

锡林河流域蒸散量遥感反演

于红博^{1,2}, 包玉海¹, 李和平³, 王 军³

(1. 内蒙古师范大学 遥感与地理信息系统重点实验室, 呼和浩特 010022; 2. 内蒙古师范大学
地理科学学院, 呼和浩特 010022; 3. 中国水利水电科学研究院 牧区水利科学研究所, 呼和浩特 010020)

摘 要:以锡林河流域为研究区,利用遥感对合成的 MODIS 影像数据进行处理,结合同期气象资料估算出流域日蒸散量。结果表明,反演得到的日蒸散量分布与地表状况比较吻合,上游地区日蒸散量高于中下游地区,其中低湿地植被、草甸草原蒸散量较大,锡林河流经区域的地段形成的湿地植被日蒸散量较大,植被密集的地方如耕地蒸散值较大,明显高于植被稀疏的地区。日蒸散量分布曲线基本为正态分布,主值区间为 2~7 mm/d,流域平均蒸散量为 4.51 mm/d。运用 FAO 推荐式进行了验证,误差在允许范围之内,说明该遥感方法具有一定的适用性。

关键词:锡林河流域; 蒸散量; 遥感

中图分类号:P334.92

文献标识码:A

文章编号:1005-3409(2014)01-0224-05

Remote Sensing Retrieval of Evapotranspiration in Xilin River Watershed

YU Hong-bo^{1,2}, BAO Yu-hai¹, LI He-ping³, WANG Jun³

(1. Inner Mongolian Key Laboratory of Remote Sensing and Geography Information System,
Inner Mongolia Normal University, Hohhot 010022, China; 2. College of Geography Science, Inner Mongolia

Normal University, Hohhot 010022, China; 3. Institute of Water Resources for Pastoral Area, IWHR, Hohhot 010020, China)

Abstract: The study area is the Xilin River watershed. Remote sensing approach was used to retrieve instantaneous evapotranspiration based on the estimation of land surface fluxes from MODIS image in 2012, and the auxiliary environmental data from the same time periods. Daily evapotranspiration was estimated by scaling. The result of evapotranspiration distribution was consistent with land surface conditions. The daily evapotranspiration in the upper reaches was higher than in the middle and lower reaches. The daily evapotranspiration of wetland vegetation and meadow grassland was higher. The daily evapotranspiration of dense vegetation such as farmland was higher than the sparse one. The distribution curve of daily evapotranspiration was characterized as Gaussian distribution. The main value was between 2 and 7 mm/d and the average value was 4.51 m/d. Results were verified by using the FAO method. This level of uncertainty was acceptable; therefore, the method that we developed was applicable.

Key words: Xilin River watershed; evapotranspiration; remote sensing

水循环是全球气候系统中的一个主要部分,在水循环的几个环节中,蒸散占有特别重要的地位,热量的释放和吸收是伴随着蒸散过程同时进行的,全球约 60%左右的降水被蒸散所消耗,在农田系统中则有 99%的用水被蒸散消耗。中国北方草原,降水稀少,蒸散作为草原生态需水的消耗量,占有重要的地位,清楚地认识蒸散,对于合理利用有限水资源具有重大

意义^[1]。近年来随着工业经济、城镇化的快速发展,工业用水增长迅速,人类在将水资源的使用权优先赋予灌溉农业、居民生活和工业的同时,忽略和挤占了生态系统用水,水资源供需矛盾日益突出,人们对生态环境保护和水资源配置问题日益重视,生态用水量研究受到了专家和学者的广泛关注^[2-3]。

内蒙古锡林河流域内的天然草地在内蒙古高原

收稿日期:2013-05-05

修回日期:2013-06-25

资助项目:水利部公益性行业科研专项经费项目(201001039);内蒙古自然科学基金项目(2013MS0611)

作者简介:于红博(1977—),女(满族),内蒙古呼和浩特人,博士,副教授,主要从事生态建模与遥感图像处理方面的研究。E-mail: yuboge2003@sohu.com

通信作者:包玉海(1965—),男(蒙古族),内蒙古呼和浩特人,博士,教授,从事遥感与地理信息系统研究。E-mail: baoyuhai@imnu.edu.cn

具有典型性和代表性,是京津等地区甚至是全国的重要绿色屏障,也是目前我国最大的草原与草甸生态系统类型的自然保护区。该流域拥有丰富的植物种类和植被类型,是联合国教科文组织人与生物圈计划的生物圈保护区之一^[4],在草原生物多样性保护和全球变化动态监测等方面占有重要的空间位置和显著的国际影响^[5]。

本研究选择锡林河流域为研究区,运用遥感方法,结合气象资料,对 2012 年 8 月 4—11 日 8 d 合成的影像进行处理,估算出该流域的日蒸散量,初步探究蒸散量的分布。以期对科学有效地利用干旱地区的有限水资源,为生态环境发展的可持续性以及水资源的可持续利用提供依据和参考。

1 研究区概况

锡林河流域位于内蒙古高原中东部,东缘属于大兴安岭西麓低山丘陵区,地势由东向西逐渐降低,东南部的嘎顺山最高海拔为 1 505.6 m,西北部的锡林河下游,最低处小于 900 m,全流域相对高差达 600 m,流域总面积约 10 786 km²,总长 175 km^[6-7]。该流域地貌具有明显的分区性,锡林河以南为多级玄武岩台地,锡林河中下游是以低山丘陵与高平原相间分布为特征的内蒙古高原的一部分。该区的土壤具有明显的地带性,即由东南向西北有规律地分布着黑钙土、暗栗钙土和淡栗钙土。

气候属大陆性温带半干旱气候,冬季寒冷干燥,夏季温暖湿润^[4],根据多年气象资料,锡林河内从东南向西北降水量逐渐递减,东南部的年降水量为 400 mm 左右,西北部为 250 mm 左右,年平均气温则从东南向西北逐渐增加,锡林河中游的中国科学院内蒙古草原生态系统定位研究站的多年平均气温为 0.5℃,锡林河下游的锡林浩特的多年平均气温为 2.1℃^[7]。

锡林河流域的基本地带性植被是草原(草甸草原、典型草原),约占植被总面积的 85%;锡林河上游地势较高的三级熔岩台地上,代表群系为贝加尔针茅(*Stipa baicalensis*)草原和线叶菊(*Fili foliusibiricum*)草原,中游暗栗钙土亚带的代表群系为羊草(*Leymus chinensis*)草原和大针茅(*Stipa grandis*)草原,下游淡栗钙土亚带的代表群系为克氏针茅(*Stipa krylovii*)草原和冷蒿(*Artemisia frigida*)草原^[7-8];在锡林河流域流经区域的地段上形成了湿地植被,此外,在锡林河流域还有浑善达克沙地东北端榆树疏林、灌丛、草本镶嵌分布所形成的沙生植被^[2]。

2 数据来源与处理

2.1 气象数据

由气象部门提供的 2012 年 8 月 4—11 日 11 时及日平均气温、大气相对湿度、风速、实际水气压,还有每日的实际日照时数。气象数据包括研究区锡林浩特市及周边阿巴嘎旗、东乌珠穆沁旗、克什克腾旗、林西县、西乌珠穆沁旗、正兰旗、正镶白旗共 8 个站点的数据,并利用 Kriging 方法进行了插值处理。

2.2 遥感数据

遥感影像资料为美国 NASA 提供的 2012 年 8 月 4—11 日锡林河流域 8 d 合成的 MODIS 卫星数据,是经过验证、MODIS 科学组推荐使用的 L3 级产品。包括地表温度产品 MOD11A2,地表窄波段反照率产品 MCD43A3,地表反射率和太阳天顶角产品 MOD09A1,版本均为 5.0。经处理,将数据分辨率统一至 500 m,投影为 Albers Conical Equal Area。

2.3 数据处理

用 MRT 软件对 MODIS 影像进行投影转换,用 ENVI/PCI 和 ArcGIS 软件对 MODIS 影像进行处理、分析和制图,用 Visual Foxpro 进行程序的编写。

3 理论及研究方法

本研究主要基于地表能量平衡原理估算流域蒸散量。首先估算各地表特征参数分量,然后得到地表能量平衡各分量,由此算出瞬时蒸散量,通过积分运算,将时间尺度扩大到日蒸散量。

3.1 地表能量平衡各分量的遥感反演

3.1.1 净辐射通量 地面由于吸收太阳总辐射和大气逆辐射而增加热量,同时又向外放射长波辐射而损失热量。地面收入辐射能减去支出的差值称为地面辐射差额^[9]。

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^[10],即地球表面的辐射平衡方程可表示为:

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

式中: R_n ——地表净辐射通量(W/m²); Q ——太阳总辐射(W/m²); $R_{l\downarrow}$ ——大气下行长波辐射(W/m²); $R_{l\uparrow}$ ——地表长波辐射(W/m²); α ——地表反照率。

地表宽波段反照率由窄波段反照率按照公式得到^[12-13]:

$$\alpha = 0.16 \times \alpha_1 + 0.291 \times \alpha_2 + 0.243 \times \alpha_3 + 0.116 \times \alpha_4 + 0.112 \times \alpha_5 + 0.081 \times \alpha_7 - 0.0015 \quad (2)$$

式中: α_i ——第 i 个波段的反照率。

3.1.2 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, $R_n - G = H + LE$ 表示地表可利用能量,虽然地表土壤热通量相对

其它 3 个量比较小,但却是一个重要的量。

土壤热通量 G 根据马耀明等^[10] 的研究由下式得到:

$$G = \begin{cases} \frac{T_s}{\alpha} (0.0032\alpha + 0.0062\alpha^2) (1 - 0.978NDVI^4) \times R_n & \text{植被覆盖} \\ 0.20 \times R_n & \text{裸土} \end{cases} \quad (3)$$

式中: T_s ——地表温度($^{\circ}\text{C}$); α ——地表反照率; R_n ——地表净辐射通量(W/m^2); NDVI——归一化植被指数。

3.1.3 显热通量 显热通量是一个关于温度梯度、表面粗糙度和风速的函数。显热通量的计算式为^[14-15]:

$$H = \rho C_p (T_s - T_a) / r_a \quad (4)$$

式中: H ——显热通量(W/m^2); ρ ——空气密度($1.29 \text{ kg}/\text{m}^3$); C_p ——定压比热 [$1.004 \text{ J}/(\text{kg} \cdot \text{K})$],二者乘积称为空气的体积热容量,通常取常数 $1.205 [\text{Ws}/(\text{m}^3 \cdot \text{K})]$; r_a ——空气动力学阻抗(s/m); $(T_s - T_a)$ 是在两个高度处(通常取 0.1 m 和 2 m)的温度差(K)。

空气动力学阻抗是指中性层结时参考高度与植被活动面高度之间的动量传输阻力。计算公式为^[14]:

$$r_a = \frac{\ln(Z_2/Z_1)}{k \cdot u_*} \quad (5)$$

式中: Z_2 ——略高于植被冠层的平均高度(取 2 m); Z_1 ——略低于边界层的参考高度(取 0.01 m); k ——卡曼常数(取 0.41); u_* ——摩擦风速(m/s)。

模型根据稳定表面风廓线关系估算摩擦风速的空间分布,表达式为^[14]:

$$u_* = \frac{u_x \cdot k}{\ln(Z_x/Z_{0m})} \quad (6)$$

式中: u_x —— x 高度处 Z_x (m) 的风速(m/s); Z_{0m} ——动力传输粗糙度长度(m)。根据 SEBAL 模型假定,高度 200 m 时风速不受下垫面的影响,各像元 200 m 高度处的风速相等。因此 u_x 取 200 m 的风速 u_{200} 。本文通过建立动力学传输粗糙度 Z_{0m} 与研究区的归一化植被指数 NDVI 之间的关系,来确定研究区域每个像元的 Z_{0m} 。

由于地表温度受到地表能量平衡过程的影响,是一个瞬时变化的参数,由它得到的地表温差也具有动态变化特征,根据 SEBAL 模型建立时的假设,模型引入了“干(热)点”和“湿(冷)点”两个特殊的像元点,“干(热)点”一般取没有植被覆盖的闲置农田或干燥的天然裸地,这些像元潜热通量很小,可以忽略,这时 $H = R_n - G$; “湿(冷)点”指研究区域中水分供应充足,一般取水体或地表土壤湿润的像元,这些像元的显热通量予以忽略,此时 $LE = R_n - G$ 。由此可得到

地表温差与地表温度具有的线性关系。

$$dT = a \times T_s + b \quad (7)$$

式中: dT ——温差(K); a, b ——常数; T_s ——地表温度(K)。

在实际情况下,由于地表受热会影响大气,使大气的运动处于不稳定状态,上述得到的最后结果并不能完全精确地表示各像元的显热通量值,故 SEBAL 模型利用 Monin-Obukhov 相似理论,引入大气热量传输与动量传输的稳定度修订因子 ϕ_h, ϕ_m 和 L ,对摩擦风速 u_* 和空气动力学阻抗 r_a 进行校正,迭代求取显热通量的精确值^[14]。

$$L = -\frac{\rho \cdot C_p \cdot u_*^3 \cdot T_s}{k \cdot g \cdot H} \quad (8)$$

当 $L = 0$ 时,为中性状态,此时:

$$\phi_h = \phi_m = 0 \quad (9)$$

当 $L > 0$ 时,为稳定状态,此时:

$$\phi_{h(z)} = \phi_{m(z)} = -5 \times \left(\frac{z}{L} \right) \quad (10)$$

当 $L < 0$ 时,为不稳定状态,此时:

$$x_{(z)} = \left(1 - \frac{16 \times z}{L} \right)^{0.25} \quad (11)$$

$$\phi_{h(z)} = 2 \times \ln \left[\frac{1 + x^2(z)}{2} \right] \quad (12)$$

$$\phi_{m(z)} = 2 \times \ln \left[\frac{1 + x_{(z)}}{2} \right] + \ln \left[\frac{1 + x^2(z)}{2} \right] - 2 \times \arctan[x_{(z)}] + \frac{\pi}{2} \quad (13)$$

式中: g ——重力加速度。根据 L 的三种状态将稳定度修正因子 ϕ_h 和 ϕ_m 等参数代入式(14)——(15)中,计算 u_* 和 r_a ,再得到 a, b 以及显热通量 H ,反复迭代,直到显热通量 H 满足精度要求为止^[14]。

$$u_* = \frac{k \times u_x}{\ln \left(\frac{Z_x}{Z_{0m}} \right) - \phi_{m(z_x)}} \quad (14)$$

$$r_a = \frac{\ln \left(\frac{Z_2}{Z_1} \right) - \phi_{h(z_2)} - \phi_{h(z_1)}}{u_* \times k} \quad (15)$$

3.1.4 潜热通量 根据地表能量平衡原理,潜热通量的计算方法为:

$$LE = R_n - G - H \quad (16)$$

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

3.2 蒸散量遥感反演

3.2.1 瞬时蒸散量 根据潘志强等^[15]的研究,瞬时蒸散量 ET_{inst} (mm)由下式计算:

$$ET_{inst} = 3600 \frac{LE}{\lambda} \tag{17}$$

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

3.2.2 日蒸散量 谢贤群^[16]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,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:

$$\frac{ET_d}{ET_{inst}} = \frac{2N_E}{\pi \cdot \sin(\pi \cdot t/N_E)} \tag{18}$$

式中: ET_d ——日蒸散量 (mm/d) ; ET_{inst} —— t_i 时刻的蒸散量 (mm) , t_i 为卫星过境地方时; t ——从日出到时刻 t_i 的时间间隔 (h) ; N_E ——日蒸散时数,即清晨蒸散开始时刻到傍晚蒸散减弱到接近于 0 时的时间长度 (h) ,一般在日出后一小时和日落前一小时蒸散接近于 0,因此, N_E 取比理论日照时数少 2 h。

4 结果检验

利用 FAO 推荐的估算参考作物蒸散的 Penman-Monteith 公式对 2012 年 4—8 月各月月初的蒸散量进行计算,同时对遥感反演的值进行流域平均,二者进行对比(图 1),平均相对误差为 5.424%,其中 8 月份时段的相对误差为 5.781 4%,在误差允许范围之内。说明该遥感方法具有一定的适用性。

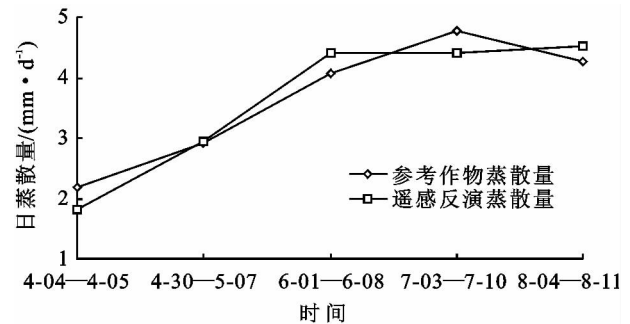


图 1 参考作物蒸散量与遥感反演蒸散量对比(2012 年)

5 结果与分析

反演得到的日蒸散量如图 2 所示,图 3 为流域土地利用分类图。由图 2 可看出,反演得到的日蒸散量分布与地表状况比较吻合。由于植被类型、自然条件的差异,锡林河流域各地区日蒸散量差异较大。锡林河流域走势为东南—西北,上游地区日蒸散量高于中下游地区。上游地区土地利用类型较多,有草地、耕地、林地,其中林地、耕地蒸散量较大;上游地区植被类型也较多,主要有草原地带的沙地植被,丛生禾草、

根茎禾草典型草原(羊草、大针茅),草甸草原(贝加尔针茅、线叶菊)等,以及河流流经地段形成的低湿地植被,其中低湿地植被、草甸草原蒸散量较大。中游地区土地利用类型主要为草地、耕地和城乡居民、工矿用地,其中城乡居民、工矿用地蒸散量较小。下游地区植被类型较单一,主要是典型草原(克氏针茅),以及河流流经地段及周边由于盐碱化形成的盐碱地和裸河床,蒸散量较小。由图 4 可知,日蒸散量分布曲线基本为正态分布,主值区间为 2~7 mm/d,流域平均蒸散量为 4.51 mm/d。

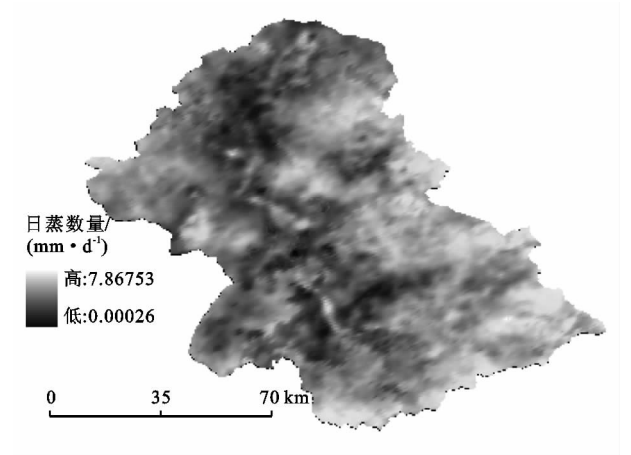


图 2 2012 年 8 月 4—11 日锡林河流域 MODIS 影像反演的日蒸散量

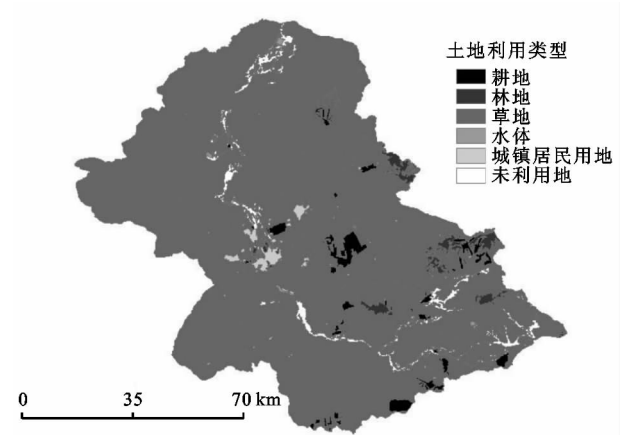


图 3 锡林河流域土地利用分类

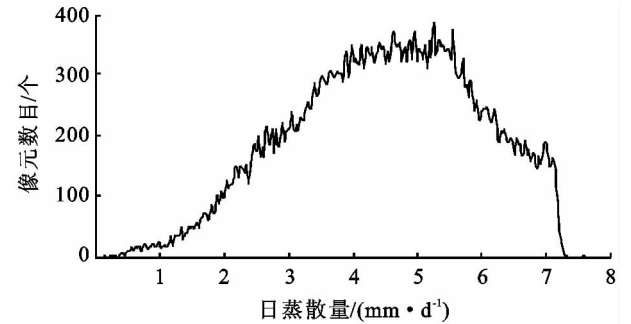


图 4 2012 年 8 月 4—11 日锡林河流域 MODIS 影像反演的日蒸散量直方图

6 结论

本研究选择锡林河流域为研究区,运用遥感方法,结合气象资料,对2012年8月4—11日8 d合成的影像进行处理,估算出该流域的日蒸散量,来初步探究锡林河流域蒸散量的分布。

反演得到的日蒸散量分布与地表状况比较吻合,上游地区日蒸散量高于中下游地区,上游地区草甸草原、耕地、林地以及锡林河流经区域的地段形成的低湿地植被蒸散值较大,中游地区城乡居民、工矿用地蒸散量较小,下游地区河流流经地段由于盐碱化形成的裸河床蒸散量较小。流域平均蒸散量为4.51 mm/d。

用FAO推荐的Penman-Monteith公式对结果进行了验证,平均误差在允许范围之内。

参考文献:

- [1] 刘惊涛,刘世荣. 植被蒸散研究方法的进展与展望[J]. 林业科学,2006,42(6):108-114.
- [2] 刘佳慧,刘芳,王伟,等. “3S”技术在生态用水量研究中的应用:以锡林河流域为例[J]. 干旱区资源与环境,2005,19(4):92-97.
- [3] 宋炳煜,杨劼. 关于生态用水研究的讨论[J]. 自然资源学报,2003,18(5):617-625.
- [4] 肖向明,王义凤,陈佐忠. 内蒙古锡林河流域典型草原初级生产力和土壤有机质的动态及其对气候变化的反应

[J]. 植物学报,1996,38(1):45-52.

- [5] 彭皓,李镇清,锡林河流域天然草地生态系统服务价值评价[J]. 草业学报,2007,16(4):107-115.
- [6] 全川,杨景荣,雍伟义,等. 锡林河流域草原植被退化空间格局分析[J]. 自然资源学报,2002,17(5):571-578.
- [7] 白永飞,张丽霞,张焱,等. 内蒙古锡林河流域草原群落植物功能群组成沿水热梯度变化的样带研究[J]. 植物生态学报,2002,26(3):308-316.
- [8] 顾晓鹤,何春阳,潘耀忠,等. 基于生态风险评估的锡林河流域退化草地优化管理[J]. 应用生态学报,2007,18(5):968-976.
- [9] 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.
- [10] 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.
- [11] 于红博,杨劼,宋炳煜. 皇甫川流域蒸散量遥感估算及动态变化研究[J]. 水土保持研究,2013,20(1):107-111.
- [12] 王介民,高峰. 关于地表反照率遥感反演的几个问题[J]. 遥感技术与应用,2004,19(5):295-300.
- [13] 赵军,刘春雨,潘竟虎,等. 基于MODIS数据的甘南草原区域蒸散发量时空格局分析[J]. 资源科学,2011,33(2):341-346.
- [14] 王军. 基于TM数据的草地蒸散发研究[D]. 北京:中国水利水电科学研究院,2012.
- [15] 潘志强,刘高焕. 黄河三角洲蒸散的遥感研究[J]. 地球信息科学,2003(3):91-96.
- [16] 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.

(上接第223页)

- [17] 石培礼,吴波,程根伟,等. 长江上游地区主要森林植被类型蓄水能力的初步研究[J]. 自然资源学报,2004,19(3):351-360.
- [18] 陈翔舜,魏金平. 甘南黄河重要水源补给区生态功能服务价值评价[J]. 甘肃林业科技,2007,32(1):28-30.
- [19] 王璐珏. 河北省植被净初级生产力遥感估算[D]. 石家庄:河北师范大学,2011.
- [20] 张彪,李文华,谢高地,等. 北京市森林生态系统的水源涵养功能[J]. 生态学报,2008,28(11):5620-5624.
- [21] 贺淑霞,李叙勇,莫菲,等. 中国东部森林样带典型森林水源涵养功能[J]. 生态学报,2011,31(12):3285-3295.
- [22] 陈引珍. 三峡库区森林植被水源涵养及其保土功能研究[D]. 北京:北京林业大学,2007.
- [23] 刘敏超,李迪强,温琰茂,等. 三江源地区水土保持功能空间分析及其价值评估[J]. 中国环境科学,2005,25(5):627-631.
- [24] Robert Costanza, Ralph d'Arge, Rudolf de Groot,等. 全球生态系统服务与自然资本的价值估算[J]. 生态学杂志,1999,18(2):70-78.

- [25] 谢高地,甄霖,鲁春霞,等. 一个基于专家知识的生态系统服务价值化方法[J]. 2008,23(5):911-919.
- [26] 肖寒,欧阳志云,赵景柱,等. 海南岛生态系统水土保持空间分布特征及生态经济价值评估[J]. 生态学报,2000,20(4):552-558.
- [27] 张淑花,张雪萍. 扎龙自然保护区生态系统服务价值变化研究[J]. 水土保持研究,2010,17(4):73-77.
- [28] 周兆叶,储少林,王志伟,等. 基于NDVI的植被覆盖度的变化分析:以甘肃省张掖市甘州区为例[J]. 草业科学,2008,25(12):23-29.
- [29] 卢远,鄢燕,刘淑珍. 藏北高原植被净初级生产力的遥感估算[J]. 安徽农业科学,2010,38(16):8559-8562.
- [30] 张彪,李文华,谢高地,等. 北京市森林生态系统的水源涵养功能[J]. 生态学报,2008,28(11):5619-5624.
- [31] 张彪,李文华,谢高地. 森林生态系统的水源涵养功能及其计量方法[J]. 生态学杂志,2009,28(3):529-534.
- [32] 肖玉,谢高地,安凯. 青藏高原生态系统水土保持功能及其价值[J]. 生态学报,2003,23(11):2367-2378.
- [33] 韦红波,李锐,杨勤科. 我国植被水土保持功能研究进展[J]. 植物生态学报,2002,26(4):489-496.