

引用格式: Ma Chunfeng, Wang Weizhen, Wu Yueru, *et al.* Research on Soil Thermal Inertia Retrieval in Heihe River Basin based on MODIS Data[J]. Remote Sensing Technology and Application, 2012, 27(2): 197-207. [马春锋, 王维真, 吴月茹, 等. 基于 MODIS 数据的黑河流域土壤热惯量反演研究[J]. 遥感技术与应用, 2012, 27(2): 197-207.]

基于 MODIS 数据的黑河流域土壤热惯量反演研究

马春锋^{1,2}, 王维真¹, 吴月茹^{1,2}, 欧阳斌^{1,2}, 庄金鑫^{1,2}

(1. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所寒旱区遥感系统观测试验站, 甘肃 兰州 730000;
2. 中国科学院研究生院, 北京 100049)

摘要: 热惯量法在土壤水分反演中有着广泛的应用。以 MODIS 数据为基础, 选用真实热惯量模型, 反演得到了黑河流域的土壤热惯量, 为进一步研究流域土壤水分提供可靠的方法和数据。利用地面实测数据对模型参数及反演结果进行了验证, 并分析了地表昼夜最大温差、地表反照率及土壤热惯量的季节性变化规律, 同时对比了真实热惯量模型与表观热惯量模型反演结果与土壤水分的相关性。结果表明: 地表温差、地表反照率及土壤热惯量都具有明显的季节性变化特征; 真实热惯量模型相对于表观热惯量模型更有利于土壤水分的反演, 且具有广泛的适用性。

关键词: 真实热惯量模型; MODIS 数据; 黑河流域

中图分类号: TP 79 文献标志码: A 文章编号: 1004-0323(2012)02-0197-11

1 引言

在流域土壤水分研究中, 遥感热惯量法是一种行之有效的反演方法。早在 20 世纪 70 年代, 随着可见光—近红外—热红外波段卫星传感器的发展, 遥感技术便开始应用于土壤热惯量的研究^[1]。1971 年, Waston 等^[2-3]发展了用于地质制图的热惯量遥感信息模型。Kahle^[5-6]于 1975 年运用可见光和红外波段得到第一个热惯量影像; 随后, 在热辐射传输的基础上, 运用有限差分技术将地气之间的感热通量和潜热通量引入到地表能量平衡方程中来计算热惯量, 对早期的热惯量模型作了改进。Price^[4]给出了用全球遥感数据计算热惯量的一般方法, 讨论了热惯量的可能极值, 并于 1985^[8]年发展了表观热惯量模型, 该模型仅与太阳总辐射通量、表面反照率及地表昼夜温差有关。由于表观热惯量能够近似表达真实热惯量的相对大小, 在日周期内, 表观热惯量能够反映真实热惯量的变化趋势, 且其计算简单, 所以

在实际应用中, 常用表观热惯量模型代替真实热惯量模型。但在农田区域, 由于表面的蒸发导致了土壤热通量相对于旱区变化幅度减小, 故表观热惯量不应该用在土壤水分变化的农田区域中^[7-8]。薛勇^[9]和马蔼乃^[10]利用傅立叶变换求解一维热传导方程, 推导出真实热惯量模型, 并利用其与土壤含水量的关系推算土壤含水量。Xue 等^[11]在 Price 表观热惯量模型基础上, 通过引入日温差变化的相位角信息, 建立了真实热惯量遥感信息模型, 该模型唯一需要的地面数据是当地白天最高温度出现的时刻。蔡国印^[12]从热传导理论出发, 以 Xue 等的真实热惯量信息模型为基础, 通过牛顿迭代法, 利用傅立叶级数对地表温度的二次逼近, 建立了卫星过境时间与当地最高气温和最低气温无关的基于 MODIS 数据的真实土壤热惯量遥感信息模型。张仁华^[13-15]在 Price 表观热惯量模型基础上, 通过引进感热和潜热通量, 发展了几种新的热惯量模型, 并对其微分热惯量模型在沙坡头进行了实验研究, 取得了较好的实

收稿日期: 2011-07-15; 修订日期: 2011-10-18

基金项目: 国家 973 计划项目“干旱区绿洲化、荒漠化过程及其对人类活动、气候变化的响应与调控”(2009CB421305), 中国科学院重要方向性项目“干旱区蒸散发估算与地面真实性检验及尺度效应研究”(KZCX2-EW-312), 国家自然科学基金重点项目“黑河流域生态—水文过程综合遥感观测试验: 水文气象要素与多尺度蒸散发观测”(91125002)。

作者简介: 马春锋(1984—), 男, 甘肃正宁人, 硕士研究生, 主要从事土壤水分遥感反演及模型模拟研究。E-mail: machf@lzb.ac.cn。

通讯作者: 王维真(1967—), 男, 山西万荣人, 研究员, 主要从事土壤水文及气象环境水文研究。E-mail: weizhen@lzb.ac.cn。

验效果。余涛和田国良^[16-17]发展了一种野外实测热惯量的简单方法,并利用简化的能量平衡方程,根据 NOAA/AVHRR 资料,直接反演真实热惯量和土壤含水量。杨宝钢^[18]、程宇^[19]、于健^[20]、刘振华^[21-22]等在考虑植被基础上,在植被覆盖区应用热惯量遥感信息模型反演了土壤水分。

由于真实热惯量模型是基于土壤热传导方程建立的,在方程求解过程中,常常对实际地物的时空异质性做了均质性假设,使得模型对实际地物状况的描述不够精确。再者,由于真实热惯量模型的参数较多,计算复杂,人们在实际工作中,采用表观热惯量模型近似代替真实热惯量模型。

但研究发现,表观热惯量模型仅仅考虑昼夜最大温差,地表反照率以及太阳总辐射通量,并未考虑地理纬度、大气透过率以及太阳赤纬等因素的影响,不能描述热惯量的季节性变化特性。故表观热惯量反演的结果只是真实热惯量的一部分^[13],不能全面反映真实热惯量的本质,无法满足遥感定量化研究的需要。热惯量作为地物热属性的物理量,热惯量法在土壤水分反演和旱情监测方面有着极其广泛的应用。真实热惯量模型除了考虑表观热惯量模型中所考虑的昼夜最大温差和地表反照率外,还考虑了地理纬度和太阳赤纬季节变化对热惯量的影响,因此更全面、更准确地反映了热惯量的季节性变化特征和空间分布特征。因此运用可靠的热惯量模型精确地反演土壤热惯量是进行流域土壤水分反演的关键环节。鉴于此,本文选择马霭乃等^[10]提出的真实热惯量模型,反演黑河流域的土壤热惯量,得到流域热惯量图像,为进一步的土壤水分反演提供依据。

2 研究区及数据

2.1 研究区概况

黑河位于我国西北干旱半干旱地区,发源于青海祁连山区的冰川和积雪带,流经甘肃河西走廊,下至内蒙古额济纳旗的居延海,流域面积约 12.7 万 km²,是中国第二大内陆河。莺落峡和正义峡将其划分为上、中、下游。上游为祁连山区,地势西高东低,下垫面垂直分异特征明显,从高到低依次分布着冰川、高山草甸带、高山灌丛带、高山森林带以及山地干草原带和草原化荒漠带^[23],是黑河水的发源地。中游为平原绿洲,是受人类活动影响显著的农田生态系统,同时也是西北地区重要的产粮基地和农业高新示范区,是黑河水资源的主要耗散区。下游位于正义峡与内蒙古自治区额济纳旗之

间,以冲积扇盆湖洼地为主,绝大多数为荒漠戈壁,气候干燥,风沙灾害频发,是严重的缺水区和生态脆弱区,主要生长着以胡杨、沙枣和红柳为主的荒漠特有植被,也有鼎新、金塔,额济纳等小绿洲。

黑河流域是我国内陆河研究的重要基地,近 30 a 来开展了大量的水文水资源、生态环境、地面过程方面的研究,取得了大量成果^[24],积累了非常丰富的可参考资料,为黑河流域开展新的科学研究奠定了基础。同时,流域内水资源的合理利用和管理问题日益突出,尤其是中游灌区工农业生产的需水问题直接关系到区域经济发展和人们生活水平的提高。因此,对流域内水资源的准确估算,尤其对直接关系农业灌区作物产量的土壤水分的准确把握,具有十分重要的意义。

2.2 研究数据

采用的数据是 Terra MODIS 产品 MOD11A2 (全球 1 km 地面温度/发射率 8 d 合成)和 MOD09A1(全球 500 m 地表反射率 8 d 合成数据)。Terra 卫星过境时间在上午 10:30 和晚间 22:30 左右。有关数据是由 NASA 提供(<https://wist.echo.nasa.gov/api/>)。其中 MOD11A2 产品的实际地面分辨率是 926.6 m,包括白天和夜间的地表温度、31 和 32 波段发射率、昼夜过境时间等。8 d 合成数据有效消除了云的干扰。MOD09A1 数据为 500 m (实际上是 463.3 m)分辨率的 1~7 波段 8 d 合成的地表反射率,去除了云及云影干扰。

2.3 地面观测数据

为了对热惯量模型的反演精度进行验证,采用了研究区域地面站点的观测资料,主要包括黑河上游的阿柔高寒草地站、中游的盈科灌区绿洲站以及花寨子荒漠站等(表 1)。主要用到站点的辐射四分量、土壤热通量、土壤水分、以及不同深度的土壤温度等数据。另外在研究区内,测量了土壤密度、空隙率等,从经验方法推算土壤热传导率、土壤热容,为验证遥感反演的土壤热惯量提供依据。

表 1 观测站点概况

Table 1 Observation stations information

观测站	经度/°	纬度/°	海拔/m	植被类型
阿柔冻融观测站	100.46	38.04	3 032.8	高山草原
盈科灌区绿洲站	100.41	38.86	1 519.1	农田
冰沟寒区水文站	100.22	38.07	3 449.4	稀疏草地
花寨子荒漠站	100.33	38.77	1 726.0	荒漠、稀疏植被

地面站点数据由中国科学院西部数据中心负责

处理、质量检查以及发布。文中选用各站点 2008 年 1 月~2009 年 12 月的数据,除了部分日期数据缺失外,绝大部分数据质量可靠。

3 热惯量模型与方法

土壤热惯量是土壤的一种热特性,它是引起土壤表层温度变化的内在因素,与土壤含水量有密切的相关性。许多研究表明,对于同一类型的土壤,其含水量越高,则热惯量就越大,即二者之间存在正相关关系,同时又控制着土壤温度日较差的大小。在土壤的周日温度变化中,热惯量起着决定性作用。除土壤含水量外,地形、植被、土壤质地、有机质含量、颗粒矿物成分等对热惯量都有影响,只是影响程度的数量级不同。

热惯量是地物阻止其温度变化幅度的一个物理量,反映了地物的热学特性,可由下式定义:

$$P = (k\rho c)^{\frac{1}{2}} \quad (1)$$

其中: P 为土壤热惯量($J \cdot m^{-2} \cdot K^{-1} \cdot s^{-1/2}$), k 为土壤热传导率($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$), ρ 为土壤密度($kg \cdot m^{-3}$), c 为土壤定压比热($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$),后两者的乘积即土壤热体积容量,表征土壤的热存储能力。因此,热惯量既反映了土壤的热传导属性,又反映了土壤的热存储特性。由上式获取热惯量只能分别从 k 、 ρ 、 c 入手,通过常规的单点测量。欲从遥感数据获取流域尺度上的土壤热惯量需借助于求解热传导方程,建立热惯量遥感信息模型。

3.1 热传导方程求解

一维热传导方程及 Pratt 等^[25] 简化后的线性边界条件,如下二式所示:

$$\frac{\partial T(z,t)}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T(z,t)}{\partial z^2} \quad (2)$$

$$-k \frac{\partial T(z,t)}{\partial z} \Big|_{z=0} = (1-A)S_0 C_r \cos Z - [A_c + BT(0,t)] \quad (3)$$

其中: z 取垂直向下为正方向, $D = \frac{k}{\rho c} = \frac{k^2}{P^2}$ 为土壤热扩散率, A 为地表反照率, S_0 为太阳常数, C_r 为太阳短波的大气透过率, Z 为太阳天顶角, $\cos Z = \cos \delta \cos \alpha \cos \omega t + \sin \delta \sin \alpha$, δ 为太阳赤纬, α 为当地纬度, ω 为地球自转角速度。式(3)右边第一项表示到达地面的太阳短波辐射, A_c 、 B 是两个常数,与地表参数及气象条件有关。

经过一次傅里叶逼近,最终得到如下真实热惯量模型(具体推导过程,请参考文献[10]):

$$P = \frac{\sqrt{2a^2 - B^2} - B}{\sqrt{2\omega}} \quad (4)$$

$$\text{其中: } a = \frac{2(1-A)S_0 C_r A_1}{\Delta T} = 2 \cdot ATI \cdot S_0 C_r A_1,$$

$ATI = \frac{(1-A)}{\Delta T}$, ΔT 为昼夜最大温差(K), A_1 是傅里叶展开的振幅的一次逼近值。对于一般均匀的气象条件, B 、 C_r 可以当成常数。 ATI 即所谓的表观热惯量,它在一定程度上能表征真实热惯量的相对大小和变化趋势。

3.2 关键参数反演

3.2.1 表观热惯量

根据表观热惯量的表达式,需要求解全波段反照率 A 和地表昼夜最大温差 ΔT 。反照率是太阳辐射能在地表再分配的重要参数。大量研究表明,太阳辐射能量主要集中于 $0.25 \sim 1.5 \mu m$ 的范围内,所以很多研究都用该波段区间内的反射率近似计算全波段反照率。本文采用 Liang^[26] 针对 MODIS 数据的宽波段反照率计算公式:

$$A = 0.160\alpha_1 + 0.291\alpha_2 + 0.243\alpha_3 + 0.116\alpha_4 + 0.112\alpha_5 + 0.081\alpha_7 - 0.0015 \quad (5)$$

其中: α_i ($i = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7$) 为 MODIS 各波段的反射率。

Terra 卫星的过境时间是上午 10:30 和晚间 22:30,此时的瞬间温度并非地表温度日变化的最大或最小值。本文采用如下公式推算昼夜最大温差^[27]:

$$\Delta T = 2 \frac{T(t_1) - T(t_2)}{\sin\left(\frac{\pi t_1}{12} + \bar{\omega}\right) - \sin\left(\frac{\pi t_2}{12} + \bar{\omega}\right)} \quad (6)$$

其中: $T(t_1)$ 和 $T(t_2)$ 分别指卫星过境时间 t_1 和 t_2 时刻的地表温度, $\bar{\omega} = \cos^{-1}(-\tan \phi \times \tan \delta)$, ϕ 表示当地纬度, δ 表示太阳赤纬,可由如式(7)^[28] 计算:

$$\delta = 0.3723 + 23.2567 \sin \theta + 0.1149 \sin 2\theta - 0.1712 \sin 3\theta - 0.758 \cos \theta + 0.365 \cos \theta + 0.0201 \cos 3\theta \quad (7)$$

其中: $\theta = 2\pi(N - N_0)/365.2422$, N 为积日,即一年中的天数,1 月 1 日起算; N_0 为时间校正。

$$N_0 = 79.6764 + 0.2422(\text{Year} - 1985) - \text{int}((\text{Year} - 1985)/4).$$

3.2.2 大气透过率

针对某一波段而言,大气平均透过率反映了大气的平均光学厚度和散射特性等。计算公式如下:

$$C_r = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda_1} \int_{\lambda_1}^{\lambda_2} \tau(\lambda) d\lambda \quad (8)$$

$$C_{\tau} = \frac{1}{\lambda_2 - \lambda} \sum_{i=1}^n \tau(\lambda_i) \Delta\lambda_i \quad (9)$$

其中: $\tau(\lambda) = \exp(-\int dl) = e^{\tau(h)}$ 为大气路径的透射比。

在晴朗天气条件下,可见光和近红外波段的大气平均透过率一般在 0.76 左右。

3.2.3 A_1 与 B 值的计算

如前文所述, A_1 是傅里叶变化展开式一次逼近的振幅,表征白天地表接收的净太阳辐射的最大幅度。其表达式如下:

$$A_1 = \left(\frac{2}{\pi}\right) \sin\delta \sin\phi \sin\psi + \left(\frac{1}{2\pi}\right) \cos\delta \cos\phi (\sin 2\psi + 2\psi) \quad (10)$$

其中: $\psi = \cos^{-1}(\tan\delta \tan\phi)$ 。其余参数的意义及计算如式(6)所述。

B 在通常情况下为常数,根据马谟乃^[10]的计算,这里取 $B = 9.6558 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 。

3.3 模型实现

为了实现热惯量信息模型,需要对遥感数据进行一系列处理,准备所需参数,处理流程如图 1 所示。

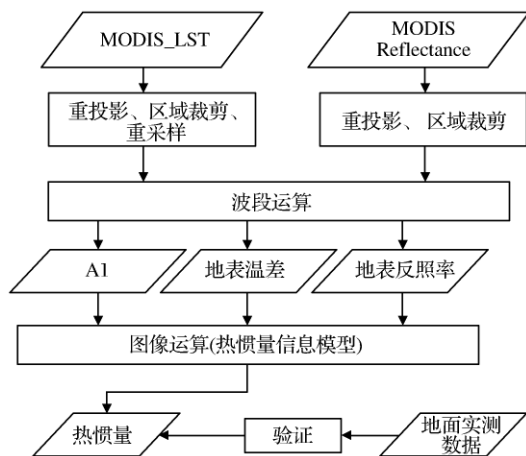


图 1 热惯量模型实现流程图

Fig. 1 Flow chart of thermal inertia model

(1) MODIS 数据预处理:利用 NASA 提供的针对 MODIS 数据的 MRT(Modis Reproject Tool)工具,对 LST 和 Reflectance 产品进行预处理,主要包括投影转换、图像拼接、区域裁剪等。为了后续计算方便,将原正弦投影的数据转化为地理坐标。图像拼接和区域裁剪是为了获取与研究区域大小相当的数据,既保证了研究区域的完整性,又提高了处理效率。另外还对 LST 产品进行了重采样处理,使其空间分辨率与 Reflectance 产品一致。

(2)分别从 MODIS 的 LST 和 Reflectance 产品中获取昼夜两次过境时间及相应的地表温度和地表反照率,实现波段运算,获取到模型所需要的各个参数,包括傅里叶振幅 A_1 、地表最大温差以及地表反照率。

(3)根据热惯量模型,反演土壤热惯量。

(4)运用地面实测数据,对地表温差、反照率和热惯量的反演结果进行验证。

3.4 模型验证方法

地表昼夜最大温差、地表反照率是至关重要的两个参数,这两个参数准确与否直接关系着反演结果的精确程度。所以在反演过程中,除了对热惯量反演结果进行精度验证外,有必要对地表温差和反照率进行验证,保证反演各个环节的正确性和可靠性。

3.4.1 昼夜最大温差的验证

选取地面站点的长波辐射数据,可根据公式(10)^[29]计算得到 10 min 时间分辨率的地表温度,然后求取日最高温度和最低温度,计算昼夜最大温差,验证遥感反演的昼夜最大温差。

$$LST = [(R_{lw}^{\uparrow} - (1 - \epsilon_g)R_{lw}^{\downarrow}) / (\epsilon_g \sigma)]^{1/4} \quad (11)$$

$$DT = LST_{\max} - LST_{\min} \quad (12)$$

其中:地表发射率 $\epsilon_g = \begin{cases} 0.98(\text{裸土}) \\ 0.95(\text{植被}) \end{cases}$, Stefan-

Boltzmann 常数 $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} (\text{W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4})$, LST_{\max} 、 LST_{\min} 分别是日最高和最低地表温度, R_{lw}^{\uparrow} 和 R_{lw}^{\downarrow} 分别为上行和下行长波辐射。

3.4.2 地表反照率的验证

选取地面站点的短波辐射数据,根据下式计算了地表反照率,对遥感反演的地表反照率进行验证。需要指出的是,由于夜间总辐射为 0,另外清晨和傍晚总辐射很小,会影响到反照率的计算精度,故依据文献^[30]选取总辐射大于 $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的数据计算地表反照率。

$$\text{Albedo} = \frac{R_s \uparrow}{R_s \downarrow} \quad (13)$$

其中:Albedo 为地表反照率, $R_s \uparrow$ 、 $R_s \downarrow$ 分别是反射辐射和总辐射。

3.4.3 土壤热惯量的验证

取式(1)的热惯量定义,分别由土壤体积热容和土壤热传导率计算得到单点热惯量。土壤热传导和土壤体积热容分别按式(14)和式(15)^[31-32]计算:

$$k = - \frac{G}{\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)} \quad (14)$$

$$C_v = \rho_b C_s + n C_w \rho_w \quad (15)$$

其中: k 为土壤热传导率, G 为近 5 cm 土壤热通量, $\frac{\partial T}{\partial z}$ 为土壤温度梯度, C_v 为土壤体积热容, ρ_b 为土壤容重, C_s 为土壤质量热容,这里取值 $0.9(\text{kJ} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1})$, C_w 、 ρ_w 分别为水体热容及密度,分别为 $4.185 \times 10^3 \text{kJ} \cdot \text{K}^{-1} \cdot \text{kg}^{-1}$ 和 $10^3 \text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$, n 为孔隙率。

4 结果分析与验证

4.1 地表温差反演结果与分析

根据式(6)计算得到流域内地表昼夜最大温差。并

用式(11)和式(12)计算的地面站点最大温差进行验证。

站点计算昼夜最大温差与模型反演最大温差进行对比,如图(2)所示。其中,图 2(a)~2(d)分别描述了阿柔站、冰沟站、花寨子站以及盈科站遥感模型反演与地面实测的昼夜最大温差的相关程度。从 4 幅散点图可见,遥感反演的昼夜温差与地面实测值的线性相关系数都在 0.7 以上,说明运用该模型反演昼夜温差具有可行性。

为了深入了解流域内表层土壤昼夜最大温差的时间变化特征,本文在分析站点计算结果与遥感模

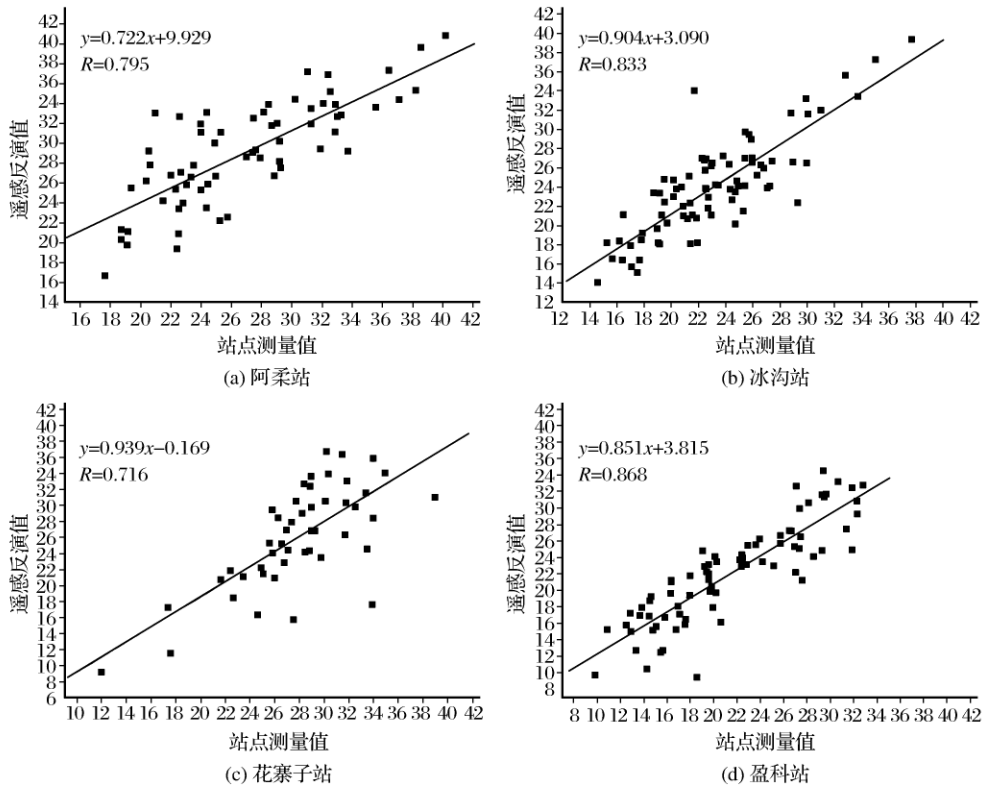


图 2 地表昼夜温差验证散点图

Fig. 2 Scatter plots for the validation of difference of land surface temperature

型反演结果相关性的基础上,分析了几个站点 2008~2009 年地表昼夜温差的时间变化特征,结果如图 3。

图 3 描述了各站点昼夜最大温差的季节性变化特征,从图中可以看出昼夜温差并非定值,而呈现明显的季节性变化,反演结果和实测结果都反映了这一特征。从图 3(a)可以看出,阿柔站昼夜最大温差从年初缓慢上升,5 月份达到最大,而后缓慢下降,7 月份下降至低谷。结合阿柔站下垫面状况分析,不难发现,阿柔为典型的高寒草原生态系统,上半年由于降雨和气温等原因牧草未能完全覆盖地表,加之上半年降雨稀少,土壤湿度低,导致昼夜温差持续增大。从 5 月份开始,牧草开始生长,且一年中的大部分降雨

都集中于这一时段,土壤含水量明显高于其他时段。由于草地的保温作用和土壤水分对昼夜最大温差的阻力作用使得这一时段昼夜最大温差降低。9 月初以后,由于降雨量缓慢减少,牧草开始干枯,从而导致昼夜最大温差开始回升,开始新一轮的周期性变化。图 3(b)为冰沟站昼夜最大温差的变化特征,冰沟与阿柔有着类似的状况,只是冰沟没有阿柔变化趋势明显,可能是由于冰沟相对于阿柔植被覆盖度较低的原因所致。图 3(c)为花寨子站昼夜温差的变化特征,由于荒漠地表土壤含水量低,且四季变化小使昼夜最大温差季节性变化并不十分明显。图 3(d)呈现的季节性变化特征非常明显,这与农作物的生长状态有关。

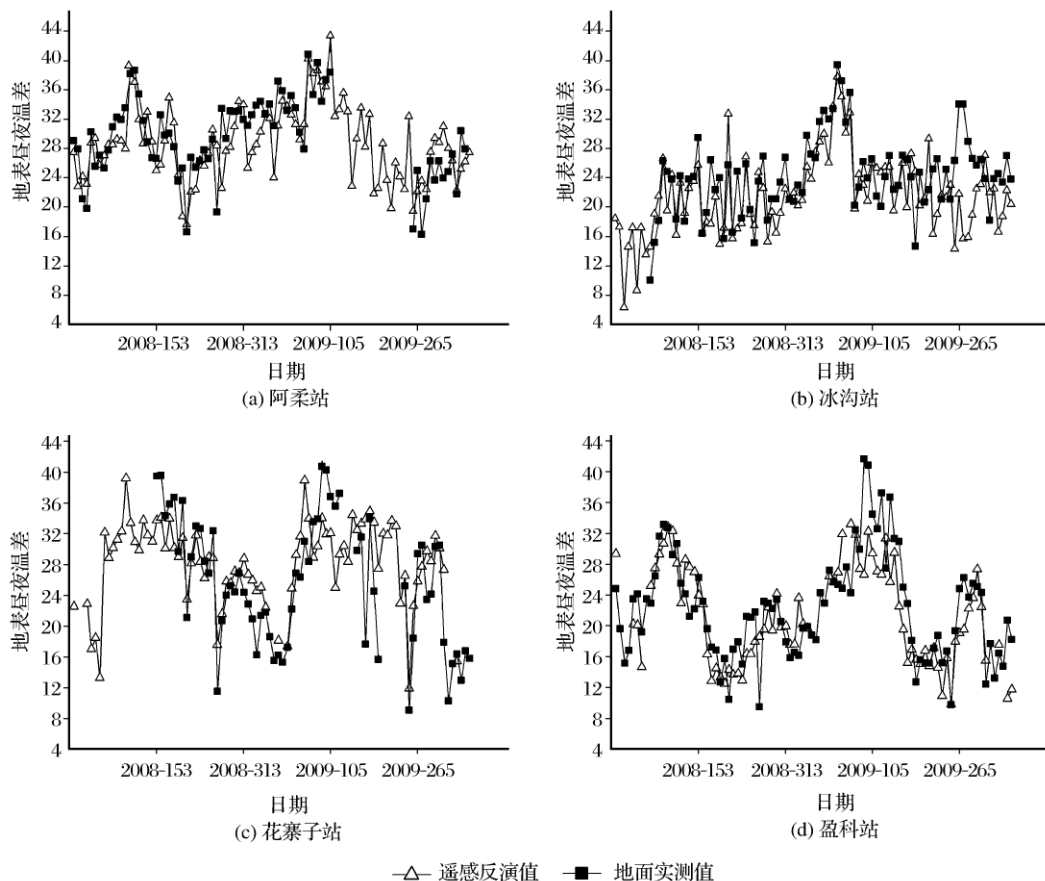


图 3 各站点表面昼夜温差时间变化趋势

Fig. 3 Variation of temperature difference of the four stations

年初到 4 月份左右,地表为裸土,表层土壤冻结,液态含水量偏低,致使昼夜温差较大。4 月份开始耕种,之后农作物生长过程中植被覆盖度不断提高,对地表具有保温作用;另外农田灌溉也集中于作物生长季,使得土壤水明显提高,对昼夜温差具有阻止作用。10 月份作物收割以后到第二年年初,昼夜最大温差又开始回升,其中 11 月份左右,温差有微小的回落态势,这是由于入冬前的农田灌溉所致。

4.2 地表反照率反演结果及分析

运用式(5)反演宽波段地表反照率,与式(13)计算的站点结果对比,结果如图 4。

从图中可以看出,各站点反演的地表反照率与地面站点计算值具有很好的相关性,即反演结果能够代表表面反照率的大小和变化趋势。分别来看,阿柔站和盈科站的相关性最好,这是由于两者地势平坦,下垫面相对均一,在像元尺度上具有很好的代表性。花寨子是荒漠化稀疏植被,冰沟是稀疏草地,两者的均一性不如阿柔和盈科,故相关系数略偏低。

同时也分析了地表反照率的变化特征,结果如图 5。从图 5 可看出,各站点地表反照率都反映了

其季节性变化趋势。地表反照率一般由地表粗糙度长度、土壤湿度和太阳高度角等决定。除了季节性变化外,4 个站点地表反照率也有差异,这表明不同下垫面有不同的反照率特性。图 5(a)表示阿柔站反照率变化趋势,2008 年初,反照率化剧烈,而且反照率明显大于其他时段,是由于冬季降雪的影响。其余时段反照率变化平缓,这是由于牧草下垫面均一,且随时间变化缓慢,对反照率影响不大,但在 2008 年底至 2009 年初及 2009 年底,反照率略有抬升,是太阳高度角及降雪的影响所致。图 5(b)冰沟站反照率总体变化不大,但是冬季变化明显,可能是由于降雪所致。图 5(c)花寨子夏季变化不大,且数值较小,2008 年和 2009 年底都呈现高值。图 5(d)盈科站 2008 年底至 2009 年初和 2009 年底反照率都较高,其余月份都相对较低,且变化缓慢,这是由于冬季降雪、太阳高度角以及土壤颜色都有不同程度的影响,而农作物封垄后反照率变化不大。

4.3 热惯量反演结果及分析

将遥感反演和站点计算的土壤热惯量进行了对比,结果如图 6。

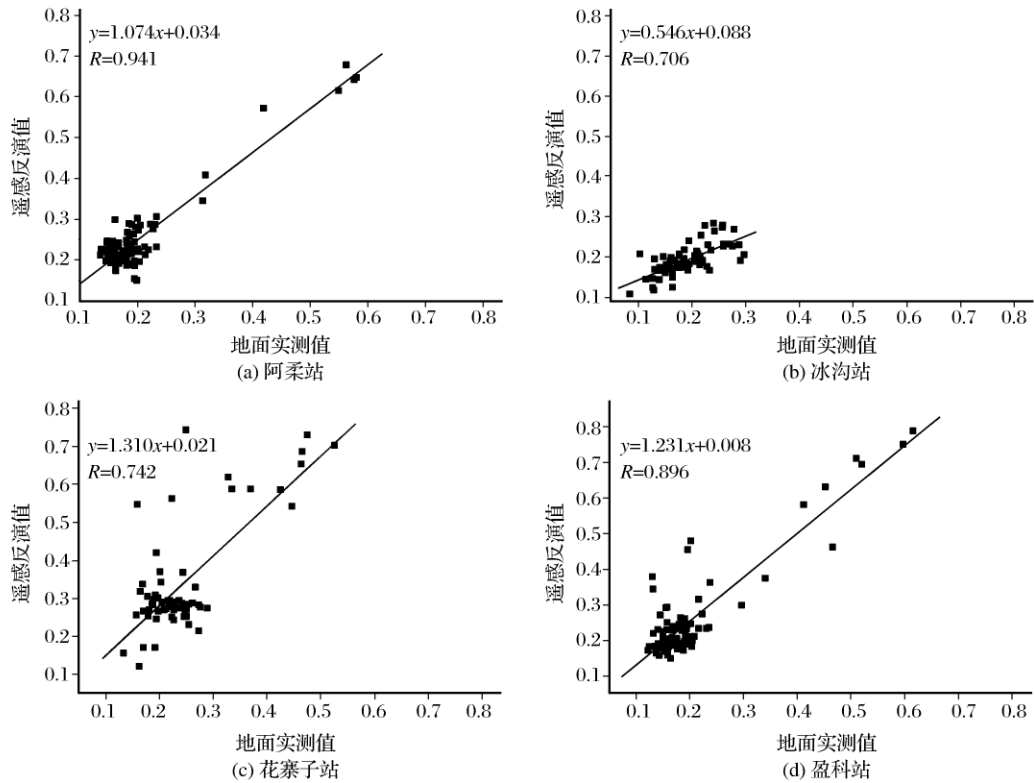


图 4 地表反照率验证散点图

Fig. 4 Scatter plots for the validation of Albedo of land surface

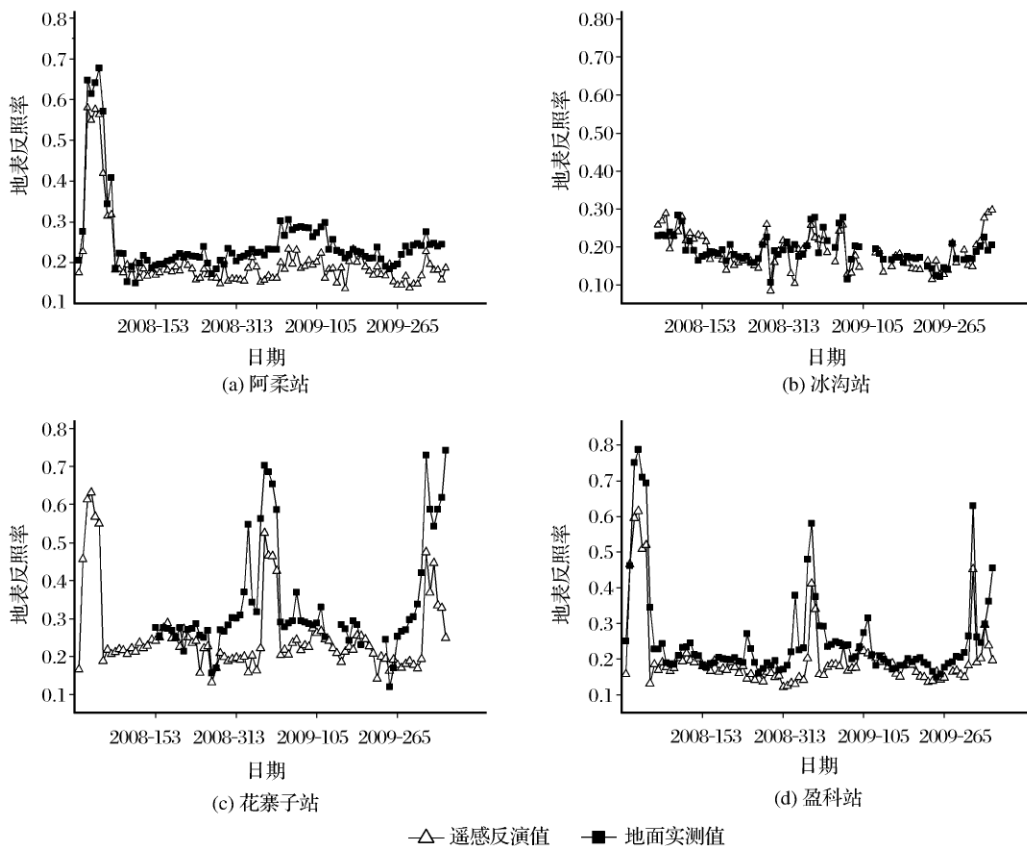


图 5 各站点地表反照率时间变化趋势

Fig. 5 Variation of Albedo of the four stations

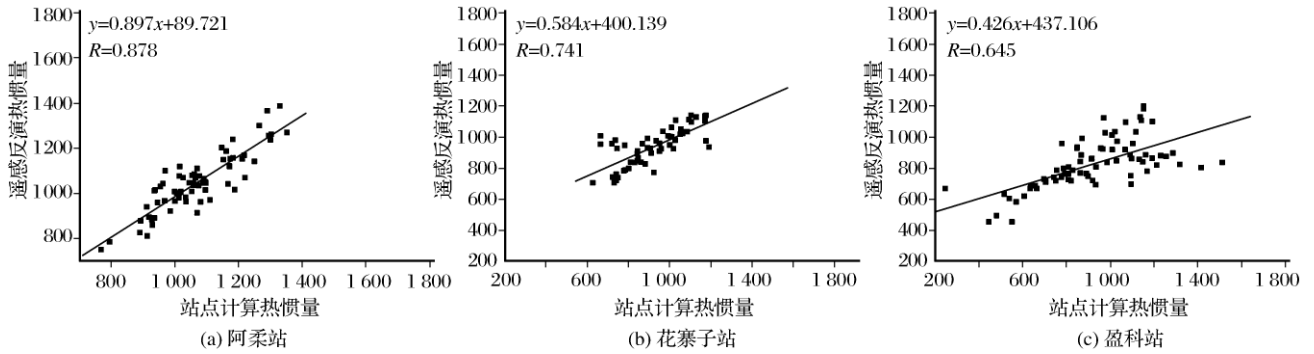


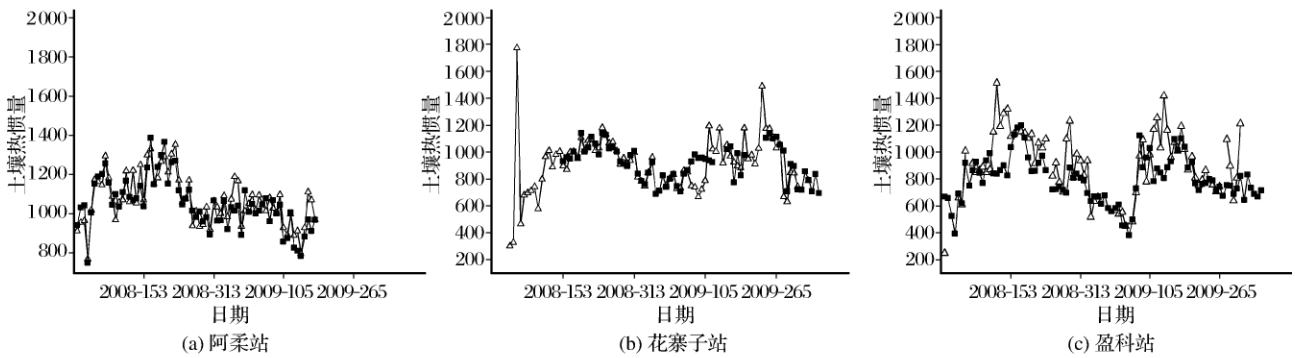
图 6 热惯量验证散点图

Fig. 6 Scatter plots for the validation of thermal inertia

图 6 描述了遥感模型反演的热惯量及站点实测计算的热惯量的对比情况,从中可以看出,阿柔站反演和实测的相关性最好;花寨子荒漠站次之;盈科站相关性最差,可能是由于灌溉引起的土壤水分的剧

烈变化所致;但 3 个站总体相关系数都在 0.6 以上。说明真实热惯量模型在黑河流域具有一定适用性。

为了进一步认识流域尺度上热惯量的时空变化规律,首先分析了热惯量随时间的变化情况(图 7)。



—△— 遥感反演热惯量 —■— 站点计算热惯量

图 7 各站点热惯量时间变化趋势

Fig. 7 Variation of thermal inertia of the four stations

土壤热惯量受土壤水分影响最大,由于土壤水分季节性变化明显,从而导致土壤热惯量呈现明显的季节性变化特征。从图中可以看出,夏秋季节降雨量明显增多,导致土壤水分增大,而冬季则相对较少,致使热惯量在夏秋季节明显大于冬季。另外春季融水也是导致热惯量增强的一个因素。相对于盈科站图 7(c)、阿柔站图 7(a)和花寨子站图 7(b)热惯量虽有季节性变化,但变化幅度较小,这是由于阿柔是高寒草原,花寨子为荒漠,其下垫面类型四季变化没有农田变化明显,土壤水分的收支变化亦不明显,故热惯量较盈科站变化幅度小。盈科站是农田,春耕秋收,四季变化明显,加之农田灌溉也多集中于作物生长季,表层土壤水分变化明显,导致热惯量季节性变化明显。

以遥感反演的 2008 年 5 月 8 日的土壤热惯量为例,分析了流域内土壤热惯量的空间分布特征,如图 8 所示。

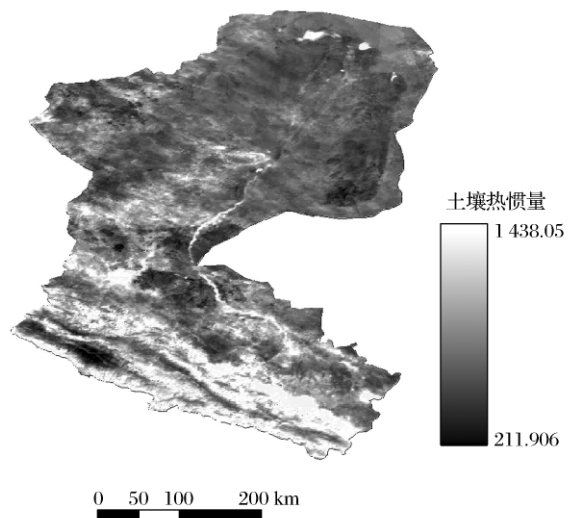


图 8 黑河流域土壤热惯量反演结果

Fig. 8 Thermal inertia retrieved by remote sensing model of Heihe River Basin

从图 8 可以看出,上中游土壤热惯量相对较大,且空间变化明显,这是由于土壤水分含量直接影响热惯量的大小。从已有的气象和地面观测资料可知,上游土壤含水量高于下游,且有冰川分布,故上游热惯量明显高于下游。另外基岩出露又是导致上游热惯量较大的另一个原因,因为除页岩和沙土外,大多数岩石的热惯量都大于水体的热惯量。中游绿洲灌区 5 月份正处于农田灌溉时期,这时土壤水分明显增高,使得热惯量值较大。下游土壤热惯量相对较小,且比较均一,其原因在于下游主要是荒漠区,土壤水分较低,热惯量偏低。下游部分高值斑点可能是水体所致。

4.4 真实热惯量模型表观热惯量模型对比

建立模型反演热惯量,最终的目的是以其为基础,反演流域土壤水分。本文以黑河中游盈科站 2009 年实测的 10 cm 深度的土壤水分为例,分别与表观热惯量模型以及真实热惯量模型的反演结果进行相关分析,对比两种结果的相关程度,以此来评价两种模型的优劣,结果如图 9。

图 9(a)描述了表观热惯量模型反演结果与土壤水分的相关关系,从图中可以看出该模型反演的结果与土壤水分的相关性很差,相关系数只有 0.367;与之对应,图 9(b)描述了真实热惯量模型反演结果与土壤水分的相关关系,较之表观热惯量模

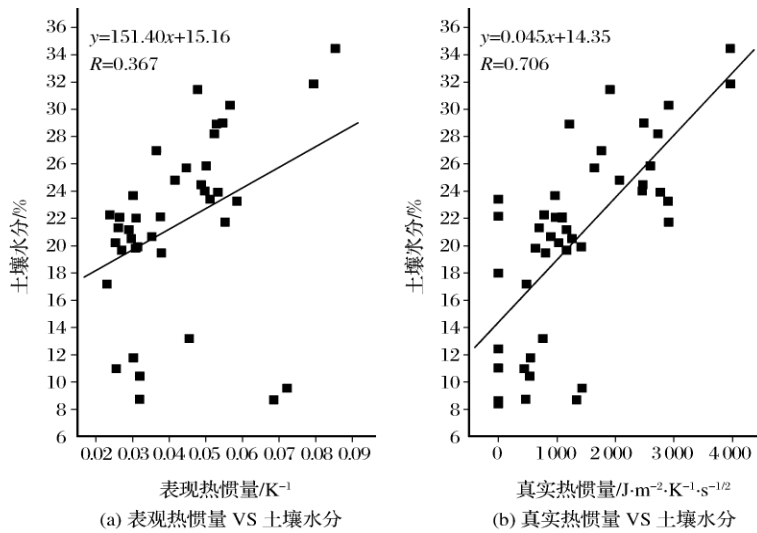


图 9 表观热惯量和真实热惯量模型反演结果与土壤水分的对比图

Fig. 9 Scatter plots for comparison of results of ATI & RTI with Soil moisture

型结果,该结果有明显的改善。结合盈科站的下垫面类型分析,盈科站为农田生态系统,由于农作物的物候和农田灌溉,致使该站土壤水分季节性变化明显,表观热惯量模型难以描述该变化特征,这也证实了 Price^[8]关于“表观热惯量模型不宜应用在土壤水分明显变化的农田区域中的结论”。而真实热惯量模型则考虑了地理纬度及太阳赤纬季节性变化等因素,故具有很好的相关性。

5 结 语

本文基于 MODIS 数据,反演了黑河流域土壤热惯量,为进一步研究流域内土壤水分的时空分布及动态变化奠定了基础。通过本文研究,得出如下结论:

(1) 本文考虑到研究区域的不同下垫面状况,以真实热惯量模型代替表观热惯量模型,从而克服了

表观热惯量模型在农田生态系中应用的局限性。

(2) 运用地面观测资料对模型精度进行验证,结果表明,真实热惯量模型在黑河流域具有很好的适用性,从而为后续的土壤水分反演奠定基础。

(3) 分析了黑河流域中上游部分站点不同下垫面类型的地表反照率、昼夜最大温差和土壤热惯量的季节性变化特征,并分析了流域土壤热惯量的空间分布特征。

(4) 由于资料有限,有关地表和大气条件的一些参数不能直接获取,选用经验参数,影响了模型对热惯量的反演。另外验证资料有部分缺失,对模型验证也有影响。获取更多资料,进行模型参数准备和模型精度验证将是后续工作的重点。

致谢:王介民研究员和韩旭军博士提供了大量帮助,在此表示诚挚的感谢!

参考文献 (References):

- [1] Zhang Xiaoyu, Bi Yuyun, Li Zhaoliang. Estimation of Thermal Inertia from Remotely Sensed Data: Current Status and Future Perspective[J]. *Progress in Geography*, 2008, 27(3): 166-172. [张霄羽, 毕于运, 李召良. 遥感估算热惯量研究的回顾与展望[J]. *地理科学进展*, 2008, 27(3): 166-172.]
- [2] Watson K, Rowen L C, Offield T W. Application of Thermal Modeling in the Geologic Interpretation of IR Images[J]. *Remote Sensing Environment*, 1971, 3: 2017-2041.
- [3] Watson K, Polh H A. Thermal Inertia Mapping from Satellites Discrimination of Geologic Units in Oman[J]. *Research Geology Survey*, 1974, 2(2): 147-158.
- [4] Price J C. Thermal Inertia Mapping: A New View of the Earth[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1982, 87: 2582-2590.
- [5] Kahle A B. A Simple Thermal Model of the Earth's Surface for Geologic Mapping by Remote Sensing[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1977, 82: 1673-1680.
- [6] Kahle A B, Gillespie A R, Goetz A F H, *et al.* Thermal Inertia Mapping[C]//*Proceedings of Tenth International Symposium on Remote Sensing of Environment*, 1975, 2: 985-994.
- [7] Price J C. Estimation of Surface Temperatures from Satellites Thermal Infrared Data—A Simple Formulation for the Atmospheric Effect[J]. *Remote Sensing of Environment*, 1983, 13: 353-361.
- [8] Price J C. On the Analysis of Thermal Infrared Imagery: The Limited Utility of Apparent Thermal Inertia[J]. *Remote Sensing of Environment*, 1985, 18: 59-73.
- [9] Xue Yong. Study on Soil Moisture Monitoring Using Thermal Inertia Method[D]. Beijing: Peking University, 1998. [薛勇. 用热惯量法监测土壤水分的研究[D]. 北京: 北京大学, 1989.]
- [10] Ma Aina. Remote Sensing Information Model[M]. Beijing: Peking University Press, 1997. [马蔼乃. 遥感信息模型[M]. 北京: 北京大学出版社, 1997.]
- [11] Xue Y, Cracknell A P. Advanced Thermal Inertia Modeling[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 1995, 16: 431-446.
- [12] Cai Guoyin. MODIS Data based Thermal Inertia and Land Surface Temperature Modeling and Their Applications in Determination of Soil Moisture and Heat Exchange[D]. Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 2005. [蔡国印. 基于 MODIS 数据的地表温度热惯量反演研究及其在土壤水分、地气间热交换方面的应用[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2005.]
- [13] Zhang Renhua. Experimental Remote Sensing Model and Its Field Basis[M]. Beijing: Science Press, 1996. [张仁华. 实验遥感模型及地面基础[M]. 北京: 科学出版社, 1996.]
- [14] Zhang Renhua. Advanced Thermal Inertia Model and Remote Sensing Soil Moisture[J]. *Geography Research*, 1990, 9(2): 101-112. [张仁华. 改进的热惯量模式及遥感土壤水分[J]. *地理研究*, 1990, 9(2): 101-112.]
- [15] Zhang Renhua, Sun Xiaomin, Zhu Zhilin, *et al.* Differential Thermal Inertia based Land Surface Evaporation Remote Sensing Information Model and Its Application in Gansu Shapotou Area[J]. *Science in China (Series D) Earth Science*, 2002, 32(12): 1041-1050. [张仁华, 孙晓敏, 朱治林, 等. 以微分热惯量为基础的地面蒸发的全遥感信息模型及其在甘肃沙坡头地区的验证[J]. *中国科学 (D 辑)*, 2002, 32(12): 1041-1050.]
- [16] Yu Tao, Tian Guoliang. The Application of Thermal Inertia Method the Monitoring of Soil Moisture of North China Plain based on NOAA AVHRR Data[J]. *Journal of Remote Sensing*, 1997, 1(1): 24-31. [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.]
- [17] Yu Tao, Tian Guoliang. A Simple Method of Measure Soil Thermal Inertia in Field Conditions and Its Application[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 1998, 35(4): 560-568. [余涛, 田国良, 吕永红, 等. 一种简单的土壤热惯量野外实测方法[J]. *土壤学报*, 1998, 35(4): 560-568.]
- [18] Yang Baogang, Ding Yuguo, Liu Jingmiao, *et al.* An Experiment on Soil Moisture Monitoring Using an Improved Thermal Inertia Method[J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, 2004, 27(2): 218-223. [杨宝钢, 丁裕国, 刘晶淼, 等. 考虑植被的热惯量法反演土壤湿度的一次试验[J]. *南京气象学院学报*, 2004, 27(2): 218-223.]
- [19] Cheng Yu. The Soil Moisture Detection for Different Vegetation Coverage based on the MODIS Data and the Influence Analysis of the Thermal Radiant Directionality[D]. Beijing: Graduate University of Chinese Academy of Sciences, 2006. [程宇. 考虑植被覆盖和热辐射方向性的热惯量法土壤水分反演研究[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 2006.]
- [20] Yu Jian, Yang Guofan, Wang Ying, *et al.* Research on Soil Moisture in Fuxin based on Inversion of MODIS Data[J]. *Remote Sensing Technology and Application*, 2011, 26(4): 413-419. [于健, 杨国范, 王颖, 等. 基于 MODIS 数据反演阜新地区土壤水分的研究[J]. *遥感技术与应用*, 2011, 26(4): 413-419.]
- [21] Liu Zhenhua, Zhao Yingshi. Study on Top Layers Soil Moisture Inversion Using Remote Sensing Thermal Inertia Method[J]. *Science in China (Series D) Earth Science*, 2006, 36(6): 552-558. [刘振华, 赵英时. 遥感热惯量反演表层土壤水分的方法研究[J]. *中国科学 (D 辑)*, 2006, 36(6): 552-558.]
- [22] Liu Zhenhua, Zhao Yingshi. An Improved Thermal Inertia Model[J]. *Journal of the Graduate School of the Chinese Academy of Sciences*, 2005, 22(3): 380-385. [刘振华, 赵英时. 一种改进的遥感热惯量模型初探[J]. *中国科学院研究生院学报*, 2005, 22(3): 380-385.]
- [23] Nie Zhenlong. Study on Groundwater Circulation and Renewability in the Middle Reaches of Heihe River Valley, Northwest China[D]. Beijing: Chinese Academy of Geological Science, 2004, 4-9. [聂振龙. 黑河干流中游盆地地下水循环及更新性研究[D]. 北京: 中国地质科学院, 2004, 9-10.]

- [24] Li Xin, Cheng Guodong, Wu Lizong, *et al.* Digital Heihe River Basin. 1: An Information Infrastructure for the Watershed Science [J]. *Advances in Earth Science*, 2010, 25(3): 297-305. [李新, 程国栋, 吴立宗, 等. 数字黑河的思考与实践 1: 为流域科学服务的数字流域[J]. *地球科学进展*, 2010, 25(3): 297-305.]
- [25] Pratt D A, Foster S J, Ellyett C D. A Calibration Procedure for Fourier Series Thermal Inertia Models [J]. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 1980, 46: 529-538.
- [26] Liang S. Narrowband to Broadband Conversions of Land Surface Albedo I: Algorithms [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2000, 76: 213-238.
- [27] Liu Jingmiao, Ding Yuguo, Wang Jijun. Experiment for Estimating Daily Range of Surface Temperature over a Region Using AVHRR Data at Arbitrary Time [J]. *Journal of Nanjing Institute of Meteorology*, 2001, 24(3): 323-329. [刘晶淼, 丁浴国, 王纪军. 利用任意时刻 AVHRR 资料近似估计区域地表温度日较差的试验 [J]. *南京气象学院学报*, 2001, 24(3): 323-329.]
- [28] Wang Bingzhong. Lectures on Solar Radiation Calculation, First Lecture, Calculation of Parameters in Solar Astronomy [Z]. *Solar Energy*, 1999, 2: 8-10. [王炳忠. 太阳辐射计算讲座: 第一讲, 太阳能中天文参数的计算 [Z]. *太阳能*, 1999, 2: 8-10.]
- [29] Yang Kun, Wang Jiemin. A Calculation of the Temperature of Surface Soil Heat Flux Prediction-correction Method based on Soil Temperature and Humidity Data [J]. *Science in China (Series D) Earth Science*, 2008, 38(2): 243-250. [阳坤, 王介民. 一种基于土壤温湿资料计算地表土壤热通量的温度预报校正法 [J]. *中国科学(D 辑): 地球科学*, 2008, 38(2): 243-250.]
- [30] Sun Jun, Hu Zeyong, Xun Xueyi, *et al.* Albedo Characteristics in Different Underlying Surfaces in Middle and Upper Reaches of HEIHE and Its Impact Factor Analysis [J]. *Plateau Meteorology*, 2011, 30(3): 607-613. [孙俊, 胡泽勇, 荀学义, 等. 黑河中上游不同下垫面反照率特征及其影响因子分析 [J]. *高原气象*, 2011, 30(3): 607-613.]
- [31] De Vries D A. Thermal Properties of Soils [C] // Van Wijk W R *eds.* *Physics of Plant Environment*. North Holland Publishing Company, Amsterdam, 1963: 210-235.
- [32] Lu S, Ju Z Q, Ren T S, *et al.* A General Approach to Estimate Soil Water Content from Thermal Inertia [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2009, 149: 1693-1698.

Research on Soil Thermal Inertia Retrieval in Heihe River Basin based on MODIS Data

Ma Chunfeng^{1,2}, Wang Weizhen¹, Wu Yueru^{1,2},
Ouyang Bin^{1,2}, Zhuang Jinxin^{1,2}

(1. *Cold and Arid Regions Remote Sensing Observation System Experiment Station, CAREERI, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China*;
2. *Graduate University of the Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*)

Abstract: Thermal inertia method has been widely used in soil moisture inversion. By using MODIS data, the real thermal inertia model was used to retrieve soil thermal inertia in Heihe River Basin, provided reliable method and accurate data for soil moisture research in basin. This paper also used field data to validate the model parameters and results; analysed the seasonal change of temperature differences, Albedo and Thermal Inertia, and compared the correlation between the result of Real Thermal Inertia mode (RTI) and Apparent Thermal Inertia model (ATI) with Soil Moisture (SM). The results showed that the temperature differences, Albedo and thermal inertia have obvious seasonal variation characteristics; This study confirmed that the RTI model is prior to ATI model in simulating soil moisture.

Key words: Real thermal inertia model; MODIS data; Heihe River Basin