

苏联干旱地区改造自然计划 所引起的气候变化

Х.П.波哥乡

科学出版社



苏联干旱地区改造自然计划
所引起的气候变化
(苏联农业气象译丛第五集)

X. П. 波哥乡等著
沈浦洲等译
盧其堯校



中国农业科学院农业气象室编
科学出版社
1958

1470384

中科院植物所图书馆



S0019702

Х. П. ПОГОСЯН
ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА В СВЯЗИ С ПЛАНом
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПРИРОДЫ ЗАСУШЛИВЫХ
РАЙОНОВ СССР

Гидрометеорологическое Издательство Ленинград 1952

內 容 提 要

本書系根据苏联水文气象出版社(Гидрометеорологическое Издательство)出版的波哥乡(Х. П. Погосян)等著的“苏联干旱地区改造自然計劃所引起的气候变化”(Изменение климата в связи с планом преобразования природы засушливых районов СССР) 1952 年版譯出。

本書敘述了在实现包括营造护田林和灌溉在內的斯大林改造自然計劃时气候变化的研究結果。这些研究确定了各种規律並获得了乱流交换、热量平衡各組成部份、蒸發力和蒸發、空气温度和空气湿度等的改变的定量評定。

本書提供了水分循环的新的模式以及由於空气水分含量和大气中垂直运动的改变所引起的降水狀況的改变的計算;提出了關於提高土壤改良措施的水文气象效应的实际建議。

本書可供农業工作者、气象工作者、地理工作者以及有关方面参考之用。

本書中譯本序言由盧其堯(中国科学院地理研究所)譯出,第一章和第三章由沈浦洲(中央气象局)譯出,第二章由唐知愚(北京大学)譯出,第四章由江爱良(中国科学院地理研究所)譯出,第五章由李榆(中央气象局)譯出,第六章由楊大昇(北京大学)譯出,第七章由顧鈞禧(中央气象局)、沈浦洲譯出,結論由張之錡(中央气象局)譯出,全書譯稿由盧其堯同志总校訂,最后經呂炯先生(中国科学院地理研究所)审阅。

苏联干旱地区改造自然計劃
所引起的气候变化

Х. П. 波哥乡 等著
沈 浦 洲 等 譯
盧 其 堯 校

*

科学出版社出版 (北京朝陽門大街117号)
北京市書刊出版業營業許可証出字第 061 号

中国科学院印刷厂印刷 新华書店总經售

*

1958年7月第一版 書号:1226 字數:180,000
1958年7月第一次印刷 开本:850×1168 1/32
(京)0001-1,065 印張:6 5/8

定价:(10)1.30元

目 录

序言	1
第一章 土壤改良区域的气候	4
第一节 适于农业需要的土壤改良区域的气候特征	4
第二节 土壤改良区域的热量平衡	21
第二章 大气中的水分循环	30
第一节 水分循环的组成部分及其计算的尝试	30
第二节 不同大小的区域的水分循环各组成部分的计算及确定蒸發在增加空气湿润上的作用	36
第三节 水分循环系数的计算	46
第三章 乱流交换的改变	54
第一节 林带对乱流交换的作用与林带的气象效应	54
第二节 林带对乱流交换的作用的实验研究方法	61
第三节 关于林带对近地面空气层中乱流交换的影响的实验资料	68
第四节 大面积护田林带上空的垂直气流	77
第四章 降水状况的改变	83
第一节 空气水分含量的改变对降水状况的影响	83
第二节 下垫面粗糙度的改变对降水状况的影响	86
第三节 降水状况的预期改变	89
第五章 热量平衡和热力状况的改变	97
第一节 土壤改良时热量平衡的改变	97
第二节 土壤改良时空气温度和空气湿度的改变	104
第三节 灌溉时热力状况改变的分析	122
第六章 蒸發力、蒸發和土壤湿度状况的改变	139
第一节 现代关于蒸發力的概念	139
第二节 土壤改良措施对蒸發力的影响	149
第三节 土壤改良时蒸發和土壤湿度状况的改变的分析	157
第七章 进一步提高护田林效应的措施	176
第一节 总则	176

第二节	林帶的配置与有害風的方向的关系	179
第三节	林帶的配置与地形的关系	184
第四节	林帶的寬度	192
結論	196

序 言

苏联干旱地区改造自然的巨大工作是社会主义经济制度的优越性、我国人民创造性劳动的伟大力量和苏维埃国家爱好和平的政策的光辉确证。

根据斯大林同志的计划，苏联人民正在实现着关于南部和东南部干旱地区的培植森林、运用草田农作制、建筑大型水电站、运用灌溉和蓄水的巨大措施。

由于这些工作的结果，人类对自然的积极影响首先使得广大区域上的气候条件大大改善。同时，我国人民很久以来对于战胜旱灾和歉收的企望也将实现。先进的俄罗斯学者们，包括 A. И. 沃耶科夫(Воейков)在内，还在沙皇制度的条件下就拟定了俄国南部的灌溉和半沙漠地区的农业开垦的计划。然而，在资本主义社会的条件下，当存在土地私有制时，所有这些计划都不能实现，而且，由于掠夺式的进行农业生产，降低了土壤肥力，并使农业气候恶化。目前，美国就是资本主义制度掠夺式的利用自然资源的明显例证，在美国，过去为农田和牧场的巨大面积现在都变成了不毛之地。

在实现伟大的共产主义建设、营造防护林和其他土壤改良措施以后在我国南部发生的水文气象状况的改变是实行全部改造自然计划时对国民经济的最重要的结果之一。

由于土壤改良措施的实现，关于筹划组织机构以保证那些进行了改造自然措施的区域的气候和水文状况的资料，以及计算水文气象状况由于实行这些措施而变化的许多重大任务就落到水文气象局机构的身上。定量估计这些变化对规划国民经济和进行以保证全部土壤改良计划的最大效应的各项补充措施具有重大意义。应该指出，在许多情况下，这种定量估计不能基于把现存的绿洲中灌溉和护田林栽植的观测结果机械的搬到所有土壤改良区域。灌溉和绿化区域的范围的改变，以及关于获得没有进行相应观测的那些地区预

期的气候变化的資料的必要性，使在計算气候变化时必需基於可以定量估价那些引起預期的气候改善的因子的物理理論。沒有这种理論不仅要大大限制土壤改良措施的水文气象服务的可能性，而且在个别情况下还要造成重大錯誤，这种錯誤只能把实践工作者引入迷途。其中，以布鲁克納(E. Brückner)的錯誤公式为基础的水分循环的計算結果就是这些不正确的結論的例証。

因此，水文气象局各科学研究所的專家在由於实现苏联部長會議和联共(布)中央委员会 1948 年 10 月 20 日的決議而着手關於研究气候条件的預期变化的工作时，曾經主要注意於确定防护植林情况下的气候改变的物理規律性。这些工作由於研究苏联部長會議和联共(布)中央委员会的決議所規定的，即在 1950 年后进行偉大的共产主义建設的那些广大区域灌溉情况下的气候变化的規律性而进一步扩大。

在水文气象局所完成的土壤改良措施的水文气象效应的研究中曾首次广泛地利用了理論和实验地球物理学的現代成就，这就使得可以揭露土壤改良时气候条件变化的許多規律性。應該指出，除运用理論分析和綜合已有的实际材料的方法以外，运用現代的梯度观测法、日射观测法和其他專門观测方法(1950 年和 1951 年地球物理观察总台考察队和 1950 年国立水文研究所考察队所用的那些方法)所进行的考察实验工作在所完成的研究中也佔有重要地位。

根据上述研究的結果，水文气象局提供了許多有关提高实行着的土壤改良措施的效应的实际建議，这些建議已被採納並在生产上运用。

在水文气象局的工作者們的研究中所获得的大部分結果已經在 1949—1951 年在各研究所的著作集和各种雜誌上所發表的許多論文刊物中闡明了。本論著將扼要敘述水文气象局各研究所關於土壤改良措施对气候的影响的基本研究的系統材料，但是，除了闡明气候預期变化的規律性以外，这里也要举出關於提高土壤改良措施效应的实际建議。許多这些建議已列入在有本論著的作者参加下所拟定的關於集体农庄和国营农場田野上林帶配置的指南草案中。

本論著的各章节由下列各位作者編写:

第一章——地理科学博士 С. А. 薩鮑日尼科娃 (Сапожникова) 教授(第一节), 物理数学科学博士 М. И. 布迪科(Будыко)(第二节)。

第二章——地理科学博士 Х. П. 波哥乡(Погосян)教授。

第三章——物理数学科学博士 М. И. 尤金(Юдин)教授(第一到第三节), 物理数学科学博士 М. И. 布迪科(第二节), 地理科学博士 О. А. 德罗兹多夫(Дроздов)教授(第三、四节)。

第四章——地理科学博士 О. А. 德罗兹多夫教授。

第五章——物理数学科学博士 М. И. 布迪科(第一节), 地理科学博士 С. А. 薩鮑日尼科娃教授(第二节), 物理数学科学博士 М. И. 尤金教授(第三节)。

第六章——物理数学科学博士 М. И. 布迪科。

第七章——地理科学博士 М. И. 李沃維奇(Львович)教授。

本論著的总編校由地理科学博士 Х. П. 波哥乡教授担任。

第一章 土壤改良区域的气候

第一节 适於农业需要的土壤改良区域的气候特征

气候条件是外界环境最重要的因素之一，正如 T. Д. 李森科 (Лысенко)^[88]所指出的，外界环境对农作物的發育起着深刻的、决定性的影响。气候能调节植物对水分的需要、决定满足这种需要的可能性，气候也是將無机物質轉化成有机物質的能量基础。在自然条件下，植物利用的土壤水分依大气降水而获得；借以实现光合作用和蒸騰的能量則为太陽輻射所保証。即使在我們使用人工灌溉的情况下，水分也仍然是得自大气降水的，只不过是这些降水下落在鄰近的地区而已，而这些地区的水分資源也是用於灌溉的。目前以空前的規模进行改造自然措施的苏联干旱地区佔据着苏联欧洲部分的南部和中亞細亞的西部。这些地区的特点是气候条件不仅在大气降水上，而且在輻射狀況及与輻射狀況有关的热力狀況上有很大的多样性。

我們先总括討論一下这一广大区域的气候特征，然后再講到这一区域各个地区更詳細的特征。

在所討論的这一地区上——从烏克蘭森林草原到中亞細亞沙漠——年降雨量(圖 1)从西北到东南由 600 毫米減至 100 毫米以下，即減少到 $\frac{1}{6}$ 。

如果取一級粗略近似值，使所有地区的降水有效利用系数(植物物質的增長量与总降水量之比)为同一数值的話，那么，降水所保証的植物物質的总增長量，在东南部的自然条件下應該为西北部的 $\frac{1}{6}$ 。能量的可能性(太陽輻射)使在目前的荒瘠沙漠中，当然要在有灌溉的条件下，获得最大量的植物物質(据統計，在一个生長期內可以有 2—3 次的农业收成)。例如，在中亞細亞南部卡拉庫姆(Каракум)的

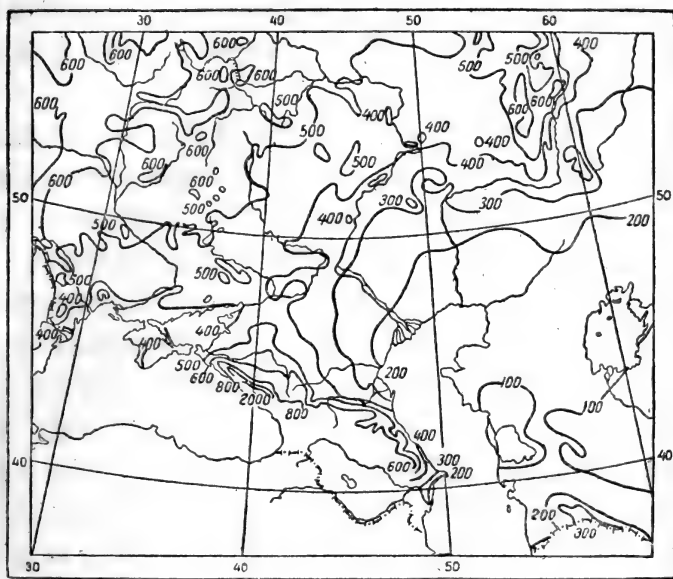


圖1 护田林和灌溉区域上的年降水总量

总太陽輻射几乎要比庫爾斯克 (Курск) 或沃羅奈日 (Воронеж) 大到 1.5 倍。

大家知道,沙漠地区中太陽能的收入是这样大,以致可以用来作为技术工業上的热源装备。

在进行土壤改良的烏克蘭的西北部地区,平均說来在湿润的年份里,农作的水分資源与能量資源彼此是近於相适应的,但是,随着移向东南部和随着气候大陆性的增长,其間的不协调就愈来愈增加。水分資源与能量資源之間的不协调可以作為一切具有大陆性气候区域的特征,这种不协调也就决定了該区域干旱的程度。

改造自然的地区气候的大陆性表现为有很大的年温振幅,比較严寒的冬季和很短促的春季都与这种大的年温振幅有关,因而,为了充分利用土壤中的冬春兩季的水分儲藏量起見,就需要以非常快的速度进行春季田間工作。

大的温度日振幅和与此有关的春秋危險霜冻的較大的机率以及

逐年天气条件变化很大,可以作为整个所討論的这一区域的特征。显著干旱的年份在整个这一区域上都可能有,但它的机率随着自东南移向西北而减小。

与气候的大陆性有关的干旱地区的气候特征,虽在农业上造成许多困难,但同时农产品的質量則有良好的影响,可以提高蛋白質和糖的百分比含量,並改善它們的味道^[59]等。根据对农作物糖分形成的影响来看, A. И. 沃耶科夫完全有理由認為中亞細亞的气候是地球上比較好的气候之一^[37]。因此,在气候上最具有大陆性的区域的灌溉情况下,我們就能获得最高的,而且是質量最高的产量。

在決定农作效果的气候特征中,風的状况有着重要的意义。風重新分配了以雪的形态下落的降水,風也影响植物的蒸騰。帶有低的空气相对湿度的風(即干旱風)的危害作用是誰都知道的。最近的研究^[65]表明,干旱風多半出現在气团經向輸送加强的情况下。水分含量不大的北方緯度的空气移至大陆而增热,因而大大減小了空气的相对湿度。

干旱風通常与反气旋环流的發展有关,而且在反气旋的不同部位有着不同的方向。干旱風起源的变性性質使得可以断言,由於防护植林和灌溉而引起的下垫面的变化將能在一定程度上使干旱風的强度减小,特别是由於在土壤改良的影响下地方气候的改变,干旱風在近地面空气層中的作用將減弱。

在苏联欧洲部分的东南部及南部干旱風的風向多半为东、东南和南向,而在西西伯利亞和北哈薩克斯坦(Казахстан)則甚至为西南向;在中亞細亞,夏季干旱風多半是北向。在所討論的这一区域的大部分地区上,干旱風的盛行風向不明显,在設計集体农庄和国营农場田地上林帶的配置时應該考虑到这种情况。在苏联欧洲部分地区上显著佔优势的东向干旱風,只出現在大致通过日丹諾夫(Жданов)—伏罗希洛夫格勒(Ворошиловград)—斯大林格勒(Сталинград)一線以南的地区。

在中亞細亞沙漠地区中,在北風一般佔优势的情况下(尤其是在夏季),还出現有地方性的風——俗称 гармсилъ 和 афганец。

在所討論的整个这一区域上，塵暴几乎是一种广泛分佈的現象。在塵暴来临时，上部最肥沃的土層被吹跑，經常連种子和幼小的植株也一起被吹跑。它們被卷入空中，有时被帶到近处，有时則被帶到很远的地方，当降落时，就要掩埋，並从而损坏該处的庄稼地。塵暴通常出现在植物很小而不能保护土壤表面的早春时间。在苏联欧洲部分，在前高加索(Предкавказ)和烏克蘭南部塵暴最頻繁，並且通常是由东风和东南風所引起的。能使上述方向風的風力加强的那些地段会遭受到塵暴特別强的影响。

为了更詳細的鑑定这一区域的气候，我們把所討論的这一区域

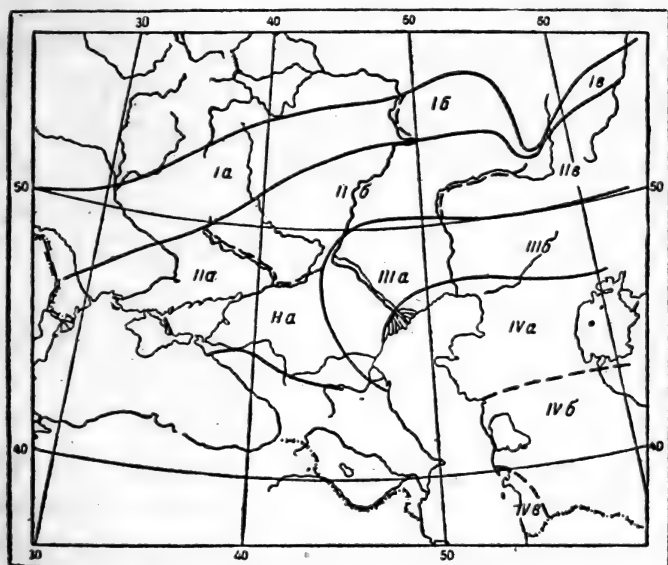


圖 2 土壤改良区域主要地区的略圖

- I—森林草原 a—欧洲部分西部和中部地区，б—伏尔加河东岸地区，в—西西伯利亚地区；
 II—草原 a—南部地区，б—北頓涅茨(Донец)河、伏尔加河、烏拉尔河的河間地区，в—西西伯利亚和北哈薩克斯坦地区；
 III—半沙漠 a—里海沿岸地区，б—北哈薩克斯坦地区；
 IV—沙漠 a—北部地区，б—南部地区，в—亞热带地区。

划分为几个自然地帶和自然地区，利用植物及土壤的区划並將沙漠地帶补充划分为北部地区、南部地区和亞热带地区。其中北部地区和南部地区以温度总和 4000° 的等值線为界，而南部地区和亞热带地区則以 1 月份温度为 2° 的等值線为界。下面將談到这些界限的根据。为了对我们列举气候資料的这些区域有明确的概念起見，在圖 2 上繪出了我們所採用的地区的分佈略圖。

我們从暖季(4—10月)和冷季(11—3月)的降水量来着手討論各地区的气候特征。

表 1 是暖季(4—10月)和冷季(11—3月)中的降水量以及雪复盖的水分儲藏量^[38]。

在每一地区的边界地方，降水量变动在表 1 所示的数值 $\pm 15\%$

表 1 湿润条件

地 区	降水(毫米)		雪复盖的水分儲藏量(毫米)
	暖 季	冷 季	
森 林 草 原			
欧洲部分西部和中 部地区	360	150	100
伏尔加河东岸地区	310	130	130
西西伯利亚地区	270	80	80
草 原			
南部地区	290	130	30
北頓涅茨河、伏尔 加河、烏拉尔河的河 間地区	250	120	70
西西伯利亚和北哈 薩克斯坦地区	220	80	60
半 沙 漠			
里海沿岸地区	160	90	40
北哈薩克斯坦地区	130	60	40
沙 漠			
北部地区	80	50	—
南部地区	30	70	—
亞热带地区	80	80	—

30% 的范围内，在地区的北部和西部以及在高地上，降水量超过所示的数值，反之，在地区的南部和东部則减小。

首先必須指出，降水量不仅从一个地帶过渡到另一个地帶时有所减少，而且在同一地帶內随着从西向东降水量也要减少。因为在所討論的这一区域的森林草原和草原地帶东部，所处的緯度比西部要高，所以在东部輻射平衡与蒸發力的数值比同一地帶上的西部要小^[16]。这就保证了在每一个地帶的整个范围内湿润情况比較一致，而土壤及自然植被

复盖的一致性也証实了这一点。

但是必須注意到，在蒸發力（決定於輻射平衡）与降水总量的比值相同的情况下，而其他条件相同时，輻射热較大的地区則植物物質增長的潛在可能性也較大，特別在正确运用關於保持土壤中的水分，並从而減少無效蒸發的各項措施时更是如此^[53等]。

为了更詳細的分析湿润情况起見，我們要利用一个固定的降水量的最小值的保証率来加以估計。我們取 150 毫米的数值作为暖季的这个最小值，这一数值在森林草原地帶的欧洲部分的西部地区和中部地区，尤其在卡明草原（Каменная Степь）中是完全有保証的，即每年都是有保証的。在伏尔加河东岸中部的森林草原和西西伯利亞，以及在烏克蘭与亞速海沿岸的草原中[例如在尼古拉耶夫（Николаев）省的北部和罗斯托夫（Ростов）省西部]，这一降水最小值則有 95—98% 的保証。

在伏尔加河东岸和西西伯利亞草原地区的中部以及在哈薩克斯坦，相应的保証率仅为 85—90%。

但是，在烏克蘭的最南端和克里米亞（Крым），以及在伏尔加-頓河运河地区，150 毫米降水量的保証率降至 80%，而在恰帕耶沃（Чапаево）城附近的烏拉尔河沿岸的草原地段上則減至 50%。

在哈薩克斯坦的半沙漠地帶，上述的最小值的保証率減至 25% 或 25% 以下，亦即在这一地区，有 $\frac{3}{4}$ 的年份其暖季中的降水量比在卡明草原上最干的年份还要少。这些資料清楚地表明了，随着从干旱区域的西北部过渡到东南部，干旱程度是怎样增長的。

冷季降水的差異也不小。这些降水基本上是以雪的形态降落的，因此，积雪和調节春季逕流的措施的效应，首先是防护植林的效应，就要在很大程度上依雪量为轉移。

冷季（11—3 月）中的最大降水量出現於烏克蘭和苏联欧洲部分森林草原的中心地帶，但是由於冬季温和，部分降水以雨的形态降落，而直接儲存在土壤中。結果，这一地区雪复盖的水分儲藏量平均說来（100 毫米）比伏尔加河东岸（130 毫米）要少，而在伏尔加河东岸几乎全部的冷季降水都能以雪复盖的形态保持到春季。这就是說，在

伏尔加河东岸，调节雪复盖对增加冬季水分儲藏量可有最大效果。这里必須特別注意林帶的結構，要考慮到在不通風林帶附近會形成大雪堆。在西西伯利亞的森林草原中，雖然冷季中的降水量不多，但由於長時期降雪，雪复盖的水分儲藏量仍然是很大的。在烏克蘭，亞速海沿岸及前高加索的草原中，雖然冷季中的降水量較多，但雪复盖的水分儲藏量是很少的——平均為 30 毫米。由於冬季短促和解冻天气頻繁，在烏克蘭最南部、克里米亞以及北高加索，雪复盖特別少，冬季常常不出現穩定的雪复盖。这里所謂林帶的冬季效應是比較弱的，但是，由於風的狀況的特性，在許多地段上，林帶對防止有害的風——塵暴和干旱風——的作用就大大增長。草原地帶其餘地區中的雪复盖的水分儲藏量是比較多的，這就証實了在這些區域上林帶的冬季效應較大(關於雪复盖的絕熱特性在后面再談)。

在伏尔加河地區的草原地帶和沙漠地帶的邊界上所出現的雪复盖的水分儲藏量較大，值得特別注意。幾乎在全部斯大林格勒省，雪复盖水分儲藏量都超過 40 毫米。40 毫米等值線沿耶爾根尼(Ергени)高原幾乎向南伸到斯塔夫羅波爾(Ставрополь)邊區，這具有非常意義，因為這一區域干旱性較大。

作為半沙漠地帶特征的、草原與沙漠相互交替的地段，在顯著缺水的情況下，由於積雪和春季逕流而引起冬季水分儲藏量的重新分配。草原植被生長在地形低的谷地中，雪复盖常被吹入谷地，因而春季融化的雪水也就聚積在這裡，本身的水分流入谷地的、高的谷間地段被沙漠植被所复盖。在這裡，我們遇到了特種類型的農業生產——即所謂谷地農作。谷地，依靠周圍谷間地段的水分在相應的農業措施下，在春天已經不是由 40 毫米的水層所濕潤，而是由比這大一倍甚至二倍的水分所濕潤，也就是說，它獲得和森林草原地帶同量的水分，因而保證了高額產量^[11]。用於農業和林業的谷地面積還可以擴大，但只能擴大到一定的限度。超過這個限度的擴大會因谷地單位面積所獲得的補充水量的減少而受到限制。

依靠大河河水進行灌溉並非完全包括所有半沙漠地帶的區域，因此，提高谷地農作的效應(要確定谷地總面積與作為谷地水分供應

处的谷間地段总面积之間的最适宜的比例，以及确定每一谷地最适宜的大小)具有一定的国民經济意义。

虽然在沙漠地区中，暖季降水和冷季降水都是不多的(总共为100—150毫米)，但是，在任何一种土壤改良的計算中都必須考虑进去。在中亞細亞南部的山麓地区，冬春兩季的降水量增長到这样的程度，以致可以保証旱地农作以及保証不用初灌而能播种棉花^[5]。

到現在为止，我們还只限於定性估計某种湿润程度对农業生产的作用。定量估計适於农業及林業的湿润程度是很困难的，因为直至目前为止，还没有充分研究湿润状况对农作物和森林植被的生長、發育和产量的影响的定量指标的問題。确定这些指标的主要困难在於湿润状况对植物，特别是对它的产量的影响要强烈地依植物的种和品种、农業技术水平以及一般的气候状况为轉移。

我們来列举一个在确定上述依賴关系的情况下利用气候資料作出生产上的結論的例子。

圖3是Φ. Φ. 达維塔雅(Давитая)根据1933—1935年的資料所确定的烏克爾蘇維埃社会主义共和国的庫爾斯克省、沃羅奈日省、斯大林格勒省及羅斯托夫省春小麦的产量与播种—抽穗期的降水总量的关系^[54]。高的相关系数($\gamma=0.93\pm 0.03$)証实了这一关系的稳定性。利用Φ. Φ. 达維塔雅所發現的依賴关系，以及5—6月的降水的地理分佈(在所討論的这一区域上，此时期的降水近於上述物候期內¹⁾的降水量)，就可以作出春小麦产量的地理变化与降水的依賴关系的鑑定(圖4)。

在未着手估計在很大程度上决定於小麦品种、农業技术(而首先是保証最好的利用降水的营造护田植

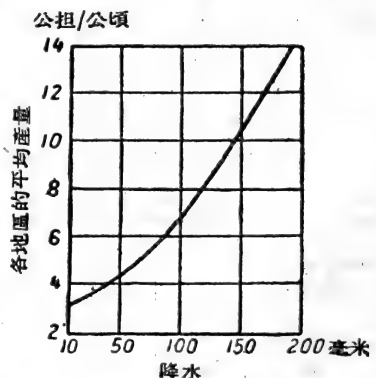


圖3 平均產量与降水量的关系

1) 即上述播种—抽穗期——校者注。

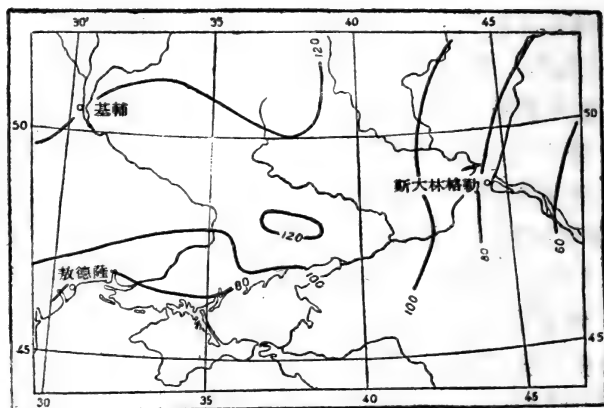


圖 4 5 月和 6 月的降水总量

林和草田农作)的产量的绝对值时,我們可根据下列五級制按照降水对产量的影响来鑑定不同年份的降水变化:

級別.....	1	2	3	4	5
降水(毫米).....	<50	50—100	100—125	125—150	≥150

由表 2 可見,如果 5 月和 6 月內的多年平均降水总量愈大,則作为苏联欧洲部分草原和森林草原地带特征的春小麦的平均产量(用級別評定)也愈高。圖 4 是这一期間的降水等值線,它近似地表示出依降水为轉移的春小麦平均产量的空間变化。

表 2 依 5 月和 6 月內的多年平均降水量为轉移的春小麦产量的机率的近似估計,以及产量的平均值(用級別表示)(烏克蘭苏維埃社会主义共和国薩拉托夫(Саратов)省、新大林格勒省、罗斯托夫省、庫爾斯克省及沃罗奈日省)

5 月和 6 月內多年平均降水量	每一級別的机率(%)					平均产量 (以級別表示)	小於 3 級的产量的机率(%)
	1	2	3	4	5		
60	45	45	5	5	•	1.7	90
80	25	45	15	15	•	2.3	70
100	15	35	20	15	15	2.8	50
120	5	30	20	20	25	3.3	35

附註: 符号•表示机率小於 3%

根据表 2 的資料，可以得出下述結論：个别年份的产量依降水量为轉移而有很大变动，可以作为所有区域（包括 5 月和 6 月的多年平均降水量等於 120 毫米的最大湿润的地区在内）的特征。結果，甚至在最湿润的地区平均产量也很少超过 3 級，而 1 級标准的产量在整个所討論的这一区域内都是可能的，当然，其机率是各有不同的。

某一区域，在灌溉的情况下，产量的最大提高將發生在沒有灌溉而能保證 2 級产量的 5 月和 6 月的降水量少於 100 毫米的年份。

因此，表 2 的最后一行表明了各个不同地区需要运用人工灌溉的程度。

类似的就可以估計出不用灌溉而能保證高額产量（五級）的年份的机率。这样的年份在半沙漠地帶以及南烏克蘭运河和北克里米亞运河地区几乎沒有（以百分数为單位），而在斯大林格勒省的西北部則可能有 15% 的年份。

根据自然的湿润狀況，考虑到农作物的需要，对具体区域的灌溉效应的类似計算，不仅对规划灌溉系統，而且在灌溉系統的經營上都具有实际意义。

为了估計进行土壤改良的全部区域暖季内的热力狀況，我們要利用 7 月份的月平均温度、無霜期的長度以及高於 10° 的温度总和。表示一年中最热月份的热力狀況的 7 月份的温度，若个别地提出来，就不能用来作生長条件的对比評定，因为还有另外一种也是很重要的热力狀況的特征，就是与 7 月份温度無直接关系的無霜期。無霜期的長短有直接的利害关系，因为大多数农作物的生長期不超过無霜期的范围。無霜期愈長，則进行植物物質积累的时间也愈長。但是选取这一时期並不能表示出植物的發育速度，为此就要採用作为热力条件的累积指标的温度总和，因为这个总和是某一时期的長短与該时期内的平均温度的乘积。表 3 中列举了温度高於 10° 的时期内的温度总和，И. А. 高尔茨貝格 (Гольцберг)^[45] 指出，在我們所討論的这一区域上，这一时期与無霜期近於一致，而在中亞細亞和苏联欧洲部分的东南部則比無霜期稍長。

在确定农作物的發育速度与气象条件之間的关系时，利用温度

表3 暖季的热力状况

地 区	7月份的 温 度	無霜期 (天数)	温度高於 10° 时期 內的温度 总和
森 林 草 原			
欧洲部分西部和中 部地区	20	160	2500
伏尔加河东岸地区	20	130	2200
西西伯利亚地区	20	110	2200
草 原			
南部地区	22	180	3200
北頓涅茨河、伏尔 加河、烏拉尔河的河 間地区	22	160	3000
西西伯利亚和北哈 薩克斯坦地区	22	130	2800
半 沙 漠			
里海沿岸地区	25	180	3300
北哈薩克斯坦地区	25	160	3200
沙 漠			
北部地区	27	180	3800
南部地区	30	220	5000
亞热带地区	30	250	5000

总和的优点已为 T. Д. 李森科^[89]、Г. Т. 謝良尼諾夫 (Селянинов)^[118]、Ф. Ф. 达維塔雅^[55]、П. И. 科洛斯科夫 (Колосков)^[78]等人的著作所証明。

虽然森林草原地带和草原地带的东部地区要比西部地区靠北得多(3°—4°),但在森林草原地带整个范围内7月份的日平均温度都保持着20°,草原地带则保持着22°。这可以认为是湿润条件基本上改变了热力状况的緯度地带性的良好例証。在半沙漠中7月份温度增长到25°,在沙漠中则增长到30°,亦即在半沙漠中7月份中有一半的日子的日平均温度高於25°,而在沙漠中則高於30°。

为了对比起见,讓我們举一个例来说明,在莫斯科7月份中平均总共只有一天其日平均温度高於25°,而高於30°的日平均温度,不仅在莫斯科沒有出現,而且在基輔也沒有出現。

沙漠帶中正午的平均温度达到35°,而夜間却比較涼爽(20—25°)。大的温度日振幅和低的相对湿度的結合,在很大程度上減弱了非常高的温度的危害作用(包括对人类的危害作用),A. И. 沃耶科夫早在40年以前就注意到这一点了。

由於相对湿度低(約20%),在風速同样为1米/秒的情况下,沙

漠中正午的有效溫度¹⁾*為 26°，可是，在巴統地區的海濱療養地，在相對濕度為 70%、正午溫度為 25° 的情況下，有效溫度則等於 22°，亦即共低 4°。因此，依據計算這些附隨因子為基礎的熱力狀況的估計表明，依照人的感覺來看，中亞細亞的炎熱並不可怕。這就附帶證明了 A. И. 沃耶科夫關於人們在里海以東地區的最炎熱的地方能正常生活和工作的結論。

現在來討論一下暖季內熱力狀況的第二個指標——無霜期的長短，我們首先應該指出，無霜期的長短不僅從一個地帶到另一個地帶有所不同，而且在各地帶的內部也是各處不同的。在每一地帶的東部地區，無霜期要比西部地區短 1—2 個月，這不僅可以用氣候大陸性的增大來解釋，而且也可以用東部地區的地理緯度較高來解釋，地理緯度的影響在春秋月份的良好而較為均勻的濕潤情況下表現得不顯著。

在南部沙漠和亞熱帶沙漠中，無霜期為 7—8 個月，這不僅對生長期較長的農作物（首先對棉花）的產量有良好影響，而且使得可以在一年內獲得二次甚至三次的收成（當然是在灌溉的條件下），因為許多谷類作物（小麥、黍等）、馬鈴薯、蔬菜（菜豆、甘藍等）的生長期在沙漠的高溫下小於 3 個月。在北部沙漠，里海沿岸半沙漠中，以及在無霜期為 6 個月的南部草原中都具有一年收穫二次的遠景。

在討論溫度總和——適於農業需要的熱力條件的累積指標時，必須簡單地提到個別農作物對於這種溫度總和的要求。在這方面，第一個綜合工作是 Г. Т. 謝良尼諾夫^[118]於 1930 年所做的，後來為 Ф. Ф. 達維塔雅^[55]、П. И. 科洛斯科夫^[78]等所確定。

利用溫度總和作為農作物發育速度的氣候指標，是根據大家知道的現象——在生長期溫度增高的情況下，植物發育加速而其生長期縮短出發的。例如，在列寧格勒，春小麥留切斯前斯（Лютесценс）

1) 有效溫度的計算是以確定溫度、濕度和風速對於人的總作用為基礎的——原註

* 此處所指的有效溫度係體感溫度，與氣候上所用的有效溫度不同，後者系指能影響植物通過發育期的溫度——校者註。

062 在生长期內平均温度为 16° 的情况下, 在播种后 100 天成熟; 而在平均温度为 19° 的情况下, 则为播种后 85 天成熟^[107], 也就是说提早了半个月。然而, 两个生长期內 (即一为 100 天, 一为 85 天) 的温度总和却是相同的 (1600°), 这就使得可以利用温度总和来評定某一区域适於农业生产需要的热力资源。

表 4 中列举了几种主要农作物完成正常的生長过程所需要的温度总和^{[55][78][118]}。

表 4 农作物的热力鑑定

农作物	温度总和 ¹⁾	
	早熟品种	晚熟品种
馬鈴薯	1000	2000
春小麦	1600	2000
糖用甜菜	2200	2800
玉米	2000	3000
棉花	3000	4000
葡萄	2500	3300

某些农作物 (例如棉花) 仅在温度出現 12° — 15° 之后才开始生長, 因而就不能利用温度高於 10° 时期內的整个温度总和。表 4 中只列举了某些作物相应生長期的温度总和, 於是必須把从出現温度 10° 到作物开始生長这一时期內的温度总和加进去。这就可以直接比較表 4 和表 3 的資料。

在同时分析表 4 和表 3 的資料以前, 要注意, 表 4 是实际温度的总和, 而表 3 则为多年平均的温度总和, 而这些多年平均值与中值很符合, 因而, 我們这一地区中有半数的年份温度总和低於表 3 中所列的数值。因此, 假使根据表 3 所計算出来的某一地区的温度总和符合於表 4 中某一种农作物所必需的温度总和, 那么, 这並不意味着这种农作物在所討論的这一地区上热量完全有保証, 因为有一半数的年份温度总和較低, 而不能保証植物的正常發育。

知道多年的平均温度总和, 就可以用圖 5^[55] 来确定某一地区个别年份中一定的温度总和的保証程度。例如, 在南部草原, 在多年平均温度总和等於 3200° 的情况下, 个别年份的温度总和大於 3000° ,

1) 在白天長短的影响下, 植物生長所必需的温度总和的改变这里沒有考虑, 因为这种作用在北部地区 (緯度高於 55°) 特別大, 而这些地区不在我們討論之列。

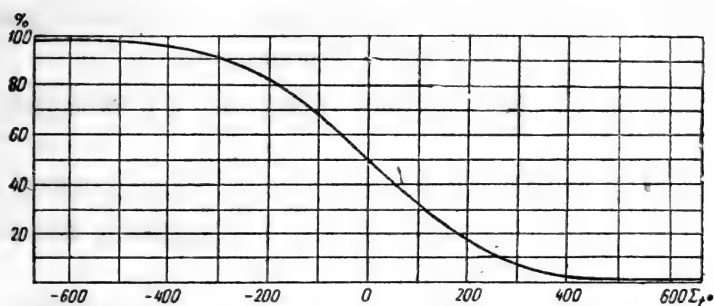


圖5 溫度總和的保證率

即與平均值的偏差在平均值以下不超過 200° ，所以有 80%（或 10 年中有 8 年）的保證。

Г. Т. 謝良尼諾夫、Ф. Ф. 達維塔雅和 П. И. 科洛斯科夫根據類似的資料曾經作出了許多關於喜溫作物可能向較北地區推移的結論。我們可以舉 Ф. Ф. 達維塔雅所提出的把葡萄栽培大大向北推移，特別是向哈薩克斯坦的草原和沙漠中推移的氣候根據作為一個例證，這些地區遠遠超出了現代習慣種植的範圍。

與此類似，П. И. 科洛斯科夫根據溫度總和的分析，建議將棉花的早熟品種大規模地推移到沙漠地帶的北部地區去，這些早熟品種在這裡甚至在灌溉的條件下熱量也完全有保證，雖然在灌溉的條件下要降低近地面空氣層的溫度（參看第五章），而延緩棉花的發育速度。

這些資料指出，在草原地帶的南部地區，以及在半沙漠地帶中，現在的棉花品種正處於自己的北界附近。在這種情況下，為了保證棉花的灌溉栽培，一方面必需研究關於減少消耗在無效蒸發上的熱量的特殊措施，而另一方面則必需培育新的、更早熟的品種。

特別應該提到我們根據熱量特征所劃出的沙漠地帶的南部地區，這一地區熱力資源最多（溫度總和大於 4000° ），因而土壤改良措施的效應也特別大。在無霜期很長的情況下（大於 7 月），大的溫度總和使這一地區成為栽培棉花、葡萄及其他作物的優良品種最有前途的區域。

A. H. 沃耶科夫^{[36][37]}曾屢次強調指出，這一地區在栽培棉花的優良品種上和北美棉區比起來氣候上有特殊優越性。

冬季期間的溫度狀況對多年生植物以及對冬作物具有很大意義。

我們要用1月份的月平均溫度、溫度低於零度的時期的長短、絕對最低空氣溫度的平均值和25厘米深度的絕對最低土壤溫度的平均值作為冬季條件的嚴寒程度的指標^[55]。

所有這些指標都證明了冬季條件不僅從一個地帶到另一個地帶，而且在每一個地帶的範圍內有着重大差異。

日平均溫度低於零度的時期可以有條件地作為冬季時期。

按照上述定義，在森林草原地帶中，從最西邊到最東邊，冬季的長度從4個月變化為6個月。在草原地帶的南部地區，冬期持續3個月，而在黑海沿岸一帶則甚至小於2個月，西西伯利亞和西哈薩克斯坦則不同，冬季期大於5個月。

由於北方冷氣團的無阻的侵襲，冬季在半沙漠區域（3.5—5個月），甚至在南部沙漠中都是很長的，這裡也有1—2個月空氣溫度平均保持在零度以下的。只有位於最靠海的部分地區被科彼特達格（Копет-Дар）山脈和其他高地所保護而不受寒冷侵襲的亞熱帶沙漠，才不具有穩定的溫度低於零下的時期。

森林草原地帶和草原地帶的特點是冬季最嚴寒，1月份的溫度——最冷月的溫度——低到 -16° 、 -18° ，可是在西部則為 -5° 、 -10° 。半沙漠和北部沙漠中1月份的溫度也是低的。僅僅在南部沙漠中，1月份的溫度接近於零度，而只有在亞熱帶沙漠中，最冷月的溫度才是正的。

除了南部沙漠和亞熱帶沙漠之外，達到 -30° 的嚴寒在所有區域上都是可能的。但是，假使在西西伯利亞的森林草原中，在絕對最低溫度的平均值為 -40° 的情況下， -30° 的嚴寒年年出現，而在個別年份中可能達 -45° ，甚至 -50° （絕對最低值），那麼，在絕對最低溫度的平均值為 -30° （表5）的地區中，這樣的嚴寒僅有50%的冬季是可能的。在南部草原和北部沙漠中，溫度降到 -30° 和 -30°

以下，只有 15—20% 的冬季是可能的，在南部沙漠中不会出现低於 -25° ， -30° 的严寒，而在亞热带半沙漠中绝对最低温度为 -20° 。

在所討論的这一区域的大部分地区上，植物(冬作物、葡萄)完全在雪下过冬，这些植物的对严寒有敏銳感觉的根系就处在雪的下面。因此，在许多情况下，具有最大实际意义的并非空气温度，而是雪下的土壤温度^[55]。

表 5 冷季的热力状况

地 区	1 月份的 温度	温度低於零 度的时期 (天数)	各年绝对最 低空气温度 的平均值	各年 25 厘 米深度绝对 最低土壤温 度的平均值
森 林 草 原				
欧洲部份西部和中部地区	-10	140	-30	-5
伏尔加河东岸地区	-14	160	-35	-5
西西伯利亚地区	-18	170	-40	-5
草 原				
南部地区	-5	90	-25	-5
北頓涅茨河、伏尔加河、烏 拉尔河的河間地区	-11	130	-30	-10
西西伯利亚和北哈薩克斯 坦地区	-16	160	-35	-10
半 沙 漠				
里海沿岸地区	-10	110	-30	-10
北哈薩克斯坦地区	-15	150	-30	-10
沙 漠				
北部地区	-8	120	-25	-10
南部地区	-2	50	-15	-5
亞热带地区	3	0	-10	0

与草原地带相比，森林草原地带的土壤气候比较温和具有特殊意义。由於雪复盖較厚，森林草原地带不論是土壤的平均温度或極端温度都要比草原地带高。最低的土壤温度(绝对最低值平均为 -11°)出现在哈薩克斯坦的草原和半沙漠地区。沙漠的北部地区在

土壤的热力狀況上与哈薩克斯坦的森林草原和草原地帶相似，比西伯利亞森林草原的条件要坏。即使在南部草原中，也可能出現比欧洲森林草原更低的土壤温度。土壤温度的这些特征在规划秋播作物、葡萄、果树和植林的措施时都要考虑到。

在沙漠地帶的南部地区，尤其是沙漠地帶的北部地区，冬季較强的严寒要求在这一区域的大部分地区上运用关于保护植物（例如葡萄蔓）免受低温的危害作用的特殊措施^[55]。但是，在南部沙漠中，由於冬季比較短促，冬季在复盖的条件下，特别是在溝畦中，栽培亞热带多年生植物还是可能的。

冷季热力狀況良好（1月份温度高於 2° ）的、沒有冬季的亞热带地区，这句话的广义理解就是可以广泛利用来种植亞热带多年生植物，而極少要預防严寒，甚至不要預防严寒。

A. И. 沃耶科夫^[36]早就指出位於科彼特达格山脈西南部的这一地区¹⁾的一部分地方具有特殊前途，一月份温度超过 4° ，而絕對最低温度的平均值則为 -8° 。Г. Т. 謝良尼諾夫^[117]指出，这一地段上冷季的热力条件是与阿普歇倫（Апшерон）半島的中部和从巴庫（Баку）到連科蘭（Лекорань）的阿塞拜疆（Азербайджан）海岸地区相似的，而后兩地区已經有了亞热带多年生經濟作物的大規模試驗。

在这一亞热带地区的西南部，冷季中比較稳定的正温度使得可以在冬季从事蔬菜栽培。

在結束干旱地区气候条件的討論时，我們可以作出这样一个結論，就是在这些地区有护田林及灌溉的情況下，在农業面前打开了無限的前途。气候愈炎热，太陽輻射愈丰富，則在保証灌溉的条件下，农業生产的潜在可能性也愈大。

就是在南方的这种灌溉田地上，我們早就實現了把农業从变化無常的天气下解放出来的願望。因为，这里的热量對於大多数作物來講总是足够的，而水分在灌溉的条件下，則何时需要多少，就可以供給多少。

1) 上述的亞热带区域——譯者註。

第二节 土壤改良区域的热量平衡

为了补充前节所述的資料，更詳細的評定土壤改良区域的能量資源，我們在这里要提供实行斯大林改造自然計劃各項措施的区域下垫面热量平衡的一般特征。

在第三章、第五章和第六章中將要表明，利用輻射平衡和热量平衡的資料，就可以分析土壤改良情况下許多气象要素变化的物理特征，並可以計算出这些变化的預期数值。

我們首先要提到土壤改良区域上輻射平衡数值的分佈。大家知道，下垫面的輻射平衡等於地面所吸收的太陽短波輻射总量与地面長波有效輻射所損失掉的热量的差值。

为了确定进入土壤改良区域的总輻射量，可以利用許多現有的日射觀測站的資料，以及根据已知的經驗公式計算的資料，而这些經驗公式的准确性是易於用已有的觀測資料来驗證的。

現有的資料及計算結果表明，总輻射的年总量在土壤改良区域的北部約为 90 大卡/厘米²·年。这一数值向南和东南迅速增長，在烏克蘭南部、庫班 (Кубань) 和伏尔加河下游达到 115—120 大卡/厘米²·年。在中亞細亞西部，总輻射达到最大的数值——在咸海的緯度上約为 130 大卡/厘米²·年，而在中亞細亞的西南部地区則大於 140 大卡/厘米²·年。

总輻射量，除了自北而南的有規律的增長以外，在土壤改良区域的大部分地区上，从西向东也显著增長，这是由于在这一方向上气候干燥性增高，因而云量显著減少，日射的持續時間显著增加的緣故。

大家知道，吸收太陽輻射的数值，決定於某一短時間內的总輻射与乘数 $(1-\alpha)$ 的乘积，此处 α 为反照率 (即下垫面的反射能力的大小)。對於闊叶林、田野和草地而言，在生長期中，反照率的特性值平均約为 0.20 (20%)；在半沙漠和沙漠的干燥地区，反照率增長，平均达到 0.25—0.30。反照率的最大值發生在有稳定雪复盖时——對於这一区域平均約为 0.75。在沒有稳定雪复盖时，反照率就減少。反照率的最小值發生在融雪以后、植物复盖充分發育以前的时期內——

平均約为 0.15。

从吸收輻射的数值中減去有效輻射的数值(有效輻射是根据云量、空气温度、湿度而用現有的理論公式¹⁾決定出的),就可以得到輻射平衡的数值。

用上述方法計算出的年輻射平衡值的分佈如圖 6 所示。

由圖 6 可見,土壤改良区域上的輻射平衡,除了由北向南增長以外,在緯向上从西向东显著減少。在文献中已經屢次提到的輻射平衡从西向东減小的規律,可以用由於气候干燥性增長因而使这一方向上的下垫面的反照率和有效輻射增加来解釋。这些因子抵消了从西向东的緯向上的总輻射的增加还綽綽有余,致使土壤改良区域境内东經 50—60° 地区的輻射平衡比起东經 30—35° 地区要減少 5—10 大卡/厘米²·年。

在所討論的这一区域上,消耗於蒸發的热量的年总量,可以用由水分平衡(降水量減逕流量)所确定的年蒸發量与蒸發潛热的乘积来計算。这一計算的結果如圖 7 中所示,在这一計算中,在确定降水量和逕流量时曾利用了 O. A. 德罗茲多夫²⁾、B. A. 特罗依茨基 (Троицкий)^[124]和 B. Д. 查依科夫 (Зайков)^[66]的圖。这些資料表明,随着气候干燥性的增長,消耗於蒸發上的热量減少,減少到 1/5 以下。在土壤改良区域的最西北部可以看到在向北的方向上消耗於蒸發的热量很显著地有些減少,这是因为,在这一区域中有比較丰富的降水,因而进入的热量限制了可能蒸發。

从年輻射平衡数值中減去消耗於蒸發的总热量,就可以得到下垫面与大气間的乱流热交換的年总值。

这一数值在土壤改良区域上的分佈如圖 8 所示。这些資料表明,乱流热交換的总量从西北到东南显著增加,增到 3 倍以上。土壤改良地区上乱流热交換的最大值出现在中亞細亞的西南部,达 30—40 大卡/厘米²·年。

1) 在这一計算中曾利用了 M. E. 貝尔良德 (Берлянд) 公式,並且也計算了垫面与空气的温度的平均差值对輻射的影响。

2) E. C. 魯宾什金 (Рубинштейн) 和 O. A. 德罗茲多夫: 苏联气候圖, 1950 年。

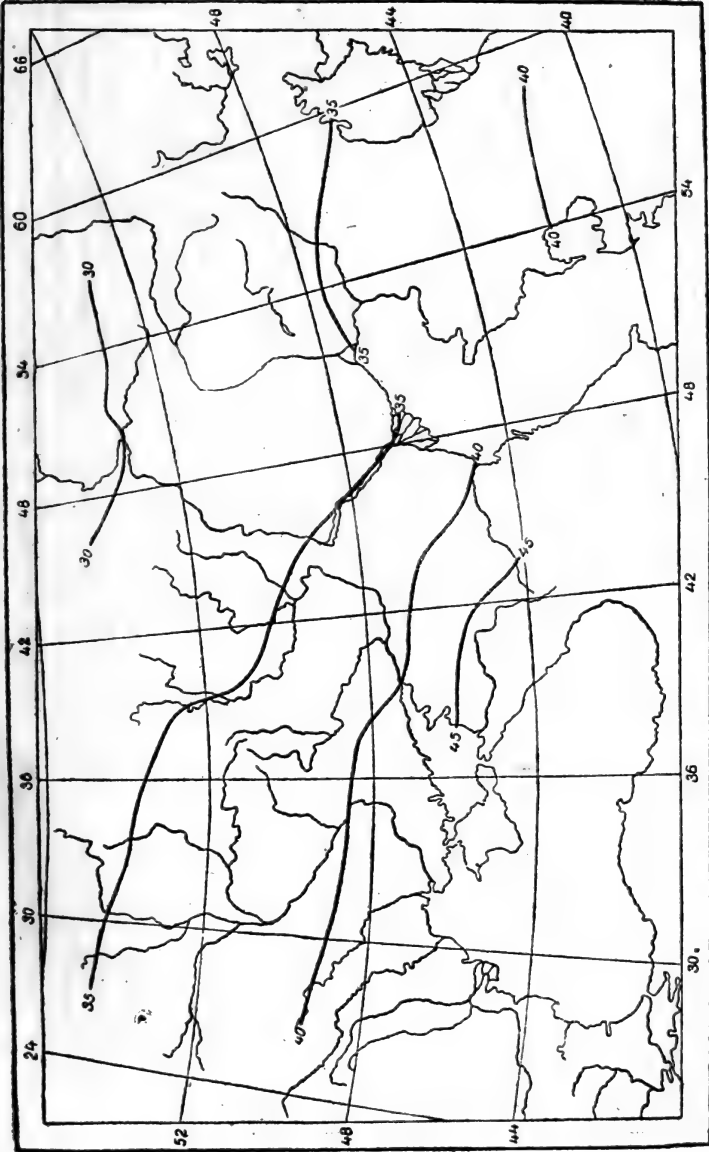


圖 6 陆地表面的辐射平衡(大卡/厘米²·年)

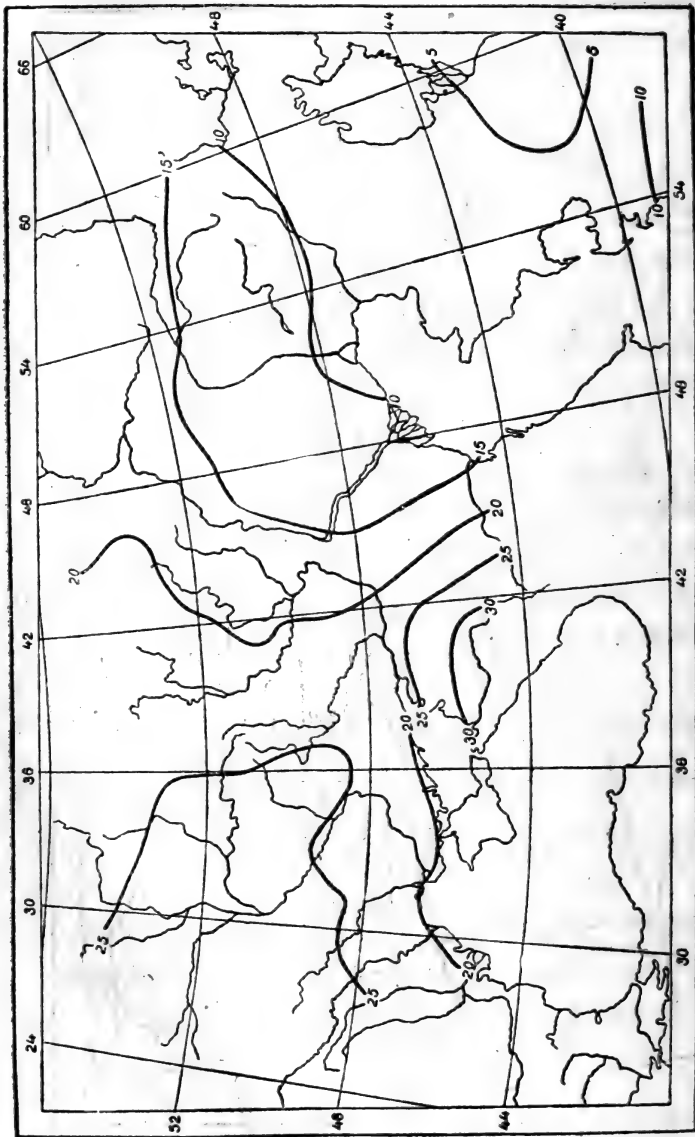


圖 7 消耗於蒸發的热量(大卡/厘米²·年)

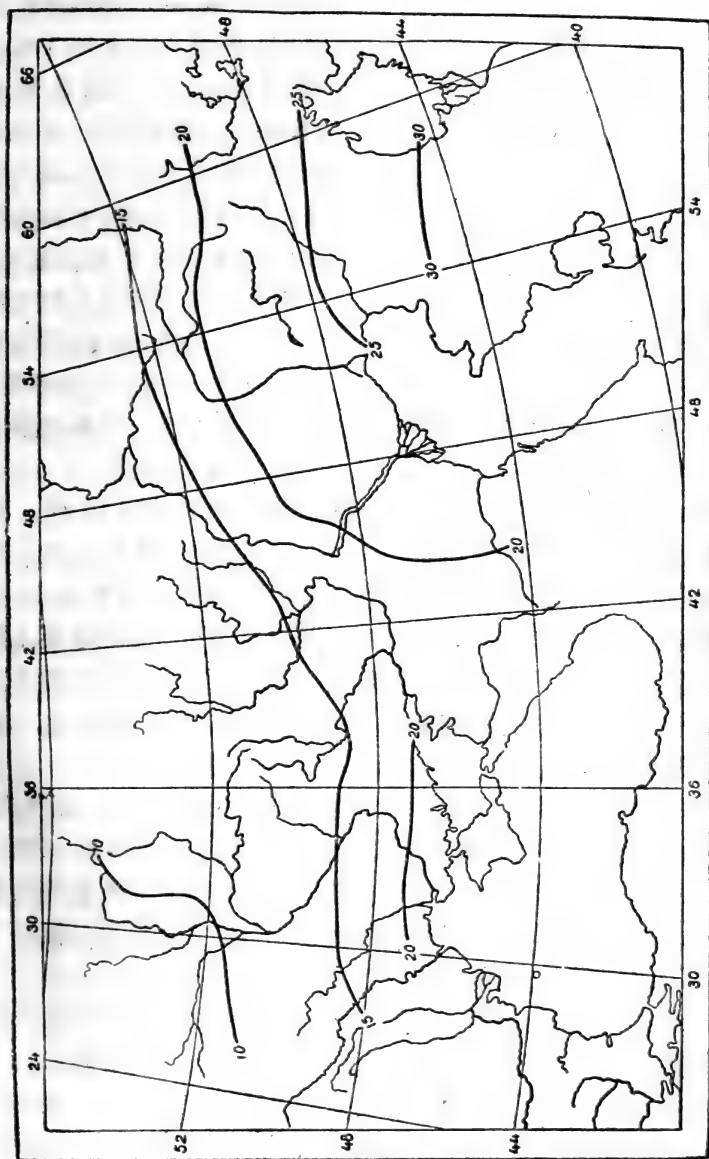


圖 8 下垫面与大气間的乱流热交换(大卡/厘米²·年)

大卡/厘米²·月

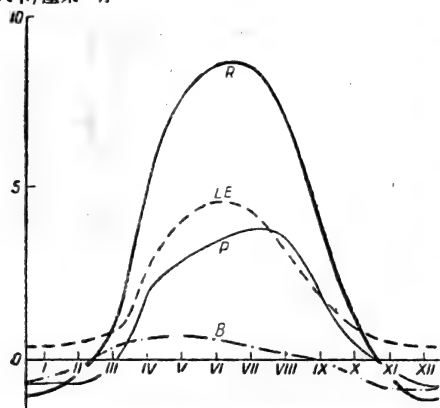


圖9 哈尔科夫地区热量平衡各项的年变化

为了举出热量平衡各组成部分在一年中的变化的例子，在圖9中表明了乌克兰东部条件下[哈尔科夫(Харьков)地区附近]各月的辐射平衡 R 、消耗於蒸發的热量 LE 、乱流热交换 P 和土壤中的热量循环 B 。此时假定，当吸收辐射的收入量超过辐射的支出量时，則辐射平衡取为正值；而所有其他各项，当它們相应为下垫面热量支出时，則取为正值。

圖9的資料表明，在一年的大部分時間內(从3月到10月)，这一地区中下垫面的辐射平衡都是正的，与这一長时期相应，大量热量消耗於蒸發的过程以及借乱流热交换而使空气增热的过程也延長了。应该指出，按照绝对值來說，冬季各月辐射平衡的負数值要比暖季的辐射平衡值小得多。因此，年辐射平衡值基本上决定於暖季內的辐射平衡值，同样，消耗於蒸發的热量和乱流热交换的年度也主要是决定於暖季的情况。

土壤中的热量循环 B 在暖季中把热量从下垫面傳至下面各層土壤中去，在冷季中則以相反方向向上傳送近於相等的热量。在此过程中，假使夏季各月的热量循环数值显著小於热量平衡的各主要項的数值，那么，冬季期間各月的热量循环数值則完全可以与辐射平衡相比，而大大补偿辐射平衡的負值。

除了上述热量平衡的各主要項目以外，与雪复盖的融化有关的热量的消耗也具有某些意义。春季在所討論的这一区域上融化的雪量相当於50毫米的水層，消耗在这上面的热量小於0.5大卡/厘米²。因此，在近似的計算中，热量平衡的这一項可以不計。對於土壤改良区域的較南地区，融雪消耗的热量比上述数值更小。

輻射平衡总量的資料，可以用來分析土壤改良區域的濕潤條件。

過去的許多著作（^[12] ^[16]等）中曾經指出，在同一區域充分濕潤的情況下，某一較長期間內消耗於蒸發的熱量接近於輻射平衡的數值（這一問題將於第六章第一節中加以詳細討論）。因此，當蒸發不受水分儲藏量的限制而僅受熱源的限制時，由輻射平衡保證而蒸發的水層（蒸發等於輻射平衡與蒸發潛熱之比），就可以當作該地潛在可能蒸發的指標。此時，相當於該地充分濕潤條件的輻射平衡數值與水分不足條件下的輻射平衡值可以不同。因此，為了估計潛在可能蒸發量（即蒸發力），就應該用對下墊面充分濕潤的條件下所計算出的輻射平衡值。

在第五章第一節中所引用的材料表明，在充分濕潤條件下的輻射平衡值通常比同一地方在水分不足時的輻射平衡值要大，這是因為在氣候濕潤性提高的情況下，反照率和有效輻射的總量減小的緣故。這兩個因子的定量影響是易於計算出來的。

在估計年可能蒸發量時，正如在文獻中屢次所指出的一樣，應該用輻射平衡的年總量，而不用其暖季內的輻射平衡值（暖季是中緯度地帶主要發生蒸發過程的季節）。問題在於輻射平衡是正值的暖季內的輻射平衡總量的一部分不可避免地要消耗於冷季內使變冷的土壤增熱，以及消耗於融化凍結的土壤水分。由此所約制的熱能的損失，近似地相當於冷季中在土壤變冷時為了補償輻射平衡的負值而釋放出來的熱量。因此，作為暖季中正的輻射平衡值和冷季中負的輻射平衡值的總和的年輻射平衡值，要比暖季中的總和能更加正確地表示出可能消耗於蒸發的實際熱量。

同時可以指出，由於冷季中輻射平衡的絕對值與暖季中的輻射平衡總量相比是較小的，因此，在土壤改良區域的各個地區上，一年中的輻射平衡與暖季中的輻射平衡間的差異是比較不大的。

當根據某一地方在其充分濕潤的情況下所達到的輻射平衡值來確定潛在可能蒸發量（蒸發力），就可以按照 В. В. 道庫恰耶夫（Докучаев）和 Г. Н. 維索茨基（Высоцкий）的著名觀念而計算出作為土壤改良區域濕潤條件的特征的蒸發力與降水的比值。

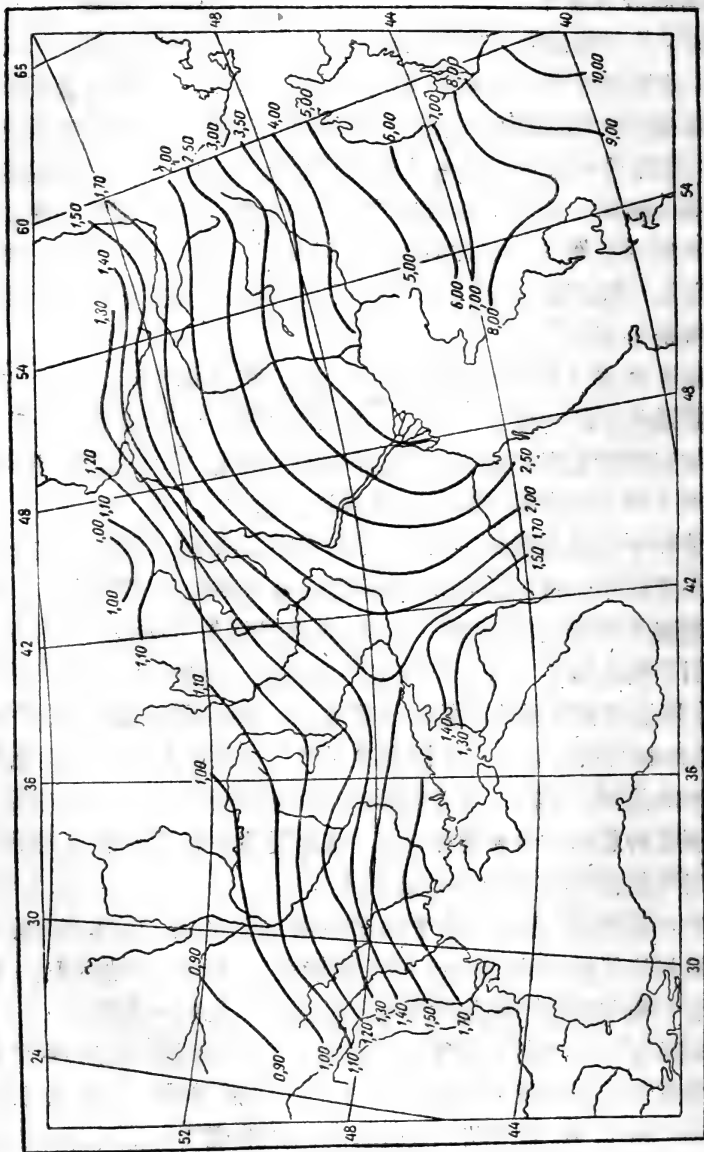


圖10 土壤改良区域“干燥指数”——蒸發力(根据辐射平衡所計算出的)与降水的比值——的分布

蒸發力(根据輻射平衡所計算出来的)与年降水总量的比值的變化如圖 10 所示。

由圖 10 的資料可見,在根据斯大林改造自然計劃实行土壤改良措施的所有区域上,蒸發量超过降水量。这清楚地表明了在上述区域中存在水分不足。蒸發力与降水的比值从西北向东南显著增長,由近於 1 而增長至 10。上述比值的等值線的一般分佈与植被帶和土壤帶的界限很符合,这就証實了作为湿润条件的总特征的这一指标具有决定性的意义。

圖 10 所列的資料使得土壤改良区域的不同地区在一般的湿润条件下可以互相加以比較。

第二章 大气中的水分循环

为了计算土壤改良措施在影响大气降水状况方面的效应，必需分析大气中水分循环的规律性。

尽管大气中的水分循环对降水的形成和分布起着决定性的作用，但是，直到目前为止，却还没有足够完全而正确的关于水分循环过程及其各组成部分的作用的描述，虽然水分平衡的各个组成部分已有许多研究。水分循环各组成部分的研究，首先包括逕流、降水的分布和局部蒸发方面的著作。只有个别的著作论述过关于小面积和大面积上（像大陆一样大的面积上）水分循环的问题，而这些著作却有很大的缺点，缺点在于计算方法不正确，因而导致了不正确的结论。

其中，B. B. 齐捷尔林格(Цинзерлинг)^[132]的著作就是属于这类著作。下面我们要讲到他的主要结论和他所用的研究方法。

第一节 水分循环的组成部分及其计算的尝试

陆地某一区域上水分循环的基本组成部分如图 11 所示。在这个图上，平均一年中落下的大气降水总量用 γ 表示，这一时间内该区域上的平均蒸发总量用 E 表示，年平均河道逕流总量用 F 表示。

这三个数值由已知的水分平衡方程联系着：

$$\gamma = E + F. \quad (1)$$

降落在陆地区域上的降水总量(γ)由两部分组成：其中一部分是由外面带到这个区域上来的水汽所形成(γ')，另一部分是由当地蒸发造成的水汽所形成($\gamma - \gamma'$)。

确定某一区域内当地蒸发在降水形成中的作用的 γ' 与 $\gamma - \gamma'$ 的比值是研究陆地上水分循环的主要任务。显然，对于有限的陆地区域而言，这两个量的比值要大大依所讨论的区域的范围为转移。在足够小的区域上，几乎全部降水总量都属于“外来降水”， $\gamma = \gamma'$ ；可是在比较大的区域上“内部降水” $\gamma - \gamma'$ 应该不是零。

依水汽的来源为轉移,把降水分成“外来降水”和“内部降水”,这与天气学中把降水区分为平流降水(主要是鋒面降水)和气团内部降水沒有任何共同之点,很容易用許多例証表明,气团内部的对流性降水几乎完全是由外面帶到这一区域上来的水汽所形成的。

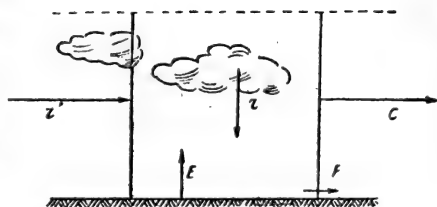


圖 11 水分循环的略圖

在平均一年期間由当地蒸發所形成的水汽,一部分用於形成“内部降水” $\gamma - \gamma'$,其余部分被帶到所研討的地区范围以外。若这一部分水汽用符号 C 表示(大气逕流),則得方程式:

$$E = \gamma - \gamma' + C, \quad (2)$$

由此,考虑到方程式(1)則得

$$\gamma' = C + F. \quad (3)$$

將“外来降水”总量和大气逕流以及河道逕流联系起来的后一方程式,應該作为計算陆地上水分循环的基础。解这一方程式就能够决定水分循环系数 $\frac{\gamma}{\gamma'}$ 之值,这一系数表示出,由外面帶到該区域上的、並参加水分循环的水汽,在这些水汽被大气环流和河道逕流帶出所研討的区域范围以外之前,有若干水汽以降水的形式降落下来。很显然的,在“内部降水”量很大的情况下,水分循环系数將大於 1,而在“内部降水”量很小的情况下,則近於 1。

因为在方程式(3)的各项中只有 F (河道逕流)一項可由大量的水文观测而測量出,而且對於大多数陆地区域,这一項可以認為是一个較为准确的已知数值。所以显然的,为了解这一方程式还必須确定一个量—— γ' 或 C 。

應該指出,在过去所發表的關於有限陆地区域上水分循环的研究中,任何一个研究都沒有提出,也沒有利用任何具有物理根据的計算所缺少的未知量的方法,而且是在利用表面上好像正确,但實質上完全是任意和錯誤的假設的情况下来解方程式(3)的。

大約五十年前, E. 布魯克納^[142]作出的定量計算陆地上水分循

环的第一个企圖足以作为这方面的典型。由於布魯克納的關於這個問題的觀點後來得到了廣泛的傳播（特別是在水文學家當中），並且直到目前為止，在其他許多作者的計算中還屢次重複他的錯誤的計算，所以應該較詳細地來談談他的著作。

布魯克納企圖計算西歐和中歐區域的水分循環，而他在这方面僅有大气降水總量和河道逕流總量的資料。布魯克納沒有用以確定 γ' 及 C 的任何資料，同時，為解方程式(3)，他完全任意地假設 C 等於河道逕流的一半。作為這個假設的唯一基礎，是他假定西歐和中歐的夏季降水，似乎主要是由當地蒸發的水汽所形成。

實際上，雖然歐洲夏季降水的形成主要是依來自大西洋的氣團的增熱和產生熱力對流為轉移。但是，首先，產生夏季暴雨的主要氣團是與通常從西方移到這裡的鋒面活動有關的；其次，即便是所謂氣團內部的對流性降水也不是由來源於當地的水汽所形成，而在很大程度上是由來自海洋的水分所形成。

因此，布魯克納提出西歐和中歐外來降水量 γ' 只等於降水總量的 $1/3$ （即水分循環係數等於3）的計算，應該認為完全是任意的、沒有證據的。

順便應該指出，在所引証的布魯克納的文章中完全不正確地認為他所得到的結論與A. И. 沃耶科夫的著作中所發表的水分循環的觀點一致。在這種情況下着重指出這點是特別必要的，因為在本書一位作者¹⁾過去的著作中^[13]以及在某些其他的著作中（例如[74]），在引証A. И. 沃耶科夫的文章時具有類似的不確切的地方。

無論是在布魯克納的文章出現以前或出現以後，在A. И. 沃耶科夫所發表的關於陸地水分循環問題的許多著作中^[31-34]都包含着許多材料，這些材料証實當地蒸發對大陸上降水總量的形成有很大影響的無可爭辯的正確結論。然而，在所列舉的A. И. 沃耶科夫的任何一個著作中都沒有包含着像認為在中緯度有限陸地區域上由外來的（對這個區域而言）水汽所形成的降水量要少於由該區域當地表

1) 按指本書作者之一 M. И. 布迪科——校者註。

面蒸發的水汽所形成的降水量这样的錯誤結論。並且在許多情況下，在確定不同地區中形成降水的水汽來源時，A. И. 沃耶科夫曾屢次指出，降水能夠由大氣環流從很遠的距離帶來的水汽所形成。例如，在列舉天山山脈降水的水汽來源時，A. И. 沃耶科夫就首先舉出大西洋的蒸發。

這表明，A. И. 沃耶科夫關於陸地水分循環的機械作用的觀念比布魯克納常常妄加在他身上的那種觀點要深刻得多。A. И. 沃耶科夫開始研究水分循環比布魯克納要早得多，但是他沒有作出定量計算陸地區域上水分循環的任何企圖，這並不是偶然的。顯然可見，他理解到，在他那個時候所有的大氣環流的資料對於可靠的解決這個任務是不夠的，同時，他也沒有走像布魯克納那樣作任意假設的道路。

後來，布魯克納的水分循環方式曾經被廣泛地用在水分循環的計算中，而主要是在水文學家所從事的那些計算中。這一情況在很大程度上說明了，為什麼最近十年中氣象學所達到的大氣環流研究的巨大成就在水分循環的計算中沒有得到應有的估計，而直到目前為止，水分循環的計算卻仍停留在布魯克納的計算水平上。

在許多較近期的水分循環的計算中（〔64〕等）採用了大氣逕流等於零的假設。利用這個假設甚至比布魯克納的粗糙的計算還要退步，這個假設等於採取了以下的荒謬假定，即以為大氣環流在一年中不會把由當地蒸發所造成的任何水汽量帶出所研討的區域範圍以外。

在上面所提到的 B. B. 齊捷爾林格的著作中^[132]，為了計算蘇聯歐洲部分的水分循環，曾採取了在表面上與 $C=0$ 的基本假設稍為不同，但實質上卻很近似的一種假定。

B. B. 齊捷爾林格曾假設，在降水大於蒸發的那些年份中，沒有大氣逕流，而在蒸發大於降水的月份中，則大氣逕流等於蒸發與降水之差，即

當 $E < \gamma$ 時， $C=0$ 或 $\gamma' = \gamma - E$ ，

當 $E > \gamma$ 時， $C = E - \gamma$ ，

显然，为了计算一般陆地上的水分循环或是苏联欧洲部分的水分循环，这两个条件都完全是任意的，而不是必然的条件，因为没有任何物理根据可以认为，当降水大于蒸发时，该区域所蒸发出来的水汽将完全停留在该区域内，或者当蒸发大于降水时，离开该区域的水汽量就恰等于蒸发与降水之差，而不大于这一个值。

除此以外，还可以指出，因为在苏联欧洲部分的平均的气候条件下，蒸发超过降水的时期只占一年中的一小部分时间，并且此时蒸发和降水之差是很小的，所以应用 B. B. 齐捷尔林格的假设，定量计算一年中的水分循环和对于整个一年都用 $C=0$ 的假定来进行计算相比，就不会得到任何重大差异。同时，由 B. B. 齐捷尔林格所派生出来的这一基本假定的复杂性，使得水分循环的计算的数值结果变为平均时期的函数（如果把齐捷尔林格的条件用来鉴定季或旬的水分交换，计算结果就要改变），从而也就失去了物理意义。

当采用苏联欧洲部分的年降水总量为 48 厘米，平均逕流等於 16.8 厘米，並应用上面所列举的假定时，B. B. 齐捷尔林格得到内部降水的年总量为 28.7 厘米。这一数值和等於 31.2 厘米的年蒸发总量（降水与逕流之差）是相近的，这就说明了齐捷尔林格所得到的大气逕流是一个极微小的数值——共計 2.5 厘米/年。根据齐捷尔林格的计算，外来降水总量等於 19.3 厘米，即外来降水总量比内部降水总量要小得多。

B. B. 齐捷尔林格曾根据这些资料计算了水分循环系数 $\frac{\gamma}{\gamma'}$ ，得到这个系数等於 2.5。可以指出，这个数字和以前 A. Д. 杜巴赫 (Дубах)^[64] 在 $C=0$ 的假定下所得到的苏联欧洲部分的水分循环系数的值是很相近的。这种符合表明，齐捷尔林格在解方程式(3)时所用的假定和 $C=0$ 的假定相比，实质上並沒有提供任何新的东西。

在 A. A. 卡明斯基 (Каминский) 的著作中^{[73][74]} 首先指出了研究陆地水分循环的正确途径，他建议用天气图和高空资料来计算大陆内部的水汽的输送。

可以指出，如果 A. A. 卡明斯基最初只根据地面观测资料研究过水气通量^[74]，那么在后来，正如 B. Г. 伊万诺夫 (Иванов)^[69] 所指出，

卡明斯基也曾根据高空資料計算过水汽通量,但是他的后一著作沒有發表。

A. A. 卡明斯基的工作主要是限於确定陆地上水汽輸送的方向,修正布魯克納的水分循环的定量圖示的問題,虽然在水分循环理論的某些細節上他不同意布魯克納。

后来,在霍尔茲曼 (B. Holzman) 和桑斯威特 (C. Thornthwaite)^[143]的工作中曾經应用了 A. A. 卡明斯基的方法,他們企圖根据高空資料和天气圖来估計美国区域上水分循环的各組成部分。霍尔茲曼和桑斯威特的計算實質上只是研究整个大陆上的水分循环,而不是研究有限陆地区域上的水分循环,因为他們企圖說明降落在美国的降水总量中海洋降水与大陆降水的比例。

根据整理很有限的資料,霍尔茲曼和桑斯威特就得出下列結論:根据水分平衡方程,虽然大陆上的降水总量有 75% 左右由蒸發返回到大气中,但只有 25% 能够再以降水的形式而下落,其余的部分則被帶入海洋。

当考虑到这一数值結果只是根据两个測点的高空觀測資料得到的,並且只討論了两种类型气团的水分含量的变化,就应当認為霍尔茲曼和桑斯威特所获得的大陆上水分循环的数值鑑定是很不可靠的。

目前所具有的大气环流方面的材料和高空觀測的資料使得可以提出關於实现具有物理根据的、可靠的計算有限陆地区域水分循环的任务。

这种計算首先由 З. Д. 祖碧恩 (Зубялн) 和 X. П. 波哥乡利用近似於下面所敘述的計算方法於 1947 年完成的。这两位作者曾經解决了处於复杂的地形条件下的謝凡 (Севан) 湖流域的水分循环問題。

后来,在 К. И. 卡兴 (Кашин) 和 X. П. 波哥乡^[76] 以及 М. И. 布迪科和 О. А. 德羅茲多夫^[20] 同时所完成的著作中,在大气水分循环分析方法的發展的基础上曾經进行了广大陆地区域上水分循环各組成部分的計算。

本章的內容主要是以這兩篇著作的材料为基础。

第二节 不同大小的区域的水分循环各組成部份的計算及确定蒸發在增加空气湿潤上的作用

大家知道,大陆上降水的分佈在很大程度上決定於由海洋輸送来的水分。在分析任何一个大陆上某种降水分佈的原因时,首先必需确定大陆上以及和它鄰近的海洋上盛行环流的特性。大陆上的降水量通常是向大气盛行的輸送方向減少。因为在大气中主要輸送是东西向,正是由於这个緣故,所以年降水量自西向东減少。此时,在許多地区中所出現的与这种降水分佈的大的偏差主要是由高地和山脈所引起的。

在圖 12 中列举了欧亞大陆年降水总量的分佈。由这个圖可見,降水总量自西向东的普遍減少是表現得很清楚的。同时,降落在西部的降水量和降落在东西伯利亞或中亞細亞的降水量的差值是很大的。这一差值沿北緯 40—50° 特別大。

除了东西向的輸送以外,环流的特征也是降水分佈的一个很重要的因子。大家知道,降水的降落不仅決定於沿水平方向輸送的空气的水分含量,同时更決定於有气团参加的垂直运动。誠然,引起空气冷却,並从而引起水汽凝結和降水的大規模垂直移动,主要是發生

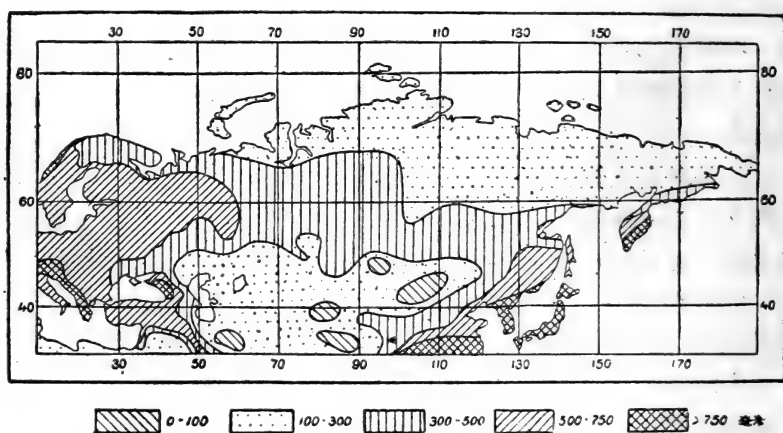


圖 12 大陆上的年降水总量

在气旋系統中。因此，某地区气旋或反气旋环流的盛行对降水的分佈起着很重要的作用。

例如，在东欧和西西伯利亞的广大区域上，最大的年降水量出现在緯度 65° 和 50° 之間的地帶內，在这一地帶以南，一直到緯度 40° — 45° ，降水量显著減少。其实，輸送到这些緯度上的空气的水分含量比上述降水量最大的地帶內的空气水分含量要多。首先应该从这些緯度上环流特征的差異来寻找这一原因。例如，北半球气旋頻率的研究表明，在北緯 65° — 45° 間的地帶內，气旋的数目自北向南減少。在圖 13 和圖 14 中列举了 1 月份和 7 月份中發展着的气旋的頻率圖，根据这些圖可以判断北半球冬季和夏季气旋活动的程度^[102]。可



圖 13 北半球 1 月份的气旋頻率

以看出,冬季海洋上的气旋比大陆上要频繁。夏季,大陆内部的气旋活动略有增长。然而,在夏季,特别是在冬季,欧亚大陆上的气旋频率都是由西北向东南显著减少。由于这样的气旋分佈,冬季在海洋上和沿海附近下落降水量最多,而大陆内部降水量最少。夏季,大陆上由于气旋活动增加,下落的降水量也增加了。气旋活动对于产生降水的有利条件是在于引起最强烈的形成云的空气上升运动的发展。另一方面,夏季由气旋活动所形成的云要削弱气团的增热,并妨碍空气湿度发生远离饱和状态的过程。因此,北纬 50° 以南气旋频率小就使从海洋输送到内陆的空气中的相对湿度由于变性而减小。其中,中亚细亚沙漠的存在无疑是环流特征的结果,这种环流特征表现



圖 14 北半球 7 月份的气旋频率

为气旋活动少,以及与此有关的使所輸送的气团强烈变性。

如果降水的下落不和大气环流的特性有紧密的依賴关系,那么,地球上降水量的分佈和我們現在所观测到的情况相比將完全是另外一个样子。

对流層中东西向的空气輸送主要地是盛行於中緯度。圖 15 是冬季(1 月份)、春季(3 月份)、夏季(7 月份)和秋季(10 月份)的多年月平均的 500 毫巴等压面的等高線圖,在这些圖上可以很清楚的看出中緯度对流層中在各季节都盛行东西向輸送。我們可以看到,7 月份比起 1 月份来,等高線間的距离有很大的增加,这表示由冬季到夏季輸送速度減少。春季和秋季的圖显示出冬季和夏季間的过渡情况。

在热带地区,东西向的輸送在夏季受到显著破坏,同时,这些地区降水的下落决定於那种在很大程度上受海陆的温度差異所約制的环流系統。这一因子在东南亞表現特別强烈,这一因子在这里既决定着降水量,也决定着降水量在有山脈存在的区域上的分佈。出现在南亞的强大热低压造成了季风环流和空气自印度洋輸送到大陆上的条件。由南亞夏季低压的存在所引起的环流控制着位於南亞主要山脈以南的地区。因此,来自印度洋的水分的輸送不能直接影响苏联的水分循环。至於說到亞洲东部边缘有一个降水量較大的狹窄地带,那么,这应当归之於頻繁出现的气旋活动,由於这种气旋活动而产生来自瀕海地区的水分的輸送。

只有在分析最主要的因子——平衡的各个組成部分的作用的基础上才能完成大气中水分循环的正确計算,在这些因子中應該給予大气中的水分輸送以特殊地位。因此,这些因子是: a) 大气中的水分輸送, б) 降水, в) 逕流和 г) 蒸發。当然,所列举的这些因子的作用是依照确定水分平衡区域面积的大小而不同的。

a) 大气中輸送的水分量 为了确定气团所輸送的水分量,决不能只限於計算近地面空气層的水分含量。这也是很明显的,因为云形成和降水下落的过程是發生在很厚的空气中的。

大家知道,下落降水的云在中緯度平均高达 5 公里。大家也知

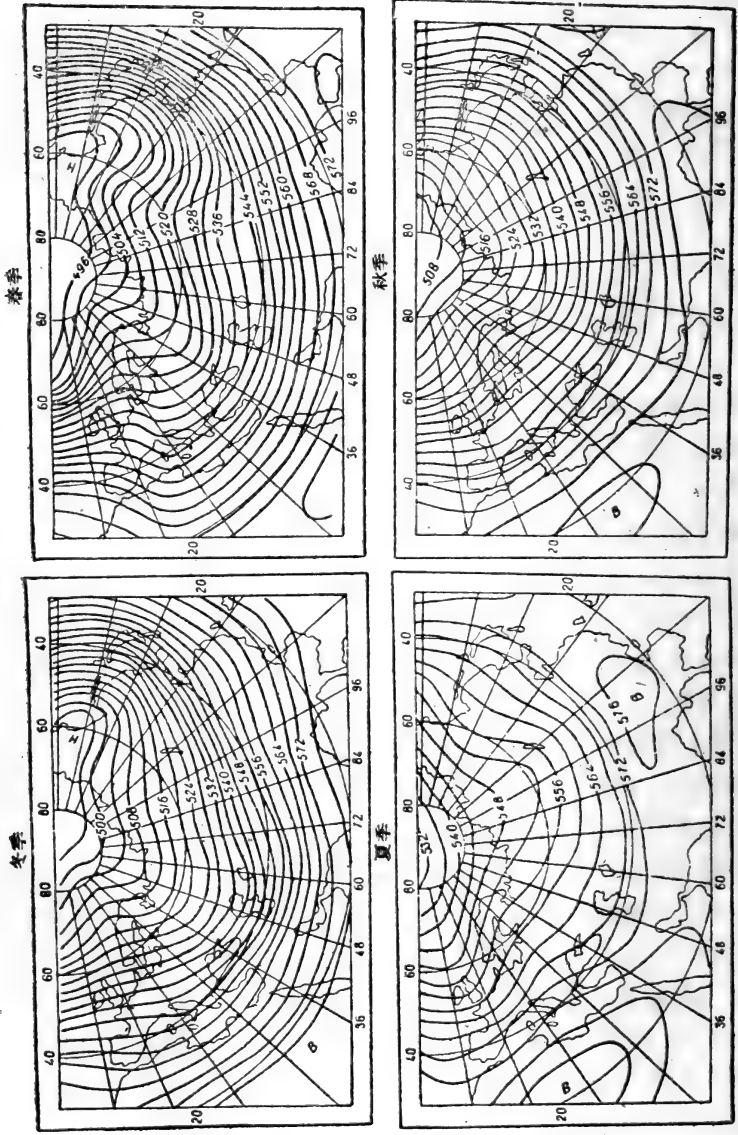


圖 15 四季的 500 毫巴等压面

道，在地面附近相对湿度大的情况下，如果在4—5公里的高度上相对湿度低於30—40%，則不会产生对流性降水。鋒面性質的降水多多少少也是如此。高空观测資料表明，大气中的水分儲藏量随高度显著減少。在高於5公里的高度上水分量少到这样的程度，以致实际上对降水的形成不起任何作用。大气中的水汽平均有一半是在1.5公里高度以下的气層中。因此，很显然的，在計算輸送到某一区域上的水分量和計算形成云和降水的水分量时只要考虑在4—5公里高度以下的空气柱中的水分儲藏量就够了。

要精确的确定一定的时间間隔內空气所輸送的水分量，可以根据該地区上每天的風速和空气水分含量的高空观测資料来进行。5公里空气層中所輸送的水分平均总量，可以看成是各薄層所輸送的水分的总和，而根据高空观测資料来确定。在計算空气柱中所能含有的水分总量时，可以利用公式

$$R_{mm} = 0.01 \int_{P_0}^{P_h} q \, dp,$$

这里 q 是 P_0 面到5公里高度 (P_h) 的每隔50毫巴的各高度上的比湿(克/仟克)^[125]。

为了計算 R_{mm} 可以利用計算积分的圖解法，即按相应的比例在縱坐标上繪出气压 P (毫巴)，在橫坐标上繪出比湿 q (克/仟克)，然后确定曲線的面积。然而，如取 $\Delta P = 50$ 毫巴，則用梯形法积分更为方便。我們得到：

$$R_{mm} = 0.01 \cdot 50 \left(\frac{q_0}{2} + q_1 + q_2 + \dots + q_{n-1} + \frac{q_n}{2} \right)$$

或
$$R_{mm} = 0.5(q_0 + q_1 + q_2 + \dots + q_n) - 0.25(q_0 + q_n).$$

根据这个式子，为了計算空气柱中所含有的水分总量，每一个測站要在表中記出每相隔50毫米的气压值以及相应於这一高度上的比湿值。然后取所有的 q 值的总和的一半，再从这个数值中減去地面和5公里高度上的 q 值总和的 $1/4$ 。

在專門的研究中採用詳細的計算空气所輸送的水分是比較适当的。为了闡明水分循环的一般情况則可以採用近似的計算方法，这

种方法在於确定整个空气柱中所含有的水分总量，並計算出盛行輸送的平均（沿高度平均）速度。

風速与空气柱中水分总含量相乘就得出單位時間中所輸送的水分量。

6) 降水 为了計算水分平衡，下落的降水量不採用个别測站的資料，而採用對於有关的一段時間所編制的降水量圖是比較适当的。

B) 逕流 逕流的数值取河流域的总值是比較合理的。

Г) 蒸發 蒸發的数值根据前面所引用的水分平衡方程式来决定是比較适当的，因为平衡的其余組成部分可用足够的精确度来决定。当被研究的流域佔有很大的区域，而又根据多年資料进行計算时，这种方法就可以决定这种情况下的蒸發值。这一数值与参与水分平衡的、經過若干時間后以地下逕流的形式流入河流的滲透到土壤中的水分有关。当討論大流域时，我們可假設几乎所有滲透到土壤中的水分通过地下逕流又流入同一流域的河流中。其实，这个假設對於小流域而言並非总是有足够理由的，因为这些水分的一部分通过地下逕流可能流到所研究的流域的范围以外。此外，應該注意到，这种“滲透的”水分通过地下逕流而跑走需要相当時間，在个别的情况下，这个時間可能要用許多月来度量。

前面已經指出，从海洋輸送来的水分，由於降水的下落，随着移向內陆而逐漸減少。如果所有下落的降水都通过逕流而流入海洋，那么，空气的变干就进行得非常快。此时，参与气旋式环流运动的輸送的气团愈多，則空气的干化应当进行得愈快。因此，当大陆的距离大时，照例，大陆的东部显得干燥，即几乎没有降水下落。实际上，这种情况並未出現，因为下落在大陆上的降水大部分通过蒸發又重新返回大气中。蒸發掉的降水在反气旋天气型下能被帶到很远的地方。此外，夏季在南方緯度中發生最强烈的空气的增热（远离饱和）过程也要影响水分离开蒸發地点的輸送路徑的長度。

当然，某一区域的蒸發對於同一面积內下落降水的直接作用是依区域的大小而不同的。小区域內蒸發出的水分基本上被气流帶走，几乎不影响这一地区內的空气湿润和降水的增加，即 $\gamma = \gamma'$ 。

从上述原理出發，讓我們引証一个計算水分平衡各組成部分的例子，並确定蒸發在补充空气湿润中的作用。

我們引証奧卡(Ока)河流域的水分循环的計算作为第一个例子。选择这一流域是由于它位於苏联欧洲領域的中央平原部分，同时有足够的天气和水文观测的資料。流域的面积为 244 000 公里²，流域沿緯度方向伸展。流域可以近似地用以下的大小范围来描述：沿經向約 400 公里，緯向約 600 公里。

奧卡河流域的平均年降水量約为 550 毫米，即等於 134.2·10⁹ 米³，或 134.2 公里³。

奧卡河的逕流在諾維克(Новик)断面附近一年內平均为 33.2·10⁹ 米³或 33.2 公里³。此时認為，滲透的水分通过地下逕流又返回到这一河流中。

因此，按照公式(1)，整个流域的年蒸發量为 101.10⁹ 米³，或 101 公里³。

讓我們研究一下蒸發的水分量佔一年中被空气輸送到这个区域上的总水分的多少。

表 6 中引列了全部的原始資料，根据这些資料就可以計算出各季和全年中被空气輸送到奧卡河流域上的水分。

表 6 奧卡河流域上所含有的水分和輸送到这一流域上来的水分以及各季的平均風速

	春季	夏季	秋季	冬季	全年
在高 5 公里底为 1 平方米的空气柱中所含有的水量(公斤)	8.85	21.77	12.41	4.66	
在高 5 公里底为 1 公里 ² 的空气柱中所含有的水量(米 ³)	8850	21770	12410	4660	
平均輸送速度(公里/时)	35	25	35	40	
輸送的水分总量(公里 ³)	272.6	476.2	382.2	154.0	1285.0

表 6 中所列举的在高 5 公里和底为 1 米² 及 1 公里² 的空气柱中各季所含有的水量值的計算是用前面所描述的方法根据莫斯科各个月份比湿的平均值随高度分佈的資料^[131]而得到的。

平均速度是取奧卡河流域上总的輸送高度上的平均風速，这在近似的計算中是可以接受的假設。同时，总輸送是东西向的，流域的伸展和总的輸送方向相合。前面已經指出的，等於 400 公里的流域的小橫切面垂直於总輸送方向。

如表中所指出的，在整个一年期間空气輸送到奧卡河流域上的水分总量約为 1285.0 公里³。讓我們来計算一下降水、逕流和蒸發各佔这个水量的多少。根据前面所列举的關於降水为 134.2 公里³、逕流为 33.2 公里³、蒸發为 101.0 公里³的資料，我們得到，在全年期間空气所輸送的水分中，降水約佔 10.5%，逕流約佔 2.6%，蒸發約佔 7.9%。

从所列举的資料可見，即使對於有較大降水面积的流域，逕流和蒸發在全年期間也只佔空气所輸送的水分总量中一个不大的数值。由此可得出結論：地面的蒸發只有在很大面积上产生蒸發的情况下才能对移动着的空气的湿润起重大作用。按照我們得到的結果，在气团移动的距离等於流域的長度(600 公里)时，蒸發为 7.9%。这个量就是降水下落以后返回空气中的水分量。当然，气团經過的距离越大，則蒸發的作用增加也愈大。

对更广大的区域进行这样的水分循环的計算以确定水分平衡各組成部分的作用是很有意思的。我們取苏联欧洲部分作为这样的区域。在确定空气輸送到苏联欧洲部分的水分量时，假設这个量等於从垂直於东西向輸送的剖面所輸送的水分量。我們取一个沿东經 25° 在北緯 68—43° 之間的差不多位於苏联欧洲部分最西边界上的、一个想像的高 5 公里的網格作为这个剖面。

为了确定比湿随高度的平均分佈，我們曾經利用了最近几年內空气湿度的高空觀測資料，並按各季加以平均。把季作为單位時間是因为，一个季节內大气环流的一般特征是相同的，而大气环流从一个季节到另一个季节則發生重大变化。此外，湿度沿緯度分佈的研究指出了，在計算輸送的水分量时，把我們所选择的網格分为兩部分是适当的：即北部(緯度 68—53° 之間)和南部(緯度 53—43° 之間)。平均速度是由相应約为 3 公里的 700 毫巴等压面上計算出的。

空气从西边輸送到苏联欧洲部分的水分量的原始資料和計算結果如表 7 所示。

表 7 各季中空气所輸送的水分量和平均速度

季 节	地 段	高 5 公里底为 1米 ² 的空气柱 中的水分量 (公斤)	高 5 公里底为 1公里 ² 的空气 柱中的水分量 (米 ³)	平均輸送速度 (公里/小时)	所輸送的水分 总量(公里 ³)
春	68—53°	7.50	7 500	35	974
	53—43°	11.25	11 250	35	854
夏	68—53°	16.90	16 900	25	1518
	53—43°	21.80	21 800	20	1069
秋	68—53°	11.35	11 350	35	1458
	53—43°	14.40	14 400	35	1236
冬	68—53°	5.00	5 000	40	736
	53—43°	6.75	6 750	40	662
全年	68—43°	—	—	—	8507

由表 7 可見，一年期間空气輸送到苏联欧洲部分上的水分為 8507 公里³。

为了确定水分平衡的其它几个組成部分在总輸送水量中的作用，我們曾利用了 Б. Д. 查依柯夫的資料^[66]。根据这些資料，苏联欧洲部分河流流域的总面积約为 6 500 000 公里²。一年內的河道逕流为 928 公里³。这一区域的平均年降水量可取为 480 毫米¹⁾，或 3120 公里。那么，按照方程式 (1)，則蒸發消耗水量为 2192 公里³。

根据所得到的逕流、降水和蒸發的数值可見，在一年內空气所輸送的水分总量中，降水約佔 37%、逕流佔 11%、蒸發佔 26%。

这些資料指出了，在像苏联欧洲部分这样广大的区域上，水分平衡每一組成部分的作用。可見，在主要由西方輸送来的 8507 公里³的巨量水分中，河道逕流只用去 928 公里³，即 11% 左右，而其余部分 7579 公里³的水量則被輸送到这一区域之外，主要是向东方輸送。这个量就是通过类似我們所选的、位於沿烏拉尔山的經線上的網格的水分量。

1) 參看所引用的 B. B. 齐捷尔林格的文章——原註。

从表 7 中我們也可見到,在苏联欧洲部分南部,各季中的水分含量比北部要大得多。其实,如前面所指出的,在南部自西向东降水量(參看圖 12)的減少比在北部要快得多。这可以用这些地区环流的差異来解釋;实际上,如我們在圖 13 和 14 中看到的,气旋頻率从北向南显著減少,在冬季也从西向东減少。

当然,借蒸發以充实空气的水分在一年中是不均匀的,蒸發与降水之比逐月在改变着。在春末和夏初,这个比值最大,这可以用由於土壤变干而蒸發增加来解釋。

第三节 水分循环系数的計算

在把水分平衡的各組成部分与輸送到該区域上的水分量相比較,而得到關於水分平衡的每一个組成部分(降水、蒸發、河道逕流)的作用的这个重要結論以后,現在我們来解决一个問題:在一定時間內下落在該区域上的降水总量 γ 中,有多少降水量是由外来水汽(外来降水 γ')形成,有多少是由当地蒸發(内部降水 $\gamma - \gamma'$)形成,因而,我們也要确定水分循环系数 $\frac{\gamma}{\gamma'}$ [20]。

因为,当地蒸發的水汽不断地被大气环流帶至所研究的区域以外,所以很显然的,当地产生的每一个水汽分子在苏联欧洲部分通过的路徑只为外来水汽分子通过的路徑的一部分。显然,这一部分路徑對於該区域上接近气团入口地区所蒸發的分子來說近於 100%,而對於在气团出口地区蒸發的分子來說則近於零。平均說來可以認為,当地蒸發的水汽分子在苏联欧洲部分通过的路徑等於外来水汽分子通过的路徑的一半。

因此可以認為,在所研究的这一区域上,平均一年內通过当地产生的水汽量大致等於当地蒸發量的一半,即 1096 公里³。

所得到的資料使得可以估計苏联欧洲部分大气中外来水汽量 A 与当地产生的水汽量 M 的年平均比值。这个值等於

$$\frac{8507}{1096} = 7.7.$$

由於積極的乱流混合(对流混合和动力混合)的作用,当地和外

来的水汽分子在大气中完全混合了，因此，在形成降水时，由外来水汽分子組成的降水量与由当地水汽組成的降水量之比，應該等於該時間內大气中平流的水汽量与当地的水汽量之比。

同时，在下落降水的情況下，平流的水汽量与当地的水汽量的平均比值應該比这个比值的平均值稍大一些。大家知道，苏联欧洲部分的降水，在气旋环流活动的条件下、在大气中水汽含量增加並近於飽和时，平均說來是比較頻繁而丰富的。

因此，可以断言，“外来”降水量 γ' 与“内部”降水量 $\gamma - \gamma'$ 的年平均比值應該不小於苏联欧洲部分大气中平流的水汽量 A 与当地的水汽量 M 的年平均比值。

为了不低估“外来”降水量与“内部”降水量的比值，我們將認為

$$\frac{\gamma'}{\gamma - \gamma'} = \frac{A}{M} \quad (4)$$

利用这一关系，同时利用前面列举的方程式(1)和(3)，現在就可以計算出“外来”降水量 γ' 和“内部”降水量 $\gamma - \gamma'$ 。

实际上，因为由方程式(4)， $\frac{\gamma'}{\gamma - \gamma'} = 7.7$ ，所以，当年降水总量 (γ) (对此区域平均) 等於 480 毫米或 3120 公里³时，我們就得到外来降水量 (γ') 等於 2761 公里³或約 425 毫米，而内部降水量 ($\gamma - \gamma'$) 等於 359 公里³或 55 毫米/年。由方程式(3)，大气逕流 C 的数值相应等於 1833 公里³或 282 毫米/年。

按水分平衡各組成部分的这些数值所确定的水分循环系数 $\frac{\gamma}{\gamma'}$ 等於 1.13，就是說，可能重新以降水的形式下落的水汽約佔来到苏联欧洲部分的並参加水分循环的水汽总量的 13%。我們注意到，如果按照这里所引用的原理，即認為，利用外面帶來的水汽分子和利用当地的水汽分子以形成降水的机会是一样的，即 $\frac{A}{M} = \frac{8507}{2192}$ ，因而， $\frac{\gamma}{\gamma - \gamma'} = 3.4$ ，那么，水分循环系数將等於 1.26，即可能重新下落的降水甚至在这种情况下也只佔 26%。

苏联欧洲部分水分平衡各組成部分的計算結果，与对奥卡河流域所获得的結果一般很符合。

我們已經指出，奥卡河流域的东西長度等於 600 公里，而苏联欧

洲部分在奧卡河流域的緯度上的長度約等於 2000 公里，即几乎比前者大 3.3 倍。

如果將奧卡河流域獲得的資料(降水、逕流和蒸發)乘以 3.3，那么，所得數值非常接近於所計算出的蘇聯歐洲部分水分平衡各組成部分的數值。

為了便於比較相應地區中降水、逕流和蒸發在輸送的水量中的這種關係，我們列舉了表 8。

表 8 水分平衡的組成部分(%)

水分平衡的組成部份	奧卡河流域	蘇聯歐洲部份
降水量	10.5	37.0
逕流	2.6	11.0
蒸發	7.9	26.0

我們發現，在用另一種稍為不同的方法計算水分循環時^[20]，對蘇聯歐洲部分獲得了完全相似的結論，這一方法如下。根據高空觀測資料，該區域大氣中的年平均水分含量等於 1.2 克/厘米²。

年平均水分含量由北到南從 0.8 克/厘米² 變化到 1.6 克/厘米²。其次又確定，水分含量的這一平均值，在一年內從 1 月的 0.4 克/厘米² 變化到 7 月的 2.4 克/厘米²。

大家知道，因為水汽沿高度的分佈特征是絕對濕度和比濕十分迅速的減小，而且所有處於大氣中的水汽平均有一半是包含在厚約 1.25 公里的大氣低層中，所以用這一高度作為水汽輸送的平均高度。根據觀測資料，這一高度上的年平均風速約等於 9 米/秒或約為 30 公里/時，這一數值在一年中略有變化。我們注意到，風速和風向沿高度有很大差異，特別在空氣低層中更是如此，這種差異造成水汽在這一區域上的輸送很分散，而水平亂流交換更加强了這種分散。

當考慮到蘇聯歐洲部分沿緯圈的長度約為 2000 公里時，就可以斷定，由西部邊界進入該區域的水汽經過這一區域帶出東部邊界，平均約需 3 天。

按照環流條件，從所研究的區域被帶出的水汽照例要返回一段極短的距离。為了估計這一小部分被帶出的，而能返回歐洲部分的水汽，可以利用以下的簡單設想。

當輸送路徑的長度為 5000 公里而區域的特性長度約 2000 公里

时,可以認為,首先,从所研究的区域帶出的水汽在它以相反方向移动以前應該經過的約等於 1000—1500 公里。在這種情況下,如果水汽輸送不削弱,那麼,帶出的水汽返回蘇聯歐洲部分的机会就等於从 1000—1500 公里距離上看這一區域輪廓所成的夾角與 2π 的比值,這個比值約為 $1/4$ 。因為實際上,水汽的輸送伴隨有不可避免的很大的分散,這種分散與輸送路徑長度的量級一樣,所以,輸送路徑的數值或許還要小一半。

因此,被大氣環流帶出蘇聯歐洲部分的水汽又返回這一區域的机会等於 $1/8$ 。

从所列举的資料可見,3 天內,蘇聯歐洲部分大氣中具有的水汽量至少有 $1/8$ 被替換了。

當認為大氣的平均水分含量為 1.2 克/厘米² 時,我們得到,一年內通過蘇聯歐洲部分水汽量等於 $\frac{365.7}{3.8} \times 1.2$ 克/厘米²,即約為 128 克/厘米²·年。當考慮水分含量和風速的年變化時,就可使這數值更精確些。因為這兩個因子的年變化是相反的,所以,這樣的計算要使上列的數值減少 8%;由此,一年內通過蘇聯歐洲部分的平均水汽量等於 117 克/厘米²·年。

蘇聯歐洲部分一年中由蒸發所造成的水汽總量決定於降水(48 厘米)與逕流(約 17 厘米)的差值,這一數值相當於約 31 厘米厚的水層。

由前面所指出的原理,當地蒸發的水汽約有一半,即 16 克/厘米²·年可用於形成大氣降水。那麼,根據方程式(4),外來的水汽量與當地產生的水汽量之比等於外來降水量與內部降水量之比,這個比值为 $\frac{117}{16} = 7.3$ 。

利用這一關係,以及前面所列的方程式(1)和(3),就可以解決關於“外來”降水量 $\gamma^{(1)}$ 和“內部”降水量 $\gamma - \gamma'$ 的問題。

當認為 $\frac{\gamma'}{\gamma - \gamma'} = 7.3$ 時,我們就得到,在 $\gamma = 48$ 厘米/年時,蘇聯

1) 此處原文為 r , 應改為 r' 。

2) 此處原文分子為 r , 應改為 r' 。

歐洲部分的外來降水量等於 42 厘米/年，而內部降水量則等於約 6 厘米/年。根據方程式 (3)，水汽逕流 C 為 25 厘米/年，即大於河道逕流量。

根據所列举的水分平衡各項的數值所確定的水分循環係數 $\frac{\gamma}{\gamma}$ 等於 1.14。這表示，到達蘇聯歐洲部分並參加水分循環的水汽總量約有 14% 可能以降水的形式重新降落。

因此，以上面的計算為基礎確定了，作為濕潤到達有限陸面上的氣團的因子的蒸發作用是比較不大的，亦即，空氣依有限陸地區域的蒸發所獲得的水分量，與輸送到大陸上的水分量相比是很小的。

這樣的結論和所有前面提到的作者的結果完全不同（包括齊捷爾林格在內），他們認為，在蘇聯歐洲部分，由平流帶來的並參加水分循環的水汽用於形成降水能在兩次以上。

所完成的計算也指出，水汽逕流在陸地水分循環中有巨大意義。

應該着重指出，這裡所求出的等於一又十分之幾的蘇聯歐洲部分的水分循環係數值可以在任何方法下獲得，包括考慮大氣環流對水分交換的影響的最近似的方法在內。同時不難表明，由布魯克納圖式所得到的水分循環係數的量 2.5，與現在確切確定的大氣中水分輸送特徵的數量估計是完全不符合的。

上面所得出的關於即使像蘇聯歐洲部分這樣廣大的區域上大氣逕流在水分循環中也有很大意義的結論，指出在分析水分循環中不允許忽略逕流的數值（或不充分考慮這一數值）。因此，對於在不同陸地上水汽循環的計算，在所引用的 B. B. 齊捷爾林格的著作中，以及在其他許多作者發表的著作中，根據布魯克納圖式所完成的關於不同陸地區域的水分循環的計算，即使最近似地來看也不能認為是正確的，同樣，根據這些計算作出的在陸地水分循環的機械作用的各種特性方面的結論也不能認為是正確的。

在沒有更詳細地討論與此有關的問題時，我們僅指出 B. B. 齊捷爾林格關於由於里海海面的減小似乎目前在中亞細亞和西伯利亞要出現降水減少的錯誤結論。

在不正確地考慮了中亞細亞和西伯利亞水分循環中的大氣逕流

时, B. B. 齐捷尔林格作出了里海的蒸發对上述区域的降水状况的影响的極夸大的估計。由此, 他断定, 現在所出現的使里海海面減小5%的里海水位的降低應該使中亞細亞和西伯利亞的降水量減少一个很大的总数——64公里³/年。

实际上, 目前降落在中亞細亞的降水量並未出現減少, 而是出現增加, 咸海(Аральское Море)的高水位尤其表明了这一点。同时應該指出, 过去, 在里海的低水位情况下經常發現咸海高水位, 反之亦然。这明显的指出了關於中亞細亞的降水状况与里海的蒸發面积多多少少存在直接联系的概念的不正确。

關於內部降水在有限陆地区域的降水总量中的作用較小的結論証實了, 实行那些使有限区域的蒸發有些減少(沼澤化和貯水池的干化、現有海面面积的減小), 而不致重大損害現有降水状况的广泛的土壤改良措施的可能性。

斯大林改造自然計劃包括实行旨在根本改善农作和获得高額而稳定的产量的極为广泛的綜合措施。大家知道, 在这一綜合措施中, 包括营造护田林、草田輪作及建筑池塘和貯水池。所有这些措施都要使春季融雪期中和夏季降水期中土壤所积蓄的水分增加, 从而也就要改变逕流状况。除此之外, 植林在減小風速上要改变風的状况, 这就使干旱風的干燥作用減小, 並限制土壤上層的吹失等等。植树和草田輪作制使土壤結構改变, 从而改善森林中和田野上的土壤的透水性。池塘和貯水池在春季融雪期中和夏季暴雨的情况下將蓄积流水, 給具有最喜水的作物的田地进行地面灌溉提供了可能性。

因而, 这些措施使逕流状况改变並使生長季节內的逕流重新分配。所增加的水分儲藏借助蒸發使近地面空气層补充湿润。林帶中乱流交換的減小促使大部分水分保持在近地面空气層內。除此之外, 由於蒸發使空气温度有些降低, 这就使相对湿度有某些提高。

所有上述的措施, 都会使苏联广大的草原和森林草原地区的气候改善。

其实, 有某些学者, 根据大气中水分循环的不精确的資料出發, 不够正确的估計了植林的作用。例如, 其中 И. А. 沙洛夫(Шаров),

根据 B. B. 齐捷尔林格的关于所谓大气中水分外循环和水分内循环的资料,得出了下列结论^[133]:

“如果在目前没有森林的裸露的空间条件下,在矮小的草复盖和少量的贮水池的情况下,从海洋来到我国领域的水分只能流转 2.5 次,而常常还少于 2.5 次,那么,在新的水分内循环的条件下,就可能增长到 3 次,亦即,平均年降水量要从 480 增加到 560—570 毫米”。这个结论是依上述 B. B. 齐捷尔林格的错误结果为基础的。

然而,由这里所引用的计算可见,在苏联欧洲部分,平均一年内空气中通过的水分要比以降水的形式降落在这一区域的水量大几倍。借以补充大气水分储藏的年总蒸发量在这里不大于空气所输送的水分总量的 26%。

这些数值的对比关系表明,即使像苏联欧洲部分这样大的面积所蒸发出来的水分,也只为由海洋和邻近沿海输送到这一区域上的水分的一小部分。

应该着重指出,蒸发出的水分的流转过程是相当复杂的。实际上,强烈蒸发的条件和降水下落的水分凝结的条件完全不同。照例,最强烈的凝结和降水的下落发生在气旋环流的情况下,此时,蒸发一般要慢得多。反之,强烈的蒸发照例发生在反气旋环流型式下,此时,由于下沉运动,凝结发展较弱,不会下落降水。因此,最强烈地蒸发出来的水分被空气带到很远的地区。水分以降水形式在原来产生蒸发的有限区域上降落是比较少见的,这就大大限制了所谓水分内循环的数值。

最后,让我们简略地讨论一下关于广大大陆和整个大陆水分循环的规律性问题。利用降水总量、河道逕流和大陆蒸发的资料,就得出水分循环系数的值将不小于 1.2。要确定大陆水分循环系数的精确数值是相当困难的。

最近, O. A. 德罗兹多夫获得了关于大陆水分循环问题的新材料。在他的研究中,探讨了其中心区域由于与海洋的水分交换微弱而形成了干燥草原和沙漠的足够广大的大陆上的水分循环。

为了估计在这一大陆上由当地蒸发造成的水汽所形成的这一部

分降水，可以研討蒸發沿大陸分佈的兩種極端情況。

如果大陸表面的所有蒸發都集中於直接鄰近海洋的地區，那麼，對歐洲大陸所出現的空氣濕度的變化的條件來說，“內部”降水與“外來”降水的比值約為0.75。如果，在整個大陸上蒸發是均勻的分佈着，那麼，這一比值就將小一半。因為，實際上，鄰近海洋的潮濕地區的蒸發值較大，所以“內部”降水與“外來”降水的最可能的比值約為0.56。

這些數字表明，在近於大陸規模的比較廣大的陸地區域上的水分循環中，降水的下落與當地蒸發的依賴關係大大增長了，並且，當地蒸發對降水量的實際影響將比根據水分循環系數的數值所能預期的情況要大好幾倍。問題在於，隨着移向大陸內部，特別在夏季，氣團的相對濕度由於降水下落水分損失而減小，也由於氣團增熱（夏季）而減小。隨着相對濕度的減少，降水形成的條件惡化了，而且降水量迅速減少了，這種情形在平均濕度為65%的情況下特別顯著^[63]。當地蒸發部分地補償了氣團在其沿大陸運行的路徑中損失的水汽，以保持着再能形成降水的那種濕度水平。

第三章 乱流交換的改变

第一节 林帶对乱流交換的作用与林帶的气象效应

林帶对鄰近田野的小气候的作用是極为多方面的,它几乎与全部的气象要素、这些要素随高度的分佈及这些要素的日变化有关。因此,当需要提供能標誌各种林帶的气象效应的大体情况的指标时,首先就必需找出那种根据它的数值就可以判断林帶对小气候的作用的各种效应的最重要的因子。不久以前人們認為近地面空气層中風的減弱是这样的因子,因此,林帶的气象效应可以用林帶網格內部的風速与林帶影响区域以外的空曠地方中对照的風速的比值来表示。由这一指标出發,許多作者——Я. Д. 潘菲洛夫 (Панфилов)^[101]、Г. И. 馬嘉金 (Матякин)^[96]、Б. В. 卡魯金 (Карузин)^[75]、В. А. 保德洛夫 (Бодров)^[9]、Ю. П. 比雅洛維奇 (Бялович)^[25] 等等——拟定了許多目的在於使林帶更有利於农業生产的实际建議。其中許多建議曾經帶來了巨大的实效。但是,当作更仔細的研討时,就可發現上述著作中所利用的效应指标从物理观点来看是不完善的,在某些情况下应用这种指标就会导致不正确的結論。

直接影响农業的,使林帶網格中小气候起变化的最重要的因子是網格內部近地面空气層中乱流交換的減弱。因此,护田林帶的气象服务的最重要的任务之一就在於找出能將林帶網格內部乱流混合强度削弱得最厉害的林帶系統的最适宜的結構。另一个重要任务是計算那些在不同地区受近地面空气層中乱流交換的不同强度的削弱所影响的对农業很重要的气象效应。

林帶的气象效应的基本指标問題是一个原則性問題。为了闡明上述論証的正确性,必須确定对农業具有最大意义的主要气象过程与乱流混合强度間的依賴关系,並应表明这些过程的变化決定於空

气質点的不規則的垂直移动的程度要比決定於水平方面的輸送的程度大得多。

首先讓我們來討論一下林帶網格中的蒸發条件。在物理学上是完全清楚的,就是,蒸發等於由下垫面指向空气的水汽通量。这一通量的方向几乎总是(个别陡削斜坡例外)很近於垂直。

讓我們研究从地面到組成林帶的树木的頂端高度的空气層,在此气層中風速改变很大,並估計这一气層中空气在林帶間(田野上)运动时获得(或損失)的水汽量。

簡單的計算表明,这一水汽量,在充分强烈的蒸發条件下,与同一時間間隔內由下垫面蒸發出来的水汽量相比是很小的(M. И. 布迪科曾經进行过类似的計算^[13])。因而,蒸發出来的水分的主要部分是穿过我們所討論的这一層向上被帶走了。

因此,乱流交換強度的改变会直接影响到总的水分通量值,而隨風速的变化而轉移的只是用以充实我們所討論的这一空气層的那一部分水汽通量。这样,乱流交換在蒸發的气象条件中的主导作用就很清楚了。

乱流对大气中雪和微塵的輸送过程情形也是这样的,虽然其物理机械作用稍有不同。当表示空气与下垫面間摩擦特征的乱流强度超过一定的临界数值时,雪与微塵的粒子就被气流所帶动。乱流应力 τ 、交換系数 k 和水平風速 u 随高度 z 的变化的关系由下列已知公式联系着:

$$\frac{\tau}{\rho} = k \frac{\partial u}{\partial z}. \quad (5)$$

[式(5)中引入的空气密度值 ρ 变化很小]。在强風的情况下,照例, k 及 $\frac{\partial u}{\partial z}$ 都具有很大的数值,就这方面來說,雪(或微塵)的輸送过程是要極大地依風速为轉移的。現在,我們且討論另一个問題。

讓我們來討論在下列条件下不同結構的某些林帶網格,这些条件是,空曠田野上的風速值相同,而每个林帶網格中的風速和交換系数却不同。显然,当風減弱而交換同等減弱时,利用其中任何一个指标來估計發生雪暴或塵暴的危險性都是一样的。但在風速被林帶削

弱得很厉害而交换系数的减弱却很小(或反之)的情况下(我们在下面就会看到这些情况是完全真实的)情形就不同了。研讨这些情况就可以解决在不同的林带结构下减小林带间田野上吹走的雪与土壤粒子的主要因子是什么的问题。为了回答这一问题,必须探讨公式(5)中乱流应力与交换系数以及与风速随高度的变化的依赖关系。根据这种探讨可以看出,作为林带效应指标的乱流交换减弱是主要因子。

以 τ' 表示林带网格中的乱流应力, 并定出比值 $\frac{\tau'}{\tau}$, 这里 τ 为空旷田野上的摩擦应力。由公式(5)可见, 这一比值不但依交换系数的比值 $\frac{k'}{k}$ 而定, 而且也依风速的比值 $\frac{u'}{u}$ 而定(加'号者均表示林带网格内的数值)。

图 16a 和图 16b 中的这些依赖关系是根据 1950 年 A. II. 沃耶科夫地球物理观察总台考察队的资料画出的¹⁾ (有限通风的小林带网格中的观测)。

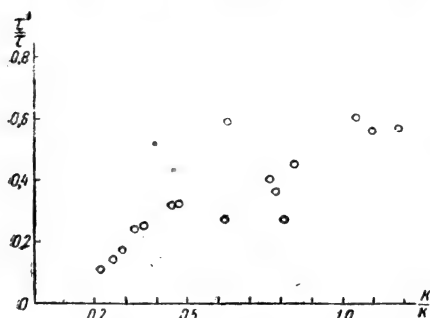


图 16a 乱流摩擦的相对变化与交换系数的变化的依赖关系

由这些资料可以看出, 网格内交换系数减弱愈大, 则乱流摩擦也愈削弱。但风速的减弱却会导致乱流摩擦的增加。对其他结构的林带而言, 乱流摩擦的变化与风速的变化, 其依赖关系与图 16b 中所示的规律性稍有不同。因此, 林带网格中风速的减弱并不是尘暴和雪暴的产生条件变化的有效指标。

还应该注意, 交换系数的减弱

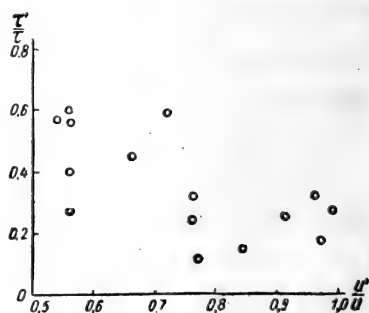


图 16b 乱流摩擦的相对变化与风速的变化的依赖关系

1) 确定比值 $\frac{k'}{k}$ 和 $\frac{\tau'}{\tau}$ 的方法将於下节中叙述。

能促使悬浮粒子在空气中停留的平均時間縮短^[140]。这在估計乱流对林帶間田野上雪的分佈和風蝕的影响时也有意义。

田野上儲雪量的增加和由此引起的春季土壤湿度的提高,以及由乱流交換强度的減弱所引起的蒸發能力和無效蒸發的減少,使植物几乎在整个生長期內的水分保證得以大大改善。

由於植物的發育良好以及蒸發力的減小,植物所获得的水分在消耗上就更能經濟,而蒸騰系数也就显著降低了。这些因子的总合随同降水的某些增加(有关降水的增加后面要談到),使得由於土壤干旱的危害大大減弱,而在某些地区則几乎完全消除了这种危害。因此,用栽植林帶的办法来預防干旱是与林帶对乱流交換的影响有密切关系的。

綜上所述,研究作为林帶气象效应主要指标的林帶網格内部乱流交換的变化非常重要。前面已經指出,当風被林帶大大減弱时,乱流交換强度並不是总是相应的大大減弱的。由於質量守恒定律,構成一定流管(трубка тока)的空气質点运动速度的減小与运动方向上流管的橫截面积的增加有关。

大家知道(參閱^[44]第二章),这种气流类似於不是流線型障碍物的背風面的气流或具有膨脹截面的管子(扩散器)內的气流,这种气流的特点是有很大的不稳定性,它加强了使平均运动的能量轉变为不規則乱流运动能量的轉化过程。这种效应在气流通过通風性不良的林帶时特別大。因此,在空曠平坦地方所測出的風速与交換系数之間的比例关系¹⁾(这一比例关系与乱流能量佔气流的全部能量的成数的情况有关)不能用於高低極度不平的地方,尤其是有林帶的地方。

必須找出所观测到的林帶对乱流交換的影响的主要原因。

从現代關於乱流混合过程的概念出發,可以十分肯定的断言:在气流通过林帶时,气流結構的改变具有决定性的意义^[141]。气流穿

1) 大家知道,在空曠平坦的地方,当風足夠強而热力条件对空气乱流状态的影响比較小时,才出現乱流交換系数与風速成正比的情况。

过林帶时小渦旋的强烈形成和大渦旋的强烈破坏致使“渦旋的有效范围” l 大大减小, l 是下列垂直交换系数已知式中的一个乘数。

$$k = \omega l,$$

式中 ω 为脈动速度(пульсационная скорость)垂直分量的特性值。上述气流穿过林帶的效应可以有条件的称为空气动力柵效应。

於是,任何一个林帶對於来襲的气流都起着双重的作用,既是空气动力柵同时又是扩散器。研究林帶所引起的气象效应首先必須依靠有关气流結構的实际資料。

地球物理現象总台在1949年夏季首先作了这方面的試驗。实际地証实林帶后的 ω 值变化較小,可是 l 的数值則大大减小。

讓我們引用A. P. 康士坦丁諾夫(Константинов)^[80]用这些試驗結果所作的圖(圖17)。

在地球物理現象总台和国立水文研究所的以后的試驗研究中,对乱流交換的研究給以很大的注意。在后面几节中將說明用以研究林帶間田野上乱流交換变化的主要方法,並敘述所获得的最重要的結論。但現在必須強調指出,按照以上所敘述的观点,用以表示林帶对乱流交換的作用的林帶的气象效应大大地依过去不曾被人注意到的林帶結構的这些細节为轉移。林帶中乱流交換的試驗研究的發展應該使我們对關於最适宜的林帶結構有了更正确的概念,並有可能將这种結構在實踐中加以运用。

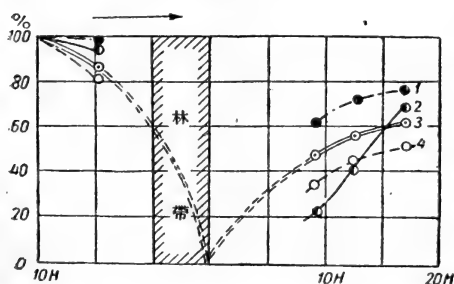


圖17 紧密林帶对風的結構的影响

1—垂直速度的脈动, 2—乱流交换系数,
3—水平風速, 4—渦旋的特性范围。

用統一的观点来解釋林帶对小气候所产生的主要效果,在實踐上即使不是最重要的,也並不是次要的。乱流交換的相对減弱是一个主要参数,护田植林区域的水分状况和热力状况的預期变化大半是由这一参数所决定的。

關於林帶最适宜的通風

程度問題是一個比較簡單的問題。

在文獻^[141]中提出了十分令人滿意的符合於試驗資料的林帶最適宜的通風度的近似標準。

垂直亂流交換的減小僅僅發生在穿過林帶這一部分的气流中，即發生在樹頂高度以下的這一層空气中。在樹頂高度以上的大气中，由下沉的和由於慣性而繼續上升的气塊已經並不使亂流混合減弱而是使亂流混合加強了（參閱本章第四節及第四章）。低層中亂流交換的變化對確定下墊面的蒸發條件以及雪與微塵粒子的輸送具有決定性的意義，在確定最適宜的通風度的標準時要以它為基礎。

在樹冠高度以下的气層中取每秒鐘穿過背風林緣的气塊所獲得的渦旋度總量作為表征林帶對亂流交換影響的數值是適宜的。此時考慮的渦旋應包括較大的範圍，使在此範圍中包含着能量的主要部分。由於在穿過林帶時渦旋增加決定於渦旋的變小，所以渦旋度的增加可以成功的表示出亂流交換的減弱。渦旋度的量的另一個重要特性是，它能夠表示林帶對於亂流交換的影響能達到相當遠的距離。在林帶內部渦旋度劇烈增加，但出了林帶，在我們所考慮的大範圍渦旋區中的渦旋度的變化比較緩慢。

在估計渦旋度時，我們是從關於林帶內部渦旋形成的機械作用的最簡單的概念出發的。當然就會認為，在通過每一排樹木時气塊中的渦旋值的變化是任意的獨立向量；在每一排樹木中渦旋形成的強度，近似的可以認為是相同的。在這些假定下，單位气塊在寬為 X 的林帶後所獲得的渦旋度的平方的平均值 $\overline{\Omega^2}$ 可用下式表之：

$$\overline{\Omega^2} = C^2 X. \quad (6)$$

在樹頂高度以下的气層中，每秒鐘穿過林緣的空氣質量 μ 與風速 u 成比例，因為在通過林帶時空氣密度的改變是比較小的。

大家知道（[71] [86]），森林中風的削弱近似地遵循指數定律。除了個別特殊情況以外，在描述寬度不同而結構相同的林帶後的風的削弱時，這一定律也是正確的。於是，我們得到

$$\mu = \mu_0 e^{-\alpha X}, \quad (7)$$

式中 α 為由林帶結構決定的風速的削弱係數， μ_0 為通過林帶以前的

樹頂高度以下的气層中單位時間內流过的空气質量。

應着重指出，系数 α 是根据空气低層中平均風速的減小來确定的。只有当林帶的通風度在所有高度上都近於相同时，才能利用一个高度上的風速变化的資料來估計 α 。

因而，問題就在於寻求 Ω 与 μ 的乘积的最大值，由於根据公式(6)及(7)得

$$\Omega\mu = C\mu_0\sqrt{X}e^{-\alpha X}. \quad (8)$$

將公式(8)对 X 微分之，令其等於零得

$$X = \frac{1}{2\alpha}. \quad (9)$$

在最适宜的林帶寬度下，根据(7)式，林帶后的平均風速應該是 $e^{-\frac{1}{2}\alpha u_0}$ ，即為空曠地方的平均風速的 0.6。

因此，由所引用的簡化的分析可見，最适宜的林帶寬度是随表征 α 值的林帶密度為轉移的，但最适宜的通風度在所有情況下則仍然是相同的。

根据 Ю. П. 比雅洛維奇^[25]、Я. Д. 潘菲洛夫^[100] 等人的資料，不难找出疏透的和通風的結構林帶的 α 的特性值。这些数值大体在 0.02—0.06 的範圍內，由此获得最适宜的寬度在 8 到 25 米的範圍內。所得結果完全符合苏联部長會議和联共(布)中央委員會 1948 年 10 月 20 日的历史性決議中所總結的由植林實踐中得出的結論。大家知道，这一決議規定护田林帶的寬度为 10—20 米。

讓我們轉來看一下渦旋度的数值，由(6)、(8)和(9)式我們得到，對於最适宜林帶寬度而言，渦旋度量是与比值 $\frac{C}{\sqrt{\alpha}}$ 成比例的，亦即这一数值要極大地依林帶的結構為轉移。

由此可以得出結論：仅仅做到最适宜的通風度这一条件还不能保証林帶發揮充分的气象效应。进一步的实验研究应当闡明这一問題和許多与林帶的气象效应有关的其他問題。

我們还要指出，提高林帶的气象效应对农田灌溉的条件也具有極大的意义。建立适当結構的林帶可保証施於田間的水分消耗不致很大，並能增加有效蒸發的部分、減小蒸騰系数。

灌溉农作的試驗表明,沿溝渠兩岸栽植 2—4 行的林帶对灌溉田的小气候和农作物的产量^[81]等有十分良好的影响。

实行提高灌溉地区中林帶气象效应的措施是十分方便的,因为在建造这些林帶时不必解决像在森林草原和草原的情况下所發生的(像使林帶截留逕流)那些附加問題。当沿溝渠兩岸配置林帶时,就像通常实践的一样,栽种林帶的困难將縮減到最低限度,而在解决气象任务时也不会产生重大的限制条件。解决这一任务,如同根据乱流的資料选择有利的林帶結構的所有問題一样,需要佈置广泛的实验研究。

水文气象局各科学研究所所进行的工作就是解决这一重要問題的初步工作之一。

第二节 林帶对乱流交换的作用的 实验研究方法

利用联系到测量風速的水平分量与垂直分量脈动的所謂結構法,可以获得乱流交换的最詳細的特征。当有这类测量的資料时,可以根据現有的一些公式来确定交换系数的数值,其中最有一个公式就是 И. С. 良宾(Ляпин)公式^[94]

$$k = \frac{\overline{\omega^2} D u}{2\bar{u}}, \quad (10)$$

式中 u 为風速, $\overline{\omega}$, \bar{u} 分别相应为速度的水平与垂直脈动的平均絕對值, D 为空間的一个定点保持其垂直速度的符号的平均持續時間。

利用这一公式,就能用实验的方法研究护田林帶对於乱流交换的影响的机械作用,特别是可以获得关于气流橫穿林帶时渦旋特性范围变化的資料。在前一节中曾举出了应用結構法获得的闡明这一規律性的圖(圖 17)。

在 [108]、[137] 等著作中具有关于結構法观测所应用的仪器設備的說明以及观测方法和整理方法的說明。

結構法在林帶对乱流交換的影响的科学考察研究中有重大意义。

同时应当指出，由於制造結構法測量时所用的高质量仪器的价格昂贵以及使用这些仪器的复杂性，这些仪器在目前还不能应用到大量观测中去。

为了广泛的用实验法研究护田林帶中的乱流，应该採用使用比較簡單而可靠的仪器的那些方法。交換系数值与热量和水分的垂直通量的联系关系是这些方法的物理基础：

$$P = -\rho C_p k \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad (11)$$

和
$$E = -\rho k \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (12)$$

式中 P 为垂直乱流热通量， C_p 为定压下的空气比热， k 为某高度 z 上的乱流交換系数， $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 为同一高度上的温度垂直梯度（平衡梯度的訂正在公式中對於 10 米以下的空气低層中的通量不具有实际意义）， $\frac{\partial q}{\partial z}$ 为空气比湿的垂直梯度， E 为水汽垂直通量，由於空气低層的准靜止特性，該通量实际上等於蒸發值。

下垫面与大气間的热量交換和水分交換的条件主要是依直接靠近下垫面处（此处乱流交換显著減弱）的扩散系数值为轉移的^[13]。为了研究林帶中某些高度上的和下垫面附近的乱流交換的影响，宜应用下列形式的垂直热通量式

$$P = \rho C_p D (\theta_w - \theta), \quad (13)$$

式中 θ_w 为下垫面的温度， θ 为某一高度上的空气温度。

数值 D 是下垫面与大气間垂直乱流輸送条件的积分特征，这一数值可以用不同高度上的系数 k 的数值来表示。將方程式 (11) 和 (12) 对 z 积分后則得

$$P = \frac{\rho C_p (\theta_1 - \theta)}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{k}}, \quad (14)$$

$$E = \frac{\rho(q_1 - q_2)}{\int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{k}} \quad (15)$$

式中 $\theta_1, \theta_2, q_1, q_2$ 分别为高度 z_1 和 z_2 上的温度和比湿。

比較(13)和(14)兩式，並設(14)式中下一高度 z_1 与下垫面高度重合($z_1 = z_n$)。由此得

$$\frac{1}{D(z)} = \int_{z_n}^z \frac{dz}{k} \quad (16)$$

应指出，与系数 k 不同，数值 D 随高度而發生的变化比較小。簡單的估計表明，若高度單位取米，則高度 z 变化几倍而系数 D 仅改变百分之几。为了研究护田林帶的气象效应，不仅要研究林帶对交换系数 k 的影响，而且也要研究林帶对数值 D 的影响，因为在种植护田林的条件下的 k 与 D 之間的对比关系在某些情况下可能与空曠平坦地方的对比关系不同。

必須強調指出：無論是为了确定林帶間網格內的系数 k 或是系数 D ，目前最流行的几种半經驗方法是不适用的。一切現有的半經驗方法是从下面这一假設出發的，即在均匀層結的情况下混合路徑与高度成比例，並且把比例系数当作一个普遍常数。

上面这个假設对林帶間網格內的交换条件而言，显然是不正确的，因为上述比例系数实际是与林帶的距离和林帶結構有关的某一未知函数。此外，半經驗方法在均匀層結的情况下被証明是不正确的。

因此，这里我們就提出乱流交换充分發展的白天条件下，确定林帶網格中和空曠田野上交换系数对比关系的若干实验方法。

由於測定蒸發的实验較之測定乱流热通量要簡單得多，所以我們就应設法消去(13)式中的 P 值。为此先將方程式(14)和(15)相除，得

$$\frac{P}{E} = \frac{C_p(\theta_1 - \theta_2)}{q_1 - q_2} \quad (17)$$

再由(13)和(17)式中消去 P 值，則得

$$D = \frac{E}{\rho} \frac{\theta_1 - \theta_2}{(q_1 - q_2)(\theta_w - \theta)} \quad (18)$$

借此公式就可根据測得的蒸發值、兩個高度上的空气温度差值和空气湿度差值以及下垫面的温度和空气温度的差值来确定 D 值。

为了測量蒸發，可以利用土壤蒸發器。在蒸發器中，为了避免土壤干化，应该常常更換土塊（[13]等）。

測量近地面空气層中温度梯度和湿度梯度的方法，目前已有充分良好的研究（[108]、[138]等）。

測量下垫面和空气温度的差值困难稍大。为了确定沒有植物复盖的地面的温度，可以成功地应用特殊結構的温度表（參閱[68]等）。在測量有植物复盖着的地面的温度时，可以利用各种不同的測量輻射的方法。其中簡單的方法之一是 К. Я. 康德拉捷耶夫（Кондратьев）所提出的，这一方法在整理 1950 年地球物理現象总台考察队的資料时会成功地加以应用。

在利用 (18) 式时，如同利用后面所有的對於确定交換的对比关系式一样，必須考虑到，当式中某一乘数的值很小时，計算的相对誤差就会显著增長。如果一个小的乘数包括在公式的分母中，則绝对誤差更会急剧地增加，以致使得这个公式难以利用。

根据实验工作所得的数据，借助於 (18) 式，就可以計算出系数 D 的数字值。对暖季中空曠地方白天的平均条件而言，这一数值通常等於 1—2 厘米/秒。

当应用 (18) 式来确定护田林帶中的 D 时，应当注意到，只有在观察点离开林帶向風面某一距离时，这一公式才能有效。

紧接林帶后面的地方，垂直热通量和垂直水分通量將显著地随地面的高度而改变。因此，(14) 式和 (15) 式的关系將受到破坏。随着远离林帶，准靜止下層（这一層中通量的相对变化是很小的）的高度將增大。

根据試驗所得的数据表明，如同下面將要列举的許多公式一样，只有高度不超过与林帶向風面的距离的 $\frac{1}{50} - \frac{1}{100}$ 的空气層中的观测資料才能应用到式 (18) 中去。

在这种条件下,林帶中的扩散系数 D' 与空曠田野上相应的系数的比值可根据下列公式确定:

$$\frac{D'}{D} = \frac{E'(q_1 - q_2)(\theta'_1 - \theta'_2)(\theta_w - \theta)}{E(q'_1 - q'_2)(\theta_1 - \theta_2)(\theta_w - \theta')}, \quad (19)$$

式中所有帶(')的数值均表示林帶網格中的气象要素。

對於某一高度上的乱流交换系数 k'_z 与空曠地方的乱流交换系数 k_z 的对比关系也可获得类似的式子。

設將 $k(z)$ 以 $k = k_z \varphi(z)$ 表之, 式中 $\varphi(z)$ 为某一函数, 則由 (14) 和 (15) 式得

$$\frac{k'_z}{k_z} = \frac{E'(q_1 - q_2)}{E(q'_1 - q'_2)}. \quad (20)$$

由 (19) 和 (20) 可見, 系数比值 $\frac{D'}{D}$ 和 $\frac{k'_z}{k_z}$ 由下列簡單依賴关系式联系着

$$\frac{k'_z}{k_z} = \frac{D'}{D} \frac{(\theta_1 - \theta_2)(\theta'_w - \theta')}{(\theta'_1 - \theta'_2)(\theta_w - \theta)}, \quad (21)$$

根据观测資料, 用 (21) 式可以从某一高度上的乱流交换系数的变化換算出系数 D 的变化, 反之亦可。

当研究乱流交换的变化时, 不測量蒸發值, 而却測量輻射平衡的数值, 在許多情况下是适宜的。在这种情况下, 为了确定交换的变化可以应用热量平衡方程式, 其形式如下

$$R - B = LE + P, \quad (22)$$

式中 R 为下垫面的輻射平衡, B 为土壤中傳送的热通量, L 为蒸發潛热。

以 (14) 和 (15) 式表 E 和 P 值, 我們可以写出對於空曠地方和對於林帶間網格內的方程式 (22), 然后將所得兩方程式的左右兩边分別相除。即得下式

$$\frac{k'_z}{k_z} = \frac{R' - B'}{R - B} \frac{L(q_1 - q_2) + C_p(\theta_1 - \theta_2)}{L(q'_1 - q'_2) + C_p(\theta'_1 - \theta'_2)}. \quad (23)$$

式 (21) 可以写成类似比值 $\frac{D'}{D}$ 的公式。

在暖季, 白天土壤中的热通量通常佔輻射平衡的不大的一部分。

这一部分對於空曠田野和林帶間網格，可認為是近於相同的，所以能不顯著損害精確度而將(23)式改寫為

$$\frac{k'}{k_2} = \frac{R'}{R} \frac{L(q - q_2) + C_p(\theta_1 - \theta_2)}{L(q'_1 - q'_2) + C_p(\theta'_1 - \theta'_2)} \quad (24)$$

利用(24)式計算亂流交換的變化所必需的气象要素值的觀測方法是大家所熟知的。

當林帶間網格內下墊面的狀態與空曠田野的地表狀態沒有什麼差別時，比值 $\frac{R'}{R}$ 將近乎 1，因此，在這種情況下，可以使交換系數的比值的確定更簡化起來，即只要測量空氣濕度和空氣溫度的垂直梯度就夠了。

為了計算長時期內亂流交換的平均變化，以及在某些情況下為近似的計算較短時期內亂流交換的平均變化，可以利用極簡單的方法，這一方法也基於應用熱量平衡方程。

對空曠田野和林帶間網格而言，方程式的形式分別如下：

$$\left. \begin{aligned} R_0 - 4S\sigma\theta^3(\theta_w - \theta) &= LE + \rho C_p D(\theta_w - \theta) + B, \\ R'_0 - 4S'\sigma\theta'^3(\theta'_w - \theta') &= LE' + \rho C_p D'(\theta'_w - \theta') + B, \end{aligned} \right\} \quad (25)$$

式中 R_0 為根據由空氣溫度計算出的有效輻射所確定出的輻射平衡， S 為下墊面吸收長波輻射的能力， σ 為斯蒂芬——波茨曼常數。

如空曠田野和林帶間網格內的田地的下墊面和地形有充分一致的條件，在某一長時期內就平均情況言，差值 $R_0 - R'_0$ 、 $L(E - E')$ 和 $B - B'$ 與 $\rho C_p D(\theta_w - \theta)$ 和 $\rho C_p D'(\theta'_w - \theta')$ 兩項相比是很小的。

求出(25)中兩方程式的差值，並略去上述的小的差值和差異，則得

$$\frac{D'}{D} = \frac{\theta_w - \theta}{\theta'_w - \theta'} - \frac{4S\sigma\theta^3}{\rho C_p D} \left[1 - \frac{\theta_w - \theta}{\theta'_w - \theta'} \right] \quad (26)$$

方程式(26)中等號右邊的第二項通常顯著小於第一項，這就使系數 $\frac{4S\sigma\theta^3}{\rho C_p D}$ 可以用其平均值來代替，這一平均值對於暖季白天的條件而言，近似等於 $1/4$ 。

在這種情況下，可用下式代替(26)式

$$\frac{D'}{D} = \frac{5}{4} \frac{\theta_w - \theta}{\theta'_w - \theta'} - \frac{1}{4}$$

因此,在同类的田野上,就某一长时期内的平均条件言,只要根据土壤表面温度和空气温度的测量就可以估计出林带中乱流交换变化的情况。

$\frac{L(E-E')}{P}$ 小于 1 这一条件应当认为是利用这一方法的可能性的标准。

本节中所介绍的研究林带对乱流交换的影响的方法,其共同的原则性优点,是它们与交换系数随高度变化的任何一种模式无关。在所有上述所引用的确定交换特性比值的公式中,确定辐射平衡、蒸發以及空气温度和土壤温度差值的系统性误差在很大程度上是受到抵消的,这一点也具有相当重要的意义。因此,根据这些公式所测定的乱流交换特性比值,其精确度就大大超过在计算中所应用的气象要素的测量的相对精确度。这就使在某些情况下根据利用下垫面的温度和空气温度的差值的那些公式以进行近似计算的测量的方法显得更加简单了。

因为根据现有的资料^[68],在用无遮护的水银温度表测量裸地表面的温度时,产生的系统性误差平均说来与土壤温度和空气温度的差值成正比,所以,可以利用水银温度表来确定林带间网格中与空旷田地中这些差值的平均比值。

因为林带气象效应的过程(雪和微塵的輸送、水汽的輸送)首先是依低层空气中乱流交换条件为轉移的,所以,所提出的这些方法,虽然有所有测量应在准静止的空气下层完成的限制,但这一点不能认为是它们的缺点。

确定了乱流交换的相对变化,就不难计算乱流应力、蒸發和乱流热通量的相应变化了。

前面已经举出了确定后两个数值的公式;乱流应力的相对变化可以类似地按下式求得

$$\frac{\tau'}{\tau} = \frac{u_1' - u_2'}{u_1 - u_2} \frac{k'}{k}, \quad (27)$$

式中 u_1 和 u_2 为两高度上的风速。

当林带间网格内和空旷草原上的田地表面的糙粗度 (Шерохо-

ватоcть) 沒有很劇烈的差異時, 就可以利用這一式子。

第三節 關於林帶對近地面空氣層中亂流交換的影響的實驗資料

前面所敘述的關於林帶對亂流交換影響的機械作用的物理概念, 引出了許多新的定性結論。現在的任务是要利用實驗資料以驗證某些一般性的結論的正確性, 為此必須檢查林帶對亂流交換的物理機械作用的起始概念。此外, 從不同結構的林帶後所得的亂流交換實際減弱的定量的資料應該能表明林帶對亂流的影響究竟有多大, 以及是否可以利用改善林帶的結構的辦法達到顯著增加種植護田林帶的國民經濟效果。

根據我們的物理概念, 可以作出下列一些基本結論:

1. 林帶間網格內亂流交換的減弱與風速減弱之間的关系並不是單一的关系。這一关系對於微弱通風的林帶和良好通風的林帶是有重大差異的。

2. 林帶網格中亂流交換的最大減弱是在林帶某一最適宜的通風度的情況下達到的。通風度的數值可以根據背風林緣後的平均風速與對照點的平均風速之比來確定。按照近似的理論估計, 最適宜的通風度相當於風速的比值为 0.6。

3. 因為在不同的氣象條件下, 穿過林帶的空氣的份量是不同的, 所以, 對於不很通風的林帶而言, 使林帶通風度增大的這樣一些條件將是使網格內亂流交換有最大減弱的比較有利的條件。這意味着交換系數比值 $\frac{k'}{k}$ 的減小, 也相應於林帶間網格中和空曠田野上風速的比值 $\frac{u'}{u}$ 的增長。

對於那些通風度高於最適宜通風度的林帶來說, 顯然, 能使通風度降低的氣象條件將是最有利的條件, 因此, 在這種情況下, 林帶後交換系數的減弱與風速的減弱有直接关系。

最後, 對通風度接近最適宜通風度的一些林帶而言, 在風速比值 $\frac{u'}{u}$ 的某一範圍內亂流交換的減弱實際上是一樣的, 而在 $\frac{u'}{u}$ 的這一

範圍內的兩側，比值 $\frac{k'}{k}$ 就要增大。

4. 对离林帶距离較小的地段而言，結論 3 是正确的。在离林帶有很大距离的地方，由於穿过林帶的空气与从林帶上空越过的空气發生混合，以及由於下垫面附近渦旋的形成，無論是交換系数或是風速都應該接近於它們在空曠田野上的数值¹⁾。風与乱流交換之間的一般关系也恢复了，即乱流交換强度的增加相应於風的加强。

5. 在討論乱流交換随着与林帶的距离而变化的規律問題时，可以指出，这些变化的一般性質對於不同結構的林帶是類似的。林帶后渦旋的削弱使在离林帶不远的一段距离上交換系数随距离而减小。在某一距离上，交換系数达到最小值，然后，由於下垫面和上部气層的作用而开始增大。当然，交換系数随距离的改变而起的变化，對於不同結構的林帶而言在量上是不同的，而且也依气象条件为轉移。例如，就通風微弱的林帶而言，林帶对交換的作用的距离比良好通風的林帶就要小得多，这是因为对前一种結構类型有来自上部气層的气塊的冲击作用，这种情况早在 1908 年就被 H. C. 涅斯傑洛夫 (Нестеров)^[98] 發現了。

有了一定的理論根据，就能更合理地利用現有的林帶对乱流交換的影响的为数不多的实验資料。

如果我們注意到这些实验研究的意义仅在最近 (1949 年) 才被确定下来，那么，利用更大範圍的資料的不可能性就很容易理解了。在 1950—1951 年間，曾进行了为确定乱流交換系数所必須的綜合观测，研究了确定这一系数变化的方法，並在各种情况下改进了气象測量本身的方法。同时，由於水文气象局各科学研究所對於林帶对乱流的影响問題給予很大的注意，因此，在上兩年內曾进行了能整体或局部解决这一問題的三次考察。

1) 显然，林帶对風的作用的距离不一定与对乱流交換的作用的距离相符合。我們看到，在許多情況下，風速恢复到原况所需的距离要小於交換强度恢复到原况所需的距离。还必須注意，本文中所談到的論断系就林帶間網格中和空曠田野上的植被和地形条件相同的情况而言的。如果不符合这些条件，那么，田野上和網格中的交換系数数值間的差異和風速間的差異就可能是很大的。

1. 地球物理現象总台於 1950 年 8—9 月間在苏联欧洲部分西北部的小林帶網格中所进行的以“林帶对乱流交換的影响”为題的考察。

2. 国立水文研究所於 1950 年 7—8 月間在卡明草原所进行的关于研究林帶对水文气象狀況的影响的考察。

3. 地球物理現象总台於 1951 年 6—7 月間在卡明草原所进行的綜合考察。

極重要的是,在不同的自然地理条件下和在不同的天气型的情况下所获得的材料彼此間十分令人滿意地符合,而且这些材料在探討現象的机械作用的基础上証实了所获得的物理概念。

因此,实验工作的基本結論不仅有地方性的意义,而且就一定結構的林帶而言,可以在广大的自然地理条件和气象条件的范围内应用。同时,与在本节开始时我們不得受其限制的那些定性的見解不同,现在是获得了許多特征。

在 1950 年的兩次考察中,林帶对乱流交換的影响的研究,主要是用对比通風較弱的小林帶網格中心部分的 $\frac{k'}{k}$ 值的方法来进行的。

1950 年地球物理現象总台考察队的觀測資料証实了第一个基本結論,这一結論是:在等於林帶高度的 5—10 倍的高林帶很近的距离上,在一定的气象条件范围内,当林帶对風的作用增加时,就發生林帶对乱流交換强度的作用減弱現象,反之亦然。

在 Л. Ф. 謝尔巴科娃(Щербакова)和 М. И. 尤金所編制的圖中(圖 18),縱軸是根据公式(20)所确定的白天条件下的林帶網格中与空曠田野上的交換系数的比值 $\frac{k'}{k}$,而橫軸是对於 $u_2 > 2$ 米/秒和 $u_2 < 2$ 米/秒情况下的相应的風速比值 $\frac{u'}{u}$,这里 u_2 是 2 米高度上的風速。

因此,右圖相应於热力对流强烈發展的条件。

当 $\frac{u'}{u}$ 值很小时,交換系数的比值与風速的比值之間相反的依賴关系表現得極为明显。既然利用这种林帶对乱流交換影响的机械作用的一定的物理概念能事先預見到这种依賴关系的性質,可見这种

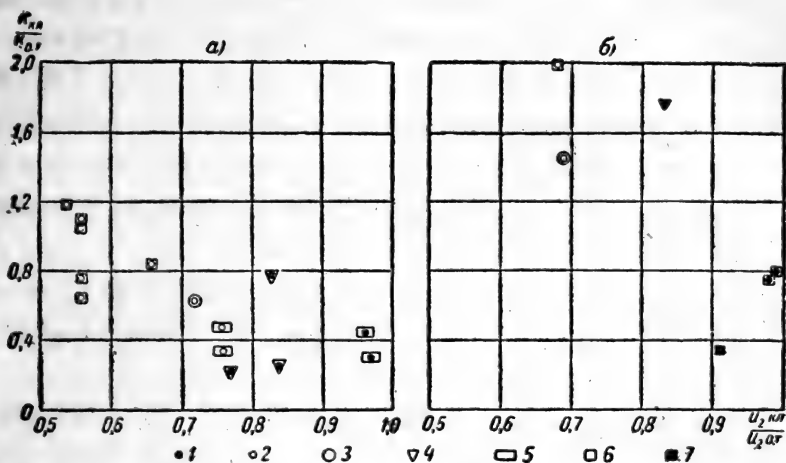


圖 18 乱流交换系数的变化与风速变化的依赖关系(小网格, 1950 年的试验)(根据蒸发计算)

a—空旷田野上 2 米高度处风速大于 2 米/秒, b—2 米高度的风速小于 2 米/秒。

1—1 号网格; 2—2 号网格; 3—西北西、西; 4—东北东、东; 5—北北西、西北; 6—南、西南、西南西; 7—东北东、东北。

кк—网格内, от—空旷田野

概念是正确的物理依据。这个图有一个缺点, 就是它是所有风向的综合图。因为在其间进行观测的林带网格是由西北向东南伸展的矩形, 面积为 200×70 平方米, 平均林高 $H = 7$ 米, 所以, 图中以不同图例所表示的点子, 表征着离林带不同距离上(从 $5H$ 到 $15H$) 风速的变化和乱流交换的变化。

因此, 根据图 18 就不可能作出相应于乱流交换最大减弱的 $\frac{w'}{w}$ 值的结论。可是应该指出, 交换减弱的定量特征本身的求得是具有充分准确度的。

弱风速的情况下的观测资料值得大大注意。在这些条件下, $\frac{k'}{k}$ 与 $\frac{w'}{w}$ 仍然保持一般的相反的依赖关系, 但网格中的交换系数的绝对值显得较大, 在某些情况下, 超过空旷地方的交换系数 1.5—2 倍。这种增加可以解释为, 在热力对流的条件下风由于林带而进一步减弱

致使热力对流加强^[13]。在弱風时,由於水平方向上热力的不均匀性而在林帶間空間中發生地方性环流的可能性也具有一定的意义。

除了根据蒸發和湿度梯度的資料确定交換系数的比值以外,也根据“平衡”法即利用公式(24),整理了考察队的材料。A. M. 达諾維奇(Данович)所进行的这些計算与上述結論很符合。

平衡法可以应用於整理許多湿度梯度很小的場合,而这些場合如果用公式(20)就会帶來很大誤差。

將所利用的觀測組的总量分成43組(其中有31組为 $u_2 > 2$ 米/秒者,12組为 $u_2 < 2$ 米/秒者)以代替編制圖18所根据的20組。这就提供了使各个結論更精确些的可能性。

將全部場合分为風速比值近似相同的若干类(从0.50到0.55,从0.55到0.60等等),並确定每一类的交換系数比值的平均值以后,A. M. 达諾維奇編制出了下圖(圖19)(各点旁边的数字表示該类所包括的觀測組数)。由圖可見,当 $\frac{u'}{u}$ 增大时,比值 $\frac{k'}{k}$ 的显著减小仅發生於 $\frac{u'}{u}$ 的数值 < 0.6 时,而当 $\frac{u'}{u} > 0.6$ 时,交換系数就不規則地变动於 $\frac{k'}{k}$ 的平均值0.45的附近。

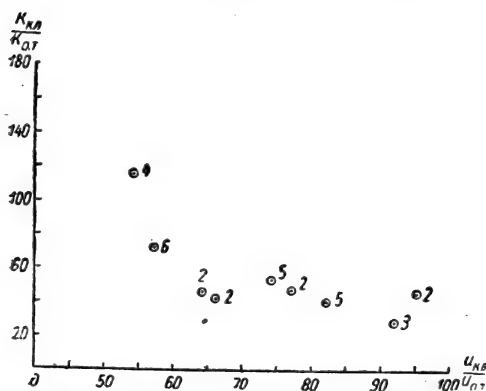


圖19 交換系数的变化与風速变化的依賴关系(小網格,1950年的試驗)(用平衡法計算)

MI—網格內,OT—空曠田野。

圖19明显的表明,林帶足够的通風度具有很大的意义,也表明了林帶对近地面空气層中乱流状态的作用是很大的。

1950年国立水文研究所卡明草原考察队所得的結果也值得特別注意。可惜,考察队所得的綜合气象觀測資料無法以足够的精确度来确定交換系数的比值,但是,在气象条件有变化的情况下,这些数

值的增大或減小的趨勢却極為明顯，例如，Н. К. 涅斯捷連科(Нестеренко)就發現了當風加強時林帶對亂流交換的影響增大這一重要事實。

當空曠田野上的風速由2米/秒變到8米/秒時，根據Н. К. 涅斯捷連科所整理的資料，比值 $\frac{k'}{k}$ 大約減小為原來的 $\frac{2}{3}$ 。因為這些資料系屬於通風度小於最適宜值的林帶網格，所以正如理論所指出的那樣，當風加強時，林帶的通風度就要增加。實際上，強大的氣流在吹彎樹枝和樹葉時也就增加了樹木之間的空隙，因此，當風加強時大部分空氣質量都穿過林帶，而小部分被阻擋折向上方。

因此，就弱風時其通風度低於最適宜值的林帶而言，在風加強時就造成了有利於林帶內部渦旋衰減的條件。對這一點還需補充說明一種情況，就是，當風速為2—3米/秒的較弱的風時，空氣的亂流狀態接近於熱力對流的條件，而在這些條件下，我們已知道，林帶網格內的亂流交換甚至可能加強。Т. Ф. 葉密梁諾娃(Емельянова)對這一問題曾作過較詳細的研討。在她的著作中討論了比值 $\frac{k'}{k}$ 與數值 $\frac{\theta_{0.5} - \theta_{2.0}}{u_1^2}$ 的依賴關係，此處 $\theta_{0.5}$ 及 $\theta_{2.0}$ 分別為0.5米和2.0米高度上的溫度， u_1 為1米高度上的風速。

Д. Л. 拉依赫曼(Лайхтман)^[86]於1944年曾經指出：兩高度上的溫度差與風速平方的比值正確地表示出熱力層結對亂流交換的影響的特徵。以後的研究証實了這一特性值的重大意義。Т. Ф. 葉密梁諾娃所整理的資料肯定地表明，比值 $\frac{k'}{k}$ 隨 $\frac{\theta_{0.5} - \theta_{2.0}}{u_1^2}$ 值的增長而增大，而且這種增長是很大的（ $\frac{\theta_{0.5} - \theta_{2.0}}{u_1^2}$ 增加0.01能引起 $\frac{k'}{k}$ 近於增加0.05）。

所討論的層結特徵值，分母中包含風速的平方，故當風速很大時，照例，其值就近於零。因此，所有的實際資料一致地表明，通風度小於或近於最適宜值的林帶，在強風時（包括干旱風和雪暴風），其作用效應就增加。因為防護農田免受這些有害風具有特殊的生產意義，所以我們可作出結論：在確定林帶的氣象效應時，最正確的指標並不是林帶網格中與田野上交換系數的一般的平均比值，而是對於

和風和較強風的條件下的 $\frac{k'}{k}$ 的平均比值。對不太稀疏的林帶而言，後一數值將較前者稍小，亦即用這一方法作評定時，獲得交換的相對減弱比較大。

上面已經說過，前面所討論的全部資料系屬林帶對比較不遠的距離處的作用的資料。同時，林帶網格內的气象測量，照例是在一點上——即網格的中心進行的。所以，根據這些資料，不可能看出亂流交換隨與林帶的距離而起的变化。因此，1951年地球物理現象總台在卡明草原的考察資料具有特殊的意義，按照這些資料可以繪出在離林帶不同距離上的亂流交換的各種变化曲線。不僅對小林帶網格可以繪出這種变化曲線，對和在種植護田林時所建議的農田面積相近的大面積網格也可以繪出這種曲線。

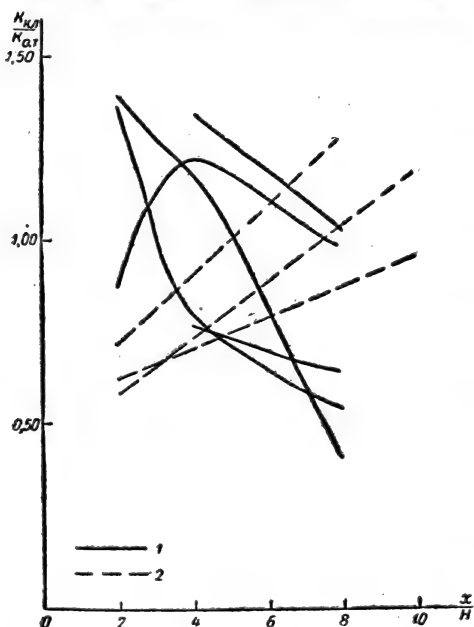


圖 20a 交換系數的变化與離林帶距離的依賴關係(小網格，不通風結構，1950年的試驗)

1—微弱通風的林帶，2—過於稀疏的林帶；
 КЛ—網格內，от—空曠田野。

讓我們舉出 Н. А. 布利列娃 (Брилева) 和 Е. Н. 羅曼諾娃 (Раманова) 所選擇的關於這次考察資料的幾個例子。

1. 在面積為 25 公頃的 Б—5 號休閒田上觀測時，曾選出穿過高約 16 米的幾乎不通風的林帶吹向田地的偏北方向的風的情況。觀測是在離林帶等於林高 (H) 的 3 倍，7 倍和 10 倍 (田地的中央) 的距離上進行的。

在這種情況下 (圖 20a 和 20б)，雖然與空曠草原上的資料相比風速還是較大的，但亂流隨着離林帶的距離增大而減弱的現象

是很显著的。在同一圖上可以看出,对下部過於稀疏的林帶而言,在3—1号田地上乱流随着远离林帶而增長。

2. 在已刈去多年生牧草的面积为60公頃的同一田地上观测时,曾选择由高达9—13米的下部通風良好的林帶中吹来的偏北方向的風来研究。

观测是在等於林帶高度的2倍、5倍、8倍、20倍和32倍的距离上进行的。

用最靠边的一点 ($x_1 = 324$ 米)的交换系数值和草原上的交换系数值的对比,发现林帶間田野上的乱流,平均說来比草原中的乱流大。这可能是因为与草原中的休閑地进行比较,該处下垫面的粗糙度小於林帶網格中刈草地的粗糙度,而且所比較的地段的地形不完全一致的緣故。

为了鑑定交换系数随距离的变化,就每一小时的观测組确定了某一距离 x 上的交换系数与距离 $x_1 = 32H$ 上的交换系数的比值。这些比值如圖 21 所示,由圖中可見,在通風林帶后 5—10H 的距离上,交换系数达到最小值。我們亦可以作出結論,即在寬度大於高度 60 倍的林帶間田野的中心,林帶对乱流交换的影响实际上已感觉不出了(至少在夏季是如此),此时林帶对产量的影响仅仅依靠林帶能使田地上保持积雪来达成,整个說来,这种田地其中央部分在某种程度上能出現湿润現象,尤其在向中心稍稍有傾斜的田地上更是如此。

在其它的考察結果中,值得提出的是在林帶的隙地中央种有禾谷类作物的田地上,乱流有特別强烈的衰減(在种有燕麦的16公頃的B—6号田地上的观测)。目前还不能解决究竟这是由於一行行的林帶战胜了气流所致,还是由於林帶間田野上厚大的植株(空曠草原上

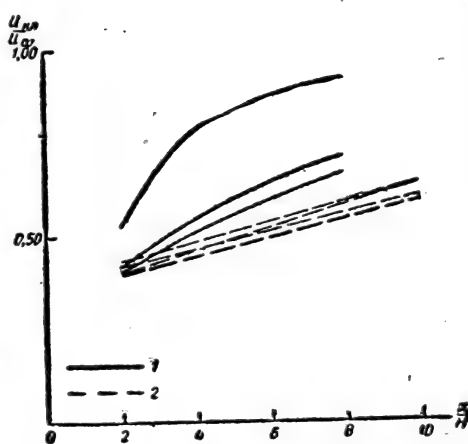


圖 206 風速的变化与离林帶的距离的依賴关系(圖例同圖 20a)

ЛЛ—網格內, OT—空曠田野。

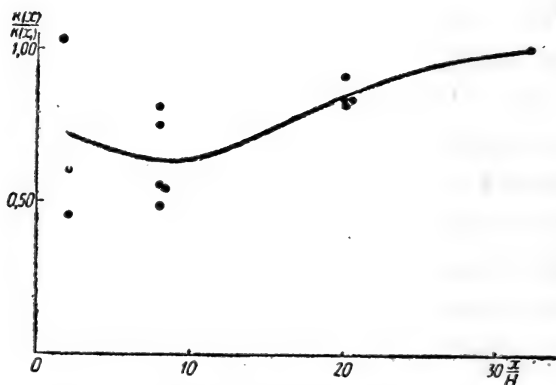


圖 21 交換系数与离林帶距离的依賴关系
(大網格, 通風結構, 1951 年的試驗)

燕麦的高度大於 50—70 厘米)所引起的温度梯度的減少所致。仅能指出, 風速減小 $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$, 相当於乱流交換減小 $\frac{2}{3}$ 。圍繞所描述的地段的林帶基本上是通風結構的林帶。依風速的減弱为轉移的乱流減弱的重大差異在这里沒有發現。

迄今还没有很好地研究的、护田林帶对产量影响的極重要的一方面是林帶能使为某些类型的干旱風所帶來的空气的干燥炎热的特性的減弱。例如, 在炎热干燥的 1951 年夏季, 不論能使近地層中的温度和湿度垂直梯度減小的風是多大, 在上述燕麦田地就出現过由从林帶吹来的湿空气平流所制約的相对湿度离植株的高度的增長的現象。这就能大大地減弱林帶間網格內的蒸發强度, 这一点是特別重要的, 因为在一般情況下, 在網格中發育着的植株通常在生長期內所进行的蒸發是大於草原上的植株的。在卡明草原中, 林帶高而且寬, 而林帶間的田野却比較小, 地下水位也比較高(約 7 米), 林帶的这种效应應該显著地大於其它較干燥的地区。計算林帶中燕麦田的蒸發(作为热量平衡中的一項来計算)發現: 在 6 月 21 日的弱風下, 林帶網格內燕麦的蒸發稍稍大於草原中(一晝夜 2.9 毫米对 2.4 毫米), 但在有干旱風的 6 月 23 日, 網格中的蒸發就要比空曠草原中小 $\frac{1}{3}$ 。

这种效应仅仅用乱流交換的变化是难以解釋的, 显而易见, 这种效果只有当林帶網格中存在垂直湿度梯度的补充影响时才能發生。

第四节 大面积护田林帶上空的垂直气流

林帶系統，在减小被林帶圍繞的田地上近地面空气層中的乱流交換的同时，也使树冠以上的較高的气層中的乱流交換增加。

由护田林帶所形成的網格系統，起着类似於大量小片林区的作用，大大增加地面附近的气流的摩擦，並促使一部分动能轉变为渦旋能量。不同大小(范围从几十米到更大)的渦旋表现为林帶附近和林帶上空的上升和下沉气流。因此，林帶区上空的交換系数就比無林地地方同一高度上的交換系数大。当空气由無林地区移向森林中或移向佈滿护田林帶網的地区时，就要發生更复杂的現象。由於摩擦的增大所引起牽曳的力將減緩下層空气的运动，而以后流来的新气塊則被迫部分地繞过下面的气層，並造成了特殊的迂迴上升气流。但在背風部分护田林帶区界以外則發展着下沉气流。

由第四章中所提到的 A. A. 道罗德尼采恩(Дородницын)的著作中可知，在某些条件下，由障碍物所引起的扰动的振幅可以大大超过障碍物本身的高度，同时，在較大的高度上，扰动的振幅在位相上亦可以不同於(落后於)下面各層次的振动的。这些現象的研究有很大的原理上的和实际上的意义。在 O. A. 德罗茲多夫、M. П. 李沃維奇和 A. P. 康士坦丁諾夫的领导下所进行的这种現象的實驗研究是在 1950 年开始的。在 O. A. 德罗茲多夫領導下的地球物理現象总台考察队根据更广泛的計劃曾於 1951 年展开了类似的工作。在 1950 年的工作結果中，值得提出 П0-2 飞机在面积为 20 公里²的卡明草原的护田林帶綠洲上空和在希波夫(Шипов)林区上空的飞行資料。

飞行的进行如下：飞机升至預定的高度，然后作水平飞行，除了遇到雷暴等紧急情况以外，飛行員不得触动操縱飞机的仪器。这种不操縱的飞机一面前进，一面随着气流的結構(顛动、上升气流和下沉气流等)上下波动。顛动与飞机高度的变化用專門的仪器記載下来。此項工作所需之飞机和高空飛行員是由苏联部長會議水文气象总局提供的，而某些仪器則是由中央高空現象台提供的。

1950 年的工作結果如表 9 所示。

表 9 在不同的起始高度情况下飞行时飞行高度(米)的平均变化(括弧内是变动的極值)

飞行地点和方向	100 米高度	情况 次数	300 米高度	情况 次数	500 米高度	情况 次数
在林帶綠洲上空作繞过 草原的控制飞行:						
順風	110(340, -40)	9	87(300, -50)	14	11(120, -170)	7
逆風	(10, -40)	2	-30	1	-100	1

在 1000 米高度上的二次順風飞行时曾發現从 +70 到 -40 米的高度变化。在希波夫林区上空的飞行表明在 100 米高度上順風飞行时(一次觀測)飞行高度的增加曾經为 +110 米,而在 300 米高度上飞行时曾經为 +160 米,在 500 米高度上飞行(二次情况)时曾經为 +300 到 -200 米,在 1000 米高度上(一次觀測)曾經为 +100 米。

因此,确定了飞机在順風飞行时存在着系統的上升和在逆風飞行时存在着系統的下降,而且也确定了偶然性的高度变动有很大的变幅。地球物理观象总台於 1951 年繼續了这些工作,並借助於施放平衡測風气球和上升气球补充进行了觀測。

在整理 1951 年的考察觀測时曾經确定了下列事实。

順風飞行在接近林帶时,通常發現飞机高度与起始高度相比有某些增加,而且是在林帶綠洲上空的整个飞行期間高度多半是增加的。在 100—300 米的高度上,高度的这种增加,根据高度表的讀数,平均达到几十米(整理气象仪器自記曲線所得的数值要稍小些,这是由於觀測难以同时,而且自記仪器又有較大的摩擦,由於摩擦太大,自記仪器对飞机高度的微小变动感应就不够灵敏)。相反地,在林帶范围以外飞行,則飞机获得了某些下沉。

与 1950 年的觀測結果不同,后来的觀測表明,在护田林帶的綠洲的上空飞行时,飞机高度的变动振幅随着高度增長比随高度減小要快。当接近林帶区域时很少出現飞机高度的增加,从林区的中心处起下沉气流就抑制了高度的增加。

最后,当大气的的不稳定度很大时(主要是在白天,当有濃积云或雷雨云存在时),飞行於 100—500 米高度上的飞机要抬升几百米

(400 米以上)。此时,虽然在背風面的綠洲境外,即使上升气流有所减弱,但在林帶上空一般的上升气流仍繼續存在,当飞机穿出这种上升气流並繼續在綠洲的背風面飞行时,在起始的高度上有时也可發現有下沉气流。飞机抬升几百米的情况應該認為是造成大範圍大气稳定度破坏所致,在整个林帶区上空有时也可遇到下沉气流,但是比强烈的上升气流要弱得多,而且出現次数也少得多。

表 10 闡明了上述情况。

表 10 在卡明草原上空不操縱飞行中飞机高度的变化(米)

起始高度 (米)	向 風 面			情况 次数	背 風 面			情况 次数	稳定度 破坏时 高度的 总变化
	平 均	最 大	最 小		平 均	最 大	最 小		
順 風 飞 行									
100	35	98	-36	15	-5	70	-53	14	340
200	—	—	—	—	—	—	—	—	— ¹⁾
300	48(66)	150(216)	-70	12(13)	-2(14)	54(220)	-88	12(13)	436
500	38(60)	127(280)	-8	10(11)	-26(-20)	57	-64	10(11)	330
1000	63	169	-80	9	-7	50	-78	7	—
逆 風 飞 行									
100	—	—	—	—	—	—	—	—	—
200	10	70	-90	15	-22	44	-150	14	—
300	33	122	-100	14	-44	36	-150	14	—
500	66	186	0	7	-46	-10	-72	6	—
1000	73	210	-28	7	-24	47	-181	8	—

附註一：在向風面距綠洲的林帶邊緣 5 公里处,在背風面距綠洲的林帶邊緣 8 公里处使控制繞过草原。

附註二：括弧內的数字是考虑到大气稳定度破坏的情况的高度,不加括弧的数字是除去这些情况的高度(專供这些情况数而設的一行除外)。

表 10 的資料初看起来与表 9 的資料相抵触,然而它們之間的差異可以用三种情况来解釋。首先,1950 年的观测次数比較少(特别是在較大高度上的观测)。在个别飞行中由乱流所引起的高度变动的較大多样性說明了为什么根据 1950 年的观测材料会得出关于飞机垂直变动的振幅随高度而減小的結論,而在 1951 年却没有証实

1) 根据 1950 年的观测。

这一点,此时即使在較大的高度上飞行时也表现出这种变动的增長。100米和500米高度資料中的差異的另一个原因,是由於在100米高度上出現了穩定度的破坏,而在1951年却没有出現,此时在500米高度上發生了相反的情形;在300米高度上,在兩年中均出現了这种現象,順風飞行的平均結果或多或少是一致的(87米和 $48+14=62$ 米)。此外,應該注意,在所討論的年份中观测時間內的天气是完全不同的。1950年以积云發展良好的具有利於飞机作很大垂直跳动的天气佔优势;1951年則以温度梯度很大的干旱天气佔优势。在3公里厚的下層大气中,很大的温度梯度和特別强烈的顛动常在不利於形成厚大积雨云的条件下出現(这是因为此时較高的大气層中常有逆温存在)。这样的天气在有冷空气侵襲而發生雷暴和强大的对流时是会被破坏的。这表明,林帶对降水的影响是要显著地依天气过程为轉移的,並且这种影响只在一般有利於降水形成的天气类型下才能表現出来。

根据兩年中的观测資料發現,在小的高度上(300米以下)表现出有如下的趋势,特别是如果在討論中不除去穩定度破坏的情况更如此:順風飞行的飞机在向風部分和背風部分中飞行高度的总变化有上升的趋势,而逆飞行的飞机則有下降的趋势。这一現象很明显地可根据飞机的空气动力学特性,以及圍繞护田林帶綠洲的空气流綫的結構來說明,在順風飞行时飞机之所以抬升,是因为飞机所飞入的一部分气流在綠洲境外很远处才开始下降。在逆風飞行时,飞机之所以下降是因为飞机所飞入的一部分气流較早就結束抬升,因而,在逆風飞行时飞机受到下沉气流的影响也比順風飞行的飞机要大。

注意一下飞机高度在一日內的变化性質是很有意思的,为此我們將1951年的观测分为:早晨(5—10时),白天(10—16时)和傍晚(16—20时)。这些材料列於表11中。

根据上表可見,如同所預期的一样,环繞林帶綠洲流动的上升气流和下沉气流的最大振幅出現在白天时刻。这种情况主要与大气不穩定度的增加有关,而不是由於白天时刻中風的加强,因为如按照观测时出現的風速分为早晨观测和傍晚观测並沒有得到明晰的結果。

表 11 一天的不同時間中在林帶上空飛行時飛機高度的平均變化(米)

起始高度 (米)	向風部份			背風部份		
	早晨	白 天	傍 晚	早晨	白 天	傍 晚
順 風 飛 行						
100	18/4	48/8	35/3	-9/3	-5/8	0/3
200	—	—	—	—	—	—
300	12/4	65(87)/6(7)	45/3	19/4	0(31)/6(7)	-36/3
500	30/4	48(94)/4(5)	22/3	-33/4	-30(-10)/3(4)	-16/3
1000	-40/2	109/4	70/3	20/2	-44/2	7/3
逆 風 飛 行						
100	—	—	—	—	—	—
200	-2/4	14/8	18/3	9/4	-33/7	-4/3
300	14/4	37/7	50/3	-26/4	-73/7	-4/3
500	60/3	82/4	51/3	-47/3	-45/3	—
1000	55/3	119/2	52/2	-3/3	-2/2	-60/3

附註：分母表示觀測的次數。

只發現當風比較弱時(風壓器高度上的風速小於5米/秒),在背風部分很少發生飛行高度下降的現象,有時即使發生下降現象,但下降的程度則表現得比強風時還要微弱。气流碎裂的这种規律性與其說是風速本身對繞流型式(圖 22a 和 22b)的影響,不如解釋為大氣熱力層結的較大的穩定度同時對風和垂直氣流的間接影響。

平衡測風氣球和烟幕的觀測給說明林帶間田野上和部分林帶上

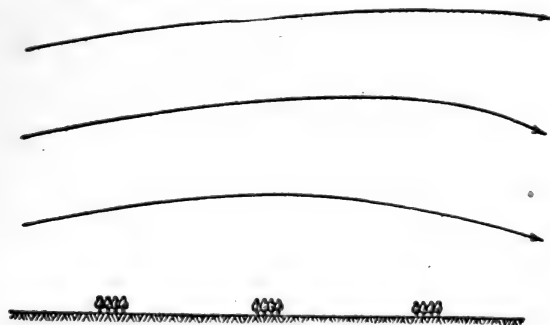


圖 22a 護田林帶上空氣流的略圖(穩定氣流)

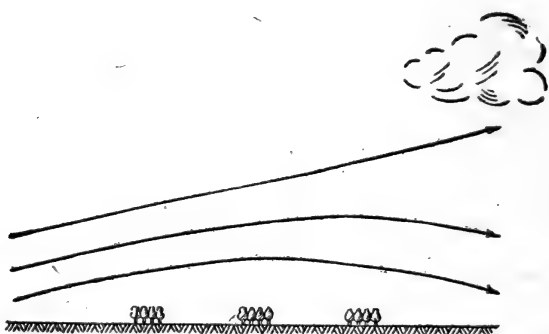


圖 226 护田林帶上空气流的略圖 (不稳定气流)

空的垂直气流的結構提供了極有意义的結果。在地球物理現象总台 1950 年的考察中,这些观测是在 И. А. 高尔茨貝格的领导下进行的。当时观测到了許多有趣的現象,其中应提到烟幕和平衡測風气球越過通風的林帶的情况、林帶上空烟幕的繚繞和網格的有陽光的部分与陰暗部分間地方性环流的产生。在地球物理現象总台 1951 年的考察中,平衡測風气球的观测曾經确定了,被林帶所圍繞的田野上空的气流結構是極复杂的,因为这个原故,平衡气球当在不大的高度上移动时可能数次上升和下降到地面。休閑地上,白天在高处發生表现为几十米的特別大的变动振幅,此种現象可能部分地是由於这样一种情况所促使的,即風所来自的那一林帶是不通風的林帶。

平衡气球的越過林帶(特別是通風很小的林帶),通常是借助於在林緣附近垂直上升的气流来完成的。气球有时随着在背風部分的下降气流下降,有时則繼續沿水平方向飞行。在飞越通風林帶时,气球往往卷入林帶內部,特别是在早晨和傍晚的时刻。所有这一切都証明了,白天在林緣附近,特别是在不通風林帶的林緣附近存在垂直气流,也証明了在林帶間田野上(休閑地和割去牧草以后的田地)存在着热力乱流的上升气流和下沉气流。也發現了林帶与田野間有地方性环流的影响。

在被處於乳熟阶段的燕麦所复盖的田野上,这些上升气流和下沉气流要弱得多。根据自由气球的移动也發現林帶上空 200 米高度以下乱流有显著的增大。

第四章 降水狀況的改变

第一节 空气水分含量的改变 对降水狀況的影响

由於护田林的种植和灌溉要影响空气湿度狀況和乱流交换条件的变化,故土壤改良措施的实行將使大气降水狀況有某些改变。

根据第二章所敘述的大气中水分循环的理論,並参照一些补充的实际材料,就可以定量計算土壤改良区域的不同地区中降水总量的預期变化。

在运用种植护田林的措施而未应用由比較湿润的地区来的水流进行人工灌溉的区域上,空气温度变化是比較小的(參看第五章),但是却發生空气水分含量的增高。

在这一因子的影响下,降水量改变的物理基础在於,在其它相同的条件下,水分含量的增加降低了凝結高度,並將促进积云和积雨云的形成。

精确計算由於区域的湿润度改变而引起的降水量的改变有很大困难。这在於降水本身对空气湿度有很大影响,要使空气湿度提高,特别是使大气低層中的空气湿度提高。

假如比較苏联欧洲部分东南部和西南部,就可看出,該二地区降水量的差異是很大的(在东南部为 250—200 毫米/年,在西南部为 400—350 毫米/年)。这一差别除受环流影响之外,也可用由於气团的增热差異所引起的空气相对湿度的不同来解釋。事实上,苏联欧洲部分的西部和东部大气中水分含量的絕對值一般說来差異是很小的。在整个暖季期間东部的空气温度垂直層結比起西部来有利於对流性降水的下落。虽然如此,但是东部的降水却比西部少一半。大家知道,大气鋒面到达伏尔加河下游、东烏拉尔南部和中亞細亞时就消失了而不形成降水。鋒面消失的主要原因是空气增热而远离飽和

状态。这种情况在中亞細亞特別显著,这里在夏季中鋒面經過該处甚至不形成云,或有凝結現象也只限於形成高云。

为了估算下落的降水与相对湿度和温度間的关系(在一定相对湿度下,温度能表征出絕对湿润的情况),曾經对苏联欧洲部分南半部許多台站的記錄进行了研究。选择台站要把高地对降水量的影响去除。高地向風坡与背風坡的降水总量的比較表明,在同样的水分含量下,前一場合下的降水要比平均情况多得多,而后一場合下的降水却要比平均情况少得多。

同理,在討論的台站中也应把位於沿海地点的台站去除。

我們也發現,为了分析降水与湿度間的关系不能把一地不同时期的資料拿来对比,因为不同时期在很大程度上表現出不同大气过程的影响。

降水与温度和湿度的依賴关系是如此密切,以致可能在圖上作出它們的等值線,並且可以粗略地計算出在相同的温度下随相对湿度的变化而引起的派生的降水量。

假使計算在苏联欧洲部分东南部夏季5个月(5—9月)的温度数

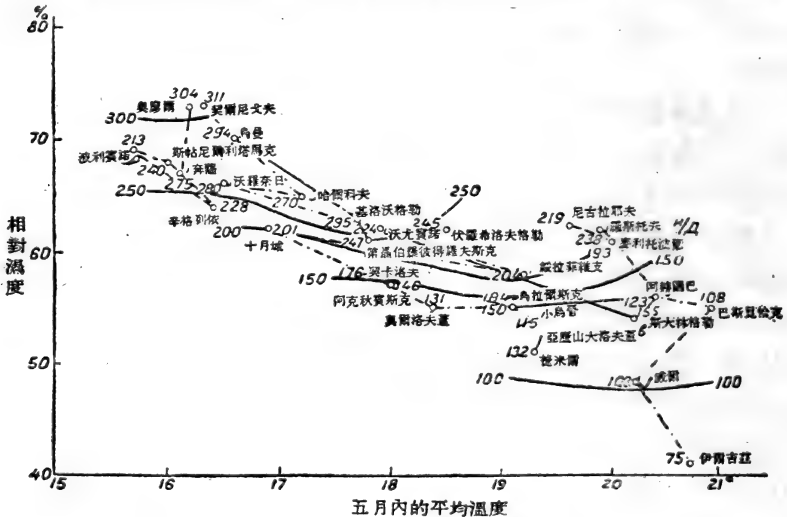


圖 23 5 个月(5—9 月)內的降水量(毫米)与这几个月
的溫度和相对湿度的函数关系

值下由相对湿度的改变而引起的降水的变化,就可以得到如圖 23 所示的圖解。

降水起初随相对湿度的减小而减少是很缓慢的,但随后这一过程就加速起来。显然可見,这是由於当季平均湿度約为 60—65% 时,降水形成的机会有很大改变,只有当天气条件与平均情况有显著差别时(有气旋过境时)才会有雨水降落。当季平均相对湿度低於 50% 时,降水变得很少(約 100 毫米),而随着相对湿度的降低,則降水的进一步减少却缓慢下来。显然,这是由於气旋活动强烈發展的个别情况很少影响湿度的平均水平之故。

圖 23 所示的圖解是对改变着的温度条件作出的。假使把绝对水分含量訂正到温度 18°C,則降水的变化与相对湿度的变化的关系將如下所示:

0%	100	95	90	85	80	75	70	65	60	55	50	45
$\frac{\Delta r}{\Delta O}$ mm/%	6	7	7.5	8.0	8.5	9	10	14	20	17	3	2
r mm	590	555	520	483	442	400	355	295	220	135	85	62

(比值 $\Delta r/\Delta O$ 表示相对湿度减小时降水减少的速度)。当 O (相对湿度)接近 100% 时,我們可認為降水与绝对湿度成正比而变化。

因此,例如当相对湿度降低 10% 时(从 65% 到 55%),降水减少了 160 毫米,也就是說比相对湿度为 55% 时下落的全部降水量还要多一半。这些数字明显地表示出相对湿度与降水量的关系,並且,假如这些数字即使因为难于把降水量对相对湿度的相反影响除去而有几分夸大的話,那么,这些数字畢竟也証实了当地蒸發的意义。当地蒸發增加着空气的水分含量,而維持着給大陆内部的气团以补充湿润,尽管当地水分的绝对值在下落的降水总量中是不大的。

温度、相对湿度和降水之間的关系的形成不論在時間和在空間上都是十分稳定的,这种关系甚至也可应用到个别的月份里,以及远离获得这种关系的地区界限以外的区域。現引用根据苏联欧洲部分南半部 7 个台站、苏联欧洲部分中部 4 个台站以及西西伯利亞和哈薩克斯坦 2 个台站的暖季各月的降水計算表(表 12)作为例証。在表中所列举的降水的計算值与观测值近於相合,虽然對於 5 月份而

言,降水的計算值比实际值要小些,而在夏季后半期中則相反地要比实际值大些。

表 12 苏联各台站各月实际降水量的多年平均值与根据温度
和湿度計算出的降水量数值的比較

台 站 名	5 月		6 月		7 月		8 月		9 月	
	降 水									
	实际 的	計算 的	实际 的	計算 的	实际 的	計算 的	实际 的	計算 的	实际 的	計算 的
塞克提夫卡尔(Сыктывкар)	45	35	53	53	73	80	69	79	59	55
托博尔斯克(Тобольск)	44	25	53	50	80	72	64	68	51	48
阿克秋宾斯克(Актюбинск)	27	32	31	36	33	29	32	31	23	32
哈尔科夫	48	36	69	64	59	78	55	52	34	48
莫斯科	46	42	67	60	84	77	72	73	60	56
奥廖尔(Орел)	56	54	73	71	77	84	52	76	46	59
奥斯特罗戈日斯克(Острогжск)	45	40	63	63	56	75	56	71	34	54
阿特卡尔斯克(Аткарск)	43	35	54	58	52	61	40	54	34	50
普利沃尔斯克(Привольск)	36	21	40	36	33	33	36	35	31	40
小烏晉(Малый Узень)	24	25	33	29	39	26	27	25	27	35
喀山(Казань)	34	25	56	50	52	62	49	61	47	51
基洛夫(Киров)	51	34	62	57	71	71	72	68	62	51

显然,在沿海及近山地区的条件下,这样的計算可能作出有很大誤差的降水数值。

第二节 下垫面粗糙度的改变对 降水状况的影响

我們在实际中常常遇到下垫面的粗糙度对降水的影响。同时,在土壤改良措施的情况下这个因子所起的作用是比较容易达到的,改变这个因子我們就可以在某种程度上影响苏联干旱区域的降水状况。研究这个问题要尽可能全面,也要考虑貯水池对降水的影响,因为建立起来的水庫也要使空气得到补充湿润,因而,也影响降水状况。陆地上和水面上降水量的差异是由很多因子决定的,其中也包括有这些表面的粗糙度的差异。夏季在海洋和深的湖泊上对日間对

流性降水的下落形成了不利的条件,这些条件首先表现在沿岸的向風部分。在沿岸地方,在某一高度上造成温度逆增的微风环流也很难使降水形成。在整年期间,貯水池上的降水比陆地上少,这是由於貯水池表面的位置比岸上来得低的緣故,虽然蓄水池的蒸發比陆地上多。冬季(常常也在其它季节里),有时也看到水面上和陆地上降水量之間的似是而非的差異,这是由於沿岸比內陆有較强的風,以致引起沿岸地方量雨器發生降水誤差。

此外,与貯水池相比,陆地上風的变化本身就能影响降水。例如, T. B. 波克洛夫斯卡婭(Покровская)^[103]曾解釋芬蘭灣(Финский зал.)北岸降水的增加也是由於風速的差異所致。芬蘭灣上大的風速把下落的降水吹向处在較小風速情况下的海灣的向風(东北)岸。然而芬蘭灣的水面不很大,以致海灣上風速的变化还不能显著地影响到很大高度上气流的速度。

粗糙度的影响通常要牽制大气下層——約几十或几百米——气流的运动,导致形成上升和下降的乱流;在更高的大气層中,在障碍物前則形成上升运动的迴旋气流(Поток обтекания)。根据 A. A. 道罗德尼采恩的研究,后者(迴旋气流)的效应在不稳定的大气層結的情况下,應該特別大。这些气流的存在將減弱降水被吹走的效应。因此,我們並不否認众所週知的、上述原因的影响,而是認為向風岸降水的增加是在因粗糙度的增大而引起的上升运动的作用影响下發生的。因为,高地照例由於侵蝕作用而要受强烈切割,所以高地除了因匀滑的迴旋气流而对降水起直接效应之外,也作为粗糙面而对降水起影响。在文献中已經不止一次的提到过类似影响的可能性,在 Я. И. 費尔德曼(Фельдман)的最近著作中,曾对降水量与地形侵蝕切割的密度的关系作了一些計算。費尔德曼根据苏联欧洲部分七个地区,一方面計算了夏季降水与海拔高度之間的相关,另一方面計算了夏季降水与地形切割程度之間的相关。此时,他得到在前一場合下,二个地区有較高的相关系数(大大超过可能誤差),在后一場合下,四个地区有較高的相关系数。結果他确定,地形的切割程度使六个地区中的三个地区降水显著增加,而地势高度仅使六个地区中的一个

地区降水增加。他認為后者这种联系是偶然的，因而他得出如下的結論：在苏联欧洲部分平原区域的高地对降水發生影响不是由於地势高度的差異，而是由於粗糙度（地形的切割程度）。然而，类似的結論應該認為是偏於極端的看法。Я. И. 費尔德曼所获得的結論在很大程度上決定於其著作中所引用的原始材料。如众所週知，分水嶺上長期工作的測站是很少的，尤其在頓巴斯更是如此，这就使費尔德曼難於弄清在第聶伯河-頓涅茨河地区以及在中央森林草原地帶的部分地区中高度对降水量的影响。儘管如此，但事实上在第聶伯河-奧卡河地区，他研究过沿經線伸展的高地上的降水分佈，並得到降水与地形間有某种联系，这就沒有根据認為是偶然的。И. Е. 布欽斯基（Бучинский）的研究結果也証明了这点，他获得在烏克蘭降水总量与地势高度之間有明显联系。

至於不高的（約 100—200 米）高地对降水影响的物理方面，可以指出：在山麓的長度很小的情况下（从几百米到几公里），高地上空流線的振幅随高度迅速減小。假若高地的高度不变而其基部（山麓）的長度是几十甚至几百公里，則高地上空流線振幅随高度的減小是極緩慢的，在理論上可認為是一直扩及到整个对流層。

这一結論引自 A. A. 道罗德尼采恩的著作^{[60][61][62]}，在他的著作中曾考慮到几种不同形狀的高地上的迴旋气流振幅的增大以及高地上空大气波动的發生。与此同时，也不应忽略粗糙度增大所引起的效应，但这一点却难以計算。因此，应根据大量的資料来作經驗計算，並把地形高度和粗糙度对降水的影响分別加以闡明。Я. И. 費尔德曼作这种計算曾利用了 82 个台站的資料。在苏联欧洲部分南半部（北緯 54° 以南）我們曾利用了近 2000 个台站的資料，从年降水总量来檢驗其中每一因子的影响。先作出比例尺为 1:1,500,000 的年降水总量分佈圖，然后在具有足够台站而便於比較高地段和低地段的降水的切割地形的地段上进行如下的計算：地段的長度选为 20—30 公里，而在这一地段上要能找到兩边为高地的深谷，或反之，要能找到兩边为深谷的高地；此外，在所指定的地形条件中要具有必要的台站（每一地段不少於 3 个台站）。作出每隔 100 米高度的降水

量的差異。在計算結果中，對於許多高地〔沃倫諾波多尔（Волжно-Подол）高地、中俄罗斯高地、伏尔加河沿岸高地、頓涅茨高地等〕比值 $\frac{\Delta r}{\Delta H}$ 平均約為 $\frac{50 \text{毫米}}{100 \text{米}}$ 。誠然，這一數值依谷地的走向而有很大變動。在與水汽盛行輸送方向垂直的谷地中（南北向）， $\frac{\Delta r}{\Delta H}$ 往往超過 $\frac{100 \text{毫米}}{100 \text{米}}$ ，可是在順着濕風的谷地中，則幾乎與小丘的情況無差異。以上這些計算幾乎只單純地提供出地方高度對降水的影響。另一方面，我們考慮到高地的水平範圍，曾作出高地的東西兩面相隔 200 公里間降水總量的平均值¹⁾，並將這一數值與高地中部或高地西部邊緣處的最大的降水量平均值相比較。在後一場合下，差異平均約為高度差 100 米、雨量差 100 毫米。這個差值顯然是包括粗糙度以及高度對降水的共同影響。因而，對瓦爾戴（Валвай）高地、中俄罗斯高地以及伏尔加河沿岸高地，兩種影響相近，各約 50 毫米/100 米。對於其他高地，這個方法不適用，因為 200 公里的間隔不是太大就是太小（例如頓涅茨山脊）。

因此，在我們所進行的研究中，証實粗糙度對高地附近降水的形成有很大的影響，但同時也表明高地斜坡高度的影響也不應忽略，因為每一因子的效應是近乎相等的。

第三節 降水狀況的預期改變

除地形外，森林植被是決定下墊面粗糙度的一个很重要的因子。與地形不同，在人為活動直接影響下可以改變森林復被率。А. И. 沃耶科夫早已注意到這一點。在他的論著“人類對自然的影響”^[35]中曾寫道：

“人類對氣候的影響問題是一件極大規模的事情，無疑地，人類不能影響太陽輻射，也不能改變大規模氣流的分佈，但都不能就說人類的影響絲毫不起作用或微不足道，須知問題在於空氣下層，而空氣下層在很大程度上是處於人類影響之下的”。可惜，在研究森林復被對降水影響的途徑上存在很大困難，這些困難直至最近才克服。這些

1) 此平均值為地理上的平均值，與本節前後所指的時間上的平均值不同——譯註。

困难首先在於，森林对降水影响的机械作用尚不清楚。大多数学者把森林对降水的作用归结为影响补充蒸發，但如前所述，这种影响並不經常是很大的〔Г. Н. 維索茨基、И. И. 卡薩特金 (Касаткин) 等人〕。

某些学者，例如 М. А. 維利卡諾夫 (Великанов)^[28]，曾指出森林对降水影响的可能原因是：当气流在森林上空繞过时，流線升高所致。最后，有許多学者把处在風的作用下的雨量器的系統誤差作为引証，进而認為森林对降水的影响一般是不足为信的。事实上，照例風愈强則雨量器一般所收集的降水比实际降落的就愈少。由此所引起的差異，对於冬季固体降水來說是很大的，然而在文献中也指出，对夏季降水來說，在强風影响下，引起的誤差約为 10—15%。可是裝置在隣近有森林防护的处在弱風环境中的雨量器，与裝置在田野上的雨量器相比，应收集較多的降水，冬季尤应如此，事实上在實踐中也出现了这种情形。为了确定地方情况对降水的影响，必須証明，在同样小气候条件下的有林与無林地区的降水差異超过观测誤差，或者在除去观测誤差以后再分析这种差別。

С. И. 科斯晉 (Костин) 關於沃罗奈日省条件下森林对降水影响的报告^[82]是極有意思的。

在这一报告中明显的指出，在温暖季节中有林地区与無林地区降水的差異达到降水总量的 10—15%。可是，还有一个不够清楚的問題，就是，森林复被率与某一地方較为有利的湿润狀況的关系究竟达到怎样的程度。

在闡明地区的森林复被率对降水影响方面，最有意思的是 Г. П. 卡里宁 (Калинин) 的著作^[72]，在这一著作中曾採用各种办法来消除降水观测系統差誤的可能影响。Г. П. 卡里宁是根据由森林頂部与無林地地方間的“斜度”所制約的粗糙度的估計出發的。虽然这样得出的“斜度”可和由地形制約的“斜度”相比較，但是，由於森林和田野交接处是垂直的，显而易見，用这种方法估計森林的粗糙度是失之过低的，这一点，連 Г. П. 卡里宁自己也覺察到了。同样也是很显然的，就是粗糙度对降水的影响並不是一下子就能看出的，而是只有在气团在具有一定粗糙度的地区內通过的某一路徑上才能看出来。根据上

述理論前提出發，Г. П. 卡里宁曾經比較了半徑 30 公里的区域内各觀測點生長期 5 個月內(5—10 月)的降水量與林緣的總長度。研究是對莫斯科省及其附近各省區域進行的。然而，把降水與森林復被率直接比較是不可能的，因為森林復被率還和該地區的地理情況有關。該區域北部和東部的高地上森林復被率最大，這是由於人口密度小，而且溫度低的緣故，因而這些地區在景觀上就構成森林地帶。在這些高地上，降水量也較多。反之，該地區的東南部則為森林草原，地勢較低，一向人口較密，森林復被率較小，而降水也較少。必須尋求一種途徑來消除歷史因子和小氣候因子對降水分佈和森林復被率的分佈的影響。為了解決這個困難的問題，Г. П. 卡里宁和 O. A. 德羅茲多夫曾應用了各種的方法。其中之一是，把所研究的區域分成在氣候上較為一致的 6 個區，而每個地區上仍有足夠的測站以便決定由森林復被率所引起的降水的實際變化。把各地區間那些與森林復被率無關的降水差異去除，並把降水量與森林周界長度(Длина контура)間的關係繪成圖(圖 24)，我們得出，森林復被率差異引起降水有某些改變。即當森林周界長度從 100 變至 1,400 公里時，降水量的改變約為 35 毫米。假如不把那些已知的森林復被率與降水間的虛假的相关聯系¹⁾ 去掉，則上述差異為 75 毫米。由於考慮到在所

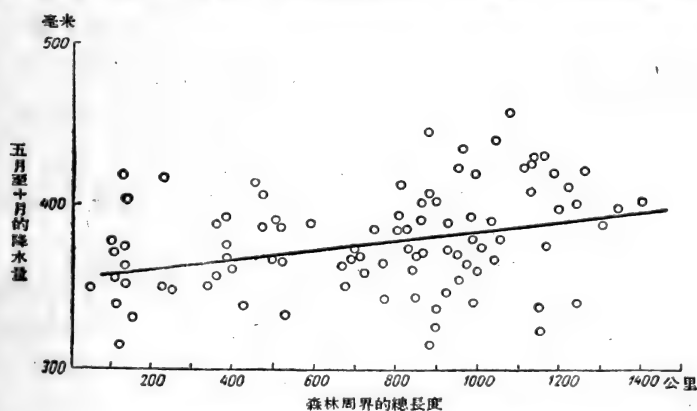


圖 24 降水总量与森林周界長度的依賴关系

1) 系指由於森林降低風速而使雨量器多收集降水——譯註。

划分的地区中降水的条件不完全相同,应该把森林复被率对这几月内的降水的影响的估计放低到 30 毫米,即为这一时期中降水总量的 9%。Г. П. 卡里宁的研究指出,在冷季中降水与森林复被率增加的关系是比较微小的,但同时我们确定,如把那些在冷季中降水不足的测站的资料从计算中去除,则上述的依赖关系并未破坏。就全年来说,在所研究的这一区域上,在森林复被率的影响下,降水量的变动佔年总量的 7—8%,或约为 45—50 毫米。

为了把 Г. П. 卡里宁对森林地区所获得的结论转用到草原地区上去,就须要考虑下面的情况。根据该作者指出,由于地图的比例的不够精细,他把森林周界的真正长度(林缘长度)低估了 $\frac{1}{2}$ — $\frac{2}{3}$,因此,应认为在进行研究的那一地区中林缘的实际长度达到 4,000 公里。假若在全地区上都复盖着林带网络(大小为 0.6×1.7 公里),则在半径为 30 公里围绕的面积($2,800$ 公里²)上周界的长度将为 13,000 公里。其中约有 30% 的面积应除去不计(居民点、不便种植的土地、水池和一些其它不预备植林的地方)。考虑到这种情况,则森林周界的长度应约为 9000 公里。

然而没有根据把降水的增加引伸到森林复被率的作用的进一步意义上去,因为通风林带和不通风林区(大片森林)对于空气排挤(вытеснение)影响是不同的。此外,实际林区的粗糙度在很大程度上不仅决定于林缘的周界,而且也决定于森林本身顶端的粗糙度。因此,应该比较慎重地认为,在带状植林的区域,森林复被率增加的效应大致等于植林情况的最大效应,也就是说在该地区的向风部分年降水总量约增加 8%。在土壤改良区域的西部,上述数字在西北地区相当於 40 毫米,而在西南地区则相当於 30 毫米。

较东地区的情况究竟怎样呢?通常,高地向风面(西部)降水量的增加将导致东部降水量的减少。这种降雨的“影迹”系直接由于在山地前方上升运动而主要是由于在山地后方下沉运动的影响下使大气中水分局部欠缺所致。当考虑到由斯大林改造自然计划的综合措施所引起的条件时,由于此时将可利用植物蒸腾所补充的水分,蒸发的总量增加,因而空气中水分缺乏的危险性在很大程度上消失了。

在这些条件下,在东部地区由於粗糙度影响而使降水增加的效应畢竟还是很微小的,甚至可能小到零。

补充蒸發的影响。在实行草田輪作制、种植护田林以及当地逕流灌溉等綜合措施时,由於在新的条件下,逕流形成的水文方面还研究得不够,因而關於补充蒸發對於降水影响的計算是困难的。地面逕流的显著減少是很明显的,这就減小了草原和森林草原地带上河流洪水的規模。相反地,由於有結構土壤比無結構土壤能吸收較多的水分,而且能讓水分較好地透入底層中,地下逕流应当有所增加。地下逕流的这种增加使得枯水季节的河流水位也有所增高,因此,整个措施制度在全年期間都对河流有着良好的影响。然而,地下逕流的增加比起截留的地面逕流(用於农作物和林带的补充消耗的水量)都是較少的,但农作物和林带这种补充消耗的水量即使考虑到土壤無效蒸發的減少在內,也显然是不小的。由於土壤改良区域上逕流的預期变化的問題研究得不够,这里只能有条件地認為,在森林草原和草原北部种植护田林的面积上,逕流的可能減少約为 20—25%,而在草原南部則可能減少約为 50%。因此,可以估計在苏联欧洲部分种植护田林的地区上夏季 5 个月內的补充蒸發总量¹⁾达到 17.5 毫米,相当於平均每晝夜补充蒸發 0.11 毫米。进入大气中並由於动力乱流与热力对流作用而和已存於大气中的水汽相混合的这一数量的水汽,在护田林地区上空逗留一些時間后,就逐渐散开並被帶出該区域界限以外。大气中全部水汽的一半是包含在地面以上 1.5 公里高的气層中。因此,可以把 1,250 米高度处的風速採用为携帶水汽的气流的有效速度。营造护田林的地区的大小,东西長約 1,000 公里而南北長約 1,600 公里。当考虑到第二章中所列的風速值及其在暖季內的分佈的特征时,則在所研究的区域上空气替換的平均時間約为 2 天。当然,有一部分水汽可能返回到所述的区域上,但是,这种返回的部分是較小的。在該区域上 5 公里大气層中的平均水份含量为 15—20 毫米(圖 25)。自然,在該区域上水汽平均逗留

1) 未考虑补充降水的蒸發。

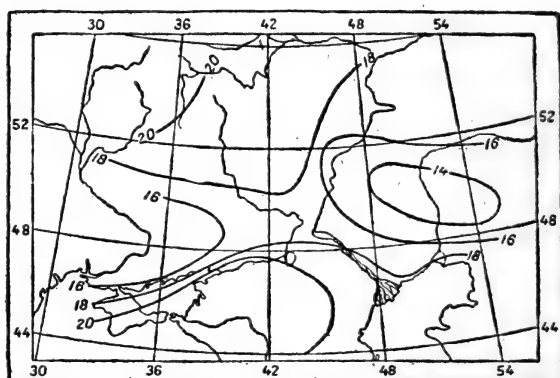


圖25 5月—10月5公里大气層內的平均水分含量
(仟吨/公里²)

的時間——2天內所蒸發出的0.22毫米水層，可使該區域上的水汽含量增加其絕對數值的1—1.5%，或整層大氣的相對濕度增加0.5—1.0%（假設原來濕度平均等於60%）。按照我們以前所計算的表的資料（85頁），濕度的這一改變可使營造護田林區域的北部和東北部的降水約增加20毫米，而使東南部靠近里海沿岸的半沙漠地區的降水約增加2—3毫米。

然而，這種效应在草原地區中沿南北向是不同的。在西部效应也是較小的，因為由下向上的盛行輸送是由西向東的，水汽也就被帶向東方；在相反的由東向西的輸送情況下，濕度一般是低的，並不形成降水。此外，在西北部平均濕度高，水分（汽）含量多（參看圖23和25），就這一情況已使得蒸發對降水的影響降低一半多。因此，由於截留地面逕流，增加水分（汽）含量所致的降水增加。在西部和東南部地區約近於零，而在東北部地區則達最大值——在暖季中降水可達20毫米。一定量的水汽將降落在護田林地區以外的烏拉爾山脈，在那里也可以預期到降水將有某些增加，但是現在還沒有加以計算。

某些水量將自護田林種植地區被帶向北方。這裡水分含量的平均梯度在夏季中約為每1,000公里相差10毫米，梯度增加1—2%，將使蘇聯歐洲部分東北象限的地區上的降水和逕流大致也增加同樣的

数值，即約为 3—6 毫米，而稍少於西部。然而在整个区域上¹⁾降水增加的总量比土壤改良区域上补充蒸發所造成的水汽量要少些。

現在讓我們来討論一下，用第聶伯河、頓河和伏尔加河的水灌溉的那些地区补充获得的那些水汽对苏联欧洲部分降水的影响。

讓我們来計算一下苏联欧洲部分在人工灌溉措施的影响下进入大气中的水汽量。

我們所利用的关于这几条河流灌溉取水的資料是大概的数字。从第聶伯河所拟定的取水量为 $600 \text{ 米}^3/\text{秒}$ ，这約相当於 $19 \text{ 公里}^3/\text{年}$ 。从伏尔加河各水庫的取水量，我們取为 $24 \text{ 公里}^3/\text{年}$ （大致相应於现有的計劃），而从整个伏尔加河的取水則为 $48 \text{ 公里}^3/\text{年}$ 。根据灌溉面积，我們採用頓河的取水量約为 $8 \text{ 公里}^3/\text{年}$ 。根据苏联欧洲部分所有建筑工程总計，从第聶伯河、伏尔加河和頓河的取水量为：

$$19 + 48 + 8 = 75 \text{ 公里}^3/\text{年}$$

这个数量几乎超过由於营造护田林而补充蒸發的水分量的兩倍，而后者則为 $28.9 \text{ 公里}^3/\text{年}$ 。

然而，就灌溉地区的位置来看，大部分水汽应当是由西風以及部分地为南風帶出土壤改良区域境外。

当考虑到平均風速和盛行东西向輸送間的对比关系时，則水汽从南方和东方进入规划营造护田林和灌溉的地区内的机会是不大的，而大量的水汽自然是集中在灌溉的地区中。在这种場合下降水增加的总量可以預期到和在种植护田林的措施影响下增加的量几乎是一样的。这一数值在森林草原中可达 18 毫米，而在半沙漠中則为 3 毫米。沒有根据設想在人工灌溉的地区中降水会有較大的增加，因为灌溉主要是在空气相对湿度低而大气环流条件不太有利的地区中进行的。因此，和現存情况相比，在伏尔加河东岸，这两个措施的綜合效应在森林草原中於夏季 6 个月內引起的降水的增加平均从西部的几毫米到东部的 38 毫米。在土壤改良地区的南部边缘，降水的增加共为几毫米，在亞速海沿海的高地則可能达到 10 毫米，在

1) 指苏联欧洲部份——譯註。

半沙漠和伏尔加河东岸則約为 6 毫米。在土壤改良地帶境外，在北哈薩克斯坦可預期降水的增加为数毫米，而在烏拉尔則可預期云量和降水都將有显著的增加(这个問題在量上还未查明)。

在中亞細亞平原部分，由於該地区高度干旱，整个說来，灌溉对降水的影响的效应是微不足道的。

应当特別注意这种效应在各年中的变化。在森林草原中，無論在很多雨的或在很干旱的年份中，补充蒸發对增加降水的效应都比常年小。这是因为 $\frac{\Delta r}{\Delta \theta}$ 無論對於較大的相对湿度值或較小的相对湿度值來說都是較小的。

此外，在多雨年份中，土壤是經常保持着潮湿的，补充蒸發一般比較不大；在干旱年份中，未灌溉的水源將比常年少。

第五章 热量平衡和热力状况的改变

第一节 土壤改良时热量平衡的改变

研究土壤改良情况下下垫面热量平衡各组成部分的改变,对研究热力状况的預期改造具有重大的意义。分析这些变化,無論对闡明土壤改良措施的水文气象效应的物理机械作用,以及对直接計算那些直接影响农作物的發育条件的水文气象因子的預期改变,都是必需的。

目前現有的材料表明:使得温度状况重大改变的热量平衡各組成部分最大的改变發生在不充分湿润地区中应用灌溉的情况下。在不灌溉而仅採用营造护田林的情况下,热量平衡各組成部分的可能改变是比較不大的,虽然这些改变对护田林营造的水文气象效应也有一定的影响。

为了总的估算土壤改良时热量平衡各組成部分的預期变化,我們可以利用下列的平衡方程式

$$R = LE + P + B, \quad (28)$$

式中 R ——輻射平衡, L ——蒸發潛热, E ——蒸發, P ——乱流热通量, B ——土壤中的热量循环。

前面有一章中,曾列举了乱流热交换的平均值与下垫面和空气的温度差的依賴关系,其式如下:

$$P = \rho c_p D (\theta_w - \theta), \quad (29)$$

式中 ρ ——空气密度, c_p ——比热, D ——交换系数的积分特征, θ_w ——活动面的温度, θ ——空气温度。

此时,我們要指出下面一个重要情况。从以前的著作^[13]中列举的理論見解及实际材料看来,可見当照公式(29)計算一晝夜和一晝夜以上的時間内的热交换的总量时,不能用差值 $\theta_w - \theta$ 的平均值,因为由於与乱流交换系数的日变化有关的“活門效应”(вентильный

эффект)的作用,这不可避免地要造成很大的誤差。

暖季白天近地面空气層中較大的乱流交换系数值通常是与較大的差值 $\theta_w - \theta$ 同时發生的,可是夜間在交换系数值小的情况下通常出現比較小的(按絕對值說) $\theta_w - \theta$ 值,而且这些数值多半是負数。因此,平均热交换总量主要決定於白天的条件,而且此总量与根据交换系数和差值 $\theta_w - \theta$ 的日平均值所計算出的数值有重大差異。

以前的計算材料表明,对暖季來說, P 的平均值可以近似地根据具有超絕热温度梯度的日子白天交换系数和差值 $\theta_w - \theta$ 的平均值来确定,这时,近地面空气層有温度逆增的夜間的热交换总量可略去不計。

此时,热交换平均值的公式可写成

$$P = \rho D c_p \beta (\theta_w - \theta), \quad (30)$$

式中 D 和 $\theta_w - \theta$ 值取有超絕热温度梯度的时期的平均值,而 β 值则表示有超絕热温度梯度时期的長度与平均的时期总長度的比值(对蒸發也可以写出类似的公式,因为一天的蒸發总量只決定於白天时刻的条件)。

下垫面与大气的温度差值,不仅直接影响乱流交换的速度,而且对輻射平衡的数值也有影响。

在这一差值不等於零的情况下,它对輻射平衡的影响可以近似地根据下式計算

$$R = R_0 - \delta R = R_0 - 0.9\sigma(\theta_w^4 - \theta^4),$$

式中 R ——輻射平衡,是根据空气下層的温度計算有效輻射确定的;
 δR ——根据下垫面和空气的温度計算出的有效輻射的差值;
 σ ——斯梯芬-波茨曼常数。

上面已經指出过,根据实验資料,暖季中白天差值 $\theta_w - \theta$ 的正值平均說来比夜間的負值显著为大。因为訂正数 δR 与輻射平衡相比較,一般說来是不大的,所以在近似計算中,可以仅限于計算白天的平均差值 $\theta_w - \theta$,当認為 $R = R_0 - 0.9\beta\sigma(\theta_w^4 - \theta^4)$ 並考慮到 $\theta_w - \theta \ll \theta$ 时,則:

$$R = R_0 - 3.6\sigma\theta^3\beta(\theta_w - \theta), \quad (31)$$

式中 $\theta_w - \theta$ —— 超絕热温度梯度情况下下垫面和空气的温度差值的平均值。[在公式(30)和(31)中,数值 D 和 $\theta_w - \theta$ 取具有超絕热温度梯度的时期的平均值]。

利用这些对比关系,並考虑到在足够的平均情况下 B 項比起 R_0 来是很小的¹⁾,我們便得到如下的热量平衡方程式

$$R_0 - 3.6\sigma\theta^3(\theta_w - \theta)\beta = LE + \rho c_p D(\theta_w - \theta)\beta. \quad (32)$$

对暖季的平均条件說来,护田林的营造对林帶間田野的水分平衡的影响,由於大气降水总量的增加以及利用截留在田野上的补充的雪水的緣故,能引起蒸發量的某些增加。这就使消耗在蒸發上的热量也相应增加,对中烏克蘭的平均条件說来,这一数值可达 2—3 大卡/厘米²·年,即約为消耗於蒸發的热量的現有值的 10%。

因 R_0 一項在护田林的影响下平均說来变化比較小,而 $4S\sigma\theta^3(\theta_w - \theta)\beta$ 一項比平均乱流热通量要小好几倍,所以消耗於蒸發的热量增加,就引起下垫面与大气間的乱流热交換相应的減小,即 $\rho c_p D(\theta_w - \theta)\beta$ 一項減小。

然而,由於在有效林帶的作用下,乱流交換削弱,而且系数 D 減小百分之几十(參看第三章第三节),林帶間田野上下垫面与空气的白天的温度差 $\theta_w - \theta$ 平均說来可能不是減小而是增加。因此,林帶对数值 $\theta_w - \theta$ 的影响,因而也就是对活动面的白天温度的影响,依蒸發与乱流交換的变化的对比关系为轉移,可以是不同的。当林帶間田野上截留有大量地面逕流的水分时,以及在林帶作用下乱流交換的減小比較不大的时候,林帶可以使作用面的白天的温度降低。但是,对蒸發的可能变化的平均特性值以及对交換充分强烈的減小的条件(通風結構的林帶可以保証这些条件)說来,平均差值 $\theta_w - \theta$ 按方程式(32)应当增大而不是減小。这种情况平均說来就使下垫面的白天的温度增高,而且乱流交換減弱的程度愈大,則温度的增高也愈大(屏障效应)。根据这种效应的試驗研究,И. А. 高尔茨貝格^[46]於

1) 此种忽略的合理性,特別可以用巴拉紹夫(Балашов)城^[39](測点在护田林区域内)热量平衡的計算的資料来証实。由这些資料中可見,4—9月期間,土壤中热交換与輻射平衡的比值的月平均值的平均量共为 5%。

不久前提出了一个关于在苏联北方利用护田林带以改进喜温作物的发育状况的值得注意的建议。

以后所列举的对比关系(参看第六章第二节表明,下垫面白天平均的温度增高,稍稍削弱林带间田野上蒸发力的相对减小(与乱流交换系数所达到的相对减小相比较)。第六章第三节将表明,考虑这一效应对精确估价护田林营造的水文气象效应具有一定的意义。

下垫面白天温度增高的另一结果,是使有效辐射有某些增大,这在 R_0 的近似为常值的情况下就应该使辐射平衡 R 的平均值稍为减小。然而,从相应的计算的结果中可见,有效辐射的增加不超过几十大卡/厘米²·年,由此,从下垫面往大气中去的总的热损耗(由乱流热交换和有效辐射的总量所构成),在护田林的影响下,在比较潮湿的气候条件中,减小应该是很不大的。

在干燥草原、半沙漠和沙漠的气候条件下,不能补充截留大量春季逕流的水分,在实行护田林的情况下蒸发的改变很小,这就使消耗在蒸发上的热量没有很大改变。在这些条件下,护田林对热量平衡的影响只表现为辐射平衡有某些减小(由于在乱流交换减小的情况下下垫面的温度增高所致),以及表现为乱流热损耗的相应减小。结果,从下垫面往大气中去的热通量总值改变很小,只是各组成部分的对比关系有改变,这就是乱流通量减小而辐射通量增大。

在干燥气候条件中地方灌溉的情况下,下垫面热量平衡各组成部分发生的变化要大得多。这种情况下,首先是辐射平衡大大增加,此种增加可达其原数值的百分之几十甚至还多。这种有些难以置信的事实是二十多年以前被 A. A. 斯克沃尔佐夫(Скворцов)^[120]首先确定的,并且以后不止一次地被许多研究与计算所证实。

灌溉时辐射平衡的增加,一方面可以解释为:由于反照率的数值减小(对或多或少复盖着茂密植物的潮湿土壤说来,反照率的数值要显著小于沙漠和半沙漠表面通常的反照率数值),吸收短波辐射量增大。另一方面,灌溉时下垫面温度的降低和空气下层湿度的增高保证了有效辐射降低,这也使辐射平衡增加。

在干燥气候的条件下,灌溉使消耗于蒸发的热量急剧增加,增加

的量則主要決定於灌溉定額。在一般的灌溉定額下，消耗於蒸發的热量增大照例要超过辐射平衡的增大，故此，乱流热損耗显著減少，在足够大的灌溉定額时竟达到与由大气向下垫面的乱流热通量的平均方向相适应的負值。这种情况出现在發生白天温度逆增的时候。

因此，在干燥气候的条件下。灌溉依靠乱流通量（它甚至可以变更符号）和長波辐射所輸送的热通量而大大减小由下垫面往大气中去的总热通量。在灌溉面积足够大时，这种情况就可能使該区域上气团的变性条件有重大改变。

我們引用南方伏尔加河下游兩岸对夏季的平均条件而言，在灌溉量为 $10 \text{ 克} \cdot \text{厘米}^2 \cdot \text{月}$ （即 $1,000 \text{ 米}^3 / \text{公頃} \cdot \text{月}$ ）的情况下的热量平衡改变的略圖（圖 26）作为灌溉情况下热量平衡各組成部分变化的典型例子。

圖上所有的数字值都被化到整数單位，这些数字值的因次为大卡/厘米²·月。

从圖上所示的資料中可見，灌溉在这种情况下，由於反照率和有效辐射总量的显著減少，可以保證辐射平衡增大 40%（现在的材料表明，在沙漠条件中，在足够充沛的灌溉情况下可以使辐射平衡达到更大的相对增加）。

在所研討的例子中，消耗於蒸發的热量大大增加使下垫面往大气中去的乱流热損耗变成零，並使从下垫面往大气中去的总热通量（乱流热損耗和有效辐射的总量）减小一半。

确定灌溉地段热量平衡的各組成部分使得能够估算灌溉时农作物發育的温度条件的改变。大家知道，在农业气象学的研究中，为了确定植物發育的热力状况的特征（温度总和及其他指标），通常是利用百叶箱中空气温度的材料。此时是假定百叶箱中的空气温度与植物的实际温度之間多多少少存在着固定联系。

不难确定，在应用灌溉时，白天的空气温度与下垫面的温度之間的关系就完全改变了：假使在干燥气候条件中，未灌溉地段上下垫面白天的温度平均說来通常比空气温度高 $10-15^\circ$ 或更多，那么，在充沛灌溉以后，当在灌溉地段上建立起等温或逆温的情况下，下垫面白

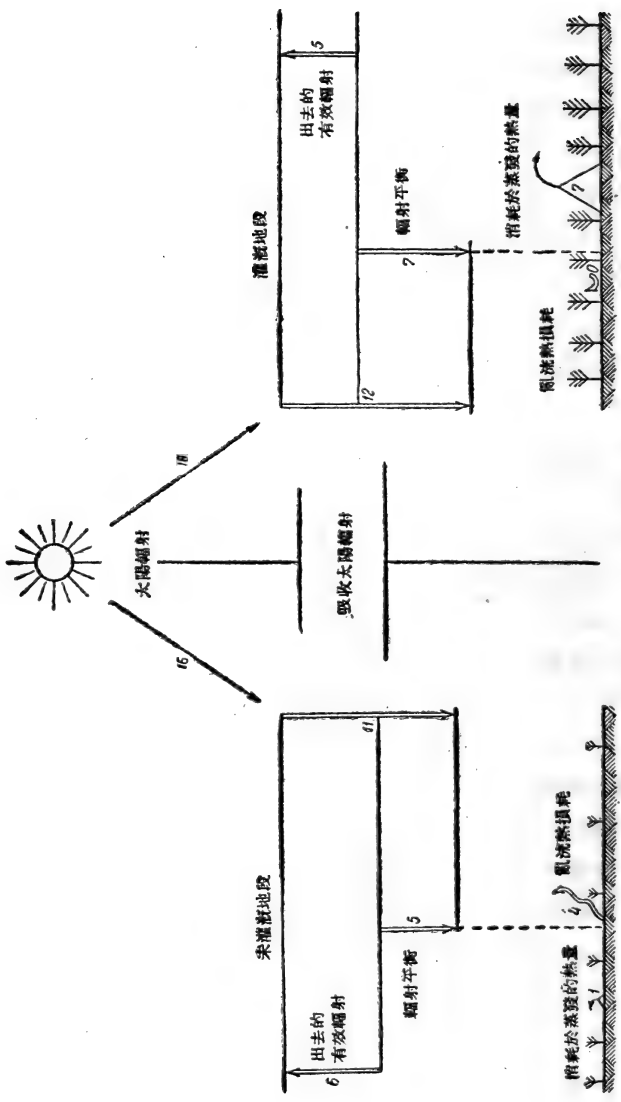


圖 26 夏季月份中灌溉時熱平衡的改變

天的温度就不会高於空气温度。因此,在充沛灌溉的田地上,大約在具有和未灌溉地段上相同的空气温度时,濃密植物复盖的实际平均白天温度可能比未灌溉的作用面的温度低 10—15°,或更多。

故此,为了估算植物發育的温度状况的改变,在应用不同的灌溉定額时,宜利用下垫面(活动面)的温度的材料,此温度对多多少少是濃密的植物复盖說来比百叶箱中的空气温度更近於植物实际的平均温度。为了确定下垫面的白天平均温度,可以利用公式(32),將它改写后則成下式

$$\theta_w - \theta = \frac{R_0 - LE}{(\rho c_p D + 3.6\sigma\theta^3)\beta} \quad (33)$$

因为,在比較小的孤立的灌溉面积情况下,灌溉地段上的温度梯度只在很薄的一層內有改变,所以有限面积的灌溉对乱流交换强度的影响是不很大的。因此,对於不大的灌溉地段,用公式(33)进行計算时,选取 D 值与 β 值可不考虑其在灌溉影响下的改变。在多多少少一个較長的时期內平均的 LE 值决定於灌溉定額和降水总量; R_0 值可以根据專門的平衡观测材料或利用現有的間接計算方法(这些方法目前已相当完滿地研究出来了)来确定。

因此,用公式(33)就可以很容易地算出未灌溉或在有限地段的灌溉影响下的作用面的实际温度。当考虑到灌溉时所达到的空气温度的改变比植物的温度的改变小得多(參閱 A. A. 斯克沃尔佐夫^[120]及其他等),那么,在灌溉作用下,下垫面白天平均温度的改变值就可以根据公式(33)来近似地确定,如

$$\theta_w - \theta'_w = \frac{(R_0 - R'_0) - (LE - LE')}{(\rho c_p D + 3.6\sigma\theta^3)\beta} \quad (34)$$

式中屬於灌溉地段条件下的数值用 ' 号表示,而未灌溉地段条件下的数值則沒有 ' 号。

用公式(33)計算足够大的灌溉面积下垫面的温度改变,应考虑乱流交换强度与近地面空气層温度層結改变的依賴关系,这需要利用补充材料,这些材料可从專門的實驗研究中得到。

除了計算对較長時間間隔(一个月)平均的热量平衡各組成部分

的平均改变和与其有关的温度的改变以外,估算較短時間間隔內灌溉影响下热量平衡的改变,特别是估算由於土壤干涸进行个别灌水以后热量平衡的改变的动态,也很值得注意。这一問題因为同分析土壤改良时蒸發和土壤湿度状况的改变有关,所以將在本書第六章第三节中加以研討。

灌溉田地的热量平衡和輻射平衡材料的实际意义並不限於上述的可能計算灌溉时植物的实际温度及其改变。这些材料除了許多其他的用处以外,还可用来确定蒸發力(潛在可能蒸發),这就使得可以从理論上来估算灌溉定額与天气-气候条件的依賴关系。这一問題將在本書第六章第一节中加以研討。

第二节 土壤改良时空气温度和空气湿度的改变

大家知道,灌溉时空气温度和空气湿度大大改变了,而在灌溉地段与未灌溉地段热量平衡特征之間的差異特別大的沙漠条件下(參閱上节)則出現空气湿度与热力状况的最大改变。因此,我們首先要研究在土庫曼(Туркмен)大运河完成及其隣近区域灌溉以后,这一地区的空气温度和空气湿度以及土壤温度將有多大程度的改变。

为此目的,我們利用了一批位於沙漠和綠洲中的气象台站的資料。將位於类似於土庫曼大运河条件下的灌溉与未灌溉地段的气候資料进行比较,提供了可能性来定量鑑定該区域在灌溉以后各种所研討的气候要素的改变。

因为所利用的台站位於不同的緯度(緯度 $\pm 4^\circ$)和不同的高度(从 50 至 230 米),所以为了保証能作比較,全部資料都訂正到緯度 42° 和 100 米高度,这大約相当於土庫曼大运河的北部地方。

表 13 被使用資料的气象台站情况

№	地点的类型	台站数	平均緯度(度)	平均高度(米)
1	沙漠	4	41.2	155
2	小綠洲(寬达 3 公里)	2	40.0	178
3	大綠洲	4	41.4	111

全部台站按其地点类型分为三类。表 13 中列举了每一类的台站数及其平均緯度和平均高度。

綠洲的特点不仅是具有灌溉面积和溝渠,而且也具有木本植物。后一情况使这里所出現的風速降低 20—30%。

在表 14 和 15 中列举了沙漠中平均温度的資料以及沙漠和綠洲中部 2 米高度处温度間的差值。不值得直接注意的冬季各月份已从表中去除。所列举的差值表明了灌溉以后沙漠地段热力状况發生多大改变。

表 14 空气温度

地点类型	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
月平均温度									
沙漠	5.5	13.8	21.8	27.0	30.0	27.7	20.8	19.6	4.4
差值:									
小綠洲—沙漠	-0.1	0.0	-0.5	-1.6	-2.4	-2.5	-1.7	-1.4	-0.4
大綠洲—沙漠	-1.2	-0.6	-1.1	-2.2	-3.1	-2.8	-2.3	-1.7	-0.8
13时的平均温度									
沙漠	9.4	19.8	27.2	32.7	35.2	33.7	26.7	18.0	9.1
差值:									
小綠洲—沙漠	0.7	-0.5	-0.1	-0.5	-1.5	-1.7	-0.6	0.3	0.7
大綠洲—沙漠	-0.3	-1.2	-0.7	-1.5	-2.0	-2.1	-1.4	-0.3	-0.3
温度的平均最低值									
沙漠	-0.2	7.3	13.4	18.1	21.0	18.4	11.7	4.8	-2.0
差值:									
小綠洲—沙漠	-0.1	0.2	-0.4	-1.9	-2.4	-3.0	-2.1	-1.5	-1.0
大綠洲—沙漠	-0.9	-0.6	-0.2	-1.1	-1.2	-1.4	-0.8	-0.7	-0.5

6 月到 8 月,此时沙漠中特別炎热(7 月里温度一晝夜中平均甚至达到 30°),在土庫曼大运河北部灌溉地段上的空气温度將比目前出現的温度要低 2° 甚至 3°。这里白天和夜間都不太炎热,而在小綠洲中,夜間温度的降低甚至比白天还大,並且也比大綠洲中夜間的温度降低为大。

为了要說明上述特征,要提醒注意:綠洲中温度的降低是由土壤表面蒸發、蓄水池的蒸發和植物的蒸騰作用所造成的。在位於沙漠

中的綠洲內，这种蒸發和蒸騰作用，不但白天在进行，而且夜間也在进行（虽然强度較小）。此时，假使显著表現出的蒸發的最大值是出现在中午时刻，那么，最大的蒸騰作用，由於自身調節，可以移到早晨和傍晚时刻。綠洲愈小，那么，在土壤足够湿潤的条件下，蒸發就愈强烈（即單位面积上蒸發更多的水分）。可以預料，白天时刻中，在乱流交換大的情况下，大綠洲大的蒸發面对温度的降低起主要影响，夜間在交換显著減弱的情况下，則反之——小綠洲有着大的蒸發强度。

應該指出，綠洲中空气温度最强烈的降低出现在早晨和傍晚，此时太陽輻射和乱流交換的强度較弱，但蒸發却是足够强烈的，白天时刻中的交換加强，以及可能發生的蒸騰的相应減弱，使得最高温度（沙漠中7月里的最高温度可达 45° ）在綠洲中一共只降低 $1-2^{\circ}$ 。

在春季月份和部分秋季月份里，此时灌溉地段与未灌溉地段的热量平衡間的差異減弱，灌溉对热力狀況影响比較小，因此，温度高於 10° 和 15° 的时期的長度減小不大（表15）。大綠洲中的無霜期由於春季来临早甚至稍有增長。大綠洲中無霜期的增長，大概可解釋为：在春季夜間，空气温度差（特别是在冷空气平流的情况下）是不大的^[45]，因此，綠洲中由於蒸發的关系空气的冷却也是不大的，而且由於潮湿土壤的較大的热容量和导热率所引起的热量散失的加强甚至超过了空气的冷却（大家知道，及时进行灌水是防止霜冻的措施之一）。

綠洲中的木本植物在減弱霜冻方面起着一定作用，木本植物能減弱冷空气平流的冷却影响，而这种冷空气平流通常是霜冻的前驅。

温度总和（温度高於一定水平的时期的長度与同一时期平均温度的乘积）对農業生产有很大实践意义。农作物的發育速度与温度的总和有很好的相关^[89]，其中也包括棉花。故此，在表15中列举了温度高於 10° 的时期內的温度总和以及这一数值在灌溉情况下的改变。土庫曼大运河北部沙漠条件所特有的温度总和大於 $4,500^{\circ}$ ，在大綠洲中減少了 500° ，即等於同緯度上沿阿姆河的綠洲中的温度总和，这些地方的气象台站得出的温度总和約为 $4,000^{\circ}$ 。应着重指出，上述温度总和的減小，主要是由於最炎热的时期中温度的降低而产生。

生的,但这一时期中过高的温度实际上并不能为植物所利用。

表 15 生長期的热力指标

地点类型	温度高於下列数值的时期 (日数)				春季最后 一次霜冻 的日期	無霜期	高於 10° 的温度总 和
	10°	15°	20°	25°			
沙漠	205	168	132	84	9/IV	193	4680
差值:							
小綠洲—沙漠	-1	-5	-11	-20		-3	-360
大綠洲—沙漠	-7	-6	-12	-26		5	-510

表 14 和 15 中的資料是根据 2 米高的百叶箱中的观测获得的。广泛的試驗表明,虽然农作物生長的实际热力条件与百叶箱中的观测資料有差異,即使如此,但后者甚至可以有效地用来定量判断依气象条件为轉移的农作物的發育特征,因为在許多情况下充分具有气象狀況的比較特征。但是这些資料畢竟不能完全代替關於农作物發育的实际条件的資料,不能完全代替最近地面空气層的气候狀況,我們要对这一層的气候作直接鑑定。

Л.Н.巴布什金(Бабушкин)依据在波茲苏(Бозсу)[塔什干(Ташкент)]三年的每日观测所作的研究是估价最近地面空气層温度分佈的基础。这些观测中的結論,被飢餓草原試驗站和塞拉夫森(Зеравшан)試驗站的观测証实了。除此以外,为了鑑定沙漠条件,还利用了地球物理現象总台阿雷斯(Арысь)考察队的結果^[109]。

在整个生長期内,白天在未灌溉地段上总是出現明显的温度随高度的降低。在这一个时期的中午时刻内,干燥的土壤表面上近地面層中温度随高度增高是不可能的。被具有强烈蒸騰作用的植物所复盖的灌溉地段的情形則是另一个样子。

表 16 中列举了苜蓿地上 2 米以下的空气層中温度随高度变化的基本类型的頻率(根据 2、50、100、200 厘米高度的观测)。

苜蓿地上在收割以前多半是温度随高度增加,並且,最低值或是位於土壤表面,或是位於某一高度上,而这一高度在大多数情况下相当於植株的高度。收割以前只有 30% 的情况出現温度随高度降低:

收割以后則出現另外一个样子,此时陽光直接投射到土壤表面,而消耗於蒸發的热量也縮減了。在这些条件下,温度随高度降低的机会則增長到70%。

表 16 晴天中午苜蓿地上 2 米以下空气層中温度垂直变化的基本类型的頻率(%)

	温度随高度增加		温度随高度降低,最高值在土壤表面附近	其余类型
	最低值在土壤表面附近	最低值在某一高度上		
收割以前	40	20	30	10
收割以后至再生以前	5	15	70	10

棉田上空气温度垂直分佈的特征如表 17 所示。时期的选择是按照棉花的發育期:4—5月—播种—孕蕾,6月—孕蕾—开花,7—8月—开花—棉鈴开始裂开,9—10月—棉鈴开始裂开—停止生長。

表 17 晴天中午棉田上 2 米以下空气層中温度垂直分布的基本类型的頻率(%)

	IV—V	VI	VII—VIII	IX—X
温度随高度降低	90	95	65	70
温度随高度增加	0	0	10	10
其余类型	10	5	25	20

在棉花生長的前半期中,棉田上几乎都出現温度随高度降低。随着棉株的發育及其封壟,温度随高度降低的机会稍有減小,而且可能(10%的机会)出現相反的温度分佈,即温度随高度增加。应该指出,棉田上出現这种类型的温度垂直分佈的机会在很大程度上依灌溉定額、植物体的厚度及郁閉度为轉移。

为了定量鑑定空气温度随高度变化的强度,在表 18 中列举了 13 时 2—100 厘米一層中具有不同級别的温度差的日子頻率。

級别的頻率与表 16 和 17 中所列举的类型相适应。

如表 18 中所証明的,無論是在未灌溉地段上或棉株中間,在 1 米以下的空气層中随着接近地面空气温度的增高,可以达到,甚至超

过 10° 。在半数场合中,这种增加在未灌溉地段上变动於 1.5 至 7.5° ,而在棉株中則变动於 0.5 至 5.5° 。同时,在生長的前半期(棉株封壟以前)差值多半接近於上述級別的上限,而在后半期中則相反,差值接近上述級別的下限。

表 18 在一定的梯度类型下晴天 2—100 厘米一層中
不同級別温度差的頻率(%)

田地种类	0—0.5	0.6—1.5	1.6—3.5	3.6—5.5	5.6—7.5	7.6—9.5	9.6—11.5	>11.5
温度随高度降低								
無植物的未灌溉地	.	10	20	25	20	20	5	.
棉田	5	15	25	20	15	15	5	.
苜蓿地	15	45	40					
温度随高度增加								
苜蓿地	15	20	50	10	5			

註: 符号·表示机会小於 3%

在苜蓿地上出現了另一种情景。在苜蓿地上温度随高度降低的那些很少有的情况中,这种降低在同样的 1 米層中則不超过 3.5° 。可是,在比較頻繁出現的温度随高度增加的情况下,土壤表面附近可以比 1 米高度处冷 5° 。

在 10—20 厘米以下的一層中温度改变最大。在 20—100 厘米的一層中差異約为 1.5° ,而在 1—2 米的一層中,差異总共才为 0.5° 。

利用温度随高度变化的資料,以及 2 米高度处的温度,就可以大致确定土庫曼大运河北部灌溉地段上苜蓿和棉花植株間的温度。20—50 厘米高度处棉株的叶子在 7 月里白天被温度平均为 35° 的空气吹拂着。这一高度上温度的最高值可以达到 45° ,但是,在下面 1—2 厘米的空气層中,13 时的温度在个别情况中可以超过 50° ,甚至可能达到 55° 。在苜蓿地上,在良好發育的植株的情况下,土壤表面附近决不会預期到有这样高的温度。这里中午的温度約为 30° ,而最高值則不超过 40° 。但是,在收割以后,苜蓿地的温度狀況就接近棉田的情况了。

夜間，無論在灌溉地段和未灌溉地段均出現溫度隨高度增高的情形，但在具有良好發育的植株情況下，最低溫度有時不是出現在土壤表面，而是出現在植株高度上。一天之內的這個時候，溫度隨高度的改變如表 19 所示。

表 19 晴夜(21 時)在溫度隨高度增加的情況下 2—100 厘米層中不同級別溫度差的頻率(%)

田 地 種 類	溫 度 級 別				
	0.0—0.5	0.6—1.5	1.6—3.5	3.6—5.5	5.6—7.5
無植物的未灌溉田	10	40	45	5	0
棉田	10	30	50	10	0
苜蓿地	5	10	35	35	15

假使在未灌溉地段上基本上出現的是 1—3° 的差值，那麼，在苜蓿地上有 75% 的情況出現 1.5° 至 5.5° 的差值。這不僅說明蒸發還可能消耗熱量（特別是在夜間的前幾小時），而且也說明從被密集植株所復蓋着的土壤中出來的熱量是不多的。棉田處於中間位置，但接近未灌溉地段。

夜間也如白天一樣，溫度的主要變化，是發生在最接近地面的空氣層中，但在 1 米和 2 米之間溫度差只略大於 -1°。

因而，與表 14 中所載的 2 米的資料相比較，棉株中間的最低溫度平均要低 3°，而在苜蓿中間甚至低 4.5°。

在霜凍期間，特別是在秋季，最低溫度具有最大的實用意義，此時由於霜凍而損壞的棉株的生長過早停止要顯著降低產量。於是就產生一個問題，根據 2 米高的資料的無霜期的長度，究竟在怎樣的程度上可以直接用來鑑定棉株生長的條件。

根據 А. И. 魯建科(Руденко)^[107]和 В. И. 斯杰潘諾夫(Степанов)^[122]的研究，棉株在 -1°、-2° 的溫度下就死亡（直接在植株高度上的溫度）。根據前面列舉的資料，上述溫度出現在 2 米高度處為 1—2° 的情況下：假使在這一高度上溫度降到 0°，那麼，在棉株中間就將達到 -3°。因此，為了評定棉株生長的條件，最好用最低溫度在 2° 以上的時期的長度（根據 2 米高度的資料）來代替一般採用的無霜期

的長度。按 И. А. 高尔茨貝格的研究^[45], 这个时期比無霜期要短 20 天(根据同一高度上的觀測), 並且比后者早 10 天就結束, 即在 10 月 10 日結束。

在轉为討論土壤溫度时, 讓我們首先來談談土壤表面的溫度。

在表 20 中, 列举了 4—10 月裸露干燥土壤表面的絕對最高溫度的近似值^[108], 以及 5—9 月 13 时土壤表面月平均溫度的近似值。后者是用 E. П. 阿尔赫波娃(Архипова)^[3]所提出的方法計算出來的。

表 20 中的資料的精确度約为 $\pm 5^\circ$ 。

表 20 裸露土壤表面的絕對最高溫度和 13 时的
月平均溫度(近似資料)

溫 度	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
絕對最高溫度	60	70	75	75	70	60	50
13时的平均溫度	—	45	55	65	60	45	—

表 20 中的資料不是土壤最表面的, 而是屬於厚 0.5—1 厘米的表層的, 因为這些資料是根据球部有一半埋入土中的水銀溫度表的觀測得出的。在土壤最表面上溫度還應該更高。

土壤表層的高溫, 不僅出現在沙漠中, 而且也出現在綠洲的未灌溉地段上, 具有干燥稀疏的植物不僅不能使溫度降低, 而且反使溫度增高, 因为这样的植物几乎不能遮蔽土壤, 也不使热量消耗於蒸發, 却使乱流交換大大減弱, 而促使热量在土壤中的聚积。像上节指出过的, 灌溉使土壤表面的溫度显著改变。潮湿的土壤蒸發面所具有的溫度比空气溫度低。在經常湿润的土壤表面上最高溫度比空气的最高溫度低, 比干燥土壤表面的最高溫度低 20—25°。在灌溉棉田上, 在灌水間期中, 土壤表面要渐渐干涸, 这在棉株封壟前的生長的初期中, 使得溫度大大增高, 表 20 中所列的数值就是这种溫度增高的上限。在完全遮蔽的土壤表面上出現的溫度与隣近空气層的溫度相近(与土壤的干燥程度無关)。在棉株中間通常出現的不完全遮蔽的情况下(根据 A. A. 斯克沃尔佐夫的研究, 遮蔽的平均百分数为 70%), 干燥土壤表面的溫度將超过空气溫度, 並且遮蔽愈小, 則超过

愈大。

夜間，土壤表面的溫度在所有的情況下都接近於隣近空氣層
的溫度，平均只差幾度，而在有濃密植株的情況下，夜間土壤表面
的溫度則可能高於隣近空氣的溫度。

灌溉使整個土壤（無論是上層或較深層）的溫度狀況重大改變。

例如，根據Л. Н. 巴布什金的資料，7月里，在棉田上，在棉花
開花期中而棉株遮蔽土壤達30—40%，在每月灌水三次的情况下，5
厘米深度處正午的溫度平均比未灌溉地段要低8°，而到月底這個差
值達到12°。在20厘米深度以下的地方，灌溉地段的溫度則比未
灌溉地段低4—6°。應該指出，在生長開始（5月），在灌水次數較
少而植物本身也不大的情況下，相應的差值大約是1°。到生長末期
（10月）差值也減小，這是由於停止灌水，以及由於在秋季土壤變
冷的情形下，遮蔽土壤的植物復蓋比起未灌溉地段的裸露土壤更能
阻止冷卻的緣故。在表21中列舉了未灌溉地段的土壤溫度，以及
灌溉地段和未灌溉地段各深度的土壤溫度差值（根據氣象站的資
料）。這些差值應該認為過於偏低，因為灌溉地段上的安置直管地
溫表的場地本身却未直接澆水。

表21 80和160厘米深度的月平均土壤溫度
（把度數化到整數）

地 段	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
80 厘米深度									
未灌溉地段	9	15	21	26	30	30	27	22	16
差值： 灌溉地段—未灌溉地 段	0	-1	-2	-3	-4	-5	-4	-2	0
160 厘米深度									
未灌溉地段	11	13	17	22	25	27	26	23	19
差值： 灌溉地段—未灌溉地 段	0	-1	-2	-3	-4	-4	-3	-2	-1

根據表21，灌溉時土壤溫度的降低波及土壤很深的土層。灌溉

地段上,甚至在深於 1.5 米的地方,7 月和 8 月里的土壤溫度還比未灌溉地段低 4°。

現在來鑑定一下在土庫曼大運河河道灌溉的影響下土庫曼大運河北部的空氣濕度,首先讓我們來研討一下 2 米高度處的絕對濕度(表 22)。

表 22 空氣的月平均絕對濕度(毫巴)

地點的類型	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
沙漠	5.6	8.0	8.6	8.7	9.8	8.6	6.8	5.7	5.1
差值:									
小綠洲—沙漠	0.6	1.1	1.8	3.4	3.6	3.7	2.5	1.2	0.4
大綠洲—沙漠	0.3	0.4	1.8	4.2	5.4	5.4	3.6	1.6	0.8

由表 22 中可見,夏季月份里大綠洲中的絕對濕度增長到為沙漠的 1.5 倍甚至更多;小綠洲中濕度的改變也是很大的。秋季,就如春季一樣,差值緩和了,絕對濕度的日變化比較不大,因此就不提它了。

在表 23 中列舉了 7、13 和 21 時的 2 米高度處的空氣相對濕度。

夏季中午,在相對濕度最小的時期中,此時沙漠中 3 個月內平均的相對濕度不到 20%,而在個別的日子裡甚至低於 10%,這時在灌溉的影響下相對濕度的增加是比較不大的(小於 10%)。最大的差異出現在夏季月份的傍晚、夜間以及清晨,此時,濕度差異(特別是在大綠洲中)超過 20%。在一天內的這些時刻,大綠洲中的空氣相對濕度,即使在最乾燥的月份裡,也在 50% 以上。關於綠洲條件下的最高相對濕度目前尚難判定,因為它出現在日出之前,所以不能用定時觀測來說明。

現在讓我們回轉來研究一下最低相對濕度(用 13 時的觀測就足夠精確了)。從 5 月起到 8 月止,甚至在大綠洲的條件下 13 時的平均相對濕度也小於 30%。因此,白天 2 米高度處的相對濕度相當低,雖然相對濕度低於 30% 的日數(這種日數是大气干旱的一種附加標準)畢竟有相當大地減少——一年內以 150 天代替了沙漠中的 200 天。但是,在田地上苜蓿與棉花植株中間,在植株封壟以後,甚至在

白天相对湿度也比沙漠中高得多,白天沙漠中的相对湿度随着接近土壤表面而减小。在具有浓密植株的田地上,特别是在温度全昼夜均随高度增加的情况下,植株中的相对湿度比百叶箱中要高20—25%,因而比沙漠中同一高度上的相对湿度要高30—35%。但是,在稀疏植株的情况下,特别是在棉花生长的初期,由于温度增高,棉田的相对湿度随着接近土壤表面而减小。此时,可以根据2米高度处的观测把大气干旱的比较评定(沙漠和绿洲中的对比)初步近似地向下推至棉株的高度。

表 23 月平均空气相对湿度(%)

地点类型	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI
7时									
沙漠	72	64	47	34	32	34	40	53	74
差值:									
小绿洲—沙漠	11	6	6	12	17	19	16	16	9
大绿洲—沙漠	11	4	7	16	22	23	21	19	10
13时									
沙漠	47	36	23	19	19	19	23	30	47
差值:									
小绿洲—沙漠	5	4	5	6	8	9	8	4	0
大绿洲—沙漠	5	2	5	7	8	8	8	4	1
21时									
沙漠	66	54	39	28	26	27	32	42	67
差值:									
小绿洲—沙漠	0	2	7	8	9	13	15	12	0
大绿洲—沙漠	3	3	7	16	21	23	13	16	1

所有关于绿洲中(特别是2米高度)空气温度降低和空气湿度增高的资料,是根据风速减弱(减弱20—30%)(与沙漠地相比)条件下的观测得出的,并且这些资料完全可以属于具有同样性质的木本植物的绿洲(这种木本植物是我们中亚细亚的绿洲在前20—30年期间所特有的)。

当然就产生了一个问题：对上面所列举的数值要施行怎样的修正，才能使获得的资料作为具有特殊的护田林带网格的绿洲的典型资料。

大家知道，林带的防风效应（减弱水平输送和垂直交换）依林带间田野的形状、林带的结构及其高度为转移。根据所进行的计算^[80]，在 $400 \times 1,200$ 米² 面积的林带间田野上，在树高为 15 米和最适宜的林带结构的情况下，防风效应可以达到 50%，即大大超过了我们的资料所相当的风的减弱量。在上述条件下（田野面积为 50 公顷），可以预期到空气温度的降低和空气湿度的增高，将比我们表中所列的数值要更大（特别是在白天）。至于说到霜冻期中（即在较高的空气湿度下）的最低温度，那么，正像在帕赫塔-阿拉尔（Пахта-Араль）的观测所表明的一样^[81]，在这种情况下，林带使最低温度增高，从而减少了霜冻的机会。但对面积为 100 公顷的林带间田野来说，防风效应是 20—30%，因而在这种情况下我们的资料仍然保持着它的效力。

现在让我们来讨论一下苏联欧洲部分条件下灌溉对近地面空气层的温度和湿度的影响特征。这里首先碰到一个问题，就是缺乏大灌溉面积的相应的资料。不大的空旷田野上的观测只容许近似估计植株中间的空气温度与空气湿度的改变。在面积为几公顷的不大地段上，灌溉地段与未灌溉地段之间的差异通常在 2 米高的地方就缓和了。下面我们就来处理几公里长的大灌溉面积的问题。因此，为了确定这些面积上的空气温度和空气湿度的可能变化，就需要运用间接的计算方法。灌溉时空气温度的可能变化的理论计算方法将在下一节中叙述。

为了概略估计苏联欧洲部分干旱地区中灌溉地段上空气温度的降低和空气湿度的增加，可以假定，这些改变，根据与中亚细亚相比，应该按未灌溉地段和灌溉地段蒸发差值的减小而成正比例地减小。由于缺乏某些其他资料，就只好限于以 П. С. 库金（Кузин）的资料^[84] 来鉴定未灌溉区域的蒸发，而灌溉区域上的蒸发则视为等于辐射热所保证蒸发的水量，这一数量大体上与试验资料相符。把苏联欧洲

部分灌溉地段和未灌溉地段的蒸發差值用中亞細亞沙漠和綠洲的蒸發差值的百分数来表示,然后,利用这些数值以及中亞細亞沙漠和綠洲中的空气温度差值,就可算出苏联欧洲部分相应地区的未灌溉地段与灌溉地段上空气温度的差值。

这些計算表明,苏联欧洲部分在灌溉的影响下空气温度和空气湿度的改变虽比中亞細亞小,但在許多場合下这些改变仍具有实际意义。例如,7月的月平均温度降低了1—2°,温度总和則降低了100—300°,其中下限屬於草原地区的,上限則屬於半沙漠地区。

灌溉区域上温度总和的減少具有最大的实际意义。問題在於苏联欧洲部分南部和东南部目前棉花的早熟品种是在無灌溉即更高的温度总和的情况下栽培的。灌溉地段上温度总和的降低(与棉花的發育速度很有关系)要求有补充措施来保証这一重要作物在其推广的北界限附近的灌溉地上能获得高额产量(培育新的更早熟的品种、輪換灌水地段与未灌水地段、最大量的減少無效蒸發等等)。

为了鑑定灌溉对最下層空气的温度和湿度的影响,可以利用Л. А. 高魯別娃(Голубева)的資料^{[42]·[43]},这些資料是她在瓦盧依(Валуї)試驗站和叶尔碩夫(Ершов)試驗站获得的,因此,可以代表伏尔加河东岸干燥草原的情况,这里的农作物地,不仅有灌溉地段而且也有未灌溉地段。由此,灌溉对空气温度和空气湿度的影响,可以根据同一作物的灌溉田地与未灌溉田地的对比来确定。

現有的資料是屬於兩次灌水小麦的。在生長的前期(抽穗前),虽然灌水,但差異不大,这应归於生長前期未灌溉地段有較大的湿润,以及都是同样的不大的植株的緣故。白天未灌溉田地上所出現的温度随高度降低的情况,在灌溉田地上却被等温現象所代替。这一时期中在干燥的日子里,植株高度处中午温度的差異为1—1.5°,在植株深处則增到3°。

在开花—籽粒灌浆期的第二次灌水以后,灌溉地段与未灌溉地段間的差異显著增長,直接促成这种情况的原因是:繼續不断干化的未灌溉地段与重新灌溉的地段間水分保証的差異的增加,以及灌溉田地上厚密得多的植株的蒸騰能力的差異。結果,在未灌溉田地上温

度随高度降低的情况,在灌溉田上却被明显的温度随高度增加的情况所代替。在这一时期的干燥日子里(在相对湿度为25%时),植株高度处空气温度的差异平均达到3°,而在植株深处则甚至达到6°。在紧接灌水后的个别日子里,这种差异可能更大。

至於說到土壤表面温度,那么,在未灌溉田地上的稀疏的小麦植株中間,土壤表面温度和裸露土壤的情况是一样的,因为在这样的田地上土壤表面輻射平衡的某些减弱已被乱流交换的减弱所超过。

在表24和25中列举了緯度50°和55°上裸露土壤表层的绝对最高温度^[109],以及对伏尔加河-烏拉尔河三个河間地区用E. П. 阿尔赫波娃的方法所計算出的裸露土壤表面13时的月平均温度。

表24 裸露土壤表面的绝对最高温度

緯 度	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
50°	55	65	70	70	65	55	40
55°	50	60	65	65	60	50	40

表25 裸露土面13时的月平均温度

伏尔加河-烏拉尔河的河間地区	IV	V	VI	VII	VIII	IX
北 部	15	20	30	35	30	20
中 部	15	20	35	40	35	20
南 部	20	30	40	40	40	30

灌溉田地上在个别日子里,在植株未完全封壟和土壤表面干燥的情况下[在生长的开始和結束(成熟过程中植株变干的情形下)时最可能出现这种情况],土壤表面的温度可能接近未灌溉田地的温度。但是在开花到籽粒灌浆期中,在明显表现出的逆温的情况下,灌溉地段土壤表面的温度则比未灌溉地段低得多。

灌溉田地与未灌溉田地土壤表面温度的差异虽不直接影响农作物发育速度的差异,尽管如此,但这种差异也具有重要意义,因为这种差异决定了那些在土壤表面进行生命活动的微生物与害虫的发育的条件。

溫度的降低也擴及土壤深層，而且，也像在空中一樣，溫度最大的降低，出現在植株最發展的和蒸騰最大的時期，即開花—籽粒灌漿期。此時，白天在 10 厘米深度處土壤溫度的差異平均達到 3° 。

灌溉地段上的空氣相對濕度隨着接近土壤表面顯著增加。例如，在開花—籽粒灌漿期中，即使對這一時期平均說來，植株高度處中午的空氣相對濕度也比 2 米高度處要高 15%，而植株深處則比 2 米高的地方要高 30%。

可是，此時未灌溉麥田上相對濕度幾乎不隨高度改變，因為隨着接近土壤表面不僅空氣的絕對濕度提高了，而且溫度也增高了。

正如 E. П. 阿爾赫波娃和 M. Я. 格列波娃 (Глебова) 根據地球物理觀象總台在卡明草原的考察材料作的預先結論所表明，在森林草原條件中，在有干旱風的情況下以及在相對濕度為 15—50% 的情況下，在充分灌溉的地段上，緊接灌水以後，也可獲得空氣溫度的很大降低 (植株深處達 9°) 和土壤表面溫度的很大降低 (達 30°)，以及相對濕度的增高 (達 60%)。當然，在森林草原中空氣溫度與空氣濕度這樣大的改變比在干燥草原中出現的機會要少。

在農作物的最重要的發育期中，在灌溉的影響下，空氣溫度和空氣濕度發生的重大改變 (在干旱風時特別顯著)，證明灌溉不僅是防止土壤干旱而且也是防止大氣干旱的極有效的措施。

現在讓我們來討論一下林帶對無灌溉的林帶間田野的熱力狀況的影響。

現有的關於林帶對空氣溫度的影響的實驗證明：1. 在林帶的影響下溫度的改變，在最近地面的空氣層中通常不超過 $1—2^{\circ}$ ，而且多半是直接出現在林帶附近 (50—100 米距離以內)；2. 這種變化隨天氣條件和林帶的結構為轉移，甚至在符號上也可能有不同。後一情況，特別說明了許多作者的結論的相互矛盾，其中也包括林帶對無霜期長短的影響的問題。

根據本章第一節中所敘述的一般理論前提、過去許多著作的廣泛試驗 (Г. П. 馬嘉金作了最完全的綜合^[97])，以及地球物理觀象總台卡明草原考察隊的研究結果，可以提出林帶對林帶間田野的熱力

狀況的影响的机械作用如下：

林帶系統：

- 1) 減弱垂直交換與水平輸送；
- 2) 增加土壤中的水分儲藏量，從而增加蒸發與消耗於蒸發的热量（依靠蓄雪和增加降水）；
- 3) 導致產生地方性環流（林帶—田野）。

上述每一種作用的热力效应依一天的時間、季节、天气条件和林帶本身的类型为轉移而改变。

純粹表現其中一種作用的机会很少。虽然如此，但把这些影响分开來討論也有着一定的意义，因为这能帮助綜合多年观测的結果和分辨个别研究者的矛盾的結論。

在植株影响帶範圍以內各高度上，白天第一个因子——交換的減弱——在大多数情况下引起温度增高，这在本章第一节中已表明了。但在土壤充分湿润及植株有强烈蒸騰的那些少有的情况下，相对湿度和露点温度是很低的，空气增热依靠暖空气平流产生，这时交換減弱也可以使此高度上的温度減低。在有旱風时可以發現这种現象。

虽然交換減弱，但与空曠的田野相比較，第二个因子，即土壤中水分儲藏量的增加，也促使产生更强烈的蒸騰，特別在土壤湿度方面的差異特別大的春季更是如此。由於消耗於蒸騰的热量增加，林帶間田野上的温度就降低了。

另一方面，較大的湿润不仅促使形成厚密的植株，而且也促使形成較高的植株，特別在最靠近林帶 20—50 米的地方更是如此。例如，根据“巨人”森林水文气象站的資料，1950 年林帶附近的小麦的高度为 70 厘米，而田野中央为 40 厘米。湿润也能使植物表面附近的空气温度降低。

第三个因子——地方性環流——的影响出現在当林帶—田野間存在温度差的一切情况下，这一差值愈大，則地方性環流也愈强，这一温度差值決定於林帶的寬度、通風度，以及林帶和田野的蒸發和蒸騰的强度的差異。

地方性环流和平流的巨大作用特别表现在具有厚大林带的卡明草原的田野上(地下水可能参加了林带的水分供应)。E. П. 阿尔赫波娃和 M. Я. 格列波娃的研究表明,林带内部和林带间田野中空气温度间的差值达到 2—3°。一天个别时刻内林带间田野上所出现的空气湿度的递增情况证实了这种情况下有地方性环流存在。M. Я. 格列波娃在位于苏联科学院森林研究所试验站区域内[过去 B. B. 杜库恰耶夫考察队的斯塔罗别尔斯克(Старобельск)试验地段]的吉尔库耳(Деркул)森林气象站上进行的研究^[41]证实,并不是任何林带,甚至是宽林带,才能产生使温度降低的地方性环流。这里在宽的(50米)但树木(櫟树、栎树、榆树)不茂密的林带中间,只是 20 厘米高度的温度比田野低,而 1.5 米高度的温度还稍稍超过田野中的温度。С. П. 斯米尔诺娃(Смирнова)^[121]表明,在“巨人”国营农场的林带中也出现有同样情形。

林带间田野的热力状况决定于林带三种作用的形式配合,此种配合在一定的生长时期内,一定的天气类型下,形成是不同的,这种配合也依田野本身的特征和林带的结构为转移。

现在我们试图对被浓密的谷类作物植株所复盖的田野的热力状况作某些综合。

在所有三个因子都能起作用(其中包括由于土壤中水分储藏量增高而有较强的蒸腾)的生长的初期中,白天温度降低的机会与生长期的其余部分相比较是最大的。这时,干旱风情况下的高的空气温度的相对降低是最可能的。随着林带间田野和空旷田野土壤中水分储藏量的差异变小,这一因子的影响也减弱了,结果林带间田野上温度增高的机会也增加了。这一时期中,温度降低的较大的机会,只有在具有类似卡明草原的林带那样的厚密、蒸腾强烈而又通风的林带的情况下才有可能。要形成这样类型的林带,显而易见,只有靠地下水或灌溉才有可能,因为为了保证林带本身强烈蒸腾所需的土壤中的水分储藏量仅靠田间蓄雪未必可能。可以预料,在高的空气湿度下林带田野增热的机会会增加。显然可见,在北方湿润地区(这里任何温度增高只是希望而已)中通常在林带间田野上出现的温度的增

高正是与此有关^[46]。秋耕休閒的林帶間田野土壤表面的增熱則是更有可能的,這種田野具有的特徵(不依林帶為轉移)是消耗於蒸發的熱量減少。夜間亂流交換減弱引起溫度降低(但只有在沒有冷空氣平流的情況下),反之則引起溫度增高。

主要出現在無風情況下的林帶—田野間的地方性環流使林帶間田野的溫度增高, M. Я. 格列波娃已證明了這一點^[41], 這種影響依林帶—田野間的溫度差和林緣的性質為轉移。把林帶內部隔絕起來的濃密的林緣會減弱這種影響。

在冷空氣平流情況下, 空氣穿過林帶也促使溫度增高。

在生長的不同時期內, 依天氣條件總的綜合為轉移, 上述因子的影響表現是不同的, 並且植物感受也是不同的。夏季炎熱的夜晚(特別是在空氣相對濕度低的情況下)帶來相對濕度自動增高的溫度的降低應該看作是林帶間田野的有利的特徵, 它不僅幫助植物恢復膨脹, 而且也使呼吸作用減弱, 從而促進保持白天所積累的碳水化合物。

春季和秋季可以預料到林帶中間夜間溫度降低的可能性減少。在這個季節中, 相反地, 依靠林帶減弱冷空氣平流, 最低溫度增高更有可能。

只在5月末和6月初, 輻射晚霜凍有時能給林帶間田野帶來溫度的補充降低。在夜間不依林帶為轉移而出現無風的地勢低凹的條件下, 依靠林帶與田間的交換, 林帶甚至可以使霜害的危險性減低。只有在不通風林帶可以阻止冷空氣自然流動的坡地上, 位於這些林帶以上的那些地段霜害危險性增加的可能性完全成為現實。位於斜坡上部的林帶則相反, 使處於林帶以下的地段的霜害危險性減低(不依林帶結構為轉移)。

利用林帶對小氣候的上述幾種作用的分析, 也可以在空氣濕度方面作出某些結論。

由於亂流交換的減弱, 林帶只能使植株高度上的空氣絕對濕度增高, 而且, 土壤愈潮濕, 上層的空氣相對濕度愈低, 即植物蒸騰愈強烈, 則這種增高也愈大。在土壤中有足夠的水分儲藏量的情況下, 當

有干旱風时則可以預期到絕對湿度增加特別大。

至於提到相對湿度,那么应考虑到,它不仅依絕對湿度为轉移,而且也依温度为轉移,只有在温度同时增高的条件下才能預期到相對湿度一定增高(參看上面所述)。在温度增高的情况下,相對湿度改变的性質我們現在还不能判定,因为为了作这种判定已經不是需要定性的分析,而是需要定量的分析。

这里所拟定的林帶对热力狀況的影响的性質的定性描繪應該看成是初步近似的情况,这种初步近似的描繪,無論在各个作用类型的可能性方面或温度改变本身的数值方面,都需要作定量的說明。但是,有了这里所研討出来的概略描述就便於分析实验材料,最近不仅已經积累了这种实验資料,而且也在很大程度上自發地作了綜合。

第三节 灌溉时热力狀況改变的分析

前面已經說过,由局地灌溉所产生的近地面空气層热力狀況的改变具有重大的实践意义。同时,为了规划农业生产,常常需要有未作气温和热通量分佈观测的那些条件下热力狀況改变的定量鑑定。必需注意到,灌溉时热力狀況的改变是依許多因子的結合为轉移的。

茲將在最大程度上影响这些变化的因子列举如下:

1. 灌水定額和灌水間期的時間間隔 一定時間間隔內灌溉田获得水量和蒸發水分愈多,則灌溉田和未灌溉田之間的热力狀況的差異就愈大。

2. 灌溉地段的面积 在單位面积的蒸發总量相同的情况下,小面积地段上的空气要比大面积地段上的空气暖,这是由於周圍地区暖空气平流的緣故。

3. 風速和乱流交換系数 彼此密切有关的这两个因子决定着离灌溉地段边界一定距离上的边界層的厚度(即其中發生温度改变的一層)。边界層內温度随高度的分佈基本上是依这些因子为轉移的。

4. 下垫面的輻射特性(首先是下垫面的反射能力) 由於反射能力的改变,灌溉地段上吸收輻射的总量就与沙漠中或未灌溉草原

中相应的总量有显著差异,而且,差异的程度依植物复盖的密度和状态,以及土壤上层的湿度为转移。这些差异也要直接影响灌溉时的热力状况的改变。

假使现在需要在上述因子的一定的数值情况下来评定灌溉的热力效应,那么很明显的,这不是总能够搜集到类似条件下的观测资料。因此,在上节中所述的现有的实际资料对用来评定在多种多样的天气-气候条件下应用灌溉的热力状况的改变是不够的。

为了满足一系列的生产要求,就必须详细确定各种因子对热力状况的影响,以及确定灌溉地段上空气变性的规律性。当有了这个问题的理论上的解决,我们就能对各个影响因子的数值的多种多样组合作具体的计算。

气团变性的理论在近几年内苏联作者们的研究中获得了很大发展。但是,为了解决灌溉地段上空气变性的具体任务,必须使任务的物理提法更明确,主要是用详细确定下垫面上的边界条件的办法。为了解决这一任务,收集所有各风向的资料是适当的,并且要单独评定每一风向的热力效应。很显然的,考虑各个方位风的频率,而把这样确定出的数值加以平均,然后就可获得总效应。

使轴OX顺着风向,距离读数从灌溉地段向风边算起。从运动质点的温度改变决定于热量的垂直乱流输送这一假设出发,就可获得问题的解决。此时必须检查,我们未计算的辐射热传递的效应比起这个主要的热传递过程的效应要小多少。

辐射和乱流的热流入量的各种类型的比较评定表明,在空气温度的显著改变不扩大几十米以上的情况下,忽略辐射热传递是不允许的。其次我们可以看出,对不超过几公里的X值来说,这个条件是正确的。然而,正是在距灌溉地段向风边缘比较不大的这些距离上,热量平流却要重大地影响近地面空气层的热力状况,因此,所作的简化完全适应于我们的任务的本质。

现在我们采用下列简化形式的热流入量方程式(我们忽略了对近地面层不重要的、绝对温度和平衡^[22]温度的垂直梯度间的差异):

$$u \frac{\partial \theta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k \frac{\partial \theta}{\partial z} \right], \quad (35)$$

式中——空气温度， u ——平均风速， k ——乱流交换系数， x, z ——水平和垂直座标。

在平均条件的情况下，近地面空气层中交换系数与高度的依赖关系可以很好地用下列线性函数内插得出：

$$k = k_1(z + z_0), \quad (36)$$

式中 z_0 ——称为粗糙度参数（因次为长度）， k_1 ——高度增加 1 米时交换系数的增量。

风速在这些条件下按对数规律改变

$$u = u_1 \frac{\ln \frac{z + z_0}{z_0}}{\ln \frac{z_1 + z_0}{z_0}}, \quad (37)$$

式中 z_0 ——也是粗糙度参数， u_1 —— $z = z_1$ 高度上的风速。

(36)和(37)两式对比关系的结论可参看[87]。座标系统的原点我们是这样来选择的：使 $z = 0$ 高度上的平均风速变为零。零高度的这种选择，显然是风的分佈规律的理想化结果，因为在直接靠近粗糙的下垫面的地方，风不仅依高度为转移，而且也依非均匀面的空间分佈为转移。在空间的每一点上，对时间平均的风速具有一定的数值，而且在某些地方（在非均匀面的背风面）产生与主要气流相反的气流。然而，详细描述下垫面附近速度的空间分佈既无实践兴趣，也无理论兴趣。粗糙面附近产生的停滞的涡旋带则有重要意义，对于每个这种涡旋带，平均风速等于零，但涡旋带中的乱流运动当然还是存在的。

非均匀面和与其相应的停滞带的面积愈大，则乱流应力的数值就愈大，平均风速的廓线的曲度也愈大。同时，粗糙度参数 z_0 值增加，平均风速变为零的那一高度上的交换系数值 ($k_0 = k_1 z_0$) 也相应增长。

从停滞涡旋带的存在还可作出一个重要结论：不能把与下垫面的温度和湿度的平均值相一致的数值作为平均风速变为零的高度

($z=0$)上的相应值。

这些数值之间的差异可以是极大的，我們試圖用同一模型的框子来表示这些数值。为此应假定在下垫面高度与 $z=0$ 高度之間有一平均厚度層 z_n ，此層中的平均風速等於零¹⁾。

那么，由方程式(35)則得

$$k(z) \frac{\partial \theta}{\partial z} = \text{const} = -\frac{P}{\rho c_p}, \quad (38)$$

式中 P ——由下垫面来的乱流热通量， c_p ——單位体积空气的比热。

於是

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = -\frac{P}{\rho c_p k(z)}$$

以及

$$\theta_w - \theta = \frac{P}{\rho c_p} \int_{z_n}^0 \frac{dz}{k(z)} \quad (39)$$

式中 θ_w ——下垫面的温度， θ —— $z=0$ 时的温度。按所作的起始高度的选择， z_n 是負值。

可是，在第三章中已經討論过方程式(39)右边部分所包括的积分。这一积分表示下垫面与大气間乱流輸送条件的积分特性—— D ：

$$\frac{1}{D(z)} = \int_{z_n}^z \frac{dz}{k(z)}.$$

相应地我們可以引入下列表示符号

$$\frac{1}{D_0} = \int_{z_n}^0 \frac{dz}{k(z)} \quad (40)$$

並可把(39)式改写成

$$\theta_w = \theta + \frac{P}{\rho c_p D_0}.$$

最后，可用 $z=0$ 高度上的温度梯度来表示乱流热通量：

$$\frac{P}{\rho c_p} = -k_0 \left. \frac{\partial \theta}{\partial z} \right|_{z=0} \quad (41)$$

1) 引用片流層导致类似結果。

最終則可用下列关系式来表示下垫面的温度

$$\theta_w = \theta - \frac{k_n}{D_0} \frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (42)$$

現在可以轉来拟定 $z=0$ 高度問題的边界条件。为此需利用下垫面的热量平衡方程式

$$P = S + A - \Pi - LE - B, \quad (43)$$

式中 S ——吸收輻射, A, Π ——相应为由上向下和由下向上的長波輻射通量, E ——蒸發速度, L ——蒸發潛热, B ——土壤中的热通量。

热量平衡各組成部分的改变的計算我們是对白天时刻进行的, 这一时刻中蒸發和热量交換最强, 因此, 热力狀況的改变也具有最大的数值。在灌水間期內, 灌溉地段每一点上蒸發总量的增加, 与未灌溉地段的对照点相比較是近於一样的, 等於 $\lambda\eta Q$, 此处 Q 为灌水定額, η 为有效利用供給田間的水分的系数, λ 为晝夜蒸發总量中白天蒸發的部分(在一般的灌水定額情况下系数 η 和 λ 的数值稍小於 1)。

用产生蒸發的时间間隔除 $\lambda\eta Q$ 值, 便获得灌溉地段和未灌溉地段蒸發速度的差值 $E - E'$ (此处和以后凡帶有撇号的数值都表示进入灌溉地区以前的空气的特征)。

於是

$$E - E' = \frac{\lambda\eta Q}{mT_\pi}, \quad (44)$$

式中 m ——前后兩次灌水間的日数, T_π ——晝夜中白天的持續時間。

如果下垫面是足够均一的, 那么, 吸收輻射不依 x 为轉移, 不能用一点的測量来确定。土壤中的热通量数值, 根据在很長時間間隔內的累計, 只提供出較小的总量, 照例, 此总量可以略而不計。

在我們所討論的距离範圍內, 由輻射热流入量所制約的空气逆輻射 A 的改变也是很小的。可是, 把由下向上的長波輻射通量 Π 作为常数是错误的, 因为長波輻射通量要重大地依下垫面的温度为轉移。实际上, Π 決定於下列条件(可參看[22])

$$\Pi = \Delta A + (1 - \Delta)\sigma\theta_w^4, \quad (45)$$

式中 Δ ——下垫面的長波反照率($\Delta \approx 0.1$), σ ——斯梯芬-波茨曼常数($\sigma = 1,37 \cdot 10^{-12}$ 卡/厘米²·秒·度⁴)。

現在,下垫面的溫度,用 $z=0$ 高度上的溫度和根據同一高度的溫度所導出的溫度來表示。根據(41)式,我們也可以用 $\frac{\partial \theta}{\partial z} \Big|_{z=0}$ 來表示 P ,於是獲得所需要的邊界條件。

因為由灌溉所制約的溫度的改變有主要意義,所以我們把方程式和邊界條件作某些改變,引入如下變換式:

$$\theta = \theta' + \vartheta, \quad (46)$$

式中 θ' ——空氣進入進行灌溉的地區以前的溫度, ϑ ——溫度的偏差。

讓我們詳細研討一下用函數 $k(z)$ 和 $D(z)$ 來表示的灌溉地段邊界左右的空氣亂流狀態。在本節末尾,將要提供由於灌溉地段和未灌溉地段層結差異,以及在灌溉地段周圍栽植樹木所產生的亂流交換的強度的改變對灌溉地段熱力狀況的影響的近似評定。

在灌溉地段的向風邊左面的溫度 θ' 不依 x 為轉移,而熱流入量方程式可寫成

$$\frac{\partial}{\partial z} k \frac{\partial \theta'}{\partial z} = 0. \quad (47)$$

現在把(46)式中的溫度值代入方程式(35),並考慮到關係式(47),便獲得

$$u \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial z} \left[k(z) \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \right]$$

或者,用(36)和(37)式的交換系數值和風速值來表示

$$u_1 \frac{\ln \frac{z+z_0}{z_0}}{\ln \frac{z_1+z_0}{z_0}} \frac{\partial \vartheta}{\partial x} = k_1 \frac{\partial}{\partial z} \left[(z+z_0) \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \right]. \quad (48)$$

其次,把(46)式代入(45)式,並把含有高於第一幕級的 ϑ 的各微項略去,便獲得

$$\Pi = \Pi' + 4(1-\Delta)\sigma\theta'_w\vartheta_w$$

由關係式(42),我們可用 ϑ_0 和 $\frac{\partial \vartheta_0}{\partial z} \Big|_{z=0}$ 來表示 ϑ_w :

$$\vartheta_w = \vartheta_0 - \frac{k_0}{D_0} \frac{\partial \vartheta}{\partial z} \Big|_{z=0} \quad (49)$$

还可获得乱流热通量的表示式

$$P = -\rho c_p k \left(\frac{\partial \vartheta'}{\partial z} + \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + \gamma_p \right) = -\rho c_p k \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + P' \quad (50)$$

把所获得的 P 和 Π 值代入下垫面热量平衡方程式(43)便得到 $z=0$ 时的条件

$$-\left[\rho c_p k_0 + 4(1-\Delta) \sigma \theta_w'^3 \frac{k_0}{D_0} \right] + 4(1-\Delta) \sigma \theta_w'^3 \vartheta = S + A - \Pi' - LE$$

因为,对于未灌溉地段来说,下垫面的热量平衡方程式为:

$$S' - A' - \Pi' - LE' - P' = 0,$$

所以我们更可以把我们的边界条件写成:

$$\begin{aligned} -\left[\rho c_p k_0 + 4(1-\Delta) \sigma \theta_w'^3 \frac{k_0}{D_0} \right] \frac{\partial \vartheta}{\partial z} + 4(1-\Delta) \sigma \theta_w'^3 \vartheta \\ = -L(E - E') + S - S' \end{aligned} \quad (51)$$

虽然右边部分的主要项是第一项,但吸收辐射的改变一项也具有同样的量级。照例,它的符号与第一项的符号相反,要显著地减小灌溉的热力效应。

引入表示号

$$\begin{aligned} \frac{4(1-\Delta) \sigma \theta_w'^3 z_0}{\rho c_p k_0 + 4(1-\Delta) \sigma \theta_w'^3 \frac{k_0}{D_0}} &= \alpha, \\ \frac{[L(E - E') - S + S'] z_0}{\rho c_p k_0 + 4(1-\Delta) \sigma \theta_w'^3 \frac{k_0}{D_0}} &= \beta, \\ \vartheta &= \beta \tau, \end{aligned} \quad (52)$$

最后,可将边界条件改写为

$$z_0 \frac{\partial \tau}{\partial z} - \alpha \tau = 1. \quad (53)$$

在边界层(在其中发生温度改变的一层)的上界 $\tau=0$ 。此外,乱流热通量 P 应等于边界层外的通量 P' 。

让我们用 h 来表示边界层的厚度。显然的, h 是依 α 为转移的

函数。

为了简化方程式(48), 讓我們引入新的無因次变量

$$\text{和 } \zeta = \ln \frac{z+z_0}{z_0} \quad (54)$$

$$\xi = \frac{k_1}{u_1} \ln \frac{z_1+z_0}{z_0} \chi. \quad (55)$$

那么, 方程式(48)在經過不复杂的改变以后, 就成为

$$\frac{\partial \tau}{\partial \zeta^2} = \zeta e^\zeta \frac{\partial \tau}{\partial \xi}. \quad (56)$$

更令

$$\ln \frac{h+z_0}{z_0} = \delta(\xi). \quad (57)$$

那么, 边界層上界的条件就可改写为

$$\tau(\delta) = 0 \quad (58)$$

和

$$\left. \frac{\partial \tau}{\partial \zeta} \right|_{\zeta=\delta} = 0. \quad (59)$$

$\zeta=0$ 高度上的条件为

$$\frac{\partial \tau}{\partial \zeta} - \alpha \tau = 1. \quad (60)$$

为了任务的解决, 我們要利用不久前 M. E. 什維茨(Швейц)^[134]
^[135]所提出的、对用於解决許多边界層理論問題很成功的近似方法。

在零級近似值中我們就舍去方程式(56)的右边部分, 並使之滿足於边界条件(58)和(60), 於是便获得

$$\tau_0 = -\frac{\delta - \zeta}{1 + \alpha \delta}, \quad (61)$$

此时 δ 是 ξ 的函数。

由下列方程式可获得一級近似值

$$\frac{\partial^2 \tau_1}{\partial \zeta^2} = \zeta e^\zeta \frac{\partial \tau_0}{\partial \xi}. \quad (62)$$

对 ξ 在兩次积分以后, 就得到含有兩個任意常数的解, 为了确定此任意常数只要利用已有的三个边界条件(58)——(60)中的兩個就够

了。当使之满足其余一个边界条件时，便得到确定依赖关系 $\delta(\xi)$ 的方程式

$$\frac{1}{(1+\alpha\delta)^2} \left\{ 1 - 4\alpha + 6\alpha^2 + e^{\delta} [\delta - 1 + 2\alpha(\delta^2 - 2\delta + 2) + \alpha^2(\delta^3 - 3\delta^2 + 6\delta - 6)] \right\} \frac{d\delta}{\alpha\xi} = 0. \quad (63)$$

按边界条件

$$\delta|_{\xi=0} = 0.$$

积分(63)式便得到

$$\xi = \left(\delta - 2 - 2\alpha \frac{\delta - 3}{1 + \alpha} \right) e^{\delta} + \frac{\delta + 2 - 2\alpha(\delta + 3)}{1 + \alpha\delta}. \quad (64)$$

由这个关系式中确定 $\delta(\xi)$ 之后，我们可以再从下列表示式求 $\tau(\xi, \zeta)$

$$\begin{aligned} \tau = & - \\ & - \frac{e^{\delta} [\delta^2 - 2\delta + 2 - \alpha(\delta^3 - 3\delta^2 + 6\delta - 6) - \zeta(\delta - 1) - \alpha\zeta(\delta^2 - 2\delta + 2)]}{e^{\delta} [\delta - 1 + 2\alpha(\delta^2 - 2\delta + 2) + \alpha^2(\delta^3 - 3\delta^2 + 6\delta - 6)] + 1 - 4\alpha + 6\alpha^2} \\ & - \frac{e^{\zeta} [\zeta - 2 + \alpha(\zeta^2 - 4\zeta + 6)]}{e^{\delta} [\delta - 1 + 2\alpha(\delta^2 - 2\delta + 2) + \alpha^2(\delta^3 - 3\delta^2 + 6\delta - 6)] + 1 - 4\alpha + 6\alpha^2}. \end{aligned} \quad (65)$$

还可得到下垫面温度差的表示式。

为此首先要计算

$$\begin{aligned} & \frac{\partial \tau}{\partial \zeta} = \\ & = \frac{e^{\delta} [\delta - 1 + \alpha(\delta^2 - 2\delta + 2)] - e^{\zeta} [\zeta - 1 + \alpha(\zeta^2 - 2\zeta + 2)]}{e^{\delta} [\delta - 1 + 2\alpha(\delta^2 - 2\delta + 2) + \alpha^2(\delta^3 - 3\delta^2 + 6\delta - 6)] + 1 - 4\alpha + 6\alpha^2} \end{aligned} \quad (66)$$

然后，由方程式(50)便得到 ϑ_w

$$\vartheta_w = \beta \tau_0 - \frac{k_1}{D_0} \beta \frac{\partial \tau}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta=0}. \quad (67)$$

此时要考虑到 $k_0 = k_1 z_0$ 。

在问题有了数学上的解以后（在所有这类问题中，M. E. 什维茨方法的一级近似值已足够精确），让我们再来作下一步研究：即分析在这个解中所包括的各个量对灌溉地段热力状况的影响的性质。先

讓我們對各個無因次變量都作計算，然後再討論因次值和實際結論。

我們先開始討論 $\frac{\partial \tau}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta=0}$ 值，這一數值與由下墊面向大氣中去的亂流熱通量的改變成比例。

這一數值除依邊界層的無因次厚度 δ 為轉移以外，還依參數 α 的數值為轉移。(52)式中所表示的參數 α 的特性上限值和下限值相應為 0.11 和 0.015 (取 $\frac{D_0}{k_1}$ 在白天的平均條件下變化於 0.07 到 0.20 的範圍，而 $\frac{\rho c_p D_0}{4(1-\Delta)\sigma\theta_w'^3}$ 則變化於 2 到 5 的範圍，並考慮到所討論的這些比值間存在的關係)。(52)式可改寫成如下形式

$$\alpha = \frac{1}{\frac{\rho c_p D_0}{4(1-\Delta)\sigma\theta_w'^3} + 1} \frac{D_0}{k_1} \quad (68)$$

現在讓我們來確定在 $\alpha=0.015$, $\alpha=0.03$, $\alpha=0.06$ 的情況下，作為 δ 的函數的 $\frac{\partial \tau}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta=0}$ 的數值。

計算結果見表 26。

從表中可見，亂流熱通量的數值隨距離而減小是比較緩慢的。當 δ 變化於 6—8 的範圍內， λ 的改變相應由幾百米到幾公里，亂流熱通量有足夠的精確度可以認為是一個常

表 26 與下墊面亂流熱損耗的改變成比例的 $\frac{\partial \tau}{\partial \zeta}$ 的值

$\delta \backslash \alpha$	0.015	0.03	0.06	0.10
0	1.00	1.00	1.00	1.00
2	0.97	0.95	0.91	0.87
4	0.95	0.91	0.83	0.75
6	0.93	0.87	0.76	0.66
8	0.90	0.82	0.70	0.58

表 27 τ_0 的數值

$\delta \backslash \alpha$	0.015	0.03	0.06
0	0	0	0
2	-1.5	-1.4	-1.4
4	-3.1	-3.0	-2.8
6	-4.8	-4.5	-4.0
8	-6.5	-5.9	-5.0

數。

在這一距離範圍內，為了確定亂流熱通量可以建議用下列簡單的近似公式：

$$P = P' - \rho c_p k_1 \frac{\beta}{1+6\alpha} \quad (69)$$

現在讓我們來確定灌溉地段下墊面溫度的改變。因為包含在

(67)式中的量 $\frac{\partial \tau}{\partial \zeta} \Big|_{\zeta=0}$ 已經計算出來了，所以余下的是要確定量 τ_0 。

表 27 中列有对同样为 $\alpha=0.015$, $\alpha=0.03$, $\alpha=0.06$ 的情况下, 作为 δ 的函数的 τ_w 值。

因此, 右边部分中的第一組成項随距离而增大, 而第二組成項則随距离而减小。

现在讓我們来計算量 τ_w 。我們选取四种特征情况来計算:

情况	I	II	III	IV
α	0.015	0.03	0.06	0.06
$\frac{D_0}{k_1}$	0.07	0.10	0.20	0.14

表 28 τ_w 的数值

δ	情况			
	I	II	III	IV
0	-14.3	-10.0	-5.0	-7.1
2	-15.4	-11.0	-5.9	-7.9
4	-16.7	-12.2	-6.9	-8.7
6	-18.1	-13.2	-7.8	-9.4
8	-19.4	-14.1	-8.5	-10.0

計算結果如表 28 所

示。

因此, 就和所預期的
一样, 下垫面的温度随着
远离灌溉地段的边界而減
低。在对我們最有意义的
距离范围內(从几百米到
几公里), τ_w 值可以根据

下列近似公式来計算

$$\tau_w = -\beta \left(\frac{k_1}{D_0} + 6.2 \right) \frac{1}{1-6\alpha}. \quad (70)$$

由表示 β 的(52)式可見, 这个参数也要重大地依比值 $\frac{k_1}{D_0}$ 的数值为轉移。因此, 自然可求出 τ_w 直接与 $L(E-E') - S + S'$ 的比值。

我們可以对所討論的所有四种情况計算出下列这个量的数值。

$$\rho c_p k_1 + 4(1-\Delta)\sigma\theta_w'^3 \frac{k_1}{D_0}.$$

並可轉化出我們要求的量(表 29)。

在中亞細亞的条件下, 当灌水定額为 500—800 米³/公頃而灌水間期的時間間隔为 10—12 天时, $(E-E')$ 的数值为 $5 \cdot 10^{-3}$ 到 10^{-2} 卡/厘米²·秒。

由於灌溉地段下垫面的反照率减小, 量 $S-S'$ 是正值, 並且大約为 $1 \cdot 10^{-3}$ — $2 \cdot 10^{-3}$ 卡/厘米²·秒(照例, 大的范围也是与大的灌水定

額相适应的)。

表 29 $\frac{5 \cdot 10^{-3} \theta_w}{L(E-E')-S+S'}$ 的值

因此,把表 29 中所列的数值依灌水定额为转移而乘以乘数 0.8—1.6, 我們就可获得中亞細亞条件下下垫面温度降低的真正数值。此时应该注意, 第一种情况相应於大的 k_1 和 D_0 值, 並且只有在風力很

δ	情 况			
	I	II	III	IV
0	-7.2	-10.0	-10.0	-14.2
2	-7.7	-11.0	-11.8	-15.8
4	-8.4	-12.2	-13.8	-17.4
6	-9.1	-13.2	-15.4	-18.8
8	-9.7	-14.1	-17.0	-20.0

大的情况下才会發生。在这种情况下, 强烈的混合減弱了沙漠中和灌溉地段的下垫面的温度差異, 而这种差異在其他情况下却是極显著的。上节中已經表明了, 所討論的下垫面的温度的差異可以达到 30° 或更大。所进行的計算使得可以依灌水定额和乱流交换条件为转移而把这些差異加以划分。

对伏尔加河左岸的条件, 当灌水定额大約比以上所指出的定额小一半时, 我們也可以計算出下垫面温度改变的特性值。假使在一个月內供給田地 $800-1,200$ 米³/公頃水, 那么, 在不同类型的气象条件下, 温度的降低, 大致变化於 5° 到 15° 。

在制約 $L(E-E')-S+S'$ 的数值的灌水定额一定的情况下, 系数 k_1 和 D_0 的值愈小, 則温度降低愈大。

現在讓我們来分析灌溉地段上空气温度的改变。在(65)式中要确定的数值除了 δ 与 α 以外, 还有無因次高度 ζ 。

因此, 当提出任务要比較在一定的高度 z 上空气温度随距离的改变时, 我們應該对不同的粗糙度採用不同的 ζ 值。我們曾对粗糙度参数值为 $z_0=1$ 厘米和 $z_0=5$ 厘米情况下 2 米高度的温度改变作过計算。

因为小的粗糙度照例相应有大 α 值, 所以討論下列四种特征情况就足够了:

情况	I	II	III	IV
z_0 厘米	1	1	5	5

表 30 $z=2$ 米高度上的 $\frac{\theta}{\beta}$ 值

	情 况			
	I	II	III	IV
5	0	0	-0.6	-0.6
6	-0.2	-0.2	-1.4	-1.3
7	-0.8	-0.7	-2.3	-2.1
8	-1.5	-1.3	-3.1	-2.8
9	-2.4	-2.1	—	—

$\frac{\theta}{\beta}$ 值見表 30。

由表 30 中可見,在实
际計算中, $\frac{\theta}{\beta}$ 与参数 α 值
的依賴关系可以忽略,而
总是利用它的标准平均
值,如 $\alpha=0.03$ 。

在所有以上列举的資
料中,边界層厚度是一个
独立变数。現在需要利用

方程式(64)把这个独立变数化为無因次距离 ξ 。

在表 31 中列举了在下列 α 值的情况下作为 δ 函数的 ξ 值:

$$\alpha=0.015, \alpha=0.03, \alpha=0.06, \alpha=0.00$$

因此,参数 α 值的改变对边界層的厚度影响很小。为了实际計算
函数 $\delta(\xi)$,可以利用标准平均值 $\alpha=0.03$,而在較粗略的計算情况下,
可以簡單地採用 $\alpha=0$ 。边界層即由灌溉而引起的热力狀況的扰动所
波及的一層的实际厚度究竟依什么为轉移呢?除了 α 值以外,在边
界層厚度 h [参看公式(57)]和距地段边界的距离 χ [参看公式(55)]
之間的函数关系的表示式中,还包括有两个物理量:粗糙度参数 z_0 和
比值 $\frac{k_1}{u_1}$ 。現在讓我們来

說明边界層厚度怎样随着
粗糙度参数 z_0 的改变而
改变。为此,要把無因次
变量 δ 和 ξ 变为因次变量
 h 和 $\frac{k_1}{u_1}\chi$ 。

在圖 27 中列举了当
 $\alpha=0.3$ 的数值时在粗糙度
参数 $z_0=0.01$ 米和 $z_0=0.05$

米的数值情况下 h 和 $\frac{k_1}{u_1}\chi$ 之間的依賴关系。由圖中可見,在两种情况

表 31 量 ξ 的数值

δ	α	0.015	0.03	0.06	0.00
0		0	0	0	0
2		3.95	3.91	3.83	4.0
4		113	111	108	115
5		443	435	422	452
6		1,590	1,560	1,510	1,620
7		5,370	5,280	5,120	5,500
8		17,500	17,200	16,700	17,900
9		55,400	54,400	52,900	56,700

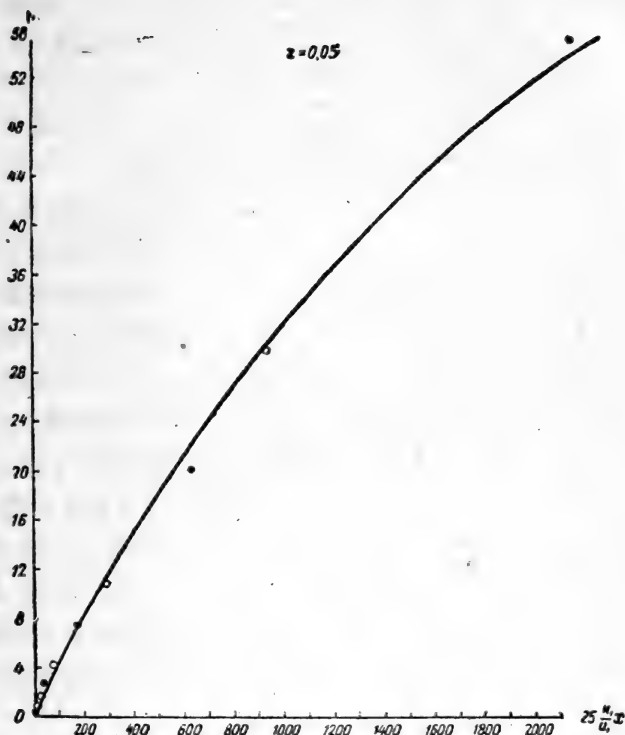


圖 27 对两种粗糙度参数值情况下的 h 和 $\frac{k_1}{u_1}x$ 間的依賴关系

下，縱座标差異不大。因此，作为表征風的垂直剖面的量的粗糙度参数，实际上不影响边界層厚度的值数。但这並不消除粗糙度参数对这一过程的間接影响。实际上，在其他相同的条件下，粗糙度增加也要导致比值 $\frac{k_1}{u_1}$ 有某些增加，由此在一定的 x 值的情况下边界層的厚度也要有增長。

極重要的是，乘积 $\frac{k_1}{u_1}x$ 是决定边界層厚度 h 的唯一数值。这就使在計算边界層的厚度时可以利用圖 27 上所列举的一根普遍曲線。大气層結和下垫面粗糙度这些因子对边界層發展的影响决定於無因次比值 $\frac{k_1}{u_1}$ 与这些因子的依賴关系。

此时，清楚地显露了表征由於乱流通量而产生的热量和其他變

性的垂直傳播速度的量 k 的物理意义。显然,当这一速度与水平輸送速度的比值增大时,那么,由上面所获得的公式可見,边界層的厚度也应增大。利用圖 27 和关系式(66),我們也可以評定准靜止下層的厚度,在这一層中乱流热通量的高度变化是比較小的。在热通量的水平差異与热通量絕对值具有同一量級的灌溉条件下,准靜止下層的厚度大致等於 εh (ε 为热通量沿垂直方向的可容許的相对变化),而在 $\varepsilon = 0.2$ 时,这一厚度变动於 0.003% 到 0.01% 的範圍內。

对护田植林条件也可作同样評定,在这里乱流热通量在水平方向的变化不像第三章第二节中所指出的数字那样大。

所获得的結論使得可以推断,灌溉地段上 2 米高度处温度的減低不应重大地依粗糙度参数值 z_0 为轉移。为了檢查起見,我們列出了圖 28,在这个圖上就 I 和 IV 兩种情况(表 30)表明了作为量 $25 \frac{k_1}{u_1}$ % 的函数的空气温度的相对改变 $\frac{\theta}{\beta}$ 。白圈和黑点均十分紧密地隣近共同的普遍曲線。因此,为了計算某一距离 z 上的温度改变,必須确定两个参数: β 和 $\frac{k_1}{u_1}$ 。温度的降低与参数 β 成正比,而这种降低也是随着 $\frac{k_1}{u_1}$ 的增加而增加的。这些理論上的結論,和上一节所引証的实驗資料的整理結果很符合,並且对更清楚地指出灌溉地段上空气温度冷却过程的基本特征提供了可能性。

讓我們以中亞細亞的条件为例在下列参数特性值的情况下来确

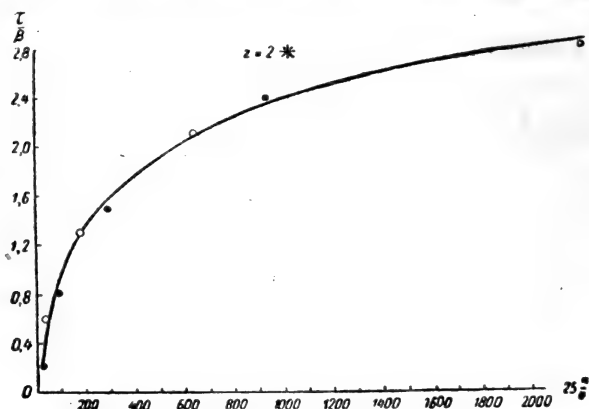


圖 28 灌溉情况下空气温度的改变

定距綠洲边界 1 公里和 3 公里的距离上白天空气温度的改变:

$$L(E - E') - S + S' = 6 \cdot 10^{-3} \text{ 卡/厘米}^2 \cdot \text{秒},$$

$$k_1 = 10 \text{ 厘米/秒},$$

$$D_0 = 1 \text{ 厘米/秒},$$

$$u_1 = 250 \text{ 厘米/秒},$$

那么,在 ρ, Δ, θ'_w 的常态值的情况下,我們获得 $\beta = 1.64$, 在距綠洲边界 1 公里的距离上空气温度的改变根据圖 (圖 28) 等於 2.1° ; 在 3 公里的距离上这一改变約为 3° 。計算的結果和上节中所引列的小綠洲和大綠洲中夏季空气温度降低的資料很符合。对伏尔加河左岸和其他地区也可以进行类似的計算。

我們还要簡略地討論一下,由於空曠草原上的乱流交換系数 k' 大於先前計算出的灌溉地段上的交換系数 k , 在这种情形下灌溉地段的热力狀況是怎样改变的。

令

$$k'(z) = nk(z) \quad (71)$$

这时题目的方程式不变,但是边界条件改变了。

在这种情况下,將用下式来代替乱流热通量的式(50)。

$$P = -\rho c_p k \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{k_1}{k'_1} P' \quad (72)$$

相应地,下垫面的条件也复杂化了,变成下面的形式

$$\begin{aligned} & - \left[\rho c_p k_0 + 4(1 - \Delta) \sigma \theta'_w{}^3 \frac{k_0}{D_0} \right] \frac{\partial \theta}{\partial z} + 4(1 - \Delta) \sigma \theta'_w{}^3 \theta = \\ & = -L(E - E') + S - S' + \left[\frac{n-1}{n} - \frac{4(1 - \Delta) \sigma \theta'_w{}^3}{\rho c_p D_0} \left(1 - \frac{D_0}{n D'_0} \right) \right] P' \quad (73) \end{aligned}$$

如果相应地改变参数 β 的数值,而用参数 β_1 来代替它,則这一方程式可以重新导出式(60)的形式:

$$\beta_1 = \frac{L(E - E') - S + S' - \mu P'}{\rho c_p k_1 + 4(1 - \Delta) \sigma \theta'_w{}^3 \frac{k_1}{D_0}} \quad (74)$$

这里用 μ 来表示方程式(73)中 P' 的乘数。照例,这一乘数与 $\frac{n-1}{n}$ 相差很少。我們再注意上限的条件,即 $z = h$ 。乱流热通量的連續性

条件在这种情况下具有以下形式

$$-\rho c_p k \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{n-1}{n} P'$$

当化成变量 τ 和 ζ , 並引入下列符号

$$\frac{(n-1)P'}{n\rho c_p k_1 \beta} = \frac{n-1}{n} \left(1 + \frac{4(1-\Delta)\sigma\theta'_m{}^3}{\rho c_p D_0} \right) \frac{P'}{L(E-E') - S + S' - \mu P'} = a, \quad (75)$$

便获得

$$\frac{\partial \tau}{\partial \zeta} = a. \quad (76)$$

这里, 讓我們引用根据 M. E. 什維茨的近似方法获得的在 $a=0$ ¹⁾ 的情况下方程式(56)的解。

那么便具有

$$\tau = -\delta + \zeta + (1+a) \frac{(\delta-2)e^\delta + \delta - (\zeta-2)e^\zeta - \zeta}{(\delta-1)e^\delta + 1} \quad (77)$$

和

$$(1+a)\xi = (\delta-2)e^\delta + \delta + 2. \quad (78)$$

不复杂的計算表明, 当 a 增加时 $\frac{\partial}{\partial \beta_1}$ 的绝对值稍有减小。如果注意到 $\frac{d\beta'}{da} < 0$, 那么, 这一因子的作用还要增大。

因此, 如果根据灌溉地段空气下层的交换条件来计算灌溉地段上温度的降低, 我們就会夸大了这个降低值。

在結尾中我們要指出, 以上所作的計算不仅对評定栽培植物的生長状况具有意义, 而且也可以用来确定灌溉量与气象条件以及与灌溉地段的大小之間的依賴关系。

1) $\alpha \neq 0$ 时不会引起任何原則性的困难, 而且也不会导出重要的新結論。只是实际計算有困难, 因为在运用的公式中包括有积分指数函数——原註。

第六章 蒸發力、蒸發和土壤 湿度狀況的改變

第一節 現代關於蒸發力的概念

為了鑑定陸面蒸發的水分支出條件，在分析土壤改良措施的水文氣象效應中，要常常利用蒸發力的概念。同時為了確定蒸發力的數值，以及為了評定蒸發力在土壤改良措施作用下的改變，在現存的研究中通常應用那些具有純粹經驗性質的、而未利用物理分析資料的方法。

後一情況使得：在根據蒸發力的資料來研究蒸發的水分支出條件時，在已有的工作中就發生了一定的誤差，這些誤差在某種程度上也影響了在相應的研究中所獲得的普遍結論。

在這一節中我們要对現存的確定蒸發力的方法給以批判性的分析，並且也要論證更完善的計算蒸發力數值的方法。

既然蒸發力表征某一地方潛在可能的總蒸發，那麼，蒸發力的數值應理解為在土壤過分濕潤的情況下所達到（此時蒸發的數值不受水源所限制，而只受熱量條件所限制）的水分支出。

但是，因為在某種熱量條件下蒸發上最大可能的水分支出的實際數值很難直接用大量的水文氣象觀測來確定，所以在以前所完成的水分支出量的計算中，通常是用各種相當量（ЭКВИВАЛЕНТ）來代替。

大多數研究者似乎都最自然地認為：陸面潛在可能的水分支出，可用水面的蒸發數值來表征，因此，他們便把陸面的蒸發力取為等於該地方水面蒸發器的蒸發速度或有限水體的蒸發速度。同時，由於現存的關於水體蒸發的材料很少，以及由於早已說過的關於解釋水面蒸發器讀數的困難，許多研究者就開始走這樣的途徑：就是，用根據經驗公式（這些經驗公式把水分蒸發的數值和空氣溫度以及空氣

湿度連系起来,有时也和風速連系起来)求得的这一数值的計算資料来代替水面蒸發的实际資料。

为了把陆面潛在可能的蒸發數值和根据观测資料或根据經驗公式所确定的水面蒸發的数值相比較,首先應該找出确定陆面潛在可能蒸發的实际数值的方法。因为蒸發通常与消耗大量下垫面所吸收的太陽能有关,所以,为了这个目的,自然可以利用下垫面的热量平衡方程,在著作[12,16等]中已經指示,这一方程式各項的相互关系与水分平衡方程各項的相互关系密切有关。

對於陆面的热量平衡方程,我們可以利用(28)的形式:

$$R = LE + P + B,$$

式中 R 是輻射平衡,等於 $R_0 - \delta R$, 即等於根据空气温度計算有效輻射所确定的輻射平衡 R_0 和有效輻射的附加項 δR (正的或負的) 的差值, δR 系由於下垫面的温度和空气温度的不均衡而产生的。

从这个方程式可見:

$$E = \frac{1}{L}(R_0 - \delta R - P - B). \quad (79)$$

各种計算的結果都表明¹⁾: B 的数值 (对一年期間平均而言等於零) 在暖季中对旬和旬以上的时期平均而言,与輻射平衡各主要項 (例如 R_0) 相比是很小的。当考虑到这种情况,以及注意到 P 和 δR 的数值就本身的物理意义來說与下垫面的温度和空气温度的平均差值 $\Delta\theta$ 成比例,即

$$(P + \delta R) = a\Delta\theta$$

(a 是比例系数), 則代入方程式(79)我們便获得:

$$E = \frac{1}{L}(R_0 - a\Delta\theta). \quad (80)$$

在暖季中, $\Delta\theta$ 在白天是正的(下垫面比空气暖), 夜間則是負的(空气比下垫面暖), 並且这个量的白天的正值通常显著地大於夜間的負值。同时因为白天系数 a 的数值由於乱流交換系数增加的緣故

1) 例如可參看第五章第一节所列举的資料。

要比夜間的数值大得多¹⁾，結果，对 暖季而言， $a\Delta\theta$ 的数值通常是正的，因而蒸發上的热量消耗小於輻射平衡。

这种不均衡（主要是用对近地面空气層中垂直热量交换的乱流热傳导的活門性質来解釋的^[22等]）通常不仅在暖季中存在，而且在蒸發和輻射平衡的年总量中也存在。蒸發的年总量大致与暖季中的蒸發量相符（冷季中蒸發是比較不大的），而一年中的輻射平衡量則比暖季中的輻射平衡量稍小一些，这是因为在中緯度 R_0 在冬天的数值稍小於零的緣故。这些負值在热量平衡中一部分为 δR 項的負值所补偿（在乱流通量的方向从大气指向下垫面的情况下， P 的数值通常是不大的），而一部分則为 B 的負值所补偿。 B 的負值在这些情形中表示热量收入，这是由於土壤上層变冷和土壤水分冻结的緣故。因此，土壤中的热量循环在冷季中付出的热量等於在暖季中所获得的热量，但与暖季不同的地方是在冷季中，从土壤深处指向下垫面的热通量完全可以和輻射平衡相比拟，而且补偿了很大一部分輻射平衡的負值。

陆面蒸發消耗热量的年总量和輻射平衡值之間的差值要重大地依湿润条件为轉移，这一差值随着湿润的增加而减小。在水源 unlimited 蒸發的过分湿润的情况下，从足够大的均匀的陆面蒸發消耗的热量应该接近輻射平衡值²⁾ 而不会怎样重大地超过輻射平衡的数值，这是由於不可能依靠与大气的乱流热量交换而获得可与輻射平衡相比拟的补充热量（活門效应）。类似地，足够均匀的洋面在蒸發上消耗的热量也应该接近輻射平衡和由於洋流作用引起的热量收支（这一数值常常可与輻射平衡的数值相比拟^[15]）的代数总和。

这种以一般物理見解为基础的規律性，對於陆地条件而言，曾在許多著作中^[12,16等] 由於驗證确定水分平衡各項的相互关系与热量平

- 1) 由下垫面和空气的溫度差異所产生的总热通量 $a\Delta\theta$ ，在超平衡梯度的情况下主要由乱流通量組成，总热通量 $a\Delta\theta$ 在这样的条件下比附加的輻射平衡 δR 大好几倍。在溫度递增的情况下，由於乱流交换减小，我們获得相反的对比关系，通量 $a\Delta\theta$ 在数值上接近通量 δR 的較小的数值。
- 2) 在这种情况下，由於平均值 $\Delta\theta$ 很小， δR 項的数值是不大的，这就使得可以認為 R_0 的数值实际上与 R 相合。

衡各項的相互关系間的依賴关系的“联系方程”的存在而被間接加以証实。为了直接驗證这种規律性，可以直接利用關於大的均匀表面蒸發的資料，但是这种表面在水分的量上必須保証不会限制對於該热量条件下任何可能的蒸發速度。其中，热带和副热带緯度的洋面就屬於这样的表面。對於这样的表面，根据已有的材料，可以把蒸發上的热量支出和热量的收入相比拟，后者是輻射平衡和因洋流的热量輸送而發生的热量收支的代数总和。

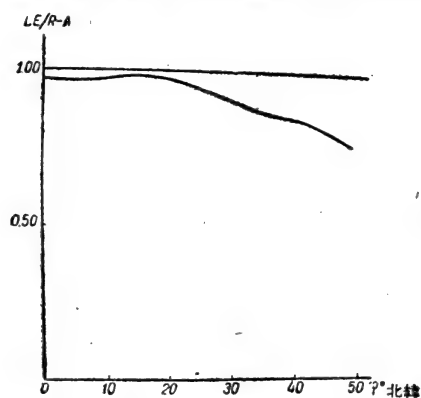


圖 29 海洋上蒸發消耗热量的年总量与輻射平衡和由於洋流而产生的热量支出的差值的比值与緯度的依賴关系

北半球洋面蒸發消耗热量的年总量 LE 与輻射平衡和由於洋流而产生的热量支出的差值 $R-A$ 的比值的緯度平均值，根据著作 [15] 的計算，如圖 29 所示。这些資料表明：在赤道和北緯 30° 之間，洋面蒸發的热量消耗只比輻射平衡和由於洋流而产生的热量支出(或收入)的差值小百分之几。在北緯 30° 以北，蒸發的热量消耗和差值 $R-A$ 之間的差異稍稍增加，但一直到北緯 50° ，这种差異仍然是比較不大的，只有在这个緯度以北，比值 $\frac{LE}{R-A}$ 才显著的小於 1。显然可見，后一情况可以这样来解釋：高緯度的洋面由於依靠洋流获得大量热量而是比較過於暖的。因此，在冷季中依靠洋面和大气間的乱流热交換，而要發生热量的大量損失 [B. B. 舒列金 (Шулейкин) 曾首先研究过这种效应]。

因此，圖 29 所示的資料表面，即使在如此对蒸發有利的条件下，如像在热带和副热带的海洋上，蒸發上的热量消耗平均說来也只決定於輻射平衡的热量和洋流輸送的热量的总和的消耗，而与大气的乱流热量交換的热量其实並不消耗於蒸發。显然的，这个結論是活門效应的概念的証实。

为了研究在过分湿润条件下陆面蒸發过程的热量来源問題，可

以利用对苏联欧洲部分和西西伯利亞的經緯度網格¹⁾所确定的關於蒸發的热量消耗和輻射平衡的資料。

按照著作[12,16等]的結果,可以取輻射平衡与年降水总量蒸發所必需的热量消耗的比值作为湿润条件的定量判据。

對於上述比值小於或等於 0.60 的一切經緯度網格而言(苏联欧洲部分的北部和西北部以及西伯利亞的北部的条件符合这种情况),蒸發消耗热量的年总量与年輻射平衡的依賴关系,如圖 30 所示。这些資料使得可以得出这样的結論,就是在陆地过分湿润的条件下,蒸發的热量消耗实际上接近年輻射平衡量,但照例不会超过后者。因此,这个結論証实了關於乱流热傳导的活門机械作用的概念。

根据这一材料也可以作出一个結論,就是在过分湿润的条件下,夏季陆地蒸發的热量消耗應該稍小於輻射平衡量(在中緯度的气候条件下,夏季的 R 值通常大於年平均值)。同时,夏季的 $R-LE$ 值在很大程度上是用于土壤的增热。上面已指出,这项支出在冷季中,在土壤冷却和冻结时又还出了,而补偿了很大一部分冷季中輻射平衡的負值。

为了分析由於測量有限水体表面蒸發(或由於根据經驗公式計算水体蒸發)所获得的關於蒸發力的資料的物理意义,應該研究有限水体蒸發的能量条件。

在圖31上,曲線 R_{0B} 是沿东經 55° 經線上小水体表面年輻射平衡量的緯度分佈。在这一輻射平衡的計算中,有效輻射量是根据空气温度和利用已有的關於陆面上空气湿度的資料求得的。短波輻射总量

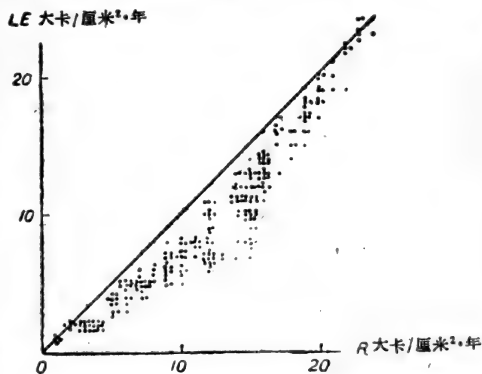


圖 30 苏联欧洲部分和西西伯利亞蒸發消耗热量的年总量与年輻射平衡量的依賴关系

1) 網格的大小为經度 2°, 緯度 1°。

也是根据已有的观测和计算资料取得的,而且在水体辐射平衡的计算中也曾经利用了对水面具有代表性的反照率数值,大家知道,对水面的这一反照率数值平均说来远较陆地为小。因为在水体表面上空通常发现空气湿度比陆地上稍高一些而温度则比陆上稍低一些,所以,根据空气温度所确定的有效辐射的实际数值在水体上应该比计算中所利用的数值稍小一些,而 R_{OB} 的实际数值则应该比所求得的数值大些。

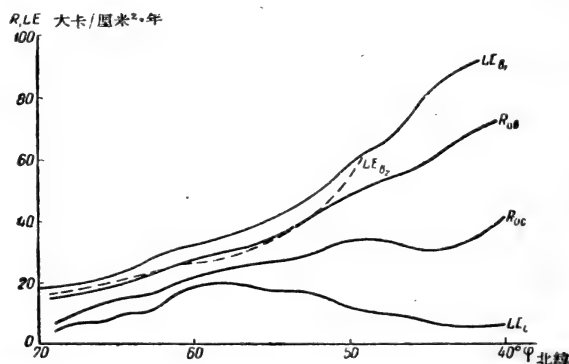


圖 31 辐射平衡以及陆地和水体蒸发的热量消耗的纬度分布

为了和 R_{OB} 的数值相比较,在圖 31 上列举了对东經 55° 所求得的水体蒸发的热量消耗值,其中 LE_{B_1} 是利用 Б. Д. 查依科夫^[67] 的圖取得蒸发值的,而 LE_{B_2} 则是利用 В. К. 达維道夫 (Давыдов)^[55] 的圖取得蒸发值的(Б. Д. 查依科夫和 В. К. 达維道夫所繪制的有限水体蒸发年总量的圖是应用以广泛的实验材料为基础的經驗公式获得的)。

圖 31 上曲線 LE_{B_1} 和 LE_{B_2} 的分布表明:在东經 55° 經線上,在北緯 52° 以北水体蒸发的热量消耗大致与辐射平衡量相等(比圖上所表示的数值稍大一些的 R_{OB} 的实际值,显然可見,在这一区域中位於 LE_{B_1} 和 LE_{B_2} 的数值之間)。在这一緯度以南,蒸发的热量消耗稍大於水体的辐射平衡,这相应於有某些热量补充消耗於蒸发,这些热量是依靠乱流热交换从大气得到的。

从物理观点来看,所获得的結論是完全自然的。有限水体不同於海洋,它在中緯度和高緯度中不能从洋流得到补充热量,因此,当

与周圍陆地沒有强烈的温度差異时，在蒸發上只能利用輻射平衡的热源。在很不够湿润的地区中，由於蒸發消耗热量較少，陆面在白天比起水体表面来通常要显得过热，这就使得，从陆地进入水体表面的空气在許多情况下要比水体表面暖。当水体范围比較不大时，在这种情况下在水体表面上發生的温度逆增只能扩及較薄的空气層，这就使交换系数的減低比較不大（參看第五章第三节）。因此，对处于不够湿润地带中的不很大的水体来講，在蒸發上除了消耗輻射平衡的热量以外，还要消耗依靠乱流热交换直接从大气获得的某些热量。

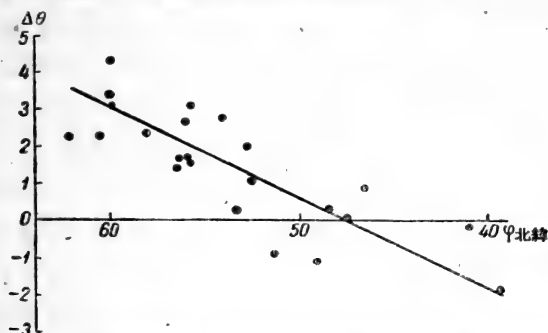


圖 32 水体表面的温度和空气温度的夏季平均差值的緯度变化

圖 32 上所示關於水体表面温度和空气温度的夏季平均差值的緯度变化資料补充証實了这些見解。这一圖上的各点相应为位於东經 60° 以西的苏联領土上 21 个水体和人工蓄水池夏季(6 月、7 月和 8 月)温度的平均差值(資料取自 Б. Д. 查依科夫的彙报，这一彙报利用的是上述地区的所有水体的材料，这些水体具有全部夏季三个月的資料，其中有一个位於海平面以上很大高度的蓄水池除外)。

圖 32 表明，在北緯 48—50° 以南，夏季水体表面的温度平均而言比空气温度低，这与所作出的關於在这一地区中由於乱流热交换的作用可能有某些热量从大气中进入水体的結論是符合的。

上面所列举的關於鑑定过分湿润条件中陆面蒸發的能量来源，以及有限水体蒸發的能量来源的資料，使得可以回答關於为了評定陆地的潜在可能蒸發(即蒸發力)而利用有限水体的蒸發資料的可能性問題。为此目的，只須把表征輻射平衡和水体蒸發的热量消耗的

緯度分佈曲線(圖 31 的 R_{ob} 、 LE_{b_1} 和 LE_{b_2}) 与沿东經 55° 的陆地輻射平衡 R_{oc} 和陆地蒸發的热量消耗 LE_c 的緯度分佈曲線比較一下就够了(R_{oc} 的数值是在根据空气温度計算有效輻射的情况下确定的, 因此, 在不够湿润地区中, 陆地輻射平衡的实际数值比所列举的数值要稍小一些)。

曲線 R_{oc} 和 R_{ob} 的比較明显地表明, 在各緯度上, 由於反照率的平均值不同, 陆地的輻射平衡比水体的輻射平衡显著为小, 並且, 輻射平衡值的相对差異, 在極北方, 在冻土帶中, 以及在南方(在不够湿润的地区)为最大。与此相应, 过分湿润的陆面的蒸發过程和同一地点水体表面的蒸發过程的主要能量基础是有重大不同的。

既然陆地蒸發的热量消耗的最大值受陆地的輻射平衡值所限制(这尤其可以从圖 31 上曲線 R_{oc} 和 LE_c 的分佈看出), 而水体蒸發的热量消耗值又大致与水体的輻射平衡值相符或(在干燥地区)超过輻射平衡值, 所以很显然的, 水体的蒸發不能表征該地方在过分湿润情况下的陆地的可能蒸發。

由曲線 R_{ob} 和 R_{oc} 的分佈(圖 31)可見, 陆地总蒸發間的差值在冻土帶地区中达到陆地蒸發量的 100% (水体蒸發比陆地的可能蒸發大一倍), 在較南地区中, 这个差值比較减小, 但畢竟仍保持着为陆地蒸發量的百分之几十。在不够湿润的地区中, 曲線 R_{ob} 和 R_{oc} 間的相对差值又增加了, 这是由於在干燥气候条件下陆面反照率增高, 以及当太陽平均高度增高时水体表面反照率有某些减小的緣故。

当考虑到在陆地过分湿润的情况下干燥地区表面的反照率應該減到为潮湿气候地区的反照率的大小时, 就可以想到, 这一地区水体和过分湿润的陆面的輻射平衡值的实际差異要比圖 31 上所表明的曲線 R_{ob} 和 R_{oc} 間的差異为小, 但是要比它們在較北方的潮湿地区中的相对差異稍大些(这是由於当移向南方时水面反照率的平均值減小的緣故)。不大的水体依靠由乱流热交換所获得的热量进行蒸發所造成的补充差異, 在干燥气候的条件下, 比起由輻射平衡的區別所引起的差異来, 要大大地增加水体蒸發和陆地可能蒸發間的差異。在热带沙漠的气候条件下, 根据 H. H. 伊万諾夫(Иванов)的資料^[69], 水

体的蒸發可以达到 400 厘米/年以上的数值,这相当於在蒸發上消耗了 240 大卡/厘米²年以上的热量。后一数值超过地球表面上所观测到的輻射平衡的最大值达好几倍——这表示,实际上,足够大的热带沙漠区域在过分潮湿的情况下的可能蒸發將比上述的 400 厘米/年的数值小得多(可能不大於 150—180 厘米/年)。

所获得的关于水体蒸發量和足够大的过分湿润的陆面蒸發量之間有显著差异的結論表明,利用水体蒸發的資料来評定陆地的蒸發条件只有在比較粗略和大概的計算情况下,而主要是对中等湿润的条件下才是可能的。在冻土地区显著过分湿润的条件中,以及在半沙漠和沙漠的不够湿润的条件中,大的、均匀的湿润陆面的最大可能蒸發要比水体蒸發小得多,这就要严重地限制利用水体蒸發的材料来鑑定这些地区的湿润条件的可能性。

以上所列举的关于陆面的潜在可能蒸發量与下垫面的輻射平衡被蒸發潛热除的数值之間有密切关系的資料,使得可以建議用該地(有相应的足够湿润的条件)輻射平衡值与蒸發潛热的比值 $\frac{R_0}{L}$ 来确定陆面的蒸發力。

$\frac{R_0}{L}$ 的大小决定着某一地方在某种輻射能收入的条件下在水源無限制时总蒸發所能趋近的界限。此时应该指出,比值 $\frac{R_0}{L}$ 只表征足够大的均匀湿润表面的潜在可能蒸發,在这个均匀湿润表面以上,在过分湿润的情况下,由於在足够厚的空气層中垂直温度梯度的改变,是保証有活門效应的作用的。关于确定比較不大的湿润陆面的蒸發力(潜在可能蒸發)的問題,將在下一节中討論土壤改良措施对蒸發力的影响的規律性时提到。在計算表征一个地方湿润的相对条件的道庫恰耶夫-維索茨基(Докучаев-Высоцкий)指数时可以利用根据輻射平衡确定的蒸發力的大小。此时,相当於降水和蒸發力的比值的道庫恰耶夫-維索茨基指数可以表示为 $\frac{Lr}{R_0}$ (“湿度指数”)的形式,或以其倒数值 $\frac{R_0}{Lr}$ (“干燥指数”)来表示。显然,这个指数的两种形式,由其物理意义的观点看来是一样的。

根据热量平衡和水分平衡方程的分析,在著作[12][16]中曾指出

了關於比值 $\frac{R_0}{Lr}$ 對濕潤條件具有固定數值的假設，而這一假設由於在所引用的著作中確定了參數 $\frac{R_0}{Lr}$ 的等值線與自然地理帶的邊界，以及與所確定的河道逕流系數的年值相符而得到証實。

在這些著作和以後的著作中所列舉的材料表明，指數 $\frac{R_0}{Lr}$ （或 $\frac{Lr}{R_0}$ ），比起表示濕潤條件的其他形式的指數，具有兩個重大的優點，這些優點是：

1. 指數 $\frac{R_0}{Lr}$ 實質上是道庫恰耶夫-維索茨基指數的某種綜合，同時這個指數以定量的物理規律直接和水分平衡各項間的關係以及土壤濕度的動態聯繫起來，這就大大地擴了解釋這個指數的物理含義的可能性，以及把這個指數用於土壤改良計算和自然地理計算中去的可能性。

2. 在指數 $\frac{R_0}{Lr}$ 中，以輻射平衡和蒸發潛熱的比值來確定蒸發力，這就使得可以避免那些在用其他方法來評定不同形式的道庫恰耶夫-維索茨基指數中的潛在可能蒸發條件時所發生的許多誤差。

上面已經確定，根據水体表面的蒸發來確定蒸發力要導致重大的不精確。

這是很可能的，就是，對確定蒸發力的條件所利用的空氣溫度和濕度的各種特征並不比水面蒸發量具有較少的缺點。

由百葉箱中以及在空氣低層一定狀態下的觀測結果所獲得的蒸發力的各種鑑定的嚴重原則性缺點在於：這些鑑定毫無考慮到蒸發條件的最重要的特征——活動面的溫度。因此，根據空氣溫度和空氣濕度計算蒸發力就不可避免地要與所採取的假定有關，這就是，相同的空氣溫度或空氣濕度差在不同的輻射平衡情況下相應有同樣的蒸發力數值。

實際上，由於輻射平衡量與活動面的溫度密切有關， R_0 的差異要在活動面溫度中造成不可避免的差異，因而也就要在同一空氣溫度和空氣濕度下的潛在可能蒸發量中造成差異。

這種情況或許可以解釋早就發現的阿根廷東北部氣候和景觀特

征間的不一致現象，那里只有草原植被（南美潘帕草原）存在，但那里的降水总量和空气温度却和欧洲一样是能保証森林植被存在的。

因为阿根廷东北部的南美潘帕草原比欧洲的草原位於較低的緯度，所以完全自然的，随緯度減低而增長的輻射平衡的較大数值，也就要在南美引起活动面的温度以及未考虑空气温度資料的蒸發力有相对增高。

这里所列举的見解並沒有解决關於利用像空气温度或空气湿度这类因子来鑑定蒸發条件时产生的缺点，但是，詳細的討論这个問題不在本工作的任务之內。

最后我們要指出，用輻射平衡表示的道庫恰耶夫-維索茨基指数的書写形式是与 A. A. 格里哥里耶夫 (Григорьев) 的關於輻射平衡和降水的比值对自然地理規律的广大圈界具有一定数值的原理^[53] 密切有关的。在确定 $\frac{R_0}{L}$ 的数值相当於蒸發力的数值以后，从而我們就可以得到这样的結論，就是，A. A. 格里哥里耶夫關於輻射平衡和降水的比值具有一定的自然地理意义的思想是与 B. B. 道庫恰耶夫和 Г. И. 維索茨基關於自然地理帶与蒸發力和降水的比值有关的观念相一致的，而且可以看成是这些观念的进一步的發展。

在第一章第二节中列举了土壤改良区域指数 $\frac{R_0}{Lr}$ 的变化圖，这个圖的資料可用来对各个区域湿润的一般条件作比較評定。根据輻射平衡計算的蒸發力数值也可以用来評定气候条件对灌溉量的影响，这將在下一节中作較詳細的敘述。

第二节 土壤改良措施对蒸發力的影响

因为在实现斯大林改造自然計劃时，在苏联欧洲部分南部和东南部以及在中亞細亞的灌溉田地將受到护田林帶系統所防护，所以为了評定土壤改良措施的水文气象效应，以及为了計算这些条件下的灌溉量，就必須考虑到土壤改良措施，特别是护田林对蒸發力的数值的影响。

可以指出，現有的關於护田林对不大的蒸發器（具有水面或潮湿表面）的蒸發影响資料，还不能用来計算較大陆面的潛在可能蒸發的

变化。

为了证明这个原理,应该研究一下小水面蒸发器的蒸发过程的机械作用,大家知道,这一作用决定於水汽先通过紧邻蒸发器表面薄口的片流状气层,然后再通过处于乱流状态的气层的扩散条件。

把装置在近地面空气层中某一高度上的不大的水面蒸发器的蒸发量和气象因子联系起来的经验公式的分析表明,蒸发器的蒸发速度在这种情况下显然可见地很少依水汽在乱流气流中的扩散条件为转移,而主要是决定於水汽在薄的片流下层中的扩散条件。把 B. B. 舒列金^[136]的经验公式(这一公式把不大的蒸发器的蒸发速度和风速以及空气湿度差联系在一起)和根据各种理论公式——傑福利斯(Джеффрис)和其他等人的公式(这些理论公式是在这样的假定下得到的,即蒸发过程只决定乱流扩散)——计算的蒸发速度的结果相比较,尤其可以作出这一结论。

这样的比较表明, B. B. 舒列金公式所确定的不大的蒸发器的实际蒸发速度较之根据水汽扩散存在於纯粹乱流机械作用下的傑福利斯和其他等人的理论公式所获得的蒸发速度要小一百倍,根据 B. B. 舒列金公式(以及某些其他的经验公式)得到的蒸发速度和风速的依赖关系的性质与根据对于乱流扩散条件的理论公式所得到的依赖关系的性质有显著不同,这就是:理论公式提供出蒸发速度和幂数小于 1 的风速成比例(例如根据傑福利斯公式这个幂数为 $1/2$),代替了观测到的蒸发速度和风速成正比的关系。

当根据这些资料而认为,不大的蒸发器的蒸发速度很少依乱流扩散的条件为转移时,就可以作出只考虑水汽通过片流下层扩散情况下的蒸发速度的近似公式。

对片流下层的厚度我们取已知的比例关系¹⁾ $\delta = \frac{60}{u}$ (δ 以厘米表示, u 为风速,以厘米/秒表示),并认为在片流下层的上界水汽的浓度 q 与自由气流中的水汽的浓度很少有差异。於是蒸发器的蒸发速度将等於

1) 例如可参看布朗特(Brunt):物理与动力气象学, 1938年。

$$E = \rho d \frac{q_s - q}{\delta} = \frac{1}{60} \rho d u (q_s - q)$$

(ρ 是空气密度, d 是空气中水汽的分子扩散系数, q_s 是在蒸發器表面温度下的饱和水汽的濃度), 这相当於下列等式

$$E = 5 \times 10^{-4} u \Delta e, \quad (81)$$

式中 E 为蒸發速度 (以毫克/分·厘米² 表示), u 为風速 (以米/分表示), Δe 为空气湿度差 (以毫米表示)。

后一方程式在形式上以及在比例系数的量級上都与 B. B. 舒列金的經驗方程相合, 显然可見, 这就証明了上述的关于乱流扩散对不大的蒸發器的蒸發的影响很小的假定的正确性。

利用蒸發器的热量平衡方程以及公式(81), 也就不难表明, 在一定的空气温度、空气湿度和輻射平衡的条件下, 風速的减小通常会使得蒸發器表面的温度增高, 这就稍稍可以补偿在風减小时所引起的蒸發速度的减低。后一情况可以解釋在文献中不止一次所发现的关于林帶后方小蒸發器蒸發速度的减小比起風速的减小来要微弱一些的事实^[97]。

这里所确定的小蒸發器的蒸發与交换系数沒有直接依賴关系, 以及上面所指出的水面蒸發器的輻射平衡与下垫面的輻射平衡由于反照率不同不可避免的要有所差异, 並沒有提供根据認為所观测到的林帶中蒸發器蒸發的改变与潜在可能蒸發的实际改变有直接关系。

为了評定土壤改良措施对潜在可能蒸發的数值 (蒸發力) 的影响, 可以利用把湿润表面的蒸發量和气象因子联系起来的公式 (見第三章第二节和第五章第一节):

$$E_0 = \rho D (q_s - q) \beta, \quad (82)$$

式中 E_0 是某一时期内湿润表面的平均蒸發量, β 是具有超平衡温度梯度的时期长度与平均的时期总长度的比值, ρ 是空气密度, D 是乱流交换的积分特征 (水汽输出系数), q_s 是下垫面温度下的饱和水汽濃度, q 是空气中的水汽濃度 (比湿)。

方程式(82)中的 q_s 值可以利用前节中所列举的热量平衡方程来决定。

根据上面所列举的資料，乱流热交换的大小可以下列形式表示

$$P = \rho c_p D (\theta_w - \theta) \beta, \quad (83)$$

式中 c_p 是空气的比热， θ_w 是活动面的温度， θ 是空气温度。

当用 R 表示辐射平衡量

$$R = R_0 - \delta R = R_0 - 3.6\sigma\theta^3(\theta_w - \theta)\beta$$

並略去对暖季說来很小的土壤中的热量交换值，我們便获得热量平衡方程

$$R_0 - 3.6\sigma\theta^3(\theta_w - \theta)\beta = LpD(q_s - q)\beta + \rho c_p D(\theta_w - \theta)\beta. \quad (84)$$

当考虑到 θ_w 和 q_s 間的已知的物理依賴关系，由方程式 (84) 就可以求得 q_s 值，然后根据公式 (82) 就可以求得該气象条件下过分湿润表面的潜在可能蒸發量。这一数值是四个重大变化着的气象因子的函数，这四个因子是：根据空气温度計算出的辐射平衡 R_0 、气温 θ 、空气湿度 q 和水汽輸出系数 D (β 的数值对某一地点和某一季节而言平均說来可以認為大致是一个常数)。

利用方程式 (82) 和 (84) 就不难研究把可能蒸發量和所列举的因子联系起来的依賴关系的性質。

潜在可能蒸發的热量消耗 LE_0 和辐射平衡的依賴关系如圖 33 所示。对中央烏克蘭和北高加索西部，根据本章第三节中所列举的資料，就春季 (15/III—15/V)、夏季 (15/V—15/VIII) 和秋季 (15/VIII—15/X) 条件下的平均空气温度和空气湿度，曾經作了相应的計算。此时，系数 D 的数值是取等於 1 厘米/秒¹⁾

LE_0 值 (以大卡/厘米²·月表示) 依 R_0 值 (因次相同) 为轉移而改变的情形在圖 33 上以实線表示，这些曲線接近为直線。这些曲線上的点子表示該地区和該季节条件下的 R_0 的实际值。

各点相对於虛線 (相当於 R_0 值和 LE_0 值相合) 的位置表明，春季可能蒸發量的数值稍小於 $\frac{R_0}{L}$ ，夏季几乎达到 $\frac{R_0}{L}$ 的数值，而秋季則超过 $\frac{R_0}{L}$ 的数值很少。所有三个季节内蒸發力的总量在两种情况中大約为 $\frac{R_0}{L}$ 的 90%。

1) 系数 D 的这一数值比白天平均条件下它的特性值要稍小些，因为所取的值是表示平衡状态温度層結下的交换。

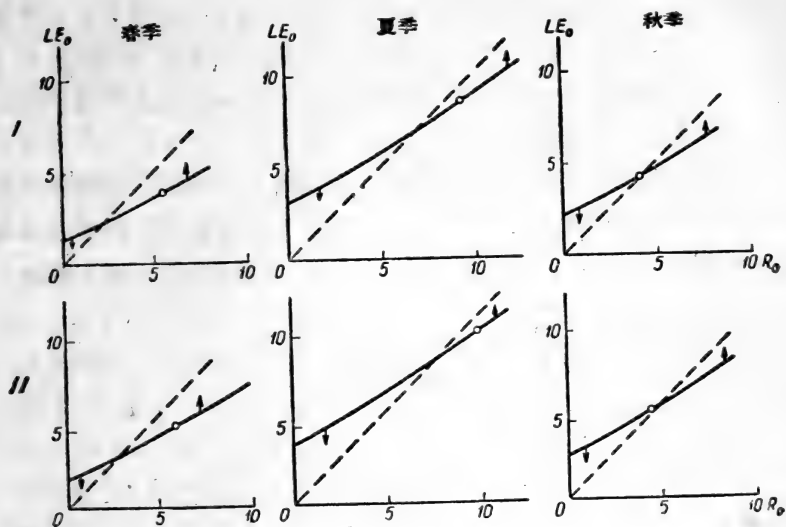


圖 33 与可能蒸發成比例的量(潛在可能蒸發的热量消耗)和輻射平衡的依賴关系

1——中央烏克蘭， 2——北高加索西部。

由圖 33 所示的資料可以作出这样的結論：当輻射平衡改变时，潛在可能蒸發的热量消耗可以大於輻射平衡（实線高於虛線），也可以小於輻射平衡（实線低於虛線）。

因为当 LE_0 大於 R_0 时，在近地面空气層中应出現温度逆增（蒸發面依靠乱流热交換得到补充热量），而在相反的关系时，近地面層中將有超平衡梯度，所以很显然的， R_0 值的改变应导致乱流交換改变，即导致 D 值改变。

完全有根据認為：当 $R_0 \gg LE_0$ 时，足够大的蒸發面上的 D 的实际值將比所利用的大致相当於近地面層平衡状态的平均条件的 1 厘米/秒的数值大得多，而当 $R_0 \ll LE_0$ 时， D 值將比这数值显著为小。

由於这一效应，則位於虛線以上的实線部分应降低，而接近虛線（但是，当然不会下降到比虛線还低）；位於虛線以下的实線部分則相应地应升高。

因此， LE_0 和 R_0 的实际依賴关系應該用通过圖上（圖 33）实線

和虛線間的某一根曲線來表示。這一依賴關係在 R_0 改變的相當寬的間隔內都將與 LE_0 和 R_0 大致相等的關係相差甚小，這就証實了在前一節中根據其他材料所作出的關於輻射平衡的數值對潛在可能蒸發有決定意義的結論。

蒸發力和輻射平衡的密切聯繫也可從圖 34 中看出，該圖表示出暖季中在北高加索條件下當 $D=1$ 厘米/秒時 E_0 和 $\frac{R_0}{L}$ 的各月數值的年變化（對中央烏克蘭的計算給出完全類似的結果）。這個圖表明

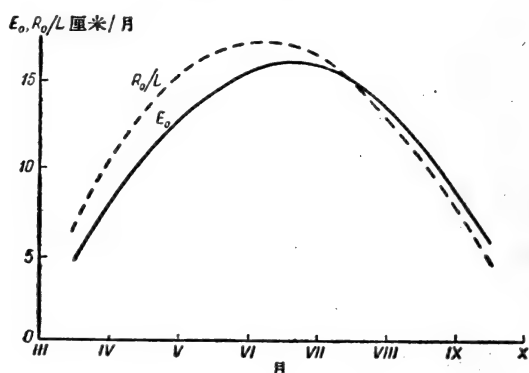


圖 34 蒸發力以及輻射平衡與蒸發潛熱的比值的年變化

E_0 和 $\frac{R_0}{L}$ 的年變化曲線的形狀非常接近，所不同的只是在時間上有一些不大的變動，這一變動使得春季 E_0 稍小於 $\frac{R_0}{L}$ ，而秋季則大於 $\frac{R_0}{L}$ 。如果計算穩定度的改變對交換系數的影響，則 E_0 和 $\frac{R_0}{L}$ 的曲線應更為接近。

根據上面所舉的公式對中央烏克蘭春季和夏季的¹⁾ 空氣濕度和溫度的平均條件在 $D=1$ 厘米/秒時所計算出的蒸發力與白天平均空氣溫度的依賴關係如圖 35 的斜線所示，這些斜線近於直線。與這些情況下實際所觀測到的平均溫度值相適應的蒸發力的數值以曲線上的點子表示。

在圖 35 上也以水平直線表明了與 R_0 和蒸發潛熱的比值相等的

1) 分季的辦法上面已經指出了，關於空氣濕度和輻射平衡的數字資料取自本章第三節的表 1（即表 32——譯註）。

蒸發力的数值。

假使根据圖(圖35)所确定的蒸發力值大於 $\frac{R_0}{L}$ 值, 那么在足够大的蒸發面上就存在有温度逆增; 假使蒸發力值显著小於 $\frac{R_0}{L}$ 值, 那么在这一表面上就存在有超平衡梯度。与此相应, 在前一种情况下乱流扩散系数减小, 这也就使蒸發力减小, 而在后一种情况下, 則扩散系数增大, 使蒸發力增加。这就使傾斜曲線的左边部分升高, 而右边部分則降低, 因而蒸發力和空气温度的实际依賴关系要比圖 35 上所表明的依賴关系微弱得多。

因此, 稳定度对近地面空气層乱流交換的影响使得蒸發力和輻射平衡的依賴关系接近为成正比关系, 而蒸發力和空气温度的依賴关系則是比較微弱的: 当空气温度在比較寬大的範圍內改变时, 蒸發力的数值始終大致等於 $\frac{R_0}{L}$ 。

因为只有在蒸發面的面积較大, 在不很薄的气層中温度梯度有改变时, 温度梯度的改变才可能显著影响乱流交換的改变。所以很显然的, 这里所指出的效应將显著出現於較大的湿润表面, 其实, 對於小的表面, 蒸發力与輻射平衡以及与其他因子的依賴关系將直接可用系数或多或少为一个常值的方程式(82)和(84)来表示。

与此同时應該指出, 根据上面所列举的資料, 對於烏克蘭和北高加索的条件, 蒸發力的数值平均說来接近比值 $\frac{R_0}{L}$, 可不考虑稳定度对交換的影响。这表示, 在中等湿润的条件下, 輻射平衡量不但可以足够精确地决定大的湿润表面的可能蒸發, 而且也可以足够精确

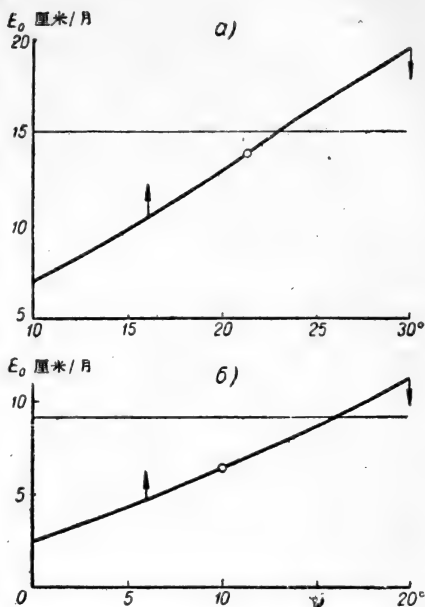


圖 35 蒸發力和空气温度的依賴关系
a—夏季, b—春季。

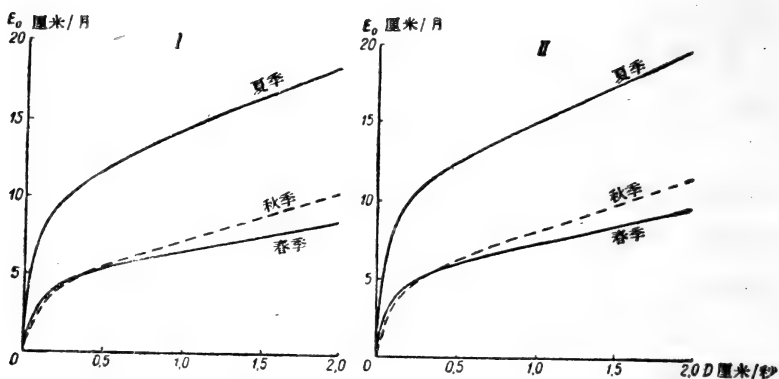


圖 36 蒸發力和乱流交換的依賴关系
I——中央烏克蘭，II——北高加索。

地決定出小的濕潤表面的可能蒸發。

為了說明關於護田林對蒸發力的影響問題，確定蒸發力和近地面空氣層中交換系數的依賴关系有很大好處。

以上所指出的當有護田林存在時影響蒸發力的四個基本因子 (R_0 、 θ 、 q 、 D) 中，三個因子 (根據空氣溫度計算的輻射平衡、空氣溫度和空氣濕度) 改變是比較小的，但第四個因子——亂流擴散系數——的改變則是很顯著的。因此，根據亂流擴散系數的改變對蒸發力的影響的計算，就可以評定護田林對蒸發力的基本影響。

對中央烏克蘭和北高加索的春季、夏季和秋季的平均條件而言，根據方程式 (82) 和 (84) 計算出的蒸發力和系數 D 的依賴关系如圖 36 所示。

極重要的是要指出，由這個圖中可見，在 D 值改變的廣大範圍內 (當這個系數的值大於 0.5 厘米/秒時)，不論對中央烏克蘭或北高加索，不同季節的 $\frac{1}{E_0} \frac{\partial E_0}{\partial D}$ 值改變是比較小的。由此就可以得出結論，在相當不同的條件下以及當 D 的絕對值不同時，交換系數的一定的減小對蒸發力的相對減小的影響多多少少是一樣的——當 D 減小 0.1 厘米/秒時，蒸發力的相對減小約為 4% (秋季稍大，而春季和夏季則減小不多)。

例如，當林帶使近地面空氣層中交換系數的平均值減小 30% 時，

則對於係數 D 的最可能的平均值而言，潛在可能蒸發的預期減小可達 15%。

現在我們要論及關於利用依天氣-氣候條件為轉移的規定灌溉定額情況下的蒸發力的資料問題。

根據這裡所列举的材料，可以得出結論：水面蒸發的資料，以及只根據空氣溫度和空氣濕度，而不考慮輻射平衡所得到的蒸發力的各種鑑定，要作為陸面蒸發條件的鑑定是具有嚴重缺點的。

根據輻射平衡（根據空氣溫度確定有效輻射和計算對足夠濕潤條件下植物復蓋的反照率所計算出的）和蒸發潛熱的比值的資料就可以得到關於較大濕潤表面的可能蒸發量的地理變動的比較正確的概念。這個數量將表征足夠濕潤或中等濕潤氣候條件下大的或小的潮濕表面蒸發的實在可能水分支出，以及乾燥氣候條件下足夠大的均勻濕潤表面的可能水分支出。

當灌溉使得濕潤地區和不濕潤地區間產生很大的熱力差值時，為了評定乾燥氣候條件下比較不大的濕潤地段的可能蒸發量，可以利用方程式(80)和(82)，在必要的情況下，還須考慮到，溫度層結對係數 D 的數值的影響。

借助於這類計算，不僅可以確定依地理條件為轉移的可能蒸發量（蒸發力）的改變，而且也可以確定某一地點依天氣條件為轉移的可能蒸發量的改變。因而，就可能評定氣候條件對灌溉定額的影響。

為了計算護田林對灌溉定額的影響，蒸發力的數值應該按照平均亂流交換係數所達到的減小而減小。亂流交換的減小對蒸發力的影響的計算，可以根據上面所列举的公式(84)來完成。

第三節 土壤改良時蒸發和土壤濕度狀況的改變的分析

在所有水文氣象因子的綜合中（在營造護田林時，這些水文氣象因子的改變要影響產量的提高），土壤上層濕度的提高對農作物發育條件的改善有最直接的影響。

這種情況在 В. Р. 威廉斯 (Вильямс) 的名著“土壤學”^[29]中就已

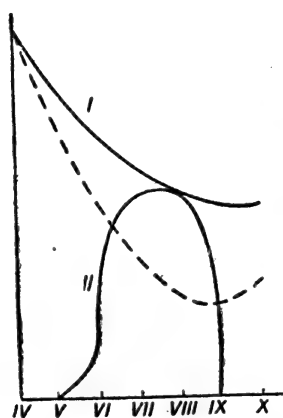


圖 37 护田林对土壤湿度状况的影响

指出了,在这一著作中列举了许多图表,这些图表示出植林的分水岭田地土壤上层湿度状况与未植林区域的湿度状况相比所发生的改变。其中有一个图表现在重绘于图 37 上(虚线表示未植林的分水岭土壤湿度的年变化,实线 I 表示分水岭植林后的湿度的变化,实线 II 表示晚熟谷物需水量的年变化)。从这些曲线的位置可见,根据 B. P. 威廉斯的资料,未植林区域的土壤湿度状况不能保证晚熟谷类的全部需水量,可是当分水岭植林的情况下,土壤中就有足够的水分可供农作物完全发育和保证高额产量。

就实质上,这里所列举的 B. P. 威廉斯的图表乃是对某种平均的自然地理条件和气候条件下的护田林的水文气象效应的定性预告。

在这一节中要阐明以定量形式绘制 B. P. 威廉斯图表的方法的根据,即护田林水文气象效应的定量预告方法的根据,这种方法适用于用来计算在不同的自然地理和气候条件下,以及在不同的天气条件下有护田林时土壤湿度的改变。

为了解决这个任务,首先必须研究关于水分平衡各基本项的年变化的规律性问题。

某一陆地地段的水分平衡方程可写成下式

$$-\frac{\partial W}{\partial t} = E - r + f, \quad (85)$$

式中 $\frac{\partial W}{\partial t}$ 是所研究的地段(流域地区)的水量在时间上的改变, E 是蒸发速度, r 是降水形式的水分收入速度, f 是逕流速度(地面逕流和地下逕流)。

对于足够大的流域地区说来, f 可以认为等于河道逕流量,后者就和降水的收入速度 r 一样是在水文气象观测网中测量出的,水分平

衡方程中其它兩項 $\left(\frac{\partial W}{\partial t} \text{ 和 } E\right)$ 直接測量的可能性是很有限的,因此,要解方程式(85),最好是確定這些項和所觀測的水文氣象特征的關係。

當注意到在以前的著作中^{[12][16]},已確定蒸發年總量和陸面的熱量平衡特征有密切關係,就可以利用陸地的熱量平衡方程來研究一年內的蒸發分佈和氣象因子的依賴關係,陸地的熱量平衡方程可寫作上面已屢次利用過的形式:

$$R = LE + P.$$

在這一方程式中沒有包括表征下墊面和下部土壤層的熱量交換速度的一項,這一項的數值,如象在以前各章中所屢次指出的,對暖季而言,當取旬和月的間隔作平均時,與平衡方程各基本項相比通常很小,可略而不計。

我們也要利用過分濕潤表面蒸發速度的公式:

$$E_0 = \rho D(q_s - q), \quad (86)$$

式中 ρ 是空氣密度, q 是空氣中的水氣濃度, q_s 是下墊面溫度下的飽和水氣濃度, D 是下墊面和大气間亂流擴散的積分係數。

被植物所復蓋的乾燥表面的實際蒸發速度應小於 E_0 , 並且,土壤中的活動水分愈少,則實際蒸發速度和 E_0 之間的差值愈大: 當土壤上層變干時,土壤蒸發就減小(由於乾燥土壤層阻滯水汽擴散),蒸騰也減小(由於氣孔調節的限制作用加強和其他原因)。當上部根分佈的土壤層中的游離水分消耗完時,凋萎植株的蒸騰實際上就停止了,與此相伴,乾燥土壤的蒸發速度就減小到最小值。

如果以 w 表示上部根分佈的土壤層中的游離水量,並認為實際的蒸發速度 $E = E_0 \varphi(W)$ (φ 是隨 W 減小而減小的函數),那麼,就可以以足夠的精確度取當 $w=0$ 時 $\varphi(W)=0$ 。

由這一條件可見,如果按照 W 的冪級用級數形式來表示 $\varphi(W)$, 並只限於計算這個級數的不同於零的第一項,那麼, $\varphi(W)$ 就等於 αW , 此處 α 是某一係數。

此時陸面的蒸發速度將具有下列關係

$$E = \rho D(q_s - q) \alpha W, \quad (87)$$

这一关系确定总蒸發速度和土壤中的游离水量成正比。

應該指出,關於总蒸發速度和游离水量成正比的假定(这是關於这两个量之間依賴关系特性的可能有的自然假說中最簡單的一个),也可以用对土壤中水量並不太多的条件下的某些試驗来証实。然而要考虑到这一假定應該用於計算对广大区域平均而言的水分平衡的特征,並且对以方程式(87)为基础的假說加以檢驗也是适宜的,但这种檢驗不要根据具有某种植物的个别土柱的試驗資料,而是要根据对广大地区平均的土壤湿度动态的特征,以下就将这样作。

對於下垫面和大气乱流热交换速度,可以写成下列类似於公式(87)的关系:

$$P = \rho D c_p (\theta_w - \theta), \quad (88)$$

式中 c_p 是空气比热, θ 是空气温度, θ_w 是下垫面的温度。

上面已經指出,對於暖季,当以旬和月为間期确定乱流热交换和蒸發的平均值时,則公式(87)和(88)可用下列关系代替

$$E = \rho D \beta (q_s - q) \alpha W, \quad (89)$$

$$P = \rho D c_p \beta (\theta_w - \theta), \quad (90)$$

式中 β 是具有超絕热温度梯度的时期長度和取平均的时期总長度的比值。

为了計算輻射平衡,我們可用第五章第一节中所列举的公式

$$R = R_0 - \delta R = R_0 - 3.6 \sigma \theta^3 \beta (\theta_w - \theta).$$

利用这个公式,以及公式(85)、(86)、(89)和(90),就可以得到下列关系

$$-\frac{\partial w}{\partial t} = \rho D \beta (q_s - q) \alpha W - r + f, \quad (91)$$

$$R_0 = L \rho D \beta (q_s - q) \alpha W + \rho D c_p \beta (\theta_w - \theta) + 3.6 \sigma \theta^3 \beta (\theta_w - \theta), \quad (92)$$

这里还要附加上 q_s 和 θ_w 的已知的物理依賴关系,这一依賴关系可用馬古拉斯(Магнус)經驗方程或表的資料来确定。

当下垫面的温度和空气温度的平均差值比較不大时,依賴关系 $q_s(\theta_w)$ 可表示成下列形式:

$$q_s(\theta_w) = q_s(\theta) + \frac{\partial q_s(\theta)}{\partial \theta} (\theta_w - \theta). \quad (93)$$

利用上式以及方程式(91)和(92),在消去 θ_w 以后就得到下列方程式

$$-\frac{\partial W}{\partial t} = f - r + \rho D \beta \alpha W \times \left\{ \frac{1}{\beta} \frac{\partial q_s(\theta)}{\partial \theta} R_0 + [q_s(\theta) - q] (\rho D c_p + 3.6 \sigma \theta^3) \right\} \times \frac{L \rho D \alpha W \frac{\partial q_s(\theta)}{\partial \theta} + \rho D c_p + 3.6 \sigma \theta^3}{L \rho D \alpha W \frac{\partial q_s(\theta)}{\partial \theta} + \rho D c_p + 3.6 \sigma \theta^3}, \quad (94)$$

这一方程式以可量度的水文气象特性和某些物理参数决定了土壤湿度在时间上的改变。

如已知 r 、 f 、 θ 、 q 、 R_0 诸量为时间的固定函数,在起始条件为 $t=0$ 时 $W=W_0$ 的情况下,方程式(94)就可以积分。当对于积分时期内这些量都可以近似地看成是常数时,在这种情况下,积分以后就得到一个新的方程,这个方程式的缺点在于它应用的可能性有限制,它在差值 $\theta_w - \theta$ 的数值不太大的条件下才能应用,但正如相应的定量评定所表明,这个条件远不经常能满足。同时,所获得的这个方程式在数值计算上相当繁重而且也不方便。

因此,在实际计算土壤水分平衡的改变时利用其它的方法来解方程式(91)和(92)。

估计所获得的误差,便可以确定:在以旬和月为期计算土壤湿度的改变时,用有限差值代替方程式(91)中的微分系数,并相应地把公式(91)和(92)中的 W 值当成等於

$$W_0 + \frac{W_1 - W_0}{2} = \frac{W_0 + W_1}{2}$$

通常不会重大损害计算的精确度,於是代替(91)和(92)式者为下式

$$\frac{W_0 - W_1}{t} = \frac{1}{2} \rho D \beta (q_s - q) \alpha (W_0 + W_1) - r + f, \quad (95)$$

$$R_0 = \frac{1}{2} L \rho D \beta (q_s - q) \alpha (W_0 + W_1) + (\rho D c_p \beta + 3.6 \sigma \theta^3 \beta) (\theta_w - \theta). \quad (96)$$

从这些方程式中消去 W_1 ,则得

$$R_0 = \frac{L\rho D\beta(q_s - q)\alpha[2W_0 + t(r - f)]}{2 + \rho D\beta(q_s - q)\alpha t} + (\rho Dc_p\beta + 3.6\sigma\theta^3\beta)(\theta_w - \theta). \quad (97)$$

根据方程式(97)可求出 θ_w 值(当考虑到 q_s 和 θ_w 的依赖关系的已知资料时),然后由方程式(95)根据所测量出的各水文气象特性的数值和起始湿度 W_0 就可求得 W_1 。计算出第一个时间间隔的 W_1 的数值以后,显然,就可以对下一时间间隔继续计算(把此时所求得的 W_1 值当成相当的新的 W_0 值),用这种方法可以得到相当多量的点子,这些点子表示出在我们所考虑的时期内土壤湿度随时间改变的曲线。

同时也要确定蒸发在一年中的分布。

为了完成这个计算,除了关于像 R_0 、 r 、 f 等等水文气象特征的資料之外,还必须具有方程式中所包含的两个补充参数 D 同 α 的值。

D 的平均值可以根据近地面空气层中乱流交换系数的测量材料和包括下垫面特征在内的温度或湿度的垂直分布的資料来确定(见第三章第二节)。

利用已有的测量材料,就可以确定对于暖季的白天条件, D 的平均值约等于 1.5 厘米/秒(在较大面积上应用灌溉的条件下,这一数值稍稍减小一些)。

为了确定参数 α , 最好利用暖季土壤上层湿度平均特征的改变的实际資料。

当认为在不太大的时间间隔中,年变化对所考虑的水文气象特征的影响不大,而土壤上层中的游离水量的起始值和終了值 W_0 和 W_1 为已知,我们就可以根据下式

$$\alpha = \frac{2[W_0 - W_1 + t(r - f)]}{\rho D\beta(q_s - q)(W_0 + W_1)t} \quad (98)$$

在下列补充条件下

$$\theta_w - \theta = \frac{R_0 t - L[W_0 - W_1 + t(r - f)]}{(\rho Dc_p\beta + 3.6\sigma\theta^3\beta)t}, \quad (99)$$

求得 α 值,这个补充条件决定 θ_w 的大小,而 q_s 值则是依 θ_w 为转移

的。

在根据公式(98)和(99)計算参数 α 时,首先必須要有關於土壤上層游离水的动态的資料。在Б. В. 波梁科夫(Поляков)的彙報^[104]中含有大量这样的資料,这个彙報是根据农業气象站的土壤湿度观测材料編成的。

研討Б. В. 波梁科夫的彙報不难确定,根据彼此位置接近的各个台站的观测結果所取得的土壤湿度的月平均值極其不同,显然这是土壤的地方性特征的显著影响,以及各台站在湿度动态的整理上的差異所致。此时,当把台站組的观测結果加以平均(作空間勻滑),則主要由气候因子所制約的土壤湿度的一般地理分佈就完全清楚的显出。

由於这个緣故,为了計算暖季土壤中水量改变的平均气候特征,最好不利用个别测站的資料,而利用大致同类的测站組的平均值。

在我們的計算中,对湿度資料所作的平均是对护田林区域的两个广大地区进行的,这两个地区的边界如圖 38 所示。对佔据烏克蘭大部分的第一地区(I),在Б. В. 波梁科夫彙報中有 16 个站的資料可用;对主要包括高加索西北部的第二地区(II)有 7 个站的資料(測量土壤湿度的各站的位置如圖 38 中的点所示)。

對於划出的地区,曾經从現有的資料来源中求出了对根据上面

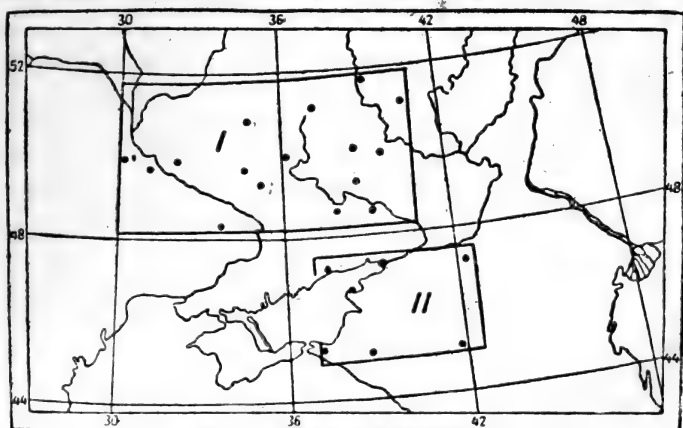


圖 38 計算水分平衡的地区

所列举的公式进行计算时所必需的所有其它水文气象特征的平均值。此时关于降水量、空气绝对湿度、白天部分的空气温度的月平均值的资料取自地球物理现象总台的材料,逕流的月平均总量根据 B. Д. 查依科夫^[66]的资料求得,系数 β 的平均值是根据 C. A. 薩鮑日尼科娃^[108]的资料用内插法确定的。

在根据 6 个土壤上层游离水量的已知的月平均值(在 B. B. 波梁科夫彙报中有从 5 月到 10 月期间的资料)对第一地区计算的结果中求得了 5 个参数 α 值,这 5 个 α 值大致是相同的,平均等于 0.020 厘米²/克(个别 α 值与平均值的平均偏差小于 0.005 厘米²/克)。在对第一地区和第二地区计算一年内蒸发的变化时,曾经利用了所求得的参数 α 的平均值。

在这些计算中(其结果列于表 32 和 33 中),只是对 B. B. 波梁科夫彙报中的第一个月(5月)土壤湿度值是已知的,这个值对解方程式(96)和(98)提供了必需的起始条件。以后各月——从 6 月到 10 月——土壤湿度值就同 3 月和 4 月的土壤湿度值一样是根据所列举的方程式算出的。

根据 A. B. 普罗切洛夫(Процеров)的资料^[105],可以得出这样的

表 32 第一地区水分平衡和热量平衡一年中的分布的计算

	III—IV	IV—V	V—VI	VI—VII	VII—VIII	VIII—IX	IX—X
$W'_0 - W'_1$ (克/厘米 ²)	—	—	2.7	2.4	-0.3	-1.0	-1.7
R_0 (大卡/厘米 ² ·月)	3.6	7.5	9.2	9.6	8.6	5.9	2.5
θ (°C)	6	14	19	22	22.5	19.5	14
e (毫米)	5	7	10	11	11	9	7
β	0.40	0.50	0.56	0.56	0.50	0.46	0.42
r (克/厘米 ² ·月)	3.1	4.2	5.8	6.6	5.8	4.4	3.7
f (克/厘米 ² ·月)	2.0	1.9	0.6	0.3	0.3	0.2	0.2
R (大卡/厘米 ² ·月)	3.1	6.6	8.1	8.5	7.6	5.2	2.2
P (大卡/厘米 ² ·月)	1.8	3.1	3.8	3.8	3.7	2.7	1.0
LE (大卡/厘米 ² ·月)	1.3	3.5	4.3	4.7	3.9	2.5	1.2
E (克/厘米 ² ·月)	2.2	5.8	7.1	7.8	6.5	4.2	2.0
E_1 (克/厘米 ² ·月)	—	—	7.9	8.7	5.2	3.2	1.8

表 33 第二区域水分平衡和热量平衡一年中的分佈的計算

	III—IV	IV—V	V—VI	VI— VII	VII— VIII	VIII— IX	IX—X
$W'_0 - W'_1$ (克/厘米 ²)	—	—	2.2	2.3	1.5	-0.9	-0.6
R_0 (大卡/厘米 ² ·月)	3.9	8.1	10.0	10.4	9.3	6.4	2.8
θ (°C)	8.5	15.5	20.5	24	24.5	22	16.5
e (毫米)	5.5	6.5	10.5	12.5	12	10	8
β	0.42	0.49	0.54	0.54	0.50	0.47	0.42
r (克/厘米 ² ·月)	3.6	4.6	5.4	6.0	4.9	3.9	3.6
f (克/厘米 ² ·月)	0.5	0.3	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1
R (大卡/厘米 ² ·月)	3.3	6.9	8.7	9.0	8.1	5.5	2.4
P (大卡/厘米 ² ·月)	2.2	4.1	4.8	4.8	4.5	3.2	1.3
LE (大卡/厘米 ² ·月)	1.1	2.8	3.9	4.2	3.6	2.3	1.1
E (克/厘米 ² ·月)	1.8	4.7	6.5	7.0	6.0	3.8	1.8
E_1 (克/厘米 ² ·月)	—	—	7.5	8.2	6.3	2.9	3.0

結論：所利用的土壤湿度值都沒有超过相应地区的土壤田間持水量，因此，我們可以不必显著考虑在所討論的时期內从土壤上層渗透到土壤下層的水分。

同时計算了蒸發月总量 [根据包含於方程式(96)中的公式]，並且，對於在 B. B. 波梁科夫彙報中具有土壤湿度資料的月份，也附帶确定了蒸發总量的經驗值 E_1 ，这个經驗值等於

$$E_1 = r - f + W'_0 - W'_1,$$

式中 $W'_0 - W'_1$ 是根据实际資料每月开始和終了时土壤上層中游离水量的差值。

在这一計算中所利用的水文气象特征是对每月 15 日到下月 15 日的間隔內确定的，因此，表 32 和 33 中各月時間都是用兩個羅馬字表示的(III—IV, IV—V 等等)。

根据表 32 和 33 中所列的計算資料，可檢驗前面所利用的關於蒸發与土壤中游离水量有依賴关系的假說。为了这个目的，應該把理論上計算出的蒸發总量 E 和經驗值 E_1 加以比較，这一比較的結果如圖 39 和 40 所示。

圖 39 表明了对第一地区 (I) 和第二地区 (II) 測量的各月蒸發

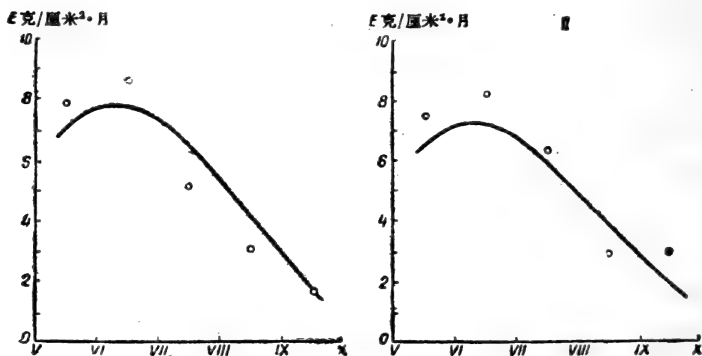


圖 39 蒸發的年变化

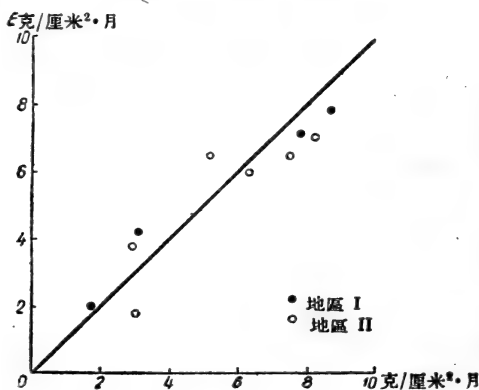


圖 40 蒸發量計算方法的檢驗

总量；理論上所确定的蒸發值的年变化用实線表示，而根据經驗資料所求得的各月蒸發总量用点表示。用这两种独立的方法計算出的一年中蒸發分佈平均說來彼此很一致，这就証明了所求得的蒸發值的可靠性以及計算中所利用的假說的正確性。此时应指出：所得到的这种一致不能用参数 α 值的選擇适当來解釋，因为 α 是計算中唯一的自由参数。

这一点特別可以从圖 40 所表示的根据第一和第二地区的資料得到的、各月 E 和 E_1 值的依賴关系看出，並且所获得的点的分佈証明 E 和 E_1 之間有正比关系存在。

从計算中所利用的方程式可見,参数 α 的选择只能使对所有各組点子平均的 E 和 E_1 的平均值取得一致,而在不同的 E_1 值时,則完全不可能得到 E 的成正比形式的有規律的改变。

所敘述的計算一年中蒸發分佈的方案使得可以进而解决關於定量分析护田林对水文气象状况的影响的問題。附帶地可以指出,这一方案也可对从理論上計算某一流域中一年內水量的变化提供了可能性。而大家知道,利用陆地水文学中現有的方法是很难完成这个任务的。

这种范例式的計算的結果如圖 41 所示,这个圖表示的是:第一地区降水的年变化(根据地球物理現象总台的資料——圖中的曲線 r)、逕流的年变化(根据B.Д.查依科夫^[64]的資料——圖中的曲線 f)、蒸發的年变化(對於無雪时期是根据这里所敘述的方法确定的,而雪的蒸發的計算資料是根据一个和水面蒸發公式相类似的公式确定的——圖中的曲線 E 以及流域中水分收支月平均速度的年变化(等於 r, f, E 的差值——圖中的曲線 $\frac{\alpha W}{\alpha t}$)。

为了檢驗这个計算,克/厘米²·月

可以把計算出的各月蒸發值的年总量、年降水量和年逕流量的差值相比較。这一比較發現:这些数值彼此几乎恰恰相合(40克/厘米²和41克/厘米²)。

圖 42 所示的資料表明:在中央和东部烏克蘭的条件下,河道流域平均在4月和5月損失水分最多,大致达3克/

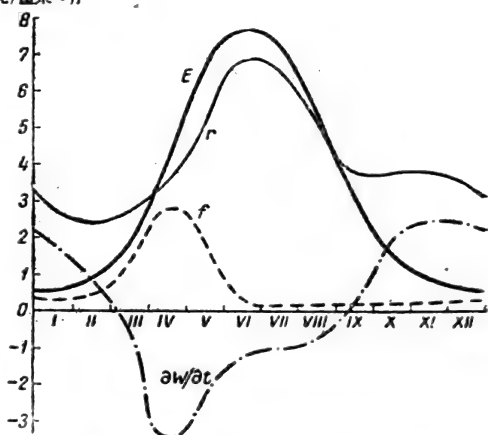


圖 41 水分平衡各項的年变化

厘米²·月,而秋末得到水分最多,几达2.5克/厘米²·月。水分收支速度的均衡点(零点)在3月初和9月中,並且在9月中以后到3月初水分收入超过支出,而从3月初到9月中則支出大於收入。

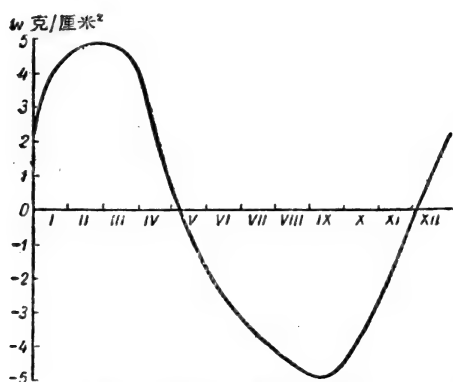


圖 42 流域中水量的年变化

圖 42 表明：在第一地区的水分平衡年变化中，流域中的水量改变几达 10 克/厘米²（即达 10 厘米），並且在 3 月初达最大值而 9 月中达最小值。

显然，对不够湿润区域的其它地区，也可以对一年内水分平衡各项的分佈作类似的计算，计算这些地区的蒸发时，也可以利用上述的方法。

上面已指出，在研究护田林的作用下土壤水文状况的平均特征的改变时，最有实际意义的是计算春季和夏季期间土壤上层中水量的改变。大家知道，不够湿润区域土壤上层中的游离水量是决定农作物产量的极重要的因子：当生长期间游离水量少时，通常要使蒸腾量和蒸腾效率降低，这就要导致产量急剧降低。因此，在建立林带系统的情况下，与没有林带时相比，所获得的春季和夏季前半期土壤中游离水量的增加，可以认为是护田林水文气象效应的基本特征之一。

除了这个特征以外，为了分析林带的水文气象效应，关于平均蒸发总量的改变的資料也具有一定的意义，平均蒸发总量通过蒸腾量也与农作物的产量有关。

利用方程式(95)和(97)可以计算在林带系统作用下土壤中游离水量的改变，以及蒸发总量的改变，此时，包含于方程式(95)——(97)中的基本参数依物理学上的一定形式而改变。

这种基于应用定量的物理理论的计算的优点在于：它能用于不

根据圖 41 的資料就可以作出流域中水量一年內变化的平均圖，为此，必須計算出相应時間間隔中 $\frac{\partial W}{\partial t}$ 对時間的积分值，或者簡單地，把順序各月的 $\frac{\partial W}{\partial t}$ 值加在一起。

这样計算結果所获得的曲線如圖 42 所示，在这个圖中，系取流域中的平均水分

同自然地理区域的各种气候和天气条件,其中包括还没有关于林带水文气象效应经验资料的那些天气条件和地区。与此同时,借助定量的物理计算还可以说明不同天气-气候条件下个别气象和水文因子如何影响林带的效应。

应该指出,由于土壤湿度的改变与水文气象特征的物理联系很复杂,所以要解决后一问题只靠利用经验资料是很困难的,即使是研究土壤水分平衡与气象和水文因子的某些依赖关系的定性特性也是很困难的。例如,在其它条件相同而乱流交换增强的情况下,热力状况和水分交换的相互联系的特性的杂复而矛盾的影响既会增加也会减弱土壤和植物的蒸发速度。显然,这种规律以及其它类似的规律(这些规律的特性是在不同的天气条件下有重大改变)的经验研究有很大困难,而理论分析则使得可以找出适用于不同天气条件的对上述规律的一般的定量反映。

在这个工作中,我们不要停留在关于应用方程式(95)—(97)来分析护田林条件下某些水文气象因子的改变与土壤湿度和蒸发状况相应的改变间的定性和定量依赖关系的可能性问题上,我们要转到关于在这些公式的应用范围内——苏联欧洲部分的南部——定量计算综合林带的水文气象效应的课题。

为了根据方程式(95)—(97)计算全部林带情况下土壤湿度和蒸发的年平均变化,必须要有关于以下七个水文气象特征的改变的资料:

- 1) 降水 r ;
- 2) 逕流 f ;
- 3) 根据空气温度计算出的辐射平衡 R ;
- 4) 白天平均空气温度 θ ;
- 5) 水气浓度 q ;
- 6) 具有超绝热温度梯度时期的平均相对长度 β ;
- 7) 扩散系数 D 。

当根据方程式(95)—(97)评定在护田林的情况下上列各特征的可能改变对土壤湿度和蒸发的影响时,可以确定其中某些特征的改

变並不显著影响土壤的水分平衡,因此,在計算中儘可以利用这些改变的概略估計值,或者根本就不考虑这些改变。

根据空气温度計算出的輻射平衡 R_0 和具有超絕热温度梯度的时期的平均相对長度 β , 首先應該屬於这样的特征。其中前一个量对暖季而言,在下垫面小部分植林的情况下,不会有重大改变。由於林帶系統中田地乱流热損耗的某些改变所引起的后一个量的可能改变不会显著影响蒸發量。

逕流 f 、扩散系数 D 以及降水 r 的改变要对林帶系統中田地的土壤湿度狀況和平均蒸發条件产生最大的影响。

以前各章已指出,無数觀測表明:在有护田林帶的田地上,雪水逕流显著減少了。

这种減少在很大程度上可以用在有防护的田野上与沒有防护的田野相比雪复盖分佈条件的改变来解釋:在林帶系統中的田地上,近地面空气層中風速和乱流交換的減弱,造成了雪复盖比較均匀分佈的条件,可是在空曠田野上,大部分的雪被吹入溝壑和其他地势低凹的地方,而融雪以后基本上都消耗於逕流。除此之外,与空曠田野相比,林帶下土壤滲透能力的提高保証了在林帶中田地上截留較多的雪水,这就使护田林条件中春季雪水逕流減少。

上面也曾确定:在其它条件相同的情况下,白天林帶間田地上近地面空气層中的扩散系数比空曠地方的扩散系数要小。

这种情况对蒸發的改变有显著的作用,因为根据上面所列举的公式,蒸發的改变与乱流扩散系数直接有关。

在暖季中降水的增加也要显著影响护田林条件下的土壤水分平衡,这是由於蒸發增加以及由於林帶系統上空大气中乱流交換条件改变的緣故。

空气绝对湿度与空气温度 (q 和 θ) 的改变对土壤水分平衡的影响比較不大,这可以把現有的關於护田林系統中这些特征的改变的实际資料和解方程式(96)—(98)所得的結果加以对比来确定。

为了評定全部綜合水文气象特征的改变对土壤水分平衡的总影响,讓我們来研究一下在上面所討論的第一地区中(即中央和东部烏

克蘭)当建立起总体林帶时,平均的土壤湿度和蒸發狀況的改变。

現有的护田林对逕流、近地面空气層中的乱流交換以及降水的影响的材料,只能使得对在有护田林时这些量的可能改变作極近似的計算,因此,为了获得对土壤上層湿度的最小的預期增加量的評定,在計算中最好限於估計所列因子的改变的最小值。

在第一地区中,雪水逕流量的平均值大致等於 4.5 克/厘米²,这一数值几乎为总逕流量的 60% 。在有护田林时,大部分雪水被截留在田野上,等到雪融完以后这部分雪水就增加了土壤湿度。

要精确評定有护田林时土壤所补充截留的雪水量,目前还是很困难的,但是根据許多作者的資料^[52,128等]可以得出这样的結論:對於所討論的地区來說,这个量將不小於 2 克/厘米²。

春季逕流量的減少 2 克/厘米²使夏季月份的蒸發有相应增加,这种情况再加之乱流交換条件的改变就会引起夏季降水量有某些增加。

当考虑到在第四章中所列举的、在有护田林时夏季降水可能增加的計算結果,對於第一地区就可以取夏季降水的增加等於 3 克/厘米²,这个数值与其說是对該量估計过低,还不如說是对該量估計过高。

在通風林帶的条件下,平均扩散系数 D 的減小,根据已有的對於林帶間田野的資料(見第三章第三节)不小於 $30-35\%$ 。

当考虑到對於烏克蘭条件的夏季空气温度和蒸發热量消耗的依賴关系的資料时(这些資料可以从夏季温度的緯度变化和蒸發的緯度变化的对比得到),便可以計算出:在第一地区中夏季蒸發增高 5.0 克/厘米²,使夏季白天的空气温度的降低小於 1.0° ,这对土壤水分平衡影响較小。与此类似,就有根据認為:空气絕對湿度以及 R_0 和 β 的可能改变对第一地区中土壤湿度和蒸發狀況的影响比較不大。

因此,为了概略的計算第一地区中土壤水分平衡的改变,就應該重复上面所作过的土壤湿度和蒸發的年变化的計算,其中只須改变头兩個月的逕流值(逕流量的減少每月为 1 克/厘米²)和暖季各月的降水值(此时認為等於 3 克/厘米² 的降水的总增加量,在各別月份中

的分佈与当月的降水总量成正比例)。除此之外,在計算中,應該利用新的数值 $D=1.0$ 厘米/秒,代替以前所採用的数值 $D=1.5$ 厘米/秒。

这样計算的結果列於表 34 中,其中第一行表明了蒸發的年变化,而第二行則表明了和現有的条件相比,当有护田林时土壤上部 1 米層中游离水量的增加值(δW)。

表 34 第一地区在护田林影响下蒸發和土壤湿度的改变的計算

	III—IV	IV—V	V—VI	VI—VII	VII—VIII	VIII—IX	IX—X
E (克/厘米 ² ·月)	2.2	6.7	8.0	8.8	7.7	4.8	2.3
δW (克/厘米 ²)	5.7	6.6	6.6	6.2	5.6	5.2	5.1

因为在对一年林帶作用的計算結果中,暖季末(15/X)土壤中的游离水量与暖季初(15/III)相比时的減少量小於在沒有林帶影响下同一时期內游离水量的減少量。所以显然的,当林帶的作用只有一年,則土壤的水分平衡还处於不常定状态,而土壤中的水分积累也尚未結束。

当認为冷季中河流流域的降水、蒸發和逕流在有林帶和無林帶的情况下大致相同,那末,就可以繼續計算以后各年中在有护田林的情况下的土壤水分平衡。

由所作的計算可見:水分平衡的常定状态在林帶作用的第三年才建立,此时土壤中的水分积累实际上已結束。因为这一时期比林帶完全發育所必需的时期要短得多,因而,林帶的完全效应实际上是和林帶的完全發育同时达到的。

表 34 所列的資料是屬於林帶对水分平衡成常定影响的条件下的,这些資料表明:对农作最重要的时期——春季—夏初,由於护田林的結果,在所討論的地区中土壤上部 1 米層中的游离水量的增加不少於 5—7 克/厘米²。

值得指出的是:根据所列举的資料,游离水量的最大的絕對增高出现在 5 月,即出現於在不足够湿润的气候条件中植物强烈需要补充水分的月份。

与土壤中游离水量增加的同时,在有护田林的情况下,总蒸發也一定稍有增加——对所討論的这一地区在暖季內达 5 克/厘米²。

土壤中游离水量的很大增加以及总蒸發的某些增加,应该使平均气候条件下农作物的产量有很大提高。产量的提高首先决定於植物蒸騰效率的增大(近地面空气層中交換和風速的减小也会促进蒸騰效率增大)。除此之外,当土壤湿度增加时,用於蒸騰的水量与总蒸發的比值也应显著增大,这在总蒸發增加的情况下,也要大大地使农作物的产量提高。

因此,即使在沒有补充的农業技术措施的情况下,应用护田林也已經可以保証土壤水分平衡有很大改变,並显著提高产量,大家知道,这已为無数試驗工作的材料所証实

把所获得的关于有护田林时土壤湿度改变的資料和本节开头所列举的 B. P. 威廉斯的圖表相比較是很有意思的。为此,应该把圖 37 和圖 43 加以比較,圖 43 中的虛線表示理論上計算出的(也很好的为試驗資料所証实)現時条件下第一地区田野上土壤湿度的平均年变化,而实線表示有护田林以后土壤湿度的年变化。可以指出,圖 43 所表明的圖的定量形式証实了 B. P. 威廉斯的假定,这一假定是:在护田林情况下,土壤湿度的最大增加不在生长期初或生长期末而在最暖的月份之一。

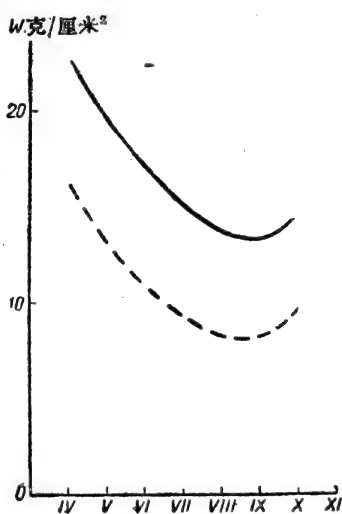


圖 43 护田林对土壤湿度状况的影响

最后应该指出:以上对有护田林时土壤湿度的改变所作的定量計算只提供了預期效应的最低估計,这是由於利用的是降水、逕流和扩散系数的改变的最低估計,以及由於在这种計算中沒有显著地考虑其它土壤改良措施对土壤湿度的影响,而这些土壤改良措施在苏联欧洲部分的南部是与护田林計劃同时实现的(特别是改善土壤結

構的草田輪作制的影响)。

現有的觀測資料表明：土壤結構對土壤水分狀況的主要影响表現在蒸騰和土壤蒸發對比关系的改变上(在有結構土壤上，發育良好的植物的蒸騰通常增加，而土壤蒸發則減小)，但是，以上情形是完全可能的：土壤結構的大大的改善不仅可以改变总蒸發的這兩個組成部分的对比关系，而且也可以影响总蒸發量，这也就附帶使土壤湿度狀況改变。为了精确的定量計算使林帶對林間田野的土壤湿度狀況的有利作用加强的后一效应，必須进行專門的研究。我們仅要指出：这里所推得的方程式系統可以直接用於計算土壤結構的改造對土壤水分动态的影响。为了这个目的在第一近似中，只須以一定方式減小現行計算中所利用的参数 α 的数值就够了，这就使得可以定量地考虑被植物复盖的有結構土壤在水分儲藏量相同和其他条件相同时与無結構土壤相比其蒸發的降少¹⁾。

在这一节所获得的方程式也可以用来計算不够湿润的气候条件中应用灌溉时土壤湿度、蒸發以及热量平衡各主要項的改变。

这种計算方法与前面所述的方法並無不同，而为了顧及由灌溉得到的补充的水分收入，應該在方程式(95)中加进相应的一項，把这一項和进行灌溉时期內的平衡的其它各項加在一起。

这里讓我們列举对薩拉托夫地区 1936 年夏季的具体条件所作的計算結果，作为确定灌溉时蒸發和土壤湿度的改变的例子。

这一計算的結果列於圖 44。在这个圖上表明了农田表面热量平衡各主要項的旬平均值随時間的改变(輻射平衡 R 、蒸發的热量消耗 LE 、乱流热損耗 P ，以及土壤上部 1 米層中的有效水分量 W)，这些数值是根据上面所列举的方程式对 1936 年薩拉托夫暖季的实际条件計算出的(圖上的实線)。这里也列出了理論上所求得的热量平衡各項和土壤湿度动态的改变(圖上的虛線)。这是对同样条件的兩次灌水(20/V 和 20/VI)而灌水定額为 6 克/厘米²，即 600 米³/公頃时求得的。这一計算表明：由於灌水，除了土壤中有效水分量急

1) 土壤結構的改变不改变 E_0 值(蒸發力)，上面已表明， E_0 值決定於气象因子。同时，在有限的水量条件下，有結構土壤在其他条件相同时蒸發比無結構土壤要小。

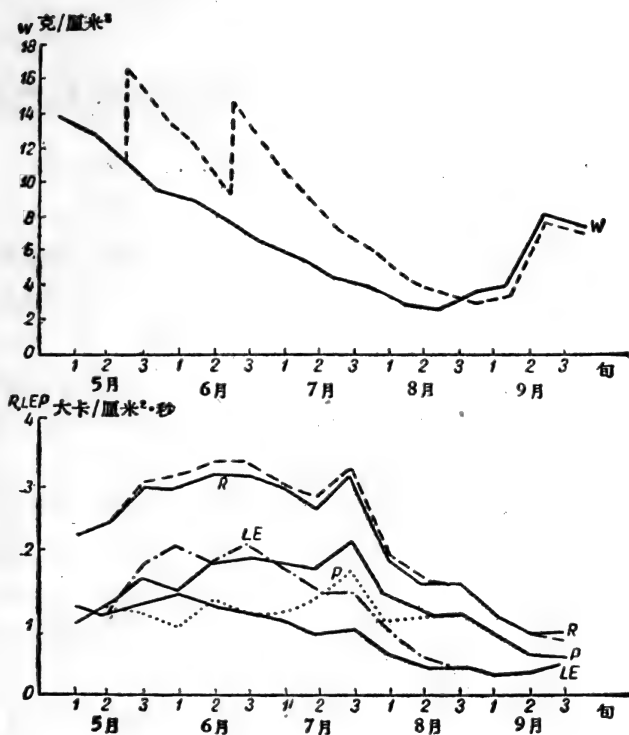


圖 44 热量平衡各項的旬值随時間的改变

剧增高以外,蒸發的热量消耗强烈增加,乱流热損耗减少,而輻射平衡也稍有增加。这些改变在剛灌水后最大,以后就逐渐衰減。

在这一章中所敘述的資料表明:所列举的理論方法使得可以計算土壤湿度动态、蒸發和某些其他的土壤改良水文气象效应特征的改变与灌水次数、灌水定額、天气-气候条件、护田林的存在以及其它因子的依賴关系。这种計算也可用来事先計算土壤改良措施的效应和灌溉定額。

第七章 进一步提高护田林效应的措施

第一节 总 则

护田林的高度的农业和水利效应是我国科学的巨大成就。虽然如此，苏维埃科学并未满足已得的成就，而正在寻找进一步发展和改进林带设计的方法的路径，以便提高林带的效应。

护田林的效应随护田林如何种植而定。每一公顷植林带来的好处可以较大也可以较小，这依林带在区域上的配置、林带间的距离、林带的宽度、结构和与此类似的条件而定。

问题在于，当建立严格符合农业技术、土地规划、田野工作机械化和组织经营对造林要求的植林系统时，要达到最大的农业和水利效应。重要的任务是在消耗劳力最少的情况下建立巨大的林带，即要建立树木成活率高的、树木较高的、能很好形成森林土壤和枯枝落叶层的、树木能很好生长的林带。

林带的这些性质可以用正确选择乔木和灌木品种、栽植和播种方法、林带的维护和其他农业森林土壤改良手段来达到。

在森林草原的干旱条件下，特别是在草原地区中，建立巨大林带在很大程度上依林带的水分保证而定。林区土壤水分的经济消耗可借助林带的穴播法来达到。这一方法的创造者 T. Д. 李森科也指出必须在林带下的土壤中建立可能较多的水分储藏量。这个任务可以通过正确利用林带土壤的高度渗透能力以截留从斜坡流来的水分（地面逕流）的方法而得到解决。

在这一章内，我们要根据水文气象局所进行的关于林带水文气象作用的最近的研究来叙述护田林系统规划的某些研究结果。

为了避免这里所提出的建议的片面性起见，我们就不能限于只根据提高护田林水文气象效应的要求来解决这个问题。水文气象状况的改造是很重要的，但不是提高产量的唯一条件。这个问题是很

复杂的,因此,它的解决也要考虑到农业生产的其它最重要的要求。

集体农庄和国营农场田野上林带设计的规则应该随着当地的自然条件和组织经营的要求而有所不同。适合当地自然条件的护田林带应这样来设计,即要消除或最大地削弱对农业最有害的现象,而加强对农业有利的现象。

林带对产量的有利影响是由于林带对农田热量平衡和水分平衡的改造作用而达到的。

我们要指出:由于风速和乱流交换的减弱,林带间田地上吹雪停止了或强烈削弱。M. И. 古列维奇(Гуревич)1950—1951年在国立水文研究所进行的研究表明:在卡明草原,大面积(100—125公顷)林带间田野的雪复盖的水分储藏量比空旷草原中要多10—20%,而小面积(10—30公顷)的林带间田野甚至多出25—40%。因此,草原和森林草原地区的农田得到数量为每公顷100—400米³(即1—4厘米水层)的补充的水分盈余。

水分盈余量的增加也由于大气降水的某些增加而产生。第四章中所列举的材料表明:较大区域在护田林和灌溉的影响下,降水量在草原地区的北部和东北部平均可增加30—40毫米/年,但是在东南区域这种增加十有八、九是极少的。

地面逕流是农田积累补充水分的另一个重要来源。在圖45上列举了草原和森林草原地区地面逕流的略圖。这个圖表明:無生产效能的地面逕流的水分消耗,平均說来从草原地区南部的每年为每公顷100米³到森林草原地区北部的1,000—1,200米³。草田农作制截留地面逕流是由于土壤的結構化,尤其是林区土壤(这种土壤具有高度的吸水能力)的結構化,以及进行專門的农业技术措施而达到的。应该着重指出:林区土壤的保水能力同样出现在对斜坡方向适当配置林带的条件下。在正确配置护田林的情况下,土壤依靠积雪、大气降水的增加,以及由农业技术措施和植林截留地面逕流所得到的总水量,平均說来在草原地区的最南部可以达到每公顷200—400米³,在草原地区的其余部分为500—600米³,在森林草原地区則可达1,000米³。这里附带有由于高度农业技术和草田輪作制而直接补

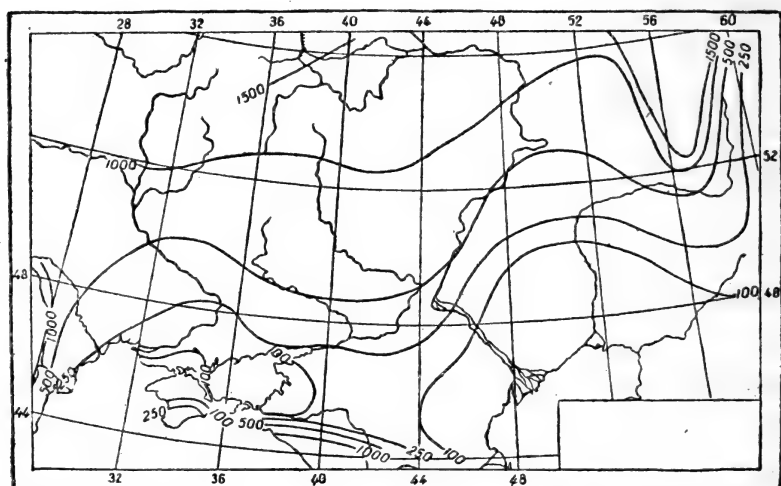


圖 45 补充土壤湿润的每年潜在水分资源的略图(每公顷米³)

充截留在田地上的水量。

林带对根本改变农田的蒸发条件起着很大作用,它使水分的消耗方式分配得更有利。

观测和计算表明:在空旷草原中,土壤水分大部分无效地消耗于土壤表面蒸发。在有林带防护的田野上,由于无效蒸发减少,植物的有效蒸腾增加了。这种重新分配可以用林带防风作用的影响来解释,大家知道,林带的防风作用表现在使土壤和近地面空气层间乱流交换削弱的风的结构的改变上。因此,蒸发力减小了,而近地层中的空气湿度提高了;蒸腾系数和土壤的直接蒸发减小了,而农作物的总水分消耗量则增长了。

以中央黑土区为例,根据分析和总结试验材料^[92]所得到的表 35,表明了包括护田林在内的综合措施在改变蒸发各项目之间的对比关系上所起的改造作用。

由于护田林的改造作用的结果,根据足够精密的计算,中央黑土区条件中的农作物,补充获得了每公顷 1,200 米³的水。

国立水文研究所于 1950 年根据卡明草原春小麦田蒸发的各项目的直接测量也得到了与上述计算大致相近的结果(表 36)。

表 35

	蒸發的水分 总消耗量 (米 ³ /公頃)	其 中		有效蒸發 (以总消耗量 的%表示)
		蒸騰的消耗 (米 ³ /公頃)	土壤直接蒸 發的消耗 (米 ³ /公頃)	
空曠草原中的中耕輪作田	3400	1150	2250	34
有林帶防護的草田輪作田	4000	2400	1600	60

表 36

	16/V-11/VIII 蒸發的水分 总消耗量 (米 ³ /公頃)	其 中		有效蒸發 (以总消 耗量的% 表示)
		蒸騰的消耗 (米 ³ /公頃)	土壤直接蒸 發的消耗 (米 ³ /公頃)	
空曠草原中的集体农莊的田地	1730	840	890	48
B. B. 道庫恰耶夫农作研究所 的林帶中的田地	2170	1370	800	63

有效蒸發的大大增加是产量提高和产量变动減小的重要原因。在足够充分的利用天然水源的条件下,干旱地区中产量的提高是借草田农作制达到的,而护田林在草田农作制中佔有重要地位。

很大的效应是在保証产量的人工灌溉的情况下达到的。灌溉的效应由於与护田林相結合而更为提高。在这种情况下,作为农田蒸發的調节者的林帶不仅节制了空气干旱的影响¹⁾,而且也打开了減少灌水和灌溉定額,从而更經濟的利用水源的可能性。

但是,應該考慮到,在灌溉地上,特別是在未灌溉地上,护田林的高度效应,即是它对产量的有利影响,也是可以在适应当地天然历史条件(气候、水分狀況、侵蝕过程、地形等等)和組織經營要求而分別对待护田林設計的条件下达到的。

第二节 林帶的配置与有害風的方向的关系

直到不久以前,还存在着这样一种見解:即对农業有害的風的盛

1) 大家知道,干旱風的不良作用不会完全消除,即使在土壤足夠湿润的情况下也会产生。

行風向是田野上林帶配置的主要征狀。認為主林帶，即沿田野長邊的林帶，必須與盛行風向垂直；對坡度較大的地方則例外，建議在那里把林帶與斜坡橫交配置，而不必考慮風向。

這些建議沒有考慮到盛行風向的地理特征。在過去的指導手冊和規範中通常沒有明顯指出在配置林帶時必須考慮什麼樣的風向。

因此，必須首先討論這樣一個問題：即與林帶配置有關的有害風向的理解。

假使討論干旱風的頻率圖，那麼，原來在蘇聯歐洲部分大部分地區上要完全明顯地定出盛行風向是不可能的。例如，在契卡洛夫城，干旱風的最大頻率 13—16% 出現在八個方位中的五個方位上；在巴拉紹夫城 14—19% 的頻率則出現在三個方位上，寬達 135° 角；在諾沃烏晉斯克(Новоузенск)城 11—16% 的頻率出現在七個方位上，幾乎佔有全部方位；在古比雪夫(Куйбышев)城 12—17% 的頻率則出現在五個方位上，佔整個方位的一半以上等等。只有在蘇聯歐洲部分的極南部和東南部，才較明顯地表現有盛行東向干旱風。例如，在斯大林格勒城，東向和東南向干旱風的頻率為 22—25%，而其餘各方向的頻率則不到 11%。在斯傑普諾依(Степной)和契爾克斯克(Черкесск)城，干旱風的盛行風向表現更為明顯， $\frac{1}{3}$ 以上的干旱風是從東方吹來的。

雪暴風也是類似地分佈着。根據地球物理觀象總台的資料，在蘇聯歐洲部分的草原和森林草原地區中，雪暴風的盛行風向是比較穩定的，但幅度相差在 5% 以內的各种頻率畢竟還佔着 90° 角，而有時還佔着 135° 角。在查波羅什(Запорож)、斯大林格勒和羅斯托夫省、斯塔夫羅波爾邊區和頓巴斯，雪暴風的盛行風向表現得最為明顯。

干旱風和雪暴風的盛行風向在許多情況下並不相合，因此，在選擇林帶的方向時就要考慮到各種有害風的盛行風向。

在圖 46 上表明了干旱風和雪暴風的綜合圖解的地理分佈。這些圖解是考慮到林帶對方向相反的風的影響相同而繪制的。在每一個圖解上，定出了風向的最大頻率值與鄰近這一方向的風的最小頻

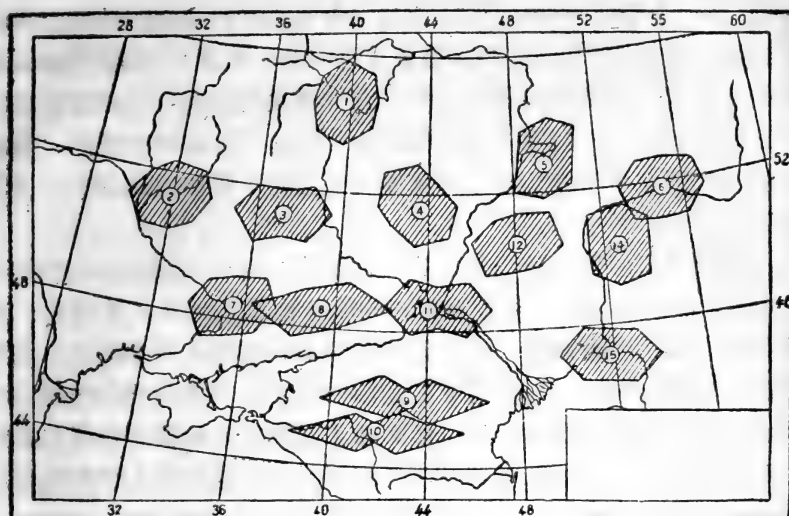


圖 46 对农业有害的风的风向图解

率值的偏差。这些图解的形状表明：在苏联欧洲部分草原和森林草原地区的大部分区域内没有明显的有害风的单一盛行风向。只有在大致通过日丹诺夫—伏罗希洛夫格勒—斯大林格勒一线以南的地区，才明显地表现出纬向的盛行风。

根据所引用的资料可以得出一个结论：在上述这一线以北地区，在设计集体农庄—国营农场的林带时，可以不太考虑风向，而不致降低林带的防风作用，因为这里没有明显表现出的一定方向的盛行风。

在上述一线以南，在斯大林格勒省（北纬 49° 以南）、阿斯特拉罕（Астрахан）省、格罗兹内（Грознен）省、罗斯托夫省（北纬 $48-49^{\circ}$ 以南）、伏罗希洛夫省（北纬 $48-49^{\circ}$ 以南）和斯大林诺省的范围內，以及在克拉斯诺达尔（Краснодар）边区和斯塔夫罗波尔边区，在设计林带时无条件地必须考虑到对农业有害的显著表现出的盛行东风。

为了解决在怎样的范围内必须考虑风向的问题，让我们来讨论一下林带的防风作用与风吹过林带的交角的依赖关系。

Я. Д. 潘菲洛夫^[101]、Г. И. 馬嘉金^[96]、Ю. П. 比雅洛维奇^[26]、

Н. М. 高尔舍宁(Горшенин)^[51]及其它等人所进行的林带防风作用的可靠研究表明:在风偏离与林带垂直方向某一范围时,林带的防风效应很少改变。这些研究就是关于允许林带偏离与盛行风垂直的方向达 $\pm 30^\circ$,而在个别情况下允许偏离达 45° 的实际建议的根据。最近国立水文研究所考察队在卡明草原所进行的研究和观测证明上述范围还可以略加扩大。

关于护田林带的效应与风吹过林带的交角的依赖关系比较微小这一点,我们可以根据林带对风速的改造作用来判断。本书第三章的材料表明:近地面空气层的乱流状况是评定林带防风效应的重要特征,但在某些情况下,林带对风速的作用和对乱流状况的作用之间也可以发生不相符合的情况。然而为了近似评定林带的效应与风向之间的依赖关系,我们在下面将要利用关于林带对风速改变的作用的最易了解的材料。

计算护田林对风的状况的影响的方法^[60],使得确定,林带网格的防风效应在怎样程度上随风向与主林带的关系而改变。对长方形的面积约为50公顷而两边长度之比为1:2.5的田野说来,在风与沿着长边配置的主林带垂直的情况下,田野上风速的平均减小当树高为15米时对于通风林带约为44%。随着主林带偏离垂直方向,防风效应就改变了,在偏离达 30° 的情况下,效应不但没有减小,而且反而有些增大(大到45%)。在主林带偏离垂直方向达 60° 时,防风效应稍有减小而为40%。当主林带进一步偏离与风向垂直的方向时,林带网格的防风效应就显著降低。但是,即使在风与主林带平行时,由于林带的侧面粗糙度,以及在沿田野短边配置的横向林带的作用影响下,风速比之空旷草原中的风速毕竟也减小25%。

因而,在风偏离与主林带垂直方向达 60° 的情况下,林带网格的防风效应(林带间田野与空旷草原相比的风速减小的百分数)变动在较小的范围内——40—45%,也就是说,在这类计算的精确度范围内。只有在风与主林带平行时,防风效应才降到25%,而效应变动的总幅度就增大至20%。

所列举的关于防风效应与风吹过主林带的交角的依赖关系的例

子是屬於瞬間風(具有固定方向的風)的情況的。氣候效應提供了關於林帶對風的影響及對林帶間田野內風的分佈的影響的較正確的概念,為了確定氣候效應必須考慮到對農業有害的各種方向的風的頻率。

在圖 47 上,除了長方形林帶網格的防風效應與瞬間風向的依賴關係以外,也對三個地方提供了氣候防風效應的依賴關係曲線。這些曲線表明:在作為吉夫諾耶(Дивное)城(斯塔夫諾波爾邊區)特征的明顯表現的單向盛行風的情況下,其他方向的有害風的存在使防風效應隨風吹過的交角為轉移的變動大大減小。例如,在瞬間風與主林帶平行的情況下的最小防風效應為 25%,而在風與主林帶垂直時的最大防風效應則為 45%,吉夫諾耶城在主林帶與風向平行配置時的最小氣候效應為 34%,而最大效應約為 42%。變化範圍從 20% 減小到 8%。

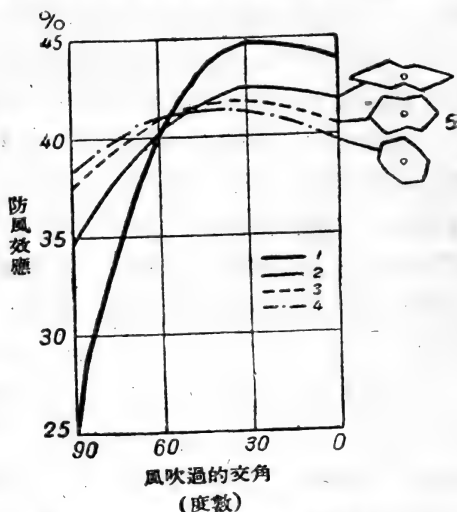


圖 47 林帶網格的防風效應與風吹過的交角的依賴關係

1. 對瞬間風向的情況。考慮到有害風風向圖解的情況; 2. 吉夫諾耶城; 3. 斯大林格勒城; 4. 巴拉紹夫城; 5. 有害風風向圖解, 零度表示與主林帶垂直的風。

對位於日丹諾夫—伏羅希洛夫格勒—斯大林格勒一線以北的地區氣候防風效應改變的範圍更小。例如,在巴拉紹夫城,不同風向下林帶網格的防風效應變動在 38% 到 42% 的範圍內。

這一分析的結果再一次地着重指出:在林帶偏離與風向垂直方向達 45° 或甚至更大時,護田林系統的防風效應降低是比較小的。由此可見,在出現有明顯的有害風向的地區(在日丹諾夫—伏羅希洛夫格勒—斯大林格勒一線以南的地區),主林帶至少可在偏離與風的垂直方向達 ±45°,而不致損害防風作用。

第三节 林帶的配置与地形的关系

由於在草原和森林草原地区的大部分区域上对农业有害風的風向並沒有明显的表現，而且由於在南方地区中林帶可以大大偏离与盛行風垂直的方向而不致損害植林系統的防風效应，因而，林帶的配置应服从於解决另一个重要任务——截留地面逕流。

地面逕流在农业上是無生产效能的水分損失，它是土壤冲刷和溝壑形成的原因。常常使国民經济受到損害的河流的洪水也是由於强烈的地面逕流的結果。在河水对水利最有价值的夏季枯水期中，河流的水量随着地面逕流而定。枯水期的河道逕流随地面逕流的減少而增加。根据这些原因看来，地面逕流的減少是国民經济的重要任务之一。

当林帶与斜坡橫交——沿等高線配置时，林帶就能最好地完成調节水分的作用。在这样配置的情况下，林区的土壤可以截留住从斜坡流来的地面逕流，这样就能在最小的植林面积情况下达到最大的水分調节效应。

林帶截留地面逕流的过程已有很好的研究。林区土壤由於有团粒結構，因而具有高度的滲透能力，这是由於活根和死根的稠密的網脈以及枯枝落叶層的存在而促成的。后者的作用主要在於減緩土壤表面的水分的移动以及預防土壤表面形成泥濘状态（即产生淤泥）。

林区土壤的重要特性是比田間土壤冻结輕微。由於导热性比較低以及由於有雪的积累，林帶中的土壤冻结不大，甚至在强烈冻结的时候，也还遗留有未冻结的土壤斑跡。观测表明，森林中的土壤还在雪复盖消失以前就是融化状态。此外，护田林帶中雪的消失通常也比林帶間田野上要晚几天。林区土壤的这些特性是护田林高度的調节水分能力的基本原因。

在林帶与斜坡橫交（沿等高線）配置的情况下，在春季融雪时，从斜坡流来的雪水就被林区中的雪堆截留住，而易为土壤所吸收。根据观测的資料^[10]，从斜坡流来的、流量为2—3升/秒的相当大的水

流,当进入林帶的雪中时,就分散成为小股水流,而在大多数情况下,即使在陡坡(3.9°)上,並不能通过宽度为40—50米的林帶。

Н. М. 高尔舍宁在季馬舍夫(Тимашев)^[51]曾观测到林帶中的积雪对截留春季雪水有很大影响。在田野融雪时,沿着林帶的高的雪堆把水积留起来,而使雪有所浸潤。Н. М. 高尔舍宁的試驗和計算表明:在長度为100米的地段上,寬40米的林帶由於雪堆能截留从斜坡流来的6000米³以上的水。根据同一作者的資料,土壤水分平衡的研究表明:1940年春季滲入2米土壤層的水量在林区中約为300毫米,而田野中則約为130—150毫米。假使考虑到林帶中水分滲入土壤可达很大深度,以及考虑到进行观测的林帶並未完全适当地沿着斜坡配置着,那么,所获得的滲入土壤中的水量就不能認為是夸大的。国立水文研究所在卡明草原借助人工降雨的办法,以及用造成水从斜坡流到林帶的“放水”的办法所进行的关于土壤滲透能力的研究的試驗也証实了这一点。放水試驗表明:43齡的林区已很好形成的土壤在80分鐘內吸收約400毫米的水。在这些試驗中,水簡直好像經過篩子一样地穿进土壤。

В. В. 道庫恰耶夫农作研究所和卡明草原中的水文地質站曾經进行过極有意义的逕流观测^[8]。在雪儲藏量相同的16年观测期所进行的某些谷地逕流观测的結果表明:未綠化的谷地[奧西諾沃(Осиново)]的春季逕流平均为66毫米,而田地有林帶防护的兩個谷地則平均为34毫米[列斯諾依(Лесной)谷地]和9毫米[謝列克岑特罗夫斯克(Селекцентровск)谷地]。在这些集水区中,与斜坡橫交配置的林帶,在春季融雪期內平均約截留住450毫米的水;对田地來說,相应的数值則不超过70—80毫米。全苏林業科学研究所莫霍夫(Мохов)試驗分站的兩個谷地的观测也提供了类似的結果[根据Г. А. 哈利托諾夫(Харитонов)的資料],其中一个集水区是沒有森林的,而在另一个的集水区上則溝谷林佔据17%的面积,这些森林以40—45米寬的帶狀圍繞着谷地。3年期間的观测表明:林区土壤由於截留从隣近斜坡流来的春季雪水逕流而得到270毫米的水層。由於林帶的截水能力,綠化谷地的逕流为10毫米,而未綠化谷地則

为 70 毫米。莫霍夫試驗分站斜坡坡降比卡明草原中要大得多，因此，这里截留水量就較少。

在卡明草原和莫霍夫試驗分站特別設置的場地上所进行的觀測提供了更有趣的結果，在这些場地上曾計算了田野斜坡上的逕流，並且同时計算了通过不同寬度的林帶以后的逕流量。

卡明草原中兩組場地表明：40—45 齡的林區平均可以截留住融雪期中从斜坡流来的 270 至 400 毫米的水。

在莫霍夫試驗分站，根据 3 組場地上 2 年的觀測，同样年齡的林區截留了 250—310 毫米的水。

根据試驗資料和計算，林區土壤在春季融雪期中所能截留的水量，在小坡度的情況下平均为 500 毫米。在个别多水的年份里，当土壤輕微冻结时，林區所截留的水量达 750 毫米。

依靠林區土壤截留水分是提高农地產量和改善水文狀況的重要手段。

林帶土壤所截留的水主要消耗在以下几方面：1) 乔木和灌木植被的蒸騰，2) 供給地下水，3) 通过水在土壤內的移动直接消耗於使田地湿润。

所有上列各項水分的消耗对国民經济都是有益的。

林區的水分蒸騰促进了对保护农田、改善气候和河流水文狀況所必須的厚大林帶的培育。补充供給地下水是增加夏季枯水期間河流水量的手段，而这一时期的河水則有最高的国民經济价值。地下水位的提高則促进了普遍的湿润。对农田湿润起着重大作用的土壤內的逕流(B. P. 威廉斯)，显然，將随林帶中水分积累的増加而加强。这一現象还研究得很不够。

在这方面还应补充一点：截留住地面逕流是防止土壤侵蝕和溝壑成長的最有效的手段，也是减小河流洪水的有效手段。

在以上所述的各方面中，护田林的高度效应只有当主体林帶与斜坡橫交(沿等高線)配置时才能达到。

当然，必須尽可能的建造大量这种改造作用具有綜合性質的林帶。与斜坡橫交(沿等高線)配置的林帶就是这类林帶。这种林帶不

但有調節水分的作用，同时还起着防風作用。但是，在地面坡度很小，以致难以确定坡向的地形平坦的地方，就是在日丹諾夫—伏罗希洛夫格勒—斯大林格勒—線以北，在配置主林帶时应考虑到这里所出現的对农業有害的某种盛行風。

为了防止土壤侵蝕，建議採用坡度作为林帶与斜坡橫交配置的標志。例如，当坡度大於 $2-3^{\circ}$ 时（根据某些資料是大於 $3-5^{\circ}$ 时），林帶应与斜坡橫交配置，而当坡度小於此数值时，則允許林帶的配置可以不考虑地形。当考虑到苏联欧洲部分草原和森林草原地区中，坡度小於 2° 的面积約佔全区域的80%，而坡度小於 3° 的面积約佔90%，那么，上述建議就不包括南部的大部分地区，那里坡降大於 $2-3^{\circ}$ 的斜坡很少看見或者完全沒有。此外，坡度也不是侵蝕存在的唯一標志。侵蝕的存在也視由斜坡流来的水量而定，此时，随着坡長的增加，地面逕流增大，水流的侵蝕活动也增强了。

除了上述情由以外，为了預防由不正确的林帶設計所引起的某些不良影响，主林帶与斜坡橫交配置也是必需的。护田林种植的試驗^{[51][75][100]}表明：林帶特別窄的沿斜坡配置，即与等高線橫交配置，在个别情况下会导致侵蝕活动的加强或促使原来沒有侵蝕的地方出現侵蝕。К. Л. 霍魯帕克 (Холупяк)^[130]在他於哈尔科夫省所进行的研究的結果中举出了很多沿林帶产生冲刷的例子。

林帶中及林緣处雪堆积累所引起的沿林帶地面逕流的加强是这种不良作用的原因。为了防止这些現象，在规划护田林时，必須偏重於营造与斜坡橫交（沿等高線）配置的主林帶。在这样的林帶中，在它存在的第一年內，当就地形这样配置林帶时，不可避免的雪的堆积对地面逕流加强的危險性就变得較小。为了減少幼小林帶中雪的堆积，宜加强积雪措施。当出現足够稠密的主林帶網时，在其防护下，雪的輸送就減小了。这时，沿着斜坡（与等高線橫交）配置的林帶在侵蝕方面的危險性已变得較小，因为这样的林帶在主林帶的防护下获得的雪比較少。

由此就可以得到關於首先营造主林帶，即营造沿輪作田長边配置的林帶的合理性的結論。

林帶的这种栽植(播种)次序,對於林帶土壤中水分的积累也是有利的,这在林区存在的第一年中是特別重要的,此时林帶特別需要补充湿润。此种湿润的来源是林帶所截留的雪,以及斜坡高处流来的雪水的地面逕流。由於林帶中积累的雪融化較晚,以及由於按照 T. Д. 李森科的穴播法所营造的林帶中土壤耕作較好,幼小林帶就已在某种程度上截留住从斜坡上流来的水。因此,在林帶存在的第一年中,与斜坡橫交配置的主林帶就已經能促使地面逕流減少,因而也就处在良好的森林植被条件中。

沿斜坡配置的橫断林帶的栽种將由於主林帶的防护而得到保証。上面已指出,林帶的这种栽植(播种)次序消除了侵蝕加强的可能性。

林帶的配置与集体农庄(国营农場)內部的土地规划密切相关。因此,集体农庄和国营农場田地上护田林的設計必須与集体农庄(国营农場)內部的土地规划的設計协同进行。苏联部長會議和联共(布)中央委员会 1948 年 10 月 20 日的決議中的指示強調指出了这一点,指出必須做到:“集体农庄和国营农場主林帶(縱向林帶)要沿輪作田边界配置,而在面积大的田地上,則要在田地內沿工作队地段的边界配置,这是考虑到在草原地区中要減小林帶間的距离”。

所以,在进行土地规划工作时,必須同时规划农田防护林,目前,由於集体农庄的扩大和正确的草地輪作制的运用,土地规划工作正在大規模地进行。

为了評定同时設計和实现集体农庄內部土地规划和护田林营造的可能性,必須討論这两种措施在主林帶沿田地長边配置上所提出的要求彼此間的适应問題。

从农業技术要求的观点来看,每一塊輪作田应尽可能有較同类的土壤和同样的湿润条件。土壤的性質及其湿润条件,在沿着斜坡的方向上的改变比之在与斜坡橫交的方向上要显著。B. P. 威廉斯關於适合不同形狀地形划分主要用地的建議就是以此为根据的^[30]。B. П. 莫索洛夫(Мосолов)(1936 年)亦曾注意到“位於斜坡不同高度的个别地段对作物的栽培是極不相同的”。

由此可見，長边与斜坡橫交的田地，在土壤的性質和湿潤方面，比沿斜坡配置的田地具有較为一致的条件。这說明了長边与斜坡橫交配置的田地的好处。在田地的这种配置情况下，就便於按照当地的地形特征来区分农業技术的应用。

在干旱地区条件下，农業技术的另一个要求——沿等高線翻耕——也要求長边与斜坡橫交(沿等高線)配置的田地。与斜坡橫交的翻耕能促进截留地面逕流，这是使田地补充湿潤的重要手段之一。

在上述苏联部長會議和联共(布)中央委員会的決議中提出了关于为了防止土壤冲刷要与斜坡橫交进行翻耕、中耕(播种前的耘地除外)和条播。

田間农業工作的机械化是配置田地及决定其大小与形狀的極重要的条件。大家知道，当机器拖拉机机組沿斜坡向上工作时，工作的生产率就降低，而燃料的消耗就增加。因而，田間工作最好沿等高線进行。

因此，为了正确进行农業技术措施，以及为了适应組織經營的要求，最好使田地的長边和主林帶与斜坡橫交——沿等高線配置。

从土地規劃的观点来看，关于确定主林帶間的距离的問題具有重大的意义。产量的水文气象条件(風、雪复盖的分佈、蒸發力等等)和产量本身，在一定的农業技术条件下要强烈地依主林帶間的距离而定。

根据現有的試驗，林帶的防护作用扩及的距离約等於林高的25—30倍。全苏农業森林土壤改良研究所¹⁾据此建議主林帶間的距离如下：

地 帶	距 离(米)
肥沃黑鈣土地帶.....	500—600
普通黑鈣土地帶.....	400—500
南方黑鈣土地帶.....	300—400
暗栗鈣土地帶.....	200—300

林帶对产量影响的現有資料的分析表明：上述的主林帶間的距离

1) 农業森林土壤改良林区的設計和栽培規範，1948。

离应该认为是足够根据的。

就农业机械化看来，那些要增加主林带间的距离而又不重大损害其防护效应的地方，可以建议采用补充林带，它可以显著提高防护作用的效应，而同时又不妨碍机器拖拉机机组的机动性。

补充林带的应用可以下述一例说明之。根据组织经营的要求，在草原地区中必须建立大小为 800×2000 米²，面积为 160 公顷的田地。防护这种田地的林带就将具有不充分足够的农业效应，因为主林带间的距离大大超过了就草原地区所推荐的距离（400—500 米）。为了借助减小林带间距离的方法提高护田林的农业效应，可在田地的中心（平行于主林带）营造补充林带（图 48）。补充林带的长度取其等于主林带的长度减田地的宽度。

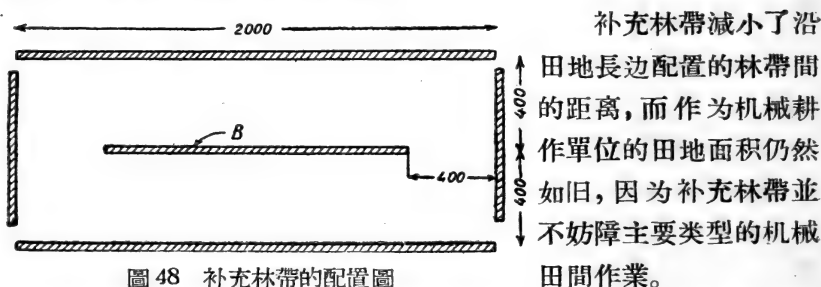


图 48 补充林带的配置图

按照以下数据，关于防护田地的林带的农业效应的提高，可以根据下列资料来判断：在大小为 800×2000 米² 的田地上，在没有补充林带的情况下，蒸发力与空旷草原的蒸发力相比，减少 10%，而在同样大小的田地上，当有补充林带时，蒸发力减少 15%。因而，补充林带使防护田地的林带系统的效应提高到一倍半。前面已经指出，蒸发力的降低是产量的重要因子，因此，由营造补充林带而达到的蒸发力的补充降低，在同样的农业技术条件下，应促进产量提高。

在田地形状更为拖长的情况下，应用补充林带就显得更加有效。例如，在田地的边的比例为 1:4 时，面积为 150 公顷的田地上的补充林带使效应（在降低蒸发力方面）从 12% 提高到 20%。

补充林带的应用也有若干缺点，因为它缩短了田地横向耕作时的单程长度。目前，横过田地所进行的田间作业约为田间机械作业

总量的8—10%。將來橫向作業的部分大概要增加，但大部分作業還是順着田地進行的，因為這種耕作是干旱地區的主要農業技術措施之一。輔助林帶不妨礙田地的縱向耕作和花樣耕作(聯合收穫)。

顯然可見，隨着田間農業機械作業的技術的發展，機械作業的生產率與農田大小的依賴要減小。應用吊掛式犁耕地就可作為一例，這種吊掛式犁由於很靈活，在800米單程長度的情況下能提供與CT3 拖拉機牽引犁在1,500米單程長度情況下同樣的工作行程系數。“因此——B. C. 斯維爾舍夫斯基(Свиричевский)^[116]指出——在護田林的條件下，吊掛式機組特別適用於當沿着與主林帶(沿田地長邊的林帶——M. 李沃維奇註)橫交的方向移動而單程長度減小時”。

自動康拜因的出現可以作為另一個例子，由於它有高度的靈活性，“自動康拜因可以成功地用在具有不規則形狀的小塊地段和田地上”(B. C. 斯維爾舍夫斯基)。

畢竟不得不考慮到，在某些情況下補充林帶會稍稍減低部分(小部分)田間作業的生產率。但同時應該記得，補充林帶改善了農作物生長的条件，因此，它是提高產量的手段之一。

植林系統的防護作用，也在較小的程度上視沿田地短邊配置的輔助林帶間的距離而定。根據這一原因，在確定輔助林帶間的距離時，應首先考慮到最有利於機器拖拉機機組的、達1.5—2.5公里的單程長度。

由上述可見，土地規劃設計的要求幾乎完全適應於有效的護田林帶系統的設計的要求，因此，在設計護田林帶時，完全有可能綜合的解決問題，即完全有可能建造成下面這樣的林帶系統，它在充分高度的農業效應下將促進田間作業機械化的發展，並能最良好地適合於組織經營的要求。

在進行土地規劃工作並同時設計林帶系統的情況下，最重要的問題是：1)根據斜坡正確的配置田地的長邊(要沿等高線配置)和2)在田地的寬度(主林帶間的距離)不超過對不同土壤帶所建議的主林帶間距離一倍的情況下使它們具有正確的形狀。在這樣解決問題的情形下，以後就能建造可以提高林帶系統效應性的，並以此促進產

量提高的补充林帶。

灌溉土地上林帶的設計有某些特征不同。在这些条件下，主林帶間的距离並不要求对不同的土壤帶而加以区分，因为在栗鈣土和南方黑鈣土分佈的地区中，灌溉林帶的高度显然不会遜於森林草原北部地区中林帶的高度。以此为根据，灌溉土地上主林帶的距离，照例建議採用 600 米，而不依地理位置为轉移。

第四节 林帶的寬度

林帶的寬度应依林帶的用途和地方特征而有所不同。

上面已經指出，林帶的作用帶有綜合的性質。每一林帶同时起着防風作用与調节水分的作。但就主要的作用而言，林帶可以分为防風林帶和調节水分的林帶。調节水分的林帶应与斜坡橫交，尽可能地近於等高線配置，同时它們应起防風的作用。因而，大部分主林帶和防蝕溝谷林，都屬於能同时起到防風作用的調节水分的林帶。垂直於主林帶配置的林帶，在大多数情况下是沿着斜坡(垂直於等高線)的，因此，它們調节水分的作是不大的，主要限於防風作用。

沿主林帶方向配置的补充林帶也屬於能同时起到調节水分作用和防風作用的林帶。

林帶的調节水分的作在於截留住从位於林帶以上的斜坡流来的雪水和暴雨水。截留地面逕流是由於林区範圍內土壤的高度滲透能力而产生的，林帶中的枯枝落叶層和积雪也促进了地面逕流的截留，因為它們減緩了从斜坡流来的水分的移动。

应用一定的植林措施就能造成具有枯枝落叶層的良好形成的森林土壤。草原植林的經驗表明：在适当選擇並配合乔木和灌木树种以及对林帶加以必要的撫育情况下，7—10 齡的林区就已开始强烈形成森林土壤。

B. B. 道庫恰耶夫农作研究所所进行的關於在植林影响下黑鈣土改造的研究^[6]和国立水文研究所完成的用人造雨的办法研究林区土壤滲透特性的試驗表明：在卡明草原的条件下，20 齡的林帶的土壤就达到高度的滲透特性。具有枯枝落叶層的森林土壤的形成視林

帶的寬度而定。在狹窄林帶中，森林土壤的形成不好，因此，調節水分林帶的最小寬度應按照當地的森林植被條件來確定。調節水分林帶的寬度的下限可取為 20 米。

為截留從斜坡來的路過的逕流，林帶應有足夠的寬度。在這種情況下，林帶的寬度應隨坡度和必須截留的水量而改變。坡度愈大和從斜坡流來的，希望將其截留在林帶中的水量愈多，則應建造愈寬的林帶。因而，調節水分林帶的寬度應依坡度和需要截留在林帶中的水量來確定。

林帶保水能力的直接觀測是很少的。道庫恰耶夫農作研究所在卡明草原中進行過的這類觀測^[7]有最大的價值。以莫霍夫試驗分站的資料^[129]加以補充的這些觀測的結果曾被用來確定林帶土壤所截留的水量與坡度和林帶以上斜坡長度之間的依賴關係(圖 49)。

在如此少量的經驗材料條件下，不可能強求依賴關係曲線有高度的精確度。對於從 20 到 60 米的林帶寬度以及對於從 0.3 到 10° 的坡度，依賴關係曲線可提供最可靠的結果。在這些數值範圍以外，問題的解決依靠外推法，因此，提供的結果也就不太可靠。

為了根據圖 49 所繪的曲線來決定調節水分林帶的寬度，必須知道林帶範圍內的坡度和 100 線性米長林帶所要求截留的水量。

這水量可按下列方程式確定。

$$Z \text{ 米}^3 = 0.1 FL$$

式中 F 為地面逕流的水層厚度(毫米)， L 為林帶以上未綠化斜坡的長度(米)。當在斜坡上沿等高線配置有幾條林帶時， L 就表示林帶間的距離。

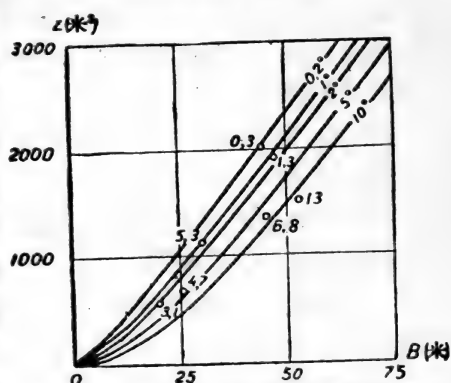


圖 49. 林帶的寬度 (B) 與坡度和林帶所截留的水量 (Z) 的依賴關係

計算時應該考慮到，草田輪作田的地面逕流由於土壤滲透能力的提高而減少，因此，未來流向林帶的水量將比目前的水量少。

在森林草原地區中，如果要求完全截留地面逕流，那就要佔據過多的可耕地面積用作植林區，因此，計算集體農莊和國營農場田地上設計的護田林帶的寬度，最好根據減小了的表面逕流數值來進行，以前所發表的一個表格^[93]就是按照減小了的表面逕流數值擬定的。

這一表格使得可以把政府決議中對調節水分林帶所指示的自20到60米範圍內的林帶的寬度加以區分。當考慮到蘇聯歐洲部分最普遍的農田坡度在 2° 以下的範圍內，以及當考慮到根據現有的建議，主要調節水分的林帶間的最普遍的距离是400到600米，那麼，與斜坡橫交配置的極大多數林帶的寬度，在森林草原地區中就處在25到45米的範圍內，而在草原地區則處在20到35米的範圍內。在遭受侵蝕的地方必須首先建造這樣寬度的林帶。鑑於在寬度小的情況下森林土壤和枯枝落葉層形成不好，故不宜建造寬度小於20米的調節水分的林帶。

在侵蝕不大的地方，顯而易見，只受制於對調節水分林帶所規定的寬度的下限。

在利用上述表格計算林帶的寬度時，應該考慮到，作為這一表格的基礎的原始資料是屬於森林草原地區的比較良好的森林植被條件的。在草原地區中，特別是在南方黑鈣土和栗鈣土分佈的那些地方，由於森林植被條件不太有利，森林土壤和枯枝落葉層的發育顯然不能達到像肥沃黑鈣土和普通黑鈣土植林區中所發生的那種程度。由此可見，對於極南部而言，調節水分林帶的寬度應採取大於對森林草原類似情況所取的寬度。

在需要截留全部地面逕流的那些情況下，例如在建造溝壑林和荒谷林時，林帶的寬度可以根據前面所舉的林帶寬度與林區土壤保水能力和坡度的依賴關係曲線來確定。此時，為了確定地面逕流的數值，可以應用圖45，將由圖中所獲得的地面逕流數值減10—20%即可。

對應用補充林帶的情況而言，主林帶的寬度應依當地條件按以

下办法来确定。在不受冲刷的土壤上，主林带的宽度应根据林带以上未绿化斜坡的长度来计算，这一长度等于田地整个宽度的一半或等于补充林带与主林带间的距离。补充林带的宽度亦以同样的方法来计算。在需要尽可能较大的减少地面逕流的受冲刷的土壤上，主林带的宽度应该根据田地的整个宽度来计算，而补充林带则根据这个距离的一半来计算。

这些建议的基础在于：在沿等高线的正确配置情况下，紧邻横向林带的主林带的末段，比起中段部分来（因此处的田地已被补充林带隔开），应该截断来自较长的斜坡的逕流。在不受冲刷的斜坡上，这并不发生危险，只不过使得主林带的末段只能把自斜坡流来的一小部分截留住，但这并不会使斜坡受到冲刷。

对计算仅仅起着防风作用的林带的宽度，提出的要求是另一个样子。研究（参阅第三章）确定：当林带宽度为 8 到 25 米时通风林带的防风作用效应最大，这很符合于护田植林实践的结论以及苏联部长会议和联共（布）中央委员会 1948 年 10 月 20 日关于为了田野防风要建立 10—20 米宽的林带的决议中的指示。

在解决灌溉土地上林带必须的宽度问题时，应该考虑到，在这种情况下林带的配置应服从于配水渠的位置。在这些条件下，林带土壤对地面逕流的截留就丧失了本身的首要意义，而林带主要是具有防风作用。因而，对建立在灌溉土地上的林带而言，可取 10 米以下的宽度。

不久前曾提出了关于利用沿干渠和配水渠建造的林区以排除渗透水的问题^[83]。这个极有意义的想法还要加以研究，特别是要确定为此目的所必需的林带宽度。

結 論

根据本論著所敘述的各项研究結果,可得出下列結論:

1. 在苏联部長會議及联共(布)中央委員會 1948 年 10 月 20 日的決議中指出:“在集体农庄和国营农場田地上实现建立防护林帶的广泛計劃是苏联欧洲部分森林和森林草原地区中保証农作物高额产量、克服干旱風对产量的有害影响、改善水分状况和消除土壤复盖破坏过程(土壤冲刷和吹走)的最重要的条件之一”。

为了最好地解决上述規定的任务,护田林系統应当同时起到防風和調节水分的作用。如能在这样綜合的解决問題的情况下,就能达到护田林帶最大效应。

2. 林帶对風的作用是双重的:

a) 林帶后風速減小,因为气流一部分向上偏离林帶;

b) 林帶后空气渦旋的垂直位移減小,並且由其所制約的近地面空气層中的乱流交換也減弱。

在中等風和强風的情况下,林帶間網格内乱流交換的相对減弱是林帶气象效应的基本指标。这一指标决定林帶所防护的田地上蒸發的气象条件,並决定田地上雪的吹走和土壤吹失的減少。

3. 乱流交換所达到的減弱的程度,主要决定於林帶的結構和林帶間網格的大小。为了提高林帶的防風作用,使气流基本上滲过林帶是非常重要的。当空气透过林帶时,空气渦旋的特性范围減小了,由此,混合路徑急剧地減小了,乱流交換的强度也減弱了。在不通風林帶的情况下,气流的主要部分是从上面繞过林帶,而上述的粉碎渦旋的效应是很小的。透光很大的林帶也是不利的,空气渦旋通过这种林帶也不能被粉碎。林帶的結構应当这样,即在尽可能小的透光情况下能使大部分空气通过林帶;当林帶寬度为 8—10 米至 20—25 米时,这一点实际上很容易办到。主(縱向的)林帶間距离的选择也是有很大意义的。疏透結構的林帶的最大的防風作用(表现为乱流

交換強度減小)發生在等於樹高 12—15 倍的距離以內。在大於樹高 30 倍的距離上,這一作用是不大的,農作物的生長條件和沒有防護的田地上的條件差別很少。

橫向林帶間的距離對林帶氣象效應的影響較小。然而,根據田間作業的機械化條件確定的這一距離,不應超過 1.5—2.5 公里,以免平行於主林帶的風速增大。

4. 由於護田林帶中近地面空氣層中的亂流交換減小,林帶間田地上的蒸發力(即潛在可能蒸發)減小了。

土壤足夠濕潤情況下的可能蒸發量要重大地依熱量平衡各項的對比關係而定;足夠大的濕潤表面的可能蒸發在一般條件下接近於輻射平衡的平均值與蒸發潛熱之比。因此,對足夠濕潤表面的條件所確定的輻射平衡總量的分佈可說明由於氣候條件的改變所引起的蒸發力的改變。

亂流交換的減小使蒸發力降低,但是,蒸發力的相對減小比交換的相對減弱要稍為小些。最近幾年中所獲得的資料使得可以預期,在培植護田林帶的計劃全部實現以後,以及在保證所有林帶有最適宜的通風度的措施實行以後,近地面空氣層中的亂流交換強度平均要減小 30—35%。所完成的計算表明,此時蒸發力要減小 15—20%。在干旱風的情況下,蒸發力的降低具有特別巨大的實際意義。

5. 亂流混合的減弱也使位於地表面的雪粒或土粒與流過它們的空氣之間的摩擦力減小。因此,在有林帶防護的農田上,雪的輸送以及吹入溝壑、谷地和其它地形低窪處的雪就顯著減少了。當冬季在田地上所保存的雪融化時,林帶間田地的有結構土壤獲得大量的補充水分,根據測量,每公頃可有數百立方米水。春季土壤濕度的增加,在土壤改良區域的不同部分中是不同的,從西北向東南減少,這直接依所截留的雪水和雨水的逕流量而定。為了加強這種效應,必須廣泛地運用積雪措施。

6. 為了達到最大的防風效應,要合理地配置主(縱向的)林帶,使其方向與有害風的盛行風向成一近於直角的角度。

東向盛行有害風表現特別顯著的地區是:日丹諾夫—斯大林

諾—伏羅希洛夫格勒—米列羅沃—斯大林格勒—線以南的阿斯特拉汗省、格羅茲內省、斯塔夫羅波爾邊區和克拉斯諾達爾邊區，以及斯大林省、伏羅希洛夫格勒省、羅斯托夫省和斯大林格勒省的一部分。

但是，林帶間田地上風速和亂流交換強度減小的材料表明，林帶的防風作用對偏離與林帶垂直方向達 $\pm 45^\circ$ 範圍內各種風來說實際上很少有區別。這就使得可以在上述地區範圍內把林帶與斜坡橫交配置，而這樣作就可以提高林帶的水分調節作用並防止侵蝕。在極端必要的情况下（例如當存在強烈的侵蝕時），在上述地區中可以允許主（縱向的）林帶偏離經線方向達 $\pm 60^\circ$ 的範圍。

在蘇聯歐洲部分草原和森林草原地區的其餘部分中，那里，有害風的盛行方向表現得不太明顯，並且又出現有侵蝕過程，在這些地方，照例，主林帶應當與斜坡橫交——沿等高線配置，因為林帶與斜

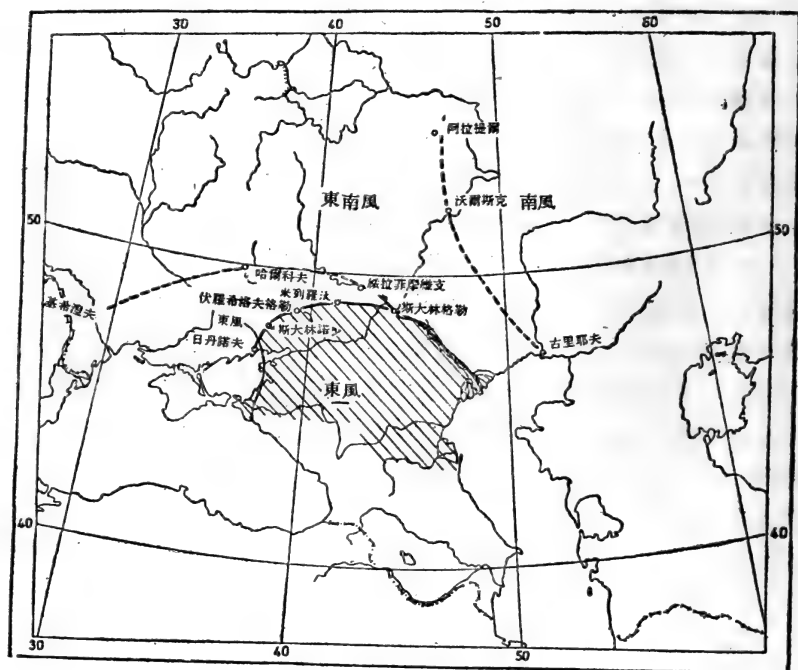


圖 50 有害風的盛行方向

坡橫交配置並配合草田農作制的其他措施是截留地面逕流、停止侵蝕、改善河流水分狀況的手段之一。這種林帶的林區，可有較好的水分保證，因此，也就改善了森林植被的條件。

在坡度很小，以致難以確定斜坡一般方向的地形平坦的地方，起防風作用的主林帶，應該與有害風的盛行風向橫交配置。此時，應該考慮到各地區中某種盛行有害風——東風、東南風和南風——如圖 50 所示。

7. 森林草原和草原地區中在營造護田林的措施的影響下，大氣降水量有某些增加。在以前的許多著作中，計算土壤改良情況下大氣降水狀況的改變是根據布魯克納的錯誤的水分循環模式進行的，按照這個模式，有限區域上的降水狀況主要依這一區域表面的蒸發而定。利用布魯克納的模式，就會導致關於土壤改良情況下降水狀況改變的機械作用的不正確的結論，因此，就作出了關於排干沼澤的不可能性，以及現有水體的面積縮小不會顯著損害降水狀況的錯誤結論。最近所獲得的材料表明，與布魯克納的模式相反，下落在有限區域上的降水主要是由大氣環流從外面帶來的水汽形成的。因此，有限區域上蒸發狀況的改變使降水狀況發生改變較小。在廣大區域蒸發的情況下，補充降水的形成本質上是依空氣相對濕度的平均水平而定。當相對濕度值約為 65% 時發生降水的最大增加，濕度的這一數值符合於森林草原的條件。當濕度值小於 50% 時，補充蒸發實際上並不影響降水量的改變。由於營造護田林和灌溉的緣故，蒸發的增加對降水的影響在土壤改良區域的東北地區中表現得最顯著，那里在暖季中達 30—40 毫米。

護田林營造對降水狀況的影響並不限於蒸發條件的改變。由於林帶對氣流的抑制作用，林帶上空空氣層中垂直運動的加強也對降水有顯著影響。所進行的觀測表明，林帶綠洲上空的上升運動可發展到 1 公里，甚至 1 公里以上，而在白天更特別加強。林帶上空垂直運動的加強可使降水總量的增加達到現有值的 5—10%，這主要是在與大氣中盛行輸送方向背風的護田林區的西部地區中。

在半沙漠和沙漠地區中，上述兩個因子對降水的影響是不大的。

在伴有反气旋条件的干旱时期中，林帶对降水的影响的效应是最小的。

8. 由於在种植护田林区域上降水总量的增加，以及雪水和雨水逕流的某些减少，使蒸发稍有增加——在乌克兰草原部分其量约为10%。在降水及截留春季逕流的水量增加的情况下，蒸发力的减小提高了土壤的湿度，特别在暖季的前一半时期中更是如此。以乌克兰草原部分的平均条件来说，土壤上部1米层中的游离水量增加数十毫米。由於广泛应用草田輪作，土壤结构的改善对土壤水分的增加也有重大意义。

因为蒸发力减小，而土壤湿度增加，就要显著改变有效蒸发和無效蒸发之间的对比关系——有效蒸发与無效蒸发的比值大大增加。同时蒸騰系数也大大减小。所有这些，与草田农作制的其他措施一起，就可以使农作物的产量大大增加，并使产量的稳定性提高。

9. 营造护田林的计划的实现引起热量平衡和近地面空气层的热力状况有某些改变。由於乱流交换的减小，白天活动面的温度平均說来有某些改变。这使得有效辐射提高，并使辐射平衡的相应减小在暖季中约达1大卡/厘米²。蒸发的增加使消耗於蒸发的热量增多，而對於乌克兰草原部分的平均条件說来，后一数值约增大2—3大卡/厘米²·年。因此，在森林草原和草原地区中，由下垫面到大气中的乱流热損耗显著减小了。护田林对近地面空气层温度的影响在不同的地点和天气条件下是不同的，这依热量平衡和水分平衡各項間的对比关系以及交换系数的改变数值而定。平均說来，在护田林帶中間的田地上，可預期到百叶箱高度白天的空气温度会稍有降低。

此外，在白天还可發現空气的绝对湿度和相对湿度有某些增高，但是，这种增高就量上来看，只有在集体农庄和国营农场的林帶依靠地下水的供給或人工灌溉而大量蒸騰的条件下才有生产上的意义。

10. 在受到灌溉的区域上，热量平衡和热力状况發生很大的改变。在这些条件中，消耗於蒸发的热量随所采用的灌溉定額而急剧增加。同时，辐射平衡也显著增加，这是由於活动面温度降低使有效辐射减小，以及由於在湿润情况下反照率减小使吸收辐射总量增加

所致。当干燥地方灌溉的情况下，暖季中辐射平衡总量的一般的增加可达30—50%，甚至更多。但是，这种增加小于消耗于蒸发的热量的增加，因此，乱流热损耗减小了，并且在很多情况下变成负值（在这种情况下，下垫面依靠乱流热传导自大气获得热量）。

有效辐射和从下垫面到大气的乱流热损耗的同时减小，就使得由下垫面到大气的总热通量大大减小。对沙漠区域，这一通量可减小一半，甚至更多，这在灌溉面积足够大的情况下就可以对这一区域中气团的变性条件有某些影响。

11. 由于灌溉的结果，下垫面的温度降低了。平均说来，下垫面温度的降低大致与灌溉定额成比例，此外，它也依下垫面的反射能力和乱流交换强度而定。未灌溉地段和灌溉地段下垫面的温度差值随交换的减小而增大。对于中亚细亚的条件，这一差值可以达到很大的数值，特别在灌溉以后更是如此（达20—30°或更大）；在伏尔加河东岸的条件中，这一差值大约小 $\frac{1}{3}$ — $\frac{1}{2}$ 。下垫面温度的降低与灌溉地段的面积的依赖关系比较小。但是，灌溉区域的面积要显著影响灌溉时空气温度的改变。平均说来，在大面积的绿洲上空气温度降低的数值比小面积的绿洲上要大，但对夜间温度而言，这一依赖关系就破坏了。对中亚细亚的条件，夏季各月中百叶箱高度（2米）空气温度降低的特性值为2—3°。

由此便产生了温度总和的大大降低，这在作新灌溉地区的农业规划时必须考虑到。对于影响灌溉地段热力状况的因子众多，计算温度分佈与这些因子的依赖关系的定量物理计算方法对评定热力状况的改变具有特殊的意义。

这一方法使得可以对不同的天气—气候条件、不同的灌溉定额和不同的灌溉地段面积计算灌溉时预期的温度改变。

12. 干燥草原、半沙漠和沙漠灌溉时土壤水分平衡的改变的特征主要是土壤蒸发状况和土壤湿度动态发生改变。因为水分平衡的其他各项（降水和逕流）在这种情况下改变比较小。在灌水后较短的一段时期内的蒸发总量急剧增加，以后就由于土壤湿度的减小而逐渐降低。在影响土壤变干速度的气象因子中，辐射平衡、空气温度和空

气湿度,以及乱流交换强度具有主要意义。当考虑到这些因子,以及农业技术特征,就可以对灌水后蒸发和土壤湿度的改变作定量的近似计算。

13. 为了提高人工灌溉时水分的利用效应,最好尽可能较准确地考虑灌溉定额与天气-气候条件的依赖关系。因为灌溉定额的数值依可能蒸发(蒸发力)而定,为了近似的分析不同地区中灌溉的气候条件的改变,可以利用根据辐射平衡与蒸发潜热的比值计算出的蒸发力的改变的資料。在灌溉地段有林带系统防护的情况下,应当考虑到与乱流交换所达到的减小相适应的蒸发力数值的一定的减小。

对于不大的灌溉地段,可能蒸发的数值可以大于辐射平衡与蒸发潜热的比值。在这种情况下,这一数值可以根据辐射平衡、空气温度和空气湿度,以及交换系数值的資料从理论上来确定。

为了比较精确的分析灌溉定额与天气-气候条件的依赖关系,可以利用计算灌水后土壤湿度改变的方法。土壤湿度降低到一定界限以下,就应考虑到有必要对农田进行照例的灌水。应用这种计算方法时,要利用关于辐射平衡、空气温度和空气湿度以及乱流交换的資料,也要利用关于灌溉地段的土壤和植物复盖特性的資料,並要顧及农业技术的特征。

14. 本书中所叙述的研究结果表明,为了顺利地解决关于计算预期的气候变化以及评定土壤改良措施的水文气象效应的任务,就必须与利用有关学科的成就以综合地解决这一问题的同时,广泛地利用现代的物理概念与水文气象学的定量方法。

最近十年来苏联地球物理学所达到的巨大成就,使得可以有效地应用物理学的方法来完成广大范围的土壤改良的计算,其中也包括应用过去的经验方法所不能完成的那些计算在内。这一结论可以由本书以上所叙述的关于研究由土壤改良措施所引起的预期的气候变化的材料中的许多例子获得证实。

我们可以看出,实际材料的理论的物理分析和物理综合方法,在解决摆在苏联科学面前的关于在宏伟而又日益扩大的范围内进行着的我国改造自然的措施的任务中,以后将占有很大的地位。

参 考 文 献

1. Агролесомелиорация. Сельхозгиз. М. 1948.
2. Арманд Д. Л. Задачи географии в связи с планом переделки природы степей. Вопросы географии, сб. 13. 1949.
3. Архипова Е. П. К вопросу о температуре почвы в лесных насаждениях. Труды ГГО, вып. 30. 1951.
4. Климатические данные для государственной защитной лесной полосы. Чапаевск—Владимировка. Под ред. Архиповой Е. П. Гидрометеоздат. 1950.
5. Бабушкин Л. Н. К вопросу о степени увлажнения осадками различных районов республик Средней Азии. Труды ТГО, вып. 1. 1940.
6. Байко В. П. и Горбуленко А. С. К вопросу о воздействии полезащитных лесных полос на почву. Почвоведение, № 6. 1949.
7. Басов Г. Ф. Итоги пятидесятилетнего изучения гидрологической роли лесных полос в Каменной Степи. Почвоведение, № 8. 1949.
8. Басов Г. Ф. Гидрологическая роль лесных полос в Каменной Степи. Агробиология, № 1. 1949.
9. Бодров В. А. Влияние лесных полос на микроклимат прилегающей территории. М.—Л. 1936.
10. Брауде И. Д. Водорегулирующее значение лесных полос на пахотных склонах. Лес и степь, № 9. 1949.
11. Брент Д. Физическая и динамическая метеорология. Гидрометеоздат. Л.—М. 1938.
12. Бudyко М. И. О закономерностях поверхностного физико-географического процесса. Мет. и гидр., № 4. 1948.
13. Бudyко М. И. Испарение в естественных условиях. Гидрометеоздат. Л. 1948.
14. Бudyко М. И. К теории интенсивности физико-географического процесса. Вопросы географии, вып. 15. 1949.
15. Бudyко М. И. Тепловой баланс северного полушария. Труды ГГО, вып. 18. 1949.
16. Бudyко М. И. Климатические факторы внешнего физико-географического процесса. Труды ГГО, вып. 19. 1950.
17. Бudyко М. И. К теории гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Гидрометеоздат. Л. 1950.
18. Бudyко М. И. О влиянии мелиоративных мероприятий на испаряемость. Изв. АН СССР, сер. географ., № 1. 1951.
19. Бudyко М. И. Изменения теплового баланса при осуществлении сталинского плана преобразования природы. Мет. и гидр., № 12. 1951.
20. Бudyко М. И. и Дроздов О. А. О влагообороте на ограниченной территории суши. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Гидрометеоздат. Л. 1950.
21. Бudyко М. И., Дроздов О. А. и Юдин М. И. К вопросу о количественном расчете изменений природных условий. Изв. АН СССР, сер. географ., № 2. 1951.
22. Бudyко М. И., Юдин М. И. Тепловой обмен поверхности земли с атмосферой и равновесный градиент температуры. Мет. и гидр., № 1. 1948.
23. Бudyко М. И., Юдин М. И. К постановке экспериментальных исследований по изучению турбулентности в районах полезащитных лесных полос. Мет. и гидр., № 5. 1951.

24. Бучинский И. Е. К вопросу влияния высоты местности на температуру и осадки. *Мет. и гидр.*, № 1. 1950.
25. Бяллович Ю. П. Новые данные о влиянии полезачитных полос на скорость ветра. *Мет. и гидр.*, № 4. 1939.
26. Бяллович Ю. П. Размещение полезачитных полос на территории. Научный отчет Украинского института агролесомелiorации и лесного хоз. за 1939 г. Харьков. 1940.
27. Великанов М. А. Водный баланс суши. 1940.
28. Великанов М. А. Гидрология суши. 1937.
29. Вильямс В. Р. Почвоведение, изд. 4-е. 1938.
30. Вильямс В. Р. Основы общего земледелия. 1930.
31. Воейков А. И. Распределение осадков в России. *Записки Русск. геогр. общ.*, т. VI, кн. I. 1877.
32. Воейков А. И. Климаты земного шара и в особенности России. СПб. 1884.
33. Воейков А. И. Круговращение воды в природе. Осадки и испарение. *Метеорол. вестн.*, № 10, 12. 1894.
34. Воейков А. И. Круговорот водяных паров и соленость морей. *Метеор. вестн.*, № 1 и 2. 1911.
35. Воейков А. И. Воздействие человека на природу. *Сб. Вопросы воздействия человека на природу.* 1949.
36. Воейков А. И. Земельные улучшения в России и их соотношения с климатом и другими естественными условиями. *Сб. Воздействие человека на природу.* 1949.
37. Воейков А. И. Орошение Закаспийской области с точки зрения географии и климатологии. *Сб. Воздействие человека на природу.* 1949.
38. Воскресенский К. П. Сток рек и временных водотоков на территории лесостепных и степных зон в Европейской части СССР. *Труды ГГИ*, вып. 29. 1951.
39. Гальперин Б. М. Радиационный баланс Нижнего Поволжья за теплый период. *Труды ГГО*, вып. 18. 1949.
40. Гладышевский М. К. Защитные и озеленительные посадки в колхозах. М. 1949.
41. Глебова М. Я. Некоторые особенности режима температуры и влажности воздуха в лесных насаждениях и в поле. *Труды ГГО*, вып. 30. 1951.
42. Голубева Л. А. Гидрометеорологический режим в среде орошаемой яровой пшеницы. *Доклады ВАСХНИЛ*, 4 (7). 1937.
43. Голубева Л. А. Фитоклимат орошаемого поля. *Мет. и гидр.*, № 4. 1941.
44. Современное состояние гидродинамики вязкой жидкости. Под ред. С. Гольдштейн. М. 1948.
45. Гольцберг И. А. Климатическая характеристика заморозков и метсды борьбы с ними в СССР. *Труды ГГО*, вып. 17. 1949.
46. Гольцберг И. А. Полезачитные полосы на севере СССР. *Мет. и гидр.*, № 8. 1951.
47. Гольцберг И. А. Экспедиция по изучению атмосферной турбулентности среди полезачитных полос. *Труды ГГО*, вып. 29. 1952.
48. Гольцберг И. А. О влажности воздуха и испарении среди полезачитных полос. *Труды ГГО*, вып. 29. 1952.
49. Гольцберг И. А. Маршрутные съемки среди полезачитных полос. *Труды ГГО*, вып. 29. 1952.
50. Климатические данные для государственной лесной полосы Белгород — Дон и Воронеж — Ростов н/Дону. Под ред. Гольцберг И. А. *Гидрометеоздат.* Л. 1950.
51. Горшенин Н. М. Принципы размещения защитных лесных полос на пахотных склонах. Научный отчет ВНИАЛМИ. *Сельхозгиз.* 1946.
52. Горшенин Н. М. Полезачитные лесные полосы и борьба с засухой. *Природа*, № 2. 1949.
53. Григорьев А. А. Некоторые итоги разработки новых идей в физической географии. *Изв. АН СССР, сер. географ. и геогф.*, т. X, № 2. 1946.
54. Давитая Ф. Ф. О густоте дождемерной сети для целей земледелия. *Мет. и гидр.*, № 5. 1946.
55. Давитая Ф. Ф. Климатические зоны винограда в СССР. *Пищепромиздат.* М. 1948.

56. Давыдов В. К. Испарение с водной поверхности в Европейской части СССР. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 12. 1944.
57. Докучаев В. В. Наши степи прежде и теперь. 1892.
58. Докучаев В. В. и Сибирцев Н. М. Мотивы, вызвавшие учрежденные экспедиции, ее задачи и организация. Труды экспедиции В. В. Докучаева 1894 г.
59. Дорогоневская Е. А. Климатические особенности районов Русской равнины, различающиеся по содержанию белка в пшенице. Проблемы физ. географ., XV. 1950.
60. Дородницын А. А. Возмущения воздушного потока, вызванные неровностями на поверхности земли. Труды ГГО, вып. 28. 1938.
61. Дородницын А. А. Некоторые задачи обтекания неровностей поверхности земли воздушным потоком. Труды ГГО, вып. 31. 1940.
62. Дородницын А. А. Влияние рельефа земной поверхности на воздушные течения. Труды ЦИП, вып. 21. 1950.
63. Дроздов О. А. К вопросу об изменении осадков в связи с системой полезных мероприятий. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения. Гидрометеиздат. 1950.
64. Дубах А. Д. Усиление питания рек бассейна Каспия лесоводственными мероприятиями на севере и северо-западе. Мет. и гидр., № 7. 1940.
65. Заварина М. В. К вопросу о природе суховеев. Труды ГГО, вып. 30. 1952.
66. Зайков Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории СССР. Труды НИУ ГУГМС, сер. 4, вып. 24. 1946.
67. Зайков Б. Д. Испарение с водной поверхности прудов и малых водохранилищ на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 21. 1949.
68. Зубенок Л. И. К вопросу об измерении температуры поверхности почвы. Труды ГГО, вып. 6. 1947.
69. Иванов Б. Г. Испарение в естественных условиях. Гидрометеиздат. Л.—М. 1939.
70. Иванов Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Записки Всеросс. геогр. общ., т. I. Новая серия. 1948.
71. Кайгородов А. И. Материалы к учету влияния рельефа местности на воздушные течения у поверхности земли. Пгтр., 1916.
72. Калинин Г. П. Роль леса в распределении осадков. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения. Гидрометеиздат. Л. 1950.
73. Каминский А. А. Данные и мысли о круговороте воды на земном шаре. Изв. Центр. гидром. бюро, вып. IV. 1925.
74. Каминский А. А. и Ванеева О. В. Перенос водяного пара на территорию Европейской части СССР в теплый сезон. Зап. ГГИ, т. 8. 1933.
75. Карузин Б. В. О направлении работ агромелиоративных опытных станций по организации узких лесозащитных полос. На лесокультурном фронте, № 3. 1938.
76. Кашин К. И. и Погосян Х. П. О влагообороте в атмосфере. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения. Гидрометеиздат. Л. 1950.
77. Козьменко А. С. Борьба с эрозией почв. Сельхозгиз. 1949.
78. Колосков П. И. Агроклиматическое районирование Казахстана. Труды экспедиции по изучению земельных фондов Казахской ССР. Изд. АН СССР, вып. 4. 1947.
79. Кондрашев С. К. Орошаемое земледелие. М. 1948.
80. Константинов А. Р. Влияние лесных полос на ветер и турбулентный обмен в приземном слое воздуха. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения. Гидрометеиздат. Л. 1950.
81. Коротун А. М., Ревуцкий Ф. А., Красницкий Г. А. Полезные лесные полосы в орошаемых районах Узбекистана и южного Казахстана. Гослесбумиздат. М.—Л. 1950.
82. Костин С. И. Влияние леса на климат в условиях Воронежской области. Научн. труды Воронежского с.-х. ин-та, т. X. 1948.
83. Костяков А. Н. Основы мелиорации. 1951.

84. Кузин П. С. Испарение с поверхности суши на территории СССР. Труды ГГИ, вып. 26. 1950.
85. Кулаков А. А. и Шталь В. А. Военная метеорология 1940.
86. Лайхтман Д. Л. Профиль ветра и обмен в приземном слое атмосферы. Изв. АН СССР, сер. географ. и геоф., № 1. 1944.
87. Лайхтман Д. Л. и Чудновский А. Ф. Физика приземного слоя атмосферы. Гостехиздат. М.—Л. 1949.
88. Мысенко Т. Д. Агробиология. Сельхозиздат 1949
89. Мысенко Т. Д. Влияние термического фактора на продолжительности фаз развития растений. Сельхозгиз. 1949.
90. Львович М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 18, 1945.
91. Львович М. И. Принципы размещения лесных полос на полях колхозов и совхозов. Лес и степь, № 7. 1949.
92. Львович М. И. Гидрометеорологическое действие лесных полос и принципы их размещения на полях колхозов и совхозов. Труды ГГИ, вып. 23. 1950.
93. Львович М. И. Вопросы методики проектирования полезащитных лесонасаждений. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесонасаждения. Гидрометеоздат. Л. 1950.
94. Ляпин Е. С. О турбулентном перемешивании воздуха в атмосфере. Мет. и гидр., № 5. 1948.
95. Мажаров П. П. Агрономические и мелиоративные приемы борьбы с засухой. 1948.
96. Матякин Г. И. О влиянии лесных полезащитных полос на микроклимат. Полезащитные полосы, вып. VI. 1936.
97. Матякин Г. И. Влияние лесных полос на микроклимат, снегоотложение, почву и урожай сельскохозяйственных растений. Агролесомелиорация. 1948.
98. Нестеров Н. С. О влиянии леса на силу и направление ветра. М. 1908.
99. Обухов В. И. Урожайность и метеорологические факторы. Госпланиздат. М. 1949.
100. Панфилов Я. Д. О конструкции лесных полос. На лесокультурном фронте, № 5—6 и 7—8. 1932.
101. Панфилов Я. Д. К вопросу о влиянии защитных полос на скорость и направление ветра. Полезащитные полосы, вып. VI. М. 1936.
102. Погосян Х. П. Сезонные колебания общей циркуляции атмосферы. Труды ЦИП, вып. 1. 1947.
103. Покровская Т. В. К вопросу о пятнистости в распределении осадков. Изв. ГГО, № 2—3. 1935.
104. Поляков Б. В. Изменение влажности почв и прогноз их просыхания. Труды ЦИП, вып. 4. 1947.
105. Процеров А. В. Полевая влагоемкость почв Европейской части Союза СССР. Труды по с.-х. метеорологии, вып. XXVI. 1948.
106. Ремизов И. А. Учебник медицинской метеорологии и климатологии. Биомедгиз. 1934.
107. Руденко А. И. Определение фаз развития сельскохозяйственных растений. Изд. Моск. об-ва испыт. природы. М. 1950.
108. Сапожникова С. А. Изменение скорости ветра с высотой в приземном слое воздуха. Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 33. 1946.
109. Сапожникова С. А. Некоторые особенности в распределении температуры, влажности и ветра в приземном слое воздуха (Арысская экспедиция 1945 г.). Труды НИУ ГУГМС, сер. I, вып. 39. 1947.
110. Сапожникова С. А. Микроклимат и местный климат. Гидрометеоздат. Л. 1950.
111. Сапожникова С. А. Некоторые особенности увлажнения полупустынной зоны Прикаспийской низменности в связи со сталинским планом преобразования природы. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезащитного лесоразведения. Гидрометеоздат. Л. 1950.
112. Сапожникова С. А. Некоторые особенности климата оазисов в условиях Средней Азии. Труды ГГО, вып. 30. 1951.
113. Сапожникова С. А. К вопросу о типизации лесных насаждений как климатообразующего фактора. Труды ГГО, вып. 30. 1951.

114. Климатические данные для госуд. защитной полосы гора Вишневая — Чкалов — Уральск — Каспийское море. Под ред. Сапожниковой С. А. Гидрометеоздат. Л. 1950.
115. Климатические данные для междуречья Волга — Урал. Под ред. С. А. Сапожниковой. Гидрометеоздат. Л. 1951.
116. Свирцевский Б. С. Эксплуатация машинно-тракторного парка. 1951.
117. Селянинов Г. Т. Материалы по агроклиматическому районированию субтропиков СССР. Изд. ЦУЕГМС. М.—Л. 1936.
118. Селянинов Г. Т. К вопросу о классификации сельскохозяйственных культур по климатическому признаку. Труды с.-х. метеор., вып. XXI. 1930.
119. Сильвестров С. А. Эрозия и севообороты. 1949.
120. Скворцов А. А. К вопросу о климате оазиса и пустыни и некоторых особенностях их теплового баланса. Труды с.-х. метеор., вып. XV. 1928.
121. Смирнова С. И. Особенности метеорологического режима лесной полосы по наблюдениям лесной гидрометеорологической станции «Гигант». Труды ГГО, вып. 30. 1951.
- 121а. Соболев С. С. Развитие эрозийных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними, т. 1. 1948.
122. Степанов В. И. Характеристика сельскохозяйственных культур по устойчивости их к заморозкам. Советская агрономия, № 4. 1943.
123. Сус Н. И. Защитное лесоразведение. М.—Л. 1948.
124. Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР. 1949.
125. Туркетти З. Л. Синоптические условия выпадения экстремальных осадков. Мет. и гидр., № 1. 1949.
126. Землеустроительное проектирование. Под ред. Удачина С. А. М. 1951.
127. Фельдман Я. И. Некоторые результаты по исследованию влияния равнинного рельефа на летние осадки. Труды ин-та географ. АН СССР, вып. 48. Вопросы климатологии. 1950.
128. Харитонов Г. А. Влияние полезного лесоразведения на влагооборот. Лес и степь, № 1. 1949.
129. Харитонов Г. А. Водорегулирующая и противозеронозная роль леса в условиях лесостепи. 1950.
130. Холупяк К. Л. Условия стока талых вод и эрозийных процессов возле узких лесных полос. Научный отчет за 1947 г. Украинского н.-и. ин-та агролидирования и лесного хоз. 1949.
131. Хргиан А. Х. Распределение влажности над Москвой. Труды ЦАО, вып. 1. 1948.
132. Цинзерлинг В. В. Внутренний водооборот на Европейской части СССР и его водохозяйственное значение. Докл. ЦИП, т. II, вып. 7. 1948.
133. Шаров И. А. К вопросу о переделке агроклимата. Докл. ВАСХНИЛ, вып. 6. 1949.
134. Швец М. Е. О приближении решения некоторых задач гидродинамики пограничного слоя. Прикл. математика и механика, т. 13, № 3. 1949.
135. Швец М. Е. О приближенном методе решения некоторых задач геофизики и аэрогидромеханики. Тр. ГГО, вып. 19. 1950.
136. Шулейкин В. В. Физика моря. Изд. АН СССР. 1940.
137. Щербакова Л. Ф. Исследование некоторых способов характеристики турбулентного обмена. Тр. ГГО, вып. 16. 1949.
138. Щербакова Л. Ф. Исследование влияния лесных насаждений на скорости ветра, радиационный баланс и турбулентный обмен в поле. Труды ГГО, вып. 29. 1952.
139. Климатические данные для госуд. защитной лесной полосы Пенза — Каменск. Под ред. Щербаковой Е. Я. Гидрометеоздат. Л. 1950.
140. Юдин М. И. К вопросу о рассеянии тяжелых частиц в турбулентном потоке. Мет. и гидр., № 5. 1946.
141. Юдин М. И. Влияние лесных полос на турбулентный обмен и оптимальная ширина полос. Сб. Вопросы гидрометеорологической эффективности полезного лесоразведения. Гидрометеоздат. Л. 1950.
142. Brückner E. Die Herkunft des Regens. Gai. B. XXXVI. 1901.
143. Thorntwaite C. and Holzman V. A new interpretation of the hydrologic cycle. Trans. Amer. Geoph. Union, v. 19, p. 11. 1938.

中科院植物所图书馆



S0019702

收到期

來源

存書處

植物研

上 整

昆1478384

65.266

313

荒漠干旱地区改造自然计划所
引起的气候变化

X. H. 波奇多著

沈浦州译

序其尧校

書 号

65.266

313

登記号

1478384

統一書号：13031·712

定 价：1.30 元