

泥炭堆积率的热学计算法

赵谷华

(中国科学院长春地理研究所)

沼泽的泥炭堆积率对研究泥炭的成因和分布规律以及进行工业评价具有重要意义,早就受到重视,并提出了几种计算方法。其中有植物生长率法(Kac, 1936)和孢粉法(Durno, 1961、Veber, 1967、Valk, 1971)¹⁾、C¹⁴法(G、B、Rigg等, 1957)、标桩法(D. S. Ranwell, 1964)和Pb²¹⁰法(T. V. Armentano, G. W. Woodwell, 1975)等。所求得的欧亚大陆及美国等地的一些沼泽的泥炭平均年堆积率多为零点几毫米至几毫米。

本文基于沼泽植物残体的泥炭化过程是一种释热的生物化学作用,泥炭化层与周围介质之间存在一定的温度差,热量必将由高温部位流向低温场所。应用热传导理论可计算出泥炭化作用每年释放出的热量和因释热而耗失的植物残体量,进而求得每年残留下来的固相物质的量——泥炭的年堆积干重,再换算为泥炭年堆积率。单位面积沼泽的泥炭年堆积干重 W_p (克·厘米⁻²·年⁻¹)应等于每年植物残体堆积干重(W_r (克·厘米⁻²·年⁻¹)减去每年因其完全分解耗失的有机质量(克)。后者等于每年因泥炭化作用释热而散失的总热量 Q (卡·厘米⁻²·年⁻¹)与每克有机质完全分解为CO₂, CH₄, NH₃, H₂S以及H₂O等所释放出的热量 H (卡·克⁻¹)的比值,即

$$W_p = W_r - \frac{Q}{H} \quad (1)$$

采用这一热学方法计算出黑龙江省虎林县七虎林河畔泥炭年堆积率约为0.4毫米。该值与按C¹⁴法测定的邻近地区泥炭绝对年龄数据换算出的年堆积率0.2毫米²⁾基本一致。

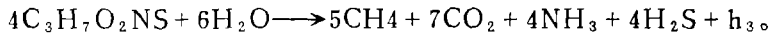
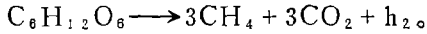
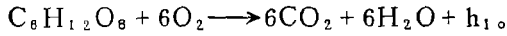
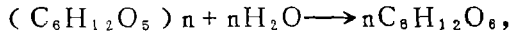
一、泥炭的形成是一个释热过程

泥炭的形成和发育是地质、地貌、土壤、植被、气候、水文以及微生物活动等多种自然因素综合作用的结果。不同条件下形成的泥炭的特点虽然有所不同,但它们都要经过被称为泥炭化作用的生物化学过程。这一过程通常包括两个阶段:起初是植物残体在需氧性异养菌类参与下经过氧化分解和水解作用转化为简单化合物的阶段;而后在厌氧性异养菌类参与下,植物残体继续发生分解以及分解产物与植物残体之间的相互作用的阶段。在这两个阶段中,植物残体的碳水化合物以及少量脂类和蛋白质分解为简单化合物

1) S. Zurek, 1976, 《全新世欧亚大陆泥炭地的发育问题》金树仁译,《泥炭沼泽译文集》吉林师范大学, 1979, 下同。

2) 取自长春地理所C¹⁴实验室李崇玲、陈炳文、王瑞山和陈雷所测定的黑龙江省桦川县泥炭的C¹⁴数据。

都要释放出大量的热量 (h_1 、 h_2 和 h_3)。例如:



倘若这些热量不能较快地散失掉,则泥炭化层的温度势必升高,并使生物化学作用加快,产热率增大。依次循环下去,直至达到极限温度和散热平衡。至此,其温度不再因泥炭化作用释热而升高,仅随沼泽表面的温度变化而升降。

二、泥炭化层的温度

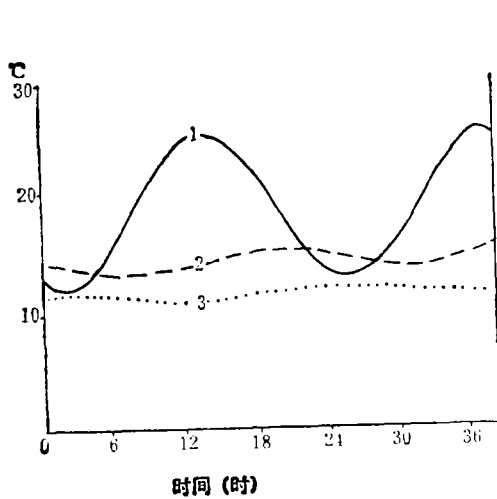
泥炭化层的温度主要取决于单位时间内它的释热量,沼泽表面温度的散热率、复盖层和泥炭化层及其上部和下部土壤层的热学参数等。沼泽表面温度是随其吸收太阳辐射能的年韵律和昼夜韵律而周期性的变化,从而导致沼泽表面下不同深度的温度出现或强或弱的年际变化及日际变化。以黑龙江省虎林县七虎林河畔的沼泽为例,将其沼泽土的导温系数(据有关资料¹⁾计算,其值约为 0.0015 厘米²·秒⁻¹)代入有关公式可计算出沼泽表面下10厘米、20厘米和30厘米处的温度波较其表面滞后5.9小时、11.9小时和17.8小时;据7月13日该地的乌拉苔草沼泽表面最高温度和最低温度各为 26.1°C 和 13.2°C 的数据¹⁾,依次求得表面下10厘米、20厘米和30厘米处的日温度波振幅分别为 1.5°C 、 0.3°C 和 0.1°C 。由以上数据知沼泽表面下20厘米处的温度波日振幅已不足 0.5°C 。按泥炭化层位于沼泽表面下20厘米计,则其释放出的热量传递到地表的热通量的振荡主要是由地表温度的周期性变化所决定。该沼泽的表面温度与表面下温度的对比关系如图1所示。

本地沼泽表面的温度年较差为 42°C ,最冷为1月,平均温度为 -21°C ;最热为7月,平均温度约为 $+21^\circ\text{C}$ 。由此可求出年温度波的振幅为 21°C 。因沼泽表面温度年振荡而引起的20厘米深处的年温度波应较沼泽表面滞后9.5天,如图2所示。曲线2的A点和B点是按1977年12月10日邻近地区漂筏苔草沼泽表面下的冻结深度和1976年5月30日解冻深度而圈定的。由曲线2可知,位于表面下20厘米处的泥炭层,其泥炭化作用主要发生在6月至11月期间。

三、泥炭化层的释热量

全年经由沼泽表面传递到大气中去的泥炭化作用释放出的总热量 Q ,取决于泥炭化层与其下面的冻土层间的距离和泥炭化层与沼泽表面间的距离以及二者间的温度差、泥炭化层及其上部和下部土壤层的热传导系数和热容量及沼泽表面和植物群落的散热系数等因素。虽然沼泽表面下20厘米处及其下面的土壤层的温度日振幅不大,但其年较差大,所以受到太阳辐射作用和泥炭化作用影响的沼泽的热场是一种有热源存在的非稳定的热场。目前由于数据有限,还难于按照热传导微分方程或热平衡台站所用方法计算从

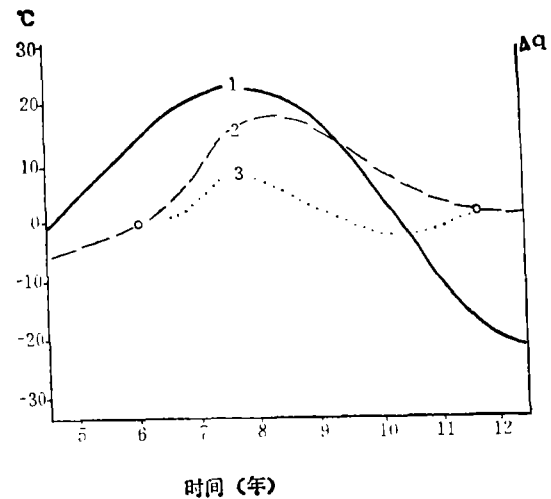
1) 本文引用的七虎林河畔及邻近地区的实测数据均取自长春地理所《三江平原沼泽研究文集》(1979)。下同。



1. 沼泽表面温度波
2. 沼泽表面下10Cm处温度波
3. 沼泽表面下20Cm处温度波

图 1 七虎林河畔沼泽日温度振荡示意图

Fig. 1 Sketch map showing diurnal amplitude of temperature of the marsh along the banks of Qihulin river.



1. 沼泽表面温度波
2. 沼泽表面下20cm处温度波
3. 热通量 Δq

图 2 七虎林河畔沼泽年温度振荡和沼泽释热热通量示意图

Fig. 2 Sketch map showing annual amplitude of temperature of marsh and heat release flux(q) along the banks of Qihulin river.

泥炭化层向外传递的热通量。所以现采用简化计算法求出泥炭化作用释放出的热量近似值。

仍以黑龙江省虎林县七虎林河畔沼泽为例，以泥炭化层中心部位处于沼泽表面下20厘米计，则其温度年振荡如图2的曲线2所示。无泥炭化作用的土壤层流向地表面的热通量的位相较同一深度的温度的位相超前 $\frac{\pi}{4}$ ，且随深度的增加而延迟。对热通量的年振荡而言， $\frac{\pi}{4}$ 相当于一个半月。泥炭化作用所释出的热量向下部土壤层和向沼泽表面传递的热通量年变化如图2曲线3所示。由图2的曲线2和曲线3知，约在每年6—9月100天内泥炭化层所释放出的热量只流向其下面的最低温度土壤层；而约于9月至11月的70天内则向沼泽表面传递。根据7月13日和8月8日期间，附近地区的一些沼泽表面下46—75厘米处还存在厚度5—46厘米的冻土层以及沼泽表面下20厘米处的温度日振幅不大于 0.5°C 的数据可知，泥炭化层与下部土壤层的热场，就任一昼夜而言可视为稳定。假设泥炭化层的温度为 T_{11} ，于无泥炭化作用的情况下同一时期同一部位的温度为 T'_{11} ，泥炭化层的下部以泥炭为主的最低温度土壤层相应的温度为 T_{12} 和 T'_{12} ，其热传导系数为 K_1 （等于 $0.0011\text{卡}\cdot\text{秒}^{-1}\cdot\text{厘米}^{-1}\cdot\text{度}^{-1}$ ），其厚度为 L_1 （以40厘米计）。因每平方厘米的沼泽，每年堆积的植物残体量通常仅零点零几克至几克，在长达半年之

久仅释放出几百卡的热量,所以6—9月泥炭化作用所释放出的热量传递到下部土壤层的热通量可近似地表示为

$$\Delta q_1 = \frac{K_1 \Delta T_1}{L_1} \quad (2)$$

(2)式中 $\Delta T_1 = [(T_{11} - T_{12}) - (T'_{11} - T'_{12})]$ 。与图2的曲线3相对应,于6—9月期间 ΔT_1 将随泥炭化强度的增加,于6月开始($t=0$)至 $t=tm_1$ 时, ΔT_1 由 0°C 逐渐增加到极大值 ΔT_{m_1} 。在环境温度为 10°C — 15°C 条件下的模拟实验结果表明, ΔT_{m_1} 约等于 0.8°C ,至9月份,当 $t=2tm_1$ 时,随着泥炭化层与下部土壤层间的温度差的减小而逐渐下降到 0°C 。故可把 ΔT_1 与时间 t 的关系近似地写成

$$\Delta T_1 = a_1(t + b_1)^2 + C_1 \quad (3)$$

$$\text{即 } \Delta q_1 = \frac{K_1}{L_1} [a_1(t + b_1)^2 + C_1] \quad (4)$$

系数 a_1 、 b_1 和 c_1 可根据6—9月期间任意三天实测的泥炭化层的温度及挖除泥炭化层后的邻近部位土壤层温度与下部土壤层的温度差求出。本文取 $t=0$ 时, $\Delta T_1=0^\circ\text{C}$; $t=tm_1$ 时, $\Delta T_1=\Delta T_{m_1}$; $t=2tm_1$ 时, $\Delta T_1=0^\circ\text{C}$ 。代入上式可得

$$\Delta q_1 = \frac{K_1 \Delta T_{m_1}}{L_1 tm_1} \left(2t - \frac{1}{tm_1} t^2 \right) \quad (5)$$

令 $dQ = \Delta q_1 \cdot dt$,且由 $t=0$ 至 $t=2tm_1$ 对 dQ_1 积分,可得6—9月期间传递到下部低温土壤层的泥炭化作用释热总量

$$Q_1 = \frac{1.3K_1}{L_1} tm_1 \Delta T_{m_1} \quad (6)$$

于6—9月100天内, tm_1 约等于 432×10^4 秒; ΔT_{m_1} 约为 0.8°C 。代入(6)式可得这一期间每平方厘米的泥炭化层传递到下部低温土壤层的热量

$$Q_1 = 13 \times 10 \text{卡} \cdot \text{厘米}^{-2}$$

约于9—11月的70天内,泥炭化作用释出的热量主要是向沼泽表面传递的。设在此期间泥炭化层的温度为 T_{21} ,于无泥炭化作用的情况下同一时间同一部位的温度为 T'_{21} ,沼泽表面相应的温度为 T_{22} 和 T'_{22} ,泥炭化层与沼泽表面间积水深度 L_2 等于20厘米,其热传导系数 K_2 约等于 $0.00143 \text{卡} \cdot \text{秒}^{-1} \cdot \text{厘米}^{-1} \cdot \text{度}^{-1}$ 。令 $\Delta T_2 = [(T_{21} - T_{22}) - (T'_{21} - T'_{22})]$ 。以泥炭化作用所释放出的热量向上传递开始时间算作零时,随着泥炭化层与沼泽表面间的温度差的加大至 $t=tm_2$ 时, ΔT_2 由 0°C 逐渐增加到极大值 ΔT_{m_2} 。根据模拟实验 ΔT_{m_2} 约等于 0.4°C ;而后随着泥炭化强度的减弱又降低到 0°C 。9—11月的70天中的五十多天,沼泽表面日平均温度由近于 0°C 逐渐降低至 0°C 以下,冰的下表面的温度以 0°C 计。与求 Q 的方法相似,可得

$$Q_2 = \frac{1.3K_2}{L_2} tm_2 \Delta T_{m_2} \quad (7)$$

于9月—11月的70天内, $tm_2 = 3024 \times 10^3$ 秒。代入(7)式可得这一期间每平方厘米的泥炭化层传递到沼泽表面的热量

$$Q_2 = 11 \times 10 \text{卡} \cdot \text{厘米}^{-2}。$$

最终经由沼泽表面全年散失掉的泥炭化作用释热总量为

$$Q = 24 \times 10 \text{卡} \cdot \text{厘米}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}。$$

四、植物残体的耗失量和泥炭的年堆积率

现以植物残体中主要成份纤维素分解为单糖, 每克单糖最终分解为 CO_2 和 H_2O 所释放出的热量 $37 \times 10^2 \text{卡} \cdot \text{克}^{-1}$, 近似地算作每克植物残体泥炭化作用的释热量, 即 $H = 37 \times 10^2 \text{卡} \cdot \text{克}^{-1}$; 泥炭化作用全年释热量 $Q = 24 \times 10 \text{卡} \cdot \text{厘米}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$; 根据P. D. Moore等(1974)和W. Larcher(1975)等的沼泽植物净第一性产量等估算, 温带沼泽的植物残体年堆积干重 W_r 通常为 $0.10-0.29 \text{克} \cdot \text{厘米}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}$ 。参考黑龙江省小兴凯湖东北部等相邻地区沼泽的植物产量数据¹⁾, 取 $W_r = 70 \times 10^{-5} \text{克} \cdot \text{厘米}^{-2}$, 代入(1)式得

$$W_p \cong 5 \times 10^{-3} \text{克} \cdot \text{厘米}^{-2} \cdot \text{年}^{-1}。$$

以泥炭干容重等于 $0.11 \text{克} \cdot \text{厘米}^{-3}$ 计, 则近期的七虎林河畔沼泽的换算泥炭年堆积率约为0.4毫米。

五、结语和讨论

沼泽植物残体的泥炭化作用是一种释热的过程。每年释放出的总热量等于沼泽表面上下的净热交换量, 即等于沼泽通过其表面全年向下传递的热量与向上传递散失掉的热量之差。而泥炭的年堆积量就等于植物残体年堆积量与因释热而耗失的植物残体量之差。以黑龙江省虎林县七虎林河畔沼泽为例, 利用其不完整的现有有关实测数据, 并补充几个参考性数据, 代入(1)式、(6)式和(7)式, 计算出释热总量的近似值及泥炭年堆积量。据此换算成的年堆积率与其它方法所求出的世界上一些沼泽泥炭平均年堆积率的数量级相同, 也与 C^{14} 法测定的邻近地区的沼泽泥炭年堆积率基本一致。这一结果表明, 公式(1)是有可能用于研究沼泽泥炭的近期堆积率的。由于五千年来, 我国气温波动幅度仅 $2^\circ\text{C}-3^\circ\text{C}$, 且公式(6)和(7)的 ΔT 是温度差值, 所以由气温的起伏所导致的泥炭化作用释热量的变化不大。还有多种因素可引起植物残体年堆积量的变化, 基于植物演替过程的系列性和一个系列的顶极群落的稳定性, 可考虑采用古地理研究的已有成果进行一定程度的校正。此外, 沼泽植物残体泥炭化作用全年的释热总量约为数百卡, 而现有的热通量计算法的相对偏差往往为10%以上甚至达100%以上。所以除考虑研究改进计算方法外, 采用实测法较好。

由于目前难于获得沼泽植物残体泥炭化作用释热及其对沼泽温度和热场的影响方面的实际资料, 本文仅用一个数据不完全充分的实例验证了公式(1)的可能性。其主要目的是, 试图为泥炭成因及其堆积率的研究提供一条新思路。

泥炭化作用的释热量, 热传递和泥炭的年堆积率, 不仅对泥炭的成因研究是重要的, 而且对泥炭矿化的远景评价也有很大意义。

(收稿日期 1983年5月12日)

1) 吉林省地理研究所, 1976, 三江平原沼泽化荒地考察报告, 地理集刊, 第1期。

参 考 文 献

- [1] 徐曾符, 1981, 沼气工艺学, 农业出版社。
- [2] 杨起等, 1979, 中国煤田地质学(上册), 煤炭工业出版社。
- [3] 翁笃等, 1979, 小气候和农田小气候, 农业出版社。
- [4] 王振时, 1975, 热力学及传热原理, 国防工业出版社。
- [5] 竺可桢, 1973, 中国近五千年来气候变迁的初步研究, 中国科学, 第2期。
- [6] 高国栋、陆瑜蓉, 1982, 中国地面辐射平衡, 科学出版社。
- [7] Rigg, G. B. and H. R. Gould, 1957 Age of glacier peak eruption and chrology of post-glacial peat deposit in Washington and currounding areas Am. J. Sci. 255.
- [8] Ranwell, D. S. 1964 *Spartina* Salt marshes in southern England, 2. Rate and seasonal patern of sediment accretion J. Ecol. 52.
- [9] Armentano, T. V. and G. M. Woodwell, 1975 Sedimentation rates in a Long Island marsh determined by 210 Pb dating, Limnol. and Oceanogr. 20.
- [10] Robert, C. W. 1975 Handbook of Chemistry and physics, CRC Press.
- [11] Ingersoll, L. R., O. J. Zobel and A. C. Ingersoll, 1954 Heat Conduction with Engeering, Geology and other Application, University of wisconsin press.
- [12] Moore, P. D. and B. J. Bellamy, 1974, Peatland Elek. Science. London.
Larcher, W., 1975 Physiological Plant Ecology, Springer-verlag Berlin Heidelberg New York.
- [14] Leisman, G. A. 1957 Further data on the rate of organic matter accumulation in bogs. Ecol. 38.
- [15] Carslaw, H. S. and J. C. Jaeger, 1959 Conduction of Heat in Solids, Oxford Press.

**A THERMOLOGY METHOD TO CALCULATE THE RATE OF
PEAT ACCUMULATION
Zhao Guhua (赵谷华)**

(Changchun Institute of Geography, Academia Sinica)

Abstract

The peat formation process of the plant residue of the marsh is a biochemical process, in which the heat must be released. The relations among the total amount of heat released in a year (Q), the quantity of heat released per gram of plant residue when in decomposes into single compound which can be dissipated easily (H), the dry weight of the plant residue accumulated per year (W_r) and the dry weight of the peat formed per year (W_p) may be expressed as

$$W_p = W_r - \frac{Q}{H}$$

Q is equal to the net quantity of heat exchange between the marsh surface below and above in the whole year, that is, it is equal to the difference value between the quantities of heat which flow outward and inward through this surface. Therefore, according to the data of actual measurement, the values of Q can be evaluated by the current methods used at the heat balance stations or the differential equation of conduction of heat. However, it may be advisable to use actual measurement methods in the field in order to obtain more accurate results. Up to now, it is difficult to obtain necessary data concerned, a simplified method is now used in this paper to gain approximate values of Q; the main purpose is make the fundamental formula of $W_p = W_r - \frac{Q}{H}$ more efficient theoretically for the evaluation of the annual rate of peat accumulation.

From the beginning of the plant residue changing into peat till the starting of the marsh freezing every year, the approximate values of heat released in the course of the peat formation may be expressed by the following simplified formula,

$$Q = 1.3 \left(\frac{K_1}{L_2} t_{m_1} \cdot \Delta T_{m_1} + \frac{K_2}{L_2} t_{m_2} \cdot \Delta T_{m_2} \right),$$

where L_1 and K_1 are respectively the thickness and thermal conductivity of the soil which is located between the plant residue and the soil bed below it with the lowest temperature; L_2 and K_2 are respectively the thickness and thermal conductivity of the water which is above the plant residue bed; ΔT_{m_1} is the difference of two values, one is the temperature difference between the plant residue and the soil bed below it with the lowest temperature, and another is that between the place where the plant residue is dug away and the soil bed below it with the lowest temperature; ΔT_{m_2} is the difference of two values, one is the temperature difference between the plant residue and the the marsh surface, and another is that between the place where the plant residue is dug away and the the marsh surface; t_{m_1} is the time when the temperature difference increases to ΔT_{m_1} , t_{m_2} is the time when the temperature difference increases to ΔT_{m_2} .

The above method may be illustrated by an instance of a marsh in Hulin County, Heilongjiang Province. The total amount of heat released in the peat formation process is about $24 \times 10 \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$, the consumption amount of plant residue is about $65 \times 10^{-3} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$, the dry weight of the plant residue accumulated every square centimetre in a year is estimated at 80×10^{-3} , and the dry weight of the peat deposited in a year is about $15 \times 10^{-2} \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{yr}^{-1}$. Therefore, the annual rate of peat accumulation is some one-tenth millimetre. In the main, this is coincident with the results evaluated according to the C¹⁴ data of some marshes.

The problems of heat released during the peat formation process, heat conduction, heat balance and the duration of peat formation not only are important to probing into marsh genesis and peat formation, but also significant to the prediction of the peat mineralization and the assessment to the peat deposits.