

非均匀下垫面气象场结构的研究及其应用*

覃 文 汉

(中国科学院 地理研究所
国家计划委员会)

自然地表通常是由具有不同形态结构和物理性质的各种下垫面所组成的,每一类型的下垫面均有其独特的能量分配和物质交换方式。研究非均匀下垫面气象场结构的目的之一就是要探讨每一种典型均匀下垫面的气象场与由其组成的大区域复杂下垫面气象场之间的内在联系,进而将均匀下垫面的成果运用于复杂的非均匀气象场的研究,最终付诸于实际应用。从这种意义上来说,非均匀下垫面气象场结构的研究是探讨大范围内地表物质和能量循环规律的基础,是近地层气象学和实验地理基础研究的重要组成部分。它在干旱区农田灌溉工程、区域气候资源评价、生态工程对环境影响预测、大气边界层数值模拟以及大气污染的监测、预报和复杂地域上工厂布局等方面都具有非常重要的实用价值。从五十年代开始国内外就逐渐系统地开展这项工作,特别是近十几年来,随着观测与计算手段的提高,这方面研究的进展迅速並相继获得了一大批很有实用价值的成果。本文将对这一领域的研究概况及应用前景作扼要介绍並进行简单评述,旨在抛砖引玉,促进我国这项工作的开展。

一、水平非均匀下垫面气象场特征

所谓水平非均匀下垫面主要指在大范围内地形平坦但其动力性质(如空气动力学粗糙度或热力性质(如反射率,温、湿度等)发生较大变化的下垫面。当气流从一定尺度具有某种属性的均匀下垫面突然进入具有不同性质的新下垫面时,其气象场就开始变性並逐渐从表面向上传递,这种受新下垫面影响的气层就称为内边界层(简称为IBL),其厚度随来流路径长度 L_f (Fetch Length)的增大而增加,且不同的要素均有其各自的增长速率。在IBL的下方部位(约10%的IBL),气象场完全适应新的下垫面並与之达到局地平衡。该部分气层常称为内平衡边界层(IEBL),其余部分则称为转换层或外部层(Outer Layer)。随着IEBL的增大,与新下垫面相适应的局地气候就逐渐形成了。下面首先从理论上对下垫面水平非均匀性所引起的气象场的变性过程进行定性分析,然后按非均匀尺度的大小对国际上这方面的工作做进一步的概述。

(一) 气象场变性的定性分析

在定常条件下,通过对描述平均场变性过程方程组的理论分析可以找出变性的一些基本

* 本文为中国科学院地理研究所基金“地表能量转化和物质迁移规律研究”项目。

特征。在假定风速和湍流交换系数随高度按幂函数变化时,利用无量纲的湍流扩散方程,莱赫特曼^[1]定性地分析了温、湿场的变性特征与水平及垂直尺度大小的关系,并指出风速和湍流交换系数是影响变性的主要外部因素。覃文汉^[2]通过对描述平均场变性的一般方程进行量级分析使上述结论得到进一步的深化和推广,即对于微尺度非均匀下垫面和紧靠边界的区域(水平尺度量级小于 10^3 米),水平的湍流扩散(或水平扩散系数)是影响变性的主导因素,风主要是作为决定湍流交换的因素来影响变性过程。此时,变性方程可简化成类似于三维(或二维)泊松方程的形式;对于局地尺度以上的非均匀尺度和远离边界区域(水平尺度量级远大于 10^3 米),变性主要受水平输送大小(即风速)的控制,风主要是作为变性区域上空气移动速度的特征来影响变性过程,水平湍流交换系数的直接影响很小^[3]。此时变性方程就简化成通常所用的二维扩散方程。另外,微尺度非均匀性的影响范围很小,一般不超过其本身的尺度。因此,下面就按变性尺度的大小对变性过程进行具体的讨论。

(二) 微尺度非均匀下垫面

对于平均场,由于其影响区域很小(几米的范围),在气象学中意义不大。但周围气象场对其通量场的影响却很大。典型的例子就是小型蒸发皿或带状灌溉水渠等小水体的蒸发量比大型水体大得多,具体可用三维的湍流扩散方程进行计算^[3]。另外,在两种不同粗糙度的下垫面交界的边缘区域(植被与裸地、森林与农田等)或稀疏的高杆植物群体中,其垂直通量场与周围或密闭群体的差异通常很大。如农田中靠边裸地的边缘区域的蒸发量比其中心大得多。一般把这种由于干、热气流穿过植物群体而导致蒸散量增大的现象称为“晒衣绳效应”(Clothesline Effect)。即使土壤供水充足,它也常使紧靠边界区域的植株在晴天中午凋萎。^[4]微尺度变性研究的另一个重要应用领域就是地面点源或线源污染物在大气中的湍流扩散问题。萨顿^[5]率先利用三维扩散方程对此进行了研究。

(三) 局地尺度以上水平非均匀下垫面

这是目前非均匀气象场中主要的研究领域。在生产实践中,常常会遇到一定区域内下垫面水、热性质差别很大的情形。除紧靠边界的区域外,对于平均温湿场,其变性过程均可近似用二维扩散方程来描述。在假定粗糙度不变,风速和湍流交换系数为高度的幂函数,且不考虑层结影响的条件下,Philip^[6]通过求得变性方程的解析解,首先从理论上定量地分析了温、湿场局地平流的结构和平流逆温的基本特征,即下垫面温、湿差异所产生的变性随高度和 L_f 的增加大致按负指数律传播,变性所能达到的最大高度和距离取决于变性因素在地表的差异大小(内因)、风速及湍流交换系数(外因)。平流逆温达最大的高度和距离可由上风方向温度梯度和两种下垫面表面温度差别大小来确定。Rider等^[7]在强干、热平流下的实验研究表明其气象场的变性趋势基本上与文献^[6]所述的相符。具体来说,随着 L_f 的增大,气温自上而下逐渐下降而湿度逐渐增加,蒸发量逐渐减小而逆温层厚度增大。但是,由于粗糙度的变化和层结的影响,文献^[6]的结果误差较大(特别是对温度场)。此后,Rao等^[8]利用更精确的高价闭合模式较精确地模拟了文献^[7]中包文此、垂直湍流通量及IBL随 L_f 的变化,并指出:在低层和近边界区域,下垫面粗糙度变化的影响非常大,而层结的影响与之相反,即随高度和 L_f 的增加而增大。八十年代以来,由于能够直接测量IBL内湍流量大小及变化,为非均匀下垫面湍流场的研究和高精度数值模式的建立奠定了基础。下垫面水、热性质差异

较大的另一种情形就是水-陆交界。此时下垫面性质的巨大变化使得水体上方风速明显增大近地气层减温增湿非常显著, 温度层结的日变化几乎与陆地相反。由于热力性质的巨大差异在交界区域常形成局地环流(如海陆风或湖陆风)。另外, 在冰原上, 冰水交界区域气象场变性对水-气感热交换及极地气候均有较大的影响^[6]。

在来流路径为非均匀的情况下(主要指测点上风方向上一定区域内下垫面几何结构不均匀), 近地层常用的莫宁-奥布霍夫相似理论通常不成立。例如, 上风方向障碍物的影响使动量通量随高度增加而湍流交换系数的变化却不大, 这样风的无量纲切变(φ_m)即使在中性层结下也不等于1^[10], 而温度的无量纲梯度(φ_θ)的变化基本与 φ_m 一致, 所以热量和水汽的垂直通量基本上不随高度变化^[11]。但是用有效粗糙度(具体见后面)进行修正后的通量——梯度廓线关系(包括动量在内)在大区域内仍然成立^[12]。

在强感热平流下, 逆温层的存在使温度和水汽的垂直廓线恰好相反。这种温湿廓线的非相似性常使热量与水汽的垂直湍流交换系数不相等^[13], 利用直接测量的热量和水汽的垂直湍流通量资料, Lang等^[14]进一步研究的结果表明, 在近中性条件下两者的此值接近于1, 随稳定度增大前者明显地小于后者, 最低比值为0.65。对于这种变化现有的理论还不能全部说明。当然热量与水汽的源、汇高度的不一致性可能也是较重要的影响因素。

下垫面的非均匀性对热量和水汽通量场的影响一直被人们所关注。这项工作开始于萨顿1934年对有限水体蒸发量的计算^[5]。在此他得到蒸发与风速的0.87次方, 面积的-0.11次方成正比。在层流条件下, 山本^[15]推导出蒸发随风速的0.5次方, 面积的-0.5次方变化。在干旱或半干旱气候条件下, 与上风方干燥裸地交界的灌溉地的蒸发量在紧靠边界区域达到最大值(净辐射的2—3倍)然后随 L_f 的负幂(-0.11—0.17)递减, 逐渐趋近于其平衡蒸发值。而感热通量在干平流区一般为负值(即向下传输), 其变化趋势恰好与潜热通量相反^[4]。从表面阻力的水平变化出发 Mcnaughton^[16]通过反映平流影响的“平流交换系数”得出, 平流对蒸发的影响大小主要取决于平流空气的热含量(即温湿特性)。在有限 L_f 内所测蒸发值的代表性是一个十分重要的问题。对于较简单的情形(粗糙度不变和中性层结), Gash^[17]推导出获取有代表性蒸发资料所需的有效来流路径长度的计算公式。平流影响蒸发的另一类型就是所谓的绿洲效应(Oasis Effect), 即在干燥的气候下蒸发面越小蒸发量就越大的现象。典型的绿洲效应常出现在干旱或半干旱地区的灌溉农田。此时蒸发面的温度常低于气温, 强的干、热平流使其蒸发量大大高出辐射平衡值^[4]。de Vries^[18]首先对此进行了定量的研究, 提出了用常规气象资料计算这种变性的模式。结果表明, 就其所研究的灌溉草地来说, 平流对蒸发场的影响可达1公里之远。莱赫特曼^[1]对灌溉的绿洲效应也进行了更为系统的模拟。

下垫面粗糙度的改变直接引起动量场的变性, 通过湍流交换进一步影响其大气边界层(ABL)的结构。到目前为止这方面的工作很多^[19]。早期的研究多局限于描述平均风场的变化和IBL的增长。通过与一些野外实验进行比较发现混合长理论对于IBL内的风廓线的确定是一个十分有效的方法^[20]。然而, 上述工作很少涉及到湍流场。Bradley^[21]首先在野外条件下测量了地表糙流切应力的水平变化, Rao等^[22]利用高阶模式对它和平均风场较成功地进行了模拟, 同时也证实了IBL的指数增长规律。在以后的工作中IBL这种随 L_f 的变

化规律又得到进一步的验证^[23]。並且证实,上风方气流特性与下风方的粗糙度大小是控制 IBL 增长的主要因素。随着对非均匀的平均场和湍流场研究的深入,许多系统的风洞模拟^[19,24]和野外实验^[25]的结果均表明,在 IBL 中外部层对粗糙度变化方向的响应十分敏感。当下垫面由光滑(S)变为粗糙(R)时,外部层的湍流切应力迅速增加,且很快达到自保守状态(即满足局地相似关系)。而对于相反的情形($R \rightarrow S$),外部层“过剩”的切应力减小的速度比较缓慢,达到自保密状态所需的来流路径就长,因此 IBL 随 L_f 的增长速率在 $S \rightarrow R$ 时远比 $R \rightarrow S$ 时大。湍流统计量及动量通量在两种下垫面的交界处达到最大(在 $S \rightarrow R$)或最小值(在 $R \rightarrow S$),湍流场的调整速率比平均风场慢。流场的这种非线性响应是湍流雷诺应力方程中生成项和三阶积项的非线性性所决定的,说明它们对湍流场的变性有较大的影响。此外,在单一粗糙度变化的情况下,近边界区域平流的影响使局地平衡关系不再成立;而当粗糙度的变化为“脉冲”型时,扩散项的影响相当显著,流场的调整也比单一变化的情形慢^[26]。对于 IEBL 随 L_f 的变化, Peterson^[10] 以湍流场的完全调整为标准得出其增长速率约为 1% (对于 $S \rightarrow R$),这个结论后来相继得到证实^[21,22,27],至今仍广泛地运用于小气候观测之中。然而对于 $R \rightarrow S$ 的情形,IEBL 的增长速率更小(约 0.5%),且仅适用于 L_f 较大的区域^[24]。因为在紧靠粗糙边界区域,湍流应力的常通量层一般不存在。除紧靠非均匀边界的区域外,平均廓线仍可较好地用对数或指数律来描述^[28]。近年来许多沿水平和垂直方向连续观测 IBL 内三维平均和脉动风速的空间变化并进行数值模拟的工作相继出现^[25,26],使粗糙度变化情况下气象场变性的研究日趋完善,并逐渐应用于实践(探讨下垫面粗糙度变化对污染物扩散的影响^[27])。与粗糙度变化类似的另一种情形就是下垫面表面温度(或热通量)的水平变化,流场对这种变化的响应与上述相似,也是非线性的,即当下垫面由冷变热时流场的调整速率比其相反的情形快,许多研究表明此时湍度扩散率不适于描述热量的湍流扩散^[19]。

总的来说,目前对单一因素水平非均匀气象场结构的研究较多。关于 IBL 的增长、平均场和湍流场变性的理论已比较成熟,特别是在室内模拟及工程流体方面,边界层内的流场结构可以全定量地模式化。在自然环境中由于模式所要求的理想条件难以达到,使这方面的野外工作与之相比还有些差距,但对某些典型的下垫面类型(为海—陆,森林—草地及灌溉地—旱地等)目前已取得了许多有价值的平均场和湍流场的资料,使人们对变性区的近地大气层结构有较深刻的认识。但的,对于多因素水平非均匀的情况(象粗糙度或热通量的多重变化或两者同时存在的下垫面)目前的工作还不多。Andreopoulos 等人^[26]对 $S \rightarrow R \rightarrow S$ (脉冲型)的风洞模拟表明,流场恢复比单因素变化类型慢得多,且主要影响因子与单因素也不同。通常,多因素非均匀的影响不是每种单因素非均匀影响的迭加,其结构比较复杂。而在自然条件下,常见的往往就是多因素水平非均匀的下垫面。因此从目前风洞模拟为主过渡到以野外实验为主,从对单因素水平非均匀的气象场的研究逐渐过渡到研究多因素非均匀的情形是十分必然的,这也是今后这方面研究的重点方向。

二、非水平下垫面的气象场结构

同水平的下垫面相比,起伏地形直接改变辐射场和风场的结构,从而导致整个气象场的

变性^[29]。具体来说,任何复杂地形都可以分解为许多简单的坡面,每一坡面的辐射场特征又取决于某平均海拔高度,坡向和坡度大小。整个地形对辐射场的影响就是各个坡面影响的综合。总的来说,同平地相比,起伏地形总是使其可照时间缩短。南坡接受的太阳辐射最多,北坡最少。坡度为 α 的南坡或北坡所接受的直接辐射大致与在其纬度低 α 或高 α 度的平地相当。坡地的辐射平衡通常取决于直接辐射和表面温度的日变化特征。地形对流场的影响主要通过动力和热力作用表现出来。前者引起气流运动速度及方向的改变(如动力抬升、背风坡涡旋及狭谷效应等);后者产生局地环流(如山谷风、冰河风等)。这两种作用通常是同时影响流场的^[30]。

要了解较大区域复杂地形上的风场结构,首先必须确定出它的空气动力学参数(如粗糙度、零平面位移等)。下垫面粗糙度主要与粗糙体的尺度和分布状况有关^[3]。Fiedler和Panofsky^[31]提出了反映区域特征並可用它计算出平均动量通量(在IBL内)的有效粗糙度的概念(它与均匀下垫面上常用的局地粗糙度是不同的)及确定方法,且已较好地用于复杂区域上三维的ABL模式中。目前用于估算有效粗糙度的方法主要有Rossby数相似法^[32]、拽力系数法^[33]和风速廓线法^[34]。另外,观测高度越高,能影响其风场的上风方向的区域也就越大,因而有效粗糙度是随高度变化的。这可以用垂直速度的方差谱进行计算^[25]。

在上述的基础上,利用工程流体方面的研究成果並结合具体下垫面状况,可以从理论上分析出风场变化的一些基本特点並进行简单的计算。如目前应用较多的质量连续模式^[36]和目标分析模式^[37]就是如此。此外,利用数值模拟可以得到一些简单边界条件下的流场结构。对于一些特殊地形(如小山丘)还可以求得流场分布的解析模式^[38]。以合理利用风能资源为目的,根据气象台站资料和半经验的气候模式来分析复杂区域上季平均风速状况也是具有一定实用价值的工作^[39]。

地形通过对辐射分布的影响直接改变地表的温度分布,而风场的变化又影响近地层的水汽、热量的交换过程,改变降水分布和地表径流,从而导致与之相适应的温湿场结构的形成。例如,凸出地形上空气的绝对湿度及气温日较差小,而凹洼地则大且晚间常多露、霜和雾並易产生冷湖效应。在湿润气候条件下偏南坡的空气湿度比偏北坡大而在干燥气候区却相反^[29]。就一般的复杂地形来说,它对气象场的影响错综复杂,目前还难以完全定量化。对于某些特殊地形上的大气边界层结构,近十多年来国外进行过一些研究工作。例如对振幅较小的波状地形, Jones和Hooke^[40]用一阶线性风场模式和简化的二阶湍流场模式通过解析解和数值解详细地研究其上ABL的结构並得出,周期性起伏的地形产生了结构与之相似的气象场,其影响可由两部分组成,第一部分随高度增加很快消失,它反映了大气运动的整体非粘性。第二部分是由湍流的粘滞性引起的,随高度的增加其振幅递减较慢,位相发生变化。而对孤立山体, McCulchan和Fox^[41]指出只有当平均风速较大时,方位对温、湿、风场的影响才被掩盖。除此之外,高度和方位对风场和温度场的影响是很显著的, Froude数可以用来反映山体抬升浮力对流场的相对作用。 Fernandez等人^[42]则通过比较大型水库建成前后的气象资料发现水库使下风方区域的风速明显增大。同时还分析了水库的动力和热力效应,说明大型的水库工程确实对周围环境的天气或气候有较大的影响。

复杂下垫面上的湍流场通常是不均匀的,目前这方面的工作甚少。Panofsky等人^[43]对

三种典型的复杂地形三维风速谱结构的研究表明, 高频率湍流总是处于准平衡状态, 其谱型与均匀下垫面基本一致。同水平速度谱相比垂直速度谱的能量主要集中在高频区, 因此它与均匀地表上的速度谱差异不大, 而水平速度谱的能量主要集中在低频区, 强烈地受上风方地形的影响。

同水平非均匀的工作相比, 非水平下垫面气象场结构的研究工作还不多。虽然这项工作已开展近十余年, 但进展较慢。目前还只能就一些简单或特殊的情形进行模拟研究(包括工程流体方面有关非水平表面对流场影响的众多实验模拟工作), 很难适用于自然条件下的复杂地形。在为数不多的野外实验中, 大多也只是就某几个要素的变化进行一些定性或半定量的分析, 远未达到模式化、系统化的程度。根据目前的研究能力和观测手段, 要在自然条件下对此进行系统的理论或实验研究还存在不少困难。因此, 风洞内模拟某些典型的非水平下垫面对流场影响的研究也是必不可少的。以此为基础结合一定野外区域的实验和台站气象资料建立定量或半定量的数学模式并进行数值求解将是最终解决非均匀下垫面气象场结构问题的必由之路。在研究方法上, 近年来突破传统采用的欧拉方程, 以拉格朗日方程为基础、用于研究非均匀湍流的流轨模式^[44]已被广泛地用于复杂下垫面上湍流扩散的研究之中。

三、研究前景与应用展望

非均匀下垫面气象场的研究既是当前近地层气象学的前沿领域, 又是一项实用价值很大的工作。虽然目前对非水平下垫面流场结构的研究主要还局限于风洞模拟实验, 但随着理论上的成熟和实验手段(包括遥感技术)的提高, 研究步伐将大大加快。非均匀下垫面上的湍流交换和物质迁移规律、复杂地形上ABL的模拟和边界的参数化以及山地测点上气象、气候资料的外延及其区域气候资源的估算与评价等都将成为今后的主要研究项目。在应用研究领域, 目前一些具有较大理论和实践意义的课题都涉及到非均匀下垫面气象场的结构特征。例如, 在地表能量转化和物质迁移规律的研究中, 对典型的水平非均匀下垫面如植被地与干燥裸地、森林与草原(或农田)及陆地与水体(河流、湖泊等)的交界区域和复杂地形上的气象场结构及能量、物质交换规律的研究就是它必不可少的部分。同时这也是气候动力模拟和数值天气预报模式中边界参数化的前提。

在自然地带性规律的研究中, 非均匀地表经常使有规律的水平或垂直地带性受到干扰和破坏, 出现缺失, 畸变或模糊, 给农业自然区划和区域规划等工作带来很大的困难。通过对其气象场特征的研究可以帮助我们深入了解这种差异性的形成机制和分布状况, 以便合理地利用其丰富的自然资源。

随着人类改造自然活动的日益频繁, 客观地评价各种生态工程(如灌溉工程、水库工程及大规模调水工程等)对环境的影响就显得越来越重要, 而这种评价的实现必须以它对下垫面改变所引起的气象场变化的深刻认识为前提。在大气污染的研究方面, 对复杂地形区域污染物的迁移、扩散的研究目前已成为其主要的研究领域, 它对沿海、山区的工厂布局具有重要的指导作用。

参 考 文 献

- [1] 莱赫特曼著, 濮培民译: 大气边界层物理学, 科学出版社, 1982年。
- [2] 覃文汉: 水平非均匀下垫面气象场特征的理论分析与实验研究, 中科院禹城综合实验站论文集, 科学出版社, 1988年。
- [3] Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the atmosphere*, D. Reidel Publ. Co., London England.
- [4] 罗森堡著, 施鲁怀译: 小气候——生物环境, 科学出版社, 1982年。
- [5] 萨顿著, 徐尔灏译: 微气象学, 高等教育出版社, 1953年。
- [6] Philip, J. R., 1959. The theory of local advection: I., *J. Meteor.*, 16, 535-47.
- [7] Rider, N. E. and J. R. Philip, et al., 1963. The horizontal transport of heat and moisture--- a micrometeorological study *Quart. J. R. Met. Soc.*, 89, 507pp.
- [8] Rao, K. S. and J. C. Wyngaard, et al., 1974. Local advection of momentum, heat, and moisture in micrometeorology, *Boundary Layer Meteor.*, 7, 331-348.
- [9] Lo, A. K., 1986. On the boundary layer flow over a canadian archipelago polynya, *Boundary Layer Meteor.*, 35, 53-71.
- [10] Peterson, E. W., 1969. Modification of mean flow and turbulent energy by a change in surface roughness under conditions of neutral Stability, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 95, 561-575.
- [11] Beljaars, A. C. M. and P. Schotanus, et al., 1983. Surface layer similarity under nonuniform fetch conditions, *J. Climate Appl. Meteor.*, 22, 1800-10.
- [12] Beljaars, A. C. M. 1982. The derivation of fluxes from profiles in perturbed areas, *Boundary Layer Meteor.*, 24, 35-55.
- [13] Motha, R. P. and S. B. Verma, et al., 1979. Exchange coefficients under sensible heat advection determined by eddy correction, *Agric. Meteor.*, 20, 273-280.
- [14] Lang, A. R. C. and K. G. McNaughton, et al., 1983. Inequality of eddy transfer coefficients for vertical transport of sensible and latent heats during advective inversion, *Boundary Layer Meteor.*, 25, 25-41.
- [15] 坪井八十二等编, 侯宏森等译: 新编农业气象手册, 农业出版社, 1985年。
- [16] McNaughton, K. G., 1976. *Evaporation and advection II: evaporation downwind-having different surface resistance and available energies*, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 102, 193-202.
- [17] Gash, J. H. C., 1986. A note on estimating the effect of a limited fetch on micrometeorological evaporation measurements, *Boundary Layer Meteor.*, 35, 109-113.
- [18] de Vries, D. A., 1959. The influence of irrigation on the energy balance and the climate near the ground, *J. Meteor.*, 16, 256-270.
- [19] Smits, A. J. and D. H. Wood, 1985. The response of turbulent boundary layers to sudden perturbations, *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 17, 321-358.
- [20] Wood, D. H., 1978. Calculation of the neutral wind profile following a large step change in surface roughness, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 104, 383-92.
- [21] Bradley, E. F., 1968. A micrometeorological study of velocity profile and surface drag in surface roughness, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 94, 362-79.
- [22] Rao, K. S. and J. C. Wyngaard, et al., 1974. The structure of the two-dimensional boundary layer over a sudden change of surface roughness. *J. Atmos. Sci.*, 31, 738-746.

- [23] Wood, D. H., 1982. Internal boundary layer growth following a step change in surface roughness, *Boundary Layer Meteor.*, 22, 241-244.
- [24] Mulhearn, P. J., 1978. A wind-tunnel boundary layer study of the effects of a surface roughness, change: rough to smooth, *Boundary Layer Meteor.*, 15, 3-30.
- [25] Cash, J. H. C., 1986. Observation of turbulence downwind of a forest-heath interaction, *Boundary Layer Meteor.*, 36, 227-237.
- [26] Andreopoulos, J. and D. H. Wood, 1982. The response of a turbulent boundary layer to a short length of surface roughness, *J. Fluid Mech.*, 118, 143-64.
- [27] Pendergrass, W. and S. P. S. Arya, 1984. Dispersion in neutral boundary layer over a step change in surface roughness---II: concentration profiles and dispersion parameters, *Atmos. Environ.*, 18, 1281-1296.
- [28] Karlsson, S., 1986. The applicability of wind profile formulas to an urban-rural interface site, *Boundary Layer Meteor.*, 34, 333-355.
- [29] 傅抱璞编著: 山地气候, 科学出版社, 1983年。
- [30] Oke, T. R., 1978. *Boundary layer climates*, London Methuen and Co. Ltd.
- [31] Fiedler F. and H. A. Panofsky, 1972, The geostrophic drag coefficient and the effective roughness length. *Quart. J. R. Met. Soc.*, 98, 213-220.
- [32] Kondo, J. and H. Yamazawa, 1986. Aerodynamic roughness over an inhomogeneous ground-surface, *Boundary Layer Meteor.*, 35, 331-348.
- [33] Van Dop, H., 1983. Terrain classification and derived meteorological parameters for interregional transport models, *Atmos. Environ.*, 17, 1099-1105.
- [34] Kustas, W. and W. Brutsaert, 1986. Wind profiles constants in a neutral atmospheric boundary layer over complex terrain, *Boundary layer Meteor.*, 34, 35-51.
- [35] Panofsky, H. A., 1984. Vertical variation of roughness length at the Boulder atmospheric Observatory, *Boundary Layer meteor.*, 28, 305-308.
- [36] Ludwig, F. L. and G. Byrd, 1980. An efficient method for deriving mass-consistent flow fields from wind observations in rough terrain, *Atmos. Environ.*, 14, 585-587.
- [37] Erasmus, D. A., 1986. A comparison of simulated and observed boundary layer winds in an area of complex terrain, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1842-1852.
- [38] Hunt, J. C. R. and W. H. Snyder, 1980. Experiments on stably and neutrally stratified-flow over a model three-dimensional hill, *J. Fluid Mech.*, 96, 671-704.
- [39] Wieringa, J., 1986. Roughness-dependent geographical interpolation of surface wind speed averages, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 112, 867-889.
- [40] Jones, R. M. and M. H. Hooke, 1986. The perturbed structure of the neutral atmospheric boundary layer over irregular terrain, I: model formulation, *Boundary Layer Meteors.*, 36, 395-416.
- [41] McCulchan, M. H. and D. G. Fox, 1986. Effect of elevation and aspect on wind, temperature and humidity, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 1996-2013.
- [42] Fernandez, W. et al., 1986. Modifications of air flow due to the formation of a reservoir, *J. Climate Appl. Meteor.*, 25, 982-988.
- [43] Panofsky, H. A. et al., 1981. Spectra of velocity components over complex terrain. *Quart. J. R. Met Soc.*, 108, 215-230.
- [44] Elting, D. et al., 1986. Application of a random walk model to turbulent diffusion in complex terrain, *Atmos. Environ.*, 20, 741pp.

STRUCTURES OF THE ATMOSPHERIC SURFACE LAYER- OVER INHOMOGENEOUS GROUND SURFACE

Qin Wenhan

(Institute of Geography, Chinese Academy of Sciences and State
Planning Commission of the People's Republic of China)

Abstract

Investigating the influence of inhomogeneous ground surfaces on the surface layers is of great theoretical and practical importance. This article has summarized the developments in this area during the last two decades. The emphasis is on the horizontally inhomogeneous ground surfaces with different scales. Potential applications in the relevant fields are also presented.

阿克苏水平衡试验站介绍

阿克苏水平衡试验站位于新疆阿克苏市南80公里处，地处塔里木盆地平原西部以阿拉尔为中心的国营农场群和原始干旱荒漠交界之处。在农场一侧，是新疆重要农业生产基地之一，以盛产谷物、棉花及瓜果等著称；另一侧是旱生、盐生疏植被的干旱荒漠。

本站实验研究的中心课题是以塔里木盆地平原地区为对象的区域水平衡和水循环，探索水平衡各要素的变化规律，以及水对自然环境的影响，为塔里木河水资源合理开发利用、流域综合治理以及干旱区自然环境变化的预测分析提供基本资料，同时进行农田灌溉，节水保水技术措施以及水的调度管理等试验研究，主要内容有以下六个方面：（1）干旱区大气水、地表水和地下水相互转换关系；（2）水面与陆面蒸发；（3）作物需水量、节水

保水技术措施及用水的合理调度；（4）水资源开发利用对自然环境的反馈效应；（5）大气辐射；（6）土壤中溶质变化观测分析；

本站是在课题研究的基础上，由中国科学院新疆地理研究所逐步扩充而建成的。作为一个野外台站，它仍然处在发展阶段，无论是试验研究水平或试验方法和设备都有待补充。现在仅有部分水面和陆面蒸发观测试验的测具仪器，最近又扩建了自动遥测数据处理系统、以及梯度观测的仪器设备。今后还将逐步扩大观测试验项目，在水循环、水平衡研究中作为干旱区的典型，参与全国水、热分配、变化、转换及其在地理环境中的作用研究，并为塔里木盆地干旱环境变迁的研究提供科学依据，将为塔里木盆地开发作出应有的贡献。

· 新疆地理所 吴申燕，李新 ·