

文章编号: 1006-4354 (2010) 03-0010-05

基于植被覆盖度-地表温度的深层土壤湿度遥感反演

余 鹏, 沈润平

(南京信息工程大学, 南京 210044)

摘 要: 利用 MODIS 影像数据, 在地表温度和植被覆盖度 (T_s/F_r) 特征空间基础上反演了江苏省仪征地区 2004 年 5 月、9 月和 11 月 40 cm 土壤湿度。反演结果显示, 5 月土壤湿度值最大, 9 月次之, 11 月最小。5 月土壤湿度高值区主要位于南部靠近长江沿岸地区和北部谷底平原地区, 低值区主要位于中部缓岗丘陵地区。利用实测资料进行模型检验表明, 本研究反演出的土壤湿度精度较高, 遥感反演的 40 cm 土壤湿度的平均相对误差达 7.6%。

关键词: MODIS; 归一化植被指数; 地表温度/植被覆盖度特征空间; 土壤湿度

中图分类号: P412.27 **文献标识码:** A

土壤湿度的遥感监测一直是定量遥感研究方面的前沿和重要难题之一, 遥感监测土壤湿度方法主要有: 光谱法、温度法、植被指数法、特征空间法和微波遥感监测土壤水分法。其中, 通过

收稿日期: 2010-01-14

作者简介: 余 鹏 (1967—), 男, 陕西商州人, 在读硕士研究生, 研究方向为干旱遥感监测研究。

参考文献:

[1] Elbir T. Comparison of model predictions with the data of an urban air quality monitoring network in Izmir, Turkey [J]. Atmospheric Environment, 2003, 37 (15): 2149-2157.

[2] Honaganahalli P S, Seiber J N. Measured and predicted airshed concentrations of methyl bromide in an agricultural valley and applications to exposure assessment [J]. Atmospheric Environment, 2000, 34 (21): 3511-3523.

[3] Choi Yujin, Fernando H J S. Simulation of smoke plumes from agricultural burns: application to the San Luis/Rio Colorado airshed along the US/Mexico border [J]. Science of the Total Environment, 2007, 388: 270-289.

[4] 周昊, 李元宜. 区域大气环境容量测算及二氧化硫总量平衡分配研究 [J]. 气象与环境学报, 2006, 22 (5): 19-2.

[5] 宋宇, 陈家宜, 蔡旭. 石景山工业区 PM10 污染对北京市影响的模拟计算 [J]. 环境科学, 2002 (23): 65-66.

[6] 王淑兰, 张远航, 钟流举, 等. 珠江三角洲城市间空气污染的相互影响 [J]. 中国环境科学, 2005, 25 (2): 136-137.

[7] 王繁强, 周阿舒, 王琦, 等. 区域大气质量评价数值模式系统的建立及试用 [J]. 气象科技, 2007, 35 (6): 769-770.

[8] 王繁强, 徐大海, 朱荣. 基于 CALPUFF 数值模式的 城市大气污染源允许排放量动态调控模型 [J]. 灾害学, 2008 (23): 50-55.

[9] HJ/T2.2—2008. 环境影响评价技术导则大气环境 (发布稿) [S].

[10] 孙珩, 黄素逸. 建筑物周围流场数值模拟的研究进展 [J]. 环境科学进展, 1999, 7 (6): 76-83.

[11] 张宁, 蒋维楣. 建筑物对大气污染物扩散影响的大涡模拟 [J]. 大气科学, 2006, 30 (2): 212-220.

[12] 姚仁太, 乔清党, 俞学曾, 等. 复杂建筑物近场扩散的风洞模拟 [J]. 辐射防护通讯, 2002, 22 (3): 1-6.

[13] 蒋维楣, 苗世光, 刘红年, 等. 城市街区污染散布的数值模拟与风洞实验的比较分析 [J]. 环境科学学报, 2003, 23 (5) 652-656.

研究植被指数和冠层温度的特征空间遥感监测土壤湿度,已成为国际上遥感监测土壤湿度研究的一个重要方向。本文使用2004年5月、9月和11月的MODIS影像资料,利用植被覆盖度和地表温度构成的特征空间反演江苏仪征市土壤湿度,并使用同时相的实测土壤湿度资料进行模型检验。

1 基本原理

植被是重要自然资源,其类型、数量和质量的变化深刻影响陆地生态系统;植被特有的蒸腾、蒸散作用,使植被间接反映深层土壤水分蒸散情况,为遥感监测深层土壤水分提供依据。植被覆盖度作为植被直观量化指标,很大程度上反映植被基本情况,模拟地表植被蒸腾、土壤水分蒸发及植被光合作用等过程,植被覆盖度都是重要控制因子^[1]。

单纯利用植被指数或冠层温度监测土壤水分状况有局限性,Goetz^[2]和Carlson^[3]等通过分析不同分辨率传感器得到归一化植被指数(normalized difference vegetation index, NDVI, 其值用 I_{NDV} 表示)和地表温度(surface temperature) T_s ,发现 I_{NDV} 和 T_s 呈明显负相关。基于 T_s 与 I_{NDV} 散点图,Gillies^[4],Sandholt^[5],Price^[6]和Carlson^[7]等发现当研究区域的植被覆盖度范围较大, $I_{NDV}-T_s$ 特征空间呈三角形;Moran^[8]等则发现,在 $I_{NDV}-T_s$ 特征空间内,创建基于 I_{NDV} 与 T_s 土壤水分监测综合模型,可以看出,在一个区域内,若地表覆盖类型从裸土到密闭植被冠层,土壤湿度由于旱到湿润,则该区域内每个像元的 I_{NDV} 和 T_s 组成的散点图呈梯形,该梯形称为 I_{NDV} 与 T_s 的理论特征空间。Lambin^[9]等对植被覆盖度(fractional vegetation cover) F_r 和 T_s 构成的特征空间进行研究,总结了不同植被覆盖度条件下土壤湿度情况(图1)。发现在该特征空间中,相同植被覆盖度条件下,土壤湿度和地表温度成反比。基于此原理,通过从MODIS影像资料中求得植被覆盖度并利用同时相的地表温度生成产品,构建 T_s/F_r 特征空间,求土壤湿度。

2 数据与数据处理

2.1 研究区域与数据

选取江苏省仪征市作为研究区域。仪征市位

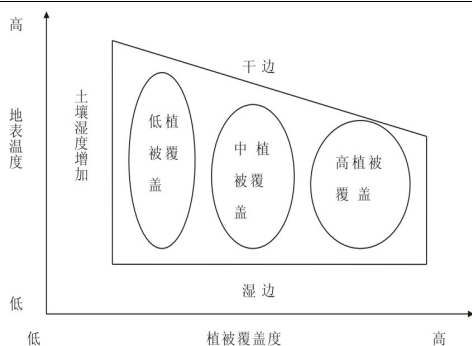


图1 T_s/F_r 特征空间

于 $119^{\circ}02' \sim 119^{\circ}22'E$, $32^{\circ}14' \sim 32^{\circ}36'N$,总面积 903 km^2 。地表温度和植被指数数据来源于美国航空航天局(NASA)陆地数据分发中心(Land Processes DAAC)^[10]的MOD11A2和MOD13A2数据,对应时间为2004年5月09—25日、9月20日—10月06日及11月01—17日的合成数据。MOD11A2是8 d合成空间分辨率为1 km的陆地表面温度产品,包含白天、夜间地表温度、31和32波段通道发射率等资料。MOD13A2是16 d合成空间分辨率为1 km的植被指数产品,包含NDVI、EVI、红光、近红外、中红外、蓝光等波段反射率及其它辅助信息。为保证遥感数据时间同步性,将2个时相8 d合成的地表温度数据合成为1个时相的16 d合成地表温度数据。合成时,若2个时相都有值,取平均值作为合成后像元值;若只有1个时相有值,取其作为合成像元值。

地面数据采用实测土壤湿度数据,距离间隔为5 km,网格点40个,采样点覆盖大面积区域,周围地物单一,保证采样数据与MODIS数据产品匹配。采样使用GPS定位。采样时间为2004年05月12—19日、09月24—30日及11月08—18日。采样时间持续7 d左右。采样深度为35~45 cm,采用烘干测重法测定土壤湿度^[11]。

2.2 数据处理与反演模型的建立

植被依据生态系统中水、热、气等状况,调控其内部与外部的物质、能量交换^[12],植被覆盖度变化是地球内部(土壤母质、类型等)与外部作用(气温、降水等)的综合结果^[13],是区域生态环境变化的重要指示。植被覆盖度作为植被的直观

量化指标,很大程度上反映植被的基本情况,是研究水文、气象、生态等区域或全球性问题的基础数据。

研究表明,植被覆盖度小于 15%,可检测出植被,但 I_{NDV} 很难指示区域内的植物生物量;植被覆盖度由 15% 增加到 80%, I_{NDV} 呈线性增加;植被覆盖度大于 80%, I_{NDV} 增加延缓,呈饱和状态,对植被检测灵敏度下降。作物生长初期 I_{NDV} 高估植被覆盖度,后期 I_{NDV} 偏低^[14-16]。本研究构建特征空间时, F_r 通过对 I_{NDV} 正规化获得^[4]。将 I_{NDV} 最大值定为 100%, 最小值定为 0%, 据此将 I_{NDV} 正规化。

$$N = (I_{NDV} - I_{NDV \min}) / (I_{NDV \max} - I_{NDV \min}), \quad (1)$$

其中, N 表示正规化的 I_{NDV} ; I_{NDV} 是每个像元的 NDVI 值; $I_{NDV \min}$ 、 $I_{NDV \max}$ 是像元中对应的最小值和最大值。研究区域内空间分辨率为 1 km 的 MODIS 影像中, I_{NDV} 大于 0.8 的不多,且都不大。 I_{NDV} 正规化后,减小了 I_{NDV} 高值区对反演结果的影响。 F_r 近似用式 (2) 求出:

$$F_r \approx N^2, \quad (2)$$

N^2 使 I_{NDV} 低值区对反演结果的影响降到最低。

温度植被干旱指数 (temperature-vegetation dryness index, TVDI, 其值用 I_{TVD} 表示) 是 Sandholt^[5] 等利用 $T_s - I_{NDV}$ 特征空间提出的水分胁迫指标。在该特征空间中,将湿边处理为与 I_{NDV} 轴平行的直线,干边与 I_{NDV} 成线性关系。对某一区域,随着植被覆盖度增加,植被通过蒸腾作用将吸收的辐射能部分转化为潜热的能力加强,而转化显热的作用相对减弱,表面温度呈下降趋势。某一给定地表面,地表吸收太阳辐射及土壤水分的供应状况成为表面温度的两个控制因子。假定在一定范围内,吸收的太阳辐射不变,地表干旱缺水时,植被蒸腾转化为潜热能量降低,显热交换增加,地表温度会相应提高;否则,土壤湿度较大,地表温度相应较低。

在 T_s 与 F_r 的二维空间里,将 I_{TVD} 表示为:

$$I_{TVD} = (T_s - T_{s \min}) / (T_{s \max} - T_{s \min}), \quad (3)$$

$$T_{s \max} = a_1 + b_1 F_r, \quad (4)$$

$$T_{s \min} = a_2 + b_2 F_r, \quad (5)$$

其中: T_s 是任意像元的地表温度; $T_{s \max}$ 为某一 F_r 对应的最高地表温度,即干边; $T_{s \min}$ 为对应最低地表温度,即湿边。 a 、 b 是拟合方程系数,从 T_s / F_r 特征空间的干边和湿边拟合得到。

I_{TVD} 的求算以 T_s / F_r 特征空间为基础,基于研究区内土壤表层有效含水量在萎蔫含水量和田间持水量之间的限定条件,像元点的 I_{TVD} 取值为 $[0, 1]$ 。干边 $I_{TVD} = 1$, 湿边 $I_{TVD} = 0$ 。 I_{TVD} 值越大,土壤湿度越低,干旱越严重。

在 T_s / F_r 特征空间下,土壤湿度与 T_s / F_r 斜率回归分析,得到由 T_s / F_r 斜率求算土壤湿度的关系式:

$$R_{SM} = c_1 + c_2 \sigma. \quad (6)$$

确定 T_s / F_r 特征空间干湿边后,根据干边斜率由公式 (6) 计算得到干边和湿边对应的土壤湿度。根据每个像元到干湿边的距离和干湿边的土壤湿度值求算每个像元的土壤湿度值,有:

$$(R_{SMW} - R_{SM}) / (R_{SMW} - R_{SMD}) = (T - T_w) / (T_D - T_w). \quad (7)$$

(7) 式进行换算,土壤相对湿度为:

$$R_{SM} = R_{SMW} - (R_{SMW} - R_{SMD}) (T - T_w) / (T_D - T_w), \quad (8)$$

式中, R_{SM} 表示某一像元土壤相对湿度, R_{SMW} 是湿边上最大土壤相对湿度 ($R_{SMW} = 100\%$), R_{SMD} 是干边上最小土壤相对湿度 ($R_{SMD} = c_1 + c_2 \sigma$), T 是某像元的地表温度估测值, T_w 是湿边代表的最低地表温度, T_D 是某一 F_r 下最高地表温度 ($T_D = a_1 + b_1 F_r$), a_1 和 b_1 是利用最小二乘法线性拟合确定干边的回归系数。

结合 (3) 式,得到每一个像元点的土壤湿度值:

$$R_{SM} = R_{SMW} - I_{TVD} (R_{SMW} - R_{SMD}). \quad (9)$$

3 结果与分析

3.1 反演建模

将两个时相 8 d 合成的地表温度数据合成为一个时相的 16 d 合成的地表温度数据,并提取 0~1 范围内相同 F_r 下的不同像元对应的所有温度中的最大、最小陆地表面温度, F_r 的精度为 0.01, 获取 3 个月的每 16 d 的 T_s / F_r 特征空间 (图 2)。

由图 2 可以看出,3 个月的特征空间的干边和湿边形状相似。随着 F_r 的增大,陆地表面温度的最

大值减小，最小值升高，且与 F_r 呈近似线性关系。选取 F_r 在 0.10~0.80 线性趋势区域进行拟合，表 1 为拟合的干边和湿边方程，各方程均通过 0.01 置信度的 t 检验。反演土壤相对湿度，将实测数据

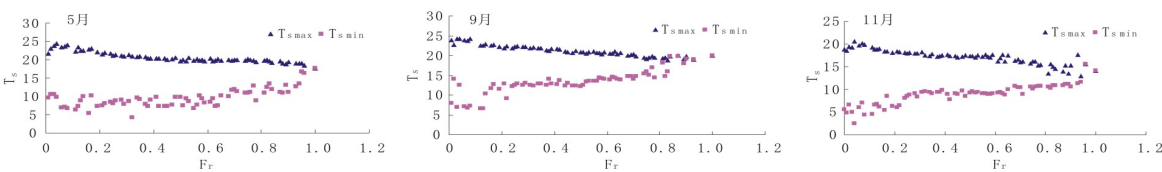


图 2 仪征市 2004 年 5 月、9 月、11 月的 T_s/F_r 特征空间

表 1 T_s/F_r 特征空间的干边和湿边方程

时 间	干边方程	湿边方程	R_1^2	R_2^2
2004-05-09—2004-05-25	$T_s = -4.71 F_r + 23.016$	$T_s = 6.114 F_r + 6.532$	0.835	0.472
2004-09-20—2004-10-06	$T_s = -4.989 F_r + 23.584$	$T_s = 9.785 F_r + 8.747$	0.905	0.742
2004-11-01—2004-11-17	$T_s = -2.73 F_r + 15.212$	$T_s = 2.119 F_r + 5.197$	0.790	0.556

注：上表所列模型均通过 0.01 的置信度检验， R_1^2 为干边方程复相关系数， R_2^2 为湿边方程复相关系数。

随机分为建模和检验数据，其中建模数据样本数 26 个，占总样本数 2/3，检验数据 14 个，约占 1/3。使用 40 cm 深度建模数据的土壤湿度与 T_s/F_r 斜率值进行拟合，求取 R_{SMD} ，即干边最小土壤湿度

方程。拟合方程为：
$$R_{SMD} = 0.667\sigma + 23.847. \tag{10}$$
依据公式 (8)，计算得到仪征地区的土壤相对湿度 (图 3)。

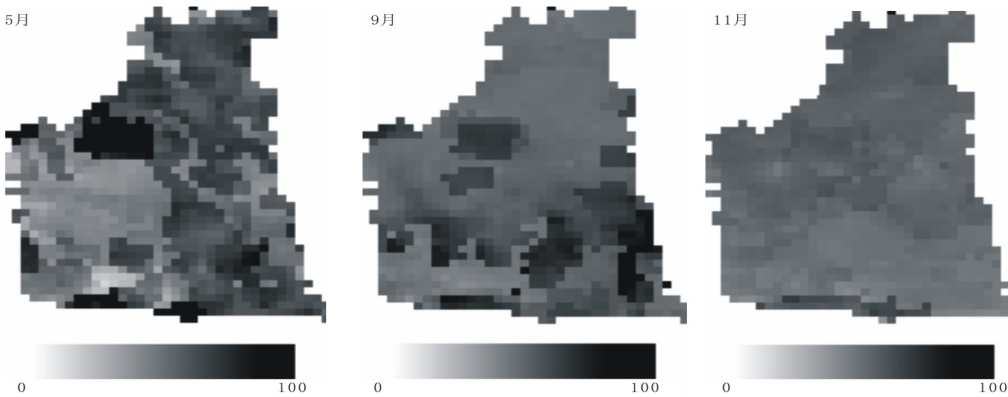


图 3 仪征市 2004 年 5 月、9 月、11 月土壤湿度反演分布图

从图 3 可以看出，仪征市 5 月、9 月和 11 月土壤湿度值有明显变化，5 月土壤湿度值最大，11 月土壤湿度值最小。由于受到江淮流域初夏梅雨天气影响，仪征市 5 月的土壤湿度值明显大于其它两月，同时 5 月土壤湿度值分布不均，南部及北部较高，中部区域较低，这与仪征南部属于长江冲积平原区，北部为谷底平原，河流汇集，灌溉便利有关，而中部属于缓岗丘陵区，由于地势原因，雨水不易

存留，造成土壤湿度较小。11 月，全市土壤湿度小且分布较均匀，这与 11 月仪征市降水减少有很大关系。

3.2 反演精度分析

表 2 为土壤相对湿度的反演与实测数据的统计分析。可以看出，实测与反演平均值非常接近，尤其是 9 月和 11 月，两者差值的绝对值不到 1。相对误差较小，平均值为 7.64%；最小为 9 月，4.01%

表 2 土壤湿度的统计量值

%

时间	实测平均值	反演平均值	实测标准差	反演标准差	相对误差	均方根误差
2004 年 5 月	54.60	48.92	5.37	4.39	10.13	6.86
2004 年 9 月	74.59	75.17	4.58	2.43	4.01	3.54
2004 年 11 月	57.25	56.97	4.49	2.61	8.79	5.99

均方根误差与相对误差类似。由此可见，本研究所采用的遥感方法反演出的土壤湿度精度较高，可服务于实际应用。

4 结语

土壤湿度作为气候变化研究的一个重要参量，在区域干旱监测、农田灌溉、城市环境等研究中起着重要作用。采用 T_s/F_r 方法用于农田 40 cm 深度土壤湿度反演可以达到较高精度。因此利用 T_s 和 F_r 的特征空间提取土壤湿度是一种行之有效的方

法，对土壤水分监测研究有着重要的价值。

参考文献：

[1] 张云霞, 李晓兵, 陈云浩. 草地植被盖度的多尺度遥感与实地测量方法综述 [J]. 地球科学进展, 2003, 18 (1): 85-93.

[2] Goetz S J. Multi-sensor analysis of NDVI, surface temperature and biophysical variables at a mixed grassland site [J]. International Journal of Remote Sensing, 1997, 18 (1): 71-94.

[3] Carlson T N, Gillies R R, Perry E M. A method to make use of thermal infrared temperature and NDVI measurements to infer Surface soil water content and fractional vegetation cover[J]. Remote Sensing Reviews, 1994, 9: 161-173.

[4] Gillies R R, Carlson T N, Kustas W P, et al. A verification of the triangle' method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the normalized difference vegetation index (NDVI) and surface radiant temperature [J]. International Journal of Remote Sensing, 1997, 18 (15): 3145-3166.

[5] Sandholt I, Rasmussen K, Andersen J. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status [J]. Remote Sensing of Environment, 2002, 79 (2): 213-224.

[6] Price J C. Using spatial context in satellite data to infer regional scale evapotranspiration [J]. IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, 1990, 28: 940-948.

[7] Carlson T N, Capehart W J, Gillies R R. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration [J]. Remote Sensing of Environment, 1995, 54 (2): 161-167.

[8] Moran M S, Clarke T R, Inoue Y, et al. Estimating crop water deficit using the relation between surface air temperature and spectral vegetation index [J]. Remote Sensing of Environment, 1994, 49 (3): 246-263.

[9] Lambin E F, Ehrlich D. The surface temperature vegetation index space for land cover and land cover change analysis [J]. International Journal of Remote Sensing, 1996, 17: 463-487.

[10] 刘忠, 凌峰, 张秋文. MODIS 遥感数据产品处理流程与大气数据获取 [J]. 遥感信息, 2005, 2: 52-57.

[11] 邓明毅, 王宝珠. 水分测定法 [M]. 北京: 高等教育出版社, 1992.

[12] Schimel D S. Terrestrial biogeochemical cycles: global estimates with remote sensing [J]. Remote Sensing of Environment, 1995, 51 (1): 49-56.

[13] 孙红雨, 王长耀, 牛 铮, 等. 中国地表植被覆盖变化及其与气候因子关系——基于 NOAA 时间序列数据分析 [J]. 遥感学报, 1998, 2 (3): 204-210.

[14] 姚春生, 张增祥, 汪潇. 使用温度植被干旱指数法 (TVDI) 反演新疆土壤湿度 [J]. 遥感技术与应用, 2004, 19 (6): 473-478.

[15] 强建华, 赵鹏祥, 陈国领. 基于 NDVI 的油松天 [J]. 西北林学院学报, 2007, 22 (1): 149-151.

[16] 唐怡, 刘良云, 黄文江, 等. 土壤背景对冠层 NDVI 的影响分析 [J]. 遥感技术与应用, 2006, 21 (2): 142-148.