第 50 卷 第 5 期　　土 壤 学 报　　Vol. 50, No. 5
2013 年 9 月　　ACTA PEDOLOGICA SINICA　　Sep., 2013

DOI:10.11766/trxb201303010095

亚热带毛竹林土壤热通量变异特征*

孙 成[1] 江 洪[1,2†] 陈 健[1] 王 彬[1] 刘玉莉[1] 陈雅奇[1]

(1 浙江农林大学浙江省森林生态系统碳循环与固碳减排重点实验室,杭州 311300)

(2 南京大学国际地球系统科学研究所,南京 210093)

摘 要 选取 2010 年 12 月 1 日—2011 年 11 月 30 日的土壤热通量实测数据,通过研究,分析了亚热带(浙江省)毛竹林土壤热通量与三层土壤温度、三层土壤含水量以及净辐射的关系。结果表明:土壤热通量有明显的季节变化特征,而日变化均为"S"形,有一个峰值和一个谷值,月均值差异较明显。年尺度上土壤是热源,土壤热通量为 -7.52 MJ m^{-2},占全年净辐射的 -0.289%,正向最大值出现在 7 月(18.71 MJ m^{-2}),负向最大值出现在 1 月(-19.33 MJ m^{-2})。不同时间尺度和不同土壤深度进行回归关系分析,在月尺度上,土壤热通量与土壤 5 cm 温度的相关性最好,达极显著水平;在日尺度上,土壤热通量与土壤 5 cm 含水量相关性达极显著水平,但相关系数不高;在月尺度上月均值土壤热通量与净辐射极显著相关,在 0.5 h 尺度上相关性也为极显著水平,且时间上无延滞现象。

关键词 毛竹;土壤热通量;土壤温度;净辐射;能量平衡

中图分类号 S714.5　　**文献标识码** A

土壤是植物赖以生存的自然环境,在生态系统中承担重要的分量。土壤热通量是地表热量平衡的重要组成部分,也是表征土壤热状况的主要物理参量,更是森林生态系统能量平衡方程中的重要组成部分,对系统的能量闭合程度有较大影响[1]。虽然土壤热通量在观测的数值上很小,但是对于能量闭合程度的评价必不可少,尤其是在较小的时间尺度上。

据文献[2-4]报道,目前大部分土壤热通量研究集中在农田和裸地,对于森林生态系统,由于受林地土壤性质、土壤含水量、地形不均一等因素的影响,土壤热通量时空差异较大。竹林兼具森林和农田的特点,目前对毛竹林土壤热通量的研究报道很少。有关研究表明土壤温度的变化是以土壤热通量的变化为基础的[5],而土壤温度对毛竹而言,具有更特殊和重要的意义——出笋。毛竹在每年的 3 月至 5 月期间,当旬的土壤温度为 13℃ 左右时,笋开始出土,4 月为出笋盛期,5 月上旬基本结束。

本研究对浙江省毛竹林 2010 年 12 月 1 日至 2011 年 11 月 30 日进行连续观测,并对数据进行整理分析,探讨了毛竹林土壤热通量的变化特征,并分析了土壤热通量与土壤温度、土壤含水量以及净辐射的变化关系,从而为进一步研究土壤—植被—大气联系的物质和能量交换系统提供参考。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于浙江省湖州市安吉县山川乡,地理位置 30°28′34.5″N,119°40′25.7″E,属亚热带季风气候。研究区竹林面积 2 155 hm^2,毛竹林面积 1 693 hm^2,占竹林面积 78.6%,分布面积很广。研究区年平均气温 16.6℃,1 月份温度最低,平均气温 -0.4 ~ 5.5℃,7 月份温度最高,平均气温 24.4 ~ 30.8℃,年降水量 761 ~ 1 780 mm,年平均相对湿度均在 80% 以上。观测塔站点位于海拔380 m处,观测塔周围的植物类型以毛竹为主,毛竹群落平均高度 15.8 m,平均胸径 14 cm,以 3 ~ 5 年生竹为主,林

* 国家自然科学基金重大项目(61190114)、国家"973"重点基础研究发展规划项目(2011CB302705, 2010CB950702 、2010CB428503)、国家自然科学基金项目(41171324)资助

† 通讯作者,E-mail: jianghong_@ hotmail.com

作者简介:孙 成(1987—),男,硕士研究生,主要从事生态系统碳循环研究。E-mail: suncheng0115@ 126.com

收稿日期:2013 - 03 - 01;收到修改稿日期:2013 - 05 - 21

下灌木草本很少。

毛竹(*Phyllostachys edulis*)秆高达 13 ~ 20 m,胸径达 12 ~ 18 cm,节间短,壁厚,笋期 3—5 月,连年出笋能力强,是我国重要的森林资源之一。毛竹林也是我国竹林中分布最广、面积最大的一种竹林。毛竹与一般树木相比,具有生长快、成材时间短(3 ~ 6 a)、产量高、繁殖更新能力强等特点,具有易于人工种植、一次栽造成功即可年年抽笋成竹等优点。

1.2 土壤热通量的测定

土壤热通量采用土壤热通量板(HFP01, Hukseflux,荷兰)进行测定,选取具有很好代表性的点,挖开土壤剖面,分别距土表 3 cm、5 cm 深度,水平插入,并将土壤回填。根据相关研究报道[5-8],本站点土壤热通量采用 5 cm 深度观测数据,同时,3 cm 深度的数据用于插补和校正。

1.3 气象数据收集与处理

气象数据的观测采用 40 m 高的 CO_2 通量观测系统中的气象观测设施,包括风速传感器(010C, Metone,美国)、大气温度和湿度传感器(HMP45C, Vaisala,Helsinki,芬兰),安装高度分别为 1 m、7 m、38 m;一台净辐射仪传感器(CNR4,Kipp&Zonen,荷兰)安装于 38 m,用于采集下行的长/短波辐射、上行的长/短波辐射、净辐射的数据;2 个 SI - 111 红外温度观测仪置于 2 m 和 23 m,分别用于采集地表和冠层温度;土壤含水量传感器(CS616,Campbell,美国),土壤温度传感器(109,Campbell,美国),分别距土表 5 cm、50 cm、100 cm 深度处,水平插入各一个探针。

2010 年 12 月 1 日至 2011 年 11 月 30 日实测的数据占全年数据的 95% 以上,数据连续性和可靠性很高。数据采样频率均为 5 Hz,通过数据采集器(CR1000,Campbell,美国)每 30 min 自动记录平均土壤热通量和温度、风速、净辐射等常规气象数据。

所有数据用 Excel 软件筛选处理后,用 SPSS 软件进行统计分析和回归方程的拟合,采用单因素方差分析(One-way ANOVA),用 Pearson 相关系数评价不同因子间的相关关系;显著性水平设定为 $\alpha = 0.05$。

2 结果与讨论

2.1 土壤热通量的变化特征

2.1.1 土壤热通量的日变化 土壤深层向土壤表层或大气中释放热量时记作负值,相反,土壤表层或大气向土壤深层传递热量时记作正值。把土壤热通量半小时的连续数据,每个月相同时刻做平均处理,得到月平均的日变化进程图(图 1)。从图 1 中可以看出每月的月平均日变化进程,整体呈“S”形变化。而冬季 1 月份曲线变化趋势明显小于其他月份,变化很平缓,正负差值最小为 1.05 W m^{-2}。其他月份的日变化进程曲线变化趋势较明显,有一个峰值和一个谷值。峰值表示正向最大值,即土壤表层或大气向土壤深层传递热量达最大值,谷值表示负向最大值,即土壤深层向土壤表层或大气中释放热量达最大值。

冬季(12—2 月),除 1 月外,土壤热通量的变化规律非常明显。变化范围,12 月份为 - 12.26 ~ 15.93 W m^{-2},2 月份为 - 5.70 ~ 9.77 W m^{-2},峰值分别出现在 12:00 和 13:00。峰值时间上有相应的延迟,可能因为 12 月份的平均温度相对高些(5.92℃),而 2 月份平均温度低些(3.98℃),因此在时间上和数值上均小于 12 月份。而白天热通量为正值的时间,正好是一天太阳辐射较多的时间,峰谷较大的差值说明了毛竹林下土壤的热储存能力很弱。1 月份的曲线变化很平缓,范围 - 6.69 ~ - 7.74 W m^{-2},为全年峰值最小值(- 7.74 W m^{-2})。可能因为 1 月份是全年土壤 5 cm 温度最低(0.25℃)的月份,而且更重要的是地表上有积雪覆盖,这样导致土壤吸收的太阳辐射变少,因此热通量变化小。2 月份积雪融化,曲线变化趋势又变得很明显。

春季(3—5 月),热通量变化规律基本是一致的,白天的热通量均为正值,即热汇。热通量变化范围 3 月份为 - 9.22 ~ 19.70 W m^{-2},4 月份为 - 7.19 ~ 56.63 W m^{-2},5 月份为 - 7.55 ~ 51.74 W m^{-2}。峰值出现时刻在 12:00 ~ 12:30 之间,谷值出现时刻在 5:30 ~ 6:30 之间。而 4 月的热通量峰值为全年最大值,原因可能是 4 月前后毛竹到了发笋盛期,呼吸加强,需要的热量也随之增加并达到全年吸收热量的最大值。5 月上中旬也是发笋期,同样需要很多热量,因此 4、5 月份的热通量明显高于其他月份。

夏季(6—8 月),白天的热通量均为正值,即热汇,且夜间热通量负值很小。7 月份谷值为 - 1.26 W m^{-2},为全年谷值中负向最小值,原因可能是 7 月份为全年土壤 5 cm 温度最高(24.94℃)的月份,而地表温度也较高,夜间热通量交换的很少。热通量变化范围 6 月份为 - 1.70 ~ 30.44 W m^{-2},7 月份为

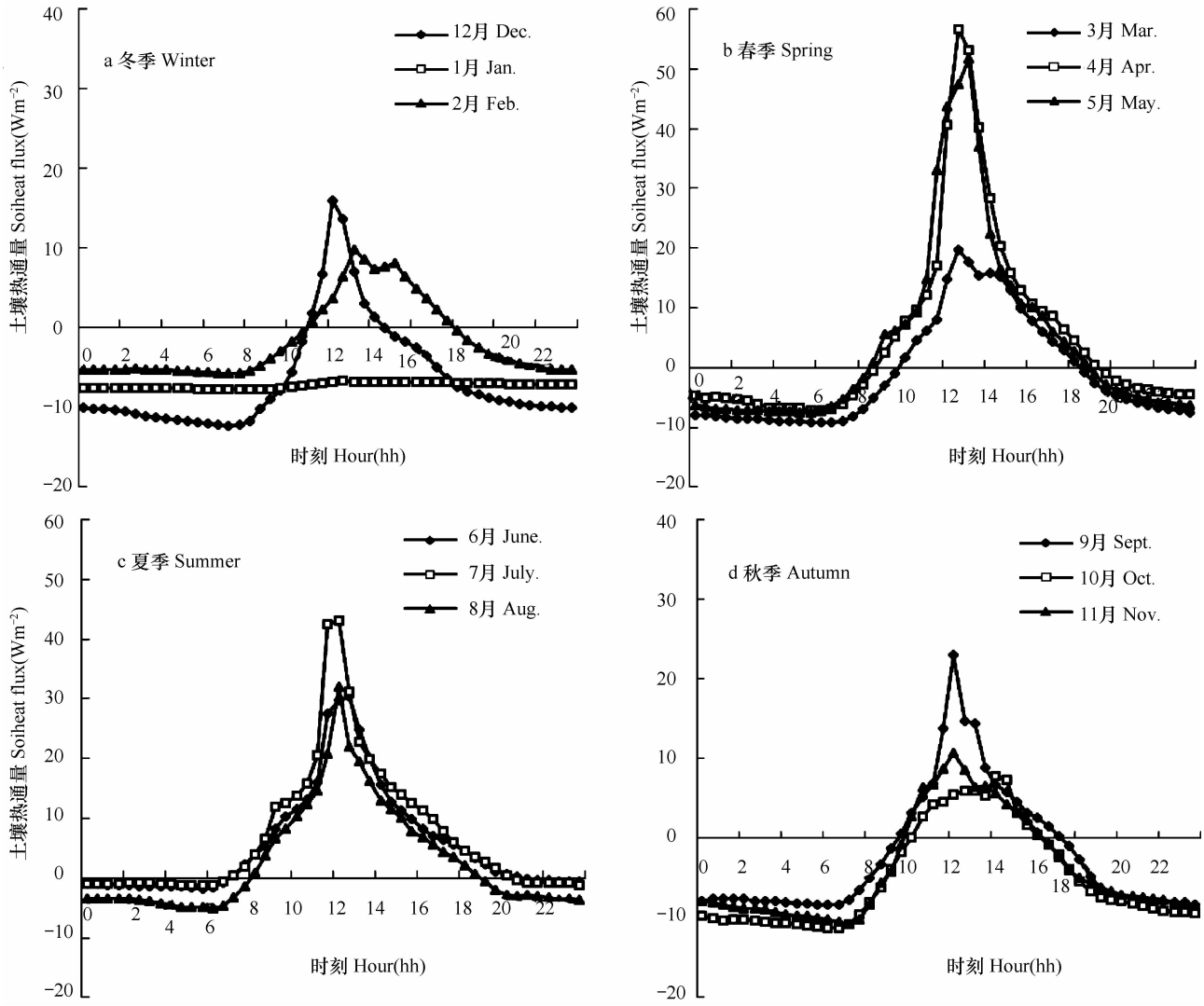


图 1　土壤热通量日变化

Fig. 1　Diurnalvariation of soil heat flux

-1.26 ~ 43.18 W m^{-2},8 月份为 -5.03 ~ 31.93 W m^{-2}。峰值出现时刻在 12:00 ~ 12:30 之间,谷值出现时刻在 5:30 ~ 6:30 之间。6 月份相对于 5 月份热通量变小的原因,可能是 6 月份为梅雨季节,土壤含水量增加,从而增加了对热量的储存,减少了热量的释放。

秋季(9—11 月),呈典型的"S"形变化。变化范围 9 月份为 -8.41 ~ 23.06 W m^{-2},10 月份为 -11.23 ~ 6.02 W m^{-2},11 月份为 -10.75 ~ 10.74 W m^{-2}。峰值出现时刻与夏季保持一致,但在数值上明显小于夏季。因为白天时间变短,日照时间和强度变小,土壤热通量也变小。10 月份、11 月份白天值小于 9 月份的原因,可能是到了深秋,有部分要换叶的毛竹(2 ~ 3 a)开始落叶,在地上形成覆盖物,从而使得白天吸收的热量明显小于 9 月份的值。

在日尺度上,为了更加直观地看出不同季节土壤热通量的变化情况,将每个季节相同时刻做平均处理,得到不同季节的日变化(图 2)。由图显示,整体上呈"S"形变化,且有明显的季节变化特征。在数值上,春季的峰值最大,冬季的峰值最小。如前所述,春季因为是毛竹发笋季节,呼吸增强。而随着太阳辐射的不断减弱,日照时间不断减少,峰值逐渐变小,各峰值大小关系为夏季 > 秋季 > 冬季。并且随着太阳的升起和降落,热通量符号由负转正的时间逐渐推迟,下午由正转负的时间逐渐提前。而夜间,夏季、秋季和冬季的变化规律基本一致,数值上也相差不大。但是夏季夜间热通量值却很小,原因是夏季空气温度大部分时间高于土壤温度,使得土壤深层向土壤表层及大气中释放的热量变得很小。

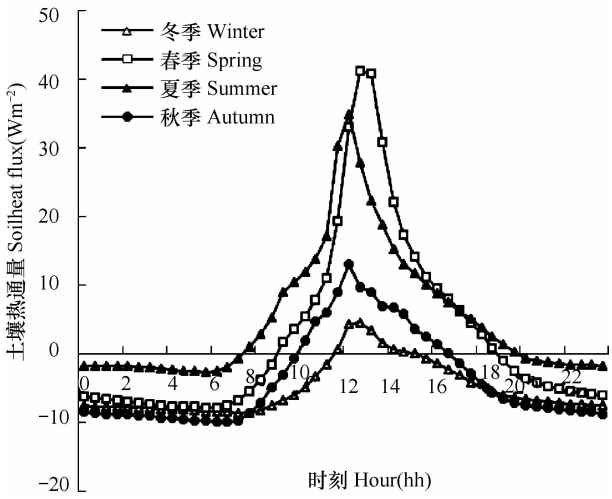


图 2 不同季节土壤热通量的日变化

Fig. 2 Diurnal variation of soil heat flux in different seasons

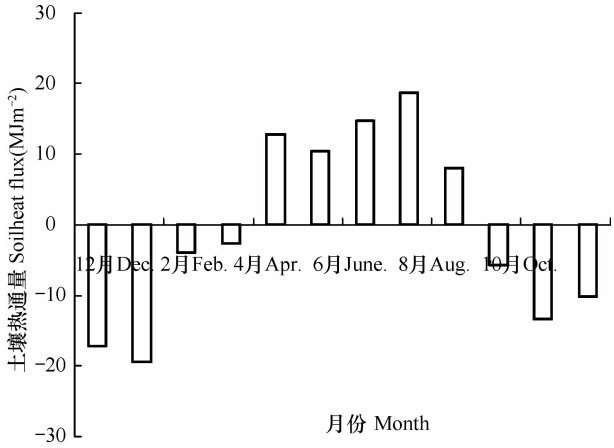


图 3 土壤热通量月变化

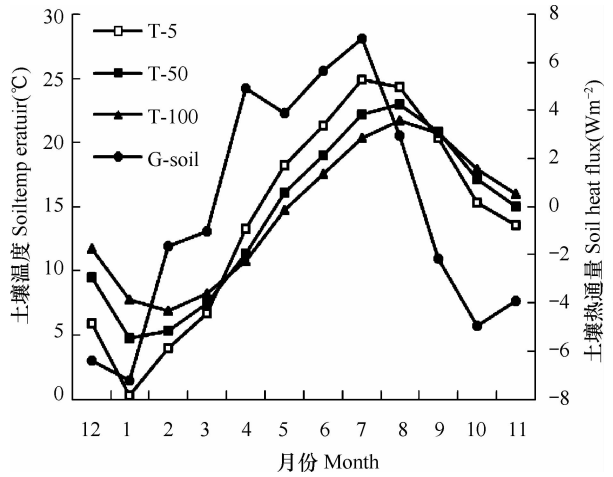
Fig. 3 Monthlyvariation of soil heat flux

2.1.2 土壤热通量的月变化 图 3 所示为每个月的土壤热通量总值变化特征。可以看出土壤热通量也存在明显的季节变化,各月份之间也有一定的变化特征。就全年而言,土壤热通量负向最大值出现在 1 月份(-19.33 MJ m^{-2}),最小值为 3 月份(-2.68 MJ m^{-2}),正向最大值出现在 7 月份(18.71 MJ m^{-2}),最小值为 8 月份(7.96 MJ m^{-2}),绝对值最小值出现在 3 月份(2.68 MJ m^{-2}),月际最大差值为 38.04 MJ m^{-2}。土壤热通量总值在 4—8 月份为正值,表明土壤为热汇;其余月份均为负值,表明土壤为热源。全年热汇值为 64.55 MJ m^{-2},热源值为 -72.07 MJ m^{-2},春季(3—5 月)净热通量值为 20.51 MJ m^{-2},占全年热汇比例的 31.8%;夏季(6—8 月)净热通量值为 41.36 MJ m^{-2},占全年热汇比例的 64.1%;秋季(9—11 月)净热通量值为 -29.01 MJ m^{-2},占全年热源比例的 40.3%;冬季(12—2 月)净热通量值为 -40.37 MJ m^{-2},占全年热源比例的 56.0%。土壤热通量分别在 3—4 月份、8—9 月份发生符号变化,即发生在春秋季节。年总土壤热通量为 -7.52 MJ m^{-2},说明就全年而言,土壤是热源。而 1 月成为全年最大热源,一定程度上影响土壤全年的能量平衡,并使得土壤成为热源。

2.2 土壤热通量与土壤温度的关系

将观测的土壤在 5 cm、50 cm、100 cm 深度处的温度,进行月平均处理,并与土壤热通量的月均值相对比,如图 4。

图 4 显示,三层土壤温度全年呈单峰型曲线,月平均最高温为 7 月份土壤 5 cm 温度(24.94℃),最低温为 1 月份土壤 5 cm 温度(0.25℃)。12—3 月,100 cm 土壤温度高于 50 cm,5 cm 处土壤温度最低;4 月份三层温度相差不大,但 5 cm 温度开始快速升高;5—8 月份则相反,5 cm 温度高于 50 cm,100 cm 处温度最低;9—11 月份,土壤温度变化与 12—3 月份相同。土壤三层温度变化显示,三层土壤温度变化趋势基本同步,而在数值上有相互交替现象。土壤 5 cm 温度谷值最小,峰值最大,说明随着土壤深度的增加,土壤温度受地表及大气的影响逐渐减弱。而在两次交替变化的月份,也正好是土壤热通



注:T-5、T-50、T-100、G-soil 分别代表 5 cm、50 cm、100 cm 土壤温度和土壤热通量

Note: T-5, T-50, T-100, and G-soil represents soil temperature at 5 cm, 50 cm, and 100 cm in soil depth, and soil heat flux, respectively

图 4 不同土壤深度的温度与土壤热通量月变化

Fig. 4 Monthly variation of soil temperature at the depths of 5cm,50cm,100cm and soil heat flux

量符号转变的月份(4 月、9 月)。并且可以看出,热通量在正负值交替的时候,三层土壤温度也开始趋于相同,而且在时间上要迟于热通量符号转变的时间。这说明土壤热通量对土壤温度有直接的影响。

在月尺度上,对土壤热通量月均值(Y)和土壤温度月均值(X)进行回归分析:

土壤 5 cm 处,$Y = 0.423X - 6.175$　$R^2 = 0.500$　$F = 10.001$　$p = 0.010$　$n = 12$　极显著水平

土壤 50 cm 处,$Y = 0.407X - 6.064$　$R^2 = 0.286$　$F = 4.014$　$p = 0.073$　$n = 12$　显著水平

土壤 100 cm 处,$Y = 0.353X - 5.378$　$R^2 = 0.146$　$F = 1.714$　$p = 0.220$　$n = 12$　不显著

在日尺度上,对土壤热通量日均值(A)和土壤温度日均值(B)进行回归分析:

土壤 5 cm 处,$A = 0.522\ B - 7.594$　$R^2 = 0.274$　$F = 137.44$　$p < 0.001$　$n = 365$　极显著水平

土壤 50 cm 处,$A = 0.357\ B - 6.064$　$R^2 = 0.076$　$F = 30.17$　$p < 0.001$　$n = 365$　极显著水平

土壤 100 cm 处,$A = 0.289\ B - 4.425$　$R^2 = 0.033$　$F = 12.75$　$p < 0.001$　$n = 365$　极显著水平

在月尺度上的一元回归关系显示,随着土壤深度的增加,土壤热通量与土壤温度的相关性由极显著水平到不显著,说明对土壤温度的影响逐渐减弱。这也证实了上文提到的土壤温度受热通量影响的结论。而在日尺度上一元回归显示,相关性均为极显著,说明在日尺度上,三层土壤温度受土壤热通量影响均很直接。但可以看出,R^2 和 F 的值均在逐渐减小,说明土壤热通量与 5 cm 处土壤温度相关性是最密切的。

2.3　土壤热通量与土壤含水量的关系

三层土壤深度含水量的月变化基本同步,曲线变化很平缓。峰值均出现在 6 月份,在数值上 SWC-100 > SWC-50 > SWC-5。因为 6 月份是梅雨季节,降雨量较多,同时也说明了水分从地表逐渐向地下渗透,随着土壤深度增加土壤含水量不断增加。土壤热通量与土壤含水量变化同步趋势不明显。

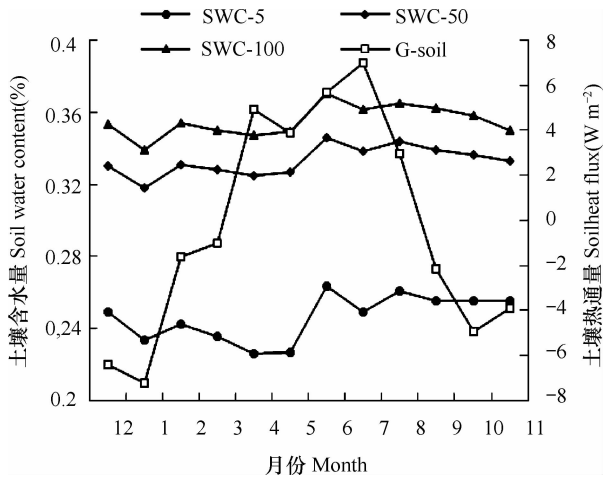
在日尺度上,土壤热通量日均值(Y_1)与土壤温度日均值(X_1)进行回归关系:

土壤 5 cm 处,$Y_1 = -114.2\ X_1 + 27.96$　$R^2 = 0.084$　$F = 33.40$　$p < 0.001$　$n = 365$　极显著水平

土壤 50 cm 处,$Y_1 = -34.81\ X_1 + 11.40$　$R^2 = 0.002$　$F = 0.891$　$p = 0.346$　$n = 365$ × 不显著

土壤 100 cm 处,$R^2 = 0$,无相关性。

通过分析可知,土壤含水量与土壤热通量呈负相关关系,说明土壤水分使得热通量交换变弱,并将热量吸收并储存起来。5 cm 处的相关性为极显著水平,相关系数很小,而 50 cm 处为不显著,100 cm 处无相关性,则说明土壤热通量与土壤 5 cm 处的含水量有明显的负相关关系。而在月尺度上相关性均为不显著。



注:SWC-5、SWC-50、SWC-100、G-soil 分别代表 5 cm、50 cm、100 cm 土壤含水量和土壤热通量

Note: SWC-5, SWC-50, SWC-100 and G-soil represents soil water content at soil depths of 5cm, 50cm and 100cm, and soil heat flux, respectively

图 5　不同土壤深度的含水量与土壤热通量月变化(月均值)

Fig. 5　Monthly variation of soil water content at 5cm, 50cm and 100cm in soil depth and soil heat flux

2.4　土壤热通量与净辐射的关系

能量作为森林生态系统演替的驱动因子,是生态系统的原动力。一般能量平衡用下式表达[1,9]:

$$LE + Hs = Rn - G - S \qquad (1)$$

式中:LE 为潜热通量(Latent heat)(W m^{-2});Hs 为显热通量(sensible heat)(W m^{-2});Rn 为太阳净辐射(Net radiation)(W m^{-2});G 为土壤热通量(Soil heat flux)(W m^{-2});S 为冠层储存通量(W m^{-2}),冠层高度不足 8 m 热量储存可忽略不计[10]。

根据目前的研究报道,等式左边的和小于右边的和这一能量不闭合的现象,已被大多数研究所证实[11-14]。土壤热通量为生态系统能量平衡的一个分项,但是对土壤热通量的精确计算,关系到能量闭合程度的评价。对土壤热通量以及土壤热通量与净辐射关系的研究均具有很大意义。

土壤热通量月总值占净辐射的比例变化大致呈“S”形,因为净辐射全年均为正值,所以比例符号

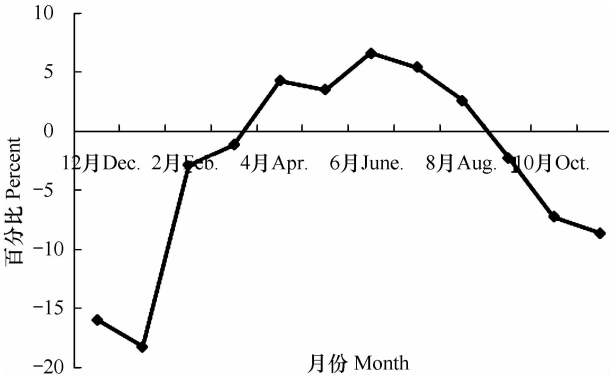


图 6 土壤热通量月总值占净辐射的比例变化

Fig. 6 Monthly variation of the proportion of soil heat flux to net radiation

也正好反映了土壤热通量的符号变化。夏季为正值,冬季为负值,春秋季均有符号转变。在绝对值上所占比例最大值在 1 月份(18.19%),最小值在 3 月份(1.14%)。从 1 月份的 -18.19% 到 2 月份的 -2.85%;3 月份由于毛竹开始发笋,需要大量热量,在数值上为全年比例最小;从 4 月份开始变为正值;并在 6 月份达到全年正向最大值(6.63%);然后逐渐降低,9 月份变为负值。月尺度上比例变化范围大于冠层较密的森林(3% ~6%)[15],也大于温带油松林(4.5% ~15%)[16]。就全年而言,土壤热通量(-7.52 MJ m^{-2})仅占净辐射(2 605 MJ m^{-2})的 -0.289%。虽然看上去很微弱,但能量平衡大多在较小的时间尺度上进行比较,故土壤热通量的精确计算会在很大程度上影响能量闭合程度[9,17]。

在月尺度上,对土壤热通量月均值(A_1)与净辐射月均值(B_1)进行回归分析:

$A_1 = 0.002\ B_1 - 11.41$ $R^2 = 0.749$ $F = 29.98$

$p < 0.001 \times$ $n = 12$ 极显著水平

在 0.5 h 尺度上,对土壤热通量(A_2)与净辐射(B_2)进行回归分析:

$A_2 = 0.049\ B_2 - 4.350$ $R^2 = 0.449$ $F = 14\ 262$

$p < 0.001$ $n = 17\ 457$ 极显著水平

回归关系显示,在月尺度和 0.5 h 尺度上,土壤热通量与净辐射的相关性均为极显著水平。月尺度相关系数为 0.749,明显高于鼎湖山[7]在月尺度($n = 12$)上的相关系数 0.490。0.5 h 尺度相关系数为 0.449,明显小于月尺度的相关系数,因此,净辐射对土壤热通量的影响,在较大尺度上变得更为紧密。但也高于鼎湖山在 0.5 h 尺度上的相关系数 0.128 和延滞 2.5 h 的相关系数 0.288。而且,在 0.5 h 尺度上将延滞 0.5 ~3 h 的土壤热通量与净辐射进行相关性分析,发现延滞后的相关性系数逐渐降低,即在时间上没有延滞现象。

2.5 讨 论

土壤热通量的月平均日变化均表现为“S”形。1 月份的日进程热通量全为负值,且月总值为全年负向最大。这是因为 1 月份为全年平均温度最低(0.25℃)的月份,且地表被积雪覆盖,导致太阳辐射不能直接到达地表,因而只能从土壤深层向土壤表层传递热量。不同季节的土壤热通量变化也具有明显的季节特征,冬季为明显的热源,夏季为热汇,春秋季热通量符号均发生转变,这主要是由不同季节的太阳辐射强度不同所造成的。就年尺度而言,土壤为热源,土壤热通量为 -7.52 MJ m^{-2},这与大兴安岭原始林区[5]的结果相反,可能是其研究地区的环境为极端低温的原因,而与南亚热带针阔混交林[6]和鼎湖山[7]的研究结果相同。在数值上,土壤热通量占全年净辐射的 -0.289%,所占比例很小,但由于在月尺度上,月总土壤热通量占月总净辐射的比例最大为 -18.19%(1 月),所以在较小尺度上土壤热通量不仅不能忽略而且对生态系统能量闭合程度的评价有很大影响。

在月尺度上,土壤热通量月均值与土壤温度月均值在 5 cm 处的相关性达极显著水平,而在日尺度上,虽然与三层土壤温度均为极显著水平,但相关系数很低。因此,建议研究土壤热通量与土壤温度的关系要在较大的尺度上进行考虑。同时,土壤温度的变化受土壤热通量的影响,在数值上小于土壤热通量,且在时间上也有所落后。说明土壤热通量是以热通量变化为基础的。土壤热通量与土壤含水量的相关性在日尺度上,与 5 cm 土壤深度的相关性达极显著水平,并呈现负相关关系。而土壤含水量这一参数在其他报道中均未出现。因此,其与土壤热通量的具体变化关系仍有待于进一步研究。在月尺度和 0.5 h 尺度上,土壤热通量与净辐射的相关性均达极显著水,但就相关系数而言,在月尺度上表现的更为密切,建议在较大尺度上研究土壤热通量与净辐射的关系,同时也要考虑植物叶面积指数、冠层高度等参数。

对于土壤热通量的研究,还需考虑土壤的理化性质,限于本站点的观测仅对热通量及常规气象数据进行收集分析,对土壤热通量变化规律的解释存在一定的不完整性,这正是下一步工作要补充的重点。

3 结　论

研究表明土壤热通量的日变化规律很明显,且具有明显的季节变化特征。日变化中随着日出,太阳辐射逐渐增加,热通量从大气和土壤表层向土壤深层传递,土壤温度也开始增加;随着日落,太阳辐射逐渐减少,热通量开始从土壤深层向土壤表层和大气传递,土壤温度也开始降低,这说明土壤温度的变化受土壤热通量的影响。季节变化中春夏季为正值,秋冬季为负值,且不同季节土壤热通量发生符号转变的时间也有所不同,这主要跟太阳辐射强度有关。研究还表明土壤 5 cm 处的温度和含水量与土壤热通量均为线性关系,达极显著水平,净辐射与土壤热通量在月尺度和 0.5 h 尺度上均为线性关系,达极显著水平。同时冬季积雪覆盖和夏季的梅雨季节均对土壤热通量的变化有一定影响。

参 考 文 献

[1] Heusinkveld B G, Jacobs A F G, Holtslag A A M, et al. Surface energy balance closure in an arid region: Role of soil heat flux. Agricultural and Forest Meteorology, 2003, 122(1/2): 21—37

[2] 李祎君,许振柱,王云龙,等. 玉米农田水热通量动态与能量闭合分析. 植物生态学报, 2007, 31(6): 1132—1144. Li Y J, Xu Z Z, Wang Y L, et al. Latent and sensible heat fluxes and energy balance in a maize agroecosystem (In Chinese). Journal of Plant Ecology, 2007, 31(6): 1132—1144

[3] 姚小英,王澄海,蒲金涌,等. 甘肃黄土高原地区土壤水热特征分析研究. 土壤通报, 2006, 37(4): 666—670. Yao X Y, Wang C H, Pu J Y, et al. Hydro-thermal feature of soil in the Loess Plateau, Gansu (In Chinese). Chinese Journal of Soil Science, 2010, 37(4): 666—670

[4] 阳伏林,周广胜. 内蒙古温带荒漠草原能量平衡特征及其驱动因子. 生态学报, 2010, 30(21): 5769—5780. Yang F L, Zhou G S. Characteristics and driving factors of energy budget over a temperate desert steppe in Inner Mongolia (In Chinese). Acta Ecologica Sinica, 2010, 30(21): 5769—5780

[5] 王美莲,崔学明,韩鹏,等. 大兴安岭原始林区土壤热通量变化特征的初探. 内蒙古农业大学学报, 2010, 31(4): 139—142. Wang M L, Cui X M, Han P, et al. Studies on the change of soil heat flux in the virgin forest of great Xinganling Mountains (In Chinese). Journal of Inner Mongolia Agricultural University, 2010, 31(4): 139—142

[6] 王旭,周国逸,张德强,等. 南亚热带针阔混交林土壤热通量研究. 生态环境, 2005, 14(2): 260—265. Wang X, Zhou G Y, Zhang D Q, et al. Soil heat fluxes of mixed coniferous and broad-leaf forest in the south subtropics in China (In Chinese). Ecology and Environment, 2005, 14(2): 260—265

[7] 尹光彩,王旭,周国逸,等. 鼎湖山针阔混交林土壤热状况研究. 华南农业大学学报, 2006, 27(3): 16—20. Yin G C, Wang X, Zhou G Y, et al. Study on the soil thermal conditions of coniferous and broad-leaved mixed forest in Dinghushan reserve (In Chinese). Journal of South China Agricultural University, 2006, 27(3): 16—20

[8] 刘允芬,宋霞,刘琪璟,等. 亚热带红壤丘陵区非均匀地表能量通量的初步研究. 江西科学, 2003, 21(3): 183—188. Liu Y F, Song X, Liu Q J, et al. Preliminary study on surface energy flux over heterogeneous land surface in subtropics red earth hilly region (In Chinese). Jiangxi science, 2003, 21(3): 183—188

[9] Wilson K, Goldstein A, Falge E, et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. Agricultural and Forest Meteorology, 2002, 113(1/4): 223—243

[10] McMillen R T. An eddy correlation technique with extended applicability non-simple terrain. Boundary-Layer Meteorology, 1988, 43(3): 231—245

[11] 张新建,袁凤辉,陈妮娜,等. 长白山阔叶红松林能量平衡和蒸散. 应用生态学报, 2011, 22(3): 607—613. Zhang X J, Yuan F H, Chen N N, et al. Energy balance and evapotranspiration in broad-leaved Korean pine forest in Changbai Mountains (In Chinese). Chinese Journal of Applied Ecology, 2011, 22(3): 607—613

[12] 王旭,尹光彩,周国逸,等. 鼎湖山针阔混交林旱季能量平衡研究. 热带亚热带植物学报, 2005, 13(3): 205—210. Wang X, Yin G C, Zhou G Y, et al. Dry season energy balance of a coniferous and broad-leaved mixed forest at Dinghushan mountain, Southern China (In Chinese). Journal of Tropical and Subtropical Botany, 2005, 13(3): 205—210

[13] Aubinet M, Grelle A, Ibrom A, et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forest: The EUROFLUX methodology. Advances in Ecological Research, 1999, 30: 113—175

[14] 张永强,刘昌明,于强,等. 华北平原典型农田水、热与 CO_2 通量的测定. 地理学报, 2002, 57(3): 333—342. Zhang Y Q, Liu C M, Yu Q, et al. Measurement and analysis of water, heat and CO_2 flux from a farmland in the North China Plain (In Chinese). Acta Geographica Sinica, 2002, 57(3): 333—342

[15] Meulen M W J, Klaassen W. Soil heat flux measurements in an open forest. Physics and Chemistry of The Earth, 1996, 21(3): 101—105

[16] 肖文发. 油松林的能量平衡. 生态学报, 1992, 12(1): 16—24. Xiao W F. The energy balance of a stand (*Pinus Tabulaeformis* Carr) (In Chinese). Acta Ecologica Sinica, 1992, 12(1): 16—24

[17] Ogee J, Lamaud E, Brunet Y, et al. A long-term study of soil heat flux under a forest canopy. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 106(3): 173—186

VARIATION OF SOIL HEAT FLUX IN SUBTROPICAL *PHYLLOSTACHYS EDULIS* FOREST ECOSYSTEM IN CHINA

Sun Cheng[1] Jiang Hong[1,2†] Chen Jian[1] Wang Bin[1] Liu Yuli[1] Chen Yaqi[1]

(1 *Zhejiang Provincial Key Laboratory of Carbon Cycling in Forest Ecosystems and Carbon Sequestration*, *Zhejiang Agriculture and Forestry University*, *Hangzhou* 311300, *China*)

(2 *International Institute for Earth System Science*, *Nanjing University*, *Nanjing* 210093, *China*)

Abstract With its remarkable advantages of rapid growth, high yield, wide application and good economic returns, *Phyllostachys edulis* has been one of the most extensively cultivated bamboo in China, especially in South China. Soil heat fluxes and meteorological factors of *P. edulis* ecosystems in Anji were monitored with soil heat flux plates (HFP01) and a meteorological monitoring system. Presently, few works are available on soil heat fluxes in *P. edulis* ecosystems, but soil heat flux is an important part of ecosystem energy flow. Based on the soil heat flux data measured from Dec. 1st 2010 to Nov. 30th 2011, relationships of soil heat flux with soil temperatures and, soil of water contents in three soil layers and net radiation were analyzed. Results show that soil heat flux varied seasonally with monthly mean flux differing sharply between months, and diurnally, displaying an "S" curve, with one peak and one valley. On an annual scale, soil is the source of heat, providing -7.52 MJ m^{-2} a year and contributing, -0.289% to the total net radiation of a year. The maximum positive value appeared in July and the maximum negative one in January. Regression relationship analysis of different temporal scales and different soil depths shows that on a monthly scale, soil heat flux was best related to the soil temperature at 5 cm in soil depth, showing a relationship at the extremely significant level, while on a daily scale, soil heat flux was in an extremely significant relationship with soil water content at 5 cm in soil depth, but the correlation coefficient was not so high. The monthly mean of soil heat fluxes was extremely significantly related with net radiation on a monthly scale and even at a half-an-hour scale, showing no temporal retardation phenomenon.

Key words *Phyllostachys edulis*; Soil heat flux; Soil temperature; Net radiation; Energy balance

(责任编辑:汪枞生)