

东亚季风区地气系统的水平衡

伊 兰

陶诗言

(国家气候中心, 北京 100081)

(中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 本文利用欧洲中心 ECMWF 1980~1989 年 10 年逐日资料及同期中国六大流域片的月径流量资料, 用水平衡方法尝试了对东亚季风区进行蒸发估算、土壤和地下水含量估算及总的水量平衡分析。结果表明: 全国陆地降水在 7 月份最大, 平均约为 95 mm, 蒸发的最大值 (80 mm) 比其滞后 1 个月出现。北方流域和南方流域的水平衡特征明显不同。南方流域降水始终大于蒸发, 蒸发峰值比降水峰值滞后 1 个月, 土壤、地下水含量盛夏或初秋开始减小; 北方流域蒸发有时超过降水, 两者的峰值同月出现, 土壤、地下水含量初夏就开始减小。东北流域片的水平衡特点介于上述南、北方流域特点之间。计算误差中由水汽通量散度项的日变化引起的误差可能占总误差的 50%。

关键词 径流 水平衡 土壤和地下水含量

1 引言

对大尺度 (10^3 km 左右) 地气系统水平衡问题的研究是一个一直被忽略的课题。气象学家更多关注的是大气中降水的前因, 而水文学家更多关注的是降水之后对陆地河流造成的后果。事实上, 前因和后果是一个整体的两个方面, 偏爱哪一方, 都不能获得对系统的全面、正确的认识。目前气候模式中阻碍气候模拟能力的“water gap”^[1], 正是由于我们对水循环的陆地分支认识不够所引起的。另外, 还有两方面的原因: 一是对降水、蒸发的观测和对径流的空间分布的估算仍存在较大误差, 土壤湿度的变化仍缺乏有代表性的数据; 二是陆地水文过程有自己的特征时间和空间尺度。

全球能量和水循环试验 (GEWEX) 中的大陆尺度国际项目 GCIP, 正是将改善和提高对陆地水文过程的认识、发展和检验大尺度水文模式和相关的高精度大气模式及耦合的大气-水文模式作为自己的目标^[2]。目前, GCIP 在亚洲季风区的目标试验之一 HUBEX 计划正在积极酝酿之中。看来, 水文和大气科学的融合是势在必趋, 一个新的学科生长点正在为更多的学者所瞩目。

利用水平衡分析方法间接估算大尺度的蒸发和土壤湿度的变化是一种尝试。尽管这种方法本身也有一定的误差, 但它在加深对水循环陆地分支的认识, 并使某些参数大尺度定量化方面是十分有价值的。同时, 它能在一定程度上为检验和改进大气环流模式提供依据。Newell 在 1983 年就指出, 象 Alestalo 做的欧洲区域水平衡那样的研究应在全球范围推广^[3,4]。目前, 西欧尤其是德国, 在这方面已进行广泛、深入的工作。美国科学家则在边界层小尺度陆面过程参数化方面投入更多的研究力量。在我国, 利用水平衡法将大尺度陆地水文参数定量化还不多见。我们的工作还有待于今后更多同仁去检验、

修正和提高。

2 资料与计算过程

2.1 理论原理

单位质量大气中水汽的瞬时收支方程为

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot q \vec{V} + \frac{\partial q \omega}{\partial p} = s(q) = e - c.$$

对上面的水汽收支方程垂直积分, 再求时间平均可得

$$\frac{\partial \bar{W}}{\partial t} + \nabla \cdot \bar{Q} = \bar{E} - \bar{P}. \quad (1)$$

这是大气中的水汽收支方程, 它表明降水和蒸发之差等于水汽存储的局地变化率与水汽流入或流出之和。如将上式用于一有限区域 A , 区域平均算式为 $\langle \rangle = \frac{1}{A} \iint_A (\) d\sigma$, σ 为面元, 则有

$$\langle \frac{\partial \bar{W}}{\partial t} \rangle + \langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle = \langle \bar{E} - \bar{P} \rangle, \quad (2)$$

或

$$\langle \frac{\partial \bar{W}}{\partial t} \rangle + \frac{1}{A} \oint \bar{n} \cdot \bar{Q} dl = \langle \bar{E} - \bar{P} \rangle, \quad (3)$$

式中 $\bar{n}$ 是垂直于边界的单位法向矢量, 向外为正。

(2)或(3)式实际上是水圈循环大气分支的水汽或水文方程。它们表明: 某一区域上 E 和 P 的平均偏差与大气中水汽含量的变化和净的水汽通量散度相平衡。除了短时间内有强风暴发展的情况外, 可降水量的变化与方程中其他项相比可以忽略。因此, 在足够长的时间内, $\langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle > 0$ 表明蒸发超过降水, 而 $\langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle < 0$ 表明降水大于蒸发。

经典的水文方程为

$$-\langle \bar{E} - \bar{P} \rangle = \langle \bar{R}_{of} \rangle + \langle \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \rangle, \quad (4)$$

$\langle \bar{R}_{of} \rangle$ 是单位面积的平均径流, $\langle \partial \bar{S} / \partial t \rangle$ 是地表水、土壤水和地下水总存储的变化率, 即流域的蓄变率。

将大气水汽方程和经典水文方程并列, 可得

$$\langle \bar{E} \rangle = \langle \bar{P} \rangle + \langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle + \langle \frac{\partial \bar{W}}{\partial t} \rangle, \quad (5)$$

$$\langle \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \rangle = -\langle \bar{R}_{of} \rangle - \langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle - \langle \frac{\partial \bar{W}}{\partial t} \rangle. \quad (6)$$

这两个方程将水圈循环的大气分支和地面分支联系了起来, 反映了区域 A 的水平衡特征。利用这两个方程, 若已知降水量和径流量以及整层大气的 $\langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle$ 和 $\langle \partial \bar{W} / \partial t \rangle$, 就可求出在水文上不易大范围精确测量的蒸发量 (包括植物蒸腾, 以后均简称蒸发量)

$\langle \bar{E} \rangle$ 和地表、土壤及地下水储水量的变率 $\langle \partial \bar{S} / \partial t \rangle$ 的值。

对月平均, $\langle \partial \bar{W} / \partial t \rangle$ 与其他项相比量级很小, 可略去。方程 (5) 和 (6) 变为

$$\langle \bar{E} \rangle = \langle \bar{P} \rangle + \langle \nabla \cdot \bar{\vec{Q}} \rangle, \quad (7)$$

$$\langle \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \rangle = \langle \bar{R}_{of} \rangle - \langle \nabla \cdot \bar{\vec{Q}} \rangle. \quad (8)$$

对年平均和多年平均, $\langle \frac{\partial \bar{S}}{\partial t} \rangle$ 和 $\langle \frac{\partial \bar{W}}{\partial t} \rangle$ 均近似于 0。此时有

$$\langle \bar{R}_{of} \rangle = -\langle \nabla \cdot \bar{\vec{Q}} \rangle, \quad (9)$$

即从陆地上流出的平均径流正好被大气中的水汽通量辐合所抵消。这个等式常用来检验方程 (7) 和 (8) 计算的合理性。

将 (9) 式代入 (7) 式可得

$$\langle \bar{E} \rangle = \langle \bar{P} \rangle - \langle \nabla \cdot \bar{\vec{Q}} \rangle. \quad (10)$$

也有人利用这个方程计算区域平均的蒸发 $\langle \bar{E} \rangle$ 。水利部作出的陆面蒸发的分布图就是根据这个等式计算的^[5]。

若取长期气候平均, $\langle \nabla \cdot \bar{\vec{Q}} \rangle$ 也可视为 0, 则平均蒸发与平均降水相抵消, 即

$$\langle \bar{E} \rangle = \langle \bar{P} \rangle. \quad (11)$$

本文进行的水平衡分析是在多年月平均和多年年平均基础上进行的, 主要运用方程 (7) ~ (9)。

2.2 资料来源

(1) 大气整层水汽通量散度项 $\langle \nabla \cdot \bar{\vec{Q}} \rangle$ 是由 ECMWF 1980~1989 年逐日 00 UTC 资料计算得到。垂直积分时考虑了地形。格点距是 $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, 范围取为东亚季风区主要陆地部分: $90^\circ \sim 122.5^\circ \text{E}$, $20^\circ \sim 45^\circ \text{N}$ 。

(2) 月平均降水量 $\bar{P}$ 取自长时间序列全球月降水台站报告数据集。各站均取 1980~1989 年数据。为保证计算质量, 区域范围仅取测站密集的东亚区, 与 (1) 的范围一致。

(3) 月平均径流量 $\bar{R}_{of}$ 从水利部水调中心 1980~1989 年全国水文测站观测记录期刊中摘抄得到。主要选取了我国的六大流域片, 形状和位置如图 1 所示。各流域片的名称、流域控制站名称、控制的集水面积以及可获得的观测资料的时段长度如表 1 所示。原始记录为通过测站断面的月平均流量 (单位: m^3/s)。为得到测站以上的流域面积上的平均水深, 即径流深度 $\bar{R}_{of}$ (单位: mm), 还须作下面的转换:

$$\bar{R}_{of} = \frac{DT}{A \times 10^3},$$

D 为月平均流量 (单位: m^3/s), T 为时间 (单位: s), A 为集水面积 (单位: km^2)。

我们利用方程 (7) 计算了格点的蒸发值 $\bar{E}$, 用方程 (8) 计算了各流域片土壤和地

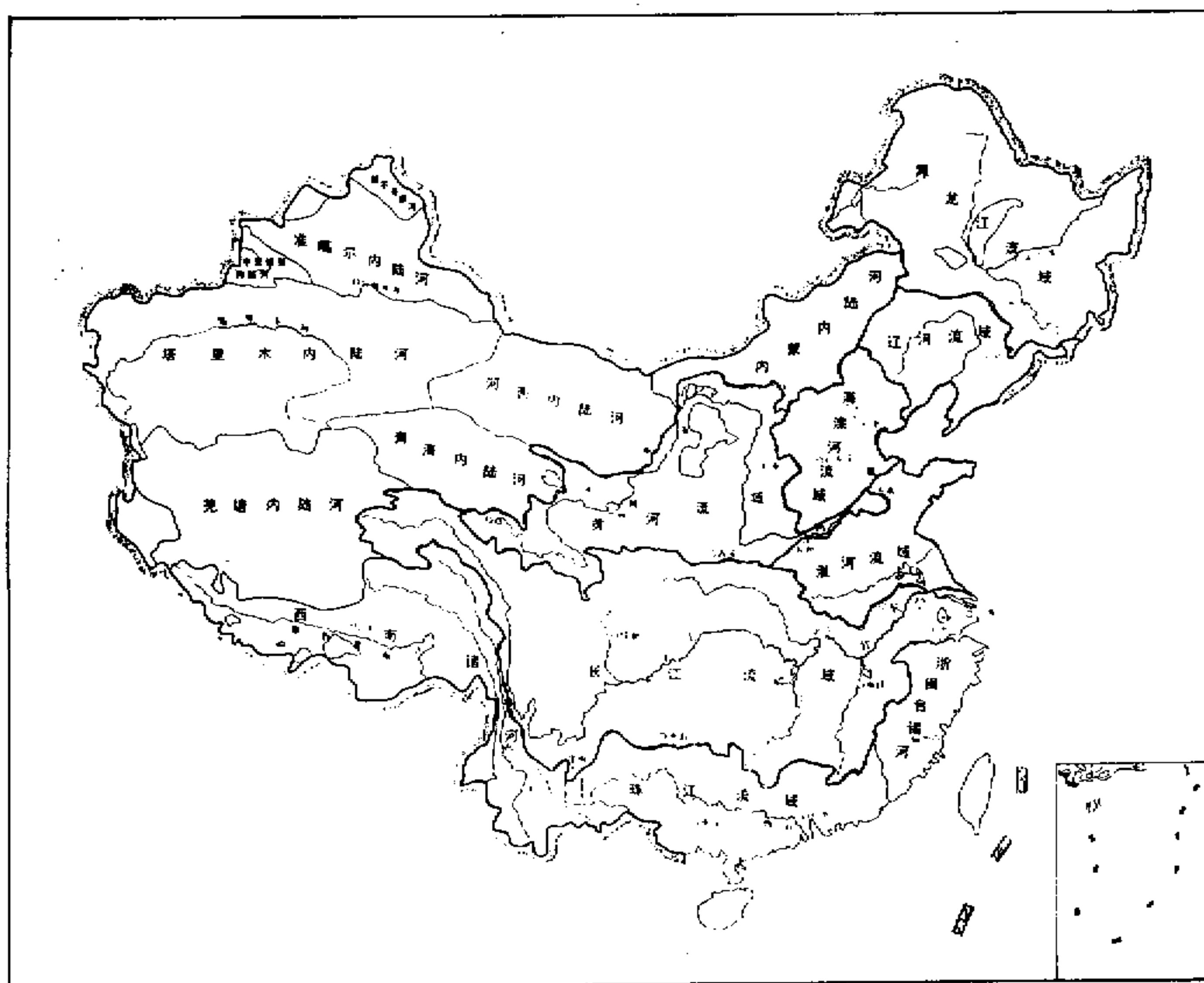


图 1 中国六大流域片的位置和形状分布图

表 1 中国六大流域片的水文信息

流域片名称	长 江	黄 河	淮 河	海滦河	松花江	辽 河
控制站名称	大 通	花园口	蚌 埠	官厅、新盖、元村集、滦县 (四站平均)	佳木斯	铁 岭
集水面积 / km ²	1705383	730036	121330	42500, 1000, 14286, 44100	528277	120764
径 流 量 资料时段	1980~1988	1980~1988 (缺 1986 年)	1980~1989	1980~1987, 1980~1987, 1980~1987, 1980~1987	1980~1987	1980~1985

下水的含水量 $\bar{S}'$ ($\bar{S}' = \bar{S} - \bar{R}_{of}$)。另外, 我们还对大气可降水量和实际降水量作了对比分析。在计算 $\bar{S}'$ 时, 取 1 月份 $\bar{S}' = 0$, 利用方程(8)算出的是其余各月对 1 月份的相对值。

3 东亚季风区主要水文要素的时空变化

3.1 全年分布特征

图 2a、b、c、d 显示了水循环四要素 10 年 (1980~1989) 平均的全年分布。可降水量 $\bar{W}$ (图 2a) 从西南向东呈扇形张开, 接纳从海洋来的水汽。在青藏高原东南部,

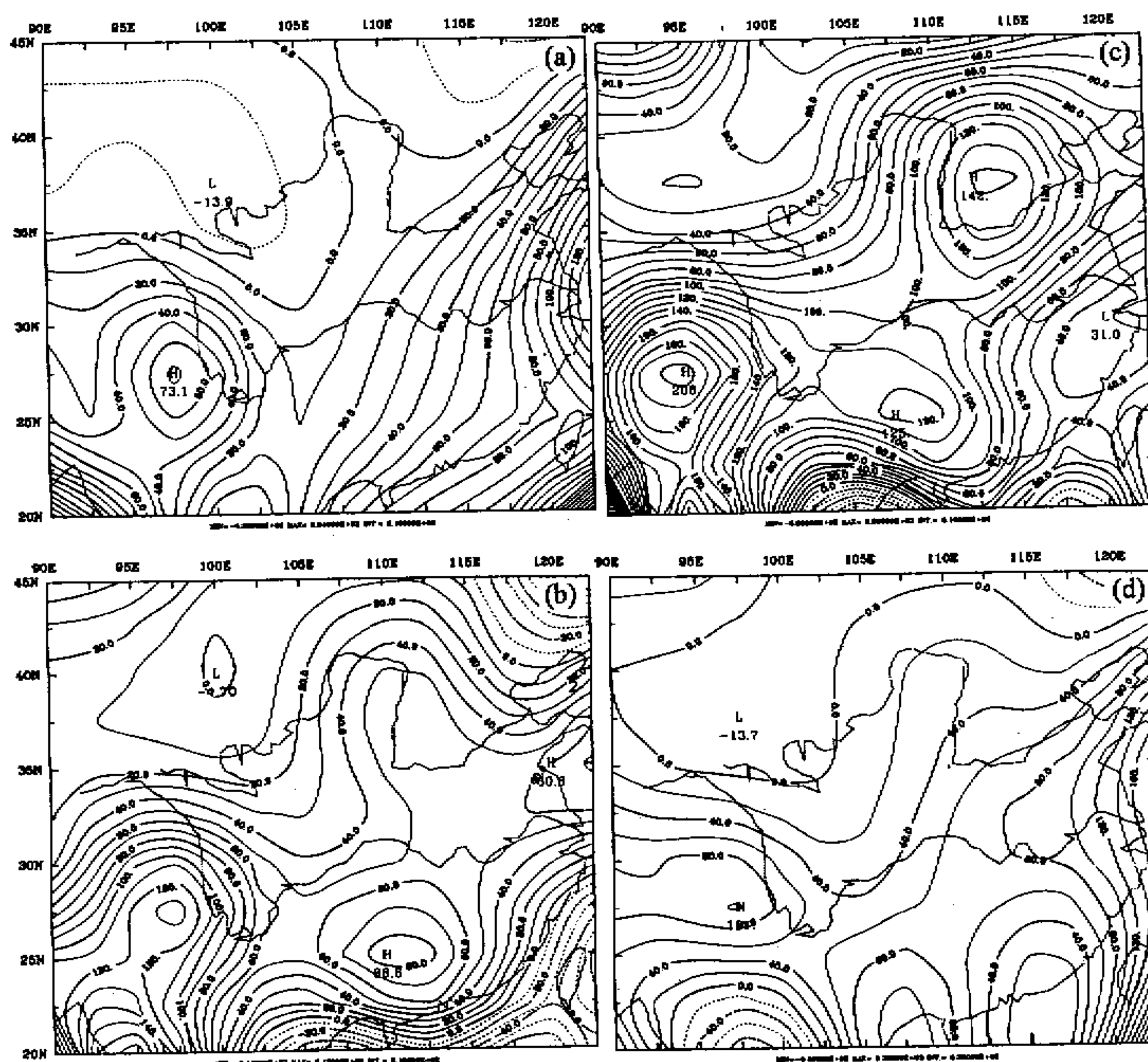


图 2 东亚季风区水循环四要素 10 年平均分布

(a) 可降水量 (单位: mm/d); (b) 降水量 (单位: mm); (c) 水汽通量散度; (d) 蒸发

$\bar{W}$ 线密集, 梯度较东部沿海区大得多, 这体现了青藏高原大地形对水汽的阻挡作用。

降水量 $\bar{P}$ 的分布 (图 2b) 与可降水量 $\bar{W}$ 的分布很相似。总的趋势也是由东南向西北递减。最大值中心在广东省, 年降水量在 1400 mm 以上。青海、甘肃的年降水量则在 100 mm 左右。另外, 印度东部、孟加拉国一带年降水量也在 1400 mm 以上。图中从东北斜贯西南的 400 mm 等值线与我国内流区和外流区的分界线很接近, 它在气候、水文分区上有重要意义。

水汽通量散度 $\nabla \cdot \bar{Q}$ 的分布 (图 2c) 表明: 全年平均有两个辐散区, 一个在青藏高原的东南部, 一个在河套东北部和华北平原至渤海、黄海一带, 其余大部地区均为水汽通量辐合区, 由东南向西北, 辐合值递减。在贵州和湖南两省区, 水汽通量辐合值相对较小。由方程 (7) 知, $\nabla \cdot \bar{Q}$ 的分布实际反映了蒸降差 ($\bar{E} - \bar{P}$) 的分布。在辐合

区, 蒸发小于降水; 在辐散区, 蒸发大于降水。

作为余差项计算出的蒸发的年平均分布如图 2d 所示。可见, 总趋势大致仍是由东南向西北递减, 与降水量分布比较接近。在青藏高原东南隅、长江中游以南及山东、江苏东部的广大地区, 蒸发量在 800 mm 以上, 是蒸发高值区。内蒙西部边缘的巴丹吉林沙漠和腾格里沙漠一带, 由于降水量较小, 周围的山脉 (祁连山的乌鞘岭、六盘山和贺兰山成 V 字形) 又阻挡了水汽的进入, 所以蒸发也极小。内蒙东部和大兴安岭中部蒸发也很小。

与水利部作出的 1956~1979 年平均陆面蒸发量图 (由降水量减去径流量求得, 本文称其为实际蒸发量, 见图 3) 比较, 我们用余差法计算的蒸发能够反映实际蒸发的大尺度特征, 高低值区位置对应得比较好, 但计算结果也有不尽合理的地方。总的来说, 是高值区 $\bar{E}$ 偏大, 而低值区 $\bar{E}$ 偏小。青藏高原东南部的蒸发过高, 而内蒙东部、大兴安岭中部的蒸发过小, 出现负值。这可能主要由于水汽通量辐合在这一地区计算得过大 (超过降水量) 而导致。对计算误差, 我们将在第 5 部分中进行专门的讨论。另外, 我们认为误差的存在在一定的允许范围之内, 并不妨碍我们作大尺度定性和部分定量化的讨论及分析。总体上看, 计算区域的中、东部的值与实际吻合较好。

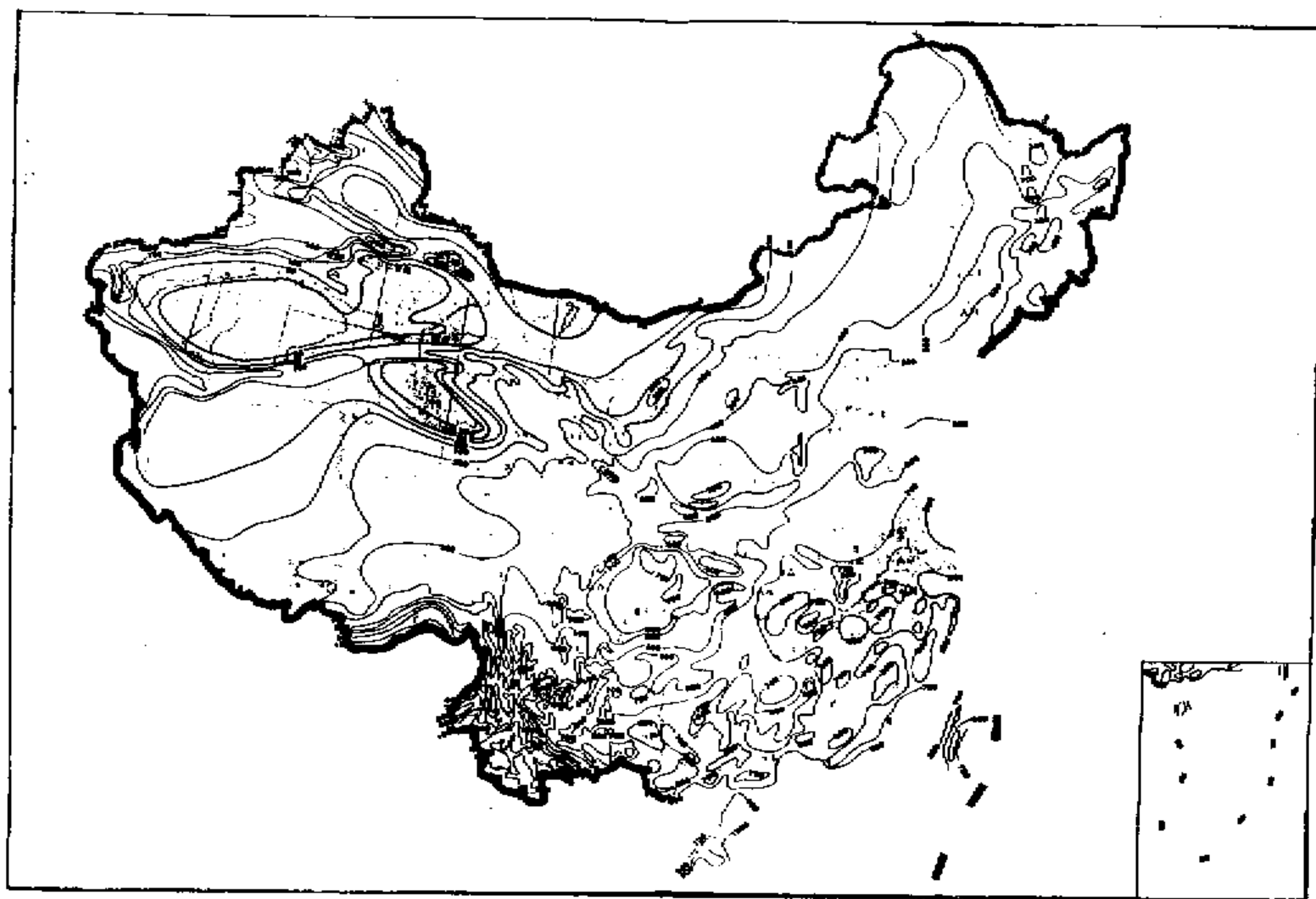


图 3 中国 1956~1979 年平均年陆面蒸发量图 (引自文献[5])

为了反映大气中的所有水汽参与地气系统水份循环的活跃程度, 我们定义水汽利用率 $\gamma = \bar{P} / \bar{W}$, 即降水量和整层大气水汽含量 (可降水量) 的比值。某地的 γ 越大, 说明其上空气柱内水汽被转化为降水的相对量越高, 那么这里的大气参与陆气水循环的能力也相对越强。图 4 显示了 $1/\gamma$ 的分布。可见, 在四川西北部与青海甘肃交界处, γ

最大。在两湖平原地区 γ 有次最大值, 而在甘肃北部和新疆东部, γ 值最小。西北地区水汽利用率均很低, 西南边陲和南海北部水汽利用率也比较低。

3.2 季节变化特征

从 1 月到 12 月可降水量 $\bar{W}$ 的分布形状 (图略) 与全年平均分布形状 (图 2a) 几乎相同, 都呈扇形铺开, 但各等值线的数值有明显的季节变化。季节变化东南区明显强于西北区。我国东、西部各纬度带的 $\bar{W}$ 值随季节的变化的剖面图 (图略) 表明。西部 (沿 95°E) 7 月份呈南北高、中间 (主要指 35°N 一带) 相对低的型式; 东部 (沿 115°E) 则从北向南连续增高, 并且在 20°N 一带 6 月和 8 月有两个高值中心, 说明南海北部的水汽含量在夏季有季节内振荡, 在时间上恰好与华南两个雨季 (6 月和 8 月) 相对应。

降水的季节变化主要体现了季风降水的建立和雨带移动的特征 (平面图略, 剖面图见图 5)。沿 110°E 各纬度带的降水随季节的变化表明: 5 月份华南前汛期雨季开始, 之后雨带向北推进, 6~7 月份到达 30°N 附近, 7~8 月份在 35°N 以北, 这时 30°N 以南是季风降水的间断期, 而 25°N 以南即华南地区则是由热带天气系统造成第二个雨季。

水汽通量散度 $\nabla \cdot \bar{Q}$ 的季节变化如图图 6 所示。对比图 6 和图 5, 我们发现, 水汽通量辐合的季节变化趋势与雨带的移动比较一致, 说明 $-\nabla \cdot \bar{Q}$ 与 $\bar{P}$ 关系密切。

图 7a~d 是计算出的各月蒸发的平面分布图。可看到, 冬季南海、东海、黄海的

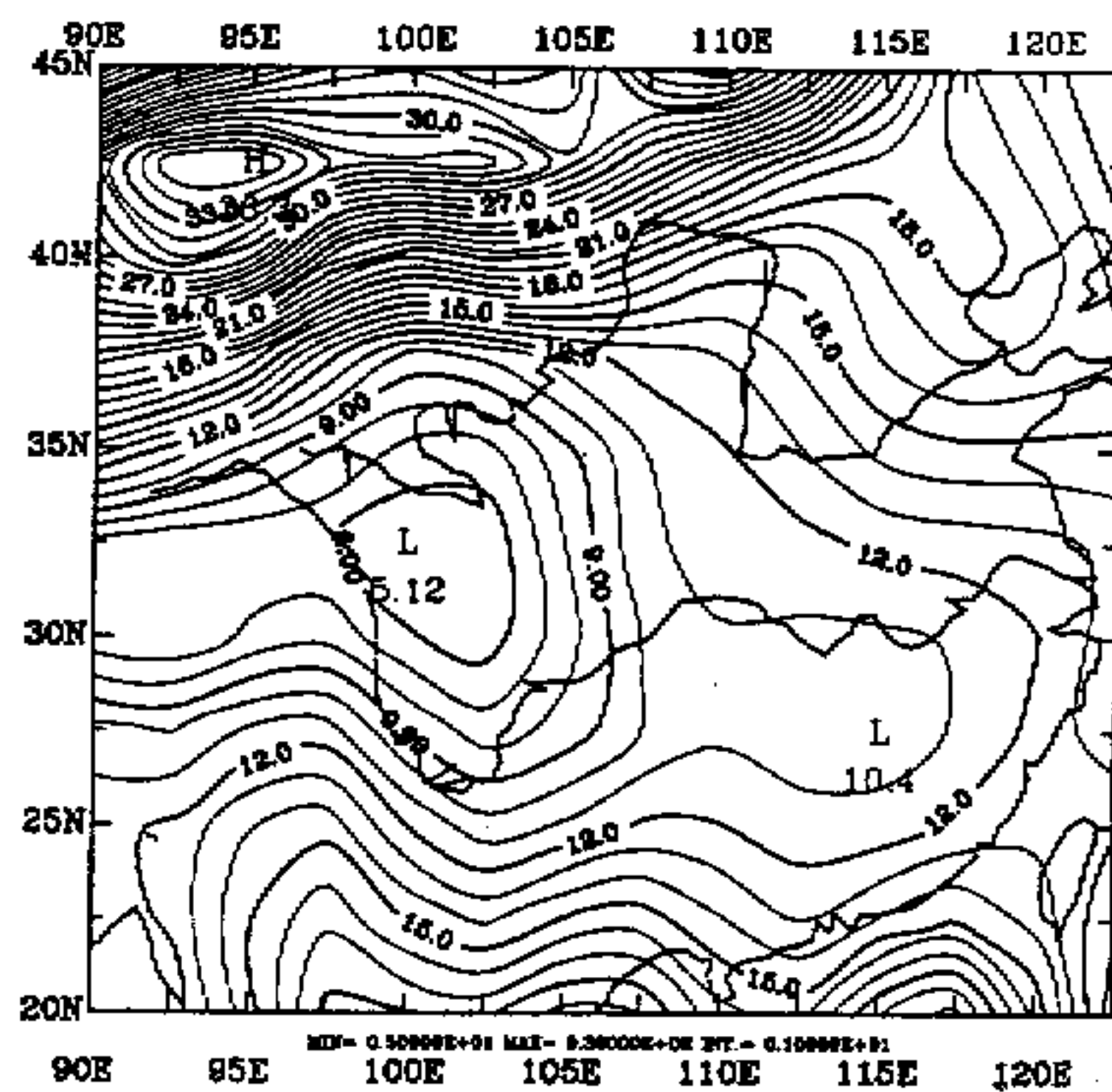


图 4 水汽利用率的倒数 $1/\gamma$ 的年平均分布

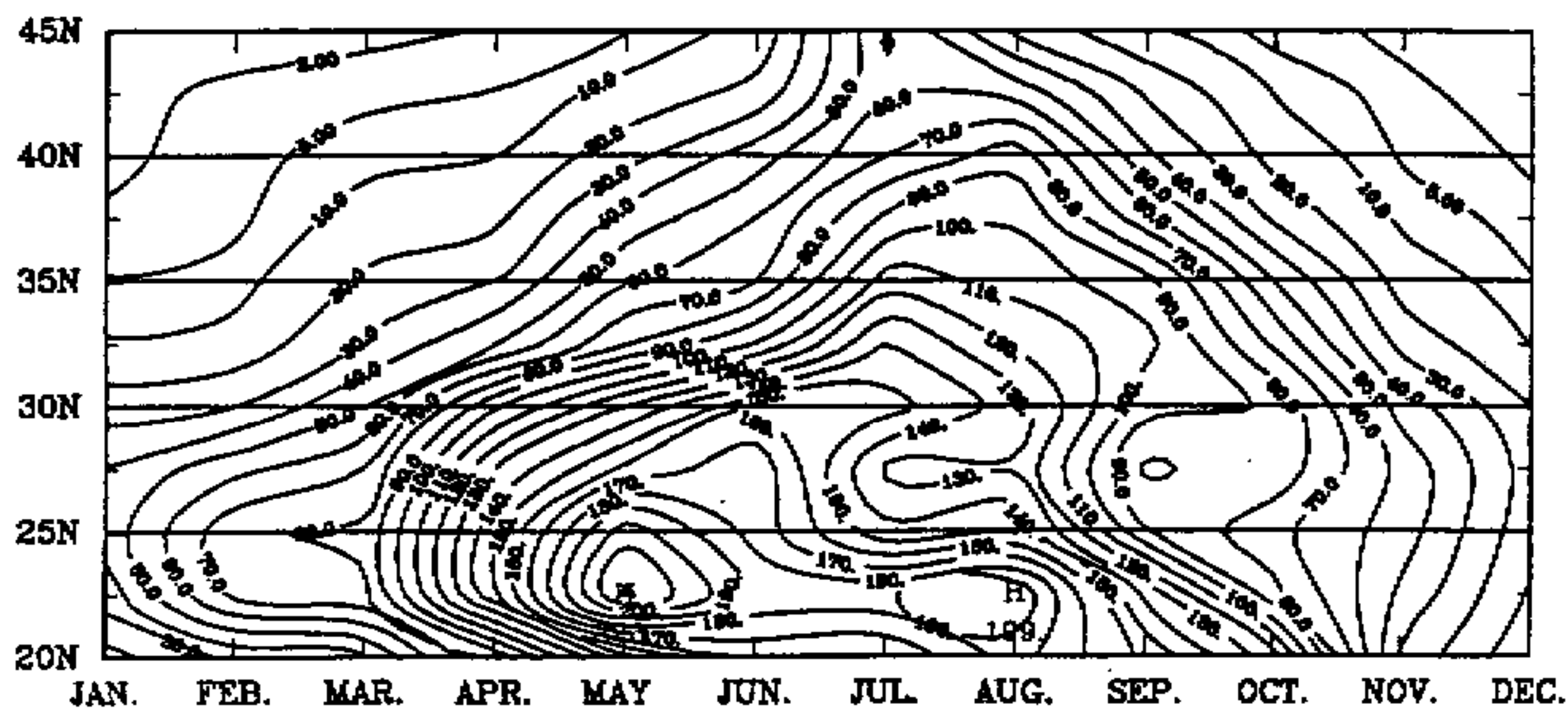


图 5 1980~1989 年平均沿 110°E 月平均降水量的纬度-季节演变图

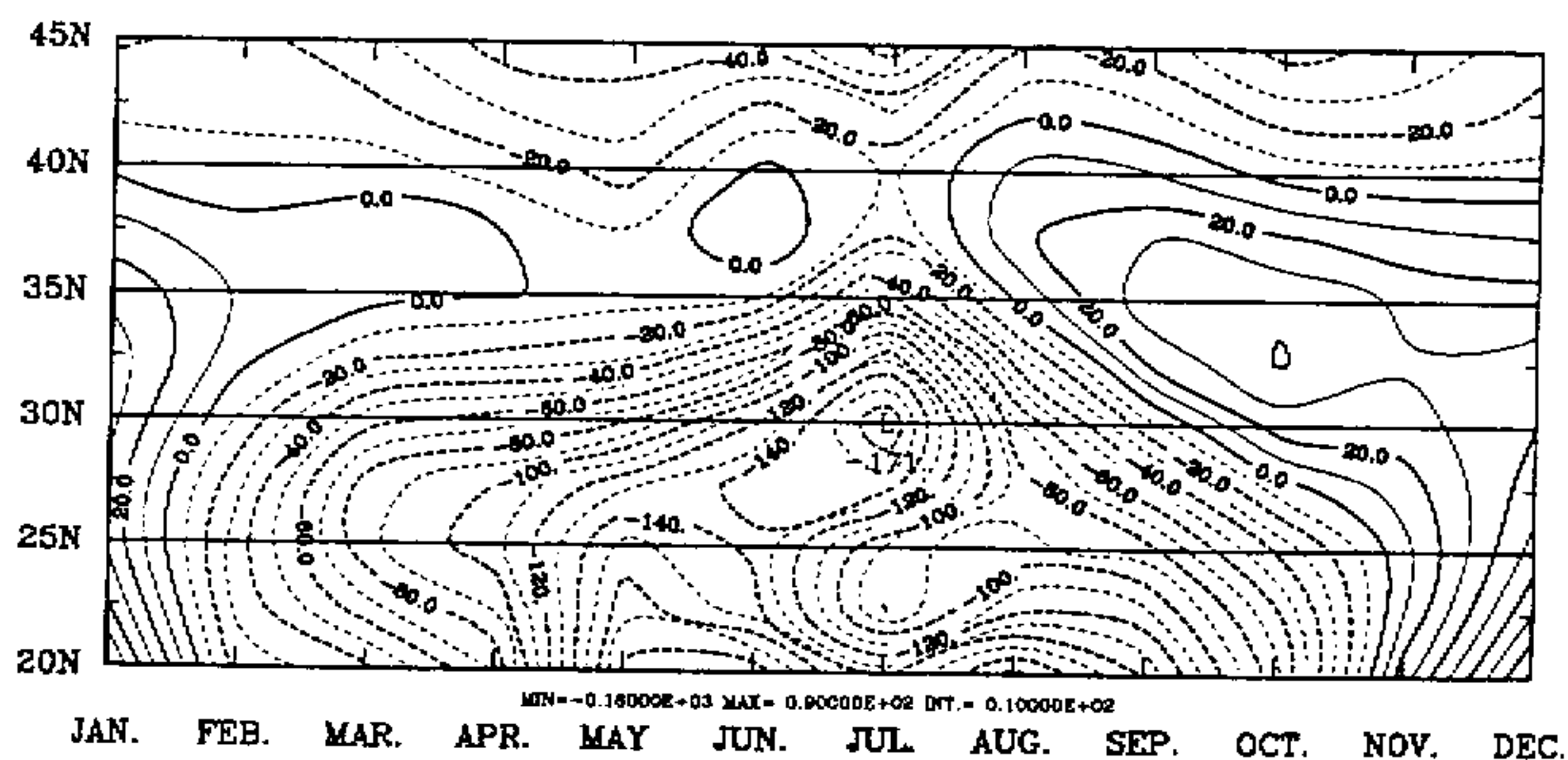


图6 1980~1989年平均沿117.5°E月平均水汽通量散度的纬度-季节演变图

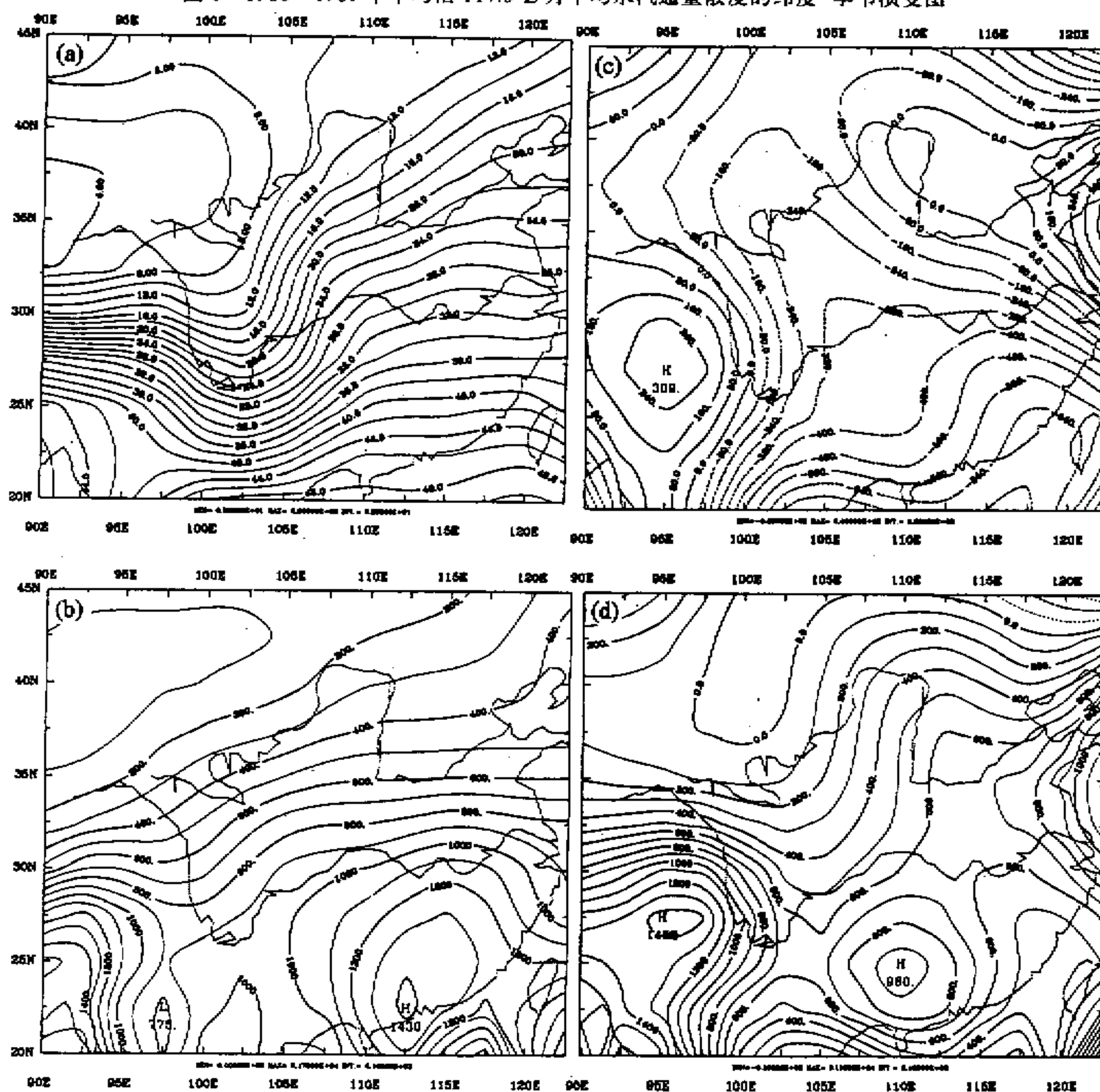


图7 1980~1989年平均蒸发的月分布

(a) 1月; (b) 5月; (c) 8月; (d) 10月

蒸发明显高于陆地。从东南向西北, 蒸发量递减。西北大部分地区蒸发很小。春季, 海面蒸发逐渐减小, 缅甸北部、河套东部及贵州、湖南、两广一带逐渐形成蒸发的高值中心。夏季, 40 mm 等值线已到黄河以北。河套东部的高蒸发中心愈来愈强, 并向北移动。长江中游以南的高蒸发中心 7 月份达到最大, 8 月份开始减弱。秋季, 高值中心均减弱, 原长江中游以南的中心南退到北部湾附近。原河套东部的中心减弱, 南退到河南湖北交界处, 同时南海北部、黄海和东海西部的蒸发开始加强。总之, 冬季海洋的蒸发比陆地强, 夏季则反之。长江中游以北的蒸发 8 月份达到最大, 而长江中游以南的蒸发 7 月份就达到最大。

图 8a、b 是蒸发的纬度-时间剖面图, 从这些图可以了解不同纬度的蒸发随季节演变的细致过程。总体上说, 低纬度蒸发量的年内分配较均匀, 高纬度的年内分配则集中于夏季。这是因为低纬度地区冬夏温度差距较小; 高纬度地区冬半年气温很低, 蒸发能力很弱。另外, 夏季各纬度最大蒸发的出现自南向北在时间上逐渐后移, 昆明附近的最大蒸发出现在 7 月, 而内蒙西部的年内最大蒸发要到将近 9 月才出现。在 $110^{\circ}\sim 115^{\circ}\text{E}$ 范围内, 长江以南 (湖南、广西交界处) 7 月份蒸发最大, 长江以北 (洛阳、郑州

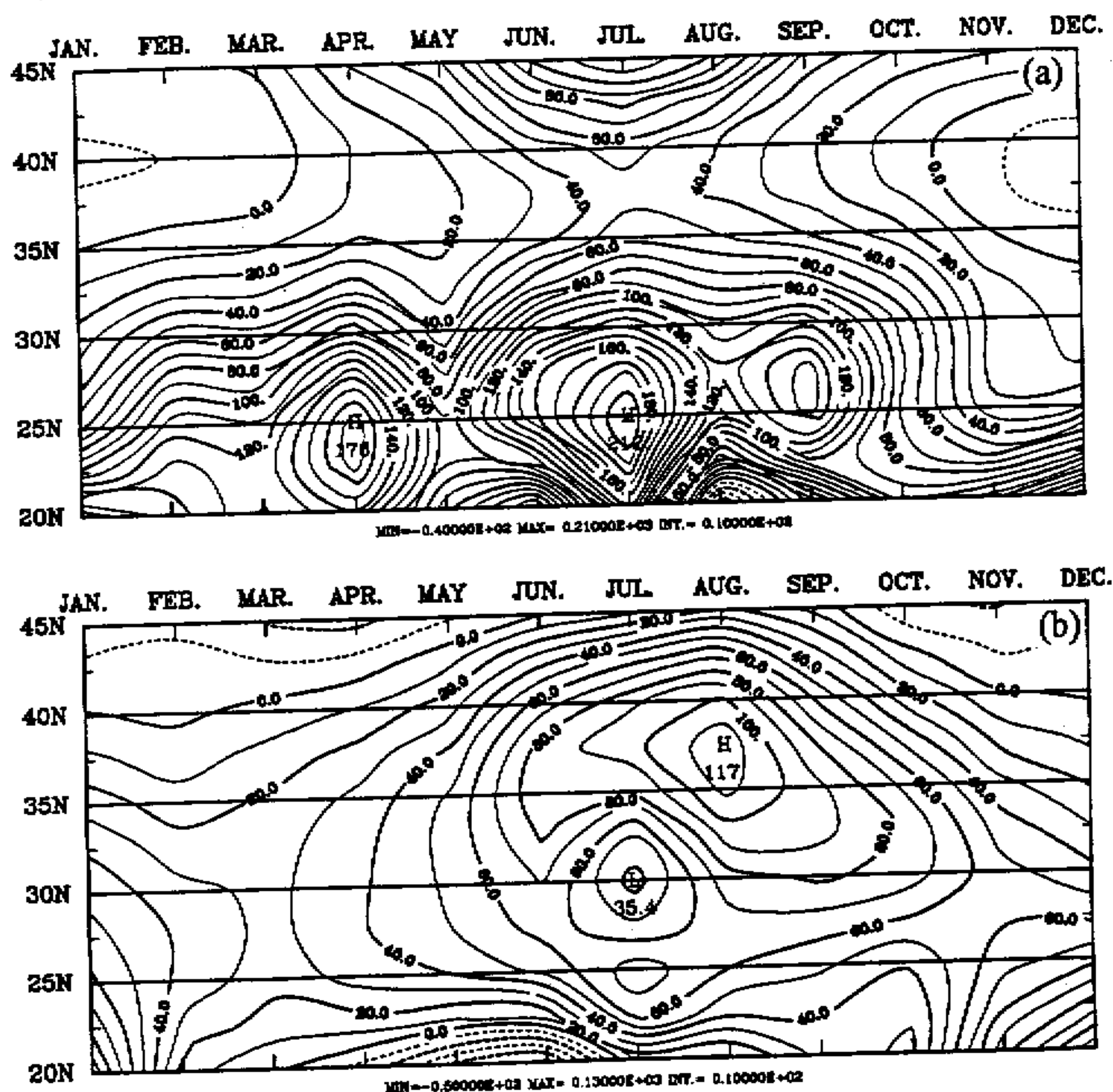


图 8 1980~1989 年月平均蒸发量的纬度-季节演变图
(a) 沿 90°E ; (b) 沿 115°E

一带) 8 月蒸发最大, 而在长江中游的干流的附近 (宜昌、武汉一带) 蒸发在 7 月份比 6 月和 8 月要小, 其年内蒸发最大值 (约 80 mm 左右) 要到 9 月份才出现。总之, 由于温度和供水条件的制约, 各地蒸发在夏季都明显大于冬季, 但最大蒸发出现的月份有地区差异。这显然和地形、土质、植被及局地气候状况有关。

中国大陆区域平均的降水量、蒸发量和水汽通量辐合的季节变化曲线 (图 9) 表明, 全国陆地平均降水在 7 月份最大 (95 mm 左右), 而蒸发的最大值 (80 mm) 比其滞后 1 个月。3 月上旬到 8 月, 降水多于蒸发, 水汽通量辐合, 辐合值在 5 月和 7 月有两个峰值。8 月至次年 3 月, 蒸发大于降水, 水汽通量辐散, 辐散值在 10 月份最大。由于全国 1980~1989 径流量抄录统计工作量太大, 本文未能计算出全国年均土壤水和地下水的季节变率 $\partial \bar{S} / \partial t$, 仅就几个大的流域片进行了进一步的水平衡计算。

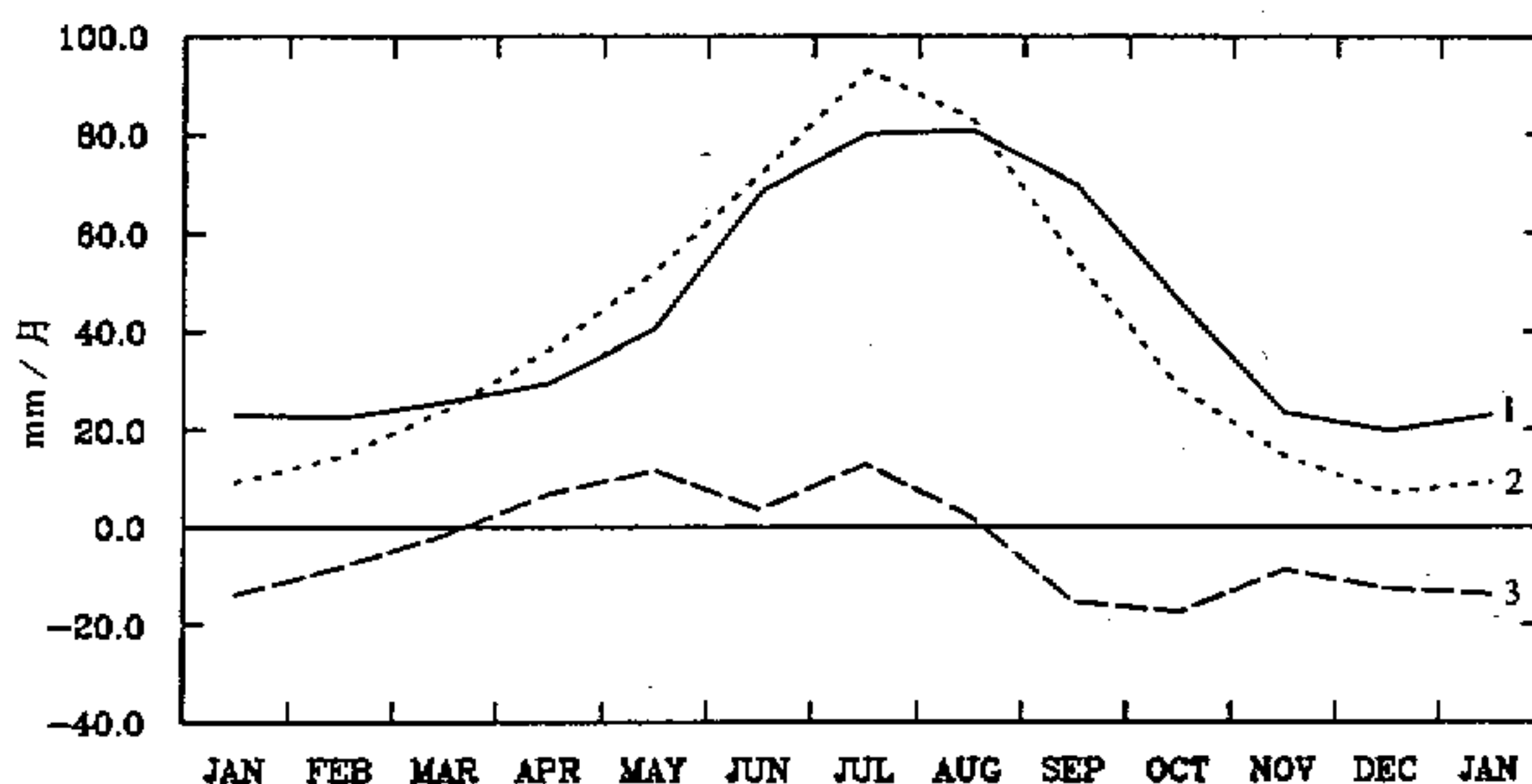


图 9 中国大陆区域水平衡特征的季节演变
1. 蒸发量, 2. 降水量, 3. 水汽通量辐合

4 中国大陆局地区域水平衡分析

通过水平衡分析, 可以探讨不同地区水文要素的数量及其相互的对比关系, 辅助和补充蒸发和土壤、地下水含量在观测上的不足, 以获得气候意文上的大尺度的水份循环的信息。毫无疑问, 这种尝试是十分有意义的。下面就对我国六大流域片进行比较详细的水平衡分析。

4.1 长江流域和淮河流域

图 10 是长江流域水平衡的计算结果。可以看到, 长江流域全年均为水汽辐合, 即降水始终大于蒸发, 水汽通量辐合和降水都是在 7 月份达到最大。径流集中于 7~10 月, 较降水集中时间 (6~8 月) 推后 1 个月左右, 说明这是雨水补给型的年径流分配过程。蒸发在年内有两个峰值, 一个在 6 月份, 一个在 8 月份, 其中 8 月的蒸发更大。这和前面 3.2 中分析的长江中游一带 7 月份蒸发比 6、8 月都小的结论是一致的。土壤水和地下水含量初春时节比 1 月份还小, 3 月份减小到最低点之后开始回升, 5 月份以

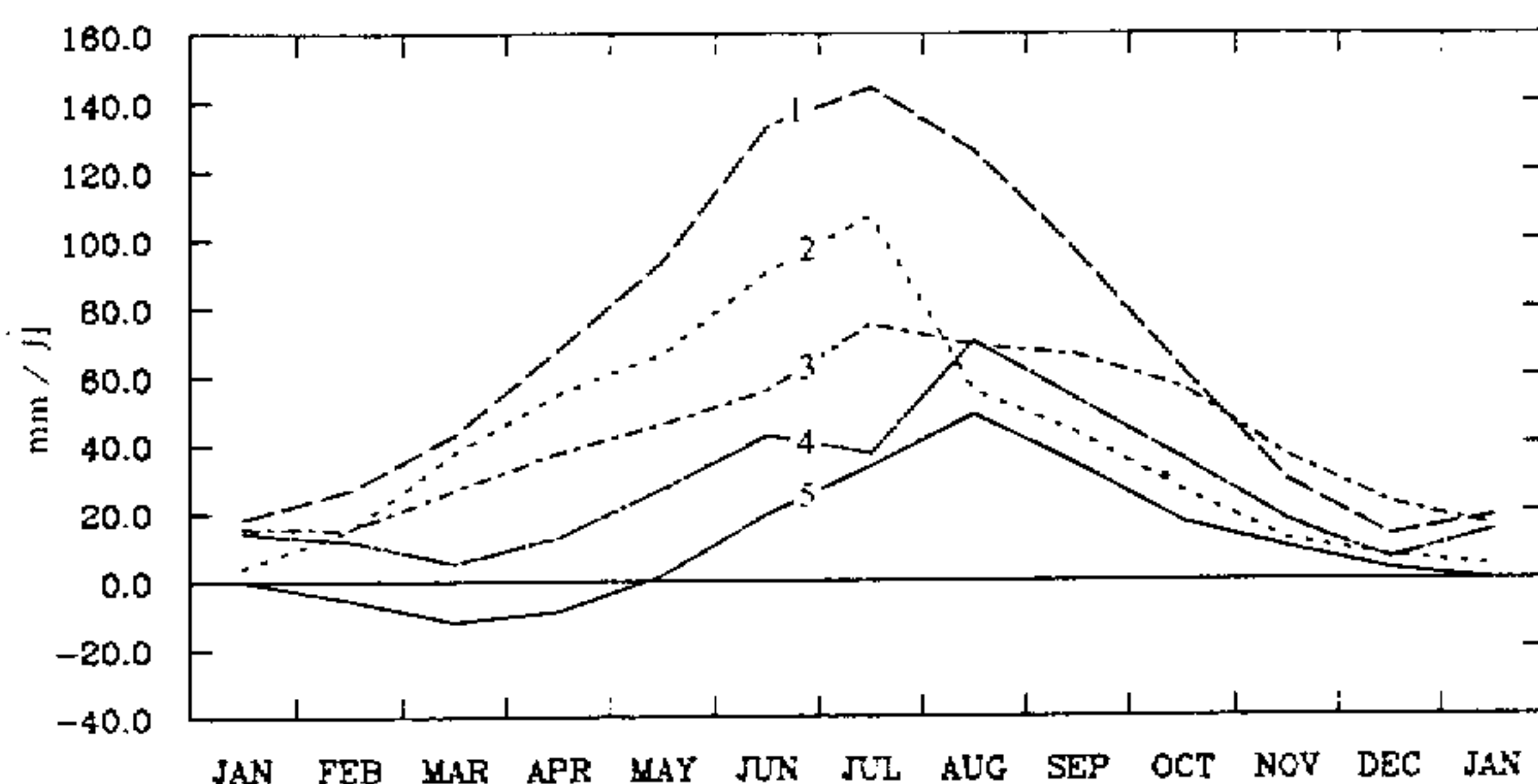


图 10 长江流域水平衡要素的季节演变

1. 降水量, 2. 水汽通量辐合, 3. 径流, 4. 蒸发量, 5. 土壤和地下水含量

后超过 1 月份, 到 8 月达到最大, 之后又逐渐回落, 到 12 月时已非常接近 1 月的水量。夏季, 降水的一部分补给径流, 另一部分被植物截留, 尽管这时蒸发不断加大, 但由于植被根系的固水作用和土壤下渗作用, $\bar{S}'$ 不是减少而是增加了, 土壤并未因蒸发大而干燥, 却因降水大变得更加湿润。多年平均的全年各月累计值, 径流量为 523 mm, 水汽通量辐合为 519 mm, 方程 (9) 在很高精度内成立, 说明上面对 $\bar{E}$ 和 $\bar{S}'$ 的计算是合理的。

淮河流域水平衡各分量的季节变化曲线如图 11 所示。蒸发也有两个峰值, 分别集中在 5~6 月和 9~10 月。8 月中旬以后, 水汽通量由春夏季辐合变为秋冬季辐散, 直到次年 2 月为止, 这期间蒸发超过降水。土壤水和地下水水量之和在 3~10 月期间超过 1 月, 并在 8 月达到最大, 10 月至次年 3 月 $\bar{S}'$ 比 1 月要小。这与长江流域的土壤和地下水含量 $\bar{S}'$ 变化趋势相似。区域平均的径流量集中于 7~9 月, 以 8 月份最大, 并且下半

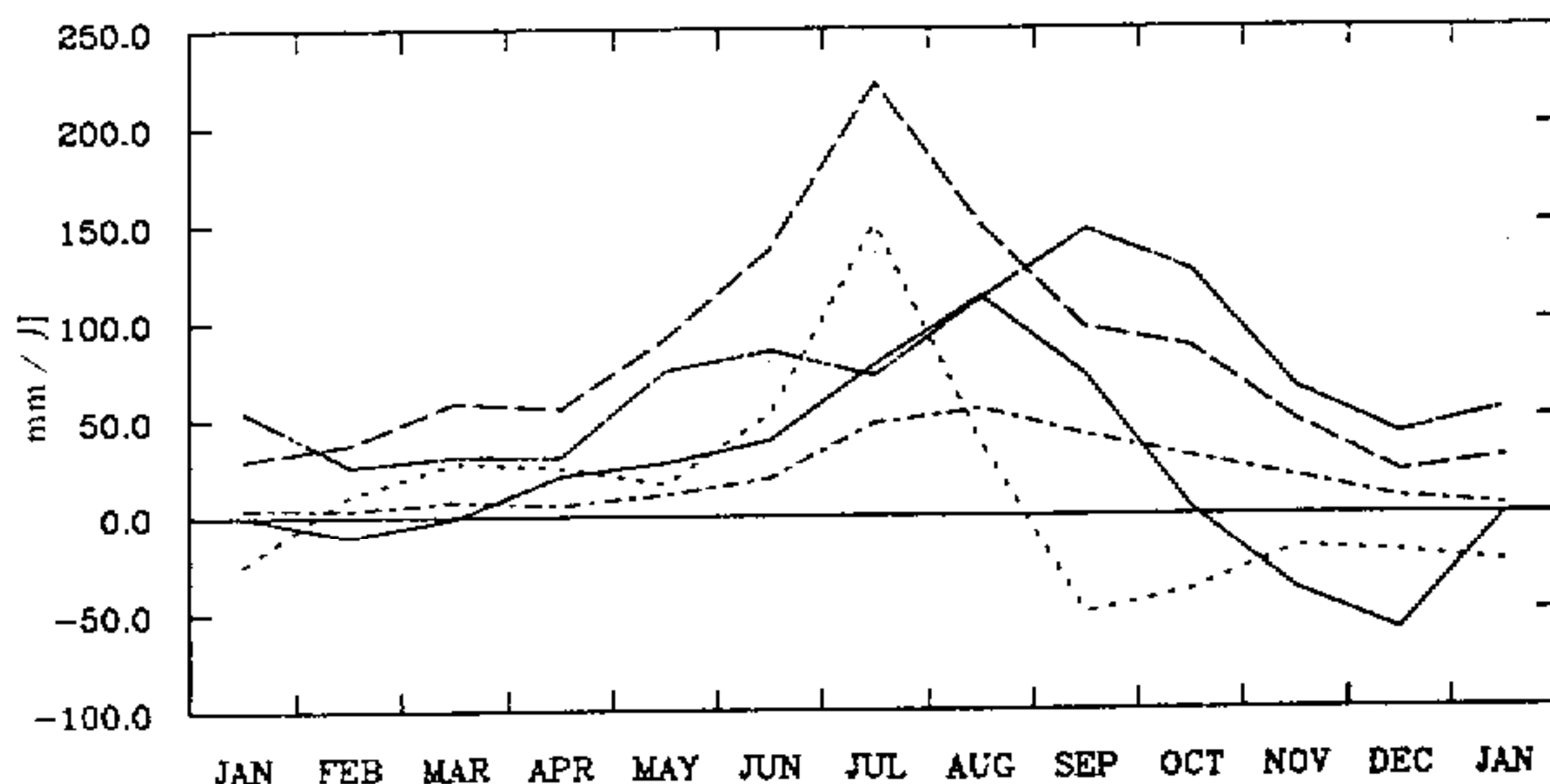


图 11 淮河流域水平衡要素的季节演变

图例同图 10

年均比上半年要大,显然这也是雨水补给型的径流年内分配过程。通过分析还发现,降雨量、土壤湿度和地下水位、地面蒸发三者在时间位相上依次滞后,春季和夏季三者的两个峰值期都如此。这在物理上是符合陆气之间的水份交换规律的。

Gutman^[6]根据 NOAA 卫星 (AVHRR) 观测资料,对亚热带季风性湿润气候区(以 32°N, 116°E 点为代表,即淮河流域的西南角)的降水、温度、地表反照率及绿度指数 (greenness) 进行了分析 (见图 12)。我们注意到,这几个物理量的季节变化曲线与我们计算出的淮河流域水平衡要素的季节变化曲线是比较一致的。只是 Gutman 的降水曲线上 3 月份的次峰值比我们的要大得多,7 月的主峰值却比我们的小一些。绿度指数在监测植被的生长状态、季节动态及其与气候因子,特别是降水的时间与强度的关系方面,显示出直观的特点。在淮河流域,“绿峰”的出现时间和降水一样都在 7 月份。我们知道,蒸发是土地水份含量和热量共同作用的结果,它不仅与降水和土壤湿度有关,还依赖于地面气温。所以,9 月份的最高地面气温可能是使淮河流域蒸发最大值比降水主峰值滞后 2 个月的原因之一。

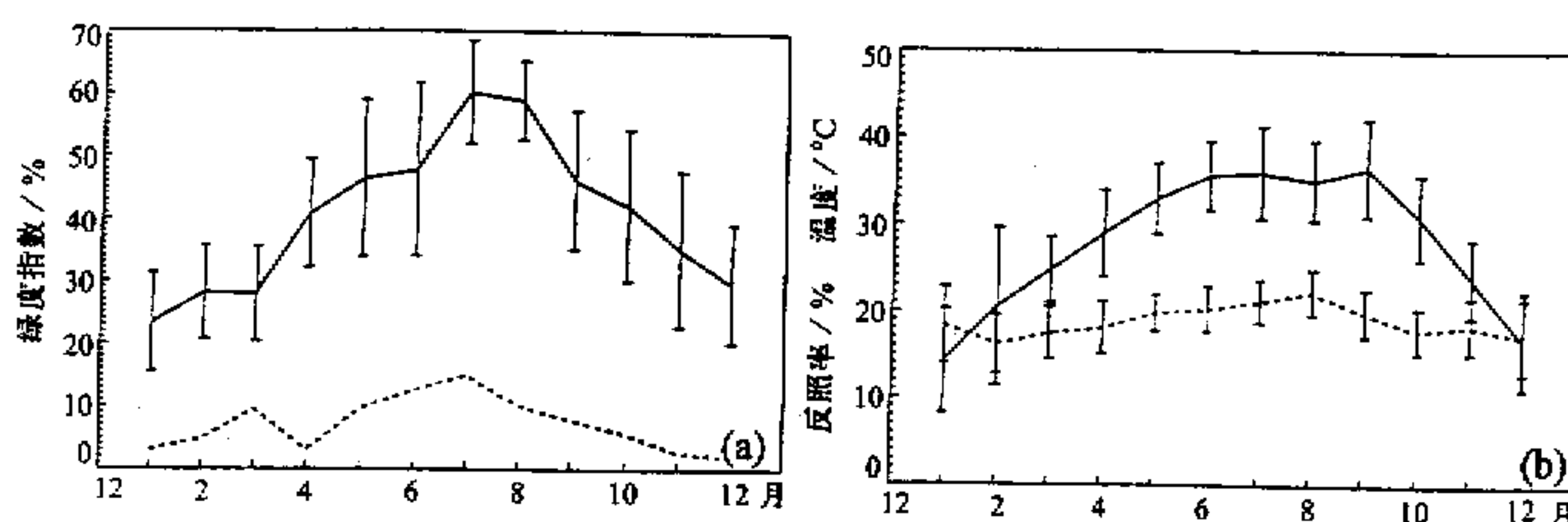


图 12 亚热带湿润性季风气候区的绿度指数 (实线)、降水 (虚线) (a), 以及地表温度 (实线) 和地表反照率 (虚线) (b) 的季节变化 (引自文献[6])

4.2 黄河流域和海滦河流域

如图 13 所示,黄河流域区域平均的水汽通量辐合主要发生在冬半年,量值较小 ($<15 \text{ mm/月}$)。夏季除 6 月有微弱的水汽辐合外,5 月和 7、8 月是水汽辐散,辐散值也很小 ($<5 \text{ mm/月}$)。因此,蒸发和降水曲线全年都很接近,都在 8 月份达到最大,但蒸发的最大值超过降水的最大值。与长江流域不同,蒸发没有出现双峰值。径流量较长江流域小得多,并且主要集中于 8~10 月,年内分配也受降水补给的支配。土壤水和地下水量之和 $\bar{S}$ 4 月份最高,10 月份最低。从 5 月到 8 月,随着蒸发量的不断增大, $\bar{S}$ 几乎呈线性递减。这说明,黄河流域由于植被稀少,土壤水容易被蒸发,蒸发量甚至超过降水量,使土壤在夏秋季越来越干燥。

海滦河流域 (简称海河流域) 水平衡各分量的季节变化特征与黄河流域比较类似 (见图 14)。不同的是,6~9 月蒸发比降水大得多。5 月份 $\bar{S}$ 最高,9 月份变为最低。土壤由湿变干的过程比黄河流域短 2 个月,幅度也大得多,说明这里土地的持水性能更差。

4.3 辽河流域和松花江流域

图 15 表明,辽河流域的水汽通量辐合 7 月份最大,10 月份之后有微弱的辐散。夏

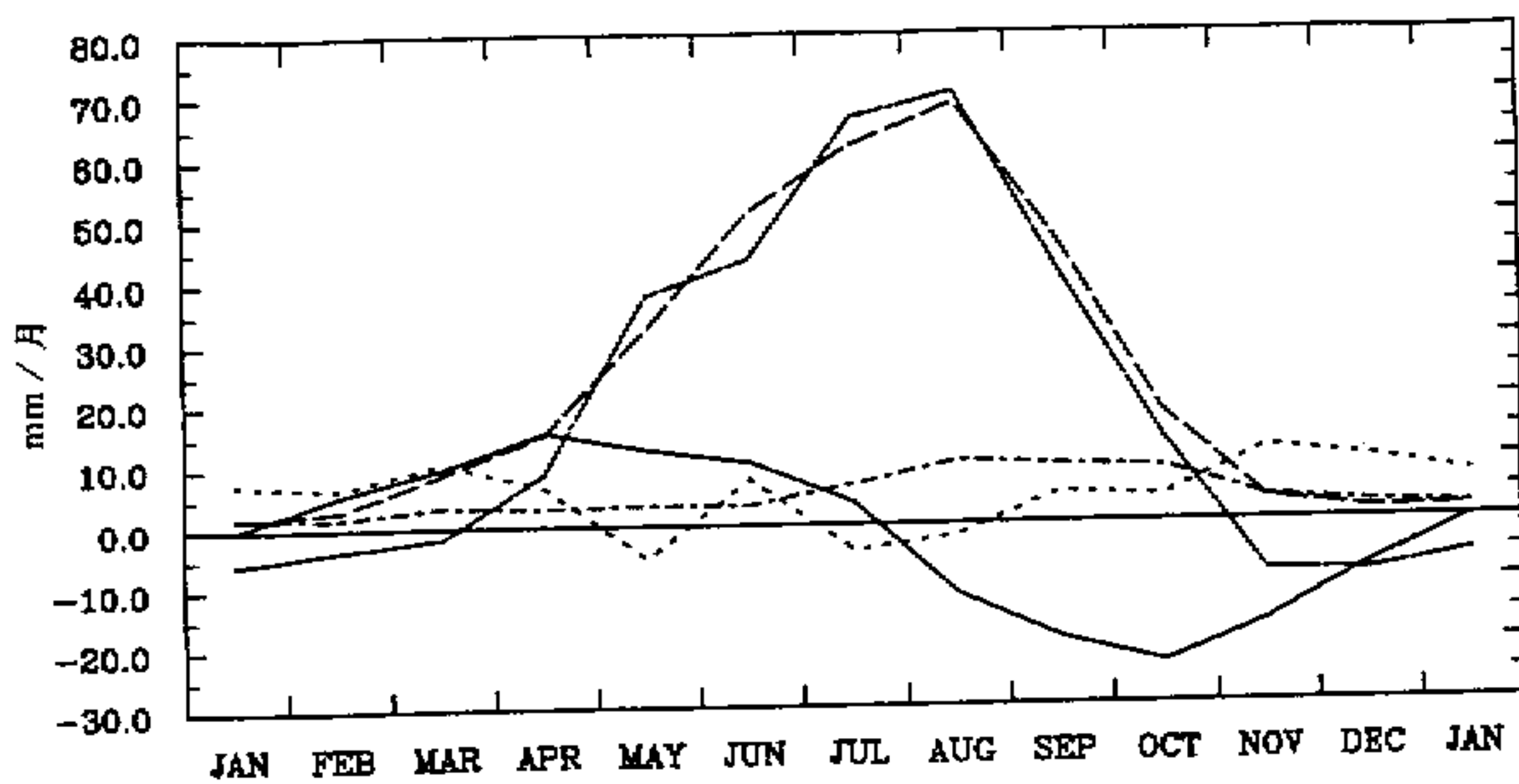


图 13 黄河流域水平衡要素的季节演变
图例同图 10, 下同

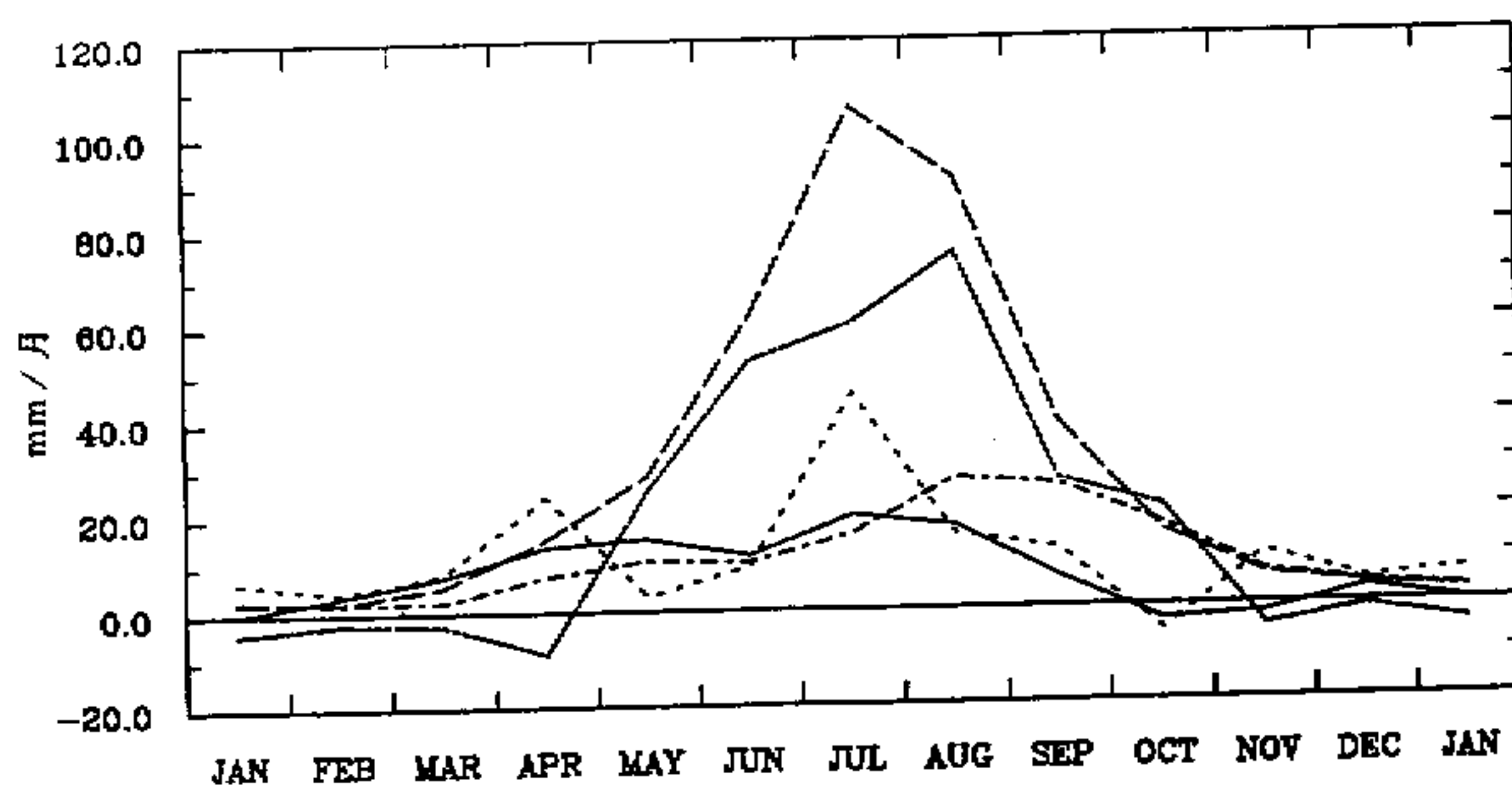


图 14 海滦河流域水平衡要素的季节演变

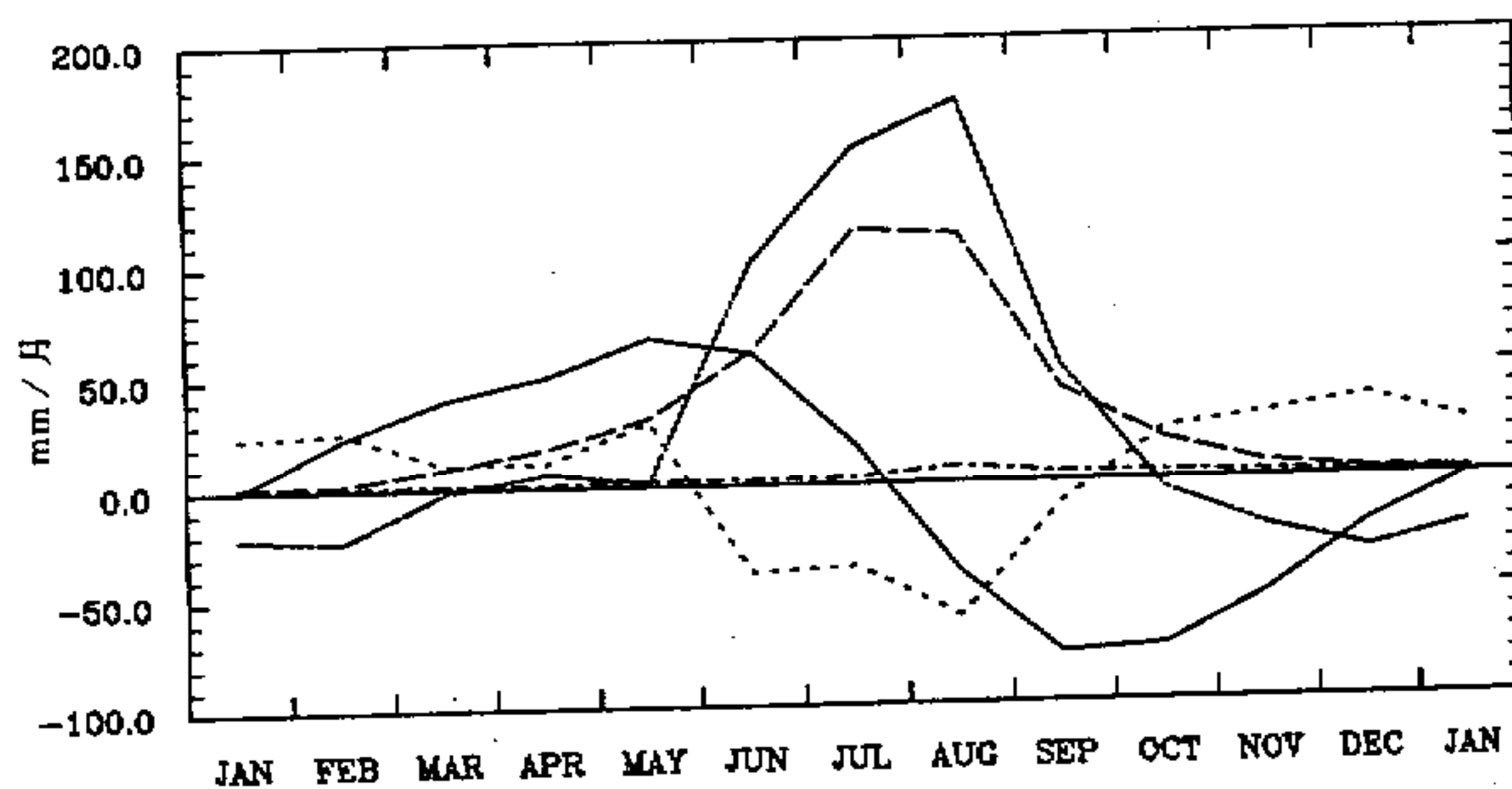


图 15 辽河流域水平衡要素的季节演变

季降水最大在 7 月, 蒸发则滞后 1 个月, 在 8 月达到最强。2~9 月, 降水都大于蒸发。径流主要集中于 8 月, 另在 5 月有一个小峰值 (即春汛), 6~7 月为相对枯水期。可见除降水补给外, 还有冬雪消融的作用, 使辽河流域呈现双峰型的年径流过程。土壤和地下水在 7 月份就达到最大, 之后迅速减小。4~7 月, $\bar{S}'$ 不断增加; 7~12 月, $\bar{S}'$ 不断减小, 说明土壤持水性能在 7 月前后有改变。这可能由于 7 月以前径流量很小, 降水主要用于渗透到土壤和地下; 7 月以后径流量猛然增加, 降水的大部分用作补给径流, 加之蒸发也比 7 月前加大, 所以 $\bar{S}'$ 在 7 月之后显著下降。

图 16 表明, 松花江流域除 10 月有微弱的水汽辐散外, 其余各月均为水汽辐合, 水汽通量辐合在 4 月和 7 月有两个峰值。蒸发和降水的季节变化与辽河流域很相似, 都是蒸发比降水滞后 1 个月, 在 8 月份达到最大。径流主要集中在 8~10 月, 这与辽河流域只在 8 月出现非常大的径流量有所不同。另外, 在 5 月经流量也有一个小峰值。 $\bar{S}'$ 从冬至夏逐渐增加, 6 月份有相对减少, 这使 $\bar{S}'$ 在 4~5 月和 7 月有两个小峰值。7 月以后至 10 月 $\bar{S}'$ 减小。春季和夏季土壤水和地下水含量的两个小峰值的出现可能都是由于蒸发相对于降水较小, 同时径流量也比较小的缘故。

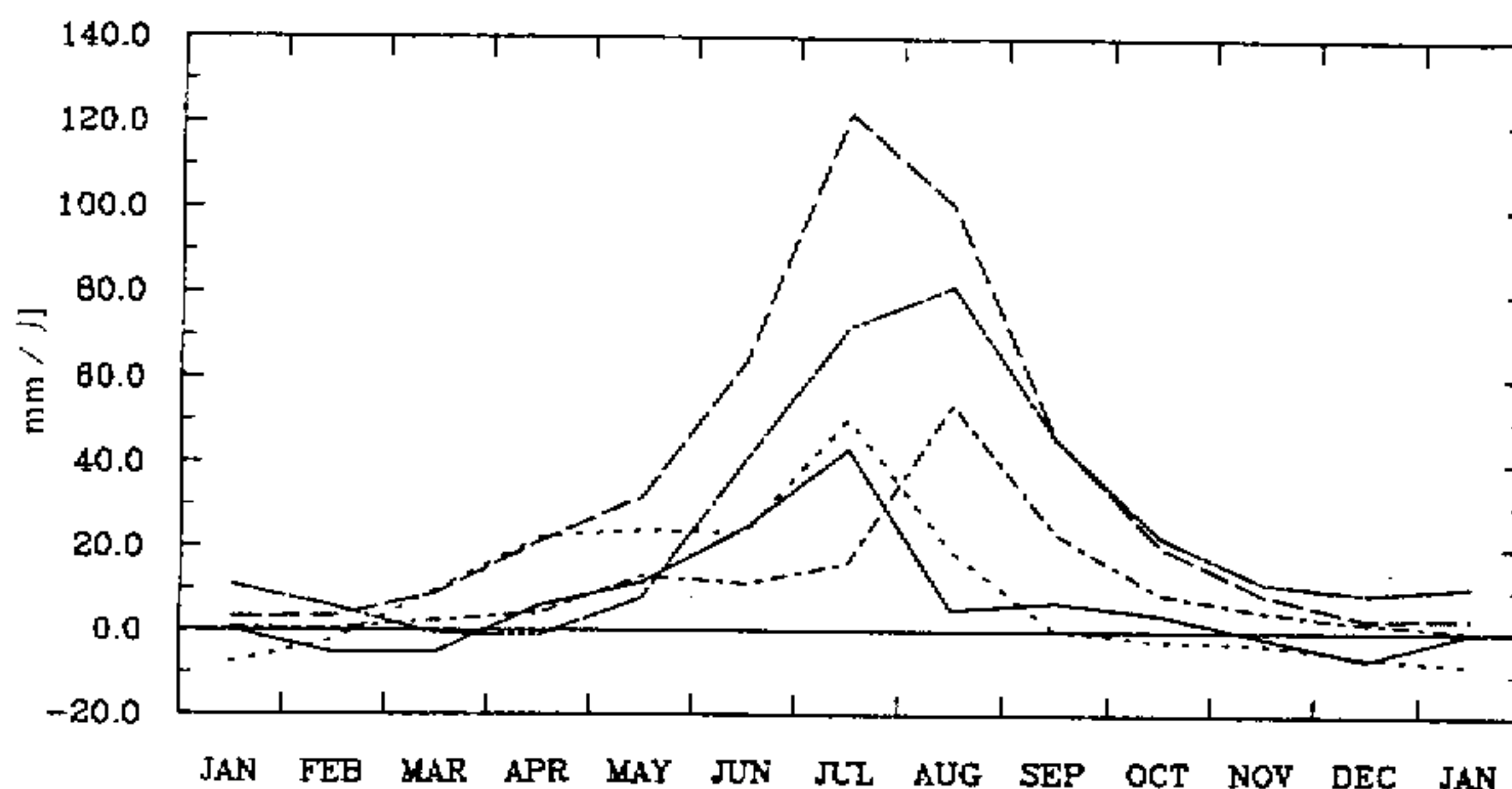


图 16 松花江流域水平衡要素的季节演变

4.4 各流域之间的比较

据水利部 1986 年根据方程 (10) 计算蒸发 (区域平均值) 之后进行的水量平衡分析结果, 我国外流区的南方和北方, 其水文要素和径流系数 ($\bar{R}_{of}/\bar{P}$) 有较大差别。外流区南方 (长江流域及以南), 降水的 46% 消耗于陆面蒸发, 54% 形成河川径流; 外流区北方 (长江流域以北), 降水的 77% 消耗于蒸发, 只有 23% 形成河川径流。在我们的计算中, 对比黄河流域和长江流域水平衡的各个要素, 也能发现上述南北流域的不同特点, 并且, 在降水和蒸发的时间对应关系上, 南北方流域也有所不同。黄河和海河两流域的最大蒸发与最大降水同时出现, 前者在量值上超过后者; 而长江、松花江和辽河三流域的最大蒸发比最大降水滞后 1 个月出现, 降水始终大于蒸发。淮河流域的蒸发峰值比降水的峰值滞后了 2 个月。这些都反映了南北方不同的自然地理条件对陆地水循环的影响。

如果将 $\bar{P}$ 的季节变化曲线与 $\bar{S}'$ 季节变化曲线仔细加以比较, 我们会看到: 对北方流域(特别是黄、海流域)来说, 土壤湿度和地下水位在春季与降水量有较好的对应关系, 在夏季这种对应关系不如春季明显(甚至是反相的)。原因可能在于春季降雨时, 地表径流小, 渗入土壤中的水份多; 夏季降雨时, 地表径流大, 同时地面蒸发也比春季增大很多, 所以渗入土壤中的水份就少了。对南方(长江、淮河)流域来说, 8月份降水减小了, 但 $\bar{S}'$ 却继续增大。这是由于南方的降水与蒸发之差比北方大, 而植被覆盖较多, 使得其蒸发能力比北方弱, 降水补给径流之后仍有较多水份渗入土壤和地下, 蒸发损耗又相对较少, 从而在8月达到土地最高含水量。辽河流域和松花江流域的这种对应关系似乎介于南、北方流域的特点之间, $\bar{S}'$ 在7月份之后与 $\bar{P}$ 同时下降, 既不象黄、海流域那样, 提前在5、6月降水仍在增大时就下降, 也不象江、淮流域那样, 拖到8月(降水已经减小)以后才下降。

5 计算误差的分析和讨论

我们知道, 无论采用什么形式的分析和计算方法, 都应了解计算结果所包含的误差的量级。在对计算结果进行分析时, 应考虑计算误差对结果的代表性和可靠性的影响。依据《中国水资源评价》一书^[5], 并和以往与本文有关联的研究工作^[7~9]进行比较, 可以从定性上证明本工作运用水平衡方法计算的蒸发量和土壤水、地下水埋深量是合理的, 并且在多年年平均的量级上也是合理的。但由于目前还没有蒸发和土壤、地下水含量的大尺度的、直接的、长时间的(如1年)的观测资料, 也即缺乏一个年内时间尺度的、客观定量的比较标准, 我们计算结果(特别是季节变化)的量值精度有多高, 这一点很难得到定量评判。下面我们仅从自身计算过程中可能出现的误差的来源和量级分析入手, 对结果的代表性和误差的大致范围进行讨论。

首先, 在大气水汽收支方程(1)中略去了大气中的液态水和固态水的水量平衡。这对云团活动频繁的局地区域和短时间尺度不能省略, 但对大尺度和月际的水平衡研究来说是可以省略的。在经典水文方程(4)中, 略去了指定区域得到或损失的净地下潜流量。此项对大区域和长时间尺度计算来说相对较小, 可以略去。

在用方程(7)和(8)计算时, 略去了 $\partial \bar{W} / \partial t$ 。这一项的量级大小为10 mm/月。小区域如海河、淮河流域, $|\partial \bar{W} / \partial t|$ 可达15~18 mm/月。可推断, 格点计算和较小流域计算中出现的蒸发负值可能部分地是由于省略 $\partial \bar{W} / \partial t$ 项而造成的。

对降水用区域平均的客观分析方法, 可能造成方程(7)中 $\bar{P}$ 值偏小, 这对小区域和格点值的影响尤为显著, 加之降水(雪)的观测往往比实际偏小, 所以 $\bar{P}$ 项偏低是造成蒸发过小的另一个原因。由于海洋上缺测较多, 所以邻海地区的蒸发估算较陆地误差更大。这在 $\bar{E}$ 的逐月分布图上已显现出来。

在方程(8)中用到的径流量 $\bar{R}_{of}$ 是用河流主要控制站的值来代替整个流域的平均状况, 其代表性不尽完美。另外, 人类在河流上游开渠引水, 修库造堤等活动会使下游测站的流量观测数据较实际偏低, 也即 $\bar{R}_{of}$ 偏小。这使计算出的 $\bar{S}'$ 的相对值也偏小。由于对 $\bar{R}_{of}$ 进行还原订正涉及到相当繁杂的局地水资源情况的调查统计以及要受到严格的还原技术指标的限制, 我们对 $\bar{R}_{of}$ 未进行任何还原处理, 就取其观测值。在计算中主要

是对 $\langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle$ 进行合理调整, 使其与 $\langle \bar{R}_{of} \rangle$ 匹配, 尽量满足方程 (9), 以保证 $\bar{S}'$ 计算的稳定性。这样算出的 $\langle \bar{S}' \rangle$ 为正时偏小, 为负时绝对值偏大, 也就是说人类活动使土壤和地下水含量趋向减少, 这显然是由于加大了局地地面蒸发的缘故。

在水平衡计算中误差来源最多的是水汽通量散度项 $\nabla \cdot \bar{Q}$ 。因它对 $\bar{E}$ 和 $\bar{S}'$ 的计算都有直接影响, 所以这是一个关键项。下面对它的误差从各个角度加以分析。首先, 对水汽通量和水汽通量散度的垂直积分只到 300 hPa, 而不是大气顶, 由此造成的误差量级估计为 $1 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{月}$ (即 10 mm/月 (具体推理过程略)), 和忽略 $\partial \bar{W} / \partial t$ 的误差量级一样大, 这是造成 $\bar{E}$ 出现负值的第三个原因。同时, 这也使得 $\bar{S}'$ 的计算结果出现 $\pm 10 \text{ mm/月}$ 的偏差。其次, ECMWF 资料中包含由于计算方案的改变而产生的系统误差。水汽通量散度项 $\nabla \cdot \bar{Q}$ 的 10 年月平均和年平均值中也存在这种误差, 这给 $\bar{E}$ 和 $\bar{S}'$ 的计算带来同等量级的偏差, 但这项误差的大小难以定量给出。最后, $\nabla \cdot \bar{Q}$ 的日变化对计算结果的影响可能比较大。我国东部地区夏季 $\nabla \cdot \bar{Q}$ 的日变化甚至能达到与自身同等的量级 (由 00 UTC 辐合变为 12 UTC 辐散)^[10]。而由于工作量太大的缘故, 我们只读取了 00 UTC 逐日资料进行计算。Rasmusson^[11]和 Peixoto^[12]认为, 即使使用每天两次平均的观测资料来计算 $\nabla \cdot \bar{Q}$ 仍不够精确, 日观测次数在 4 次到 6 次才有可能完全消除日变化带来的系统误差。这在目前的观测条件下显然是做不到的。我们用 1986~1989 年 00 UTC 和 12 UTC 平均的 $\nabla \cdot \bar{Q}$ 代替 1980~1989 年 00 UTC 的 $\nabla \cdot \bar{Q}$ 进行蒸发估算, 结果发现使用每天两个时次的资料计算 $\bar{E}$ 比仅用一个时次的资料计算结果更为合理 (图略)。在我们的计算中, 估计可能会因此出现 20~40 mm 左右的日变化误差。但结果的对比分析中也可看到, 由 00 UTC 的计算的蒸发分布与两个时次平均之后的分布在总体上 (特别是高低值区的位置上) 并无二致。而且方程 (7) 和 (8) 都是线性方程, 误差只会正负叠加, 而不会乘倍放大, 也即对 $\bar{E}$ 和 $\bar{S}'$ 曲线作相应的误差矫正后与原曲线相比不会根本变形, 曲线走势应是相同的。所以, 这个误差项虽然较大, 并不影响我们前几节定性分析的结论。

Rasmusson^[13]对北美洲 4 个区域进行了水平衡计算, 在五大湖区发现蒸发曲线有负值出现 (尤其在冬季和多暴风雨时期), 他认为这是降水测量偏低 (尤其是冬季) 和 $\langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle$ 的误差引起。Matsuyama^[14]在对刚果河流域的水平衡计算中发现蒸发在 3~4 月和 9~10 月出现负值, 他认为这是 ECMWF 资料对水汽通量辐合 $\langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle$ 在这一地区估计过大所致。Roads 等^[15]对全美国大陆进行的类似的蒸发估算中也有 -2 mm/d 的值出现。Brubaker 等^[16]对欧洲大陆的一个 20 个经度 $\times$ 10 个纬度的大区域计算蒸发, 发现 2 月份的值也小于 0。看来, 水平衡方法确有一定误差, 在使用这种方法计算时要格外注意大气湿度观测和陆面降水、径流观测之间的匹配。在本文对 $\bar{S}'$ 的计算过程中, 我们注意边界点的处理, 使各个流域的 $\langle \nabla \cdot \bar{Q} \rangle$ 值尽量与径流量 $\langle \bar{R}_{of} \rangle$ 相等, 这种调整在整个流域平均的意义上削弱了某些误差, 因而 $\langle \bar{S}' \rangle$ 的值应比蒸发值 (尤其是

格点 $\bar{E}$ 值)的精度高一些。

总之, 如果各种可估计出量值的误差均正或均负叠加的话, 我们对 $\bar{E}$ 和 $\bar{S}'$ 的计算中可估计出的最大可能误差大概是 ± 60 mm 左右。大区域比小区域的误差上下限应该小一些。

6 结论

本文对东亚季风区($90\sim 122.5^\circ\text{E}$, $20\sim 45^\circ\text{N}$)主要水文要素的时空变化特征、中国六大流域的水平衡各分量的季节变化进行了计算和讨论, 并详尽分析了水平衡方法中存在的误差, 得出的结论如下:

(1) 可降水量、降水量、水汽通量散度和蒸发的年平均分布的主要趋势都是由东南向西北递减。我们用余差法计算的蒸发能够反映实际蒸发的大尺度特征, 高低值区范围对应的比较好。但计算结果也有不尽合理之处, 高值区 $\bar{E}$ 偏大, 低值区 $\bar{E}$ 偏小。

(2) 可降水量的季节变差在东南区明显大于西北区。降水的季节变化主要体现了季风降雨的建立和雨带移动的特征。水汽通量辐合的季节变化趋势与雨带的移动比较一致。冬季海洋的蒸发比陆地强, 夏季则反之, 在缅甸北部、河套东部及湘赣、两广一带是蒸发的高值区。各地蒸发在夏季都明显大于冬季, 但最大蒸发出现的月份有地区差异, 这和地形、土质、植被及局地气候状况有关。

(3) 全国陆地降水在7月份最大(95 mm 左右), 而蒸发的最大值(80 mm)比其滞后1个月。3月上旬到8月, 降水多于蒸发, 水汽通量辐合, 辐合值5月和7月有两个峰值。8月至次年3月, 蒸发大于降水, 水汽通量辐散, 辐散值在10月份最大。

(4) 北方流域和南方流域的水平衡特征明显不同。北方流域蒸发与降水相比较, 有时甚至超过降水, 如黄河、海河流域, 蒸发最大值和降水最大值几乎同月出现, 春季和初夏土壤、地下水含量增加, 之后减小; 南方流域(如长江流域)降水始终大于蒸发, 蒸发最大值比降水最大值滞后1个月(淮河流域滞后2个月)出现, 土壤、地下水含量一般在盛夏之后才开始减小。辽河流域和松花江流域水平衡各要素的对应关系似乎介于南北方流域的特点之间, $\bar{S}'$ 在7月份之后与降水量同时下降, 既不象黄、海流域那样, 提前在5、6月降水仍在增大时就下降, 也不象江、淮流域那样, 延迟到8月(降水已经减小)以后才下降。

(5) 如果各种可估计出量值的误差均同相叠加的话, 我们对 $\bar{E}$ 和 $\bar{S}'$ 的计算中可能出现的最大误差大概是 ± 60 mm 左右。由水汽通量散度的日变化引起的误差最大, 可能占到总误差的50%。大区域比小区域的误差要小一些。

参 考 文 献

- 1 IGBP, 1992, Global Change: Reducing Uncertainties, Published by International Geosphere-Biosphere Programme, Stockholm, Sweden.
- 2 IGPO, 1990, Report of the First GCIP Planning Workshop, GEWEX Continental-Scale International Project (GCIP), Virginia, USA, IGPO Publication Series, No.1.
- 3 Newell, R. E. et al., 1983, Variations in the Global Water Budget by A. S. Perrott, M. Beran and R. Ratcliffe.

- 4 Alestalo, M., 1983, The Atmospheric Water Vapour Budget over Europe, Variations in the Global Water Budget by A. S. Perrott, M. Beran and R. Ratcliffe.
- 5 水利电力部水文局, 1987, 中国水资源评价, 北京: 水利电力出版社.
- 6 Gutman, G. G., 1994, Global data on land surface parameters from NOAA AVHRR for use in numerical climate model, *J. Climate*, 7, 669~680.
- 7 徐淑英, 1958, 我国的水汽输送和水份平衡, 气象学报, 29, No.1, 33~43.
- 8 李国平, 1988, 大尺度降雨异常对地面过程的影响, 中国科学院大气物理研究所硕士论文.
- 9 樊增全, 刘春泰, 1992, 1980~1987 年华北地区上空水汽输送特征, 大气科学, 16, No.5, 548~555.
- 10 伊兰, 1995, 亚洲季风区的水份循环与水份收支, 中国科学院大气物理研究所博士论文.
- 11 Rasmusson, E. M., 1968, Atmospheric water vapor transport and the water balance of the North America, Part II: Large-scale water balance investigation, *Mon. Wea. Rev.*, 96, No.10, 720~734.
- 12 Peixoto, J. P., 1973, Atmospheric Vapor Flux Computations for Hydrological Purpose, WMO Reports on WMO / IHO Projects, No.20.
- 13 Rasmusson, E. M., 1971, A study of the hydrology of eastern north America using atmospheric vapor flux data, *Mon. Wea. Rev.*, 99, No.2, 119~135.
- 14 Matsuyama, H., 1994, The seasonal change of the water budget in the Congo River basin, *J. Meteor. Soc. Japan*, 72, No.2, 281~299.
- 15 Roads, J. et al., 1993, Climatological aspects of the large scale U.S. hydrologic cycle, *GEWEX News*, 3, No.1.
- 16 Brubaker, K. L. et al., 1993, Estimation of continental precipitation recycling, *J. Climate*, 6, 1077~1089.

Water Balance in Land-Atmospheric System over the East Asian Monsoon Region

Yi Lan

(National Climate Center, Beijing 100081)

Tao Shiyan

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

Abstract In this paper, a water balance method is used to estimate evapotranspiration, soil and subsurface water storage change, by using ECMWF daily data and China runoff monthly data from 1980~1989. Results show that precipitation over China main land area reaches its maximum in July, while evaporation maximum lags one month. South and North river basins in China have different characteristics in water balance regime. In South river basin areas, precipitation is always larger than evaporation, soil and subsurface water storage begins to decrease in later summer or early autumn. In North river basin areas, evaporation is sometimes larger than precipitation, and its peak value arises in the same month with that of precipitation, and soil and subsurface water storage falls just after early summer. In Northeast river basin areas, the water balance features are somewhat between those in above North and South areas. The diurnal change of the horizontal water vapor flux divergence may produce about half of the total error in calculating evaporation and relative land water storage.

Key words runoff water balance soil and subsurface water storage