

自然条件下的蒸发

M.M.布德科

科学出版社

自然条件下的蒸发

M. И. 布德科 著

徐淑英 曹琳 译

周恩济 校

科学出版社

1958

自然条件下的蒸发

M. И. 布德科著

徐淑英 曹琳译

周恩 济校

*

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登记证出字第061号

中国科学院印刷厂印刷 新华书店总经售

*

1958年10月第一版

书号: 1392 字数: 121 000

1958年10月第一次印刷

开本: 850×1168 1/32

(京)0 001→1,280

印张: 4 1/2

定价: (10) 0.75 元

前 言

本書概括地敘述了在自然条件下蒸发的主要研究，并介紹了近几年来在地球物理觀象总台应用气象处所完成的一些工作的結果。

我們这些研究的基本任务之一，是要拟定計算陆地表面蒸发的物理方法。应用这些方法就能够确定水分平衡的其他各項，特别是任意指定的地段在不同时期內的径流总量。

象径流这样一种水文特征与一些气象特征——近地层中的乱流混合强度及热量平衡——之間的关系的确定，証明水文研究和气象研究在这方面有充分接近的可能性。我們觉得这个方向的工作，可以消除气象学与陆地水文学之間在水分平衡研究方面的严重脫节現象，这在几年前 M. A. 維里康諾夫 (Великанов)^[101] 就曾經指出过。B. B. 舒列金 (Шулейкин)^[102] 关于“近代海洋物理学忽略了那种可惜还道留在叙述科学中的水文学与气象学之間的人为障碍”的意見，我們認為也应当完全适用于“陆地物理学”，对陆地物理学來說，完成热量交换与水分交换过程的綜合研究并不比在海洋学中为次要。

应当着重指出，在这本書中很大一部分結果的敘述都是因为迫于需要而帶有爭論性質的。例如，在第三章中根据作者与 M. И. 尤金 (Юдин) 的研究推翻了泰勒 (Taylor) 与斯密特 (Schmidt) 的乱流热量交换理論；在第四章中指出了罗斯培 (Rossby) 和斯維耳特魯浦 (Sverdrup) 所建立的近地气层乱流交换理論的誤謬；在第五章中批判了斯維耳特魯浦关于水分交换边界条件的結論；在第六章中指出了桑斯怀特 (Thornthwaite) 和赫尔茲曼 (Holzman) 所拟定的計算蒸发量方法的严重錯誤，等等。

国外研究工作者的一些研究結果，對我們來說是特別需要进行分析批判的，因为在某些場合下我們的一些作者在研究和論著中常常机械地搬用了国外地球物理学方面的錯誤結論。

应用气象处的許多科学工作者与技术人員對本書的完成給予了很大的帮助，作者在此謹向他們，尤其是該处的領導人 M. И. 尤金教授，致以深切的謝意。

主 要 符 号

r' —— 以降水形式到达地面的液态或固态水通量.

E' —— 蒸发或凝結的速度.

f' —— 地面径流的速度.

R' —— 下垫面輻射热通量平衡差額.

P' —— 大气与下垫面間的乱流热通量.

L —— 蒸发潜热.

r —— 某一时段內的总降水量.

F —— 总蒸发量(或总凝結量).

f —— 总径流量.

R —— 輻射平衡差額.

P —— 下垫面和大气間的乱流热交换总量.

R_1 —— 总輻射量.

R_2 —— 有效輻射量.

σ —— 斯蒂芬-波耳茲曼 (Stefan-Boltzman) 常数.

e —— 絕對温度.

q —— 比湿.

T 和 θ —— 空气温度.

θ_w —— 下垫面温度.

u —— 风速.

x —— 沿风向的横坐标.

z —— 縱坐标.

k —— 乱流交换系数.

t —— 时间.

ρ —— 空气密度.

c_p —— 空气的定压比热.

D —— 分子扩散系数.

z_0 —— 粗糙率.

κ —— 卡耳曼 (Karman) 常数.

B —— 大气压力.

h —— 近地气层的高度.

v^* —— 动力速度.

τ —— 乱流摩擦力.

l —— 混合路程.

γ —— 温度的平衡梯度.

М. И. Будыко
ИСПАРЕНИЕ
В ЕСТЕСТВЕННЫХ УСЛОВИЯХ
ГИДРОМЕТЕОИЗДАТ
ЛЕНИНГРАД
1948



內 容 簡 介

本書詳細地敘述了在自然条件下对蒸发的研究結果，拟定了計算
陸地表面蒸发的物理方法，以確定水分平衡的其他各項。本書从敘述
水分和热量平衡方程开始，敘述了自然蒸发的研究現狀，討論了近地面
气层的特征以及下基面特性对蒸发的影响，最后敘述了測定自然蒸发
量的方法。

本書可供水文气象工作者参考。

20.7.63/31

004942

目 录

前 言	(v)
主要符号	(vi)
第一章 一般問題	(1)
§1. 下垫面的水分平衡方程式	(1)
§2. 下垫面的热量平衡方程式	(6)
§3. 下垫面水分平衡与热量平衡的自然地理意义	(12)
第二章 自然蒸发研究的现状	(17)
第三章 近地气层的某些特征	(36)
§1. 低层大气中乱流热量交换与水汽交换的方程式	(36)
§2. 低层大气中的准稳定性和近地气层的高度	(41)
第四章 低层大气中的乱流	(47)
§1. 温度垂直分布对乱流交换的影响	(47)
§2. 近地气层中气象要素的分布	(55)
§3. 低层大气中的热对流	(63)
第五章 下垫面特性对蒸发的影响	(69)
§1. 自然下垫面上水汽交换的边界条件	(69)
§2. 土壤干化的影响和植物复盖的作用	(78)
第六章 测定自然蒸发量的方法	(88)
§1. 蒸发量物理测定法概述	(88)
§2. 确定蒸发量的一些通用方法	(94)
§3. 根据梯度观测确定蒸发量	(100)
第七章 蒸发与气象因素的关系	(106)
第八章 下垫面的热量平衡与水分平衡	(117)
§1. 苏联欧洲部分南部的热量平衡与水分平衡	(117)
§2. 地面与大气間的热量交换以及地面总的热量平衡	(125)
結 論	(129)
参考文献	(133)

第一章 一般問題

自然条件下的蒸发过程是地球上总的水分循环中的主要組成部分之一，也是水从海洋与大陆进入大气中的唯一形式。由于水轉为水汽状态时需要耗費相当多的热量，因此蒸发同样也是地球表面上热量交換的主要因素。

自然蒸发过程对地球物理学具有特別重要的意义，那就是蒸发速度的一些特征值同时包括在下垫面水分平衡和热量平衡的一些基本的地球物理学方程中，因而就建立了热量交換过程与水分交換过程之間直接的联系。这种情况便决定了地球物理学的某些部門，如气象学、气候学、水文学和海洋学等，必須詳細研究蒸发，因为所有这些学科都要关联到下垫面与大气之間热量交換过程与水分交換过程的研究。

許許多多实际問題要求解各种各样自然条件下的热量平衡方程式，尤其是要解水分平衡方程式，这也就向研究者提出了許多研究自然蒸发方面的重要任务。

因为無論对理論的或实际的問題來說，蒸发过程的主要意义基本上决定于蒸发过程的特征对水分平衡与热量平衡的影响，因此我們首先要来分析水分平衡和热量平衡的一般方程式(參閱§1和§2)，然后再来探討关于下垫面水分平衡和热量平衡的自然地理意义的問題(參閱§3)。

§1. 下垫面的水分平衡方程式

下垫面水分平衡方程式可以看成是这样一個在物理上有显然可見的条件的結果，这个条件就是：从周圍空間到达某一部分水平面上的气态、液态及固态水通量的代数总和等于零。如果我們以 r' 表示以降水形式到达表面上的液态或固态水通量的鉛直部分，以 E' 表示大气与下垫面間的水汽通量，以 f' 表示表面径流速度，以 m' 表示經

下垫面到地下各層的水通量，則方程式可写成下列形式：

$$r' = f' + E' + m'. \quad (1)$$

方程式中有兩項是純由重力而产生的（降水与表面径流量），第三項——水汽通量 E' ——是由乱流扩散定律决定的。第四項（ m' ）的物理性質最为复杂，对不冻结的陆地表面來說包括：1) 从土壤表面到更深層的液态水分的重力通量；2) 具有不同湿润程度的各层土壤間薄膜水通量的鉛直部分；3) 由地下水引到地表面的毛細管水通量；4) 由植物根所吸起来的水通量。对自由水面以及对冻结的陆面或水体表面來說， m' 項可認為是在外界因素的共同作用之下，某一固定地点下垫面单位面积上水的总流入量的速度（正或負）特征值。

方程式(1)中只有第一項（降水）的符号是永远不变的，如果我們把它的数值作为正的，則通量 E' 的正值将相当于蒸发，而負值相当于凝結。在实际的自然条件下对相当大的陆地面积來講， f' 通常都是正值，通量 m' 的符号显然将随物理气象条件的变化而改变。

如果我們將方程式(1)中各項用某一段時間內各該項的总量代入，則方程式(1)同样是正确的。在这种情况下， $m = \int_0^t m' dt$ (t ——時間) 的值将等于垂直柱体内的水量变化（柱体的上底——就象下垫面的一部分——就是方程式(1)所考虑的）与在時間 t 內經過柱体的垂直表面的水分总通量的数值之和（同时假設这样的柱体深入地下直到实际已无水分交換的地方）。以 Δ_1 表示在時間 t 內垂直柱体中的水量变化数值，并考虑到表面径流与經過柱体垂直表面的总的水分通量之和等于这一时段內的总径流量（以 f 表示之），則得水分平衡方程式：

$$r = E + f + \Delta_1, \quad (2)$$

事实上这个方程式与水文学中著名的品克-欧普可夫（Пенк-Оппоков）* 方程式是一致的。

应当着重指出，应用这方程式于水体时， Δ_1 項不仅决定于相当水体表面到它的底部这样一段水柱中水量的变化（亦即不仅水位的

* 大陆区域水分平衡是在十九世紀初期由道耳頓^[126]首先拟定的。方程式(2)的精确結論是由 M. A. 維里康諾夫^[203]所給出的。

变化),而且也决定于从水体底部延續到沒有显著的水分交換层为止的这样一个柱体中土壤含水量的变化。在这情况下,径流 f 的数值同样也可以由所取体积內水的正負通量及水体底下土中相应的水平通量(如果有这种通量的話)相加而求得。

这里我們指出方程式(2)各項的重要特点:由于随着时间的增加降水总量亦单調增加,而平均說来 Δ_1 的值趋近于零(在一般的自然气候条件沒有变化的情况下多年平均的 $\Delta_1 \equiv 0$),故对于相当长的時間來說則 $\frac{\Delta_1}{r} \ll 1$ 。在这种情况下方程式可以写成:

$$r = E + f, \quad (3)$$

它不仅对长期平均情况适合,而且对許多別的情况也适合,可以認為是一个适合于实用目的的相当准确的关系式。

可以指出的是,当把地下垫面几何形式当作平面时,方程式(1)和(2)是有些近似性的。因为实际上下垫面是三度空間的(特别是陆地上有高的植物复盖存在时),那末为了使在相应情况下的水分平衡方程式更精确起見,可以将下垫层概念考虑进去,此层包括土壤表面(或雪盖面)高度与植物頂高度之間的空間。于是下垫层的上表面及下表面水分的总通量将不等于零,而等于这一层的含水量在時間 t 內的变化数值。以 δ_1 表示此变化数值,則水分平衡方程式为:

$$r = E + f + \Delta_1 + \delta_1. \quad (4)$$

δ_1 就是被截留在植物中的降水量,在時間 t 內消耗于植物生长上和植物层中空气湿度的变化上的水分。因为下垫层的“容量”(改变貯水量的能力)通常小于土壤的“容量”,所以除了某些个别情况以外(如在密林中的降雪), δ_1 的值将显著地小于 Δ_1 ,这証明方程式(2)可以代替方程式(4)。同时还应当指出,在相当长的時間內 δ_1 和 Δ_1 的总值(当地形和气候条件保持不变时)都是趋近于零的。

計算海洋及陆地总的水分平衡方程式的各項,就可能得出地球上一般的水分循环的量的概念。如果我們以 $r_1 = E_1 + f_1$ 来表示全世界海洋总的多年平均水分平衡方程式,而以 $r_2 = E_2 + f_2$ 来表示径流系統与世界海洋(海洋径流区)有关的那些大陆部分总的多年平均水分平衡方程式,那么很明显地 $-f_1 = f_2$;这就是說,从陆地到海洋的

总的多年平均径流量是由海洋表面輸送到陆上的相应水汽量来补偿的,这就保证了在海洋径流区降水量超过蒸发量一个数值 f_2 。

对于径流系统与海洋隔绝的陆地区域(内流区)来讲,总的多年平均径流量等于零,其水分平衡方程式为 $r_3 = E_3$ 。

显然,整个地球上的全部径流量也等于零,对多年平均情况来讲,水分平衡方程式,可写成下列形式:

$$r_1 + r_2 + r_3 = E_1 + E_2 + E_3.$$

为了计算海陆总的水分平衡量,只要知道相应的降水总量(r_1, r_2, r_3)及地球上河流的长期平均径流* 就可以了。然而第一次计算水分平衡总量的作者布吕克纳(Brückner)**^[7]没有获得关于海洋上的降水量记录,因此在计算中只得利用海洋上总蒸发量的很粗略的估计值。

后来一些学者,如福里契(Fritzsche)^[36]、A. A. 卡明斯基(Каминский)^[49]、A. B. 沃兹涅先斯基(Вознесенский)^[44]等人,对布吕克纳计算又作了许多修正,М. И. 李伏维奇(Львович)^[66]的最近代的计算,是从河流径流总量的新的计算和新确定的陆地降水总量[根据O. A. 德洛兹道夫(Дроздов)的降雨量图]为根据的。关于海洋表面的降水量的资料,М. И. 李伏维奇是从梅那杜斯(Meinardus)^[176]那里得到的。

根据М. И. 李伏维奇的计算,多年平均年降水量的体积在大陆的海洋径流区为99,000千米³,在内流区为8,000千米³,在世界海洋上为412,000千米³,而多年平均的河流年径流量的体积为36,000千米³。相应的蒸发总量在大陆的海洋径流区为63,000千米³,在内流区为8,000千米³,在世界海洋上为448,000千米³。图1是根据这些记录制定的地球上一般的水分循环概图。图示降水、径流和蒸发的相应的总量是以1厘米=100,000千米³的比例用向量来表示的。

* 即使根据哈尔布法斯(Halbfuss)^[141]显然过高的估计,地下径流总量与河流径流总量相比还是很小。

** 通常把著名气候学家 Brückner 的姓写成 Брюкнер 是不正确的,因为据 Brückner 自己说,按照他的父亲(俄罗斯历史学家)的姓,他的俄文姓应写作 Брикнер。

观察一下这个图解，似乎可以得到一个结论：从海洋带来的水汽只占陆上降水所消耗的大气水分的一小部分，因为这些降水的相当大部分是由大陆表面蒸发来补偿的。这个普遍的概念是由 A.E. 沃耶科夫 (Воейков)^[22] 所首先建立的，但在赫尔兹曼^[150, 151] 与桑斯怀特的著作^[228] 中却遭到怀疑。

根据在美国的高空观测记录计算各种气团

中水汽传递的结果，赫尔兹曼指出美国大陆降水的主要来源是将海洋蒸发的水汽带到大陆上来的潮湿海洋气团。当干空气经过时，为量特别大的大陆表面蒸发使移动的气团得到一定程度的潮湿，而在大多数情况下，这种湿度是不足以产生降水的。因此大部分的大陆降水是决定于由海洋上传递来的水汽，而只有一小部分靠大陆表面的蒸发来保证。假定赫尔兹曼根据相当粗略的计算对这两种降水形成来源的比较作用所作的数量估算可能有错误，然而还是可以承认赫尔兹曼和桑斯怀特所得到的在地球上一般水分循环中的规律性是真实的。考虑到水分循环过程的这一特性，我们就应该认为 f_1 这个比较不大的水平向量(图 1)是两个相当大的向量的差。这两个向量一个表示从海洋上蒸发的水汽向陆地上的输送量，另一个说明从陆表面上蒸发的水汽返回到海洋上的输送量。

现在我们来讨论一下关于根据气象和水文仪器观测记录来确定水分平衡方程式中各项的问题。有许多重要的实际问题(主要是关于水利技术和农业技术方面的)都是和地球表面各部水分平衡方程

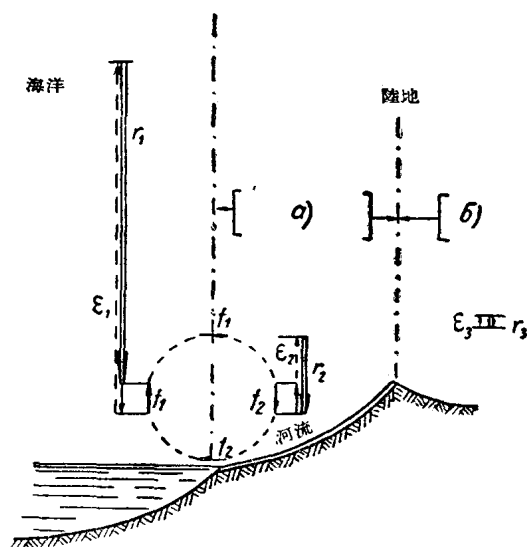


图 1 自然界中的水分循环
a) 海洋径流区; 6) 内流区。

式的解决有关的, 这些问题刺激了这方面研究的发展。

在方程式(2)各项中, 原则上现在仅仅只有下垫面上的降水总量 r 这一项可以在任何表面地段和任何时段内测量到。在进行这种观测时, 研究家们是会遇到一些困难的(如冬季固态降水的被吹走时雨量计读数影响的计算问题, 和在测量各种降水时个别雨量计的“作用半径”问题), 这些困难多半是技术性的, 并且在某种程度上总是可以克服的。

在许多场合下, 陆地表面地段的 Δ_1 这一项可以根据土壤表面层上湿度分布的资料和雪复盖高度和密度的资料来决定。对水体来讲, 这个数值近似地可以由水位的变化来决定。当地下水的情况有重大变化时, 在这一项的计算中便产生了很大的困难, 因为在这样条件下, 大规模地且极详细地计算水分分布的变化是不可能作到的。然而这样的情况仅对短时段来讲是有意义的, 因为对不很短的时段来说, 在 Δ_1 的计算中的误差, 对整个水分平衡计算的精度来说不是主要的(上面已经讲过, 平均来说 Δ_1 是随时间 t 的增加而渐趋于零的)。

径流 f 的测量是一个很复杂的问题。如所周知, 现有的水文测验方法仅能决定陆地某一特定地段(河流的流域)或一特定有限水体的河流径流总量。从这种方法得到的资料对许多实际问题是有很大意义的, 然而它们却不足以解决任意选择的陆地或海洋地段在任一时段内的水分平衡的一般计算问题。

从上面所说的可以看出, 在各种各样的自然条件下, 如果我们具有足够可靠而精确的方法来决定蒸发的数量, 那末水分平衡方程式在任何情况下就能够得到十分精确的解决(可能除去在很短时间的条件下)。

§2. 下垫面的热量平衡方程式

太阳辐射是地球表面上唯一主要的热量来源, 因为其他天体的辐射和从地壳内流出的热量(除去稀有的火山活动的情况)所给出的热能量相形之下是太微小了。

根据现代测量，到达大气上界的太阳辐射量平均约为1.9卡/厘米²·分，而它的平均值在时间上的变化，看来只占绝对数值的很小一部分。短波辐射经过大气层时部分地被吸收了（臭氧、水汽、灰尘、云），而另一部分被散射，结果热量以两种形式到达地面：直接的和散射的短波辐射。

地面反射了一部分射入的短波辐射；被吸收的辐射使地表增热，它就是长波辐射的源泉。长波辐射在相当大的程度上是被大气逆辐射所补偿，结果有效辐射量比起假如没有大气时的数量来就要减少到若干分之一。

由此可见，地球表面上正的或负的辐射热通量等于被吸收的短波辐射通量与下垫面有效辐射通量之差。它在某一时段中的总和就称为辐射平衡差额。

为了得到下垫面的热量平衡方程式，应当用与水分平衡方程式类似的结论来总计单位下垫面与其周围空间之间的全部热能通量。

以 R' 代表辐射热通量值，以 P' 代表下垫面和大气间的乱流热通量，以 M' 代表下垫面与其下层之间的热通量，以 LE' 代表消耗在蒸发上的热量（或凝结时放出的热量）（ L 为蒸发潜热），由此我们便得到热量平衡方程式*：

$$R' = LE' + P' + M'. \quad (5)$$

在这个方程式中，没有考虑到由于大气的乱流摩擦而被下垫面得到的热量、消耗于植物生长上的热量以及温度与下垫面不同的降水所带来的热量（正或负）。这三项热量概值的估算指出，它们对热量平衡的影响通常要比方程式(5)的各基本项小得多，因此对方程式的一般精确度来说它们是可以忽略而没有影响的。

下垫面上水结冰时放出的热量或雪（或冰）融化时消耗的热量有着相当大的作用。如果这一过程发生的速度不是很小，那末方程式

* 这个形式的热量平衡方程式曾被许多作者利用。值得指出的是甚至在目前某些研究者（文献[135, 162]等）还错误地认为方程式(5)仅在沒有相当大的平流时是正确的。顺便指出，在 В. Н. 奥博连斯基（Оболенский）的气象学教程中（1941），也引用了这一不正确的概念。

(5)就应当另外加入一項,即計算相应的热量輸入或消耗。

將時間 t 內的总和代入到方程式(5)的各項,則得:

$$R = LE + P + \Delta_2 + F, \quad (6)$$

式中 Δ_2 为垂直柱体在時間 t 內热含量的变化,方程式(5)就是为这个柱体的頂面拟定的,柱体一直要达到实际沒有热量交換的层次为止; F 为時間 t 內通过該柱垂直面热量的总水平通量。

F 項与陆面热量平衡的各基本項比較,一般是微不足道的(在土壤中温度水平梯度很小,土壤的热传导不大,地下水的水平热量运输亦很小),但它的数值在海洋中有洋流存在时可能是很大的。

方程式(6)与水分平衡方程式一样,可以考虑到“下垫层”中产生的热量交換过程的影响而略加修正,然而这种改变并无原則上的意义。

方程式(5)和(6)中所有各項可以是正的,也可以是負的。如上所說,蒸发时 E 为正值,則在所吸收的短波輻射大于有效輻射的場合下輻射平衡差額将是正的,当乱流热通量的方向是从地面指向大气时 P 为正的, Δ_2 在土壤(水)增热时为正的。

与方程式(2)中的 Δ_1 項相似, Δ_2 的平均值亦是随時間 t 的增长而減小的,因此对十分长的时段和多年的平均情况來說,陆地表面以及沒有明显的热量传递的水体表面的热量平衡方程式为:

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

而海洋的热量平衡在一般的情况下为:

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

为了在任何情况下解热量平衡方程式,就必须研究出根据大量观测記錄来决定方程式(6)中至少四項数值的方法。

輻射平衡差額 R 的数值可以根据利用輻射平衡表(балансомер)所作的专门日射观测記錄来計算,然而輻射平衡的現有仪器观测資料很有限(仅仅在地球上某几个測站有短期的观测),而不能給出某种地理上的概括情形。

因此在决定不同地区的輻射平衡值时,就不得不忽略輻射平衡的个别組成部分,必要时还得利用輻射情况的特性与气象因素和景

观特性之間的經驗关系。

在輻射平衡的各組成部分之中，有着最多的关于总輻射量的实际資料(特别是欧洲与北美地区)。可以指出的是，在不久以前 Н. Н. 卡里琴 (Калитин) 曾根据日射观测資料作出了第一张苏联欧洲部分短波輻射年总量的分布图^[46, 47]；已有的資料还可以使我們得到关于在这区域中总輻射无內分配的概念。

在缺少直接观测記錄时，可以用各种間接方法来決定总輻射量，例如 В. Н. 烏克拉英切夫 (Украинцев) 的公式給出日照時間与总輻射量之間的經驗关系。又如阿尔布列赫特 (Albrecht) 的經驗公式是：

$$R_1 = a \sin h_{\odot} \left(b - \frac{1}{\sqrt{\sin h_{\odot}}} \right) [1 + (1 - \eta) w], \quad (9)$$

式中 R_1 为总輻射量，以卡/厘米²·分表示， $h_{\odot}$ 为太阳的高度角， w 为平均云量。表示云量对輻射影响的系数 η ，根据埃斯川姆 (Angström)^[112]、金包尔 (Kimball)^[153]、卢涅龙特 (Lunelund)^[173] 的資料，对中緯度來說可取其平均值等于 0.25 (在高緯度 η 值显然要增高)。

阿尔布列赫特根据在不同气候条件下的某些台站記錄，决定了系数 a 及 b ，得出 $a = 0.3 - 0.34$ ， $b = 5.0 - 7.4$ (b 的数值随空气的絕對湿度和下垫面的反射率而略有改变)。

反射率对輻射平衡的影响具有很大的意义，它是決定被吸收短波輻射量的一个特征值。

这就决定了在計算輻射平衡时必须尽量利用詳細而准确的对反射率数值的計算，而且对复杂的景观条件來說，关于決定反射率的积分按地区平均特征值的问题具有很大的意义。

可惜目前在日射測量方面，还没有陆地表面反射率数值的季节的地理分布資料，因此計算輻射平衡时，必須利用在各种典型下垫面上測得的反射率資料，并与已研究过的景观状态的已知特征值相比較。无疑地这样确定反射率的方法是很近似的，因为由試驗研究得出来的資料是不完全一致的，而有时可靠性亦不大。

以下介紹一些主要根据埃斯川姆^[111]、Н. Н. 卡里琴^[44]、А. А. 斯克伏尔佐夫 (Скворцов)^[151]、卢涅龙特^[161] 和 Б. М. 加里別林 (Гальпе-

рин)^[25] 等人的試驗工作的資料來計算各種類型下墊面反射率數值的結果。[R. 畢特納(Büttner)^[122] 乘飛機在 100—700 米高度上所作的觀測，顯然不會避免系統性的誤差。]

復有野草的地表面的反射率，根據大多數觀測記錄約在 15% 到 26% 之間，在有各種作物（燕麥、小麥、黑麥、棉花等）的田地上的反射率在植物生得很好的時候，大多數情況是等於 18—22%，在植物生長季開始和收穫後反射率有些降低。在沒有植物發光的沙面上反射率為 25—35%，而稀疏的植物復蓋的存在（在沙漠及半沙漠中）對它的數值影響很小。黑色土地反射率是很小的，深色的海灘反射率約為 10%，已耕種的黑土表面反射率可能還要低得多（不同作者在這些情況下測得的記錄並不十分相符）。

闊葉林的反射率，據埃斯川姆的測量為 18%，針葉林為 10—14%。

積雪的反射率很大，特別是在高緯度地區，那里的雪面因為冬季空氣所含灰塵很少而保持得很乾淨。在這種情況下（以及對中緯度地區剛下的雪而言）反射率等於 80—85%，而不乾淨的雪則減到 50—70%，濕而正在融化的脏雪為 40%。

水面的反射率要比陸地表面複雜得多，因為對太陽輻射來講，水是比较能透射的，此外，水面具有鏡面反射的特性。這些特性就決定了太陽高度對直接輻射的水面反射率有重要的影響，它的反射率可以變動 2%（太陽在天頂時）到 70—80%（太陽高度角只有幾度時）之間。散射輻射的反射率與照射條件的關係較小，根據 H. H. 卡里琴^[44]的研究，其平均值約為 8%。

在文獻 [4] 和 [107] 中給出了根據太陽高度求水面反射率的圖解。

下墊面輻射熱量的輸出決定於有效輻射的值，即決定於從比較熱的下墊面到比較冷的大氣層和星際空間的長波輻射通量。關於有效輻射，只是不多的幾個測站才有較短時期的直接觀測記錄，由於這個緣故，直接利用它們來計算輻射平衡的地理分布一般是不可能的。

因此要獲得一些能夠以充分的精度根據觀測到的氣象要素特性的資料來計算有效輻射總值的研究，便有着特別的意義。由於近三