

地表面 热量平衡

М. И. 布德科 著

科学出版社

59

北文

地 表 面 热 量 平 衡

М. И. 布 德 科 著

李怀瑾 邹进上 译
江广恆 潘守文

李 怀 瑾 校

科 学 出 版 社

1 9 6 0

М. И. БУДЫКО
ТЕПЛОВОЙ БАЛАНС
ЗЕМНОЙ
ПОВЕРХНОСТИ

Гидрометеониздат

1956

內 容 簡 介

本书主要总结了地表面热量平衡气候学的研究成果。书中系统地整理和分析了确定热量平衡分量的各种方法，提供了下垫面热量平衡的所有分量和它们的年变化与日变化的地理分布资料。还叙述了热量平衡气候学对农业气象学、自然地理学以及水文学中各种问题的应用，并且还讨论了热量平衡在分析土壤改良措施的气象效应中的应用问题。

本书可供气候学、气象学、陆地水文学和海洋学方面的科学工作者、研究生和大专学生以及对地面上太阳能转换问题有关的其他专业的科学工作者。

本书前言、第一、三、六章由邹进上同志翻译；第二章由李怀瑾同志翻译；第三章 § 7—8、第四章 § 12、第五章由江广恆同志翻译；第四章 § 10—11 由潘守文同志翻译。全书校订工作则由李怀瑾同志担任。

地 表 面 热 量 平 衡

М. И. 布德科著

李 怀 瑾 等 译

*

科学出版社出版 (北京朝阳门大街 117 号)

北京市书刊出版业营业许可證出字第 061 号

中国科学院印刷厂印刷 新华书店总经售

*

1960 年 8 月第 一 版

1960 年 8 月第一次印刷

(京) 0001--7,000

书号：2263 字数：218,000

开本：787×1092 1/27

印张：9 21/27

定价：1.20 元

EDIC

目 录

前言.....	1
第一章 緒論.....	2
§ 1. 热量平衡方程.....	5
§ 2. 地表面热量平衡研究的一般評述.....	14
第二章 热量平衡各分量的气候計算法.....	29
§ 3. 輻射平衡.....	29
§ 4. 下垫面和大气乱流热交换.....	48
§ 5. 蒸发耗热.....	68
§ 6. 确定热量平衡各分量的精确度.....	94
第三章 热量平衡各分量的地理分布.....	102
§ 7. 輻射平衡.....	103
§ 8. 热量平衡.....	117
§ 9. 热量平衡各分量的年变化与日变化.....	124
第四章 热量平衡和自然地理过程的动力因子.....	146
§ 10. 陆面上热量平衡和水分平衡的联系.....	147
§ 11. 热量平衡和地理带.....	159
§ 12. 热量平衡和植被的发育条件.....	189
第五章 热量平衡和土壤改良措施的气象效应.....	205
§ 13. 护田植林.....	205
§ 14. 灌溉.....	218
第六章 地球上的热量平衡和水分平衡.....	226
§ 15. 地球的热量平衡.....	226
§ 16. 水分平衡和水分循环.....	238
結論.....	245
参考文献.....	247

前 言

地表面热量平衡的研究,目前在所有水文气象学科中(包括气象学、气候学、陆地水文学和海洋学)占有很重要的地位。

这些研究的主要目的在于探讨确定不同地区的气象和水文状况的因果规律,进而利用这些规律以预报和计算各种重要的(从实际的观点来看)水文气象过程和现象。特别是,为了估计土壤改良措施对于近地层气候条件的影响、为了计算所设计的水库上的蒸发、为了探讨水域封冻的预告方法以及为了解决其他实际问题,已经完成了许多关于热量平衡的研究工作。

近年来,А. А. 格里戈里耶夫(Григорьев)院士倡议,当研究自然地理的一般问题时(其中包括地理带问题)可以广泛地利用热量平衡资料。

不同地区热量平衡资料的需要的迅速增长,对于气候学上热量平衡研究(这些研究论述了热量平衡各个分量的地理分布)的发展具有显著的影响。

由于在以 А. И. 沃耶伊柯夫(Воейков)命名的地球物理现象总台以及其他科学机关中完成了这方面的研究工作,因此,近年来已经形成了热量平衡气候学——普通气候学的一个新的分支学科。

本书即论述了热量平衡气候学的问题。

作者对于所有审阅本著作手稿和对本书提供了自己意见的人们表示真诚的感谢。

第一章

緒論

太阳辐射几乎是所有在大气圈、水圈和陆圈上层中发展的一切自然过程的热能的主要源泉。同时,太阳能的利用在人类經濟活动中具有很重大的意义。太阳能的利用尤其是农业生产的基础。

因此,关于太阳能量在大气圈、水圈和陆圈上层内(亦即在地球的外壳内)的轉換問題,无论是对于实际性、或理論性問題的广泛綜合探討是具有相当大的意义。

根据現代概念,太阳能在地球外壳中基本轉換的一般情况如下。

在日地平均距离的条件下,太阳辐射通量近似地等于 1000 千卡/厘米²·年。由于地球为一球形,平均說来投射到大气外界单位表面上的辐射量为总辐射通量值的 1/4,亦即 250 千卡/厘米²·年左右,同时近于 150 千卡/厘米²·年的辐射能为地球(行星)所吸收。

同时下列事实是很重要的,即所吸收的太阳能的大部分(大約为总量的 3/4)为地表面所吸收,而大气只不过吸收 1/4。

地球表面一方面由于吸收太阳辐射而增暖,同时它本身也就变成为长波辐射的泉源而使大气增暖。大气中由于有吸收长波辐射的水汽、气体和灰尘的存在,因而便使得地表面的有效辐射¹⁾比完全透明的大气的有效辐射甚至于要减小几倍(花房效应)。由于花房效应的作用,地表面的辐射平衡(吸收辐射与有效辐射之差)是正确的。因为对于作为行星的地球來說,它的辐射平衡全年平均接近于零,所以,大气的辐射平衡等于整个地球的辐射平衡和地表

1) 地表面的长波辐射与大气的长波逆辐射之差称为有效辐射。

面的輻射平衡之差,并且是負的。

除了輻射轉換之外,大气中热量在垂直方向还要发生頗大的調整。这种調整是借与下垫面蒸发耗热和大气中释放的凝結潛热相关联的水分交换过程以及垂直乱流热交换过程实现的。

与太阳能在垂直方向发生調整的同时,在地球外壳中还发展着強大的水平热量調整过程。在高緯度与低緯度之間的大气圈和水圈中,热能的传递在水平調整过程中具有特別重要的意义,而这种热能传递是由于球形地表面輻射增暖很不均匀所引起的。并且它是以大型乱流热交换和洋流輸送热量以及(在大气中)調整凝結潛热的形式来实现的。

以上所列举的太阳能的各种轉換过程是由于輻射能量因子所引起的。这些轉換过程对地球外壳中的能量状况产生了巨大的影响,特别是使得地表面的輻射状况发生显著的改变,而地表面的輻射状况主要决定于大气圈和水圈內的环流、蒸发、凝結等等。

除了使輻射状况与热状况发生重大改变的“第一級”的太阳能量轉換过程以外,在地球外壳中还有許多和比較少量的热量消耗有关的太阳能轉換过程发展着。由于热量消耗較少,故这些过程对輻射状况与热状况沒有显著的直接影响。它們对于气象研究來說,其意义一般是不大的。然而,其中某些过程对于其他自然科学,例如,对于光合作用过程來說,是非常有意义的。而光合作用过程却是与輻射能轉变为比較稳定的化学能有关,并且它还和有机物质的形成有关。

輻射平衡与热量平衡的資料在目前是研究地球外壳中所有太阳能量轉变方式的基本原始資料。同时对于研究太阳能量轉換而言,地表面的輻射平衡与热量平衡資料具有特別重大的意义。表面所吸收的太阳能約为整个地球所吸收的太阳总能量,所以它是地球外壳的主要能量源泉。

因为最重要的自然过程,如生物学、水文学、土壤学、学等过程,正是在地表面附近发展得最为強烈,所以地表面平衡資料,显然,对于研究地球外壳中所有自然过程綜合

律應該有着重大的意义。

在本书中，將討論地表面輻射平衡与热量平衡在地理分布上的基本規律，亦即叙述热量平衡气候学。

水文气象观测結果的整理法也首先包括在热量平衡气候学中。用这种整理法能够計算出热量平衡的各主要分量。

第二章內叙述了根据許多水文气象观测資料确定热量平衡各个分量(項目)的方法。

应用热量平衡各个分量的計算方法能够探討热量平衡气候志，这种气候志目前几乎包括了整个地球表面的全部資料。

第三章內簡短地叙述了热量平衡的气候志原理。

热量平衡的各个分量的地理分布資料，可以用来解决各种气候学的问题，以及用来研究某些自然地理的一般問題。

例如，利用热量平衡資料可以做出許多关于大气中热量交换与水分循环規律性的結論。在第三——六章內所引証的上述問題的結論，对某些气候現象的因果关系作了补充說明，并且对于以前只是定性地研究过的某些过程提出了定量的解释。

同时在进行土壤改良时(第五章)，应用热量平衡資料研究气候状况的改变是占有特殊的地位。考虑热量平衡資料可以作出具有一定实际意义的結論。

因为太阳能量在地表面上的轉換，对于所有外因的自然过程的动力学有着巨大的影响。所以，热量平衡資料可以很好地用来研究許多地理規律。因此，在第四章內討論了热能平衡条件与水文过程和自然植被发育之間的关系。在这种情况下，便可以闡明B. B. 道庫查耶夫(Докучаев)所发现的地理带現象的一些因果律。

中所引証的資料还可以使地球总的能量平衡及其水分平衡概念更加精确化，并且还可以說明与热量交换和水分交换的某些其他現象。

§ 1. 热量平衡方程

热量平衡方程是基本物理规律（能量守恒律）的特殊方程之一。这些方程对于地球外壳中不同范畴的地段和地表面都成立。在近代研究中最常利用的是地表面的平衡方程和“地—气”体系的平衡方程即穿过整个地球外壳的垂直柱体的平衡方程式。

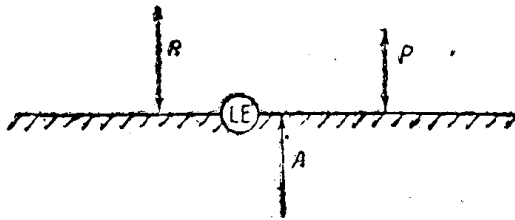


图 1 地表面的热量平衡示意图

为了组成地表面热量平衡方程起见，必须将地表面与其周围空间要素之间的所有热通量总加起来。

我们以 R' 表示辐射热通量值，以 P' 表示下垫面与大气之间的乱流热通量，以 A' 表示下垫面与其下层之间的热通量，并且以 LE' (L 为蒸发潜热， E' 为蒸发或凝结速度) 表示蒸发消耗的热量（或者在凝结时所释放的热量）。因为所有其他热量平衡项通常都比以上所列举的热通量要小得多，所以，在第一近似中热量平衡方程可以写成下列形式：

$$R' = LE' + P' + A'. \quad (1)$$

在这种情况下，如果 R' 是表示到达下垫面的热流入量时，便认为它是正的，而其余的量如果是表示热量支出¹⁾的话，则认为是正的。热量平衡方程中所包括的热通量的示意图如图 1 所示。

在方程式(1)内所未包括的热量平衡项目之中，数值最大的可能是地表面上冰或雪融解时的热量支出（或者是由于水冻结时热

1) 应该指出，在许多研究工作中，对于热量平衡项目利用另外一种符号系统，根据这种符号系统，所有热量平衡各项的热量收入或热量支出的符号是一样的。这样的表示方法虽较合乎逻辑，然而，它却有某些不便之处，因为这时应该把蒸发耗热和乱流热交换（从地面到大气）看成是正值，这是和所看到的实际情况相矛盾的。

量的收入)。虽然对于长时间平均来说(例如对于全年),通常与热量平衡的主要项目比较起来是相当小的,然而对于某些来说(例如,对于中纬与高纬地区的融雪期间来说),应该把所给的数值归并到方程式(1)中,作为补充项目。

热量平衡的其他各项——由于风、风波、潮汐、洋流的机械能量的扩散而产生的热通量,由于降水(水滴的温度不等于下垫面的温度)输送的正的或负的热通量以及用于光合作用的能量支出和由于生物氧化而引起的热量收入——对于任何平均期间来说,通常比热量平衡的主要项目总要小得多。

例外的情况虽然也有可能(例如,在森林火灾的情况下,多年来在光合作用过程中所积蓄的大量热量会迅速地释放出来),但这毕竟是比较稀少的。

应该单独来讨论关于在方程式(1)中考虑热平流的影响问题。不久以前,在某些研究工作中曾发表了下列意见:即在方程式(1)中必须包括表征下垫面的平流热流入量的补充项。因此,必须引用某些简单的讨论来说明这种观点的错误,并对热量的水平输送与热量平衡的各个分量的关系加以阐释(Будыко, 1949, 6)。

在低层大气中如果有热量水平输送时,热交换方程具有如下的形式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial \theta}{\partial z} \right), \quad (2)$$

式中 θ 为气温, x 为水平坐标,它的方向与低层空气中的风向一致, z 为垂直坐标, u 为低层空气中的风速, k 为乱流交换系数, t 为时间。

将方程式(2)对 z 积分以后,我们得到

$$\int_0^{\infty} \frac{\partial \theta}{\partial t} dz + \int_0^{\infty} u \frac{\partial \theta}{\partial x} dz - \frac{P'}{\rho c_p} = k \frac{\partial \theta}{\partial z}, \quad (3)$$

式中 $\frac{P'}{\rho c_p}$ 为积分常数,它等于下垫面与大气之间的热通量除以空气的密度和比热。

热量的水平输送对气层的热量平衡的直接影响是以 $\int_0^z u \frac{\partial \theta}{\partial x} dz$

项来表示的，它的大小主要决定于 z ，也就是说，决定于所研究气层的厚度。在建立地表面的热量平衡时，必须令 z 趋向于零，因此，

$\int_0^z u \frac{\partial \theta}{\partial x} dz$ 便变为零（ u 与 $\frac{\partial \theta}{\partial x}$ 为有限值）。因为在这种情况下，

$\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz$ 这一项也变为零。当 $z \rightarrow 0$ 时，地表面与大气之间的热交换只决定于 $k \frac{\partial \theta}{\partial z}$ 这一项，而它是与垂直热通量相对应的。

同时，在估计方程 (3) 中各项的量级时，可以确定，即使对于厚为 10—100 米的低层空气来说，

$\int_0^z u \frac{\partial \theta}{\partial x} dz$ 和 $\int_0^z \frac{\partial \theta}{\partial t} dz$ 这两项与

$k \frac{\partial \theta}{\partial z}$ 比较起来，通常小到可以略去不计。因此，热量的水平输送，

不仅不会直接影响地表面的热量平衡，而且也不会影响（近似地）贴地气层的热量平衡。

毫无疑问，这一结论与下列事实是不矛盾的；即水平热量输送会通过平衡各分量的变化——辐射通量、乱流热通量、蒸发耗热等等而对于地表面热量平衡发生显著的影响。

类似的讨论也可以说明关于考虑水圈中热量的水平输送对于热量平衡的影响问题。在这些情况下，水平输送的影响或者合并到垂直热通量 A' 的其他变化之中，或者合并到其他平衡分量的变化之中。

在热量平衡方程 (1) 中表示热通量的平衡项，可以由它们在 t 时间内的总量来代替。这时我们得到与方程式 (1) 相一致的方程式

$$R = LE + P + A, \quad (4)$$

式中不带指标（上角撇）的数值表示在所考虑的时间内的热总量。

地表面上辐射热通量的和（正的或者是负的）通常称为辐射平衡。

辐射平衡的大小等于下垫面所吸收的太阳辐射与有效辐射之

差

$$R = (Q + q)(1 - \alpha) - I, \quad (5)$$

式中 Q 为直接辐射总量, q 为散射辐射总量, α 为反射率, I 为有效辐射 (由于地表面本身的辐射与大气逆辐射而引起的地表面热量支出与收入之间的差额)。

正如许多作者正确地指出,“辐射平衡”一词并不十分恰当,因为“平衡”一语在这里不是指一般的意义,而是表示计算仅仅同一类能量(辐射能)的收入与支出。在研究热量平衡时应用辐射平衡一词特别不便,因为这些相似的述语具有完全不同的物理含义(特别是,例如辐射平衡一般不等于零,可是热量平衡各项的总和却永远等于零等等),然而在目前如果不利用这个词则是很困难的,因

为它在所有水文气象学科中已经广泛的应用。

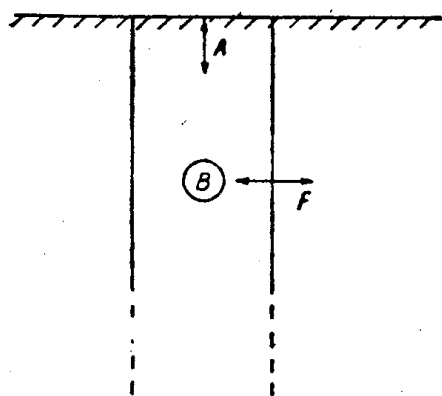


图2 陆圈或水圈上层的热量平衡示意图

活动面与其下层之间的热量交换值 A 可以通过陆圈或者水圈上层的热量平衡的其他分量来决定。如果我们建立一个垂直柱体的热量平衡方程,并且这个柱体的上界即位于地表面上,它的下底位于没有温度年变化的深处,于是我们便得到下列方程式。

$$A = B + F, \quad (6)$$

式中 A 为柱体和活动面之间的热交换, F 为柱体和陆圈或水圈周围环境在水平方向的热交换, B 为该时间内柱体内部热容量的变化(图2)。

穿过柱体下界的垂直热交换应该认为等于零,因为从地壳深处所流出的热通量与热量平衡的主要项目比较起来,通常是微不足道的。

就陆圈來說,由于土壤中的平均水平温度梯度很小,所以 F 值通常不大。因此,对于陆地來說, $A = B$ 。因为全年平均的結果,上层土壤既不冷却,也不增暖,所以对于多年平均來說,在大陆情况下 $A = B = 0$ 。

在討論面积和深度相当大的某一封閉水域的整个热平衡时, A 值也接近于 B 值,因为水域与土壤之間的热交换与热量平衡的主要項目比較起来通常也是不大的。

然而对于大洋和其他水域(海和湖)的个别地区來說, A 和 B 的大小可以非常不同,因为在这种情况下,由于洋流以及大型乱流交换的作用,在水平方向上可能有大量的热量調整。

因此,对于这种情况來說,活动面与其下层之間的热交换的年平均值不等于零,而等于通过水圈的垂直柱体,由于洋流和大型乱流的作用所获得或失去的热总量(即 $A = F$)。

因此,对于全年平均來說,陆地热量平衡方程具有以下的形式

$$R = LE + P, \quad (7)$$

而对于大洋的情况來說,

$$R = LE + P + F. \quad (8)$$

在某些情况下,方程式(7)和(8)可以簡化。例如,对于蒸发接近于零的沙漠地区來說,方程式(7)則具有以下的形式

$$R = P.$$

对于整个大洋來說,被洋流所引起的热量总調整由于相互补偿而等于零,于是方程式(8)可以写成

$$R = LE + P.$$

在結束地表面热量平衡方程問題的討論时,我們指出,当利用这些方程时,必須考虑到关于“地表面”(有时也称为活动面,或下垫面)概念的某些假定。

实际上太阳能量轉換的“表面”过程并不发生在两維空間的表面上,而是发生在(有时)具有比較大的厚度的某一层中。例如,当大陆上热量消耗于蒸发的时候、当太阳能在水域中被吸收的时候等等。如果有高的植物时(特别是森林)活动层便达到相当大的厚

度。

然而,即使当活动层的厚度很大时,如果利用活动面的概念通常也不致引起很大的錯誤,特别是当研究长时间平均的热量平衡分量时更是如此。但在个别情况下(当研究迅速改变的平衡分量时),利用“活动层”的概念来代替“活动面”的概念是比较恰当的。

为了推导“地—气”体系的热量平衡方程(也就是说,对于全部地球外壳的热量平衡),必须研究通过整个大气和陆圈或水圈上层的垂直柱体内的热能收支。这个柱体的下界应该一直伸入到没有显著温度季节变化或日变化的深度为止。在这种情况下,我们所要考虑的不是热通量,而是某一个时期 t 内的热总量。

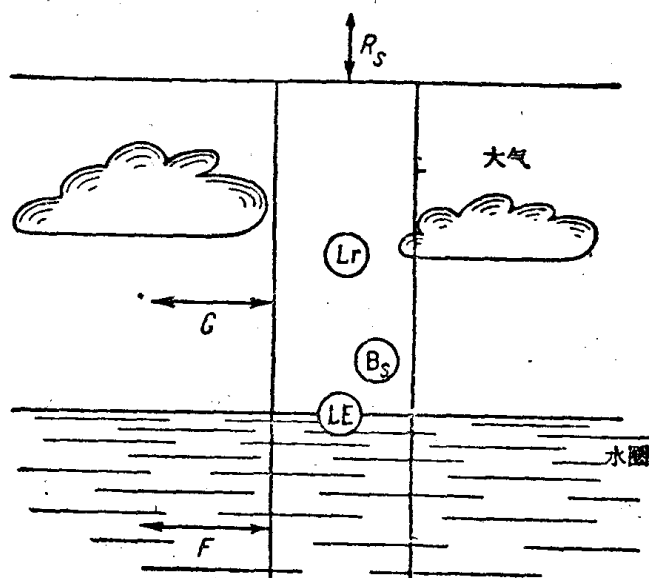


图3 地—气体系的热量平衡示意图

所分割出来的柱体与宇宙空间之间的热交换是以它的辐射平衡 R_s 来表示的,它等于在研究的时间间隔内整个柱体体积中所吸收的太阳辐射和由该体积所放出的总的长波辐射之差(图3)。“地—气”体系的辐射平衡可以有不同的符号,如果当 R_s 表示热量进入“地—气”体系时,我们便认为 R_s 是正的。

将柱体向陆圈或水圈的深处延伸,一直到热力状况同气象因

子的变化无关的那一层为止，这时可以认为通过柱体下界的热流入量实际上等于零。

通过柱体侧面的热量流入决定于大气圈和水圈中热量的水平输送作用。由于大气圈内的输送而引起的热量收支差额以图 3 中的箭头 C 来表示；对于水圈来说，相似的特征则以箭头 F 来表示。

除了通过柱体表面的热交换之外，位于柱体本身内部的热源（正的或负的），对于柱体的热量平衡的影响也是重大的。在其中由于水的相变过程，特别是由于蒸发或凝结过程而产生的热量的剩余或不足具有主要的意义。

在非常均一的表面上，由于大气内的凝结作用而引起的热流入量（在大气中，由于水汽凝结所收入的热量和消耗于水滴蒸发的热量之差）近似地等于蒸发潜热 L 乘上降水总量 r ¹⁾。蒸发耗热（用于水域、土壤、植物表面蒸发的热量支出与在这些客体上的凝结作用而引起的热量收入之差）等于 LE 。凝结与蒸发对于柱体的热量平衡的总影响可以近似地以 $L(r - E)$ 来表示。

在柱体的热量平衡的其他各项中，必须考虑到在总的时间内，柱体内部热含量的改变值 B_t 。热量平衡的其余各项（由于机械能的扩散而引起的热流入量、融冰和结冰时的热量支出和收入之差、用于光合作用和有机物质氧化作用时的热量支出和收入之差等等）通常在“地—气”体系的热量平衡中不起显著的作用，也不能加以考虑。

将“地—气”体系的热量平衡方程写成下列形式

$$R_t = C + F + L(E - r) + B_t, \quad (9)$$

如果上式右部各项是表示热量支出的话，则认为是正的。对于全年平均来说，显然 B_t 将趋近于零，于是方程式(9)可以写成下列

-
- 1) 大气中由于凝结作用而产生的热流入量等于与云和雾中水滴的蒸发和凝结有关的热量收支差额。在非常均一的表面上，对于长时间平均来说，大气中凝结与蒸发总量之差便等于降水量。然而这一等式在地形起伏的地区以及单独的时间间隔较短的情况下，是不能成立的。

形式

$$R_s = C + F + L(E - r). \quad (10)$$

对于陆地来说,这个方程式还可以写得更加简单

$$R_s = C + L(E - r). \quad (11)$$

因为对于整个地球来说, $E = r$, 并且大气圈与水圈中的水平热量输送总加起来, 显然等于零, 所以整个地球外壳的热量平衡方程具有非常简单的形式

$$R_s = 0. \quad (12)$$

“地—气”体系的辐射平衡 (R_s) 方程与以上所讨论的地表面的辐射平衡方程(5)相似

$$R_s = Q_s(1 - \alpha_s) - I_s, \quad (13)$$

式中 Q_s 为投射到大气外界的短波太阳辐射, α_s 为“地—气”体系的反射率, I_s 为进入宇宙空间的总的长波辐射。

将相应的热通量相加起来, 或者简单地将“地—气”体系和地表面的热平衡方程相减, 便可以得到大气圈的热量平衡方程。

如果认为, 大气圈的辐射平衡方程为

$$R_a = R_s - R,$$

而大气中的热含量的变化等于

$$B_a = B_s - B,$$

于是我们求得

$$R_a = C - Lr - P + B_a, \quad (14)$$

同时对于年平均来说,

$$R_a = C - Lr - P. \quad (15)$$

与应用热量平衡方程的同时, 在很多计算中还引用水分平衡方程。

在一定的时间间隔之内, 由周围空间进入到地表面的水平地段内的固态水、液态水和气态水的所有收支形式的代数和等于零, 将这种情况用等式表达出来便是陆地表面的水分平衡方程。

这个方程具有以下形式

$$r = E + f_w + m, \quad (16)$$

式中 r 为降水量, E 为地表面上蒸发与凝結的差額(通常簡称为蒸发), f_w 为表面径流, m 为地表面与下层土壤的水分交換, m 是下列各种水分通量的代数和: 液体水分从土壤表面由于重力下沉到比較深层的水分通量、不同潤湿程度的土壤层之間的薄膜水分垂直通量、水汽的垂直通量、为植物根部所吸取上来的水分通量等等, 在所研究的时期內将这些通量相加起来, 便是 m 值。

考虑到垂直水分通量 m 等于地下径流 f_p 与陆圈上层內水分含量的改变值 b 的总和(这个等式相当于垂直柱体的水分平衡方程, 这个柱体通过陆圈的上层直到实际上已不再发生水分交換的那个深度为止), 便可以得到与方程式(16)稍有不同的方程式, 这个方程式是我們常常利用的。

如果考虑到表面径流 f_w 与地下径流 f_p 的总和等于整个径流 f , 于是我們便求得

$$r = E + f + b. \quad (17)$$

方程式(17)也可以用来計算水域或水域的个别地区的水分平衡。在这种情况下, f 值将表征在所研究期間無論是在水域本身內或者是在土壤下层中(如果在那里发生了显著的湿度調整的話)水分沿水平方向的总調整。相似地, 对于水域的情况來說, b 值應該决定水域本身內和土壤下层內(如果在那里水分含量有明显变化的話)的水量总变化。实际上, 在很多情况下, 对于水域來說, b 值則决定于水位的改变。对于年平均來說, b 值常常是很小的, 因此水分平衡方程具有如下的形式

$$r = E + f. \quad (18)$$

对于整个地球來說, 水分的水平調整等于零, 因此, 水分平衡方程具有簡單的形式

$$r = E. \quad (19)$$

在沒有径流的大陆地区, 包括沙漠地区在內, 年平均的水分平衡方程也和方程式(19)的形式一样。

最后我們导入大气的水分平衡方程。将通过整层大气的垂直柱体内的各类水分收支相加, 結果不难得到下列方程式