

应用遥感方法估算皇甫川流域蒸散(发)量

于红博^{1,2,3}, 杨 劼^{1,2}, 包铁军^{1,2}

(1. 内蒙古草地生态重点实验室 省部共建国家重点实验室培育基地, 内蒙古 呼和浩特 010021;
2. 内蒙古大学, 内蒙古 呼和浩特 010021; 3. 内蒙古师范大学, 内蒙古 呼和浩特 010022)

摘 要: 在利用 TM 资料求取皇甫川流域地表特征参数和地表能量平衡各参量的基础上, 反演出该流域的瞬时蒸散量, 经过尺度转换, 得到日蒸散量。在该估算方法中, 将水体当作裸地进行处理, 但水体和土壤的性质差别很大, 用 Penman 公式对水体蒸发进行了单独估算, 整合到流域日蒸散量中, 以提高精度。分析结果表明, 用该方法反演的日蒸散量与地表状况比较吻合, 经过检验, 反演的地表温度相对误差为 0.58%, 反演的日蒸散量平均相对误差为 11.75%, 都在误差允许范围之内。

关键词: 皇甫川流域; Landsat 5 TM; 蒸散(发); 遥感

文献标识码: B 文章编号: 1000-288X(2008)01-0102-04

中图分类号: S161.4, S127

Estimation of Evapotranspiration over Huangfuchuan Watershed Using Remote Sensing

YU Hong-bo^{1, 2, 3}, YANG Jie^{1, 2}, Bao Tie-jun^{1, 2}

(1. The Key Lab of Inner Mongolia Grassland, The Province—Ministry Co-constructing

Training Base of National Key Lab, Hohhot, Inner Mongolia 010021, China; 2. Inner Mongolia University,

Hohhot, Inner Mongolia 010021, China; 3. Inner Mongolia Normal University, Hohhot, Inner Mongolia 010022, China)

Abstract: Instantaneous evapotranspiration in Huangfuchuan watershed is retrieved based on the estimation of land surface characteristic parameters and fluxes using Landsat 5 TM. Daily evapotranspiration is found by scaling. Water body is dealt with as bare land. The characteristics between water body and soil are very distinct, so Penman model is used to calculate water evaporation and the calculated result is merged into daily evapotranspiration. Results show that daily evapotranspiration retrieved is accord with the status of land surface. The relative error of surface temperature retrieved is 0.58% and the relative error of daily evapotranspiration retrieved is 11.75%, which are both permitted.

Keywords: Huangfuchuan watershed; Landsat 5 TM; evapotranspiration; remote sensing

蒸散(发)发生于土壤—植被—大气系统内, 是一个发生在相当复杂体系内的连续过程^[1]。清楚地认识蒸散(发), 对了解大范围内能量平衡和水分循环具有重要意义^[2]。几乎所有有关农业、林业和水资源问题的研究, 都离不开陆面蒸散、水面蒸发的计算与分析。因此, 对于蒸散(发)的研究及估算问题越来越得到人们的重视。

国际上对蒸散(发)的研究已有 200 a 余的历史。目前, 对于蒸散耗水量的测定、估算方法较常见的有植物生理学法、微气象学法、遥感方法以及 SPAC 综

合模拟法。特别是近 20 a 来, 运用遥感技术估算区域蒸散量的研究得到了广泛的应用^[3-6]。本文运用 Landsat 5 TM 影像资料结合常规气象数据对皇甫川流域蒸散(发)进行了反演, 并运用 Penman 公式对水体蒸发进行单独估算, 再整合到流域日蒸散量中, 以提高精度。

1 研究区自然概况及资料选取

1.1 研究区自然概况

皇甫川流域是黄河中游的一级支流, 发源于鄂尔

收稿日期: 2007-08-29 修回日期: 2007-10-25

资助项目: 内蒙古自然科学基金重大项目(NO. 200408020501); 教育部“新世纪优秀人才支持计划”(NCET-04-0260); 内蒙古自然科学基金资助项目(200711020505); 内蒙古师范大学青年资助项目(QN005015)

作者简介: 于红博(1977—), 女(满族), 内蒙古呼和浩特市人, 在读博士生, 主要从事生态建模与遥感图像处理方面的研究。E-mail: y_b_fan6@yahoo.com.cn。

通讯作者: 杨劼(1965—), 女(蒙古族), 内蒙古呼和浩特市人, 博士, 教授, 从事植物生理和草地生态学研究。E-mail: Jyang@Imu.edu.cn。

多斯高原与黄土高原的过渡地带,在陕西省境内入黄河^[7],介于 39. 2°—39. 9°N, 110. 3°—111. 2°E,全长 120 km,面积约为 3 240 km²,位于鄂尔多斯高原的东部,属于温带半干旱典型草原区,年降水 389 mm,年均蒸发量很大,为年均降水量的 2. 7 倍左右。该流域为丘陵沟壑地貌,砒砂岩(中生代陆相碎屑沉积岩类的泥岩,砂岩的俗名)大面积裸露,水土流失极其强烈,是水土保持综合治理的主要区域。

皇甫川流域现状植被以天然草地、人工灌木林和农田为主,仍有一定面积的裸地分布。乔木林、人工灌木林、天然草地分别占到流域总面积的 5%, 19%, 38%,流域西南方的神山林场分布有一定面积的天然侧柏林;农田为 22%,主要沿河床两侧分布;裸地为 10%,主要分布在流域北部;水体为 6%。

1. 2 资料选取

选取的遥感影像资料为 1996 年 8 月 29 日皇甫川流域的 Landsat 5 TM 卫星数据。TM 谱段的 1-5, 7 波段为可见光、近红外和短波红外区域,空间分辨率为 30 m × 30 m, TM 6 为热红外波段,空间分辨率为 120 m × 120 m。

选取的气象资料为沙圪堵气象站 1996 年 8 月 28 日的日均温,1996 年 8 月 29 日 8 时、14 时及日平均的地温、气温、实际水气压、大气相对湿度、风速、大气压,1996 年 8 月 29 日的实际日照时数。

2 理论及方法

2. 1 地表特征参数的估算

2. 1. 1 归一化植被指数(NDVI) 归一化植被指数(NDVI)反映了地表植被覆盖密度、土壤湿度等特征,只有在地表植被覆盖非常稀疏的情况下,NDVI 才变得无关紧要^[3]。归一化植被指数(NDVI)的计算公式见(1)式

$$NDVI = (NIR - Red) / (NIR + Red) \quad (1)$$

式中: NIR ——遥感影像中近红外波段的反射值; Red ——遥感影像中红光波段的反射值。

2. 1. 2 植被覆盖度 植被覆盖度是指植被冠层的垂直投影面积与土壤总面积之比,即植土比 P_v ^[4]。植被覆盖度可根据归一化植被指数计算得到^[5]。

$$P_v = \left[\frac{NDVI - NDVI_{\min}}{NDVI_{\max} - NDVI_{\min}} \right] \quad (2)$$

式中: $NDVI_{\max}$ 和 $NDVI_{\min}$ ——分别是完全植被区和完全非植被区的 NDVI 值。本文中 $NDVI_{\max}$ 取值为 0. 55, $NDVI_{\min}$ 取值为 0. 025。如果 $NDVI > NDVI_{\max}$, 则取 $P_v = 1$; 如果 $NDVI < NDVI_{\min}$, 则取

$P_v = 0$ 。

2. 1. 3 地表比辐射率 地表比辐射率是描述表面特征的一个很好的参数,可用来区分和识别不同的表面类型以及精确测定表面温度,其值取决于表面的组成成分、表面的粗糙度、其它表面物理参数(比如湿度)和波长等^[6-7]。

本文采用下式对地表比辐射率进行计算^[8]:

$$\varepsilon = \varepsilon P_v + \varepsilon_g(1 - P_v) + 4 < d\varepsilon > P_v(1 - P_v) \quad (3)$$

式中: ε , ε_g ——分别为地表为全植被或裸地时的比辐射率; P_v 是植被覆盖度; $< d\varepsilon >$ ——比辐射率修正项。

对水体类型,则直接赋值^[5], $\varepsilon = 0. 995$ 。

2. 1. 4 地表反射率 地表反射率为地表面面对太阳辐射的反射通量密度与其上入射通量密度之比,它决定多少辐射能为下垫面所吸收,因而是辐射平衡研究中的一个重要参数^[9]。

本文根据宽带行星反射率与地表反射率的关系计算地表反射率。首先求出行星反射率^[4], 即:

$$\rho_p = \frac{\pi \cdot L_\lambda \cdot d^2}{\lambda_{es} \cdot \cos\theta_s} \quad (4)$$

式中: ρ_p ——行星反射率; L_λ ——传感器探测的辐射强度 [$W / (cm^2 \cdot sr \cdot \mu m)$]; d ——天文单位日地距离; λ_{es} ——太阳向大气外层的平均发射量; θ_s ——太阳天顶角。

宽带行星反射率 r_p 可表示为^[4]:

$$r_p = \int_{0.3}^{4.0} \rho_p(\lambda) d\lambda = \sum_{i=1}^{7(i \neq 6)} \omega_i \cdot \rho_p(\lambda)_i \quad (5)$$

式中: ω_i ——加权系数,满足 $\sum_{i=1}^{7(i \neq 6)} \omega_i = 1$ 。这里引用张长春反演方法中的系数^[10]。

地表反射率 α 与宽带行星反射率之间的关系为^[4]:

$$a = ar_p + b \quad (6)$$

式中: $a = 1. 505 3$, $b = - 0. 061 8$ 。

2. 1. 5 地表温度的估算 本文采用孟宪红等的方法^[4], 地表温度可以表示为:

$$T_s = \frac{T^\beta}{1 + (\lambda \cdot T^\beta / \rho) \ln \varepsilon} \quad (7)$$

式中: T_s ——地表温度(K); ε ——是地表比辐射率; T^β ——地表每个像元上的黑体辐射温度(K); ρ ——常数($m \cdot K$), $\rho = h \cdot c / \sigma$; σ ——是波尔兹曼常数, $\sigma = 1. 38 \times 10^{-23} J / K$; h ——普朗克常数, $h = 6. 626 \times 10^{-34} Js$; c ——风速, $c = 2. 998 \times 10^8 m / s$; λ ——热红外波段中心波长。

$$T^{\beta} = \frac{K_2}{\ln\left[1 + \frac{K_1}{L(\lambda)}\right]} \quad (8)$$

式中: $L(\lambda)$ ——传感器接收到的热辐射强度; K_1 , K_2 ——发射前预设的常量, 对 Landsat 5TM 而言, $K_1 = 607.76 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{sr} \cdot \mu\text{m})$, $K_2 = 1260.56 \text{ K}$ 。

2.2 地表能量平衡各分量的估算

2.2.1 净辐射通量 地表净辐射通量的区域分布是由短波净辐射和长波净辐射共同决定的^[11], 即地球表面的辐射平衡方程可表示为

$$R_n = Q(1 - \alpha) + R_{l\downarrow} - R_{l\uparrow} \quad (9)$$

式中: R_n ——地表净辐射通量; Q ——太阳总辐射; $R_{l\downarrow}$ ——大气下行长波辐射; $R_{l\uparrow}$ ——地表向上长波辐射; α ——地表反射率。

有大气时到达地表的太阳总辐射为^[12]

$$Q = S_0 d_r^2 \sin h \cdot P \quad (10)$$

式中: S_0 ——太阳常数, 这里取值为 $1366.67 \text{ W}/\text{m}^2$; h ——太阳高度角; d_r ——日地距离订正系数; P ——大气透明系数。

大气下行长波辐射 $R_{l\downarrow}$ (W/m^2) (晴天) 由下式计算得到^[13]

$$R_{l\downarrow} = \left[1 - a \exp\left(-b \frac{e_0}{T_a}\right)\right] \sigma T_a^4 \quad (11)$$

式中: $a = 0.35$, $b = 10.0 \text{ K}/\text{hPa}$; T_a ——百叶箱中的大气温度(K); e_0 ——百叶箱中的水汽压(hPa)。

地表向上长波辐射 $R_{l\uparrow}$ (W/m^2) 表示如下

$$R_{l\uparrow} = \varepsilon \sigma T_s^4 \quad (12)$$

式中: ε ——地表比辐射率; σ ——斯蒂芬—波尔兹曼常数; $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{K}^4)$; T_s ——地表温度(K)。

2.2.2 土壤热通量 土壤热通量是热量平衡方程中的重要组成部分, 它指的是由于传导作用而存储在土壤和植被中的那部分能量, 表征土壤表层与深层间的热交换状况。在地表能量平衡方程中, 虽然地表土壤热通量相对其它 3 个量比较小, 却是一个重要的量。

土壤热通量 G (W/m^2) 根据马耀明等的方法^[14], 由下式得到

$$G = \begin{cases} \frac{T_s}{\alpha} (0.0032\alpha + 0.0062\alpha^2) & (\text{植被覆盖}) \\ (1 - 0.978\text{NDVI}^4) \times R_n & \\ 0.20 \times R_n & (\text{裸土}) \end{cases} \quad (13)$$

式中: T_s ——为地表温度; α ——地表反射率; R_n ——地表净辐射通量(W/m^2); NDVI ——归一化植被指数。

2.2.3 潜热通量 地表能量平衡方程如下式所示

$$R_n = L_E + G + H \quad (14)$$

式中: R_n ——地表净辐射通量(W/m^2); L_E ——潜热通量(W/m^2); G ——土壤热通量(W/m^2); H ——显热通量(W/m^2)。

只要分别求出了地表净辐射通量 R_n , 土壤热通量 G 和显热通量 H , 便可以计算出用于蒸散的潜热通量 L_E , 从而进一步计算出遥感影像对应的瞬时的蒸散量 E_{Ti} 。而显热通量 H 是一个关于温度梯度、表面粗糙度和风速的函数。本文由于缺少卫星过境时刻的精确风速资料, 因此无法反演出显热通量的值。Priestley 等于 1972 年提出了一种直接计算潜热通量的方法^[15]:

$$L_E = \alpha(R_n - G) \Delta / (\Delta + \gamma) \quad (15)$$

式中: Δ ——饱和水汽压斜率(kPa/K); γ ——潜在蒸散常数(kPa/K)。

郭晓寅提出在温带半干旱地区的黑河流域 α 与 NDVI、地表温度 T_s ($^{\circ}\text{C}$) 和大气温度 T_a ($^{\circ}\text{C}$) 之差有如下关系^[15]

$$\alpha = 0.615 - 0.0343(T_s - T_a) + 0.85 \text{NDVI} \quad (16)$$

皇甫川流域也属温带半干旱地区, 因此, 应用此方法对潜热通量进行了估算。

2.3 蒸散

2.3.1 瞬时蒸散量 瞬时蒸散量 E_{Ti} (mm) 由下式计算^[16]

$$E_{Ti} = 3600 L_E / \lambda \quad (17)$$

式中: λ ——蒸发潜热 [$2.49 \times 10^6 \text{ W}/(\text{m}^2 \cdot \text{mm})$]。

2.3.2 日蒸散 谢贤群根据任一时刻的太阳辐射通量密度的日变化是正弦关系的原理研究表明^[16-17], 日蒸散量与某一时刻的蒸散量存在正弦关系, 并对该正弦关系从 $[0, N_E]$ 进行积分得:

$$\frac{E_{T_d}}{E_{T_i}} = \frac{2N_E}{\pi \cdot \sin(\pi \cdot t / N_E)} \quad (18)$$

式中: E_{T_d} ——日蒸散量(mm); E_{T_i} —— t_i 时刻的蒸散量(mm); t ——从日出到时刻 t_i 的时间间隔(h); N_E ——日蒸散时数(h), 即清晨蒸散开始时刻到傍晚蒸散发减弱到接近于 0 时的时间长度, 一般在日出后 1 h 和日落前 1 h 蒸散发接近于 0, 因此, N_E 取比日照时数 N (h/d) 少 2 h, t_i ——卫星过境的当地时间。

2.3.3 水体日蒸发 在土壤热通量和潜热通量的计算过程中, 将水体当作裸地进行处理。但水体和土壤的性质差别很大, 因此, 在计算日蒸散时, 应将水体单独处理。本文利用 Penman 公式进行了计算^[18]

$$E_w = \frac{\Delta \cdot R_n + \gamma \cdot E_a}{\Delta + \gamma} \quad (19)$$

式中: E_w ——水面的蒸发量(mm/d); Δ ——平均气温 T_a ($^{\circ}\text{C}$) 的饱和水汽压斜率($\text{hPa}/^{\circ}\text{C}$); γ ——潜在蒸散常数($\text{hPa}/^{\circ}\text{C}$); R_n ——净辐射(mm/d); E_a ——由空气湍流输送产生的水汽通量(mm/d), 即蒸发的动力作用分量。各参量的估算参见文献[18]。将日蒸散影像的水体部分提取出代之以 E_w 即可。

3 结果及检验

3.1 结果分析

反演的日蒸散量如附图 2 所示。由附图 2 可看出, 反演得到日蒸散量分布与地表状况比较吻合, 植被覆盖区日蒸散量较裸地区(裸河床以及流域北部: 裸砒砂岩、沙地)的日蒸散量大, 植被密集的地方(河床两侧的农田、林区)蒸散值较大, 明显高于植被覆盖小的地区, 日蒸散量最大对应于水体, 最小的为裸地。

3.2 方法检验

3.2.1 地表温度的检验 由于皇甫川流域面积约为 $3\,240\text{ km}^2$, 面积较小, 在该流域只有一个气象站点(沙圪堵气象站), 因此只能用该站点的地表温度数据与反演数据进行对比。通过分析, 反演的地表温度绝对误差为 0.132 K , 相对误差为 0.58% 。从此数据看, 反演的精度很高。

3.2.2 日蒸散量的检验 由于没有实测资料, 因此本文采用 FAO 推荐的通过计算参考作物蒸散量, 再根据作物系数进而求出作物蒸散量的 Penman—Monteith 估算模型。

FAO 推荐的估算参考作物蒸散 Penman—Monteith 公式为

$$E_{T_0} = \left[0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T_d + 273.16} U_2 (e_s - e_d) \right] / \left[\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2) \right] \quad (20)$$

式中: E_{T_0} ——参考作物蒸散量(mm/d); R_n ——作物表面的净辐射通量 [$\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$]; G ——土壤热通量 [$\text{MJ}/(\text{m}^2 \cdot \text{d})$]; Δ ——饱和水汽压斜率($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$); e_s ——饱和水汽压(kPa); e_d ——实际水汽压(kPa); γ ——干湿球常数($\text{kPa}/^{\circ}\text{C}$); U_2 —— 2 m 高度处的风速(m/s); T_d ——日均温($^{\circ}\text{C}$)。

该公式是在全面考虑了影响田间水分散失的大气因素和作物因素的基础上, 把能量平衡、空气动力学参数和表面参数结合在一个对处于任何水分状态下的任何植被类型都成立的蒸发方程中而得到的^[19]。对皇甫川的农田(玉米)、裸地和林地(侧柏)进行了检验, 根据 FAO 推荐的作物系数及相关文献^[1], 取农作物作物系数为 1.15 , 裸地为 0.8 , 林地为 1.08 。检验结果如表 1 所示。

表 1 遥感估算流域蒸散(发)与 FAO 方法值对比

植被覆盖状况	遥感估算值/ ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)	P—M 值/ ($\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$)	相对误差/ %
农田	3.646	3.387	7.65
裸地	1.986	2.356	15.70
林地	2.802	3.180	11.89

注: P—M 值为 Penman—Monteith 模型估算值。

由表 1 可看出, 最大相对误差为 15.70% , 最小相对误差为 7.65% , 平均相对误差为 11.75% , 都在允许范围之内。说明该遥感方法有一定的实用性。

4 结论

本文运用 Landsat-5 TM 资料, 引入反演的的方法, 对地表特征参数和地表能量平衡各分量进行了估算, 有利于与其它研究融合^[1]。通过反演的流域瞬时蒸散值, 经过时间尺度转换, 得到流域日蒸散值, 结果表明反演的日蒸散值与实际地表状况吻合, 能很好地反映研究区地表实际情况。经过检验, 反演的地表温度相对误差为 0.58% , 反演的日蒸散量平均相对误差为 11.75% , 具有较好的实用性, 为进一步研究皇甫川流域的水分平衡打下基础。另外, 在研究过程中, 将水体单独提取出, 应用 Penman 模型求取水体蒸发量, 提高了精度。

由于缺乏风速的精确值, 因此显热通量不能估算, 只能通过净辐射通量和土壤热通量与潜热通量的关系得出蒸散值。另外, 日蒸散没有实测值, 只能根据广泛使用的 FAO 推荐的方法进行检验, 因此, 卫星过境时的地面同步观测需进一步加强。

[参 考 文 献]

- [1] 郭建茂, 王连喜, 郑有飞, 等. 宁夏南部区域蒸发(散)量遥感估算方法[J]. 南京气象学院学报, 2004, 27(3): 302—309.
- [2] 郭晓真, 程国栋. 遥感技术应用于地表面蒸散发的研究进展[J]. 地球科学进展, 2004, 19(1): 107—114.
- [3] 马耀明, 王介民. HEIFE 非均匀陆面上区域能量平衡研究[J]. 气候与环境研究, 1997, 2(3): 293—301.
- [4] 孟宪红, 吕世华, 陈世强, 等. 金塔绿洲地表特征参数遥感反演研究[J]. 高原气象, 2005, 24(4): 509—515.
- [5] 张兆明, 何国金, 肖荣波, 等. 利用 TM6 数据反演陆地表面温度新算法研究[J]. 遥感技术与应用, 2005, 20(6): 547—550.
- [6] 黄妙芬, 刘素红, 朱启疆. 应用遥感方法估算区域蒸散量的制约因子分析[J]. 干旱区地理, 2004, 27(1): 100—105.

驱动着土地利用/覆盖变化。但在短时间尺度的城市化过程中,人类活动无疑是主要的驱动因素。从表 4 中可以看出,在 1993—2001 年间,重庆主城区的城市建设用地的年变化率为 10.43%,呈增长趋势,而且耕地面积的年增长率也高达 14.40%。但是在 2001—2006 年间,城市建设用地的增长率更高,而耕地面积呈递减趋势,且年递减率非常高。

结合重庆的社会、经济、政治等各方面的发展状况,重庆市主城区土地利用变化驱动力主要有以下几个方面。(1)重庆市直辖的一个重大战略目标就是利用大城市带动大农村发展^[5],所以城市要发挥其核心的辐射作用,就不断地建设和扩张,从而使得第一产业比重下降,非农业人口增加,主城区的建设用地面积越来越大。(2)在脱离四川省的管辖之后,重庆主城区成为 31 个区县政治、经济和文化发展的中心,其工业化和城镇化发展速度加快,主城区人口急剧增长,导致基础设施、居住用地和生活配套用地都相应增长,而重庆主要以山地丘陵为主,能用于城市建设的平地不多,所以就占用了大量的耕地,使得耕地面积在 2001—2006 年间的年减少率升高。(3)直辖以来,为了进一步提高在国内外的影响力,重庆市开始转变产业结构,尤其是把旅游业作为主导产业发展。为了创造一个良好的投资、旅游和居住环境,重庆市不断通过各种途径保护和提高植被覆盖面积。(4)水域面积的增加主要有两个方面的原因,一方面,随着三峡工程的完成和开始蓄水,长江上游水位在不断增加,使得重庆段的水域面积有逐年增加的趋势。另一方面,重庆市主城区在建设过程中,修建了一些水库和湖泊,增加了市区的水域面积。

5 结论

利用 RS 和 GIS 对重庆主城区土地利用/土地覆盖变化进行分析,可以在短时间对土地利用变化的情况进行监测和分析,能够及时反映土地的属性变化。在研究区域,重庆市主城区土地的主要转化方向是耕地向城市建设用地的转化,还有部分林地的出入转化。土地利用/土地覆盖变化的主要驱动力是重庆市经济的快速发展和城市规划过程中对城市土地利用类型的重新分配。

重庆直辖 10 a 以来,社会经济和文化有了长足的发展,居民生活水平显著提高,交通及其它基础设施正在不断完善,这些方面对重庆市主城区的土地利用/土地覆盖变化起着主导作用。

[参 考 文 献]

- [1] 史培军,宫鹏,李小兵.土地利用覆盖变化研究的方法与实践[M].北京:科学出版社,2000.
- [2] G Teen K, Kemka D, Lackey L. Using remote sensing to detect and monitor land cover and land use change, PE&RS, 1994, 60(3): 331-337.
- [3] Imbernon J. Pattern and development of land use changes in the Ken' n highlands since the 1950. Agriculture Ecosystems& Environment, 1999, 76: 67-73.
- [4] 全 斌, 杨肖琪, 刘绍鸿, 等. 漳州市土地覆被变化的遥感动态监测及驱动力分析[J]. 水土保持研究, 2005, 12(3): 154-157.
- [5] 刘秀华, 刘勇. 重庆不同经济区土地利用与覆盖变化及社会驱动力研究[J]. 重庆大学学报(社会科学版), 2002, 9(2): 17-20.
- (上接第 105 页)
- [7] 杨劼, 高清竹, 李国强, 等. 皇甫川流域几种主要植物水分生态特征[J]. 生态学报, 2004, 24(11): 2387-2394.
- [8] Enric Valor, Vicente Caselles. Mapping Land Surface Emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American Areas[J]. Remote Sens. Environ., 1996, 57: 167-184.
- [9] 马耀明, 刘东升, 苏中波, 等. 卫星遥感藏北高原非均匀陆表地表特征参数和植被参数[J]. 大气科学, 2004, 28(1): 23-31.
- [10] 张长春, 王晓燕, 崔亚莉. 黄河三角洲地表特征参数的遥感研究[J]. 水文地质工程地质, 2005(2): 71-75.
- [11] 马耀明, 王介民. 卫星遥感结合地面观测估算非均匀地表区域能量通量[J]. 气象学报, 1999, 57(2): 180-189.
- [12] 徐玉貌, 刘红年, 徐桂玉. 大气科学概论[M]. 南京: 南京大学出版社, 2000.
- [13] 黄妙芬, 邢旭峰, 朱启疆, 等. 定量遥感地表净辐射通量所需气下行长波辐射估算模型改进[J]. 地理研究, 2005, 24(5): 757-766.
- [14] 马耀明, 王介民, Massimo Menenti, 等. HEIFE 非均匀陆面上区域能量平衡研究[J]. 气候与环境研究, 1997, 2(3): 293-301.
- [15] 郭晓寅. 黑河流域蒸散发分布的遥感研究[J]. 自然科学进展, 2005, 15(10): 1266-1270.
- [16] 潘志强, 刘高焕. 黄河三角洲蒸散发的遥感研究[J]. 地球信息科学, 2003(3): 91-96.
- [17] 谢贤群. 遥感瞬时作物表面温度估算农田全日蒸散总量[J]. 环境遥感, 1991, 6(4): 253-260.
- [18] 程根伟, 余新晓, 赵玉涛, 等. 山地森林生态系统水文循环与数学模拟[M]. 北京: 科学出版社, 2004.
- [19] 李玉霖, 崔建垣, 张铜会. 奈曼地区灌溉麦田蒸散量及作物系数的确定[J]. 应用生态学报, 2003, 14(6): 930-934.