

土壤水分的遥感监测方法*

田国良

(中国科学院遥感应用研究所)

1990年6月6日收稿

摘 要

本文讨论了用雷达图像散射系数法、NOAA-AVHRR 数字图像热惯量法和作物缺水指数法监测土壤水分的结果,并将这些方法与常规气象方法、绿色指数法和温差法监测土壤水分的效果进行了比较和评价。结果表明,微波遥感监测土壤水分有广阔的应用前景,但必须深入开展基础研究。在我国目前情况下,采用 NOAA-AVHRR 数字图像及有关气象数据计算热惯量、作物蒸散和缺水指数,从而估算土壤水分的方法是一种比较切实可行的方法。

关键词 土壤水分 散射系数 热惯量 作物缺水指数

一、前 言

土壤水分在农水管理中是十分重要的。土壤水分是农作物发芽、生长发育的基本条件。它对降水径流过程有重要影响。土壤水分也是灌溉管理和产量预报模式中的重要参量。因此,监测土壤水分一直是人们十分关注的问题。

经典的土壤水分测量方法,如称重法,中子水分探测法等,因为采样速度较慢,范围有限,因此限制了它的应用范围。在农水管理中往往需要迅速而大面积地知道土壤水分分布,这对常规方法来说是难以实现的。遥感技术可以迅速、大面积、多时相地获得地面信息。因此,研究用遥感方法监测土壤水分是十分重要而有意义的工作。但由于影响因素很多,给遥感监测土壤水分带来一定困难,因而迄今为止,还没有一种真正实用的监测土壤水分的方法,目前,在这个领域的所有工作都是实验性的,或研究性的。

为解决这个问题,人们探讨了可见-近红外、热红外及微波波段遥感监测土壤水分的可能性。

在 $0.3-3.0\mu\text{m}$ 区段所接收的信息是反射太阳的辐射。在这个光谱区,不同类型的裸露土壤的反射率一般随波长的增加而增加,不同类型土壤的反射率也不同。对于给定的土壤类型,反射率随水分含量的增加而减少。但是不同类型土壤间的反射率差别,可能和不同土壤水分引起的差别一样大,或者更大,加上太阳高度、大气条件和表面状况等引起的误差,要定量估算土壤水分是比较困难的^[1]。

许多研究表明,确定土壤水分的红外波段遥感是相当有希望的^[2,3]。对于一级近似,

* 本文是国家“七五”科技攻关项目的部分成果,得到了中国科学院资源环境科学局的大力支持,在此表示感谢。

表面温度一方面是蒸发和蒸腾之间能量平衡支出部分的函数，另一方面又是发射辐射的函数。因此，可以利用热红外遥感资料估算蒸散和土壤水分^[4,5]。一般热红外波段所感测的是地表很薄的一层信息，但是，也存在着估算低于表面层土壤水分的情况。这是由于表面和亚表面热特性可以用热惯量来表示，表面温度由辐射平衡和热惯量决定^[6]。

人们普遍认为微波遥感将会有效地监测土壤水分。因此，微波遥感监测土壤水分的研究引起了普遍的关注。在美国制定的用空间遥感技术进行农业和资源调查的联合计划——AgRISTARS 中，专门制定了土壤水分监测计划^[7]，其主要手段即是微波遥感。

在过去的 10 年间，在土壤水分的遥感监测方面，人们做了大量工作，发展了一些实验和理论模型，将遥感数据和气象、水文资料用模型结合起来，取得了一些结果，推进了这个领域的研究^[8-12]。

本文以河南省境内的黄河下游平原地区为例，分析了几种遥感监测土壤水分的方法，对其优缺点及存在的问题进行了比较和评价，并结合我国国情选出了比较好的监测方法。

二、方法

本文采用的方法如图 1 所示。被研究的地表特征分为裸地或低植被覆盖及有植被覆盖两种。对第一种情况采用后向散射系数法和热惯量法，分别利用我国研制的 X 波段合成孔径雷达图像及 NOAA 气象卫星甚高分辨率辐射计(AVHRR)图像，对土壤水分进行估算。对第二种情况，即在有植被覆盖的条件下，则从蒸散入手，建立作物缺水指数，从而估算土壤含水量，此法也采用了 NOAA-AVHRR 数字图像。每种方法都通过地面测量的数据和模型进行了检验。

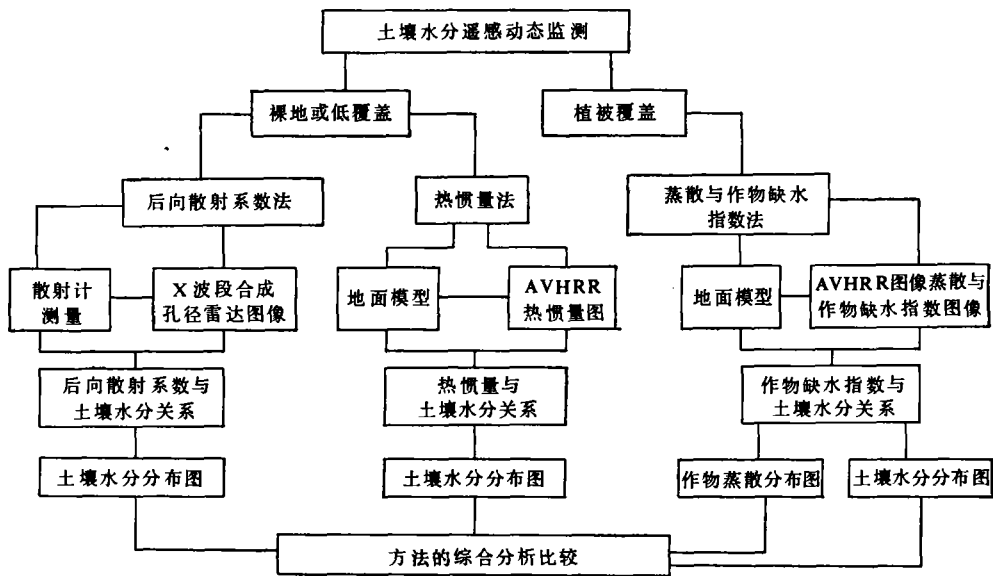


图 1 土壤水分遥感监测的流程

Fig. 1 Sketch for monitoring soil moisture by remote sensing

(一) 裸地或低植被覆盖条件下土壤水分的遥感监测

1. 微波后向散射系数法^[13,14]

微波遥感监测土壤水分的基础是,土壤的介电特性和它的水分含量有密切关系。这是由于水的介电常数大约为 80,而干土仅为 3,它们之间具有较大的反差。雷达是一种主动微波遥感系统,在这个系统中,从天线发射微波能量脉冲,经地表面反射或散射,其中的一部分返回天线,这个回波就是判别地表特性的信号。不同含水量的土壤,介电特性不同,其回波信号也不同,据此可建立后向散射系数和土壤水分含量的关系。

研究采用的是 1987 年 11 月 15 日获取的河南省封丘地区 X 波段机载合成孔径雷达的水平极化(HH)图像。飞行高度 6 000m,斜距 25—55km,地面分辨率 $10 \times 10\text{m}^2$ 。这时正值秋末,地表为小麦苗,高约 8cm,覆盖率低于 20%,有部分裸地和极少量的油菜地。地表粗糙度 2—3,垄高约 2—3cm。在飞行期间测量了 22 个样点(尺寸大于 $40 \times 40\text{m}^2$)的土壤体积含水量。

将雷达图像用 CCD 相机数字化后输入计算机,经处理后,图像灰度正比于后向散射系数,它与土壤水分有如下关系^[13]:

$$G = 74.26 + 3.509M_v \quad (1)$$

式中, G 为图像的相对灰度, M_v 为土壤体积含水量的百分比。(1)式的相关系数为 0.78。同时亦获得了灰度和土壤水分占田间持水量百分比的关系:

$$G = 31.23 + 1.808M_f \quad (2)$$

M_f 为土壤水分占田间持水量的百分比。这种表达方式可以消除土壤质地的影响。根据土壤水分与图像相对灰度的关系计算土壤含水量,并将其分成了 8 个不同土壤水分等级,对图像进行分割并赋予不同颜色。在我们实验期间,该地区土壤体积含水量范围为 5—40%左右。对估算的土壤水分分布特征,经野外验证,其图像灰度分级与实际土壤水分分布特征相符。例如一些水分含量较高的地区,原种植的是水稻和芦苇,虽然已经收割,但土壤仍然潮湿。而土壤水分比较低的,则发生在无灌溉条件的地区(图版 I 图 2)。这种估算的平均相对误差约为 21%。

但是,我们获得的图像并不是监测土壤水分的最好的极化方式和入射角。由于航空遥感获得图像困难和价格昂贵,因此我们只用微波散射计测量了 20 个裸地样点的后向散射系数、地表粗糙度和土壤水分等参量,分析了后向散射系数随入射角的变化和与土壤水分的关系,响应灵敏度随角度的变化及与地表粗糙度的关系。结果表明,对于监测土壤水分来说,交叉极化比同极化好,而 HV 极化在 48° 入射角时,后向散射系数与土壤水分的相关系数最高。交叉极化的响应灵敏度也比同极化好。HH 极化的后向散射系数,除 24° 入射角外,对地表粗糙度的灵敏度比其它极化方式的值小。后向散射系数与土壤水分线性回归方程的截距受地表粗糙度控制。在未知地表粗糙度的情况下,用 48° 时的 HH, HV 极化的后向散射系数估算土壤水分的效果较好^[14]。

2. 表观热惯量法^[15]

热惯量是引起物质表层温度变化的内在因素。它的定义为:

$$P = (\lambda\rho C)^{1/2} \quad (3)$$

P 为热惯量 ($\text{Jm}^{-2}\text{K}^{-1}\text{S}^{1/2}$), λ 为热传导率 ($\text{Jm}^{-1}\text{K}^{-1}\text{S}^{-1}$), ρ 是密度 (kgm^{-3}), C 为比热 ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)。土壤热惯量反映土壤的热特性。引起土壤表层温度变化的外在因素是地表热量平衡:

$$R_n = H + LE + G \quad (4)$$

R_n 为地表净辐射通量 (Wm^{-2}), H 为地表到大气感热通量 (Wm^{-2}), LE 为地表到大气潜热通量 (Wm^{-2}), G 为土壤的热通量 (Wm^{-2})。

根据热传导方程,可获得如下的近似解^[6]:

$$P = 2SV(1 - \alpha)C_1/\sqrt{\omega}(T_{s(13.30)} - T_{s(02.30)}) - 0.9B\sqrt{\omega} \quad (5)$$

s 为太阳常数 (Wm^{-2}), V 为大气透明度, α 为地表反照率, C_1 为太阳赤纬和经纬度的函数, ω 为地球自转频率, B 为土壤发射率和比湿及气象参数的函数。 T_s 为地表辐射温度, 下标为时间。

上式的第一项定义为表观热惯量:

$$ATI = 2SV(1 - \alpha)C_1/\sqrt{\omega}\Delta T = 2Q(1 - \alpha)/\Delta T \quad (6)$$

Q 为太阳总辐射通量, α 和 ΔT 可以由卫星图像经过定标转换计算出来。再根据 ATI 与土壤水分的关系计算土壤水分。

在计算表观热惯量时,Price^[6]假定大气透过率 $V = 0.75$ 。由于区域不同及大气状况的差异, V 并不是一个常数。我们根据地面气象站实测的太阳辐射和日照数据,求出了河南省 72 个县的日照率与总辐射的关系,从而实现了由实测的日照率 (n/N) 计算总辐射的目的,它们的关系如下:

$$Q = Q_A(0.199 + 0.460n/N) \quad (7)$$

Q_A 为理论太阳辐射,根据所在地的经纬度、日出日落时间和太阳常数求出。

利用 NOAA-AVHRR 数字图像得到了河南省中北部黄河下游平原地区 72 个县的土壤水分 (SM) 和表观热惯量的如下关系:

$$SM = -7.13 + 13.68ATI \quad (8)$$

图 3 (图版 I) 表明,在实验区的东部地区,土壤水分的重量百分比为 12—14%; 在西部的大部分地区及黄河两岸有关地区的土壤水分分为 16—18%。此时正是冬小麦苗期,覆盖率很低。西部地区的土壤水分比较适宜小麦的生长,而东部大部分地区显得缺水,部分地区有些干旱。通过与 54 个县的实测土壤水分对比,用上述方法估算的土壤水分平均相对误差为 14%。

(二) 有植被覆盖条件下的土壤水分遥感监测^[16]

在一年四季中,黄河下游平原地区几乎都被植被覆盖着,只有在作物的播种和收获期,有短时期的裸地存在。因此,研究有植被覆盖情况下土壤水分的遥感监测方法更具有现实意义。但是,遥感获得的是地表面的信息,要通过覆盖的植被来揭示其下之土壤水分的信息,其难度是可想而知的。由于该地区往往是春旱秋涝,故主要研究春季土壤水分状况。这时,地表几乎被小麦覆盖着,所以我们研究的是冬小麦田的土壤水分监测方法。

我们将土壤-植被-大气作为统一体考虑,土壤水分被作物吸收后,除供给作物生长外,其消耗的主要形式就是蒸散。所以作物蒸散与土壤水分有密切关系。为此,我们从冬

小麦田的蒸散入手,建立作物缺水指数,研究作物缺水指数和土壤耕作层的水分关系。

本方法的基本出发点,是以(4)式作为作物冠层的能量平衡方程,其各项分别采用下式计算:

$$R_n = (1 - \alpha)R_s - \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (9)$$

$$G = (0.1 - 0.042h)R_n \quad (10)$$

$$H = \rho C_p (T_s - T_a) / (r_{ac} + r_{bh}) \quad (11)$$

$$LE = R_n - G - H \\ = \rho C_p (e_a^* - e_a) / \gamma (r_c + r_{ac} + r_{bh}) \quad (12)$$

式中 R_s 为入射的短波辐射, α 为反照率, ε_a 为无云天空有效发射率, σ 为 Stefan-Boltzmann 常数 ($5.67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$), T_a 为空气温度(K), ε_s 为地表发射率, T_s 为地表辐射温度, h 为作物高度(m), ρ 为空气密度, C_p 是空气的比热 ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$), e_a^* 和 e_a 为空气饱和水汽压和空气水汽压 (P_a), r 为干湿球常数 ($P_a^0 C^{-1}$), r_{ac} 为修正的空气动力阻力 (sm^{-1}), r_{bh} 为剩余阻力 (sm^{-1}), r_c 为作物冠层阻力 (sm^{-1})。 ε_s 和 G 的计算考虑了小麦的覆盖率。

(9)–(12)式中的 ε_a , r_{ac} 和 r_{bh} 采用下式计算:

$$\varepsilon_a = 1.24(e_a/T_a)^{1/7} \quad (13)$$

$$r_{ac} = r_a [1 + \varphi_H / \ln(z-d)/z_0] \quad (14)$$

$$r_{bh} = 4/u_* \quad (15)$$

其中 r_a 为中性条件下的空气动力阻力, φ_H 为热量的层结稳定度函数, z 为地表以上参考高度(m), d 为零平面位移(m), z_0 为粗糙度长度(m), u_* 为植冠的摩擦速度。

$$r_a = \ln [(z-d)/z_0]^2 / K^2 U \quad (16)$$

$$\varphi_H = \left(1 - 16 \frac{z-d}{L}\right)^{-1/4} \quad \text{当 } (z-d)/L < -0.03 \text{ (不稳定)}$$

$$\varphi_H = \left(1 + n \frac{z-d}{L}\right) \quad \text{当 } \begin{cases} (z-d)/L > 0 \text{ (稳定)} \\ -0.03 < (z-d)/L < 0 \text{ (微弱不稳定)} \end{cases} \quad (17)$$

L 为莫宁-奥布霍夫特征长度,

$$L = u_* T_0 / [Kg(T_a - T_s)/u] \quad (18)$$

K 为 Karman 常数 (0.4), g 为重力加速度, u 为 z 处的风速 (ms^{-1}), $n = 5$, $T_0 = \frac{1}{2}(T_s + T_a)$ 。

$$u_* = uK / \ln [(z-d)/z_0] \quad (19)$$

在计算空气动力阻力时,我们引入了剩余阻力和新的稳定度订正模型,以避免 Hatfield 的模型在计算不稳定时的 r_{ac} 出现负值的不合理现象(详细讨论见文献[16])。

联立(11)和(12)式得

$$LE = \frac{\Delta R_n + \rho C_p (e_a^* - e_a) / (r_{ac} + r_{bh})}{\Delta + \gamma [1 + r_c / (r_{ac} + r_{bh})]} \quad (20)$$

将实际蒸散和潜在蒸散 ($r_c = r_{cp}$) 相比

$$\frac{E}{E_p} = \frac{\Delta + r^*}{\Delta + r [1 + r_c / (r_{ac} + r_{bh})]} \quad (21)$$

$$r_c/(r_{ac} + r_{bh}) = \frac{r(r_{ac} + r_{bh})(R_n - G)/(\rho C_p) - (T_s - T_a)(\Delta + r) - (e_a^* - e_a)}{r[(T_s - T_a) - (r_{ac} + r_{bh})(R_n - G)/(\rho C_p)]} \quad (22)$$

$$r^* = r[1 + r_{cp}/(r_{ac} + r_{bh})] \quad (23)$$

定义作物缺水指数为

$$CWSI = 1 - \frac{E}{E_p} = \frac{r[1 + r_c/(r_{ac} + r_{bh})] - r^*}{\Delta + r[1 + r_c/(r_{ac} + r_{bh})]} \quad (24)$$

在计算上面各项时,反照率和地表辐射温度可以从 AVHRR 数字图像中得到,其余各项采用气象数据。

根据(24)式,我们用 AVHRR 数字图像和气象数据,计算了河南省中北部 72 个县 CWSI 分布图,并求出各气象站 5—50cm 的土壤重量含水量平均值(SM),它可以反映主要根系的水分状况。分析 CWSI 与土壤水分的关系,可得到如下方程:

$$SM = 21.3 - 15.2CWSI \quad (25)$$

相关系数 $R = -0.693$, 样品数 $n = 148$; 在 $\alpha = 0.001$ 下是显著的,用 CWSI 估算的土壤水分平均相对误差为 19.3%。

作物缺水指数的值为 0—1, 其值越大越缺水,即土壤含水量越少。当 $CWSI = 0$ 时, $SM = 21.3$, 即表明在土壤水分大于 21.3% 时,作物有充分的水分供应;当 $CWSI = 1$ 时, $SM = 6.1$, 表明严重缺水,作物接近凋萎。

图 4 (图版 I) 是 1988 年 4 月 18 日的土壤水分分布图。此时正值冬小麦孕穗期。由图中可以看出,在黄河以北的东北—西南方向,沿南乐、浚县、淇县、修武、博爱一线,土壤水分为 14—18%。在黄河以南土壤水分基本呈纬向分布,荥阳、中牟、兰考、民权一带,土壤水分仅为 8—10%,而沿临汝、许昌、扶沟、柘城一带,水分含量也达 14—18%,其它纬向分布多为 12—14%。

由于土壤质地不同,其田间持水量亦有较大差异,将土壤水分换算成占田间持水量的百分比,可以消除土壤质地的影响。图 5 (图版 I) 是这种变换的结果。

图 5 表明,大部分地区的土壤水分仅为田间持水量的 60—65%。林县、鹤壁、郑州、密县、兰考、民权等县更低。总的分布是黄河以北的水分含量略高于黄河以南地区。对于冬小麦孕穗期而言,较适宜的土壤水分应占田间持水量的 70—80%。上述分布说明,绝大多数地区都是缺水的,需要及时灌溉。

三、几种估算土壤水分方法的比较

如前所述,这几种监测土壤水分的方法各有优缺点。除上述方法外,有的人还采用比较简单的方法,如绿度指数法和温差法,在气象上还采用常规气象方法。因此有必要对这些方法加以比较(表 1)。

1. 常规气象方法^[17]

这是根据在点上的测量数据,通过内插而获得土壤水分等值线图的方法。这种方法可以获得某一范围的土壤水分的宏观分布特征,但误差很大,内插时因受人为影响而不能获

表 1 几种估算土壤水分方法的比较
Table 1 Comparison of methods for estimating soil moisture

方 法	覆盖条件	使用的图像	相关系数	相对误差 (%)	样本数	估算土壤水分层深 (cm)	优 缺 点	存在的问题
常规气象方法	裸土或植被覆盖						能给出宏观分布、精度差	靠实际测量,等值线图有人为性
散射系数法	裸土、低覆盖	雷达图像	0.78(0.85)	21(15)	22	0—5	方法简单、价格贵	受地表粗糙度及覆盖影响
表观热惯量法	裸土、低覆盖	AVHRR 图像	0.77	14	54	0—10	方法简单、只适用裸土、低覆盖	没有考虑地表蒸发
蒸散与作物缺水指数法	有植被覆盖	AVHRR 图像	-0.69(-0.58)	19(21)	148	0—50	方法复杂、物理意义明确	地表气象资料外推、范围问题
绿色指数法 $\frac{CH_2/CH_1}{CH_2 - CH_1}$ $\frac{CH_2 - CH_1}{CH_2 + CH_1}$	有植被覆盖	AVHRR 图像	0.003	30	148	0—50	方法简单精度差	只考虑绿度变化,未考虑其它因子
$\frac{CH_2}{CH_1 \times CH_1}$			0.333	28	148	0—50		
$\frac{CH_2 - CH_1}{CH_2 + CH_1}$			0.011	30	148	0—50		
温差法 $T_s - T_g$ $\frac{T_{max} - T_{min}}{1/(T_{max} - T_{min})}$ $\frac{T_{max} - T_{min}}{T_{max} \times T_{min}}$	有植被覆盖,裸地或低覆盖率	AVHRR 图像	0.134 0.675 0.679 0.544	29 16 16 18	148 54 54 54	0—50 0—10 0—10 0—10	方法简单精度差	只考虑温度因子,未考虑反射因子

得较准确的土壤分布,并且需要大量的实测数据。

2. 散射系数法

这是主动微波遥感监测土壤水分的方法。由于微波遥感具有全天时、全天候、多极化和对植被及土壤有一定穿透能力等特点,因而有广阔的应用前景。我们的实验只采用了 X 波段 HH 极化的图像,虽然对监测土壤水分有效果,但不是微波遥感土壤水分的最好条件。研究表明, C 波段在入射角 10° — 20° 内,将能以可以接受的精度估算地表 0—5cm 层的土壤水分,而且 HV 极化比 HH 极化要好^[8]。由于航空遥感价格昂贵和我国仅有 X 波段机载合成孔径雷达,所以目前还不能广泛应用。同时微波遥感土壤水分还受地表粗糙度、植被覆盖等影响。如果将主动微波和被动微波遥感结合起来,再与可见及近红外图像复合分析,则可以将地表粗糙度和植被的影响考虑进去,这样将会更好地监测土壤水分,也许能最终解决遥感监测土壤水分问题。随着微波遥感的迅速发展,特别是航天成像雷达的使用,将使多极化、多时相、参数可变、价格便宜的雷达图像的获取成为可能,进而实现预测土壤水分的目的。

3. 表观热惯量法

这是一种从地表土壤热特性出发,用 AVHRR 图像计算表观热惯量的方法,简单易行,便于推广。但目前仅适用于裸地或低植被覆盖条件。本文介绍的土壤水分估算方程,还是统计模型,依赖于地面样点的土壤水分测量。马霭乃等^[18]根据地表热惯量方程,在一定假设条件下,利用 NOAA-AVHRR 数字图像直接计算热惯量,再根据热惯量与土壤水分的实验关系计算出土壤水分。但所采用的实验模型是苏联的,而且对大气等条件做了均一的假设,因此有待于结合我国实际大气条件和不同土壤类型建立实际模型,再用图像直接计算热惯量和土壤水分。这是一种值得推荐的方法,因为实验模型建立后,不再需要同步测量土壤水分,就可迅速获得大范围土壤水分分布。

4. 蒸散与作物缺水指数法

蒸散与作物缺水指数法是以能量平衡为基础的,它的物理意义明确,适用性广,适于各种植被覆盖情况,只需给出地区差异性参数,即可求出土壤水分。在有植被覆盖的情况下监测土壤水分是一项复杂而困难的工作,从蒸散入手,构造作物缺水指数则是一个可行的办法。并且利用 NOAA-AVHRR 数字图像,易于获取多时相数据,价格便宜,所发展的图像处理软件可以同时获得四种有用的图像,适合我国目前的国情。但这种方法比较复杂,所用参量和数据很多,而且只有在能准确迅速地提供气象数据的情况下才能达到适用阶段。这种方法的精度取决于气象数据能外推的范围,因为图像提供的是 $2 \times 2 \text{ km}^2$ 的信息,而在一个县的范围内又只有一个气象站,能否代表全县各地的气象数据也有待于进一步实验。据我们实验,对于平原地区可以外推到约 15km 的范围内。作物缺水指数与作物抽取土壤水分有关,但又不是它的唯一函数,亦即它与土壤水分是个复杂的关系,因此需要深入研究根系吸收土壤水分模型,分析其与作物缺水指数的内在联系,才能获得更好的效果。

5. 绿度指数法

这种方法是利用卫星图像获取的植被绿度指数,如比值,归一化差等,来估算土壤水分。这种方法简单,易于从卫星图像上获取所需参数,图像处理迅速。但考虑的因子简

单,只反映了作物的生长状况,而水分只是影响绿度的因子之一,所以用它估算土壤水分精度较差。由表 1 可以看出,它与作物缺水指数法相比,其精度要低 10%。

6. 温差法

即用地表温度和气温差来估算有植被覆盖条件下的土壤水分,其精度与绿度指数法相近,因为它只考虑了温度因子,而没有考虑其它因子的影响。由于资料的限制,此次只获取到裸地和低植被覆盖的地表昼夜温差图像,因此只讨论了这种情况下监测土壤水分的效果。由表 1 可知,其精度是可以接受的。这种方法比热惯量法还简单,它抓住了昼夜温差这个主要特征,但未考虑反射因子和总辐射的差异,这是它的不足之处。

综上所述,在我国目前情况下,用 NOAA-AVHRR 数字图像计算热惯量和作物缺水指数,进而估算土壤水分是比较有效的方法。

四、结 论

(1) 微波遥感具有全天时、全天候、多极化和一定的穿透特性等优点,它在遥感监测土壤水分方面有广阔的应用前景。但必须对其理论模型、成像机制与极化方式、土壤水分、粗糙度和植被覆盖等的关系进行深入研究。遥感监测土壤水分的方法最终可能将由微波遥感解决。限于我国情况和航天遥感现状,还不能进入实用阶段,但对它的研究应引起人们广泛的注意,以迎接 90 年代中期微波遥感时代的到来。

(2) 利用 NOAA-AVHRR 数字图像能够获得地表反射率和昼夜温差的数据来计算地表热惯量,从而用热惯量和土壤水分的关系来估算大范围的土壤水分,其方法简便易行,成本低,适合于裸地和低植被覆盖的情况,但统计模型受地区和季节的限制。因此研究热惯量与土壤水分的物理模型或实验关系是必要的。

(3) 研究有植被覆盖条件下的土壤水分监测方法是非常有现实意义的。蒸散与作物缺水指数法是以能量平衡-空气动力阻力为基础的模型,它是将卫星图像与气象数据相结合来估算土壤水分的。结果表明,这种方法物理意义明确,估算精度可以接受,是目前较为可行的方法。但它取决于气象数据外推的范围,如果考虑地形的影响,对地面气象数据进行内插,将会有所改进。对于作物缺水指数与根系提取水分的关系尚需要进一步研究。

(4) 绿度指数法和温差法虽然方法简单,但其精度差,物理意义不甚明确。尽管如此,亦可在非定量监测土壤水分中应用。

(5) 为使遥感监测土壤水分的方法进入实用阶段,必须建立卫星图像接收、快速处理分析及气象数据适时传输系统。

参 考 文 献

- [1] J. R. Hardy, Survey of methods for the determination of Soil moisture content by remote Sensing methods, Remote Sensing Application in Agriculture and Hydrology, 1980.
- [2] Anne B. Kahle, A Simple Thermal Model of the Earth's Surface for Geology Mapping by Remote Sensing, Journal of Geophysical Research, Vol. 82, No. 11, 1977.
- [3] Jhon C. Price, Thermal Inertia Mapping: A New View of the Earth, Journal of Geophysical Research, Vol.82, No.18, 1977.

- [4] Bhaskar J. Choudbury et al., Analysis of a Resistance-Energy Balance Method for Estimating Daily Evaporation from Wheat Plots using One-Time of Day Infrared Temperature Observations, *Remote Sensing of Environment*, No.19, 253—268, 1986.
- [5] B. Seguin and B. Itier, Using midday Surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sensing*, Vol. 4, No. 2, 371—383, 1983.
- [6] Jhon C. Price, On the Analysis of Thermal Infrared Imagery: The Limited Utility of Apparent Thermal Inertia. *Remote Sensing of Environment*, No.18, 59—73, 1986.
- [7] AgRISTARS Program Management Group, 1983, AgRISTARS Research Report, Fy 1982.
- [8] M. C. Dobson and F. T. Ulaby, Active Microwave Soil Moisture Research, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. GE-24, No.1, 23—26, 1986.
- [9] T. T. Schmugge, P. E. O'Neill and J. R. Wang, Passive Microwave Soil Moisture Research, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. GE-24, No.1, 12—22, 1986.
- [10] R. D. Jackson, S. B. Idso, R. J. Reginato and P. J. Pinter, Jr., Canopy Temperature as a Crop Water Stress Indicators, *Water Resources Research*, Vol.17, No.4, 1133—1138, 1981.
- [11] R. D. Jackson, Soil Moisture Inferences from Thermal-Infrared Measurements of Vegetation Temperatures, *IEEE. Trans. Geosci. Remote Sensing*, Vol. GE-20, No.3, 282—286, 1982.
- [12] R. J. Reginato, R. D. Jackson and P. J. Pinter, Jr., Evapotranspiration Calculated from Remote Multispectral and Ground Station Meteorological Data. *Remote Sens. Environ.* 18, 75—89, 1985.
- [13] 田国良、李长乐、杨习荣等, 机载合成孔径雷达图像监测土壤水分的初步分析, 黄河流域典型地区遥感动态研究, 科学出版社, 1990年。
- [14] 田国良、耿淮滨、李生平, 微波后向散射系数和土壤水分及地表粗糙度的关系, 黄河流域典型地区遥感动态研究, 科学出版社, 1990年。
- [15] 隋洪智、田国良、李建军、郑柯, 热惯量方法监测土壤水分, 黄河流域典型地区遥感动态研究, 科学出版社, 1990年。
- [16] 田国良、郑柯、李付琴、李建军、隋洪智, 用 NOAA-AVHRR 数字图像和地面气象站资料估算作物蒸散和土壤水分, 黄河流域典型地区遥感动态研究, 科学出版社, 1990年。
- [17] 沈建柱、田国良, 河南省黄河流域下游平原地区土壤水分的时空分布, 黄河流域典型地区遥感动态研究, 科学出版社, 1990年。
- [18] 马骥乃、薛勇, 土壤含水量遥感信息模型的研究, 黄河流域典型地区遥感动态研究, 科学出版社, 1990年。

Methods for Monitoring Soil Moisture Using Remote Sensing Technique

Tian Guoliang

(*Institute of Remote Sensing Application, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract

In this Paper, methods for monitoring soil moisture using remote sensing techniques, including backscattering coefficient using radar image, thermal inertia and crop water stress index using NOAA-AVHRR digital image, were discussed and compared with conventional meteorological methods, greenness indices and temperature difference. The results indicated that microwave remote sensing would be great prosperous for monitoring soil moisture, but its base must be researched. For the condition in China, the methods for monitoring soil moisture using NOAA-AVHRR digital image and meteorological station data to calculate thermal inertia, and evapotranspiration and crop water stress index, then estimate soil moisture were feasible.

Key words soil moisture backscattering coefficient thermal inertia crop water stress index

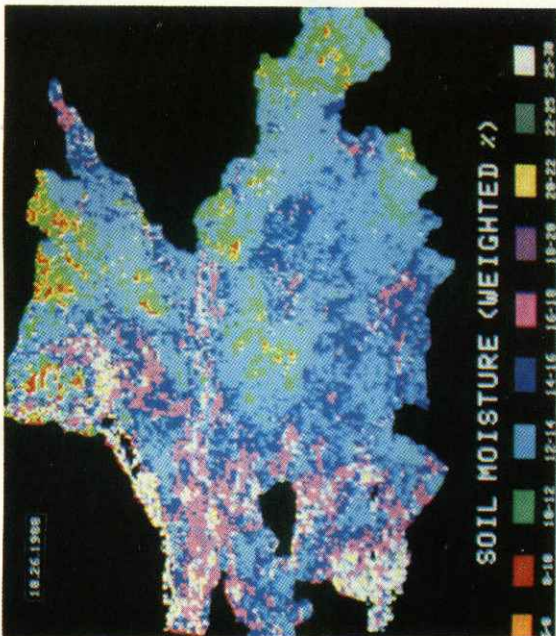


图 3 用表观热惯量估算的土壤水分分布图

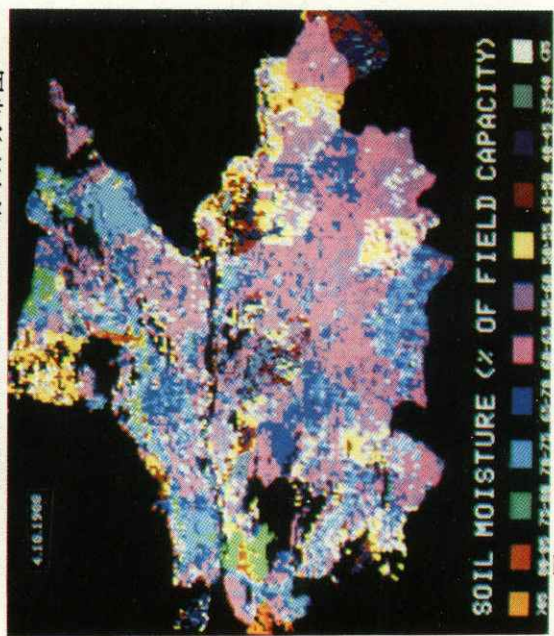


图 5 土壤水分占田间持水量百分比分布图

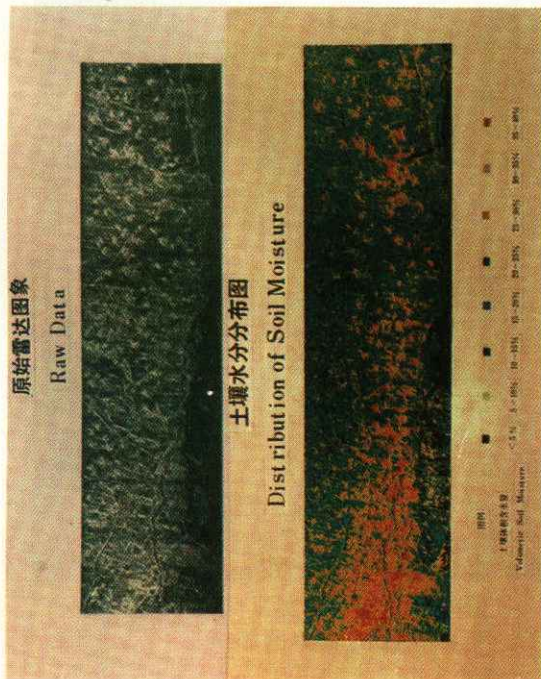


图 2 用雷达图像估算的土壤水分分布图 (1987.11.15)

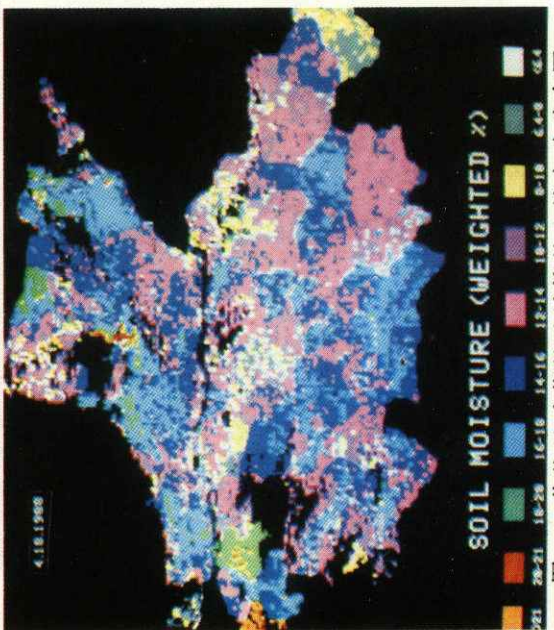


图 4 作物缺水指数法计算的土壤水分分布图