中国科学: 地球科学 2015 年 第 45 卷 第 4 期: 494 ~ 507
www.scichina.com earth.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

论 文

复杂下垫面地表土壤热通量算法改进: 以黑河流域为例

李娜娜[①②], 贾立[①③*], 卢静[①]

① 中国科学院遥感与数字地球研究所遥感科学国家重点实验室, 北京 100101;
② 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049;
③ 全球变化研究协同创新中心, 北京 100875
* 联系人, E-mail: jiali@radi.ac.cn

收稿日期: 2014-08-18; 接受日期: 2014-11-25; 网络版发表日期: 2015-03-31
国家自然科学基金项目(批准号: 91025004, 41101331)和中国科学院、国家外国专家局创新团队国际合作伙伴计划项目(编号: KZZD-EW-TZ-09)资助

摘要 地表土壤热通量是地表能量平衡的重要组成部分, 对地表蒸散发的估算至关重要. 利用土壤温湿度廓线观测资料基于热扩散方程计算地表土壤热通量, 并通过冻土融化前后土壤液态水含量变化估算土壤含冰量, 分析了土壤含冰量对土壤热通量的影响, 旨在分析黑河流域典型下垫面(高山草地、农田和森林)地表土壤热通量的时空变化特征. 研究结果表明: (1) 黑河流域不同下垫面的地表土壤热通量有明显的日变化差异, 日最大值时刻提前净辐射通量几分钟至几小时不等, 这与土壤质地、湿度、热属性和植被覆盖度有关; (2) 净辐射通量有显著的季节变化, 一般夏季达最大值, 冬季最小, 地表土壤热通量也有明显的季节变化, 但并不总是与净辐射通量变化保持一致, 春季达最大值, 夏季由于植被覆盖的原因反而降低; (3) 地表土壤热通量占净辐射通量的比例因季节及下垫面不同而有差异, 1 月份月平均比值分别为: 阿柔 25.6%、盈科 22.9%和关滩 4.3%, 7 月份月平均比值分别为: 阿柔 2.3%、盈科 1.6%和关滩 0.3%; (4) 冬季考虑了冰的热容量使得土壤热容量增加, 土壤热存储增加, 从而由热扩散方程计算的地表土壤热通量增加, 使得能量平衡闭合率提高了 4.3%.

关键词
地表土壤热通量
土壤含冰量
地表能量平衡
复杂下垫面

土壤热通量(又称土壤热流)是指不同深度土壤层之间由于多种因素共同作用而产生的土壤中热量的交换, 其中各层间温度差是引起土壤热通量的主要因素. 地表土壤热通量是指发生在地表浅层土壤层的热量交换. 由于地表层的温度变化剧烈, 热流变化也主要发生在地表层, 所以地表处的土壤热通量远远大于深层土壤热通量, 一般随着土壤深度的增加近似呈指数衰减(Bhumralkar, 1975). 地表土壤热通量是地表能量平衡的一个重要组成部分, 几乎所有的大气边界层观测站能量平衡分析中都要涉及该通量(阳坤和王介民, 2008). Wilson等(2002)和Culf等(2004)均提出地表土壤热通量可能是导致地表能量

中文引用格式: 李娜娜, 贾立, 卢静. 2015. 复杂下垫面地表土壤热通量算法改进: 以黑河流域为例. 中国科学: 地球科学, 45: 494–507
英文引用格式: Li N N, Jia L, Lu J. 2015. An improved algorithm to estimate the surface soil heat flux over a heterogeneous surface: A case study in the Heihe River Basin. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-5041-y

不平衡的一个原因. Wilson等(2002)发现考虑地表土壤热通量后, 草地的地表能量平衡的闭合率提高了20%. 左金清等(2010)和Wang等(2010)发现用地表土壤热通量代替热通量板观测值后, 草地的地表能量平衡闭合率提高8%~12%.

黑河流域是中国西部各内陆河流域中最有代表性和地区特色性的流域之一, 从上游到下游, 寒区和旱区相伴而生, 具有独特的以水为纽带的"冰雪-森林-河流-湖泊-绿洲-荒漠"多元自然景观. 黑河流域复杂的下垫面对地气间能量和物质交换以及地面以下土壤中的热传导和水热输送过程产生重要影响, 从而影响气候变化及水循环过程. 自20世纪80年代至今, 国内及国际上已有多个试验在黑河流域开展寒区和旱区水文和生态等陆面过程研究, 例如, "黑河试验"(HEIFE)(Wang等, 1993; 胡隐樵等, 1994)、"黑河综合遥感联合试验"(WATER)(李新等, 2008; Li等, 2009; Li等, 2011)和"黑河流域生态水文过程综合遥感观测联合试验"(HiWATER)(Li等, 2013), 都曾在不同的下垫面上建立较先进的地表参数、参量(包括能量、水分和CO_2通量)观测站, 获取了很多宝贵的观测数据. 众多学者已对黑河流域不同下垫面感热通量、潜热特征进行了大量研究分析(王维真等, 2009; Xin和Liu, 2010; Liu等, 2011; Ma等, 2011), 但是对地表土壤热通量的系统性分析还不很充分.

土壤热通量可由热通量板测量, 然而为避免太阳辐射等干扰, 热通量板一般有一定的埋深(至少地表以下几厘米), 不能代表地表的土壤热通量. 很多研究利用地表土壤热通量(G_0)与净辐射通量(R_n)的经验关系获取地表土壤热通量. 比如有些研究认为一天内G_0/R_n为固定常数(Clothier等, 1986; Allen等, 1996), 这与事实不符(Kustas和Daughtry, 1990; Kustas等, 1993), 对地表能量平衡闭合将造成较大影响; 有些则认为G_0/R_n与植被覆盖度(Su, 2002)、叶面积指数(Choudhury, 1989; Friedl, 1996)、植被指数(Jackson等, 1987; Moran等, 1989, 1994; Reicosky等, 1994)和植被高度(Clothier等, 1986; Reginato等, 1985; Payero等, 2005)有关, 这些都忽略了土壤质地和土壤属性对其的影响; 有些建立了G_0/R_n与地表温度、植被指数和地表反照率的关系(Bastiaanssen等, 2012; Ma等, 2002, 2003; Ma, 2003), 但是当有植被覆盖时地表反照率(植被和裸地混合)并不能反映土壤表面湿度状况. 基于热扩散方程利用多层观测的土壤温湿度数据计算得到G_0, 是目前准确获取G_0的最基本方法之一(李超等, 1999; Dai等, 2001; Tanaka等, 2001; Oleson等, 2004; 阳坤和王介民, 2008). 本文提出了一种计算土壤含冰量的方法, 并在热传导方程中考虑含冰量改进了冬季G_0的算法, 最后分析了黑河流域不同下垫面(草地、农田和森林)下土壤热通量的时空变化特征.

1 观测站点、观测仪器及数据处理

1.1 观测站点及仪器

本文所用数据来自WATER试验中阿柔高山草甸冻融观测站(简称阿柔站)、盈科灌区农田绿洲站(简称盈科站)和大野口关滩森林站(简称关滩站)三个观测站的自动气象站数据. 阿柔站位于黑河上游, 下垫面为高寒草甸, 盈科站、关滩站位于中游, 下垫面分别为农田和森林, 它们对黑河流域不同下垫面类型有较好的代表性(王维真等, 2009; Liu等, 2010). 阿柔站的土壤质地主要以沙土为主, 盈科站以壤土为主, 关滩站则以沙土为主(Liu等, 2010). 阿柔站位于一个东西走向且南北约3 km的谷底, 草甸的高度在生长季最高能达到0.2~0.3 m; 盈科站处在一个地势平坦的典型绿洲农田区域内, 农作物在5~7月份以玉米和春小麦为主, 8~9月份则主要是玉米, 玉米和春小麦在生长季最大高度分别能达到1.8和1 m; 关滩站处在黑河上游大野口子流域关滩阴坡的森林内, 林内主要是高约15~20 m的云杉, 地面覆盖有厚约10 cm的苔藓, 植被生长情况良好(Liu等, 2010, 2011). 观测站情况具体详见表1, 每个站都安装有涡动相关仪和自动气象站系统, 具体仪器信息详见表2.

1.2 数据预处理

本文采用2008年自动气象站时间间隔为30-min的地表参数数据, 包括土壤温度、土壤湿度、地表向上长波辐射和大气向下长波辐射. 由于天气及仪器原因观测值有部分缺失, 采用线性插值对其插补, 方法如下:

$$D_k = D_{k-1} + \frac{D_j - D_i}{j - i}, \tag{1}$$

式中, D_i, D_j分别为缺测值前后时刻的首个非缺测值;

表 1　黑河流域各站地理位置、下垫面和土壤类型等信息概况(Liu 等, 2010, 2011)

站点名称	位置	经纬度及海拔	土壤质地	下垫面类型	其他
阿柔站	上游	100°27′53″E, 38°02′40″N. 3033 m	沙土	高山草原	生长季草地最大高度0.2~0.3 m
盈科站	中游	100°24′37″E, 38°51′26″N. 1519 m	壤土	5~7月为玉米间插春小麦, 8~9月为玉米	春小麦、玉米最大高度分别为1和1.8 m, 典型的绿洲区, 外围是戈壁沙漠
关滩站	上游	100°15′1″E, 38°21′1″N. 2835 m	沙土	青海云杉, 地面覆盖有苔藓	云杉高度18~20 m, 苔藓为0.1 m

表 2　各观测仪器及其架高/埋深概况 a)

	观测量	盈科站	阿柔站	关滩站
埋深(cm)	土壤热通量	5, 15 (HFP01, Hukeflux)	5, 15 (HFT3, Campbell))	5, 15 (HFP01, Hukeflux)
	土壤温度	10, 20, 40, 80, 120, 160 (109, Campbell)	10, 20, 40, 80, 120, 160 (107, Campbell)	5, 10, 20, 40, 80, 120 (107, Campbell)
	土壤湿度	10, 20, 40, 80, 120, 160 (CS616, Campbell)	10, 20, 40, 80, 120, 160 (CS616, Campbell)	5, 10, 20, 40, 80, 120 (CS616, Campbell)
架高(cm)	地表和大气长波辐射通量	400 (CG3, Kipp和Zonen)	150 (PIR, Eppley)	168 (CG3, Kipp和Zonen)

a) 括号内表示仪器名称及其公司; 据Liu等(2011)

D_k为缺测时刻的插值; D_{k-1}为缺测值的前一时刻的值, 可以是插值或者观测值; i, j, k代表不同的时刻.

对热扩散方程数值求解时将地表温度作为上边界条件, 地表温度可由观测的向上和向下长波辐射得到, 公式如下:

$$T_{\mathrm{sfc}}=\left(\frac{R_{L\uparrow}-(1-\varepsilon)R_{L\downarrow}}{\varepsilon\sigma}\right)^{1/4}, \tag{2}$$

式中, $R_{L\uparrow}$和$R_{L\downarrow}$分别为地表向上长波辐射和大气向下长波辐射(W m^{-2}); ε为地表发射率, 阿柔站和盈科站均取0.987, 关滩站取0.993(Liu等, 2011).

2　方法

目前有多种方法可以获取地表土壤热通量, 其中热扩散方程是最基本的方法. 本文基于阳坤等(2008)提出的一种基于热扩散方程由多层土壤温湿度观测资料估算地表土壤热通量的方法(Thermal Diffusion Equation+Correction, TDEC方法), 并在此基础上考虑土壤含冰量对该方法进行改进, 最终获取玉米、草地和森林不同下垫面的地表土壤热通量. 理论上说使用越多层的土壤温湿度观测资料计算的土壤热通量越精确, 这也是本文选用TDEC法的主要原因. TDEC法在黑河流域及黄土高原地区得到了广泛的应用(王维真等, 2009; Liu等, 2011; 左金清等, 2010; Wang等, 2010). 土壤热通量板观测值结合土壤热存储的方法以及傅里叶热传导方程均可得到地表土壤热通量, 本文将用这两种方法验证TDEC法的结果.

2.1　TDEC 法

阳坤等(2008)发展了一种根据观测的土壤温湿梯度数据计算土壤热通量的温度预报校正方法. 根据热扩散方程, 地表土壤热通量表达式如下:

$$G(0,t)=G(z_{\mathrm{ref}},t)+\int_{z_{\mathrm{ref}}}^{0}\frac{\partial\rho_s c_s T(z,t)}{\partial t}\mathrm{d}z, \tag{3}$$

式中, $G(0,\ t)$(W m^{-2})为t(s)时刻的地表土壤热通量; $G(z_{\mathrm{ref}},\ t)$(W m^{-2})为t时刻参考深度z_{ref}处的热通量, 若z_{ref}足够深(例如: 2 m)且该深度处土壤热通量比$G(0,\ t)$小得多则可以将$G(z_{\mathrm{ref}},\ t)$假定为0; $\rho_s c_s$为土壤体积热容量(J m^{-3} K^{-1}); $T(z,\ t)$为t时刻深度z处的土壤温度(K).

首先采用全隐式离散方法对热扩散方程进行离散化, 离散化方程如下:

$$G_0=G_{\mathrm{zef}}+\frac{1}{\Delta t}\sum_{\mathrm{zef}}^{z}\left[\rho_s c_s(z_i,t+\Delta t)\times T(z_i,t+\Delta t)-\rho_s c_s(z_i,t)\times T(z_i,t)\right]\times\Delta z, \tag{4}$$

求解该方程得到土壤温度廓线, 然后利用土壤温度观测值校正温度廓线, 假定土壤温湿度观测层的最底层处土壤热通量为零, 并将此作为边界条件, 对式

(4)从最底层开始积分得到各深度的土壤热通量. 该方法最大的优点是不需要事先准确的给定热传导率或热扩散率的值, 由于经过了温度廓线纠正所以该方法对热传导率不敏感, 计算过程中可以将热传导率设为一常数.

2.2 土壤含冰量估算

阿柔站、盈科站和关滩站在冬季大部分土壤水分冻结成冰, 若考虑冰的存在则土壤热容量如下所示(Oleson等, 2004):

$$\rho_s c_s = \rho_{\text{dry}} c_{\text{dry}} (1-\theta_{\text{sat}}) + \rho_l c_l \theta_l + \rho_{\text{ice}} c_{\text{ice}} \theta_{\text{ice}}, \quad (5)$$

式中, θ_l为土壤液态水的体积含水量(%); θ_{ice}为土壤体积含冰量(%); θ_{sat}为土壤孔隙率(阿柔站=0.67, 盈科站=0.46, 关滩站=0.42), $\theta_l+\theta_{\text{ice}}=\theta_{\text{sat}}$; $\rho_{\text{dry}}c_{\text{dry}}$为干土的体积热容量, 根据de Vries(1963)提出的方案本文利用观测的土壤质地数据计算得到盈科站干土体积热容量约为2.35×10^6 J m^{-3} K^{-1}, 阿柔站为2.2×10^6 J m^{-3} K^{-1}, 关滩站由于缺少土壤质地实测数据, 采用其他研究中的结果(阳坤和王介民, 2008; 徐自为等, 2013; Sellers等, 1996), 取值为2.1×10^6 J m^{-3} K^{-1}; $\rho_l c_l$为液态水的体积热容量, 取值为4.2×10^6 J m^{-3} K^{-1}; $\rho_{\text{ice}}c_{\text{ice}}$为冰的热容量, 取值为$2.1\times10^6$ J m^{-3} K^{-1}; 空气的体积热容量很小可忽略.

由于目前无法直接测定土壤含冰量, 本文利用冰融化前后的土壤液态水含量的变化, 根据质量守恒原理估算不同深度的土壤含冰量, 并假定T>0℃时冰开始融化. 观测事实表明土壤温度达到0℃以下时仍存在少量液态水. 黑河流域属于季节性冻土, 冬季及初春土壤冻结, 春夏土壤融化. 土壤冻结期间, 由于白天地表温度升高, 表层冻土出现融化现象; 夜间地表温度降低, 融化的冻土又冻结. 在这期间, 深层的冻土一直处于冻结状态. 表层冻土融化时由于土壤水分运动及溶质迁移使得深层土壤中未冻的液态水的含量有所增加, 所以土壤冻结期间未冻水的含量并不是固定不变的. 本研究中最小土壤水分观测深度为10 cm, 土壤蒸发一般考虑5 cm以上深度, 所以本文认为10 cm深处冰融化过程中对土壤蒸发影响很小可忽略, 同时忽略下渗的水分含量. 本文认为冰完全融化时的液态含水量与开始融化时液态含水量之差是冰融化的土壤水分. 观测数据表明, 冰完全融化时土壤液态水含量达到一种平衡状态. 本文认为此时从上一层土壤下渗的土壤水分含量等于从该层下渗到更深某一层的水分含量. 根据质量守恒原理, 每一层土壤含冰量表达式如公式(6)所示, 含冰量估算的流程图如图1所示.

$$\theta_{\text{ice}} = \frac{\rho_l}{\rho_{\text{ice}}} \times (\Delta V_l), \quad (6)$$

式中, ρ_l, ρ_{ice}分别为液态水密度(1 g cm^{-3})和冰的密度(0.8 g cm^{-3}); ΔV_l(%)为冰完全融化后土壤液态水含量与开始融化时液态水含量之差.

2.3 TDEC 方法验证

本文采用其他两种地表土壤热通量的计算方法验证TDEC法, 一种是土壤热存储法, 另一种是傅里叶热传导方程, 又称热传导第一定律.

(1) 热存储法

G_0很难直接观测, 结合土壤热通量板观测值和热通量板以上的土壤热存储可以得到地表土壤热通量, 将这种方法称为“热存储法”. Liebethal等(2005)证明热通量板埋深越深越能代表真实值, 所以我们用15 cm深处热通量板观测值结合15 cm以上的热存储计算G_0. G_0表达式如下:

$$G_0 = G_{15} + \int_{z=15\text{cm}}^{0} \frac{\partial \rho_s c_s T(z,t)}{\partial t} \mathrm{d}z, \quad (7)$$

式中, G15 cm(W m^{-2})是15 cm深处土壤热通量板的观测值, 其他变量如同前面.

(2) 热传导傅里叶定律

$$G_0 = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (8)$$

式中, λ(W m^{-1} K^{-1})为土壤热传导率, 结合Farouki(1981)和Lu等(2007)提出的方案计算. 这种方法用的很少, 难点在于λ很难准确获取.

3 结果分析

3.1 不同层土壤热通量的差异

选择盈科站2008年1~12月5和15 cm处土壤热通量板观测值以及TDEC法计算得到的地表土壤热通量(均为30-min时间间隔), 分析不同层土壤热通量的日变化. 随着土壤深度的增加, 土壤热通量的日振幅一般呈指数衰减, 相位也后移(Bhumralkar, 1975). 我们

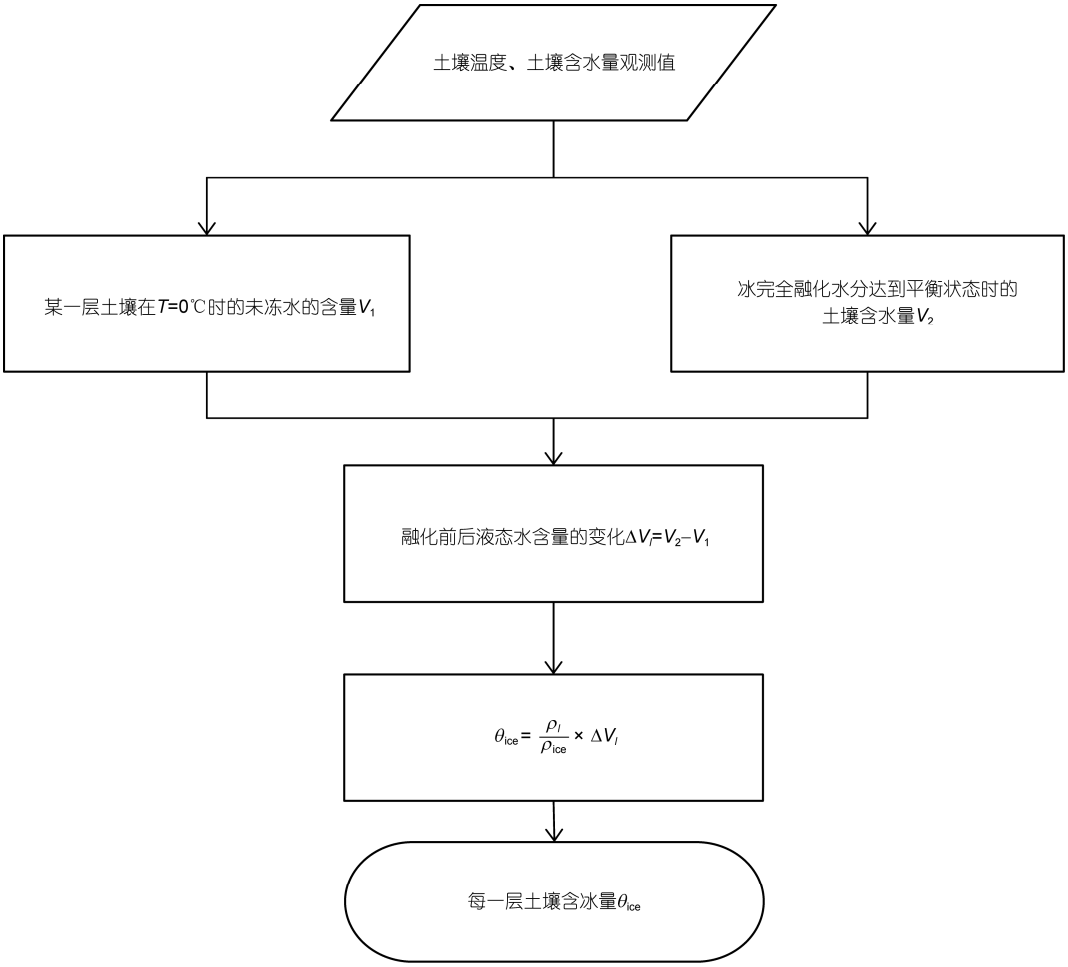

图 1　含冰量计算流程图

得到了三层土壤热通量的月平均日变化和年平均日变化(图2), 从图2可以看出TDEC法得到的地表土壤热通量不仅在振幅上最大, 位相也超前热通量板的观测值, 与事实相符.

3.2　不同下垫面的地表土壤热通量月平均日变化

图3显示了净辐射通量、TDEC法计算的地表土壤热通量以及G_0/R_n在非生长季和生长季的月平均日变化, 非生长季为1月, 生长季为7月(盈科站由于7~8月份土壤温度观测数据的问题, 故选择6月份). 由于关滩站生长季数据缺失严重, 只选择了2008年7月1日一个晴天数据. 从图3可以看出阿柔站和盈科站地表土壤热通量日变化明显, 关滩站日变化并不明显, 这是由于常年有青海云杉及地表苔藓覆盖, 植被覆盖度高, 进入土壤的能量很少, 地表土壤热通量较小(30~40 W m^{-2}). 利用30-min间隔的G_0和R_n得到月平均G_0占月平均R_n的比例, 非生长季阿柔站为25.6%, 盈科站为22.9%, 关滩站为4.3%, 生长季阿柔站为2.3%, 盈科站为1.6%, 关滩站为0.3%. 一天内G_0/R_n并不是一个固定的常数, 而是随着时间而递减. 这与其他研究结果一致, 比如Kustas等(1993)根据观测数据发现, 一天内的G_0/R_n随着时间、土壤湿度、土壤热属性及植被覆盖不同而变化. G_0与R_n的相位不一致也是导致G_0/R_n日变化的一个重要因素. Fuchs等(1972)和Idso等(1975)发现裸地条件下白天G_0/R_n相对于正午时刻并不对称, 上午值大于中午, 中午值大于下午. 其他研究也表明, 在裸露或稀疏植被区, G_0/R_n在上午达到最大值, 傍晚减少至零(Camuffo和Adriana, 1982; Kustas等, 1998, 2000; Santanello和Friedl, 2003). Santanello等(2003)根据半干旱区稀疏植被下垫面的气象观测

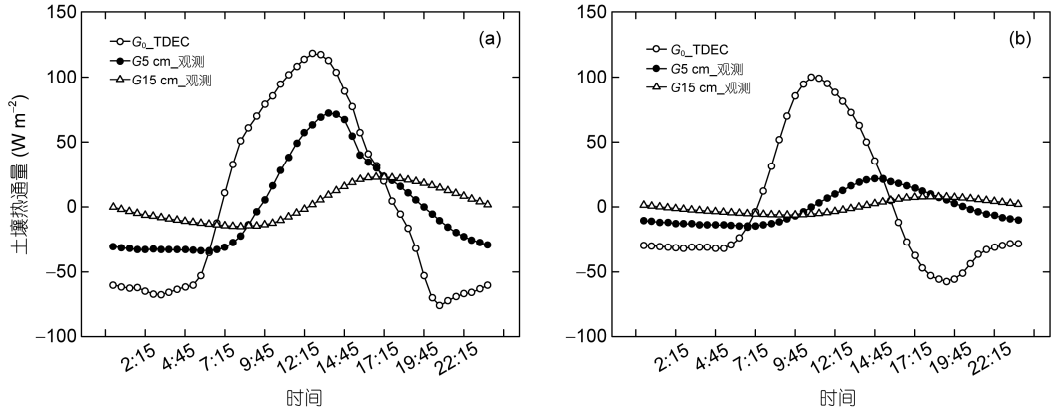

图 2　TDEC 法计算的盈科站地表土壤热通量和 5 和 15 cm 热通量板观测值的日变化

(a) 2008 年 6 月月平均; (b) 2008 年年平均

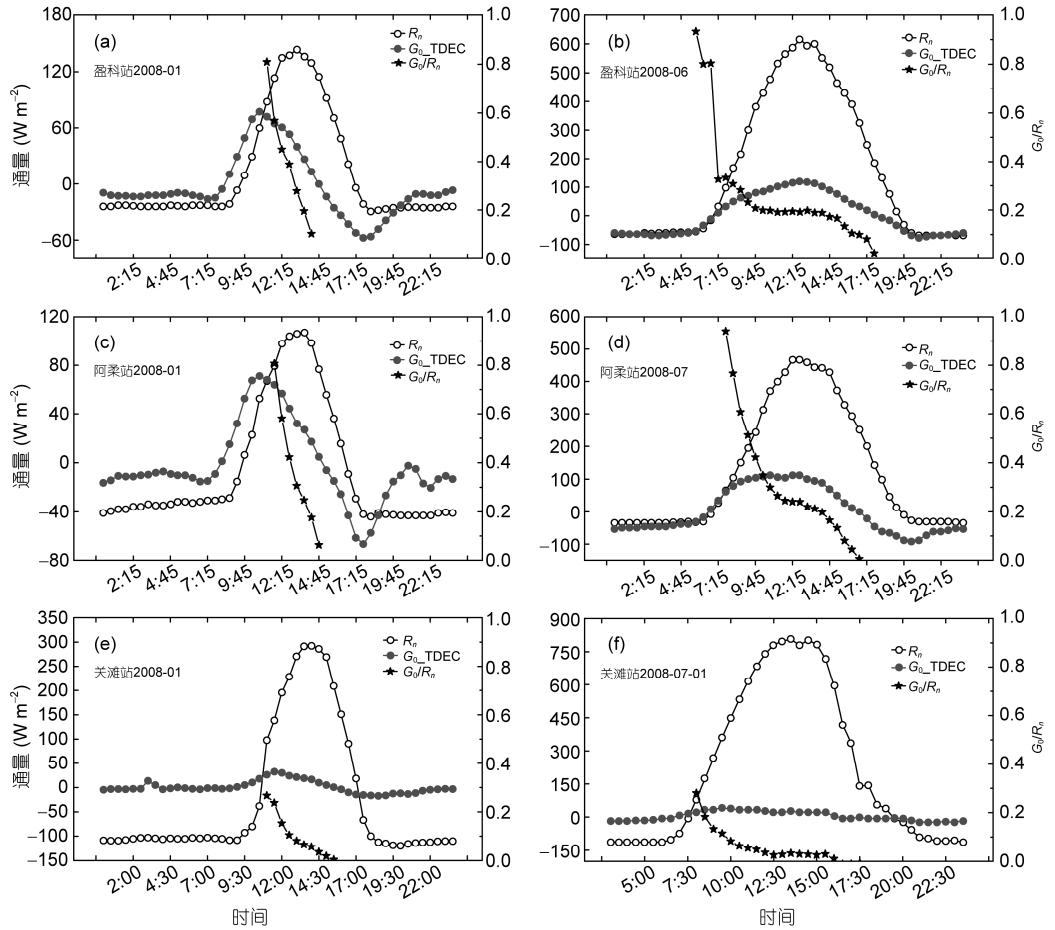

图 3　TDEC 法计算的地表土壤热通量、净辐射通量以及两者比值的月平均日变化

(a), (c), (e)为盈科、阿柔、关滩站的非生长季变化; (b), (d), (f)为盈科、阿柔、关滩站的生长季变化

站数据，利用SHAW模型模拟G_0/R_n变化，发现G_0/R_n在白天随时间呈余弦变化，并在上午9:00达到最大. Santanello等(2003)还发现随着植被覆盖度增加，土壤质地和土壤湿度对G_0的影响减弱；土壤湿度较大

时, G_0在下午提前R_n改变方向, 变为负方向(由深层指向表层), 且改变方向的时间提前湿度小的情况2 h, 因为湿度大时土壤热传导率和蒸发速率均变大, 土壤热流传递较快, 最终导致深层热量大于表层.

G_0和R_n间的相位差异对地表能量平衡闭合有很大影响(Gao等, 2009, 2010). 忽略相位差将影响地表土壤热通量的计算, 上午将低估, 下午高估, 误差高达50%(Santanello和Friedl, 2003). 事实上, 地表G_0和R_n的变化趋势并不总是保持一致, 净辐射通量一般在当地正午达到最大值, 地表土壤热通量比地表净辐射通量提前几分钟至几小时提前达到日最大值, 这个时间差与地表能量分配有关, 还与土壤热属性(Santanello和Friedl, 2003; Liebethal和Foken, 2007; Cellier等, 1996)和植被覆盖度有关(杨红娟, 2009). Anandakumar等(2001)利用Kalpakkam站点(12°N, 82°E)2月份观测站数据发现, 一天内上午和下午相同净辐射通量对应的地表土壤热通量并不相等, 上午大于下午, 即地表土壤热通量上午达到最大值. 裸地条件下, 太阳刚升起时大部分能量进入土壤, 随着地表温度升高, 地气温差增大, 相当一部分能量以湍流通量的形式进入到大气中, 此时进入土壤的能量减少, 最终导致地表土壤热通量在上午达到日最大值(Anandakumar等, 2001; Morse等, 2001). 在植被覆盖条件下, 到达地表的能量很大一部分用于植被蒸腾, 进入土壤的能量减少. 另外, 太阳辐射到达地表(植被和裸地的混合)时先加热叶片, 穿透植被的能量用于加热土壤, 土壤表面升温延迟(Murray和Verhoef, 2007), 此时地表土壤热通量日变化与净辐射通量日变化趋势更加一致(图3(b)). 相关研究多集中在分析5~8月的G_0/R_n日变化, 冬季研究很少. 表层冻土白天融化夜间冻结导致冻土水热传输更加复杂. 盈科站和阿柔站1月份地表土壤热通量与净辐射通量相位差异大的另一个原因可能是TDEC法在冻土情况下的误差引起的.

3.3 地表土壤热通量季节变化

选择盈科站4, 6, 10和1月的数据分别代表春季、夏季、秋季和冬季, 得到了地表土壤热通量在不同季节的月平均日变化(图4). 从图4可以看出, 地表土壤通量振幅和相位均随季节变化, 净辐射通量的振幅也有明显季节变化, 但相位保持一致, 在13∶30左右达到日最大值. 地表土壤热通量在春季达到最大且相位与秋季相位接近, 由于植被覆盖的原因, 夏季的地表土壤热通量相位落后与春秋季节. 由于冻土情况比较复杂, 暂不讨论1月份冬季的地表土壤热通量变化. 盈科站在4和10月地表为裸土, 地表土壤热通量在上午11∶00左右达到最大, 原因在3.2节中已经详细解释.

盈科站和阿柔站2008年全年的地表土壤热通量与净辐射通量变化如图5所示(30-min时间间隔). 净辐射通量一年内呈现夏季最大、冬季最小的正态分布; 地表土壤热通量的变化趋势与净辐射通量不同, 大约在春季达到最大, 这与Hsieh等(2009)研究结果一致. 地表土壤热通量约在7月份达到最小, 10月份又增加. 夏季农田和草地长势旺盛, 到达地表的能量很大一部分用于植被蒸腾, 进入土壤的能量减少, 所以夏季的地表土壤热通量比春秋小. 春秋季盈科站和阿柔站地表植被覆盖度低甚至无植被覆盖, 进入土壤的能量较多, 最终出现夏季凹、春秋凸的特点.

3.4 冻土对地表土壤热通量的影响

黑河流域冻土属于季节性冻土, 冬季冻结, 夏季融化. 如前所述, 通过冰融化前后土壤含水量的增加根据质量守恒原理得到了土壤含冰量.

以盈科站为例, 分析观测的土壤温湿度数据, 10 cm处的土壤温度在3月上旬(7号左右)开始升高至冰点以上(图6), 表明土壤中的冰开始融化, 标记此时土壤中未冻水的含量为V_1. 3月中旬(14号左右)含水量达到平衡状态, 假定此时冻土完全融化, 平衡态时段内平均含水量标记为V_2. 已知V_1和V_2, 由式(6)可以得到10 cm土壤体积含冰量, 同理可以得到其他各层土壤含冰量. 本研究假定T<0℃(不包含冻结过程)时即土壤完全冻结时土壤含冰量是不变的. 从图6(b)和(d)可以看出, 浅层冻土在3月初期开始融化, 3月末完全融化, 深层冻土(80 cm)在4月中旬开始融化, 120和160 cm为常年不冻层. 冰开始融化的时间随着深度的增加往后推迟, 冻土完全融化需要的时间随着深度增加而减少, 因为越深层含冰量越少.

表层冰含量对G_0影响最大, 所以表层含冰量估算的准确与否直接关系到G_0的估算精度. 表层土壤在11月份进入冻结期, 1月份地表温度几乎都低于0℃, 所以1月份表层土壤已完全冻结. 式(6)假定除去冻结

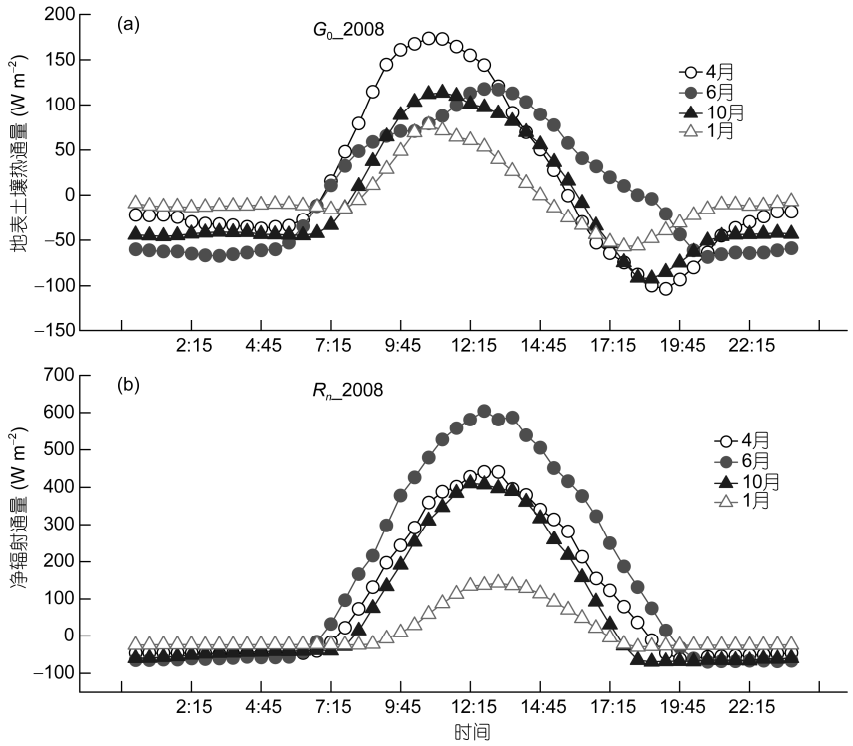

图 4　盈科站地表土壤热通量(a)与净辐射通量(b)在四个季节的月平均日变化特征

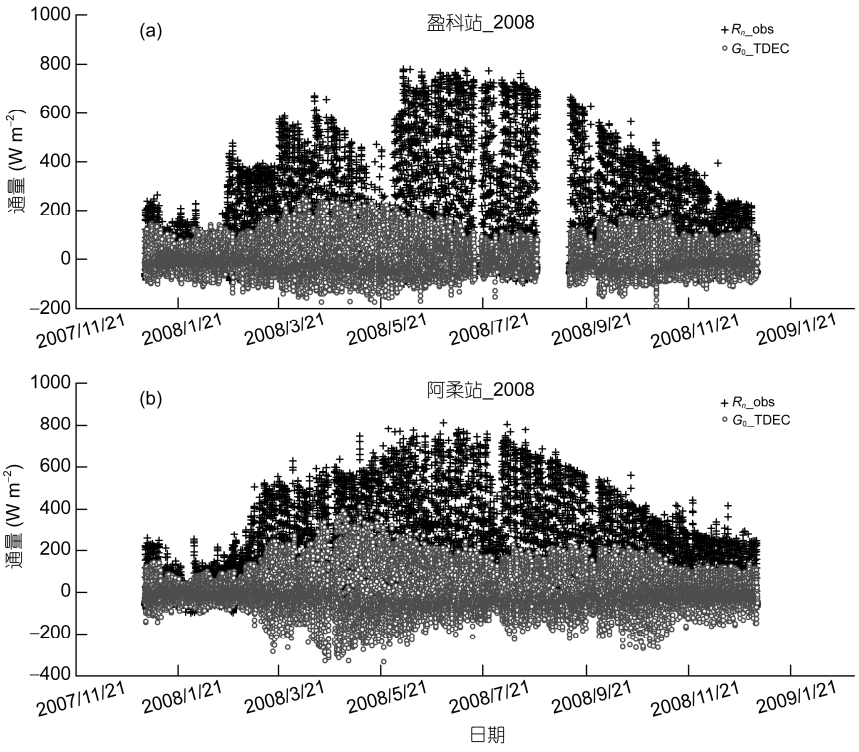

图 5　地表土壤热通量与净辐射通量 2008 年一年的变化

R_n_obs 为观测的净辐射, G_0_TDEC 为式(4)计算的地表土壤热通量, 间隔为 30 min

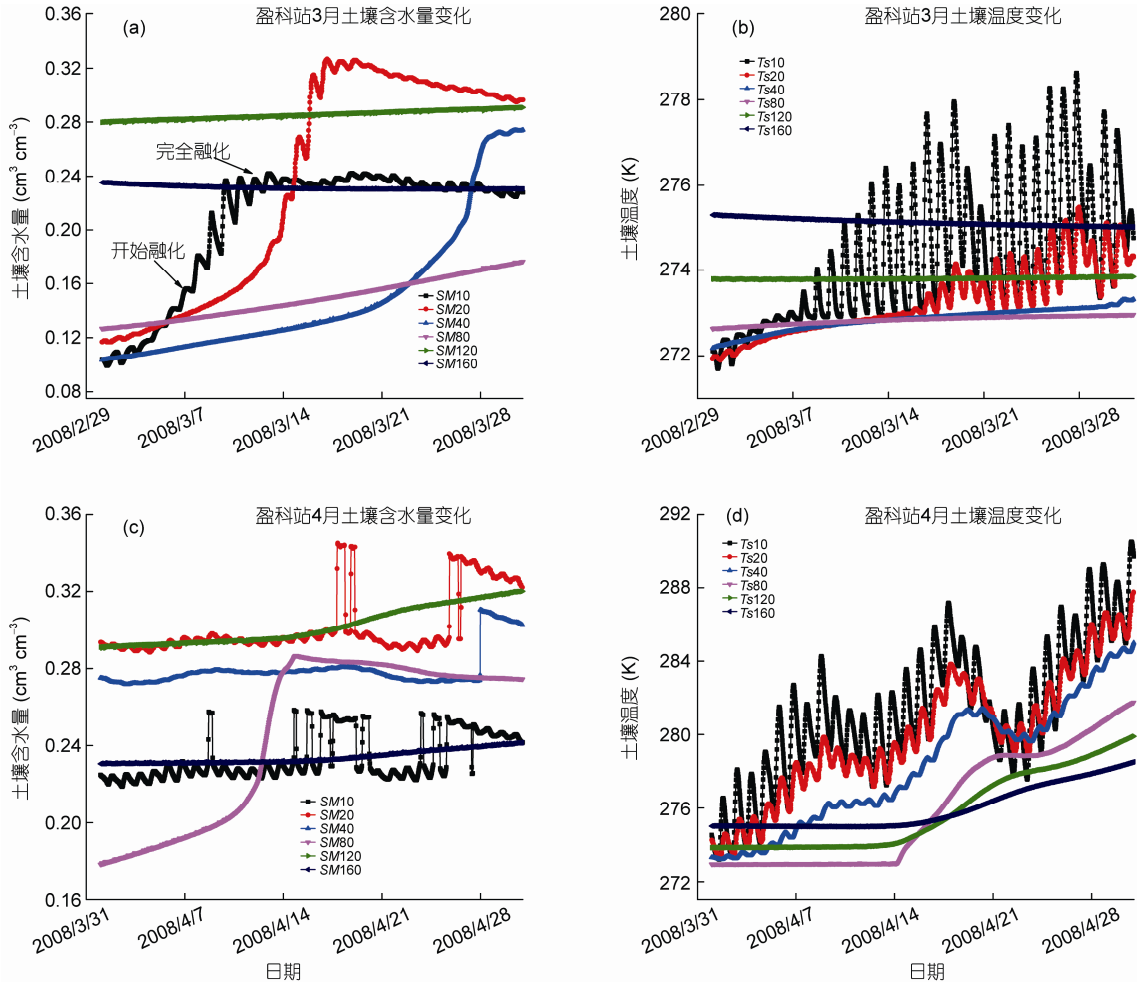

图 6　盈科站 3 和 4 月土壤温湿度变化情况

过程以外其他T<0℃时冰含量不变，这样得到1，2及3月上旬土壤融化前的土壤含冰量．利用式(3)得到地表土壤热通量，图7表明考虑冰与不考虑冰含量对热通量的差异在中午最大，最大值相差20 W m^{-2}(日最大值110 W m^{-2})，相对误差为4.7%．因为考虑了冰的热容量后土壤热容量增加，土壤热存储增加，从而由热扩散方程计算的地表土壤热通量增加．

3.5　考虑冰含量后的地表土壤热通量对地表能量平衡闭合率的影响

在地气相互作用观测实验中能量平衡闭合率是检验结果可靠性的一个重要指标，几乎所有地气交换模式都是基于能量和物质平衡的原理．地表能量不闭合问题在20世纪80年代就已经被发现，到了90

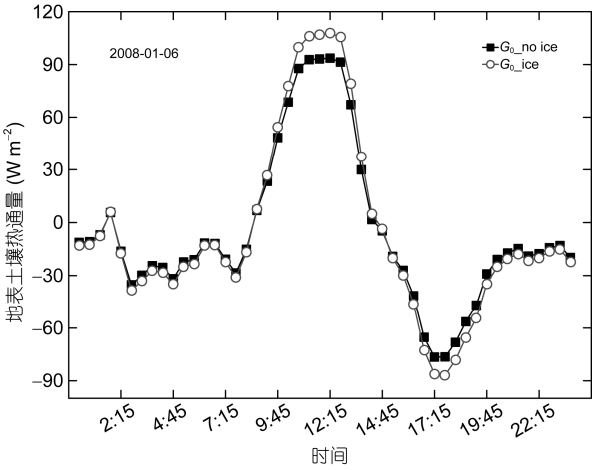

图 7　盈科站冬季考虑冰热容量与不考虑时得到的地表土壤热通量差异

年代引起重视. 王介民等(2009)总结了地表能量平衡不闭合的原因大致有三方面, 一是湍流通量观测对低频较大尺度湍流通量低估所带来的误差, 特别是用单点观测值代替复杂空间分布带来的误差; 二是, 采用不同方法对地表湍流通量观测值的处理结果不同导致闭合率不一致; 三是, 忽视浅层土壤热存储及植被的热存储.

本文将数据分为G_0>0且R_n>0(相当于白天), G_0<0且R_n<0(相当于夜间), 以盈科站为例说明冻土对地表能量平衡闭合率的影响. 能量平衡闭合率(EBR)等于感热通量和潜热通量之和(H+LE)与地表可利用能量(R_n−G_0)的比值, 一般情况下H+LE小于R_n−G_0. 本文中感热通量、潜热通量选用涡动相关系统观测值, 地表净辐射通量由四分量观测系统得到, 地表土壤热通量是通过式(3)并考虑冻土影响计算得到的(以上数据均为30-min间隔). 我们用月平均H, 平均LE, 月平均R_n和月平均G_0得到2008年盈科站1~3月份的地表能量平衡闭合率(表3). 1月份由于净辐射通量的观测误差使得可利用能量减小, H+LE大于地表可利用能量. 2月份冻土厚度最大可达到80 cm, 含冰量较大, 冻土对地表能量平衡的影响较显著. 2月份的白天不考虑冻土影响时能量平衡闭合率为71.9%, 考虑冻土后的闭合率升高到75.0%, 提高了4.3%. 王介民等(2009)提出超过10%的能量闭合观测误差对大气模式特别是陆面过程模式的检验和发展来说是不能接受的, 因此, 考虑冻土后使闭合率提高4.3%是一个很大的进步. 3月份冻土开始融化, 土壤含冰量减少, 冻土对地表能量平衡的影响减低, 所以3月份时土壤热通量中考虑与不考虑冻土对能量平衡闭合影响不大. 从表3还可以看出, 不论在考虑冰含量或不考虑时3月份EBR均大于2月份, 因为进入3月份潜热、感热通量以及净辐射通量、地表土壤热通量均较2月份增大, H+LE的增加量大于可利用能量的增加量最终导致3月份的EBR大于2月份. 由于涡动相关观测在夜间大气环境稳定时观测误差较大, 所以夜间能量平衡闭合问题暂不讨论.

3.6　含冰量估算误差分析

不同的陆面过程模型中所设置的土壤冻结的条件不同, CLM3.0中认为土壤温度小于0℃时, 土壤液态水都将冻结成冰. CLM4.0引进了过冷水的概念, 认为当土壤温度低于0℃时, 土壤中仍含有一定的液态水, 当土壤中液态水的含量大于该温度下土壤中最大液态水含量时, 土壤中多余的液态水才冻结成冰, 这更符合观测事实(Oleson等, 2004). 土壤中含有一定的溶质也会影响土壤冻结, 所以严格来说, 土壤的冻结温度都低于纯水的冰点温度. 但是各陆面过程中冻土融化条件是一样的, 均认为土壤温度大于0℃时冰开始融化, 所以本文只关注冻土融化. 假定每一层土壤中的含冰量在融化前(T<0℃)是不变的, 但是由于土壤水分的运动, 当某一层土壤温度<0℃时其他层的土壤液态水向下或向上运动到达本层随即冻结, 所以冰含量在土壤温度<0℃时有可能随时在变化. 为了验证本文中冰含量计算时的假定条件对地表土壤热通量有多大的影响, 本文对含冰量进行敏感性分析.

表 3　盈科站 2008 年 1~3 月份白天地表能量平衡闭合率

	1月	2月	3月
不考虑冰	$H+LE>R_n-G_0$ (66.2>60.0)	71.9%	87.8%
考虑冰	$H+LE>R_n-G_0$ (66.2>43.7)	75.0%	88.6%

通过前面描述方法获得土壤每一层(土壤温湿度的观测深度)的含冰量, 分别对每一层含冰量加减10%, 20%和30%, 检查其对土壤热通量估算及地表能量平衡的影响. 含冰量分别加减10%, 20%和30%后得到的土壤热通量与原来含冰量得到的热通量差异不大, 但却与不考虑含冰量时的热通量差异较大(图8(a), (b)), 这说明估算含冰量时即使有误差对热通量估算的影响也不显著. 对含冰量加减10%, 20%和30%后的地表能量平衡闭合率与原来含冰量时的闭合率差异很小(表4), 说明含冰量的估算误差对地表能量平衡闭合率影响并不显著. 因此, 本文中提出的方法能有效估算冰含量而且能体现冰对地表土壤热通量估算的影响.

3.7　结果验证

利用热存储法和傅里叶热传导方程法计算的地表土壤热通量以及热通量板的观测值对本文结果进行验证. 选择盈科站1月1~10日和6月9~18日共20天数据(30-min间隔). 利用TDEC法、热存储法和傅里叶热传导方程分别计算地表土壤热通量和5 cm处土壤

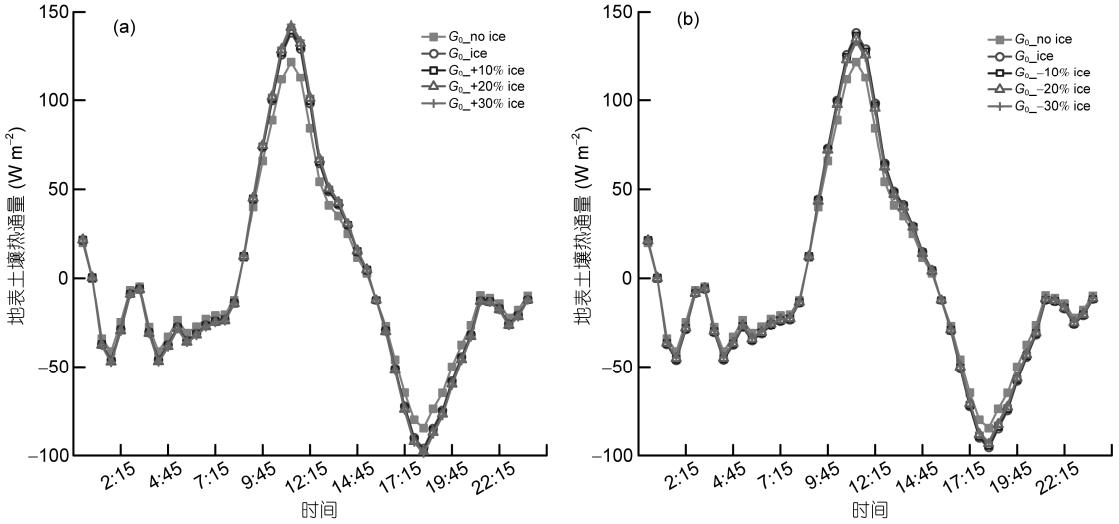

图 8　不同含冰量对土壤热通量计算的影响

(a) 每层含冰量分别增加 10%, 20%, 30%; (b) 每层含冰量减少 10%, 20%, 30%. 盈科站 2008-02-09

表 4　盈科站 2008 年 2 月份不同含冰量对地表能量平衡闭合率的影响

含冰量的变化	EBR
原含冰量	75.0%
增加10%	75.3%
增加20%	75.6%
增加30%	75.9%
减少10%	74.4%
减少20%	74.1%
减少30%	73.8%

热通量, 并将计算的5 cm土壤热通量与5 cm处热通量板观测值对比(图9(a)和(c)). 图9(a)表明, 冻土时期三种方法计算的土壤热通量与观测值相比, 不仅在振幅上有差异, 相位也差异较大. 图9(c)则表明, 到了生长季时期, 三种方法计算的土壤热通量与观测值一致. 由此得出, 三种方法在夏季计算效果比较好, 冬季由于冻土情况比较复杂, 导致计算结果不理想. 这也是目前多数研究集中在夏季, 而冬季研究甚少的一个原因. 因此, 若要得到较准确的冬季地表土壤热通量, 仅仅考虑冰的热容量是不够的, 还需要考虑土壤冻融过程对水热传输的影响.

4　讨论与结论

本文基于一维热扩散方程并考虑冻土中冰含量计算黑河流域不同下垫面的地表土壤热通量, 分析了高寒草地、农田和森林下垫面地表土壤热通量的时空变化及土壤含冰量对地表土壤热通量计算结果的影响, 得到以下结论:

(1) 阿柔站、盈科站和关滩站不同下垫面在相同季节地表土壤热通量差别较大, 同一下垫面不同季节土壤热通量也差异很大. 所以地表土壤热通量因下垫面及季节不同而差异明显. 地表土壤热通量与地表净辐射通量的比例因季节及下垫面不同而不同, 其中在非生长季, 该比例在阿柔站、盈科站和关滩站分别为25.6%, 22.9%和4.3%; 在生长季, 该比例则依次为2.3%, 1.6%和0.3%.

(2) 阿柔和盈科站裸地时地表土壤热通量与净辐射通量的日变化并不一致, 一般地表土壤热通量会提前净辐射通量几分钟至几小时先达到日最大值, 这个时间差与地表能量分配以及土壤质地、湿度、热属性和植被覆盖有关. 关滩站由于常年被森林覆盖, 进入土壤表面的能量很小, 地表土壤热通量很小并且日变化不明显, 与净辐射的相位差异也不明显.

(3) 阿柔站和盈科站净辐射通量有显著的季节变化, 夏季达到最大值, 冬季最小, 一年内的变化呈标准正态分布; 地表土壤热通量也随着季节变化而变化, 但与净辐射通量的变化不一致, 两个站均在春季达到年最大值, 夏季由于植被覆盖进入土壤表面的能量减少, 地表土壤热通量降低.

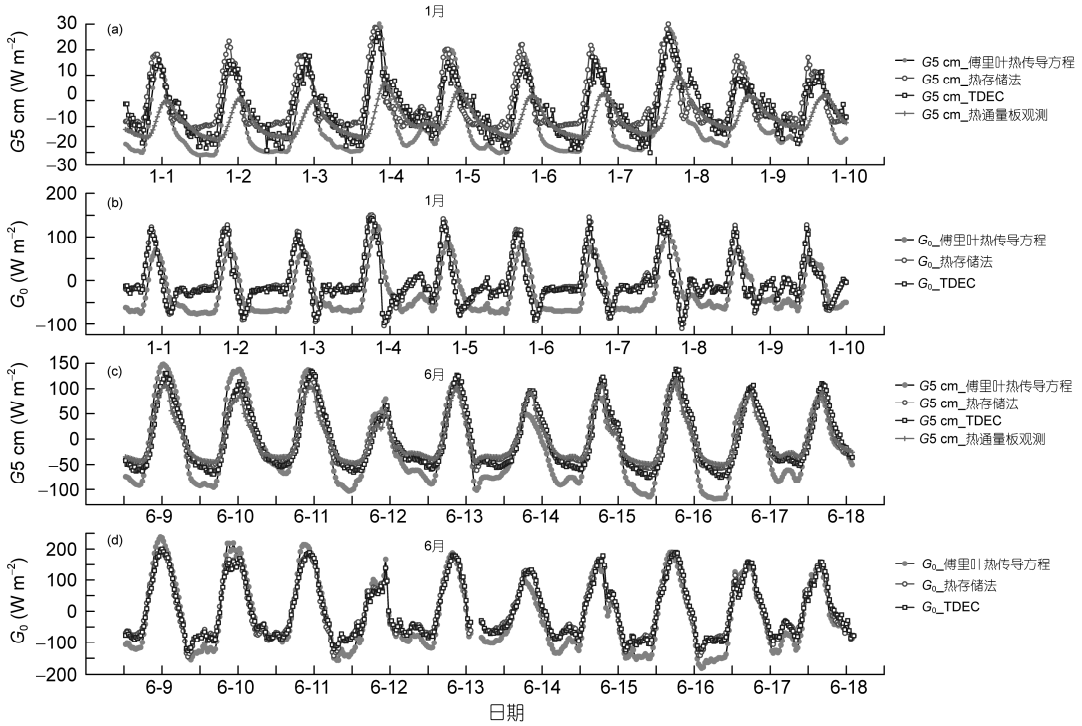

图 9　通过不同方法得到的 5 cm 土壤热通量与地表土壤热通量的变化

(a) 1 月份 5 cm 土壤热通量; (b) 1 月份地表土壤热通量变化; (c) 6 月份 5 cm 土壤热通量; (d) 6 月份地表土壤热通量变化

(4) 冬季考虑土壤冰含量后, 估算的土壤热通量增加, 并使白天地表能量平衡闭合率提高了4.3%, 这将对研究地表能量平衡不闭合及陆面过程有重大意义.

(5) 由于冻土的影响, 冬季的地表土壤热通量结果与净辐射通量相位差异较大, 并且计算的5 cm处土壤热通量与5 cm热通量板的观测值差别也很大, 所以基于热扩散方程的方法在冬季计算结果不好. 若要准确得到地表土壤热通量, 需考虑土壤冻融及其他原因对冻土中水热传输的影响.

(6) 黑河流域上中游土壤温度11, 12月份表层开始冻结, 次年3, 4月份开始融化, 融化速度与当地太阳辐射及下垫面有关, 阿柔站7月份开始无冻结层, 盈科站5月份开始无冻结层.

土壤冻融过程会改变土壤的热属性和水文特征属性, 比如体积热容量、热传导率和导水率等, 冻融过程中也会释放和吸收部分潜热进一步影响土壤温度变化及空气温度变化. 本文仅对融化过程中土壤热属性的改变对土壤热通量的影响进行分析, 需更进一步考虑冻融过程释放和吸收的潜热对土壤热通量的影响. 利用遥感获取大范围地表土壤热通量也是下一步要解决的问题. 鉴于目前多数采用的地表土壤热通量与净辐射通量的经验关系法存在较多问题, 进一步研究将采用谐波法与土壤热惯量相结合的方法, 同时结合可见光、热红外和微波遥感获取区域地表土壤热通量.

致谢　“黑河综合遥感联合试验”(WATER)提供阿柔站、盈科站和关滩站自动气象站的观测数据, 中国科学院青藏高原研究所陈莹莹副研究员提供阿柔、盈科和关滩站的土壤孔隙率和土壤质地观测数据, 在此一并致谢.

参考文献

胡隐樵, 高由禧, 王介民, 等. 1994. 黑河试验(HEIFE)的一些研究成果. 高原气象, 13: 225–236

李新, 马明国, 王建, 等. 2008. 黑河流域遥感-地面观测同步试验: 科学目标与试验方案. 地球科学进展, 23: 897–914

李超, 段廷扬, 陈隆勋, 等. 1999. 青藏高原土壤热交换的计算方案及初步分析. 成都气象学院学报, 14: 129–138
王介民, 王维真, 刘绍民, 等. 2009. 近地层能量平衡闭合问题——综述及个例分析. 地球科学进展, 24: 705–713
王维真, 徐自为, 刘绍民, 等. 2009. 黑河流域不同下垫面水热通量特征分析. 地球科学进展, 24: 714–723
徐自为, 刘绍民, 徐同仁, 等. 2013. 不同土壤热通量测算方法的比较及其对地表能量平衡闭合影响的研究. 地球学进展, 28: 875–889
阳坤, 王介民. 2008. 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. 中国科学D辑: 地球科学, 38: 243–250
杨红娟. 2009. 遥感腾发模型研究及其在干旱区平原绿洲的应用. 博士学位论文. 北京: 清华大学. 20–24
左金清, 王介民, 黄建平, 等. 2010. 半干旱草地地表土壤热通量的计算及其对能量平衡的影响. 高原气象, 29: 840–848
Allen R G, Pruitt W O, Businger J A, et al. 1996. Evaporation and Transpiration. Technical Report. ASCE Hydrology Handbook. New York: American Society of Civil Engineerw. 125–252
Anandakumar K, Venkatesan R, Prabha T V. 2001. Soil thermal properties at Kalpakkam in coastal south India. Pro. Indian Acad Sci (Earth Planet Sci), 110: 239–245
Bastiaanssen W G M, Cheema M J M, Immerzeel W W, et al. 2012. Surface energy balance and actural evapotranspiration of the transboundary Indus Basin estimated from satellite measurements and the ETLook model. Water Resour Res, 48: W11512, doi: 10.1029/2011WR010482
Bhumralkar C M. 1975. Numerical experiments on the computation of ground temperature in an atmospheric general circulation model. J Appl Meteorol, 14: 1246–1258
Camuffo D, Adriana B. 1982. An observational study of heat fluxes and their relationships with net radiation. Bound-Layer Meteor, 23: 359–368
Cellier P, Richard G, Robin P. 1996. Partition of sensible heat fluxes into bare soil and the atmosphere. Agric For Meteorol, 82: 245–265
Choudhury B J. 1989. Estimating evaporation and carbon assimilation using infrared temperature data: Vistas in modeling. In: Asrar G, ed. Theory and Applications of Optical Remote Sensing. New York: Wiley. 628–690
Clothier B E, Clawson K L, Pinter P J, et al. 1986. Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. Agric For Meteorol, 37: 319–329
Culf A D, Foken T, Gash J H C. 2004. The energy balance closure problem. In: Kabat P, Claussen M, Dirmeyer P A, et al., eds. Vegetation, Water, Humans and The Climate. A New Perspective on an Interactive System. Heidelberg: Springer. 159–166
Dai Y J, Zeng X B, Dickinson E R. 2001. Common Land Model (CoLM). Technical Report. National Center for Atmospheric Research
de Vries D A. 1963. Thermal Properties of Soils. Amsterdam: North-Holland
Farouki O T. 1981. The thermal properties of soils in cold regions. Cold Reg Sci Technol, 5: 67–75
Friedl M A. 1996. Relationships among remotely sensed data, surface energy balance, and area-averaged fluxes over partially vegetated land surface. J Appl Meteorol, 35: 2091–2103
Fuchs M, Hadas A. 1972. The heat flux density in a non-homogeneous bare Loessial soil. Bound-Layer Meteor, 3: 191–200
Gao Z Q, Horton R, Liu H P, et al. 2009. Influence of wave phase difference between surface soil heat flux and soil surface temperature on land surface energy balance closure. Hydrol Earth Syst Sci, 6: 1089–1110
Gao Z Q, Horton R, Liu H P. 2010. Impact of wave phase difference between soil surface heat flux and soil surface temperature on soil surface energy balance closure. J Geophys Res, 115: D16112, doi: 10.1029/2009JD013278.
Hsieh Cheng-I, Huang Cheng W, Ger K. 2009. Long-term estimation of soil heat flux by single layer soil temperature. Int J Biometeorol, 53: 113–123
Idso S B, Aase J K, Jackson R D. 1975. Net radiation-soil heat flux relations as influenced by soil water content variations. Bound-Layer Meteor, 9: 113–122
Jackson R D, Moran M S, Gay L W, et al. 1987. Evaluating evaporation from field crops using airborne radiometry and ground-based meteorological data. Irrigation Sci, 8: 81–90
Kustas W P, Daughtry S T C. 1990. Estimation of the soil heat flux/net radiation ratio from spectral data. Agric For Meteorol, 49: 205–223
Kustas W P, Daughtry S T C, Oevelen J V P. 1993. Analytical treatment of the relationships between soil heat flux/net radiation ratio and vegetation indices. Remote Sens Environ, 46: 319–330
Kustas W P, Prueger H J, Hatfield L J, et al. 2000. Variability in soil heat flux from a mesquite dune site. Agric For Meteorol, 103: 249–264
Kustas W P, Zhan X, Schmugge T J. 1998. Combining optical and microwave remote sensing for mapping energy fluxes in a semiarid watershed. Remote Sens Environ, 64: 116–131
Li X, Cheng G D, Liu S M, et al. 2013. Heihe watershed allied telemetry experimental research (HiWATER): Scientific objectives and experimental design. Bull Amer Meteorol Soc, 94: 1145–1160
Li X, Li X W, Li Z Y, et al. 2009. Watershed allied telemetry experimental research. J Geophys Res, 114: D22103, doi: 10.1029/2008JD011590
Li X, Li X W, Roth K, et al. 2011. Preface “observing and modeling the catchment scale water cycle”. Hydrol Earth Syst Sci, 15: 597–601

Liebethal C, Huwe B, Foken T. 2005. Sensitivity analysis for two ground heat flux calculation approaches. Agric For Meteorol, 132: 253–262
Liebethal C, Foken T. 2007. Evaluation of six parameterization approaches for the ground heat flux. Theor Appl Climatol, 88: 43–56
Liu S M, Xu Z W, Wang W Z, et al. 2010. Measurements of energy and water vapor fluxes over different surfaces in the Heihe River Basin, China. Hydrol Earth Syst Sci, 7: 8741–8780
Liu S M, Xu Z W, Wang W Z, et al. 2011. A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem. Hydrol Earth Syst Sci, 15: 1291–1306
Lu S, Ren T, Gong Y, et al. 2007. An improved model for predicting soil thermal conductivity from water content at room temperature. Soil Sci Soc Am J, 71: 8–14
Ma W Q, Ma Y M, Hu Z, et al. 2011. Estimating surface fluxes over middle and upper streams of the Heihe River Basin with ASTER imagery. Hydrol Earth Syst Sci, 15: 1403–1413
Ma Y M, Tsukamoto O, Ishikawa H. 2002. Determination of regional land surface heat flux densities over heterogeneous landscape of HEIFE integrating satellite remote sensing with field observation. J Meteorol Soc Jpn, 80: 485–501
Ma Y M, Tsukamoto O, Menenti M, et al. 2003. Regionalization of surface fluxes over heterogeneous landscape of the Tibetan Plateau by using satellite remote sensing data. J Meteorol Soc Jpn, 81: 277–293
Ma Y M. 2003. Remote sensing parameterization of regional net radiation over heterogeneous land surface of Tibetan Plateau and arid area. Int J Remote Sens, 24: 3137–3148
Moran M S, Jackson R D, Raymond L H, et al. 1989. Mapping surface energy balance components by combining landsat thematic mapper and ground-based meteorological data. Remote Sens Environ, 30: 77–87
Moran M S, Kustas W P, Vidal A, et al. 1994. Use of ground-based remotely sensed data for surface energy balance evaluation of a semiarid rangeland. Water Resour Res, 30: 1339–1349
Morse A, Allen R G, Tasumi M, et al. 2001. Application of the SEBAL methodology for estimating evapotranspiration and consumptive use of water through remote sensing. Technical Report. Idaho: University of Idaho
Murray T, Verhoef A. 2007. Moving towards a more mechanistic approach in the determination of soil heat flux from remote measurements II. Diunal shape of soil heat flux. Agric For Meteorol, 147: 88–97
Oleson W K, Dai Y J, Bonan G, et al. 2004. Technical Description of the Community Land Model (CLM). Technical Report. National Center for Atmospheric Research
Payero J O, Neale C M U, Wright J L. 2005. Estimating soil heat flux for alfalfa and clipped tall fescue grass. Appl Eng Agric, 21: 401–409
Reginato R J, Jackson R D, Pinter P J. 1985. Evapotranspiration calculated from remote multispectral and ground station meteorological data. Remote Sens Environ, 1: 75–89
Reicosky D C, Brown P W, Moran M S. 1994. Diurnal trends in wheat canopy temperature, photosynthesis and evapotranspiration. Remote Sens Environ, 49: 235–245
Santanello J R A J, Friedl A M. 2003. Diurnal covariation in soil heat flux and net radiation. J Appl Meteorol, 42: 851–862
Sellers P J, Randall D A, Collatz G J, et al. 1996. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. J Clim, 9: 676–705
Su Z B. 2002. The surface energy balance system (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. Hydrol Earth Syst Sci, 6: 85–99
Tanaka K, Ishikawa H, Hayashi T, et al. 2001. Surface energy budget at Amdo on the Tibetan Plateau using GAME/Tibet IOP98 data. J Meteorol Soc Jpn, 79: 505–517
Wang G Y, Huang J P, Guo W D, et al. 2010. Observation analysis of land-atmosphere interactions over the Loess Plateau of northwest China. J Geophys Res, 115: D00K17, doi: 10.1029/2009JD013372
Wang J M, Gao Y X, Hu Y Q, et al. 1993. An overview of the HEIFE experiment in the People's Republic of China. Exchange processes at the land surface for a range of space and time scales. IAHS Publ, 212: 397–403
Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. Agric For Meteorol, 113: 223–243
Xin X Z, Liu Q H. 2010. The two-layer surface energy balance parameterization scheme (TSEBPS) for estimation of land surface heat fluxes. Hydrol Earth Syst Sci, 14: 491–504