

水文数字高程模型在珠江流域入海径流模拟中的应用

郑彬^{1,2}, 谷德军^{1,2}, 魏红成^{1,3}

(1. 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080; 2. 中国气象局热带季风重点开放实验室, 广州 510080; 3. 南京信息工程大学, 江苏南京 210044)

摘要: 为了计算珠江流域入海径流的线源, 引入水文数字高程模型(H-DEM)。利用观测的降水和流域流量订正模型参数, 改造后的模型模拟结果与站点资料对比, 能够基本再现季节变化和年变化, 这表明改造后的 H-DEM 可以应用于亚热带地区。采用改造后的模型对珠江流域入海径流进行模拟研究, 结果显示线源和点源都有明显的线性趋势变化和年代际变化特征。

关键词: 数字高程模型; 径流; 点源; 线源; 珠江流域

中图分类号: P461 文献标识码: A 文章编号: 1000-3096(2012)09-0108-06

珠江流域大量的淡水注入南海, 改变了沿海海洋的表面盐度, 而大气环流的驱动则使低盐冲淡水向不同的方向扩散^[1-2], 进一步影响更大的区域。径流入海还为沿海海洋提供了大量的有机和无机物^[3-9], 改变了河口及沿海海洋的生态环境(例如形成赤潮)。在枯水季节, 有时还会发生海水倒灌的咸潮事件。咸潮是指沿海地区海水通过河流或其他渠道倒流到内陆区域后, 使河水的盐分(即氯化钠)含量达到或超过 1/10000^[10]。从 20 世纪 90 年代末开始, 咸潮灾害在河流枯水期频繁侵袭珠江三角洲近河口地区^[11-12], 不仅对珠江入海河段的环境要素产生较为明显的影响^[13], 还给当地人们的生活和生产用水造成了很大的困难^[14], 这也促使人们越来越重视珠江枯水的研究^[15-16]。河水径流入海, 除了带来近海海域的化学变化, 还能产生动力上的影响(例如, 抬高海平面^[17], 影响海洋环流等^[18])。因此, 海洋环流模式需要考虑陆地的淡水注入。但是除了主要河流之外, 许多的小河、小溪都没有流量的观测。因此, 海洋模式中通常只有较精确的陆地淡水注入的点源(较大的河流), 而整个沿岸的线源(小河、小溪)则采用估计值, 甚至完全忽略掉线源。有研究表明, 在极地地区线源可以与点源流量相比拟, 甚至可以达到点源流量的数倍^[18]。在热带和副热带地区, 虽然河流径流量在汛期占主要地位^[19], 但是非汛期却明显减小(例如珠江流域枯水期 10 月~次年 3 月的径流量仅占全年径流量的 20%左右)。即使在汛期, 珠江流域降水也有明显的季节内尺度变化, 造成丰水期径流量也有多有少。因此, 陆地注入海洋的淡水流量必须同时考虑陆

地点源和线源, 而线源流量估计值误差会给海洋环流模式带来一定的不确定性。本文引入了一个水文数字高程模型, 并根据珠江流域的实际情况改造了原有模型。然后利用改进的模型对西江高要站径流流量进行模拟, 并将模拟结果与该站实测结果对比, 变化及量级比较可信, 验证了该模型在珠江流域的可行性。然后利用这个改进的模型计算珠江流域的入海径流流量。我们的主要目的即是利用水文数字高程模型, 探讨陆地淡水线源的定量获取方法, 为海洋环流模式的淡水陆地点源和线源提供可能的接口。

1 水文数字高程模型简介

1.1 模型区域

珠江是我国南方最大的河流, 干流源出云南沾益马雄山, 经广东珠海流入南海, 流域范围跨越云南、贵州、广西、广东、湖南、江西等 6 省(自治区)和香港、澳门特别行政区, 流域面积 45.37 万 km²。流域内地形、地质复杂。总的地势是西北高, 东南低(图 1)。西北部为平均海拔 1 000 ~ 2 000 m 的云贵高原, 在高原上分布有盆地和湖泊群。珠江年径流总量为 3 360 亿 m³, 相当于长江的 1/3, 约为黄河的 6 倍。流域内大降水量是珠江径流的主要贡献者, 但是分布极为不均, 大致是东南多, 西北少(见图 2 年降水

收稿日期: 2011-04-12; 修回日期: 2012-08-03

基金项目: 广东省科技部计划项目(2007A032600002)

作者简介: 郑彬(1976-), 男, 福建光泽人, 博士, 主要从事季风和海气相互作用、中层大气研究, E-mail: zbin@grmc.gov.cn

量分布)。东南的平均年降水量可以达到 2 000 mm 以上,而西北的平均年降水量在 800~1 000 mm 之间,这其中的大部分降水集中在汛期(4~9 月)。最近,刘艳群等^[20]专门分析了珠江流域汛期的降水分布型,分析结果表明:珠江流域 4~9 月平均降水量在 600~1 900 mm 之间,最大中心在广东阳江附近,自东南向西北逐渐减小。可见,流域内汛期降水分布基本决定了年降水量的空间分布。此外,流域东南的高水汽蒸发量则部分平衡了东西部降水量的差异。如图 2 年平均温度分布所示,年平均表面气温在流域东南约为 21℃,而西北平均约为 12℃,东西部年平均气温相差近 10℃,造成流域内较大的水汽蒸发量空间差异。

本文中的水文数字高程模型(H-DEM)是在 Wang 等^[18]的模型基础上改进而来。除了地形和降水温度等区域的边界和外强迫外,我们主要在以下方面进行了修改:插值程序中增加了对缺测资料的处理;根据观测资料修改了模型中的基本流系数;通过试验,我们选取损耗系数 c 的上下限比原模型更大。

模型区域选定为 95.00°~120.05°E, 20.00°~28.04°N, 纬向分辨率为 0.05°, 经向分辨率为 0.03°。区域覆盖了整个珠江流域。H-DEM 将计算沿岸各点注入海洋的淡水流量,但不包括海南岛和其他岛屿。H-DEM 以水流离开单元的最大坡度方向为水流方向,采用 D8 单流向方法予以确定^[21-22]。即计算每一栅格单元与其相邻的 8 个单元之间的坡度,然后按最陡坡度原则设定该单元的水流流向(图 3)。图中单元即模型网格对应的区域,其大小与模型的分辨率有关。本模型中单元大小 0.05°×0.03°。

1.2 大气强迫

H-DEM 中的大气强迫主要有降水和表面气温。其中日降水资料使用的是 Xie 和梁建茵利用站点资料分析得到的 0.25°×0.25°的格点资料,时间从 1961

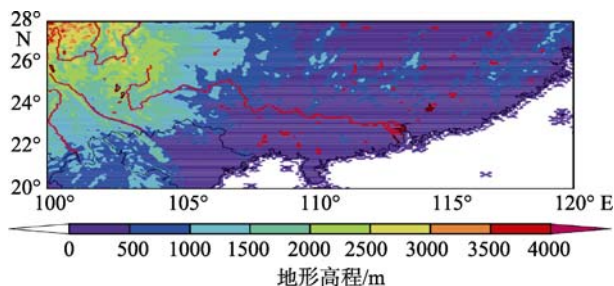


图 1 珠江流域地形高程

Fig. 1 Digital Elevation on the Zhujiang River basin

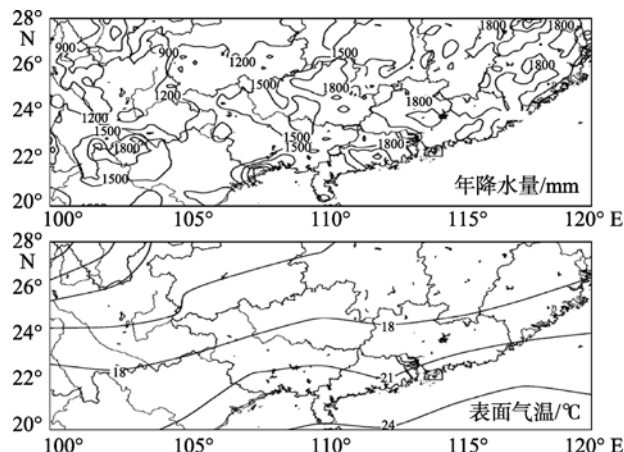


图 2 1961~2000 年平均气候分布图

Fig. 2 Annual mean climatology during 1961~2000

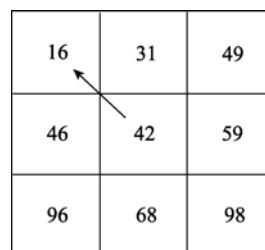


图 3 最陡坡度确定水流方向的示意图

Fig. 3 Schematic diagram of selecting a direction of steepest descent

年 1 月 1 日至 2003 年 7 月 31 日。日平均表面气温资料使用 NCEP/NCAR 再分析资料,分辨率为 2.5°×2.5°,时间从 1961 年 1 月 1 日至 2003 年 12 月 31 日。图 2 即为年降水量和表面温度的气候分布(1961~2000 年)。图 2 年平均降水量分布显示珠江流域的年降水量充沛,而且其分布呈现从西北向东南递增,特别是东南沿海地区的年降雨量可达 1 600 mm 以上。流域的表面温度分布也是从西北向东南逐渐变暖(如图 2 年平均温度分布),其中东南部的表面气温普遍达到 18℃ 以上。

1.3 径流计算

单元内的日径流量计算如下

$$D(x, y, t) = r_{\min}A + rAc$$

其中 r_{\min} 为基本流系数, A 为单元面积。原模型中的基本流系数并不适合本流域,我们根据流域观测的年最小流量和积水面积计算本流域模型的基本流系数。 c 为水流至注入点过程中的损耗系数,损耗包括蒸发和渗透,是温度、时间等的函数。我们在 H-DEM 中仅考虑时间上的损耗,其表达式如下

$$c = 0.9 - 0.06\Delta t$$

其中 Δt 是淡水从格点到达注入点的时间。由于考虑到本区域的表面气温比原模型^[18]高, 经过试验, H-DEM 模型中 c 的上下界分别取 0.8 和 0.45。此外, r 为单元内的日水流, 计算如下:

若温度达到融雪温度以上且融雪量小于积雪量, 则有

$$r = S_r + p_f p$$

若温度达到融雪温度以上且融雪量大于等于积雪量, 则有

$$r = S_j + p_f p$$

若温度不能达到融雪温度, 则有

$$r = 0$$

其中 S_r 为融雪量, S_j 为积雪量, p_f 为降水因子系数, 与陆面高程相关^[19], 见表 1。利用线性插值, 使表中 8 个高程带之间的 p_f 有连续的值。两个高程之间的降水因子系数与高程的线性关系如下:

$$p_f = \frac{p_{fi+1} - p_{fi}}{h_{i+1} - h_i} (h - h_i) + p_{fi}$$

表 1 不同陆面高程的降水因子系数

Tab. 1 Values of precipitation factor in different height zones

陆面高程(m)	p_f
0~500	1.00
1000	1.14
1500	1.27
2000	1.41
2500	1.54
3000	1.68
3500	1.81
4000	1.95

2 H-DEM 模拟结果分析

2.1 与观测结果比较

我们有西江高要站的实测逐日平均流量资料, 时间从 2000 年 1 月 1 日~2003 年 12 月 31 日。由于 H-DEM 的降水强迫资料只到 2003 年 7 月 31 日, 因此观测与模拟结果比较的时间为 2000 年 1 月 1 日~2003 年 7 月 31 日。月平均流量从日平均流量计算而来, 年平均流量从月平均流量计算而来(2003 年的年平均流量实际为 1 月至 7 月的平均)。图 4 即是西江高要站的实测观测资料与 H-DEM 模拟结果的比较。从图 4 可以看到, 模拟结果与实测资料的大流量都出现在汛期, 各种时间尺度的时间变化有基本相同

的走势, 量级也相当。可以说, 模拟的结果还是比较真实地反映了实测流量。下面我们就模拟结果(1961 年 1 月 1 日~2002 年 12 月 31 日)进行入海径流量及其变化的分析。

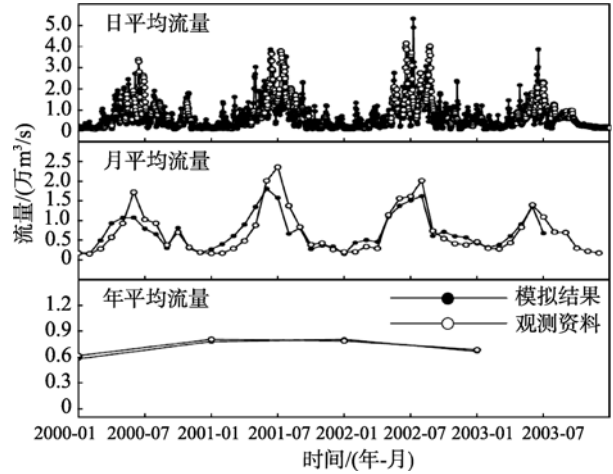


图 4 西江高要站实测流量与水文数字高程模型 H-DEM 模拟结果的比较图

Fig. 4 Comparisons of the observed and simulated discharges for Gaoyao in Xijiang

2.2 模拟结果的季节变化

从图 5 可以看到, 珠江口入海径流量在 4~9 月的汛期都达到 10 000 m³/s 以上, 12 月有最小流量, 最大的流量出现在 6 月, 最大标准差出现在 5 月和 7 月。线流量的最大值也出现在 6 月, 但是最大标准差却出现在 8 月。

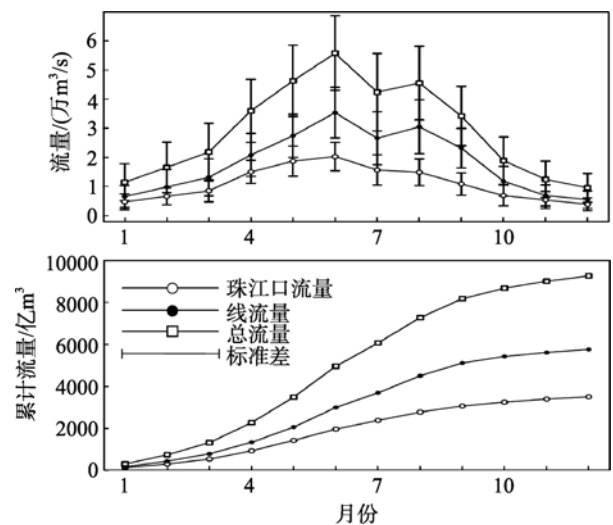


图 5 H-DEM 模拟的流量季节变化图

Fig. 5 Seasonal variations of simulated by H-DEM

图5似乎表明线源流量大于点源流量(平均而言,前者约为后者的1.5倍)。但是我们应该注意,本文的线源是指图1范围内除珠江口外的所有大陆入海径流,这就使一些较大的河流也被包含在线源中。例如,广东省境内流域面积大于1000 km²以上的河流就有韩江、黄冈河、榕江、练江、龙江、螺河、黄江、漠阳江、鉴江、九洲江、南渡河、遂溪河等。在广西也有一些较大的河流,流域面积大于1000 km²的有南流江、钦江、茅岭江和北仑河。本文为了计算方便,除珠江外的其他径流皆归为线源。图5的累计流量显示,珠江口年平均入海径流量约为3500亿m³,而线源的年平均入海径流量为5764亿m³。

2.3 模拟结果的年际、年代际变化和线性趋势

从图6可以看出,珠江流域的入海流量(无论是线源、点源,还是丰水期、枯水期)有明显的年际变化,周期以2~3 a的准两年变化为主。另外,我们还可以看到,点源和线源的年际变化非常相似,这体现了流域内气候的均一性;当然,它们的年际变化也有不一致,这体现了局地地形及气候的影响。除了显著的年际变化,模拟结果还表明珠江流域的入海流量有上升趋势,其中线源的趋势更显著。珠江口年入海径流的趋势为每年增加0.49 km³,而线源的趋势为每年增加2.36 km³,后者比前者大一个量级。同样计算了丰水期和枯水期入海径流流量的线性趋势。珠江口4~9月入海径流流量的趋势为每年增加0.485 km³,线源的趋势为每年增加3.34 km³;珠江口10月~次年3月入海径流流量的趋势为每年增加0.402 km³,线源的趋势为每年增加1.26 km³。由以上

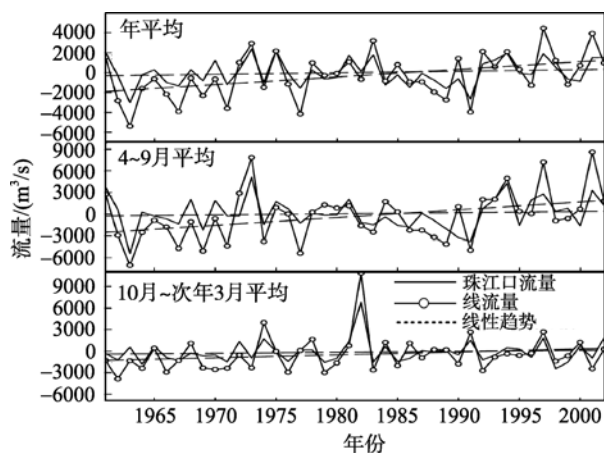


图6 H-DEM模拟的流量距平变化图

Fig. 6 Departures of discharges simulated by H-DEM

计算结果可知,珠江口入海径流流量的趋势变化远小于线源,而线源的线性趋势项主要来自于丰水期4~9月的趋势变化。

将年平均径流流量去除线性趋势项,可以清楚地显示出入海径流流量的年代际变化,如图7所示。在1962~1971年期间(称为第一阶段),平均流量小于气候值;而1972~1983年(称为第二阶段),平均流量大于气候值;在1984~1991年(称为第三阶段)和1992~2002年(称为第四阶段)两个时期,平均流量又分别在气候值之下和之上波动。4~9月平均的径流流量也有类似的年代际变化,而10月~次年3月径流流量的年代际变化则不明显(图略)。

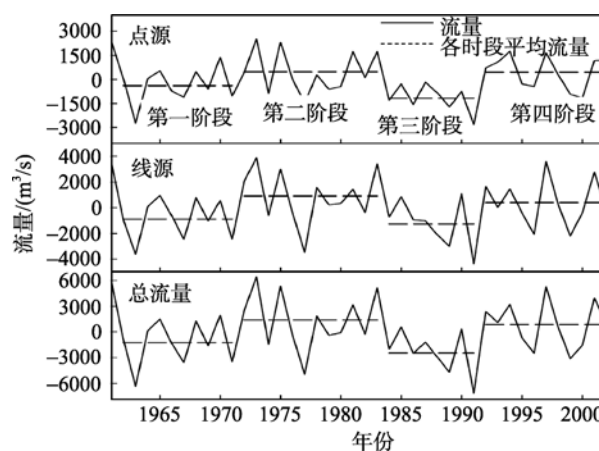


图7 去除线性趋势项的年平均径流流量

Fig. 7 Annual average discharges with linear trend removed

3 小结和讨论

利用H-DEM,以珠江流域的降水分析场和NCEP的表面温度场作为强迫,模拟了1961年1月1日~2003年7月31日珠江口入海径流流量(点源)和大陆海岸入海径流流量(线源),得到以下一些结果:(1)H-DEM模拟的西江逐日、逐月和年平均径流流量与高要站的测量结果基本吻合,能够再现径流的季节和年变化。(2)模拟的径流在丰水期(4~9月)的标准差显著大于枯水期(10月~次年3月),可见丰水期的径流流量变化也相对较大,体现在年际变化上则是有较大的振幅(见图6)。(3)模拟的径流线流量有显著的趋势项,点源流量的趋势并不明显,趋势变化主要来自于丰水期的贡献;模拟的年平均/丰水期平均径流点、线源和总流量都有显著的年代际变化,但是枯水期径流点、线源和总流量的年代际变化都不显

著。

对于在海洋环流模式中定量获取陆地点、线源的淡水排放量,我们在本文以珠江流域为例作了尝试。值得注意的是,模型中的大气强迫(特别是表面温度)由于分辨率较低,可能对模型模拟的逐日结果有一定的影响,但是对月和年尺度的流量可能影响不大,毕竟后者是气候的尺度。本模型可以应用到其他流域(如长江流域),但是首先需要利用实测资料进行校正。

致谢:本文中的 NCEP/NCAR 再分析资料来源于 ftp.cdc.noaa.gov 网站,我们也感谢美国 NOAA 的 Xie PingPing 博士和广东省气象局的梁建茵研究员提供了降水场资料。

参考文献:

- [1] 庞海龙,高会旺,宋萍萍,等. 夏季珠江冲淡水扩散路径分析[J]. 海洋预报, 2006, 23(3): 58-63.
- [2] 孙振宇,胡建宇,毛华斌. 2006年9月南海北部表层温盐场的走航观测[J]. 热带海洋学报, 2008, 27(1): 6-10.
- [3] 林卫强,李适宇. 夏季伶仃洋 COD、DO 的垂向分布及其影响因素[J]. 中山大学学报(自然科学版), 2002, 41(4): 82-86.
- [4] 黄小平,黄良民. 珠江口海域无机氮和活性磷酸盐含量的时空变化特征[J]. 台湾海峡, 2002, 21(4): 416-421.
- [5] 林卫强,李适宇,历红梅. 夏季珠江口 COD 的浓度分布及影响因素[J]. 海洋与湖沼, 2003, 34(1): 67-73.
- [6] 刘芳文,颜文,黄小平,等. 珠江口沉积物中重金属及其相态分布特征[J]. 热带海洋学报, 2003, 22(5): 16-24.
- [7] 姚庆祯,张经,简慧敏. 珠江口硒的形态分布特征[J]. 海洋学报, 2006, 28(1): 152-157.
- [8] 杨蕾,李春初,田向平. 珠江磨刀门河口表层沉积物中重金属含量及其分布特征[J]. 生态环境, 2006, 15(3): 490-494.
- [9] 姜胜,顾继光,冯佳和,等. 广州海域环境质量评价[J]. 应用生态学报, 2006, 17(5): 894-898.
- [10] 董娟. 珠江流域概况及水文特性分析[J]. 水利科技与经济, 2007, 13(1): 31-33.
- [11] 游大伟,汤超莲,邓松. 冬季西、北江径流量异常的前期海-气背景场特征[J]. 广东气象, 2006, 28(1): 18-21.
- [12] 闻平,陈晓宏,刘斌,等. 磨刀门水道咸潮入侵及其变异分析[J]. 水文, 2007, 27(3): 65-67.
- [13] 殷建平,王友绍,徐继荣,等. 特大咸潮对珠江入海河段环境要素的影响[J]. 热带海洋学报, 2006, 25(4): 79-84.
- [14] 罗宪林,季荣耀,杨利兵. 珠江三角洲咸潮灾害主因分析[J]. 自然灾害学报, 2006, 15(6): 146-148.
- [15] 林洪瑛,韩舞鹰. 珠江口伶仃洋枯水期十年前后的水质状况与评价[J]. 海洋环境科学, 2001, 20(2): 28-31.
- [16] 王萍,毛革. 珠江流域的枯水研究与展望[J]. 水文, 2008, 28(3): 65-66.
- [17] 黄镇国,张伟强,陈特固. 香港/澳门近 72 年海平面变化曲线[J]. 地理科学, 1999, 19(3): 282-285.
- [18] Wang Jia, Jin Meibing, Musgrave D L, et al. A hydrological digital elevation model for freshwater discharge into the Gulf of Alaska [J]. J Geophys Res, 2004, 109, C07009, doi:10.1029/2002JC001430.
- [19] Wang Jia, Patrick V, Allen J, et al. Modeling seasonal ocean circulation of Prince William Sound, Alaska using freshwater of a line source [C]//Brebba C A, Anagnostopoulos P. Coastal Engineering and Marina Development. Boston: WIT Press, 1999:55- 66.
- [20] 刘艳群,陈创买,郑勇. 珠江流域 4~9 月降水空间分布特征和类型[J]. 热带气象学报, 2008, 24(1): 67-73.
- [21] Martz L, Garbrecht J. Numerical definition of drainage Network and subcatchment Areas from digital elevation models [J]. Computers & Geosciences, 1992, 18(6): 747-761.
- [22] Garbrecht J, Lawrence W M. The assignment of drainage direction over flat surfaces in raster digital elevation models [J]. Journal of hydrology, 1997, 193(1-4): 204-213.

Application of a hydrological digital elevation model on the Zhujiang River basin for freshwater discharge into the South China Sea

ZHENG Bin^{1,2}, GU De-jun^{1,2}, WEI Hong-cheng^{1,3}

(1. Guangzhou Institute of Tropical Marine and Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China; 2. Key Open Laboratory for Tropical Monsoon, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080, China; 3. Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China)

Received: Apr.,12,2011

Key words: digital elevation model; runoff; point source; line source; the Zhujiang River basin

Abstract: To calculate the line source of runoff in the Zhujiang River drainage area, a hydrological digital elevation model (H-DEM) was introduced. With modified parameters of observed rainfall and basin runoff, the improved H-DEM could well reproduce the seasonal and annual variations in comparison to the observed data. The improved H-DEM can be used in the subtropics. The simulations on freshwater discharged into the South China Sea in the Zhujiang River basin by the improved model show significant interannual and interdecadal variations both in the point and line sources.

(本文编辑: 刘珊珊)