

中国区域陆地水资源数值模拟分析

杜川利^{1,2} 刘晓东²

(1. 陕西省气象科学研究所, 西安 710015; 2. 中国科学院地球环境研究所)

提 要: 利用 NCAR 公用陆面模式 CLM3 (Community Land Model 3) 模拟 1979—2003 年的土壤蒸发量和植被蒸腾量, 分析了中国区域水资源 (降水减去地面蒸发和植被蒸散) 的气候特征及变化特征。全国水资源分布从东到西、从南到北依次递减, 这与全国多年降水分布一致, 其中长江以南地区是水资源丰富区, 西北地区尤其是新疆地区是水资源匮乏区。从水资源线性变化趋势来看, 长江以北大部分地区水资源呈减少趋势, 特别是四川盆地和东北地区, 变干趋势显著, 水资源减少速率为 10~15mm/10a; 长江以南地区年水资源增加, 增加中心在两广地区, 水资源增加速率达 20~30mm/10a。

关键词: 陆面模式 水资源 降水 蒸发

Analyses on Land Water Resource in China Based on Simulation Results of CLM3

Du Chuanli^{1,2} Liu Xiaodong²

(1. Shanxi Provincial Meteorological Science Institute, Xi'an 710014;
2. Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences)

Abstract: On the basis of the CLM3 (Community Land Model 3) simulated soil and canopy evaporation, the climatology and spatial-temporal variations of the land water resource in China are investigated. The distribution of annual mean water resource is similar to that of annual mean precipitation in China, with a pattern of the largest in the south of Yangtze River and the smallest in Xinjiang, decreasing gradually from southeast to northwest. The total evaporation shows a close relationship with the precipitation, with the high evaporation region located in south of 35°N and the low evaporation area in north of 35°N, especially in the northwest, where mean annual evaporation may be below 50 mm. From the distribution of

基金项目: 国家杰出青年科学基金项目(40825008)、公益性行业(气象)科研专项(GYHY200706029)及兰州区域中心 RLab-1 资助

收稿日期: 2008年6月23日; 修定稿日期: 2009年4月21日

evaporation index, we can see a different pattern, in which the high regions are located in northern China and the low regions are in southern China. Analyses of the linear trend show that the land water resource has decreased in most regions of China including northern China north of 35°N except northern Tibetan Plateau, western Xinjiang Autonomy Region and Hetao areas, while increased in the Tibetan Plateau and southern China during the past twenty years. The decreased (increased) atmospheric precipitable water is generally consistent with the downward (upward) trend of the land water resource and the variation of the precipitable water is considered as an important cause of water resource change.

Key Words: land process model water resource precipitation evaporation

引 言

近年来,全球气候变化对水资源的影响已成为人们关注的重要问题^[1-5]。我国西部地处内陆干旱区,东部受热带季风和副热带季风的影响,降水分布极不均匀,大范围的旱、涝等气候灾害时有发生,因而水资源的时空变率很大。研究陆地水资源的变化离不开降水、融雪、蒸发、蒸散、径流和水分储存率等要素,而实际地表蒸发、植被蒸腾等物理量直接获取比较困难,所以一般都采取用经验公式的办法获得。如陆面蒸发量主要受降水、温度、风速、陆面类型、植被等因素影响,与气象要素有关的常用计算蒸发公式有彭曼公式、桑斯威特公式、高桥浩一郎公式及水分能量平衡方法等^[6-7]。而其他变量如融雪、植被蒸腾等作用则因影响要素较多,估计起来比较困难,所以一般情况下在研究水资源变化的时候考虑较少。随着全球气候变化、社会经济的迅速发展,为了实施各种水资源计划,更加科学、合理、系统地利用宝贵的水资源,人们越来越需要对地表蒸发、植被蒸腾和土壤水分进行大尺度估计和计算,所以十分必要利用陆面模式来计算以上各分量。

陆面过程模式自 20 世纪 50 年代开始到现在近半个多世纪的发展,已经取得了很大的进展^[8]。它综合考虑了模拟区域的土壤、植被、积雪、大气之间的相互联系,详细计算

陆—气系统中的积雪、土壤水热传输、植被及湍流边界层中的各种物理过程,基本上可以描述陆—气间相互作用^[9-10]。本文所用 CLM3(公用陆面模式)^[11]为 NCAR 最新陆面模式,是 NCAR/CCSM(Community Climate System Model)中的陆面分量模式,综合了 BATS、IAP94、LSM 等这些陆面模式的优点,改进一些物理过程的参数化,加入了水文过程、生物地球化学过程、动力植被过程等,是目前世界上发展最为完善而且也是最具发展潜力的陆面过程模式之一^[12]。在模拟过程中外界强迫资料采用 NCEP/DOE 再分析资料(1979—2003 年),计算方式采用非耦合(off-line)模拟,区域为中国地区(15°~55°N、70°~135°E),模拟具体参数见参考文献^[13]。利用与局地水资源相关的物理量(如降水、地表蒸发、冠层蒸腾等),对中国区域陆地水资源分布及变化进行了分析。在进行水资源分析之前,已经对模拟结果进行了验证^[14]。

在 CLM3 陆面模式中关于水分蒸发、蒸腾主要有三个子过程,一是地表面的蒸发,二是冠层所截获水分到大气的蒸发,三是植被光合作用和呼吸作用消耗的水分,即冠层蒸腾作用,陆面总的蒸发量(地表和冠层)即为三者之和。因此,定义局地水资源为降水量减去总蒸发量(见公式(6))。通过以上关系,对总蒸发量、水资源的气候特征及变化趋势进行分析,并根据中国区域 6 个分区(图 1),

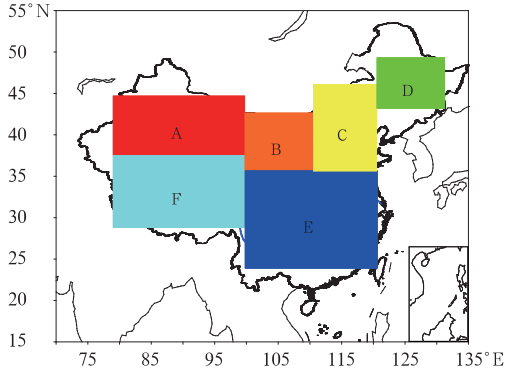


图 1 模拟区域及子分区

对其水资源的气候特征和变化趋势以及变化的原因进行具体分析。

下面简要介绍 CLM 陆面模式中有关蒸发物理量的定义,主要有地表蒸发量 E_{soil} 、冠层蒸发量 E_{veg} 和蒸发系数 λ ,其中冠层蒸发量包括两部分,一部分是冠层截获水分的蒸发 E_{veg}^w ,另一部分是冠层的蒸腾 E_{veg}^t 。以上物理量定义如下:

$$E_{\text{soil}} = -\frac{\rho_{\text{atm}}(q_{\text{atm}} - q_g)}{r_{\text{aw}}} \quad (1)$$

其中 E_{soil} 为地表蒸发量,单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; ρ_{atm} 为空气密度,单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$;如果地表无植被,则 q_{atm} 为大气比湿,如果地表有植被,则 q_{atm} 为冠层空气比湿, q_g 为地表比湿,单位为 $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$;如果地表无植被,则 r_{aw} 为空气动力学阻抗,如果有植被,则为冠层与地表间的空气动力学阻抗,单位为 $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ 。

$$E_{\text{veg}} = E_{\text{veg}}^w + E_{\text{veg}}^t \quad (2)$$

$$E_{\text{veg}}^w = -\rho_{\text{atm}} f_{\text{wet}} (L + S) \frac{(q_s - q_{\text{sat}}^T)}{r_b} \quad (3)$$

其中冠层蒸发量 E_{veg} 由冠层截获水分的蒸发量 E_{veg}^w 和冠层的蒸腾 E_{veg}^t 组成,单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; f_{wet} 为冠层叶子和茎是湿的份额,值在 $0 \sim 1$ 之间; L 和 S 分别是冠层叶子和茎面积指数; q_s 是冠层空气的比湿, q_{sat}^T 是冠层温度下的饱和比湿,单位为 $\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$; r_b 是叶子边界层阻抗,单位为 $\text{s} \cdot \text{m}^{-1}$ 。

$$E_{\text{veg}}^t = -\rho_{\text{atm}} \frac{(q_s - q_{\text{sat}}^T)}{r_b} r_{\text{dry}} \quad (4)$$

其中 E_{veg}^t 是冠层的蒸腾量,单位为 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$; r_{dry} 是潜在蒸腾量的份额。

$$\lambda = \frac{(E_{\text{veg}}^w + E_{\text{veg}}^t)}{P} \times 100 \quad (5)$$

其中 λ 是蒸发系数,单位为%; P 为降水量,单位为 mm。

水资源定义如下:

$$W = P - E_{\text{soil}} - E_{\text{veg}}^w - T_{\text{veg}}^t \quad (6)$$

其中 W 为局地水资源, P 为降水量, E_{soil} 为陆地蒸发量, E_{veg}^w 为冠层蒸发量, E_{veg}^t 为冠层蒸腾量,单位均为 mm。

1 蒸发量的分布特征及其季节变化

根据公式(6)定义,蒸发量主要由 E_{soil} 、 E_{veg}^w 、 E_{veg}^t 三部分组成,而蒸发系数 λ 是指地面和冠层总的蒸发量占降水量的百分比,可以反映当地的干湿状况,下面分析蒸发量及三个分量分布情况。

1.1 蒸发量及其相关分量年平均分布

从 CLM3 模拟的多年平均总蒸发量分布看(图 2a),蒸发量分界线在 35°N ,分界线以南为高蒸发区,以北为低蒸发区,东北地区以 120°E 为界,以东为高蒸发区,以西为低蒸发区;另外沿长江流域出现几个极值区,分别为四川盆地、江汉平原和长江三角洲地区。蒸发量最小的区域主要在西北地区,多年平均年蒸发量在 50mm 以下。多年年平均总蒸发量的分布与年降水的分布是一致的,但是有些地方,比如北方地区,尤其是西北地区,年蒸发量要大于降水量很多,会造成局地水资源极度短缺,这些会从全国蒸发系数的分布上反映出来,我们将在后面讨论。为了进一步说明各蒸发分量在总蒸发量中所占比重和分布特征,下面分析蒸发量三个分量的分布特征。

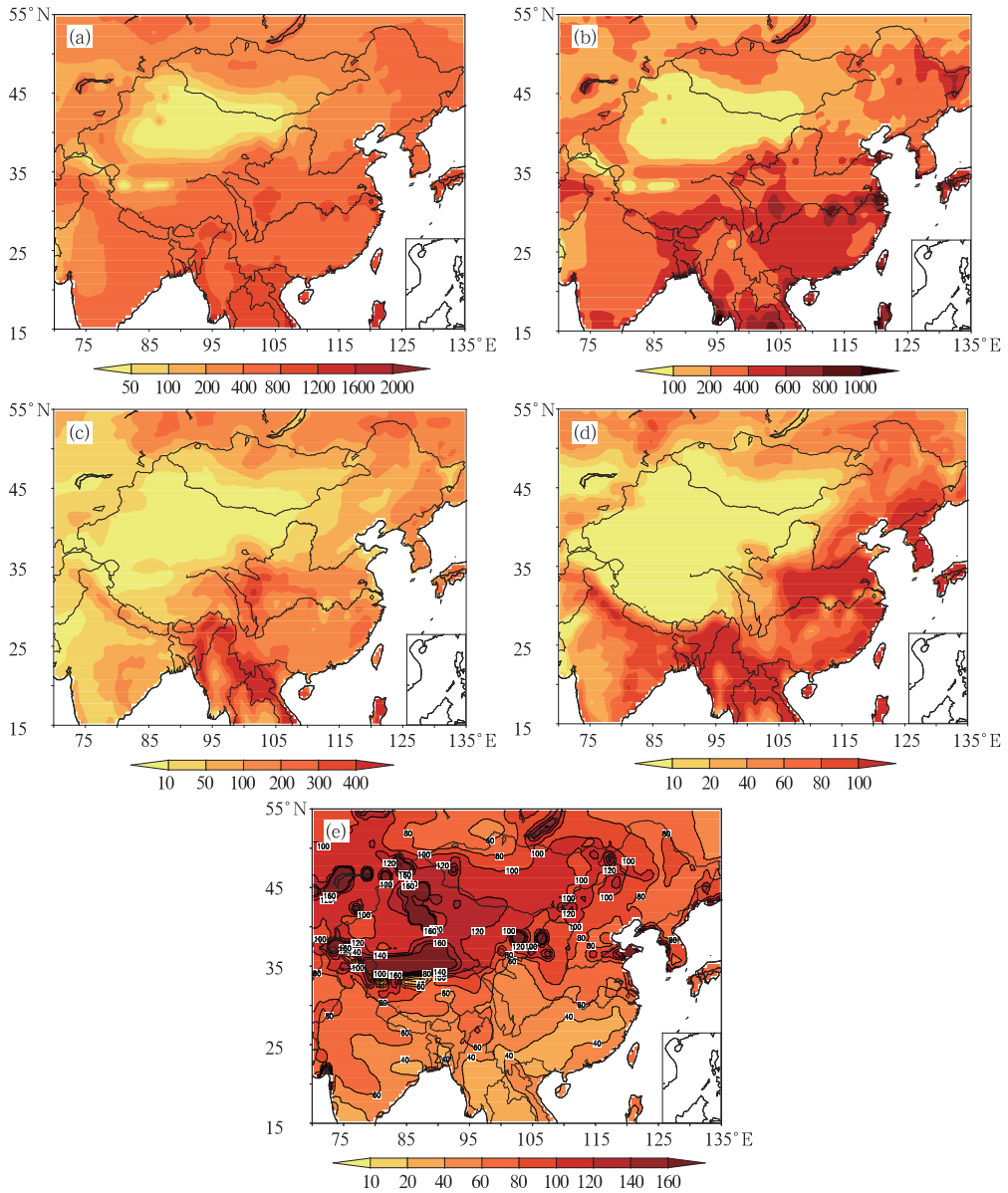


图 2 模拟的多年平均总蒸发量(a),地面蒸发量(b),冠层蒸发(c),冠层蒸腾(d)(单位:mm),蒸发系数(e)(单位:%)

图 2b~2d 给出总蒸发量及三个分量(地面蒸发量、冠层蒸发量和冠层蒸腾作用)的多年平均全年分布图。其中地面蒸发量在总蒸发中占主要作用(大约 70%以上),在植被稀疏或荒漠地区,主要是地面蒸发,如在中国西北荒漠地区,该地区总蒸发主要来自地面蒸发。多年平均地面蒸发量分布基本上是以长

江为分界线,其中分界线以北地区,年地面蒸发量大都在 400mm 以下,在西北中西部地区(内蒙古西部、青海、甘肃和新疆等省(区)),年地面蒸发量在 100mm 以下,而东北地区地面蒸发量相对较高,尤其是黑龙江部分地区地面蒸发量达到 400mm;分界线以南地区,大部地区地面蒸发量在 400mm 以

上,其中沿长江流域有几个高值区,一个在四川盆地,一个在长江中游(武汉周围),一个在长江下游,这三个地区地面蒸发量都在600mm以上,在青藏高原北部、云南高原南部和福建部分地区有低值区。植被蒸发量和蒸腾量分布与植被分布有很大关系,在南方植被覆盖较好的地区,植被蒸发作用和蒸腾作用就强,在北方植被稀疏或者荒漠地区,植被蒸发作用和蒸腾作用就弱。植被蒸发量与地面蒸发量相比在总蒸发中所占比重次之(小于20%~30%),从分布图上来看,35°N依然是南北差异的分界线,以南地区植被蒸发量大部在100mm以上,其中三江源湿地地区是高值区,该地区植被蒸发量达到300mm以上,另外在云贵高原南部热带地区,植被蒸发量也达到300mm以上;以北地区,大部在100mm以下,分布形势从东向西逐步递减,西北大部地区都在10mm以下。植被蒸腾作用在总蒸发中所占比重最少(小于7%),量级较小(0~100mm),其分布形势与植被分布关系很大,从分布图上来看,从东南向西北逐步递减,高值区植被蒸腾作用最多可达100mm,而在西北地区 and 青藏高原大部地区植被蒸腾作用很低(小于10mm)。

为了更好地反映局地的干湿状况,利用蒸发量和降水的比值——蒸发系数来分析全国潜在的陆地水资源分布情况,如果比值大于100,说明降水不但完全被蒸发,而且还利用其他类型水分产生蒸发;如果小于100,说明局地降水除去蒸发掉的,还有剩余,这部分就是可利用的水资源。也就是说,蒸发系数越大,陆地水资源越少,蒸发系数越小,该地陆地水资源越丰富。图2e是多年平均的年蒸发系数的分布图,可以看出蒸发系数从南到北逐渐增加,陆地水资源也逐步减少,35°N依然是南北划分的主要界线。该界线以南的蒸发系数在40%~60%之间;界线以北,除了华北和东北东部蒸发系数在80%,

其余大部地区都在100%以上,在高原以北地区甚至达到160%。

1.2 蒸发量的季节变化

四季蒸发量占年总蒸发量的百分比与四季的水资源有很大关系(图略)。夏季蒸发量占年总蒸发量比重在四季中最大,从南到北比重逐渐增加,南部大部分地区所占比重在40%以上,35°N以北地区可以达到50%以上,甚至有些地区可以达到70%。春季和秋季情况类似,基本上能占到年总量的20%左右,不同的是对于广大西北地区而言,春季蒸发量要比秋季蒸发量要高很多。西北地区春季蒸发量占全年蒸发量的比重在20%~30%,有些地区如北疆部分地区达到40%;而秋季蒸发量占全年蒸发量的比重在10%~15%。另外高原地区的情况与上述情况类似。这种现象可能主要是因为积雪和融雪对蒸发量的影响,一方面积雪具有保湿保墒的作用,另一方面高山融雪也能增加该地区的土壤湿度,增加其蒸发量。还有一个冬季最少,基本上在10%附近,北方地区更少。

蒸发系数的四季分布(图略)。冬季有积雪覆盖,很多区域的总蒸发量都很小;春季北方大部地区严重偏干,蒸发系数均在160%以上;因为中国属于大陆性季风区,夏季,季风会带来降水到北方,虽然气温升高会增加蒸发量,但是蒸发系数与其他三个季节相比小很多,尤其是西北东部、华北和东北地区。

2 水资源的分布及其变化趋势

虽然我国水资源总量约为 $2.8 \times 10^{12} \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ (实际可利用量约 $8000 \times 10^8 \sim 98500 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$),但中国目前人均占有水资源量只有 $2300 \times 10^8 \text{ m}^3$,仅为世界平均水平的1/4、美国的1/5,在世界上名列121位,是全球13个人均水资源最贫乏的国家之一。扣

除难以利用的洪水径流和散布在偏远地区的地下水资源后,中国现实可利用的淡水资源量则更少,仅 $11000 \times 10^8 \text{ m}^3$ 左右,人均可利用水资源量约为 900 m^3 ,并且其分布极不均衡。从人口、土地面积、耕地和水资源分布统计数据可以看出,中国水资源南北分配的差异非常明显(图 2)。长江流域及其以南地区人口占了中国的 54%,但是水资源却占了 81%。北方人口占 46%,水资源只有 19%。简而言之就是“南多北少,东多西少”^[15]。

根据公式(6)定义,局地水资源由降水量减去总蒸发量而得。这样,根据以上计算所得到的蒸发量,可以分析中国区域内水资源的分布特征及其变化趋势。

2.1 水资源年平均分布

图 3a 为根据模式输出计算的区域水资源多年平均分布(1979—2002 年)。可以看出,全国水资源分布从东到西、从南到北依次递减,这与全国多年降水分布是一致的(图略)。

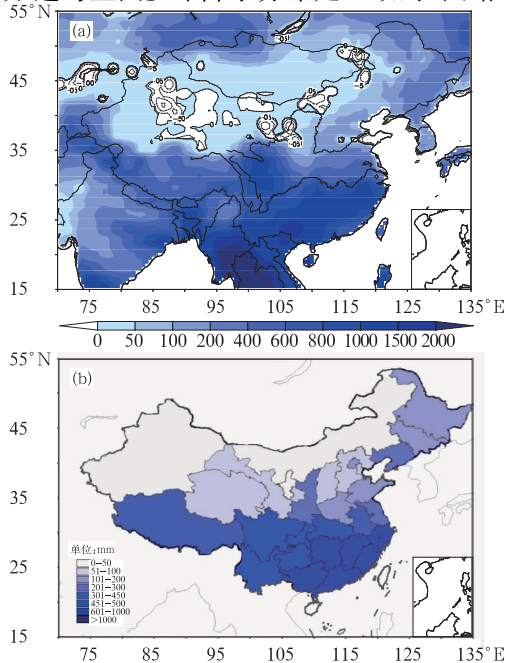


图 3 中国水资源实测值(a)与 CLM3 模拟结果(b)对比图 (单位:mm)

其中长江以南地区是水资源丰富区,长江以北为水资源欠丰富区,西北地区尤其是新疆地区是水资源匮乏区。图 3b 为全国水资源多年平均值,可以看出模拟的多年平均水资源分布与实际分布基本上一致,呈现出从南到北、从东到西逐渐减少的配置。不同之处主要在于 CLM 模拟的水资源分布图更细致,能充分考虑不同地区的土壤和植被类型,其中一点是模拟的四川盆地是水资源高值区,另外对于沙漠地区,如塔克拉玛干沙漠、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、毛乌素沙漠等地区,可以明显看出是水资源匮乏区,其地理位置与实际沙漠位置极为接近,说明 CLM3 陆面模式基本可以模拟特殊土壤类型的水分循环。

2.2 水资源季节变化

从水资源四季分布形势来看,CLM 较好地模拟出中国区域四季水资源的分布。从冬季水资源分布图上来看(图略),全国分布差异很大,长江以北大部分地区水资源较少;长江以南地区相对较多,中心区域能达到 200mm。春季和秋季水资源分布特征在整个区域尺度上基本一致,北方地区(35°N 以北)大部地区水资源较少,四川盆地和长江以南大部地区水资源相对多些。夏季水资源分布特征与全年水资源分布特征类似,呈现从南到北、从东到西逐渐减少的配置,其中四川盆地和云贵高原部分地区是水资源高值区,塔克拉玛干沙漠、巴丹吉林沙漠、腾格里沙漠、毛乌素沙漠等地区是明显的水资源匮乏区。从各季水资源占全年重量比重上来看,冬天占的比重最少,春天和秋天次之,夏季所占比重最大,占总量的 40%以上,是典型的大陆性季风气候特征。

2.3 水资源的变化趋势

为了进一步分析水资源变化情况,根据

模式模拟的 1979—2003 年中国区域陆地水资源结果,利用最小二乘法计算各个格点线性倾向,具体分析全年和四季的陆地水资源变化趋势。

从年水资源线性变化趋势(图 4e)来看,除了河套地区、高原北侧、西北地区西部以

外,长江以北大部分地区水资源呈减少的趋势,减少达 $10\sim 15\text{mm}/10\text{a}$,减少中心在东北东部和高原东侧四川盆地;而长江以南地区大部地区、青藏高原、西南山区的年水资源是增加的,增加中心主要在西南地区,增加达 $20\sim 30\text{mm}/10\text{a}$ 。

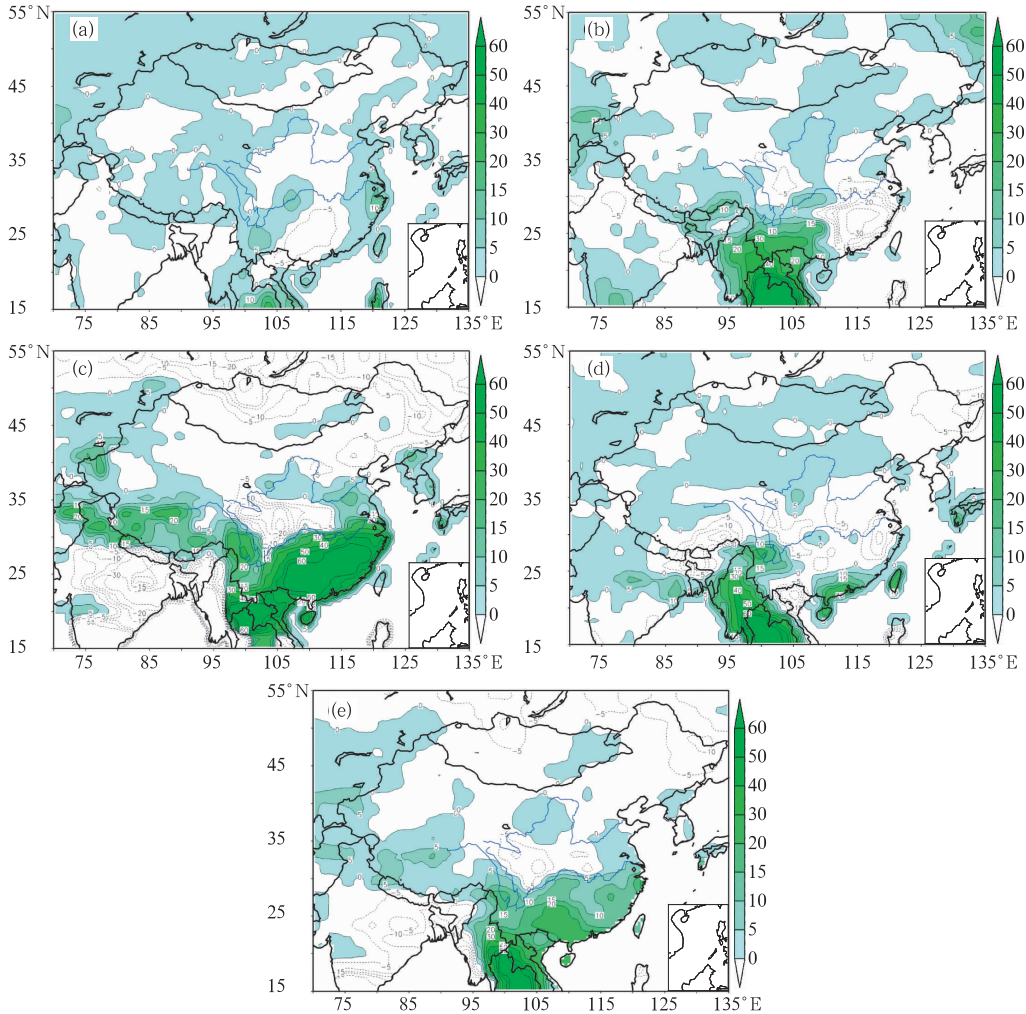


图 4 中国区域四季和全年水资源线性变化趋势(单位: $\text{mm}/10\text{a}$)
(a、b、c、d、e 分别是冬、春、夏、秋季和全年)

四季水资源的变化趋势与年水资源变化趋势有很大不同,分析其变化特点能更深入地了解一年中各个时期中国区域陆地水资源的具体变化。冬季由于降水量较小,温度较低,陆地蒸发量也较小,所以整个区域冬季水

资源变化值不大(图 4a),但是在中国东南沿海地区(江苏、浙江和福建等省)有一高值中心,中心值达到 $10\text{mm}/10\text{a}$,另外在云贵高原上有一高值中心,中心值为 $5\text{mm}/10\text{a}$;在两个高值中心之间有一低值区(广西、湖南等省

(区))。造成这种形势的主要原因还是这些地区降水的变化。从春季水资源变化趋势看(图 4b),全国分布很不均匀,特别是长江以南地区春季水资源变化趋势有很大不同,以 110°E 为分界线,将长江以南地区分为增加和减少两个明显区域,该分界线以西广西、云南、贵州等省,陆地水资源是增加的,增加达 $30\text{mm}/10\text{a}$;而该分界线以东广东、福建、江西和湖南等省,陆地水资源是减少的,达 $-30\text{mm}/10\text{a}$ 。夏季分布的形势基本上与全年的形势一致(图 4c),这是由我国处在季风区,全国绝大部分地区的降水量都集中在夏季风盛行时期造成的。在长江以南大部地区水资源增加,达到 $60\text{mm}/10\text{a}$,另外在青藏高原、云贵高原地区是水资源增加区域,达 $20\text{mm}/10\text{a}$,还有黄河流域部分地区、新疆西部水资源都是增加的;而长江以北大部分地区水资源是减少的,其中四川盆地陆地水资源减少最多,达 $-20\text{mm}/10\text{a}$,东北地区也是水资源减少的主要区域,特别是东部地区陆地水资源减少较显著,达 $-10\text{mm}/10\text{a}$ 以上。秋季陆地水资源变化趋势与其他季节有所不同,减少的区域主要在青藏高原东部、长江流域、四川盆地、整个东北地区和新疆西部,减少最多的区域主要在青藏高原、长江下游地区,可以达到 $-10\text{mm}/10\text{a}$ 以上;增加的区域主要在集中在云南和华南部分地区,其中广东沿海、海南等地区增加最多,可以达到 $20\text{mm}/10\text{a}$ (图 4d)。

3 水资源分区特征

我国地处东亚季风区,降水空间变化很大,各区的水资源差异非常大。西北地区各内陆盆地,绝大多数流域的水系发源于山区,在山区获得大气降雨、冰雪融水及地下水的补给,形成强大的地表径流,流入内陆盆地,其水资源量占盆地水资源总量的 90% 以上。

华北和东北地区受季风的影响,水资源年际变化大。青藏高原地区特殊的地形不但对东亚季风环流和中国气候有着重大影响,而其本身水资源变化也受全球变暖调制。

整个模拟区域因为降水和蒸发的区域性差异很大,分季节了解区域水资源的变化规律,有利于进一步研究了解各个区域水资源的分布特征。下面,根据前面定义的 6 个区域(A、B、C、D、E、F)的水资源,分别讨论其气候特征。

3.1 季节特征

首先,讨论水资源的季节特征。因为我国地处东亚季风区,所以降水在地域上有很强的不均匀性,大部分地区降水主要集中在夏季(6—8月),所以计算出的水资源也主要集中在夏季。尽管夏季蒸发量要大于其他季节,但是从总量上来说,降水量要大于蒸发量,故夏季蒸发系数远小于其他季节。

图 5 是 A、B、C、D、E、F 六个分区多年平均 1—12 月的降水量、蒸发量以及陆地水资源量。首先可以看到各个分区的月季降水量有很大不同(图 5a),A、B、C、D 和 F 等 5 个分区冬季降水很少,降水主要集中在汛期(5—10月),特别是夏季占了全年 50% 以上的降水量,E 区主要是指长江以南大部地区,全年降水变化比较均匀,各月降水总量都比其他 5 个分区多。图 5b 是各个分区各月蒸发量,从整体上来看,各分区月蒸发量与对应月降水量配置有所不同,冬季(12、1、2月)温度较低,各区蒸发量相对不高;到了春季(3、4、5月)各区蒸发量明显增加,尤其是 D 区和 F 区;到了夏季(6、7、8月)这种现象有增无减,7 月 D 区蒸发量甚至接近 E 区蒸发量,这样的结果将对该区陆地水资源有很大影响,直接结果是造成该区旱化;秋季(9、10、11月)各区蒸发量逐渐减少,A、B、C、D 和 F 等 5 个分区减小幅度大,每个月都比上个月减

少近50%。各个分区降水量与蒸发量配置的不同对局地的陆地水资源造成很大影响,使不同季节的水资源差异很大。图5c是计算得出的6个分区各月水资源值。因为降水主要集中在夏季,虽然蒸发在夏季也最大,但是其值小于降水,所以水资源在夏季也是最大的。另外,F区即中国东南部地区是水资源丰富区,一年四季的水资源值都是正值;其余5个分区,除了夏季和9月基本上水资源都是负值,并且在3—5月C、D、F区的水资源-10至30mm之间。第三是东北地区(D区)、华北地区(C区)总蒸发与降水不匹配,这可能是这些地区干旱的原因之一,尤其是东北地区7月降水不足200mm,但是其总蒸发达到100mm,与E区(中国东南地区)7月蒸发基本一样大,所以其7月水资源还不足50mm,这与黑龙江地区近50年向干旱化发展,尤其是20世纪90年代以后这种干旱趋势尤为显著是一致的^[16]。

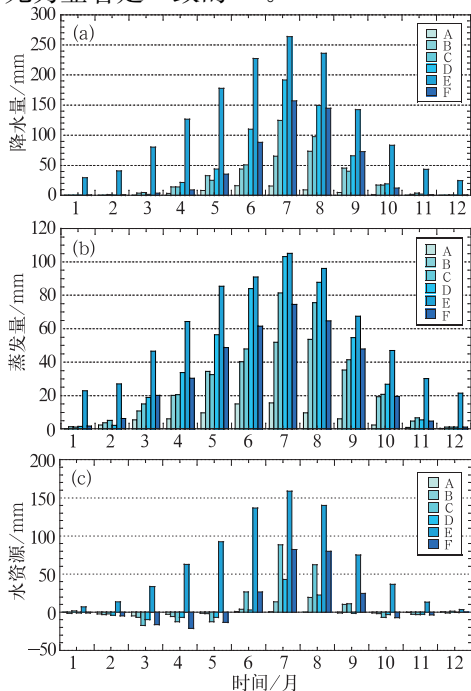


图5 中国区域6个分区(A、B、C、D、E、F)不同要素月季特征(单位:mm)
(a、b、c 分别代表多年平均降水量、蒸发量、水资源)

3.2 水资源年际变化

为了分析各个分区陆地水资源年际变化情况,对A、B、C、D、E、F 6个分区水资源作面积平均,计算1979—2003年间区域平均水资源的距平值,下面分析这些分区的具体变化情况。

6个分区降水量、蒸发量和陆地水资源的年际变化有着很大区别。从降水趋势上看(图略),趋势增加的分区有B、E和F区,A区虽然整体上趋势是降低的,但是可以看到从1990年开始,向增加转变,这与西北地区由暖干向暖湿转型是一致的^[17];趋势降低的主要是C、D区,而且在2000年左右其值是近25年来最低的。从蒸发的趋势来看(图略),6个分区与降水趋势基本一致,其中B区蒸发量是25年来最高的;而2000年C、D分区的蒸发量也是近25年来最低的。从水资源的多年距平图来看(图6),6个分区呈现不同变化特征。西北的西部部分地区(A区)气候有转型的信号,自1990年开始该区的水资源近年来一直在增加,到2000年达到最高。该地区水资源距平值幅度虽然不是很大,但是对于本身比较干燥、水资源匮乏的西部地区来说,每年水资源距平变化10mm就非常大了。西北东部地区(B区)水资源变化趋势不很明显。在全球变暖情景下,中纬度地区暖干化还在继续^[18],对中国中纬度地区,尤其在华北和东北地区更为显著。陆地水资源减少的区域有C、D区,这正好说明华北干旱对该地区的水资源影响是明显的,特别是从20世纪90年代以后,水资源逐年减少;对东北地区降水引起水资源减少的关注没有华北干旱引起的关注高,但是,由于东北地区是我国重要的粮食生产基地,该地区未来水资源的变化对于全国粮食供应起着重要作用,所以,加强该地区未来气候变化对当地水资源影响的研究就显得相当重要。E区和

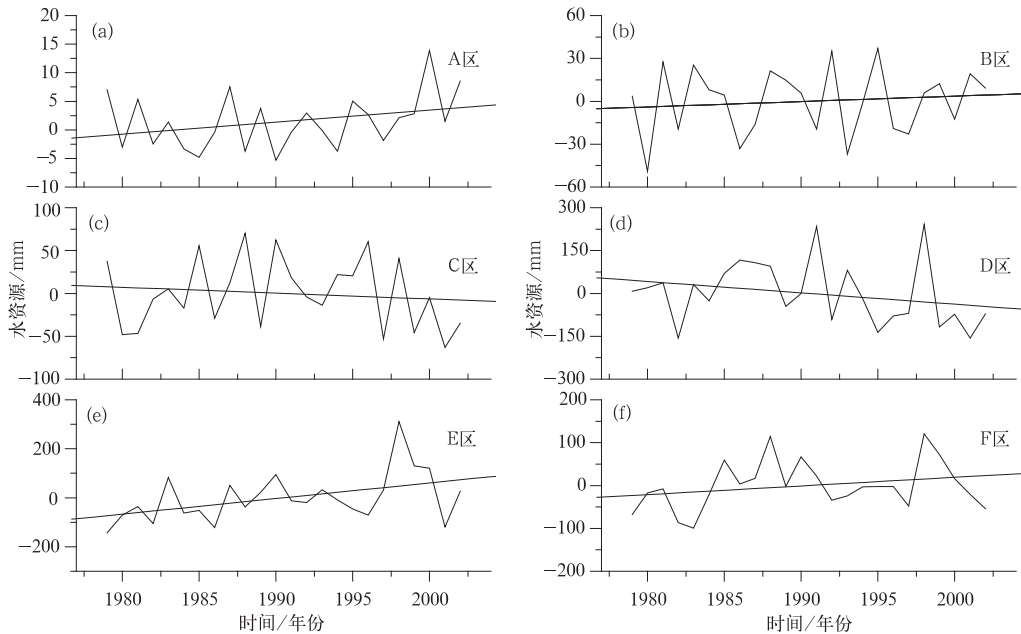


图 6 1979—2003 年 A、B、C、D、E、F 区域平均水资源距平 (单位:mm)

F 区陆地水资源呈增加趋势,尤其是 E 区增加趋势比较明显,而且进入 20 世纪 90 年代以后,变化幅度显著加大。

4 水资源变化原因分析

局地水资源变化的主要原因是大气降水,因为大气降水是陆地水资源的主要来源,而水汽则是降水的物质基础,所以,研究大气中水汽输送、来源和变化规律就显得重要。对于大气中水汽含量和输送等特征我国气象学家很早就展开了研究。徐淑英讨论了我国的水汽输送和平衡^[19];谢义炳等指出黄淮地区强降水过程与水汽输送密切相关^[20]。陆渝荣和高国栋指出水汽输送与东亚夏季风进退有关^[21]。这些研究说明了季风从海洋携带的水汽对于季风区域中水分平衡起着重要作用。既然大气中水汽及其输送对局地水资源影响如此之大,那么在全球和中国气候变暖,气温增加,冰川消融加速,气候正在急剧变化情况下,研究水资源与其上空水汽输送

关系就很有必要。

利用 NCEP/NCAR 再分析资料:1961—2003 年月平均再分析资料,水平分辨率 $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$, u, v 为垂直 17 层纬向风分量和经向风分量,比湿 q 为垂直 8 层(1000~300hPa),地面气压为 p 。计算大气可降水量、水汽通量、水汽通量散度和净水汽通量等物理量^[22-23]。下面简单分析大气中水汽及其输送对降水与局地水资源的影响。

4.1 大气可降水量

1979—2002 年大气可降水量距平显示出不同于水资源变化的趋势(图 7),主要有以下特点:

(1) 部分分区趋势不一致。A 区(即西北地区西部)可降水近 25 年逐渐增加,尤其是近 5 年,达到最大值。最近关于西部地区气候有暖干向暖湿转换的讨论较多,关于云水资源部分主要是西部地区虽然总云量没有显著增加,但是,该区总光学厚度呈较明显上升趋势,总云水路径也略呈上升趋势,整个地区云水资源逐渐丰富^[24]。虽然可降水量是

增加了,但是该区的水资源减少趋势并没有显著改变,所以,该区气候真正转型还需要时间来证明。

(2) 可降水量减少的区域有 C、D 区,与水资源减少的区域相匹配,但是其极值点并不一致。

不一致。

(3) 虽然 E 区(中国东南部)水资源是增加的(图 6e),尤其是 1998 年显著增加,但是,从整个区域可降水量变化趋势来看并不明显,其最大值出现在 1989 年左右。

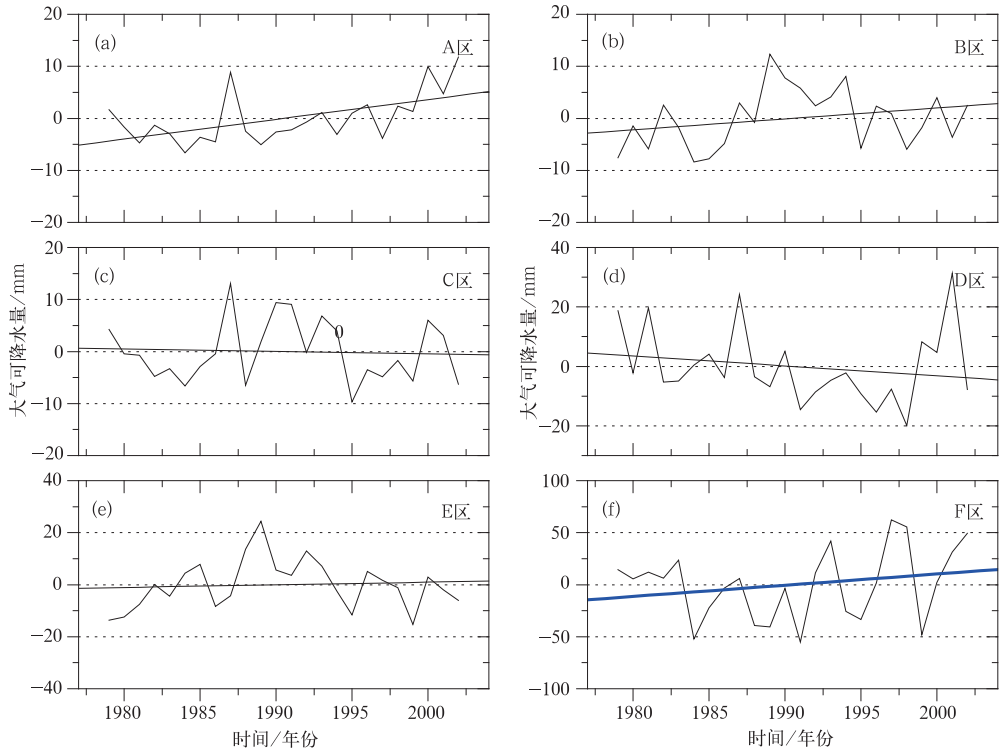


图 7 1979—2003 年 A、B、C、D、E、F 分区大气可降水量距平 (单位: mm)

4.2 水汽通量

根据 1979—2002 年经向水汽通量和纬向水汽通量计算多年平均年水汽通量散度,为了便于显示,将所得结果放大 10^5 。散度图上负值代表辐合,正值代表辐散。

从水汽通量散度图上来看(图 8),干湿分界比较明显,以 35°N 为界,除了西北西部部分地区外,该界线以北地区,如西北地区部分地区、华北、东北地区都是水汽辐散区,正好与以上三个分区近 25 年水资源减少相配合。该界线以南区域 E、F 区(中国东南部、青藏高原)处在水汽辐合区,有三个中心,

分别在云贵高原、高原东部、四川盆地,这几个分区水资源的变化趋势也是增加的。

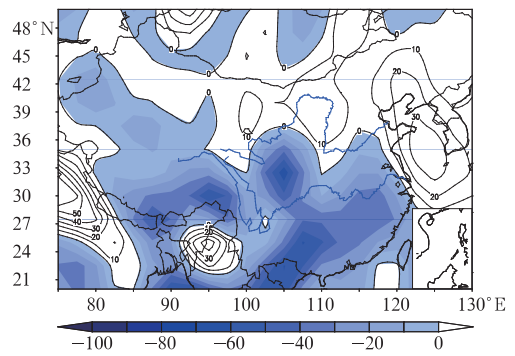


图 8 多年平均年水汽通量散度 (单位: $10^5 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)

5 结论

根据 CLM 陆面模式模拟结果,利用降水量减去蒸发(地面蒸发和植被蒸散)得到水资源数据,按区对其气候特征进行分析。具体结论如下:

(1) 利用模式计算的水资源多年平均分布与实际分布基本一致,尤其是水资源分布极少区域与该地沙漠地理位置匹配较好。

(2) 从水资源线性变化趋势来看,长江以北大部分地区水资源呈减少的趋势,特别是四川盆地和东北地区,变干趋势显著,水资源减少 10~15mm/10a;长江以南地区年水资源增加,增加中心在两广地区,水资源增加 20~30mm/10a。

(3) 各分区水资源变化主要是由降水变化引起的,从大气可降水量分析,其年际变化特征与水资源变化基本一致;多年平均水汽通量散度图上辐散区对应水资源减少区,辐合区对应水资源增加区。

参考文献

- [1] 李崇银. 21 世纪的气候变化及其可预报性研究—国际 CLIVER 计划及科学大会介绍[J]. 应用气象学报, 1999, 10(增刊): 158-160.
- [2] 任国玉, 高歌. 大气水资源与可持续发展[J]. 气象, 2005, 31(3): 3-6.
- [3] 马荣田, 周雅清, 朱俊峰, 等. 晋中近 49 年气候变化特征及对水资源的影响[J]. 气象, 2007, 33(1): 107-111.
- [4] 康丽莉, 顾骏强, 樊高峰. 兰江流域近 43 年气候变化及对水资源的影响[J]. 气象, 2007, 33(2): 70-75.
- [5] 邵洋, 郑国光. 河南省春季层状云系降水的空中水资源特征分析[J]. 气象, 2007, 33(7): 22-32.
- [6] 宋正山, 杨辉, 张庆云. 华北地区水资源各分量的时空变化特征[J]. 高原气象, 1999, 18(4): 552-565.
- [7] 马柱国. 我国北方干湿演变规律及其与区域增暖的可能联系[J]. 地球物理学报, 2005, 48(5): 1011-1018.
- [8] Pitman A J. REVIEW: The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models[J]. Int J Climatol, 2003, 23: 479-510.
- [9] Sellers P J, Mintz Y, Sud Y C, et al. A simple biosphere model(SiB) for use with in general circulation models[J]. J Atmos Sci, 1986, 43: 505-531.
- [10] Bonan G B. A Land Surface Model(LSM Version 1.0) for Ecological, Hydrological and Atmospheric Studies: Technical Description and User's Guide [J]. NCAR/Technical Note/TN417+STR, Boulder(Colorado): NCAR, 1996. 150.
- [11] Bonan, G B. The land surface climatology of the NCAR Land Surface Model coupled to the NCAR Community Climate Model[J]. J Climate, 1998, 11: 1307-1326.
- [12] Dickinson R E, Oleson K W, Bonan G, et al. The Community Land Model and Its Climate Statistics as a Component of the Community Climate System Model [J]. J Climate, 2006, 19: 2303-2323.
- [13] 杜川利, 刘晓东, Wu Wanli. CLM3 模拟的 1979—2003 年中国土壤湿度及其对全球变暖的可能响应[J]. 高原气象, 2008, 27(3): 1-11.
- [14] Chuanli Du, Wanli Wu, Xiaodong Liu, et al. Simulation of soil moisture and its variability in East Asia[J]. Proc of SPIE, 2006, 6298: 62982F-1.
- [15] 刘宝珺, 廖声萍. 水资源的现状、利用与保护[J]. 西南石油大学学报, 2007, 29(6): 1-11.
- [16] 李宝林, 周成虎. 东北平原西部沙地的气候变异与土地荒漠化[J]. 自然资源学报, 2001, 16(3): 234-239.
- [17] 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3): 219-226.
- [18] 施雅风, 范建华. 中国中纬度地带气候暖干化对水资源的影响[J]. 水科学进展, 1991, 2(4): 218-223.
- [19] 徐淑英. 我国的水汽输送和水分平衡[J]. 气象学报, 1958, 29(1): 33-43.
- [20] 谢义炳, 戴武杰. 中国东部地区夏季水汽输送个例计算[J]. 气象学报, 1959, 30: 173-185.
- [21] 陆渝蓉, 高国栋. 物理气候学[M]. 北京: 气象出版社, 1987, 645pp.
- [22] 黄玉霞, 王宝鉴, 王鹏祥. 青海高原夏季降水异常及其水汽输送特征分析[J]. 气象, 2006, 32(1): 18-23.
- [23] 高歌, 李维京, 张强. 华北地区气候变化对水资源的影响及 2003 年水资源预评估[J]. 气象, 2003, 29(8): 26-30.
- [24] 陈勇航, 黄建平, 陈长和, 等. 西北地区空中云水资源的时空分布特征[J]. 高原气象, 2005, 24(6): 905-912.