

TM6 监测宝鸡峡灌区土壤水分研究

张智韬, 李援农, 常庆瑞

(西北农林科技大学, 陕西 杨凌 712100)

摘要:通过对 2003 年 10 月到 2005 年 6 月宝鸡峡二支渠灌区的土壤水分监测数据和 TM 卫星的热红外波段反演地表温度, 利用监测的地表温度与大气温度求差, 建立了土壤水分与地表温度两者之间的线性关系, 得到土壤水分的监测模型。用此模型对土壤水分进行定量反演, 以 2005 年 3 月 31 日遥感影像为例进行精度评价, 结果表明, 监测最高精度可达 91.45%, 最低精度也可达 88.76%, 对于模型的实际应用精度也在 70% 以上。

关键词:土壤水分; TM6; 地面温度; 干旱监测

中图分类号: TP75 **文献标识码:** A

热红外波段监测土壤含水量, 在 TM 卫星影像中指 TM6 波段数据, 利用热红外波段进行土壤旱情监测, 是将 TM6 波段作为一个“温度计”, 把它当作一个热度指数, 将热红外波段的遥感数据 (TM6, 10.4~12.5 μm), 经辐射标定后, 得到地表温度, 可以根据地物辐射响应的差异, 反映不同的地类。因此, TM6 图像的数据本身可作为温度的相对指标^[1]。本研究通过对 2003 年 10 月到 2005 年 6 月宝鸡峡灌区二支渠的区域土壤水分的实地监测, 经过反复测试和试算, 建立了一种利用 TM 卫星的热红外波段, 并利用实验资料对土壤水分含量进行定量反演的有效方法。

1 土壤含水量与地面温度之间的关系

土壤水是地表水与地下水相互联系的纽带, 是能被植物直接吸收的一种水体类型。除常规方法可监测外, 也可利用红外波段的遥感图像, 反演出地表一定深度内的土壤水分及其动态变化信息; 可为水资源调查、环境监测和农田水利基本建设提供科学依据。利用红外遥感确定土壤水分包含两方面的内容, 一是测定地表温度, 二是确定土壤中水分总量与地表温度之间的定量关系。一般说, 影响红外影像色调的基本因素是红外辐射能量的强度, 强者呈浅色调, 反之呈暗色调。由于目标物体的热辐射强度取决于温度, 因而, 温度高热图像显浅色调, 反之呈暗色调。

地表土壤温度的日变幅是土壤自身的热惯性和外部气象因子的函数, 太阳辐射、大气温度和相对湿度以及云量和风等气象因子的作用, 是导致土壤温度日变幅产生的推动力, 而由土壤导热率 (K) 和土壤热容量 (C) 定义的土壤自身的热惯量性 (P) 则是限制土壤温度日变幅大小的内在控制因素^[1]。

$$P = \frac{1}{2}(K \cdot C) \quad (1)$$

土壤热导率和土壤热容量的变化取决于土壤质地、容重和土壤湿度。对于不太长的时间内土壤热惯量而言, 一般认为土壤质地和容重是相对稳定的常量, 而直接影响土壤日变幅的土壤导热率和热容量, 仅是随着土壤湿度的差异而产生变化的。众所周知, 水的热导率比空气的热导率大 25 倍以上, 因此, 干燥土壤的热导率必然低。随着土壤湿度的增加, 固体颗粒表面的水膜逐渐构成热力传导的通路, 使土壤热导率提高。同时, 由于水具有较大的热容量, 因而土壤水、气组分的比例不同, 则土壤的热容量也随之而变化。干燥土壤空隙中的湿度梯度大, 大气扩散作用强, 温度变化十分灵敏, 使土壤温度日变幅增大。而含水量高的土壤, 热容量大, 则土壤温度日变幅必然较小。由此不难看出, 土壤湿度与土壤温度之间存在着成因上的内在联系, 事实上, 根据热红外遥感方法获取的热图像, 经过一定的分析处理后, 可以推断出土壤湿度的时空分布规律^[2~7]。

收稿日期: 2005-08-12

基金项目: 国家高技术研究发展计划 (“863”计划) “现代节水农业技术及新产品”专项 (2002AA2Z4041); 国家高技术研究发展计划 (“863”计划) 的 “数字化渠系平台建设与精准灌溉管理决策应用” (2003AA209040)。

作者简介: 张智韬 (1976-), 男, 硕士研究生, 主要从事测量工程及 3S 技术在节水灌溉中的应用研究。

2 建立模型

土壤水分与地表温度有很高的相关性,但通过 TM6 卫星数据要反演出地表实际温度是个很复杂的难题。在研究土壤水分与地表温度关系中,我们关注的是地表温度的差异状况,即相对温差(如果想掌握地表真实温度,也可同步测量某些点的温度进行换算)。因此,首先将卫星数据 TM6 的 DN(Digital Number)值,按下式^[8]转换为辐射亮度 L_b :

$$L_b = L_{\min} + \left(\frac{L_{\max} - L_{\min}}{255} \right) \cdot DN \quad (2)$$

式中: L_{\max}, L_{\min} 分别为 TM6 波段探测器可探测的最高与最低辐射值。

然后再根据方程(3)将辐射亮温换算成地面辐射温度 T_b :

$$T_b = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_b + 1}\right)} \cdot DN \quad (3)$$

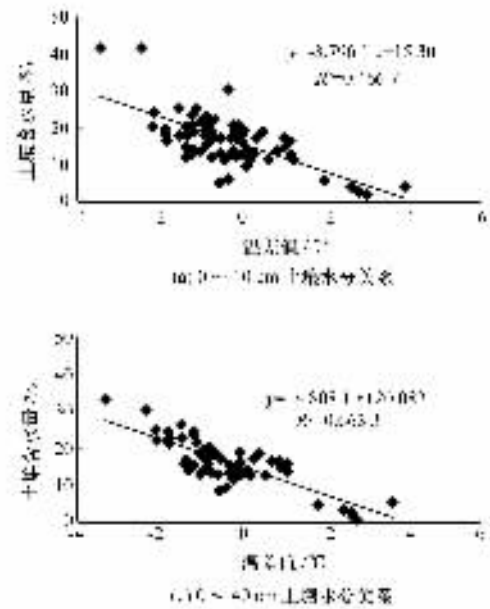


图1 温差值与土壤水分关系图

$$SW = -4.1294C + 15.321 \quad (5)$$

$$SW = -4.2748C + 18.841 \quad (6)$$

$$SW = -4.9654C + 20.078 \quad (7)$$

$$SW = -4.4845C + 20.928 \quad (8)$$

式中: SW 为土壤平均含水量,%; C 为地面辐射温度与实测大气温度的温差值,°C。

由式(5)~式(8)得通用土壤水分计算公式为:

$$SW = a \left\{ \frac{\frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\min} + \left(\frac{L_{\max} - L_{\min}}{255}\right) \cdot DN + 1}\right)} \cdot DN - T_s}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\min} + \left(\frac{L_{\max} - L_{\min}}{255}\right) \cdot DN + 1}\right)} \right\} + b \quad (9)$$

式中: a, b 分别为土壤水分计算公式的乘常数和加常数,其余符号意义同前。

3 模型显著性检验

3.1 相关性检验

在研究模型中 X, Y 的线性关系时,相关系数是一个可以

式中: K_1, K_2 为校正计算常数,它们和 L_{\max}, L_{\min} 一样可在卫星数据的头文件或遥感影像图层信息表中查到。

最后用地表温度与卫星过境时的大气温度求差,其差值表现为土壤含水量大小对地表温度的影响,建立两者之间的线性关系,可用于土壤水分的监测。

$$C = T_b - T_s \quad (4)$$

式中: T_s 为卫星过境时的同步大气温度,°C; C 为地面辐射温度与实测大气温度的温差值,°C。

由所采集的不同时相、不同植被覆盖率的 5 期土壤水分数据,共计 97 个土壤含水量采样点数据、地面辐射温度与实测大气温度的温差值,经线性回归分析,建立线性关系如图 1。

利用 TM6 的灰度值反演出的温差值与 0~10 cm, 0~20 cm, 0~40 cm 和 0~60 cm 土壤平均含水量数据建立线性关系,经拟合的关系为式(5)~式(8):

用来表征 X, Y 之间线性关系紧密程度的量,当 X, Y 的相关系数较大时,线性相关的程度较好,当 X, Y 的相关系数较小时,线性相关的程度较差^[12]。通过用二维正态随机变量的概率密度法计算 X 和 Y 的相关系数,经计算 4 个回归方程的相关系数分别为 0.667, 0.701, 0.812, 0.792。由相关系数可得 X 和 Y 的相关性显著。

3.2 线性假设的显著性检验

在建模中,假设温差值与土壤平均含水量的回归形式为 $a + bx$,为了检验求得的线性回归方程是否具有实用价值,需进行假设检验才能确定。在假设检验中,采用一元线性回归的 t 检验法^[12],其中样本数为 97,显著性水平设为 0.05,经查表得方程的拒绝域为 $t=1.634$ 。根据 t 检验方法得以上 4 个回归方程的 t 值分别为 8.4867, 9.3707, 12.3397, 10.6271,都大于拒绝域,故回归效果显著。

4 遥感影像的建模实现

在 ERDAS 8.4 的建模工具中,以 2005 年 3 月 31 日数据为

例,应用 TM6 反演地表温度,用所得各取土深度的模型,生成土壤含水量遥感分布图,再把生成的土壤含水量遥感分布图分为以下几个等级: $<9.1\%$ 、 $9.1\% \sim 16.8\%$ 、 $16.8\% \sim 18.3\%$ 、 $18.3\% \sim 28.3\%$ 、 $>28.3\%$ (由于关中西部灌区渠地处我国干旱一半干旱地区,地下水埋藏较深,很少出现重涝现象,并且,土壤含水量一般大于 28.3% 的地区多为灌水不久的土地,土壤含水量遥感分布图的等级划分上把大于 28.3% 的地区分为一类),对以上等级分别定为:凋萎(包含居民地)、干旱、轻旱、适宜含水、涝,并分别以不同的颜色表示为:白色、红色、黄色、绿色、紫色。

根据以上原则,对 2005 年 3 月 31 日关中西部灌区遥感卫星影像处理,生成一幅 $0 \sim 20$ cm 平均土壤含水量遥感分布等级图(略)。

5 精度评定

通过运用所得模型,以 2005 年 3 月 31 日宝鸡峡灌区遥感卫星影像为例,进行土壤水分的计算,求出遥感影像对应的理论土壤含水量 w_l ,再通过与实测土壤含水量 w_s 进行比较,采用最小二乘法原理,求出计算值的中误差 m ,然后再计算其计算值的相对误差值 k ,最后可得模型的监测精度 Q ,从而对模型精度进行评价^[12~13]。精度评价计算公式为:

$$\Delta = w_l - w_s \quad (10)$$

$$m = \sqrt{\frac{[\Delta \Delta]}{n}} \quad (11)$$

$$k = \frac{m}{p} \times 100\% \quad (12)$$

$$Q = 1 - k \quad (13)$$

$$k_{\max} = \frac{|\Delta_{\max}|}{p} \times 100\% \quad (14)$$

式中: Δ 为土壤含水量计算值与实测值的误差值,%; Δ_{\max} 为土壤含水量计算值与实测值的误差值的最大值,%; n 为进行土壤含水量精度分析的样点个数,个; p 为各分析深度样点土壤含水量总的平均值,%; k_{\max} 为计算值最大相对误差值,%。

运用上述误差分析公式及精度评定公式,通过对 2005 年 3 月 31 日宝鸡峡灌区土壤含水量的计算值与实测值相比较,所得各项误差指标如表 1 所示。

表 1 各项误差及精度分析表

| 取土深/cm | $P/\%$ | m | $K/\%$ | $Q/\%$ | $\Delta_{\max}/\%$ | $k_{\max}/\%$ |
|--------|--------|------|--------|--------|--------------------|---------------|
| 0~10 | 19.84 | 2.23 | 11.24 | 88.76 | 6.5 | 32.76 |
| 0~20 | 23.40 | 2.00 | 8.55 | 91.45 | 6.7 | 28.63 |
| 0~40 | 24.67 | 2.20 | 8.92 | 91.08 | 6.0 | 24.32 |
| 0~60 | 25.58 | 2.20 | 8.60 | 91.40 | 5.3 | 20.72 |

从表 1 中可以看出,监测最高精度可达到 91.45% ,最低精度也可达 88.76% 。通过对 2003 年 10 月到 2005 年 6 月宝鸡峡二支渠灌区的土壤水分监测数据和五期的遥感数据进行同样的精度分析,结果表明:模型的实际应用精度在 70% 以上。故应用 TM6 热红外波段反演地表温度法,能满足灌区对土壤含水量的大范围的宏观监测。

6 讨论与结语

(1)从生成的遥感土壤水分分布结果图中,可以明显的看出,沿渭河两岸及后河两岸土壤水分较低,已在 $0 \sim 20$ cm 出现旱情,在二支渠范围土壤水分为适宜含水量,部分地区 $0 \sim 10$ cm 出现旱情,这与实际调查情况相符,因为沿渭河两岸为沙壤土,旱情较重,后河两岸为坡地,旱情也较重,而在二支渠范围,土壤为粘壤土,且进行了冬灌,故土壤含水量较高。

(2)在有植被覆盖的情况下,当植被覆盖率小于 30% 时,监测精度以 $0 \sim 20$ cm 的为最高, $0 \sim 10$ cm 和 $0 \sim 40$ cm 次之, $0 \sim 60$ cm 的最差;当植被覆盖率为 $30\% \sim 60\%$ 时,监测精度以 $0 \sim 40$ cm 的为最高, $0 \sim 20$ cm 和 $0 \sim 10$ cm 次之, $0 \sim 60$ cm 的最差;当植被覆盖率大于 60% 时,监测精度以 $0 \sim 40$ cm 的为最高, $0 \sim 60$ cm 和 $0 \sim 20$ cm 次之,最后为 $0 \sim 10$ cm。

(3)用 TM6 热红外波段反演地表温度法监测土壤含水量时,对天气的要求较高,如在监测区内或是遥感影像覆盖范围内有云,将影响 TM6 波段探测器可探测的最高与最低辐射值,出现失真现象,从而影响反演的地表温度。对此,在本研究中处理的方法为,在遥感影像覆盖区内,首先在影像中通过裁剪的方法,把有云覆盖或被云遮蔽的地区裁剪掉,然后再统计遥感影像中 TM6 波段探测器可探测的最高与最低辐射值,用统计的最高与最低辐射值进行地表温度的反演。

(4)用 TM6 热红外波段反演地表温度法监测土壤含水量时,大气温度是一个重要指标,直接影响反演精度,所以大气温度的测量必须与遥感卫星过境的时间同步。在本研究的区域,遥感卫星的过境时间为上午 $11:03$ 时,所以大气温度的采集应为上午 $11:03$ 时前后 15 分钟为最佳。由于本研究的区域较小,在反演中,各期数据采用研究区内的中心区所采集的统一温度,如要监测的区域较大,可多设几个观测点。对于一个大气温度观测点所能精确控制的范围,有待进一步研究。

(5)用 TM6 热红外波段反演地表温度法监测土壤含水量时,对于水域的监测精度较差,常会与过饱和含水量的区域不分,即达到监测饱和状态;同时,对于土壤含水量小于 5% 的区域,监测精度也较差。

参考文献:

- [1] 乔平林,张继贤,燕琴,等.利用 TM6 进行土壤水分的监测研究[J].测绘通报,2003,(7).
- [2] 余涛,田国良.热惯量法在监测土壤表层水分变化中的研究[J].遥感学报,1997,1(1):24-31.
- [3] Gardner B R, Blad B L, Garrity D P. Relationships between crop temperature, grain yield, evapotranspiration and phenological development in two hybrids of moisture stressed sorghum [J]. Irrigation Science, 1981, 2: 213-224.
- [4] 蔡焕杰.遥感红外温度差异农田土壤水分状况研究[J].西北农业大学学报,1994,22(1).
- [5] 孙家柄,舒宁,关泽群.遥感原理、方法与应用[M].北京:测绘出版社,2002.
- [6] 梅安新,彭望禄,秦其明,等.遥感导论[M].北京:高等教育出版社,2000.

理,这是因为渗灌处理的土壤含水量低于沟灌处理。由于水的比热容较土壤的大,所以在吸收相同的太阳辐射时,含水量较小的土壤的温度升高的要比含水量高的大,所以渗灌土壤温度较高。后面讲的不同灌溉方式对棚膜透光的影响也是引起这一差异的一个原因。在浇水的过程中渗灌处理的土壤温度降低幅度要小于沟灌处理,这一结果也与于锡宏^[9]的研究结果相似。

2.4 不同灌水方式对棚内辐射强度及棚膜悬挂水珠量的影响

该测定于5月19日正午12时进行,太阳辐射强度用Spectrum Technologies公司生产的气象观测站Watchdog Model700进行测定,棚膜悬挂的水珠量用吸水树脂吸收,用称量吸水树脂吸水前后的质量之差推算单位面积上的水珠量。由测定可知裸地的太阳辐射平均值为 970 W/m^2 ,棚内渗灌和沟灌处理的分别为 915 W/m^2 和 870 W/m^2 。这一太阳辐射平均值的差异会更深层次地影响黄瓜的生理作用,进而影响黄瓜的生长发育^[10]。用吸水树脂测得的棚膜单位面积上渗灌和沟灌处理的水珠重量分别为 $105\sim 135\text{ g/m}^2$ 和 $180\sim 220\text{ g/m}^2$ 。渗灌处理棚膜上的水珠细小而致密,很少有聚集成大水珠坠落和眼棚膜滑落的情况,但是沟灌处理的水珠则表现为大而密集,且不时有坠落和滑落的情况发生。棚内太阳辐射的差异在相当程度上可能是由于棚膜上的水珠的数量及水珠的形态对阳光的折射散射等物理作用的差异造成的。

2.5 不同灌水方式对黄瓜产量等的影响

在实验过程中,观察到渗灌处理的黄瓜幼苗生长状况,渗灌处理的黄瓜苗返苗较沟灌处理要快,黄瓜开花较沟灌提前3d,黄瓜成熟较沟灌早4d。这可能是由于采用渗灌有效地增加了棚膜的透光效能,提高了棚内的气温这有利于早春黄瓜的快速生长,另外采用渗灌可以有效地降低棚内的空气湿度,为黄瓜的生长创造了适宜的生长环境。从表1中还可以看出渗灌处理的黄瓜茎粗较沟灌处理的株粗之间没有显著差异,但是渗灌处理的蔓长显著高于沟灌处理,平均要高出近16cm,从小区黄瓜的产量来说,采用渗灌的小区高于沟灌的小区。且由于采用渗灌处理可以提早黄瓜上市,可以有一个较高的市场价格,对于大面积的黄瓜种植来说,这也是一个不小的经济收益。

表1 不同灌溉方式对黄瓜产量等的影响

| 处理 | 株粗/cm | 蔓长/cm | 产量/(kg·小区 ⁻¹) |
|----|-------|--------|---------------------------|
| 沟灌 | 1.427 | 215.64 | 76.43 |
| 渗灌 | 1.531 | 231.43 | 81.23 |

3 结 语

(1)利用渗灌可以提高棚内空气和土壤温度,降低棚内空气湿度,明显地改善棚内的小环境,为黄瓜的生长提供较为适宜的条件。

(2)用沟灌1/3的水量达到沟灌的灌溉效果,较好的节约了水资源,避免了灌溉水浪费,有着极其重大的生态效益。

(3)有效地提早大棚黄瓜的上市时间,增加了菜农的利润空间。

致谢:本试验得到了中科院长春地理所齐晓宁研究员和刘兆永老师的大力帮助,在此对两位老师及相关同学表示衷心的感谢!

参考文献:

- [1] 崔毅. 农业节水灌溉技术及应用实例[M]. 北京:化学工业出版社,2005.
- [2] 杜尧东,刘作新. 渗灌——设施园艺先进的节水灌溉技术[J]. 资源开发与市场,2000,16(5):266—267.
- [3] 钱晓辉,孟德财,李茂林. 试述农业节水灌溉中的渗灌技术[J]. 农机化研究,2000,(4):72—73.
- [4] 中国科学院长春应用化学研究所. 地下节水渗灌管的制备方法[P]. 中国专利:98125656.2
- [5] 望作文,戴国强,张劲松. 蔬菜栽培[M]. 武汉:武汉测绘科技大学出版社,1996.
- [6] 康业斌,张志勇,李素珍. 日光温室瓜菜栽培与病虫害防治[M]. 北京:中国农业出版社,1999.
- [7] 李广胜. 蔬菜果树烟草优质高效栽培技术[M]. 郑州:黄河水利出版社,2002.
- [8] 黄昌勇. 土壤学[M]. 北京:中国农业出版社,2000.
- [9] 于锡宏. 渗灌对塑料大棚内温湿度的影响[J]. 北方园艺,2002,(4):18.
- [10] 韩建会,徐淑贞,张福墁. 日光温室不同季节生态环境对黄瓜光合作用的影响[J]. 华北农学报,2003,18:124—126.
- [11] 赵英时. 遥感应用分析原理与方法[M]. 北京:科学出版社,2003.
- [12] 戴昌达,姜小光,唐伶俐. 遥感图像应用于分析[M]. 北京:清华大学出版社,2004.
- [13] Jack son R D, Reginato R J, Idso S B. Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements [J]. Water Resource Research,1977,13: 651—656.
- [14] 刘培君,张琳. 卫星遥感估测土壤水分的一种方法[J]. 遥感学报,1997,1(2):135—138.
- [15] Zhang R. A new model for estimating crop water stress based on infrared radiation information[J]. Science in China B, 1986,7: 776—784.
- [16] 盛骤. 概率论与数理统计[A]. 北京:高等教育出版社,1996.
- [17] 武汉测绘科技大学测量平差教研室. 测量平差基础[M]. 武汉:测绘出版社,1996.
- [18] Mo ran M S, Clarke T R, Inoue Y. Estimating crop water deficit using the relation between surface air temperature and spectral vegetation index [J]. Remote Sensing of Environment, 1994, 49:246—263.
- [19] Moran M S, Maas S J, Pinter P J Jr. Combining remote sensing and modeling for estimating surface evaporation and biomass production [J]. Remote Sensing Reviews, 1995, 12:335—353.
- [20] Kang S, Xiong Y. Study on the judgement method for crop water stress and irrigation index [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 1991, 1: 34—39.
- [21] Jalali Farahani H R, Slack D C, Kopec D M. Crop water stress index models for Bermud agrass Turf: A comparison[J]. Agronomy Journal, 1993, 85: 1210—1217.

(上接第40页)