

96121

陆面蒸发量计算译文集

水利部水文司

1992

陆面蒸发量计算译文集

水利部水文司

1992

前 言

陆面蒸散发量是水文循环的重要组成部分,也是水量平衡分析中的主要要素。多年来,国内外都对蒸散发量的观测和实验研究做了大量的工作,提出了不少计算方法和公式。但由于自然界气象条件和下垫面情况等多种多样,客观上增加了蒸散发量计算的困难,目前尚缺乏简单适用并有一定精度的计算方法,需要我们继续为之努力。

我们通过一些国家的 HOMS 国家咨询中心,取得了这些国家现行的陆面蒸散发量计算方法和有关规定,希望能对我国的工作有所帮助。

这次共选择了四个文件,名称是:

1. 陆面蒸发量计算方法的建议;
2. 水体水面蒸发量计算指示;
3. 英国气象局降雨量和蒸发量计算系统;
4. 植被的可能蒸散发量。

前两个文件为前苏联国家水文研究所编制、经有关国家机构批准在全国通用的文件。第三个文件是英国气象局经过多年的使用、修正而目前仍在继续应用的方法。第四个文件主要是比利时研制的计算可能蒸散发量的计算机程序。

本书由水利部水文司王凤岐同志翻译,水调中心周恒子同志校对。限于水平,译文不妥之处请指正。

水利部水文司

1992.12.

目 录

1. 概论	(1)
2. 多年平均陆面蒸发量的确定	(5)
2.1 年平均蒸发量的计算	(5)
2.2 多年平均月蒸发量的计算	(7)
2.3 不同保证率的月蒸发量	(12)
3. 综合法确定各年逐月蒸发量	(12)
4. 雪面蒸发量的计算	(14)
5. 沼泽蒸发量的计算	(15)
6. 林地蒸发量的计算	(17)
7. 非灌溉农田蒸发量的确定	(19)
7.1 热量平衡法	(19)
7.2 水量平衡法	(23)
7.3 蒸发器法	(24)
8. 灌溉田地蒸发量的确定	(25)
8.1 热量平衡法	(25)
8.2 热量水量平衡法	(25)
8.3 用生物气候法计算月总蒸发量(乌克兰水利工程与土壤 改良科学研究所 A. M 和 C. M. 阿尔帕切夫提出)	(29)
8.4 边缘效应影响的计算	(30)

附 录

1. 多年平均陆面年蒸发量	(32)
2. 根据多年平均空气温度和湿度计算多年平均年蒸发量的 诺模图	(33)

3. 根据降水量和湿润陆面的辐射平衡计算多年平均年蒸发量的诺模图	(34)
4. 湿润陆面的多年平均年辐射平衡	(35)
5. 陆面蒸发量的逐月分配	(36)
6. 苏联地球植物带地图	(37)
7. 饱和水汽压	(38)
8. 各地球植物带多年月平均蒸发能力与多年月平均饱和差 $d = (e_s - e)$ 的关系	(40)
9. 各地球植物带 1 米厚土层月平均极限有效储水量与多年平均月气温间的关系	(43)
10. 早春日平均气温转到 $+5^{\circ}\text{C}$ 时, 1m 厚土层的多年平均有效储水量	(44)
11. 休闲地面不同保证率月蒸发量值与多年平均月蒸发量间的关系	(45)
12. 不同草地各种保证率的月总蒸发量值与多年平均月蒸发量间的关系	(46)
13. 不同谷类作物各种保证率的月总蒸发量与多年平均月蒸发量间的关系	(47)
14. 苏联农业水文带地图	(48)
15. 不同沼泽微地貌的公式(12)系数 α 值	(49)
16. 沼泽表面的平均反射率值(以小数计)	(49)
17. 天空无云时的有效辐射	(50)
18. 公式(14)的系数 C 值	(51)
19. 高位沼泽的有效辐射改正值	(51)
20. 低位沼泽的有效辐射改正值	(51)
21. 高位沼泽地面植物生长期间的多年平均蒸发量	(52)
22. 低位沼泽地面植物生长期间的多年平均蒸发量	(53)
23. 多年平均月蒸发量占生长期蒸发总量的%	(54)
24. 高位沼泽水藓灌木丛微地貌表面的蒸发量换算成畦状	

- 沼泽微地貌蒸发量的修正系数 (54)
25. 水藓灌木丛微地貌表面蒸发量换算成部分或全部为苔藓的高位沼泽表面蒸发量的修正系数 (55)
26. 森林复盖地面的年平均蒸发量 (55)
27. 森林蒸发系数 α 值与干旱辐射指数 $\Sigma R/L\Sigma x$ 和计算时段历时间的关系 (56)
28. 各种干土壤的比热 (56)
29. 不同深度的参数 S_z 值与土壤温度测量深度 Z 和与前、后两次测土壤温度差 Δt_z 间的关系 (57)
30. 时段 $t=180$ 分钟的 $c/\tau \cdot 10^3$ 值 (60)
31. 地面以上 1m 高处的紊动系数 k 值 (m^2/s) 与 2、0.5m 两高度处风速差 Δu 和气温差 Δt 值间的关系 (61)
32. 公式(21)中 $A = \frac{\Delta t}{\Delta t + 1.56\Delta e}$ 值与两高度处空
气温度差 Δe 和气温差 Δt 间的关系 (66)
33. 热流紊动 P 值,按公式 $P = 1.35k_1\Delta t$ 计算, k 值从 0.01 到 0.22; Δt 从 0.1 到 1.0 (67)
34. 不同植株高度时风速和气压测量点在地面以上的高度(m)
..... (67)
35. 各种土壤 1m 厚土层水物理参数 γ 值(mm)..... (68)
36. 公式 $k = E_0/e^{mH}$ 的系数 m 值 (68)
37. e^{mH} 值与 m 和 H 的关系 (69)
38. 牧草、谷类作物和宽垅耕作农作物生长期内的参数 β 旬
值 (71)
39. 春季日平均气温到 $+5^\circ\text{C}$ 前 1m 厚土层的平均有效储水
量(mm) (72)
40. 牧草、谷类作物和宽垅耕作物各生长阶段的参数 β 值 (72)
41. 气温转化成白天 12 小时历时气温的系数 b 值与当地纬
度的关系 (73)

42. 公式(31)蒸发系数 a 值与作物种类和日平均气温总积温 Σt_{dp} 间的关系 (74)
43. 参数 a_i 值与 β_0/β 和 L_i 间的关系 (75)
44. 综合法计算多年月平均蒸发量实例 (76)
45. 综合法计算年蒸发量过程实例 (82)
46. 根据沃洛格捷气象观测资料按公式(12)计算暖季多年月平均蒸发量实例,地点为北纬 59° 高位沼泽水藓灌木丛微地貌 (88)
47. 克斯特洛姆地区(针叶林带)1962年暖季各月森林蒸发量的计算实例 (89)
48. 旬、月平均的日蒸发过程计算 (90)
49. 1968年、1969年灌溉棉田逐月蒸发量的计算实例 (95)
50. 作物生长阶段灌溉田地蒸发量的计算实例 (104)
51. $У_{\text{н. нинг.м}}$ 法计算赫尔松地区玉米地蒸发量实例 (106)
52. 赫尔松地区土壤容根层有效储水量和玉米灌溉时间计算实例 (107)
53. 受平流影响的灌溉田地蒸发量计算实例 (109)

陆面蒸发量计算方法的建议

1 概 论

1.1 本建议给出苏联平原地区陆面蒸发量的计算方法。

注：在这里，蒸发量指在蒸发过程中下列三项的总和：散发量、土壤蒸发量和降水时枝叶截留水分的蒸发量。

1.2 建议的方法，适用于为下列目的而需要确定陆面蒸发损失水量时的各种水文计算：全国和各个地区的水量平衡和水资源量的估算，排、灌系统的设计和运用，土壤蓄水量的计算等等。

1.3 计算蒸发量时，应利用水文气象站的下列观测资料：降水量、径流量、风速、空气温度和湿度、辐射平衡、土壤含水量和地下水埋深。这些资料可由下列几个来源取得：

- 苏联气候手册；
- 气候年报；
- 气象日报；
- 日照辐射测量月报；
- 农业气候年报；
- 农业气候手册；
- 水文气象局水文气象观测台刊布的各省和边区农业气候资源；
- 水文年报；
- K. П. 沃斯克列辛斯基著作《苏联河流年径流正常值及其变化》(列宁格勒，水文气象出版社 1962) 中发表的，苏联河流平均年径流量等值线图；

——《苏联地表水资源,主要水文特征值》手册;

——省水利土壤改良局档案中保存的《灌溉水量》总表,及《径流站资料》和水文站报表;

——1951—1959年土壤蒸发观测资料,第一册(国家水文研究所出版。瓦尔达依,1968年);

——水文地质局保存的地下水动态观测资料;

——水文地质年报;

——水量平衡观测站和水文气象局保存的综合水量平衡观测资料。

注:降水量应换算成特列其雅可夫雨量器读数,并进行风速和润湿影响改正。

已换算成特列其雅可夫雨量器读数、并经过风和润湿影响改正的多年平均月总降水量,见1967—1970年刊印的《苏联气候手册》第IV部分的有关分册。

各个月份降水总量换算成特列其雅可夫雨量器读数,应把带防风罩的雨量器实测值乘以相应的系数 K_1 ,每个地点(气象站)各个月份的 K_1 值,见《苏联气候手册》附录表1和表1a。

为了改正雨量器实测值或各个月份总雨量换算值,制定了有充分根据但工作繁重的方法,见《水文气象局实测大气降水量改正值计算指示》(列宁格勒,水文气象出版社1969年)。在进行准确的专门计算时,采用这种方法。

解决1.2节所列举的大多数实际问题,可以利用简化的方法。该法是把雨量器实测值或某具体月份的月总雨量换算值乘以两个系数和 $(K_2 + K_3)$,这里 K_2 为降水量受风影响的多年月平均改正系数, K_3 为润湿雨量器的改正系数。系数 K_2, K_3 的数值,见《苏联气候手册》(列宁格勒,水文气象出版社,1967—1970年)第IV部分附表1和1a。

从1965年开始,气象月报和TM—1表中刊布经过润湿改正的月降水总量。为了进行风影响的改正,该值应乘系数 K_2 。

1.4 由于各个经济部门和科研单位的各式各样的要求,以及

产生蒸发过程的不同自然条件,决定了本建议中列入复杂程度不同的各种计算方法。它不仅可用于整个天然湿润地区蒸发总(平均)量的计算(第2—3章),也可用于不同地面的具体计算(第4—8章)。

计算方法的选择,决定于提出的任务、有无原始资料和要求的结果精度。在设计的第一阶段,可从最简单和最省事的方法中选取一种方法,如查等值线图法(见2.1.1节)。

在某些情况下计算蒸发量,除了这里建议的经过苏联全境鉴定过的各种方法外,还可利用能针对各种自然地理区给出满意结果的方法,例如,在西西伯利亚用B、C梅赞采夫法等。

1.5 为了评价建议的某种方法的精度,采用均方(标准)差百分数表示。在其他条件相等时,误差值也随计算特征值的空间和时间均化尺度而变。随着面积增加或计算时段增长,蒸发量的计算误差减小。这样,在2.1.3节和2.1.1节指出的按关系方程式和按等值线图得出的年蒸发量值的计算误差,分别为20%和15%,二值不能直接比较,因为这些计算值应用的面积不同。第一种情况应用的面积($1000 - 3000\text{km}^2$)比第二种情况应用的面积($3000 - 10000\text{km}^2$)小几倍。如果注意到面积的尺度,则可以看出,按等值线图查得的计算值,绝对不比按关系式计算得到的更准确。同样,也不可能确切地比较用热量平衡法(15%)计算的月蒸发量值与按等值线图查得的年蒸发量值的精度。由于在空间上和时间上均化的尺度不同,显示出热量平衡法比蒸发量等值线图更准确。

最精确可靠的热量平衡法(见第7.1节),是计算蒸发量的基本方法。蒸发器法(见第7.3节)在精度上排第二位。用综合法计算多年平均月蒸发总量和各月蒸发量的误差,分别为20—25%和30—35%。本书所述其他各方法,也大致具有与此同等程度的误差。

计算蒸发量成果的质量不仅决定于所用计算方法及其固有的精度,而且还决定于计算方法使用的正确性、原始资料确定的正确性和代表性。

1.6 根据一个测站的资料计算得到的蒸发量成果能用在多大的面积上,随所计算值的性质(总体的或地区的)、计算时段的长短和原始资料的代表性等不同。如上面指出的,在原始资料(降水量)具有适当的代表性时,用关系式(见 2.1.3 节)计算的年平均蒸发量成果,可以用在 $1000 - 3000\text{km}^2$ 的面积上。用综合法计算的多年平均月蒸发量成果,大致可用于同样的面积。

在水文气象站网足够密的地区,各年和各月蒸发总量计算资料,通常可用到两相邻测站距离的一半处。地区性积雪表面的蒸发量计算值,也可用到上述同样的距离。用本建议中所列其他方法(热量平衡法、蒸发器法、水热平衡法)计算的地区性蒸发量成果,只能用于取得资料的具体蒸发表面。

蒸发量的计算时段愈短,计算成果应用的面积愈小。在本建议中,取年和月作为计算时段。

估算短时段(旬)具体陆面蒸发量的基本手段,是蒸发器法(见第 7.3 节)和热量平衡法(见 7.1 节)。

1.7 下垫面和大气间的水分交换,决定于水分子离开下垫面和同时大气水分子进入下垫面的动态过程。当前,现有的仪器(土壤蒸发器,水面蒸发器)只能测到这两种过程产生的结果。蒸发是第一种过程比第二种过程占优势的结果,而凝结则是第二种过程超过第一种过程的结果。

蒸发器观测的资料,可用于确定建议所列计算公式的各参数。按公式计算的结果为正值时表示蒸发,为负值时表示凝结。凝结的出现在时间上很不连续,量很小且在连续时段(旬、月)总量中不易发现。用热量平衡法或者按第 4 章公式计算各自的雪面蒸发量时,可以算出一日内各时明确的凝结量,这些公式中,都考虑了雪面温度下的饱和水汽压 e_s 与 $2m$ 高处空气水汽压间的差值 $e_s - e_z$ 。

1.8 在高程超过 $1000 - 1500m$ 的山区,本建议不能使用。山区蒸发量估算的特点,是必须考虑山坡的垂直地带性、朝向和陡峭程度,以及计算蒸发量所需原始资料(降水量、辐射量、径流量、空气温

度和湿度)的垂直变化。这些变化的规律性,目前研究得还远远不够。但是,对山地高原、宽谷和相当大的山间平地上,允许使用本建议中所列的一些方法:关系式法,综合法,热量平衡法,雪面蒸发量计算公式法。

1.9 河滩地、淹没地区及干涸水库的蒸发量计算,按《水体表面蒸发量计算指示》(列宁格勒,水文气象出版社 1969 年)建议的方法进行。

2 多年平均陆面蒸发量的确定

2.1 年平均蒸发量的计算

多年平均年蒸发量值,可直接由蒸发量等值线图查取(见 2.1.1 节),或根据空气的温度和湿度资料计算(见 2.1.2 节)。当有降水量资料时,可用关系式进行计算(见 2.1.3 节)。

2.1.1 蒸发量等值线图,供查取约 $6000 - 7000\text{km}^2$ 大面积上多年平均年蒸发量使用(从泰梅拉纬度^①的 3300km^2 到库什卡纬度的 9900km^2)。等值线图(附录 1)由国家水文研究所按水量平衡方程用降水量减径流量^②的差值绘制。对在水量平衡中不能忽略地下水交换量的流域(地区),绘图时应对其加以考虑。苏联大部分平原地区,从等值线图上读取的蒸发量值,误差大约为 15%。山区和北部边区误差可增大到 20%,这些地区中一些资料短缺的地方,误差可达 40%。

2.1.2 根据空气温度和湿度计算蒸发量,可借助诺模图(附录 2)进行。为了确定蒸发量计算所用的原始资料——多年平均空气温度和湿度,应选用对所研究蒸发地面具有代表性的气象站的观测资料。位于林间空地的测站,对森林地面蒸发量的近似计算是有代表性的。

① 原苏联北部和南部两地名

② 本建议中所列入的系 1972 年由 A. II. 包奇柯夫编制的经过修正的等值线图。

靠近水体的气象站,对确定陆面蒸发量是没有代表性^①的。计算时应选取远离水体的气象站;与河流的距离至少超过5倍河宽;与宽度小于1km水体的距离,应超过其宽度;与宽度几公里以上水体的距离,应超过其宽度的一半;与大水体的距离应约为水体宽度的1/3。亚速海、黑海和里海对空气温度和湿度的影响,可达宽度150km的沿岸地区。

在土壤蒸发量接近水面蒸发量的过分湿润地区,水体对气象站资料代表性失真的影响减弱;受水体影响地区的范围大致减少1/2—1/4。这种规律不适用于干旱草原地区、半沙漠和沙漠地区。计算结果的检查,可按与用另一独立方法得到的同一地点的成果相比较的方法进行。

2.1.3 确定天然湿润地区的多年平均年蒸发量,可利 M. II. 布迪科关系式:

$$E = \sqrt{\frac{R_0 X}{L} (1 - e^{-R_0/XL})} \frac{XL}{R_0} \quad (1)$$

式中 E 为年蒸发量(cm),天然湿润条件以平均年降水总量 X (cm) 考虑,而下垫面性质的差别,则以湿润表面的辐射平衡 R_0 千卡/(cm²/年)来考虑,符号 L 代表蒸发比(潜)热(0.6千卡/年)。计算时可以利用按方程式(1)编制的图表(附表3)。平均年辐射平衡 R_0 ,可由地球物理观象总台 H. A. 叶菲莫娃^②编制的图表(附录4)读取。计算误差大约为20%。

确定河流流域的蒸发量时,先在地形图上绘出流域界线,再选择位于流域界线以内具有长系列降水量观测资料的地点(气象站、点)。当测站数目不足以控制所研究地区或其部分地区时,计算中也可以利用流域界线以外紧靠近流域的站点。对每个站点都计算出蒸发量。当观测站点在面上分布均匀时,所研究地区的平均值按算术平均法

① 代表性指紧靠近气象站的空气温度和湿度的季节变化过程,与包括各种农田、水体的广大地区上这两项要素的季节变化过程相符合。

② 见地球物理观象总台论文集 1967年209期78—93页。

计算,分布不均匀时按加权平均法计算,即 $E = \sum f_i E_i$, 这里 $f_i = S_i/S$ (S_i 为气象站控制的部分地区的面积, S 为地区总面积), E_i 为按图表(附录 3)计算的该站蒸发量。

湿润情况不是由于气候条件而是一般由位置特征(河滩、沼泽、陡坡、沙洲、喀斯特现象发育地区)所决定的地区,如果它们所占流域面积的比例不超过 5% (在干旱地带不超过 2%), 或如果具有一些非天然原因的干燥和湿润土壤,其影响可以相互抵消的地区,对用公式(1)计算的流域蒸发量成果,没有明显的影响。

2.2 多年平均月蒸发量的计算

多年平均月蒸发量,可根据已知的年蒸发总量,利用年内逐月蒸发量分配表(比例法)近似确定(见 2.2.1 节)。如有降水量、径流量、空气温度和湿度资料时,可按综合法(2.2.2 节)计算。

2.2.1 根据已知的年内蒸发量变化过程和平均年蒸发总量,可用比例法计算多年平均月蒸发量。年内蒸发量变化过程,以月蒸发量占年蒸发量的百分比表示。逐月的比例随地球植物(土壤——气候)带情况有规律地变化,以专门编制的表格形式(附录 5)给出。所计算地点的位置属于哪一地球植物带,可查阅苏联科学院 B、Л 科马洛夫植物研究所 1954 年出版的苏联地球植物图(附录 6)。平均年蒸发总量,可按上述 2.1 节介绍的任一种方法确定。

对于足够湿润和过分湿润的苔原带和森林苔原带,附录 5 中没有给出其逐月蒸发量分配资料。这些地带的蒸发量可以采用等于蒸发能力。蒸发能力可按 2.2.2.8 节方法求出的空气饱和差近似值计算。

2.2.2 根据已知的多年平均降水量 x , 径流量 y , 气温 t 和空气湿度 e , 利用综合法可以确定天然湿润地区的多年平均月蒸发量(见 2.2.2.1—2.2.2.11 节)。

2.2.2.1 蒸发量可按下列公式计算:

$$E = E_0 \frac{\omega_1 + \omega_2}{2\omega_0} \quad \text{当} \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} < \omega_0 \quad (2)$$

$$E = E_0 \quad \text{当} \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} \geq \omega_0 \quad (3)$$

式中 E 和 E_0 为月蒸发总量和蒸发能力^①; $\frac{\omega_1 + \omega_2}{2}$ 为 $1m$ 深土层内月平均有效储水量; ω_1 和 ω_2 分别为月初和月末土壤有效储水量; ω_0 为 $1m$ 深土层内的极限有效储水量, 在土壤有效储水量等于和超过该值时, 蒸发量 E 等于蒸发能力 E_0 。

月末土壤有效储水量 ω_2 , 可按下列公式计算:

$$\omega_2 = \frac{c}{a} \quad \text{当} \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} < \omega_0 \quad (4)$$

和

$$\omega_2 = \omega_1 + x - y - E_0 \quad \text{当} \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} \leq \omega_0 \quad (5)$$

式中 $c = \omega_1 b + x - y$, $b = 1 - E_0/2\omega_0$, $a = 1 + E_0/2\omega_0$ 。

2.2.2.2 根据一个地点的观测资料, 计算月平均蒸发量的标准误差约为 20—25%。计算河流流域的蒸发量, 可用类似 2.1.3 节所述方法进行。同时, 如果流域面积不大, 且位于相同水文气象条件的地区时, 蒸发量的计算可按该流域平均水文气象要素特征值进行。如果流域内水文气象条件不一致, 则先按各个部分计算月平均蒸发量, 然后把各部分蒸发量按面积加权平均法, 计算流域平均蒸发量值。

2.2.2.3 计算所需的原始水文气象观测 (x, y, t 和 e) 资料, 可由上述 1.3 节所列来源得到。这时, 把从等值线图上查得的以 $L/sec/km^2$ 表示的年径流模数, 换算成以 mm 计的年平均径流深, 应乘以 31.5, 换算成月径流深应乘以 2.63。

2.2.2.4 计算蒸发量时, 可把一年分成两个时期——暖季和冷季。除月平均气温为正值的月份属于暖季外, 有时, 冷季的最后一月或者暖季终止后第一月的平均气温为负值, 如果其绝对值小于相邻的暖季月份的气温时, 也可将其列入暖季。例如: 3 月和 4 月气温分

^① 蒸发能力, 指在给定的气象条件下, 足够湿润的下垫面可能产生的最大蒸发量。

别为 -5.0°C 和 3.7°C , 则表明暖季应从 4 月开始。如果 10 月和 11 月气温分别为 4.1°C 和 -2.3°C , 则 11 月份应包括在暖季之内。

2.2.2.5 当没有实测资料时, 公式(4)、(5)中的径流量可用下述方法计算。在年径流量小于冷季降水总量减蒸发能力的差值时, 则全部年径流量属于暖季第一月; 其他月份的径流量假定为零。如年径流量大于上述差值时, 则假定冷季全部降水量减去该季蒸发能力后的径流量, 在暖季第一月流出, 而其余径流量则按暖季各月降水量成比例地分配。在稳定积雪历时小于 50% 冬季天数的中亚细亚南部地区, 不再划分冷季, 全年各月经流量, 按各月降水总量成比例地分配。

上述按月分配径流量的方法, 是近似性的。但是, 在径流量不大的湿润不足地区, 这样确定的径流量, 其误差对蒸发量影响很小。例如, 在草原地带确定的径流量误差达 100% 时, 引起蒸发量计算的误差总共只有百分之几。在足够湿润和过分湿润的地区, 径流量与降水总量成正比的情况更有充分根据, 确定径流量的误差对确定蒸发量的精度影响很小。

2.2.2.6 在有实测资料时, 可选择对所研究地区有代表性的小流域, 来计算公式(4)和(5)中的径流量。整个研究地区的径流深, 假定等于代表流域的径流深。

径流因流域面积大小而异的小流域, 以及超出地理带范围的大流域, 均没有代表性。

如果按上述方法求得的月平均径流深 y_M , 其年总量 y_A , 与按 K. II. 沃斯克列辛斯基等值线图查得的年径流深 y_A 不同时, 可按下列式修正:

$$y = \frac{y_M}{y_A} y_A \quad (6)$$

式中 y 为公式(4)和(5)中采用的径流深修正值。

2.2.2.7 用综合法计算蒸发量所需的派生资料 (E_0, ω_0 和 $\frac{\omega_1 + \omega_2}{2}$), 视决定它的原始资料 t, e, x 和 y 而定。

2.2.2.8 月蒸发能力 E 值,按其 与空气饱和差 $d = (e_s - e)$ 近似值的经验关系图确定,这里 e_s 为根据月平均气温由附录 7 查得的饱和水汽压, e 为空气多年月平均水汽压 (mb)。

对不同地球植物带绘制^①了 E 与 d 的关系图(附录 8)。站点资料属于哪一带,可根据其坐标按图(附录 6) 确定。由关系图(附录 8) 可查出一年中暖季各月的 E 值,如果没有空气饱和差资料,则按同样方法计算冷季各月的 E 值。在有空气饱和差资料时,一年冷季各月的蒸发能力 E 。按下式计算 $E_s = 0.37nd_2$, 式中 n 为该月天数, d_2 为以 mb 计的该月平均空气饱和差。

2.2.2.9 一年中暖季各月 $1m$ 厚土层^②的极限有效储水量 ω_s (月平均值),根据所研究站点的地球植物带和多年月平均气温 t 按附录 9 确定。

2.2.2.10 一年中暖季各月 $1m$ 厚土层的有效储水量 $\frac{\omega_1 + \omega_2}{2}$ (月平均值),可依据已知的第一月初储水量值 ω_1 确定。对以后其他月份,它随 $\frac{\omega_1 + \omega_2}{2}$ 与 ω_s 间的比值不同,按公式(4)、(5) 确定。这时,每个计算月份月初储水量 ω_1 (从暖季的第二个月开始),假定等于前月月末储水量 ω_2 。

暖季第一月月初 $1m$ 厚土层储水量的近似值 ω_1 ,由 C. A. 维里果和 Л. A. 拉祖莫娃编制的等值线图(附录 10) 查取。等值线图上没有绘出的苏联欧洲部分北部林区、西伯利亚东部、西部地区, ω_1 值假定等于 $200mm$,未绘入的森林草原地区等于 $150 - 200mm$ 。

在有实测土壤含水量资料时,只是在暖季第一月初可以利用它确定 $1m$ 厚土层的有效储水量 (ω_1)。而其余月份,则应该利用本节提出的方法得出的有效储水量计算值。为了使用各月的测量资料,需要

① 绘制关系图利用了蒸发能力 E 值,该值系根据不同的辐射平衡、气温和空气湿度资料,按 М. И. 布迪科法算得。

② 植物生长土层厚度修正值,即使与假定的 $1m$ 相差很大,也不会给计算结果造成重大改变,因为在计算公式中蒸发量与 ω/ω_s 成正比,而后者随土层厚度的变化很小。