

基于 MODIS 遥感数据计算无定河流域日蒸散

何 玲^{1,2}, 莫兴国^{2*}, 汪志农¹

(1. 西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 杨凌 712100; 2. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘 要: 为研究无定河流域日蒸散分布规律, 应用遥感数据、农业气象站测量数据及 Nishida 模型等对该流域日蒸散进行了模拟。首先用 2001~2002 年晴天中国科学院禹城生态试验站 Lysimeter 测量日蒸散验证模型, 模拟与测量的日蒸散相关系数达到 0.61。随后, 用该模型计算了无定河流域日蒸散, 发现无定河流域日蒸散存在较为明显的空间分布规律: 2001~2003 年连续 3 年的 8 月份日蒸散都表现为东北部蒸散明显小于西南部, 这是因为东北部基本是荒漠而东南部多是农田, 且 8 月份日蒸散基本在 2~5 mm 之间变化; 从 2001 年 8 月份第 222 d 日蒸散空间分布看, 无定河主干道两边蒸散显著高于其他位置, 这是由于 8 月份无定河流域为多雨季节, 河谷土壤水分较高的缘故; 从 2002 年内变化来看, 不同的土地利用/覆被类型日平均蒸散差别不显著。

关键词: 蒸散; 蒸发比; MODIS 遥感数据; 无定河流域

中图分类号: S127; TP274

文献标识码: A

文章编号: 1002-6819(2007)5-0144-06

何 玲, 莫兴国, 汪志农. 基于 MODIS 遥感数据计算无定河流域日蒸散[J]. 农业工程学报, 2007, 23(5): 144-149.

He Ling, Mo Xingguo, Wang Zhinong. Estimating daily evapotranspiration in Wuding River Basin based on MODIS remote sensing data[J]. Transactions of the CSAE, 2007, 23(5): 144-149. (in Chinese with English abstract)

0 引 言

无定河流域地处黄土高原, 近年来水土流失日益严重, 为保持水土, 改善生态环境亟需进行流域水循环研究, 而蒸散又是水循环中一个主要环节。因此, 开展无定河流域日蒸散研究具有重大的科学意义和实用价值。

传统日蒸散研究受基础资料数据所限, 主要侧重于田间尺度, 难以在区域尺度上展开。而遥感技术的兴起则提供了丰富的地表特征空间分布信息, 这为区域蒸散研究奠定了坚实的基础数据。基于遥感数据计算日蒸散经历了一个从简单到复杂的过程, 早期主要应用遥感数据于半经验模型, 到后来将遥感数据耦合到 SEBAL、S-SEBI 及 SVAT 等模型中^[1-4]。

蒸发比(EF)是指蒸散量与地表净辐射通量与土壤热通量之差的比值, 其可用来分解地表能量, 计算蒸散量。Shuttleworth^[6]等通过大量田间试验发现在碧空无云的白天较稳定, 也就是在晴天时, 从日出到日落这段时间内, EF 可以看作一个定值。这一结果为遥感信息估算日蒸散开创了一种新方法。Cargot^[3]通过大量田间

试验, 进一步探究了在晴朗的白天, 影响 EF 的主要因素如辐射、热、比湿等变化不大, 从而有效地保证了 EF 的稳定性。鉴于 EF 对蒸散研究作用重大, Nishida^[7]通过严格理论推导, 发展了一种蒸发比算法, 使 EF 计算理论基础更强。国内遥感数据多是融入到单层模型或双源模型中计算日蒸散。多数学者^[8,9]通过计算出卫星过境时蒸发比值, 得到瞬时蒸散量, 然后将瞬时蒸散按正弦或其它规律等规律扩展到日尺度上。这种扩展是不全面的, 没有考虑其它因素如气温、风速、气压、高程、土壤含水率等影响。本文假定蒸发比是恒定的, 在 Nishida 基础上对基于蒸发比法遥感反演蒸散的计算模型进行了改进, 并用 Lysimeter 测量的日蒸散数据来验证模型模拟的结果。

1 模型介绍

蒸散大小与太阳辐射、气温、湿度、气压、风速、土壤水分等因素有关, 本模型在 Nishida^[7]研究基础上, 进行了修改和完善, 并将上述气象要素作为模型驱动因子, 同时结合遥感数据模拟日蒸散。陆地下垫面不均匀性直接影响蒸散, 陈云浩^[8]认为, 陆地下垫面主要为裸土和植被混合面, 通过覆盖度(f_{veg})可将任意一种情况下的陆地表面分解为两种极端情况: 地表完全裸露部分和地表完全覆盖部分。针对这两种不同情况, 分别建立裸土蒸发比子模块和植被蒸发比子模块, 再结合地表可利用能量(显热和潜热项之和)子模块, 一起构成地表日蒸散模型, 流程图如图 1。

收稿日期: 2006-01-25 修订日期: 2006-05-20

基金项目: 国家自然科学基金项目(90211007); 中国科学院地理科学与资源所创新项目(CX10G-A04-12)

作者简介: 何 玲(1979-), 女, 安徽安庆人, 主要从事环境变化与定量遥感应用研究。杨凌 西北农林科技大学水利与建筑工程学院, 712100。Email: helingyl@sohu.com

*通讯作者: 莫兴国, 北京 中国科学院地理科学与资源研究所, 100101。Email: moxg@igsrr.ac.cn

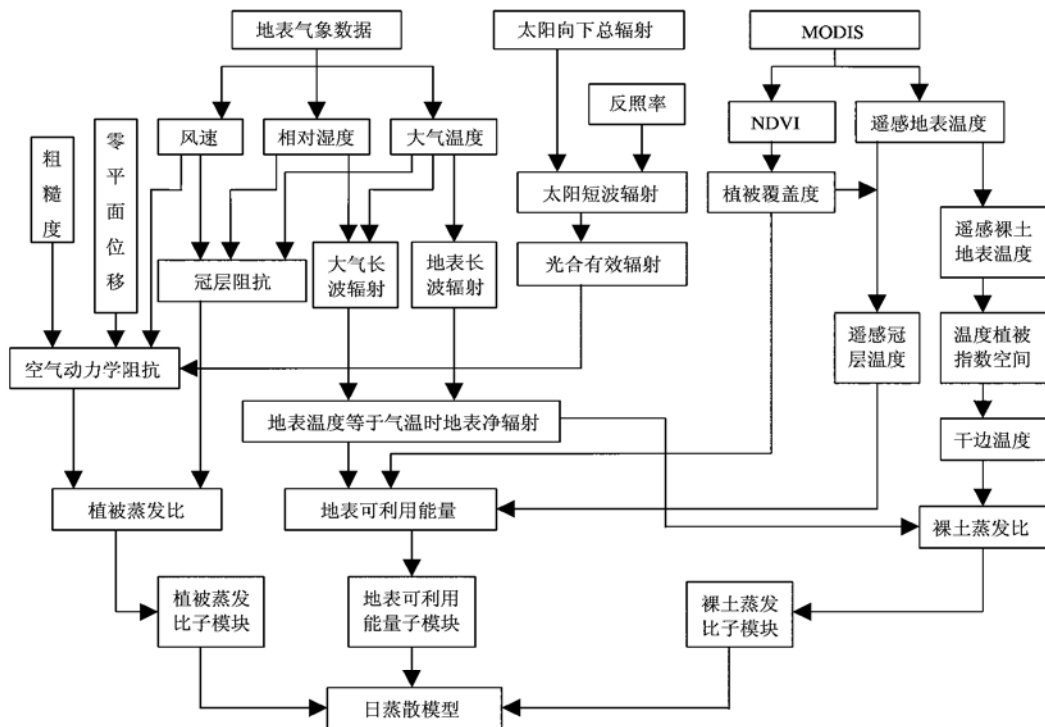


图1 日蒸散模型流程图

Fig. 1 Flowchart of daily evapotranspiration model

1.1 日蒸散 (ET)

日蒸散表示为:

$$ET = EF \times Q_d \quad (1)$$

式中 Q_d ——研究象元一天中获得的可利用能量, W/m^2 ; EF ——象元蒸发比。

在本模型中,假设象元元素由裸土和植被两部分构成,首先分别计算出裸土蒸发比(EF_s)和植被蒸发比(EF_{veg}),然后结合 f_{veg} ,计算出卫星过境时象元蒸发比,表示如下:

$$EF = f_{veg} \times \frac{Q_{veg}}{Q} EF_{veg} + (1 - f_{veg}) \frac{Q_{soil}}{Q} EF_s \quad (2)$$

式中 Q_{soil} ——裸土可利用能量, W/m^2 ; Q_{veg} ——冠层的可利用能量, W/m^2 ; Q ——象元总的可利用能量。

1.2 地表可利用能量

地表可利用能量既可表示为地表潜热通量(ET)和显热通量(H)之和,又可表示为地表净辐射通量(R_n)与土壤热通量(G)之差。

$$Q = H + ET = R_n - G \quad (3)$$

土壤热通量是指因传导而存储于土壤内部的能量,与地表净辐射之间呈线性关系^[10]

$$G = c_g R_n \quad (4)$$

式中 R_n ——地表净辐射。根据地表能量平衡方程和双源模型,可将该子模块中所包括3种地表可利用能量

(Q_{soil} 、 Q_{veg} 和 Q),分别表示如下

$$Q_{soil} = (1 - c_g) R_{ns} \quad (5)$$

$$Q_{veg} = (1 - c_g) R_{nc} \quad (6)$$

$$Q = f_{veg} \times Q_{veg} + (1 - f_{veg}) \times Q_{soil} \quad (7)$$

式中 R_{ns} ——裸土表面净辐射, W/m^2 ; R_{nc} ——冠层表面净辐射, W/m^2 。

假设当地表温度等于大气温度时,相应的地表净辐射可表示如下

$$R_{n0} = R_{ns}(1 - \alpha) + R_{ld} - \epsilon \sigma (T_a + 273)^4 \quad (8)$$

式中 R_{ns} ——太阳瞬时短波辐射通量, W/m^2 ; R_{ld} ——大气向下的长波辐射通量, W/m^2 ; α ——地表反照率; ϵ ——地表发射率; σ ——斯蒂芬-赫尔兹曼常数; T_a ——大气温度, $^{\circ}C$ 。

1.3 裸土蒸发比(EF_s)

裸土蒸发比可表示为

$$EF_s = \frac{(1 - c_g) R_{n0}}{Q_{soil}} (T_{soilx} - T_{soil}) / (T_{soilx} - T_a) \quad (9)$$

式中 T_{soilx} ——干边温度, $^{\circ}C$,其余参数意义如上所述。 T_{soilx} 由温度-植被指数法目测确定。

根据植被覆盖度可将遥感地表温度分解为裸土地表温度和植被地表温度,可用下式说明

$$T_{soil} = T_{veg} + (T_{sr} - T_{veg}) / (1 - f_{veg}) \quad (10)$$

式中 T_{sr} ——遥感地表温度, $^{\circ}C$ 。 T_{veg} 可根据冠层地表

能量平衡方程和空气动力学阻抗方程以及植被冠层阻抗方程等迭代求出^[11]。

1.4 植被蒸发比(EF_{veg})

Nishida^[7]经过严格地推导,得到植被蒸发比如下

$$EF_{veg} = \frac{v\Delta}{\Delta + \gamma(1 + r_c/2r_a)} \quad (11)$$

式中 v ——常数, $v = 1.26$; Δ ——饱和水汽压与温度曲线斜率; r ——干湿表常数; r_c ——冠层阻抗; r_a ——空气动力学阻抗。

2 参数的求取

2.1 植被覆盖度

MODIS 有 36 个波段(0.405~14.385 μm),组合可见光通道和近红外光谱通道遥感信息可以较好地反演植被指数 $NDVI$,依据 $NDVI$ 即可反演地表植被覆盖情况。

$$f_{veg} = \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \quad (12)$$

式中 $NDVI_{max}$ 和 $NDVI_{min}$ ——最大植被指数和最小植被指数。

2.3 阻抗

空气动力学阻抗

$$r_a = \log\left(\frac{h_c - dpl}{z_{0m}}\right) \log\left(\frac{h_c - dpl}{z_{0h}}\right) / 0.4^2 u_a \quad (13)$$

式中 h_c ——冠层高度, m ; dpl ——零平面位移, m ; z_{0m} ——动量粗糙度($= 0.123h_c, \text{m}$); z_{0h} ——热量粗糙度($= 0.1z_{0m}, \text{m}$); u_a ——参考高度处风速, m/s 。

冠层阻抗(r_c) 计算

$$1/r_c = f_1(PAR) \cdot f_2(VPD) \cdot f_3(T_a) \cdot f_4(\theta) \cdot f_5(\text{CO}_2)/r_{cmin} + 1/r_{cuticle} \quad (14)$$

式中 PAR ——光合有效辐射, $\mu\text{mol}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$; VPD ——饱和水汽压差, hPa ; T_a ——气温, $^{\circ}\text{C}$; θ ——土壤水分; CO_2 ——二氧化碳浓度, $\mu\text{L/L}$; r_{cmin} ——最小阻力($= 33 \text{ s/m}$); $r_{cuticle}$ ——冠层表面对散射辐射的最小阻力, ($= 1000 \text{ s/m}$)。 f_1, f_2, f_3, f_4 含义见 Mo ^[12], 土壤水分由 VIP 模型^[13] 计算。

3 资料处理及研究区域概况

3.1 数据准备及预处理

试验数据包括遥感数据、GIS 数据库及气象数据。遥感数据: 遥感地表温度(MOD11)、 $NDVI$ (MOD13) 及

地表反照率(MOD43); GIS 数据库: 土地利用、土壤质地及 DEM; 气象资料: 逐日气温、气压、风速、相对湿度以及日照时数。遥感数据由 NASA 官方网站提供, 空间分辨率 1 km; 土地利用来自中科院遥感应用研究所 1:10 万 TM 影像图; 土壤质地可通过数字化并编辑 1:1400 万《中国土壤质地图》; DEM 下载于 USGS 率的 GTOPO 30'地形图; 中国气象局提供的研究区 25 个基本气象站 2001~2003 年逐日气象资料, 用拉格朗日插值法和距离平方反比法进行时空尺度扩展。

遥感数据及 GIS 数据需经过严格的几何校正、配准及投影变换处理。 $NDVI$ 由每 16 天最大值合成处理得到, 反照率则是将 MOD43 提供的窄波段反照率宽波段化^[14], 以满足实际需求。

3.2 站点及流域介绍

首先将模型在站点上进行模拟、验证, 然后应用到流域上。中国科学院禹城综合试验站地处黄淮海平原中部($116^{\circ}57'E, 36^{\circ}57'N$), 海拔 12 m, 一年两茬, 分别为冬小麦和春玉米。所在地区属暖温带半湿润季风气候区, 多年平均气温 13.1°C , 降雨量 582 mm。

无定河流域地跨 $37^{\circ}14'N \sim 39^{\circ}35'N, 108^{\circ}18'E \sim 111^{\circ}45'E$, 干流全长 491 km, 流域总面积 30260 km^2 , 位于黄河中游地区。该流域属于温带大陆性干旱半干旱气候类型。地形地貌主要为风沙草滩、河源涧地、黄土丘陵, 在自然环境和土地利用方面具有明显的过渡性。

4 结果分析

4.1 禹城站模拟验证

蒸发比直接影响地表能量再分配, 进而决定蒸散量大小。图 2 为禹城站 2001~2002 年两年晴天蒸散量变化过程, 从该图看出日蒸散大小变化规律与蒸发比大小变化规律是一致的, 蒸发比越大, 日蒸散量越大。从横坐标来看, 在开始几个点、第 302 天到 322 天这段区间以及第 275 天之后, 小麦处于越冬期, 地表覆盖度较低, 而晴天太阳辐射较强, 遥感地表温度偏大, 使得模型模拟的裸土蒸发比偏大, 结果导致蒸发比偏大。

图 3 为 Laysimeter 测量日蒸散与模拟日蒸散相关图。测量值由中国生态系统研究网络中心(CERN)提供。从该图看出: 当日蒸散量较小时, 模拟值接近实测值, 但当蒸散量超过 4 mm 时, 模拟偏离实测值较大, 这可能是由于前一天土壤含水率预测偏大造成模拟蒸散偏高。

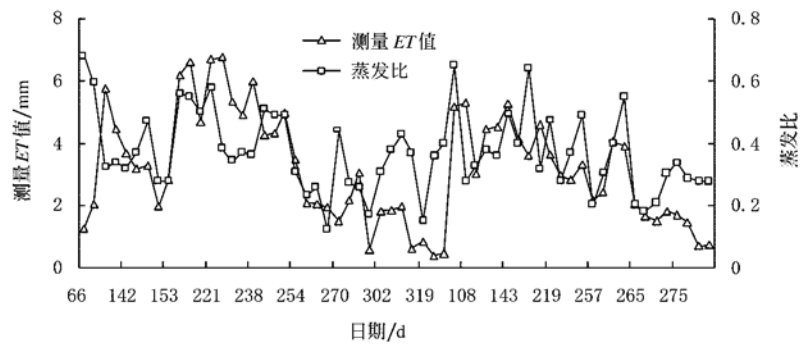
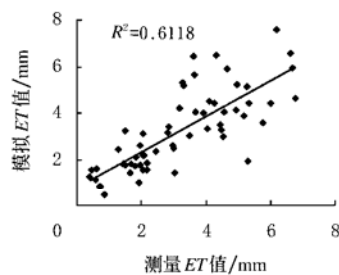
图2 Lysimeter 测量 ET 值与蒸发比 EF 日过程线Fig. 2 Daily process curves of ET values and evaporation ratio of EF measured by Lysimeter

图3 测量日蒸散与模拟日蒸散

Fig. 3 Measured and simulated daily evapotranspirations

灌木及草地) 2001 年日蒸散量区域平均值。总的来说, 不同土地利用日蒸散量相差很小, 5 月初到 8 月底, 农田作物处于生长季, 植被蒸腾对蒸散贡献较大, 农田蒸散稍大于其它植被类型。

图 5 为 2001 年第 222 d、2002 年第 236 d 及 2003 年第 229 d 日蒸散空间分布图, 该三日蒸散都呈现出东北蒸散小于西南, 无定河流域东北部以荒漠为主, 而在西南则主要是农田和林地, 在 8 月份, 农田和林地长势较好, 蒸腾旺盛, 其对蒸散贡献较大。

无定河流域 6 月、7 月和 8 月为多雨季节, 河道来水丰富, 河道两侧植被水分供给较流域其它/地方充足, 植被蒸腾量较大, 2001 年第 222 d 空间分布数据证实了这一结论。

4.2 无定河流域模拟

图 4 为无定河流域 4 种不同植被类型(农田、林地、

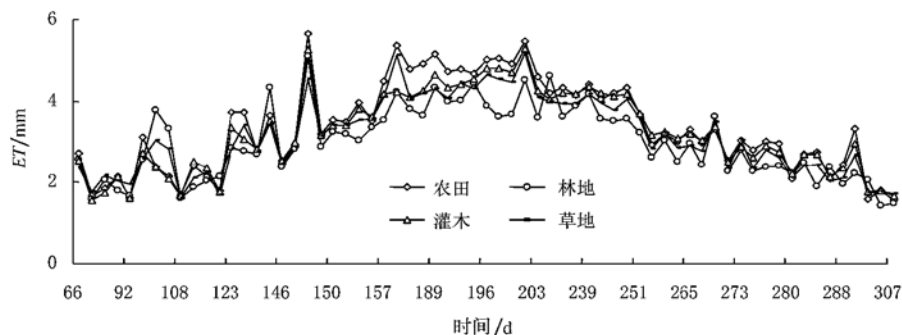


图4 2002 年不同植被日均蒸散

Fig. 4 Daily average evapotranspiration of four different types of vegetation coverage in 2002

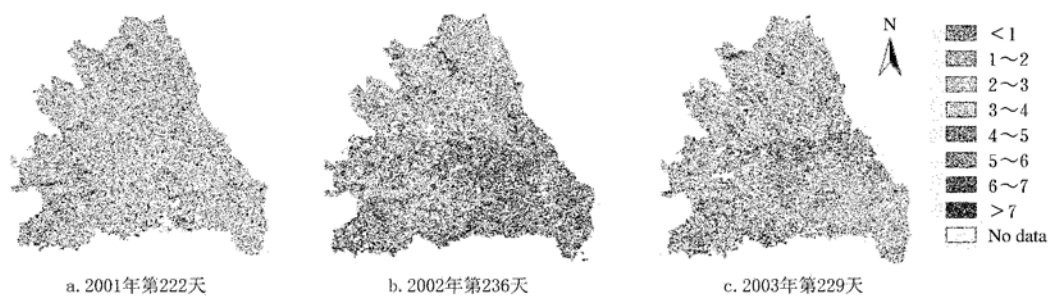


图5 2001~ 2003 年 8 月份无定河日蒸散空间分布图(单位:mm)

Fig. 5 Spatial distribution of daily evapotranspiration in Wuding River Basin in August of the three years from 2001 to 2003

对以上分析 2001 年第 222 d、2002 年第 236 d 及 2003 年第 229 d 研究区域所有象元日蒸散做频率统计, 结果如图 6 所示。日蒸散量介于 2~ 5 mm 之间, 以 4~

5 mm 为主。由于 8 月份无定河流域植被生长旺盛, 太阳辐射较强, 日蒸散较大, 这个结果合乎实际情况。

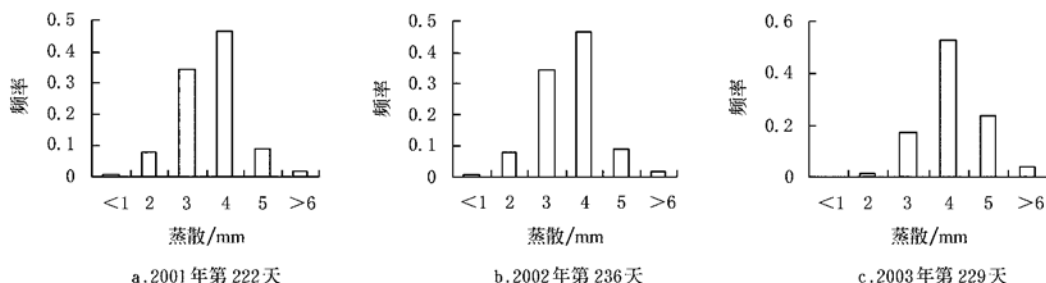


图 6 2001~ 2003 年各年 8 月某天日蒸散频率分布图

Fig. 6 Frequency distribution of daily evapotranspiration on the 222nd, 236th and 229th of August from 2001 to 2003 respectively

5 结 论

本文基于遥感蒸散模型, 讨论了其参数和日蒸散的确定方法。并将模型用禹城站观测数据进行验证, 相关系数达到 0.6 以上。随后将模型应用到无定河流域上, 从无定河流域蒸散量空间分布情况来看, 西南部蒸散大于东北部; 无定河主干道两侧蒸散量较大; 此外, 流域不同植被类型日均蒸散量相差较小。

[参 考 文 献]

- [1] Zhang L, Lemeur R. Evaluation of daily evapotranspiration estimates from instantaneous measurements [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1995, 139: 139– 154.
- [2] Bastiaanssen W G M. SEBAL-based sensible and latent heat fluxes in the irrigated Gediz Basin, Turkey [J]. *Journal of Hydrology*, 1999, 229: 87– 100.
- [3] Crago R D. Conservation and variability of the evaporative fraction during daytime [J]. *Journal of Hydrology*, 1996, 180: 173– 194.
- [4] Gómez M, Oliso A. Retrieval of evapotranspiration over the Alpillers/ReSeDA experimental site using airborne POLADER sensor and a thermal camera [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2005, 96: 399– 408.
- [5] Sobrino J A, Gómez M. A simple algorithm to estimate evapotranspiration from DAIS data: Application to the DAISEX campaigns [J]. *Journal of Hydrology*, 2005, 315: 117– 125.
- [6] Shuttleworth W J, Gurney R J. FIFE: the variation in energy partition at surface flux sites [Z]. *IAHS Publishing*, 1989, 186: 67– 74.
- [7] Nishida K, Nemani R R. An operational remote sensing algorithm of land surface evaporation [J]. *Journal of Geophysical Research*, 2003, 108: 1– 14.
- [8] 陈云浩, 李晓兵. 非均匀陆面条件下区域蒸散量计算的遥感模型 [J]. *气象学报*, 2002, 60(4): 508– 512.
- [9] 詹志明. 陇西黄土高原陆面蒸散的遥感研究 [J]. *地理与地理信息科学*, 2004, 20(1): 16– 19.
- [10] Idso S B, Aase J K. Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water content variations [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 1975, 9: 113– 122.
- [11] Anderson M C, Norman J M. A two-source time-integrated model for estimating surface fluxes using thermal infrared remote sensing [J]. *Remote Sensing of Environment*, 1997, 45(3): 195– 216.
- [12] Mo X G, Liu S X. Simulating temporal and spatial variation of evapotranspiration over lushui basin [J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 285: 125– 142.
- [13] 莫兴国, 刘苏峡, 林忠辉, 等. 无定河流域水量平衡模拟 [J]. *地理学报*, 2004, 59(3): 341– 348.
- [14] Liang S L. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 76: 213– 238.

Estimating daily evapotranspiration in Wuding River Basin based on MODIS remote sensing data

He Ling^{1,2}, Mo Xingguo^{2*}, Wang Zhinong¹

(1. College of Water Conservancy and Architectural Engineering, Northwest Agriculture and Forestry University,
Yangling 712100, China;

2. Institute of Geographic Science and Natural Resource Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

Abstract: The daily evapotranspiration in Wuding River Basin was simulated based on the Nishida's model with the remote sensing data. First, this model was used at Yucheng Ecological Experiment Station, Chinese Academy of Sciences on sunshine days from 2001 to 2002 to calculate the single point daily evapotranspiration, and the simulated results were compared with the observations from lysimeter. It is shown that the correlation coefficient between the simulated data and the observations is 0.61. The model was used to simulate the daily evapotranspiration in Wuding River Basin and the result shows that there exists obvious spatial variation of evapotranspiration where the daily evapotranspiration values in the northeast are less than that in the southwest evidently in August of three years from 2001 to 2003. As is well known, there are a lot of desert in the northeast and plenty of farmlands in the southwest. From the spatial distribution on the 222nd day of 2001, it can be found that the evapotranspiration along the valley of the Wuding River is higher than other parts, due to the relative abundance of soil moisture. In addition, the differences of the average daily evapotranspiration of different land use/coverage types are not significant.

Key words: evapotranspiration; evaporation fraction; MODIS remote sensing data; Wuding River Basin