

全球气候变化对 黄河流域天然径流量影响的情景分析

张光辉^{1,2}

(1. 北京师范大学地理学与遥感科学学院, 北京 100875;

2. 北京林业大学水土保持与荒漠化防治教育部重点实验室, 北京 100083)

摘要: 本文从干旱指数蒸发率函数出发, 以 HadCM3 GCM 对降水和温度的模拟结果为基础, 在 IPCC 不同发展情景下, 分析了未来近 100 年内黄河流域天然径流量的变化趋势。研究结果表明, 在不同气候变化情景下, 多年平均年径流量的变化随着区域的不同而有显著差异, 其变化幅度在 -48.0%~203.0% 之间。全球气候变化引起的多年平均天然径流量的变化从东向西逐渐减小。就黄河流域而言, 2006~2035 年、2036~2065 年、2066~2095 年 A2 情景下 (人口快速增长、经济发展缓慢) 多年平均天然径流量的变化量分别为 5.0%、11.7%、8.1%, B2 情景下 (强调社会技术创新) 相应的变化分别为 7.2%、-3.1%、2.6%。

关键词: 气候变化; 干旱指数; 蒸发率函数; 径流量; 黄河流域

文章编号: 1000-0585(2006)02-0268-08

1 引言

工业化导致温室气体 (GHG) 增加而引发的全球气候变化, 将对水循环产生巨大影响^[1]。水循环过程将被加强, 从而导致蒸发和降水的增加, 但这种增加在全球范围内并非均匀分布。降水特征 (诸如降水量、季节分布及强度) 的变化随着区域的不同而有较大差异^[2,3], 这些变化对河流水情、径流、泥沙及区域水资源具有重要影响^[4,5]。河川径流与区域水资源对全球气候变化的响应与降水的变化密切相关, 径流的变化通常比降水的变化更为剧烈, 特别在干旱地区。与降水相比, 单纯的温度增加对区域水资源具有负作用^[6,7]。

我国对河川径流及区域水资源对全球气候变化响应的研究起步较晚。1996 年, 邓慧平等^[8]比较系统地综述了气候变化对水文和水资源的影响。1998 年, 沈大军和刘昌明^[9]从降水、蒸发、径流和土壤水分、供水、需水及水资源管理等方面论述了水资源系统对气候变化的响应。2002 年游松财等^[10]以改进的水分平衡模型为基础, 研究了不同气候变化情景下中国未来地表径流的变化, 但该研究未对 GCM 模型 (通用环流模型) 输出结果进行尺度转换, 同时在计算蒸发时采用了不适合于季风气候区的 Thornthwaite 方法, 从而影响了计算结果的精度。

收稿日期: 2005-06-18; 修订日期: 2005-09-24

基金项目: 教育部重点实验室基金项目; 国家自然科学基金重点项目 (40235056)

作者简介: 张光辉 (1969-), 男, 博士, 副教授。从事水文教学与土壤侵蚀研究工作, 已发表论文 40 余篇。

E-mail: ghzhang@bnu.edu.cn

黄河流域降水的空间变化很大，多年平均降水量从东南部的 1500mm 逐渐减小到西北的 200mm 左右。作为区域水资源的主要补给来源，降水每年为黄河流域提供 $3000 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的水量，其中天然径流为 $580 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，占黄河水资源总量 $707 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的 82%，因而，可以用天然径流量的变化来表征黄河流域水资源的变化。随着黄河流域经济的快速发展，工业、农业和生活用水量急剧增加，加之落后的灌溉方法、不合理的灌溉制度及污水处理能力低下等诸多原因，使得黄河流域水资源供需矛盾日趋严峻，黄河断流就是极为典型的佐证^[11]。在过去的几十年间，水资源短缺已为黄河流域带来了巨大的经济损失。受人口、城市化及工业化快速发展的影响，黄河流域的缺水情况将日趋严峻。到 2010、2020 和 2030 年，黄河流域水资源短缺将分别达到 $22.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $62.4 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $66.2 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[12]。

全球气候变化对区域水资源具有重要影响^[13,14]，分析全球气候变化对区域水资源的定量影响，并提出相应的对策，对于区域水资源的优化利用、调度和管理具有重要的意义。本文从干旱指数蒸发率函数出发，利用 HadCM3 GCM 模型的模拟结果，在不同发展情景下分析了全球气候变化对黄河流域天然径流量的潜在影响。

2 模型

对一定区域而言，年蒸发量 (E) 和径流量 (R) 是由潜在蒸发量 (E_0) 和降雨量 (P) 控制的。当潜在蒸发很小，就一定降水量而言，径流量就大。相反，当蒸发很强烈时，径流量则只占降雨量的小部分。作为潜在蒸发与降雨比值的干旱指数 (ϕ) 可以作为分析气候变化对区域径流和水资源影响的有效参数^[15]。蒸发率 (E/P ，年蒸发与年降水的比值) 可以表示为干旱指数的函数。

众多蒸发率函数 (如 Schreiber、OL'dekop、Bodyko 和 Turc 函数) 都假定蒸发率主要受气候条件控制，植被只通过改变地表反射率进而影响到净辐射来间接影响蒸发率。这些函数都没有充分考虑植被对蒸发的作用。为了尽可能反映植被对蒸发率的影响，Zhang 等人于 2001 年重新定义了蒸发率函数，以期能够反映植被的水文功效^[16]。

$$\frac{E}{P} = \frac{1 + w\phi}{1 + w\phi + \frac{1}{\phi}} \quad (1)$$

式中： w 为植被有效水系数。研究表明当 w 等于 1 时，(1) 式与其他形式的蒸发率函数吻合很好 (图 1)。因该函数同时反映了气候 (干旱指数) 和地表植被状况 (植被有效水系数)，从而选择该公式为本研究的蒸发率函数。

由 (1) 式可知，随着植被有效水系数 w 的增大，蒸发率随着增大 (图 2)，这就意味着当气候条件相同而地表植被覆盖较差时，相同的降水将会产生更多的径流，而当植被覆盖较好时则蒸发消耗的降水较多，河川径流量小。

当已知气候变化引起的降水和蒸发变化情况时，可以采用干旱指数来模拟多年河川径流的变化。假定年内土壤蓄水量远小于年降水量、蒸发量和径流量时，Koster 和 Suarez^[17] 基于蒸发率函数，提出了用干旱指数预测年径流的计算模型。

$$\Delta R = \Delta P - \Delta E \quad (2)$$

因为 $F(\phi) = \frac{E}{P}$ 、 $\phi = \frac{E_0}{P}$ ，所以

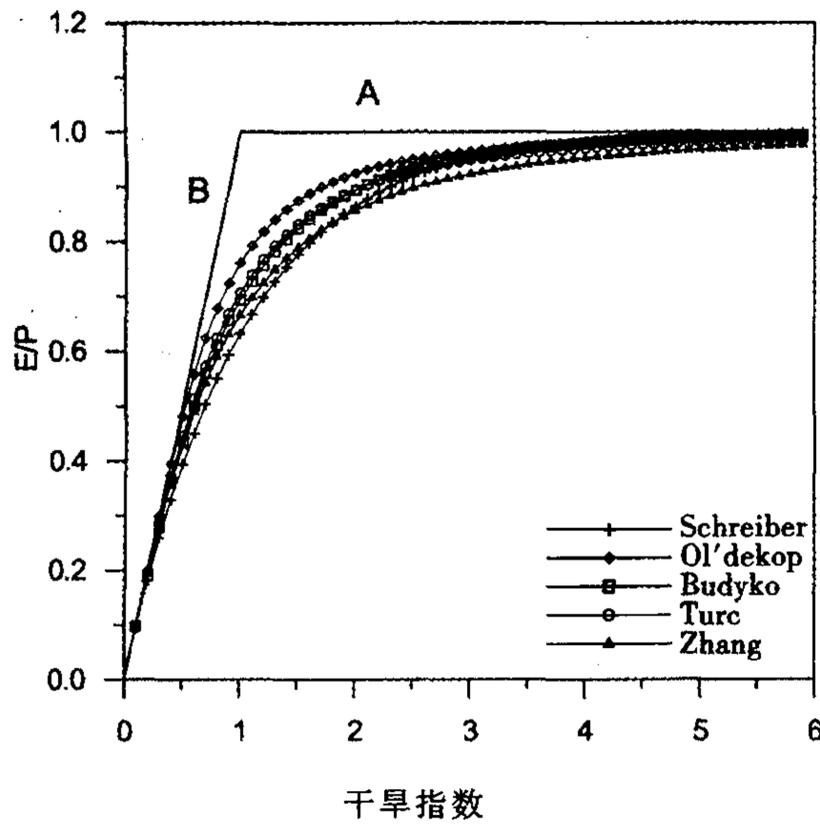


图 1 不同蒸发率函数比较

Fig. 1 Comparison between different evaporation ratio functions

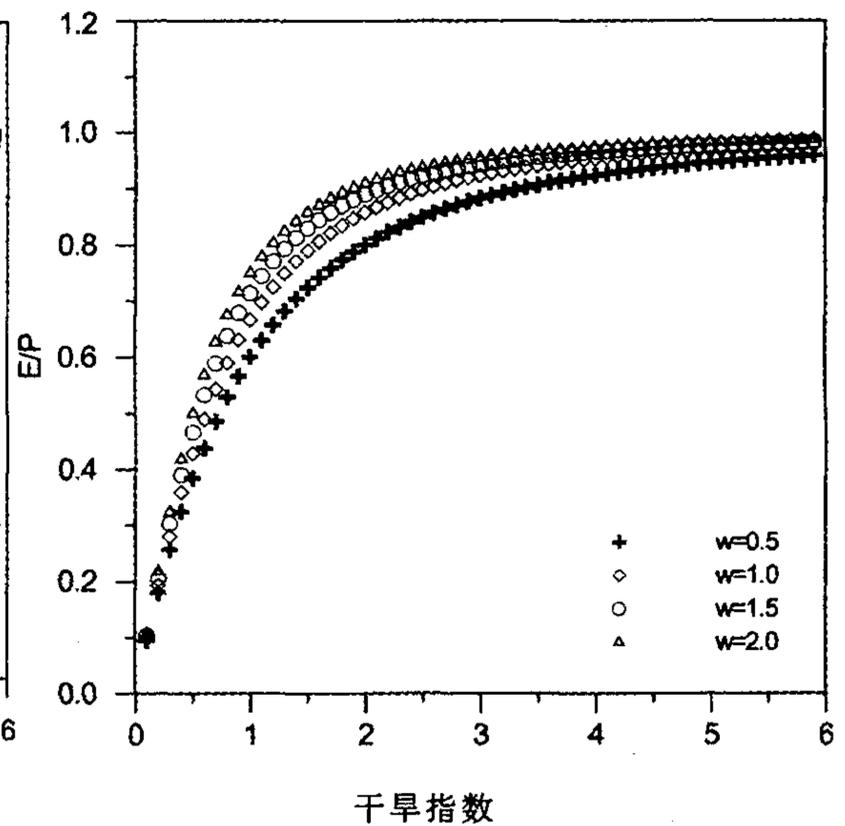


图 2 不同植被有效水系数的蒸发率函数曲线

Fig. 2 Evaporation curves predicted under different plant available water coefficient

$$\Delta E = F(\phi)\Delta P + P\Delta\phi F'(\phi) \tag{3}$$

将 $\Delta\phi$ 用 ΔP 和 ΔE_0 展开得

$$\Delta\phi = \frac{\Delta E_0}{P} - \frac{E_0}{P^2}\Delta P \tag{4}$$

将(3)和(4)式代入(2)式得

$$\Delta R = \Delta P[1 - F(\phi) + \phi F'(\phi)] - \Delta E_0 F'(\phi) \tag{5}$$

则特定年的径流量为

$$R_i = \bar{R} + \Delta R_i = \bar{R} + (P_i - \bar{P})[1 - F(\phi_i) + \phi_i F'(\phi_i)] - (E_{0i} - \bar{E}_0)F'(\phi_i) \tag{6}$$

式中： \bar{R} 为平均年径流量， P_i 为特定年的降水量， \bar{P} 为平均年降水量， F 为蒸发率函数， ϕ_i 为特定年的干旱指数， F' 为蒸发率函数的导数， E_0 为特定年的潜在蒸发量， \bar{E}_0 为平均年潜在蒸发量。对于 Zhang 等人提出的蒸发率函数，其 F' 为

$$F'(\phi) = \frac{\frac{2w}{\phi} + \frac{1}{\phi^2} - 1 + w}{(1 + \phi + \frac{1}{\phi})^2} \tag{7}$$

3 数据

收集黄河流域 56 个气象站 30 年 (1961~1990) 的月降水和温度资料，用 Hargreaves 法计算各站的潜在蒸发量^[18]。根据黄河流域产流及水资源特点，将黄河流域划分为 6 个子区域 (表 1)。将 56 个气象站的年降水量、潜在蒸发在 ARC/INFO GIS 系统下用 Kriging 法^[19]内插为 $0.1^\circ \times 0.1^\circ$ 网格，用各个区域的边界对内插的结果进行覆盖，获得各个区域逐年的降水量、潜在蒸发。

收集黄河流域 6 个水文站 1961~1990 年的天然径流量资料，用该资料确定 Zhang 等

人提出的蒸发率函数中植被有效水系数。函数拟合的优劣用决定系数(R^2)和有效系数(CE)来判断。

GCM 采用英国的 HadCM3 模型, 未来社会发展情景选择 IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change—气候变化政府间框架) 的 A2 和 B2^[1], A2 情景代表了一个差异显著的未来世界, 强调地区文化差异和家庭及历史传统对社会发展的作用, 人口增长加快, 经济发展缓慢。B2 情景代表的未来世界也存

在一定差异, 技术进步相对较慢, 但强调社会技术创新。从 IPCC 数据中心下载覆盖黄河流域的 23 个 GCM 模拟网格的 1961~1990 年(基础数据)、2006~2035 年、2036~2065 年和 2066~2095 年的逐月降水量、地表温度、最高和最低温度数据。

因 GCM 输出结果的网格尺度较大, 在使用 GCM 模拟结果时, 通常要进行输出数据的空间尺度转换(Downscaling), 本文采用了较为简单的 Delta 方法^[20], 即比较每个 GCM 输出网格未来不同时期(2006~2035 年、2036~2065 年和 2066~2095 年) 30 年平均年降水量与 1961~1990 年(基础数据) 平均年降水量, 计算降水量的变化比例, 将这些变化比例乘各个气象站 1961~1990 年实测平均年降水量, 得到各站未来不同时期年降水量的变化量, 值得注意的是使用 Delta 法计算未来降水量时, 处在同一个 GCM 输出网格内的气象站采用同一个变化比例。再将 56 个气象站未来不同时期的降水用 GIS 进行内插, 即可得到未来不同时期各个区域的降水量(表 2)。

表 2 各区域不同变化情景下的平均年降水量 (mm)

Tab. 2 Annual mean precipitation under different scenarios for each sub-region (mm)

区 域	1961 ~1990	A2			B2		
		2006~2035	2036~2065	2066~2095	2006~2035	2036~2065	2066~2095
河源—贵德	424.2	433.5	468.8	489.8	459.3	441.2	463.7
贵德—兰州	403.5	413.7	457.4	476.1	441.0	418.6	451.7
兰州—头道拐	292.3	329.9	336.8	378.2	333.2	320.1	328.4
头道拐—龙门	447.0	486.6	571.5	627.0	530.1	505.3	539.8
龙门—花园口	527.3	556.5	607.5	647.2	604.0	577.8	607.3
花园口—利津	649.9	677.5	784.0	872.0	740.3	685.3	759.9

温度的变化也采用 Delta 方法, 但与降水不同的是 GCM 输出网格温度的变化选择温度的绝对变化量, 将每个 GCM 输出网格未来不同时期 30 年的逐月温度与 1961~1990 年 GCM 模拟结果进行比较, 得到各时期各个网格温度的变化量, 将该变化量加到网格内各个气象站 1961~1990 年平均的实测温度上。计算各站的潜在蒸发量, 再用 GIS 内插获得各个区域未来不同时期的潜在蒸发量(表 3)。

将计算得到年降水量和潜在蒸发量代入(6)式, 即可估算出全球变化情况下, 未来不同时期黄河流域各个区域的天然径流量。

表 1 黄河流域 6 个子区域

Tab. 1 Six sub-regions in the Yellow River Basin

区 域	面积 (km ²)	水文站
河源—贵德	133 775	贵德
贵德—兰州	88 776	兰州
兰州—头道拐	163 415	头道拐
头道拐—龙门	111 595	龙门
龙门—花园口	232 475	花园口
花园口—利津	22 407	利津
黄河流域	752 443	利津

表 3 各区域不同变化情景下的平均年潜在蒸发量 (mm)

Tab. 3 Annual mean potential evaporation under different scenarios for each sub-region (mm)

区 域	1961	A2			B2		
	~1990	2006-2035	2036-2065	2066-2099	2006-2035	2036-2065	2066-2095
河源—贵德	668.8	706.0	765.0	874.3	732.1	765.4	810.6
贵德—兰州	835.7	871.4	929.7	1026.6	918.5	922.5	963.0
兰州—头道拐	944.7	1003.2	1063.3	1167.4	1062.8	1067.5	1100.9
头道拐—龙门	991.7	1036.5	1091.4	1200.5	1092.5	1098.5	1130.3
龙门—花园口	1033.0	1081.5	1144.3	1270.3	1149.0	1161.3	1192.9
花园口—利津	1035.0	1154.4	1267.9	1536.5	1280.7	1297.6	1355.9

4 模型检验

植被有效水系数 W 代表了地表植被状况对蒸发率函数的定量影响^[16], 当地表植被覆盖较好时, 受植被水文功效的影响, 区域植被有效水系数就较大。疏松的土壤将蓄渗较多的降水, 雨后损失于蒸发, 相应的其植被有效水系数也比较大。表 4 给出了黄河流域各个子区域的植被有效水系数 W 。从表中可以清楚地看到, 植被有效水系数随着区域的不同而变化很大。河源—贵德地区平均海拔在 3000m 以上, 区内沼泽密布, 植被覆盖较少, 因而该地区的植被有效水系数明显低于其他区域。兰州—头道拐地区, 由于土壤疏松、地形平坦及强烈的蒸发, 多年平均天然径流量仅为 1.75mm, 该区域的植被有效水系数远大于其他区域。

模拟的 30 年平均径流与实际的天然径流量十分接近, 其比值在 1.00~1.25 之间变化 (表 4), 除兰州—头道拐 (24.6%) 和花园口—利津 (23.3%) 以外, 其余各个区域的模拟误差都比较小。虽然上述两个区域的模拟误差较大, 但对黄河流域的整体模拟没有很大影响, 因为前者多年径流量很小, 而后者的面积很小。就黄河流域而言, 模拟相对误差仅为 2.62%。

表 4 优化的植被有效水系数及其统计特征

Tab. 4 Optimized plant available coefficient and relative statistical characteristics

区域	W	R_{ma} (mm)	R_{ms} (mm)	R_{ms}/R_{ma}	r	CE	STD_s/STD_a
河源—贵德	0.62	171.35	171.36	1.00	0.52	0.29	0.89
贵德—兰州	0.84	144.23	144.23	1.00	0.79	0.54	1.08
兰州—头道拐	20.31	1.75	2.18	1.25	0.77	0.52	0.69
头道拐—龙门	3.20	52.02	56.57	1.09	0.89	0.75	1.02
龙门—花园口	2.00	80.55	83.94	1.04	0.81	0.56	1.18
花园口—利津	3.51	49.07	60.52	1.23	0.79	0.62	0.80

注: R_{ms} 为模拟径流的平均值, R_{ma} 为实际径流的平均值, STD_s 为模拟径流的标准差, STD_a 为实际径流的标准差。

温室气体导致的全球气候变化是一相对长期的过程, 就特定区域而言, 其变化是相对稳定的, 即降水是逐渐的增加或减小, 为消除降水和温度年际变化对模拟结果的影响, 需要选择相对长的时期来研究全球变化对区域径流、水资源的潜在影响。检验结果表明用 Zhang 等人提出的蒸发率函数来模拟黄河流域多年平均天然径流的精度较高, 可以用于全球气候变化对黄河流域天然径流量影响的预测。

5 结果与讨论

HadCM3 的模拟结果表明,在未来一个世纪内,黄河流域的降水呈增加趋势(表 2)。增加的幅度随着区域和模拟情景的不同而有所差异。A2 情景下模拟的年降水持续增加,而 B2 情景下模拟的降水,在 2006~2035 年期间有显著的增加,然后稍有下降(2036~2065 年),再继续增加(2066~2095 年)。用 HadCM3 模拟温度计算的潜在蒸发持续增加(表 3)。区域径流的变化受降水和蒸发的双重制约,因而 A2 和 B2 情景下模拟降水的差异,将导致未来黄河流域天然径流量的变化。

表 5 各区域及黄河流域径流量潜在变化 (mm)

Tab. 5 Potential changes in runoff for each sub-region and the Yellow River Basin (mm)

区 域	1961	A2			B2		
	~1990	2006~2035	2036~2065	2066~2095	2006~2035	2036~2065	2066~2095
河源—贵德	171.4	167.9	175.8	162.8	177.9	158.0	161.5
贵德—兰州	144.2	142.9	155.8	147.7	148.9	135.7	146.3
兰州—头道拐	1.8	2.2	2.0	2.3	2.0	1.8	1.8
头道拐—龙门	52.0	56.8	71.3	74.8	61.8	56.4	61.1
龙门—花园口	80.6	84.3	93.3	91.6	91.6	82.3	87.7
花园口—利津	49.1	148.7	70.0	78.5	25.5	38.2	51.3
黄河	82.0	86.1	91.6	88.7	87.9	79.5	84.1

表 5 给出了未来不同时期、不同模拟情景下的各区域及黄河流域多年平均天然径流量的潜在变化。受降水和蒸发变化区域性差异的影响,模拟的径流变化各区域间差异显著。径流变化幅度从东向西逐渐减小,花园口—利津地区的径流变化幅度最大,2006~2035 年 A2 情景下模拟的径流将增加 2 倍,而 B2 情景下模拟的径流量将减小 48%。西部河源—贵德、贵德—兰州地区的径流变化最小,平均的变化幅度仅为 1.9%(A2)和 0.6%(B2)。

黄河流域径流变化情况,随着模拟情景的不同而有较大差异。A2 情景下的模拟结果表明,除 2006~2035 年间河源—贵德和贵德—兰州地区的平均年径流量略有下降以外,其余各个地区的径流都有显著增加。然而, B2 情景的模拟结果表明,黄河中游 3 个区域(兰州—头道拐、头道拐—龙门、龙门—花园口)的平均年径流有一定增加,而其他 3 个区域的平均年径流存在下降趋势,如 2036~2065 年间河源—贵德、贵德—兰州、花园口—利津区间的平均年径流量将分别减少 7.8%、5.9%和 22.2%。

全球气候变化对黄河流域径流的影响随着模拟时期不同出现明显的波动性(表 5),就头道拐—龙门区间而言,在 A2 情景下该区域 2006~2035 年、2036~2065 年和 2066~2095 年的平均年径流量分别增加 9.1%、37.0%和 43.8%。花园口—利津区间 B2 情景下的模拟结果表明,2006~2035 年和 2036~2065 年的平均年径流量减小 48.0%和 22.2%,而 2066~2095 年期间,该地区平均年径流又略有增加,但增加值仅为 4.6%。

A2 情景下 2006~2035 年、2036~2065 年和 2066~2095 年黄河流域的平均年径流量将分别增加 5.0%、11.7%和 8.1%,增加的水量分别为 $30.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $72.3 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $50.1 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。而 B2 情景下相应的变化分别为 7.2%、-3.1%和 2.6%,其水量变化分别为 $44.5 \times 10^8 \text{ m}^3$ 、 $-18.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $15.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。黄河流域天然径流的最大增加量为

9.6mm, 它是目前黄河流域生活用水 $58.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的 1.25 倍^[21]。黄河流域天然径流量的最大减小量为 2.51mm, 折合水量为 $18.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。

6 结论

从干旱指数出发, 利用蒸发率函数估算全球变化对区域水资源、年径流影响的研究, 在国际上已经屡见不鲜。本文在对 Zhang 等人提出的蒸发率函数进行检验的基础上, 利用 HadCM3 GCM 模拟的结果, 系统研究了 IPCC 2 种发展情景下未来不同时期黄河流域年天然径流量的可能变化。研究结果表明受降水、潜在蒸发不同变化的影响, 黄河流域年天然径流量随着区域、社会发展情景和研究时期的不同而有显著的差异。从总体而言, 未来黄河流域天然径流量有增加的趋势, 这种趋势从东向西逐渐减小。不同区域天然径流量的变化幅度在 $-48.0\% \sim 203.0\%$ 之间。黄河流域天然径流量最大增加为 A2 情景 2036~2065 年的 $72.3 \times 10^8 \text{ m}^3$, 而最大减小为同时期 B2 情景下的 $-18.9 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。虽然受 GCM 模拟结果和土地利用不确定性的综合影响, 全球变化对区域水资源影响定量模拟的可靠性总是受到质疑^[22], 但本研究的结果对黄河流域水资源的中长期管理, 仍具有十分重要的实践意义。

参考文献:

- [1] IPCC. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). In: Houghton J T, Ding Y, Griggs D J, *et al.* (eds.). Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of IPCC. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- [2] Loaiciga H A, Valdes J B, Vogel R, *et al.* Global warming and the hydrologic cycle. *Journal of Hydrology*, 1996, 174: 83~127.
- [3] Arnell N W. Climate change and global water resource. *Global Environmental Change*, 1999, 9: 31~49.
- [4] Forch G, Garde F, Jensen J. Climate change and design criteria in water resources management: A regional case study. *Atmospheric Research*, 1996, 42: 33~51.
- [5] Westmacott J R, Burn D H. Climate change effects on the hydrologic regime within the Churchill-Nelson river basin. *Journal of Hydrology*, 1997, 202: 263~279.
- [6] Chiew F H, Whetton P H, McMahon T A, *et al.* Simulation of the impacts of climate change on runoff and soil moisture in Australian catchment. *Journal of Hydrology*, 1995, 167: 121~147.
- [7] Kamga F M. Impact of greenhouse gas induced climate change on the runoff of the Upper Banue River (Cameroon). *Journal of Hydrology*, 2001, 252: 145~156.
- [8] 邓慧平, 吴正方, 唐来华. 气候变化对水文和水资源影响研究综述. *地理学报*, 1996, 51(增刊): 161~170.
- [9] 沈大军, 刘昌明. 水文水资源系统对气候变化的响应. *地理研究*, 1998, 17(4): 435~442.
- [10] 游松财, Kiyoshi T, Yuzuru M. 全球气候变化对中国未来地表径流的影响. *第四纪研究*, 2002, 22(2): 148~157.
- [11] 陈先德 主编. 黄河水文. 郑州: 黄河水利出版社, 2000.
- [12] Xu Z X, Takeuchi K, Ishidaira H, *et al.* Sustainability analysis for Yellow River water Resource using the system dynamics approach. *Water Resource Management*, 2002, 16: 239~261.
- [13] Muzik I. A first-order analysis of the climate change effect on the flood frequencies in a subalpine watershed by means of a hydrological rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, 2002, 267: 65~73.
- [14] Menzel L, Burger G. Climate change scenarios and runoff response in the Mulde catchment (Southern Elbe, Germany). *Journal of Hydrology*, 2002, 267: 53~64.
- [15] Arora V K. The use of the aridity index to assess climate change effect on annual runoff. *Journal of Hydrology*, 2002, 265: 164~177.
- [16] Zhang L, Dawes W R, Walker G R. Response of mean annual evapotranspiration to vegetation changes at catch-

- ment scale. *Water Resource Research*, 2001, 37(3): 701~708.
- [17] Koster R D, Suarez M J. A simple framework for examining the interannual variability of land surface moisture fluxes. *Journal of Climate*, 1999, 12: 1911~1917.
- [18] Hargreaves G H. Defining and using reference evapotranspiration. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, ASCE, 1994, 120(6): 1132~1139.
- [19] Oliver M A, Webster R. Kriging: a method of interpolation for Geographical Information System. *International Journal of Geographic Information Systems*, 1990, 4(4): 313~332.
- [20] Hay L E, Wilby I L, Leavesley G H. A comparison of delta change and downscaled GCM scenarios for three mountainous basins in the United States. *Journal of the American Water Resource Association*, 2000, 36(2): 387~397.
- [21] 常炳炎, 薛松贵, 张会言, 等 编著. 黄河流域水资源合理分配和优化调度. 郑州: 黄河水利出版社, 1998.
- [22] Stott P A, Kettleborough J A. Origins and estimates of uncertainty in predictions of twenty-first century temperature. *Nature*, 2002, 416(6882): 723~726.

Analysis on potential effects of global climate change on natural runoff in the Yellow River Basin

ZHANG Guang-hui^{1,2}

(1. School of Geography, Beijing Normal University, Beijing 100875, China; 2. Soil and Water Conservation and Combating Desertification, Key Laboratory of Ministry of Education, Beijing 100083, China)

Abstract: Water scarcity is one of the most challenging issues in natural resources at present and in future, especially in arid and semi-arid regions. In the Yellow River Basin, rapid growths of population, urbanization, and industrialization have caused ever-increasing competition for water. Any kind of changes in water resource caused by global climate change will have significant implications to such a water shortage basin. This study was conducted to evaluate the potential effects of global climate change on the mean natural annual runoff in the Yellow River Basin under different climatic scenarios of HadCM3 GCM based on the evaporation ratio function of the aridity index, which considers both climate and soil surface characteristics. Six sub-basins were divided based on the runoff producing properties. The mean precipitation and evaporation of 1961—1990 of each sub-basin were obtained based on 56 stations within and around the Yellow River Basin. The future changes in climate were the relative changes between baseline (1961—1990) and different periods (2006—2035, 2036—2065, 2066—2095) generated by GCM model. The delta change method was to get the climate change for each station. Simulations using HadCM3 A2 and B2 scenarios indicated that the changes in annual runoff varied from region to region within the range of -48.0% to more than 203%. In general, the potential changes in annual runoff decreased from east to west. For the Yellow River Basin, the mean annual runoff increased up to 5.0%, 11.7%, and 8.1% for the A2 scenario, and the changes were 7.2%, -3.1%, and 2.6% for B2 scenario by the year of 2020, 2050 and 2080, respectively.

Key words: climate change; aridity index; natural runoff; the Yellow River Basin