

基于多时间尺度分析的青藏铁路沿线土壤热流研究*

张立杰^{1)B)} 李 磊^{2)B)} 沈永平¹⁾

¹⁾中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室,兰州 730000)

²⁾中国科学院大气物理研究所大气边界层物理与大气化学国家重点实验室,北京 100029)

³⁾中国科学院研究生院,北京 100039)

(2004 年 6 月 14 日收到,2004 年 12 月 7 日收到修改稿)

根据青藏铁路沿线 ANDUC(安多)、TTH(沱沱河)、NODA(那曲)站的土壤温度资料,应用积分求解土壤热流的方法,计算得到了 1997 年 9 月至 1998 年 8 月 3 个站点 3 个不同深度的土壤热流.基于多时间尺度分析方法,对土壤热流时间序列资料进行了研究,得出在不同时间尺度上土壤热流随时空变化的一些重要特征.

关键词:多时间尺度分析,青藏高原,土壤热流

PACC:9260S,8670C

1. 引 言

关于时间序列资料的分析方法研究是近年来的一个热点,如何从时间序列资料中提取更丰富的信息是许多学者关注的问题.封国林等^[1]为提高非线性时间序列的预报和分析水平,推导出一种新的时间差分格式,数值试验^[2]与实测资料预报试验^[3]的结果表明,这种新的回溯阶差分格式与传统的差分格式相比,能利用更多过往时刻数据的信息,可改进非线性时间序列的预报和分析效果.事实上,关于时间序列分析或预报的研究有很多,诸如小波分析等许多先进的方法和概念已经被广泛应用于这个领域^[4,5].

在建的青藏铁路是世界上海拔最高的高原铁路,铁路途经多年冻土区长度为 630 km.多年冻土是特定气候区域地气系统能量交换的产物^[6].有关研究表明,青藏高原地区地面气温具有长期增长的趋势,冻土正以一定速度退化^[7,8].研究青藏高原铁路沿线土壤中的能量交换,有助于了解该地区冻土的变化情况,是保证铁路建成后正常运营的一个重要课题.

土壤热流又称土壤热通量,是土壤中由于各种复杂因素共同作用造成土壤中热能在垂直方向上的传输.青藏铁路沿线的冻土带由于条件限制,对土壤

热流的直接观测资料较少,且直接测量数据也并不是见得准确^[9],无疑给研究铁路沿线冻土退化趋势和变化情况带来困难.在这种土壤热流观测资料缺乏的条件下,利用数值方法计算土壤热流不失为弥补这种缺憾的有效手段.本文利用铁路沿线 3 个站点的地温资料计算了土壤热流,并利用多时间尺度分析方法对这些站点不同深度的土壤热流时间序列进行对比分析,研究了土壤热流在不同时间尺度上的特征,以期对该地区冻土变化规律的研究有所帮助.

2. 土壤资料

为了定量阐明青藏高原上的能量及水循环过程及其在亚洲季风系统中的作用,中日科学家联合在青藏高原进行了 GAME-Tibet(全球能水循环青藏高原亚洲季风试验)观测.在 1997 年沿青藏铁路沿线(从昆仑山到念青唐古拉山)埋设了 10 套土壤温度和土壤含水量观测系统,这 10 个观测站点分别是 D66, TTH, D105, D110, WADD, NODA, ANDUO, BJ, MS3608, MS3637.本研究采用其中有代表性的 ANDUC(安多)、TTH(沱沱河)、NODA(那曲)3 个观测站的土壤温度资料对不同层土壤热流进行模拟计算,资料长度为 1997 年 9 月至 1998 年 8 月.土壤温度的观测分为 10 层,分别为 0.04(或 0.00), 0.2, 0.6, 0.8, 1.0, 1.3, 1.6, 1.8, 2.0 m 及第 10 层 2.0 m 深

* 中国科学院知识创新工程重大项目(批准号:KZCX-1-SW-04)和国家自然科学基金(批准号:40405014,40233030)资助的课题.

度以下.计算中采用 2.0 m 及以上各层土温资料得到 0.04, 0.8, 2.0 m 3 层的土壤热流, 然后对计算结果进行多时间尺度的分析.

3. 计算方法

土壤热流的表达式为

$$Q = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} = -Kc_w \frac{\partial T}{\partial z}, \quad (1)$$

式中, Q 为土壤热流, 单位为 $J/cm^2 \cdot s$; λ 为土壤热导率, 单位为 $J/cm \cdot s \cdot ^\circ C$; K 为土壤导温率, 单位为 cm^2/s ; c_w 为土壤容积热容量, 单位为 $J/cm^3 \cdot ^\circ C$.

李超等^[10]在此基础上推导出计算土壤热流的积分公式, 这与以往单纯利用土壤热流公式的差分形式相比是个显著进步. 因为积分式计算每一层的土壤热流, 可用到多层的土温信息. 理论上, 用到的

土壤温度信息越多, 计算得到的土壤热流值应该越准确. 李超等利用该积分公式计算了日喀则地区的土壤热流, 证实了此方法适用于青藏高原.

计算土壤热流的一个难点在于土壤导温率 K 的确定. 根据 Passerat de Silans 等^[11]的评述, 计算土壤导温率的方法大致可分为半经验模式、理论模式以及根据土温测量分析的计算模式. 而占主导地位的则是根据解析求解一维热传导方程, 从而计算土壤导温率的理论模式. 这些理论模式又按对土壤性质的假设前提分为均质土壤模型和非均质土壤模型. 而均质土壤模型又按求解的方法, 分为谐波法、Laplace 变换法、改进 Laplace 变换法等. Passerat de Silans 等^[11]的研究表明, 这些计算方法各自在一定条件下有效.

本文采用陆渝蓉等^[12]总结的土壤导温率计算公式,

$$K = \frac{(z_3 - z_1) \int_{z_1}^{z_2} (z - z_2) \Delta T dz + (z_1 - z_2) \int_{z_1}^{z_3} (z - z_3) \Delta T dz}{(z_3 - z_1)A_1 + (z_1 - z_2)A_2}, \quad (2)$$

式中

$$\Delta T = [T(z, t_2) - T(z, t_1)],$$

$$A_1 = \int_{t_1}^{t_2} [T(z_1, t) - T(z_2, t)] dt,$$

$$A_2 = \int_{t_1}^{t_2} [T(z_1, t) - T(z_3, t)] dt.$$

这一方法没有将土壤热流的传导和对流过程分开考虑, 而是综合考虑土壤的热力效应, 仅利用不同深度土壤的温度来计算土壤导温率, 优点在于计算需要输入参数少, 计算简便.

假设土壤深度从地表向下有 $z_1 < z_2 < z_3$, z_1 定为最上面有土壤温度观测值一层的深度, z_3 定为计算中用到的最下面有土壤温度观测值一层的深度, z_m 是存在于 z_1, z_3 之间的土壤深度. 计算 $z = z_1, z_3$ 和 $z_m (z_1 < z_m < z_3)$ 处在 $\Delta t = t_2 - t_1$ 时段内的平均土壤热流的计算公式分别可写为^[10]

$$\begin{aligned} Q(z_1) &= \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} Q(z_1, t) dt \\ &= \frac{c_w}{t_2 - t_1} \left\{ \int_{z_1}^{z_3} [T(z, t_2) - T(z, t_1)] m(z) dz \right. \\ &\quad \left. - \frac{K}{z_3 - z_2} \int_{t_1}^{t_2} [T(z_3, t) - T(z_2, t)] dt \right\}, \quad (3) \end{aligned}$$

当 $z_1 \leq z \leq z_2$ 时, $m(z) = 1$; 当 $z_2 < z \leq z_3$ 时, $m(z) = (z_3 - z)(z_3 - z_2)$.

$$\begin{aligned} Q(z_3) &= \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} Q(z_3, t) dt \\ &= \frac{c_w}{t_2 - t_1} \left\{ \int_{z_1}^{z_3} [T(z, t_2) - T(z, t_1)] n(z) dz \right. \\ &\quad \left. - \frac{K}{z_2 - z_1} \int_{t_1}^{t_2} [T(z_2, t) - T(z_1, t)] dt \right\}, \quad (4) \end{aligned}$$

当 $z_1 \leq z \leq z_2$ 时, $n(z) = (z - z_1)(z_1 - z_2)$; 当 $z_2 < z \leq z_3$ 时, $n(z) = -1$.

$$\begin{aligned} Q(z_m) &= \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} Q(z_m, t) dt \\ &= \frac{c_w}{t_2 - t_1} \left\{ \int_{z_1}^{z_3} [T(z, t_2) - T(z, t_1)] p(z) dz \right. \\ &\quad \left. - \frac{K}{z_3 - z_1} \int_{t_1}^{t_2} [T(z_1, t) - T(z_3, t)] dt \right\}, \quad (5) \end{aligned}$$

当 $z_1 \leq z \leq z_m$ 时, $p(z) = (z - z_1)(z_1 - z_3)$; 当 $z_m \leq z \leq z_3$ 时, $p(z) = (z - z_3)(z_1 - z_3)$, z_m 在 z_1 与 z_3 之间可以任意取值.

根据 (2)~(5) 式, 利用所有的土壤温度资料就

可以计算各个层次的土壤热流. 本文选取最上面一层 0.04 m 深处为 z_1 , 1.0 m 深处为 z_2 , 2.0 m 深处为 z_3 , 0.8 m 深处为 z_m 进行计算, 从而得到了表层 0.04 m、中层 0.8 m 和深层 2.0 m 处的土壤热流. 计算中土壤热流的单位为 W/m^2 , 取方向向下为正.

4. 计算结果分析

为了验证计算结果是否可靠, 选取 ANDUO 站 1998 年 6 月 4 日 0.2 m 深处数据, 将土壤热流计算值与同期热流板的观测值进行比较, 结果如图 1 所示. 由图 1 可见, 0.2 m 深处土壤热流的计算值与热流板观测值并不完全相符. 这种不相符的一个可能原因是由于观测仪器响应速度的问题, 观测仪器每一时次得到的观测值实际上是某段时间上的平均值, 而计算值则是反映该时次土壤热流传输瞬间状态的瞬时值, 因而波动幅度较大. 尽管如此, 由图 1 仍然可以看出观测值与计算值变化趋势较一致, 在 1998 年 6 月 4 日这天总体均呈现先下降后上升的趋势, 且数值在多数时次上比较接近. 由此可以认为, 本文所采用的计算方法满足分析土壤热流随时间变化的规律所要求的精度.

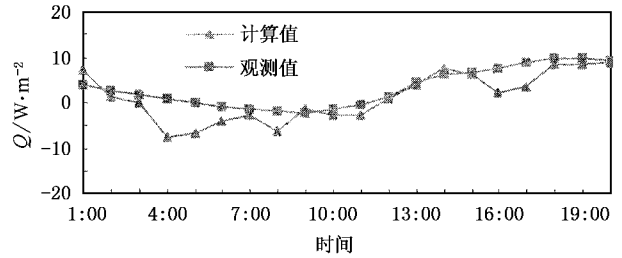


图 1 ANDUO 站 1998 年 6 月 4 日 0.2 m 土壤热流计算值与观测值的变化

对各层土壤热流的计算结果进行处理, 可得到不同时间尺度上的土壤热流时间序列数据, 分别为瞬时值、日平均值和月平均值, 从而可以进行土壤热流的日、月和年变化规律的分析. 另外, 由于冻土地区冻结期与融化期的土壤热流变化特征十分重要, 本文还着重在月变化时间尺度上分析了土壤冻结融化不同阶段 ANDUO 站的土壤热流变化特征.

4.1. 土壤热流日变化分析

对于瞬时值, 各站从夏半年 7 月份和冬半年 12 月份各选取一天(分别为 7 月 25 日和 12 月 6 日)来分析 3 个站不同深度土壤热流的日变化情况.

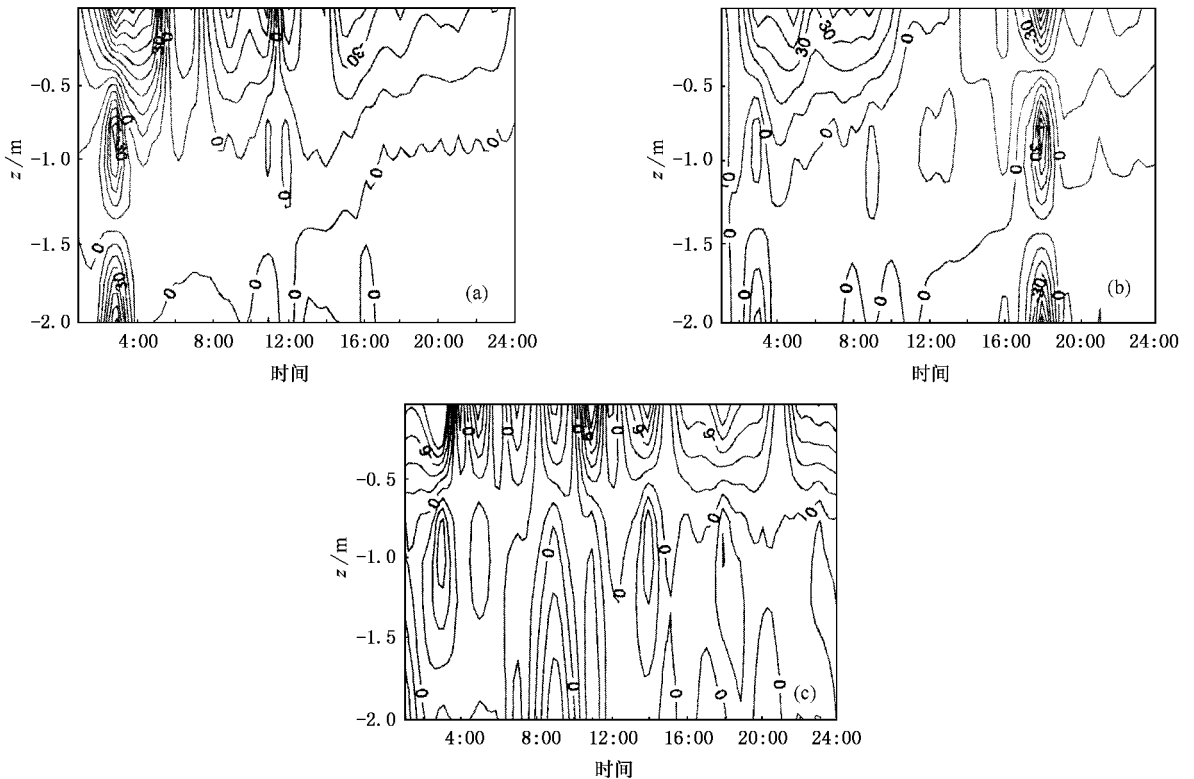


图 2 土壤热流的日变化(图中单位为 W/m^2) (a) ANDUO 站 7 月 25 日, (b) TTH 站 7 月 25 日, (c) ANDUO 站 12 月 6 日

对夏季结果的分析发现,土壤热流随时间和深度的变化非常复杂.图 2 给出了 ANDUO 站和 TTH 站土壤热流在一日之内随时间和深度的变化.从图 2 可以看出,表层 0.04 m 处土壤热流,无论是 ANDUO 站还是 TTH 站,一天中都出现了两个极值中心. ANDUO 站在 03 时左右出现正极值中心,15 时左右出现负极值中心,如图 2(a)所示;而 TTH 站出现极值的时间和 ANDUO 站有所不同,05—07 时出现正极值,18 时左右出现负极值,如图 2(b)所示.在这两个站点,土壤中层 0.8 m 处和深层 2.0 m 处出现极值的时间各自与表层极值出现的时间相同. ANDUO 站中层在 03 时出现了负极值中心,深层则出现正极值中心;TTH 站则在 18 时中层出现了正极值,深层出现了负极值.另外,在这两个站的表层和深层的土壤热流出现极值的正负性是一致的,中层则与上下两层相反.

与 ANDUO 站和 TTH 站相比,NODA 站 7 月 25 日土壤热流随时间和深度的变化情况基本相同,只

是各层出现极值的时间与另外两站略有不同,分别是 06 时和下午的 14—16 时.总体来看,0.04 m 深处靠近地表,由于对外界辐射变化的响应快,土壤热流在一天时间内变化剧烈,而 0.8 和 2.0 m 深度较深,受地表要素影响相对较小,日变化比较平缓,一天中只出现了一次正极值或负极值.

冬季选取 12 月 6 日为例来分析 3 个站的土壤热流的变化,限于篇幅本文仅在图 2(c)给出了 ANDUO 站 12 月 6 日土壤热流随时间和深度的变化.与图 2(a)相比可以明显看出,冬季土壤热流的日变化不如夏季剧烈,变化幅度相对夏季明显减小,与夏季一致的是,表层的土壤热流由于对外界影响的响应速度较快,变化幅度比中层和深层大.

4.2. 不同冻融过程土壤热流月变化分析

多年冻土区土壤的冻结和融化与土壤中热交换关系非常密切.赵林等^[13]根据土壤年冻结融化过程中活动层水热状况的不同特征,把冻土的年变化过

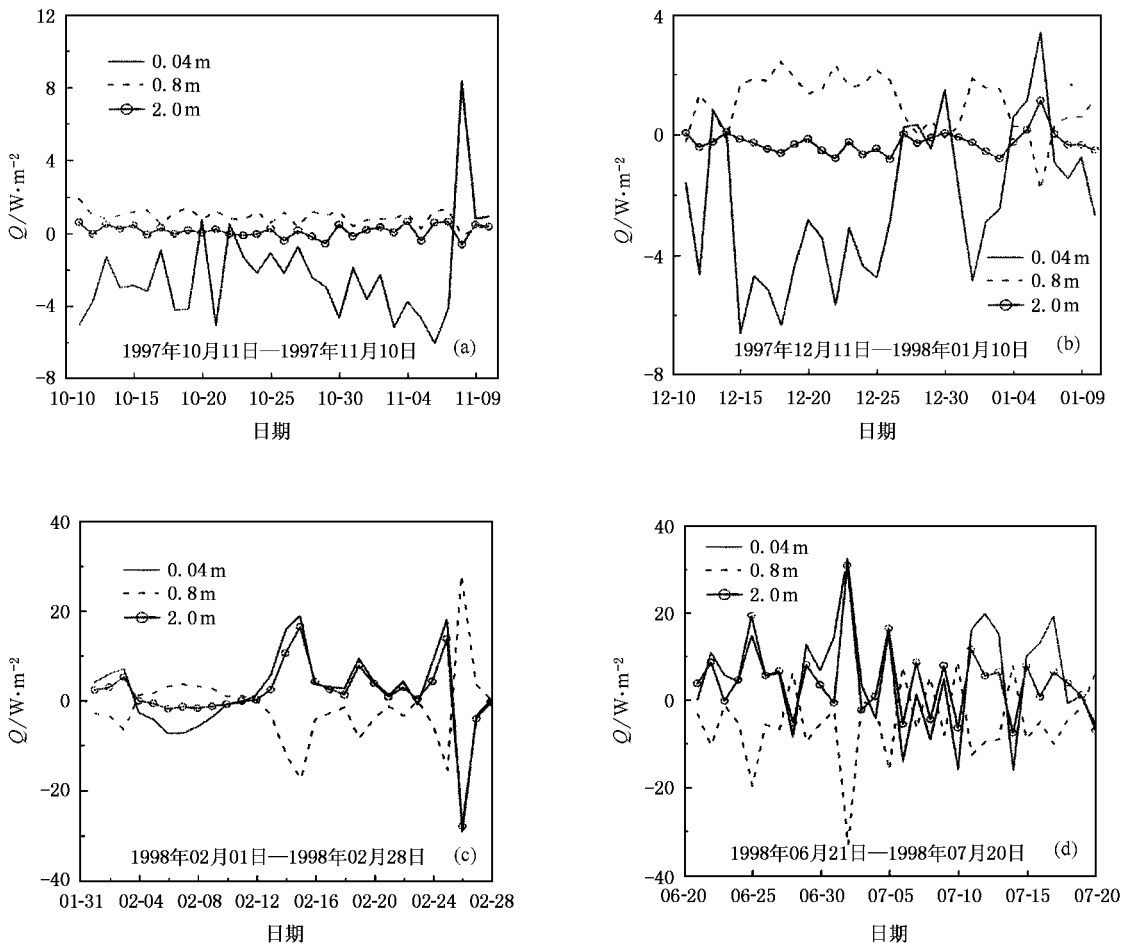


图 3 ANDUO 站土壤热流月时间尺度变化 (a)冻结期,(b)降温期,(c)升温期,(d)融化期

程划分为 4 个阶段,即秋季冻结过程、冬季降温过程、春季升温过程、夏季融化过程.为了了解冻融过程不同阶段中土壤热量交换的特征,本节以 ANDUO 站为例,从冻融过程的 4 个阶段各选取 1 个月的计算结果进行分析,如图 3 所示.由图 3 可见,土壤热流的日均值在月时间尺度上变化比较剧烈,这与不同日期的天气状况有关,日照强度、空气湿度、云量、降水等因素都会影响到该日的土壤热流平均值.

由图 3(a)可见,在冻结期土壤表层 0.04 m 处的土壤热流除少数几天外总体上呈负值,中层 0.8 m 处土壤热流呈微弱正值,且变化相位与表层相反,而深层 2.0 m 处土壤热流则几乎为零.这表明在冻结期土壤热流整体上向上传输,土壤内部的热量正在逐渐流失,土壤渐渐冻结.由图 3(b)可发现,在降温期土壤热流的传输规律与冻结期类似,也是表层总体为负值,中层呈反相位的微弱正值,而在深层几乎为零的分布态势.这说明在冻结后,土壤内部的热量仍然在继续流失,冻土温度进一步下降.

由图 3(c)(d)可发现,在升温期与融化期土壤热流的传输具有一些相同的特征.首先,这两个时期

的土壤热流绝对值总体上要大于冻结期和降温期,且土壤热流日均值变化幅度较大.其次,这两个阶段表层 0.04 m 处与深层 2.0 m 处的土壤热流变化相位相同,总体上呈现正值,而中层 0.8 m 处的土壤热流则与表层及深层的值呈反相位变化,总体上呈负值.另外,在升温期与融化期,深层与中层的土壤热流绝对值在数量级上与表层相当,表明在这两个阶段,即使在土壤较深处也存在着较强的热交换,这也与冻结期及降温期不同.在升温期,表层土壤热流总体呈正值,表明土壤从外界吸收热量逐渐升温.融化期表层的土壤热流值也为正,且比升温期的值更大,说明融化期土壤从外界吸收更多热量,使得冻土逐渐融化,这与融化期日照强烈,地表接收到的净辐射较强有关.

4.3. 土壤热流年变化分析

为了进一步分析土壤热流年变化特征,图 4 给出了 NODA 站和 TTH 站不同深度土壤热流月平均值的年变化曲线(1997 年 9 月至 1998 年 8 月).

从图 4(a)可以看出,NODA 站 0.04 m 深处的土

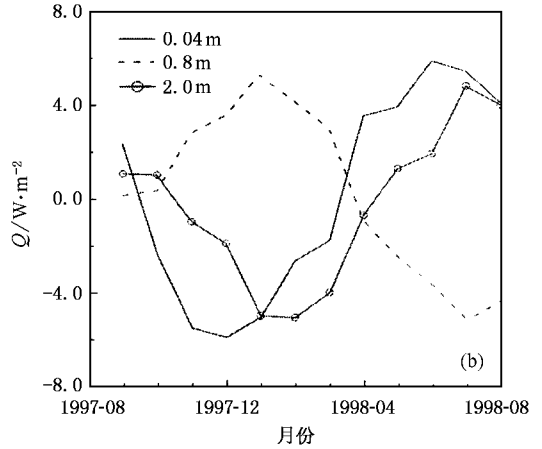
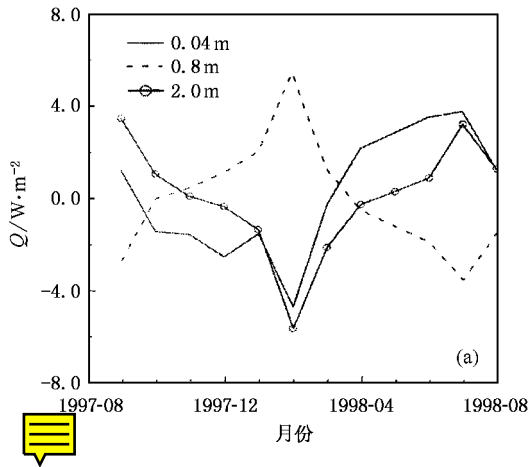


图 4 NODA 地区与 TTH 地区土壤热流年变化(1997 年 9 月—1998 年 8 月) (a)NODA 站 (b)TTH 站

壤热流月平均值的最大负值出现在冬季 2 月份前后,最大正值则出现在夏季 7 月份前后.0.8 m 深处则是在冬季 2 月份前后出现最大正值,夏季 7 月份左右出现最大负值.2.0 m 处的最大正、负值出现时间与 0.04 m 处接近,最大负值出现在 1998 年的 2 月份,最大正值出现在夏季 7 月份前后.

从图 4(b)可以看出 TTH 地区土壤热流的逐月变化.0.04 m 处土壤热流的月平均最大负值出现在 12 月份左右,最大正值出现在 6 月份左右.2.0 m 处土壤热流的月平均最大正值和最大负值的出现比

0.04 m 处则稍有滞后,最大负值出现在 12 月份,最大正值出现在 7 月份前后.0.8 m 处的土壤热流最大正值出现在 1 月份前后,最大负值出现在夏季 7 月份左右.

总之,两个站土壤热流年变化趋势类似.在夏季的 6,7,8 月份表层土壤热流达到正极值,说明在表层土壤热流是从上往下传输,这是因为夏季地表接收到的净辐射较强,地表温度较高的缘故.冬季月份表层土壤热流值出现负极值,此时深层土壤内部温度较外界温度高,所以热量在表层为自下往上输送.

土壤深层的热流变化具有与表层相同的相位,但土壤中层的热流变化相位则与表层相反。

5. 结 论

本文利用青藏铁路沿线 3 个站点的土壤温度资料和积分求解土壤热流的方法,计算得到了 3 个站点 3 个不同深度的土壤热流。然后基于多时间尺度分析的方法,对 3 个站的土壤热流在不同时间尺度上随时空变化的规律进行了研究,对不同冻融过程中热流的变化特征进行了分析,得到如下主要结论。

1) 就日变化时间尺度而言,在夏季,表层 0.04 m 和深层 2.0 m 处的土壤热流值呈同相位变化,而中层 0.8 m 处的土壤热流值则与上下两层反相位变化。3 层不同深度土壤热流出现极值的时间基本一致,但 3 个站点之间土壤热流出现极值的时间有所不同。在冬季,土壤深层的土壤热流值几乎为零,且变化很小。无论冬夏,表层土壤热流日变化比较剧烈,中层次之,深层日变化幅度最小。

2) 按冻土冻融过程不同阶段进行的月时间尺度分析表明,在升温期与融化期土壤总体从外界吸收热量,土壤表层 0.04 m 与深层 2.0 m 处的土壤热流变化趋势相同,而中层 0.8 m 处的土壤热流变化

趋势与表层、深层相反。在降温期与冻结期土壤总体往外释放热量,表层与中层土壤热流变化趋势相位相反,表层为负值,中层为微弱正值,深层土壤热流随时间变化很小,其值几乎为零。总之,升温期与融化期土壤热流逐日变化相对更剧烈,且土壤热流绝对值比降温期和冻结期要大一个数量级。

3) 就年变化时间尺度而言,NODA 站表层 0.04 m 处与深层 2.0 m 处土壤热流的正极值出现在夏季 7 月份,负极值出现在冬季 2 月份,0.8 m 的土壤热流则在相同时间出现反相位的极值。TTH 站的情况与 NODA 站略有不同,2.0 m 土壤热流出现极值时间比 0.04 m 出现时间稍有滞后。就总体而言,两站土壤热流变化趋势类似,均为夏季月份出现正极值,冬季月份出现负极值。

在获得大量资料的基础上,本文的计算以及分析方法可以延伸到年代际尺度的土壤热流变化特征的分析。而且有理由相信,随着更多时间序列分析方法的引入,一些新的土壤热流变化特征可以被揭示,从而推动冻土退化等问题的研究。另外,今后的工作还应该及时引进关于土壤热流计算方法,尤其是土壤导热率计算方法的最新研究成果,使这项工作再在计算准确性方面得到进一步改善。

[1] Feng G L, Cao H X, Dong W J *et al* 2001 *Chin. Phys.* **10** 1004
 [2] Feng G L, Dong W J 2003 *Chin. Phys.* **12** 1076
 [3] Feng G L, Dong W J, Jia X J 2004 *Chin. Phys.* **13** 413
 [4] Ye M Y, Wang X D 2004 *Chin. Phys.* **13** 454
 [5] Feng G L, Dong W J, Li J P 2004 *Chin. Phys.* **13** 1582
 [6] Zhou Y W, Guo D X, Cheng G D *et al* 2000 *Geocryology in China* (Beijing: Science Press) pp14—19 (in Chinese) [周幼吾、郭东信、程国栋等 2000 中国冻土(北京:科学出版社)第 14—19 页]
 [7] Zhu L N, Wu Z W, Zang E M *et al* 1996 *J. Glaciol. Geocryol.* **18** 104 (in Chinese) [朱林楠、吴紫汪、臧恩穆等 1996 冰川冻土 **18** 104]
 [8] Cheng G D, Huang X M, Kang X C 1993 *Proceedings of the 6th International Conference on Permafrost (2)* (Guangzhou: South

China University of Technology Press) pp1010—1030

[9] Philip J R 1961 *J. Geophys. Res.* **66** 571
 [10] Li C, Duan T Y, Chen L X *et al* 1999 *J. Chengdu Inst. Meteorol.* **14** 129 (in Chinese) [李超、段廷扬、陈隆勋等 1999 成都气象学院学报 **14** 129]
 [11] Passerat de Silans A M B, Monteny B A, Lhomme J P 1996 *Agr. Forest Meteorol.* **81** 201
 [12] Lu Y R, Gao G D 1987 *Physical Climatology* (Beijing: Meteorology Press) p412 (in Chinese) [陆渝蓉、高国栋 1987 物理气候学(北京:气象出版社)第 412 页]
 [13] Zhao L, Cheng G D, Li S X *et al* 2000 *Chin. Sci. Bull.* **45** 1205 (in Chinese) [赵林、程国栋、李述训等 2000 科学通报 **45** 1205]

A study on the soil heat flux along the Qinghai-Tibet railway based on the multi-timescale analysis^{*}

Zhang Li-Jie^{1)B)} Li Lei^{2)B)} Shen Yong-Ping¹⁾

¹⁾ (State Key Laboratory of Cold Soil Engineering , Cold and Arid Regions Environment and Engineering Research Institute , Chinese Academy of Sciences , Lanzhou 730000 , China)

²⁾ (State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry , Institute of Atmospheric Physics , Chinese Academy of Sciences , Beijing 100029 , China)

³⁾ (Graduate School of the Chinese Academy of Sciences , Beijing 100039 , China)

(Received 14 June 2004 ; revised manuscript 7 December 2004)

Abstract

By using soil temperature data from ANDUO , TTH and NODA station along the Qinghai-Tibet railway , the soil heat fluxes at 3 different depths in these 3 stations from September 1997 to August 1998 are calculated by use of integral method . Based on the multi-time scale analysis method , the time series of the soil heat fluxes is analyzed , and some important characters on the variation of soil heat fluxes against time and depth on different time scales are concluded .

Keywords : multi-timescale analysis , Qinghai-Tibet plateau , soil heat flux

PACC : 9260S , 8670C

^{*} Project supported by the Major Program of Knowledge Innovation of Chinese Academy of Sciences (Grant No. KZCX-1-SW-04) and the National Natural Science Foundation of China (Grant Nos. 40405014 #0233030).