

植被指数—地表温度特征空间研究及其在旱情监测中的应用

李红军¹, 郑 力¹, 雷玉平¹, 李春强²

(1. 中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源研究中心, 石家庄 050021; 2. 河北省气象科学研究所, 石家庄 050021)

摘 要: 植被指数—地表温度特征空间已被应用于多方面的研究。该文从区域旱情监测的角度分析了该特征空间的生态学内涵, 指出地表温度是地表蒸散的函数, 推导出了温度蒸散旱情指数 (*TEDI*) 的计算方法。利用 NOAA 数据, 以河北省南部平原为研究区域, 分别计算出了温度植被旱情指数 (*TVDI*) 与温度蒸散旱情指数 (*TEDI*), 通过地面实测土壤相对湿度指数 (*SHI*) 验证, 结果表明温度蒸散旱情指数 (*TEDI*) 可以更准确地反映下垫面的土壤墒情状况。

关键词: 植被指数; 地表温度; 旱情监测; 温度蒸散旱情指数

中图分类号: S127; S165⁺. 2

文献标识码: A

文章编号: 1002-6819(2006)11-0170-05

李红军, 郑 力, 雷玉平, 等. 植被指数—地表温度特征空间研究及其在旱情监测中的应用[J]. 农业工程学报, 2006, 22(11): 170-174.

Li Hongjun, Zheng Li, Lei Yuping, et al. Vegetation index-surface temperature feature space and its application in the regional drought monitoring[J]. Transactions of the CSAE, 2006, 22(11): 170-174. (in Chinese with English abstract)

0 引 言

遥感技术的发展为陆面过程研究中将“点”上结果推广到“面”上, 及一些实时性、区域性问题的解决提供了理想手段。植被指数和地表温度是描述陆面过程的重要参数, 利用遥感反演获得的植被指数和地面温度以及这两种数据的融合, 可以衍生出更为丰富的其他陆面过程信息。近年来, 利用遥感获得的植被指数—地表温度特征空间已被综合应用于很多方面的研究, 特别是在区域旱情监测中的应用更为广泛。Le 等通过对植被指数—地表温度特征空间的分析, 估计出了 Priestley-Taylor 方程中的土壤湿度参数, 并进一步计算了地表蒸散量^[1,2]; Carlson 等利用其特征空间, 结合土壤植被大气传输模式, 获得了土壤含水率在区域上的分布^[3]; 杨邦杰等根据其特征空间的分析描述了小麦的长势并诊断了水分胁迫^[4]; 齐述华等利用温度植被旱情指数 (*TVDI*) 进行了全国旱情监测的研究, 较好地反映了表层土壤的变化趋势^[5]; 孙威等的研究证实温度植被旱情指数法是一种可行的、近实时的旱情监测方法^[6]。

本文通过对植被指数—地表温度特征空间的研究, 在详细阐述其物理意义与生态学内涵的基础上, 利用 NOAA 遥感资料, 根据地表温度与地表蒸散的关系对区域旱情监测进行研究, 并与温度植被旱情指数法 (*TVDI*) 进行比较, 以便更有效地利用植被指数与地表温度的融合信息, 提高区域旱情遥感监测的准确性。

1 植被指数—地表温度特征空间

Carlson, Price 等^[3,7]在研究中发现, 当研究区域植被状况与土壤墒情存在较大幅度变化时, 即植被覆盖状况从裸地到完全被植被覆盖, 土壤含水率从凋萎含水率到无水分胁迫, 利用遥感资料获得的植被指数与地表温度所构成的散点分布图呈三角形, 其简化示意图如图 1 所示。为解释其特征空间的生态学内涵, 作者引入地表能量平衡方程

$$R_n = ET + G + H \quad (1)$$

其中 R_n ——净辐射通量; ET ——潜热通量; G ——土壤热通量; H ——感热通量。不同植被覆盖下因其反射率等下垫面参数不同, 会得到不同的净辐射 R_n , 即使在植被指数相同的情况下, R_n 也存在一定差异。土壤含水率的高低决定了地表能量平衡方程中各参数的分配, 在相同植被指数条件下, 当土壤含水率为凋萎湿度时, 植被完全不能吸收水分, 该下垫面潜热通量 λET 为 0, 土壤热通量所占份额也较小, 因此产生较高的感热通量分配额, 导致下垫面出现较高的地表温度和较低的蒸散量; 当土壤含水率不再是限制因素时, 净辐射通量主要分配给了潜热通量, 而用于升高地表温度的感热通量 H 为 0, 因此出现较低的地表温度和较高的蒸散量。可见植被指数—地表温度特征空间与土壤含水率存在密切关系, 用于蒸散的潜热通量很大程度上决定了地表温度的高低, 其关系可以用下面的关系式进行描述^[8]

$$\frac{ET}{Q_0} = \frac{T_{\max} - T}{T_{\max} - T_a} \quad (2)$$

式中 Q_0 ——地表温度 T 与空气温度 T_a 相等时的地表可利用能量, $W \cdot m^{-2}$ 。

通过空间查询的方法, 在利用遥感获得的植被指数与地表温度数据中, 查找出相同植被指数下的最高和最低地表温度, 将植被指数与其分别进行线性拟合, 即可获得特征空间中的旱边与湿边方程

收稿日期: 2006-03-27 修订日期: 2006-07-17

基金项目: 中科院知识创新工程项目(KZCX3-SW-428); 中科院百人计划; 河北省节水农业重点实验室开放基金项目(0508021-HBKLA-01); “十五”国家科技攻关项目(2004BA509B14)

作者简介: 李红军(1973-), 男, 山西曲沃人, 助理研究员, 博士生, 主要从事 3S 技术与生态水文研究。石家庄 中国科学院遗传与发育生物学研究所农业资源研究中心, 050021。

Email: lhj@sjiam.ac.cn

$$T_{\max} = a_1 + b_1 NDVI \quad (3)$$

$$T_{\min} = a_2 + b_2 NDVI \quad (4)$$

式中 a_1, b_1, a_2, b_2 ——分别是旱边与湿边线性拟合方程的系数。

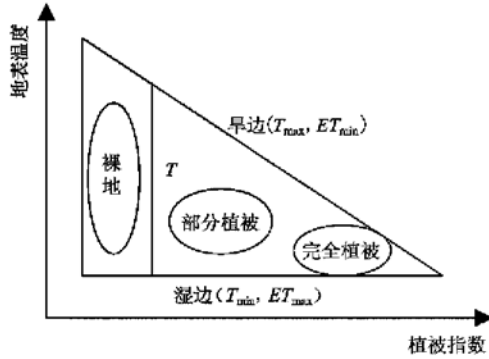


图 1 植被指数—地表温度特征空间

Fig. 1 Vegetation index—surface temperature feature space

2 旱情监测方法

2.1 温度植被旱情指数法 (TVDI)

鉴于植被指数—地表温度特征空间与土壤含水率的密切关系, Sandholt 等提出了利用其特征空间计算温度植被旱情指数 (TVDI) 的算法^[9], 结合(3)、(4)式, 可将其表示为

$$TVDI = \frac{(a_1 + b_1 NDVI) - T}{(a_1 + b_1 NDVI) - (a_2 + b_2 NDVI)} \quad (5)$$

式中 T ——任意一点的地表温度; $NDVI$ ——该点的归一化植被指数。其计算结果中, 旱边的 $TVDI = 0$, 湿边的 $TVDI = 1$, $TVDI$ 值越小, 表示该区域越干旱。

2.2 温度蒸散旱情指数法 (TEDI)

从植被指数—地表温度特征空间的分析中可以看出, 植被指数、地表温度与土壤含水率三者之间存在着显著的互动关系, 植被指数高, 土壤含水率大, 植被生命活动旺盛, 蒸散量就大, 潜热通量在地表能量平衡中所占的比例大, 地表温度就低。在没有水分限制的情况下, 地表温度主要是地表蒸散的函数^[10, 11], 当存在水分限制时, 还必须加上一个水分限制因子, 才能正确表达出地表温度的函数。如果直接将水分限制因子作为地表温度的函数, 而忽略下垫面蒸散的影响, 必然会给水分限制因子(如温度植被旱情指数)的计算带来误差, 影响到对旱情的准确监测。为利用植被指数—地表温度特征空间准确计算水分限制因子, 可利用(1)式中给出的地表温度与蒸散量的函数关系进行计算, 其推导过程如下:

首先选择 Priestley—Taylor 公式作为参考作物蒸散量的计算方法, 该方法所需输入参数较少, 许多著名模型都采用其作为参考作物蒸散量的计算方法, 如 CERES、COTTAM、CROPSIM、EPIC 等。其计算公式为

$$ET_0 = a \frac{(R_n - G) \Delta}{\Delta + \gamma} \quad (6)$$

式中 ET_0 ——参考作物蒸散; a ——Priestley—Taylor

系数, $a = 1.26$; Δ ——饱和水汽压—温度曲线斜率; γ ——干湿计常数。要得到实际作物的蒸散量 ET , 还必须利用作物系数对参考作物蒸散进行修正。由于 $NDVI$ 在研究区域内存在空间分布上的差异, $NDVI$ 值不同, 植被长势不同, 其作物系数应取不同的数值, 即使对于同一 $NDVI$ 下的植被, 由于作物所受干旱胁迫程度的不同, 其作物系数也不相同。对于某一 $NDVI$ 下的植被, 在其不存在水分限制的情况下 ($T = T_{\min}$), 设其作物系数为 K_{ndvi} , 为处理不同干旱胁迫对作物系数的影响, 加入一个干旱指数 ($TEDI$), 以反映土壤供水状况对作物系数 K_{ndvi} 的影响。因此某一 $NDVI$ 下的参考作物蒸散为

$$ET_{0ndvi} = a \left[\frac{(R_n - G) \Delta}{\Delta + \gamma} \right]_{ndvi} \quad (7)$$

式中 R_n, G, Δ, γ ——均为相同 $NDVI$ 下某一像素对应的具体数值。相应的作物实际蒸散计算公式为

$$ET_{ndvi} = ET_{0ndvi} K_{ndvi} TEDI$$

$$= a \left[\frac{(R_n - G) \Delta}{\Delta + \gamma} \right]_{ndvi} K_{ndvi} TEDI \quad (8)$$

将其带入(2)式得

$$a \left[\frac{(R_n - G) \Delta}{\Delta + \gamma} \right]_{ndvi} \frac{K_{ndvi} TEDI}{Q_{0ndvi}} = \frac{T_{\max} - T}{T_{\max} - T_a}$$

$$= \frac{(a_1 + b_1 NDVI) - T}{(a_1 + b_1 NDVI) - T_a} \quad (9)$$

研究表明, 当冠气温差 ($T - T_a$) 出现正值时表示作物开始缺水^[12], 本研究将某一 $NDVI$ 下的空气温度设为该 $NDVI$ 下垫面的最低表面温度, 即 T_{\min} , 该温度下植被的 ET_{ndvi} 即为 Q_0 , 因为不存在水分限制, 故其干旱指数 $TEDI$ 为 1, 所以 Q_0 计算公式为

$$Q_0 = a \left[\frac{(R_n - G) \Delta}{\Delta + \gamma} \right]_{ndvimin} K_{ndvi} \quad (10)$$

将(10)式代入(9)式整理得

$$TEDI = \frac{(a_1 + b_1 NDVI) - T}{(a_1 + b_1 NDVI) - (a_2 + b_2 NDVI)} \times \frac{\left[\frac{(R_n - G) \Delta}{\Delta + \gamma} \right]_{ndvimin}}{\left[\frac{(R_n - G) \Delta}{\Delta + \gamma} \right]_{ndvi}} \quad (11)$$

对比(5)式与(11)式可以发现, (11)式在(5)式的基础上增加了地表蒸散影响因子, 充分考虑了下垫面的实际状况, 在基于地表温度与蒸散的函数关系上求得土壤干旱指数, 符合植被指数—地表温度特征空间的生态学内涵。

3 旱情监测方法验证与分析

为验证 $TEDI$ 干旱指数算法的合理性与正确性, 本文利用 2005 年 5 月 8 日的 NOAA 数据, 同时利用温度植被旱情指数法 ($TVDI$) 与温度蒸散旱情指数法 ($TEDI$) 对河北省南部旱情进行监测。为避免因山区地形起伏对计算结果造成的影响, 从 DEM 数据中沿西部山区提取出 100 m 等高线, 将其以东的平原地区作为

研究区域,同时结合地面土壤墒情观测数据进行地面验证(如图2所示)。



图2 研究区域与地面观测点分布示意图

Fig. 2 Schematic drawing of study area and the distribution of ground observation points

3.1 主要参数计算

1) 植被指数 $NDVI$

$$NDVI = \frac{r_2 - r_1}{r_2 + r_1} \quad (12)$$

式中 r_1, r_2 ——分别为 NOAA 数据的第一通道和第二通道的反射率。为排除非植被区对计算结果的影响,本文只对 $NDVI > 0$ 的植被区进行计算,以下相同。

2) 地表温度 T

地表温度采用 Coll^[13] 提出的劈窗算法,计算公式如下

$$T = T_4 + [1.29 + 0.28(T_4 - T_5)](T_4 - T_5) + 45(1 - \epsilon_4) - 40\Delta\epsilon \quad (13)$$

$$\epsilon_4 = 0.9897 + 0.029\ln(NDVI) \quad (14)$$

$$\Delta\epsilon = 0.01019 + 0.01344\ln(NDVI) \quad (15)$$

式中 T_4, T_5 ——分别是 NOAA 数据的 4、5 通道亮温; ϵ_4 ——4 通道地表比辐射率; $\Delta\epsilon$ ——4、5 通道地表比辐射率之差。

3) 地面净辐射 R_n

$$R_n = (1 - \alpha)K_{in} + (L_{in} - L_{out}) - (1 - \epsilon)L_{in} \quad (16)$$

式中 α ——地面反照率; K_{in} ——入射的短波辐射; L_{in} ——入射的长波辐射; L_{out} ——反射的地表长波辐射; ϵ ——地面比辐射率。其中:

$$\alpha = 0.545r_1 + 0.32r_2 + 0.035 \quad (17)$$

$$\epsilon = 1.009 + 0.047\ln(NDVI) \quad (18)$$

$$K_{in} = G_{sc} \times \cos\theta \times d \times \tau_{sw} \quad (19)$$

$$L_{in} = 1.08(-\ln\tau_{sw})^{0.265}sT_{air} \quad (20)$$

$$L_{out} = \epsilon sT_s^4 \quad (21)$$

式中 G_{sc} ——太阳常数($1367 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$); s ——Stefan Boltzman 常数($5.67 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$); T_{air} ——空气温度; θ ——太阳高度角; d ——日地距离; τ_{sw} ——大气单向透射率。

4) 土壤热通量 G

应用经验公式^[2]对土壤热通量进行简单估算

$$G = \frac{T_s - 273.16}{\alpha} (0.0038\alpha + 0.0074\alpha^2) (1 - 0.98NDVI^4) R_n \quad (22)$$

5) 饱和水汽压—温度曲线斜率 Δ

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27T_{air}}{T_{air} + 237.3} \right) \right]}{(T_{air} + 237.3)^2} \quad (23)$$

5) 空气温度 T_{air}

在计算 R_n 与 Δ 时都要用到空气温度 T_{air} , 由于区域范围内各像素点上的空气温度无法获得, 利用观测点的历史数据建立地表温度与空气温度的线性回归方程, 由地表温度推算出空气温度。观测数据来自中国科学院栾城农业生态系统试验站, 使用了 1999 年至 2001 年的历史数据, 建立了如下回归方程

$$T_{air} = 0.8787T + 32.487 \quad (R^2 = 0.9653) \quad (24)$$

3.2 主要计算结果分析

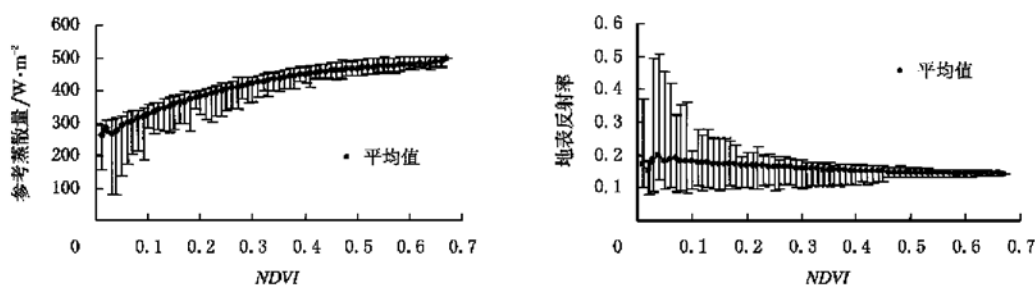
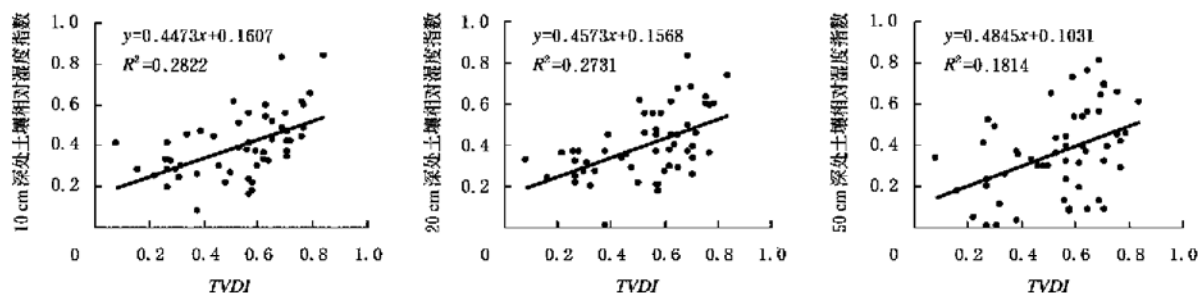
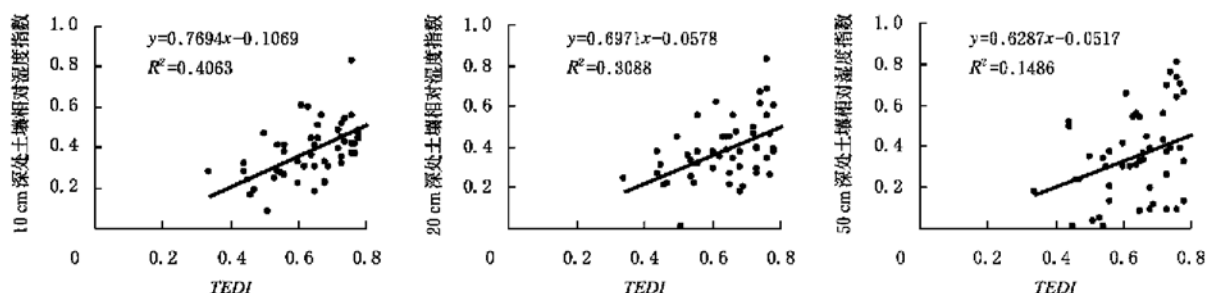
1) 参考作物蒸散量分析

根据(7)式同时参照其他参数的计算方法, 利用 NOAA 数据计算出了研究区域内各像素点卫星过境时的参考作物蒸散量, 通过空间查询找出任意 $NDVI$ 下相应参考作物蒸散的平均值、最大值与最小值, 整理后如图3所示。

随着植被指数的增加, 作物长势越来越好, 叶面积指数越来越大, 相应的参考作物蒸散量逐渐增大, 图3中数据的走势与实际情况较为符合。但在同一 $NDVI$ 下, 参考作物蒸散量仍存在差异, 其最大值、最小值与平均值存在一定的偏差。从参考作物蒸散量的计算过程分析, 引起差异的主要原因包括下垫面纬度、地表反射率与空气温度。下垫面纬度通过太阳高度角 θ 对地面净辐射 R_n 产生影响, 特别是研究区域南北纬度跨度较大时, 由于纬度不同引起的地面净辐射差异更大, 进而对地面能量平衡产生影响。地表反射率 α 是引起下垫面净辐射差异的主要原因, 如图3所示, 随着 $NDVI$ 的增加, 地表反射率逐渐变小, 但在 $NDVI$ 相同的下垫面中, 地表反射率 α 也存在数值差异, 特别是在低植被区差异更大, 对参考作物蒸散量的计算产生影响。空气温度的不同虽然也对计算结果产生影响, 但不是敏感因素^[1]。

2) 旱情指数计算结果与分析

利用 NOAA 数据(2005 年 5 月 8 日)分别按照温度植被旱情指数法与温度蒸散旱情指数法进行旱情指数的计算, 同时利用地面土壤墒情观测数据进行验证。地面气象站分布于各地, 在选择土壤墒情监测点时考虑了对周围农田景观的代表性。土壤墒情资料包括 10 cm、20 cm 和 50 cm 的土壤相对湿度指数 SHI ($SHI = \text{土壤湿度} / \text{田间持水量}$)。比较时通过观测点的 GPS 定位经纬度在计算结果中进行对应查找, 验证结果如图4、5所示。

图 3 不同 $NDVI$ 下植被参考蒸散量与地表反射率分布图Fig. 3 Distribution maps of crop reference evapotranspiration and albedo within different $NDVI$ values图 4 温度植被旱情指数法 ($TVDI$) 计算结果地面验证Fig. 4 Validation of the method of temperature vegetation dryness index ($TVDI$)图 5 温度蒸散旱情指数法 ($TEDI$) 计算结果地面验证Fig. 5 Validation of the method of temperature evapotranspiration dryness index ($TEDI$)

从图中数据点的分布趋势可以看出,两种算法算出的旱情指数与各层土壤相对湿度指数都具有一定的相关性,其中与 10 cm、20 cm 表层土壤相对湿度指数的相关性高于与 50 cm 处的相关性,说明植被指数—地表温度特征空间对表层土壤湿度比较敏感,计算获得的旱情指数可以较好地反映地面表层土壤的墒情状况。对深层土壤墒情反映较次。对比图 4 和图 5 中回归方程决定系数 (R^2) 的大小可知, $TEDI$ 旱情指数与表层 10 cm、20 cm 土壤相对湿度指数回归方程的决定系数 (R^2) 明显大于 $TVDI$ 旱情指数,只是在相关性较差的 50 cm 处略低于 $TVDI$ 旱情指数,说明 $TEDI$ 旱情指数与土壤相对湿度指数的相关性要好于 $TVDI$ 旱情指数,同时, $TEDI$ 值越大,土壤含水率越高,说明 $TEDI$ 旱情指数能够更好地反映土壤墒情状况。由于在验证时用地面一点的数据与较大空间分辨率的遥感像素 (1.1 km × 1.1 km) 进行对应比较, $TEDI$ 旱情指数反映的是土壤整体墒情对植被蒸散的影响,因此图中的数据点相对比较离

散,但其分布趋势足够说明两种旱情指数都可用于区域旱情监测,并且 $TEDI$ 旱情指数表现出与土壤相对湿度指数较高的相关性 (R^2 数值高),显示其能够更准确地对区域旱情进行遥感监测。

4 结 论

本文对植被指数—地表温度特征空间的生态学内涵进行了分析,认为地表温度是下垫面蒸散的函数,提出了温度蒸散旱情指数法,推导出了 $TEDI$ 旱情指数。利用 NOAA 数据以河北省南部平原地区为研究区域,与温度植被旱情指数法 ($TVDI$) 进行比较,分别计算了两种旱情指数,通过地面数据验证,结果表明 $TEDI$ 旱情指数能够更准确地反映下垫面土壤墒情状况。

温度植被旱情指数 ($TVDI$) 直接将地表温度作为土壤墒情的函数,忽略了地表反射率、纬度等对地表能量平衡的影响,计算过程过于简化,因此结果存在误差。从原理上, $TEDI$ 旱情指数的推导基于地表温度与蒸散

的函数关系,从计算形式上看(对比(5)式与(11)式),*TEDI* 旱情指数在 *TVDI* 旱情指数的基础上增加了蒸散的影响,其结果的准确性得到显著改善。但由于本文只用一天的遥感数据进行了局部地区的研究,研究内容有待进一步分析和验证。

[参 考 文 献]

- [1] Le J, Shafiqul I. A methodology for estimation of surface evaporation over large areas using remote sensing observations[J]. *Geophysical Research Letters*, 1999, 26(17): 2773–2776.
- [2] Le J, Shafiqul I. Estimation of surface evaporation map over southern Great Plain using remote sensing data[J]. *Water Resources Research*, 2001, 37(2): 329–340.
- [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 fraction vegetation cover[J]. *Remote Sensing Review*, 1994, 9: 161–173.
- [4] 杨邦杰,裴远志. 农作物长势的定义与遥感监测[J]. *农业工程学报*, 1999, 15(3): 214–218.
- [5] 齐述华,王长耀,牛 铮. 利用温度植被旱情指数(*TVDI*)进行全国旱情监测研究[J]. *遥感学报*, 2003, 7(5): 420–427.
- [6] 孙 威,王鹏新,韩丽娟,等. 条件植被温度指数干旱监测方法的完善[J]. *农业工程学报*, 2006, 22(2): 22–26.
- [7] 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.
- [8] Nishida K, Nemani R R, Running S W, et al. Remote Sensing of Land Surface Evaporation[J]. *Theoretical Basis for an Operational Algorithm*, <http://www.ntsg.umd.edu/MOD16/SER-ver9-JGR.DOC>, 2002.
- [9] Sandholt I, Rasmussen K, Andersen J. A Simple Interpretation of the Surface Temperature/Vegetation Index Space for Assessment of Surface Moisture Status[J]. *Remote Sens Environ*, 2002, 79(2): 213–224.
- [10] 江 东,王乃斌,杨小唤,等. 植被指数—地面温度特征空间的生态学内涵及其应用[J]. *地理科学进展*, 2001, 20(2): 146–152.
- [11] 韩丽娟,王鹏新,王锦地,等. 植被指数—地表温度构成的特征空间研究[J]. *中国科学(D 辑)*, 2005, 35(4): 371–377.
- [12] 张喜英,裴 冬,胡春胜. 太行山山前平原冬小麦和夏玉米灌溉指标研究[J]. *农业工程学报*, 2002, 18(6): 36–41.
- [13] Coll C, Caselles V, Schmugge T J. Estimation of land surface emissivity differences in the split-window channels of AVHRR[J]. *Remote Sens Environ*, 1994, 48: 127–134.

Vegetation index-surface temperature feature space and its application in the regional drought monitoring

Li Hongjun¹, Zheng Li¹, Lei Yuping¹, Li Chunqiang²

(1. Center for Agricultural Resources, Institute of Genetics and Development Biology, Chinese Academy of Sciences, Shijiazhuang 050021, China; 2. Metrology Institute of Hebei Province, Shijiazhuang 050021, China)

Abstract: By integrated analyses of the vegetation index and surface temperature, more useful information can be acquired. The method of the vegetation index-surface temperature feature space has being widely used in some fields. From the point of view of regional drought monitoring, the ecological connotation of the feature space was analyzed, which indicates that the surface temperature is a function of surface evapotranspiration. The method of temperature evapotranspiration dryness index(*TEDI*) was derived. Using NOAA data, through the method of temperature vegetation dryness index(*TVDI*) and temperature evapotranspiration dryness index(*TEDI*) respectively, the drought status of south plain in Hebei Province was studied. The results were validated by the soil relative humidity index(*SHI*) measured on the ground at the same time, which shows that the method of temperature evapotranspiration dryness index(*TEDI*) is more accurate than the method of temperature vegetation dryness index(*TVDI*) in the monitoring of the status of regional soil water content.

Key words: vegetation index; surface temperature; drought monitoring; temperature evapotranspiration dryness index(*TEDI*)