), (11) 式即可求得  $\rho_{\Omega}$  与  $\varepsilon_{\Omega}$ . 本文使用的是 ERA-Interim 再分析资料的逐 6 h 数据, 因此计算水汽再循环率的时间间隔为 6 h, 资料的水平分辨率为  $1.5^{\circ} \times 1.5^{\circ}$ , 取这样的时间步长和空间步长, 结果显示计算的稳定性与收敛性都能够满足需要, 是比较合理的.

由于各层的水汽通量辐合辐散情况可能不同, 为了研究各地区大气可降水量的收入与支出情况, 首先分别计算各层的水汽净输入量与净输出量, 然后再对整层的水汽净输入量与净输出量进行垂直积分 [10].

### 3 全球水汽再循环率的特征分析

根据本文建立的水汽再循环数值模式, 本节分别计算了全球降水再循环率 ( $\rho_r$ ) 与蒸发再循环率 ( $\varepsilon_r$ ), 然后分析了它们的空间分布特征, 同时还给出了全球平均水汽输送通量和降水量与蒸发量差值 ( $P-E$ ) 的空间分布, 并进一步探讨水汽再循环率与区域水平尺度的对应关系, 最后对比了全球主要地区和水汽源汇区的水汽再循环率.

#### 3.1 全球水汽再循环率的空间分布

如图 1(a) 所示, 全球大部分地区  $\rho_r$  都在 0.01—0.05 之间, 南北极区、欧亚大陆中高纬地区、阿拉伯半岛、撒哈拉沙漠以及澳大利亚西南部等地区  $\rho_r$  较低, 基本都在 0.01 以下; 非洲中南部、青藏高原、墨西哥高原、安第斯山及亚马逊河流域等地区  $\rho_r$  较高, 大部分区域都在 0.04 以上, 表明这些地区降水对外界的水汽输送依赖程度较小; 热带海洋  $\rho_r$  也相对较高, 尤其是夏威夷附近海域、秘鲁西部

海域、澳大利亚西部海域、撒哈拉沙漠西部海域以及刚果盆地西部海域等, 此外, 地中海、巴伦支海、挪威海、鄂霍次克海、日本海以及南非附近海域的  $\rho_r$  也相对较高, 约在 0.03 左右, 说明这些地区的蒸发对当地降水的贡献较大.

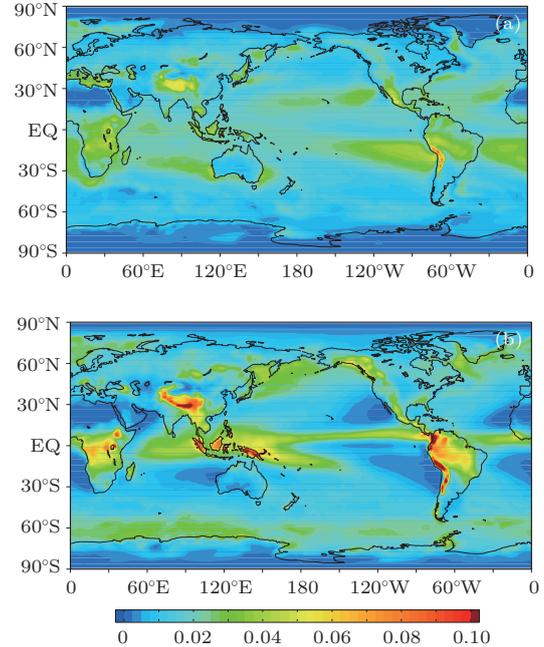


图 1 (网刊彩色) 全球降水再循环率  $\rho_r$  (a) 与蒸发再循环率  $\varepsilon_r$  (b) 的空间分布

全球  $\varepsilon_r$  的空间分布也具有明显的特点 (图 1(b)), 陆地上  $\varepsilon_r$  与  $\rho_r$  的分布大体一致, 高值区与低值区基本符合, 但是它们在海洋上的分布差异很大, 墨西哥、秘鲁、澳大利亚、撒哈拉沙漠、刚果盆地等地区的西部海域  $\varepsilon_r$  都在 0.01 以下, 上述海域绝大部分蒸发量都通过水汽输送离开了当地; 赤道印度洋、赤道太平洋、西太平洋暖池附近海域、堪察加半岛附近海域、格陵兰岛附近海域以及  $60^{\circ}\text{S}$  附近海域等的  $\varepsilon_r$  较高, 大部分区域都在 0.03 以上, 局部区域甚至超过 0.06.

水汽输送是地球上水循环过程的重要环节, 对区域水分平衡起着重要作用 [10], 它能将降水与蒸发过程结合起来, 从而构成完整的大气水循环系统, 要全面阐释水循环如何持续地得以维持, 必须了解水循环的输送功能. 图 2 是全球水汽输送通量和 ( $P-E$ ) 值气候平均值的空间分布, 由此可见, 水汽在赤道附近以向西输送为主, 南北半球水汽在赤道附近形成了一条明显的辐合带, 此外, 赤道北印度洋向东的水汽输送与赤道太平洋向西的水汽输送在西太平洋暖池附近相向运动, 形成了一个范围很大的辐合区. 中高纬地区的水汽输送与赤道附

近有所不同, 北半球中纬地区主要是向东的水汽输送, 并且受地形的影响较大, 海洋上空的水汽输送强度明显高于陆地. 南半球中纬度地区受地形的影响较小, 基本都是强度较弱的向东水汽输送. 南北极区的水汽输送强度相对较小, 而且各个地区的水汽输送方向也存在较大差异. 水汽输送主要有大气环流输送和涡动输送两种形式, 其中环流输送处于主导地位<sup>[2]</sup>, 因此大气环流对全球水汽的分布变化起着支配的作用, 图2也显示出水汽输送与大气环流存在很好的对应关系, 可见水汽输送在全球水循环中起着至关重要的作用, 它是连接全球蒸发与降水的桥梁.

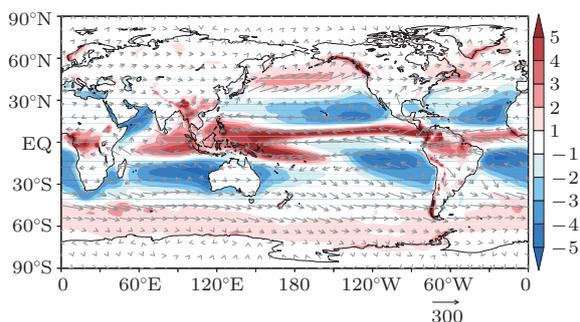


图2 全球平均水汽输送通量和降水量与蒸发量差值 ( $P-E$ ) 的空间分布 (矢量图为水汽输送通量, 单位:  $\text{kg}\cdot\text{m}^{-1}\cdot\text{s}^{-1}$ , 阴影区是降水量与蒸发量的差值, 单位:  $\text{mm}/\text{d}$ )

由 ( $P-E$ ) 值分布可见, 全球范围内存在以下差值较大的区域: 刚果盆地、亚马逊河流域、中南半岛、北太平洋西风漂流区、西太平洋暖池附近海域、赤道太平洋、夏威夷附近海域、秘鲁西部海域、澳大利亚西部海域、撒哈拉沙漠西部海域以及刚果盆地西部海域等, 其中刚果盆地、亚马逊河流域、中南半岛、北太平洋西风漂流区、西太平洋暖池附近海域和赤道中东太平洋降水量大于蒸发量, 其余地区降水量小于蒸发量. 另外, ( $P-E$ ) 值正值区上空水汽输送均具有明显的辐合特征, 负值区则呈现出显著的水汽辐散, 并且 ( $P-E$ ) 值较大的地区上空水汽输送强度也相对较大, 也说明水汽输送的方向与强度能够对降水产生重要的影响. 考虑到以上地区 ( $P-E$ ) 值较大, 可以分别将它们看作是全球水汽的汇区与源区.

### 3.2 水汽再循环率与区域水平尺度的对应关系

水汽再循环率的大小除了与区域的位置有关外, 区域的形状和水平尺度大小也会对其产生影响. 本文使用的是  $1.5^\circ \times 1.5^\circ$  格点资料, 各网格区近

似为梯形, 计算水汽再循环率时也考虑了各网格所在经纬度位置, 因此本节就研究一下区域水平尺度对水汽再循环率的影响. 首先选取  $24.5^\circ\text{N}$ ,  $109.5^\circ\text{E}$  作为中心点, 该中心点位于中国华南地区, 这样不仅可以分析不同水平尺度范围区域对应的水汽再循环率, 同时也可以对中国不同地区的水汽再循环情况进行研究. 然后计算水平尺度分别为 1.5, 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24 个经纬度范围区域的水汽再循环率, 图3曲线为二次多项式拟合结果, 可见随着区域水平尺度的增大, 水汽再循环率呈现曲线上升的变化趋势,  $\rho_r$  与  $\varepsilon_r$  均会受到区域水平尺度很大的影响, 当水平尺度为 1.5 个经纬度时, 该区域  $\rho_r$  为 1.56%, 而当水平尺度为 24 个经纬度时,  $\rho_r$  达到了 21.1%, 约是前者的 14 倍;  $\varepsilon_r$  受区域水平尺度的影响更加显著. 可见当对比不同地区的水汽再循环率时, 不仅要考虑区域的位置与形状, 还应当考查区域的水平尺度或面积.

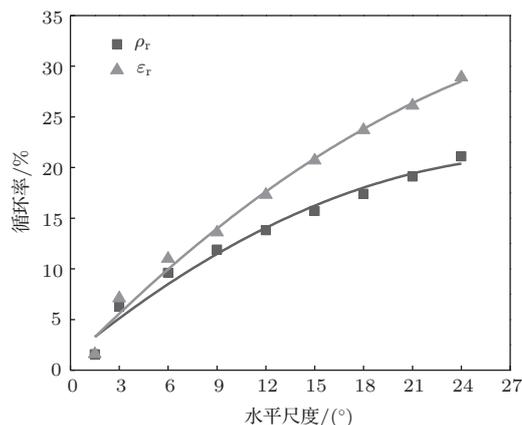


图3 水汽再循环率与区域水平尺度的对应关系 (曲线为二次多项式拟合, 水平尺度单位:  $^\circ$ )

### 3.3 全球主要地区和主要水汽源汇区的水汽再循环率

以往的许多工作<sup>[14-25]</sup>研究了亚马逊河流域、麦肯齐盆地、密西西比河流域以及我国中南部、北方和长江中下游地区的降水再循环情况, 为了与它们进行对比, 本文也计算了上述地区的  $\rho_r$ , 同时还给出了全球主要水汽源汇区 (图2) 的  $\rho_r$  与  $\varepsilon_r$ , 见表1. 其中长江中下游地区的  $\rho_r$  为 17.4%,  $\varepsilon_r$  为 25.1%, 表明该地区的降水约有 17.4% 源自本地区的蒸发或蒸腾, 其余部分则来源于外界的水汽输入; 另外, 该地区只有 25.1% 的蒸发又通过降水留在本地, 其余部分则伴随着水汽平流输送到了其他地区. 西太平洋暖池附近海域是全球最重要的水汽汇, 它的  $\rho_r$  为 33.9%, 而  $\varepsilon_r$  高达 64.3%, 该区域的

蒸发量大部分都通过降水留在本地, 向其他地区的输送较少, 而外界的水汽输送是其降水的主要水汽来源. 此外, 长江中下游地区、亚马逊流域、刚果盆地、赤道印度洋等也是全球重要的水汽汇区, 这些地区的  $\rho_r$  均较低,  $\varepsilon_r$  相对较高, 说明这些地区的降水对全球水汽输送的依赖程度相对较高, 而当地大部分蒸发量也会通过再循环重新留在本地.  $\rho_r$  最高的地区是秘鲁西部海域, 达到 51.7%, 因此该区

域的降水主要源于当地的蒸发,  $\varepsilon_r$  仅为 6.4%; 此外, 墨西哥、澳大利亚、撒哈拉沙漠、刚果盆地等地的西部海域也是全球重要的水汽源, 这些地区的  $\varepsilon_r$  都较低, 它们为全球范围的水汽循环源源不断地提供着大量的水汽, 同时, 水汽相变所吸收与释放的凝结潜热也促进了全球能量的流动. 大气水汽的源与汇、热力学相变和大气环流变化, 共同形成了全球水循环的动态变化.

表 1 全球重要地区和主要水汽源汇区的水汽再循环率

地区	具体位置	$\rho_r/\%$	$\varepsilon_r/\%$
中国中南部	21°N—37.5°N, 94.5°E—121.5°E	20.9	32.1
中国北方	33°N—42°N, 94.5°E—120°E	16.7	17.5
长江中下游地区	24°N—36°N, 100.5°E—121.5°E	17.4	25.1
麦肯齐盆地	55.5°N—70.5°N, 130.5°W—105°W	14.8	24.1
密西西比河流域	30°N—49.5°N, 110.5°W—81°W	20.4	21.3
亚马逊河流域	19.5°S—1.5°N, 79.5°W—49.5°W	32.2	55.8
刚果盆地	10.5°S—10.5°N, 10.5°E—30°E	36.8	59.2
赤道印度洋	10.5°S—6°N, 79.5°E—105°E	24.8	42.4
西太平洋暖池海域	10.5°S—10.5°N, 109.5°E—180°E	33.9	64.3
夏威夷附近海域	10.5°N—24°N, 169.5°W—109.5°W	46.5	21.5
秘鲁西部海域	19.5°S—10.5°S, 129°W—79.5°W	51.7	6.4
澳大利亚西部海域	15°S—30°S, 70.5°E—112.5°E	50.1	10.7
撒哈拉西部海域	10.5°N—30°N, 49.5°W—21°W	41.1	13.9
刚果盆地西部海域	19.5°S—6°S, 36°W—15°E	51.2	9.9

#### 4 全球水汽再循环率的季节变化特征

太阳辐射是水循环的基本动力, 但是一年中到达地球表面各地区的太阳辐射并不是保持不变的, 它会随着季节变化呈现规律性地周而复始变化, 因此有必要对水汽再循环率的季节变化特征进行研究.

##### 4.1 全球降水再循环率的季节变化

全球大多数地区年内降水分布并不均衡, 尤其是季风区, 降水量在一年四季中的差别很大, 如图 4 所示,  $\rho_r$  的季节变化也非常显著. 春季 (图 4(a)), 南北极区绝大部分地区  $\rho_r$  都在 0.01 以下, 是全球最低的地区, 此外, 撒哈拉沙漠、阿拉伯半岛、澳大利亚西南部、巴塔哥尼亚高原以及中国中南部地区  $\rho_r$  也相对较低; 刚果盆地及其南部地区、青藏高原、塔里木盆地、南亚、中南半岛、墨西哥高原、安第斯山、亚马逊河流域、赤道印度洋以及墨西哥、秘鲁、澳大利亚、撒哈拉沙漠、刚果盆地等地区的西部海域  $\rho_r$  相对较高, 局部区域可达 0.07, 欧

亚大陆中高纬地区中西部  $\rho_r$  在 0.01 左右, 但东部相对较高; 北美洲西部地区  $\rho_r$  要高于东部. 夏季 (图 4(b)), 欧亚大陆与北美洲的绝大部分地区  $\rho_r$  都有所增加, 刚果盆地、东非高原、亚马逊河流域、中南半岛、印度半岛等地区则有所下降, 此外, 秘鲁、澳大利亚、刚果盆地等地的西部海域  $\rho_r$  也有所增加, 但墨西哥、撒哈拉沙漠等地的西部海域以及阿拉伯海、孟加拉湾均有所减少. 秋季 (图 4(c)), 欧亚大陆与北美洲中高纬地区  $\rho_r$  均显著减小, 刚果盆地及其南部地区、澳大利亚、亚马逊河流域、秘鲁西部海域以及北太平洋西风漂流区则有所增大. 冬季 (图 4(d)), 欧亚大陆与北美洲中高纬地区的  $\rho_r$  进一步减小, 另外墨西哥、秘鲁、澳大利亚、撒哈拉沙漠、刚果盆地等地区的西部海域也有所减小, 但北半球太平洋西风漂流区、非洲中南部等地区  $\rho_r$  进一步增大, 其余地区的变化相对较小. 整体而言, 全球  $\rho_r$  季节变化非常显著, 尤其是在欧亚大陆与北美洲中高纬地区以及墨西哥、秘鲁、澳大利亚、刚果盆地等地区的西部海域, 并且北半球  $\rho_r$  的季节变化要明显强于南半球.

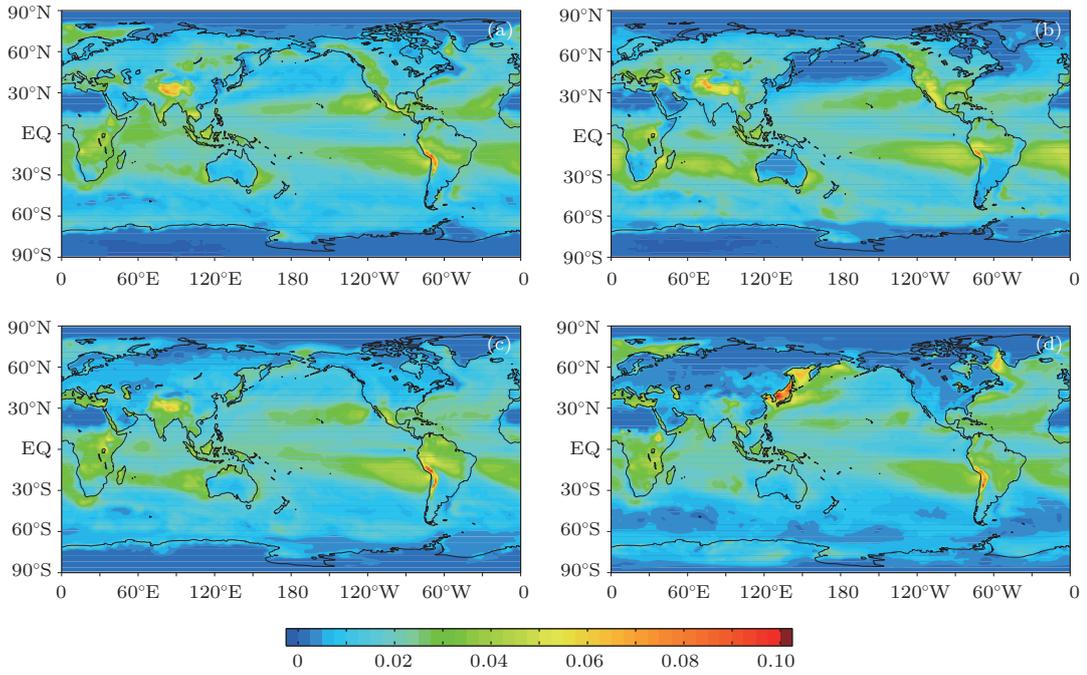


图4 (网刊彩色) 全球 (a) 春季、(b) 夏季、(c) 秋季、(d) 冬季降水再循环率  $\rho_r$  的空间分布

#### 4.2 全球蒸发再循环率的季节变化

图5是全球  $\varepsilon_r$  的季节变化. 春季(图5(a)), 青藏高原、墨西哥高原、安第斯山、亚马逊河流域、西太平洋暖池附近地区、赤道中东太平洋等地区的  $\varepsilon_r$  最高, 基本都在0.05以上, 南北极区以及墨西哥、秘鲁、澳大利亚、撒哈拉沙漠、刚果盆地等地区的西

部海域  $\varepsilon_r$  最小, 大部分地区都在0.01以下, 全球陆地  $\varepsilon_r$  的空间分布与  $\rho_r$  在整体上基本一致, 而在海洋上却大致相反. 夏季(图5(b)), 欧亚大陆中高纬地区、东亚、南亚、中南半岛、北美洲北部、墨西哥高原以及西太平洋暖池附近的广阔洋面  $\varepsilon_r$  均有所增大, 而非洲南部、中东、亚马逊河流域南部等地区则有所减小. 秋季(图5(c)), 东亚地区的  $\varepsilon_r$  明显减小, 而刚果盆地及其南部地区、亚马逊河流域等则显著

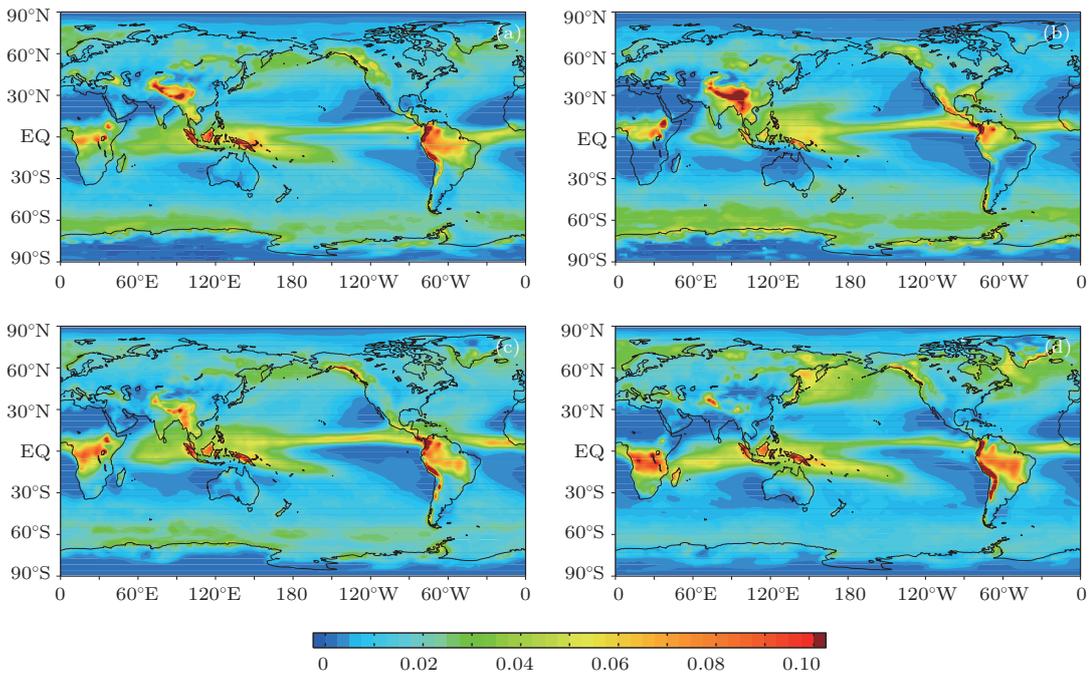


图5 (网刊彩色) 同图4, 但为蒸发再循环率  $\varepsilon_r$

增大, 其余地区变化幅度较小. 冬季(图 5 (d)), 东亚、南亚、中南半岛、北美洲南部等地区  $\epsilon_r$  进一步减小, 而非洲中南部、亚马逊河流域、西北太平洋与北大西洋西风漂流区  $\epsilon_r$  则明显增大. 值得注意的是, 墨西哥、秘鲁、澳大利亚、撒哈拉沙漠、刚果盆地等地区的西部海域在各个季节的  $\epsilon_r$  基本保持不变, 一直稳定在 0.01 以下, 说明这些地区绝大部分的蒸发量都通过水汽输送到了其他地区, 是全球重要的水汽源.

### 4.3 全球水汽输送的季节变化

水汽再循环率的季节变化与水汽输送紧密相连, 图 6 给出了各季节全球水汽输送以及  $(P-E)$  值的空间分布, 可见各季节的水汽输送强度与方向和  $(P-E)$  值均具有较大的差异. 春季(图 6 (a)), 墨西哥、秘鲁、澳大利亚、撒哈拉沙漠、刚果盆地等地区的西部海域上空均形成了明显的水汽辐散中心, 这些辐散中心周围的水汽输送均比较强, 其中以墨西哥西部海域的水汽辐散中心影响范围最大, 几乎控制了整个热带北太平洋; 与此相对应, 西太平洋暖池附近海域是全球最强的水汽辐合中心, 来自印度洋、太平洋的水汽在此地交汇, 有利于形成大量降水,  $(P-E)$  值也显示该地区降水量远大于蒸发量; 另外, 陆地上空的水汽输送强度要小于海洋, 欧亚大陆与北美洲中高纬地区主要是向东的水汽输送,

刚果盆地、亚马逊河流域则受向西的水汽输送控制. 夏季(图 6 (b)) 的水汽输送整体上要强于春季, 其中墨西哥西部海域的水汽辐散中心影响范围减小, 但澳大利亚西部海域的水汽辐散中心明显增强, 其北侧的水汽能够在索马里上空越过赤道进入北半球, 然后经过阿拉伯海、印度、孟加拉湾、中南半岛而到达东亚 [27,28]; 同时, 西太平洋暖池附近的水汽辐合区范围也明显增大并略微向北移动,  $(P-E)$  值也更大; 北太平洋西风漂流区的水汽输送也明显变强,  $(P-E)$  值也有所增长; 亚马逊河流域上空的水汽输送强度有所减弱, 墨西哥、撒哈拉沙漠等地的西部海域  $(P-E)$  值减小, 秘鲁、澳大利亚、刚果盆地等地的西部海域  $(P-E)$  值增大. 秋季(图 6 (c)) 的水汽输送强度明显减小, 整体形势与春季(图 6 (a)) 比较接近, 但墨西哥与撒哈拉沙漠西部海域的水汽辐散强度相对更弱, 而秘鲁、澳大利亚西部海域的水汽输送却更强. 冬季(图 6 (d)) 的水汽输送形势又有所调整,  $30^\circ\text{N}$  附近的太平洋是向东的水汽输送,  $10^\circ\text{N}$  附近则是向西的水汽输送, 它们之间形成了一条明显的切线, 该地区的降水量远小于蒸发量; 澳大利亚西部海域的辐散中心进一步减弱, 亚马逊河流域的水汽输送增强, 同时  $(P-E)$  值也增大; 另外, 西太平洋暖池附近海域上空的水汽辐合带南移至澳大利亚北岸. 综上可见, 全球的水汽输送形势季节

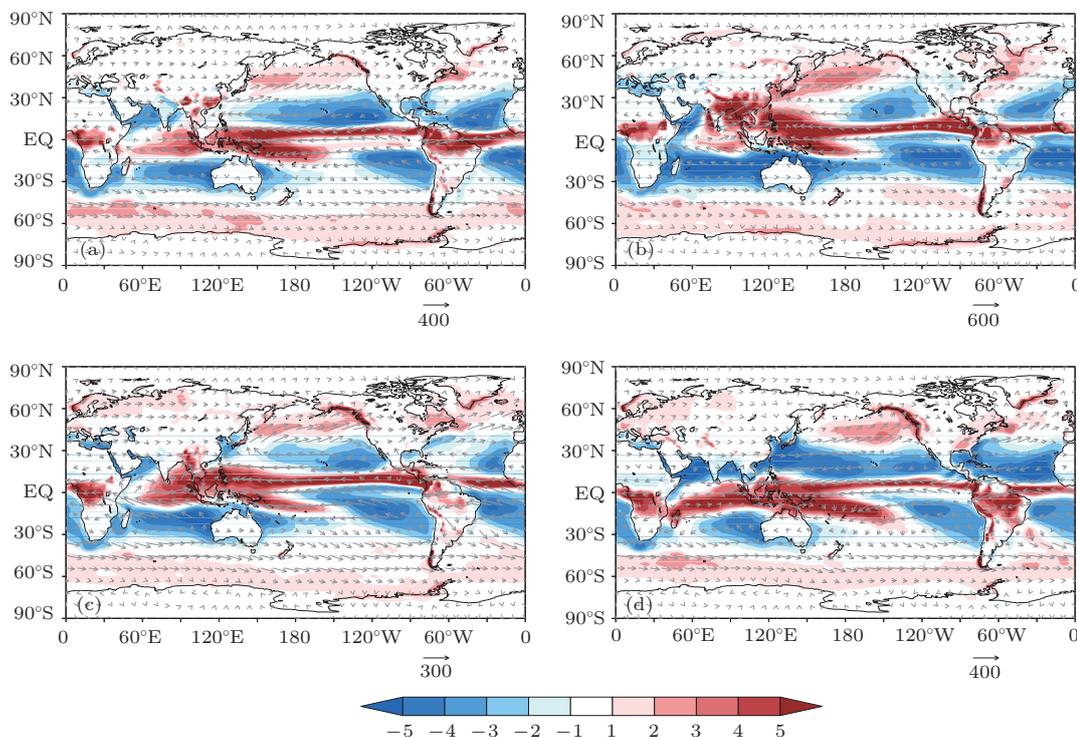


图 6 (网刊彩色) 同图 2, 但为各个季节的平均值 ((a)—(d) 同图 4)

调整非常明显,尤其是在东亚、南亚、中南半岛、亚马逊河流域等地区,此外,西太平洋暖池附近海域的水汽辐合带也会随季节发生南北方向的移动. 尽管全球主要水汽源汇区的水汽输送与 ( $P-E$ ) 值均具有比较明显的季节变化,但是其位置基本保持不变.

### 5 中国降水的主要水汽源地分析

中国地区水循环是全球水循环的重要组成部分,中国地区降水与外界水汽输送息息相关<sup>[30,31]</sup>,计算结果表明中国大陆地区  $\rho_r$  为 32.6%,  $\epsilon_r$  为

44.9%,说明中国地区的降水仅有约三分之一来自当地的蒸发,绝大部分都要依赖于外界的水汽输入,而其大部分的蒸发也会通过水汽输送参与进全球水循环. 有关我国大陆降水的水汽来源问题,已经有了很多研究<sup>[31,32]</sup>,结果表明孟加拉湾、南海以及西太平洋等地区的水汽输送对我国降水的影响较大,本文进一步将西北太平洋划分为南部、中部、北部三部分,然后利用水汽再循环数值模式计算出上述地区以及阿拉伯海、澳大利亚西部海域的水汽再循环率,进而根据各区域输送到中国地区的蒸发量大小,估算出它们分别对中国降水的贡献率(见表 2).

表 2 中国降水主要水汽源地的水汽再循环率与对中国降水的贡献率

水汽源地	具体位置	$\rho_r/\%$	$\epsilon_r/\%$	贡献率/%
西北太平洋南部	0°N—21°N, 120°E—180°E	19.7	28.4	5.27
西北太平洋中部	21°N—40.5°N, 120°E—180°E	38.0	54.2	5.66
西北太平洋北部	40.5°N—60°N, 139.5°E—180°E	40.9	34.2	0.52
南海	3°N—21°N, 105°E—120°E	22.1	39.5	3.01
孟加拉湾	0°N—21°N, 81°E—100.5°E	25.3	39.5	2.92
阿拉伯海	0°N—24°N, 51°E—72°E	34.8	19.8	2.56
澳大利亚西部海域	15°S—30°S, 70.5°E—112.5°E	49.9	10.8	1.76

由表 2 可见,西北太平洋地区是中国降水最重要的水汽源地之一,中国约有 11.45% 的降水源于该地区的蒸发,特别是西北太平洋南部与中部海域,贡献率分别达到 5.27%, 5.66%, 其次是南海地区,贡献率达到 3.01%; 另外,孟加拉湾、阿拉伯海以及澳大利亚西部海域对中国降水的贡献也比较大,上述地区对中国降水的贡献率累计达到 21.7%, 约占中国外界水汽平流输送降水的三分之一. 全球水循环是由不同尺度、不同类型的水循环组成的动态系统,中国降水的水汽除来源于上述地区外,还会来自全球其他地区的蒸发,北半球西风带的水汽输送、欧亚大陆中高纬地区以及全球其他水汽源地的蒸发等都会对中国降水产生一定的影响,但是由于这些水汽源地的分布相对比较分散,因此本文没有详细给出它们对中国降水的贡献率. 地球的水分主要集中在海洋和极地冰川里,空中水只是它们的十万分之一<sup>[33]</sup>,但却是形成降水的物质基础<sup>[34]</sup>,全球降水量与蒸发量的空间分布也很不均衡,通过时空分布不均的蒸发,水分得以重返大气,进而通过水汽输送被重新分配,保持全球水汽平衡,同时

维持全球生态环境的稳定.

### 6 结果与讨论

水循环能够将陆地、大气、海洋、岩石圈、冰雪圈以及生物圈等耦合成一个统一的整体,并使它们保持动态平衡. 本文利用 ERA-Interim 再分析资料,结合新建的水汽再循环数值模式研究了全球水汽再循环率的空间分布及其季节变化特征,并给出了中国降水的主要水汽源地以及各自的贡献率,主要结论如下:

1) 全球降水再循环率的空间分布特征明显,南北极区、欧亚大陆中高纬地区、阿拉伯半岛、撒哈拉沙漠、澳大利亚西南部等均较低,非洲中南部、青藏高原、墨西哥高原、安第斯山及亚马逊河流域以及中低纬地区的海洋等相对较高,表明各地区降水对外界水汽输送的依赖程度不同;陆地蒸发再循环率与降水再循环率的分布大体一致,但是在海洋上的分布差异很大.

2) 全球水汽再循环率的季节变化非常显著,特别是欧亚大陆与北美洲中高纬地区、刚果盆地、亚

马逊河流域、中国东部以及墨西哥、秘鲁、澳大利亚、刚果盆地等地区的西部海域, 北半球降水再循环率的季节变化整体上要强于南半球. 另外, 墨西哥、秘鲁、澳大利亚、撒哈拉沙漠、刚果盆地等地区的西部海域各季节蒸发再循环率均很低, 绝大部分的蒸发量都通过水汽输送到了其他地区, 是全球重要的水汽源.

3) 中国大陆地区降水再循环率为32.6%, 蒸发再循环率为44.9%, 西北太平洋、南海、孟加拉湾、阿拉伯海以及澳大利亚西部海域对中国降水的贡献相对较大, 上述地区对中国降水的贡献约占中国外界水汽平流输送降水的三分之一.

4) 水汽再循环率的大小除与区域的位置、形状有关外, 区域水平尺度也会对其产生影响, 研究结果表明随着区域水平尺度的增大, 水汽再循环率呈现曲线上升的变化趋势.

水汽再循环数值模式是研究全球水循环特征的一种有利工具, 本文建立的水汽再循环数值模式基于水汽平衡方程, 同时具有较好的数理基础, 得到的结果具有较高的可信度, 这将有助于更加深入地理解全球水循环特征. 全球水循环与气候变化紧密联系, 本文并没有分析水汽再循环率的气候变化特征, 这有待进一步的深入研究.

## 参考文献

- [1] Liu Y B 2011 *Hydroclimatology: Perspectives and Applications* (Beijing: Higher Education Press) p3 (in Chinese) [刘元波 2011 水文气象学-视角与应用 (北京: 高等教育出版社) 第3页]
- [2] Huang X Q, Li H M, Jin B X 2010 *Hydrology*(Beijing: Higher Education Press) p41 (in Chinese) [黄锡荃, 李惠明, 金伯欣 2010 水文学 (北京: 高等教育出版社) 第41页]
- [3] Feng G L, Hou W, Zhi R, Yang P, Zhang D Q, Gong Z Q, Wan S Q 2012 *Detection, Diagnosis and Predictability Research of Extreme Climate Events*(Beijing: Science Press) p137 (in Chinese) [封国林, 侯威, 支蓉, 杨萍, 章大全, 龚志强, 万仕全 2012 极端气候事件的检测, 诊断与可预测性研究 (北京: 科学出版社) 第137页]
- [4] Feng G L, Yang H W, Zhang S X, Wang K, Shen B Z 2012 *Chin. J. Atmosph. Sci.* **36** 1009 (in Chinese) [封国林, 杨涵洧, 张世轩, 王阔, 沈柏竹 2012 大气科学 **36** 1009]
- [5] Gong Z Q, Zhao J H, Feng G L 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 099205 (in Chinese) [龚志强, 赵俊虎, 封国林 2013 物理学报 **62** 099205]
- [6] Feng G L, Dong W J, Cao H X 2005 *Acta Meteorol. Sin.* **19** 429
- [7] Su T, Zhang S X, Zhi R, Chen L J 2013 *Acta Phys. Sin.* **62** 069203 (in Chinese) [苏涛, 张世轩, 支蓉, 陈丽娟 2013 物理学报 **62** 069203]
- [8] Shen B Z, Zhang S X, Yang H W, Wang K, Feng G L 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 109202 (in Chinese) [沈柏竹, 张世轩, 杨涵洧, 王阔, 封国林 2012 物理学报 **61** 109202]
- [9] Dai X G, Zhang K J 2012 *Acta Phys. Sin.* **61** 199201 (in Chinese) [戴新刚, 张凯静 2012 物理学报 **61** 199201]
- [10] Wu Y P, Wang C H, Shen Y P 2010 *J. Glaciol. and Geocryol.* **32** 1074 (in Chinese) [吴永萍, 王澄海, 沈永平 2010 冰川冻土 **32** 1074]
- [11] Zhang S F, Jia S F, Liu C M, Cao W B, Hao F H, Liu J Y, Yan H Y 2004 *Sci. China Ser. E* **34** 117 (in Chinese) [张士峰, 贾绍凤, 刘昌明, 曹文柄, 郝芳华, 刘九玉, 燕华云 2004 中国科学 E **34** 117]
- [12] Douville H, Ribes A, Decharme B, Alkama R, Sheffield J 2013 *Nature Clim. Chang.* **3** 59
- [13] Budyko M I 1974 *Climate and Life* (San Diego: Academic Press) p508
- [14] Eltahir E A B, Bars R L 1994 *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **120** 861
- [15] Yi L, Tao S Y 1997 *Adv. Water Resout.* **8** 205 (in Chinese) [伊兰, 陶诗言 1997 水科学进展 **8** 205]
- [16] Kang H W, Gu X Q, Fu X, Xu X D 2005 *J. Appl. Meteorol.* **16** 139 (in Chinese) [康红文, 谷湘潜, 付翔, 徐祥德 2005 应用气象学报 **16** 139]
- [17] Kang H W, Gu X Q, Zhu C W, Whitfield P 2004 *Chin. J. Atmosph. Sci.* **28** 892 (in Chinese) [康红文, 谷湘潜, 祝从文, Whitfield P 2004 大气科学 **28** 892]
- [18] Yi L 1996 *Ph. D. Dissertation* (Beijing: Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences) (in Chinese) [伊兰 1996 博士学位论文 (北京: 中国科学院大气物理研究所)]
- [19] Trenberth K E 1999 *J. Clim.* **12** 1368
- [20] Burde G I, Zangvil A 2001 *J. Clim.* **14** 2497
- [21] Bosilovich M G, Chern J D 2006 *J. Hydrol.* **7** 312
- [22] Szeto K K 2002 *Atmos-Ocean* **40** 181
- [23] Huang J P, Yi Y H, Wang S W, Chou J F 1993 *Q. J. Meteorol. Soc.* **119** 547
- [24] Dominguez F, Kumar P, Liang X Z, Ting M F 2006 *J. Clim.* **15** 1513
- [25] Van der Ent R J, Savenije H H G, Schaeffli B, Steele-Dunne S C 2010 *Water Resour. Res.* **46**W 09525
- [26] Trenberth K E, Fasullo J T, Mackaro J 2011 *J. Clim.* **24** 4907
- [27] Shi N, Feng G L, Gu J Q, Gu D J 2007 *J. Trop. Meteorol.* **23** 326 (in Chinese) [施能, 封国林, 顾骏强, 谷德军 2007 热带气象学报 **23** 326]
- [28] Wang H J, Xue F 2003 *Chin. J. Geophys.* **46** 18 (in Chinese) [王会军, 薛峰 2003 地球物理学报 **46** 18]
- [29] Xu X D, Tao S Y, Wang J Z, Chen L S, Zhou L, Wang X R 2002 *Acta Meteorol. Sin.* **60** 257 (in Chinese) [徐祥德, 陶诗言, 王继志, 陈联寿, 周丽, 王秀荣 2002 气象学报 **60** 257]
- [30] Ren H L, Zhang P Q, Li W J, Gao L 2004 *Acta Meteorol. Sin.* **62** 365
- [31] Zhou T J, Zhang X H, Wang S W 1999 *Acta Meteorol. Sin.* **57** 264 (in Chinese) [周天军, 张学洪, 王绍武 1999 气象学报 **57** 264]

- [32] Xu X D, Chen L S, Wang X R, Miao Q J, Tao S Y 2003 *Chin. Sci. Bull.* **48** 2288 (in Chinese) [徐祥德, 陈联寿, 王秀荣, 苗秋菊, 陶诗言 2003 科学通报 **48** 2288]  
 [33] Zhang X W, Zhou S X 2010 *Preliminary Study of Air*

*Hydrology* (Beijing: Higher Education Press) p18 (in Chinese) [张学文, 周少祥 2010 空中水文学初探 (北京: 高等教育出版社) 第18页]

- [34] Ran L K, Gao S T, Cao J 2014 *Chin. Phys. B* **23** 019201

## Spatial distribution and seasonal variation characteristics of global atmospheric moisture recycling\*

Su Tao<sup>1)</sup> Lu Zhen-Yu<sup>1)</sup> Zhou Jie<sup>2)</sup> Hou Wei<sup>2)†</sup> Li Yue<sup>3)</sup> Tu Gang<sup>4)</sup>

1) (College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

2) (National Climate Center, Laboratory for Climate Studies of China Meteorological Administration, Beijing 100081, China)

3) (Tianshui Meteorological Bureau, Tianshui 741000, China)

4) (Institute of Meteorological Science of Jilin Province, Changchun 130062, China)

( Received 20 December 2013; revised manuscript received 25 January 2014 )

### Abstract

This paper makes use of new definitions of moisture recycling to study the complete process of global moisture feedback. An accounting procedure based on ERA-Interim reanalysis data is used to calculate moisture recycling ratios. Furthermore, the spatial distribution and seasonal variation characteristics of global moisture recycling are analyzed. Results indicate that: a) Precipitation recycling ratio in different regions show distinct patterns. It is indicated that the dependences of precipitation in different regions on moisture transport are different. b) Spatial distribution of precipitation recycling ratio and evaporation recycling ratio are in good agreement over the lands, but show significant difference over the oceans. c) Seasonal variation characteristics of global moisture recycling ratio are significant, which are stronger in the Northern Hemisphere than in the Southern Hemisphere. d) Main oceanic sources are dominant over continental moisture recycling, and most of the evaporation is transported to other regions by advection. e) Regional moisture recycling ratio not only depends on the factors such as time, location, and shapes of the regions, but also the regional horizontal scale. The moisture recycling ratio curve rises as the regional horizontal scale increases. It is computed that, on the average, precipitation recycling ratio and evaporation recycling ratio of Chinese mainland are respectively about 32.6% and 44.9%; the main source of rainfall in China is moisture evaporated over the South China Sea, the Bay of Bengal, the Arabian Sea and the Western Australia Ocean. The atmospheric moisture recycling model in this paper is based on the atmospheric water balance equation, in terms of good mathematical and physical theory, hence the results are credible.

**Keywords:** atmospheric moisture recycling model, moisture recycling ratio, seasonal variation, source of Chinese mainland precipitation

**PACS:** 92.40.Zg, 92.60.Ry

**DOI:** 10.7498/aps.63.099201

\* Project supported by the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 41375078, 41305056, 41175084, 41105055), the National Basic Research Program of China (Grant Nos. 2012CB955902, 2013CB430204), and the Special Scientific Research Fund of Meteorological Public Welfare Profession of China (Grant No. GYHY201106016).

† Corresponding author. E-mail: houwei@cma.gov.cn