

Chapter 3 第三章

Meteorological data 气象资料

根据气象资料计算蒸散量的方法需要各种气候学和物理参数。有些数据是直接气象站测量的。其他参数与通常测量的数据相关，可以通过直接或经验关系得到。本章讨论了利用粮农组织彭曼-蒙蒂斯法计算参考蒸散量所需的所有数据的来源、测量和计算。不同的例子说明了各种计算程序。还提供了估计缺失数据的合适程序。

气象数据可以用几个单位来表示。不同单位与标准 SI 单元之间的转换系数见附件 1。根据本章提出的公式计算的气候参数作为不同气象条件的表格。在本章中，我们只介绍了标准化的关系。附件 3 提供了某些关系的背景和关于某些程序的更多信息。附件 4、5 和 6 列出了部分或缺失天气数据的统计分析、评估、修正和完成的程序。

METEOROLOGICAL FACTORS DETERMINING ET, 决定 ET 的气象因素

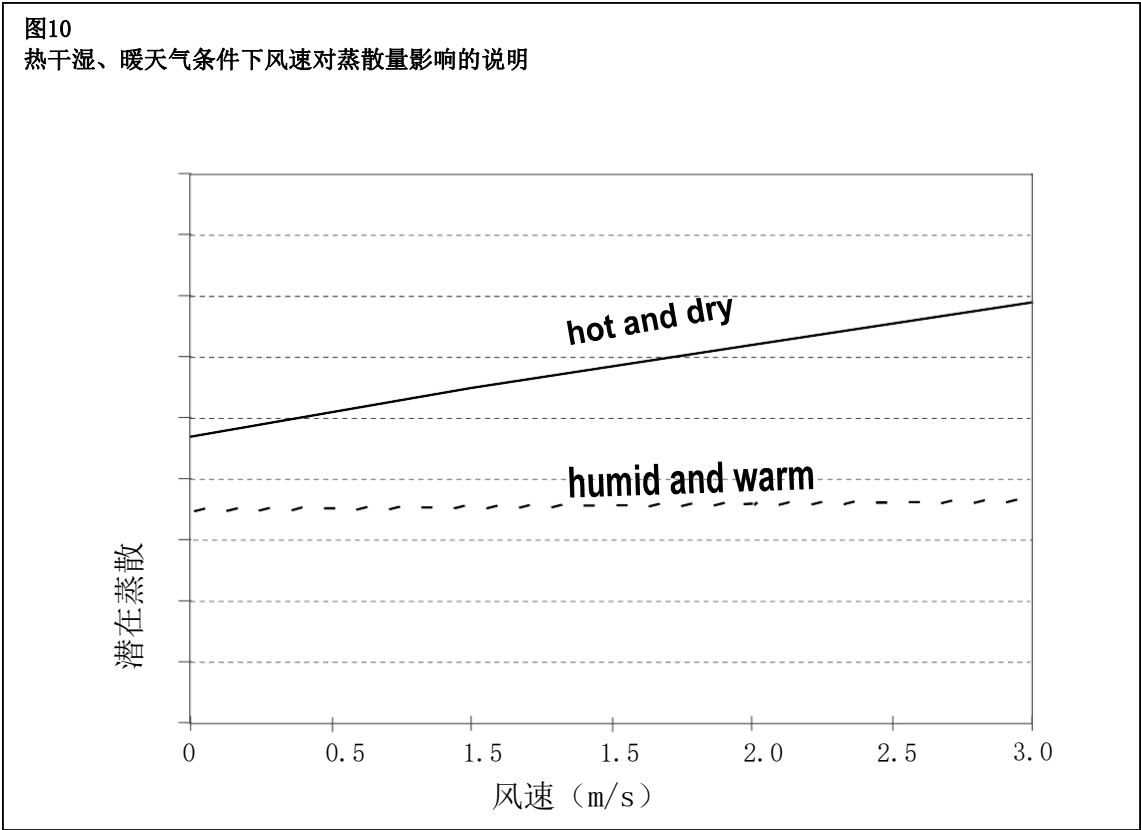
决定蒸散量的气象因素是提供蒸发能量和从蒸发表面去除水蒸气的气象参数。需要考虑的主要天气参数如下。

Solar radiation 太阳辐射

蒸散过程是由蒸发水的能量决定的。太阳辐射是最大的能源来源，能够将大量的液态水转化为水蒸气。能够到达蒸发表面的潜在辐射量取决于它在一年中的位置和时间。由于太阳位置的不同，潜在辐射在不同纬度和不同季节也不同。到达蒸发表面的实际太阳辐射取决于大气的浊度和反射和吸收主要部分辐射的云的存在。在评估太阳辐射对蒸散的影响时，也应该记住，不是所有可用能量都用来蒸发水。部分太阳能被用来加热大气和土壤轮廓。

Air temperature 空气温度

被大气吸收的太阳辐射和地球释放的热量使空气温度升高。周围空气的感热将能量传递到作物上，并对蒸散速率产生控制影响。在阳光充足、温暖的天气中，蒸散发造成的水分损失比在多云和凉爽的天气中更大。



Air humidity 空气湿度

来自太阳和周围空气的能量供应是水蒸发的主要驱动力，而蒸发表面的水蒸气压力与周围空气之间的差异是蒸汽去除的决定因素。在炎热干燥的干旱地区，由于充足的能量和大气的干燥能力，水分充足的农田消耗了大量的水。在潮湿的热带地区，尽管能量输入很高，但空气的高湿度将减少蒸散量的需求。在这样的环境中，空气已经接近饱和，因此可以储存的额外水更少，因此蒸腾率低于干旱地区。

Wind speed 风速

蒸汽去除的过程在很大程度上取决于风和空气的湍流，它们将大量的空气转移到蒸发的表面上。当蒸发水时，蒸发表面以上的空气逐渐被水蒸气饱和。如果这种空气没有持续地被干燥的空气取代，那么去除水蒸气的驱动力和蒸散率的驱动力就会降低。

两种气候条件对不同气候条件下蒸散量的综合影响如图10所示。在炎热干燥的天气中，由于空气的干燥和太阳直接辐射和潜热的能量，蒸散需求很高。在这种情况下，许多水蒸气可以储存在空气中

而风可以促进水的运输,使更多的水蒸气被吸收。另一方面,在潮湿的天气条件下,空气的高湿度和云的存在导致蒸散率降低。图10中曲线的斜率说明了两种不同气候条件下风速增加对蒸散量的影响。大气越干燥,对ET的影响就越大,曲线的斜率也就越大。在潮湿的条件下,风只能用稍微少一点的饱和空气来代替饱和空气,并去除热能。因此,风速对蒸散速率的影响远小于干旱条件下,在干旱条件下,风速的微小变化可能导致蒸散速率的变化较大。

ATMOSPHERIC PARAMETERS 大气参数

有几种关系可以用来表示气候参数。利用这些方程式,可以评估主要天气参数对蒸散量的影响。有些关系需要表达大气特定特征的参数。在研究这四个主要的天气参数之前,我们将讨论一些大气参数。

Atmospheric pressure 大气压力(P)

大气压力P是由地球大气的重量所施加的压力。由于低气压,高海拔地区促进了蒸发。然而,影响很小,在计算过程中,一个位置的平均值就足够了。通过对理想气体定律的简化,假设标准大气为20°C,可以用来计算P:

$$P = 101.3 \left(\frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26} \quad (7)$$

在这里 P 大气压力,
 z 海拔高度[米],

大气压力随海拔高度的变化值见附件2(表2.1)。

Latent heat of vaporization 汽化潜热(λ)

汽化潜热 λ,表示在恒压恒温过程中将单位质量的水从液体转变为水蒸气所需的能量。潜热的值随温度的变化而变化。在高温下,比在较低的温度下所需要的能量更少。由于λ的变化仅略高于正常温度范围a
单个值为2.45MJkg⁻¹是对粮农组织 FAO Penman-Monteith 的简化
方程式这是空气温度约为20°C时的潜热。

Psychrometric constant 湿度计的常数(γ)

湿度计的常数, γ, 为:

$$\gamma = \frac{c_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad (8)$$

在这里 γ 湿度计的常数[kPa °C⁻¹],
 P 大气压力 [kPa],
 λ 汽化潜热, 2.45[MJkg⁻¹],
 c_p 恒压比热, 1.013 10⁻³[MJ kg⁻¹ °C⁻¹],
 ε 水蒸气/干空气的分子量=0.622。

恒压下的比热是在恒压下将单位质量空气的温度提高1度所需的能量。它的值取决于空气的组成,也就是说,它的湿度。对于平均大气条件,一个值 $c_p=1.013 \times 10^{-3} \text{ MJ kg}^{-1} \text{ °C}^{-1}$ 使得因为每个人都使用了平均大气压力位置(公式7),每个位置的湿度计的常数保持不变。湿度计的常数随海拔高度的关系见附件2(表2.2)。

示例2 大气参数的确定。 确定海拔1 800 米处的大气压和湿度常数。			
和 从等式 7: 从等式 8:	$z =$ $P = 101.3 [(293 - (0.0065) 1800)/293]^{5.26} =$ $= 0.665 \times 10^{-3} (81.8) =$	1 800 81.8 0.054	m kPa kPa°C ⁻¹
大气压的平均值为81.8kPa。湿度计的常数 γ , 为0.054kPa/°C。			

AIR TEMPERATURE 空气温度

农业气象学与作物冠层水平附近的气温有关。在传统和现代的自动气象站中,空气温度是在符合世界气象组织(WMO)标准的庇护所(史蒂文森屏风或通风辐射防护罩)内测量的。这些庇护所的目的是保护仪器不直接暴露在太阳能加热下。百叶窗的结构允许自由的空气在周围的仪器运动。空气温度通过安装在庇护内的温度计、热敏电阻或热电偶来测量。最低和最高温度计可记录24小时内的最低和最高空气温度。温度记录仪绘制了一天或一周内的瞬时温度。电子气象站通常每分钟采样气温,并报告除24小时最大和最小值外,每小时平均气温。

由于粮农组织 Penman-Monteith 方程所要求的湿度数据呈非线性,一定时期的蒸汽压力应计算为该时期的每日最高气压和最低气温之间的平均值。每日最高空气温度($T_{\max}$)和每日最低气温($T_{\min}$)分别为从午夜开始的24小时内观测到的最高和最低气温。 $T_{\max}$ 和 $T_{\min}$ 对于较长的周期,如周,10天或月是通过将各自的日值之和除以期间内的天数得到的。

日平均气温 (T_{mean})仅用于粮农组织的彭曼-蒙蒂斯方程来计算饱和蒸汽压力曲线()的斜率和平均空气的影响

密度(P_a),因为在这些情况下,温度变化对气候参数值的影响很小。为了标准化, T 意思对于24小时的时间周期,它被定义为每日最大值($T_{\max}$)和最低温度($T_{\min}$),而不是作为每小时温度测量的平均值。

$$T_{\text{mean}} = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \quad (9)$$

温度以摄氏度($^{\circ}\text{C}$)或华氏度($^{\circ}\text{F}$)为单位表示。换算表见附件1。在一些计算程序中,温度需要开尔文(Kelvin, K),这可以通过对以摄氏度表示的温度添加273.16来得到(实际上是 $K = ^{\circ}\text{C} + 273.16$)。开尔文和摄氏尺度具有相同的尺度间隔。

AIR HUMIDITY 空气湿度

Concepts 概念

空气中的含水量可以用几种方式来表示。在农业气象学中,蒸汽压、露点温度和相对湿度是表示空气湿度的常用表达式。

Vapour pressure 蒸气压力

水蒸气是一种气体,它的压力占总大气压的比例。空气中的水量与空气中的水蒸气所施加的分压直接有关,因此是空气中水含量的直接测量方法。

在标准S. I. 单位中,压力不再以厘米水、毫米汞、棒、大气等表示,而是以帕斯卡(Pa)表示。各单元与Pa之间的换算因子见附件1。帕斯卡指的是在一个相对较小的表面(1牛米上施加一个相对较小的力(1牛顿)²),通常使用基本单位的倍数。在本手册中,蒸汽压以千帕法表示($\text{kPa} = 1\,000\text{ Pa}$)。

当空气被封闭在蒸发的水面上时,逃逸和返回水库的水分子之间达到平衡。在那一刻,据说空气是饱和的,因为它不能储存任何额外的水分子。相应的压力称为饱和蒸汽压力($e^0(T)$)。可以储存在空气中的水分子的数量取决于温度(T)。空气温度越高,存储容量越高,其饱和蒸汽压力就越高(图11)。

从图11中可以看出,曲线的斜率随温度呈指数级变化。在低温下,坡度很小,只是随着温度的升高而略有变化。在高温下,T的坡度变化大而小,导致坡度的变化较大。饱和蒸汽压力曲线的斜率, $\frac{de^0(T)}{dT}$, 是描述蒸发的一个重要参数,是计算ET的方程中所必需的。从气候数据。

RH

图11
饱和蒸汽压力作为温度的函数表示： $e^{\circ}(T)$ 曲线

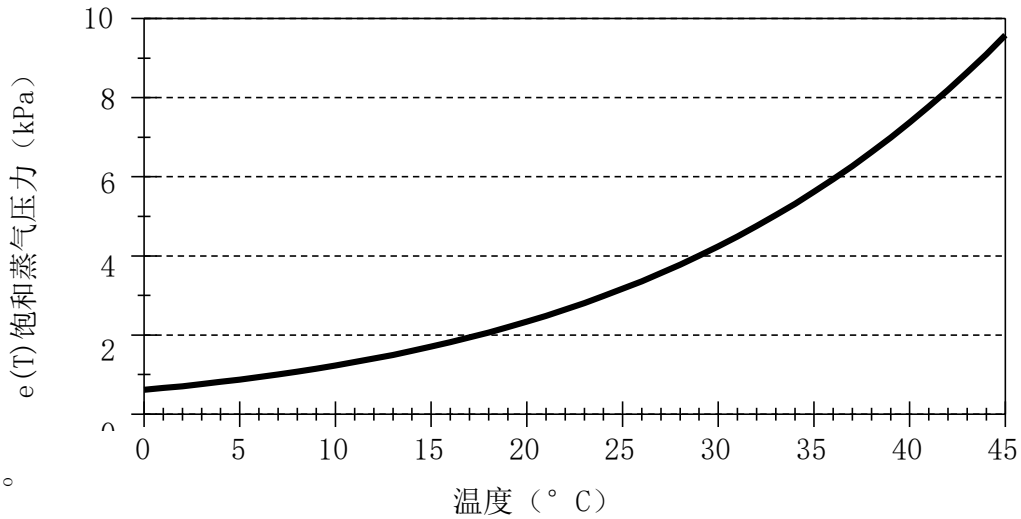
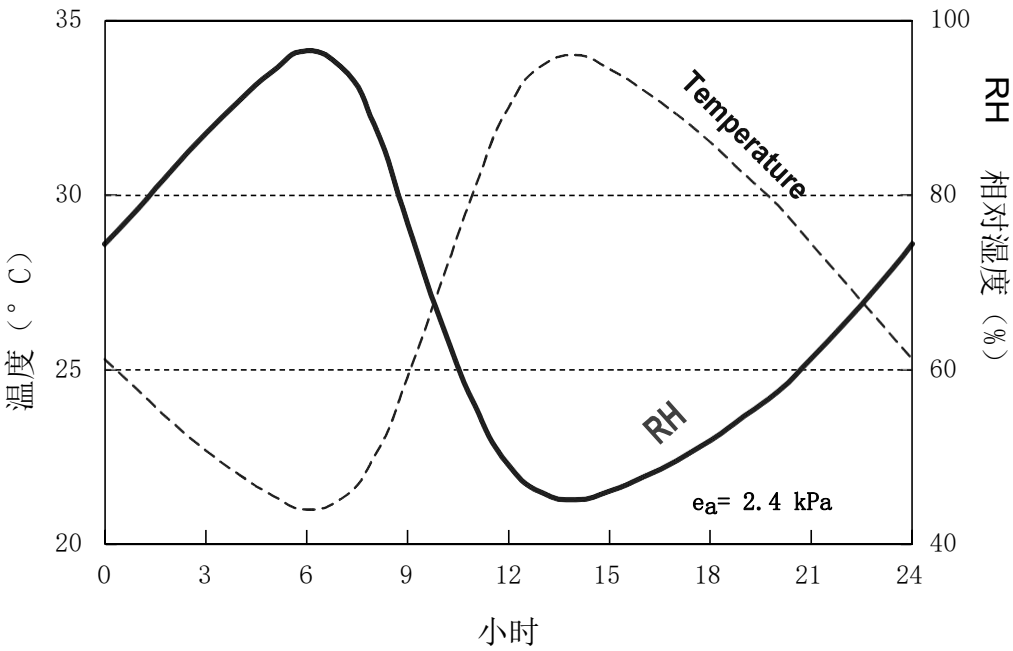


图12
在实际蒸汽压为2.4kPa的恒定情况下，24小时内相对湿度的变化



实际蒸汽压力 (e_a) 是由空气中的水所施加的蒸汽压力。当空气不饱和时, 实际的蒸汽压力将低于饱和的蒸汽压力。饱和度和实际蒸汽压力之间的差值称为蒸汽压亏缺或饱和度亏缺, 是空气实际蒸发能力的准确指标。

Dewpoint temperature 露点温度

露点温度是指空气需要冷却以使空气饱和的温度。空气的实际蒸汽压力是在露点温度下的饱和蒸汽压力。空气越干燥, 空气温度与露点温度之间的差值越大。

Relative humidity 相对湿度

相对湿度 (RH) 表示空气的饱和度与实际湿度 (e_a), 达到饱和度 ($e^0(T)$) 相同温度下的蒸汽压力 (T):

$$RH = 100 \frac{e_a}{e^0(T)} \quad (10)$$

相对湿度是环境空气实际容纳的水量与相同温度下能容纳的水量之比。它是无量纲的, 通常以百分比的形式给出。虽然实际的蒸汽压可能全天相对恒定, 但相对湿度在日出时的最大值和下午早些时候左右的最小值之间波动 (图12)。相对湿度的变化是由于饱和蒸汽压力是由空气温度决定的结果。随着白天温度的变化, 相对湿度也会有很大的变化。

Measurement 测量

无法直接测量实际的蒸汽压力。蒸汽压力通常来自于相对湿度或露点温度。

相对湿度直接用湿度计测量。测量是基于一些材料的性质, 如头发, 它会随着空气湿度的变化而变化, 或使用电容板, 其中电容随 RH 变化。蒸汽压力可以用温度测量计间接测量, 它测量两个温度计之间的温差, 即所谓的干湿球温度计。干球温度计测量空气的温度。湿球温度计的湿球上覆盖着一个不断饱和的灯芯。从灯芯中蒸发出的水需要能量, 可以降低温度计的温度。空气越干燥, 蒸发冷却量越大, 温度下降量越大。干球和湿球温度之间的差异被称为湿球凹陷, 是空气湿度的测量。

用露点计测量露点温度。某些类型的设备的基本原理是冷却周围的空气, 直到露水形成。对应的温度为露点温度。

相对湿度和露点温度数据是出了名的受到测量误差的困扰。测量误差是常见的老式湿度计类型的仪器和更现代的电子仪器。这些文书载于附件5。应非常小心地评估RH和露点数据的准确性和完整性。鼓励用户始终将计算露点温度与每日最低气温进行比较，与计算露点温度所述。通常，最好利用从每日最低空气温度预测的露点温度，而不是使用不可靠的相对湿度测量。我们鼓励用户在这方面利用良好的判断力。

Calculation procedures 计算程序

Mean saturation vapour pressure (e_s) 平均饱和度蒸汽压力 (e_s)

由于饱和蒸汽压与空气温度有关，因此可以从空气温度中计算出来。该关系表现为：

$$e^o(T) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right] \tag{11}$$

在这里 e^o (T) 空气温度下的饱和蒸汽压力，
 T 空气温度[° C]，
 exp[. .] 2.7183（自然对数的基数）上升到幂次。

饱和蒸汽压力与空气温度的变化值见附件2（表2.3）。由于上述方程的非线性，一天、周、十年或月的平均饱和蒸汽压力应计算为该时期的平均日最高温度和最低空气温度之间的平均值：

$$e_s = \frac{e^o(T_{\max}) + e^o(T_{\min})}{2} \tag{12}$$

使用平均空气温度代替每日最低和最高温度导致平均饱和蒸汽压力的估计。相应的蒸气压亏缺（表示大气蒸发能力的参数）也会较小，导致对参考作物蒸散量有所低估。因此，平均饱和蒸汽压力应计算为日最高和最低气温下的饱和蒸汽压力之间的平均值。

示例3 平均饱和蒸汽压力的测定			
日最高和最低气温分别为24.5和15° C。确定当天的饱和蒸汽压力。			
从等式11	e ^o (T _{max}) = 0.6108 exp[17.27(24.5)/(24.5+237.3)]	3.075	kPa
从等式11	e ^o (T _{min}) = 0.6108 exp[17.27(15)/(15+237.3)]	1.705	kPa
从等式12	e _s = (3.075 + 1.705)/2	2.39	kPa
	请注意，对于温度为19.75° C(即T _{mean})，e ^o (T) =	2.30	kPa
平均饱和蒸汽压力为2.39kPa。			

Slope of saturation vapour pressure curve (Δ) 饱和蒸汽压力曲线坡度 (Δ)

对于蒸散量的计算，需要饱和蒸汽压与温度关系的斜率， Δ ，。在一个给定的温度下，曲线的斜率（图11）为。

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (13)$$

在这里 Δ 空气温度T[kPa° C下饱和蒸汽压力曲线的斜率⁻¹],
 T 空气温度[° C],
 $\exp[.]$ 2.7183（自然对数的基数）上升到幂次。

不同气温下的坡度 值见附录2（表2.4）。在粮农组织的彭曼-蒙蒂斯方程中， 出现在分子和分母中，蒸汽压力曲线的斜率是用平均气温计算的（公式 9）。

Actual vapour pressure (e_a) derived from dewpoint temperature

实际蒸汽压力 (e_a) 来自露点温度

由于露点温度是需要冷却空气以使空气饱和的温度，所以实际的蒸汽压力(e_a)为露点温度下的饱和蒸汽压力(T_{dew}) [°C]，或：

$$e_a = e^o(T_{dew}) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T_{dew}}{T_{dew} + 237.3} \right] \quad (14)$$

实际蒸汽压力 (e_a) 来自心理测量数据

实际的蒸汽压力可以从干球和湿球温度之间的差值来确定，即所谓的湿球凹陷。这种关系用下式表示：

$$e_a = e^o(T_{wet}) - \gamma_{psy} (T_{dry} - T_{wet}) \quad (15)$$

在这里 e_a 实际蒸汽压力，
 $e^o(T_{wet})$ 湿球温度下的饱和蒸汽压力，
 γ_{psy} 该仪器的心理测量常数[kPa° C]⁻¹],
 $T_{dry}-T_{wet}$ 湿球下的，干球温度减湿球温度[° C]。

该仪器的湿度常数为：

$$\gamma_{psy} = a_{psy} P \quad (16)$$

其中 a_{psy} 是一个取决于湿球通风类型的系数 $[^{\circ}\text{C}]^{-1}$ ， P 为大气压。的系数 a_{psy} 主要取决于湿度计的设计和湿球周围的通风率。我们使用了以下值：

$a_{psy} = 0.000662$	用于通风 (Asmann型) 湿度计，空气运动为约5m/s，
0.000800	对于自然通风的恒温计（约1m/s），
0.001200	用于室内安装的非通风恒温计。

示例4 通过湿度常数读数测定实际蒸汽压力 根据海拔1 200 米的吸入湿度计的读数确定蒸汽压力。用干球和湿球温度计测量的温度分别为25.6° C和19.5° C。			
从等式网站开始7（表2.1），在： 然后 从等式网站开始11（表2.3）， 对于 然后 通气心理测量仪	$z =$ $P =$ $T_{wet} =$ $e^{\circ}(T_{wet}) =$ $a_{psy} =$	1 200 87.9 19.5 2.267 0.000662	m kPa ° C kPa ° C ⁻¹
从等式 15:	$e_a = 2.267 - 0.000662 (87.9) (25.6 - 19.5) =$	1.91	kPa
实际的蒸汽压力为1.91kPa。			

Actual vapour pressure (e_a) derived from relative humidity data

实际蒸汽压力 (e_a)，来自相对湿度数据

实际的蒸汽压也可以根据相对湿度计算出来。根据湿度数据的可用性，应使用不同的方程式。

- 用于 RH_{max} 和 RH_{min} :

$$e_a = \frac{e^{\circ}(T_{min})\frac{RH_{max}}{100} + e^{\circ}(T_{max})\frac{RH_{min}}{100}}{2}$$

(17)

在这里	e_a	实际蒸汽压力，
	$e^{\circ}(T_{min})$	日最低温度下的饱和蒸汽压力[kPa]，
	$e^{\circ}(T_{max})$	日最高温度下的饱和蒸汽压力[kPa]，
	RH_{max}	最大相对湿度，
	RH_{min}	最小相对湿度。

对于一周，十天或一个月的时间段， RH_{max} 和 RH_{min} 由日值的总和除以该期间的天数得到。

- 用于 RH_{max} :

当使用设备时，有误差估计 RH_{min} 可以很大，或者当 RH 数据的完整性有疑问时，那么应该只使用 RH_{max} :

$$e_a = e^o(T_{min}) \frac{RH_{max}}{100}$$

(18)

• 用于RH_{mean}:

在没有 RH_{max}和RH_{min}的情况下, 另一个方程可以用来估计e_a:

$$e_a = \frac{RH_{mean}}{100} \left[\frac{e^o(T_{max}) + e^o(T_{min})}{2} \right]$$

(19)

其中RH_{mean}是平均相对湿度, 定义为RH_{max}和RH_{min}之间的平均值。然而, 等式19不如等式17或18更好。

示例5 根据相对湿度确定实际蒸汽压力 提供以下每日最低和最高空气温度和相对湿度数据: T _{min} =18° C和RH _{max} = 82% T _{max} =25° C和RH _{min} = 54% 确定实际的蒸汽压力。			
从等式 11 (表2.3), 在: 然后 从等式 11 (表2.3), 在: 然后 从等式 17:	T _{min} = e°(T _{min}) = T _{max} = e°(T _{max}) = e _a = [2.064 (82/100) + 3.168 (54/100)] =	18 2.064 25 3.168 1.70	° C kPa ° C kPa kPa
请注意, 当使用等式 19:	e _a =	1.78	kPa

Vapour pressure deficit (es - ea) 蒸汽压力不足(es - ea)

蒸汽压差是饱和度之间的差 (e_s) 和实际蒸汽压力 (e_a), 在一个给定的时间段内。对于一周、十天或一个月等时间段e_s是由等式 12使用计算出来的T_{max}和T_{min}在这个时间段内平均, 同样的e_a用等式 4到19中的一个计算, 使用周期内的平均测量。如上所述, 使用平均空气温度, 而不是T_{max}和T_{min}在式12中, 结果对e_s的估计值较低, 因此在一个较低的蒸汽压力不足, 因此低估了ET_O (见Box 7)。当需要时, e_s和e_a对于长时间段, cal也被计算为该期间中每一天计算的值的平均值。

示例6 蒸汽压力亏欠的确定 根据上例 (实例5) 的数据确定蒸汽压力不足。			
来自 示例5:	e°(T _{min}) = e°(T _{max}) = e _a = e _s - e _a = (2.064 + 3.168)/2 - 1.70 =	2.064 3.168 1.70 0.91	kPa kPa kPa kPa
蒸汽压亏欠为 0.91kPa。			

BOX 7					
Calculation sheet for vapour pressure deficit ($e_s - e_a$)					
Saturation vapour pressure: e_s (Eq. 11 or Table 2.3)					
$T_{\max}$		*C	$e^o(T_{\max}) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T_{\max}}{T_{\max} + 237.3} \right]$		kPa
$T_{\min}$		*C	$e^o(T_{\min}) = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T_{\min}}{T_{\min} + 237.3} \right]$		kPa
saturation vapour pressure $e_s = [e^o(T_{\max}) + e^o(T_{\min})]/2$ Eq. 12					kPa
Actual vapour pressure: e_a					
1. e_a derived from dewpoint temperature (Eq. 14 or Table 2.3)					
T_{dew}		*C	$e_a = 0.6108 \exp \left[\frac{17.27 T_{\text{dew}}}{T_{\text{dew}} + 237.3} \right]$		kPa
OR 2. e_a derived from maximum and minimum relative humidity					
$RH_{\max}$		%	$e^o(T_{\min}) \frac{RH_{\max}}{100}$		kPa
$RH_{\min}$		%	$e^o(T_{\max}) \frac{RH_{\min}}{100}$		kPa
$e_a = [e^o(T_{\min}) RH_{\max}/100 + e^o(T_{\max}) RH_{\min}/100] / 2$ Eq. 17					kPa
OR 3. e_a derived from maximum relative humidity (errors in $RH_{\min}$)					
$RH_{\max}$		%	$e_a = e^o(T_{\min}) RH_{\max}/100$ Eq. 18		kPa
OR 4. e_a derived from mean relative humidity (less recommended)					
RH_{mean}		%	$e_a = e_s (RH_{\text{mean}})/100$ Eq. 19		kPa
Vapour pressure deficit: ($e_s - e_a$)					kPa

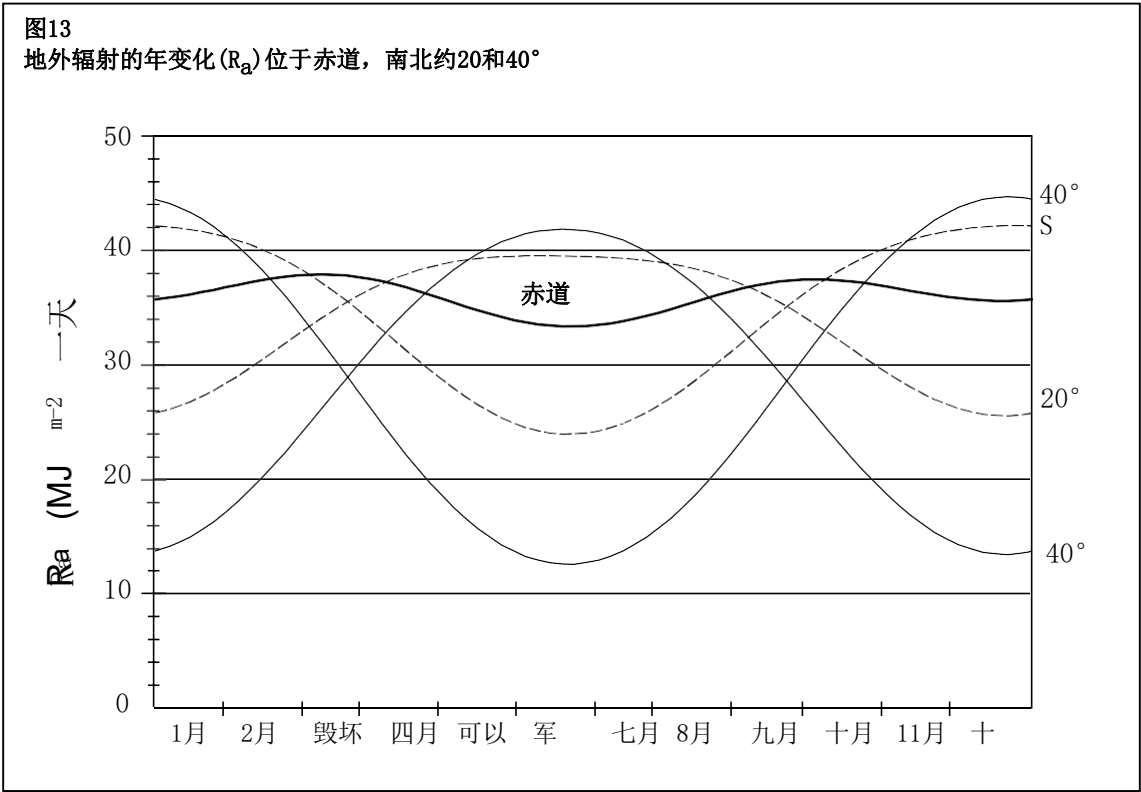
RADIATION 辐射

Concepts 概念

Extraterrestrial radiation (R_a) 地外辐射 (R_a)

射向地球大气层顶部垂直于太阳光线的表面的辐射，被称为太阳常数，约为 $0.082 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ 。然而，局部的辐射强度是由太阳射线的方向与与大气表面的法线之间的夹角决定的。这个角度在白天会发生变化，在不同的纬度和不同的季节也会有所不同。在地球大气层顶部的水平表面接收到的太阳辐射被称为地外（太阳）辐射， R_a 。

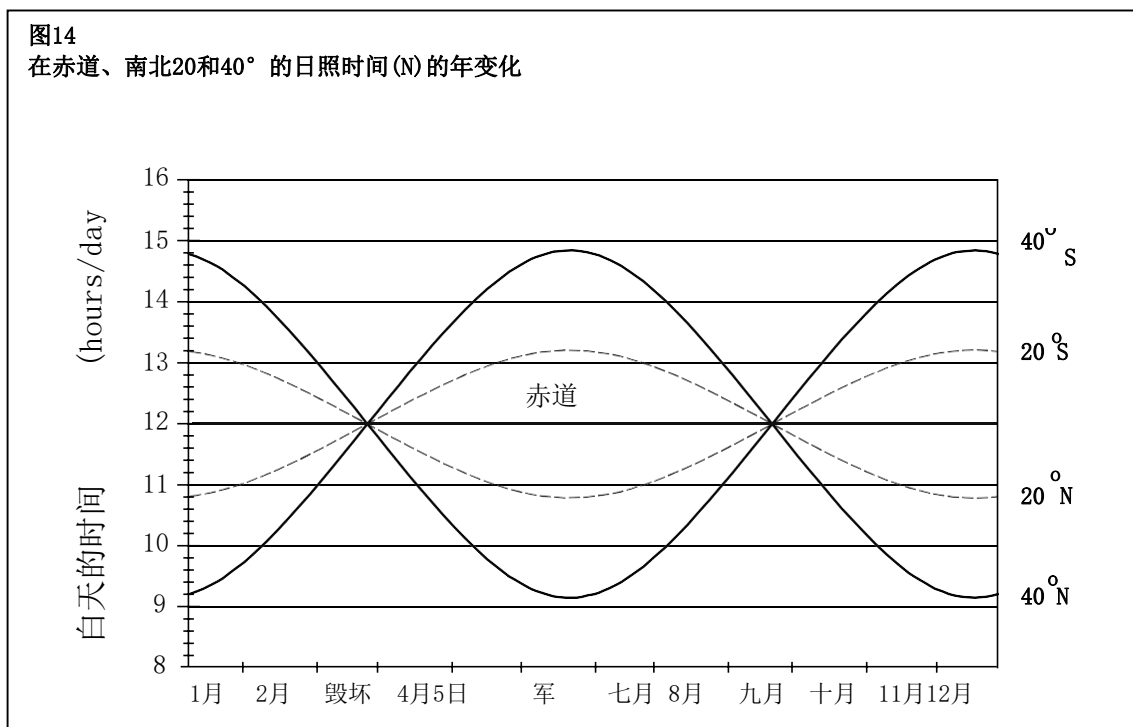
如果太阳直接在头顶上，入射角为零，地外辐射为 $0.0820 \text{ MJ m}^{-2} \text{ min}^{-1}$ 。随着季节的变化，太阳的位置，一天的长度，因此， R_a 改变。因此，地外辐射是纬度、日期和时间的函数。 R_a 的日值不同纬度地区的全年分布情况如图13所示。



Solar or shortwave radiation (R_s) 太阳或短波辐射 (R_s)

当辐射穿透大气时，一些辐射被大气气体、云和尘埃散射、反射或吸收。到达一个水平面的辐射量被称为太阳辐射， R_s 。由于太阳通过具有短波长特征的电磁波发射能量，太阳辐射也被称为短波辐射。

图14
在赤道、南北20和40° 的日照时间(N)的年变化



对于一个万里无云的一天, R_S 大约是75%的地外辐射。在阴天, 辐射会分散在大气中, 但即使有极密集的云层覆盖, 约25%的地外辐射仍可能主要以漫射天空辐射的形式到达地球表面。太阳辐射也被称为全球辐射, 这意味着它是来自太阳的直接短波辐射和从所有向上角度扩散的天空辐射的总和。

Relative shortwave radiation (R_S/R_{SO})

相对短波辐射(R_S/R_{SO})

相对短波辐射是太阳辐射的比值(R_S)到晴朗天空的太阳辐射(R_{SO})。 R_S 太阳辐射是否在一定的时间段内真正到达地球表面, 而 R_{SO} 是在同一时期但在无云条件下到达同一表面的太阳辐射。

相对短波辐射是表达大气云量的一种方式; 天空越多云, 这个比例就越小。这一比率在0.33 (密集云量) 和1 (晴朗天空) 之间变化。在没有直接测量 R_n 的情况下, 相对短波辐射用于净长波辐射的计算。

Relative sunshine duration (n/N)

相对日照时间 (n/N)

相对日照持续时间是表示大气云度的另一个比率。这是实际阳光持续时间的比率, n , 最大可能的日照时间或日光时间 n 在没有任何云, 实际的日照持续时间等于日光小时 ($n=N$), 比率是1, 而在阴天 n , 因此比率可能为零。在没有直接测量 R_S 的情况下, 相对日照持续时间, n/N , 通常被用来从地外辐射中获得太阳辐射。

与地外辐射一样, 日照长度 N 取决于太阳的位置, 因此是纬度和日期的函数。不同纬度地区全年日照的日值如图14所示。

Albedo (α) and net solar radiation (R_{ns})**反照率 (α) 和净太阳辐射 (R_{ns})**

大量到达地球表面的太阳辐射被反射出来。

由表面反射的太阳辐射的比例数量，被称为反照率。对于不同的表面和不同的地面的入射角或坡度，反照率是高度可变的。对于新下的雪，它可能大到0.95，对于潮湿的裸露的土壤，它可能小到0.05。绿色植被覆盖层的反照率约为0.20-0.25。对于绿草参考作物，假设的值为0.23。

太阳辐射净额， R_{ns} ，是太阳辐射 R_s 的分数，它没有从表面反射出来。其值为 $(1-\alpha)R_s$ 。

Net longwave radiation (R_{nl})**净长波辐射 (R_{nl})**

被地球吸收的太阳辐射被转化为热能。通过几个过程，包括辐射的发射，地球失去了这种能量。地球的温度比太阳低得多，它发出的辐射能量波长比太阳长。因此，陆地辐射被称为长波辐射。发射的长波辐射($R_{l,up}$)被大气层吸收或迷失在太空中。大气中接收到的长波辐射($R_{l,down}$)增加其温度，因此，大气辐射其自己的能量，如图15所示。部分辐射会回到地球表面。因此，地球表面既发射又接收长波辐射。出射和入射长波辐射之间的差值称为净长波辐射， R_{nl} 。由于输出的长波辐射几乎总是大于入射的长波辐射，所以 R_{nl} 代表能量损失。

Net radiation (R_n)**净辐射 (R_n)**

净辐射， R_n ，是短波长波长的入射和输出辐射的区别。它是由地球表面吸收、反射和释放的能量之间的平衡，或入射的净短波之间的差异(R_{ns})和净输出长波(R_{nl})辐射(图15)。 R_n 白天通常是正的，夜间通常是负的。 R_n 的每日总值除了在高纬度地区的极端条件下，在24小时内几乎总是正的。

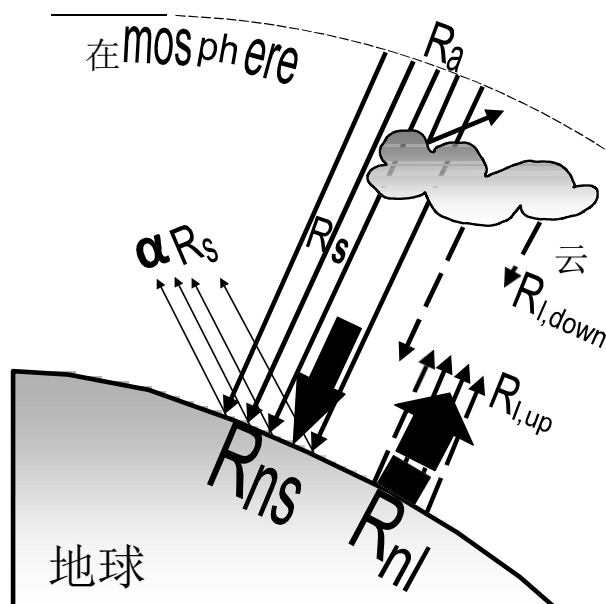
Soil heat flux (G)**土壤热通量 (G)**

在估算蒸散量时，应考虑所有的能量平衡项(公式 1)。土壤热流 G 是用于加热土壤的能量。土壤变暖时 G 为正，土壤冷却时 G 为负。虽然土壤的热通量小于 R_n 而且可能经常被忽略，土壤在这个过程中获得或损失的能量理论上应该被减去或添加到 R_n 中在估算蒸散量时。

Units**单位**

本手册中用于表示单位时间在单位表面接收到的能量的标准单位为每天每平方米兆焦耳($MJm^{-2}一天^{-1}$)。在气象公报中，可能使用其他单位，或者辐射甚至可能以不再作为标准标准单位的单位表示，如卡路里厘米 $^{-2}一天^{-1}$ 。

图15
辐射的各种成分



在粮农组织的联合国组织方程（公式6）中，辐射用 $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 是否将（Box 8 方框8）转换为以毫米日为单位的等效蒸发量 $^{-1}$ 通过使用等于蒸发潜热的热倒数的转换因子（ $1/\lambda=0.408$ ）：

等效蒸发

$$\text{equivalent evaporation } [\text{mm day}^{-1}] = 0.408 \times \text{Radiation } [\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}] \quad (20)$$

BOX 8

Conversion from energy values to equivalent evaporation

The conversion from energy values to depths of water or vice versa is given by:

$$\text{Radiation } [\text{depth of water}] = \frac{\text{Radiation } [\text{energy / surface}]}{\lambda \rho_w}$$

where λ latent heat of vaporization [MJ kg^{-1}],
 ρ_w density of water, i.e., $1\,000 \text{ kg m}^{-3}$,
 [depth of water] is expressed in m,
 [energy/surface] is expressed in MJ m^{-2} .

By using a single value of 2.45 MJ kg^{-1} for λ (see section on atmospheric parameters and Annex 3) and multiplying the above equation by 1 000 to obtain mm:

$$\text{Radiation } [\text{mm day}^{-1}] \approx \frac{\text{Radiation } [\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]}{2.45} = 0.408 \times \text{Radiation } [\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}]$$

表3总结了单位时间在单位表面接收到的能量的常用单位和转换因子。

表3
辐射转换因子

	乘法器获得接收的能量 在单位表面上每单位时间				等效蒸发量
	MJ m ⁻² day ⁻¹	J cm ⁻² day ⁻¹	cal cm ⁻² day ⁻¹	W m ⁻²	mm day ⁻¹
1 MJ m ⁻² day ⁻¹	1	100	23.9	11.6	0.408
1 cal cm ⁻² day ⁻¹	4.1868 10 ⁻²	4.1868	1	0.485	0.0171
1 W m ⁻²	0.0864	8.64	2.06	1	0.035
1 mm day ⁻¹	2.45	245	58.5	28.4	1

Measurement 测量

太阳辐射可以用热暴计、辐射计或太阳计来测量。这些仪器包含一个安装在水平面上的传感器，用来测量太阳总辐射的强度，即来自多云条件下的直接辐射和漫射辐射。传感器通常由一个玻璃圆顶来保护，并保持在干燥的空气中，应该定期擦拭干净。

净长波和净短波辐射可以通过记录传感器上下的输出差来测量。在净辐射计中，玻璃圆顶被聚乙烯圆顶所取代，该圆顶具有短波和长波辐射的传输范围。

在没有热辐射计的地方，太阳辐射通常是根根据明亮阳光的持续时间来估计的。实际的阳光持续时间 n 是用坎贝尔斯托克斯的阳光记录器来测量的。这台仪器用一个玻璃球来记录晴朗的阳光。太阳光线集中在一个焦点上，在一个与球体同心安装的特殊处理的卡片上烧出一个孔。太阳的运动改变了一天中的焦点，并在卡片上画出一条痕迹。如果太阳被遮挡住了，这个痕迹就会被中断。晴朗的阳光照射的时间可以用线段的长度来表示。

进入土壤的热量 G 可以用土壤热流板和热电偶或隔热器系统来测量。

Calculation procedures 计算程序

Extraterrestrial radiation for daily periods (R_a)

每天的地外辐射(R_a)

地外辐射， R_a ，对于一年中的每一天和不同的纬度，可以根据太阳常数、太阳赤纬度和每年的时间来估计：

$$R_a = \frac{24 (60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (21)$$

在这里 R_a 地外辐射 [MJ m⁻² day⁻¹], G_{sc} 太阳常数 = 0.0820 MJ m⁻² min⁻¹,
 d_r 地球-太阳相对距离 (公式 23),
 ω_s 日落时角度 (公式 25 or 26) [rad],
 φ 纬度 [rad] (公式22),
 δ 太阳偏角 (公式 24) [rad].

R_a 用 $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 。相应的等效蒸发量, 单位为 mm day^{-1} 是用 R_a 乘以由 0.408 (公式 20) 。纬度, φ , 在北半球为正, 在南半球为负 (示例 7) 。从十进制度到弧度的转换方式为:

$$[\text{Radians}] = \frac{\pi}{180} [\text{decimal degrees}]$$

(22)

示例7		
纬度以度和分钟转换为雷达表示曼谷 (泰国) 的纬度为 13° 44' N 和里约热内卢 (巴西) 的纬度为 22° 54' S 弧度。		
纬度	扇形棕榈细纤维 北半球	里约热内卢 (南半球)
度和分钟数	13°44'N	22°54'S
十进制度	13 + 44/60 = 13.73	(-22) + (-54/60) = - 22.90
弧度	($\pi/180$) 13.73 = + 0.240	($\pi/180$) (-22.90) = - 0.400
曼谷和里约热内卢的纬度分别为+0.240弧度和-0.400弧度。		

地球-太阳的相对距离 d_r , 和太阳赤纬 δ , 由下式给出:

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2 \pi}{365} J\right)$$

(23)

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2 \pi}{365} J - 1.39\right)$$

(24)

其中, J为一年中1日 (1月1日) 至365日或366日 (12月31日) 之间的天数。附件2 (表2.5) 给出了全年所有天数的J值和J的估算公式。

日落时间角, ω_s , 由以下方给出:

$$\omega_s = \arccos \left[-\tan (\varphi) \tan (\delta) \right]$$

(25)

由于arccos函数不是在所有计算机语言中都可用，因此也可以使用arctan函数计算日落时角：

$$\omega_s = \frac{\pi}{2} - \arctan \left[\frac{-\tan(\varphi) \tan(\delta)}{X^{0.5}} \right] \quad (26)$$

where

$$X = 1 - [\tan(\varphi)]^2 [\tan(\delta)]^2 \quad (27)$$

and $X = 0.00001$ if $X \leq 0$

$R_{\text{值}a}$ 对于不同纬度的情况，见附件2（表2.6）。这些值代表 R_a 在15th每个月的一天。这些值与非冰冻期间所有纬度的当月每一天的平均值相差不到 1%，并且为了计算简单而将其包括在内。这些值稍微偏离Smithsonian 表。对于纬度大于55° (N或S)的冬季月份， R_a 的方程的有效性有限。应参考 Smithsonian 表，来评估可能出现的偏差。

示例8 地外辐射的测定			
确定 9 月 3 日 20° S 的地外辐射 (R_a)。			
From Eq. 22	20°S or $\varphi = (\pi/180) (-20) =$	- 0.35	rad
From Table 2.5:	(南半球为负数) 一年中的天数, J =	246	days
From Eq. 23	$d_r = 1 + 0.033 \cos(2\pi(246)/365) =$	0.985	rad
From Eq. 24	$\delta = 0.409 \sin(2\pi(246)/365 - 1.39) =$	0.120	rad
From Eq. 25:	$\omega_s = \arccos[-\tan(-0.35)\tan(0.120)] =$	1.527	rad
Then:	$\sin(\varphi)\sin(\delta) =$	-0.041	-
and:	$\cos(\varphi)\cos(\delta) =$	0.933	-
From Eq. 21	$R_a = 24(60)/\pi (0.0820)(0.985)[1.527$ $(-0.041)+0.933\sin(1.527)] =$	32.2	MJ m ⁻² d ⁻¹
From Eq. 20	表示为当量蒸发 = 0.408 (32.2)=	13.1	mm/day
地外辐射为 32.2 MJ m ⁻² day ⁻¹ 。			

Extraterrestrial radiation for hourly or shorter periods (R_a)

每小时或较短时间内的地外辐射 (R_a)

对于每小时或更短的周期，在计算 R_a 时应考虑周期开始和结束时的太阳时角：

$$R_a = \frac{12 (60)}{\pi} G_{sc} d_r [(\omega_2 - \omega_1) \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) (\sin(\omega_2) - \sin(\omega_1))] \quad (28)$$

在此 R_a 一小时（或更短）期间的地外辐射[MJ m⁻² hour⁻¹], G_{sc} 太阳常数 = 0.0820 MJ m⁻² min⁻¹,
 d_r 地球-太阳的相对距离 (公式 23),
 δ 太阳偏角 [rad] (公式 24),
 φ 纬度 [rad] (公式 22),
 ω_1 周期开始时的太阳时角 [rad] (公式 29),
 ω_2 周期结束时的太阳时角 [rad] (公式 30)。

周期开始和结束时的太阳时角由下式给出:

$$\omega_1 = \omega - \frac{\pi t_1}{24} \quad (29)$$

$$\omega_2 = \omega + \frac{\pi t_1}{24} \quad (30)$$

这里 ω 每小时或更短周期中点的太阳时角 [rad],
 t_1 计算周期的长度 [小时]: 即 1 表示小时周期或 0.5 表示 30 分钟周期。

该周期中点的太阳时间角为:

$$\omega = \frac{\pi}{12} [(t + 0.06667(L_z - L_m) + S_c) - 12] \quad (31)$$

这里 t 周期中点的标准时钟时间 [hour]。例如对于 14.00 到 15.00 小时之间的时间段, $t = 14.5$,
 L_z 当地时区中心的经度 [格林威治以西的度数]。例如, 东部、中部、落基山和太平洋时区 (美国) 的 $L_z = 75^\circ, 90^\circ, 105^\circ$ 和 120° , 格林威治的 $L_z = 0^\circ$, 开罗 (埃及) 的 330° , 曼谷的 255° (泰国),
 L_m 测量地点的经度 [Greenwich以西的度数], S_c 太阳时的季节校正 [hour].

当然, 方程 31 中的 $\omega < -\omega_s$ or $\omega > \omega_s$ 表示太阳位于地平线以下, 因此根据定义, R_a 为零。

对太阳时间的季节修正为:

$$S_c = 0.1645 \sin(2b) - 0.1255 \cos(b) - 0.025 \sin(b) \quad (32)$$

$$b = \frac{2\pi(J - 81)}{364} \quad (33)$$

其中 J 是一年中的第几天。

Daylight hours (N)

日照时间 (N)

白天的工作时间, N , 由:

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s \quad (34)$$

其中 ω_s 是由公式 25 或 26 给出的以弧度为单位的日落小时角。附件 2 表 2.7 中给出了不同纬度的 N (每月第 15 天) 的平均值。

示例9

日照时间的确定

确定 9 月 3 日在 20° S 的日照时间 (N)。

From Example 8:	$\omega_s = \arccos[-\tan(-0.35)\tan(0.120)] =$	1.527	rad
From Eq. 34:	$N = 24/\pi (1.527) =$	11.7	hour
日照时间为11.7小时。 11.7 hours.			

BOX 9

Calculation sheet for extraterrestrial radiation (R_a) and daylight hours (N)

Latitude

Degrees and minutes are
+ positive for northern hemisphere
- negative for southern hemisphere

Degrees		°	----->		°
Minutes		'	----- / 60 ----->		°
Decimal degrees = Sum(degrees+minutes/60)					°
$\phi = \pi/180 * [\text{decimal degrees}]$ Eq. 22					rad

Day of the year

Day					
Month			J	Table 2.5 (Annex 2)	
$d_r = 1 + 0.033 \cos(2\pi J/365)$ Eq. 23					
$\delta = 0.409 \sin(2\pi J/365 - 1.39)$ Eq. 24					rad
$\sin(\phi)\sin(\delta)$					
$\cos(\phi)\cos(\delta)$					
$\omega_s = \arccos[-\tan(\phi)\tan(\delta)]$ Eq. 25					rad
$(24 (60)/\pi) G_{sc}$				37.59	MJ m ⁻² day ⁻¹

Extraterrestrial radiation: R_a

$R_a = \frac{24 (60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\phi) \sin(\delta) + \cos(\phi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)]$ Eq. 21		MJ m ⁻² day ⁻¹
---	--	--------------------------------------

Daylight hours: N

$N = \frac{24}{\pi} \omega_s$ Eq. 34		hour/day
--------------------------------------	--	----------

Solar radiation (*R_S*)

太阳辐射 (*R_S*)

如果没有测量太阳辐射 *R_S*，可以使用Angstrom 公式计算，该公式将太阳辐射与地外辐射和相对日照时长联系起来：

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a$$

(35)

这里

R_s

R_s

太阳或短波辐射

$[MJ\ m^{-2}\ day^{-1}]$

n

实际日照

$[hour]$

N

最大可能的日照时间或日光时间

$[hour]$

n/N

相对日照时数

$[-]$

R_a

地外辐射

$[MJ\ m^{-2}\ day^{-1}]$

a_s

回归常数，表示在阴天到达地球的地外辐射比例

$(n = 0)$

$a_s + b_s$

在晴朗的日子里到达地球的地外辐射的一部分

$(n = N)$

R_S 在上述方程中以 MJ m⁻² day⁻¹ 表示。 通过将 *R_S* 乘以 0.408（公式 20）获得以 mm day⁻¹ 为单位的相应等效蒸发量。 根据大气条件（湿度、灰尘）和太阳赤纬（纬度和月份），Angstrom 值 *a_s* 和 *b_s* 会有所不同。 在没有实际太阳辐射数据可用且未对改进的 *a_s* 和 *b_s* 参数进行校准的情况下，建议 *a_s* = 0.25 和 *b_s* 的值= 0.50 。

地外辐射，*R_a*，以及日照时间或最大可能的日照持续时间*N*，由公式21和34给出。*R_a* 的值不同纬度的*N*和*N*也列于附件2（表2.6和2.7）。实际的阳光持续时间，*n*，是用Campbell Stokes 的阳光记录器记录下来的。

示例10 根据测量的日照持续时间测定太阳辐射 在纬度22° 54度的里约热内卢（巴西），5月份记录了220小时的日照时间。确定太阳辐射。			
From Eq. 22:	latitude = 22°54'S = 22.90°S or $\pi/180$ (-22.90) =	-0.40	rad
From Table 2.5:	for 15 May, the day in the year (J) =	135	--
From Eq. 21 or Table 2.6:	R_a =	25.1	MJ m ⁻² day ⁻¹
From Eq. 34 or Table 2.7	N = $n = 220\text{ hours} / 31\text{ days} =$	10.9 7.1	hours day ⁻¹ hours day ⁻¹
From Eq. 35:	$R_s = [0.25 + 0.50 (7.1/10.9)] R_a =$ $= 0.58 R_a = 0.58 (25.1) =$	14.5	MJ m ⁻² day ⁻¹
From Eq. 20:	expressed as equivalent evaporation $= 0.408 (14.5) =$	5.9	mm/day
The estimated solar radiation is 14.5 MJ m ⁻² day ⁻¹ .			

Clear-sky solar radiation (R_{SO})**晴空太阳辐射 (R_{SO})**

晴空辐射的计算, R_{SO} , 当 $n=N$ 时, 需要计算净长波辐射。

- 对于接近海平面或当校准值为 a_s 和 b_s 可用:

$$R_{so} = (a_s + b_s) R_a \quad (36)$$

这里 R_{SO} 晴空太阳辐射 [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$],
 a_s+b_s 在晴天到达地球的地外辐射的一部分 ($n = N$)。

- 当校准值为 a_s 和 b_s 不可用:

$$R_{so} = (0.75 + 2 \cdot 10^{-5} z) R_a \quad (37)$$

这里 z 站点海拔高度 [m].

其他更复杂的 R_{SO} 估计值, 包括浊度和水汽效应, 在附件 3 中讨论 (公式 3.14 至 20)。

Net solar or net shortwave radiation (R_{ns})**净太阳或净短波辐射 (R_{ns})**

由入射和反射的太阳辐射之间的平衡所产生的净短波辐射由:

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (38)$$

这里 R_{ns} 净太阳或短波辐射 [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$],
 α 反照率或冠层反射系数, 假设草参考作物为 0.23 [无量纲],
 R_s 入射的太阳辐射 [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$].

R_{ns} 见上述等式表示 $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ 。

Net longwave radiation (R_{nl})**净长波辐射(R_{nl})**

长波能量发射速率与表面升高到四倍方的绝对温度成正比。这种关系用Stefan-Boltzmann定律定量地表示。然而, 由于来自天空的吸收和向下的辐射, 离开地球表面的净能量通量

比 Stefan-Boltzmann 定律给出的净能量通量要小。水蒸气、云、二氧化碳和尘埃是长波辐射的吸收器和发射器。在评估净流出通量时，应知道它们的浓度。由于湿度和云量起着重要的作用，在估计长波辐射的净输出通量时，用这两个因素修正了 Stefan-Boltzmann 定律。因此，假设其他吸收剂的浓度是恒定的：

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max,K}^4 + T_{\min,K}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (39)$$

- 这里 R_{nl} 净出射长波辐射 [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$],
 σ Stefan-Boltzmann常数 [$4.903 \cdot 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$],
 $T_{\max,K}$ 24小时内最高绝对温度 [$\text{K} = ^\circ\text{C} + 273.16$],
 $T_{\min,K}$ 24小时内最低绝对温度 [$\text{K} = ^\circ\text{C} + 273.16$],
 e_a 实际蒸气压 [kPa],
 R_s/R_{so} 相对短波辐射 (≤ 1.0),
 R_s 测量或计算 (公式 35) 太阳辐射 [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$],
 R_{so} 计算 (公式 36 或 37) 晴空辐射 [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$].

最高气温的四次方和最低气温的四次方的平均值通常用于 24- hour 时间步长的 Stefan-Boltzmann 方程。公式内 $(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a})$ 表示空气湿度的修正值，如果湿度增加会变小。浑浊的影响用 $(1.35 R_s/R_{so} - 0.35)$ 表示。如果混浊度增加，则此项会变小，因此 R_s 会降低。修正项越小，长波辐射的净出射通量越小。请注意，必须限制公式 39 中的 R_s/R_{so} 项，以使 $R_s/R_{so} \leq 1.0$ 。

如果有在明朗的晴天和阴天测量传入和传出的短波和长波辐射，则可以校准公式 39 中的系数。

附件2 (表2.8) 列出了 T_K^4 对于不同的空气温度。

示例11 净长波辐射的测定 在里约热内卢 (巴西)，纬度 $22^\circ 54'$ ($= -22.70^\circ$)，5 月份记录了 220 小时的晴天日照，月平均日最高和最低气温为 25.1 和 19.1°C ，蒸汽压力为 2.1 kPa 。确定净长波辐射量。			
From Example 10: From Eq. 36:	$R_s =$ $R_{so} = 0.75 R_a = 0.75 \cdot 25.1 =$	14.5 18.8	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
From Table 2.8 or for: Then: and:	$\sigma =$ $T_{\max} = 25.1^\circ\text{C} =$ $\sigma T_{\max,K}^4 =$	$4.903 \cdot 10^{-9}$ 298.3 38.8	$\text{MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ K $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
and: and:	$T_{\min} = 19.1^\circ\text{C} =$ $\sigma T_{\min,K}^4 =$	292.3 35.8	K $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
and: and: and: -	$e_a =$ $0.34 - 0.14 \sqrt{e_a} =$ $R_s/R_{so} = (14.5)/(18.8)$ $1.35(0.77) - 0.35 =$	2.1 0.14 0.77 0.69	kPa - - -
From Eq. 39:	$R_{nl} = [(38.7 + 35.7)/2] (0.14) (0.69) =$	3.5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
From Eq. 20:	表示为当量蒸发 $= 0.408 (3.5) =$	1.4	mm/day
净长波辐射为 $3.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$.			

Net radiation (R_n)**净辐射 (R_n)**

净辐射 (R_n) 是入射净短波辐射 (R_{ns}) 和输出的净长波辐射 (R_{nl}):

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (40)$$

示例12**净辐射的测定**

根据从以前的例子中得到的数据，确定5月份在里约热内卢的净辐射量。

From Example 10:	$R_s =$	14.5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
From Eq. 39:	$R_{ns} = (1 - 0.23) R_s =$	11.1	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
From Example 11:	$R_{nl} =$	3.5	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
From Eq. 40:	$R_n = 11.1 - 3.5 =$	7.6	$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$
From Eq. 20:	expressed as equivalent evaporation = $0.408 (7.6) =$	3.1	mm/day
The net radiation is $7.6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$.			

框10**净辐射计算表 (R_n)**

Latitude		°			
Day			R_a (Box 9 or Table 2.6)		$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
Month			N (Box 9 or Table 2.7)		hours
n		hours	(in absence of R_s) n/N		
Net solar radiation: R_{ns}					
If n is measured instead of R_s :					
$R_s = (0.25 + 0.50 n/N) R_a$			Eq. 35		$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
$R_{s0} = [0.75 + 2 (\text{Altitude}) / 100\,000] R_a$			Eq. 37		$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
R_s / R_{s0}			(≤ 1.0)		
$R_{ns} = 0.77 R_s$			Eq. 38		$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
Net longwave radiation: R_{nl}					
with $\sigma = 4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ K}^{-4} \text{ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$					
and $T_K = T[^\circ\text{C}] + 273.16$					
$T_{\max}$		°C	$T_{\max,K} = T_{\max} + 273.16$		K
$T_{\min}$		°C	$T_{\min,K} = T_{\min} + 273.16$		K
			$\sigma T_{\max,K}^4$ (Table 2.8)		$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
			$\sigma T_{\min,K}^4$ (Table 2.8)		$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
$(\sigma T_{\max,K}^4 + \sigma T_{\min,K}^4) / 2$					$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
e_a		kPa	$(0.34 - 0.14 \sqrt{e_a})$		
R_s / R_{s0}			$(1.35 R_s / R_{s0} - 0.35)$		
$R_{nl} = (\sigma T_{\max,K}^4 + \sigma T_{\min,K}^4) / 2 (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) (1.35 R_s / R_{s0} - 0.35)$				Eq. 39	$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$
Net radiation: R_n $R_n = R_{ns} - R_{nl}$					
				Eq. 40	$\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$

Soil heat flux (G)**土壤热通量(G)**

复杂的模型可以描述土壤热流。因为土壤的热通量比R要小_n，特别是当地表被植被覆盖，计算时间步长为24小时或更长时，本文基于土壤温度跟随空气温度的思想，提出了一个长时间步长的简单计算步骤：

$$G = c_s \frac{T_i + T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \quad (41)$$

这里 G 土壤热通量 [MJ m⁻² day⁻¹],
 c_s 土壤热容 [MJ m⁻³ °C⁻¹],
 T_i 当 i 时的气温 [°C],
 T_{i-1} 当 i-1 时的气温 [°C],
 Δt 间隔的时间长度 [day],
 Δz 有效土壤深度 [m]。

由于土壤温度滞后于空气温度，因此在评估土壤日热流量时，应考虑一段时间内的平均温度，即 Δt 应超过一天。温度波的穿透深度由时间间隔的长短决定。有效土壤深度

Δz 在 1 天或几天的时间仅为0.10~0.20m，但每月的时间周期可能为2m或更多。土壤的热容与其矿物组成和含水量有关。

• 对于一天或十天的期间内：

由于草参考面下的一天或十天土壤热通量的大小相对较小，可以忽略不计，因此：

$$G_{\text{day}} \approx 0 \quad (42)$$

• 每月期间：

当假设土壤热容量恒定为 2.1 MJ m⁻³ °C⁻¹ 和适当的土壤深度时，可使用公式 41 推导出月周期的 G：

$$G_{\text{month},i} = 0.07 (T_{\text{month},i+1} - T_{\text{month},i-1}) \quad (43)$$

或者，如果 T_{month,i+1} 未知

$$G_{\text{month},i} = 0.14 (T_{\text{month},i} - T_{\text{month},i-1}) \quad (44)$$

在这里 T_{month,i} i月平均气温 [°C],

T_{month,i-1} 上月平均气温 [°C],

T_{month,i+1} 下个月平均气温 [°C]。

• 每小时或更短的时间：

对于每小时（或更短）的计算，在密集的草覆盖下的G与气温没有很好的相关性。每小时G可以近似为：

$$G_{hr} = 0.1 R_n$$

(45)

在夜间为：

$$G_{hr} = 0.5 R_n$$

(46)

在土壤变暖的地方，土壤热通量 G 为正。在估算蒸散时，从 R_n 中减去该过程所需的能量。

示例13 月度期间土壤热通量的确定			
确定阿尔及尔（阿尔及利亚）四月土壤变暖时的土壤热通量。3月、4月和5月的月平均气温分别为14.1° C、16.1° C和18.8° C。			
From Eq. 43	或四月时： $G_{month} = 0.07 (18.8 - 14.1) =$	0.33	$MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$
From Eq. 20	表示为当量蒸发 $= 0.408(0.33) =$	0.13	mm/day
土壤热通量为 $0.33\ MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$.			

WIND SPEED

风速

Measurement 测量

风的特征在于它的方向和速度。风向是指风吹来的方向。对于蒸散量的计算，风速是相关变量。由于给定位置的风速随时间变化，因此有必要将其表示为给定时间间隔内的平均值。风速以米/秒 ($m\ s^{-1}$) 或公里/天 ($km\ day^{-1}$) 给出。

风速是用风速计测量的。气象站常用的风速计由风杯或螺旋桨组成，靠风力转动。通过计算给定时间段内的转数，计算出测量期间的平均风速。

Wind profile relationship 风廓线关系

在土壤表面以上不同高度测量的风速是不同的。地表面摩擦往往会减慢经过它的风。地表风速最慢，随着高度的增加而增加。出于这个原因，风速计放置在一个选定的标准高度，即气象学中的 10 m 和农业气象学中的 2 或 3 m。为了计算蒸散量，需要在地表以上 2 m 处测量风速。为了调整从放置在 2 m 标准以外海拔高度的仪器获得的风速数据，可以使用对数风速剖面来进行短草地以上的测量：

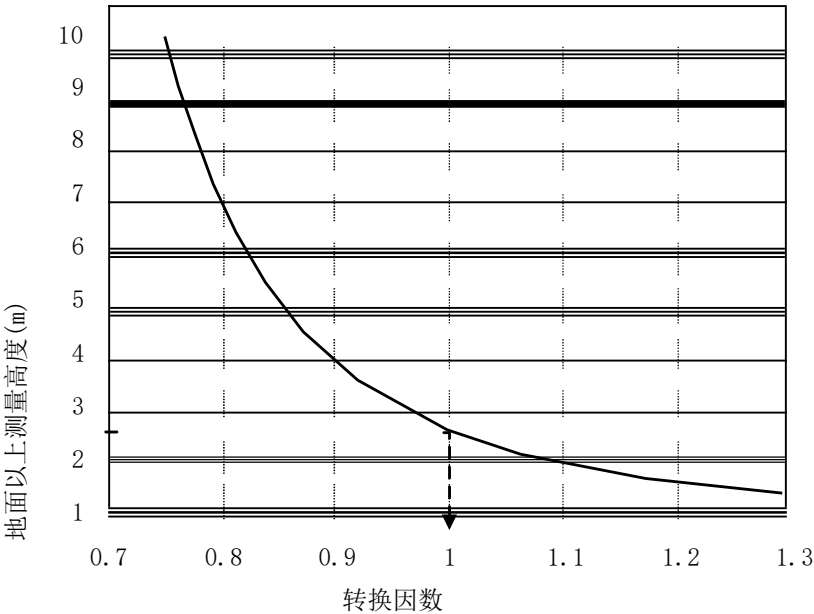
$$u_2 = u_z \frac{4.87}{\ln(67.8z - 5.42)}$$

(47)

在这里 u_2 地面以上2米处的风速 [m s^{-1}],
 u_z 测量地面以上的风速 [m s^{-1}],
 z 地面以上的测量高度 [m]。

相应的乘数或转换因子见附件2（表2.9），并绘制在图16中。

图16
将地面以上一定高度的风速转换为标准高度（2m）风速的换算系数



示例14
调整风速数据至标准高度

根据在土壤表面以上10m处测量的3.2m/s的风速，确定标准高度为2m处的风速。

对于：	$u_z =$	3.2	m/s
和：	$z =$	10	m
然后：	转换因子= $4.87 / \ln(67.8(10) - 5.42) = u_2 =$	0.75	-
从等式 47：	$(0.75) \times$	2.4	m/s
土壤表面以上 2m 处的风速为2.4m/s。			

CLIMATIC DATA ACQUISITION

气候数据采集

Weather stations

气象站

气象数据记录在各种类型的气象站。农业气象站位于作物区域，仪器暴露在与周围作物相似的大气条件下。在这些站点中，空气温度和湿度、风速和日照时长通常在草地或短作物的广阔表面上方 2 m 处测量。在需要和可行的情况下，对站点的覆盖物进行灌溉。建立和维护农业气象站的指南见粮农组织第 27 号灌溉和排水文件。本手册还介绍了不同类型的仪器、它们的安装和可靠性。

在非农业气象站收集的数据需要在使用前仔细分析其有效性。例如，在航空站中，测量与航空相关的数据。由于机场通常位于城市附近，因此温度可能高于农村农业地区的温度。风速通常在地表以上 10 m 处测量。

应联系国家气象服务部门，了解在该国各种气象站收集的气候资料。国家服务部门通常发布气象公报，列出来自各气象站的经过处理的气候数据。

附件列出了部分或缺失天气数据的统计分析、评估、修正和完成程序：

附件4：天气数据集的统计分析；

附件5：天气数据完整性的测量和评估；

附件6：校正在非参考地点观察到的天气数据以便计算 ET_o 。

Agroclimatic monthly databases

农业气候月数据库

从 1984 年开始，粮农组织发布了粮农组织植物生产和保护系列中 2300 个站的平均月度农业气候数据。已经完成以下几卷：

第 22 期：第 1 卷：非洲数据，赤道以北国家（1984 年），第 2 卷：非洲数据，赤道以南国家（1984 年）；

第 24 期：拉丁美洲和加勒比的农业气候数据（1985 年）；第 25 期：第 1 卷：亚洲农业气候数据（A-J）（1987 年），

第 2 卷：亚洲农业气候数据（K-Z）（1987）。

CROPWAT 的 CLIMWAT（粮农组织灌溉和排水文件第 46 号）包含来自 3262 个气候站的月度数据，这些数据包含在五个单独的软盘上。这些站点按国家和大陆分组。软盘上列出了使用粮农组织 Penman-Monteith 方法计算的最高和最低温度、平均相对湿度、风速、日照时数、辐射数据以及降雨量和 ET_o 的月平均值，以了解长期平均条件。

FAOCLIM 在光盘上为粮农组织农业气象组的农业气候数据库提供了一个用户友好的界面。所提供的数据是先前公布的粮农组织植物生产和保护系列的扩展，站点的数量已从 2 300 个增加到约 19 000 个，并扩大了全球覆盖范围。但是，并非所有站点都有所有主要天气参数的值。许多只包含气温和降水。

可以查阅这些数据库以验证实际数据库的一致性或缺失的气候参数。但是，它们仅应用于初步研究，因为它们仅包含平均每月数据。FAOCLIM 仅提供少数几个站点的月度时间序列。这些数据库中的信息永远不应取代实际数据。

全球部分地区的其他电子数据库已由国际水管理协会 (IWMI) 发布。这些数据库包括使用基于每日最高和最低气温之间差异的 Hargreaves E_{To} 公式预测的每日和每月气温、降水和 E_{To} 。

ESTIMATING MISSING CLIMATIC DATA

估计缺少气候数据

第 4 章介绍了使用 Penman-Monteith 方法对参考蒸散量 E_{To} 的估算。计算需要平均每日、十天或每月最高和最低气温 (T_{max} 和 T_{min})、实际蒸汽压 (e_a)、净辐射 (R_n) 和在 2 m (u_2) 处测量的风速。如果某些所需的天气数据丢失或无法计算，强烈建议用户使用以下程序之一估计丢失的气候数据，并使用粮农组织 Penman-Monteith 方法计算 E_{To} 。不太推荐使用仅需要有限气象参数的替代 E_{To} 计算程序。本节给出了估算缺失的湿度、辐射和风速数据的程序。

Estimating missing humidity data

估计缺少湿度数据

在缺乏湿度数据或质量可疑的地方，估计实际蒸汽压力， e_a ，可以通过假设露点温度 (T_{dew}) 接近每日最低温度 (T_{min})。这句话隐含地假设，在日出时，当气温接近 T_{min} 时，即空气几乎被水蒸气饱和，相对湿度接近 100%。“如果是 T_{min} ” 分是用来表示 T_{min} 的吗 T_{dew} 那时

在湿度数据缺失或质量有问题的情况下，可以通过假设露点温度 (T_{dew}) 接近每日最低温度 (T_{min}) 来估算实际蒸汽压 e_a 。这句话隐含地假设在日出时，当气温接近 T_{min} 时，空气几乎被水蒸气饱和，相对湿度接近 100%。如果用 T_{min} 来表示 T_{dew} ，那么：

$$e_a = e^0(T_{min}) = 0.611 \exp \left[\frac{17.27 T_{min}}{T_{min} + 237.3} \right] \quad (48)$$

$T_{dew} \approx T_{min}$ 的关系适用于站点覆盖作物浇水良好的位置。然而，特别是对于干旱地区，当温度处于最低值时，空气可能不会饱和。因此， T_{min} 可能大于 T_{dew} ，并且可能需要进一步校准来估计露点温度。在这些情况下，上式中的“ T_{min} ”可以通过从 T_{min} 中减去 $2 \sim 3^\circ \text{C}$ 来更好地近似。附件 6 给出了适当的校正程序。在潮湿和半湿润气候下，由于夜间露水凝结，清晨测量的 T_{min} 和 T_{dew} 可能小于白天测量的 T_{dew} 。日出后，露水的蒸发将再次加湿空气，并增加白天测得的 T_{dew} 值。这种现象在附件 5 的图 5.4 中得到了说明。但是，在用 24 小时计算 E_{To} 时，使用在清晨测量或计算的 T_{dew} 是标准做法。

应检查来自 T_{min} 的 e_a 估计值。当公式 48 的预测对一个区域进行验证时，它可以用于 e_a 的每日估计。

Estimating missing radiation data

估计缺失的辐射数据

农业气象站很少安装专业的净辐射测量装置。在没有直接测量的情况下，长波辐射和净辐射可以从更常见的观测天气参数中得到，即太阳辐射或日照小时数、空气温度和蒸汽压力得出。在没有测量到太阳辐射的地方，它也许可以通过测量到的阳光的小时数来估计。然而，如果没有每日日照小时数(n)，则不能用前面提出的计算程序来计算太阳辐射数据。本节介绍了使用替代方法来估计太阳辐射数据的各种方法。

Solar Radiation data from a nearby weather station

来自附近气象站的太阳辐射数据

这种方法依赖于这样一个事实：在同一个月，通常是在同一天，影响入射太阳辐射的变量， R_s ，而日照持续时间 n 在整个给定区域中是相似的。这意味着：(i) 该区域的规模很小；(ii) 在该区域的部分地区，控制降雨和云层量的气团几乎是相同的；和(iii) 该地区的地貌结构几乎是同质的。地形的差异应该可以忽略不计，因为它们强烈地影响着气团的运动。在这种条件下，可以使用在附近观测站观测到的辐射数据。

将这种方法应用于山区和沿海地区，因为暴露和海拔的差异可能很重要，或者降雨变化，应谨慎使用。此外，由于控制辐射的条件不同，来自位于附近但位于山的另一边的站点的数据可能无法转移。用户应观察这两个地点的气候条件，并从当地人那里获得有关云量和类型的一般差异的信息。

如果到同一均匀区域内的气象站的南北距离超过 50 公里，因此 R_a 值发生变化，则应使用太阳与地外辐射的比率 R_s/R_a 来调整 R_s 测量值：

$$R_s = \frac{R_{s,reg}}{R_{a,reg}} R_a \quad (49)$$

这里 $R_{s,reg}$ 该区域位置的太阳辐射 [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$],
 $R_{a,reg}$ 该区域位置的地外辐射 [$\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$].

一旦从附近观测站的辐射数据中推导出太阳辐射，就可以计算出净长波辐射（公式39）和净辐射（公式40）。

推荐使用公式 49 的估计方法来计算每月 ET_o 。如果使用 ET_o 日估算方法，则必须对输入和输出气象站的天气数据进行更仔细的分析，以验证两个站是否处于同一同质气候区域，并且足够接近以在该区域内经历相似的条件。同一天。分析应包括比较两个站的每日天气数据，特别是最高和最低气温和湿度。事实上，相似的云量和日照时间与温度和湿度趋势的相似性有关。

通常，使用估计的辐射数据计算每日的 ET_o ，当用作数日期间的总和或平均值时是合理的。计算连续灌溉之间的平均蒸散需求或规划灌溉时就是这种情况。在这些条件下，一天的相对误差通常会抵消平均周期另一天的误差。每日的估计值不应用作真实的每日估计值，而应仅用作所考虑期间的平均值。

Solar Radiation data derived from air temperature differences

太阳辐射数据

最高气温和最低气温之间的差异与一个位置的云量有关。晴朗的天空条件导致白天的高温 (T_{max})，因为大气对入射的太阳辐射是透明的，而夜间的低温 (T_{min}) 是因为更少的出射长波辐射被大气吸收。另一方面，在阴天条件下， T_{max} 相对较小，因为大部分入射太阳辐射从未到达地球表面，而是被云吸收和反射。类似地， T_{min} 将相对较高，因为云层会起到毯子的作用并减少净出射的长波辐射。因此，最高和最低气温之间的差值 ($T_{max} - T_{min}$) 可以作为到达地球表面的地外辐射比例的指标。Hargreaves 和 Samani 已利用这

一原理来开发仅使用气温数据的 ET_o 估计值。

Hargreaves 的辐射公式, 在不同气候条件下的多个气象站进行了调整和验证, 变为:

$$R_s = k_{Rs} \sqrt{(T_{\max} - T_{\min})} R_a \quad (50)$$

这里 R_a 地外辐射 [$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$],

$T_{\max}$ 最高气温 [$^{\circ}C$],

$T_{\min}$ 最低气温 [$^{\circ}C$],

k_{Rs} 调整系数 (0.16 .. 0.19) [$^{\circ}C$]。

温差的平方根与给定位置现有的每日太阳辐射密切相关。调整系数 k_{Rs} 是经验性的, 因“内陆”或“沿海”地区而异:

对于“内陆”位置, 陆块占主导地位, 气团不受大型水体的强烈影响, $k_{Rs} \cong 0.16$;

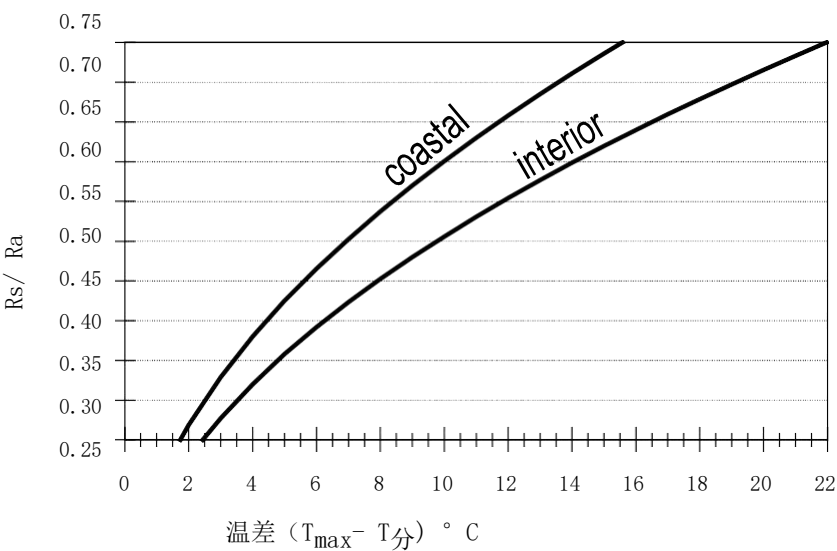
对于“沿海”地点, 位于或靠近大片土地的海岸, 并且气团受附近水体的影响, $k_{Rs} \cong 0.19$ 。

内部和沿海地区的 R_s/R_a 和温差之间的关系如图 17 所示。到达地球表面的地外辐射比例 R_s/R_a 的范围从云层浓密的一天的约 0.25 到晴天无云的一天的约 0.75。预测公式 50 的 R_s 应限制为 $\leq R_{s0}$ (公式 36 或 37)。

对于不适合从区域台站导入辐射数据的位置, 建议使用温差法, 因为没有出现均匀的气候条件, 或者因为缺乏该区域的数据。对于岛屿条件, 由于周围水体的调节作用, 公式 50 的方法不合适。

当需要每天计算 ET_o 时需要小心。对公式 49 给出的建议完全适用。建议将基于估计 R_s 的每日 ET_o 估计值在几天内 (例如一周、十年或一个月) 求和或平均, 以减少预测误差。

图17
到达地球表面的地外辐射的比例之间的关系 R_s/R_a ，以及空气温差 $T_{max}-T_{分}$ 用于内部 ($k_{接收站}$ =值为0.16) 和沿海地区 ($k_{接收站}$ =0.19) 区域



示例15
根据温度数据测定太阳辐射

根据里昂（法国）在北纬45° 43分、海拔200米的7月份的温度数据来确定太阳辐射。7月，月平均最高气温和最低气温分别为26.6° C和14.8° C。

From Table 2.5: From Eq. 21 or Annex 2 Table 2.6):	纬度= 45° 43' = +45.72° decimal degrees = 在一年当中的 7 月 15 日是第 R_a =	0.80 196	radian -
From Eq. 50 (same latitude):	$R_s = 0.16 [\sqrt{(26.6-14.8)}] R_a = 0.55 (40.6) =$	40.6 22.3	$MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$ $MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$
From Eq. 20 (same latitude):	等效蒸发 = 0.408 (22.3) =	9.1	mm/day
在 7 月，估计的太阳辐射, $R_s=22.3\ MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$			

示例16**无辐射数据时净辐射的测定**

用T计算曼谷的净辐射 ($13^{\circ} 44' \text{ N}$)_{max}和T_分. 该气象站位于海拔2米的海岸上。4月, 月平均日最高气温, 每日最低温度和日蒸汽压力分别为34.8° C、25.6° C和2.85kPa。

For Latitude $13^{\circ}44'\text{N} = +13.73^{\circ}$ decimal degrees = -0.24 radian
and for 15 April, J =105:

From Eq. 21 or Table 2.6:	$R_a =$ (in coastal location) $kR_s =$ ($T_{\max} - T_{\min}$) = (34.8 - 25.6) =	38.1 0.19 9.2°C	MJ m ⁻² day ⁻¹ °C -2 -1
From Eq. 50: From Eq. 36: From Eq. 38:	$R_s = 0.19 \sqrt{(9.2)} R_a$ $R_{so} = 0.75 R_a$ $R_{ns} = 0.77 R_s$	21.9 28.5 16.9	MJ m ⁻² day ⁻¹ MJ m ⁻² day ⁻¹ MJ m ⁻² day ⁻¹
	$\sigma =$ $T_{\max} =$ $\sigma T_{\max, K}^4 =$	4.903 10 ⁻⁹ 34.8 44.1	MJ K ⁻⁴ m ⁻² day ⁻¹ °C MJ m ⁻² day ⁻¹
	$T_{\min}$ $\sigma T_{\min, K}^4 =$ ($\sigma T_{\max, K}^4 + \sigma T_{\min, K}^4$)/2 = (44.1 + 39.1)/2 =	25.6 39.1 41.6	°C MJ m ⁻² day ⁻¹ MJ m ⁻² day ⁻¹
For:	$e_a = 2.85 \text{ kPa}$ (0.34-0.14√ e_a) =	2.85 0.10	kPa -
For: Then:	$R_s/R_{so} =$ (1.35(R_s/R_{so})-0.35) =	0.77 0.69	- - -2 -1
From Eq. 39: From Eq. 40:	$R_{nl} = 41.6 (0.10) 0.69 =$ $R_n = (16.9 - 2.9) =$	3.0 13.9	MJ m ⁻² day ⁻¹ MJ m ⁻² day ⁻¹
From Eq. 20:	equivalent evaporation = 0.408 (13.9) =	5.7	mm/day
The estimated net radiation is 13.9 MJ m ⁻² day ⁻¹ .			

Empirical methodology for island locations**岛屿位置的经验方法**

对于海岛位置, 其陆块垂直于海岸线的宽度不超过 20 公里, 影响大气条件的气团在各个方向上都以相邻水体为主。温度法不适用于这种情况。 如果无法获得岛上其他位置的辐射数据, 则可以从经验关系式中获得每月太阳平均值的初步估计:

$$R_s = 0.7 R_a - b \quad (51)$$

这里 R_s 太阳辐射 $[MJ\ m^{-2}\ day^{-1}]$,
 R_a 地外辐射 $[MJ\ m^{-2}\ day^{-1}]$,
 b 经验常数, 等于 $4\ MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$ 。

这种关系仅适用于低海拔（从 0 到 100 m）。经验常数表示通常岛屿位置存在一些云，因此使平均太阳辐射低于几乎晴朗的天空包络线 $(0.7\ R_a)\ 4\ MJ\ m^{-2}\ day^{-1}$ 。
对经验常数的局部调整可以改进估计。

该方法仅适用于每月计算。 R_s 和 R_a 之间的恒定关系不会产生准确的每日估计值。

Missing wind speed data

缺少风速数据

Wind speed data from a nearby weather station

来自附近一个气象站的风速数据

从附近的站点导入风速数据（如辐射数据）依赖于这样一个事实，即“均匀”区域上方的气流在一天中可能有相对较大的变化，但在涉及较长的时间或一天的总量时。如果气团的来源相同，或者该地区的气流由相同的锋面支配且地势相似，则可以从附近的台站导入数据。

从其他站点导入风速数据时，应比较区域气候、其他气象参数的变化趋势和地势。强风通常与低相对湿度有关，而轻风通常与高相对湿度有关。因此，两个地点的日最大和最小相对湿度变化趋势应该是相似的。在山区，数据不一定要从最近的站点导入，而应从具有相似海拔和暴露于主导风的附近站点导入。成对的站点甚至可能因季节而异，这取决于主导风。

在估算月度的蒸发量时，可以使用导入的风速数据。每日计算在几天内用作总和或平均值时是合理的，例如一周或十年。

Empirical estimates of monthly wind speed

每月风速的经验估算

由于每月平均风速的变化相对较小，并且在平均值附近波动，因此可以估计每月的风速值。“平均”风速估计值可从区域气候可用信息中选择，但应考虑季节变化。表 4 中建议了一般值。

表4
每月风速数据的一般类别

描述	月平均风速为2米
轻风	$\dots \leq 1.0\ m/s$
轻到中度风	$1 - 3\ m/s$
中强风	$3 - 5\ m/s$
大风	$\dots \geq 5.0\ m/s$

如果该地区没有可用的风数据，则可以使用 $2\ m/s$ 的值作为临时估计值。该值是 全球 2000 多个气象站的平均值。

一般来说, 在 ET_o 方程 (公式 6) 中使用时, 2 m 处的风速 u_2 应限制在 $u_2 \geq 0.5$ m/s 左右。这对于考虑边界层不稳定性和空气的浮力在空气平静时促进地表蒸汽交换的影响是必要的。

当风速很小并且暖空气的浮力引起地表空气交换时, 就会发生这种效应。将 ET_o 方程中的 $u_2 \geq 0.5$ m/s 限制在风速非常低的条件下可以提高估计精度。

Minimum data requirements

最低数据要求

本节展示了在缺失时如何估算太阳辐射、蒸气压和风数据。许多建议的程序依赖于最高和最低气温测量。不幸的是，当空气温度丢失时，没有可靠的方法来估计空气温度。因此，建议最高和最低日气温数据是应用粮农组织 Penman-Monteith 方法所需的最低数据要求。

An alternative equation for ET_0 when weather data are missing

缺少天气数据时 ET_0 的替代

当太阳辐射数据、相对湿度数据和/或风速数据缺失时，应使用本节介绍的程序对其进行估算。作为替代方案，可以使用 Hargreaves ET_0 方程估算 ET_0 ，其中：

$$ET_0 = 0.0023(T_{\text{mean}} + 17.8)(T_{\text{max}} - T_{\text{min}})^{0.5} R_a \quad (52)$$

其中所有参数均已预先定义。公式 52 中 ET_0 和 R_a 的单位均为 mm day^{-1} 。公式 52 应在每个新区域通过与测量太阳辐射、气温、湿度和风速的气象站的粮农组织 Penman-Monteith 公式（公式 6）的估计值进行比较来验证。如有必要，可以通过确定经验系数来每月或每年校准公式 52，其中 $ET_0 = a + b ET_0 \text{ Eq. 52}$ ，其中“Eq. 52”下标是指使用公式 52 预测的 ET_0 。系数 a 和 b 可以通过回归分析或视觉拟合确定。一般而言，与直接估算 ET_0 相比，估算公式 48 至 51 和表 4 中描述的太阳辐射、蒸气压和风速，然后在公式 6（FAO Penman-Monteith 公式）中利用这些估算值将提供更准确的估算值使用公式 52。这是由于估计方程能够将一般气候特征（例如高或低风速，或高或低相对湿度）纳入使用公式 6 进行的 ET_0 估计。

方程 52 在大风条件下 ($u_2 > 3 \text{ m/s}$) 有低估的趋势，在高相对湿度条件下有高估的趋势。

