

阿克苏河流域的面雨量序列及其与径流关系

杨 青¹, 孙除荣², 史玉光³, 毛纬绎³, 李 扬¹

(1. 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 乌鲁木齐 830002;
2. 中国气象局国家气候中心, 北京 100081; 3. 新疆气象局, 乌鲁木齐 830002)

摘要: 以数字高程模型 (DEM) 的 1km×1km 网格数据为基础, 对阿克苏河流域 14 个气象站和水文站的 1961~2000 年的年降水资料进行了自然正交分解 (EOF), 通过回归分析, 建立主要特征向量与地理因子的插值模型, 给出了一个面雨量序列的计算方法, 为建立气候要素的区域平均序列提供了一个有效的解决方案, 并由此推算出年阿克苏流域平均年降水量的空间分布以及面雨量序列。径流量与面雨量之比 (R/P) 平均为 0.43, 最高为 0.69 (1997 年), 最低为 0.30 (1963 年)。计算出的阿克苏河流域面雨量序列与阿克苏河实测径流量序列的趋势变化率分别为 $5.79 \times 10^8 \text{ m}^3/10\text{a}$ 和 $4.29 \times 10^8 \text{ m}^3/10\text{a}$, 两者均表现出增加趋势, 但面雨量的增加速率要比径流量大一些, 年际变化幅度也要大, 面雨量和径流量的变差系数 C_v 值分别为 0.17 和 0.13。阿克苏河年径流量的变化与夏季 0°C 层高度、年面雨量有着十分密切的关系, 表明 20 世纪 90 年代以来新疆气候的变化是阿克苏河流域径流稳定增加的一个非常重要的因素。

关键词: 面雨量; 径流; 气候变化; 阿克苏河流域

1 引言

阿克苏河位于天山山脉的南坡, 由发自吉尔吉斯斯坦的两大源流昆马力克河和托什干河汇流而成, 其平均天然年径流总量为 $80.60 \times 10^8 \text{ m}^3$, 是天山南坡径流量最大的河流, 也是目前输入塔里木河的 3 条河流 (阿克苏河、和田河、叶尔羌河) 中唯一保持常年输水的河流, 其最终流入塔里木河的多年平均年输水量为 $33.66 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[1], 约占塔里木河总输水量的 73%。因此, 阿克苏河径流量的变化对塔里木河流域的生态系统和社会经济的发展都是十分重要的。径流量的变化对气候变化的响应又非常敏感。20 世纪 80 年代中期以来, 西北地区出现了气候转型的信号^[2], 阿克苏河流域增湿效应明显, 降水量平均增加了 34.2%, 成为新疆增湿幅度最大的地区^[3], 气温也有一定程度的增加。因此, 建立该流域的面雨量年际序列, 对于研究气候变化对阿克苏河径流的影响是十分必要的。

面雨量对于气象学、地理学、水文学、环境生态学等许多学科都是一个重要的输入变量, 尤其在多种研究雨量—径流的模式中更是如此, 如美国的 SWAT 模式、丹麦的 SHE 模式、瑞典的 HBV 模式等。在面雨量的计算过程中, 选择或设计合适的插值方案将直接影响到计算结果的准确性。为此, 国内外许多学者进行了大量研究, 提出了各种插值方法, 并应用于实际工作中。在这其中, 以网格化的插值方案最为广泛, 主要原因是网格化便于计算机处理, 便于与 GIS 相结合, 便于各种模式的应用。网格化方案有多种, 有克里金 (kriging) 法、梯度距离平方反比法 (GIDS)、反距离加权插值法、最优插值法、三角形法、泰森多边形法等。为了进一步提高估算的精度, 又结合雷达、卫星遥感等资料不断的进行试验和改进。Abou Amani (1998)^[4]根据在尼日尔首都尼亚美周围地区进行的

收稿日期: 2006-03-26; 修订日期: 2006-05-28

基金项目: 科技部社会公益研究专项 (2004DIB3J118; 2005DIB6J113); 中国沙漠气象科学研究基金 (SQJ2004003)
[Foundation: Special Fund for Public Good Project of Ministry of Science and Technology, No.2004DIB3J118; No.2005DIB6J113; China Desert Meteorological Science Research Fund, No. SQJ2004003]

作者简介: 杨青 (1956-), 男, 研究员, 主要从事气候变化与环境研究。E-mail: yangq@idm.cn

3 年试验 (在 16 km^2 面积上分布了 100 个雨量站) 的观测数据, 得出了稠密站网估算的平均面雨量与稀疏站网估算的平均面雨量之间的线性关系, 并建立了面雨量实际值与点雨量之间的线性关系。B. C. Hewitson and R. G. Crane (2005)^[5] 考虑到把台站的空间代表性的变化作为天气状况运动的函数, 提出了一个从观测站估算网格的面平均雨量的条件差值方法。在以高分辨率数据为基础的南美试验结果表明, 条件差值在确定降水场的空间范围方面是非常有效的。B. Johansson and D. Chen (2003, 2005)^[6, 7] 为了改进瑞典山区日雨量估算的精确性, 考虑了地形、海岸以及日风向风速对日雨量分布的影响, 采用 $4\text{km} \times 4\text{km}$ 的网格, 把内插值直接与对应点的观测值进行比较, 并通过水量平衡方程对长期平均面雨量的估算进行了验证。国内学者对面雨量的计算问题也做了大量的研究, 比较了不同的面雨量计算方法^[10-14], 并应用于我国主要江河流域^[15-18], 对降雨信息空间插值的不确定性进行了分析^[9]。

上述这些试验和方法或者基于研究区内极高的站点密度和观测, 并针对特定的地区而言; 或者适应于站点较多或地形平坦的地方。另外, 这些方法多从天气预报、水文角度出发, 主要针对的是每次降水事件, 或者是多年平均的面雨量, 而关于如何建立一个流域或地区面雨量的年际序列的研究还很少涉及。本文以 DEM (Digital Elevation Model) 为基础, 结合自然正交分解 (EOF)、多元回归等方法, 建立插值模型, 计算阿克苏河流域的年年面雨量序列, 研究它的变化趋势及其与地表径流的关系。

2 资料与方法

2.1 资料与流域概况

阿克苏河流域地形复杂, 流域地势自西北向东南倾斜, 流域内有阿特巴什山脉、汗腾格里峰 (海拔 6995 m) 和托木尔峰 (海拔 7435 m), 发育着现代冰川和永久积雪, 境内共有冰川 1298 条, 储水量约 $2154 \times 10^8 \text{ m}^3$, 成为阿克苏河两条源流的发源地^[20]。流域的水汽主要来源于西风环流, 降水主要集中在山区。流域降水和径流均有明显的季节分布特征, 主要集中在夏季 (6~8 月), 分别约占全年降水量的 60% 和全年径流量的 65% (图 1)。

流域内测站稀少, 而且分布很不均匀。为了尽可能的反映山区地形对气候要素分布的影响, 考虑到插值方程的稳定性, 本文采用了阿克苏河流域及其附近地区的 12 个气象站 (阿克苏、乌什、阿合奇、阿拉尔、拜城、柯坪、托云、乌恰、昭苏、特克斯以及吉尔吉斯斯坦的 TJAN-SAN、NARYN) 和 2 个水文站 (沙里桂兰克、协合拉) 的 1961~2000 年

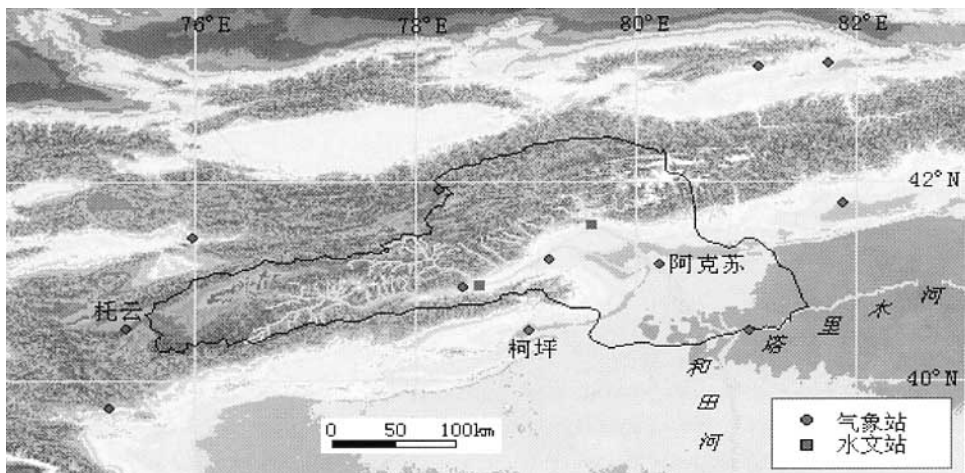


图 1 气象站、水文站的位置及计算区域

Fig. 1 Locations of the meteorological and hydrological stations in Aksu river basin

的年降水资料,其中 TJAN-SAN 和 NARYN 两站的资料有部分缺测,为了充分利用这两个山区站的降水数据,对其进行了插补处理。

采用的 DEM 数据为 GTOPO30 (global digital elevation model),其水平空间分辨率为 30",近似 $1 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ 的网格。根据水文部门绘制的流域图,并结合 DEM 确定出阿克苏河流域集水区的地理界限,其中包含了吉尔吉斯斯坦的一部分,由此计算出全流域集水区总面积约为 $5.9 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。

2.2 插值计算方法

用多年降水量的平均值与地理因子建立关系只能计算多年平均的面雨量,而无法计算出面雨量的时间序列。若用每年降水量与地理因子建立的关系去计算相应年份的面雨量,虽然可行,但需要建立的回归方程数量跟时间序列长度一样多,并且在实际应用中也会出现一些问题,显然是不实际的。

因此,根据阿克苏河流域降水的变化规律和特点,这里设计了一个新的计算方案:首先运用 EOF 对阿克苏河流域各站历年降水量矩阵 P (40×14) 进行分解:

$$P = (P_{ij}) = \begin{pmatrix} P_{11} & P_{12} & \cdots & P_{1n} \\ P_{21} & P_{22} & \cdots & P_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ P_{m1} & P_{m2} & \cdots & P_{mn} \end{pmatrix}, \quad i = 1, 2, \cdots, m; \quad j = 1, 2, \cdots, n$$

式中: $m = 40$ (年), $n = 14$ (站)。

由 $A_{jk} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m P_{ij} P_{ik}$ 可计算出它的相关矩阵 A

$$A = (A_{jk}) = \begin{pmatrix} A_{11} & A_{12} & \cdots & A_{1n} \\ A_{21} & A_{22} & \cdots & A_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ A_{n1} & A_{n2} & \cdots & A_{nn} \end{pmatrix}, \quad j, k = 1, 2, \cdots, n$$

这是一个实对称的、且一般是正定的 n 阶方阵,根据实对称正定方阵的性质,用 Jacobi 法求出它的 n 个正实数特征值 $\lambda_1, \lambda_2, \cdots, \lambda_n$ 以及相对应的、由 n 个列向量组成特征向量 (也称典型场),用矩阵 Z 表示:

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{11} & Z_{12} & \cdots & Z_{1n} \\ Z_{21} & Z_{22} & \cdots & Z_{2n} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ Z_{n1} & Z_{n2} & \cdots & Z_{nn} \end{pmatrix}$$

再通过 $T_{ji} = \sum_{k=1}^n P_{ik} Z_{jk}$ 求出与特征向量对应的时间函数 (也称时间系数) 矩阵 T :

$$T = \begin{pmatrix} T_{11} & T_{12} & \cdots & T_{1m} \\ T_{21} & T_{22} & \cdots & T_{2m} \\ \cdots & \cdots & \cdots & \cdots \\ T_{n1} & T_{n2} & \cdots & T_{nm} \end{pmatrix}$$

这样降水量资料矩阵 P 就被分解为 n 个空间函数和时间函数乘积的线性组合:

$P_{ij} = \sum_{k=1}^n T_{ki} Y_{kj}$ 。一般情况下,原始场的主要信息仅用前几个特征向量和时间系数就能得到充分的反映。

由此可知, 每个特征向量都由 n 个分量组成, 与 n 个站点相对应, 即每个分量对应一组经纬度和高度值。

首先, 分别建立前 H 个特征向量的各分量与经度、纬度及海拔高度的多元回归方程:

$$Z_k = b_k + a_{k0}x_0 + a_{k1}x_1 + a_{k2}x_2, \quad k = 1, 2, \dots, H \quad (1)$$

式中, Z_k 代表回归对象, 即指降水量场的第 k 个特征向量的分量值; x_0 、 x_1 、 x_2 分别为经度(度)、纬度(度)以及海拔高度(m); b_k 为第 k 个特征向量的回归方程常数项。

其次, 以 DEM 数据为基础, 采用梯度距离平方反比法 (GIDS) 作为差值公式^[21], 计算区域内每个网格点 l 的第 k 个特征向量值 Z_{kl} :

$$Z_{kl} = \left[\sum_{j=1}^n \frac{Z_{kj} + (X_l - X_j) \cdot a_{k0} + (Y_l - Y_j) \cdot a_{k1} + (E_l - E_j) \cdot a_{k2}}{d_j^2} \right] \left/ \left[\sum_{j=1}^n \frac{1}{d_j^2} \right] \right. \quad (2)$$

式中: X_l 、 X_j 分别为待估点 l 与气象站点 j 的 X 轴坐标值, Y_l 、 Y_j 为待估点 l 与气象站点 j 的 Y 轴坐标值, E_l 、 E_j 为待估点 l 与气象站点 j 的海拔高度; d_j 为待估点 l 与第 j 个气象站点的大圆距离; a_{k0} 、 a_{k1} 、 a_{k2} 分别是第 k 个特征向量的各分量与经度、纬度及海拔高度回归系数, 由 (1) 式求出。选定的参考点为 (72°E, 32°N), 以求出气象站点和各计算点的坐标值。

最后, 再利用公式 (3) 乘以相应的时间系数 T_{ki} , 并求和:

$$P_{il} = \sum_{k=1}^H T_{ki} Z_{kl}, \quad i = 1, 2, \dots, m; \quad l = 1, 2, \dots, s \quad (3)$$

式中, m 为序列长度, s 为计算区域内网格点总数。回归方程个数 H 远小于序列长度 m 。

由此得到第 i 年整个阿克苏河流域网格点 l 的年降水量值 P_{il} , 再乘以相应的面积 B_l , 得出该格点的面雨量, 然后再对所有格点的面雨量求和:

$$P_i = \sum_{l=1}^s (P_{il} \cdot B_l) \quad (4)$$

得出第 i 年阿克苏河流域的面雨量 P_i , 依次指定年份, 重复 (3)、(4) 式的计算, 即求出整个流域面雨量序列。

3 结果与分析

3.1 EOF 及回归方程

对阿克苏河流域时间长度为 40 年 (1961~2000 年)、空间站点数为 14 的年降水量场进行了 EOF 分解, 结果表明: 年降水量的第 1 特征向量即占总方差的 96.6%, 权重很大, 说明此种分布类型代表了该地区降水场变化的主要特征, 反映了大气候背景下的一致性; 第 2 特征向量占总方差的 1.4%, 即前 2 个特征向量的方差贡献就占总方差的 98.0%, 收敛速度很快, 浓缩了原始场的主要空间分布信息 (表 1)。由此可以看出, 前 2 个特征向量已完全能够代表原始场时空分布的主要特征。因此, 分别求出前 2 个特征向量与经度、纬度及海拔高度因子的回归方程, 其变量系数与 (1) 式对应, r 为复相关系数。对回归效果的计算分析表明, 在信度 $\alpha = 0.05$ 的情况下, 均通过 F 检验。

表 1 特征向量与地理因子的回归方程系数

Tab. 1 Regression equation coefficients between the characteristic vectors and geographic factors

特征向量	方差贡献%	b_k	$a_{k0}(10^{-5})$	$a_{k1}(10^{-5})$	$a_{k2}(10^{-4})$	r
第 1 特征向量	96.6	-0.7175862	0.0026	0.0737	0.83048	0.89
第 2 特征向量	1.4	1.993374	0.0001	-0.1648	-0.9736	0.74

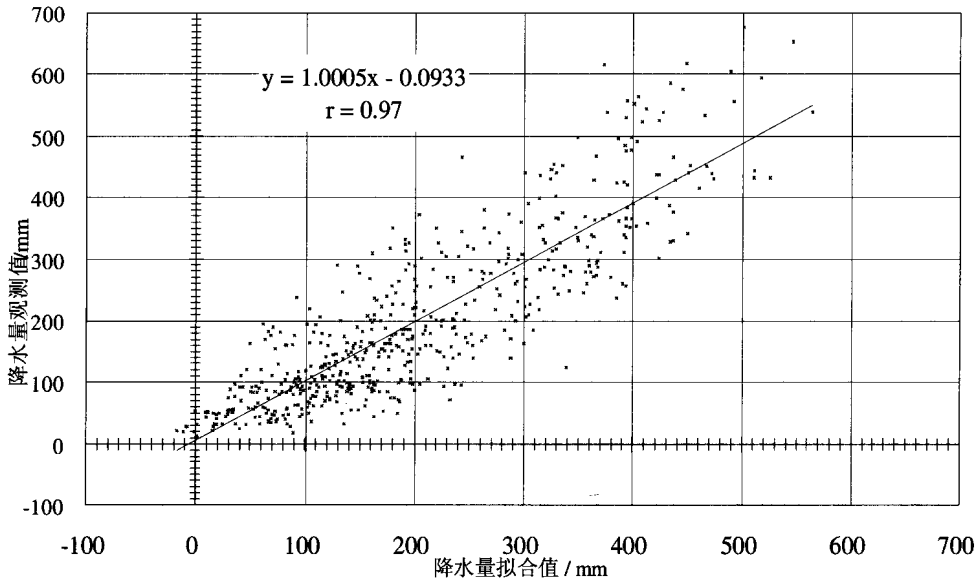


图 2 年降水量实际值与拟合算值的对比

Fig. 2 Comparison of the annual precipitation fit-observed in 1961-2000

3.2 拟合误差分析

为了检验拟合误差,对 14 (站)×40 (年)共 560 个样本的年降水量数据的拟合值与实测值分别进行对比,以散布图表示(图 2)。如果拟合值与实测值紧密地散布在一条斜率为 45° 的直线附近,则认为误差越小;反之,就越大。这从拟合的直线方程系数和相关系数的大小上也能得到准确的描述。计算结果表明,年降水量的拟合值与实测值散布的趋势为一条直线,其拟合的直线方程中自变量的系数为 1.0005,近似等于 1;常数项为 0.0933,接近于 0,拟合值与实测值的相关系数为 0.97。对 14 个站 40 年降水量来说,拟合误差则较大为 38.8%,这主要是由于干旱地区降水变率大,区域分布极不均匀,流域内站点过于稀少造成的。如阿拉尔站位于沙漠边缘,多年平均年降水量为 49.8 mm,在 14 个站中是最小的,年降水量最大为 91.9 mm (1998 年),最小仅为 11.9 mm (1975 年),相差 80.0 mm,变率很大,变差系数高达 0.47,个别年份的降水量拟合值出现负值,造成拟合误差过大。另一方面,建立回归方程和 EOF 时都会产生一部分误差。

3.3 面雨量的变化及其与径流的关系

运用 (1)、(2) 和 (3) 式进行计算,即得出阿克苏河流域各网格点的逐年降水量。

从计算出的阿克苏河流域年降水量的空间分布可以看出(图 3):降水基本上呈现纬向分布特征,降水量的大小与地形分布有着十分密切的关系。降水高值区位于阿特巴什山脉、汗腾格里峰和托木尔峰地区,降水量在 400 mm 以上;降水低值区位于流域南部的塔里木盆地边缘阿拉尔附近,降水量小于 50 mm。200 mm 以上的降水都集中在山区,山区降水是阿克苏河流域河水径流主要的补给来源之一。

面雨量和阿克苏河径流量(昆马力克河与托什干河径流量之和)年际序列变化表明(图 4),面雨量多年平均为 $174.88 \times 10^8 \text{ m}^3$,与文献^[1] $171.909 \times 10^8 \text{ m}^3$ 非常接近。径流量(平均值为 $76.05 \times 10^8 \text{ m}^3$)与面雨量平均之比 (R/P) 为 0.43,最高为 0.69 (1997 年),最低为 0.30 (1963 年)。面雨量和径流量的线性趋势变化率分别为 $5.79 \times 10^8 \text{ m}^3/10\text{a}$ 和 $4.29 \times 10^8 \text{ m}^3/10\text{a}$,两者均表现出增加趋势,但面雨量的增加速率要比径流量大一些,年际变化幅度也要大。面雨量的变差系数 C_v 值为 0.17,而径流量的 C_v 值为 0.13,其主要原因是冰雪融水的调节作用使得河水径流量的年际变化要稳定的多。另外,冰雪融水的滞后性也导

致面雨量与径流量之间的相关系数很低，仅为 0.15，但这并不意味着降低自然降水的作用，降水是冰川物质补充最根本的来源，是径流增加的物质基础。阿克苏河流域内的冰川面积为 3932.6 km²，冰雪融水量为 41.4×10⁸ m³，占昆马力克河和托什干河年径流量的比例分别为 74%和 29%，合计占到 58%^[1]。因此，

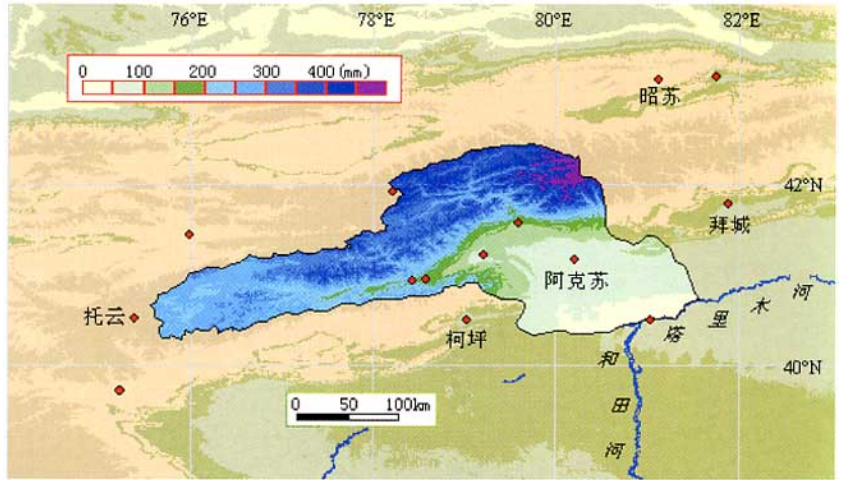


图 3 阿克苏河流域年降水量的分布 (1961-2000)

Fig. 3 Distribution of annual precipitation estimated in Aksu river basin in 1961-2000

夏季温度变化也是影响径流增加的重要因素之一。问题是虽然新疆气候总体上变暖明显，但是变暖主要表现在冬季，夏季并不明显^[3]。气象资料分析表明，阿克苏河流域山区温度不论夏季地面平均温度还是平均最高温度，都不存在明显的上升趋势。那么高空温度的变化怎样呢？0℃层高度是反映高空温度变化的一个重要指标。根据对阿克苏站 1987 年开始的实测探空资料分析，夏季 0℃层高度在 1987~2000 年有一个显著明显的上升趋势，倾向率为 97.5 m/10a，这会有助于增加冰雪消融的范围，形成更多的融水。另一方面，气温上升，也可能导致蒸发上升，从而影响融雪径流。根据与昆马力克河发源于同一源地的汗腾格里—托木尔山汇区的台兰河研究结果说明^[22]：1957~1986 年冰川物质平衡平均为 -213 mm/a；1987 年以后，1987~2000 年平均为 -447 mm/a。可见冰川融水量大大增加。

为了反映温度和降水量对径流量的影响，这里利用 1987~2000 年的流域面雨量和阿克苏站夏季 0℃层高度建立它们之间的回归方程：

$$R = -360.0326 + 0.0399P_a + 0.0971H_0 \tag{5}$$

式中： R 为年径流量 (10⁸ m³)； P_a 为流域面雨量 (10⁸ m³)； H_0 为阿克苏站夏季平均 0℃层高度 (m)。方程的相关系数为 0.76，通过了信度 0.05 的 F 检验。

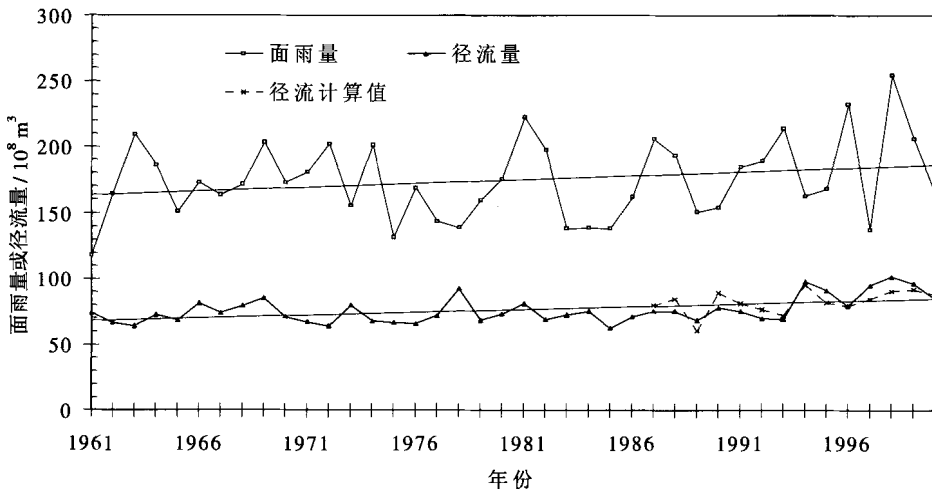


图 4 阿克苏河流域面雨量及阿克苏河径流量的变化

Fig. 4 Changes of the areal precipitation and runoff in Aksu river basin

由(5)式计算的径流量曲线比较好的模拟了实际年径流量的变化(图4)。说明面雨量和夏季 0°C 层高度是影响径流量的两个重要的气候因子。因此,20世纪80年代中期以来新疆气候的变化是有利于阿克苏河径流增加的。

4 结论

(1) 以DEM数据为基础,结合EOF、多元回归等方法,给出了一个面雨量序列的计算方法,为建立气候要素的区域平均序列提供了一个有效的解决方案。

(2) 推算了1961~2000年阿克苏流域平均年降水量的空间分布以及年面雨量序列,流域面雨量年平均为 $174.88 \times 10^8 \text{ m}^3$,径流量与面雨量之比平均为0.43,最高为0.69(1997年),最低为0.30(1963年)。

(3) 面雨量和径流量的线性趋势变化率分别为 $5.79 \times 10^8 \text{ m}^3/10\text{a}$ 和 $4.29 \times 10^8 \text{ m}^3/10\text{a}$,两者均表现出增加趋势,但面雨量的增加速率要比径流量大一些,年际变化幅度也要大,面雨量和径流量的变差系数 C_v 值分别为0.17和0.13。年径流量变化与 0°C 层高度、面雨量有着十分密切的关系,说明近20年来新疆气候的变化有利于阿克苏河径流的增加。

参考文献 (References)

- [1] Hu Ruji. Physical Geography of the Tianshan Mountains in China. Beijing: China Environmental Science Press, 2004. [胡汝骥. 中国天山自然地理. 北京: 中国环境科学出版社, 2004.]
- [2] Shi Yafeng, Shen Yongping, Hu Ruji. Preliminary study on signal, impact and foreground of climatic shift from warm-dry to warm-humid in Northwest China. Journal of Glaciology and Geocryology, 2002, 24(3): 219-226. [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. 冰川冻土, 2002, 24(3): 219-226.]
- [3] Yang Qing, Wei Wenshou. The climate change and the analysis on the trend in Xinjiang since recent 40 years. In: Proceedings of the Symposium on Climate Change and Ecological Environment. Beijing: China Meteorological Press, 2004. 202-209. [杨青, 魏文寿. 新疆现代气候变化特征及趋势分析. 见: 气候变化与生态环境研讨会论文集. 北京: 气象出版社, 2004. 202-209.]
- [4] Amani A, Lebel T. Relationship between point rainfall, average sampled rainfall and ground truth at the event scale in the Sahel. Stochastic Hydrology and Hydraulics, 1998, 12:141-154.
- [5] Hewitson B C, Crane R G. Gridded area-averaged daily precipitation via conditional interpolation. Journal of Climate, 2005, 18(1): 41-57.
- [6] Johansson B, Chen D. The influence of wind and topography on precipitation distribution in Sweden: statistical analysis and modeling. International Journal of Climatology, 2003, 23: 1523-1535.
- [7] Johansson B, Chen D. Estimation of areal precipitation for runoff modelling using wind data: a case study in Sweden. Climate Research, 2005, 29(7): 53-61.
- [8] Wang D H, Michael B Smith. Statistical comparison of mean areal precipitation estimates from Wsr-88d, Operational and Historical Gage Networks, Presented at 15th Conference on Hydrology, AMS, January 9-14, 2000, Long Beach, CA.
- [9] Narayan Pokhrel. Study of areal precipitation distribution pattern in the Chepe Catchment, Nepal. International Conference on Hydrology: Science & Practice for the 21st Century 12-16 July 2004, London.
- [10] Fang Ci'an, Pan Zhixiang. Comparison of calculation of methods river valley area rainfall. Meteorological Monthly, 2003, 29(7): 23-26. [方慈安, 潘志祥. 几种流域面雨量计算方法的比较. 气象, 2003, 29(7): 23-26.]
- [11] Yang Yang, Fang Qinsheng. Area precipitation analysis in geographical information system (ILWIS). Hydrology, 1997, (6): 24-27. [扬扬, 方勤生. 利用地理信息系统软件计算面雨量. 水文, 1997, (6): 24-27.]
- [12] Li Fei, Tian Wanshun. Algorithms of area rainfall. Meteorology Journal of Henan, 2003, (3): 20-21. [李飞, 田万顺. 流域面雨量的计算方法. 河南气象, 2003, (3): 20-21.]
- [13] Li Jiantong, Zhang Peichang. Optimum interpolation method used for measuring regional precipitation with weather radar. Journal of Oceanography in Taiwan Strait, 1996, 15(3): 255-259. [李建通, 张陪昌. 最优插值法用于天气雷达测定区域降水量. 台湾海峡, 1996, 15(3): 255-259.]
- [14] Zhang Lianqiang, Zhao Youzhong, Ouyang Zongji et al. Studies on local distribution of precipitation in mountainous areas calculated with geographic factors. Chinese Journal of Agrometeorology, 1996, 17(2): 6-10. [张连强, 赵有中, 欧阳宗继等. 运用地理因子推算山区局地降水量的研究. 中国农业气象, 1996, 17(2): 6-10.]

- [15] Xu Jing, Lin Jian. Calculating method of area rainfall over seven river valleys and its application. *Meteorological Monthly*, 2001, 27(11): 13-16. [徐晶, 林建. 七大江河流域面雨量计算方法及应用. *气象*, 2001, 27(11): 13-16.]
- [16] Zhou Xiaolan, Zhang Liping, Wang Renqiao et al. Application of optimum correction method to forecasting of heavy area rainfall over the upper reaches of Changjiang River. *Meteorological Monthly*, 2003, 29(3): 31-33. [周筱兰, 张礼平, 王仁乔等. 应用最优化订正法制作长江上游面雨量预报. *气象*, 2003, 29(3): 31-33.]
- [17] Bi Baogui, Xu Jing. Method of area rainfall calculation and its application to Haihe valley. *Meteorological Monthly*, 2003, 29(8): 39-42. [毕宝贵, 徐晶. 面雨量计算方法及其在海河流域的应用. *气象*, 2003, 29(8): 39-42.]
- [18] Qin Chengping, Ju Zhigang. Calculating method of area rainfall over Qingjiang and Changjiang valleys and its application. *Journal of Hubei Meteorology*, 1999, (4): 16-18. [秦承平, 居志刚. 清江和长江干支流域面雨量计算方法及其应用. *湖北气象*, 1999, (4): 16-18.]
- [19] Zhu Huiyi, Jia Shaofeng. Uncertainty in the spatial interpolation of rainfall data. *Progress in Geography*, 2004, 23(2): 34-42. [朱会义, 贾绍凤. 降雨信息空间插值的不确定性分析. *地理科学进展*, 2004, 23(2): 34-42.]
- [20] Jiang Yan, Zhou Chenghu. Analysis on the characteristics of runoff time series in Akesu Basin. *Progress in Geography*, 2005, 24(1): 87-96. [蒋艳, 周成虎. 新疆阿克苏河流域年径流时序特征分析. *地理科学进展*, 2005, 24(1): 87-96.]
- [21] Lin Zhonghui, Mo Xingguo, Li Hongxuan et al. Comparison of three spatial interpolation methods for climate variable in China. *Acta Geographica Sinica*, 2002, 57(1): 47-56. [林忠辉, 莫兴国, 李宏轩等. 中国陆地区域气象要素的空间插值. *地理学报*, 2002, 57(1): 47-56.]
- [22] Shen Yongping, Liu Shiyin. Glacier mass balance change in Tailanhe River watersheds on the south slope of the Tianshan Mountains and its impact on water resources. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, 25(2): 124-129. [沈永平, 刘时银. 天山南坡台兰河流域冰川物质及其对径流的影响. *冰川冻土*, 2003, 25(2): 124-129.]

Estimation of Areal Precipitation Series and Its Relation to Runoff in Aksu River Basin

YANG Qing¹, SUN Churong², SHI Yuguang³, MAO Weiyi³, LI Yang¹

(1. *Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi 830002, China;*

2. *National Climate Center, China Meteorological Administration, Beijing 100081, China;*

3. *Xinjiang Meteorological Bureau, Urumqi 830002, China)*

Abstract: Based on Digital Elevation Model with a spatial resolution of 1 km×1 km, the data of annual precipitation obtained from 12 meteorological and 2 hydrological stations (1961-2000) in the Aksu river catchment was filtered using Empirical Orthogonal Function (EOF). Through regression analysis, an interpolation model between the main characteristic vectors of EOF and geographical parameters was established. The annual areal precipitation was calculated from this model, and it is proved to be an efficient scheme to establish areal mean series of climate element. As a result, the annual areal precipitation and its spatial distribution are calculated on the grids that covered the basin. Point estimates were verified against meteorological or hydrological station data. The ratio (R/P) of the runoff of the Aksu river and calculated areal precipitation is 0.43 on average, the maximum is 0.69 (1997) and the minimum 0.30 (1963). The rates of changing trends of calculated areal precipitation and the observed runoff of Aksu river were $5.79 \times 10^8 \text{ m}^3/10\text{a}$ and $4.29 \times 10^8 \text{ m}^3/10\text{a}$ respectively, and both of them presented an increasing trend. The annual changing trend and extent of the areal precipitation are higher than those of the runoff. Both of their coefficients of variation (C_v) are 0.17 and 0.13, respectively. There is a close relationship between the annual runoff and annual areal precipitation and 0°C level height in summer. So the climate change after the 1990s in Xinjiang was the main cause for stable runoff increase in the Aksu river basin.

Key words: areal precipitation; runoff; climate change; Aksu river basin