

鼎湖山针阔混交林土壤热状况研究

尹光彩^{1,2}, 王 旭^{2,3}, 周国逸², 张德强²

(1 广东工业大学 环境科学与工程学院, 广东 广州 510090 2 中国科学院 华南植物园, 广东 广州 510650

3 华南热带农业大学 环境与植物保护学院, 海南 儋州 571737)

摘要: 选取 2003 年 1 月 1 日 ~12 月 31 日的土壤热状况实测数据, 探讨了鼎湖山针阔混交林各层次土壤温度、土壤热通量及与净辐射的关系。结果表明: 随土层深度的增加, 土壤温度日变化振幅越来越小, 40 cm 深度处土壤温度几乎没有明显的日变化; 越接近地表, 土壤温度月变化越剧烈; 不同时间尺度上不同深度处土壤温度与净辐射之间存在极显著的线性相关关系 ($P < 0.0001$); 5 cm 深度处土壤热通量振幅明显小于表层, 且日变化节律也延滞 0.5 ~ 1.0 h 表层土壤热通量对冠层净辐射的反馈延滞约 2.5 h 而 5 cm 深度处土壤热通量则延滞 3.5 h 同时净辐射与表层土壤热通量的相关性更为密切。

关键词: 鼎湖山; 针阔混交林; 土壤热状况

中图分类号: S152.8

文献标识码: A

文章编号: 1001-411X(2006)03-0016-05

Study on the Soil Thermal Conditions of Coniferous and Broad-Leaved Mixed Forest in Dinghushan Reserve

YIN Guang-cai^{1,2}, WANG Xu^{2,3}, ZHOU Guo-yi², ZHANG De-qiang²

(1 Faculty of Environmental Science and Engineering, Guangdong University of Technology, Guangzhou 510090, China

2 South China Botanic Garden, the Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510650, China

3 College of Environment and Plant Protection, South China University of Tropical Agriculture, Danzhou 571737, China)

Abstract Based on the soil thermal measurements from Jan. 1st to Dec. 31st, 2003, the soil temperatures, soil thermal fluxes, the relationship between soil temperatures and net radiation, soil thermal fluxes and net radiation of coniferous and broad-leaved mixed forest in Dinghushan Reserve were discussed in this paper. The following results were gotten: (1) The diurnal changes of soil temperature decreased with the depth of soil layers, and no obvious diurnal changes of soil temperature was detected at the depth of 40 cm. (2) The monthly soil temperature varied acutely at the soil surface layers. (3) There existed significant linear relationship ($P < 0.0001$) between soil temperature and net radiation at different temporal scales. (4) The changes of thermal fluxes swings at 5 cm soil layer were much milder than that of the surface soil layer, and the diurnal changes of thermal fluxes at 5 cm soil layer lagged behind the surface soil about 0.5-1.0 h. (5) The feedback of the surface soil heat fluxes lagged 2.5 h behind the net radiation, while the soil heat fluxes at 5 cm depth lagged 3.5 h. The soil heat fluxes of the surface soil were more closely related to the net radiation.

Key words Dinghushan; coniferous and broad-leaved mixed forest; soil thermal conditions

土壤是植物主要的自然环境, 其热状况对于植物的生长发育乃至群落的演替和生态系统的恢复均发挥着直接而深远的影响。土壤温度和热通量是表征土壤热状况的主要物理参量, 是森林生态系统能

收稿日期: 2005-06-28

作者简介: 尹光彩 (1973), 女, 副教授, 博士; 通讯作者: 周国逸 (1963), 男, 研究员, 博士, E-mail: gyzhou@scih.ac.cn

基金项目: 国家重点基础研究发展规划项目 (2002CB111503); 国家自然科学基金项目 (30470306); 海南省重点科技计划项目 (05102); 广东省科技计划项目 (2005B33301007)

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]. 地表热量平衡是地-气之间相互作用的主要内容之一, 集中反映了地-气耦合过程的能量纽带作用. 不仅太阳活动、地核能量释放、人类活动等自然或人为因素对气候变化的影响主要通过地对地表热量和辐射平衡的改变来实现, 而且它们对气候变化的响应也是通过地表热量传输等过程来传递. 所以地表热量的表现是全球变化和气候异常研究中极为关注的方面^[2-4]. 以往对土壤热状况的研究主要集中于农田和裸地^[5-7], 由于林地土壤性质和含水量等的水平变异明显, 土壤热状况时空差异较大, 而测试手段有限等原因, 对林地热状况的研究多集中于土壤温度等单一、静态参量, 结合土壤热通量等动态指标的研究不多, 且多局限于部分时间段, 缺乏系统、完整的观测研究结果^[8-9]. 鼎湖山自然保护区的森林生态系统是我国亚热带最具代表性的森林生态系统之一, 其林下土壤也是南亚热带的典型土壤. 对于该区土壤的理化性质、养分状况等已经进行了大量的研究^[10-14], 但对该区土壤热状况的系统研究报道较少. 本文通过分析鼎湖山针阔混交林生态系统内土壤的热状况来探讨该系统地气界面的热量交换过程和特征, 从而为进一步研究土壤-植被-大气连续体 (SPAC) 的相互作用机理提供参考.

1 研究地概况

鼎湖山自然保护区位于广东省肇庆市东北部, 属亚热带季风湿润型气候, 年太阳辐射约 4 665 MJ·m⁻², 年平均气温 20.9℃, 最热月 7 月, 最冷月为 1 月. 针阔混交林永久样地设于保护区核心区内的五棵松处, 土壤类型为赤红壤, 土壤理化性质见表 1. 植被类型为亚热带森林演替过程的典型代表——马尾松林-针阔混交林-季风常绿阔叶林演替序列. 气象观测塔所在的林分属于针阔叶混交林演替后期, 优势树种为荷树 *Schinu superba*, 锥栗 *Castanopsis chinensis* 和马尾松 *Pinus massoniana*, 平均树

表 1 鼎湖山针阔混交林土壤理化性质
Tab. 1 Soil characteristics of coniferous and broad leaved mixed forest in Dinghushan

土壤层次	容重	w(有机质)	w(无机碳)
soil layers	density /	organic	inorganic
/cm	(g·cm ⁻³)	matter) %	carbon) %
0~15	1.05±0.14	2.92±0.76	0.12±0.01
15~30	1.42±0.06	0.99±0.21	0.11±0.01
30~60	1.46±0.19	0.59±0.12	0.11±0.01
60~90	1.50±0.16	0.39±0.11	0.12±0.02

高约 17 m, 群落总叶面积指数 (LAI) 为 4.23 是目前保存下来的较为典型、完整的亚热带针阔混交林生态系统.

2 研究方法

2.1 土壤温度测定

采用 CO₂ 通量观测系统中气象观测设施 (Routine Meteorological Measurement System, RMET) 来监测土壤的温度和湿度, 土壤温度分 0~5、5~10、10~15、15~20、20~40 cm 等 5 个层次分别进行测定.

2.2 土壤热通量的测定

5 cm 处的土壤热通量 ($G_{5\text{ cm}}$) 采用土壤热通量板 (SHFB, Delft Holland Hukseflux) 进行测定, 选取具有代表性的测点, 分别埋设于距土表 5 cm 深度处, 取其平均值即为该层次土壤热通量.

5 cm 深度以上土壤热贮量 (S)^[15] 为:

$$S=C_v \frac{\partial T}{\partial t} \delta \tag{1}$$

式中, C_v 是土层平均的容积热容量 (J·m⁻³·K⁻¹), $\partial T/\partial t$ 是该层土壤温度随时间的平均变化率 (K·s⁻¹), δ 是土层厚度 (m).

表层土壤热通量 G_s 可表示为:

$$G_s=G_{5\text{ cm}}+S \tag{2}$$

2.3 净辐射的测算

在气象观测塔第 7 层 (38 m) 处分别采用 KIPP&ZONEN 公司的 CNR-1 辐射仪测定下行短波辐射 (R_{sd})、上行短波辐射 (R_{su})、下行长波辐射 (R_{ld}) 和上行长波波辐射 (R_{lu}), 本处上行、下行分别指由地面指向天空和由天空指向地面. 由边界层辐射传输理论^[10] 可知, 净辐射 (R_n) 为:

$$R_n=(R_{sd}+R_{ld})-(R_{su}+R_{lu}). \tag{3}$$

本研究选取的观测资料为 2003 年 1 月 1 日至 12 月 31 日 1 年的数据, 所有数据均为 0.5 h 内的平均值.

3 结果与分析

3.1 不同层次土壤温度的变化

3.1.1 土壤温度日变化 由图 1 可见, 随土层深度的增加, 土壤温度日变化振幅越来越小, 且峰值滞后的时间越来越长, 表层 5 cm 深度处土壤温度出现最低值和最高值的时间分别为 8:30 和 18:00. 10 cm 深度处土壤温度出现最低值和最高值的时间分别为 9:30 和 19:00. 15 cm 及以下各层土壤温度出现最低值和最高值的时间均滞后于上一个土壤层次约 1~2 h, 但距地表 40 cm 深度处土壤温度振幅已趋于 0.

几乎没有明显的日变化信号. 因此, 深层土壤温度在 1 d 之内的变化可视为定值, 这与其他地区的监测结果一致^[2 19].

3 1 2 土壤温度月变化 土壤温度变化的时间序列除了日变化周期外, 还有明显的月变化周期(图 2). 整个观测期间, 5 cm 土层温度最低值出现在 1 月 (13.46℃), 而后开始上升, 8 月到达最大值 (25.90℃), 8 月以后土温逐渐下降. 其他各层土壤温度变化大

致规律也如此, 只是峰值大小有所差别: 10、15、20、40 cm 深度处月平均最高土壤温度分别为: 25.80、25.73、25.65、25.32℃. 从各层土壤温度的比较来看, 随土层深度增加, 最高温与最低温的差值逐渐减小, 5、10、15、20、40 cm 处土壤月平均最高温和月平均最低温之差依次为: 12.44、12.15、11.89、11.64、10.58℃. 这表明越接近表层, 土壤温度变化越剧烈, 越接近土壤深层, 土壤温度变化越趋于稳定.

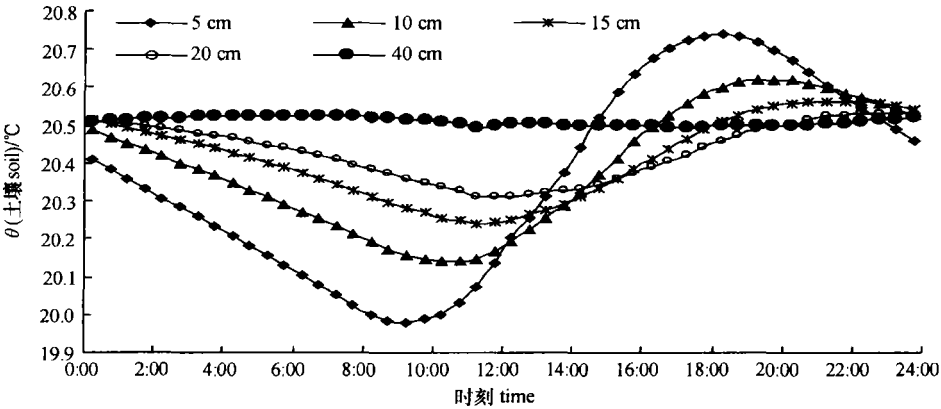


图 1 各层土壤温度的日变化特征

Fig 1 Diurnal variations of soil temperature at different depths

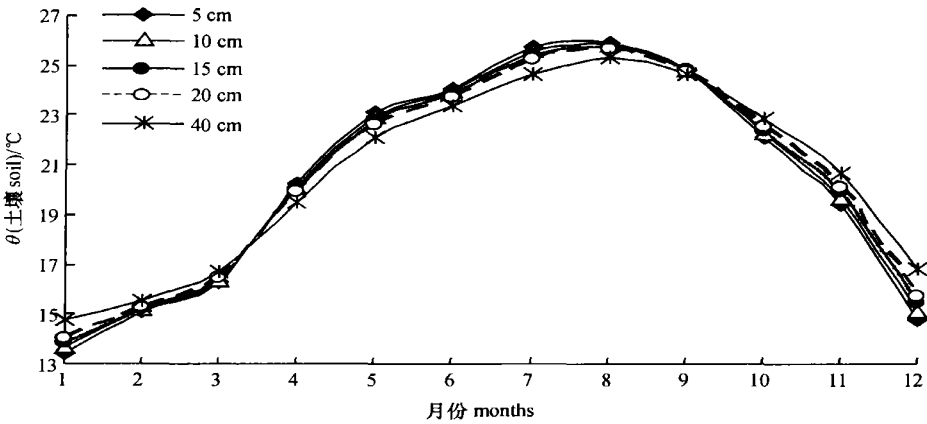


图 2 各层土壤温度的月变化规律

Fig 2 Vertical monthly changes of soil temperature

3 2 土壤温度与净辐射的关系

表 2 表明, 不同时间尺度上不同深度土壤温度与净辐射之间均存在极显著的线性相关关系 ($P < 0.0001$), 但自地表至 20 cm 土层, 延滞 3.5 h 时土壤温度与净辐射之间相关系数 (R^2) 和 F 相对较高, 说明在日尺度上, 由于上层比较密集的林冠影响, 表层土壤温度要比净辐射大约延滞 3.5 h; 20 cm 土层以下土壤温度与净辐射的 R^2 和 F 随延滞时间的变化而变化很小, 这意味着 20 cm 以下土壤温度变化几乎不受上层净辐射的影响. 在月时间尺度上, 土壤温度与净辐射之间的 R^2 均在 0.72 以上, 而 20 和 40 cm 土层土壤温度与净辐射之间的 R^2 相对较低,

这意味着在研究净辐射与土壤温度的关系时, 应该从月或者更大的时间尺度上来考虑.

3 3 土壤热通量的变化

3 3 1 不同层次土壤热通量的年平均日变化 2003 年表层和 5 cm 处土壤热通量年平均日变化(图 3)的相同点是: (1) 白昼两层次土壤热通量均为正值 (能量由系统地上部分向土壤传递), 而夜间和凌晨均为负值 (能量由土壤向系统地上部分传递); (2) 在数值上, G_s 和 $G_{5\text{cm}}$ 的平均值分别为 -3.20 和 $-3.21 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 相差不到 1%, 非常接近. (3) 日均曲线均呈“S”形. 曾有研究指出, 热带北缘林地土壤热通量日变化基本呈单峰曲线, 这与本文研究结果

不同, 可能是因为其时间尺度 (2 h) 步长过大, 不能准确反映土壤热通量的日变化过程, 此外, 土壤热通量采用的是估算方法, 而非实测值, 也会产生一定的误差^[17].

表 2 不同时间尺度上不同深度土壤温度 (Y) 与净辐射 (X) 的关系¹⁾

Tab. 2 Relationship between net radiation (X) and soil temperature (Y) at different depths for different time intervals

时间尺度 time intervals	土层深度 soil depths /cm	线性回归方程 linear regression Eq	R ²	F
0.5 h	5	$Y=20.033+0.003X$	0.021	364.375
	10	$Y=20.098+0.003X$	0.018	310.508
	15	$Y=20.135+0.003X$	0.018	307.569
	20	$Y=20.155+0.003X$	0.019	324.023
	40	$Y=20.248+0.003X$	0.022	392.661
延滞 2.5 h 2.5 h later	5	$Y=19.95+0.004X$	0.035	628.910
	10	$Y=20.044+0.004X$	0.027	469.183
	15	$Y=20.105+0.003X$	0.023	396.434
	20	$Y=20.141+0.003X$	0.021	369.843
	40	$Y=20.252+0.003X$	0.022	387.921
延滞 3.5 h 3.5 h later	5	$Y=19.93+0.004X$	0.197	689.467
	10	$Y=20.028+0.004X$	0.030	522.229
	15	$Y=20.094+0.003X$	0.025	434.311
	20	$Y=20.134+0.003X$	0.022	394.031
	40	$Y=20.253+0.003X$	0.022	387.202
月尺度 monthly averaged values	5	$Y=11.371+0.102X$	0.777	34.817
	10	$Y=11.690+0.098X$	0.771	33.633
	15	$Y=11.944+0.096X$	0.765	32.601
	20	$Y=12.195+0.093X$	0.735	31.458
	40	$Y=13.183+0.083X$	0.727	26.647

1) $P<0.0001$

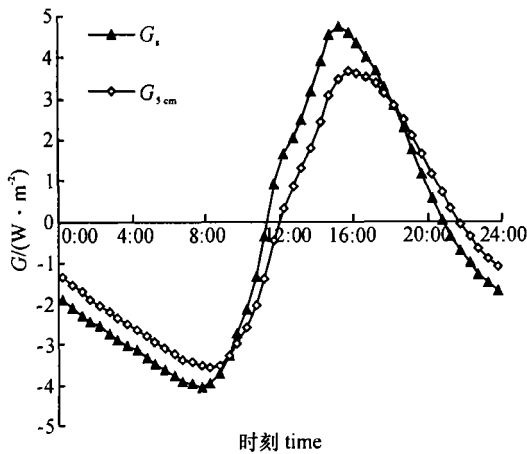


图 3 2003 年不同层次土壤热通量的平均日变化比较
Fig 3 Comparison of average diurnal courses of heat fluxes of the different soil layers in 2003

两层次土壤热通量日均进程的不同点在于: G_s 从 0:00 开始逐渐增大, 到 8:00 达到负向的最大值 ($-6.52 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$), 随后数值减小, 在 14:00 变为正向, 并于 15:30 达到正向最大值 ($1.58 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$), 然后逐步降低. 与之相对应, $G_{5\text{cm}}$ 从 0:00 开始逐渐增大, 到 8:30 达到负向的最大值 ($-6.10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$), 随后在 15:00 变为正向, 并于 16:00 达到正向最大值 ($0.62 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$), 然后逐步降低. 这说明在日变化节律上, $G_{5\text{cm}}$ 要比 G_s 的相位延滞 0.5~1.0 h; 在数值上, G_s 正向和负向的最大值均明显大于 $G_{5\text{cm}}$.

3.3.2 土壤热通量的月变化 G_s 的月平均值为 $-1.16 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 变动范围为 $-15.26 \sim 9.86 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 其中负向和正向热通量的最大值分别出现在 7、12 月 (图 4). 研究发现, 旱季 G_s 的月总值均为负, 而雨季均为正. 说明相对地上部分而言, 在旱季各月土壤是热源, 能量由土壤向地上部分传播, 雨季则刚好相反, 这可能与鼎湖山雨热同季的季风性气候有关. 与之相应, $G_{5\text{cm}}$ 月总值的变化趋势与 G_s 基本相同, 只是在数值上有所差异, 其平均值为 $-1.19 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 变动范围为 $-15.46 \sim 9.75 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 也是分别出现在 7、12 月. $G_{5\text{cm}}$ 的月总值是 G_s 的 98.7%~112.3%, 这说明在月尺度上, 表层与 5 cm 深度处土壤热通量之间存在着明显的差别.

G_s 年总土壤热通量为 $-0.44 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 说明就全年而言, 土壤是热源. 而 $G_{5\text{cm}}$ 年总土壤热通量为 $-0.45 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$, 与 G_s 很接近, 相差不到 3%.

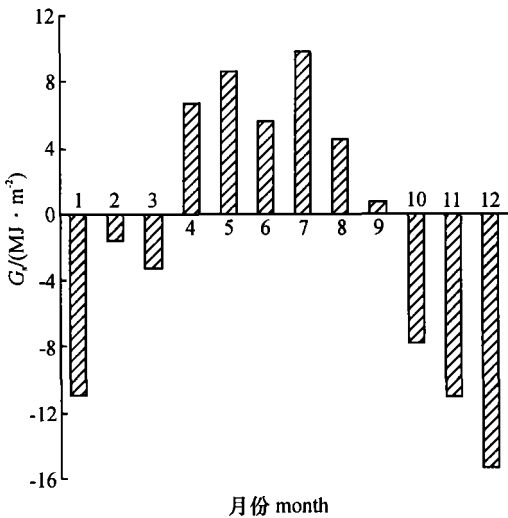


图 4 表层土壤热通量月变化

Fig 4 Monthly variations of the surface soil heat fluxes

3.3.3 土壤热通量与净辐射的关系 考虑到较小时间尺度在森林生态系统内部, 土壤热通量对净辐射的反馈可能延滞, 故在 0.5 h 尺度上, 将冠层净辐射 (X) 与不同延滞时间的表层土壤热通量 (Y_1) 和

5 cm深度处的土壤热通量 (Y_2)进行相关性分析,发现延滞 2.5 h 的 G_s 与 R_n 的相关性最高,回归方程为: $Y_1 = 0.015\ 9X - 1.905\ 3\ R^2 = 0.288\ 3\ F = 6\ 937.46\ P < 0.000\ 1\ n = 17\ 131\ F = 6\ 937.46$ 达极显著水平.

延滞 3.5 h 的 $G_{5\ cm}$ 与 R_n 的相关性最高,回归方程为: $Y_2 = 0.013\ 6X - 1.711\ 9\ R^2 = 0.243\ 9\ F = 5\ 527.12\ P < 0.000\ 1\ n = 17\ 129$ 达极显著水平.

说明表层土壤热通量对净辐射的反馈要延滞约 2.5 h 而 5 cm 深度处土壤热通量则延滞 3.5 h 当延滞时段相同时, G_s 与 R_n 回归方程的 R^2 要小于 $G_{5\ cm}$ 与 R_n 回归方程的 R^2 , 这说明 R_n 与 G_s 的相关性更为密切.

在月尺度上, $Y_1 = 0.056\ 0\ X - 14.276\ 0\ R^2 = 0.489\ 8\ F = 9.60\ P = 0.011\ 3\ n = 12$ 达显著水平. 在月尺度上,土壤热通量与净辐射之间的相关性明显提高,这同土壤温度与净辐射的相关关系情况一致.说明在针阔混交林中,净辐射对土壤热状况的性质,在较大的时间尺度上表现得更为充分.

有研究发现在稀疏冠层覆盖的生态系统中二者的回归关系更为紧密^[18],这可能是由于其植被覆盖度低,更多的净辐射到达土壤表面,土壤热状况受外界的影响更大,同步程度也更高.运用净辐射对土壤热状况参量进行估算是常用的方法,然而如前所述,在较小的时间尺度上运用时应慎重.同时,考虑到植被覆盖对相关参量的影响较大,故使用时应引入 LAI 等表征植被覆盖程度的因子进行动态计算,在植被情况随季节变化比较大的区域尤其如此.

4 结论

随土层深度的增加,土壤温度日变化振幅越来越小,且峰值滞后的时间越来越长,40 cm 深度处土壤温度振幅已趋于 0 几乎没有明显的日变化信号.越接近地表,土壤温度月变化越剧烈.不同时间尺度上不同深度土壤温度与净辐射之间均存在极显著的线性相关关系 ($P < 0.000\ 1$).表层土壤热通量的日变化与 5 cm 深度处土壤相比,尽管均呈“S”形,然而在数值上,后者正向和负向最大值均明显小于前者,在日变化节律上也延滞约 0.5~1.0 h 净辐射与表层土壤热通量的相关性更为密切.

参考文献:

[1] HEUSINKVELD B G, JSCOB S A F G, HOLTSLAG A A M, et al. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux[J]. Agricultural and Forest

Meteorology 2003(116): 143-158.

[2] 张强,曹晓彦.敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J]. 大气科学, 2003 27(2): 245-254

[3] KELLW, ALLEN G, EVA F, et al. Energy balance closure at FLUXNET sites[J]. Agricultural and Forest Meteorology 2002(113): 223-243.

[4] OGEE J, LAMAUD E, BRUNET Y, et al. A long term study of soil heat flux under a forest canopy[J]. Agricultural and Forest Meteorology 2001(106): 173-186

[5] 董振国,于沪宁.农田作物层环境生态[M]. 北京:中国农业出版社, 1994 5-14

[6] 朱自玺,方文松,赵国强,等.麦秸和残茬覆盖对夏玉米农田小气候的影响[J]. 干旱地区农业研究, 2000 (2): 19-24

[7] 许秀娟,张高午.冷型小麦灌浆期株间温、湿度的变化[J]. 西北农林科技大学学报: 自然科学版, 2001 29 (5): 70-74

[8] 张秉刚,卓慕临,骆伯胜,等.广东丘陵土壤水热资源及其开发利用[M]. 广州:广东科技出版社, 1994 83-87.

[9] 闫俊华.鼎湖山主要生态系统的水热过程研究及脆弱性初探[D]. 广州:中国科学院华南植物研究所, 2001.

[10] 黎积祥.广东高要鼎湖山附近之土壤[J]. 中山大学学报, 1959(1): 30-43.

[11] 何宜庚.广东省鼎湖山自然保护区的土壤[J]. 华南师范大学学报, 1983(1): 87-97.

[12] 张秉刚,卓慕宁.鼎湖山自然保护区不同林型下土壤的物理性质[J]. 热带亚热带森林生态系统研究, 1985 (3): 1-10.

[13] 何金海,陈兆其,梁永柔,等.鼎湖山自然保护区之土壤[J]. 热带亚热带森林生态系统研究, 1982(1): 25-37.

[14] 夏汉平,余清发,张德强.鼎湖山 3 种不同林型下的土壤酸度和养分含量差异及其季节动态变化特性[J]. 生态学报, 1997 17(6): 645-653.

[15] MAYOCCHIO L, BRISTOW K L. Soil surface heat flux: some general questions and comments on measurements[J]. Agricultural and Forest Meteorology 1995 75: 43-50.

[16] 邵海燕,陈万隆. NM 陆面过程模式的研究: 青藏高原夏季陆面过程的数值模拟[J]. 南京气象学院学报, 2001 24(3): 19-25.

[17] 周国逸,余作岳,彭少麟.小良试验站三种生态系统能量平衡的研究[J]. 热带亚热带植物学报, 1999 7(2): 93-101.

[18] 申双和,崔兆韵.棉田土壤热通量的计算[J]. 气象科技, 1999 19(3): 276-281.

【责任编辑 周志红】