

南京信息工程大学

博士学位论文

塔克拉玛干沙漠塔中大气边界层结构及地—气相互作用观测研究

姓名：何清

申请学位级别：博士

专业：气候系统与全球变化

指导教师：缪启龙

20090401

摘 要

本文以塔克拉玛干沙漠腹地塔中地区为观测研究区,采用 2006 年 4 月~2008 年 10 月塔中大气环境观测试验站 80m 铁塔 10 层梯度风、温、湿要素, 10m、32m 和 80m 三层开路涡动相关探测系统,边界层系留气艇探测,沙尘通量,辐射收支各分量以及标校自动气象站所监测的数据,对塔中沙漠大气边界层结构、动力学参数以及近地层能量收支进行了详细的分析研究。主要结论如下:

(1) 塔中地区近地层风速廓线四季规律比较相似,明显地分为夜间稳定层结和白天不稳定层结的两组风速廓线;沙漠近地层为中性层结时风速廓线适合对数分布,非中性层结时的风速廓线适合指数律,根据实测资料计算出塔中地区近地层夏季 β_m 和 γ_m 分别为 4.6 和 16.4,冬季分别为 2.6 和 19.3。分析了温度廓线的变化规律。塔中近地层春、夏、秋三季在 20~30 m 之间形成等湿层,在其以上为逆湿,冬季由地面向上处于逆湿状态,但中午前后比湿随高度稍有减小。

塔中沙尘暴持续阶段内,近地层风速廓线满足对数律关系,各气象要素垂直廓线趋于中性,是一个降温增湿的过程。

(2) 塔中沙漠大气边界层结构。分析了边界层风廓线,夜间风速最大值出现在 200~300 m 左右。气温全年在夜间存在逆温现象,尤其冬季全天均存在逆温,逆温层顶的最大高度出现在冬季夜间为 417m,逆温层平均厚度为 225m,逆温强度最大出现在秋季。比湿,夏季最大,可达 $8.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,其次是秋季,在 $3.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右,冬季比湿最小为 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右,边界层比湿廓线表明逆湿在夜间和早晨较强,白天较弱。

塔中沙漠边界层平均厚度夜间约为 200m,白天约为 1485m;夏季最大可达 3000m,冬季最小低于 100m;沙漠地区边界层高度比较高。

(3) 塔中沙漠大气边界层臭氧浓度四季夜间比较低,随着高度上升臭氧浓度增大,到达一定高度后,随高度上升变化的幅度减小;臭氧浓度值冬季最小,

夏季最大在 60×10^{-9} 左右, 冬季则低于 40×10^{-9} , 浓度远比城市如上海低。

(4) 塔中地区地表粗糙度长度 z_0 春、夏季平均为 $0.69 \times 10^{-4} \text{m}$, 秋、冬季平均为 $1.66 \times 10^{-4} \text{m}$; 地表粗糙度与风速具有较好的指数衰减关系。塔中零平面位移 d 春、夏季平均为 0.08m , 秋、冬季平均为 0.05m 。塔中的 Karman 常数 κ 约为 0.35 。摩擦速度和特征温度均表现出明显的日变化特征, 摩擦速度随稳定或不稳定程度的增大而减小, 最大值出现在 $z/L = -0.2$ 处。塔中地区的起沙临界摩擦速度 u_{*c} 为 $24 \text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

(5) 塔中 10m 总体输送系数 C_D 年平均值为 3.70×10^{-3} , C_H 为 1.68×10^{-3} ; 10m 、 32m 、 80m 高度的 C_D 、 C_H 季节变化和日变化显著, 都是夏季最大, 春季次之, 秋季再次之, 冬季最小; 白天大, 夜间小。不同高度的 C_D 、 C_H 均有随高度增加而降低的特点, 且随稳定度的增加而减小。

(6) 湍流交换系数 K_D 、 K_H 、 K_E 夜间较小, 白天较大。春季 K_D 的值在 $0.19 \sim 2.77 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, K_H 的值在 $0.012 \sim 4.165 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。夏季 K_D 的值在 $0.21 \sim 2.37 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, K_H 的变化在 $0.014 \sim 3.97 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, K_E 的数值相对较小, 在 $0.003 \sim 0.829 \text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。 K_D 和 K_H 均是随着风速与高度的增大而增大。 K_H/K_D 夜间小于 1 , 白天大于 1 。

(7) 稳定层结与不稳定层结条件下, 沙漠腹地近地层无因次速度分量方差 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 和无因次温度方差与稳定度 z/L 的关系符合 $1/3$ 幂次律; 为了满足更好的相关关系, 还可以用其它的指数拟合; 近中性层结条件下, 沙漠腹地三个方向无因次速度分量方差均接近常数, 总体表现为: σ_u/u_* 最大, σ_v/u_* 次之, σ_w/u_* 最小; 湍流强度也有同样规律, $\sigma_u/\bar{u} > \sigma_v/\bar{u} > \sigma_w/\bar{u}$ 。

(8) 湍流动能夏季略高于春季, 冬季最小; 湍流总动能中水平方向的动能占主导地位, 铅直方向的影响较小; 强不稳定层结, 热力湍能供给率明显强于

机械湍能供给率, 稳定层结, 热力湍能供给率减为负值, 表现为抑制作用。无因次扰动动能随稳定或不稳定程度的增大而增大, 同时离散度也增大。

(9) 比较了湍流热通量的不同计算方法, 并依据涡动相关法计算了塔中近地层感热输送通量和潜热输送通量, 分析了感热、潜热和土壤热通量的年、日变化规律。根据涡动相关系统资料计算不同高度的感热、潜热通量差异不大, 表明沙漠腹地常通量层的存在。

(10) 能量收支平衡中, 塔中地面热量平衡各分量分别为感热 44.6%, 潜热 11.3%, 土壤热通量 18.3%, 不平衡部分占 25.7%; 自然沙面分别为感热 65.3%, 潜热 3.3%, 土壤热通量 18.6%, 不平衡部分占 12.8%, 这种不平衡可能由于土壤热通量测量时表面覆盖层深度偏大所致。

(11) 分析了辐射平衡收支各组分量的年、日变化规律, 沙漠地区辐射收支中以总辐射和地面长波辐射为主。在夏季某些特定的天气条件下, 总辐射可以达到接近太阳常数的极值。对塔中沙漠总辐射、有效辐射进行了气候学计算, 拟合效果较好。

(12) 沙漠地表反照率, 冬季较大, 夏季较小; 塔中地区反照率年均值为 0.300, 比同纬度沙漠略高, 远高于绿洲和高原。

关键词: 塔克拉玛干沙漠, 塔中, 近地层, 边界层, 动力学参数, 湍流特征, 能量收支, 辐射平衡

Abstract

The atmospheric boundary-layer structure, dynamic parameters and energy budget are investigated in detail in TaZhong region of Taklimakan desert hinterland by using wind, temperature, humidity observational data of 10 layers of 80m gradient tower, detection data of open circuit eddy covariance at 10m, 32m, 80m and tethered airship in boundary layer, turbulent flux, dust flux, various components of radiation budgets and observational data of automatic weather station at atmospheric environment observation and examination station in TaZhong from April 2006 to October 2008 in this paper. The main results are given as follows:

1. The seasonal variations of the wind profiles near-surface layer are quite similar in TaZhong. They can be obviously divided into two groups, i.e. wind profile at nocturnal stable stratification and daytime unstable stratification. The wind profiles are suitable for logarithm distribution (exponential law) in neutral (non-neutral) atmospheric stratification of the near-surface layer. The calculated values of β_m and γ_m using the observational data are 4.6 and 16.4 (2.6 and 19.3) in summer (winter) near-surface layer, respectively. In addition, the variation characteristics of the temperature profiles are analyzed. The humidity is equal from 20m to 30m in the near-surface layer during spring, summer and autumn. There are inverse humidity layers above it. In winter, there are inverse humidity layers over the ground, and the specific humidity decreases slightly with height around noon.

During the maintenance stages of dust storms the wind profiles in the near-surface layer are fitted to logarithm law, and the vertical profiles of various meteorological elements tend to be neutral, which is a process of cooling and humidification.

2. The wind profiles in boundary layer are analyzed. The maximum wind

velocity at nighttime was observed at about 200~300m height. The temperature inversions occur at night all the year round. Especially in winter, temperature inversions occur day and night. The maximum temperature inversion layer height, which appears in winter, is 417m. The mean height of temperature inversion layer is 225m. The maximum intensity of the inversion occurs in autumn. The maximum (minimum) specific humidity is 8.0 (about 1.0) $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ in summer (winter), and 3.0 $\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ in autumn. The specific humidity profile shows that the inverse humidity is relatively strong (weak) at night and in the morning (daytime).

The mean height of the boundary layer is about 200m (1485m) at night (daytime). Its maximum can reach 3000m in summer, while it becomes less than 100m in winter. The height of the boundary layer is relatively high.

3. Ozone Concentrations are relatively low at night of all seasons in the boundary layer over desert. They increase with height, and the variation will slow down after a particular height is reached. The maximum (minimum) value is up to about 60×10^{-9} (below 40×10^{-9}) in summer (winter). It is far less than that of some metropolitans such as Shanghai.

4. The mean surface roughness lengths, Z_0 , which are $0.69 \times 10^{-4}\text{m}$ ($1.66 \times 10^{-4}\text{m}$) in spring and summer (autumn and winter), exponentially decrease with wind speed in TaZhong. The zero plane displacements, d , are 0.08m (0.05m) in spring and summer (autumn and winter). Karman constant, κ , is 0.35. Friction velocity and characteristic temperature have obvious diurnal variations. Friction velocity decreases with stability or instability augmentation; and its maximum appears when z/L equals -0.2. The threshold friction velocity for transportation of sand, u_{*t} , equals $24 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$.

5. Annual mean bulk transport coefficients, C_D (C_H), are 3.70×10^{-3} (1.68×10^{-3}) at 10m height. C_D and C_H have remarkable diurnal and seasonal variation

characteristics at 10m, 32m, and 80m heights. All of the maximum values occur in summer, the second largest one occurs in spring, the third largest one in autumn, and the minimum occurs in winter. The values are large (small) at daytime (night). C_D and C_H in different heights decrease with height and stability increase.

6. Turbulent exchange coefficients, K_D , K_H , K_E , are small (big) at night (daytime). The values of K_D (K_H) are $0.19 \sim 2.77$ ($0.012 \sim 4.165$) $m^2 \cdot s^{-1}$; the values of K_D (K_H) are $0.21 \sim 2.37$ ($0.014 \sim 3.97$) $m^2 \cdot s^{-1}$ in summer. The values of K_E are relatively small; they are $0.003 \sim 0.829$ $m^2 \cdot s^{-1}$. The values of K_D and K_H increase with wind and height; K_H / K_D is $< (>) 1$ at night (daytime).

7. The relationship of stability, z/L , and dimensionless velocity components variance, σ_u/u , σ_v/u , σ_w/u , and dimensionless temperature variance conforms to $1/3$ power in stable and unstable atmospheric stratification; the exponential fitting can be made in order to meet better relationship. Variances of dimensionless velocity in three directions are nearly constant in near neutral atmospheric stratification; σ_u/u is the greatest value, the second is σ_v/u , and the smallest is σ_w/u . Turbulence intensity shows the same tendency, that is $\sigma_u/\bar{u} > \sigma_v/\bar{u} > \sigma_w/\bar{u}$.

8. Turbulent kinetic energy is slightly larger in summer than in spring, and the minimum value is in winter. The kinetic energy in horizontal direction of total turbulent kinetic energy plays a dominant role and the effect of that in vertical direction is relatively small. The supply rate of thermal turbulent energy appears higher than that of mechanism turbulent energy in strong unstable atmospheric stratification; the supply rate of thermal turbulent energy is negative, and shows inhibitory effect in stable atmospheric stratification. Dimensionless perturbation kinetic energy increases with stability or instability growth and dispersion degree

enlarges.

9. The different calculation methods of turbulent heat flux are compared and latent heat flux near-surface layer are calculated by eddy-covariance technique. The annual and diurnal variation law of sensible heat, latent heat and soil heat flux are analyzed. The differences of sensible heat and latent heat are not big by different height eddy-covariance system data; this shows constant flux layer exists in desert hinterland.

10. The sensible heat flux (latent heat flux, soil heat flux, and unbalanced part) of surface heat balance accounts for 44.6% (11.3%, 18.3%, and 25.7%) in TaZhong, respectively. The sensible heat flux (latent heat flux, soil heat flux, and unbalanced part) of surface heat balance occupies 65.3% (3.3%, 18.6%, and 12.8%) at natural sand surface. This unbalance may be attributed to the overestimation of the overburden layers while soil heat flux was observed.

11. The annual and diurnal variation characteristics of various components of radiation balance are analyzed. The global solar radiation and surface long wave radiation of radiation balance are main parts in desert areas. The global solar radiation may be close to the solar constant in some specific weather conditions during summer. The global solar radiation and effective radiation are calculated by using climatologic methods. The fitting is quite good.

12. The desert surface albedo is relatively larger (smaller) in winter (summer). The mean annual surface albedo is 0.300 in TaZhong. It is slightly larger than that of the desert at the same latitude; much larger than oases and plateau.

Key words: Taklimakan desert, TaZhong, Near-surface layer, Boundary layer, Dynamic parameters, Turbulence Characteristics, Energy Budget, Radiation Balance

学位论文独创性声明

本人郑重声明：

1、坚持以“求实、创新”的科学精神从事研究工作。

2、本论文是我个人在导师指导下进行的研究工作和取得的研究成果。

3、本论文中除引文外，所有实验、数据和有关材料均是真实的。

4、本论文中除引文和致谢的内容外，不包含其他人或其它机构已经发表或撰写过的研究成果。

5、其他同志对本研究所做的贡献均已在论文中作了声明并表示了谢意。

作者签名： 何清
日 期： 2009.4.28

学位论文使用授权声明

本人完全了解南京信息工程大学有关保留、使用学位论文的规定，学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。保密的学位论文在解密后适用本规定。

作者签名： 何清
日 期： 2009.4.28

第一章 绪 论

1.1 研究意义

大气边界层 (ABL, Atmospheric Boundary Layer) 又叫行星边界层 (PBL, Planetary Boundary Layer), 通常是指大气层的最低部分受地面直接影响并与地面有直接作用的气层, 是地球表面与自由大气间进行物质、能量、热量和水汽交换必经的气层。其厚度随地表特征、季节和天气背景不同而变化, 薄时可为百米量级, 最厚时可达二、三千米, 平均而言, 边界层厚度为 1km (图 1.1), 约为对流层厚度的十分之一。边界层又分为近地面层和上部摩擦层 (或称 Ekman 层)。大气边界层底部从地面向上几十米 (厚度可达 50m 至 100m) 一般称近地层或常通量层, 地表面 2 m 高度以下的这一层, 又称“贴地层”^[1]。

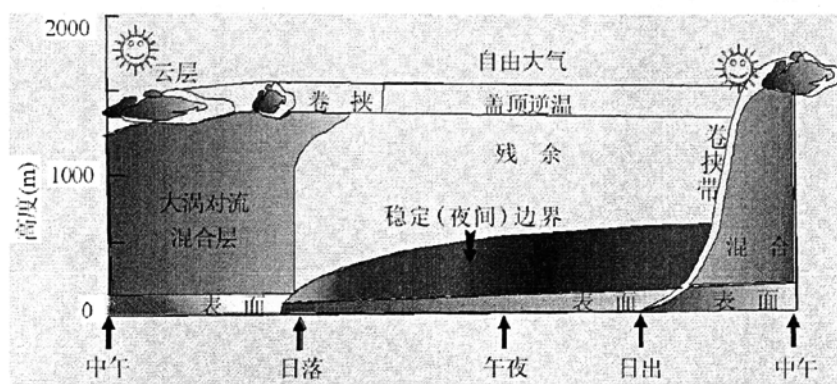


图 1.1 大气边界层概念图

大气边界层是和人类关系最为密切的一层, 是人类活动和各项生态环境构成的主要层次。人类活动引起的生态失衡、环境恶化以及气候变化和天气、气候异常等无一不与大气边界层中的物理过程、化学过程和生态过程等密切相关。大气边界层中气象要素的垂直廓线及其变化一直是大气物理、大气化学以及大气环境工作者关心的重要研究课题^[2]。总之, 边界层发生的物理过程与自由大气

的不同，一般说来边界层的运动更为复杂，研究更加艰难。

地—气相互作用是指发生在控制地表面与大气之间水分、热量和动量交换的过程，包括地表面与大气间的能量和物质交换以及地面以下土壤中的热传导和水热输送过程等^[3-4]（图 1.2）。其时间尺度可以从 0.1 秒到几年，空间尺度可以从几厘米到全球。地—气相互作用是气候形成的重要物理过程，也是气候系统与各个圈层联系的纽带。陆面通过感热、潜热通量及辐射变化对气候系统产生反馈作用，使气候系统对地—气相互作用有较强的敏感性。时空尺度不同的地—气相互作用会影响到局地甚至全球不同尺度的大气环流和气候变化^[5]。不仅全球气候变化对生态环境和水资源的影响通过地—气相互作用来实现，人类活动对自然界的干预也通过地—气相互作用的传递而变得更加深刻和广泛。因此，对于地—气相互作用的研究具有十分重大而深远的意义。由于陆面构成的复杂性和不均匀性，致使该领域的研究成为地球气候系统科学领域内最困难的一种挑战，也是国际上竞相研究的前沿学科之一。

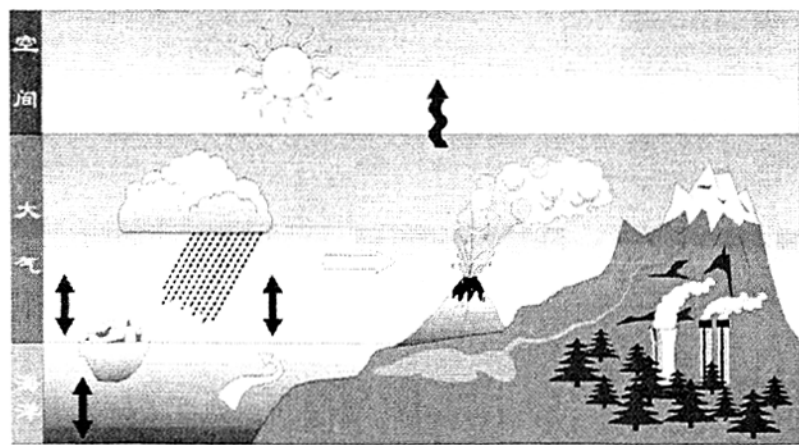


图 1.2 地—气相互作用示意图

沙漠边界层由于其独特的下垫面性质，使得它的厚度、干燥度和污染度与其它边界层相比而显得独一无二。沙漠的边界层厚度通常比较厚，因为天空晴朗、贴地层含水量低、地表面温度很高，使得大气有更强的感热通量和更深厚的湍流混合。干燥的沙漠下垫面，由于贴地层水汽低导致极小的蒸散率。沙漠

地表沙尘丰富、且缺少植被，使得近地面风速很大；同时，干燥的贴地层不能够容纳更多的具有表面张力使沙尘颗粒物相互粘附的水；促使更多的沙尘颗粒物被扬起进入大气^[6]。沙漠分布区域比较广泛，世界沙漠面积占全球陆地面积的20%左右^[7]，与其它下垫面相比，因生态不稳定而对人为扰动和气候变化具有极为敏感响应^[8]；沙漠在其能量、水分以及物质循环方面有着独特的规律，对区域气候的影响是不容忽视的。因此，研究沙漠地区的大气边界层及地—气相互作用，对研究区域乃至全球的气候变化、区域内物质传输以及遏制沙漠化有着重要的科学意义。

塔克拉玛干沙漠面积 337600km²，是我国最大的沙漠，也是我国干旱区风沙地貌的代表，其自然特征在我国沙漠中具有独特性和典型性。首先气候极端干旱，年降水量在 60.0mm 以下，沙漠东部少至 10.0mm 以下，干燥度在 24~60；其次流动沙丘大面积分布，占整个沙漠面积的 85%；第三沙丘形态复杂，有 1/2 的面积都是高大沙丘复合体；再次，其流沙粒径平均约为 87~110 μ m，是世界各大沙漠中粒径最细的。该地区地表反照率大，蒸发强，其物质和能量输送对中亚大气环流有着不可忽视的影响，对我国天气上游干旱气候的形成和西风环流的发展起着重要的作用。对该沙漠地区的大气边界层与地—气相互作用进行观测研究，可为我国乃至世界干旱区陆面过程试验研究提供流沙环境界面参数和数值模拟参数化方案检验。

塔克拉玛干沙漠除了具有一般干旱区的特征，其突出特点是流动沙漠范围广泛，与全球其他地区对比强烈，沙尘天气事件频繁，是我国沙尘暴的主要起源地之一。年均沙尘暴在 30d 以上，扬沙天气多达 70d，浮尘天气高达 200d 以上，发生期跨越整个春夏季节，特强沙尘暴天气形成的沙尘随西风带可远征数千至一万公里以上，直接影响到我国东部下游区域乃至全球气候和环境的变化。沙尘暴天气边界层与地—气相互作用观测主要表现在两个特殊的强迫上：一是强的干对流活动引起的宏观垂直运动对边界层结构的强迫作用和对输送过程的贡献；二是大气边界层内超常沙尘分布对辐射过程的强迫作用。塔克拉玛干沙

漠是沙尘暴的高发区，形成的大量沙尘，通过对太阳短波辐射和地面长波辐射散射和吸收，产生重要的直接气候效应；沙尘粒子还可以作为云凝结核(CCN)，影响云的形成、云的辐射特性和降水，产生间接的气候效应；沙尘气溶胶通过“铁肥料效应”提高海洋初级生产力并降低大气中 CO_2 的浓度，在传输过程中参与地球化学循环，进而对气候变化产生重要的影响^[9-12]。而且，塔克拉玛干沙漠地区地表沙尘土壤和反照率对太阳辐射的响应过程很独特，表面热量和辐射平衡过程不同于一般的干旱地区，沙漠下垫面通过对太阳辐射的响应对大气的加热作用很突出，极大地影响着地球表面热通量的变化，同时会对周边地区天气过程产生重要的热力和动力作用。所以，塔克拉玛干沙漠不仅可作为特殊边界层与地—气相互作用的研究试验区，还可为全球和区域沙尘天气气候研究提供示范基地。

目前，我国对流动沙漠边界层结构、动力学参数及湍流特征等方面的观测试验较少，对沙尘源区沙漠边界层结构、大气稳定度与湍流通量的认识不够，随着塔克拉玛干沙漠油田开发建设深入，沙漠腹地和周边石油钻井、探井的增多，沙漠天气灾害预警预报，沙漠和沙漠化对气候变化的影响和反馈作用，迫切需要对沙漠边界层及其物质和能量交换有一个正确的认知。因此，应用多种新型国际公认的探测仪器开展流动沙漠边界层及地—气相互作用的观测研究，可以获取边界层的特征参数，开辟沙漠大气边界层研究从常规气象观测到边界层结构和地—气通量参数研究的新途径，为流动沙漠下垫面的陆面模式提供重要的物理参数，促进沙漠边界层模式和卫星反演的研究。开展塔克拉玛干沙漠腹地以塔中为代表的大气边界层与地—气相互作用的观测研究，可为人类在沙漠中的活动提供必要的边界层观测事实和基础理论指导，对认识沙漠天气气候、沙漠数值模式参数化、防御沙尘灾害、开发建设都具有重要的科学意义。

综上所述，开展塔克拉玛干沙漠边界层及地—气相互作用观测研究，确定沙漠边界层特征、动力学参数、湍流特征以及能量收支特征，不仅可以丰富对沙漠边界层结构和湍流理论的认识，还具有重要的实践意义。

1.2 大气边界层及地—气相互作用研究进展

1.2.1 国外研究进展

大气边界层的研究在大气科学中是很年青的一个分支，主要是 20 世纪 50 年代后发展起来，大气边界层气象学是以湍流理论为基础的^[1]，在湍流理论有了一定的发展之后才得以有边界层气象学的产生。

大气边界层湍流理论的研究经历了漫长的发展过程。最早，1883 年，Reynolds 首先在试验室发现了湍流现象^[13]，随后 Plandtl 首先提出了湍流混合长理论^[14]从而形成了最基本的湍流理论基础。但地球大气中的湍流现象直到 1915 年才由 Taylor^[15]首先提出，并开始了最初的研究。湍流运动在大气中的发现使这一特殊运动形式更加引起科学家们的重视。这以后，湍流理论的发展进入了相对较快的阶段。1935 年 Taylor^[16]提出了湍流均匀各向同性理论，得到了表征湍流细微结构的尺度，初步奠定了湍流统计理论的基础。随后 Karman 等推导出了著名的 Karman-Howarth 方程^[17]使湍流统计理论更加趋于成熟。1941 年前苏联科学家 Kolmogorov^[18]把量纲分析原理用于湍流研究，推导出了著名的结构函数“ $2/3$ 律”。很长一个时期，湍流研究是基本上不考虑热力层结的，1959 年 Priestley^[19]提出了自由对流大气湍流理论。20 世纪 50 年代以前经典的湍流理论基本上已经形成，以后湍流理论基本上再没有出现大的突破。从 20 世纪 60 年代开始，为了克服湍流研究所面临的困境，人们试图在湍流理论研究方法上开辟新的途径。1963 年 Lorenz^[20]从微分方程计算了非周期轨道，使湍流发生机制的研究有了新的可能途径。1964 年由 Lumley 等写的“大气湍流的结构”以及 Monin 等的著作“统计流体力学”为系统的观测计划提供了精确的观测资料。经过 Businger、Panofsky、Wyngaard 等的系统工作，近地层的廓线和湍流结构规律已基本定型，并被广泛接受和采用。1971 年，Ruelle^[21]把混沌理论等方法引入湍流研究，不过有些学者认为用混沌理论来研究湍流有不适当之处^[22]。

大气边界层及地—气相互作用试验方面的研究，最早是 Charney^[23-24]从理论

上提出地球生物反馈机制并利用 GISS GCM 对撒哈拉地区地—气相互作用进行了模拟验证研究, 结果表明: 由于植被减少, 使得地表反照率增大, 净辐射减少, 导致大气下沉增温补充地表损失的热量, 降水减少, 使植被进一步减少, 加剧了 Sahel 地区的干旱。此项工作之后, 大量的类似性质的敏感性试验相继展开, 并持续受到关注。Cunnington 等^[25]再次证明了 Charney 的假定; Sud 等^[26]进行了地表粗糙度的敏感性试验; Shukla and Mintz^[27]研究了土壤水分变化对全球降水的影响; Walker and Rowntree^[28]通过敏感性试验发现, 干土壤使未来气温升高, 降水减少, 湿土壤使未来气温降低, 降水增加; Huang^[29]和 Durre 等^[30]研究给出土壤湿度异常和夏季全球地表气温异常有很强的相关性; Randal 等^[31]采用 12 个耦合模式集成的方法, 给出土壤湿度异常对北半球夏季降水的区域影响结果。

上世纪 80 年代随着对边界层及地—气相互作用在全球气候系统中所起作用认识的加深, 激发了一系列综合大气边界层及地—气相互作用观测试验的开展 (表 1.1)。全球在具有代表性的主要气候或生态区相继开展了总数超过 50 个的一系列试验研究, 其中具有代表性的是 FIFE、LBA、HAPEX/MOBILMY、EFEDA、BOREAS、NOPEX、GAME 等计划。试验区域几乎遍布全球各大洲 (图 1.3)。

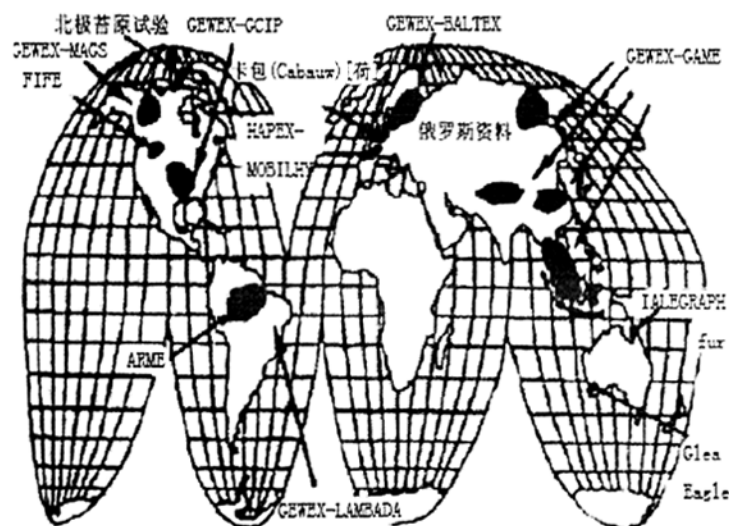


图 1.3 全球陆气相互作用观测试验地域分布

第一章 绪 论

表 1.1 国外主要大气边界层试验

试验名称	实施时间	试验地区尺 (km ²)	主要研究目标
HAPEX—MOBILHY	1986~1988	法国西南(100×100)	水热交换, 区域水文 (水文大气先行性实验)
LBA	1996~2003	巴西亚马逊河流域 2000×2000	水热循环, 生物地球化学, 大气化学, 土地覆盖、遥感应用
FIFE	1987~1989	美国 Kansas(10×10)	水热交换, 生物气象 (ISLSCP 和 HAPEX 计划)
KUREX	1988, 1991	俄国 Kursk(100×100)	HAPEX(1988), ISLSCP(1991)(仅有 CO ₂ 观测)
ABRAEOS	1990~1994	巴西亚马逊平原	塔层微气象, 遥感, 生态学, 水化能量通
EFEDA	1991, 1995	西班牙 (85×130)	量, 水平衡, 植物和土壤物理学 土地退化, 生物气象, CO ₂ 通量 (HAPEX 计划)
REKLIP	1991~1999	德、法、瑞士 莱茵 河中上游	微气象, 热通量和遥感
HAPEX—Sahel	1992	尼泊尔 (100×100)	生物气象, 遥感 (ISLSCP 和 HAYEX 计划)
BOREAS	1993~1994	加拿大 (1000×1000)	生物气象, 遥感 (ISLSCP 和 HAYEX 计划)
OASIS	1993~1996	澳大利亚半干旱地 区的灌溉绿洲	HAYEX 计划
LOTREX	1998	德国 农业区	起止气象学, 多为生态学
LOCK—ERSLEIGH	1992	澳大利亚	各种通量, 航空遥感, 无线电探空 仪探空
GCIP	1995~2000	美国密西西比河谷 (2000×200)	气象和遥感
MACS	1998, 1999	加拿大北部	水文、气候影响
AMAZON	1998~2000	巴西亚马逊河谷 (3000×2000)	生物气象, 遥感

“第一次国际卫星陆面气候计划试验”(FIFE)是国际上第一批实施的陆面过程试验项目之一,在地—气相互作用究方法和机理方面均有特殊地位和意义,该项试验是由美国航空航天局于 1987~1989 年在堪萨斯州中部的牧场上进行的一项综合性试验。主要研究目的是了解陆面和大气之间辐射、水汽和 CO₂ 交换

的生物物理过程,发展和测试在一个像素标准上用遥感监测这些过程的方法等。其地表能量平衡监测结果表明,潜热占净辐射(R_n)比例的年变化范围为 $0.22 \sim 0.83R_n$,牧草生长旺盛期,潜热最大可达 $460 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}(0.83R_n)$,土壤水分供应不足时,减小到 $210 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}(0.45R_n)$,牧草衰落以后,减小到最小值 $98 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}(0.22R_n)$ 。其值与加拿大草原的结果($0.5 R_n$)基本一致,小于下垫面是冬小麦、大麦及大豆等农作物的潜热消耗($0.7 \sim 0.9 R_n$);土壤热通量的变化范围为 $0.27 \sim 0.39 R_n$,感热为 $0.1 \sim 0.78 R_n$ [32-34]。此外,应用地—气交换和大气边界层模式,进一步认识了观测结果的动力学特性;利用试验结果验证了模拟水分和能量空间变化的土壤—植被—大气传输方案,发展和改进了欧洲中心中尺度天气预报模式的陆面过程参数化方案;在用遥感资料确定地表能量收支、土壤湿度和植被参数、地—气通量等方面也取得了突破性进展[35-37]。

“亚马逊流域大尺度生物—大气圈试验”(LBA)是巴西发起的国际研究计划,研究内容分物理气候碳循环、生物地球化学、大气化学、水文、土地覆盖和利用等专题。试验区域位于巴西亚马逊河流域,下垫面主要包括原始森林、退化森林及草地等,试验时间为 1996~2003 年,试验项目包括风场和云的探测、痕量气体、气溶胶、温室气体等的监测及地—气之间物质和能量交换的观测等。与 FIFE 相比,LBA 无论是研究区域,还是研究内容都比前者丰富,而且下垫面也更加复杂。用涡动相关法和微气象法得到的各能量项表明,无论是湿季还是干季,净辐射主要消耗于潜热,日总量达到 $6.6 \pm 1.8 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$;森林(28~30m)与林草过渡带的潜热占净辐射的(50%~90%),在干季、干湿转换季和湿季,潜热平均日总量分别为 $6.0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $7.5 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $10.0 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$;干季林草过渡带的最大潜热为 $260 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$,介于雨林区(最大潜热 $400 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$)和热带稀疏草原区(最大潜热 $150 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$)之间;在湿季三个不同下垫面基本相同,最大潜热 $300 \sim 400 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;感热日总量为 $3.8 \pm 1.7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$;在湿季,森林和草地的土壤热通量分别是 $10 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $50 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,在干季,分别为 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 和 $120 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

HAPEX/MOBIIMY 取得了湿润地区陆面过程特征,并在大、中、小三种尺

度关系方面有进展；EFEDA 计划的完成对欧洲半干旱地区陆面过程特征有了新的认识^[38]；为期 4 年的 BOREAS 计划对加拿大北部森林与大气之间的相互影响及气候变化对其影响进行了深入的研究；在 GEWEX 计划协调下的 GAPP、BALTEX、GAME、LBA、MAGS、MDB 等项目几乎遍布在全球各地，代表了各类气候类型区不同下垫面状况，研究内容囊括了陆面过程所有研究内容，野外观测试验动用了国际上最先进的探测工具，取得了一批可喜的科研成果。与此同时，伴随着观测试验的实施，陆面过程模式也得到了进一步发展^[39-46]。

除了上述大型试验之外，国外还有一些科学家积极投入到了边界层和地—气相互作用的研究之中。在理论研究方面，Prandtl^[47]首次提出一阶闭合方案即 K 闭合；Monin 和 Obukhov^[48]提出了具有划时代意义的 Monin—Obukhov 相似性理论，建立了近地层湍流计算和平均量之间的联系，使近地层的廓线及湍流结构理论已日趋完整；Businger 等^[49]利用美国 Kansas 试验资料得到了 Monin—Obukhov 相似性函数的具体形式，随后，Dyer 等^[50]利用澳大利亚国际湍流对比试验(ITCE)又做了完善，使得该理论有了极大的应用价值；Wyngaard^[51]提出了局地自由对流 1/3 相似性律，补充了 Monin—Obukhov 近地面层相似性理论在局地自由对流时的不适应性；Berkowicz 等^[52]根据大涡扩散比小涡扩散更加有效的假定提出了非局地闭合—谱扩散理论，但这一理论未得到推广；Stull 等^[53]根据大尺度涡能穿过有限距离输送气流的假定，研究出了非局地闭合—过渡湍流理论，这一理论取得了比较广泛的认同；Holtslag 等^[54]用 Moeng 等得到的大涡模拟资料对 K 理论做了负梯度输送的修正；Yamada 等^[55]建立用湍流动能来参数化 K 系数的 1.5 阶闭合方案；Andre^[56]利用四阶矩准正态近似和三阶矩剪切近似假定首次建立并应用了三阶湍流闭合方案。Deardorff^[57]首次建立了不用一般湍流参数化的高分辨率的大涡数值模拟技术，这一技术在模拟大气对流运动时有一定优势，并随着计算条件的提升而逐渐兴盛起来。实践方面，Breon 等^[58]对全球的能量平衡，尤其是对短波辐射做了大量的研究；Unland、Houser^[59]等在索诺兰沙漠进行了为期 13 个月的观测，取得了连续的气象资料和间断的能量通量、

CO₂ 通量、波文比、涡动等地表通量资料, 并利用观测结果验证和校准了地表能量平衡模拟方案; Esmael Malek 等^[60]对不同类沙漠的辐射和能量平衡各分量进行了研究; Garratt^[61-66]利用气候模型和卫星资料对全球地表的辐射收支进行了评估, 将 GCM 模拟与实测数据进行对比分析, 得出 GCM 模拟结果一般比实测数据略高; Oke、Offerle 等^[67-68]研究了欧洲城市的辐射收支和能量平衡, 并确定了特征参数; B.G. Heusinkveld 等^[69]对干旱区地表能量平衡进行了研究; Miles 等^[70]利用 LES 大涡模式分析了在主动传送, 强迫传送和稳定层结下, 大气边界层湍流特性; Businger^[71]对最近 50 年边界层研究中出现的问题作了总结, 提出了边界层研究中有待于解决的问题; Stoll^[72]确定了中性条件不同大气动力粗糙度的大气边界层特征参数; Smeets^[73-74]等对格林兰岛的融化冰川区的地表参数包括粗糙度等进行了研究; Inge Bischoff-Gauß^[75]等对干旱河谷的边界层演变进行了模拟。

此外, 还有一些学者致力于沙漠边界层及地气相互作用的研究。在 20 世纪 70 年代, 以 Charney^[76]为代表的一批科学家对撒哈拉沙漠和萨赫勒地区的反照率、热量平衡等干旱气候形成动力学机制做了大量研究, 发现高反照率使沙漠形成热汇和空气下沉, 从而导致降水减少; 反之, 则降水增加。自 20 世纪 80 年代以来, Henderson-Sellers^[77]、Qornitz^[78]、Cunnington^[79]、Lare^[80]、Williams^[81]等对不同下垫面反照率均进行了细致的分析研究。另外, Smith^[82]等人曾对河西沙漠边缘地表能量的收支状况进行过分析。Verrecchia^[83]对沙质有效水分进行了模拟。Hwang Soo-Jin^[84]进行了土壤湿度对裸露土表面能量平衡影响研究。Thomas T. Warner^[85]的《Desert Meteorology》囊括沙漠气候的所有方面, 内容涉及大尺度和局部尺度干旱的成因、沙漠降水特征、沙尘暴、沙漠气候变化、沙漠化、沙漠陆面物理学、沙漠大气数值模拟及沙漠气候对人类的影响, 提供了世界荒漠地区气候和表面属性的概要。

1.2.2 国内研究进展

我国在边界层与地—气相互作用研究方面几乎与世界同步。比较经典的试

验首推 20 世纪 80 年代末开展的“黑河地区地—气相互作用野外观测实验研究”(HEIFE), 由此拉开了我国陆面过程外场试验的序幕, 其后又相继进行了“亚洲季风试验—青藏高原试验”(GAME—Tibet)、“亚洲季风试验—淮河试验”(GAME—HUBEX)、“第二次青藏高原科学试验”(TIPEX)、“内蒙古半干旱草原土壤—植被—大气相互作用”(IMGRASS)、“我国西北干旱区陆气相互作用野外观测试验(敦煌试验)”(DLSPFE)等项目^[86]。以 HEIFE、TIPEX、GAME—Tibet 及 IMGRASS 等为典型的一系列地—气相互作用试验的开展, 使对不同气候区和不同下垫面的地表能量平衡和传输、各类参数的获得、卫星遥感资料的应用及陆面过程模式的验证和发展等方面均取得了实质性进展。

HEIFE 首次揭示了我国干旱地区地—气相互作用的基本特征和物理机理。观测结果表明, 沙漠和戈壁的净辐射主要消耗于感热和土壤热通量, 各分量占净辐射比例的趋势与在极端干旱的敦煌戈壁和地处半干旱地区的内蒙古沙丘下垫面的结果一致, 但在数值上稍有差别, 敦煌戈壁感热、土壤热通量和潜热分别占净辐射的 85.7%、9.6%和 3.8%, 而在内蒙古流动沙丘则分别为 42.5%、25%和 12.5%; 相反在绿洲内感热、土壤热通量和潜热分别是净辐射的 14%、28%和 58%; 根据在临近绿洲沙漠中观测到的逆湿现象(沙漠效应)和绿洲中得到的逆位温现象(绿洲效应), 提出了绿洲与沙漠环境相互作用的新模型: “绿洲效应”造成的稳定层结可以抑制绿洲内水分的蒸发和蒸散, 形成有利于植物生长的绿洲小气候, 而“沙漠效应”使微量水汽输送到干热的沙漠, 又有利于临近绿洲沙漠边缘地带的沙生植物生长, 从而形成绿洲与干热沙漠间的缓冲带, 这种良性的正反馈, 维持了绿洲生态系统^[87-90]。

TIPEX 和 GAME—Tibet 的观测揭示出高原上存在较强的太阳辐射, 总辐射经常超过太阳常数, 造成这一现象的原因是云的散射辐射所致, 该结果与 LBA 研究结果一致^[91-93]。还揭示出感热、潜热和土壤热通量与净辐射不平衡, 存在明显差值, 这一现象在内蒙古草原和流动沙丘、国外的森林及农田下垫面等观测中也存在, 具体原因尚在探讨中; 高原存在深厚的热力混合层, 在低层有较

强的中小尺度湍流和强对流活动，边界层内还存在明显逆湿现象^[94-100]。

表 1.2 中国不同下垫面地表参数一览表

试验名称	下垫面	$C_D(10^{-3})$, $C_H(10^{-3})$	地表反照率	粗糙度(10^{-3}m)
HEIFE	沙漠	1.6(中性)	0.25~0.26	4.5
	戈壁	2.2(中性)	0.25~0.26	1.2
	绿洲		0.15	
	那曲	3.12~2.23(稳定)		2.78(春季), 3.21(夏季)
	草甸	3.60~2.36(不稳定)		3.31(秋季), 2.58(冬季)
	改则	1.05(稳定), 3.0(不稳定)	0.31	
	稀疏草地	2.31(中性), 2.32(平均)		2.6(夏季)
TIPEX	当雄	1.8(中性)		2.2(夏季)
GAME	昌都	4.4(中性)		1.4(夏季)
Tibet	狮泉河	3.9(稳定), 5.03(不稳定), 4.65(中性)		
	拉萨	4.43(平均)		3.02(春季), 7.11(夏季) 4.67(秋季), 1.10(冬季)
	日喀则	3.53(平均)		2.22(春季), 4.23(夏季) 2.44(秋季), 2.00(冬季)
	林芝	4.07(平均)		1.80(春季), 2.57(夏季) 1.69(秋季), 1.12(冬季)
DLSPFE	戈壁	2.50±1.87	0.255	1.9±0.71

IMGRASS 观测了土壤、植被、大气等相关要素和发生于地—气界面的潜热、感热通量，分析了气候—生态长期的相互作用以及人类活动干预的影响^[101-106]。

根据观测资料用不同方法计算总体输送系数 C_D 、 C_H 及地面反照率和粗糙度

等地表参数也是陆面过程试验的主要内容,表 1.2 中列出了近 20 年来国内在不同下垫面开展试验所获取的参数值。大量研究表明地面阻曳系数 C_D 和感热通量总体输送系数 C_H 随着地表粗糙度和近地层空气稳定度而变化,在沙漠戈壁、草地等不同下垫面均有明显的差值^[107-108]。

还有许多学者针对不同的应用重点,发展了多个陆面模式,孙菽芬^[86]发展了分层可与 GCM 耦合的雪盖模式 SAST;薛永康^[109]对 SiB 模拟半干旱区不同下垫面地—气相互作用研究式进行了简化,发展了 SSiB 模式,使计算量大大减少;戴永久^[110]从多孔介质的定义和理论出发构造土壤、雪盖和植被的水分和热量守恒方程,发展了 IAP94 陆面模式;牛国跃^[111]通过改进干旱区陆面过程的参数化方案建立了一个简单的植被水热传输模式 SPAC。

地面观测只得到点上的结果,由于下垫面的不均匀性和复杂性,将点上的结果应用到面上往往会造成误差。卫星资料具有获取资料范围广、图像直观等特点,因此,卫星遥感资料的应用成为了尺度跨接的重要方法^[112-114],利用多种遥感数据结合地表观测获取所在区域的地表特征量,为改进陆面过程的参数化方案或提供初始条件,已成为当前陆面过程研究的一个热点。经过近 10 多年的发展,用 NOAA 卫星 AVHRR 资料、LANDSAT TM 资料与地面观测“真值”相接合估算地表粗糙度、地表特征参数及地表能量通量等方面取得了较大进展^[115-118],同时,基于卫星遥感和地面观测相结合的参数化方案得到长足发展,并在 HEIFE 和 DLSPFE 试验区得以应用^[129-122]。

此外,我国部分学者对大气边界层的研究有着特殊贡献。1940 年,周培源^[123]提出的湍流应力方程模式理论被认为是湍流模式理论开始的标志,这一工作奠定了他在国际湍流研究领域的崇高地位。20 世纪 50 年代苏从先^[124]给出的近地面层通量廓线关系是当时的国际最新成果。周秀骥^[125]在上世纪 70 年代提出的湍流的分子动力学理论有很独到的见解。周明煜^[126]对大气边界层湍流场团块结构的提出是对湍流结构的新认识。上世纪 80 年代中期苏从先等^[127]首次发现了干旱区边界层的绿洲“冷岛效应”。赵鸣^[128]在上世纪 80~90 年代对边界层顶抽

吸作用的研究是对 Charney—Eliassen 公式的很好发展。蒋维楣等^[129-130]对大涡模拟 (LES) 技术应用于大气边界层研究 30 年来的发展历程、应用前景及发展趋势作了简要评述, 并且深入研究了人为热源引入方案对城市边界层结构的影响; 胡非等^[131-134]在大气边界层探测、大气边界层结构特征、大气湍流理论、城市和区域大气污染预测预报模式研究等方面取得了许多重要进展, 提出“最邻近最大作用假设”, 从理论上导出了间歇性湍流中速度场概率密度分布函数的渐进表达式。将 Heisenberg 和周培源的一般湍流理论推广到大气湍流, 导出并求解均匀剪切和密度分层条件下大气边界层湍流的谱动力学方程; 高志球等^[135-137]对于不同下垫面的粗糙度和中性曳力系数进行了研究, 并利用 SiB2 模型对不同下垫面的能量收支进行模拟; 董志宝等^[138-139]在风洞试验、沙漠起沙、防沙等方面都做了深入的研究。

新疆是全国荒漠面积最大的省区, 也开展了一些边界层与地—气相互作用考察研究, 但都主要是在荒漠边缘区进行, 包括对三大沙漠—塔克拉玛干沙漠、古尔班通古特沙漠和库姆塔格沙漠进行的综合科学考察研究。

塔克拉玛干沙漠, 随着上世纪 80 年代后期塔里木油田的开发, 1988~1990 年新疆气象科研所 (乌鲁木齐沙漠气象研究所的前身) 先后在塔克拉玛干沙漠腹地设立了塔中一井和满西异井两个气象观测站, 收集了第一批沙漠地面气象观测资料, 分析了沙漠腹地气候要素的基本特征, 研究了沙漠中诸如沙尘暴、尘卷风、风沙、强烈干旱、高温、严寒、强光辐射等严酷环境问题, 对塔克拉玛干沙漠天气气候动力和热力机制有了初步的了解。李江风, 胡列群, 何清等^[140-142]初步分析了塔克拉玛干沙漠辐射收支各分量的变化情况; 姚德良等对塔里木盆地陆气水热交换进行了数值模拟^[143]; 何兴东, 段争虎, 黄强等^[144-146]对塔克拉玛干沙漠的植物蒸腾速率, 土壤水分及循环特征进行了研究。2001~2004 年中国科学院与日本科技厅联合开展了国际合作项目“风送沙尘的形成、输送机制及其对气候与环境影响的研究”, 该项目在塔克拉玛干沙漠的南缘和田地区的策勒和北部阿克苏地区的阿拉尔建立了两座沙尘输送观测站。Masao MIKAMI

等^[147]观测分析了沙漠边缘沙尘粒子的浓度；Kazuhiro HARADA 等^[148]利用嵌套 RAMS/CFORS 沙尘模型模拟了沙尘输送；2003 年崔彩霞等^[149]利用遥感对塔克拉玛干沙漠的地表温度进行了研究。2004 年始，何清等沙漠气象研究所的科研人员深入沙漠 200km 以上，建立了以 80m 铁塔梯度观测系统为中心的塔克拉玛干沙漠大气环境试验站，利用所测的能量通量、湍流通量、沙尘通量等数据，对沙源近地层辐射收支^[150]、湍流特性^[151-153]、廓线特征^[154-156]沙尘源区不同地表类型的起沙输送参数、沙尘暴起沙、扩散和输送机理以及沙尘气溶胶的辐射强迫等^[157-158]进行了初步研究，为塔克拉玛干沙漠边界层及其地—气相互作用的深入细致研究提供了良好的基础数据。

古尔班通古特沙漠的地—气相互作用研究自 90 年代逐渐展开。魏文寿^[159]对古尔班通古特沙漠对气候变化响应与反馈进行了探索研究；赵从举，翟翠霞，王雪芹等^[160-163]对古尔班通古特沙漠及其腹地 and 南缘的土壤水分、土壤蒸发特征进行了研究；塔依尔，马兰花等^[164-167]对古尔班通古特沙漠南缘的辐射、土壤热通量以及古尔班通古特沙漠与石河子绿洲的地—气相互作用进行了研究，为北疆沙漠的边界层与地—气相互作用研究提供了一定的基础性研究支撑。

库姆塔格沙漠是我国八大沙漠中进行综合科学考察最晚的一个，对其进行的研究大都集中在地质地貌以及其独特的“羽毛状沙丘”^[168]。在 2007 年的国家综合考察中首次在库姆塔格沙漠中安装了两台基于卫星数据传输功能的自动气象站，对该地区的基本气象要素的数据进行采集，同时采集了 20 余个地表沙粒样品，该沙漠粒径比塔克拉玛干沙漠粗^[169]。该区地—气相互作用的观测试验研究尚是空白，有待于以后开展。

1.3 本文的研究内容

综上所述，大气边界层中的过程是整个大气变化过程的一个重要环节，对天气、气候有着重要的影响。沙漠边界层由于其独特的下垫面性质，使得沙漠边界层的厚度、干燥和沙尘含量与其它边界层（如城市边界层、海洋边界层等）相比，

而显得特殊。当其边界层含有尘土层时,则尘埃的热辐射和冷却效应会影响垂直温度廓线;外来气流在经过诸如热通量或粗糙度具有反差属性的沙漠地表时其内边界层的发展使得沙漠边界层的结构极其复杂。尽管到目前为止,对我国干旱区、半干旱区的绿洲、沙漠、戈壁的边界层和城市大气边界层的大气结构和廓线、以及对 HEIFE 试验区的平坦戈壁滩、毛乌素沙地、青藏高原等地并结合风洞模拟进行了空气动力学参数的研究,取得了一些重大的研究成果和突破。然而,由于近地层梯度资料的缺乏,对于流动沙漠腹地近地层风、温、湿梯度变化特征及其垂直结构、空气动力学参数以及近地层能量收支的研究几乎没有涉及。在新疆这个荒漠广布的区域,特别是在世界第二大流动沙漠的塔克拉玛干沙漠地区,边界层与地—气相互作用的试验研究大都是零散的,单要素的,缺乏对地表面与大气之间热量和动量交换过程,特别是湍流特性与通量输送进行全面系统的观测试验研究。

本研究依据塔克拉玛干沙漠大气环境观测试验站的基础资料,重点分析研究该地区大气边界层结构、近地层动力学参数、湍流特征和能量平衡。为我国沙漠地区地—气相互作用物理过程的研究、为沙漠大气边界层理论研究、为非均匀流动沙漠腹地下垫面风沙活动产生机制研究等提供科学依据和基础数据,都有重要的科学意义。

1.4 本文的研究思路和框架

本文研究的思路和框架主要分为以下三大类共五个方面。

一是观测分析塔中近地层和边界层风、温、湿廓线的特征和规律

(1) 塔中沙漠气候特征:利用近 10 年塔中气象站资料,与塔里木盆地周边代表站喀什、民丰、若羌、库尔勒、轮台进行比较,分析沙漠气温、降水、风沙状况(第 3 章);

(2) 塔中沙漠近地层和边界层结构特征:利用塔中 80 铁塔探测 10 层风、温、湿梯度慢响应要素,分析近地层廓线四季分布特征;利用 3000 米系留气艇

探测分析沙漠大气边界层结构,同时探测臭氧低空垂直廓线,拟合近地层风速廓线,详细分析了沙尘暴天气前后各气象要素水平和梯度的变化(第4章);

二是塔中沙漠空气动力学参数、湍流特征及通量输送系数的确定

(3) 利用塔中梯度探测系统,确定了塔中的 Karman 常数;确定并比较沙漠腹地与北缘下垫面粗糙度、摩擦速度、零平面位移、起沙临界速度等动力学参数(第4章);

(4) 利用塔中涡动相关系统,综合分析沙漠腹地动量和热量的总体输送系数、湍流交换系数、无因次速度方差和无因次温度方差的普适函数、近地层湍强和湍能(第5章)。

三是塔中沙漠的能量平衡

(5) 讨论了塔中近地层湍流动量、湍流热通量的计算方法,并根据涡动相关法计算了湍流热通量,讨论了近地层不同高度湍流热通量的一致性,分析了沙漠腹地能量平衡闭合问题及沙漠腹地辐射收支各分量日、月、年变化特性,并对总辐射和有效辐射进行拟合(第6章)。

参考文献

- [1] 赵鸣,苗曼倩. 大气边界层[M]. 北京: 气象出版社, 1992: 1-62.
- [2] 王庚辰,李立群,等. XLS-II型系留气艇探测系统[J]. 气象科技, 2004,32(4):269-273.
- [3] Jikang LI, Shafiquel, ISLAM. Estimation of Root Zone Soil Moisture and Surface Fluxes Partitioning Using Near Surface Soil Moisture Measurements [J]. Journal of Hydrometeorology, 2002, 225: 1-14.
- [4] Randal D Koster, Max J Suarez. Soil Moisture Memory in Climate Models [J]. Journal of Hydrometeorology, 2001, 2: 558-570.
- [5] 李崇银. 气候动力学[M]. 北京: 气象出版社, 2002: 311-337.
- [6] Thomas T, Warner. Desert Meteorology [M]. Cambridge: Cambridge University press, 2004: 291-301.
- [7] Verhoef A, Allen S J, Lloyd C R. Seasonal variation of surface energy balance over two Sahelian surfaces [J]. International Journal of Climatology, 1999(19): 1267-1277.
- [8] 叶笃正. 现代气候研究[M]. 北京: 气象出版社, 1991: 236-261.
- [9] 邓祖琴,韩永翔. 中国大陆沙尘气溶胶对海洋初级生产力的影响[J]. 中国环境科学, 2008,28(10):872-87.
- [10] 韩永翔,奚晓霞,方小敏,等. 亚洲大陆沙尘过程与北太平洋地区生物环境效应: 以2001年4月中旬中亚特大沙尘暴为例[J]. 科学通报, 2005,50(23): 2649-2655.
- [11] Zhuang G. Link between iron and sulfur cycles suggested by detection of iron (II) in remote marine aerosols [J]. Nature, 1992, 355(6360):537-559.
- [12] Zhuang G. The adsorption of dissolved iron on marine aerosol particles in surface waters of the open ocean [J]. Deep-Sea Res., Part I 1993, 40(7):1413-1429.
- [13] 蔡树棠,刘宇陆. 湍流理论[M]. 上海: 上海交通大学出版社, 1993: 1-6.
- [14] 胡隐樵. 边界层气象学[J]. 地球科学进展, 1991,6(6):57-59.
- [15] Taylor C. Eddy motion in the atmosphere [M]. Phil Trans, 1915.
- [16] Taylor C. Statistical theory of turbulence, Parts 1-4 [J]. Proc Roy Soc A, 1935, 151:421.

- [17] Hinze J O. Turbulence, An introduction to its mechanism and theory[M]. New York: McGraw-Hill Book Company, INC, 1959. 158-1564.
- [18] Kolmogorov A N. The local structure of turbulence in incompressible viscous fluid for very large Reynold snumber [J]. Dokl Akad Naud SSSR, 1941, 30: 301-305.
- [19] Pricstlev H B. Turbulent transfer in the lower atmosphere [M]. Chicago: University of Chicago Press, 1959.
- [20] Lorenz E N M. Deterministic nonperiodic flow [J]. J Atmos Sci, 120-130.
- [21] Ruelle D, et al. On the nuture of turbulence [J]. Commun Math Phys, 1971, 120:167-192.
- [22] 张强,胡隐樵.试探大气边界层湍流运动的若干问题[J]. 高原气象,1996,15(2): 243-249.
- [23] Charney J G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel [J].Q J R MeteorolSoc,1975, 101(428): 193-202.
- [24] Charney J G, Quirk W J, Chew S M, et al. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid region [J]. J Atmos Sci, 1977, 34 (9):1366-1385.
- [25] Cunningham W M, Rowntree P R. Simulations of Saharan atmosphere dependence on moisture and albedo [J]. Q J R Meteorol Soc, 1986(112): 971-999.
- [26] Sud Y C, Smith W E. The influence of surface roughness of deserts in the July circulation [J].Bound-Layer Meteor,1985(33):15-40.
- [27] Shukal J, Mintz Y. The influence of land-surface evapotransiration on Earth's Climate [J]. Science, 1982(215):1498-1501.
- [28] Walker J, Rowntree P R. The effect of soil moisture on circulation and rainfall in atropical model [J]. Quart.J.Ray.Meteor, Soc., 1977(103):29-45.
- [29] Huang J, H M Van den Dool, K P Georgakakos. Analysis of model-calculated soil moisture over the United States (1931-1993) and applications to long-range temperature fore-casts J model [J]. Q.J R Meteorol Soc, 1977(103):29-46.
- [30] Durre I, J M Wallace, D P Lettenmaier. Deendpence of extreme daily maximum temperatures on antecedent soil moisture in the contiguous United States during summer

- [J]. *J Climate*, 2000(13): 2641-2651.
- [31] Randal D, Koster. Regions of Strong Coupling Between Soil Moisture and Precipitation [J]. *Science*, 2004(305): 1138-1140.
- [32] Kim J, Verma SB. Components of surface energy balance in a temperate grassland ecosystem [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1990, 51(4):401-417.
- [33] Sellers P J, Hall F G, Asrar G, et al. The first ISLSCP field experiment (FIFE) [J]. *Bull. Am Meteorol Soc*, 1988(69):22-27.
- [34] Sellers P J, F G Hall. FIFE in Results, scientific gains, and future research directions [J]. *J Geophys Res*, 1992, 97(D17):19091-19109.
- [35] Hall F G, Huemmrich K F, Goetz S J. Satellite remote-sensing of surface-energy balance-success, failures, and unresolved issues in FIFE[J]. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 1992, 97(D17):19061-19089.
- [36] Viterbo P, Beljaars ACM. An improved land-surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation [J]. *Journal of Climate*, 1995, 8 (11):2716-2748.
- [37] Peters-Lidard C D, Zion M S, Wood E F. A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes [J]. *Journal of Geophysical Research*, 1997, 102(D4): 4303-4324.
- [38] Bolle H J, Andre J C, Arrue J L, et al. EFEDA: European field experiment in desertification threatened areas [J]. *Anales Geophysicae*, 1993(11):173-189.
- [39] Halldin, Gryning S-E, Gottschalk L. Energy, water and carbon exchange in boreal forest landscape-NOPEX experience [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 1999, 98-99(1-4):5-29.
- [40] Budyko M I. Heat Balance of the Earth's Surface [M]. *Gidrometeoizdat Leningrad Russia*: 1956:255.
- [41] Dickinson R E, Henderson-Sellers A, et al. Biosphere-Atmosphere transfer scheme (BATS) version 1e as coupled to the NCAR community climate model [M]. NCAR technical note

- NCAR/TN-387+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, 1993.
- [42] Sellers P J, Mintz Y., Sud Y.C., et al. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models [J]. *J Atmos Sci*, 1986(43):505-531.
- [43] Sellers P.J. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation [J]. *Journal of Climate*, 1996(9):676-705.
- [44] Bonan G B. A Land Surface Model(LSM1.0)for ecological, hydrological, and atmospheric studies: Technical description and users guide, NCAR/TN-417+STRNCAR Technical Note, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado U S A, 1996, 1-123.
- [45] Cherkauer K A. Hydrologic effects of frozen soils in the upper Missppii River basin [J]. *Journal of Geophysics Research*, 1999, 104(D 1 6):195-199.
- [46] Liang X, Xie Zenghui. A new surface run of parameterization with subgridscale soil heterogeneity for landsurface models [J]. *Advances in Water Resources*, 2001, 24(9-10): 1173-1192.
- [47] Prantdtl L. Meteorologische anwendung der stromungslehre[J]. *Beitr Phys Atmos*, Bjerkness Festschrift, 1932,188.
- [48] Moyn A S, Obukhov A M. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground [J]. *Tr Akad Nauk SSSR Geofiz Inst* 1954, 24(151):163-187.
- [49] Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, et al. Flux profile relationships in the atmospheric surfure layer [J]. *J Atmos Sci*, 1971, 28:181-189.
- [50] Dyer A J., Bradley E F. An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE [J]. *Bound Layer Meteor*, 1982, 22:3-19.
- [51] Wyngaard J C, Cote O R, Izumi Y. Local free convection, similarity, and the budgets of shear stress sand heat flux [J]. *J Atmos Sci*, 1971, 28:1171-1182.
- [52] Berkowicz R. Prahm L P. Generalization of K-theory for turbulent diffusion, Part 1: Spectral turbulent diffusivity concept [J]. *J Appl Meteor*, 1979, 18:266-272.
- [53] Stull R B. Transilient turbulence theory, Part 1: The concept of eddy mixing across finite

- distance [J]. J Atmos Sci, 1984, 41:3351-3367.
- [54] Holtslag, A.A, Boville, B.S. Local versus nonlocal boundary layer diffusion in a global climate model (CCM3) [J]. J Climate, 1993, 11: 2097-2116.
- [55] Yamada T, Mellor G. A simulation of the wangara atmopsheric boundary layer data [J]. J Atmos Sci, 1975, 32: 2309-2329.
- [56] Hunt, J.C.R, Simpson, J.E. Atmospheric boundary layer over non-homogeneous terrain [A]. In: Plate E J.ed. Engineering Meteorology[C]. Elsevier Sci Publ Co, 1982, 269-318.
- [57] Deardorff J.W. Three-dimensional numerical study of the height and mean struture of a heated plantary boundary layer [J]. Bound Layer Meteor, 1974, 7:81-106.
- [58] Breon, F. M, Hfrouinr, Gautier C. Global short wave energy budget at the earth's surface from ERCE observations [J]. Journal of Climate, 1994, 7 (2): 309-324 FEB.
- [59] Unland H E, Houser P R, Shuttleworth W J, Yang Z L. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site [J]. Agricultural and Forest Meterology, 1996, 82 (1-4):119-153.
- [60] Esmael Malek, Gail E. Bingham. Partitioning of radiation and energy balance components in an inhomogeneous desert valley [J].Journal of Arid Environment, 1997, 37(2):193-207.
- [61] Garratt, J.R., Hicks, B.B, Valigura, R.A. The roughness length for heat and other vegetation parameters for a surface of short grass-comments [J]. Journal of Applied Meterology, 1993, 32 (7):1301-1304.
- [62] Garratt, J.R. Incoming shortwave fluxes at the surface-A comparison of GCM results with observations [J]. Journal of Climate, 1994, 7 (1):72-80.
- [63] Garratt, J.R, Hess G.D, Physick, W.L, et al. The atmospheric boundary layer-Advances in knowledge and application [J]. Boundary-Layer Meterology, 1996, 78 (1-2):9-37.
- [64] Garratt, J.R, O'Brien, D.M, Dix, M.R, et al. Surface radiation fluxes in transient climate simulations [J].Global and Planetary Change, 1999, 20 (1):33-55.
- [65] Garratt, J.R. Clear-sky longwave irradiance at the earth's surface - Evaluation of climate

- models [J]. *Journal of Climate*, 2001, 14 (7):1647-1670.
- [66] Garratt, J.R, Rotstayn, L.D, Krummel, P.B. The atmospheric boundary layer in the CSIRO global climate model: simulations versus observations [J]. *Climate Dynamics*, 2002, 9(5-6):397-415.
- [67] Oke T R. *Boundary Layer Climate* [M]. New York: London Methuen and COLTD, 1978: 372.
- [68] Offerle, B, Grimmond, C.S.B, Oke, T.R. Parameterization of net all-wave radiation for urban areas [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 2003, 42 (8):1157-1173.
- [69] Heusinkveld, B.G, Jacobs, A.F.G., Holtslag, A.A.M. , et al. Surface energy balance closure in an arid region: role of soil heat flux [J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2004, 122:21-37.
- [70] Miles, N.L, Wyngaard, J.C, Otte, M.J. Turbulent pressure statistics in the atmospheric boundary layer from large-eddy simulation [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2004, 113 (2):161-185.
- [71] Businger, J.A. Reflections on boundary-layer problems of the last 50 years [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2005, 116 (2):161-173.
- [72] Stoll, R., Porte-Agel, F. Effect of roughness on surface boundary conditions for large-eddy simulation [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 2006, 118(1):169-187.
- [73] Smeets, C.J.P.P., Van den Broeke, M.R. Temporal and Spatial Variations of the Aerodynamic Roughness Length in the Ablation Zone of the Greenland Ice Sheet [J]. *Boundary-Layer Meteorol*, 2008, 128:315-338.
- [74] Smeets, C.J.P.P., Van den Broeke, M.R. The Parameterisation of Scalar Transfer over Rough Ice [J]. *Boundary-Layer Meteorol*, 2008, 128:339-355.
- [75] Inge Bischoff-Gauß, Norbert Kalthoff, Samiro Khodayar, et al. Model Simulations of the Boundary-Layer Evolution over an Arid Andes Valley [J]. *Boundary-Layer Meteorol*, 2008, 128:357-379.

- [76] Charney, J.G. Dynamics of deserts and droughts in the Sahel [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1975, 101:193-202.
- [77] Henderson, Sellers A. Albedo change — surface surveillance from satellites[J]. Climate Change, 1980, 2: 275-281.
- [78] Qornitz, V. A survey of anthropogenic vegetation changes in West Africa during the last century-climatic implications [J]. Climate Change, 1985, 7:285-325.
- [79] Cunningham, W.M., Rowntree, P.R. Simulation of the Saharan atmosphere-dependence on moisture and albedo [J]. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, 1986, 112:971-999.
- [80] Lare A R, Nicholson S E. A climatological description of the surface energy balance in the central Sahel: Part I: Shortwave radiation [J]. J. Appl. Meteor, 1990, 29:123-137.
- [81] Williams, K.J., Balling, J.R.C. Interaction of desertification and climate [J]. Geneva: WMO and Nairobi: UNEP, 1994.230.
- [82] Smith, E. A., et al. Transition of surface energy budget in Gobi desert between spring and summer season [J]. J. Cli. Appl. Met., 1986.25:1725-1740.
- [83] Verrecchia E, Yair A, Kidron G J et al. Physical properties of the psammophile cryptogamic crust and consequences to the water regime of sandy soils, north-western Neger Desert, Israel[J]. J Arid Environ., 1995, 29:427-438.
- [84] Hwang Soo-Jin. The effects of soil moisture on the energy balance at the bare soil surface [J]. Envriion. Research Center Papers, 1995, 17:1-15.
- [85] Thomas T. Warner. Desert Meteorology [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2004:291-301.
- [86] 孙菽芬. 陆面过程的物理、生化机理和参数化模型[M]. 北京: 气象出版社, 2005:11.
- [87] 左洪超, 胡隐樵. 黑河试验区沙漠和戈壁的总体输送系数[J]. 高原气象, 1992, 11(4): 371-379.
- [88] 胡隐樵, 张强. 论大气边界层局地相似性[J]. 大气科学, 1993, 17(1):10-20.

- [89] 张强,卫国安,黄荣辉. 绿洲对其临近荒漠大气水分循环的影响——敦煌试验数据分析[J]. 自然科学进展, 2002, 12(2): 195-200.
- [90] 张强,曹晓彦. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J]. 大气科学, 2003, 27(2): 245-253.
- [91] 翁笃鸣,李炬,高歌,等. 晴天太阳总辐射的参数化及气候计算[J]. 气象科学, 1997, 17(1): 1-9.
- [92] 陶诗言,陈联寿,徐祥德,等. 第二次青藏高原大气科学试验理论研究进展(一)[M]. 气象出版社, 1999.
- [93] 周明煜,徐祥德,卞林根,等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力学研究[M]. 北京: 气象出版社, 2000.
- [94] 徐祥德,周明煜,陈家宜,等. 青藏高原地—气过程动力、热力结构综合物理图象[J]. 中国科学(D 辑), 2001, 37(5): 428-441.
- [95] Bian Lingen, Gao Zhiqiu, Xu Qiande, et al. Measurements of turbulent transfer in the near—surface layer over the southeastern TIBETEN plateau [J]. Boundary-layer Meteorology, 2002, 102: 281-300.
- [96] Ma Y M, Su Z B, Li Z L, et al. Determination of regional net radiation and soil heat flux over a heterogeneous landscape of the Tibetan plateau [J]. Hydrological Processes, 2002, 16 (15): 2963-2971.
- [97] MAYaoming, WANGJiemin, HUANGRonghu, et al. Remote Sensing Parameterization of Land Surface Heat Fluxes over Arid and Semi-arid Areas [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20(4): 530-539.
- [98] 刘辉志,洪钟祥. 青藏高原改则地区近地层湍流特征[J]. 大气科学, 2000, 24(3): 289-300.
- [99] Gao Zhiqiu, Bian Lingen, Zhou Xiuji. Measurements of turbulent transfer in the near-surface layer over rice addy in China [J]. Journal of Geophysical Research, 2003, 108(D13), 4387, doi: 10.1029/2002JD002779.
- [100] Choi Taejin, Hong Jinkyu, Kim Joon, et al. Turbulent exchange of heat, water vaor, and

- momentum over a Tibetan rairie by eddy covariance and flux variance measurements [J].
Journal of Geophysical Research, 2004, 109, D21106, doi: 10.1029/2004JD004767.
- [101] 姜恕. 中国科学院内蒙古生态草原系统定位站的建立和研究工作概述.草原生态系统研究(第1集) [M].北京: 科学出版社,1985.
- [102] 吕达仁,陈佐忠,王庚辰,等. 内蒙古半干旱草原土壤—植被—大气相互作用——科学问题与实验计划概述[J]. 气候与环境研究,1997,2(31):199-209.
- [103] 杜睿, 王庚辰,吕达仁. 内蒙古温带半干旱羊草草原温室气体 N₂O 和 CH₄ 通量变化特征[J]. 自然科学进展,2001,11(6):595-601.
- [104] 吕达仁,陈左中,陈家宜,等. 内蒙古半干旱草原土壤—植被—大气相互作用(IMGRASS)综合研究[J].地学前缘,2002,9(2):295-306.
- [105] 白建辉,王庚辰,任丽新,等. 内蒙古草原挥发性有机物排放通量的研究[J]. 环境科学, 2003, 24(6):16-22.
- [106] 白建辉,王庚辰. 内蒙古草原光合有效辐射的计算方法[J]. 环境科学研究,2004,17(6): 15-18, 34.
- [107] 张强,卫国安,黄荣辉. 西北干旱区荒漠戈壁动量和感热总体输送系数[J]. 中国科学(D 辑), 2001,31(9):783~792.
- [108] GAO Zhiqiu,Bian Lingen,WANG Jinxing,et al. Discussion on Calculation Methods of Sensible Heat Flux during GAME / Tibet in 1998[J]. Advances in Atmospheric Sciences, 2003, 20(3):369-378.
- [109] 薛永康. 一个植被模式的检验和它在陆气相互作用中的应用 [J]. 大气科学, 1998, 22(4):575-586.
- [110] 戴永久,曾庆存,王斌. 一个简单的陆面过程模式[J]. 大气科学,1997,21(6):705-716.
- [111] 牛国跃. 干旱区非均匀陆面过程的数值模拟及参数化[D]. 北京:中国科学院大气物理研究所博士论文,1995:102.
- [112] 高峰,王介民,孙成权,等. 微波遥感土壤湿度研究进展[J]. 遥感技术与应用,2001, 16(2):97-101.

- [113] 马耀明,王永杰,马伟强,等. 珠峰复杂地表区域能量通量的卫星遥感[J].高原气象,2007,26(6): 1231-1236.
- [114] 文军. 卫星遥感陆面参数及其大气影响校正研究[D]. 中国科学院兰州高原大气物理研究所博士论文,1999:55-58.
- [115] 钟若飞,郭华东,王为民. 被动微波遥感反演土壤水分研究进展[J].遥感技术与应用, 2005,20(1): 49-57.
- [116] 赵逸舟,马耀明,黄镇,等.利用 TRMM / TMI 资料反演青藏高原中部土壤湿度[J].高原气象,2007,26(5):952-957.
- [117] 何晴,吕达仁. 陆面过程中植被的描述及其卫星遥感反演——从定性描述向定量描述的发展[J].地球科学进展,2008,23(10):1050-1060.
- [118] 田辉,文军,马耀明,等. 利用 ASTER 资料估算黑河中游沙漠和绿洲地区夏季地表温度[J]. 中国沙漠,2008,28(3):544-553.
- [119] 牛国跃,王介民. 简易一维陆面过程的数值模拟[J].高原气象,1992,11(4):411-422.
- [120] 王介民, 马耀明. 卫星遥感在 HEIFE 非均匀陆面过程研究中的应用[J]. 遥感技术与应用,1995,10(3):19-26.
- [121] 殷达中,陈家宜. 一个陆面过程参数化模式与 MM5 的耦合[J]. 大气科学,2000,24(2): 177-186.
- [122] 曹晓彦,张强. 西北干旱区荒漠戈壁陆面过程的数值模拟[J].气象学报,2003,61(2): 219-225.
- [123] 周培源. 关于 Reynolds 求似应力方法的推广和湍流的性质[J].中国物理学报,1940,(4): 1-33.
- [124] 苏从先.关于层结大气中近地层湍流交换的基本规律[J].气象学报,1959,30(1):114-118.
- [125] 周秀骥. 湍流分子动力学理论[J]. 大气科学,1977,(4):300-305.
- [126] 周明煜. 大气边界层中湍流场的团块结构[J]. 中国科学,1981,(5):614-622.
- [127] 苏从先,胡隐樵. 绿洲和湖泊的冷岛效应[J]. 科学通报,1987,10:756-758.
- [128] 赵鸣. 自由对流与稳定层结边界层风廓线的解析表达和边界层顶的抽吸速度[J]. 大

- 气科学,1992,16(1):18-28.
- [129] 蒋维楣,苗世光. 大涡模拟与大气边界层研究—30 年回顾与展望[J].自然科学进展, 2004,14(1):11-19.
- [130] 蒋维楣. 人为热对城市边界层结构影响研究[J].大气科学,2007,31(1):37-47.
- [131] 胡非. 湍流、间歇性与大气边界层[M].北京:科学出版社,1995:288.
- [132] 胡非. 间歇性湍流速度场的概率分布, 基础科学研究新进展[M].北京:中国科学技术出版社,1995: 256-259.
- [133] 胡非,洪钟祥,陈家宜. 白洋淀地区非均匀大气边界层的综合观测研究——实验介绍及近地层微气象特征分析[J].大气科学,2006,30(5):883-893.
- [134] 胡非,洪钟祥. 大气边界层和大气环境研究进展[J].大气科学,2003,27(4):712-728.
- [135] Gao Zhiqiu, Chae Namyi, Kim Joon. Simulation of Surface Temperature, Water Balance and Soil Wetness in the Tibetan Prairie Using the Simple Biosphere Model 2[C]. The Proceeding of the Second International Workshop on TIPEX-GAME/Tibet, 2000, 13-16.
- [136] 高志球,卞林根,程彦杰,等. 利用生物圈模型(SiB2)模拟青藏高原那曲草原近地面层能量收支[J]. 应用气象学报, 2002,13(2):129-141.
- [137] Gao.Z., Chae N., Kim J., et al. Modeling of surface energy partitioning, surface temperature and soil wetness in the Tibetan Prairie using the Simple Biosphere Model 2 (SiB2)[J].J.Geophys. Res., 2004, 109, D06102 doi: 10.1029/2003JD004089.
- [138] Dong Zhibao,WANG Hongtao,LIU Xiaoping,et al. A Wind Tunnel Investigation of the Influences of Fetchlength on the Flux Profile of a Sand Cloud Blowingover a Gravel Surface [J].Earth Surf.Process.Landforms 2004,29:1613-1626.
- [139] Dong Zhibao,Chen Guangting,et al.Controlling blown sand along the highway crossing the Taklimakan Desert[J].Journal of Arid Environments,2004,57:329-344.
- [140] 李江风.塔克拉玛干沙漠和周边山区天气气候[M].北京:气象出版社,2003:9-10.
- [141] He qing, Zhang Jingfen,Nagashima Hedeki.The Distribution of Sandstorms in Tallimakan Desert[J].Journal of Arid Land Studies,1996,5:185-193.

- [142] 何清. 塔克拉玛干沙漠散射辐射观测研究[J]. 干旱区研究, 1996, 19(4): 38-44.
- [143] 姚德良, 沈卫明, 李家春. 塔里木盆地陆气水热交换数值模拟[J]. 水利学报, 1994, (5): 31-37.
- [144] 何兴东, 丛培芳, 段争虎, 等. 荒漠植物蒸腾速率的变化与组织含水量的关系[J]. 干旱区资源与环境, 2001, 15(3): 68-70.
- [145] 段争虎, 何兴东. 塔克拉玛干沙漠腹地灌溉土壤水分循环特征[J]. 干旱区资源与环境, 2001, 15(3): 63-67.
- [146] 黄强, 刘玉芸, 李生秀, 等. 塔克拉玛干沙漠土壤水分运动参数的计算[J]. 干旱区地理, 2002, 25(1): 75-77.
- [147] Masao MIKAMI, Teruo AOKI. Observation of Number Concentration of Desert Aerosols in the south of the Taklimankan Desert, China [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2005, 83: 31-43.
- [148] Kazuhiro HARADA, Shinsuke SATAKE, Yukari HARA, et al. Meteorological Characteristics and Dust Distribution of the Tarim Basin Simulated by the Nesting RAMS/CFORS Dust Model [J]. Journal of the Meteorological Society of Japan, 2005, 83: 219-239.
- [149] 崔彩霞, 杨青, 杨莲梅. MODIS 资料用于塔克拉玛干沙漠地表温度计算方法初探[J]. 中国沙漠, 2003, 23(5): 596-599.
- [150] 何清, 缪启龙, 李帅, 等. 塔克拉玛干沙漠腹地总辐射变化特征及影响因子分析[J]. 中国沙漠, 2008, 28(5): 896-902.
- [151] 王敏仲, 魏文寿, 杨莲梅, 等. 塔克拉玛干沙漠地表潜热时空特征分析[J]. 中国沙漠, 2008, 28(5): 941-947.
- [152] 艾力·买买提明, 何清, 高志球, 等. 塔克拉玛干沙漠近地层湍流热通量计算方法比较研究[J]. 中国沙漠, 2008, 28(5): 948-954.
- [153] 何清, 缪启龙, 张瑞军, 等. 塔克拉玛干沙漠肖塘地区空气动力学粗糙度分析[J]. 中国沙漠, 2008, 28(6): 1011-1016.

- [154] 李祥余,何清,艾力·买买提明,等. 塔中春季晴天近地层温度、湿度和风速廓线特征[J]. 干旱区地理,2008,31(3):389-396.
- [155] 何清,魏文寿,李祥余,等. 塔克拉玛干沙漠腹地沙尘暴过境时近地层风速、温度和湿度廓线特征[J]. 沙漠与绿洲气象,2008,2(6):6-11.
- [156] 李祥余,何清,黄少鹏,等. 南疆强沙尘暴前后塔中近地面各气象要素的变化特征[J]. 高原气象,2009,3(待发表).
- [157] 张瑞军,何清,孔丹,等. 塔克拉玛干沙漠北缘沙尘暴源区地表沉积物粒度特征[J]. 干旱区研究,2008,25(6):887-893.
- [158] 孔丹,何清,张瑞军,等. 塔克拉玛干沙漠腹地春季一次沙尘暴沙尘气溶胶的辐射特征[J]. 干旱气象,2008,26(2):36-40.
- [159] 魏文寿. 现代沙漠对气候变化的响应与反馈[M]. 北京:中国环境科学出版社,2000.
- [160] 赵从举,雷加强,王雪芹,等. 古尔班通古特沙漠腹地春季土壤水分空间分异研究[J]. 干旱区地理,2003,26(2):154-158.
- [161] 赵从举,康慕谊,雷加强. 古尔班通古特沙漠腹地土壤水分时空分异研究[J]. 水土保持学报,2004,18(4):158-161.
- [162] 翟翠霞,马健,李彦. 古尔班通古特沙漠风沙土土壤蒸发特征[J]. 干旱区地理,2007,30(6): 805-811.
- [163] 王雪芹,张元明,蒋进,等. 古尔班通古特沙漠南部沙垄水分动态-兼论积雪融化和冻土变化对沙丘水分分异作用[J]. 冰川冻土,2006,28(2):263-268.
- [164] 塔依尔,吕新,马兰花,等. 古尔班通古特沙漠南缘绿洲净辐射及其热量通量的变化研究[J]. 石河子大学学报,2005,23(5):587-590.
- [165] 塔依尔,吕新,李鲁华. 古尔班通古特沙漠与石河子绿洲膜下滴灌棉田能量输送特征的研究[J]. 干旱区地理,2007,30(1):94-100.
- [166] 塔依尔,吕新,杨利勇. 石河子垦区沙漠和绿洲下垫面生态条件下能量交换特征[J]. 中国沙漠,2007,27(3):478-482.
- [167] 马兰花,吕新,塔依尔. 古尔班通古特沙漠南缘增温效应研究[J]. 干旱区研究, 2007,

24(1):108-112.

[168] 屈建军. 库姆塔格沙漠羽毛状沙垄形成机理研究[J].中国沙漠,2007,27(3):349-353.

[169] Qing He, XinHua Yang, Wen Huo, et al. The characteristics of grain size from the Kumtag Desert and its environmental significance [J]. Sciences in Cold and Arid Regions , 2009, 1(2): 0128-0134.

第二章 研究区数据采集及处理

2.1 研究区概况

塔克拉玛干沙漠位于塔里木盆地中部,东西长约 1000km,南北宽约 400km,面积 337600km²,是我国最大的沙漠,也是仅次于阿拉伯半岛鲁卜哈利沙漠的世界第二大流动沙漠。塔克拉玛干沙漠大多为高大的新月形流动沙丘所覆盖,流动沙丘约占整个沙漠面积的 85%。周边绿洲广泛分布,连同整个塔里木盆地,属极端干燥的内陆型气候,加上稀疏的荒漠植被和我国最大的内陆河塔里木河,构成了独特而极其脆弱的自然生态系统,是气候变化对自然生态环境影响极为敏感的区域。该沙漠具有 8 大世界自然条件之最,即深居内陆距离海洋最远、气候最干旱、植被最少、沙丘类型最复杂、沙丘流动性最大、流动性沙漠面积占沙漠总面积最大、流沙层最厚、沙粒粒径最细^[1]。年平均出现沙尘暴 30d、最多年份达 60d,年平均浮尘高达 200 多天,最多年份达 304d,发生期长达 7 个月之久,是我国沙尘暴的主要起源地之一^[2-4]。

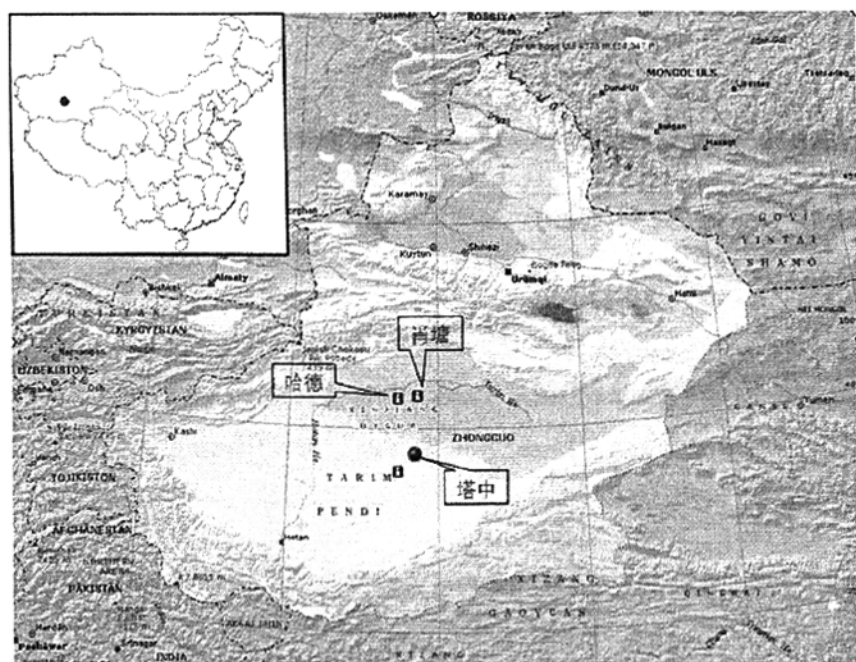


图 2.1 研究区塔中位置

研究区塔中气象站位于塔里木盆地中央, 深入塔克拉玛干沙漠腹地 229km, 下垫面为广袤的流动沙丘, 风沙地貌主体为一系列线状的高大复合型纵向沙垄与垄间地相间分布, 沙垄走向为 NNE-SSW 或 NE-SW 方向, 相对高度为 40~50m。垄间平坦地宽 1~3km, 长 2~5km。高大沙垄的前缘分布有低矮的新月形沙丘和沙丘链^[5-6]。(图 2.1), 试验观测区以沙漠腹地塔中气象站(38°58' N, 83°39' E, 海拔 1099.3m)为中心的 37410m² 大气环境观测试验研究基地(图 2.2)。该地区年平均气温为 12.1℃, 平均气温年较差介于 33.0~39.0℃, 极端最高气温可达 40.0~46.0℃, 极端最低气温达 -20.0~-32.6℃, 1997 年 7 月 20 日观测到 45.6℃ 的极端最高气温, 2008 年 1 月 30 日 9 时(北京时间)观察到 -32.6℃ 的极端最低气温。年平均降水量在 25.9mm, 且年内分配不均衡, 春夏两季的降水量占全年降水量的 90% 以上。蒸发量极大, 塔中气象站 20cm 蒸发皿测得的数据, 年平均蒸发量达 3812.3mm。年平均风速为 2.3m·s⁻¹, 常年盛行偏东风, 年平均大风日数为 11d 左右, 年平均浮尘、扬沙天气在 157d 以上, 年平均沙尘暴为 16d 左右, 1989 年塔中 1 井年沙尘暴高达 60d。塔中地区除了塔中四油田作业区和生活区 3.6km² 周围及沙漠公路两旁人工种植了一些梭梭、红柳、沙拐枣及一些野生芦苇, 其余地区基本是裸露的流沙地表。土壤主要为风沙土, 由于气候极端干旱, 含水量极低。

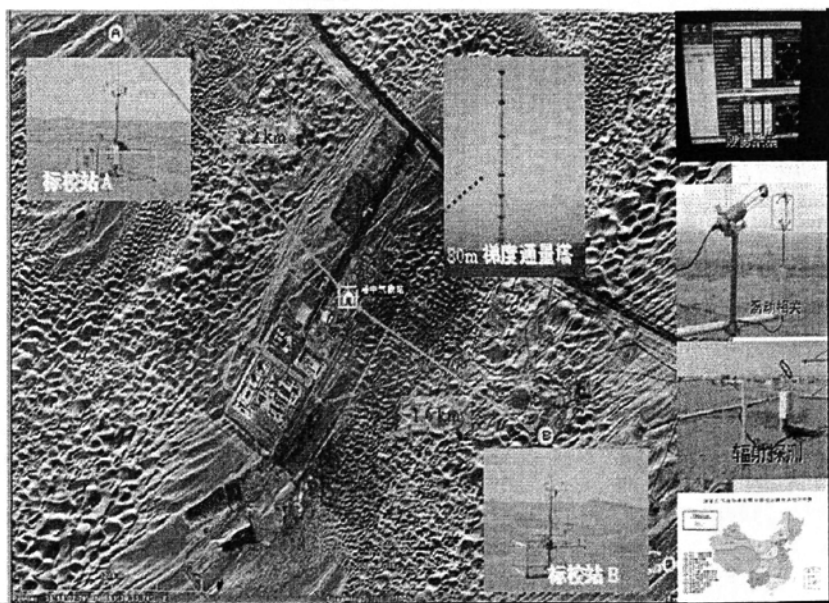


图 2.2 塔克拉玛干沙漠大气环境观测试验站布局

2.2 仪器及观测项目

2.2.1 80m 铁塔梯度观测系统

塔中 80m 铁塔梯度观测系统(图 2.3)位于塔中气象站($38^{\circ}58'N$, $83^{\circ}40'E$, 海拔高度 1099.3 m)北侧 50m 处, 是塔克拉玛干沙漠大气环境观测试验站的重要组成部分。梯度铁塔始建于 2003 年 10 月, 2006 年 3 月底完成梯度观测系统设备的全安装和调试, 自 2006 年 4 月 1 日起, 正式采集数据。

塔体东面 150m 和西面 500m 左右处均是相对高度为 50m 上下的高大复合型纵向沙垄; 从塔体到东、西面最高沙垄距离均约为 800m 和 1000m 左右(图 2.2), 观测塔塔址东面 50m 和西面 80m 左右的沙地上生长着人工种植的怪柳、沙拐枣、梭梭等, 平均高度约 1m。东面沙垄坡度较大, 西面沙垄坡面较平缓; 南面 400m 处是塔中四油田作业区, 拥有一些高度超过 10m 的建筑物; 北面约 1.2km 处是且末沙漠公路, 公路两侧已被人工绿化, 生长着一些怪柳、沙拐枣、梭梭、芦苇等植物。总体上, 塔中试验站周边地形呈东北西南走向, 地势狭长平缓, 东西相距 1.8km, 南北相距约 5km。

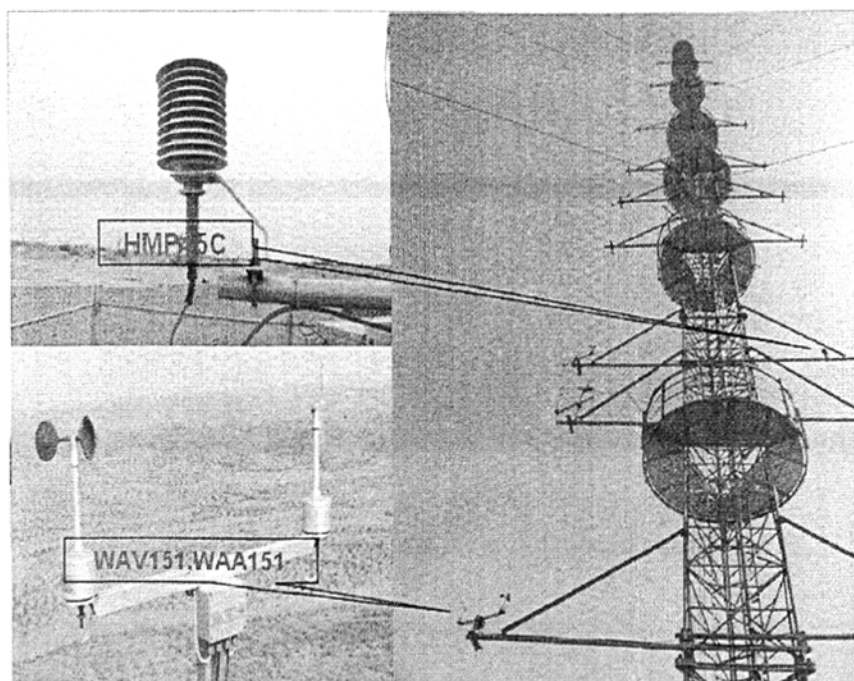


图 2.3 塔中 80m 铁塔梯度观测系统

表 2.1 给出了塔中 80m 铁塔梯度观测系统概况，塔上共有 10 个层次观测平台，高度分别为 0.5m、1m、2m、4m、10m、20 m、32 m、47m、63m、80m。这样的分层有利于更加细致地探测沙漠近地层气象要素垂直梯度的变化。为了避免气流通过塔体时形成的绕流对测风传感器影响，10 个层次观测平台上均按盛行风向装有两个活动伸臂，一个指向东南，一个指向西北，臂端离塔柱边缘约 3m。在 1m、2m、4m、10m、20m、32m、47m、63m、80m 横臂左侧（西北向）离横臂边缘 5cm 处安装了风向风速探头，在横臂右侧（东南向）离横臂 115cm 处安装了温湿度探头并加装百叶防风罩。风向风速探头感应部分的实际高度高出铁塔横臂 46cm，因此安装在 1m 横臂上的风向风速探头的实际高度为 1.46m，其它层次依次类推。温湿度探头感应部分的实际高度高出铁塔横臂 24cm（即安装在 1m 横臂上的温湿度探头的实际安装高度为 1.24m，其它层次也依次类推），铁塔 1m 处安装了气压传感器。该系统可以同步测量 10 个层次的风、温、湿和本站气压等气象要素。80m 铁塔梯度探测系统数据量庞大，数据库类型有原始（瞬时）数据、分钟平均数据和小时平均数据，瞬时数据采集频率为每 3 秒一组。在铁塔的 10m、32m 和 80m 处装有三套开路涡动相关探测系统，利用工业数控机实时监测 CO_2 、 H_2O 、三维超声风速和脉动温度变化，从而计算感热、潜热、水汽等，仪器具体性能与参数将在地表能量观测系统一节中详细介绍。

表 2.1 塔中 80m 铁塔梯度观测系统概况

传感器	型 号	产地厂家	主 要 技 术 指 标
风速仪	WAA151	芬兰 VAISALA	风速量程为 $0.4 \sim 75 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，风杯启动风速 $< 0.35 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，距离常数 2.0；风速在 $0.4 \sim 60 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时测量精度为 $\pm 0.17 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ （标准偏差）。
风向仪	WAV151	芬兰 VAISALA	风向测量范围 $0 \sim 360^\circ$ ，启动风速 $< 0.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，分辨率 5.6° ，精度优于 $\pm 3^\circ$ 。
温度仪	HMP45D (QMH102)	芬兰 VAISALA	测量范围 $-39.2 \sim +60 \text{ }^\circ\text{C}$ ，输出量程为 $-40 \sim +60 \text{ }^\circ\text{C}$ ，测量精度为 $\pm 0.2 \text{ }^\circ\text{C}$ （ $20 \text{ }^\circ\text{C}$ ）。
湿度仪	HMP45D (QMH102)	芬兰 VAISALA	量程为 $0.8 \sim 100 \% \text{ RH}$ ，输出范围 $0 \sim 100 \% \text{ RH}$ ，出厂参考精度为 $\pm 1 \% \text{ RH}$ （ $20 \text{ }^\circ\text{C}$ ）；野外标校精度为 $\pm 2 \% \text{ RH}$ （ $0 \sim 90 \% \text{ RH}$ ）和 $\pm 3 \% \text{ RH}$ （ $90 \sim 100 \% \text{ RH}$ ）。

2.2.2 近地层能量探测系统

塔中地表能量探测系统主要包括：地表能量收支探测系统，沙尘通量监测系统，OPEC 开路涡动相关探测系统和梯度气象要素标校自动气象站四部分。通

量观测仪器采用国际公认标准，主要购自荷兰 Kipp&Zonen、Hukseflux、英国 ADC、Gill、美国 Campbell、Sensit 等公司的主要仪器部件和外设及其数据采集软件，具有良好的开放性和数据采集与处理选择功能，可保证不同时间尺度的数据采集设置与预处理分析。仪器详细性能与参数见表 2.2。

（1）辐射平衡各分量探测仪

辐射探测仪器均采用国际公认的先进探测传感器，所测项目包括：短波辐射、长波辐射、紫外辐射、散射辐射。辐射观测架上（图 2.4）安装有 2AP 自动跟踪器和 CH-1 型直接辐射表、CM21 型总辐射仪、反射辐射仪、散射辐射仪、向上和向下 CG4 型长波辐射仪、UV-S-AB 型紫外辐射仪各一台。自动观测沙漠地表辐射各分量，数据采集频率为 10 秒，每分钟记录 1 组平均数据。

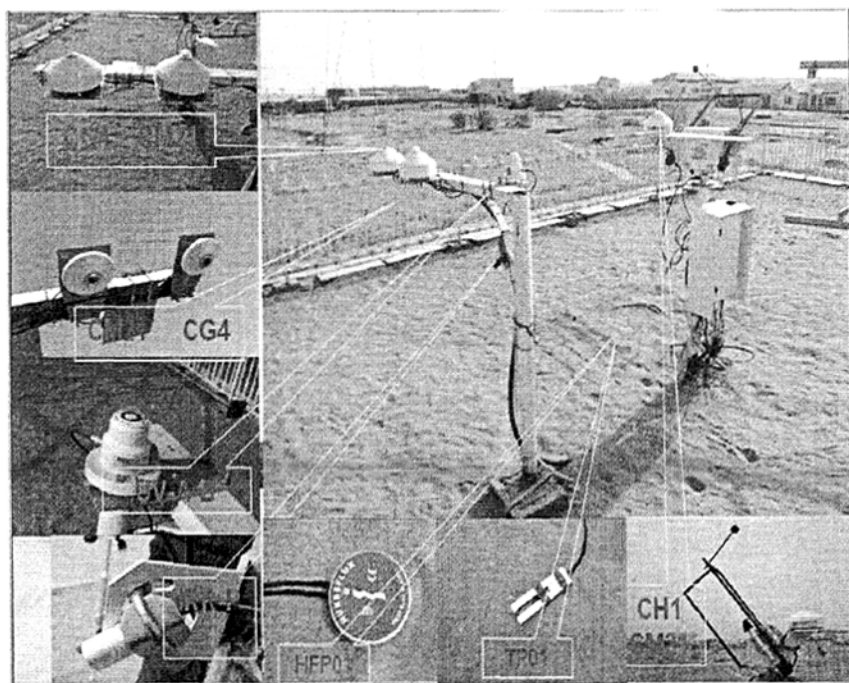


图 2.4 塔中辐射及土壤热通量探测系统

（2）土壤热通量探测仪

辐射平台西南侧 20cm 处 5cm、10cm、20cm、40cm、80cm 和 160cm 深处的土壤中安装了 HFP01SC 型土壤热通量传感器，在 10cm 深处安装了土壤导热率传感器，同时设置了地表 0cm 和土壤中 5cm、10cm、15cm、20cm、40cm、80cm、160cm、320cm 8 层温度探测仪和 5cm、10cm、20cm、30cm、40cm、50cm、100cm、

180cm 8 层土壤湿度探测仪, 实时监测沙漠土壤热通量日变化, 数据采集频率为 10 秒, 每分钟记录 1 组平均数据。

(3) 沙通量探测仪

根据塔中地区的基本气流走向和风沙流动走向, 安装了美国 Sensit 公司生产的 H11B 系列风蚀传感器, 来分析沙漠腹地塔中地区沙尘的水平与垂直通量。同时配套使用 BNSE 型梯度集沙仪、贴地层梯度风速仪、涡动相关探测仪, 监测分析塔克拉玛干沙漠沙尘天气的沙尘颗粒物撞击数量、动能、近地层和贴地层输沙量和沙尘通量廓线等。其中风蚀传感器的安装高度为 5cm、20cm (图 2.5); 风速传感器的安装高度为 5cm、10cm、20cm、50cm、100cm、200cm, 并在 200cm 处安装风向和温湿度传感器, 用来探测贴地层风廓线和摩擦速度; 梯度集沙仪的安装高度为 5cm、10cm、20cm、50cm、100cm、200cm, 用于收集贴地层梯度输沙量; 在离地 300cm 处安装涡动相关探测仪, 用于监测沙尘起沙前后的湍流动能、湍流通量、摩擦速度、地气能量和土壤水分的变化。通过不同仪器的配合使用可以确定塔中地区的起沙临界摩擦速度与沙尘通量。

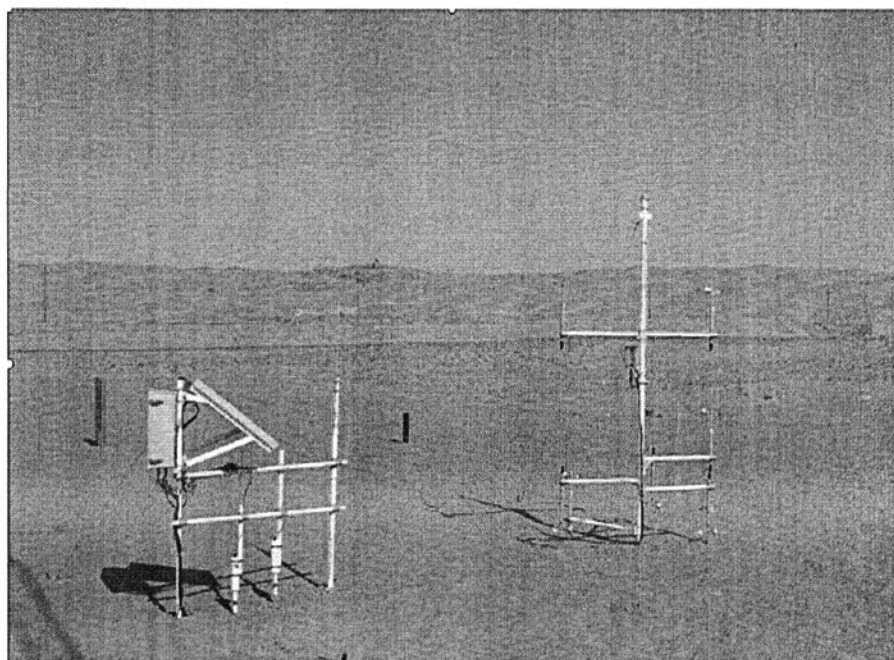


图 2.5 塔中沙尘通量监测系统

(4) 开路涡动相关探测系统

表 2.2 塔中地表能量探测系统设备概况

传感器	型号	产地厂家	主要技术指标
短波辐射仪 散射辐射环	CM2 型 CM121B 型	荷兰 Kipp&Zonen	光谱范围: 305~2800nm; 灵敏度: $10\mu\text{v}\cdot\text{w}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$; 响应时间: 5 秒达到 95%; 方向误差: $\leq\pm 10\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。
总辐射表 (标校站)	CM3 型	荷兰 Kipp&Zonen	光谱范围: 305~2800nm; 灵敏度: $<30\text{Uv}\cdot\text{w}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$; 响应时间: <18 秒到达 95%; 方向误差 ($1000\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$): $<\pm 25\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。
长波辐射仪	CG4 型	荷兰 Kipp&Zonen	光谱范围: 4.5~42 μm ; 灵敏度: $<30\mu\text{v}\cdot\text{w}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$; 加热漂移: $\leq 4\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($1000\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$); 操作温度: $-40\sim 80^{\circ}\text{C}$; 响应时间: ≤ 8 秒达到 63%。
双波段紫外 辐射仪	UV-S-AB-T 型	荷兰 Kipp&Zonen	光谱范围: 280nm~400nm(UVA 和 UVB), 双重波段; 响应时间: 0.5 秒达到 99%; 零点漂移: 最大 $\pm 2\text{mV}$ 。
土壤热通量	HFP01SC 型	荷兰 Hukseflux	灵敏度: $50\mu\text{v}\cdot\text{w}^{-1}\cdot\text{m}^{-2}$; 精度: $\leq 3\%$; 温度范围: $-30\sim 80^{\circ}\text{C}$; 测量范围: $-2000\sim 2000\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$; 温度依赖性: $\leq 0.1\%/^{\circ}\text{C}$ 。
土壤导热率	TP01 型	芬兰 VAISALA	温度范围: $-30\sim +80^{\circ}\text{C}$; 精度: $\pm 0.15\%\cdot\text{K}^{-1}$; 工作温度: $-30\sim +90^{\circ}\text{C}$ 。
三维超声风 速仪	R3-50 型	英国 GILL	采样频率: 20 Hz; 风速量程: $0\sim 45\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 精度: $<1\%$ 实际风速; 分辨率: $0.01\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 风速偏移 $<\pm 0.01\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 风向精度 $\pm 1^{\circ}$, 分辨率 1° ; 声速测量范围、精度及分辨率分别为 $300\sim 370\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, $<\pm 0.5\%$ (风速 $<30\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时), $0.01\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。
二氧化碳水 分脉动探测 仪	OP-2 型	英国 ADC	CO_2 典型的标定测量范围: 200~600ppm, 分辨率 0.02ppm; H_2O 一般标定测量范围和分辨率分别为 $0\sim 40\text{mb}$ 和 0.05mb ; 采样频率: 3000 RM (20 Hz)。
三维超声风 速仪	CSAT3	美国 Campbell	采样频率: 1~60 Hz; 风速量程: $\pm 65.535\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 风速偏移: $U_x, U_y: <\pm 4.0\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$, $U_z: <\pm 2.0\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$; 声速测量范围及分辨率分别为 $300\sim 366\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, $0.015\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。
二氧化碳水 分脉动探测 仪	LI7500	美国 Campbell	12cm 开路传感器头; 采样频率: 5, 10 或 20Hz; 工作温度: $-25\sim 50^{\circ}\text{C}$
沙通量	H11B	美国 Sensit	数据采集间隔: 15s~1h; 测量粒子直径: $50\sim 70\mu\text{m}$

80m 铁塔梯度的 10m、32m、80m 高度和铁塔西侧 2.2km 处的平缓自然沙面的 3m 高度，架设了四套三维超声风速仪和二氧化碳、水汽脉动探测仪（图 2.6），10m 高度为英国 ADC 二氧化碳、水汽脉动仪、Gill 超声风速仪、其他为美国 Campbell 超声风速仪和二氧化碳、水汽脉动探测仪。一套 CR5000，三套 CR3000 采集器实时监测 CO_2 、 H_2O 、三维超声风速和脉动温度变化。设置数据自动采集频率为每秒 20 个数据。

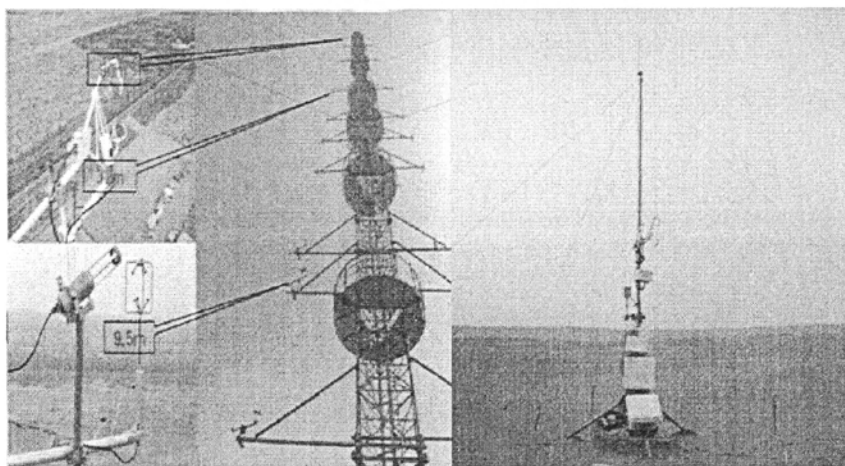


图 2.6 塔中涡动相关探测系统（右图为 A 站，左图为塔中 80m 梯度通量塔）

（5）梯度气象要素标校自动气象站

80m 铁塔西侧 2.2km 处平缓自然沙地和东侧 1.6km 处高大沙丘上架有两座自动标校站（图 2.7），可以测量 1.5m 与 3m 两层的风、温、湿等气象要素，并安装有总辐射测量仪和土壤热通量探测仪。测得的同步数据可与 80m 梯度铁塔探测系统以及地表能量收支系统相互比较。

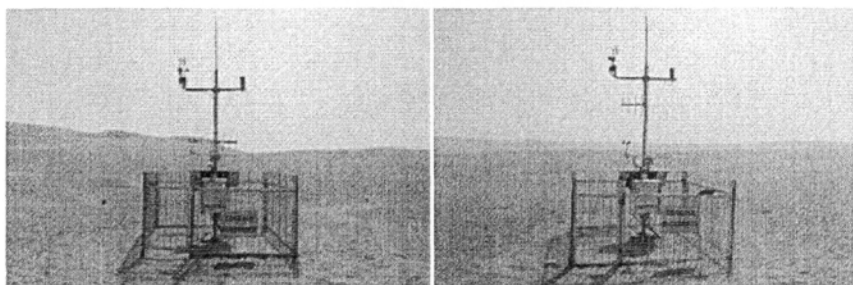


图 2.7 塔中自动标校站（右图为东侧 A 站，左图为西侧 B 站）

2.2.3 边界层垂直廓线探测系统

边界层垂直廓线探测系统为芬兰 Vaisala 公司生产的系留气艇探测系统（图 2.8），由柔性复合材料制成的气艇、系统、绞盘（锚泊设施）、TTS111 型气象探空仪、ECC6A 型臭氧探空仪、供电系统等主要部分组成。可以对 3km 以下大气的风、温、湿、压、臭氧等十九个要素进行探空观测。臭氧观测是利用电化学 O_3 探空原理来实现的，即利用 O_3 与碘化钾溶液反应产生的电流信号来获取 O_3 浓度的变化信息。探空数据的采集频率为每秒一组，仪器的主要的技术指标见表 2.3^[7]。

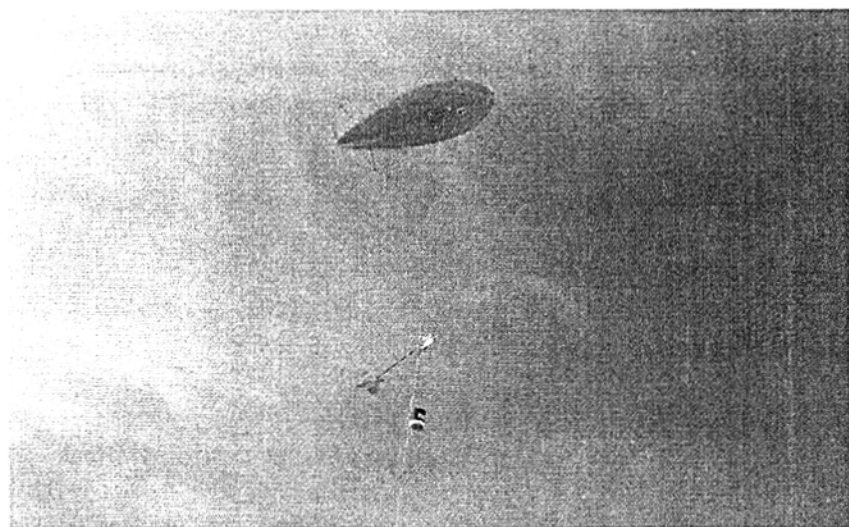


图 2.8 边界层垂直廓线探测系统

表 2.3 系留探空系统仪器主要技术指标

观测要素	测量范围	精确度
风速	$0 \sim 20 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$	$\pm 0.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$
风向	$0 \sim 360^\circ$	$\pm 1^\circ$
温度	$-50 \sim +60^\circ\text{C}$	$\pm 0.1^\circ\text{C}$
湿度	$0 \sim 100\% \text{ RH}$	$\pm 0.1\% \text{ RH}$
气压	$500 \sim 1080 \text{ hPa}$	$\pm 0.1 \text{ hPa}$
臭氧浓度	$(1 \sim 2) \times 10^{-9}$	$\pm 1 \times 10^{-9}$

另外，塔中还安装有大气降尘测量系统；沙漠北缘过渡带的肖塘、哈德安装有梯度探测系统。

2.3 数据处理及计算方法

2.3.1 80m 铁塔梯度探测系统数据处理

表 2.4 为 80m 铁塔梯度探测系统原始数据（瞬时数据）的存放格式。其中，Date 表示测量数据的日期，Logger Time 表示数据采集的具体时间，14:25:07 表示北京时间 14 时 25 分 07 秒（注：塔中当地时间比北京时间晚 2 小时 25 分钟）；WS1 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、WD1 (deg)、TA1 ($^{\circ}\text{C}$)、RH1 (%)、WS10 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、WD10 (deg)、TA10 ($^{\circ}\text{C}$)、RH10 (%) 依次表示对应离地第一层和第十层的风速、风向、温度和相对湿度；PA (hPa) 表示对应塔层所测量的气压，其他层次依次类推。由于第一层没有安装风向仪，其数值用零表示。

表 2.4 塔中 80m 观测塔梯度探测系统瞬时数据简略表

Date	LoggerTime	WS1 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$	WD1 deg	TA1 $^{\circ}\text{C}$	RH1%	...
22.7.2006	14:25:15	2.3	0	36.5	7	...
22.7.2006	14:25:18	2.3	0	36.5	7	...
22.7.2006	14:25:21	1.9	0	36.5	7	...
22.7.2006	14:25:24	1.9	0	36.5	7	...
22.7.2006	14:25:27	1.5	0	36.5	7	...
22.7.2006	14:25:30	1.2	0	36.5	7	...

原始资料中，由于仪器的系统误差、仪器发生故障以及传输和记录过程中的其它原因，会出现一些虚假数据，对这些数据必须进行订正或者剔除，否则将影响研究结果的可靠性。在判断数据是否有错误时，遵循以下原则：

- (1) 不符合一般统计特征，如温度超过 60.0°C ，风速达 $100.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ；
- (2) 没有物理意义，如风向大于 360° ，风速数值为负值；
- (3) 不满足时空变化的连续性，除非在特殊天气条件下(如锋面过境)，气象要素不可能在有限的时空范围内发生极剧烈的变化，在具体质量控制过程中会遇到上下相邻层次的风速差别很大的情况；
- (4) 因为信号传送或者仪器工作发生故障而导致数据遗失、数据乱码或者小数点漂移。

上述第四种情况在质量控制过程中碰到的最多，两座自动标校站的两层风、温、湿梯度资料在处理时也遵循上述原则。

2.3.2 地表辐射数据处理

(1) 数据质量控制

为了更好的反映辐射收支的地方特色，观测数据从秒级开始校正为地方时。对于存在以下 4 种情况中任何一种情况的数据，将予以剔除：

(1) 输出的通量数值为 1.#IND, 1.#INF;

(2) 由于辐射仪器的灵敏度较高，在日出前日落后也有数值，这些数据将被剔除；

(3) 日出后日落前一段时间，由于地形的影响，可能会没有辐射值，但由于仪器的灵敏度较高，以负数的形式输出，将被剔除；

(4) 输出的总辐射最大辐照度 $< 2000 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，直接辐射最大辐照度 $< 1376 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，日总辐射曝辐量 $<$ 可能的日总辐射曝辐量(表 2.5)；特殊情况下，冬季允许超过 $\leq 20\%$ ，夏季 $\leq 15\%$ ，若不符合，则被剔除。

表 2.5 可能的总辐射日曝辐量(单位为 $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$)

北纬	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月
39°	12.9	17.7	23.4	28.7	32.4	33.7	33.0	29.2	24.2	18.9	14.1	11.6

(2) 数据插补

对于缺失的数据将进行人工插补，插补时按照以下原则进行：

(1) 短时段缺失数据插补：缺失数据时间不超过 2 个小时，利用缺失时段前后的数据，采用线性内插法进行插补；

(2) 长时段缺失数据的插补：缺失数据时间超过 2 个小时，将缺失数据日前后各 4 天(共 8 天)每小时的平均值求出，对缺失的时段进行插补。

2.3.3 系留探空系统数据处理

系留气艇探空观测中，气艇上升与下降速度的差异是影响数据准确性和有效垂直分辨率的一个重要因素。当气艇升速过快时，观测要素的垂直分辨率会降低，上升速度过慢时，垂直分辨率加大。电池供电不稳定或电池耗尽会使信号传输中断。碘化钾溶液对 O_3 浓度变化响应时间比气象传感器对它们各自测量要素响应时间明显延长。基于上述原因，观测数据的处理将遵循以下原则：

(1) 本文仅分析气艇上升过程中的观测数据；

(2) 风、温度、相对湿度和气压的观测数据若有一组无效, 则放弃该次观测数据;

(3) 分析 O_3 数据时, 传感器的滞后时间为 75s, 虽然风速、风向、温度和湿度传感器响应时间也各不相同, 相比 O_3 观测而言, 气象传感器响应滞后效应在数据处理时不予考虑;

(4) 由于气艇在上升过程中速度的不匀速, 在相同高度上可能获取多次观测数据, 以多次观测的平均值代表该高度上的观测结果。

2.3.4 涡动相关系统资料处理

开路涡动相关系统获得的原始数据, 利用 Eddysoft 软件进行原始数据有效性检验、野点剔除(采取 $\Delta x \geq 3\sigma$ 方法)、倾斜校正(采用 PF 平面拟合方法)、WPL 校正等质量控制。得出 30min 时间间隔的湍流热通量(感热、潜热)、动量通量, 然后对数据进行湍流平稳性检验和发展性检验等数据质量评价, 选取质量评价结果好的数据用于分析。

(1) 野点剔除检验

涡动相关仪的结构比较复杂, 容易受到内部电路、电源不稳定与外部空气中水滴、尘粒等以及人为操作不当等的影响, 引发异常超大信号(即野点)的出现。野点是以间断的单个数据点或连续多个数据点形式存在的, 单个野点在检测及处理中较容易。目前野点的剔除并没有统一标准, 一般采取方差检验的方法^[8], 窗口大小的选择不同作者略有不同。方差的倍数取值在 3~6 之间, 如 Vickers^[9] 和郭建侠^[10]分别采用 3.5 及 4 倍方差作为检验标准, 本文选取 3 倍方差作为检验标准。

(2) 超声风速仪倾斜校正

超声风速仪在仪器调整过程中, 很小的误差就能够引起通量测量中相对较大的误差^[7]。Kaimal and Haugen^[8]指出, 对于非常平坦的地形, 超声风速仪的水平倾斜度应该在 0.1° 范围内, 实际操作中很难做到这点。或下垫面本身倾斜, 使基于仪器坐标系的垂直风速实测值含有水平风速分量, 涡动通量被歪曲。通常, 这可以采取坐标变换的方法进行修订, 即通过坐标变换, 将基于仪器坐标系的三维风速分量转换为目标坐标系下的风速分量, 使垂直风正交于平均气流方向, 目前, 应用较多的是流线坐标变换 (Streamline coordinate transforming, 简称 TR)

和平面拟合坐标变换 (Planar fit coordinate transforming, 简称 PF) [8, 11-13]。

① 流线坐标变换

流线坐标系也称作自然风坐标系, 它假定在通量平均化时间内风从一狭小的角度沿地形吹, 坐标系 x 轴平行于平均风方向, z 轴正交于 x 轴, 并垂直于地形表面, y 轴方向按照右手坐标系确定。因此, 流线坐标系可以认为是基于地形的坐标系。由仪器坐标系变换为流线坐标系, 需对原始数据(20Hz)进行三次坐标旋转(图 2.9)。

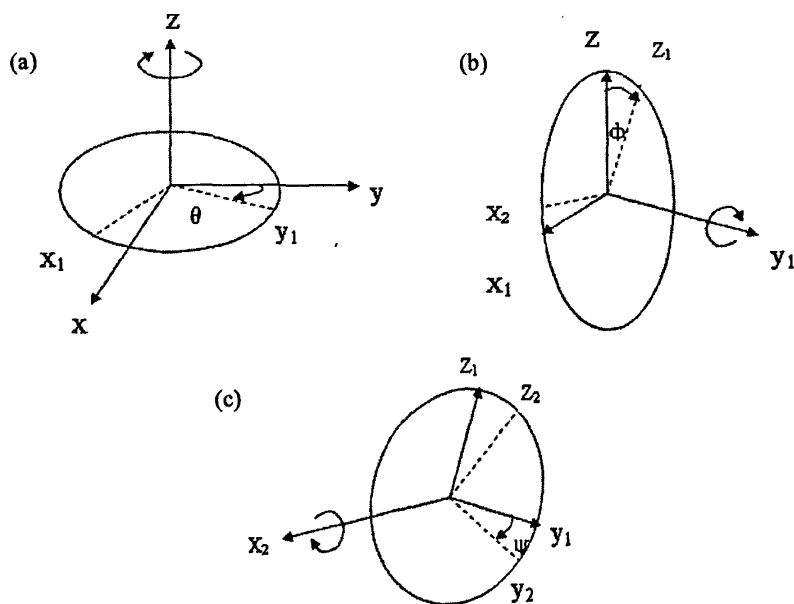


图 2.9 三次坐标旋转示意图 (a)第一次旋转 (b)第二次旋转 (c)为第三次旋转

② 平面拟合坐标变换

该方法特别适合于下垫面和仪器倾角相对稳定的情况。基本思路是: 根据一段时间的观测资料, 通过数学和统计方法拟合一个新平面, 再通过旋转这个平面, 使得垂直风正交于平均气流方向。

平面拟合法(PF)可以看成是三次坐标旋转方法(TR)的简化, 在比较规则和均匀的坡地和平地, 该方法使用效果较好, 两者之间没有明显的区别。但 PF 方法对于不平坦和复杂的森林观测点是不太合适的。

总之, TR 方法是目前广泛使用的一种方法, 已经成为通量计算的常规校正方法, PF 方法对于比较规则的下垫面也是一个很好的选择, 在草原坡地应用非常成功, 在森林观测站的应用效果不是很理想^[14]。

③ 密度效应订正

由于水热通量的存在引起大气微量成分(如 CO_2 、水汽)密度变化,因此涡动相关仪测量的二氧化碳通量和潜热通量需要进行密度脉动订正。Webb、Pearman 和 Leuning (1980)提出了 WPL 修订理论^[15-17]并作为一相对成熟的方案,一直被学术界引用至今。

对二氧化碳通量,有: $F = \overline{w'\rho'_c} + \mu(\overline{\rho'_c}/\overline{\rho'_a})\overline{w'\rho'_v} + (1 + \mu\sigma)(\overline{\rho'_c}/\overline{T})\overline{w'T'}$

类似地,对水汽通量,有: $E = (1 + \mu\sigma)\{\overline{w'\rho'_v} + (\overline{\rho'_v}/\overline{T})\overline{w'T'}\}$

其中: $\mu = m_a/m_v$, $\sigma = \overline{\rho'_v}/\overline{\rho'_a}$; F 为二氧化碳通量; E 为潜热通量; ρ_a 为干空气密度; ρ_v 为水汽密度; ρ_c 为 CO_2 密度; m_a 、 m_v 、 m_c 分别为干空气、水汽和 CO_2 的摩尔质量; w 是垂直速度; T 为绝对温度。

与输送产生的脉动相比,平均密度越大,相关的通量订正项也就越大。就 CO_2 传输而言,订正量通常大于通量本身,对水汽通量的订正一般只有百分之几,如果波文比达到 2 以上时,水汽通量订正也可能超过 10%。

(3) 慢响应系统数据处理方法

对于慢速响应数据,选取 0.5m、1m、2m、4m、10m 温、湿度和风速数据进行 Bias (平均偏差), NEE (标准差), NSEE (相对标准差) 组合分析后,根据比较分析结果选用 0.5m 和 10m 高度实测资料计算各种通量。首先算出每分钟通量,然后按照 30min 时间间隔计算感热、潜热通量;用两组 CM21 和 CG4 辐射仪资料间接计算净辐射辐照度和曝辐量,用 1cm 的热流板数据代替土壤热通量。

参考文献

- [1] 丁国栋, 赵延宁, 马玉明. 沙漠学概论[M]. 北京: 中国林业出版社, 2002:119-123.
- [2] 李江风. 塔克拉玛干沙漠及其周边山区天气气候[M]. 北京: 科学出版社, 2002:1-58.
- [3] He Qing, Zhao Jingfeng, Nagashima Hideki. The distribution of Sandstorms in Taklimakan Desert [J]. Journal of Arid Land Studies, 1996, 5:185-193 (Japan) .
- [4] 何清, 赵景峰. 塔里木盆地浮尘时空分布及对环境的影响研究[J]. 中国沙漠, 1997, (2):119-126.
- [5] 朱震达, 陈治平. 塔克拉玛干沙漠风沙地貌研究[M]. 北京: 科学出版社, 1981:37-45.
- [6] 李恒鹏, 陈广庭. 塔克拉玛干沙漠腹地复合沙垄间地新月形沙丘的逆向演变[J]. 中国沙漠, 1999, 19(2):134-138.
- [7] Vaisala, Inc. Tethersonde Meteorological Tower, User's Guide. Vaisala, Inc., Fin200421, Helsinki, 2000.
- [8] Wilczak, J.M., Oncley, S.P., Stage, S.A. Sonic anemometer tilts correction algorithms [J]. Boundary-Layer Meteorol, 2001, 99:127-150.
- [9] Vickers D, Mahrt L. Quality control and Flux sampling Problems for Tower and Aircraft Data [J]. Journal of atmospheric and oceanic technology, 1997, 14:512- 526.
- [10] 郭建侠, 卞林根, 戴永久. 在华北玉米生育期观测的 16m 高度 CO₂ 浓度及通量特征[J]. 大气科学, 2007, 31(4):695-707.
- [11] Kaimal, J.C., Haugen, D.A. Some errors in the measurement of Reynolds stress [J]. Journal of Apply Meteorology, 1969, 8:460-462.
- [12] Massman W J, Lee X. Eddy covariance flux corrections and uncertainties in long-term studies of carbon and energy exchanges [J]. Agric For Meteorol, 2002, 113:121-144.
- [13] Finnigan, J.J., Clement R, Malhi Y, et al. Are-evaluation of long-term flux measurement techniques Part I: Average and coordinate rotation [J]. Boundary-Layer Meteorol, 2003, 107:1-48.
- [14] Finnigan, J.J. Are-evaluation of long-term flux measurement techniques Part II: coordinate systems [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2004, 113:1-41.
- [15] 朱治林, 孙晓敏. 非平坦下垫面涡动相关通量的校正方法及其在 China Flux 中的应用 [J]. 中国科学, D 辑, 2004, 34(增刊 II):37-45.
- [16] Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapor transfer [J]. Quart. J. Roy. Meteor Soc, 1980, 106:85-100.
- [17] 于贵瑞, 孙晓敏. 陆地生态系统通量观测的原理与方法[M]. 北京: 高等教育出版社, 2006:165-238.

第三章 塔中及其周边地区天气气候

区域的天气气候特征是研究该地区地—气相互作用的基础。为了更直观的了解塔中及其周边地区的天气气候特征,本章对塔中及其周边轮台、库尔勒、喀什、若羌、民丰等地的气温、降水、风速和沙尘天气特征进行了对比分析,并对塔中和肖塘的地表沙源粒度特征进行了分析。图 3.1 为塔中及周边站点分布图。文中所用气象资料为 1997 年~2008 年。

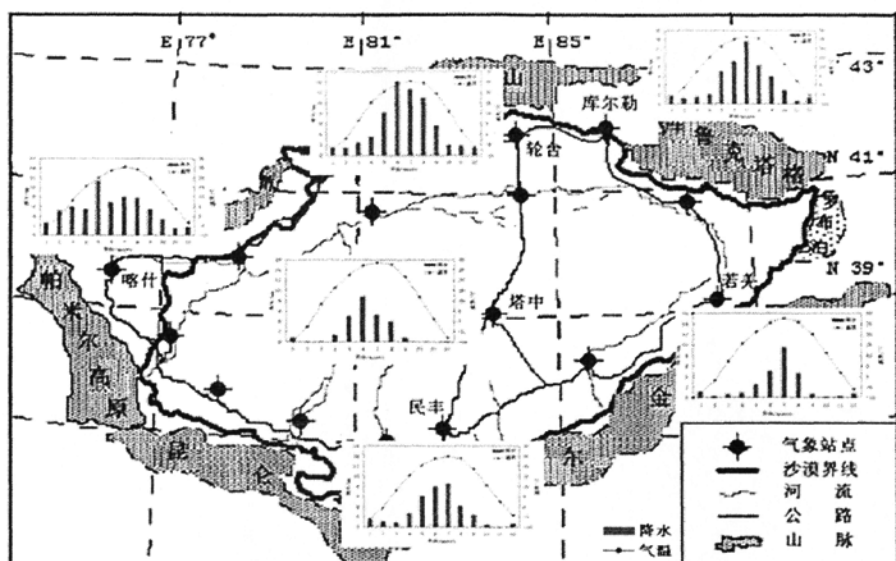


图 3.1 塔中及周边站点分布图

3.1 塔中气候特征

3.1.1 气温与降水

图 3.2 为塔中地区 1999~2008 年年平均气温和年降水量的年际变化曲线。由图可知,塔中地区 1999~2008 年的年平均气温在 $10.0\sim 13.0^{\circ}\text{C}$ 之间波动,10 年的年平均气温为 12.1°C ,高于同纬度的沿海地区和我国的其他干旱区域^[1]。并且塔中地区的年平均气温变化幅度较小,与 10 年的平均值相比,振幅在 $\pm 1.0^{\circ}\text{C}$ 左右。2008 年的年平均气温最低,为 10.7°C ,这应该是该年冬季沙漠腹地的极端低温所致。

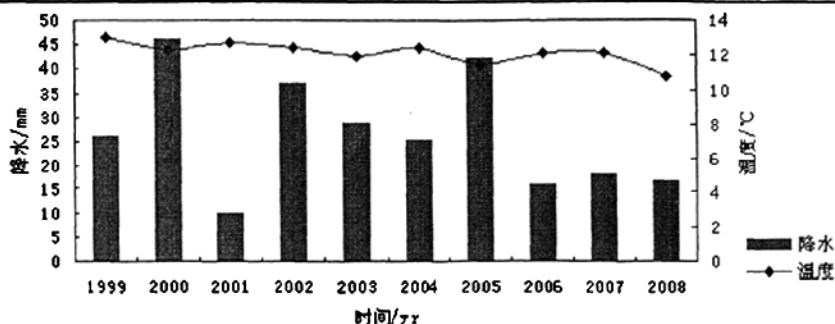


图 3.2 塔中 1999~2008 年平均气温、降水量的年际变化

从塔中地区的年降水量可以看出，沙漠腹地降水稀少，1999~2008 年的年降水量均在 50mm 以下，10 年的年降水量平均为 25.9mm。塔中地区降水量年际变化较大，2000 年为 10 年间的极大值，降水量达 46.3mm，极小值出现在 2001 年，仅有 9.8mm，极大值与极小值相差达 4 倍之多。2006~2008 年 3 年变化相对较为平稳，年降水量都在 20mm 左右。

图 3.3 给出了塔中 1999~2008 年的月平均气温、月平均降水量的年变化曲线。沙漠腹地的月平均气温变化分明，春季的 3、4、5 月份月平均气温持续升高，到夏季的 7 月达到全年的最高值，为 28.4℃，然后月平均气温逐渐降低，冬季的 1 月降至全年最低，为 -9.8℃。气温年较差大，平均在 33.0~39.0℃。

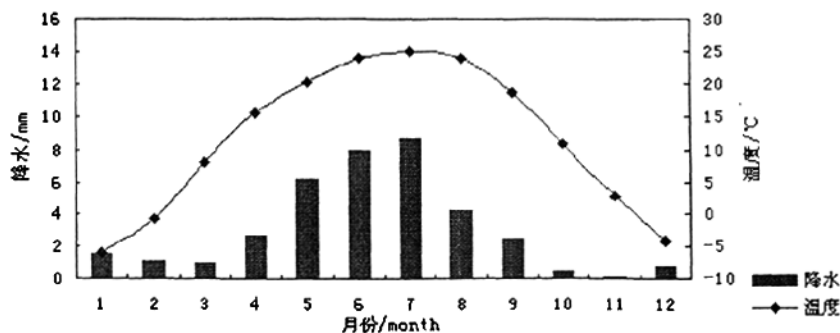


图 3.3 塔中 1999~2008 年月平均气温、月平均降水量年变化

由图可知塔中地区的月平均降水量很低，均在 10mm 以下，而且年内分配不均衡。降水主要集中在 4 到 8 月，峰值一般出现在 6 月，可以达到 8.9mm 左右，春夏两季的降水量占到全年降水量的 90% 以上。沙漠腹地秋季的 9 月至第二年的 3 月的月平均降水量极小，都在 1mm 以下。塔中地区降水量小，可能蒸发量却极大，据塔中气象站 20cm 蒸发皿测得的数据，该地区的年平均可能蒸发量可

达 3812.3mm，气候极端干旱。

3.1.2 风速与比湿

图 3.4、3.5 分别给出了塔中 1999~2008 年平均风速、比湿的年际变化和月平均风速、比湿的年内变化曲线。由图可知，塔中地区的年平均风速均在 $2.5\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下。其中，1999~2002 年年平均风速呈增长趋势，2002 年达到最大值，从 2002~2008 年呈逐年下降趋势，2008 年的年平均风速为 10 年间的最小值，在 $1.5\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。塔中地区月平均风速的年变化仅有单峰，峰值一般出现 6~7 月，风速可达 $3.0\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右。

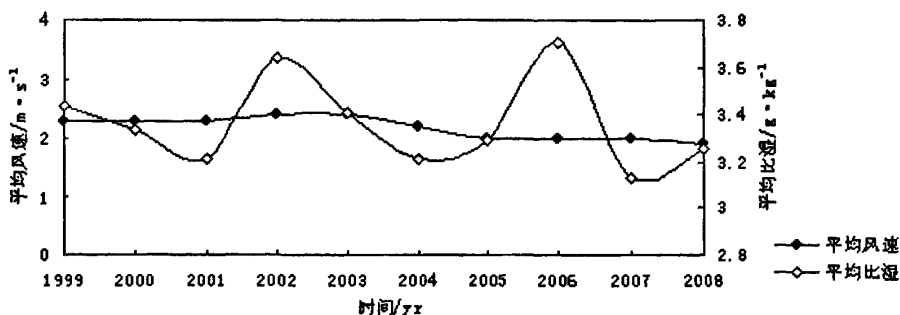


图 3.4 塔中 1999~2008 年平均风速、比湿的年际变化

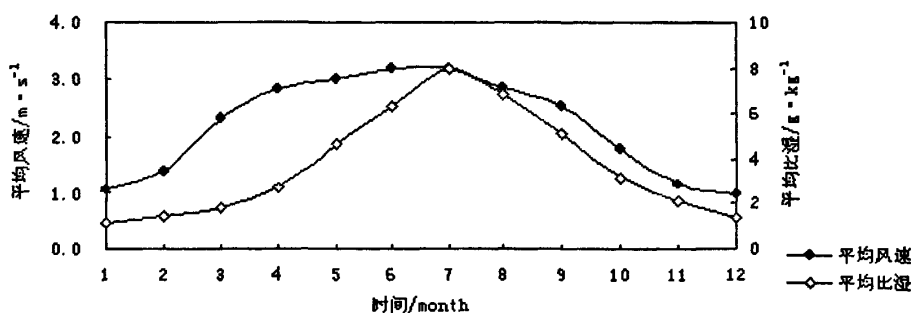


图 3.5 塔中 1999~2008 年月平均风速、月平均比湿的年内变化

塔中地区 1999~2008 年的年平均比湿值较小，一直都在 $3.0 \sim 4.0\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 之间浮动，总体上维持在一个相对稳定的状态。月平均比湿的年内变化明显，其变化趋势与月平均降水量的年内变化相似。月平均比湿的最大值出现在 7 月，为 $8.0\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，最小值出现在 12 月，为 $1.3\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

3.2 塔中与周边气象要素的比较分析

3.2.1 气温

图 3.6 为塔中及周边地区 1999~2008 年年平均气温的年际变化曲线。从图中可以看出，六站的年平均气温曲线呈波动式，年际变化明显。1999~2002 年塔中与周边地区的年平均气温变化基本一致，2002~2008 年塔中地区的年平均气温持续呈波动式走低，特别是 2005~2008 年与周边地区的差异越来越大。塔中 10 年的年平均气温比六站的年平均气温低 0.4°C ；2008 年的年平均气温降至 10 年来的最低值，与年平均气温最高的喀什相差 2.2°C 。总的来说，沙漠腹地塔中的年平均气温明显低于沙漠西部与南部，沙漠西部的喀什在 6 站中年平均气温最高。

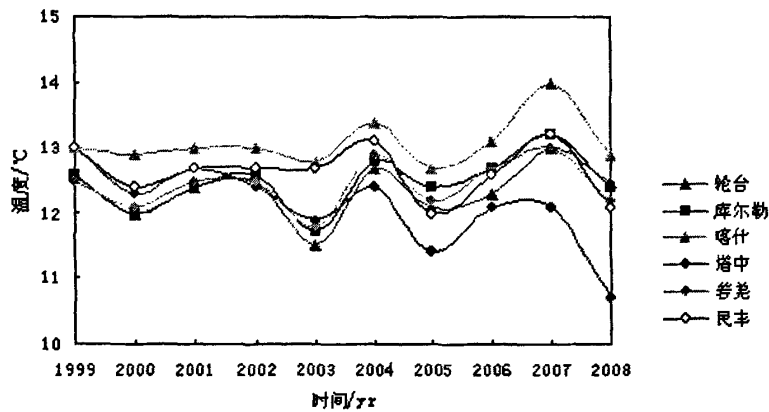


图 3.6 塔中及周边站点 1999~2008 年年平均气温的年际变化

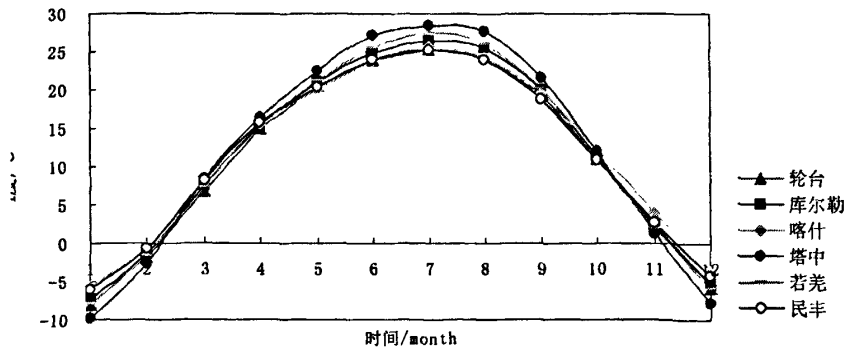


图 3.7 塔中及周边站点 1999~2008 年气温年变化

图 3.7 为塔中及周边站点 1999~2008 年气温的年变化曲线。可以看出，六站气温的年变化一致，即春季 3、4、5 月份气温持续升高，至夏季 7 月份达到一年中最高值，均在 25.0℃ 以上，然后气温逐渐下降，冬季的 1 月份气温为全年最低，都低于 -5.0℃。六站气温年较差均在 30.0℃ 以上，塔中的年较差最大 (38.2℃)，气温变化最剧烈。5~9 月份塔中、沙漠东部的若羌、库尔勒气温高于沙漠西部的喀什、南部的民丰及北部的轮台；冬季与之相反。塔里木盆地中央沙漠腹地夏季“暖区”，冬季“冷湖”效应明显。

3.2.2 降水

从图 3.8 塔中及周边站点 1999~2008 年降水量年际变化曲线可知，六站存在明显的波动变化，这也是干旱地区降水变化的共同特征。总的来看，塔中地区的年降水量最小且稍有减小趋势，若羌、轮台、库尔勒、喀什四站的降水量呈总体上升的趋势，民丰 10 年间的降水量大体相当。六站相比，若羌的年降水变率最大，为 3.82，年际变化最大，其次分别是民丰、喀什、轮台、库尔勒，塔中降水变率最小，为 1.37，年际变化最小。沙漠腹地与周边的绿洲相比，降水稀少，气候干旱。

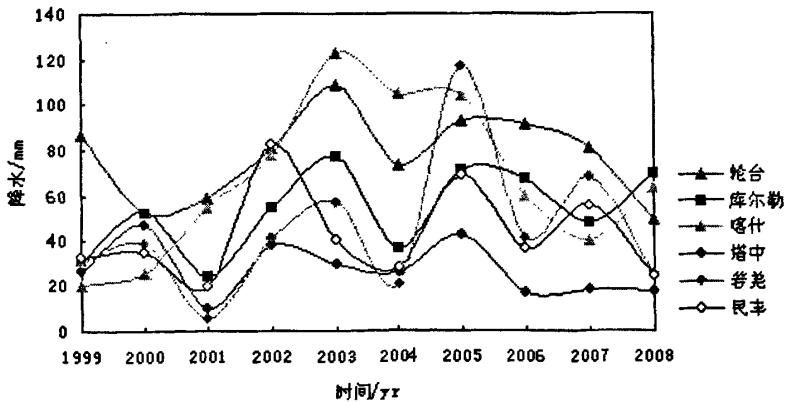


图 3.8 塔中及周边站点 1999~2008 年降水量年际变化

由塔中及周边站点 1999~2008 年降水量的年变化曲线可以看出，轮台、库尔勒、喀什、塔中、若羌和民丰六站的降水大部分集中在 5~9 月，分别占年降水量的 78%、79%、60%、90%、83%、80%；降水量最多月份分别为 6 月 (14.1 mm)、7 月 (13.6mm)、5 月 (11.3 mm)、6 月 (8.9 mm)、7 月 (9.6 mm)、7 月 (8.7 mm)，分别占全年降水量的 21.4%、24.4%、17.4%、33.2%、34.9%、23.6%。降水最少

的月份分别为 12 月(1.4 mm)、11 月(0.7 mm)、11 月(1.5mm)、10 月(0.01 mm)、10 月(0.17 mm)、11 月(0.09 mm)。最大月与最小月的降水量差值分别为 12.7mm、13.0 mm、9.8 mm、8.9 mm、9.4 mm、8.6 mm，月降水量变率分别为 2.31、2.78、1.8、3.98、4.12、2.81。

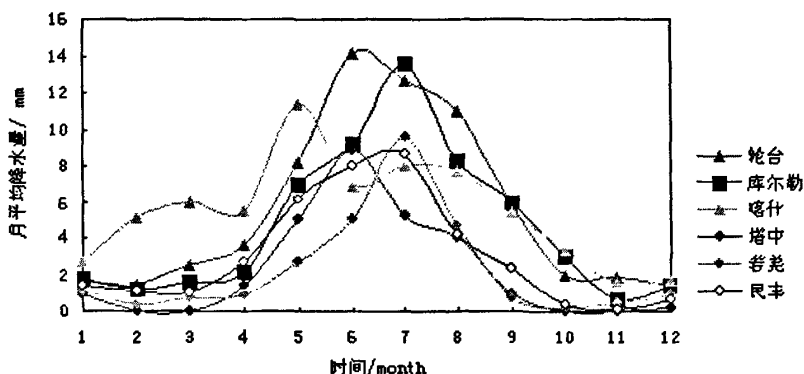


图 3.9 塔中及周边站点 1999~2008 年降水量年变化

3.2.3 风速

图 3.10 为塔中及周边站点 1999~2008 年年平均风速年际变化曲线。由图可以看出塔中及其东部的库尔勒、若羌年平均风速全在 $2.0\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上，以塔中为界，其西部的喀什、南部的民丰和北部的轮台年平均风速都小于 $2.0\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，这反映出塔中为沙漠地区风速的分界区，在塔中及其东部多受偏东风和东北风的影响，东灌天气从沙漠东部长驱直入，所以东部地区风速相对较大一些。由于风速受到近地层的摩擦作用和西部盆地地形闭塞作用的影响，塔中以西的地区风力减小，为沙漠地区的弱风区。另外，六站中库尔勒、若羌和塔中的年平均风速总体上呈现降低趋势，轮台总体上呈现上升趋势，喀什与民丰总体上变化不大。

图 3.11 给出了塔中及周边站点 1999~2008 年月平均风速的年变化曲线，如图所示，六站的月平均风速年变化具有共同的规律性，即月平均风速的年变化仅有单峰，峰值一般出现在春、夏季，冬季月平均风速较小。塔中地区月平均风速最大值出现在 7 月份，若羌、库尔勒、民丰、轮台、喀什四站月平均风速的最大值出现在 4 或 5 月份。从月平均风速年变化曲线来看，塔中地区曲线的峰度比其他五站要宽，夏季 6~8 月风速为整个盆地最大值，这主要是因为沙漠腹地春夏季受下垫面的影响，增热效应明显，对流作用强，多局地性风。

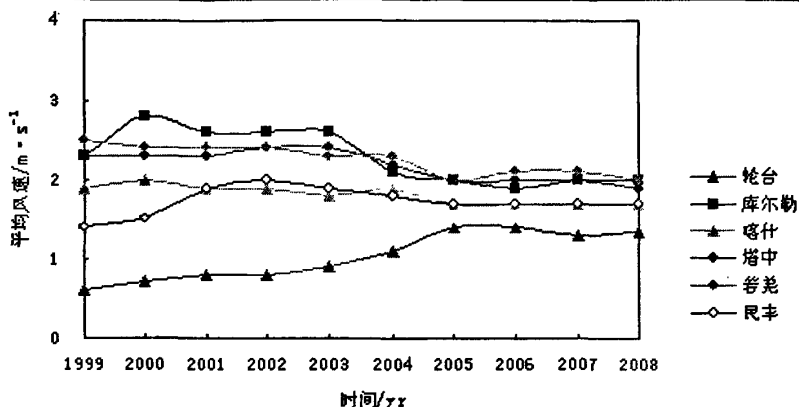


图 3.10 塔中及周边站点 1999~2008 年年平均风速年际变化

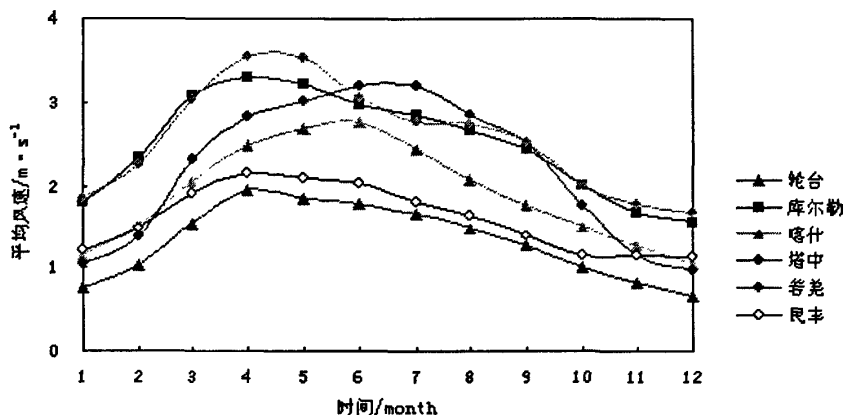


图 3.11 塔中及周边站点 1999~2008 年月平均风速年变化

总的来说，沙漠腹地的塔中与其周边的绿洲相比具有以下气候特点：1999~2008 年塔中地区的年平均气温持续偏低，年内气温呈现两个极值即夏季为“暖区”，冬季为“冷湖”，气温年较差最大；沙漠腹地气候干旱，降水量少于周边的绿洲，降水变率小；作为塔克拉玛干沙漠风速的分界区，塔中地区的年平均风速在 $2.0\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右，介于东西部之间，年内风速分布曲线峰度较宽，春夏季风速受局地性热对流影响较大，为夏季多风沙天气提供了热力条件。

3.3 塔中的风沙环境

3.3.1 风向与起沙风向

图 3.12 为塔中地区 1999~2008 年风向和起沙风向，图 3.13 为 2008 年 4~8 月的风向和起沙风向。由图可知，塔中地区常年和春夏季都盛行偏东风，而且

起沙风向与盛行方向一致。其中 NNE、NE、ENE 和 E 四个风向占到年风向、年起沙风向的 59.5% 和 61.8%，占 2008 年 4~8 月风向和起沙风向的 51.3% 和 63%。这与整个塔克拉玛干沙漠区域的年盛行风向一致，这种特点主要是由于地形的影响形成的^[2-3]。天山横亘新疆中部，当冷空气西来遇到天山的阻碍时，会发生绕流，绕过新疆北部以后，顺天山北麓转为西北气流东移。当东移到天山东侧，遇到地势低矮的“大缺口”——沙漠东侧时，冷空气就会一泻而入，灌入塔克拉玛干沙漠东部，然后向西挺进，形成了该区域盛行偏东风的特点。

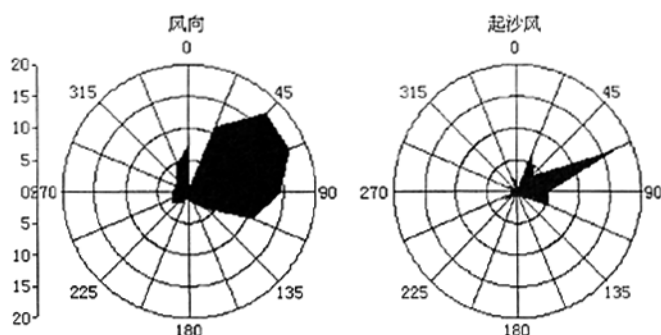


图 3.12 塔中地区 1999~2008 年风向和年起沙 ($\geq 6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 风向频率

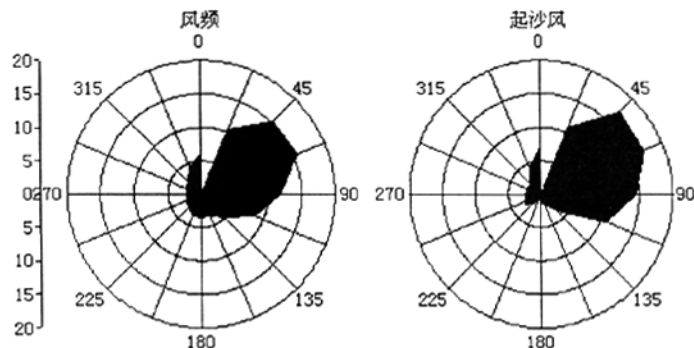


图 3.13 塔中地区 2008 年 4~8 月风向和起沙风 ($\geq 6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$) 向频率

3.3.2 沙尘天气日数

图 3.14 为塔中 1997~2008 年年沙尘天气日数年际变化曲线。由图可知年浮尘与沙尘暴日数年际变化非常大，且变化趋势相反，年扬沙日数的年际变化相对较小。1997~2008 年年浮尘日数平均为 97.4d，2003 年最少仅为 49d，2007 年最多为 161d。从塔中年沙尘天气日数年际变化图中可以看出，从 1997 年到 2004 年除 2003 年年浮尘日数明显偏少外，其他年份变化不大，但自 2005 年后

年浮尘日数明显增多。塔中 1997~2008 年年扬沙日数平均为 59.6d，年扬沙日数呈波动式上升趋势。塔中 1997~2008 年年沙尘暴日数平均为 15.7d，1998 年最多为 36d，是 12 年年平均日数的 2 倍多，2001 年最少仅为 8d。沙尘暴日数呈缓慢下降趋势。塔中沙尘天气中浮尘、扬沙出现日数呈上升趋势，而沙尘暴日数却呈下降趋势，这可能由于风速减小所致。

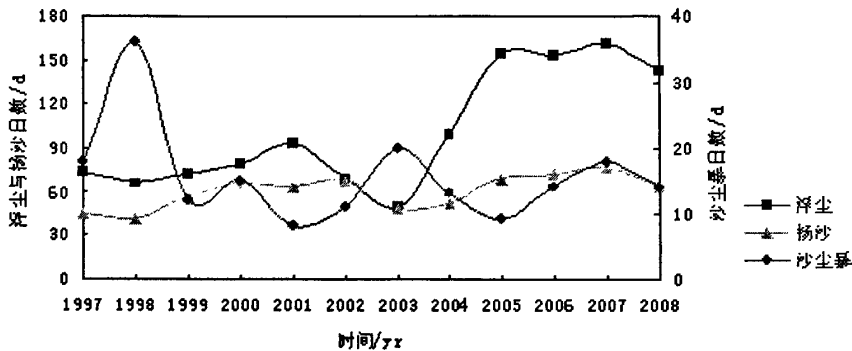


图 3.14 塔中 1997~2008 年年沙尘天气日数年际变化

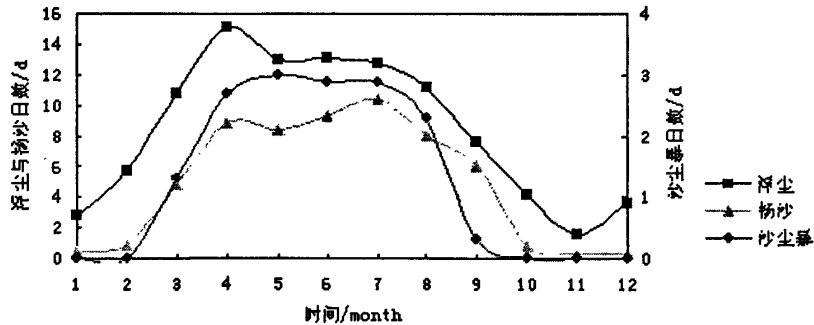


图 3.15 塔中 1997~2008 年沙尘天气日数年变化

图 3.15 是塔中地区 1997~2008 年浮尘、扬沙、沙尘暴的月平均分布曲线。由图可知，浮尘、扬沙和沙尘暴主要分布在 3~8 月，即春夏季是塔中地区沙尘天气的多发季节。其中 3~8 月的浮尘日数占全年的 75%，扬沙日数占全年的 84%，沙尘暴日数高达 96%。春、夏季是沙尘天气的高发季节，这与天气背景和环流形势密不可分。春季是过渡季节，是环流的调整时期，冷空气残余势力与暖空气相互消长，天气更替频繁，温度变化幅度较大，强天气系统移动速率很快，寒潮天气也频频出现，所以春季相对于其他季节风要更多、更强，沙尘天气发生更频繁。夏季近地面空气升温速度快，随高度递增形成一个温差很大的温度梯度层，造成垂直方向上的热对流不稳定，对流不稳定，近地层湍流加强，

梯度风就很容易形成局地的沙尘天气。

3.3.3 塔中与肖塘地表沙源粒度特征

沙漠地表沙样的粒度特征不但表征了一个区域的沉积环境或沙源^[4-5]，而且有助于我们对沙漠地区近地层动力学参数以及地—气相互作用物质传输的动力结构、物质特征的研究。本节以沙漠腹地塔中和北缘过渡带肖塘的地表沙粒为例，分析其粒度特征的差异，揭示沙漠腹地及边缘过渡带的下垫面物理特性的差异，给出沙漠腹地地—气相互作用发生的下垫面的独特性。

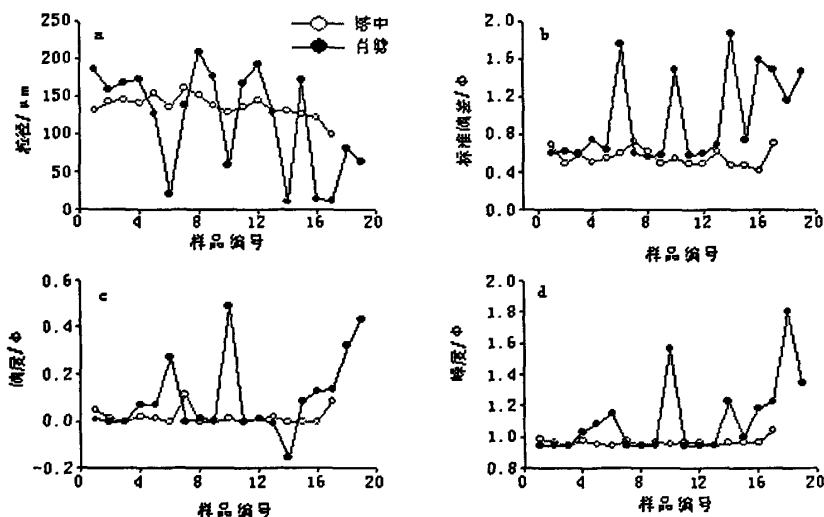


图 3.16 塔中与肖塘地表沙源粒度参数

(a、平均粒径；b、标准偏差；c、偏度；d、峰度)

由图 3.16 可知，塔中地区地表沙源的平均粒径主要集中在 130 左右 μm ，属于细砂范围，全部沙样的平均粒径为 $136\mu\text{m}$ ；标准偏差全在 1ϕ 以下，表明分布相对集中，分选情况好，且分布范围小，表明沙源具有单一性，沙源的均一性较好。肖塘沙漠过渡带的平均粒径差别很大，从 $15.6\sim 250\mu\text{m}$ 都有分布，是极细沙、粗粉沙、中粉沙的混合物。标准偏差比塔中地区的大，分选情况较差，沙源具有多样性。塔中沙漠地区的沙尘天气较多，除了春季的系统性沙尘暴以外，夏季也常常发生局地性沙尘暴，在风力的长期作用下，极细颗粒被风力搬运流失，遗留相对较粗颗粒较多，因此，分选情况良好。肖塘过渡带附近有国家胡杨林自然保护区，对于风力的营运和风化作用具有减弱效果，因此，分选情况较差。

由塔中和肖塘地表沙粒的偏度和峰度曲线可以看出，塔中地区的偏度大都接近对称，峰度属于中等，而肖塘地区的偏度大都为正偏，峰度值较高。这表明塔中地区的地表沙源粗细颗粒均等，分选较好；肖塘地区的地表沙源粗细颗粒较多，分选较差。

塔中地区与肖塘地区的地表沙源粒度参数特征的差异说明了塔中地区下垫面沙源均一性较好。

3.4 小结

本章对近 10 年来塔中及其周边轮台、库尔勒、喀什、若羌、民丰等地的气温、降水、风速和沙尘天气特征以及地表沙源的粒度特征进行了对比分析，结论如下：

(1) 塔中地区的年平均气温为 12.1°C ，气温年较差平均在 $33.0\sim 39.0^{\circ}\text{C}$ ；塔中地区年平均降水量在 25.9mm 左右，主要集中在 4 到 8 月，峰值一般出现在 6 月，春夏两季的降水量可占全年降水量的 90% 以上；比湿年际变化不大，月平均比湿的年内变化明显，月平均比湿的最大值出现在 7 月，在 $8.0\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右，最小值出现在 12 月，在 $1.3\text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右。

(2) 塔中地区常年和春夏季都盛行偏东风，而且起沙风向与盛行方向一致，其中 NNE、NE、ENE 和 E 四个风向占到年风向的 59.5%；近 10 年来塔中年浮尘、扬沙日数呈波动式上升趋势，年沙尘暴日数呈缓慢下降趋势。

(3) 塔中与其周边的绿洲相比具有以下气候特点：1999~2008 年塔中地区的年气温持续偏低，年内气温呈现两个极值即夏季为“暖区”，冬季为“冷湖”，气温年较差最大；沙漠腹地气候干旱，降水少于周边的绿洲，降水变率小；作为塔克拉玛干沙漠风速的分界区，塔中地区的年均风速在 $2.0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 左右，介于东西部之间，年内风速分布春、夏季较大，曲线峰度较宽。

(4) 塔中地区地表沙源粒径平均为 $136\mu\text{m}$ ，分选较好，偏度大多近于对称，峰度属于中等，下垫面均一性较好。

参考文献

- [1] 李江风. 塔克拉玛干沙漠和周边山区天气气候[M].北京:气象出版社,2003,201-281.
- [2] 凌裕泉. 塔克拉玛干沙漠的流场特征与风沙活动强度的关系[J]. 中国沙漠, 1988, 8:25-37.
- [3] 俎瑞平,张克存. 塔克拉玛干沙漠风况特征研究[J]. 干旱区地理. 2005, 28(2):167-171.
- [4] 吉启慧. 粒度分析在塔克拉玛干沙漠研究中的应用[J].中国沙漠,1996,16(2):173-179.
- [5] 杨前进. 沙尘暴沉降物的粒度特征及其环境意义[J]. 中国沙漠,2004, 24(1):47-50.

第四章 塔中大气边界层结构 及其动力学参数

沙漠边界层是沙漠地区大气的最底层, 由于塔中下垫面是独特的流动沙丘, 其沙丘类型复杂多样、流动性面积大、沙粒径小, 因此塔中大气边界层结构及其空气动力学参数与其它沙漠地区、干旱区或湿润地区相比, 存在一定的特殊性, 研究塔中沙漠大气边界层结构、空气动力学参数对丰富沙漠边界层观测事实、沙漠近地层地—气相互作用的研究有重要意义。

本章将借助塔中站 80m 铁塔梯度和 3000m 系留气艇探空系统提供的资料, 对塔中地区沙漠大气边界层结构特征进行详细分析, 计算该地区的空气动力学参数。

4.1 塔中近地层结构特征

近地层是大气边界层的一部分, 是指大气边界层中从地面向上几十米(厚度可达 50 m 至 100 m)的最底层^[1]。这一层直接受下垫面的影响, 气象要素的变化可以视为地—气相互作用的直接表现。本节将以塔中站 2006 年 4、7、10 月和 2007 年 1 月为代表的四季晴天各时次近地层平均风速、温度、湿度廓线为例, 分析沙漠近地层结构特征。

4.1.1 近地层风廓线

(1) 风速日变化

图 4.1 (a)、(b)、(c)、(d) 分别给出了塔中地区近地层春、夏、秋、冬四季晴天近地层各高度平均风速的日变化曲线。纵观四个季节的变化曲线, 可知塔中地区晴天近地层风速日变化有两个特点, 一是风速日变化存在两个峰值两个低值, 两个峰值分别出现在夜间和日间, 两个低值分别出现在凌晨和晚上, 沙漠风速存在半日波, 但风速大小和出现时间各季节又有差异; 二是在近地层

下层与上层有两种变化形态，下层是日间风速大于夜间，上层夜间风速大于日间，中间层较稳定，但各季节有差异。

春季近地层 20m 内白天风速大于夜间，32m 为风速转换层，47m~80m 的风速夜间大于白天。10m 高度上大风速出现在 16 时和 23 时，小风速出现在 12 时和 04 时，平均日最大与最小风速差为 $2.9 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ；32m 转换层上大风速和小风速出现时间分别为 01 时、19 时和 05 时、22 时，平均日最大与最小风速差为 $2.7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，47m~80m 平均日最大与最小风速差为 $3.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。总体上看，低层、高层以及转换层中风速的日变幅比较接近。

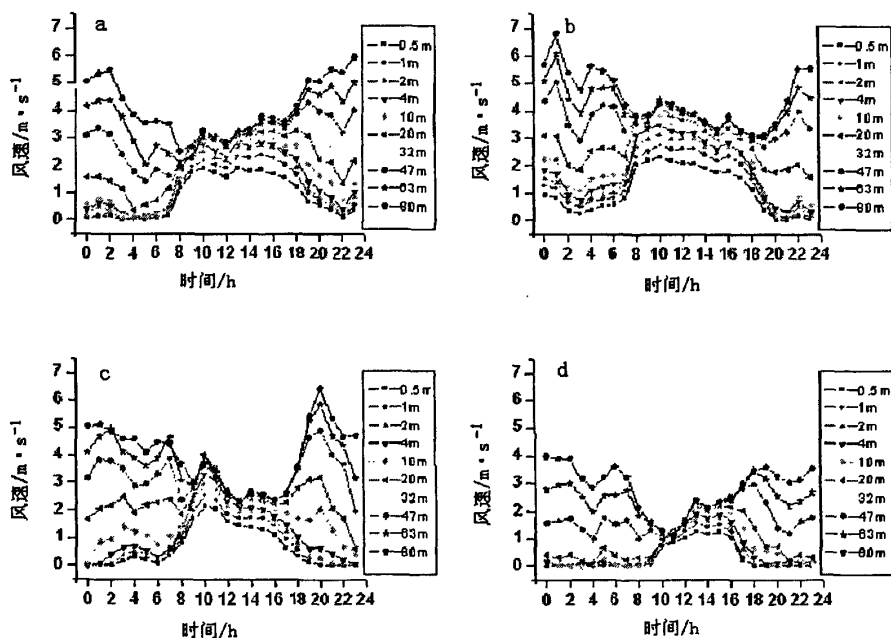


图 4.1 塔中近地层春 (a)、夏 (b)、秋 (c)、冬 (d) 四季风速的日变化 (附彩图)

与春季相似，夏季从 0.5m 到 20m 间大风速分别出现在夜间 01 时和白天 10 时，小风速分别出现在夜间 20 时和 02 时。由 10m 向下，白天风速比夜间大的趋势逐渐减弱。32m 以上的风速则与低层呈现完全相反的状态，夜间比白天的平均风速大，80m 高度上大风速出现在 10 时和 01 时，而小风速出现在 03 时和 18 时。32m 高度为风速的转换层，大风速出现在 10 时和 01 时，15 时和 23 时为小风速，平均日最大风速与最小风速相差仅 $1.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。这一差值比 10m 以下和

47m~80m 两层小。

秋季平均风速也呈现出了低层风速白天大于夜间，高层风速白天小于夜间的特征。但与夏季相比，秋季总体平均风速略小一点，此外，低层风速白天比夜间大的特点只有在 10m 以下各层出现。秋季，20m~32m 之间的风速日变化幅度与低层和高层相比略小，属于风速在垂直高度上的转换层。从曲线形态看，风速仍然是保持越往高处风速越大的趋势，但秋季白天十个层次上的曲线之间比夏季排列的更紧密些。

从总体上看，冬季各高度的风速值都偏小，整个 80m 近地层风速均小于 $4.0\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ，尤其是在 10m 高度以下，白天风速维持在 $1.4\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 左右，夜间基本都在 $0.5\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下。平均风速白天比夜间大的特点出现在 32m 以下的近地层，大风速一般出现在白天 13 时和凌晨 05 时，小风速出现时间则为 21 时和 08 时，与夏季相比，转换层高度由 32m 上升到 47m。63m~80m 夜间平均风速大于白天。

(2) 风速廓线

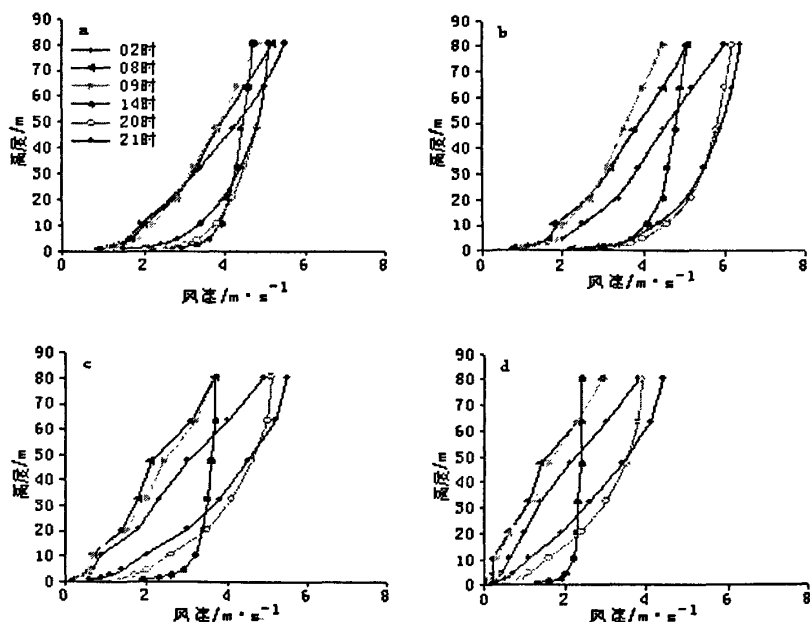


图 4.2 塔中春 (a)、夏 (b)、秋 (c)、冬 (d) 四季的风速廓线 (附彩图)

图 4.2 给出了塔中春、夏、秋、冬四季 02、08、09、14、20 和 21 时的近地

层风速廓线。如图所示，塔中四季的风速廓线规律比较相似，都明显地分为两组风速廓线型：夜间稳定层结和白天不稳定层结。夜间由于近地面层出现逆温，大气层结比较稳定，温度分布不利于湍流运动的发展，湍流交换微弱而使风速切变增大，因此风速随高度增大而增加。白天由于受到太阳辐射影响，近地层大气处于不稳定状态，随着不稳定度的增大，湍流混合作用因热力不稳定而不断加强，由于上下层之间动量交换被增大的结果使得风速切变不断减小，因此风廓线主要弯向风速轴。09 时和 21 时具有非常明显的过渡类型特点。

4.1.2 近地层温度廓线

图 4.3 为塔中春、夏、秋、冬四季 02、08、09、14、20 和 21 时的温度廓线。如图所示，春、夏、秋、冬四季的温度廓线有很好的日变化规律，基本上可以分为夜间辐射型、早上过渡型、白天日射型和傍晚过渡型四种类型。

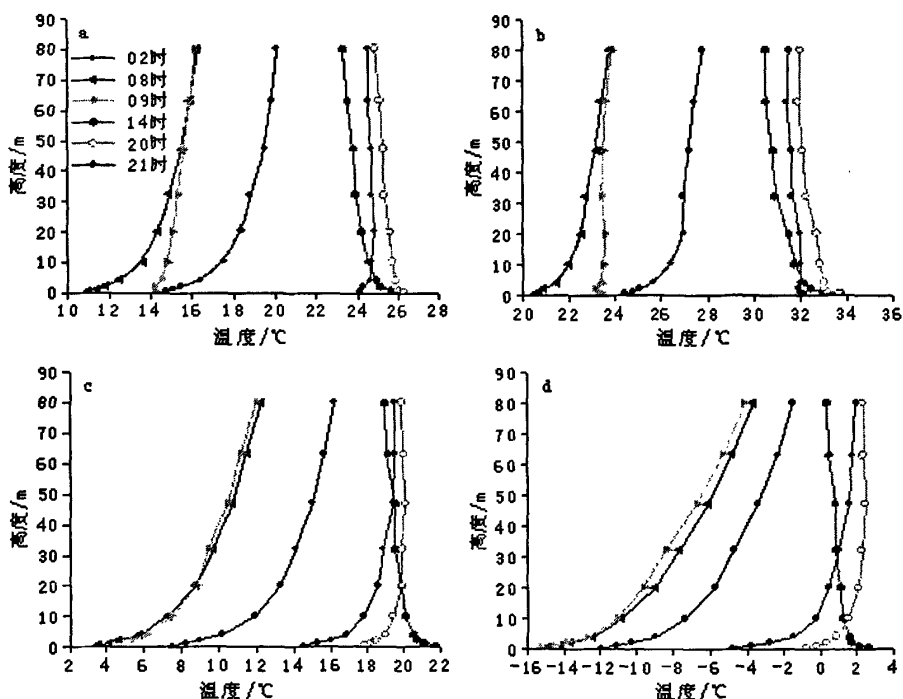


图 4.3 塔中春 (a)、夏 (b)、秋 (c)、冬 (d) 四季近地层温度廓线 (附彩图)

夜间由于地面辐射冷却，近地层大气温度随高度增高而增大，呈逆温特征，

大气层结稳定。而近地层这种稳定的逆温分布阻碍了湍流运动的发展,使得湍流混合作用减弱,热量不能很快地传到地表,致使近地层温差较大。四季廓线的分布规律基本相同,只是高、低层温度差春、夏季小于秋、冬季,温差冬季最大,夏季最小。

早上 09 时左右为过渡型温度廓线。清晨日出后,太阳辐射加强,地面辐射平衡很快由负转为正,地面开始迅速增温并破坏了近地层的逆温分布,这个破坏过程逐渐地由低层到上层。从 4.3 夏季 09 时的廓线可看出在贴地层 2m 高度处存在一拐点,拐点之下由于受到太阳辐射影响,已经慢慢进入白天的日射型,而拐点以上还处于夜间的辐射型状态。春、秋、冬三季的过渡时间要比夏季晚,由图中可知,春季 09 时廓线已有过渡型廓线的迹象,而秋冬季此时的廓线还处于夜间的辐射型状态。

09 时~20 时的温度廓线为白天日射型。日间由于地面辐射平衡为正,地面温度急剧上升,热量由地面输向近地层气层中,因此,温度随高度增加而减小,近地层 80m 内大气处于超绝热不稳定状态。由于热力不稳定被加强的结果而使得湍流混合增强,上下层之间的热量交换增多且其分布逐渐趋于均匀,因而温度梯度随高度增加而减小的速度较快。四季 14 时温度廓线基本相似,但秋、冬季 20 时廓线已经提前转为傍晚过渡型。

到了 21 时,温度廓线进入傍晚过渡型,其形态介于日射型和辐射型之间。因为,午后随着太阳高度不断变小,地面辐射平衡很快下降,下垫面迅速冷却,于是紧贴地面的气温也随之下降。但是在上层的大气还保持着日间增温的形式,此时下层大气已经进入夜间的辐射型,而上层大气仍然为白天的日射型。这种特征在春夏季的温度廓线中表现的较为明显,秋、冬季此时的温度廓线已经转为夜间辐射型。

4.1.3 近地层比湿廓线

图 4.4 为塔中春、夏、秋、冬四季 02、08、14、20 时、09 和 21 时的比湿廓线。由图可知,除了冬季之外,其它的三个季节,近地层平均比湿廓线一个最

大的特点是几乎全天内所有时段的廓线都有一个极小值，极小值出现高度以上比湿随高度增加而增大，廓线呈逆湿特征，极小值出现高度以下比湿随高度增加而减小，但这个极小值出现的高度昼夜有所不同。

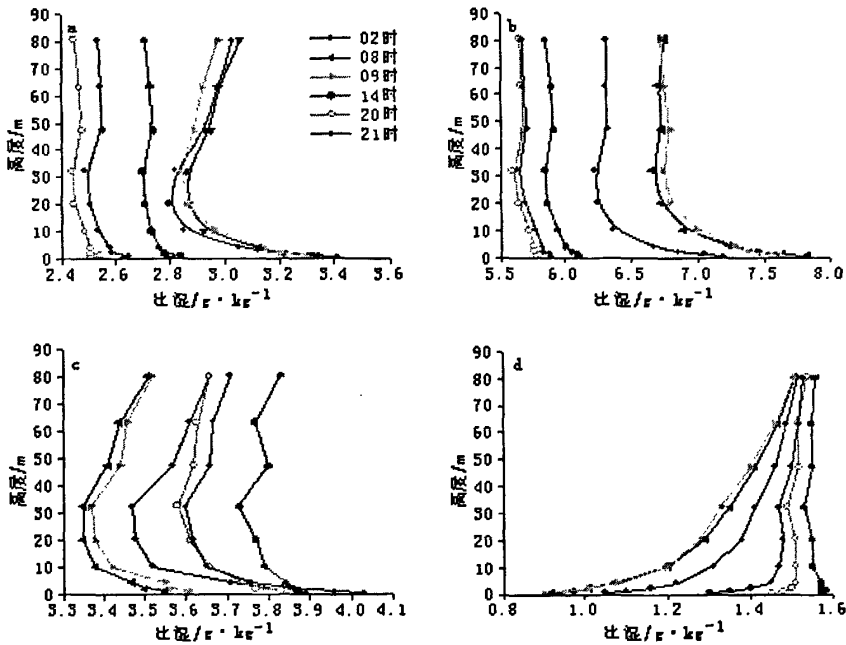


图 4.4 塔中春 (a)、夏 (b)、秋 (c)、冬 (d) 四季近地层比湿廓线 (附彩图)

春、夏、秋三季夜间 (2 时~08 时) 在近地层 20m 内比湿随高度增高急剧减小；其以上比湿随高度又逐渐递增。白天 (08 时~20 时)，近地层比湿廓线的拐点 (极小值) 比夜间有所上升，出现在 30 m 左右高度；在午前，拐点高度约为 20m；从而在 20~30 m 之间形成了一个等湿层。夏季在 20~30 m 的等湿层几乎每天都存在，这种现象可能与梯度铁塔所处位置的下凹复合型沙漠地形有关。

秋季比湿廓线的等湿层在近地层 20~30m 高度，在 30m 以上高度大气全天都处于逆湿状态，比湿随高度增加而增大，且逆湿强度明显比夏季强；比湿极小值大都出现在 30 m 左右，30 m 以下高度比湿随着高度增大而快速减小。

冬季的比湿与其他季节相比最大的特点就是 14 时除外的其他 5 个时次都随着高度的上升而逐渐增大，处于逆湿状态，这和其他季节规律相反。14 时近地

层 80m 内的比湿变化幅度很小，比湿约为 $1.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右。

近地层存在逆湿现象是干旱荒漠地区特有的现象，在黑河试验区的戈壁以及鼎新戈壁，都发现了近地层逆湿现象的存在^[4-7]，但在具体分布上与塔中地区的近地层逆湿有一定的差别。黑河试验区戈壁逆的湿现象多出现在白天，而塔中地区几乎是全天在不同高度都存在逆湿现象；鼎新戈壁春、夏、秋三季多逆湿现象，冬季近地面 8m 以上无逆湿，塔中地区冬季几乎全天整个近地层都是逆湿；黑河试验区戈壁与鼎新戈壁近地层比湿廓线的拐点多在 10m 以下，塔中地区近地层比湿廓线的拐点多在 20~30m 之间。这些差异应该是下垫面及周围环境的不同引起的。

总体上，塔中夏季的比湿较大，最大接近 $7.8 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ；冬季属于干冷季节，比湿很小；春秋季节属于过渡季节，秋季的湿度比春季约大 $0.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。

4.2 塔中大气边界层结构特征

表 4.1 塔中地区四季系留气艇探空观测试验概况

季节	冬季	春季	夏季	秋季
试验时间	1 月 17~26 日	4 月 17~23 日	7 月 12~26 日	10 月 11~20 日
施放次数	51 次	18 次	37 次	61 次
最大高度 (m)	1849	1270	1800	2000
最小高度 (m)	500	350	301	120
备注	地面有稳定积雪	4 月 19~20 日 沙尘暴未观测	7 月 17~22 日 沙尘暴未观测	

以上对塔中地区的近地层风、温、湿廓线进行了分析，为了更好了解沙漠腹地大气边界层的结构，我们利用系留气艇于 2008 年 1 月、4 月、7 月、10 月在塔中地区进行了四次观测试验，试验概况见表 4.1。文中风(不含风向)、温、湿以及臭氧的垂直廓线均为各季节同一时次或相近时次的平均，如没有说明，文中所用资料皆为天气晴好或无明显天气过程时的数据。

4.2.1 边界层风垂直结构

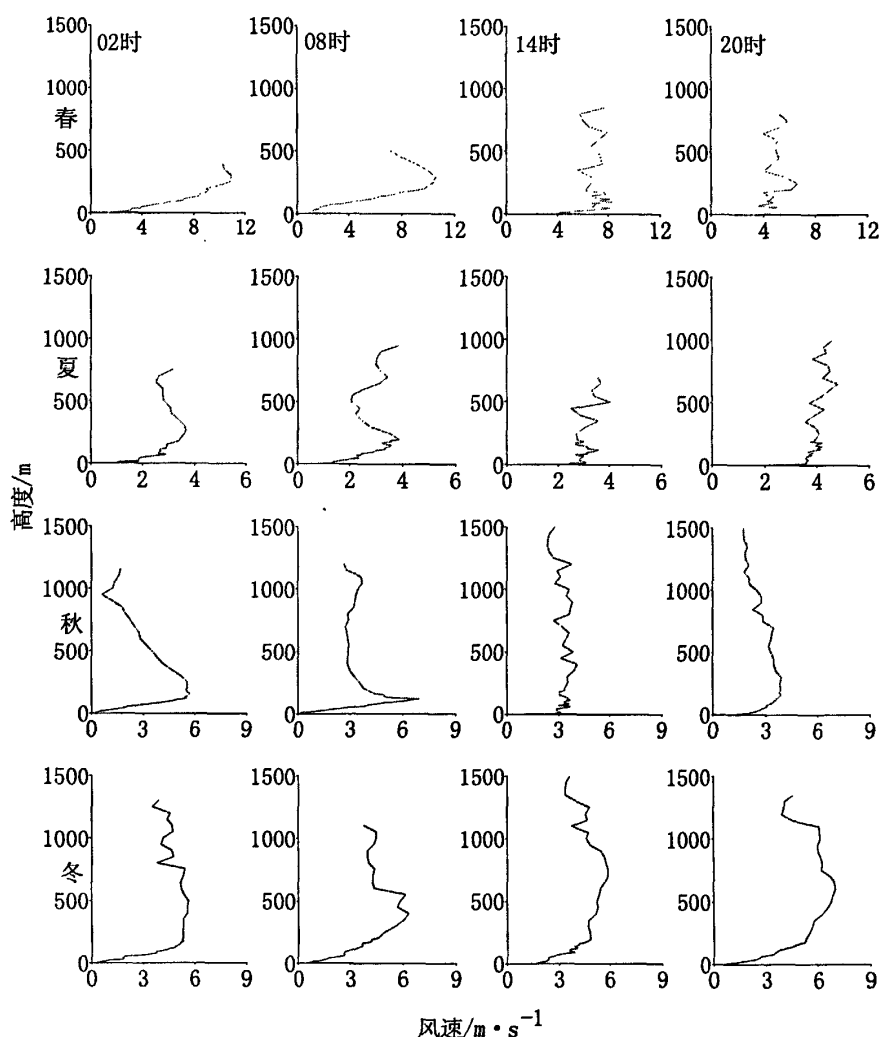


图 4.5 塔中地区春、夏、秋、冬四季风速廓线

图 4.5 给出了塔中地区春、夏、秋、冬四季观测期间 02 时、08 时、14 时、20 时的平均风速廓线。从日变化来说，四季的 02 时、08 时由于层结相对稳定都存在着明显的风速切变，分别在 200~300m 左右出现拐点，然后风速随高度的增大而波动减小；冬季除外，其他三季 14 时、20 时的风速从地面到高空的变化幅度较小，没有明显的拐点，冬季 14 时、20 时的风速廓线与 02 时、08 时的相似，表明冬季低层 500m 左右存在风切变区。从季节变化来看，沙漠腹地春季

与秋季 02 时、08 时风速的拐点高度较低, 春季在 300m 左右, 秋季在 140m 左右, 风速的拐点值较大, 风速递增率较大; 夏季与冬季 02 时、08 时风速的拐点值较小, 风速的递增率小。春、夏、秋三季的 14 时风速变化趋势相似, 随高度的增加, 风速没有出现明显的切变, 但冬季由于层结较为稳定, 14 时的风廓线与四季 02 时、08 时的相似; 20 时的风廓线可划分为春、夏季型和秋、冬季型, 春、夏季型风廓线没有明显变化, 秋、冬季型风廓线有明显的拐点, 切变高度在 200~500m。

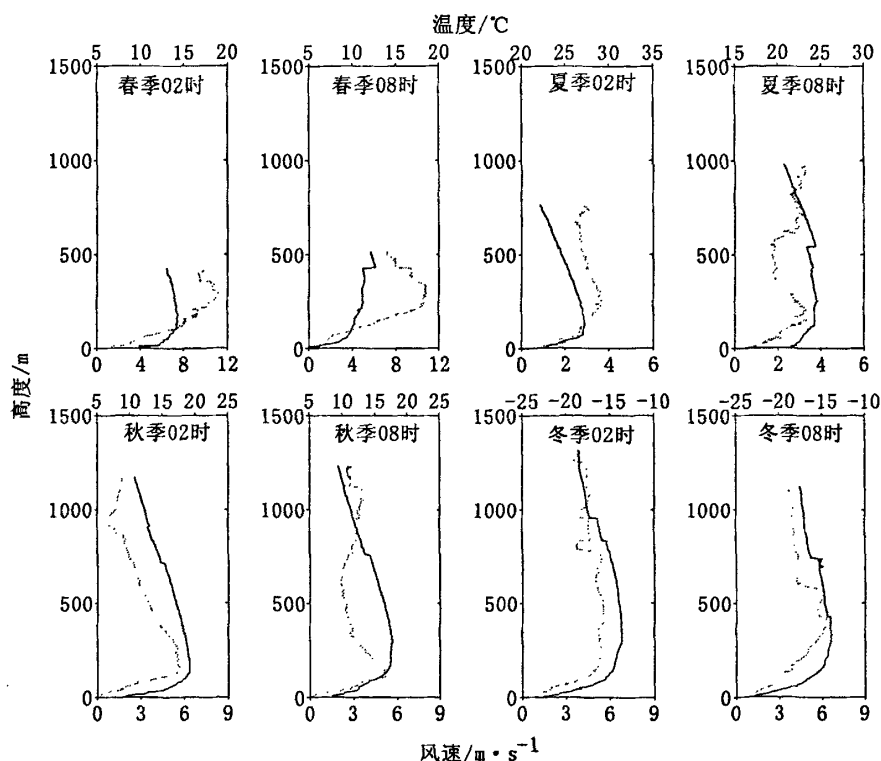


图 4.6 塔中地区春、夏、秋、冬四季 02 时和 08 时风速(虚线)与温度(实线)

风速的变化与温度层结有密切的关系, 图 4.6 为春、夏、秋、冬四季观测期间 02 时和 08 时风速(虚线)与温度(实线)廓线。由图可知, 除春季外, 风速的变化与温度变化有着很好的对应关系, 风速廓线的拐点对应着逆温层的高度, 逆温层以下风速随高度的增长而变大, 逆温层以上风速随高度减小。这主要是因为夜间与清晨沙漠地区的下垫面急剧降温, 形成逆温层, 逆温层内部温

度的梯度变化很大, 聚集了大量能量, 形成强烈的低空对流, 使得从地面到逆温层顶这一高度风速较大。

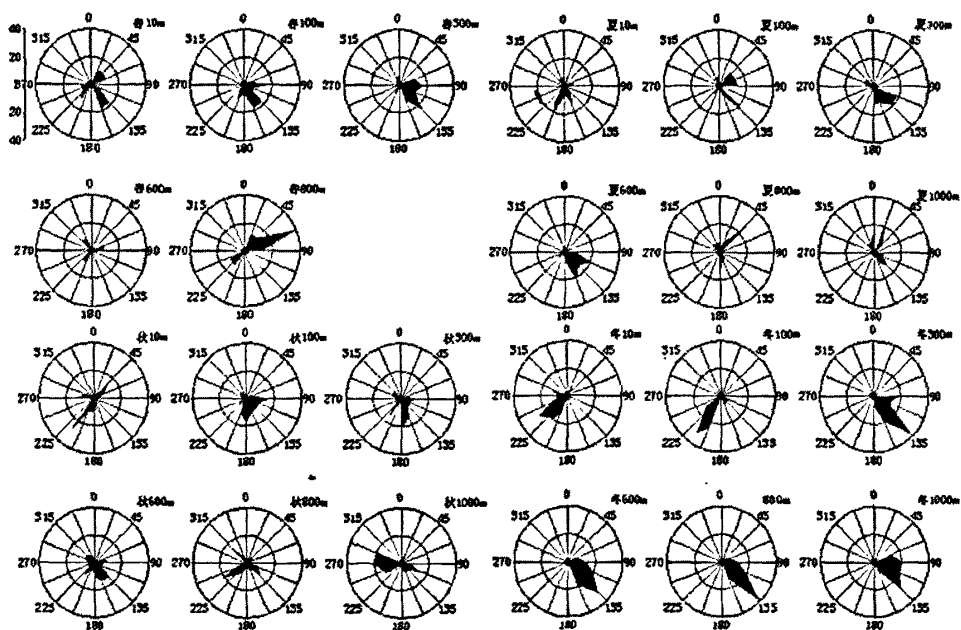


图 4.7 塔中地区春、夏、秋、冬四季不同高度的风向玫瑰图

图 4.7 给出了观测期间沙漠腹地春、夏、秋冬四季不同高度的风向频率图。由图可知, 春天时, 近地层(10m、100m)风向远不如冬季的稳定少变, 东北风、东南风、西南风都有出现, 随着高度上升, 西南风出现频率减少, 东南风和东北风出现的频率增大。夏季近地层(10m、100m)风向同样多变, 西北风、东北风、东南风以及西南风都有出现, 只是西南风出现的频率远不如冬春两季的大, 300m、600m 以东南风为主, 800m、1000m 东南风减少。秋季近地层(10m、100m)风向以偏南风为主, 300m 和 600m 仍以东南风占优势, 800m、1000m 时, 东南风减少, 偏西风占主导。冬季沙漠腹地的近地层(10m、100m)风向主要为西南风, 随着高度的上升, 主风向逐渐转变为东南风。沙漠腹地近地层的风向冬、秋季以西南风为主, 春、夏风向多变, 东北风、东南风以及西南风都有出现。沙漠腹地的高空风冬、春、夏三季都以偏东风为主, 这与整个塔克拉玛干沙漠区域的年盛行风向一致。

4.2.2 边界层温度廓线

图 4.8 给出了观测期间塔中沙漠春、夏、秋、冬四季 02 时、08 时、14 时和 20 时四个时次的平均温度廓线。由日变化来看, 沙漠腹地四季的 02 时与 08 时都出现了逆温现象, 且都为接地逆温; 观测期间沙漠腹地 14 时、20 时的温度除冬季有逆温外 (这一现象应该为地面积雪所致), 都随高度线性递减; 白天升温快, 下午降温慢, 有滞后作用, 例如夏季 20 时沙漠腹地近地面的温度仍然很高。

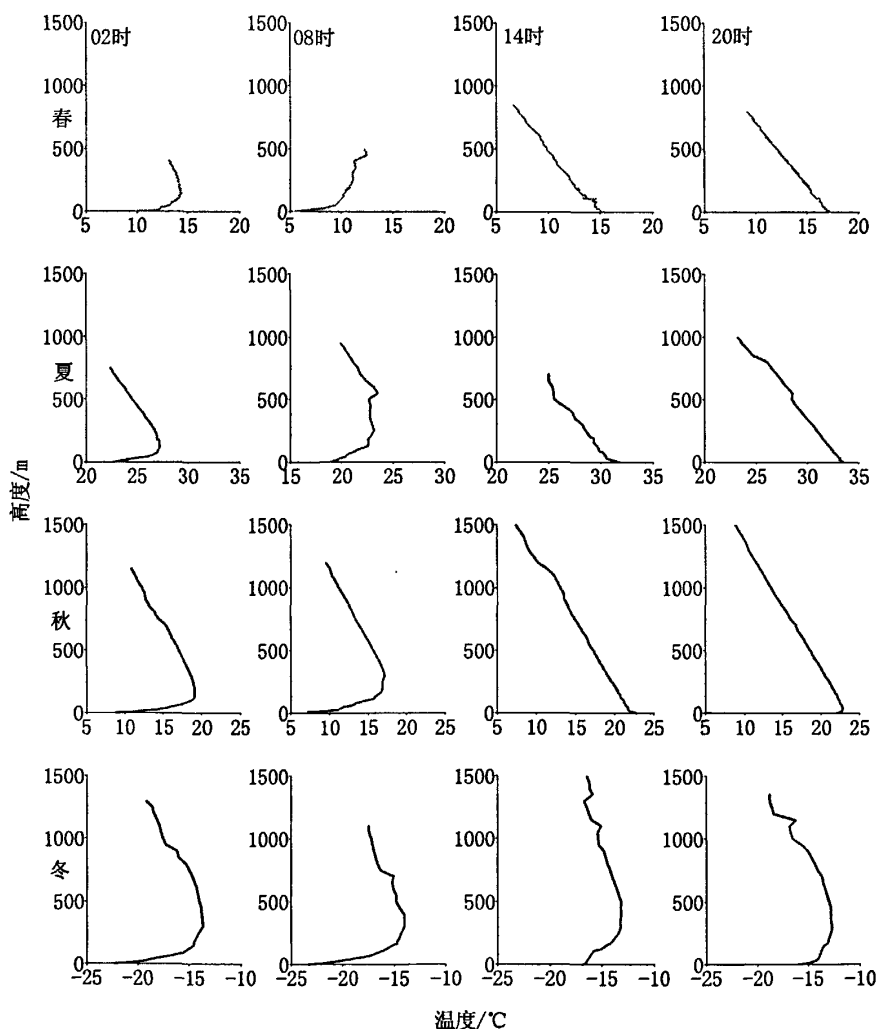


图 4.8 塔中地区春、夏、秋、冬四季温度廓线

从季节变化来看, 冬季的 02 时、08 时的逆温层最厚, 逆温强度最大, 其他

三季 02 时、08 时对应的逆温层厚度和逆温强度相差不大；春、夏、秋三季 14 时、20 时的温度递减率都在 $1^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ 左右；近地层气温夏季最高，其次为秋季、春季；冬季的 14 时、20 时有逆温现象。

表 4.2 为塔中沙漠春、夏、秋、冬四季的平均逆温特征统计。由表可知，沙漠腹地四季的 02、08 时，冬季的 14 时、20 时都有逆温现象出现，秋季 20 时的逆温较弱，出现频率夏季 08 时为 75%，其他为 100%。

表 4.2 塔中地区春夏秋冬四季逆温特征

逆温参数	季节	02 时	08 时	14 时	20 时
逆温出现频率 (%)	春季	100	100	0	0
	夏季	100	75	0	0
	秋季	100	100	0	100
	冬季	100	100	100	100
逆温层顶高度 (m)	春季	141	235	0	0
	夏季	166	199	0	0
	秋季	173	205	0	47
	冬季	417	304	370	285
逆温强度 ($^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$)	春季	2.5	3.7	0.0	0.0
	夏季	3.7	3.2	0.0	0.0
	秋季	6.7	4.5	0.0	3.3
	冬季	2.3	3.4	1.3	1.2

在出现逆温现象的时次，逆温层顶的最大高度出现在冬季的 02 时，为 417m，最小高度出现在秋季的 20 时，仅为 47m，逆温层底全都为地面即塔中地区的逆温全为接地逆温，逆温层平均厚度为 225m；逆温强度最大出现在秋季的 02 时，高达 $6.7^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ ，最小出现在冬季的 20 时，为 $1.2^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ ，四季的平均逆温强度为 $3.8^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ 。

塔中地区的逆温特征与城市地区的差异很大^[8]，与敦煌荒漠戈壁以及蒙古半干旱荒漠草原地区在逆温强度上也有着显著差别^[9-10]，敦煌荒漠戈壁夏季的日最大逆温强度在 $1.0 \sim 1.2^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ 左右，蒙古半干旱荒漠草原地区春季晴日的日最大逆温强度为 $1.9^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ ，塔中地区春夏季的逆温强度都在 $2.5^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ ，逆温强度比我国其他干旱半干旱区域的明显偏大。

4.2.3 边界层比湿廓线

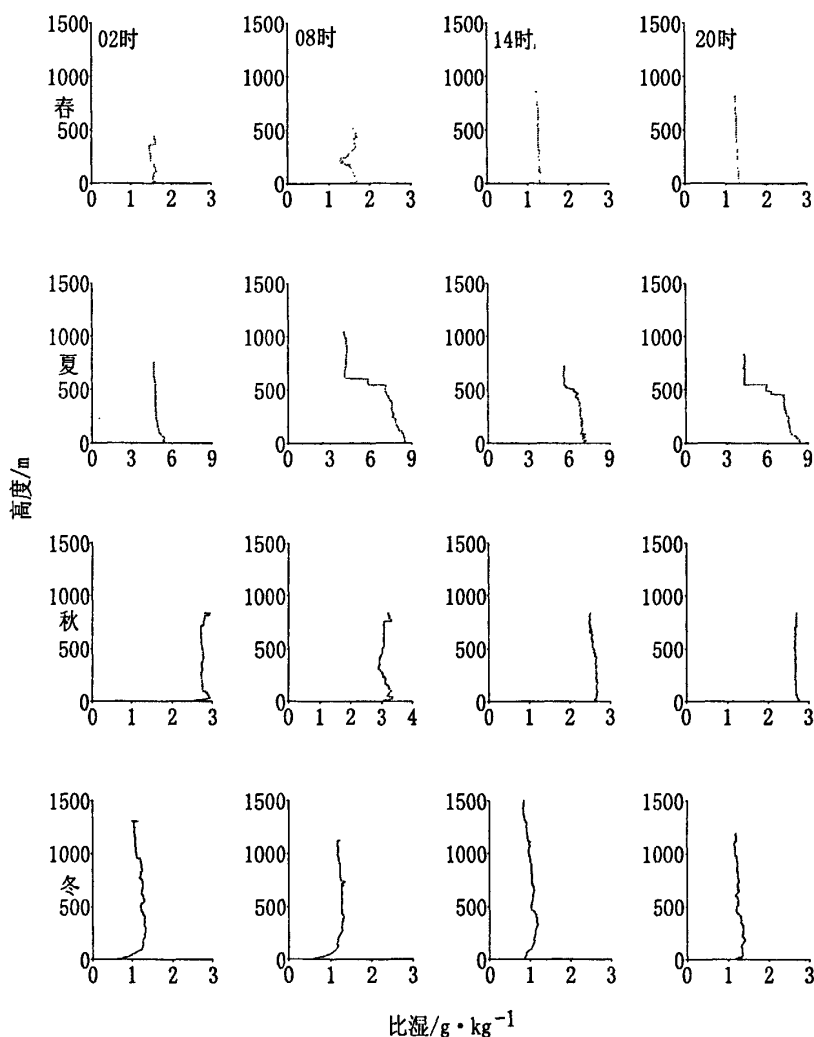


图 4.9 塔中地区春、夏、秋、冬四季比湿廓线

图 4.9 是塔中地区四季观测期间的边界层比湿廓线。从日变化来看，塔中地区边界层比湿廓线在 02 时、08 时春、秋、冬季会出现逆湿现象，区别只是出现的高度不同；14 时、20 时虽然有时也出现逆湿现象，但逆湿强度普遍较弱。逆湿气层的存在，是沙漠地区大气边界层的一个重要特点。白天沙漠地区湍流混合较强，使近地面层湿度分布较均匀；夜间近地面层大气较稳定，湍流交换较弱，上下层水汽输送受到限制。这也说明了沙漠地区边界层大气湿度白天以地

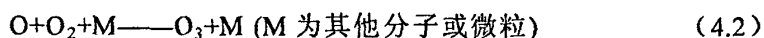
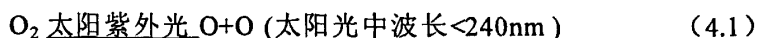
表蒸发为主，而夜间以水平平流输送为主。

在整个边界层，夏季的比湿最大，可以达到 $8.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ，其次是秋季，在 $3.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右，春季较小，在 $1.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右，冬季比湿最小，均在 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右。这一观测结果与塔中近地层湿度变化特征一致，也与内蒙古干旱荒漠草原和敦煌戈壁的观测结果一致^[9-10]。夏季是沙漠中降水最多的季节，空气中水汽含量大，所以比湿在全年中最大，冬季塔克拉玛干沙漠处于极地大陆气团的控制和影响，气候寒冷干燥，空气中湿度为全年最低，春秋二季为过渡时期，空气湿度居于夏冬季之间。

4.2.4 边界层臭氧廓线

臭氧(O_3)是一种痕量反应性气体，对地球上的生物有着重要影响，也是大气环境监测的一项重要内容。平流层臭氧吸收大部分对生命(包括人类)有伤害作用的太阳紫外辐射，也是中层大气的重要热源；对流层臭氧起着温室气体的作用，并且作为强氧化剂，积极参与对流层的许多化学过程，是光化学烟雾的发起者，影响大气环境质量。自 19 世纪 40 年代洛杉矶光化学烟雾被发现以来，与光化学烟雾联系密切的近地面臭氧污染逐渐成为人们关注的大气环境问题^[11-12]，特别是在对流层已经发现大气臭氧在某些地区呈现出增长趋势^[13-15]。而且大气边界层臭氧作为一种二次污染物，其浓度过高会对人体健康和生态系统造成损害^[16-17]。

大气中的臭氧是由氧受太阳紫外光照射后产生的：



大气中的一些氧分子吸收一定波长的太阳光紫外线，被分裂为单个的氧原子，单个的氧原子与氧分子再与其它分子一起进行“三体碰撞”，会释放出一定的能量，产生臭氧。所以臭氧垂直廓线的变化对地球环境、气候模型和大气光学有着重大影响，对大气边界层中的臭氧进行研究具有重要意义。沙漠边界层臭氧的浓度变化至今未见报道。

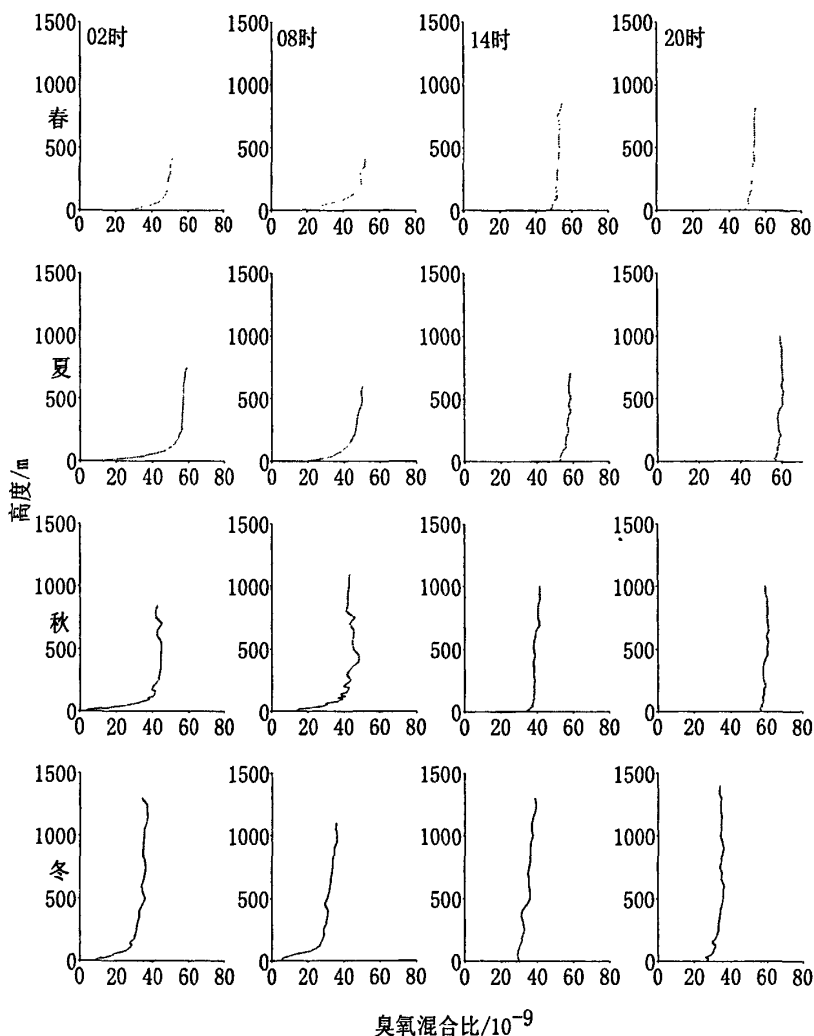


图 4.10 塔中地区春、夏、秋、冬四季臭氧廓线

图 4.10 给出了塔中沙漠春、夏、秋、冬四季 02 时、08 时、14 时、20 时的 O_3 平均浓度垂直廓线。由图可以看出，沙漠地区的臭氧浓度有明显的日变化和季节变化特征。从 O_3 廓线日变化来看，沙漠腹地四季 02 时、08 时的 O_3 浓度随高度上升而呈增大趋势，到达 100m 以上增速减缓，变率不大；14 时、20 时臭氧浓度随着高度递增，但是递增率不大；14 时、20 时 O_3 浓度高于 02 时、08 时的 O_3 浓度。从季节变化来看，臭氧浓度值冬季最小，夏季最大，夏季最大在 60×10^{-9} 左右，冬季则低于 40×10^{-9} ，远比上海地区的实际观测值小^[18]，这是由于沙漠区几乎不存在污染引起的光化学反应造成近地层 O_3 浓度增大。沙漠地区大

气边界层臭氧浓度的分布特征与太阳辐射以及温度层结有着密切联系。沙漠腹地四季的 02 时、08 时都有逆温现象出现,逆温层使得自由大气中 O_3 浓度较高的气团很难进入近地面的边界层内,所以逆温层顶以下臭氧浓度较低,这种情形与 Mickle 等人在北极观测到的现象是一致的^[19];白天时,太阳辐射促进生成臭氧产生的光化学反应的进行,因此白天的臭氧浓度明显大于夜间;又白天空气运动强烈,所以臭氧混合比较均匀,垂直变化幅度不大。同样,夏季为沙漠地区一年中太阳辐射最强的季节,冬季为最弱的季节,所以夏季臭氧浓度的值最大,冬季最小。

4.2.5 边界层高度的估算

边界层高度是影响大气边界层结构的一个非常重要的参数,其主要受大气层结和下垫面的影响。在数值模式中描述湍流、边界层参数化、污染物的混合、垂直扩散问题、大气边界层稳定度以及边界层本身结构等研究中都要涉及到边界层高度^[20]。目前,用实测资料确定边界层高度的方法,多数是从大气边界层的定义出发。有风速极值法^[21]、湍流能量法^[22]、廓线法^[23-24]等。系留气艇探空在沙漠腹地边界层高度上受到很大的限制,获取沙漠大气边界层高度实测资是非常艰难的。为此本文通过利用地面气象观测资料求混合层厚度和系留气艇获得的位温廓线相结合来求取塔中地区沙漠边界层的高度。由于沙漠地表加热作用,促使大气增温引起对流,从而使上、下层空气强烈混合,大气层结趋近于绝热递减率,此层大气称为混合层,其高度称混合层高度(或厚度)^[25]。通常认为:大气层结中性和不稳定时的混合层高度和大气边界层高度是一致的,但是当层结稳定时,它表示层内下部发生湍流混合的厚度,这时它比边界层的实际高度要低。为此,夜间 23 时、02 时、05 时(冬季为 20 时、23 时、02 时、05 时、08 时)的边界层高度,我们利用 2008 年四季系留气艇观测试验所得到的位温廓线来确定,即取贴地逆位温层顶部为边界层高度。我国国家技术标准规定提供了一个比较实用的混合层高度计算方法^[26]方法是从 Ekman 层厚度的定义出发,使用地表层湍流交换系数得到的混合层厚度诊断公式。实用标准法用起来容易、

方便, 所需要的风速和云量资料都属于常规观测资料, 很容易获得。其公式具体如下:

当大气稳定度为 A、B、C、D 时,

$$L_b = a_s \times u_{10}/f \quad (4.3)$$

大气稳定度为 E、F 时,

$$L_b = b_s \times \sqrt{u_{10}/f} \quad (4.4)$$

式中, L_b 为混合层高度; u_{10} 为观测期间塔中气象站同步观测的 10m 高度处 10 分钟平均风速, 大于 $6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时取 $6\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$; a_s 、 b_s 为混合层系数, 随大气稳定度变化; f 为塔中地区的地转参数。

大气稳定度等级采用修订帕斯奎尔(Psquill)稳定度分级法, 分为强不稳定、不稳定、弱不稳定、中性、较稳定和稳定六级, 分别表示为 A、B、C、D、E、F。确定等级时首先由云量和太阳高度角查出太阳辐射等级数, 再由太阳辐射等级数与地面风速查找。

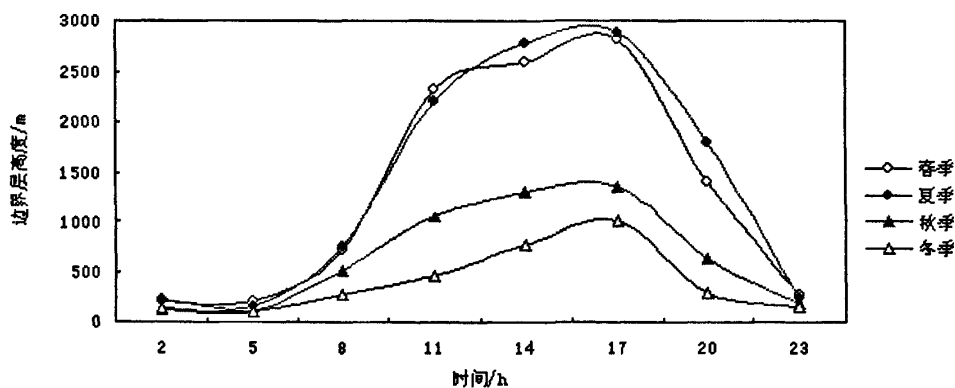


图 4.11 塔中地区春、夏、秋、冬四季边界层的高度

稳定度等级, 具体计算方法见文献^[26]。图 4.11 是根据观测的数据资料, 利用实用标准法和廓线法相结合估算出来的塔中地区春、夏、秋、冬四季观测期间边界层高度的平均日变化。由图可知, 边界层厚度有着显著的日变化和季节变化特征。一日中, 边界层厚度的极小值出现在 05 时即当地时间的 02 点 35 分左右, 仅为 95m, 极大值出现在午后 17 时即当地时间的 14 时 35 分左右, 高达

2884m；夜间边界层厚度小于白天的厚度，塔中地区四季的夜间边界层厚度平均都在 200m 左右，白天边界层平均厚度约为 1485m 以上。

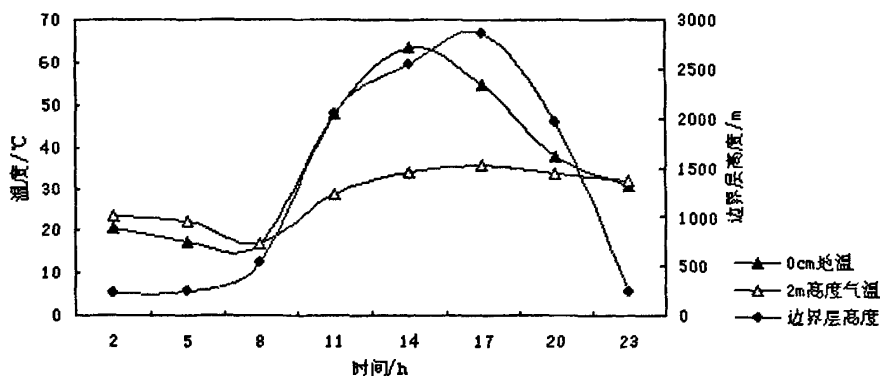


图 4.12 塔中夏季典型晴天（2007 年 7 月 14 日）边界层厚度与
2m 气温、0cm 地温的日变化

一年之中，夏季边界层厚度最大，冬季最小，春、夏季沙漠地区午后边界层厚度接近 3000m，而秋、冬季却只有 1300m 和 990m。图 4.12 为塔中 2007 年 7 月 14 日典型晴天时边界层厚度与 2m 高度气温、0cm 地温的日变化。如图所示，边界层厚度日变化显著，在午后 17 时（当地 14 时 25 分）达到一天中的极大值，约为 2840m；这是由于在日出后，太阳辐射的强力加热，地面快速增温，随着时间增长，在近地层，形成强烈的温度递减层结。热力湍流越来越强，使热量输送更为强烈，上层大气也不断增温，使不稳定区愈来愈厚，其中各种物理量在铅直方向充分混合而均匀化，混合成顶也愈来愈高。与此相对应，2m 高度的气温也在此时达到一天中的最大值，0cm 地温也较高，可见近地层的日输送，对边界层厚度变化的影响是十分重要的。2m 高度气温和 0cm 地温的最小值并不与边界层的最小高度一致，这可能是由于热量输送滞后效应造成边界层顶最大高度的出现时间落后于温度最高时刻。一天中边界层的最小高度出现在凌晨之前的下半夜，大约只有 250m。夜间边界层厚度小，这是因为日落后地面辐射平衡为负，长波辐射导致地面冷却，地面温度低于空气温度，而形成逆温层，且随时间增长逆温厚度越来越大。这个逆温层顶的高度就是夜间边界层的厚度，

且比白天低

已有的研究认为白天对流边界层厚度一般为 1000m 量级，夜间稳定边界层的厚度为 100~200m 量级^[1]，而塔中地区实际观测到白天的边界层厚度冬季可达 1000m，秋季可达 1500m；白天边界层平均厚度约为 1485m 以上，夜间边界层厚度平均都在 200m 左右，最底不足 100m。根据推算得出春、夏季沙漠白天边界层厚度接近 3000m，沙漠最大边界层厚度有待释放探空气球确定。

表 4.3 各地边界层高度

作者	试验地点	最大高度 (m)	最小高度 (m)
本文	塔中	夏季 2884	秋季 95
张强	敦煌	夏季 4150	-
周明煜	青藏高原昌都、当雄、 改则	2000 左右	-
王俊勤	张掖市戈壁荒漠	夏季 2000	-
蔡新玲	西安	夏季 1452	冬季 152

表 4.3 列出了各地边界层的高度，由表可知张掖与青藏高原昌都、当雄、改则等地的边界层最大高度较为接近，都在 2000m 左右^[27-28]；而敦煌地区的最大边界层厚度达到了 4150m^[29]，比塔中地区高出一千多米；西安市的最小，仅有 1452m^[30]。青藏高原、西安与塔克拉玛干沙漠地区的气候和环境差异大^[31]，其大气边界层厚度存在差异比较容易理解。那么同在西北干旱区的塔克拉玛干沙漠与张掖荒漠、敦煌荒漠之间为何出现相差如此悬殊的大气边界层厚度？比较分析表明在气候上，张掖地区的年平均降水量一般在 150mm 左右^[32]，而塔中和敦煌地区的年平均降水量为 20~30mm；地表热量通量而言，张掖地区荒漠中，感热通量中午最大仅达到 $300\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右^[33]，塔中地区夏季晴天感热通量最大为 $400\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右，敦煌沙漠夏季 6、7 月晴天感热通量最大值达到 $600\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右^[34]。由此可见，塔克拉玛干沙漠腹地地表输送到大气中的感热通量比张掖地区荒漠大，敦煌地区沙漠地表输送到大气中的感热通量又比塔中地区大，输

送到大气中的感热通量越大,湍流混合层越深,大气边界层的高度也越大。

本文只是对塔中地区的沙漠边界层厚度进行了初步的探讨,实际上边界层高度是一个很复杂的问题,它时刻随着天气条件、气象要素以及湍流的变化而演变。

4.3 塔中近地层风廓线拟合

风速随高度变化的曲线拟合对于通过低层风速来了解高层风速的变化规律以及对风能评估有着重要意义。对塔中沙漠近地层风速廓线进行拟合,可以帮助我们进一步了解沙漠大气边界层结构及地—气相互作用过程中物质与能量传输的动力结构,也有利于风能利用。

4.3.1 半经验理论下的风廓线拟合

关于风速廓线的拟合用的较多的方法主要是对数律和指数律模式,是以半经验理论为基础,依据莫宁—奥布霍夫相似理论建立起来的风速随高度变化的模型或改进模型。

中性层结时空气中热力湍流不发展,湍流运动将完全取决于动力因子的作用。此时的风廓线可以表示为:

$$\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z}{z_0} \quad (4.5)$$

(4.5)式就是中性层结时近地层风廓线的典型形式——对数风廓线。

图 4.13 是塔中近地层中性层结时平均风速以及对数拟合,取 y 轴为 $\ln z$ 。由图中可以看出,塔中近地层为中性层结时非常适合对数分布,拟合出的相关系数都比较好。且大气表现为中性层结的时间段与温度廓线早晚过渡型的时间段相吻合。

非中性层结时,风廓线将偏离对数律,可用简单指数律配合,其形式为

$$\bar{u} = u_1 \left(\frac{z}{z_1} \right)^n \quad (4.6)$$

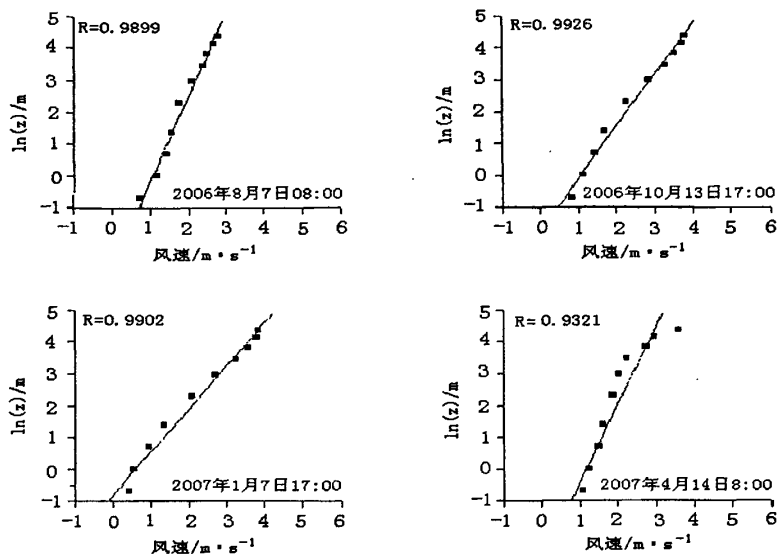


图 4.13 塔中近地层中性层结时平均风速以及对数律拟合

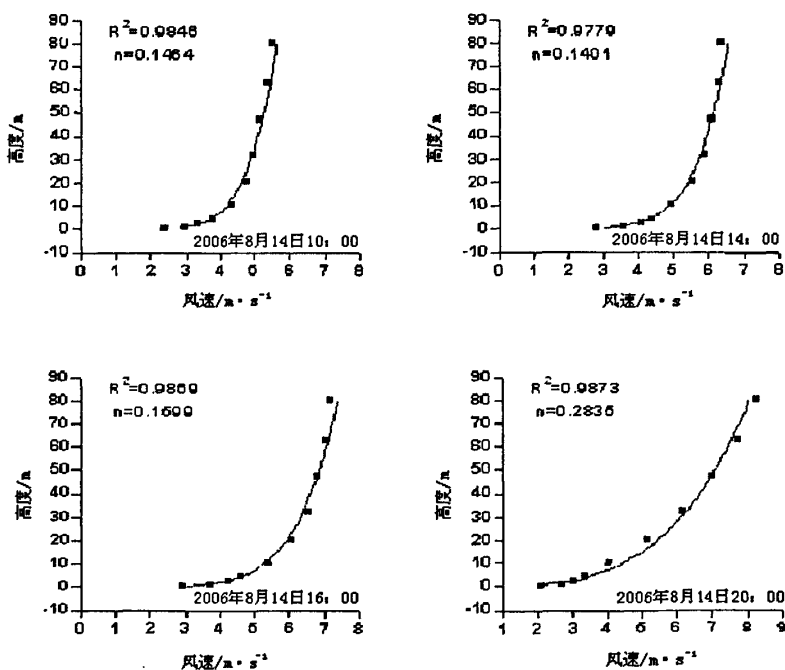


图 4.14 塔中近地层非中性层结时平均风速以及指数律拟合

其中, z_1 高度上的平均风速, n 为稳定度参数。 n 是一个正分数, $0 < n < 1$ 。

图 4.14 是对塔中 2006 年 8 月 14 日非中性层结时的风廓线用指数律进行拟

合, 拟合结果非常好, 相关系数都在 0.98 以上, 并拟合出各时段的稳定度参数, 稳定度参数 n 白天比夜间小, 从 10 时到午后 14 时 n 从 0.1464 降到 0.1401, 说明层结越不稳定时 n 越小。晚上 20 时后, 大气逐渐趋于稳定, n 为 0.2835, 随着夜间逆温层的逐渐形成, n 会越来越大。

4.3.2 Monin—Obukhov 相似理论风廓线拟合

在风向随高度没有显著偏转的气层中, 根据莫宁—奥布霍夫 (Monin-Obukhov) 相似理论, 在均匀、定常条件下, 近地层无量纲风速梯度可表示为

$$\frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \phi_M \left(\frac{z}{L} \right) \quad (4.7)$$

式中, κ 为卡曼常数, 虽然目前对这个常数精确值意见还不一致, 但通常取为 0.4。 u_* 是局地摩擦速度 ($\tau = \rho u_*^2$), ϕ_M 是某一通用函数, 中性时, $\phi_M = 1$, 对于非中性层结, 根据 Businger-Dyer 关系式^[35]有如下表达形式:

$$\begin{aligned} \phi_M \left(\frac{z}{L} \right) &= 1 + \beta_m \frac{z}{L} & \frac{z}{L} > 0 \\ \phi_M \left(\frac{z}{L} \right) &= (1 - \gamma_m \frac{z}{L})^{\frac{1}{4}} & \frac{z}{L} \leq 0 \end{aligned} \quad (4.8)$$

其中, L 是 M-O 稳定度常数, β_m 和 γ_m 是由实测值确定的经验常数。由于资料不同, 经验常数的取值有所不同。

(1) 近中性层结风速廓线

大气接近中性层结时, 即 $\left| \frac{z}{L} \right| \ll 1$, 此时通用函数 $\phi_M \left(\frac{z}{L} \right) \rightarrow 1$, 莫宁—奥布霍夫将 $\phi_M \left(\frac{z}{L} \right)$ 在 0 点附近展开成泰勒级数, 并略去二级以上的微量, 且令 $\phi_M' \left(\frac{z}{L} \right) = \beta$, 得到

$$\phi_M \left(\frac{z}{L} \right) \cong 1 + \beta \frac{z}{L} \quad (4.9)$$

将 (4.7) 代入到由量纲分析得到确定的 F 函数形式 $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \phi_M \left(\frac{z}{L} \right)$ 中然后积

分, 且取边界条件: $z = z_0$ 处 $\bar{u} = 0$, 则得近中性层结时风速廓线的表达式

$$\bar{u} = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} + \beta \frac{(z - z_0)}{L} \right] \quad (4.10)$$

与对数廓线相比, (4.10) 式只增加了一项高度线性项, 故称为“对数+线性廓线”。当中性层结时, 由于 $L \rightarrow \infty$, 所以“对数+线性廓线”可简化为对数廓线。

图 4.15 给出的是塔中地区在近中性层结下利用对数+线性规律拟合出的风速廓线, 一般大气层结表现为近中性时间在日出和日落前后, 经拟合出的结果也和该时段吻合, 拟合出的相关系数良好, 说明塔中地区近地层在弱稳定和弱不稳定的近中性大气层结下, 风速廓线满足“对数+线性”规律。

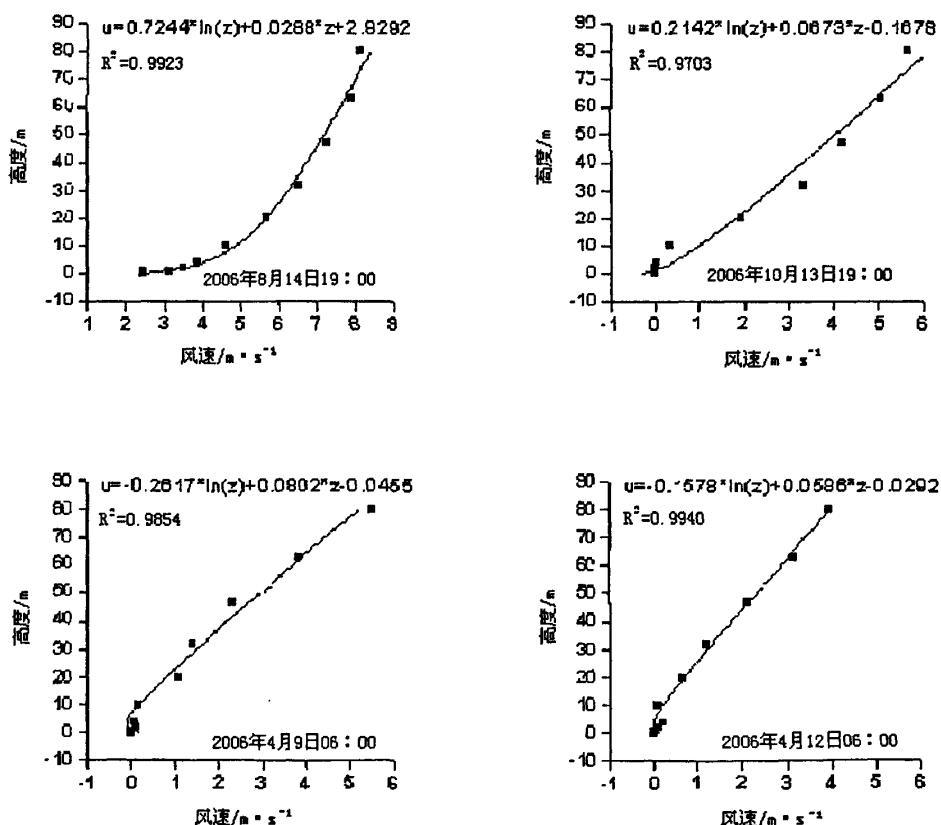


图 4.15 塔中近地层近中性层结时平均风速的对数+线性拟合

(2) 稳定层结风速廓线

一般说来, 稳定层结时的风廓线理论还不能令人满意。对常通量层, Monin—Obukhov (M—O) 相似模式为

$$\frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = 1 + \beta_m \frac{z}{L} \quad (4.11)$$

由于稳定层结抑制了湍流, M—O相似模式的使用受到了限制, 但许多近地层风速梯度观测资料仍证实了(4.11)式的可靠性。又实际资料求得 β_m , 即可由(4.11)式建立稳定层结下风速廓线方程。对常通量层以上的低层大气, Yokoyama 等人^[36]利用313 m高塔的湍流特征量实测值对湍流结构作了研究, 并验证了他们推广的M—O相似理论可将其应用到近地层以上, 提出 u_* 随高度变化的一级近似表达式:

$$u_* = u_0 \left(1 - \frac{z}{h}\right)^n = u_0 \zeta^n \quad (4.12)$$

式中, h 为大气边界层厚度, u_0 为地面的摩擦速度, $\zeta = 1 - \frac{z}{h}$ 。

Yamamoto 等^[37]认为, 用(4.12)式替换(4.11)式中的常量 u_* 后, (4.7)式对整个稳定大气边界层仍然适用。在风向随高度没有明显单调偏转的层次中, 若忽略科里奥利力的影响, 只考虑 u_* 随高度的变化, 由(4.11)式和(4.12)式得微分方程

$$\frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = (1 + \beta_m \frac{z}{L}) \left(1 - \frac{z}{h}\right)^n \quad (4.13)$$

因此, 求出 β_m 则可由(4.13)式得到稳定层结下风速廓线方程。

(3) 不稳定层结风速廓线

Panofsky^[38]认为, 在不稳定条件下, 可以把M—O相似概念无多大困难地推广到150m高度。因此, 本文仍视 u_* 为常数, 直接使用(4.8)式代入(4.7)式, 从 z_0 到 z 积分, 得

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \left[\ln \frac{z}{z_0} - \psi_m \left(\frac{z}{L}\right) + \psi_m \left(\frac{z_0}{L}\right) \right] \quad (4.14)$$

式中, $\psi_m = \ln \left[\frac{1+x^2}{2} \left(\frac{1+x}{2}\right)^2 \right] - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}$, $x = (1 - \gamma_m \frac{z}{L})^{\frac{1}{4}} = \phi_M^{-1}$ 。因此, 求出

γ_m 即可由(4.14)式得到不稳定层结下风速廓线方程。

(4) 塔中沙漠腹地稳定 β_m 和 不稳定 γ_m 的确定

利用(4.7)式 $\frac{\kappa z}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \phi_M \left(\frac{z}{L} \right)$, 可以计算出 10m 高度上实测资料的 ϕ_M 值,

再根据(4.8)式 ϕ_M 与 z/L 的关系式拟合出塔中沙漠腹地的经验常数 β_m 和 γ_m 。

(4.7) 式中, u_* 和 z/L 的也分别对应 10m 高度上的数值。

本文采用 10m, 和 20m 上风速值求解出不同时刻的 u_* 值。从而可以根据(4.7)式得出式 ϕ_M 与 z/L 。图 4.16a 中分别给出了塔中夏季在稳定和 不稳定情况下, ϕ_M 随稳定度的分布, 同时给出用(4.8)式拟合出的曲线, 得到塔中沙漠腹地夏季近地层测量的稳定与 不稳定层结参数 β_m 和 γ_m 分别为 4.6 和 16.4。

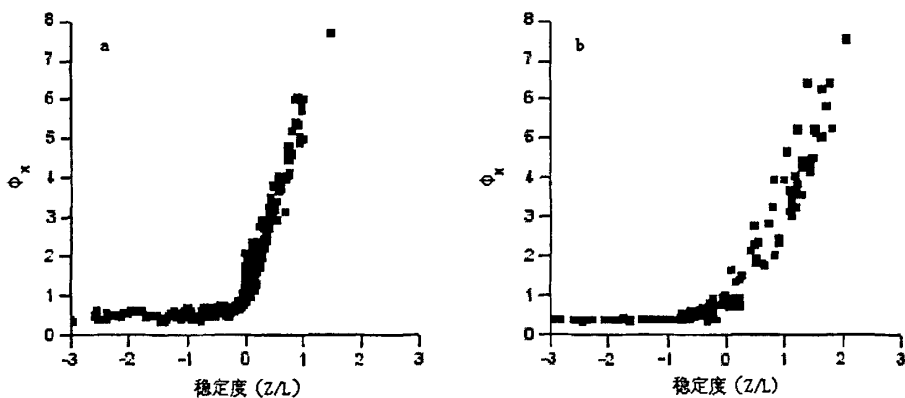


图 4.16 塔中近地层 ϕ_M 与 z/L 的关系 (a 为夏季, b 为冬季)

采用与夏季同样的处理方式, 本文还拟合了冬季塔中沙漠腹地近地层 ϕ_M 与 z/L 的关系, 得到实测的稳定与 不稳定层结参数 β_m 和 γ_m , 见图 4.16b。通过拟合得到塔中冬季近地层参数 β_m 和 γ_m 分别为 2.6 和 19.3。

4.4 塔中一次强沙尘暴天气过程近地层的变化特征

这是一次由塔里木盆地热低压强烈发展, 强冷空气东灌, 强偏东大风引起的沙漠腹地强沙尘暴^[39-42]。于 2006 年 4 月 10 日 01:08 爆发, 塔中地面最大风速达 11.7

$\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 瞬时最大风速 $21.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 地面水平能见度 1km 以下, 最低值为 40m ; 沙尘暴出现前期 8~9 日为晴好天气, 9 日午后风速加强至 $7.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 傍晚 (18: 40~20: 00) 出现了短暂的扬沙天气; 10 日地面能见度 $< 1\text{km}$ 的持续时段依次为 01: 08~03: 45、05: 20~21: 16 及 22: 24~23: 10, 定为沙尘暴日; 沙尘暴日过后的 11~12 日均为浮尘天气, 风速也已减弱至 $4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下, 能见度已升高为 $1\sim 3\text{km}$, 12 日还出现了结冰现象。

4.4.1 地面气象要素的变化特征

(1) 气温和气压的变化

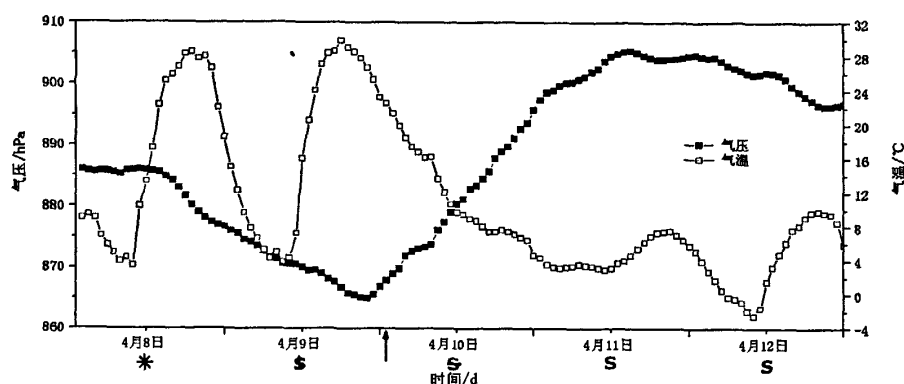


图4.17 塔中沙尘暴前后逐时平均地面气温和气压变化

(箭头标示沙尘暴过境时间; 其他符号表示不同沙尘天气日; 下同)

图4.17给出了沙尘暴前后连续5天逐时平均地面气温和气压变化曲线。如图所示, 8~9日天气晴好, 气温变化呈晴空日典型的正弦波日变化波形, 该两日午后的最高气温分别达 28°C 和 30°C 。自8日午后起地面气压急剧下降, 气压自8日09: 00的 886hPa 降为9日20: 00的 864.9hPa , 35小时内连续降压 21hPa 。沙尘暴冷锋于10日01: 08后过境, 急剧升压降温过程一直持续到11日13: 00, 37h内急剧升压 40.6hPa ; 9~10日的24h降温达 20°C , 是一般寒潮降温标准强度的2倍。在冷空气和浓密沙尘对太阳辐射衰减降温共同影响下, 不仅沙尘暴日气温的日变化完全被强降温掩盖, 就连11~12日气温日变化的正弦波形也受到严重衰减, 12日早晨气温更降至 -2.5°C , 因而出现在结冰现象。

(2) 水平风、能见度、TSP 浓度及垂直风速的变化

图4.18为沙尘暴前后连续5天逐时平均地面水平风速、风向 (a) 及9.5 m高度垂直风速 (b) 的变化曲线, 图4.19为沙尘暴前后连续5天逐时平均地面TSP浓度 (a) 及水平能见度 (b) 的变化曲线。如图4.18 (a) 所示, 4月8~9日, 塔中站先吹弱西风, 然后转为偏南风; 地面风速都在 $4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下, 夜间维持静风; 地面水平能见度好, 8日午后的最大能见度达40km以上(图4.19 (b)), 同时刻的TSP浓度仅 $0.39 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (图4.19 (a)); 9日13:00~22:00, 风速由 $3.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 增至 $7.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$

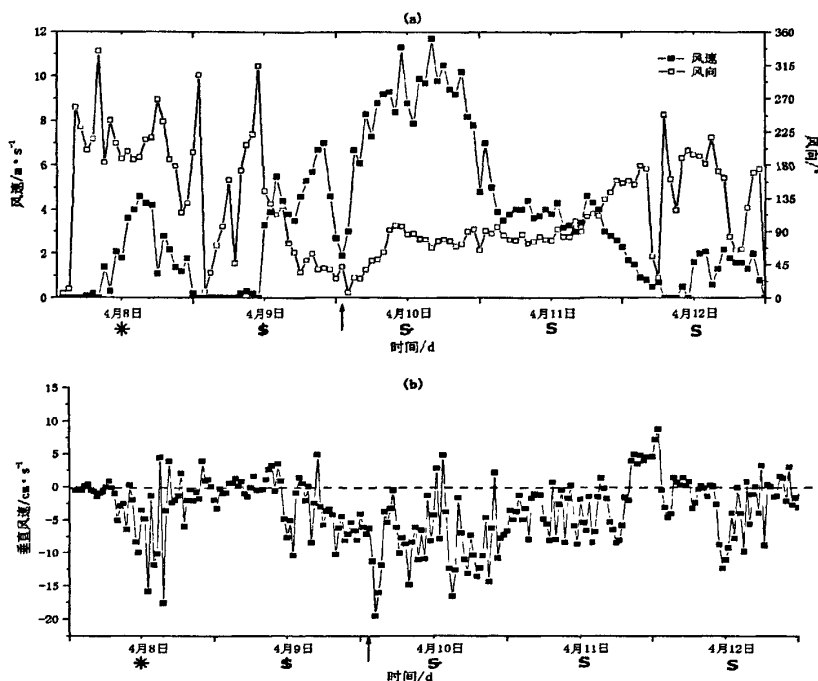


图4.18 塔中沙尘暴前后逐时平均地面水平风速、风向 (a)

及9.5 m高度垂直风速 (b) 变化

以上, 傍晚出现了短暂的扬沙天气, 18:00~19:00的TSP浓度增至 $3.99 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$, 能见度由18km突降为900m(图4.19b)。10日01:00后, 风向转为稳定的东风, 风速迅速增至 $6.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以上, 10日08:56最大瞬时风速达 $21.1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 随之, 10日的最大TSP浓度也达到这次沙尘暴过程的最大值 $117 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ (图4.19 (a))。11:00以后逐时平均风速达 $12.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (图4.18 (a)); 11:00~12:00TSP值也几次

徘徊在 $100 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 上下, 维持浓密的沙尘浓度, 它虽比“1993.5.5”金昌特强沙尘暴时的TSP值 $1017 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-3}$ 小一个量级(因金昌的瞬时最大风速为 $34.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ [43]), 却比河西走廊及华北区北部的其他沙尘暴的沙尘浓度都强得多[44-45]。待11日02:00后风速稳定降至 $5.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下时, 随之能见度也升至1 km以上, 转为浮尘天气, 并持续了一周时间。

图4.18 (b) 是离地9.5 m高度的逐半小时平均垂直速度变化曲线。有趣的是, 无论是晴空日及扬沙日, 还是沙尘暴日及浮尘日, 该站均盛行下沉运动, 平均下沉速度达 $5 \sim 10 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 特别是沙尘暴日及强浮尘日中午前后, 前者的下沉还更明显些。这启示我们, 该下沉是否与沙尘重力沉降的拖曳作用有关? 因雨滴沉降时的拖曳作用是会产生下沉运动的; 另一方面, 平均说来, 春季在青藏高原北侧也是盛行大尺度下沉运动的[46]。

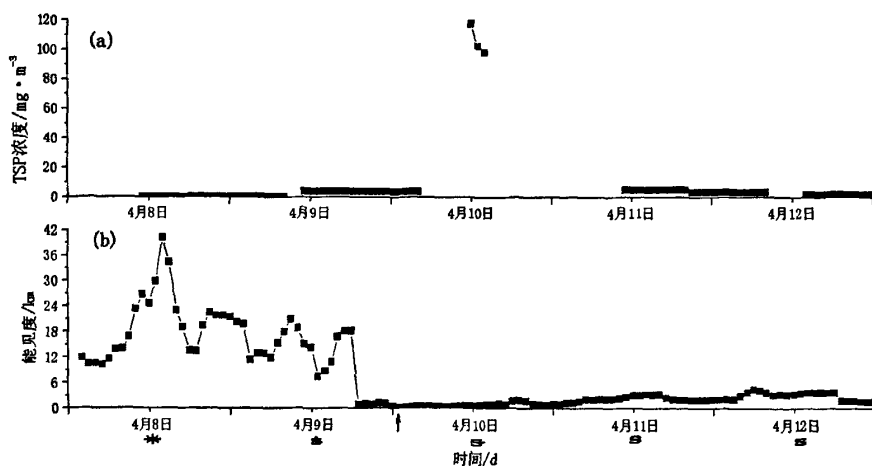


图4.19 塔中沙尘暴前后平均地面TSP浓度(a)及逐时水平能见度(b)变化

(3) 湿度的变化

图4.20为塔中沙尘暴前后连续5天逐时平均地面相对湿度和比湿变化曲线。由图可知地面大气湿度也会对沙尘暴产生响应。沙尘暴过境前后, 近地层大气湿度经历了由干到湿, 再到干的过程。相对湿度变化除了4月10日沙尘暴当天外, 其余4天均和气温(图4.18)变化呈负相关性。8日和9日, 在沙尘暴来临前, 相对湿度很小, 在 $4\% \sim 30\%$ 之间, 其中白天均在 20% 一下, 在午后达到最小湿度 4% 左右, 大

气处于极端干燥状态。沙尘暴刚来临时,相对湿度快速上升,由10日00时的7%一直增大到08时的23%,然后随着太阳辐射增强,其又缓慢减小,到午后16时降至19%,随后又急剧上升,到11日00时骤然增大至49%。随着沙尘暴的离境,相对湿度又快速直线下降,到11日06时降至13%,随后才慢慢恢复到正常的日变化水平。

比湿日变化规律和相对湿度一样与气温(图4.18)变化规律相反,但其规律性不像相对湿度那样与气温变化呈很好的负相关性。4月8日和9日比湿略有起伏,但比湿值总体上是在减小的。在沙尘暴刚形成时的一小时内比湿值快速增长,由 $1.3 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 增长到 $2.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,增幅达 $0.9 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;随后在10日的07:00达到一个小的峰值 $2.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,峰值比相对湿度约提前一个小时。在沙尘暴持续阶段内,由于空中的浮游尘粒可稀释一部分水汽,使得比湿快速减小,一直下降到10日午后16:00的 $1.4 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。18:00~22:00,随地面辐射平衡慢慢由正转为负及风速逐渐变小,比湿也在变大,并在22时骤然增至最大湿度,比湿约为 $3.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ (相对湿度为50%),比前一小时约增加了 $1.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;与晴天最大湿度出现在早上09时的规律有所不同^[47]。这段时间内比湿和相对湿度的规律具有一致性。沙尘暴持续期间比湿值增幅在 $1.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$,整个过程比湿变化幅度达 $2.1 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。造成湿度有峰值变化的原因可能与大气平流带过来的水汽有关。22时后,沙尘暴巅峰时期已过,比湿逐渐减小,到23时已降至 $2.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。沙尘暴过境后的11日,比湿值一直维持在一个极低的水平,约 $0.7 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$;12日开始才慢慢回升,逐渐回升至与气温负相关关的规律上。

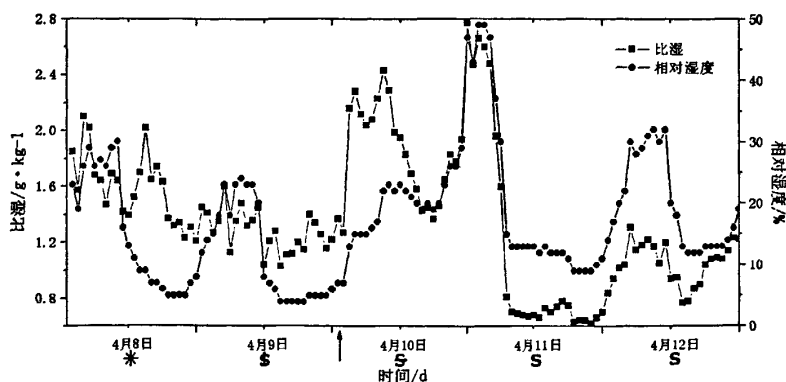


图4.20 塔中沙尘暴前后逐时平均地面相对湿度和比湿变化

由上可见，在沙尘暴爆发前的暖干（高温低湿）状态为沙尘暴的形成提供了一定的热力条件。沙尘暴过程是一个降温增湿过程，最低气温不是出现在沙尘暴结束时，而是在沙尘暴离境后若干小时；比湿在沙尘暴快结束前增至最大。

（4）土壤地温的变化

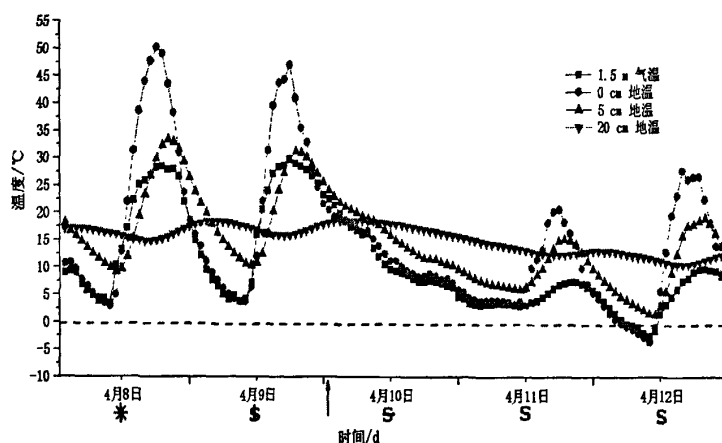


图4.21 塔中沙尘暴前后逐时平均地温变化（附彩图）

土壤浅层地温的变化，同样也深深地打上了沙尘暴前的连续回暖和其后强冷空气入侵的烙印。从图4.21地温变化曲线可看到，在沙尘暴来临之前的4月8日和9日，由于白天受太阳辐射和夜间受地表与大气长波辐射影响，地表0cm和地下5cm地温和地面1.5m气温变化趋势和特征一致，日变化曲线呈正弦函数波形。其中，0cm地温和气温的峰值在时间上具有同步性，而5cm地温因热量在沙层热传导远没有空气热对流效率高^[41]，其峰值比气温和0cm地温滞后约1~2小时，且峰值滞后时间的长度随离地面深度的增加而增大。0cm地温和气温一样从4月9日16时一直持续下降到11日08时，由47℃下降到3.3℃，降幅高达43.7℃。沙尘暴持续阶段几乎与大气温度等温同步下降，这段时间内降温幅度约为14℃；同时，5cm地温的降温趋势比0cm地温及气温的幅度要小，其降温幅度约为15℃。11日~12日，沙尘暴过境之后，地温恢复的比气温快，达到峰值的时间反而变为提前1~2小时。

4.4.2 沙尘暴近地层气象要素廓线特征

在分析地面各要素变化基础上, 该沙尘暴过程前后近地层80 m内10层各气象要素如何变化? 为了分别讨论不同沙尘天气日情况下, 白天热力最旺盛时刻和午夜层结稳定时各要素的垂直廓线情况, 也考虑到该沙尘暴爆发正好是10日凌晨01:08, 本节仅以不同沙尘天气日02:00及16:00两时刻的各要素垂直廓线为代表进行分析。

(1) 风速垂直廓线的变化

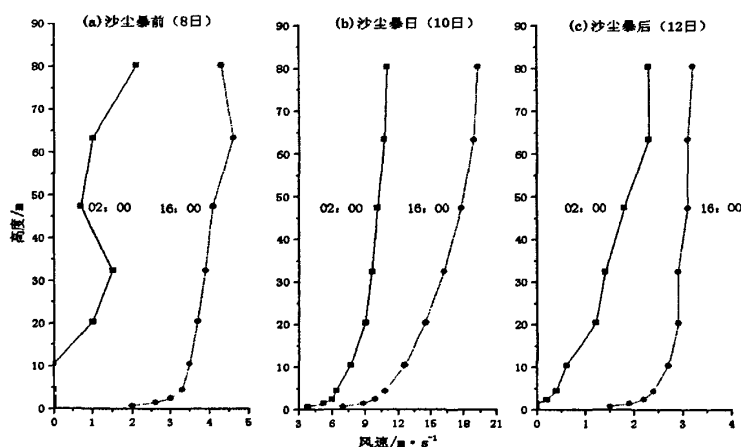


图4.22 塔中沙尘暴前后午夜及午后的近地层风速垂直廓线

图4.22给出了塔中沙尘暴前后午夜及午后近地层的风廓线。如图所示, 晴空日(8日)近地层的风速较小, 尤其是午夜; 尽管风速随高度增大, 就是午后到80 m高度(塔顶)风速也在 $5.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下; 沙尘暴日(10日)02:00因冷锋刚过境, 塔顶风速已达 $12.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 午后塔顶风速更达 $20.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 至浮尘日(12日)近地层各高度的风速就又都降至 $4.0 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 以下。

值得注意的是, 在沙尘暴日近地层的风速廓线更接近对数律关系, 而晴空日及浮尘日的风廓线分布则差些。这也不难理解, 如图4.18所示, 因沙尘暴日气温昼夜均盛行中性层结, 更满足对数律风廓线模型的前提条件, 另外风也强得多。

(2) 温度垂直廓线的变化

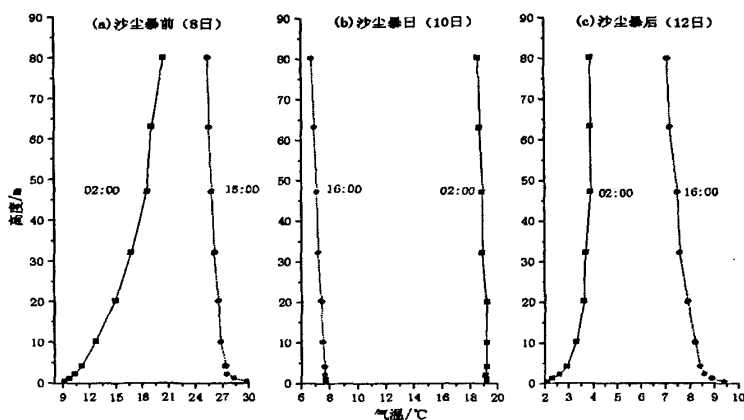


图4.23 塔中沙尘暴前后午夜和午后近地层温度垂直廓线变化

图4.23给出了塔中2006年4月10日沙尘暴前后不同沙尘天气日午后及午夜时刻近地层的气温垂直分布廓线。8日为晴空日，8日02时气温廓线已显示了沙漠地区夜间典型的辐射逆温层结，80m已比地面增温 11.0°C 之多晴空日午后对流最旺盛时(16时)，近地层20 m以下温差达 4.0°C ，是很强的超干绝热递减率，其上则呈中性层结，这显然是白天干对流交换的结果。沙尘暴日(10日)午后及午夜的温度廓线整层均呈中性层结，可见沙尘暴时湍流交换之强。值得注意的是，显然主要因冷平流强降温影响，10日午后近地层大气各层的气温竟均比10日午夜低了 11.0°C 多。再至弱风的浮尘日(12日)，近地层的温度层结，虽又回复到通常的日变化状态，但各层气温的日变幅却仅及其正常值的1/5。即强沙尘暴日昼夜的近地层温度廓线均呈中性层结，正常的近地层气温日变化规律在强沙尘暴日完全破坏了，在强浮尘日也被部分破坏了。

(3) 湿度垂直廓线的变化

图4.24为塔中沙尘暴过境前后近地层平均比湿廓线变化曲线，8日02时的比湿廓线与图4.23中02时的强逆温廓线相对应，于32 m高处存在一个极小值（拐点），极小值出现高度以上比湿随高度增加而增加，廓线呈逆湿特征，极小值出现高度以下比湿随高度减小而增加。

沙尘暴过境时的比湿廓线分布规律与过境风速的增减在时间上有很好的一致性。总体上，风速增大时，比湿减小；风速变小时，比湿增大。各时段廓线的分

布形状略有差异，但整个沙尘暴过境过程是一个增湿过程，在其它沙尘暴天气个例中也曾观测到这种增湿现象[48-49]。

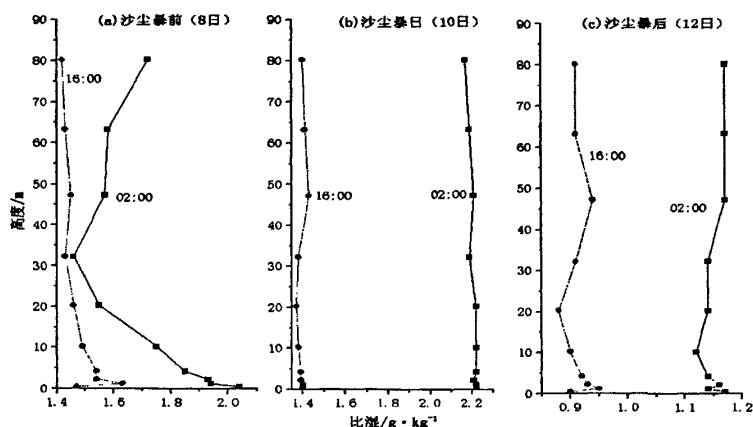


图4.24 塔中2006年4月10日沙尘暴前后午夜及午后的近地层比湿廓线

10日02时，在沙尘暴刚形成不久，随着较冷气团的到来，快速增大到 $2.2 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ ；沙尘暴来临后一小时内比湿增加了 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。10日清晨日出后09时至午后16时这段时间内比湿一直在减小，与日出后太阳高度上升辐射增强及该段时间内风速持续增大相对应。尽管比湿廓线在不同时间和高度上存在拐点，但是沙尘暴的到来，由于伴随着强烈湍流作用，近地层水汽也混合得很均匀，破坏了典型晴天逆温逆湿的特征，因而整个近地层80m内的大气几乎处于同一湿度。11~12日，沙尘暴过境后，比湿大小有所变化，比湿廓线在白天慢慢恢复到正常的随高度增高而变小的状态，夜间逆湿的拐点出现高度降低，下降至10m左右。

4.5 塔中大气稳定度

4.5.1 大气稳定度分类

大气稳定度是指气块受任意方向扰动后，返回或远离平衡位置的趋势和程度[50-51]。它表示大气层中个别气块是否安于原在的层次，是否易于发生垂直运动，即是否易于发生对流。大气的稳定程度表明大气湍流的强弱，并与大气的对流发展密切相关。在研究大气扩散及近地层大气结构时，常用大气稳定度作为反

映湍流状况、扩散速率强弱的主要指标。受观测资料等的限制,过去对沙漠地区大气稳定度的研究较少。本节以塔中沙漠地区为例,研究极端干旱的流动沙漠腹地的大气稳定度特征,将有助于对于干旱沙漠地区大气湍流特征的认识,进而更好地对特殊下垫面地区的地—气相互作用进行研究。

在众多的大气稳定度判别方法中,理查逊数(R_i)法的物理意义最明确,因此文中主要采用该方法。Richardson^[52-55]根据能量收支方程引入了无因次数梯度 Richardson 数 R_i ,以表征大气稳定度,是热力湍流与机械湍流的比值:

$$R_i = \frac{g}{\bar{T}} \frac{\frac{\partial \theta}{\partial z}}{\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2} \quad (4.15)$$

式中, $\bar{T}$ 为平均环境绝对温度 (K), g 为重力加速度 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-2}$), θ 为位温 (K), u 为风速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$), z 为离地面高度 (m)。

温度梯度和风速梯度可以由对数内插公式比较精确地确定:

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{\theta_2 - \theta_1}{\bar{z} \times \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right)} \quad \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{u_2 - u_1}{\bar{z} \times \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right)} \quad (4.16)$$

其中, θ_1 , θ_2 , u_1 , u_2 分别对应高度 z_1 , z_2 的位温和风速, $\bar{z} = \sqrt{z_1 z_2}$ 。取 $\Delta\theta = \theta_2 - \theta_1$, $\Delta u = u_2 - u_1$; 在近地层近似有 $\Delta\theta = \Delta T$ 。应用梯度观测中的温差资料和风速差资料,具体计算时采用对数差分形式代替上面的微分形式^[56-57]:

$$R_i = \frac{g}{\bar{T}} \left[\frac{\Delta T}{\sqrt{z_1 z_2} \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right)} + \gamma_d \right] \cdot \left[\frac{\sqrt{z_1 z_2} \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right)}{\Delta u} \right]^2 \quad (4.17)$$

或

$$R_i = \frac{g \sqrt{z_1 z_2}}{\bar{T}} \cdot \frac{\Delta T}{(\Delta u)^2} \cdot \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \quad (4.18)$$

式中, $\bar{T}$ 是所取气层 (z_1 、 z_2 两层) 平均绝对温度 (K), ΔT 和 Δu 是气层上

下两个高度的温度差和风速差， γ_d 为干绝热直减率，取 $0.98 \text{ K} \cdot (100\text{m})^{-1}$ 。式 (4.17) 和 (4.18) 计算出的值代表 z_1 、 z_2 的几何高度 $\sqrt{z_1 z_2}$ 上的 R_i 。

4.5.2 塔中大气稳定度分布

利用 2006 年 4 月 1 日至 2007 年 2 月 28 日塔中 80m 梯度铁塔所测的风速和气温资料、同步的 9.5 m 高度三维超声风速仪的资料以及塔中气象站地面 10m 风速资料，根据 20.24 m 和 80.24 m 两层制定了塔中沙漠大气稳定度的划分标准（表 4.4），与中国科学院大气物理研究所（1980）使用标准^[57]比较相似。

表 4.4 塔中稳定度 (R_i) 分类

稳定度类别	铁塔 20.24~80.24 m 两层， $z_0=8.01 \times 10^{-5} \text{ m}$
A	$R_i < -4.1925$
B	$-4.1925 \leq R_i < -1.0164$
C	$-1.0164 \leq R_i < -0.2211$
D	$-0.2211 \leq R_i < 0.0476$
E	$0.0476 \leq R_i < 0.1671$
F	$R_i \geq 0.1671$

为了便于研究，文中将 A（极不稳定）、B（不稳定）、C（弱不稳定）统一划分为不稳定，E（弱稳定）和 F（稳定）统一划分为稳定，D 为中性。

根据表 4.4 塔中地区的稳定度分类，对该地区春、夏季 3503 组数据，秋、冬季 4112 组数据用理查逊数法进行了划分，结果见表 4.5。由表可知，塔中地区春、夏季以不稳定层结为主，出现频率为 50.8%，稳定层结占到 32%，中性层结最少，仅为 17.2%；秋、冬季以稳定层结为主，出现频率为 62.7%，不稳定层结相对较少，占到 32.8%，中性层结比春、夏季更少，仅占 4.5%。这种特点表

明了塔中地区湍流的年变化特征，春、夏季沙漠地区气温高，能量动量变化迅速，地—气相互作用强烈，湍流发生发展频繁；而秋、冬季沙漠地区气温相对较低，太阳辐射较弱，能量、动量传输减弱，湍流发展受到抑制。

表 4.5 塔中与肖塘 2006~2007 大气层结分布频率

地点	季节	稳定 (%)	中性 (%)	不稳定 (%)
塔中	春、夏季	32.0	17.2	50.8
	秋、冬季	62.7	4.5	32.8
肖塘	春、夏季	35.0	41.0	24.0
	秋、冬季	32.7	33.8	33.5

同时我们对塔克拉玛干沙漠北部边缘荒漠过渡带肖塘地区 2007 年的大气稳定度进行了分类。春、夏季时中性层结出现的频率最高，为 41%，稳定层结多于不稳定层结，出现的频率分别为 35%和 24%；秋、冬季时稳定、中性、不稳定层结出现的频率基本一致。

由以上分析可以看出，沙漠腹地塔中与北缘过渡带肖塘的大气层结有着显著差异，不稳定层结沙漠腹地高于边缘地区；沙漠边缘大气层结相对腹地比较稳定；中性层结上差异明显，沙漠边缘过渡带的中性层结要比沙漠腹地多。

4.6 塔中近地层空气动力学参数

空气动力学粗糙度长度 z_0 (Aerodynamic Roughness Length)和零平面位移 d (Zero-plane Displacement) 是研究大气边界层湍流通量参数化过程中最基本的参数，也是描述下垫面空气动力学特征的重要物理量，同时也是研究地表与大气之间物质和能量交换过程首先要确定的基本参数。

4.6.1 塔中粗糙度长度 z_0

(1) 计算方法

① 风速比法

对 (4.5) 式进行变形, 即可得到中性大气层结条件下地表粗糙度的表达式:

$$\lg z_0 = \frac{u_1 \lg z_2 - u_2 \lg z_1}{u_1 - u_2} \quad (4.19)$$

其中, z_1, z_2 为所选的测量高度; u_1, u_2 为高度 z_1, z_2 处的风速; z_0 为空气动力学粗糙度长度。由式 (4.19) 可知, 只要知道任意两个不同高程的风速, 就可以直接计算出粗糙度。

② 对数廓线法

对数廓线法是对数廓线方程最小二乘法逼近实测风速廓线法的简称。此方法是当今计算空气动力学粗糙度的众多方法中最为常用的方法, 尤其是在许多实际应用计算中。

该方法是利用测得 3 个或 3 个以上高度的风速, 用最小二乘法回归所测得的风速资料为:

$$u = a + b \ln(z) \quad (4.20)$$

式中, u 为高度 z 处的风速, a, b 为回归系数。

当式 (4.20) 中, 令 $u=0$, 可求出 z_0 ,

$$z_0 = \exp\left(-\frac{a}{b}\right) \quad (4.21)$$

设 u_1 和 u_2 是高度 z_1 和 z_2 处的风速, 那么由 (4.5) 式可得:

$$u_1 - u_2 = \frac{u}{\kappa} [\ln(z_1) - \ln(z_2)] \quad (4.22)$$

因此, 由 (4.22) 式, 可得:

$$u_* = \kappa b \quad (4.23)$$

空气动力学粗糙度 z_0 和摩擦速度 u_* 可通过上述对数廓线法拟合确定。

此方法也是 Wiggs 等^[59]研究 Kalahari 沙漠西南部植被覆盖部分线性沙丘和国内学者刘小平^[60-61]、梅凡民^[62]、刘辉志^[63]、和彭艳^[64]等用来计算沙质表面、平坦沙地及青藏高原空气动力学粗糙度所使用的方法, 是一种实际操作性和代

表性都很强的方法。

风速比法与对数廓线法相比,较为方便简洁,但是只用两个高程风速资料计算得出的 z_0 的误差很大,往往不够精确,因为任何一个风速资料的误差都会影响 z_0 值。对数廓线法由多个高度的风速资料计算 z_0 ,可提高 z_0 的精确性,但计算起来较为繁琐,两者各有长短。

(2) 塔中粗糙度 z_0

利用 2006 年 4 月 1 日至 2007 年 2 月 28 日中性层结时塔中 80m 梯度铁塔的风速和气温资料以及两台分别架设于铁塔东侧 1.6km 处高大沙垄顶上(A 站)和西侧 2.2km 处自然平缓沙地上(B 站)标校自动站的两层风、温同步资料,对塔中地区的地表粗糙度长度 z_0 进行确定。其中梯度铁塔所测得的风速梯度资料,运用对数廓线法求 z_0 ,两座标校站只有两层风温资料,因此采取风速比法求 z_0 。

通过对铁塔中性风速廓线用最小二乘法拟合,求得春、夏季的 z_0 在 $(601.00 \sim 6.63) \times 10^{-4} \text{ m}$ 之间变化,平均为 $0.80 \times 10^{-4} \text{ m}$;秋、冬季节的 z_0 在 $(0.21 \sim 4.85) \times 10^{-4} \text{ m}$ 之间变化,平均为 $0.73 \times 10^{-4} \text{ m}$ 。风速比法求得春、夏季节 A 站 z_0 的平均值为 $0.75 \times 10^{-4} \text{ m}$,B 站为 $0.51 \times 10^{-4} \text{ m}$;秋、冬季节 A 站 z_0 的平均值为 $2.62 \times 10^{-4} \text{ m}$,B 站为 $1.63 \times 10^{-4} \text{ m}$ 。分别对春、夏季,秋、冬季三处 z_0 值进行平均,可得塔中地区春、夏季的平均地表粗糙度长度 z_0 为 $0.69 \times 10^{-4} \text{ m}$,秋、冬季的平均地表粗糙度长度 z_0 为 $1.66 \times 10^{-4} \text{ m}$,年平均粗糙长度 z_0 为 $1.175 \times 10^{-4} \text{ m}$ 。

按照粗糙度的概念,在塔中地区大的地形地貌没有改变的情况下,秋、冬季稀疏的植被枝叶凋零,粗糙度与春、夏季枝叶繁茂时相比应该是减小,但是现在的计算结果是秋、冬季的粗糙度比春、夏季时大。为此,作者对粗糙度 z_0 与

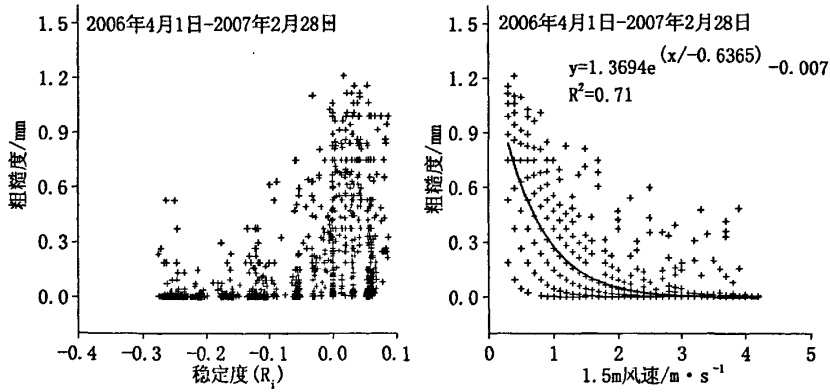


图 4.25 塔中地区粗糙度 z_0 与稳定度 (R_i)、1.5m 风速的关系

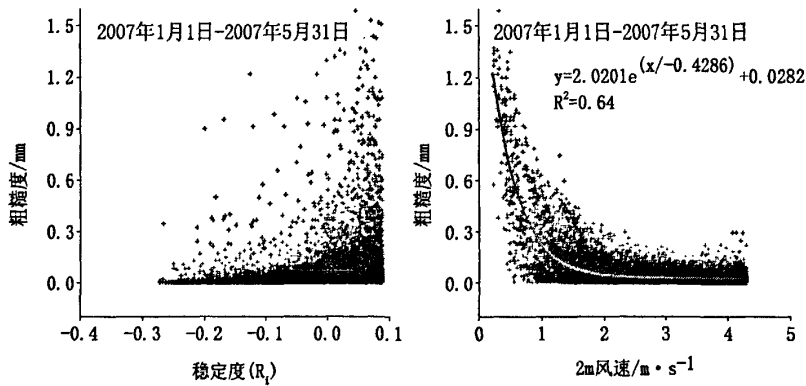


图 4.26 肖塘地区粗糙度 z_0 与稳定度 (R_i)、2m 风速的关系

大气稳定度 R_i 、1.5m 高度风速的关系进行了分析 (图 4.25)。由图可知, 当 R_i 增大时即大气层结趋向于稳定时, 对应的粗糙度是增大的; 粗糙度与 1.5m 高度风速呈指数衰减相关, 相关系数 $R^2 = 0.71$ 。同时作者又对沙漠北缘过渡带肖塘地区冬、春季粗糙度 z_0 与大气稳定度 R_i 、2m 高度风速的关系进行了分析 (图 4.26), 结果与塔中地区的相一致。塔中地区春、夏季的稳定度以不稳定层结为主, 秋、冬季以稳定层结为主, 而且春、夏季的风速大于秋、冬季节, 所以秋、冬季的粗糙度大于春、夏季。最后对塔中地区春、夏、秋、冬四季各种下垫面下的值求平均, 可得到该地区在中性层结下常年的地表粗糙度长度 z_0 为 $1.17 \times 10^{-4} m$ 。

表 4.6 不同下垫面的地表粗糙度长度值一览表

作者	代表地区	下垫面类型	测量方法	平均 z_0 值/ 10^{-4}m
★本文	塔中平均	高大沙垄, 平缓	对数廓线法,	1.17
		沙丘, 稀疏植被	风速比法	
	铁塔 春夏季节	两坡稀疏植被	对数廓线法	0.80
	A 站 春夏季节	高大沙垄	风速比法	0.75
	B 站 春夏季节	平缓沙丘	风速比法	0.51
	铁塔 秋冬季节	两坡稀疏植被	对数廓线法	0.73
	A 站 秋冬季节	高大沙垄	风速比法	2.62
	B 站 秋冬季节	平缓沙丘	风速比法	1.63
	肖塘	平缓沙丘	风速比法	0.59
陈家宜等	HEIFE 试验区	平坦戈壁滩	无因次风速法	15.00, 1.10
梅凡民等	毛乌素沙漠	平坦沙地	风温廓线法	0.12~0.45
董治宝等	—	光滑沙质床面	风洞模拟	0.10
	—	光滑砾石床面	风洞模拟	0.26
周明煜, 徐祥	改则	稀疏植被	梯度法和湍流法	26.00, 24.00
德, 卞林根,	当雄	稀疏植被	梯度法和湍流法	22.00, 20.00
刘辉志, 等	昌都	草地	梯度法和湍流法	140.00

注: 以上数据来源见文中相关参考文献。

表 4.6 列出了一些其他学者用不同方法, 在不同性质下垫面测得的平均地表粗糙度长度。如表所示, 塔中地区的 z_0 比陈家宜等^[59]在 1988 年和 1992 年利用 HEIFE 试验区平坦戈壁滩两批数据测得的 z_0 值 $15.00 \times 10^{-4}\text{m}$ 和 $11.00 \times 10^{-4}\text{m}$ 小 1~2 个数量级。但比梅凡民^[62]等利用风温廓线法, 在毛乌素沙漠一块平坦沙地

上的野外观测试验值 $(0.12 \sim 0.45) \times 10^{-4} \text{m}$ 大一个量级, 也比董治宝^[65-68]等通过对 8 种沙质床面和 6 种粒级的砾石测定 12 种覆盖度在 10 种自由风速时的空气动力学粗糙度进行风洞模拟实验后测得光滑床面的 z_0 平均值 $0.10 \times 10^{-4} \text{m}$ 和 $0.26 \times 10^{-4} \text{m}$ 大一个量级。

4.6.2 塔中零平面位移 d

(1) 计算方法

在陆地上有大粗糙元覆盖在地表上, 如果各个粗糙元组合的非常密集, 那么这些粗糙元顶部的作用就好似一个位移了的地面。例如在一些林冠中, 树木密集, 从空中俯瞰, 树叶密集得就像个固体; 在有些城市中, 房屋顶极其密集, 也有类似的效应, 也就是说, 平均屋顶的水平面对气流的作用就像一个位移了的地面一样。因而, 风在经过这些粗糙元时, 风力剪切力分为两部分, 一部分直接传给地面, 另一部分被粗糙元截获, 从而使风速廓线调整为^[69]:

$$u = \frac{u_*}{\kappa} \ln \frac{z-d}{z_0} \quad (4.24)$$

式中, d 为零平面位移高度, 取决于地表粗糙元的几何特征^[70]。

另外, 还有图解法、最小二乘法、Marquardt 算法等^[71], 用来计算零平面位移 d , 但是一般都假设 d 是粗糙元平均高度 h 的 $2/3$ ^[72] 或 $70 \sim 80\%$ ^[69]。

(2) 塔中零平面位移 d

塔中两座自动标校站 A、B 站的地表及其周围环境都是自然流动沙漠, 没有任何植被, 根据零平面位移 d 的定义可以判定 A、B 站处的 d 值为零。

春、夏季塔中 80m 梯度铁塔处的 d 值可以先通过式 (4.5) 求 u_* 、 κ 和 z_0 的数值, 然后将所求的数值代入式 (4.24), 再利用本文在中性大气层结条件下计算 z_0 时的风速数据即可求得:

春、夏季: $d = 0.0803 \text{ m} \approx 0.08 \text{ m}$

秋、冬季: $d = 0.05 \text{ m}$,

年平均: $d = 0.065 \text{ m}$ 。

由于零平面位移高度 d 还与风向、林地的郁闭度^[73]、植被的生长季节更替有关^[74]，因此， d 的精确数值还需进一步研究。

4.6.3 塔中地区 Karman 常数 κ

由 Prandtl 混合长理论 ($l = \kappa z$) 和 Karman 相似理论可知， κ 是湍流半经验理论的比例系数，其数值须由试验测定。因而，笔者利用塔中安装在铁塔 9.5 m 高度处的三维超声风速仪所测得的摩阻速度 u_* 及计算粗糙度长度 z_0 时所求得的回归系数 b 值，利用式 (4.23) 可得：

$$\kappa = \frac{u_*}{b} \quad (4.25)$$

其中， u_* 通过对三维超声风速仪所测得塔中 8 187 组数据求得平均值为 $0.2851 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ， b 的平均值为 0.8137 ，因而得：

$$\kappa = \frac{u_*}{b} = \frac{0.2851}{0.8137} = 0.3504 \approx 0.35 \quad (4.26)$$

κ 经过风洞试验给出的数值一般在 $0.35 \sim 0.43$ 之间。笔者计算的数值在这个范围之内，并且与 Businger 等 (1971) 用美国堪萨斯州的试验资料得出的 $\kappa = 0.35$ 相同^[75]。

因此，0.35 可以作为塔中沙漠地区的 Karman 常数，可供以后利用时参考。

4.6.4 塔中摩擦速度和特征温度

湍流是由近地面风切变产生或改变的，摩擦速度 u_* 表示近地面层雷诺应力大小，它是表征空气运动性质的一个重要参量， u_* 越大，则机械湍流越强。

由涡动相关系统的实测脉动资料，用下式分别计算摩擦速度、特征温度：

$$u_* = \left[\overline{(\dot{u}\dot{v})^2} + \overline{(\dot{v}\dot{w})^2} \right]^{1/4} \quad (4.27)$$

$$T_* = \frac{\overline{\dot{w}\dot{T}'}}{\dot{u}'} \quad (4.28)$$

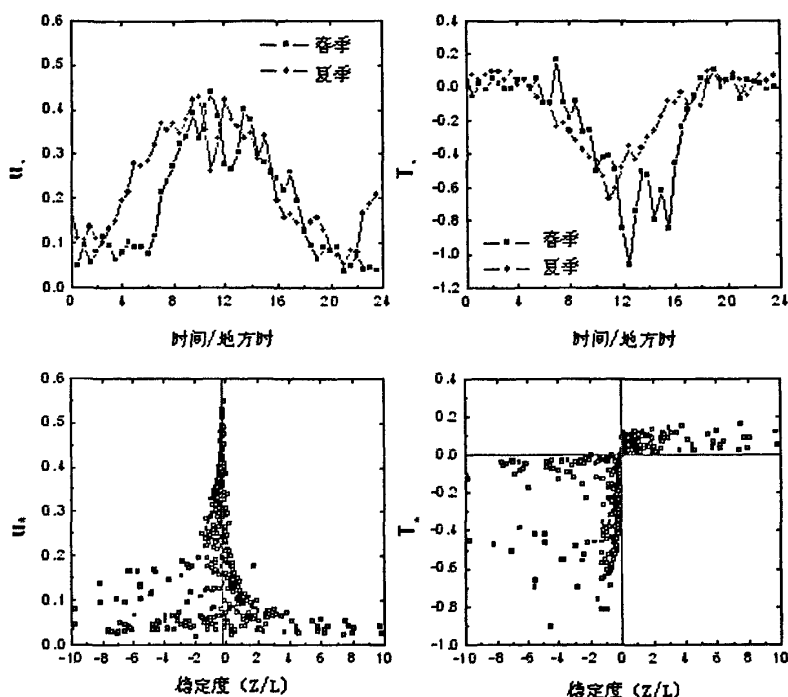


图 4.27 塔中摩擦速度、特征温度随时间和稳定度的变化（图中直线表示 z/L ）

图 4.27 为塔中摩擦速度、特征温度随时间和稳定度的变化。由图可知，沙漠腹地塔中的平均摩擦速度 u_* 具有明显的日变化。春季在 06 时左右开始逐渐增大，11 时左右达到最大值，正午过后开始减小，直到夜间 21 时减为最小。夏季在凌晨 3 时左右摩擦速度开始增加，10 时即达到最大值，随后波动式减小，夜间 21 时左右达到一天的最小值。这种变化趋势是由于白天和夜间近地层稳定状态不同引起的。白天，大气近地层处于不稳定状态，对流比较旺盛，使得影响摩擦速度变化的因子 $u'w'$ 和 $v'w'$ 比较大；夜间，近地层处于稳定状态，对流减弱， $u'w'$ 和 $v'w'$ 明显减小，故而摩擦速度减小。特征温度 T_* 同样也具有日变化特征，其规律和 u_* 相反。春季在 12 时左右达到最小值，夏季则在 11 时左右达到最小，随后逐渐增加，在傍晚 18 时左右春夏季都达到 0 值左右，此后一直保持在该范围内，直到再次达到最小。

从稳定度的变化情况来看，在不稳定层结条件下，随着不稳定程度的增加

摩擦速度 u_* 缓慢减小；但处于稳定层结条件时，随稳定度的增加却有减小的趋势，达到极稳定程度后变化幅度不大。需要注意的是，摩擦速度 u_* 的最大值并没有出现在中性层结处，而是出现在 $z/L = -0.2$ 处。特征温度的变化则不同，在不稳定情况下比较离散，但越接近中性层结增加越快，近中性时基本维持在 0 值附近，稳定层结下，随着稳定度的增加有缓慢增加的趋势。

4.6.5 塔中起沙临界摩擦速度

摩擦速度 u_* 其因次是速度，具有切应力的性质，为了反映沙漠中沙尘微粒起动所需空气动力的大小，确定一个临界的切应力即沙漠边界层研究中起沙临界摩擦速度 u_{*c} 是十分重要的，对沙尘天气发生的分析、预报都有实际意义。临界摩擦速度是一个阈值，超过这一阈值地表沙粒便会因动力而脱离地面进入空中。临界摩擦速度是干旱地区，特别是沙漠地区地—气相作用中特殊的地表动力学参数。

求取 u_{*c} ，不仅要考虑到近地层的风廓线，而且要考虑沙尘粒子的大小，Bagnold、Marticorena、Shao 等^[76-78]在经过多次试验和充分考虑地表土壤水分、植被覆盖度等因素对沙粒起动的的影响后，分别提出了表达式：

$$u_{*c} = A \sqrt{\frac{\sigma - \rho}{\rho} g d} \quad (4.29)$$

$$u_{*c} = \begin{cases} \frac{0.129K}{\sqrt{1.298B^{0.092} - 1}} & 0.03 < B < 10 \\ 0.129K(1 - 0.858 \exp[-0.0617(B - 10)]) & B \geq 10 \end{cases} \quad (4.30)$$

$$B = ad^x + b \quad (4.31)$$

$$K = \sqrt{\frac{\sigma g d}{\rho} \left(1 + \frac{0.006}{\sigma g d^{2.5}} \right)} \quad (4.32)$$

$$u_{*f} = H(\omega)R(\lambda)\sqrt{A_N\left(\frac{\sigma g d}{\rho} + \frac{\varepsilon}{\rho d}\right)} \quad (4.33)$$

式中, A 、 a 、 b 、 x 、 A_N 、 ε 为经验常数, 分别取 0.1、1331、0.38、1.5、0.0123、 $0.3\text{g}\cdot\text{s}^{-2}$; σ 为沙粒密度($2.65\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$); ρ 为空气密度($0.00123\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$); g 是重力加速度; d 为地表沙粒的平均粒径; $H(\omega)$ 、 $R(\lambda)$ 分别表征地表土壤水分与植被覆盖对地表沙粒起动的阻碍作用。

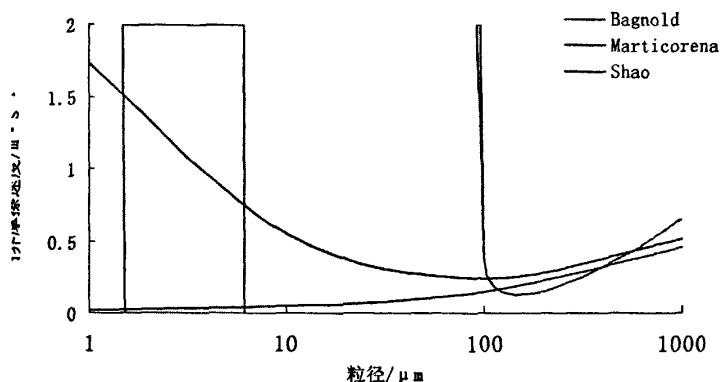


图 4.28 不同方法计算的塔中地区临界摩擦速度 u_{*f} 随沙粒粒径的变化

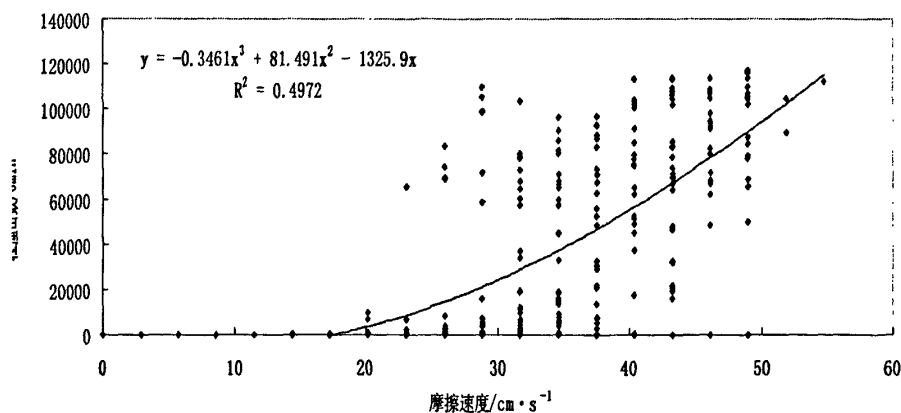


图 4.29 塔中颗粒撞击数与摩擦速度

根据塔中沙漠的实测资料, g 近似地为 $9.7975\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$; 地表沙粒的粒径 d 平均为 $136\mu\text{m}$; $0\sim 10\text{cm}$ 地表沙粒的含水率平均为 3.2% ^[78], 低于对沙粒起动具有明显阻碍作用的土壤水分临界值 5% ; 而塔中地区的植被覆盖率可以近似的认

为 0, 所以 $H(\omega)$ 、 $R(\lambda)$ 的值都等于 1。把各参数代入(4.29)、(4.30)、(4.33) 式进行计算, 得到塔中地区地表沙粒的临界起动速度 u_{*c} 分别为 $17\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $38\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $24\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。由于上述三种方法都和沙粒的粒径有着密切的关系, 为此作者分别用 Bagnold、Marticorena 和 Shao 的方法计算了塔中地区的沙粒临界起动速度随沙粒粒径的变化 (图 4.28)。由图可知, 对于粒径大于约 $100\mu\text{m}$ 的沙粒, 三种方法计算的临界起动速度的变化具有一致性, 都随着沙粒粒径的变大而增大, 并且数值比较相近。对于尺度小于约 $100\mu\text{m}$ 的粒子, 其临界起动速度的变化截然不同, Bagnold 方法计算的结果是随着沙粒粒径的减小, 临界起动速度也变小; 而 Marticorena 和 Shao 计算模式的结果是临界起动速度随着粒径的变小而增大; Marticorena 方法的结果是陡然增大, 几乎呈垂直增长的趋势, Shao 方法的结果却是一个逐渐变大的趋势。这是因为对较小粒子起支配作用的是微粒内部的粘性力, 因此粒子尺度越小, 它的临界起动速度反而越大。

对于塔中地区的临界摩擦速度我们进行野外观测, 以三次多项式拟合经验关系式:

$$P = -0.346u_*^3 + 81.49u_*^2 - 1325.9u_* \quad (4.34)$$

其中, P 为撞击沙粒数, u_* 为摩擦速度, 相关系数 R^2 为 0.492, 通过显著性检验。

由 4.29 图并结合关系式(4.34)可知, 当 u_* 大于 $20\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 时沙粒开始移动, $u_* > 25\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$, 沙尘移动速度加快, 撞击颗粒数增加。该值与 Shao 经验公式计算出来的结果很接近, 为此, 在这里我们取 $u_{*c} = 24\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 为塔中流动沙漠的临界起沙摩擦速度。这一结果比申彦波等^[79]计算的敦煌戈壁地表土壤的临界起动速度 $43\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 小, 但与敦煌地区农田起沙的临界起动速度 $30\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 以及王鹏祥等^[80]计算的盐池地区起沙的临界起动速度 $32\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 接近。敦煌戈壁地表被细石子和可移动的沙粒所覆盖, 粗糙度比较大, 所以它的临界起动速度也较大;

而塔中地区的沙粒比较细, 并且地表无植被覆盖, 土壤含水量也比敦煌绿洲和盐池地区的低, 所以临界起动摩擦速度较小。

4.7 小结

本章依据塔中地区沙漠近地层和边界层梯度观测和涡动相关观测资料, 分析了大气边界层结构并进行了风廓线拟合, 同时对沙漠腹地的动力学参数进行了分析研究。得到如下结论:

(1) 塔中地区近地层四季的风速廓线规律比较相似, 明显地分为夜间稳定层结风速廓线和白天不稳定层结的风速廓线两组; 四季的温度廓线基本上可以分为夜间辐射型、早上过渡型、白天日射型和傍晚过渡型; 塔中近地层春、夏、秋三季在 20~30 m 之间形成了一个等湿层, 在此高度以上比湿随高度的增加而增大, 冬季从地面向上比湿处于逆湿状态, 而中午前后比湿随高度的变化较小。

(2) 塔中沙漠大气边界层风速四季在夜间和早晨变化幅度较大, 白天和傍晚变化幅度相对较小(冬季例外); 02 时、08 时风速在 200~300 高度左右出现切变, 冬季低层 200~500m 存在风切变区; 春、夏、秋三季 14 时、20 时的风速从地面到高空的变化幅度较小; 边界层风速春季最大, 夏季最小, 夏、秋、冬季边界层风速的变化与温度廓线变化有着很好的对应关系。

(3) 塔中沙漠大气边界层春、夏、秋、冬四季的 02 时与 08 时都存在逆温现象; 14 时、20 时的温度除冬季有逆温外, 都随高度线性递减; 沙漠地区的逆温多为接地逆温, 逆温层厚度小, 逆温强度大; 逆温层顶的最大高度出现在冬季的 02 时, 为 417m, 最小高度出现在秋季的 20 时, 仅为 47m, 逆温层平均厚度为 225m; 逆温强度最大出现在秋季的 02 时, 高达 $6.7^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ 。

(4) 塔中沙漠大气边界层夏季的比湿最大, 可达 $8.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 其次是秋季, 在 $3.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右, 春季较小, 在 $1.5 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右, 冬季比湿最小, 在 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$ 左右; 边界层比湿廓线在夜间和早晨逆湿较明显, 白天逆湿强度较弱。

(5) 塔中沙漠大气边界层春、夏、秋、冬四季 02 时和 08 时近地面臭氧浓

度比较低,随着高度上升臭氧浓度增大,到达一定高度后,随高度上升变化的幅度减小;14时、20时臭氧浓度随着高度递增;臭氧浓度值冬季最小,夏季最大,夏季最大在 60×10^{-9} 左右,冬季则低于 40×10^{-9} ,浓度远比城市如上海低。

(6) 塔中近地层风速廓线在沙尘暴持续阶段内满足对数律关系,各气象要素垂直廓线趋于中性,是一个降温增湿的过程。沙尘暴过境前后大气层结发生了转变,破坏了晴天正常的逆温、逆湿结构;沙尘暴过境时 0 cm 和 5 cm 地温变化趋势与 1.5 m 气温相似,过境前后 1.5 m 气温和 5 cm 地温达到峰值的时间刚好相反。

(7) 塔中沙漠近地层为中性层结时风速廓线适合对数分布;非中性层结时的风速廓线适合指数律拟合;根据实测资料得到塔中地近地层稳定与不稳定层结参数 β_m 和 γ_m , 夏季分别为 4.6 和 16.4, 冬季分别为 2.6 和 19.3。

(8) 塔中沙漠边界层高度白天比夜间大,春夏季比秋冬季大。沙漠腹地夜间边界层平均厚度约为 200m, 白天边界层平均厚度约为 1485m; 夏季边界层厚度最大可达 3000m, 冬季最小低于 100m; 沙漠地区边界层高度比较深厚。

(9) 塔中地区大气层结春、夏季以不稳定为主, 秋、冬季以稳定为主, 中性层全年较少; 与沙漠边缘过渡带相比, 塔中不稳定层结高于边缘地区, 沙漠边缘大气层结相对腹地比较稳定。

(10) 塔中地区春、夏季的平均地表粗糙度长度 z_0 为 0.69×10^{-4} m; 秋、冬季的地表粗糙度长度 z_0 平均为 1.66×10^{-4} m; 地表粗糙度与风速具有较好的指数衰减关系; 塔中气象站春、夏季节零平面位移 d 的平均值为 0.08 m, 秋、冬季节 d 的平均值为 0.05 m; 塔中地区的 Karman 常数 κ 的值约为 0.35; 摩擦速度和特征温度均表现出明显的日变化特征, 摩擦速度则随稳定或不稳定程度的增大而减小, 最大值出现在 $z/L = -0.2$ 处; 通过经验公式计算与风蚀传感器实测比较, 得出塔中地区的起沙临界摩擦速度 u_{*t} 为 $24 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

参考文献

- [1] Roland B.Stull.杨长新,译.边界层气象学导论[M].北京:气象出版社,1991.1-31, 373-427.
- [2] 胡非,洪钟祥,陈家宜,等.白洋淀地区非均匀大气边界层的综合观测研究—实验介绍及近地层微气象特征分析[J].大气科学,2006,30(5):883-893.
- [3] 张强,王胜.绿洲与荒漠背景夏季近地层大气特征的对比分析[J].冰川冻土,2005,27(2):282-289.
- [4] 左洪超,胡隐樵.黑河地区绿洲和戈壁小气候特征的季节变化及其对比分析[J].高原气象,1994,13(3):246-256.
- [5] 胡隐樵,王俊勤,左洪超.临近绿洲的沙漠上空近地面层内水汽输送特征[J].高原气象,1993,12(2):125-132.
- [6] 胡隐樵,奇跃进,杨选利.河西戈壁(化音)小气候和热量平衡特征的初步分析[J].高原气象,1990,9(2):113-119.
- [7] 王慧,胡泽勇,马伟强,等.鼎新戈壁下垫面近地层小气候及地表能量平衡特征季节变化分析[J].大气科学,2008,32(6):1459-1470.
- [8] 姜大勝,王式功.兰州市区低空大气温度层结特征及其与空气污染的关系[J].兰州大学学报(自然科学版),2001,37(4):133-139.
- [9] 岳平卜,牛生杰,张强,等.春季晴日蒙古高原半干旱荒漠草原地边界层结构的一次观测研究[J].高原气象,2008,27(4):757-763.
- [10] 张强,卫国安,侯平.初夏敦煌荒漠戈壁大气边界结构特征的一次观测研究[J].高原气象,2004,23(5):587-597.
- [11] Chameides W L, Lindsay R W, et al.The role of biogenic hydrocarbons in urban photochemical smog: Atlanta as a case study [J]. Science, 1988, 241(4872):1473-1475.
- [12] Roleeel S J, Pierce T E, Schere K L. The sensitivity of regional ozone modeling to biogenic hydrocarbon [J]. J Geophys Res, 1991, 96(D4):371-7394.
- [13] Bojkov R D.The international ozone assessment 1994.Bulletin Of WMO,1995,44: 42-50.
- [14] Randel W, Wu F. A stratospheric ozone trends data set for global modeling studies [J]. Geophysical Research Letters, 1999, 26:3089-3092.
- [15] 魏鼎文,秦芳.中国北京和昆明地区大气臭氧层的异常变化[J].科学通报,1994,39(16):1509-1511.
- [16] Wang X K, Lu W Z, Wang W J, et al.A study of ozone variation trend within area of affecting human health in Hong Kong [J]. Chemosphere, 2003, 52:1405-1410.
- [17] Arbaugh M J, Miller P R, Carroll J J, et al.Relationships of ozone exposure to pine injury in the Sierra Nevada and San Bernardino Mountains of California[J]. Environmental Pollution, 1998, 101:291-301.
- [18] Fuhai Geng, Chunsheng Zhao, Xu Tang, et al. Analysis of ozone and VOCs measured in

- Shanghai: A case study, *Atmospheric Environment* [J]. 2007, 41(5):989-1001.
- [19] Mickel R E, Bottenheim J W, Leaitch W R, et al. Boundary layer ozone depletion during AGASP2II [J]. *Atmos. Environ*, 1989, 23 (11):2443-2449.
- [20] Holtslag A A M, Nieuwstadt F F M. Scaling the atmospheric boundary layer [J]. *Boundary layer Meteorology*, 1986, 36(2):201-209.
- [21] 卓嘎, 徐祥德. 青藏高原边界层高度特征对大气环流动力学效应的数值验[J]. *应用气象学报*, 2002, 13(2):163-169.
- [22] Dridonks A G. Entrainment effects in the well-mixed atmospheric boundary layer [J]. *Boundary-Layer Meteorology*, 1984, 30(1):75-105.
- [23] Holzworth. Mixing Depths, Wind Speeds and Air Pollution Potential for Selected Locations in the United States [J]. *Journal of Applied Meteorology*, 1967, 6:1039-1044.
- [24] Vogelesang D H P, Holtslag A A M. Evolution and Model impacts of Alternative Boundary Layer Formulations [J]. *Boundary Layer Meteorology*, 1996, 81: 245-269.
- [25] 《大气科学辞典》编委会, *大气科学辞典*, 北京:气象出版社, 1994, 295-296.
- [26] 中华人民共和国国家标准. GB / T 3840—1991. 制定地方大气污染物排放标准的技术方法. 北京:中国标准出版社, 1992:13-18.
- [27] 王俊勤, 胡隐樵, 等. HEIFE 区边界层某些结构特征[J]. *高原气象*, 1994, 13(3): 299-306.
- [28] 周明煜, 徐祥德, 卞林根, 等. 青藏高原大气边界层观测分析与动力研究[M]. 北京:气象出版社, 2000:68-72.
- [29] 张强. 极端干旱荒漠地区大气热力边界层厚度研究[J]. *中国沙漠*, 2007, 27(4):614-620.
- [30] 蔡新玲, 吴素良. 西安市近 10 年大气稳定度和边界层厚度特征[J]. *气象科技*, 2007, 35(6): 814-817.
- [31] 张强, 胡隐樵. 关于我国西北干旱气候的若干问题[J]. *中国沙漠*, 2000, 20(4): 357-362.
- [32] 汤懋仓. 黑河实验区的自然地理状况及气候背景[J]. *高原气象*, 1994, 13(3):237-245.
- [33] Hu Yinqiao, Yang Xuanli, Zhang Qiang, et al. The characters of energy budget on the Gobi and desert surface in Hexi Region [J]. *ACTA Meteor Sinica*, 1992, 6(1):82-91.
- [34] [韦志刚, 黄荣辉, 陈文. 敦煌戈壁不同近地层大气稳定度下的感热交换系数[J]. *高原气象*, 2006, 2(5):834-839.
- [35] 朱平, 蒋瑞宾. 绿洲、沙漠及戈壁边界层特征对比分析[J]. *气象*, 1996, 22(3):48-50.
- [36] Yamamoto S. Observational study on the turbulent structure of the atmospheric boundary layer under stable conditions [J]. *J. Meteor. Soc. Japan*. 1979, 57:423-431.
- [37] 叶卓佳. 稳定大气近地面层的风和温度廓线[J]. *气象学报*, 1982, 40(2):166-174.
- [38] [美] D. A. 豪根, 著. 李兴生, 洪钟祥, 吕乃平, 等, 译. *微气象学* [M]. 北京:科学出版社, 1984. 1-104, 157-182.
- [39] 周自江, 章国材. 中国北方的典型强沙尘暴事件(1954~2002 年)[J]. *科学通报*, 2003, 48(11): 1124-1128.
- [40] 徐希慧. 塔里木盆地沙尘暴卫星云图特征分析[J]. *甘肃气象*, 1997, 15(2):1-3.

- [41] 宋敏红,钱正安 蔡英,等. 中蒙强、弱沙尘暴年春季平均环流及沙尘活动变化分析[J]. 气象学报,2007,65(1):94-104.
- [42] 王敏仲,魏文寿,杨莲梅,等. 塔里木盆地一次东灌型沙尘暴环流动力结构分析[J]. 中国沙漠,2008,28(2):370-376.
- [43] 钱正安,蔡英,刘景涛,等. 中蒙地区沙尘暴研究的若干进展[J]. 地球物理学报,2006,49(1):83-92.
- [44] 许宝玉,钱正安,焦彦军. 西北地区五次特强沙尘暴前期形势和要素场的综合分析 with 预报[A].
- [45] 张仁健,韩志伟,王明星,等. 中国沙尘暴天气的新特征及成因分析[J]. 第四纪研究,2002,22(4):374-380.
- [46] 钱正安,吴统文,梁潇云. 青藏高原及周围地区的平均垂直环流特征[J]. 大气科学,2001,25(4):444-454.
- [47] 李祥余,何清,艾力·买买提明,等. 塔中春季晴天近地层温度、湿度和风速廓线特征[J]. 干旱区地理,2008,31(3):389-396.
- [48] 何清,向鸣,唐淑娟. 塔克拉玛干沙漠腹地两次强沙尘暴天气分析[J]. 中国沙漠,1998,18(4):320-327.
- [49] 胡泽勇,黄荣辉,卫国安,等. 2000年6月4日沙尘暴过境时敦煌地面气象要素及地表能量平衡特征的变化[J]. 大气科学,2002,26(1):1-8.
- [50] 周淑贞,张如一. 气象学和气候学[M]. 北京:高等教育出版社,2004:15-17.
- [51] 李爱贞,刘厚凤. 气象学和气候学基础(第二版)[M]. 北京:气象出版社,2004:62-69.
- [52] Golden D. Relations among stability parameters in the surface layer [J]. Boundary Layer Meteor.,1972,(3):47-58.
- [53] 刘学军,吴丹朱,马富春. 天津市 250m 低层大气风廓线模式的试验研究[J]. 大气科学,1991,15(5):33-39.
- [54] 袁敬,曹文俊,刘思湄. 近山盆地湍流通量的研究及热通量几种计算方法的比较[J]. 南京气象学院学报,1997,20(2):214-218.
- [55] 解以扬. 天津气象塔风温梯度观测资料的统计特征[J]. 气象,2003,29(1):12-16.
- [56] 苗曼倩,赵鸣,王彦昌,等. 近地层湍流通量计算及几种塔层风廓线模式的研究[J]. 大气科学,1987.11(4):420-429.
- [57] 范绍佳,林文实,苏雄晖,等. 理查逊数 Ri 在沿海近地层大气稳定度分类中的应用[J]. 热带气象学报,1999,15(4):370-375.
- [58] 蒋维楣,孔鉴泞. 空气污染气象学教程[M]. 北京:气象出版社,2004:1-16.
- [59] 陈家宜,王介民. 一种确定地表粗糙度的独立方法[J]. 大气科学,1993,17(1):21-26.
- [60] 刘小平,董治宝,王训明. 固定沙质床面的空气动力学粗糙度[J]. 中国沙漠,2003,23(2):111-117.
- [61] 刘小平,董治宝. 砾石床面的空气动力学粗糙度[J]. 中国沙漠,2003,23(1):38-45.

- [62] 梅凡民, J. Rajot, S. Alfaro, 等. 平坦沙地的空气动力学粗糙度变化及其物理意义[J]. 自然科学进展, 2006, 16(3): 325-330.
- [63] Liu Huizhi, Zhang Hongsheng, Bian Lin'gen, et al. Characteristics of micrometeorology in the surface layer in the Tibetan Plateau [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2002, 19(1): 73-88.
- [64] 彭艳, 张宏升, 刘辉志, 等. 青藏高原近地面层气象要素变化特征[J]. 北京大学学报: 自然科学版, 2005, 41(2): 180-190.
- [65] 董治宝, Donald W Fryrear, 高尚玉. 直立植物防沙措施粗糙特征的模拟实验[J]. 中国沙漠, 2000, 20(3): 260-263.
- [66] Dong ZhiBao, Fryrear Donald W, Gao ShangYu. Modeling the roughness properties of artificial soil clods [J]. *Soil Science and Plant Nutrition*, 1999, 164(12): 930-935.
- [67] Dong Zhibao, Wang Xunming, Zhao Aiguo, et al. Aerodynamic roughness of fixed sandy beds [J]. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 2001, 106(B6): 11001-11011.
- [68] Dong Zhibao, Liu Xiaoming, Wang Xunming. Aerodynamic roughness of gravel surfaces [J]. *Geomorphology*, 2002, 43(1-2): 17-31.
- [69] 赵鸣, 苗曼倩, 王彦昌. 边界层气象学教程[M]. 北京: 气象出版社, 1991: I, 17-72.
- [70] Jackson P S. On the displacement height in the logarithmic velocity profile [J]. *Journal of Fluid Mechanics*, 1981, (111): 15-25.
- [71] 刘小平, 董治宝. 零平面位移高度的 Marquardt 算法[J]. 中国沙漠, 2002, 22(3): 233-236.
- [72] Rotach M.W. Determination of the zero plane displacement in an urban-environment [J]. *Boundary-layer Meteorology*, 1994, 67(1-2): 187-193.
- [73] 关德新, 朱廷曜, 金昌杰. 中性温度层结时森林郁闭度与林冠上风廓线的关系[J]. 北京林业大学学报, 1997, 19(1): 26-30.
- [74] 赵晓松, 关德新, 吴家兵, 等. 长白山阔叶红松林的零平面位移和粗糙度[J]. 生态学报, 2004, 23(5): 84-88, 115.
- [75] Wyngaard J C, Cote O R, Izumi Y. Local free convection, similarity, and the budgets of shear stress and heat flux[J]. *J Atmos Sci*, 1971, 28: 1171-1182.
- [76] Bagnold, R.A. The physics of blown sand and desert dune [M]. New York: Methuen, 1941: 39-98.
- [77] Marticorena B, G Bergametti, B Aumont, et al. Modeling the atmospheric dust cycle Part 2: Simulation of Saharan dust sources [J]. *J Geophys Res*, 1997, 102(D4): 4387-4404.
- [78] Shao Y and Lu, H. A simple expression for wind erosion threshold friction velocity [J]. *J Geophys Res*, 2000, 105: 22437-22443.
- [79] 申彦波, 沈志宝. 敦煌戈壁地表风蚀起沙量的计算[J]. 高原气象, 2004, 23(5): 648-653.
- [80] 王鹏祥, 孙兰东. 盐池地区沙尘暴期间风沙运动若干特征研究[J]. 中国沙漠, 2007, 27(6): 1077-1079.

第五章 塔中近地层湍流特征

近地层一个重要的特点就是它的湍流性,这一特点决定了地—气之间物质与能量的交换是通过近地层的湍流运动实现的,如热量、动量、水汽及各种标量物质垂直和水平方向的输送。总之湍流交换是大气边界层内的主要物理过程,决定了大气边界层中各种物理现象的发生。目前,沙漠地区湍流特征的研究较少,深入流动沙漠腹地进行系统性近地层湍流运动的观测试验研究更少。塔克拉玛干沙漠作为我国面积最大的沙漠对中国北方气候环境有着重要的影响。研究该地区的湍流特征,对于研究流动沙漠地区的地—气相互作用,认识沙漠近地层的湍流运动,发展和验证沙漠地区陆面模式参数化方案,提高模式在沙漠区域的模拟能力,具有十分重要的意义。

本章选取 2006 年 4 月至 2008 年 8 月塔克拉玛干沙漠大气环境观测试验站 80m 铁塔梯度探测系统、开放式涡动相关探测系统的观测数据,分析讨论了沙漠腹地的湍流特征,包括湍流总体输送系数、湍流交换系数、不同大气层结下的无因次方差普适函数、塔中地区的湍流强度以及湍能。

5.1 总体输送系数

如何把边界层的湍流输送通量引入大尺度模式来表征边界层对大尺度的影响,必须用大尺度变量来表达边界层的湍流输送,其中最简单的就是用总体输送系数表达。总体输送系数包括地表动量拖曳系数(C_D)、热量输送系数(C_H)和水汽输送系数(C_E),获得准确的总体输送系数是陆面过程参数化研究的关键^[1]。给出一套塔克拉玛干沙漠腹地的总体输送系数,对流动沙漠区域动量、热量、水汽通量的计算以及数值模式的参数化有着重要意义。

5.1.1 塔中近地层总体输送系数的变化特征

总体输送系数的计算方法有直接法和间接法两大类。直接法包括:涡动相关

法、廓线一通量法和经验函数参数化方法 3 种；间接方法即倒算法，先利用空气动力学方法、组合法、Bowen 比能量平衡法或变分法结合风、温、湿等气象要素的梯度观测资料计算出地面动量、感热和潜热通量，然后反算出总体输送系数^[1]。目前普遍认为涡动相关法计算出来的总体输送系数是最精确的，本文即采用该方法来计算塔中地区的总体输送系数^[2-4]：

$$C_D = \frac{\overline{-u'w'}}{U^2} \quad (5.1)$$

$$C_H = \frac{\overline{-w'T'}}{U(T_a - T_s)} \quad (5.2)$$

$$L = -\frac{u^3}{\kappa \frac{g}{T} \frac{H}{\rho c_p}} \quad (5.3)$$

其中， C_D 为大气动量总体输送系数； C_H 为感热总体输送系数； U 为观测高度的水平风速； $\overline{u'w'}$ 为水平风速与垂直风速脉动协方差； $\overline{w'T'}$ 为垂直风速与超声温度协方差； T_a 为空气温度； T_s 为地表温度； L 为湍流混合的垂直尺度（Monin-obkhov 长度）； u_* 为摩擦速度； κ 为 Karman 常数； g 为重力加速度； T 为观测高度处测得的开氏温度； H 为感热通量； ρ 为空气密度； c 定压比热（一般取值 $1004.67 \text{ J} \cdot \text{Kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ）。

（1）年变化特征

图 5.1、5.2 给出了塔中 10m、32m、80m 三个观测高度动量、感热总体输送系数的年变化曲线。由图可知，10m 的动量总体输送系数 6~7 月最大，10~11 月最小；32m 的动量总体输送系数 1~2 月最大，5 月最小；80m 动量总体输送系数的最大值出现在 10 月，最小值出现在 4 月。10m、32m、80m 的感热总体输送系数 5~8 月大于其他月份，其中，8 月份的值最大，1 月份的值最小。至于 80m 的动量总体输送系数在有的月份比 32m 甚至 10m 的还大，这可能是所用观测资料仅为一年，观测资料的不稳定性所致，这一问题将有待于我们下一步的深入研究。

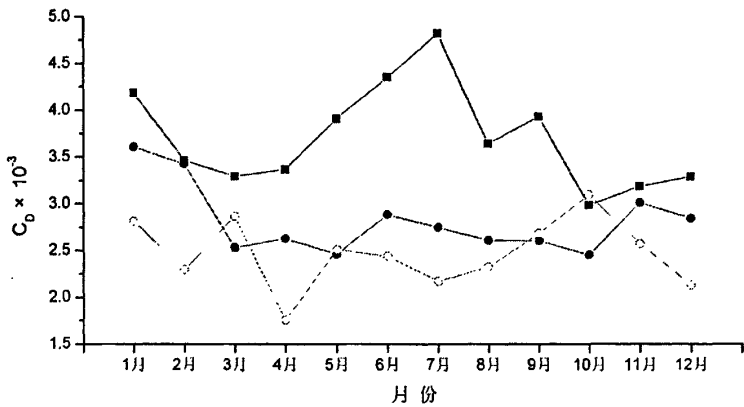


图 5.1 动量输送系数年变化（蓝、红、绿线分别代表 10m、32m、80m 处的 C_D ）

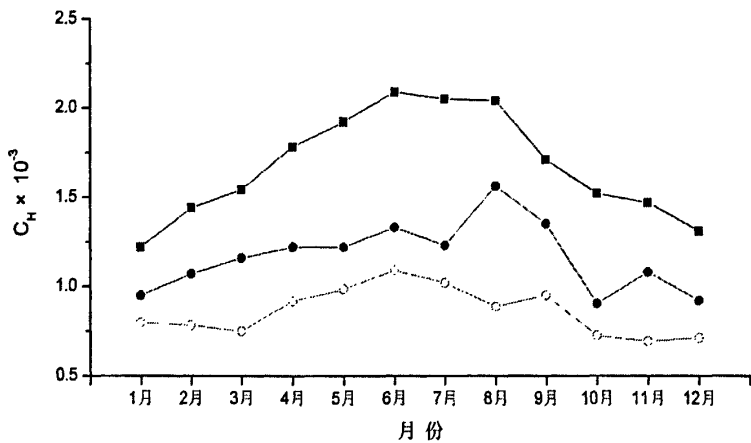


图 5.2 感热输送系数年变化（蓝、红、绿线分别代表 10m、32m、80m 处的 C_H ）

通过对塔中四季同一高度、相同层结下的动量、感热总体输送系数求平均，可得整个观测期间总体输送系数（年平均值见表 5.1、表 5.2）：10m 高度的动量总体输送在不稳定层结时最强，中性层结时次之，稳定层结时输送最弱，32m 与 80m 高度的动量总体输送均是在中性层结时最强，不稳定层结时次之，稳定层结最弱；10m 与 32m 高度的感热总体输送在不稳定层结时最强，中性层结时次之，稳定层结时输送最弱，80m 高度的感热总体输送为不稳定层结时最强，稳定层结次之，中性层结最小。80m 总体输送系数 C_D 年平均值分别为 3.70×10^{-3} 、

4.18×10^{-3} 和 2.99×10^{-3} , C_H 年平均值分别为 1.68×10^{-3} 、 1.16×10^{-3} 和 0.85×10^{-3} 。

由图 5.1 及 5.2 可以看出, 塔中沙漠动量和热量总体输送系数总体上均随高度增加而减小。

(2) 季变化特征

表 5.1 给出了 2007 年 8 月至 2008 年 8 月动量总体输送系数 C_D 在不同层结、不同高度下的平均值。由表可知, 塔克拉玛干沙漠腹地的 C_D 的变化与大气稳定度、观测高度和季节密切相关。

表 5.1 动量总体输送系数 C_D 在不同层结下的季、年平均值 ($\times 10^{-3}$)

年、季	层结	10m	32m	80m
春季	稳定层结	2.77	2.55	1.47
	中性层结	3.8	6.06	4.54
	不稳定层结	3.99	4.58	3.83
夏季	稳定层结	3.07	2.11	1.64
	中性层结	5.16	5.1	3.84
	不稳定层结	4.57	4.69	3.83
秋季	稳定层结	2.76	2.72	1.48
	中性层结	3.16	5.43	3.5
	不稳定层结	4.17	4.34	3.21
冬季	稳定层结	3.22	3.05	1.56
	中性层结	3.46	5.28	4.38
	不稳定层结	4.29	4.3	2.63
年	稳定层结	2.955	2.608	1.537
	中性层结	3.895	5.468	4.065
	不稳定层结	4.255	4.478	3.375

从大气层结差异来看, 10m 的 C_D 除了夏季中性层结时最大, 其他三季都是不稳定层结时最大, 四季都是稳定层结时最小, 不稳定层结时居中; 32m、80m

的 C_D 都是中性层结时最大, 稳定层结时最小, 不稳定层结时居中。

从不同观测高度来看, 在层结稳定时 10m 的 C_D 最大, 80m 的最小, 32m 的介于两者之间; 在中性层结时, 除了夏季为 10m 的 C_D 最大, 其他三季都是 32m 的 C_D 最大, 80m 的最小; 在不稳定层结时, 四季都是 32m 的 C_D 最大, 80m 的最小, 10m 的介于两者之间。

从季平均来看 (不考虑层结稳定度), 10m 的 C_D 春、夏、秋、冬的平均值分别为 3.52×10^{-3} 、 4.27×10^{-3} 、 3.36×10^{-3} 、 3.65×10^{-3} ; 32m 的 C_D 春、夏、秋、冬的平均值分别为 4.39×10^{-3} 、 3.97×10^{-3} 、 4.16×10^{-3} 、 4.21×10^{-3} ; 80m 的 C_D 春、夏、秋、冬的平均值分别为 3.28×10^{-3} 、 3.1×10^{-3} 、 2.73×10^{-3} 、 2.86×10^{-3} 。10m、32m、

表 5.2 感热总体输送系数 C_H 在不同层结下的季、年平均值 ($\times 10^{-3}$)

年、季	层结	10m	32m	80m
春季	稳定层结	0.83	0.51	0.40
	中性层结	1.48	0.91	0.46
	不稳定层结	2.93	0.51	1.79
夏季	稳定层结	0.92	0.64	0.53
	中性层结	1.64	1.18	0.57
	不稳定层结	3.63	2.29	1.89
秋季	稳定层结	0.79	0.52	0.30
	中性层结	1.00	0.56	0.21
	不稳定层结	2.91	2.25	1.85
冬季	稳定层结	0.88	0.55	0.42
	中性层结	0.52	0.21	0.08
	不稳定层结	2.57	2.18	1.79
年	稳定层结	0.855	0.555	0.413
	中性层结	1.160	0.715	0.330
	不稳定层结	3.010	1.808	1.830

表 5.2 给出了 2007 年 8 月至 2008 年 8 月的感热总体输送系数 C_H 在不同层

结下的季平均值。

从大气层结差异来看,除了 32m 的 C_H 春季中性层结时最大,10m、80m 的 C_H 四季以及 32m 的夏、秋、冬都是大气层结不稳定时最大;三个观测高度春、夏、秋三季中性层结时 C_H 大于稳定层结;冬季时三个观测高度的 C_H 中性层结时最小。

从不同观测高度来看,除了 80m 在大气层结不稳定时的 C_H 大于大气层结稳定时,四季不同大气层结时 10m 的 C_H 最大,80m 的 C_H 最小,32m 的 C_H 居中,从季平均来看(不考虑层结稳定度),10m C_H 春、夏、秋、冬的平均值分别为 1.75×10^{-3} 、 2.06×10^{-3} 、 1.57×10^{-3} 、 1.33×10^{-3} ; 32m C_H 春、夏、秋、冬的平均值分别为 1.2×10^{-3} 、 1.37×10^{-3} 、 1.1×10^{-3} 、 0.98×10^{-3} ; 80m C_H 春、夏、秋、冬的平均值分别为 0.88×10^{-3} 、 0.99×10^{-3} 、 0.78×10^{-3} 、 0.76×10^{-3} 。各观测高度都是夏季的 C_H 最大,春季次之,秋季再次之,冬季的最小。

(3) 日变化特征

图 5.3 给出了塔中地区不同高度动量总体输送系数的日变化曲线。总的来说,三层高度的 C_D 都是白天大于夜间,日变化曲线呈多峰分布。具体来看,10m 高度的 C_D 在每天的 05~07 时之间开始变大(1 月除外),在 08~10 时之间出现一天的最大值,19~21 时之间出现一天的最小值。其中,7 月的峰值最大,10 月的次之,4 月的第三,1 月的最小。32m 的 C_D 在每天的 06 时左右逐渐变大,20 时左右出现一天的最小值,最大值都出现在午后至傍晚。80m 高度的 C_D 在每天的 05~06 时逐渐变大,1、7、10 月的日最大值出现在 11~13 时之间,4 月的日最大值出现在 09 时左右,4、10 月的最小值出现在午夜,1 月的最小值出现在 17 时左右,7 月的最小值出现在 23 时左右。

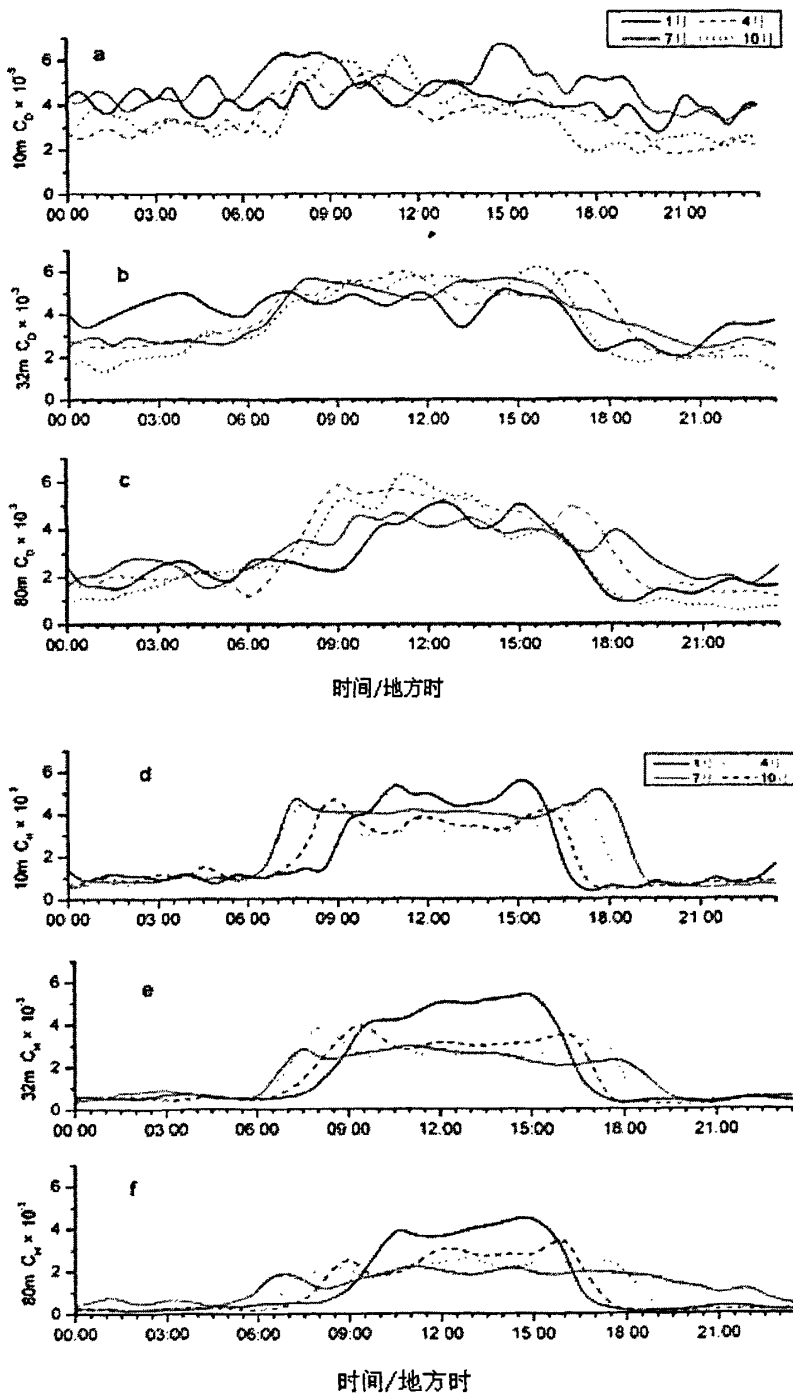


图 5.3 总体输送系数日变化曲线图 (a, b, c 为 10m、32m、80m C_D 日变化曲线;
d, e, f 为 10m、32m、80m C_H 日变化曲线) (附彩图)

从不同高度的层次来看, 1、4、7、10 月的动量总体输送系数的日变化跨度随高度的上升而减小, 即低层的 C_D 日变化跨度大于高层, 10m 处的 C_D 日变化跨度最长, 32m 次之, 80m 最小。这主要是随着观测高度的升高, 其代表的范围扩大而引起。感热总体输送系数的日变化特征与动量总体输送系数相似, 只是日变化幅度偏大, 且一日中都有两个较为规律的峰值出现 (图 5.3)。具体来看, 10m、32m 和 80m 高度的 C_H 都是 7 月份的日跨度最大, 相对于 1、4、10 月, 第一个峰值出现的早, 第二个峰值出现的晚。其他月份的变化规律与 7 月份相似, 4 月的日跨度大于 10 月, 1 月的日跨度最小。但是三个层次白天的输送系数都是 1 月最大, 7 月的变化幅度最大。1、4、7、10 月感热输送系数 C_H 三个层次日变化跨度与动量总体输送系数 C_D 一致。并且每个月的输送系数, 随高度的上升, 减小明显。

与李国平等^[5]计算的青藏高原总体输送系数的季节变化规律相比, 塔中地区的感热总体输送系数的变化规律与青藏高原地区的变化规律相一致, 但动量输送系数的季节变化规律与青藏高原地区的不一致。这应该是沙漠下垫面地表热力作用和观测试验点的局地环境影响所致。

表 5.3 为本文计算出的夏季总体系数和其他研究人员在国内沙漠戈壁地区得出的夏季总体输送系数。由表 5.3 可得, 塔克拉玛干沙漠腹地夏季 10m、32m、80m C_D 变化范围为: 1.64~5.16, C_H 变化范围为: 0.53~3.63, 这与胡隐樵研究的黑河沙漠地区动量总体输送系数 C_D 的变化范围 $0.3 \sim 5.5 \times 10^{-3}$ 、感热输送系数 C_H 变化范围 $0.3 \sim 6.1 \times 10^{-3}$ 相近。本文计算的 3m、10m 高度 C_D 、 C_H 的具体结果与其他学者存在一定的差异。例如, 与张强的计算相比, 3m 高度中性层结的 C_D 偏大, 而感热输送系数 C_H 却小; 10m 高度中性层结的 C_D 比左洪超、张立盛、高志球、韦志刚、黄宝霞等人计算的沙漠和戈壁地区的大, C_H 比左洪超计算的沙漠的小, 比左洪超、黄宝霞计算的戈壁和沙丘的大。这些差异应该是下垫面和观测试验场地局地环境的差异性所致。

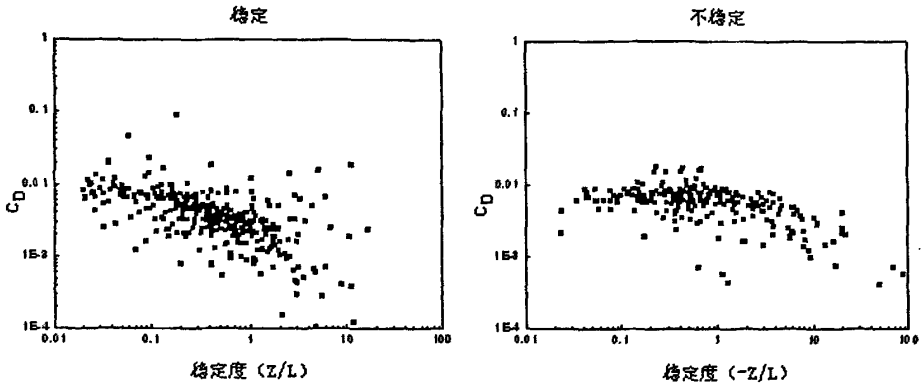
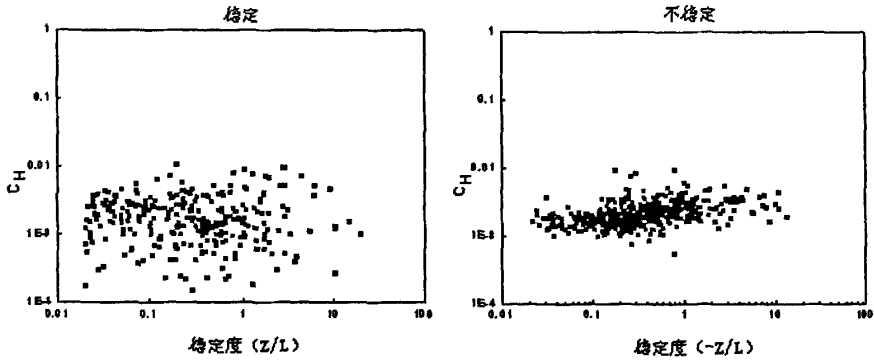
表 5.3 塔中与其他干旱地区不同下垫面的夏季总体输送系数 ($\times 10^{-3}$)

作者	观测地点	试验项目	观测高度	计算方法	C_D	C_H
★本文	塔中 (自然沙面)	塔克拉玛干 沙漠地—气 相互作用观 测试验研究	3m	涡动相关 法	2.77(稳定)	1.78(稳定)
					3.40(中性)	1.53(中性)
					3.69(不稳定)	2.88(不稳定)
★本文	塔中 (80m 铁塔)		10m	涡动相关 法	3.07(稳定)	0.92(稳定)
					5.16(中性)	1.64(中性)
					4.57(不稳定)	3.63(不稳定)
左洪超 ^[6]	黑河试验区 (戈壁)	HEIFE	10m	组合法倒 算	1.6	1.6
					(中性值)	(中性值)
					2.2	2.2
胡隐樵 ^[7]	黑河试验区 (沙漠)	HEIFE	10m		(中性值)	(中性值)
					0.3~5.1	0.3~6.1
张立盛 ^[8]	黑河试验区 (戈壁)	HEIFE	10m	组合法倒 算	2.3	3.3
					(平均值)	(平均值)
					4.4	5.4
高志球 ^[9]	化音(戈壁) 沙漠 (起伏沙丘)	HEIFE	10m	通量廓线 法	(平均值)	(平均值)
					1.48 $\pm$ 0.15	
					(中性值)	
张强 ^[10]	敦煌(戈壁)	DISPFE	3m	涡动相关 法	1.54 $\pm$ 0.23	
					(中性值)	
					0.92	1.81
韦志刚 ^[11]	敦煌(戈壁)	NWC- ALIEX	10m	空气动力 学方法倒 算	(中性值)	(中性值)
						2
						(中性值)
黄宝霞 ^[12]	内蒙古奈曼 (沙丘)	IMGRASS	10m	涡动相关 法	4.83	1.34
					(中性值)	(中性值)

注：为使本表的数据具备可比性，选取了 2008 年 06~08 月的资料。

5.1.2 塔中总体输送系数与稳定度的关系

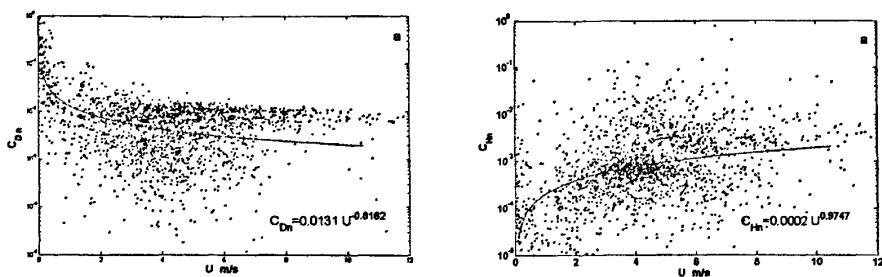
图 5.4, 5.5 给出了塔中 10m 高度上的总体输送系数 C_D 、 C_H 稳定度 z/L 变化的关系。这里稳定度的划分标准为：稳定层结 $-z/L \geq 0.05$ ，不稳定层结 $-z/L < -0.05$ ，中性层结 $-0.05 \leq z/L \leq 0.05$ 。

图5.4 动量总体输送系数 C_D 与稳定度 $-z/L$ 的关系图5.5 热量总体输送系数 C_H 与稳定度 z/L 的关系

由图 5.4 可以看出, 稳定层结下 C_D 随稳定度的增加而减小; 不稳定层结下 C_D 随不稳定度的增加而减小。由图 5.5 可以看出, 稳定层结下 C_H 的值比较离散, 随稳定度大小的变化不明显, 可能是稳定层结下热量的上、下交换较小的原因; 不稳定层结下 C_H 随不稳定度的增加呈增大趋势。

5.1.3 塔中总体输送系数与风速变化关系

由图 5.6 可见, 在中性层结下, 当风速 $\leq 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 10m 的动量输送系数随风速的增大而减小。当风速 $\geq 2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 动量输送系数缓慢减小而接近于常数。 C_H 值随风速的增大而增大, 且趋于常数。当风速 $\leq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 10m 的感热输送系数随风速的增大而很快增大。当风速 $\geq 4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 感热输送系数缓慢增大。

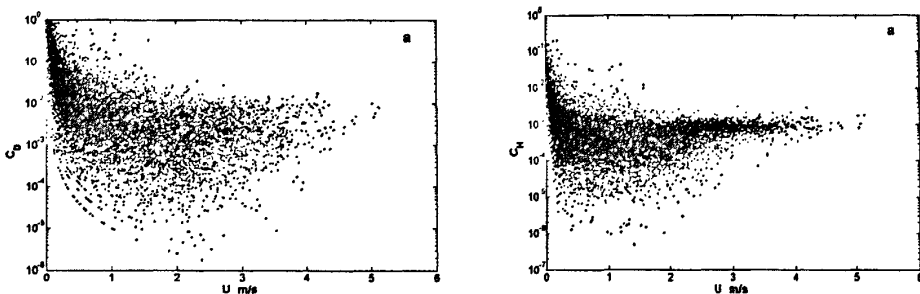
图 5.6 中性层结下总体输送系数 C_D 、 C_H 随风速变化

中性层结，总体输送系数与风速关系：

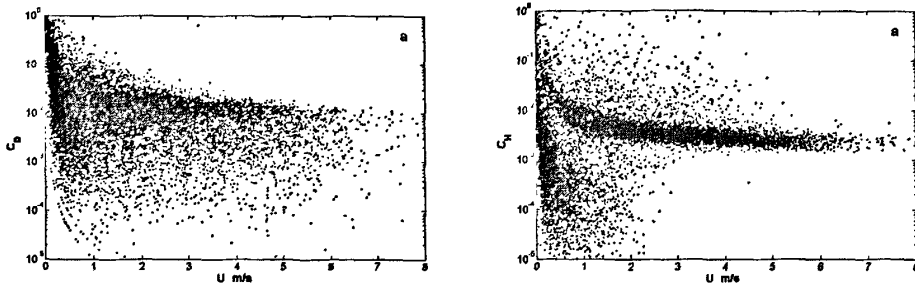
$$C_{Dn} = 0.0131 U^{-0.8162} \quad (5.4)$$

$$C_{Hn} = 0.0002 U^{0.9747} \quad (5.5)$$

在稳定层结下，由图 5.7 可见，当风速 $\geq 3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时， C_D 和 C_H 可以视作常数（即与风速无关），尤其是 C_H 对风速变化不敏感。当风速较大时， C_D 随风速的增大而见减小并趋于常数。然而，风速较小时， C_D 对风速的变化是非线性的，且随风速变小而增大。

图 5.7 稳定层结下总体输送系数 C_D 、 C_H 随风速变化

在不稳定层结下由图 5.8 可见，10m 的动量输送系数 C_D 随风速的增大而变小。当风速 $\leq 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时，随风速的增大而减小，当风速 $\geq 1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时，动量输送系数趋于常数。感热输送系数 C_H 在风速 $< 1 \text{ m/s}$ 时不确定，而风速 $> 1 \text{ m/s}$ 以后感热输送系数 C_H 趋于常数。


 图 5.8 不稳定层结下总体输送系数 C_D 、 C_H 随风速变化

5.2 塔中近地层湍流交换系数的变化

湍流交换系数是表征近地层湍流发展强弱程度的物理量。湍流交换系数是运动状态的函数，主要决定于流体中湍流运动的平均梯度，而且在气流的不同部分和不同的外界条件下交换系数的数值也可能不同^[13]。

本节利用塔中地区的湍流通量资料，结合梯度观测的风、温、湿资料，根据近地层湍流通量近于常数的理论，求解不同高度的湍流交换系数。由湍流半经验理论：

$$\tau = \rho K_D \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (5.6)$$

$$H = -C_p \rho K_H \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (5.7)$$

$$Q = -L_v \rho K_E \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (5.8)$$

其中， K_D 、 K_H 、 K_E 分别是动量通量、热量通量和水汽通量交换系数，所求结果为 $\sqrt{z_1 z_2}$ 高度的湍流交换系数。考虑到在近地面层位温 θ 与气温 T 近似相等，文中直接用气温代替位温。

5.2.1 春、夏季交换系数的日变化规律

图 5.9 给出了塔中春、夏季湍流交换系数的月平均的日变化图，使用 4m 和 20m 两层梯度资料，计算结果代表 9m 高度的湍流交换系数。其中因为没有潜热通量，因此春季只给出了动量和热量的湍流交换系数，而没有给出水汽通

量交换系数。

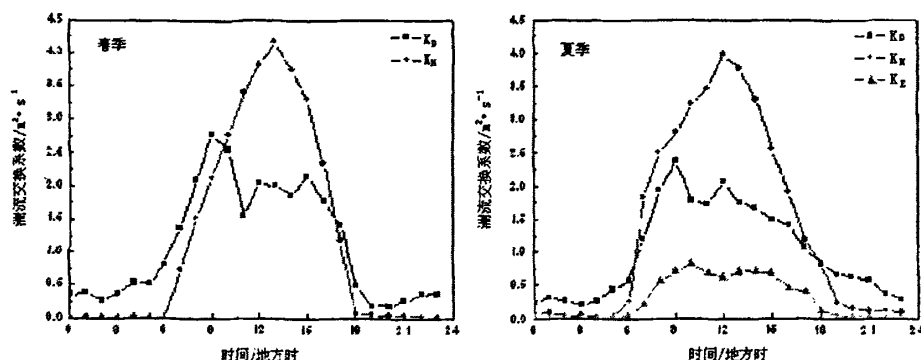


图5.9 塔中春、夏季交换系数的月平均的日变化图

从图中可以看出春季的 K_D 、 K_H 变化与其相对应的动量通量和感热通量的日变化特征相一致，在夜间较小，白天较大；上午日出以后增大很快，而午后数值减小也很快。动量交换系数 K_D 的值在 $0.19 \sim 2.77 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间，夜间稳定层结下的平均值为 $0.346 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ，白天不稳定层结下的平均值为 $2.01 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。春季平均动量交换系数 K_D 的最大值 $2.77 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 出现在上午9时，与春季平均动量通量的最大值出现时间相一致。春季热量交换系数 K_H 的值在 $0.012 \sim 4.165 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间，在稳定和不稳定层结下的平均值分别为 $0.023 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $2.83 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ， K_H 的最大值为 $4.165 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ，出现在13时。

春季热量交换系数与动量交换系数的比值 K_H / K_D 平均为0.67，在10时~16时有 $K_H / K_D > 1$ 的关系，这一结果与孙继明等^[14]在内蒙古沙漠计算的结果相似，即春季白天热力湍流甚于动力湍流，在近地层最重要的物质交换是湍流感热交换；在其他时段 K_D 的值则大于 K_H 的值，即动量交换系数大于热量交换系数。

塔中夏季动量交换系数 K_D 的值在 $0.21 \sim 2.37 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间，夜间稳定层结下的平均值为 $0.353 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ，白天不稳定层结下的平均值为 $1.72 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。夏季 K_D 的最

大值为 $2.37 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ，出现在上午9时。夏季热量交换系数 K_H 的变化在 $0.014 \sim 3.97 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间，夜间稳定层结下的平均值为 $0.089 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ，白天不稳定层结下的平均值为 $2.86 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。夏季 K_H 的最大值为 $3.97 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ，出现在12时。因为沙漠地区水汽含量少，潜热通量很小，所以沙漠地区的水汽交换系数亦较小。夏季水汽交换系数 K_E 的数值相对 K_D 、 K_H 的值较小，值的范围在 $0.003 \sim 0.829 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间，稳定、不稳定层结下的平均值分别为 $0.015 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 、 $0.637 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 。

夏季热量交换系数与动量交换系数的比值 K_H/K_D 平均为0.93，比春季的平均值0.67要大。夏季在7时~18时有 $K_H/K_D > 1$ 的关系，即夏季白天热力湍流强于动力湍流，在近地层最重要的物质交换是湍流感热交换，而在其他时段则是动量交换系数大于热量交换系数。

5.2.2 春、夏季交换系数随风速变化的规律

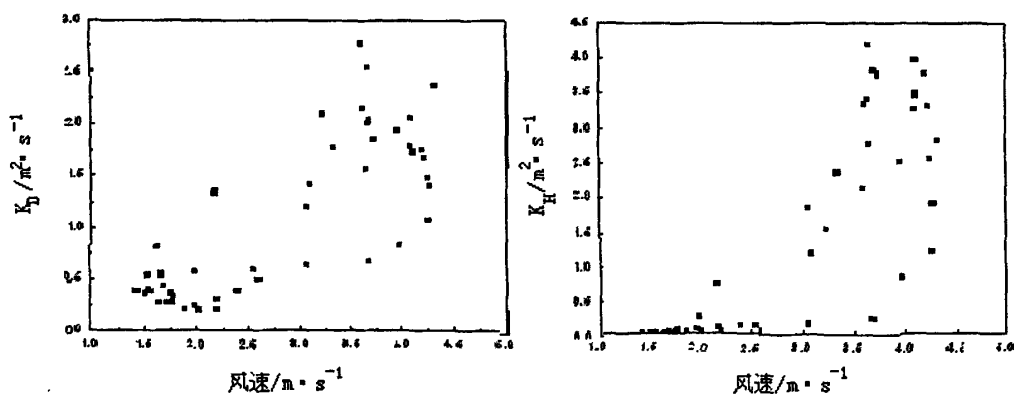


图 5.10 塔中春、夏季交换系数随风速的变化

图 5.10 给出了塔中春、夏季交换系数随风速的变化图。利用 10m 高度脉动资料由涡动相关得到湍流通量，用 4m 和 20m 两层梯度资料计算得到 K_D 、 K_H ，风速为与之对应的 10m 高度上梯度观测的平均风速。如图所示，湍流动量交换系数 K_D 和湍流热量交换系数 K_H 均是随着风速的增大而增大，即风速较小时，近

地层的湍流交换比较弱,这种情况通常出现在夜间的稳定层结时;白天风速较大时,层结不稳定,此时近地层湍流交换强度增大,因此湍流交换系数也较大。这一结果与前一节所给出的湍流交换系数在白天较大夜间较小的结果相一致。

5.2.3 春、夏季交换系数随高度变化的规律

关于湍流交换系数 K_D 随高度的变化,刘树华^[15]在对小麦冠层研究时得到植被内部的湍流交换较好地符合指数律分布,而后刘和平等^[16]对森林冠层的湍流结构的研究中证实了这一结论。在以往干旱区的近地层研究中,很少涉及关于湍流交换系数随高度的分布的研究,本文利用塔中春、夏季80m梯度观测资料,计算了0.5m~1m、1m~2m、2m~4m、2m~10m、4m~10m、4m~20m、10m~20m、20m~32m、20m~47m、32m~47m、47m~63m、47m~80m、63m~80m这13层的月平均湍流交换系数 K_D 、 K_H 、 K_E 的值。图5.11、5.12给出了塔中春季和夏季不同稳定度下湍流交换系数 K_D 、 K_H 随高度的变化。

由图5.11可以看出,春季动量交换系数 K_D 和热量交换系数 K_H 均是随着高度的增高而增大,在不同层结下增大的幅度不同。不同高度上的 K_D 、 K_H 值在稳定层结时的值较小,最大值(71m)不超过 $1.0 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$,随着层结不稳定度的增加而增大,不稳定层结时湍流交换系数最大。稳定层结时,春季在40m以下的高度,动量交换系数 K_D 大于热量交换系数 K_H , K_H/K_D 的值在0.12~0.43之间,40m以上有 K_H 大于 K_D , K_H/K_D 的值在1.1~1.3之间。稳定层结时,各高度 K_H/K_D 的平均值为0.47。不稳定层结时,一直有 K_H 大于 K_D , K_H/K_D 的值在1.02~2.08之间,各高度的平均值为1.52。

由图5.12可以看出,夏季动量交换系数 K_D 和热量交换系数 K_H 随着高度的变化亦是随着高度的增高而增大。稳定层结下,夏季在15m以下有 $K_H/K_D < 1$,这一高

度比春季的40m要低，在15m以上出现 K_H 大于 K_D ，比值范围在1.0~1.2之间。稳定层结时各高度 K_H/K_D 的平均值为0.65。不稳定层结时，夏季各高度上同样有 K_H 大于 K_D ， K_H/K_D 的值在1.03~1.94之间，各高度的平均值为1.36。

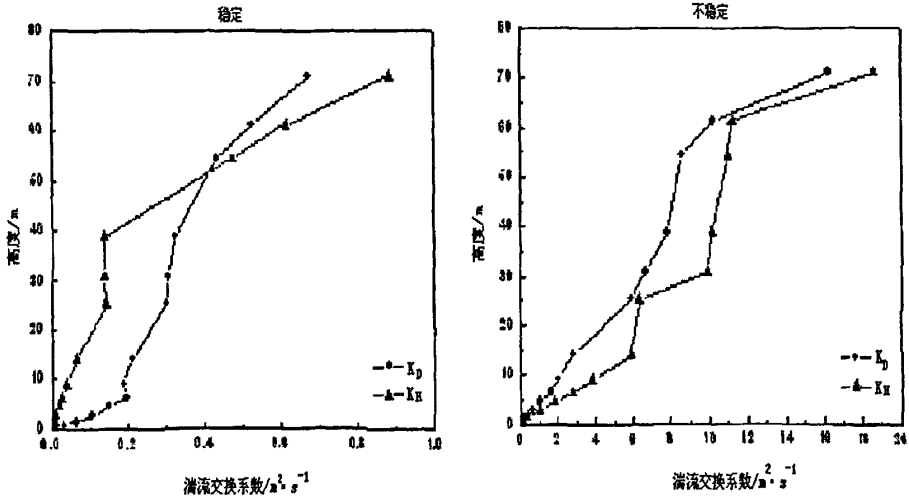


图5.11 塔中春季不同稳定度交换系数 K_D 、 K_H 随高度的变化

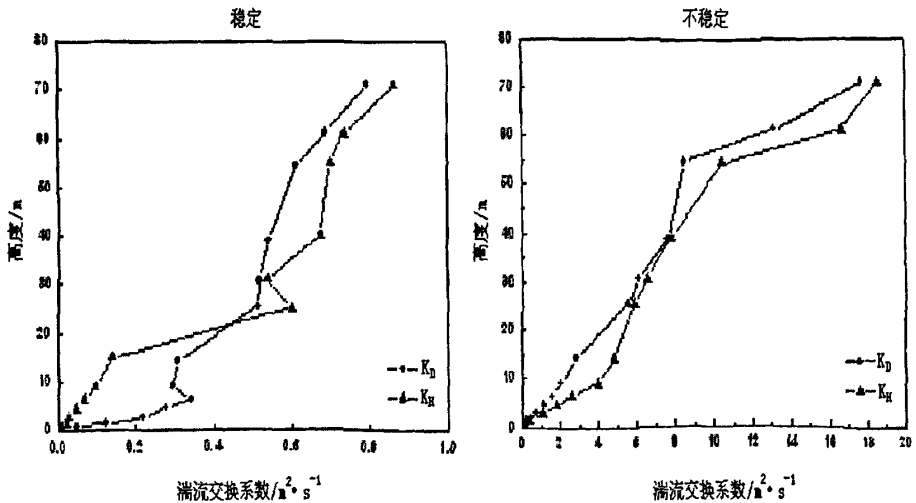


图5.12 塔中夏季不同稳定度交换系数 K_D 、 K_H 随高度的变化

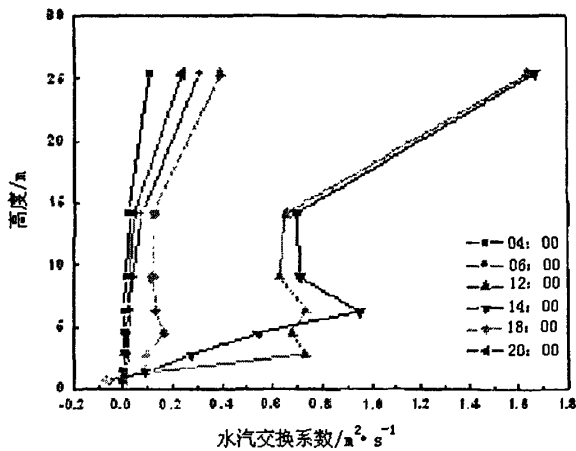


图5.13 塔中夏季水汽交换系数 K_E 随高度的变化（附彩图）

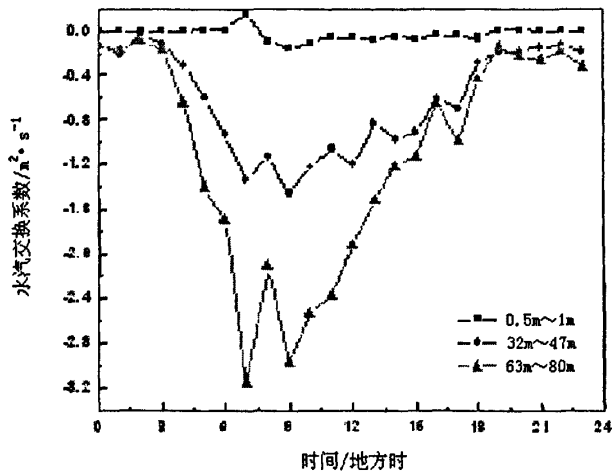


图5.14 塔中夏季不同高度水汽交换系数 K_E 的日变化（附彩图）

图5.13给出了塔中夏季水汽交换系数 K_E 随高度的变化，这里只给到30m，由于在30m以上的高度出现逆湿现象， K_E 有负值出现。图5.14给出了逆湿现象出现高度 K_E 的日变化规律。从图5.12可以看出， K_E 随高度的变化与 K_D 、 K_H 随高度的变化具有相似性，稳定层结时最小，不稳定层结时较大， K_E 亦有随高度增加而增加的规律。

5.3 塔中不同季节无因次方差普适函数

5.3.1 无因次速度方差

在湍流统计理论中,各脉动值之间的相关距占有重要地位,它们代表湍流的内部结构。根据 Monin-Obukhov 相似理论,速度分量 (u 、 v 、 w) 方差和温度方差无量纲化后取决于稳定度,并在近地层中可以用 z/L 的普适函数来表示,即

$$\sigma_\alpha / u_* = \phi_\alpha(z/L), \quad \alpha = u, v, w \quad (5.9)$$

$$\sigma_T / T_* = \phi_T(z/L) \quad (5.10)$$

式中, σ_α 、 σ_T 分别为速度分量方差和温度方差; u_* 为摩擦速度; T_* 为特征温度; z 为观测高度; L 为 Monin-Obukhov 长度; ϕ_α 、 ϕ_T 分别为风速分量方差和温度方差的普适函数; z/L 是边界层稳定度的一种参数,当 $z/L < 0$ 时表示不稳定, $z/L > 0$ 时表示稳定。

(1) 不稳定层结比较

在近地面层研究中,对于 ϕ_α 和 ϕ_T 的函数形式也不完全相同。对大气层结处于强不稳定达到对流状态时,控制湍流脉动以及相应所引起的动量传输机制将主要受控于浮力因子 g/T 。此时,无因次速度分量方差和无因次温度方差均满足相似理论的幂次规律,即

$$\sigma_\alpha / u_* = C_{\alpha 1}(1 - C_{\alpha 2}z/L)^n \quad (5.11)$$

$$\sigma_T / T_* = \beta(-z/L)^{-m} \quad (5.12)$$

式中, $C_{\alpha 1}$ 、 $C_{\alpha 2}$ 为速度方差经验系数, β 为温度方差经验系数, n 和 m 分别为经验指数。

不稳定层结下无量纲速度分量的方差与 z/L 的关系,在大多数的研究中认为满足 $1/3$ 次幂定律,已有很多学者的研究证明了这一点^[17-19]。

图 5.15、5.16、5.17 分别给出了塔中春季、夏季、冬季不稳定层结情况下 10m

高度无因次速度方差与稳定度 $-z/L$ 之间的关系。从图中可以看出，在不稳定层结条件下 ($-z/L < 0.5$)，春季、夏季和冬季的无因次速度分量方差与稳定度的关系均随不稳定程度的增加而增加，夏季的离散度最小，春季次之，冬季离散程度则相对较大。

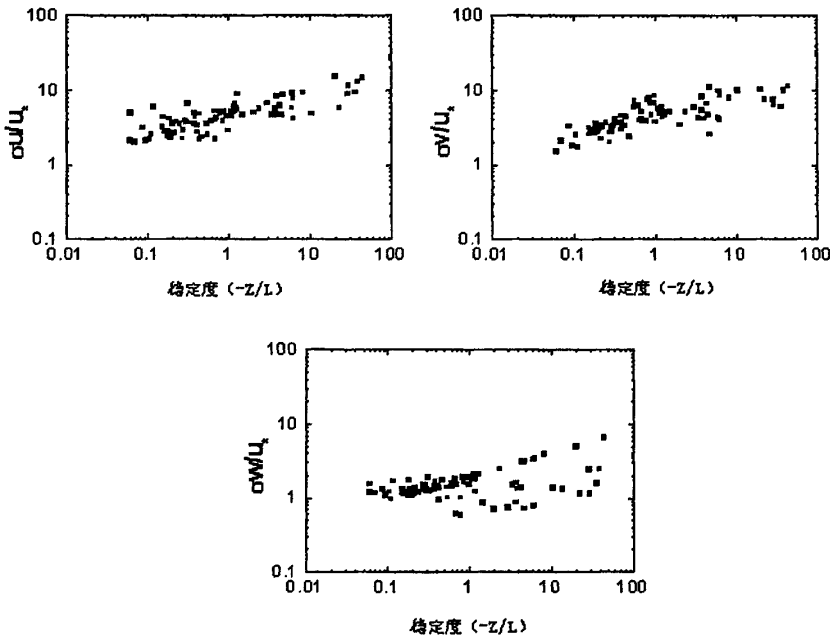


图 5.15 春季不稳定层结条件下无因次速度分量方差与稳定度 ($-z/L$) 的关系

对于沙漠腹地近地层湍流速度方差是否满足次幂律文中做了进一步的研究，为了更详细的了解该地区的湍流特性，文中不仅对 $1/3$ 次幂进行了拟合，同时也对 $1/4$ 次幂、 $1/2$ 次幂以及线性律做了相对应的拟合，具体的经验系数和相关系数见表 5.4。结果表明：在不稳定层结条件下，沙漠腹地塔中的无因次速度分量方差与 z/L 的关系也可以满足 $1/3$ 次幂规律，但 $1/3$ 次幂并不是最佳的次幂规律。春季 σ_{u_v}/u_* 与 z/L 的变化关系更符合 $1/4$ 次幂律， σ_v/u_* 则表现出很好的线性趋势；夏季 σ_{u_v}/u_* 随 z/L 的变化更接近线性规律，而 σ_v/u_* 却与 $1/2$ 次幂的关系更加吻合；冬季的 σ_u/u_* 更满足线性关系， σ_v/u_* 满足 $1/2$ 次幂律， σ_w/u_* 则表现为更好的 z/L 的 $1/4$ 次幂律。这可能与沙漠腹地的局地特性有关。

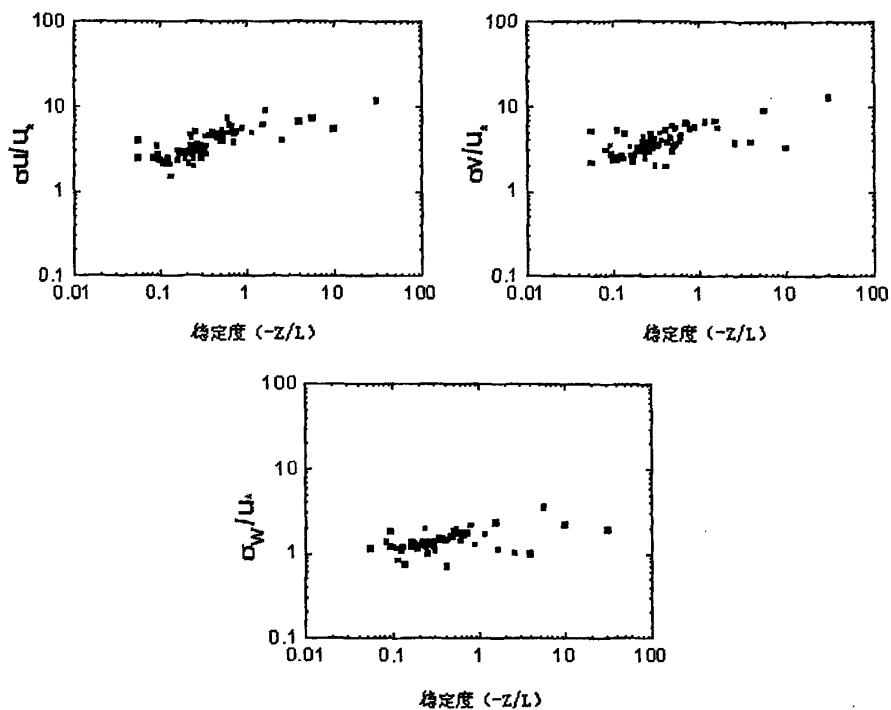


图 5.16 夏季不稳定层结条件下无因次速度分量方差与稳定性 ($-z/L$) 的关系

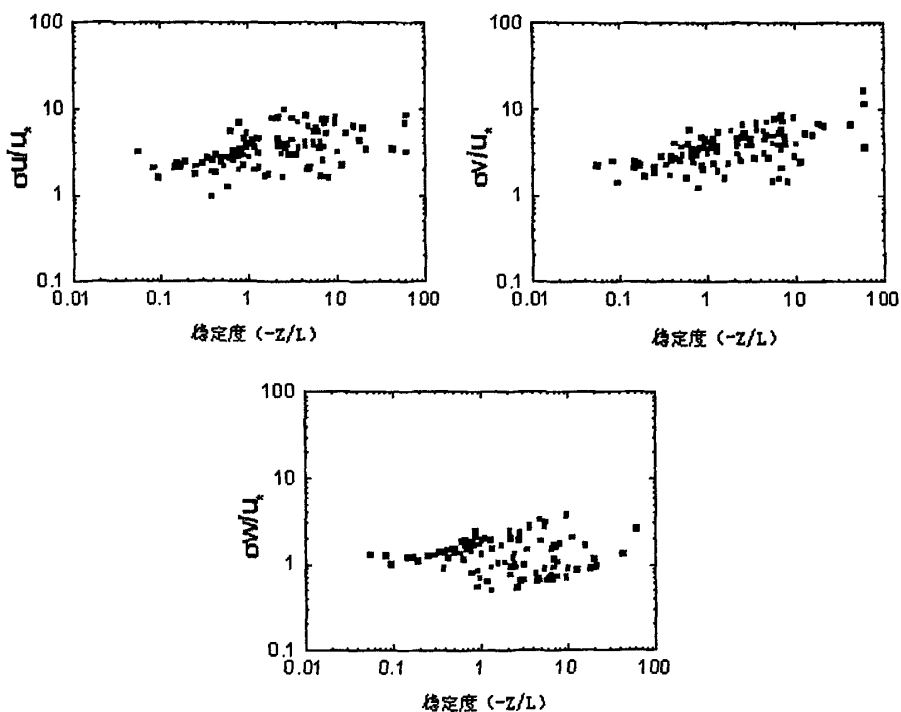


图 5.17 冬季不稳定层结条件下无因次速度分量方差与稳定性 ($-z/L$) 的关系

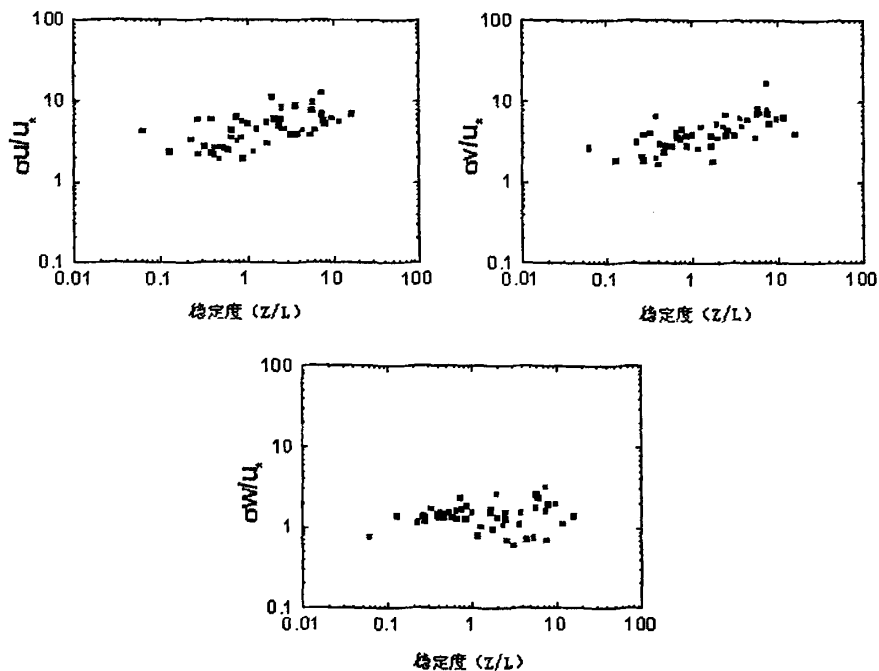
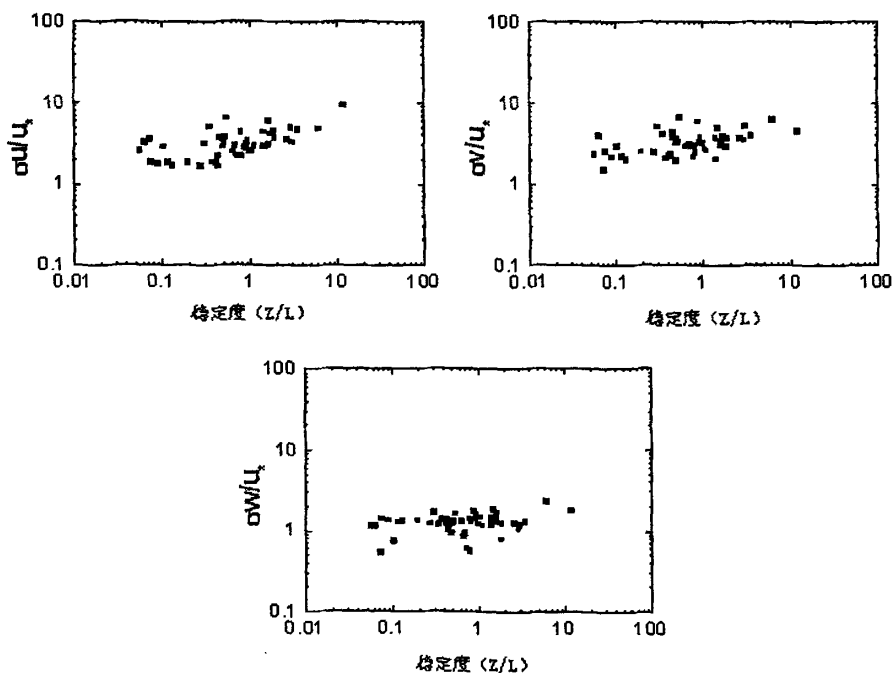
表 5.4 不稳定层结条件下不同季节普适函数的拟合情况

不稳定 $\sigma_u/u_* = C_{u1}(1 + C_{u2}z/L)^n$										
		σ_u/u_*			σ_v/u_*			σ_w/u_*		
	n	R ²	C _{u1}	C _{u2}	R ²	C _{v1}	C _{v2}	R ²	C _{w1}	C _{w2}
春季	1/4	0.711	2.72	5.49	0.41	3.45	1.76	0.642	1.11	3.91
	1/3	0.705	3.16	1.7	0.588	3.14	1.76	0.634	1.23	1.38
	1/2	0.668	3.71	0.32	0.625	3.76	0.29	0.59	1.39	0.29
	1	0.661	4.08	0.06	0.694	4.09	0.05	0.529	1.51	0.06
夏季	1/4									
	1/3	0.216	1.89	13.94	0.14	2.25	9.6	0.136	1.08	3.13
	1/2	0.231	1.98	5.94	0.141	2.38	3.97	0.138	1.09	1.77
	1	0.246	2.05	2.06	0.14	2.19	1.39	0.14	1.1	0.76
冬季	1/4	0.225	1.5	23.63				0.125	1.08	3.5
	1/3	0.213	2.03	3.07	0.275	1.62	8.82	0.124	1.1	1.91
	1/2	0.296	1.57	4.3	0.276	1.8	2.83	0.122	1.13	0.96
	1	0.317	1.67	1.24	0.273	1.94	0.84	0.119	1.15	0.38

从表 5.4 也可以看出, 春季三个方向拟合函数的相关系数 R^2 都超过了 0.64, 相关性都达到了 80% 以上, 说明春季的拟合结果是最接近实际观测数值的; 夏季和冬季整体的相关系数都比较小, 夏季 R^2 只在 0.25 以下, 相关性不到 50%, 冬季的 R^2 也仅有 0.3 左右, 相关性仍然达不到 60%; 这有可能表示冬夏沙漠腹地地下垫面的局地特性对湍流的影响比较大。

图 5.15、5.16、5.17 的纵坐标表现出 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 的数值明显大于 σ_w/u_* , 表 5.4 的拟合情况也反映出, 在最佳拟合的函数中, 虽然次幂规律有所区别, 但经验系数 C_{u1} 的数值在每一个季节都表现为最小, C_{u1} 和 C_{v1} 的值比较接近, 均大于 C_{w1} , 也说明受湍流运动影响较大的是水平方向, 较小的是铅直方向。

(2) 稳定层结比较

图 5.18 春季稳定层结条件下无因次速度分量方差与稳定度 (z/L) 的关系图 5.19 夏季稳定层结条件下无因次速度分量方差与稳定度 (z/L) 的关系

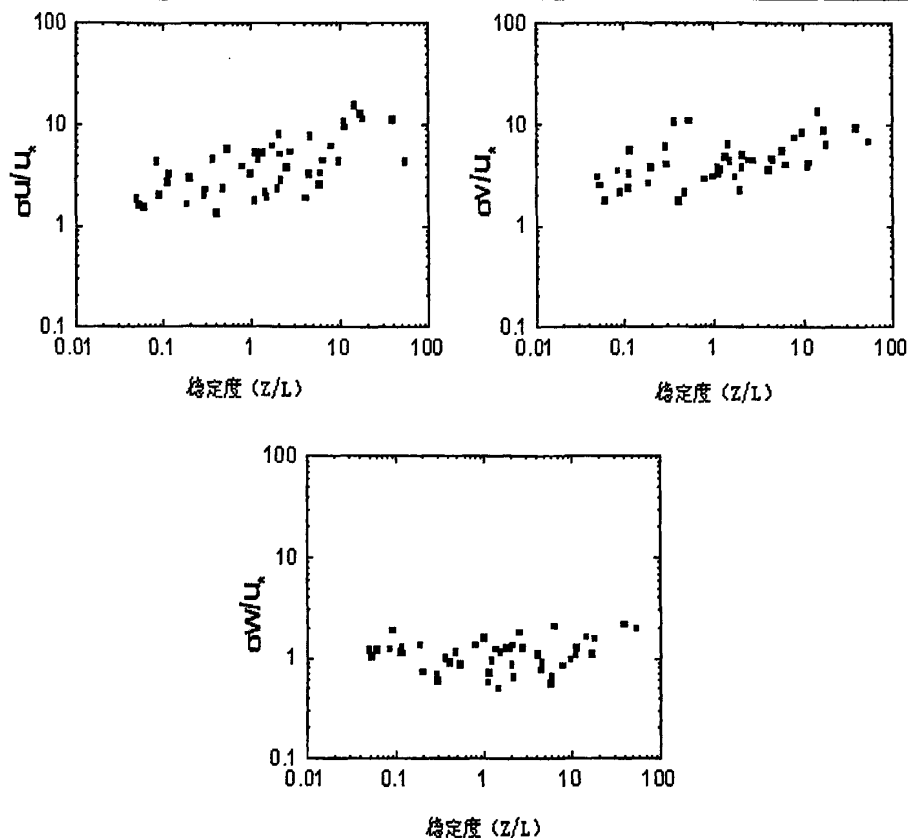


图 5.20 冬季稳定层结条件下无因次速度分量方差与稳定性 (z/L) 的关系

图 5.18、5.19、5.20 分别给出了春季、夏季和冬季稳定层结条件下无因次速度分量方差 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 与稳定性 z/L 的关系。不论春季、夏季还是冬季，稳定层结条件下的无因次速度分量方差明显比不稳定层结条件下离散程度大，同样也是夏季的离散度最小，冬季最大，这可能是因为，在很稳定时，速度方差与摩擦速度均较小，导致它们的比值很难确定，尤其是在此层结下摩擦速度往往不能正确的确定，存在估计偏低的倾向。稳定层结条件下， σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 随着稳定性 z/L 的增大而增大，文中同样对 $1/4$ 次幂、 $1/3$ 次幂、 $1/2$ 次幂以及线性律做了相对应的拟合，具体的经验系数和相关系数见表 5.5。

表 5.5 稳定层结条件下不同季节普适函数的拟合情况

稳定 $\sigma_a/u_* = C_{a1}(1+C_{a2}z/L)^n$										
		σ_u/u_*			σ_v/u_*			σ_w/u_*		
	n	R ²	C _{a1}	C _{a2}	R ²	C _{a1}	C _{a2}	R ²	C _{a1}	C _{a2}
春季	1/4	0.342	2.61	4.27	0.488	2.17	5.59	0.292	1.27	0.76
	1/3	0.324	2.99	1.14	0.444	2.75	0.92	0.296	1.29	0.41
	1/2	0.294	3.3	0.35	0.384	3.16	0.24	0.299	1.31	0.2
	1	0.260	3.56	0.09	0.319	3.49	0.06	0.299	1.33	0.08
夏季	1/4	0.394	2.17	5.16	0.115	2.65	1.37	0.176	1.21	0.37
	1/3	0.440	2.27	2.23	0.112	2.71	0.74	0.179	1.21	0.23
	1/2	0.484	2.43	0.79	0.11	2.77	0.37	0.18	1.22	0.12
	1	0.508	2.65	0.19	0.107	2.81	0.15	0.177	1.23	0.05
冬季	1/4				0.48	2.81	2.13	0.239	1.07	0.2
	1/3	0.436	2.26	2.71	0.464	3.06	0.64	0.243	1.08	0.11
	1/2	0.365	2.96	0.35	0.407	3.41	0.16	0.248	1.09	0.06
	1	0.238	3.76	0.04	0.321	3.8	0.03	0.252	1.1	0.02

从拟合函数情况来看, 稳定层结条件下, 同样均可以用 1/3 次幂来描述, 但不是最佳的描述。春季 $\sigma_{u,v}/u_*$ 随稳定度参数 z/L 的变化关系更符合 1/4 次幂规律, σ_w/u_* 则表现为更接近线性规律, 其中 v 方向的 R^2 达到 0.488, 相对更接近实际观测资料; 夏季 σ_u/u_* 随着稳定度参数 z/L 的关系更满足线性规律, 相关系数 R^2 达到 0.508, σ_v/u_* 随 z/L 的变化更倾向于 1/4 次幂律, σ_w/u_* 则更加符合 1/2 次幂律; 冬季 σ_u/u_* 符合 1/3 次幂律, σ_v/u_* 满足 1/4 次幂律, σ_w/u_* 则与线性规律更加吻合, 其中 v 方向的相关性最好, R^2 达到 0.48。这一点与不稳定层结条件下的变化是不一致的。

从拟合的相关系数来看, 稳定层结条件下的相关性在春季比不稳定层结条件下明显降低, 夏季和冬季反而有所上升, 说明在稳定层结条件下冬夏的拟合情

况优于不稳定层结，更接近于实际观测结果。

由此可见，塔克拉玛干沙漠腹地无因次速度方差分量随稳定度参数的变化情况在不稳定层结和稳定层结下有所不同，虽然都可以用 $1/3$ 次幂来拟合，但最佳拟合函数次幂不是唯一确定的，它随着季节以及三方向的分量而变化。这与其他地区的结果有所不同。

(3) 近中性层结比较

在大气处于近中性层结时，近地层以机械湍流为主，无因次速度分量方差接近于常数，即 $\sigma_u/u_* = A$, $\sigma_v/u_* = B$, $\sigma_w/u_* = C$ 。本文取 $|z/L| \leq 0.05$ 的范围作为近中性层结。表 5.6 列出了不同下垫面近中性层结条件时无因次风速分量方差数值的比较。

表 5.6 不同下垫面近中性层结条件下无因次速度分量方差值

试验地点	σ_u/u_*	σ_v/u_*	σ_w/u_*
★塔中（沙漠腹地 10m）	2.33	2.10	1.12
HEIFE 戈壁化音 (4.9m) [20]	2.65	2.22	1.21
内蒙古锡林郭勒草原 (3.45m) [20]	2.29	2.12	1.18
北京（城郊）[20]	2.33	1.97	1.16
广州（城市 35m）[21]	2.32	1.89	1.47
南京（城市 50m）[22]	2.16	1.62	1.28
Subletter, KS（平原）[23]	2.45	1.90	1.25
Lander, B.C（平原）[23]	2.20	1.90	1.40
Beach Island, SC（平原）[23]	2.30	1.90	1.35
Erie, CO（起伏地形）[23]	2.65	2.00	1.20

注：★为本文观测结果

从表 5.6 可以看到，近中性层结时，沙漠腹地 σ_u/u_* 和 σ_v/u_* 的数值为 2.33、2.10 均在其他不同下垫面所得结果 2.16~2.65 和 1.62~2.22 范围之内， σ_w/u_* 的数值 1.12 比 1.16~1.47 的范围略小，这可能与沙漠腹地塔中观测站的

局地特征有关。沙漠腹地 u 、 v 、 w 三个方向无因次速度分量方差总体表现为： σ_u/u 最大， σ_v/u 次之， σ_w/u 最小，该结果与各不同下垫面的观测结果一致，尤其接近 HEIFE 戈壁和内蒙古锡林郭勒草原。

5.3.2 无因次温度方差

(1) 不稳定层结比较

在强不稳定层结条件下无因次温度方差 σ_T/T_s 随稳定度 $-z/L$ 的变化符合 $-1/3$ 次幂规律。图 5.21 分别给出了春季、夏季、冬季在不稳定层结条件下无因次温度方差 $-\sigma_T/T_s$ 与稳定度 $-z/L$ 的关系。

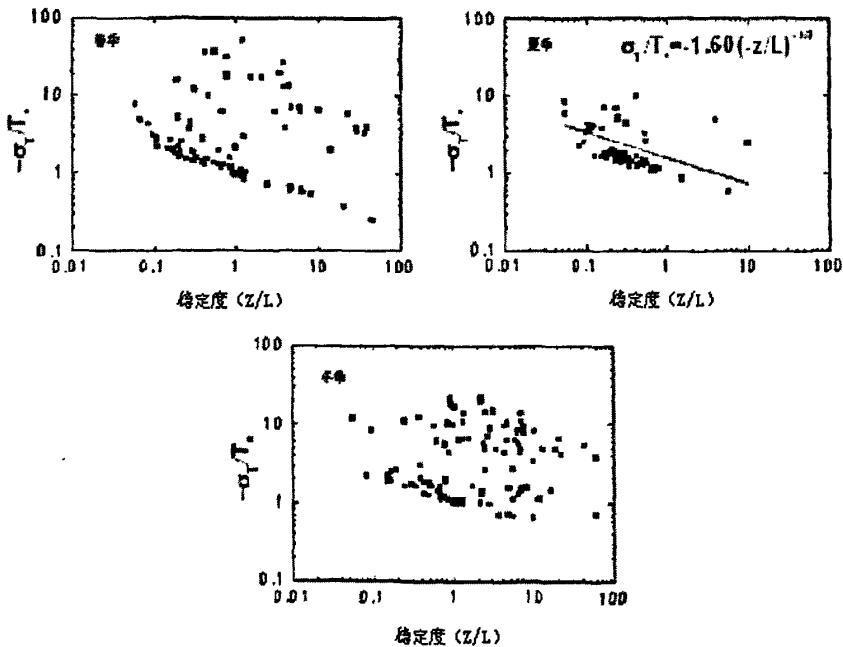


图 5.21 不稳定层结条件下不同季节无因次温度方差 ($-\sigma_T/T_s$)

与稳定度 ($-z/L$) 的关系

从图可以看出，随着不稳定度 $-z/L$ 的增加，无因次温度方差 σ_T/T_s 逐渐减小。夏季 σ_T/T_s 随着 $-z/L$ 的变化离散度最小，基本满足 $-1/3$ 次幂律，经验系数

$\beta = -1.60$; 与黑河戈壁的 $\sigma_T/T_* = -0.96(-z/L)^{-1/3}$ ($z/L \leq -0.35$)^[17] 相比略小, 与珠峰的 $\sigma_T/T_* = -3.5(-z/L)^{-1/3}$ ($z/L < 0$)^[24] 相比又大, 这与下垫面的局地特性有关。春季和冬季 σ_T/T_* 的离散度较大, 但总体上仍表现出随 $-z/L$ 的增加而减小的趋势。

(2) 稳定层结比较

从图 5.22 可知, 各个季节稳定层结条件下 σ_T/T_* 的离散度较大, 随稳定度的变化不明显, 不符合 $-1/3$ 次幂的普适函数关系, 缺乏拟合基础。特别是接近中性层结时离散度更大, 这可能与接近中性层结时热通量很小, 测量误差较大有关。

表 5.7 给出了塔中沙漠腹地不同稳定层结条件下无因次速度和温度方差与稳定度的最佳拟合。可见速度分量方差在不同季节和不同稳定条件下最佳次幂, 温度方差除强不稳定外, 基本不符合幂律分布。

表 5.7 不同稳定层结条件下无因次速度和温度方差与稳定度的最佳拟合情况

无因次方差		$\sigma u/u_*$	$\sigma v/u_*$	$\sigma w/u_*$	$\sigma T/T_*$
普适函数		$\sigma_a/u_* = C_{a1} (1 + C_{a2} z/L)^n$			
经验系数		n			β
不稳定	春季	1/4	1	1/4	
	夏季	1	1/2	1	-1.60
	秋季	1	1/2	1/4	
稳定	春季	1/4	1/4	1/2	不符
	夏季	1	1/4	1/2	不符
	秋季	1/3	1/4	1	不符

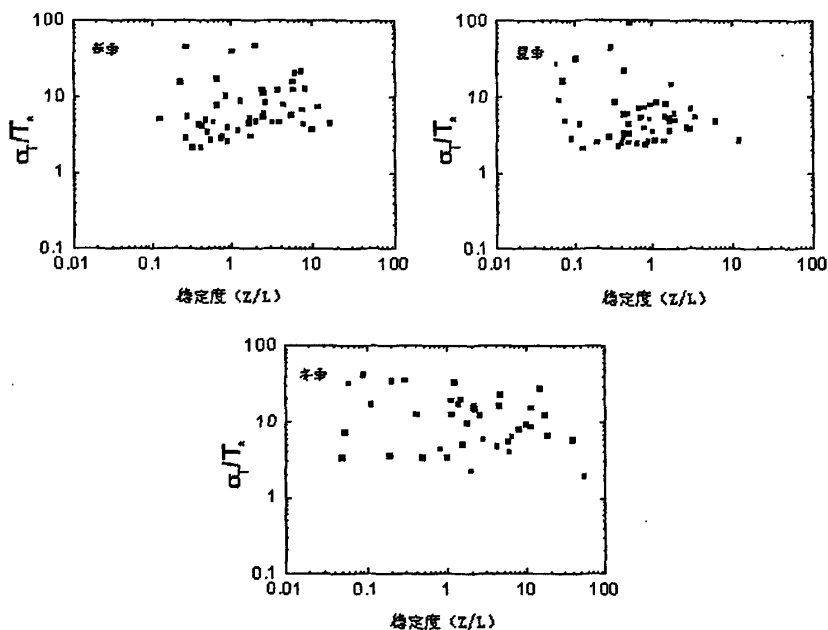


图 5.22 稳定层结条件下无因次温度方差 (σ_T/T_s) 与稳定度 (z/L) 的关系

(a、b、c 分别表示春季、夏季、冬季)

5.4 塔中湍流强度

湍流强度表示大气湍流运动的强弱，是表征湍流特征的重要参数。研究湍流强度随风速和稳定度的变化关系对进一步了解沙漠腹地近地层的湍流特征有着重要意义。湍流湍强可以定义为风速标准方差与平均风速的比值，在三个方向可以分别表示为 $\sigma_u/\bar{u}$ 、 $\sigma_v/\bar{u}$ 和 $\sigma_w/\bar{u}$ 。

铅直湍强 $\sigma_w/\bar{u}$ 在不同季节随稳定度、风速的变化见图 5.23。从图中看出，在不同稳定层结条件下，随着风速的增加，铅直湍强减小的趋势很明显；当风速大小固定时，铅直湍强 $\sigma_w/\bar{u}$ 随稳定度的变化也很明显，表现为不稳定—近中性—稳定， $\sigma_w/\bar{u}$ 逐渐减小。而在稳定层结下，铅直湍强随风速变化较小。

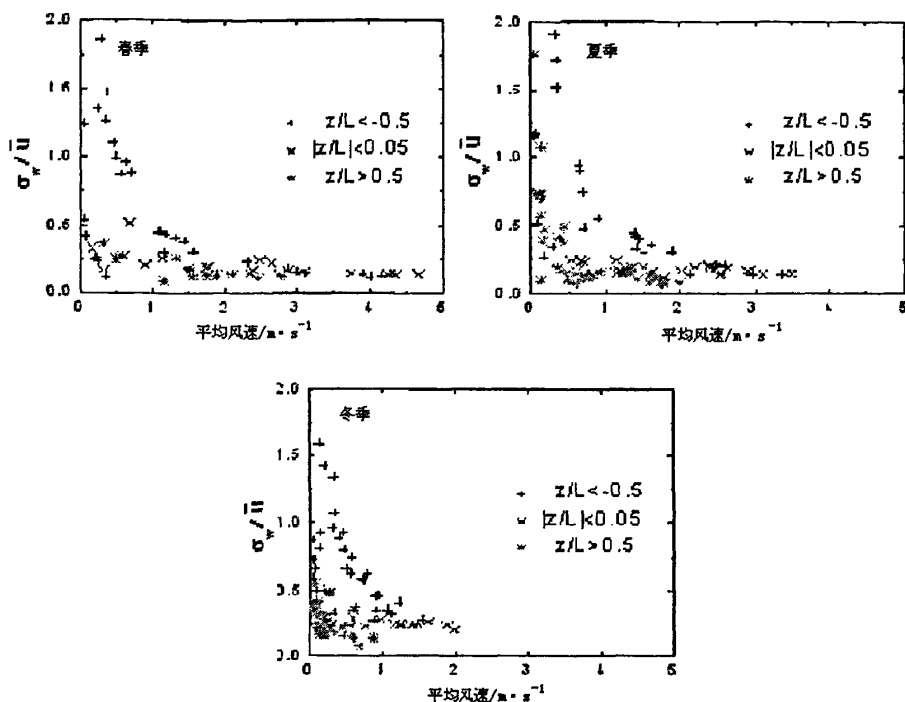


图 5.23 不同季节铅直湍强与稳定度、风速间的关系 (附彩图)

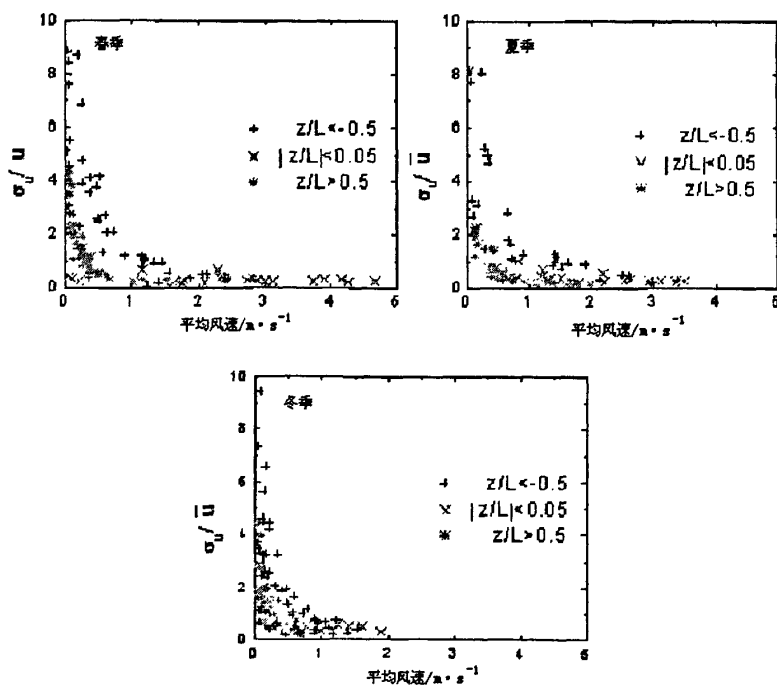


图 5.24 不同季节纵向湍强随稳定度、风速的变化关系 (附彩图)

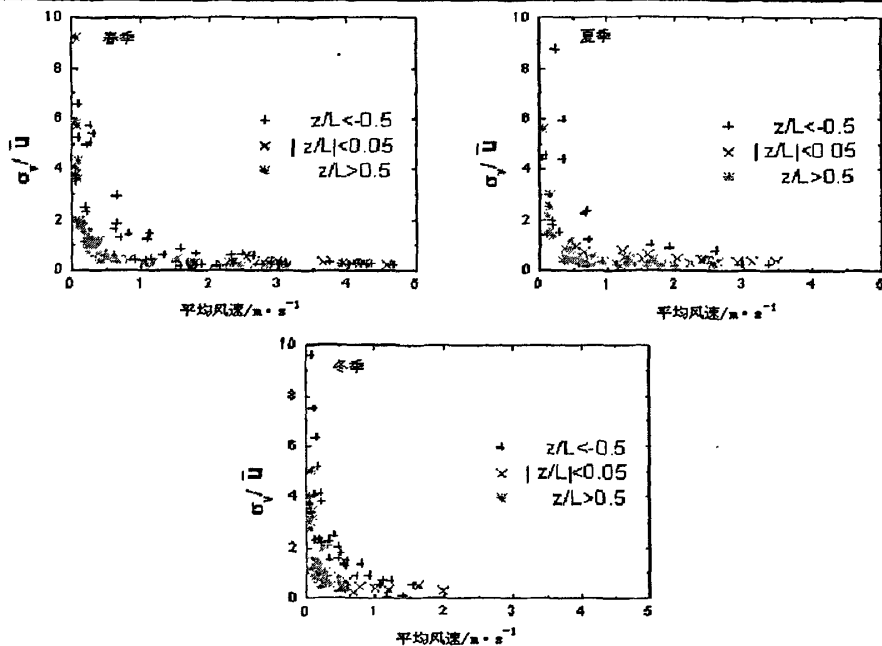


图 5.25 不同季节横向湍强随稳定度、风速的变化关系 (附彩图)

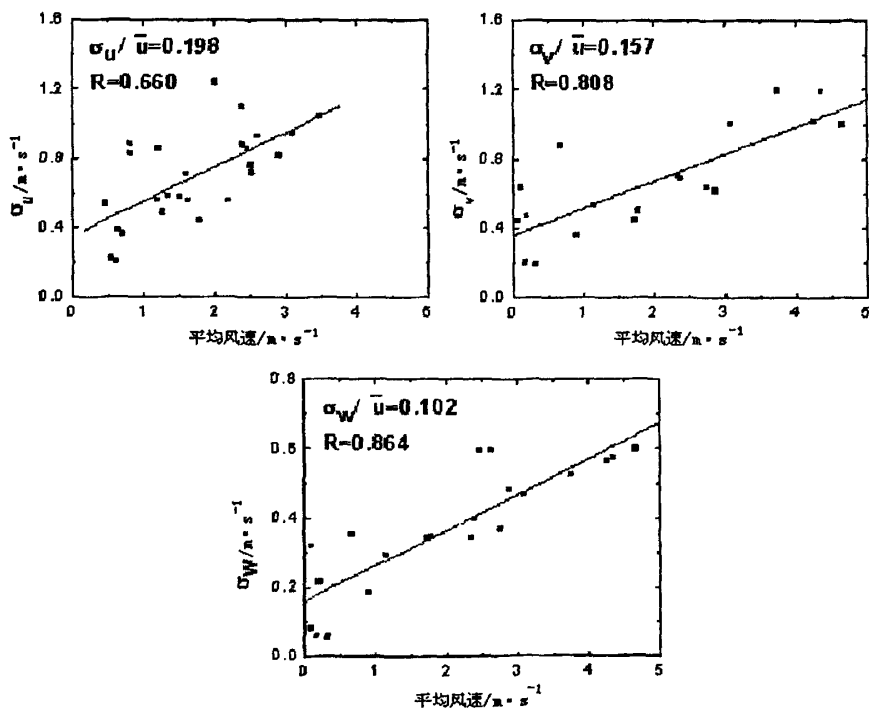


图 5.26 近中性层结情况下 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 与 10 米高度处平均风速 $\bar{u}$ 的关系

图 5.24、5.25 分别是不同季节纵向湍强和横向湍强随稳定度、风速的变化关系。由图可以看出，纵向湍强、横向湍强均随风速增大而迅速减小。与铅直湍强一样，风速固定时， $\sigma_u/\bar{u}$ 和 $\sigma_v/\bar{u}$ 随稳定度的变化也比较明显，随不稳定程度减小、稳定程度的增加， $\sigma_u/\bar{u}$ 和 $\sigma_v/\bar{u}$ 逐渐减小。同时对比图 5.23、5.24、5.25 发现，横向湍强与纵向湍强大小接近，都比铅直湍强大 4 倍左右，也说明了湍流强度主要由水平方向的分量决定，铅直分量的作用比较小。

大量研究表明，在近中性层结条件下，三个方向的湍流强度与平均风速变化无关，即速度分量差 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 与平均风速 $\bar{u}$ 成正比。本文给出了近中性层结条件下， σ_u 、 σ_v 、 σ_w 随平均风速 $\bar{u}$ 的变化关系（见图 5.26）。从图中清楚地看到 σ_u 、 σ_v 、 σ_w 与 10 米高度处平均风速 $\bar{u}$ 均成线性正比关系，这在前面不稳定层结和稳定层结下湍强变化图中也可以看出，且 w 方向的相关性最好，总体上表现为 $\sigma_u/\bar{u} > \sigma_v/\bar{u} > \sigma_w/\bar{u}$ ，同样也说明了铅直湍强对湍流强度的影响很小。

从表 5.8 不同下垫面的湍流强度来看，塔中沙漠腹地与地形比较平坦的美国中部草原和黑河戈壁的数值接近，比北京、南京、广州等城市的小，这样的结果也反映了沙漠腹地没有建筑物影响，下垫面的粗糙度小于城市地区，机械湍流较弱，湍流强度也相应减小。

表 5.8 不同下垫面近中性层结条件下湍流强度的比较

湍流强度	$\sigma_u/\bar{u}$	$\sigma_v/\bar{u}$	$\sigma_w/\bar{u}$
广州（28m） ^[21]	0.39	0.32	0.30
南京（50m） ^[22]	0.29	0.22	0.16
北京 ^[25]	0.26	0.22	0.15
美国中部草原 ^[23]	0.18	0.10	0.06
黑河戈壁地区 ^[25]	0.19	0.21	0.09
★塔中（沙漠腹地 10m）	0.20	0.16	0.10

注：★为本文观测结果

5.5 塔中湍流动能和无因次扰动动能

湍流动能也是研究湍流边界层一个最重要的参数,它是湍流强度的量度。湍流动能涉及整个边界层的动量、热量、水汽的输送过程。深入探讨沙漠腹地的湍流动能有助于了解沙漠地区地—气输送机制,为进一步研究沙漠腹地的动量、热量、水汽输送提供理论和观测依据。湍流动能 e 表示为:

$$e = \frac{1}{2}(u'^2 + v'^2 + w'^2) \quad (5.13)$$

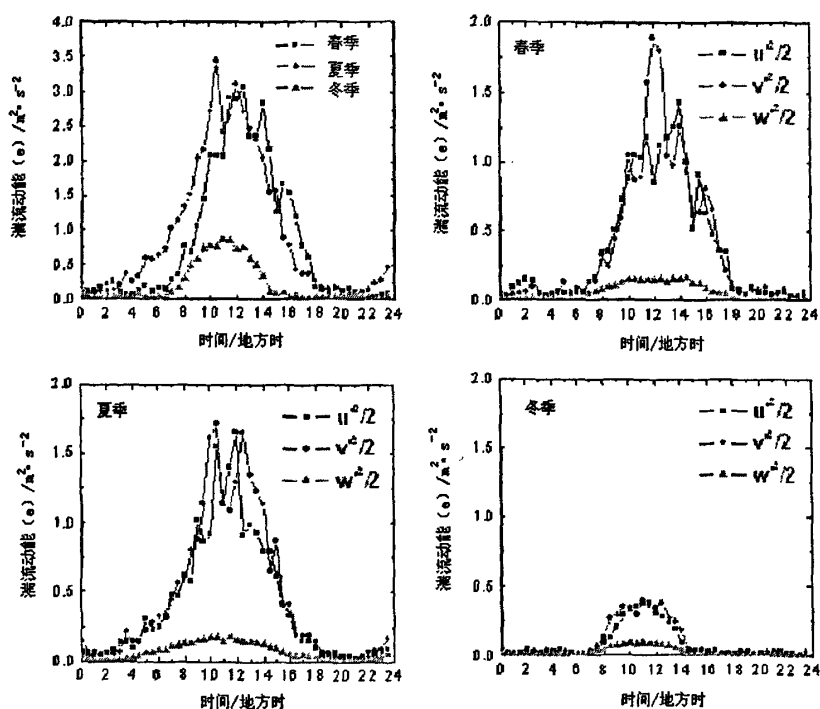


图 5.27 不同季节沙漠腹地塔中平均湍流动能(e)及其各分量的日变化(附彩图)

图 5.27 给出了湍流动能的日变化,黑色方块代表春季,红色圆点代表夏季,绿色三角代表冬季。从图中可见,三个季节湍流动能日变化均为明显的一高一低分布。春季日变化极大值出现在正午 12 时(塔中地方时间,以下相同),极小值在夜间 22~23 时左右;夏季极大值、极小值分别出现在 10~11 时和 20~21 时;冬季则分别在 11 时和 22~23 时左右,夏季日变化比春季滞后约 1~2 小时,

冬季同夏季变化规律大致相同。从湍流动能的大小来看与季节变化有很大关系，夏季湍流动能值略高于春季，而冬季则表现出明显的减小，冬季极大值仅表现为夏季的 1/3 弱。

从各季节的湍流动能分量来看，春季、夏季、冬季都表现为 u 方向湍能最大， v 方向略小于 u 方向， w 方向湍能最小，说明近地面层中湍流总动能中水平方向的动能输送占主导地位，铅直方向的影响则较小。

大量理论认为，低层大气的湍流几乎总是在动力与热力因子的共同作用下发生发展的，因此，低层大气的湍流运动将强烈的受热力层结和地表性质影响，这使得大气湍流理论和实验研究变得相当复杂。

观测结果表明，近地面层中，湍流脉动以及相应的通量传输机制主要由机械湍能和热力湍能两部分来提供。大气层结处于强不稳定状态时，湍能主要受控于浮力因子 g/T ，即热力湍能占主导地位。机械湍能和热力湍能对湍流总动能的影响作用可以分别用机械湍能供给率和热力湍能供给率来表示。

$$\text{机械湍能供给率表达式为: } \varepsilon_1 = u'^2 \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (5.14)$$

$$\text{热力湍能供给率为: } \varepsilon_2 = \frac{gH}{\rho C_p T} \quad (5.15)$$

$$\text{其中, } H = \rho C_p \overline{w'T'} \quad (5.16)$$

图 5.28 给出了春夏季机械湍能供给率和热力湍能供给率之间的关系。可以看出，春季和夏季的机械湍能供给率和热力湍能供给率均有明显的日变化趋势，尤其是热力湍能供给率与地表温度的日变化一致，这一点从热力湍流供给率的表达式也可以看出，08 时~16 时之间大气层结处于不稳定状态，热力湍能供给率均明显高于机械湍能供给率，在正午 12 时左右热力湍流供给率达到最大值；春季的 $\varepsilon_2/\varepsilon_1$ 大于夏季，也说明在不稳定层结条件下，春季热力作用对湍能的影响比夏季更为明显；18 时~06 时之间大气层结处于稳定状态，此时气温比较低，热力湍能供给率明显减小且转为负值，热力因子对湍能起抑制作用，机械湍能

供给率仍为正值，但明显小于白天，这是由于夜间近地面层风速减小，且铅直方向为下沉气流所致。夜间稳定层结动力因子的促进与热力因子的抑制共同作用，影响着夜间湍流总动能的变化和发展。

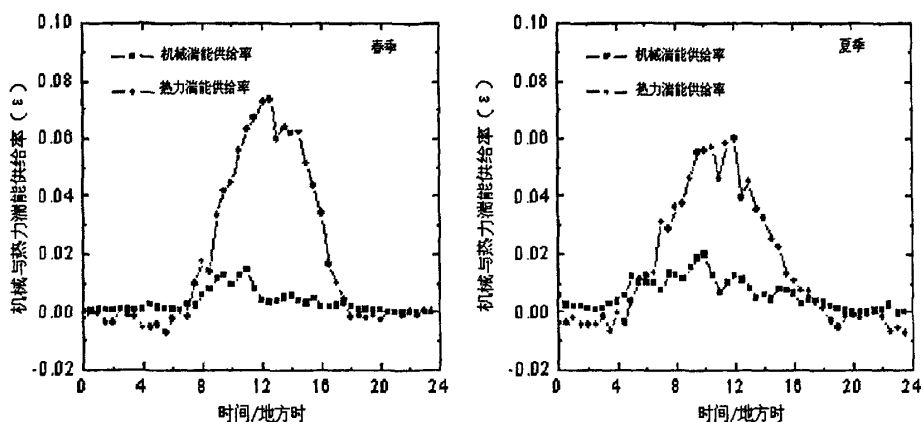


图 5.28 春夏季机械湍能供给率和热力湍能供给率的关系

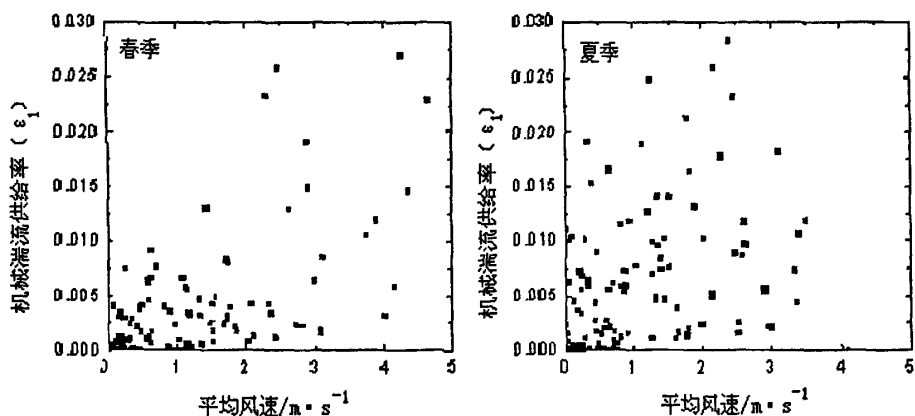


图 5.29 春夏季机械湍流供给率随风速的变化

由机械湍能供给率的表达式可知， ε_1 与风速有关，本文也给出了春夏季 ε_1 随风速的变化图（图 5.29）。随着风速的不断增加，机械湍能供给率也有不断增加的趋势，且春季比夏季的变化更加明显。

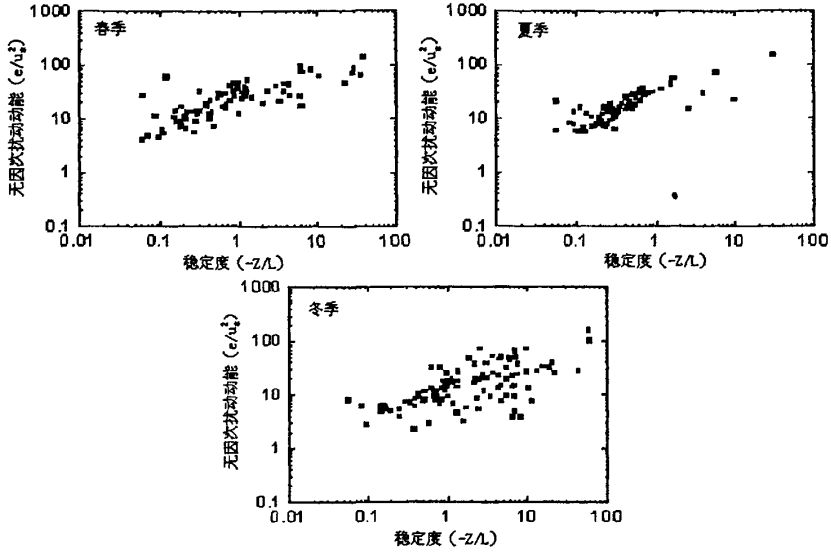


图 5.30 不稳定层结条件下无因次扰动动能 (e/u_*^2) 与稳定度 ($-z/L$) 的关系

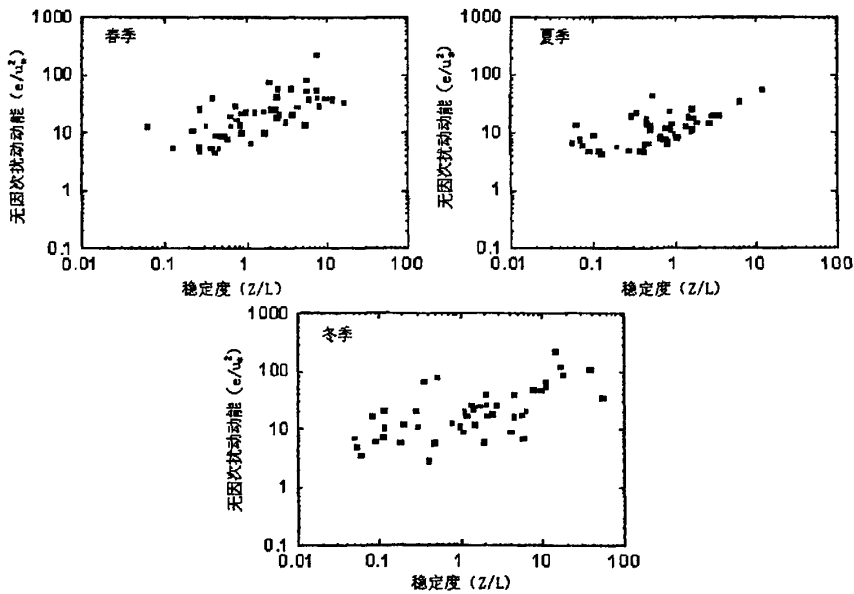


图 5.31 稳定层结条件下无因次扰动动能 (e/u_*^2) 与稳定度 (z/L) 的关系

无因次扰动动能表示为 e/u_*^2 ， e/u_*^2 ，随稳定度的变化关系可见图 5.30、5.31。从图中可以看出，不稳定层结条件下，春季、夏季、冬季均表现为随不稳定程度的增加 e/u_*^2 有明显的增加趋势，而且增加趋势与无因次速度风量方差

相似，且随着不稳定度的增加而增大。稳定层结条件下， e/u_*^2 的离散度比不稳定层结条件下更大，但总体上看仍有随稳定度增加而增大的趋势。

5.6 小结

本章分析讨论了沙漠腹地塔中地区动量和热量的总体输送系数和湍流交换系数的变化特征，拟合了塔中地区不同季节、不同大气层结下的无因次方差普适函数，计算了塔中地区的湍流强度以及湍能。结论如下：

(1) 塔中 10m 总体输送系数 C_D 年平均值为 3.70×10^{-3} ， C_H 为 1.68×10^{-3} ；10m、32m、80m 高度的 C_D 、 C_H 季节变化和日变化显著，都是夏季最大，春季次之，秋季再次之，冬季最小；白天大，夜间小。不同高度的 C_D 、 C_H 均有随高度增加而降低的特点，且随稳定度的增加而减小。 C_D 、 C_H 随风速增加而降低并趋于常数。

(2) 湍流交换系数 K_D 、 K_H 、 K_E 都有明显的日变化特征，在夜间较小，白天较大。春季 K_D 的值在 $0.19 \sim 2.77 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间， K_H 的值在 $0.012 \sim 4.165 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。夏季 K_D 的值在 $0.21 \sim 2.37 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间， K_H 的变化在 $0.014 \sim 3.97 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间， K_E 的数值相对较小，值的范围在 $0.003 \sim 0.829 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。 K_D 和 K_H 均是随着风速与高度的增大而增大。 K_H/K_D 夜间小于 1，白天大于 1。

(3) 稳定层结与不稳定层结条件下，沙漠腹地近地层无因次速度分量方差 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 和无因次温度方差与稳定度 z/L 的关系符合 $1/3$ 幂次律；为了满足更好的相关关系，还可以用其它的指数拟合；近中性层结条件下，沙漠腹地三个方向无因次速度分量方差均接近常数，总体表现为： σ_u/u_* 最大， σ_v/u_* 次之， σ_w/u_* 最小；湍流强度也有同样规律， $\sigma_u/\bar{u} > \sigma_v/\bar{u} > \sigma_w/\bar{u}$ 。

(4) 湍流动能与季节变化有关，夏季略高于春季，冬季最小；湍流总动能

中水平方向的动能占主导地位，铅直方向的影响较小；强不稳定层结条件下，热力湍能供给率明显强于机械湍能供给率，稳定层结条件下，热力湍能供给率减为负值，表现为抑制作用。无因次扰动动能 $z/L = -0.2$ 随稳定或不稳定程度的增大而增大，同时离散度也增大。

参考文献

- [1] 王慧,李栋梁,胡泽勇,等. 陆面上总体输送系数研究进展[J]. 地球科学进展,2008,23(12):1249-1260.
- [2] Lin Gen Bian, Zhiqiu Gao, Qiangde Xu, et al. Measurements of turbulence transfer in the near-surface layer over the southeastern Tibetan plateau [J]. Boundary Layer Meteorology, 2002,102:281-300.
- [3] 马耀明,本修,吴晓鸣,等. 藏北高原草甸下垫面近地层能量输送及微气象特征[J]. 大气科学,2000,24(5):715-722.
- [4] 于贵瑞,孙晓敏. 陆地生态系统通量观测的原理与方法[M]. 北京:高等教育出版社,2006: 165-238.
- [5] 李国平,段廷扬,巩远发. 青藏高原西部地区的总体输送系数和地面通量[J]. 科学通报,2000,45(8):865-869.
- [6] 左洪超,胡隐樵. 黑河试验区沙漠和戈壁的总体输送系数[J]. 高原气象,1992,11(4):371-380.
- [7] 胡隐樵,高由禧,王介民,等. 黑河实验(HEIFE)的一些研究成果[J]. 高原气象,1994,13(3):225-236.
- [8] 张立盛,钱正安,陈伯民. 黑河地区地面阻曳系数的估算及其影响的数值试验[J]. 高原气象,1994,13(3):357-365.
- [9] 高志球,王介民,马耀明,等. 不同下垫面的粗糙度和中性曳力系数研究[J]. 高原气象,2000,19(1):17-24.
- [10] 张强,卫国安. 荒漠戈壁大气总体曳力系数和输送系数观测研究[J]. 高原气象,2004,23(3):305-312.
- [11] 韦志刚,黄荣辉,陈文. 敦煌戈壁不同近地层大气稳定度下的感热交换系数[J]. 高原气象,2006,25(5):834-839.
- [12] 黄宝霞,王澄海,刘辉志,等. 内蒙古奈曼流动沙丘下垫面近地面能量收支研究[J]. 干旱区地理,2007,30(2):177-183.
- [13] 李宗恺,潘云仙. 空气污染气象学原理及应用[M]. 北京:气象出版社,1985:69-114.
- [14] 孙继明,肖稳安,牛生杰,等. 沙漠地区沙尘天气近地层湍流输送特征分析[J]. 南京气象学院学报,2002,25(4):489-495.
- [15] 刘树华. 植被内部的风速分布规律和湍流交换特性[J]. 气象,1990,16(3):8-13.
- [16] 刘和平,刘树华,朱廷曜,等. 森林冠层湍流结构的特征研究[J]. 北京大学学报(自然科学版),1997,33(2):246-253.
- [17] 王介民,刘晓虎,马耀明. HEIFE 戈壁地区近地层大气的湍流结构和输送特征[J]. 气象学报,1993,51(3):343-350.

-
- [18] Hedde, T. and Durand. Turbulence intensities and bulk coefficients in the surface layer.. above the sea [J].Bound-Layer Meteor., 1994, 71, 415-432.
- [19] Andreas, E., R.J. Hill, J.R.Gosz, R.I. Moore, W.D. Otto and A. D.Sarma.Statistics of surface-layer turbulence over terrain with meter-scale heterogeneity [J].Bound-Layer Meteor., 1998, 86:379- 408.
- [20] 张宏升,李富余. 不同下垫面湍流统计特征研究[J]. 高原气象,2004,23(5):598-604.
- [21] 徐玉貌,周朝辅,李振华,等. 广州市近地层大气的湍流微结构和谱特征[J].大气科学,1993,17(3):338-348.
- [22] 陈铭夏,李宗恺,王庆安,等. 南京市近地层湍流结构及输送特征研究[J]. 气象科学, 2000,20(2):111-119.
- [23] Mahrt L., Jielmn San,W.Blumen,et al. Nocturnal boundary-layer regimes [J]. Boundary - layer Meteorology, 1998, 88:255-278.
- [24] 仲雷,马耀明,苏中波,等. 珠峰北坡地区近地层大气湍流与地—气能量交换特征[J]. 地球科学进展,2006,21(12):1293-1303.
- [25] 王介民,刘晓虎,祁永强. 应用涡旋相关方法对戈壁地区湍流输送特征的初步研究[J]. 高原气象,1990,9(2):120-129.

第六章 塔中沙漠近地层能量收支

在分析沙漠腹地塔中地区近地层湍流特征的基础上,进一步讨论沙漠地表地—气之间的能量和物质交换对研究沙漠近地面层物理过程是十分重要的。本章基于塔中的脉动观测和梯度观测资料,计算并分析了该地区沙漠地表能量平衡各分量的基本特征。

地表的热量平衡方程可以表示为: $R_n = H + LE + G$ (6.1)

式中, R_n 是地表净辐射; H 地表湍流热通量(感热); LE 是地表湍流潜热通量; G 是地面向下土壤热通量。

6.1 沙漠近地层湍流热通量

湍流热通量(包括感热通量和潜热通量)的计算方法主要有:波文比-能量平衡法(BREB)、涡动相关法(EC)、空气动力学方法、组合法和变分法等。本节利用塔中 80m 铁塔梯度和涡动相关系统 2007 年 8 月 3 日~2007 年 10 月 31 日的观测资料,比较分析廓线法、波文比能量平衡法与涡动相关法计算的塔中沙漠近地层湍流热通量的结果,讨论各种计算方法的差异性。

6.1.1 计算方法

(1) 涡动相关法

涡动相关技术是通过测定和计算物理量(如温度、 CO_2 和 H_2O 等)的脉动与垂直风速脉动的协方差(Covariance)求算湍流输送通量的方法,其在观测和求算通量的过程中几乎没有假设,具有坚实的理论基础,适用范围广,被认为是现今唯一能直接测量生物圈和大气间能量与物质交换通量的标准方法^[1]。其中,计算感热(H)和潜热(LE)通量的公式如下:

$$H = \rho C_p \overline{w' T'} \quad (6.2)$$

$$LE = \rho \lambda \overline{w' q'} \quad (6.3)$$

式中, ρ 为空气密度; w' 为垂直风速脉动; T' 为温度脉动; q' 为比湿脉动; C_p 定压比热, 一般取值为 $1004.67 \text{ J} \cdot \text{Kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$; λ 为水的汽化潜热, 一般取值为 $2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$ 。因此, 只要能够观测得到各物理属性的脉动量, 即可以计算出该物理属性的垂直输送通量密度。

(2) 波文比—能量平衡法

波文比—能量平衡法是通量计算中应用较为广泛的方法之一^[2]。其公式如下:

$$H = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \beta \quad (6.4)$$

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (6.5)$$

根据上述公式, 只要实际测定 Rn 、 G 、两层 T 和 q 就可以计算出 LE 和 H 。

(3) 空气动力学方法

空气动力学方法是以相似理论为基础, 根据物理量的垂直梯度和通量关系来计算通量。依据该理论, 风速、温度、湿度梯度可表示为:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \frac{u_*}{\kappa z} \Phi_m(\xi) \quad (6.6)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = \frac{T_*}{\kappa z} \Phi_h(\xi) \quad (6.7)$$

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \frac{q_*}{\kappa z} \Phi_w(\xi) \quad (6.8)$$

式中, u_* 是摩擦速度, T_* 是湍流温度尺度, q_* 是湍流湿度尺度; κ 为 Karman 常数, 一般取 0.4; z 为高度; Φ_m , Φ_h , Φ_w 是稳定度参数 z/L (以 ζ 米表示) 的普适函数。

(4) 三种计算方法结果对比

图 6.1 给出了采用涡动相关法、波文比法以及空气动力学方法计算的 2008 年 8 月 3 日至 10 月 31 日塔中沙漠近地层平均湍流热通量变化曲线。由图可以

看出, 三种方法计算得到的感热通量日变化趋势基本上一致, 其中波文比法由于沙漠地区湿度小, 计算误差较大, 而空气动力学法与涡动相关法计算结果比较一致。

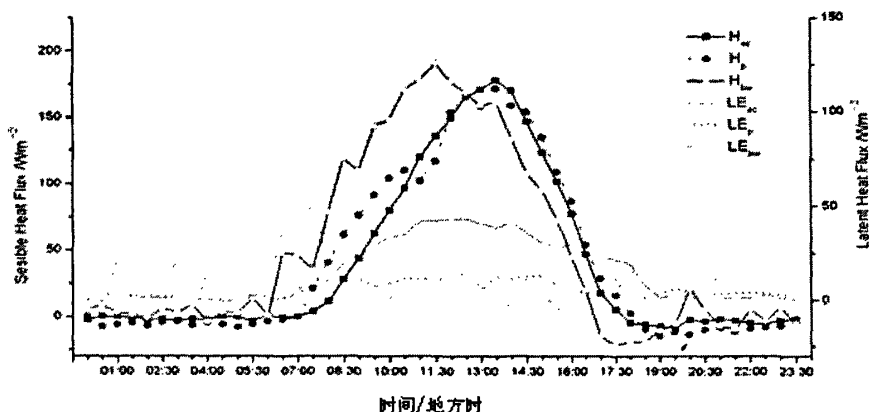


图 6.1 波文比法、空气动力学法和涡动相关计算得的感热、潜热通量曲线 (附彩图)

为了进一步分析三种方法计算得出的感热和潜热通量之和 (有效能量) 之间的关系和差异, 用 2008 年 8 月 3 日至 2008 年 10 月 31 日的资料绘制了散点图。图 6.2 为涡动相关法计算得出的湍流热之和 (有效能量) 和实测得到的净辐射和土壤热通量之差 (可利用能量) 之间的关系。由图可以看出, 用涡动相关法与实测得到的塔克拉玛干沙漠腹地水热通量之间存在着一下关系:

$$y = 0.9607x \quad (6.9)$$

式中, x 为用实测的 $R_n - G$, y 为涡动相关法计算得到的 $H + LE$, $R^2 = 0.709$ 。

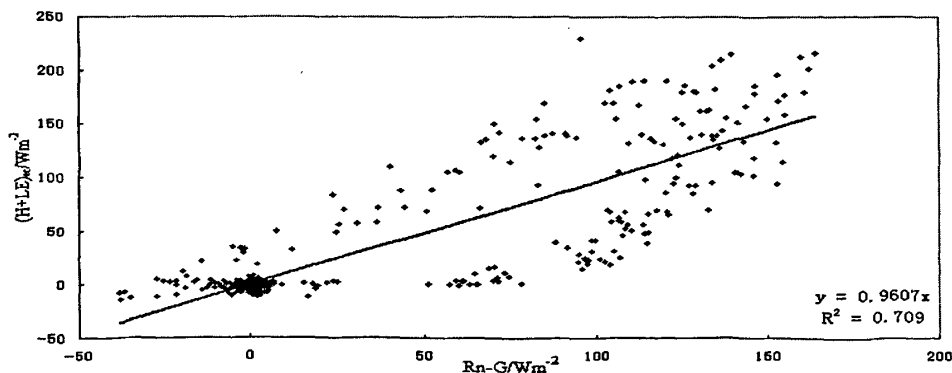


图 6.2 涡动相关法计算得出的 $H + LE$ 与实测的 $R_n - G$ 比较

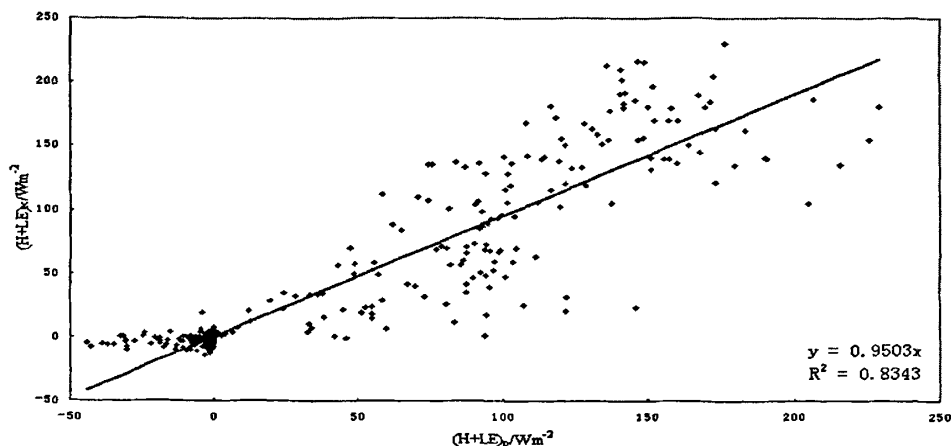


图 6.3 涡动相关法和空气动力学法计算得出的湍流热通量之和的关系

图 6.3 是用空气动力学法计算得到的湍流热通量和涡动相关法计算得出的湍流热通量绘制的散点图。由图 6.3 可以得出，两种计算方法的结果相关性比较好，线性相关方程为：

$$y=0.9503x \quad (6.10)$$

式中， y 和 x 分别为涡动相关法和空气动力学方法计算得到的湍流热通量之和， $R^2=0.8343$ 。

6.1.2 塔中沙漠近地层能量收支变化

(1) 晴天能量收支各组分量年变化

图 6.4 为塔中地区晴天能量平衡各组分量月平均值的年变化趋势。从图中可以看出净辐射、感热通量具有非常明显的年变化特征，净辐射 8 月最大为 $129.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，感热则 6 月达到最大为 $73.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，潜热和土壤热通量都在 6 月达到最大。潜热通量在 11 月~1 月间近乎为 0，土壤热通量在 10 月~12 月间为负值，1~2 月为正值，出现这种现象的原因是 2008 年 1~2 月塔克拉玛干沙漠有积雪覆盖。

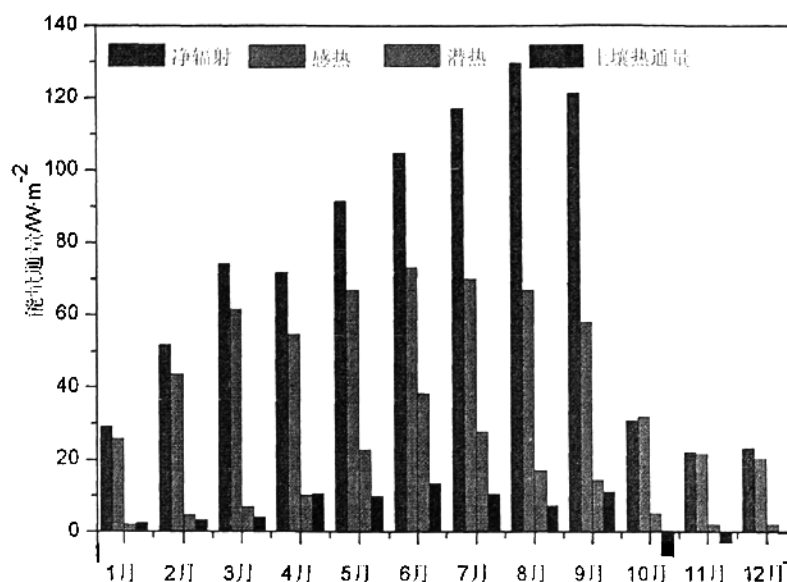


图 6.4 塔中各月晴天平均能量平衡分量年变化 (附彩图)

(2) 晴天能量平衡季和日变化

选择 2007 年 10 月 (01、09、23、28、29、30、31 日), 2008 年 1 月 (1、2、12 日), 2008 年 4 月 (1、3、4、14、17、23、25、27 日), 2008 年 8 月 (9、10、11、15、23、29 日) 的湍流通量数据作为四季的代表月份来分析湍流热通量的季节变化特征。由图 6.5 可知, 沙漠地区地—气能量交换主要以感热和土壤热通量为主, 潜热通量的变化不是很大。净辐射、感热通量具有非常明显的季节变化特征, 即夏季最大, 春秋季次之, 冬季最小。相比之下, 潜热通量和土壤热通量的季节变化特征不明显。净辐射在春、夏、秋、冬晴天最大值分别为 417.7 、 611.3 、 341.1 、 $235.3 W \cdot m^{-2}$; 感热通量春、夏、秋、冬晴天最大值分别为 350.7 、 396.9 、 247.3 、 $137.0 W \cdot m^{-2}$; 土壤热通量春、夏、秋、冬季 (无积雪覆盖) 晴天最大值在 $90 \sim 120 W \cdot m^{-2}$ 之间; 潜热通量的四季晴天最大值在 $20 \sim 70 W \cdot m^{-2}$ 之间。

一般来说, 沙漠的净辐射中, 大约 90% 由感热通量消耗, 其余的用来加热地表, 沙地蒸发作用一般被忽略^[3], 而且, 沙漠夜间的净辐射支出很大。

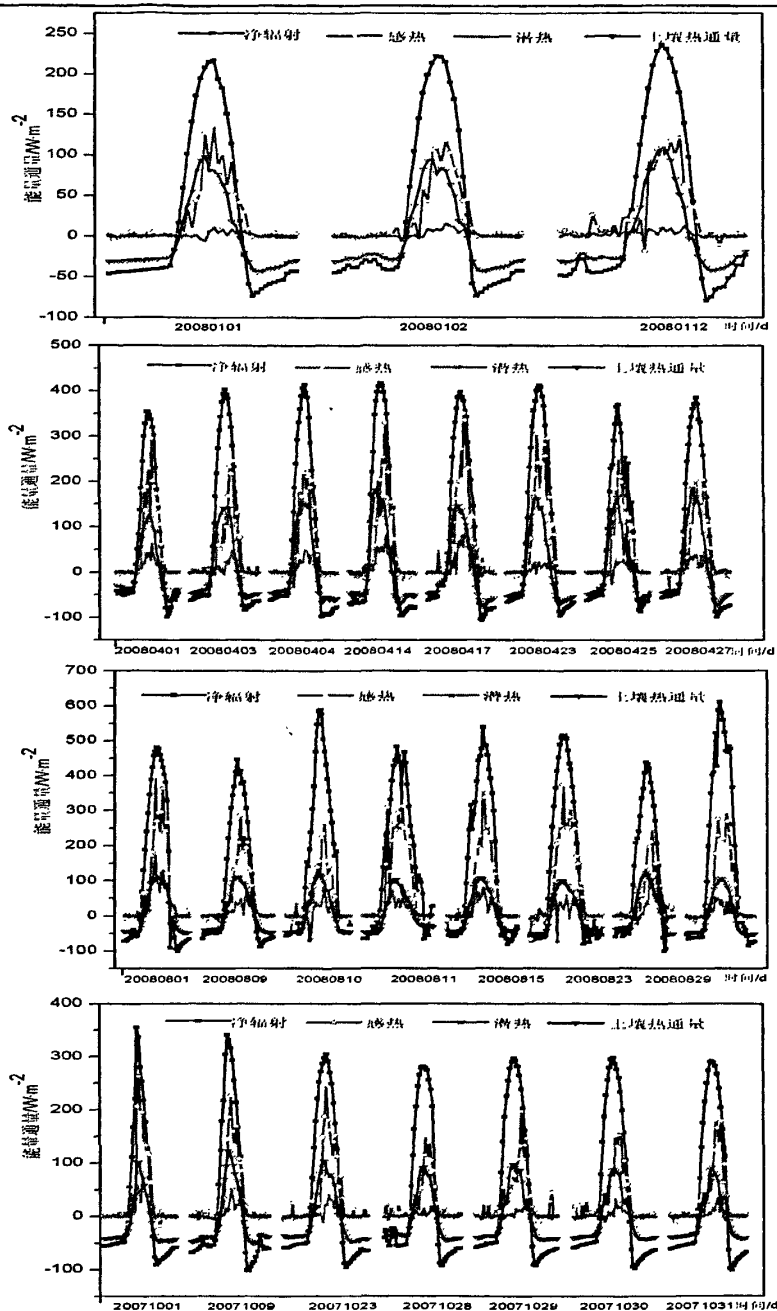


图 6.5 塔中晴天能量平衡各分量平均日变化曲线（附彩图）

选择 2007 年 8 月 3 日至 10 月 31 日 15 个晴天资料，绘制出了塔中沙漠能量平衡分量日变化图（图 6.6）。由图可见，能量平衡各分量基本上以 12 时为中心，呈对称分布。净辐射、土壤热通量、感热通量具有非常明显的日变化特征。在本文所采用的数据区间内，净辐射日最高值为 $324 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，出现在当地时间 11

时 30 分, 最小值为 $-85 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 出现在当地时间 18 时 30 分; 土壤热通量在 12 时左右达到日最高值为 $143 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 而 20 时出现最小值为 $-69 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; 感热通量在 13 时 30 分时分左右达到最高值为 $178 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 19 时左右出现最低值为 $-7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$; 相对于上述三个能量平衡分量, 潜热通量的日变化特征不太明显。每日 12 时 30 分左右出现潜热通量的最大值为 $43 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 而 06 时出现日最低值约 $-1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

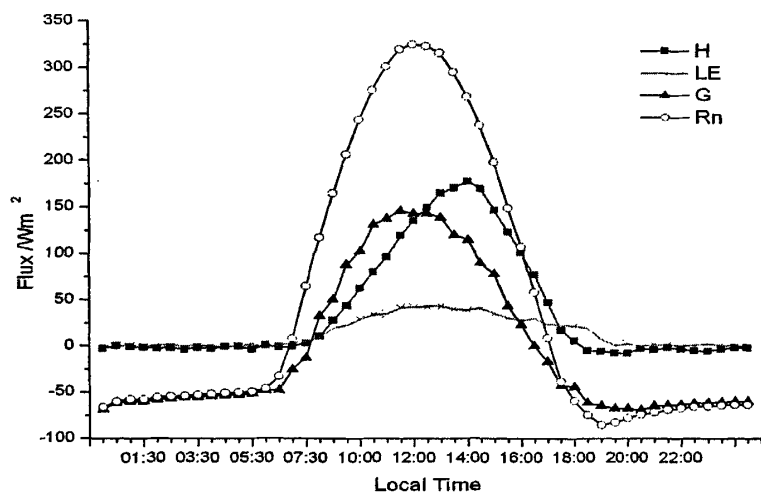


图 6.6 塔中湍流热通量日变化曲线 (附彩图)

(3) 沙漠近地层不同高度湍流热通量一致性分析

本节选取 2007 年 10 月 1、9、23、28、29、30、31 日的 10m、32m、80m 3 层涡动相关资料 (样本数 $N=306$), 画出了三层湍流热通量的差异概率分布图 (图 6.7), 定量分析了塔中沙漠湍流热通量在近地层中的分布特征。

由图可以看出, 三层涡动相关系统计算得到的感热、潜热通量差异不是很大。三层感热通量计算结果完全一致的频率平均在 42% 左右; 如果相对误差允许在 10% 的范围, 计算结果完全一致的频率平均在 71% 左右; 相对误差允许在 20% 的范围, 计算结果完全一致的频率平均在 81% 左右。三层潜热通量计算结果完全一致的频率平均在 73% 左右; 如果相对误差允许在 10% 的范围, 计算结果完全一致的频率平均在 90% 左右; 相对误差允许在 20% 的范围, 计算结果完全

一致的频率平均在 95%以上。通过对不同相对误差控制下三层感热、潜热通量一致性的分析证实了沙漠腹地常通量层的存在，且常通量层厚度超过 80m。由此可见，近地层湍流通量上下一致性较好，近地层常通量层是存在的。由此，在其他干旱沙漠地区进行近地层通量观测研究时，只要把涡动相关探测系统放置在 10m 左右的高度就基本能满足研究要求。

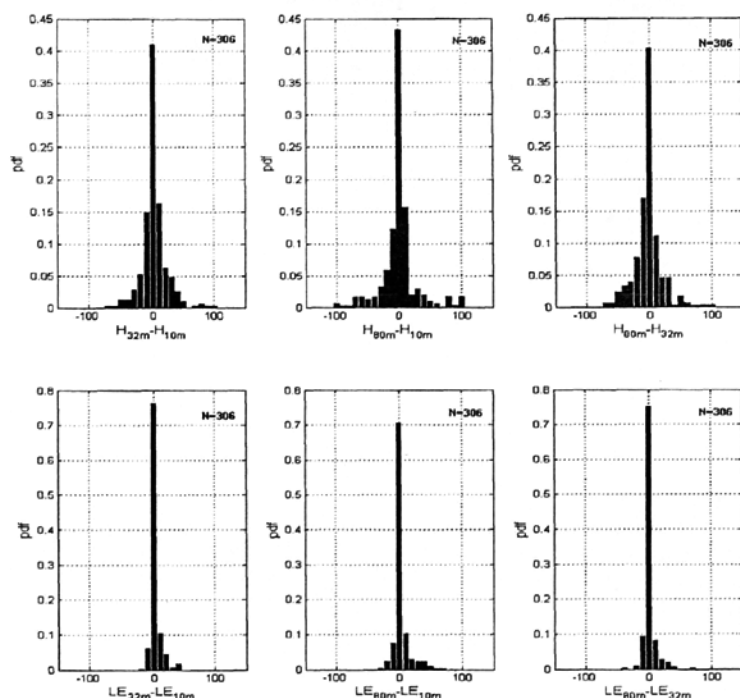


图 6.7 三层涡动相关系统测得湍流热通量差异概率分布图

6.1.3 塔中沙漠近地层能量通量闭合的讨论

图 6.8 为塔中沙漠和敦煌绿洲夏季（8 月）地表热量平衡图^[4-5]，从图中可以看出，沙漠地表热量的比例与绿洲有很大的区别。

塔中本站（80m 铁塔），在白天，感热、潜热和土壤热通量分别占净辐射的 44.7%、11.3%和 18.3%，不平衡部分占 25.7%。感热通量占净辐射的比例最大，潜热所占比例较小，可能与夏季铁塔周围地表有少量植被有关。

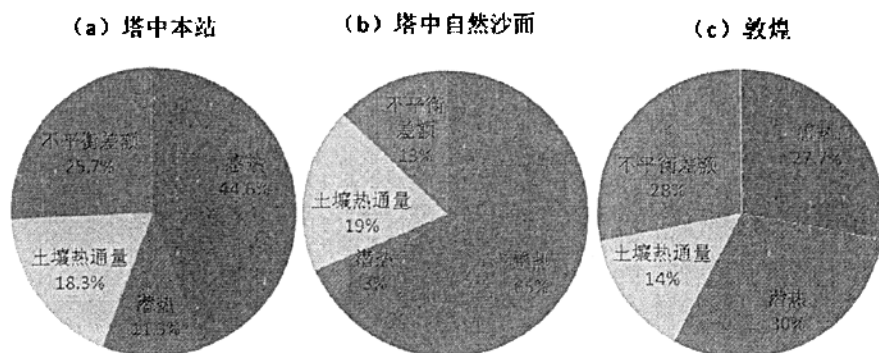


图 6.8 不同下垫面地表热量平衡各组分量比较 (附彩图)

在塔中西面站,即自然沙丘下垫面,感热、潜热和土壤热通量分别占净辐射的 65.3%、3.3%和 18.6%,不平衡差额占 12.8%。与塔中本站相比,它的下垫面无植被覆盖,是自然平缓流动沙丘。因此,塔中沙漠能量平衡组分中感热所占比例最大,潜热很小,土壤热通量近 20%。

敦煌绿洲地表热量平衡中,感热、潜热和土壤热通量分别占净辐射的 28%、30%和 14%,不平衡部分比较大,占到 28%。这与绿洲内垂直运动的平流输送有关。

塔中地区无论是本站还是自然沙面,能量平衡中不平衡差额均较大。事实上各类陆地生态系统近地层均有不同程度的能量不闭合现象出现,只是因地区不同下垫面性质不同,能量不闭合的程度有差异而已,其不闭合的程度在 0.1~0.3 间。影响塔中地区能量不闭合现象的因素是多方面的,可能是由于土壤热通量的测量仪器放置在地表以下 5cm 处,这可能会使不平衡值偏大,从而导致不平衡性,但这还有待进一步的精确观测、试验检测与数值的模拟验证。

6.2 塔中地表净辐射各分量变化规律

上述分析的能量交换和大气边界层结构都与地表面辐射的收支关系密切,而且地表辐射平衡是气候学的重要研究内容,对沙漠气候的形成有重要意义。本节利用塔中地区 2007 年 9 月~2008 年 8 月的长、短波辐射数据,分析了塔中沙漠的辐射平衡各组成部分的特征及其影响因子,拟合了总辐射和有效辐射气

候学计算模式。

在气候学中，地表辐射平衡方程为：

$$\lambda n = Q(1-\alpha) - F \quad (6.11)$$

6.2.1 辐射平衡年变化

图 6.9 为 2007 年 9 月~2008 年 8 月塔中地区辐射平衡各分量月总量年变化直方图，图 6.10 为 2007 年 9 月~2008 年 8 月塔中辐射平衡分量日均值的年变化曲线。各个分量月总量除反射辐射于 2 月达到最大 $195.7 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，其余均在 7 月达到最大，总辐射为 $723.6 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，大气长波辐射为 $1010.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，地面长波辐射为 $1311.9 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，净辐射为 $243.2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ 。辐射平衡各组成分量的年总量：总辐射可达 $6059.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，反射辐射为 $1684.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，大气长波辐射为 $9403.9 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，地面长波辐射为 $12100.4 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，净辐射为 $1678.2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2}$ ，

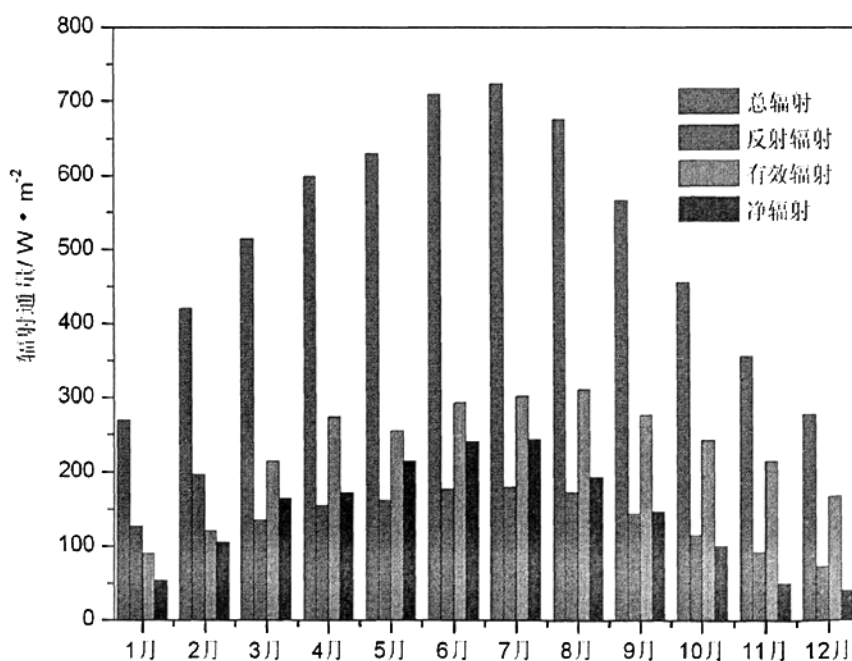


图 6.9 2007 年 9 月~2008 年 8 月塔中地表辐射平衡分量月总量年变化（附彩图）

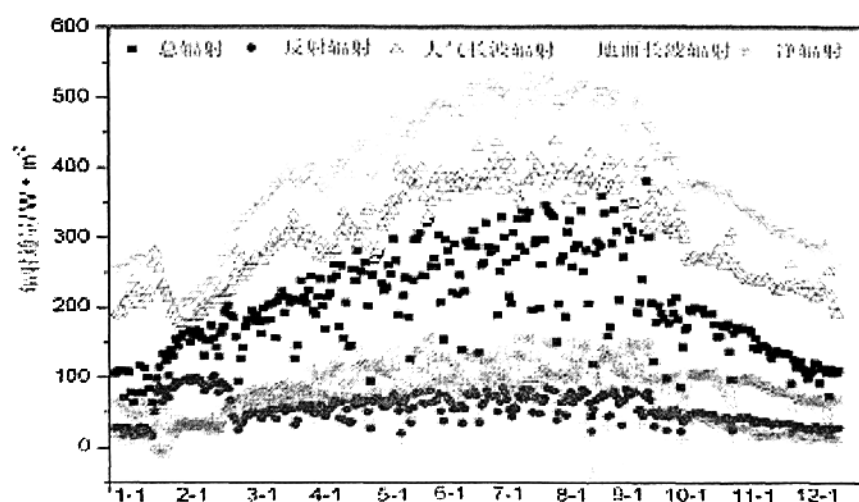


图 6.10 2007 年 9 月~2008 年 8 月塔中地表辐射平衡各分量日平均通量年变化 (附彩图)

表 6.1 塔中月平均辐射量年变化 ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)

辐射通量	总辐射	反射辐射	有效辐射	净辐射
1 月	104.2	48.7	34.8	20.7
2 月	162.3	75.5	46.3	40.5
3 月	198.3	52.0	83.0	63.3
4 月	230.9	59.4	105.7	65.9
5 月	242.8	62.2	98.3	82.3
6 月	274.0	67.9	113.2	92.9
7 月	279.2	69.0	116.4	93.7
8 月	260.7	66.5	120.0	74.4
9 月	218.3	55.3	106.7	56.4
10 月	175.8	44.1	93.4	38.4
11 月	137.1	35.3	82.6	19.2
12 月	106.9	27.7	64.1	15.1
年平均	199.2	55.3	88.7	55.2

表 6.1 给出了塔中地区月平均辐射的年变化状况。从表中可以看出：总辐射强度夏季大，冬季小，7 月最高达 $279.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，1 月最低仅有 $104.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，年较差达 $174.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。反射辐射也是夏季大，冬季小，但由于 2008 年 1~2 月有积雪，导致反照率较大。有效辐射强度 8 月最大达到 $120.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，1 月最小仅为 $34.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。净辐射在 7 月最大达 $93.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，1 月最小仅 $20.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。年平均总辐射为 $199.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，年均有效辐射 $88.7 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，年均净辐射为 $55.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

6.2.2 辐射平衡日变化

(1) 晴天四季日变化

选择塔中地区 2007 年 10 月 09、23、28、29、30、31 日，2008 年 1 月 1、2、12 日，2008 年 4 月 1、3、4、14、17、23、25、27 日，2008 年 8 月 1、9、10、11、15、23、29 日晴天的辐射通量资料作为春、夏、秋、冬四个季节的代表月来分析沙漠腹地辐射收支的季节变化特征。

由图 6.11 可知，沙漠地区辐射收支中以总辐射和地面长波辐射为主，不同季节晴天各辐射通量均呈正态分布，总辐射，反射辐射，地面长波辐射及净辐射都具有非常明显的季节变化特征，即夏季最大，春秋季节次之，冬季最小。相比之下，大气长波辐射的季节变化特征不明显。春、夏、秋、冬总辐射最大值分别为 495.6 、 926.0 、 1125.4 、 $742.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；反射辐射的最大值分别为 147.9 、 257.1 、 242.6 、 $209.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；大气长波辐射的最大值分别为 228.1 、 359.4 、 433.6 、 $326.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；地面长波辐射的最大值分别为 351.1 、 616.0 、 700.6 、 $554.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；净辐射的最大值分别为 221.7 、 446.3 、 611.3 、 $307.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。

图 6.12 是阿拉伯半岛鲁卜哈利沙漠夏季七天的辐射收支连续变化^[6]。由图可以看出鲁卜哈利沙漠（ $16^{\circ} \sim 27^{\circ} \text{ N}$ ， $44^{\circ} \sim 57^{\circ} \text{ E}$ ，呈东北—西南走向，面积 60 余万 km^2 ^[7]，年均降水量不足 50mm）的总辐射极值在 $1000 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 附近，地面长波辐射极值在 $700 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右，大气长波辐射在 $250 \sim 375 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间变化。塔中与其相比，相对湿度略高^[8]，总辐射和地面长波辐射大小相近，但塔中的大气长波辐射在 $300 \sim 400 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 之间波动，比鲁卜哈利沙漠高。

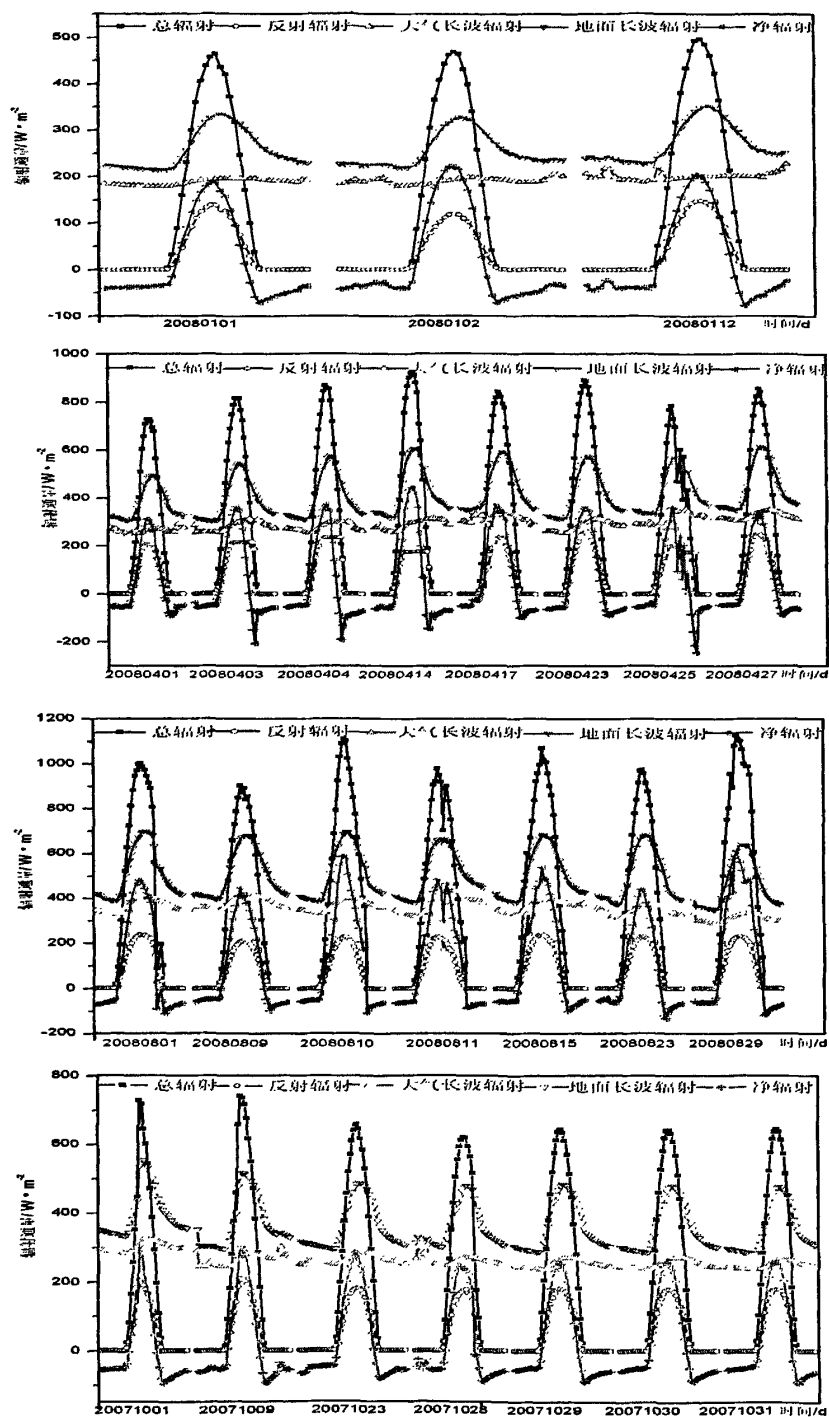


图 6.11 塔中不同季节晴天辐射通量日变化曲线 (附彩图)

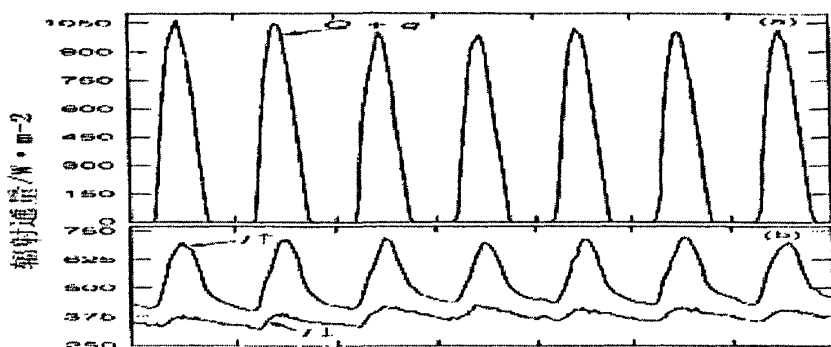


图 6.12 阿拉伯半岛鲁卜哈利沙漠夏季辐射收支日变化

(2) 月平均日变化

利用连续观测资料计算了塔中地区近地层辐射收支的月均值，并给出了 2007 年 9 月~2008 年 8 月辐射平衡月平均日变化（图 6.13）。辐射各分量月平均日变化曲线与晴天的日变化曲线十分一致，表明晴天的地表辐射日变化具有一定的气候代表性，只是因为云、沙尘等因素的影响，使得平均的日变化与晴天日变化在幅度上有一定差异，这种差异在春、夏季较大，在秋、冬季较小。四季平均与晴天相比，太阳总辐射平均降低约 $30 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ；地表净辐射平均减少 $18 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右；大气逆辐射差异不大；地表长波辐射差异在 $20 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右。

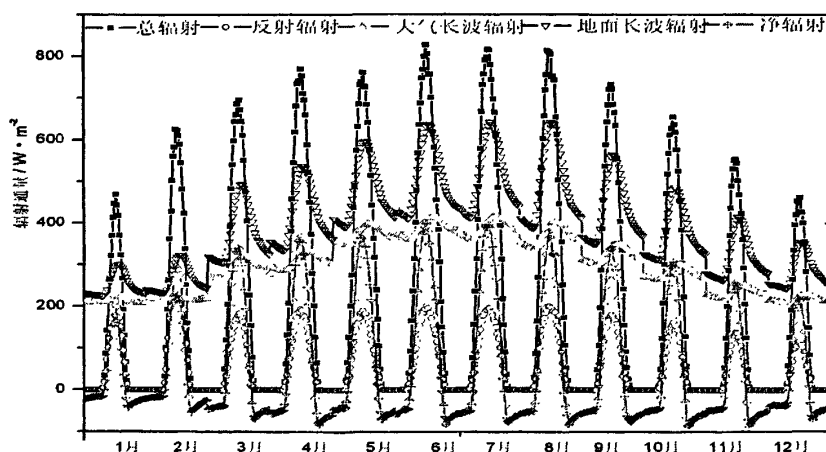


图 6.13 2007 年 9 月~2008 年 8 月塔中地表辐射平衡各分量月平均日变化（附彩图）

从图 6.13 可以看到，大气逆辐射的日变化比较弱，其他各分量包括地表净辐射，日变化比较明显，日变化幅度的季节变化也十分明显，春、夏季变化幅

度较大,秋、冬季小。太阳总辐射、反射辐射和净辐射位相相同,在12时左右同时到达日最大值,地面长波辐射和大气长波辐射位相滞后约1小时左右。对于月平均的日变化峰值,太阳总辐射在春、夏两季最大,可达 $826.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,冬季12月最小,约为 $461.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;净辐射的日变化峰值在夏季可达 $398.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 左右,冬季1月最小,约为 $184.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;反射短波辐射峰值出现在夏季和冬季,最大达 $296.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,最小是在秋季,为 $158.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;地表长波辐射峰值夏季最大,达 $641.6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,冬季最小,约为 $301.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;大气逆辐射日变化峰值全年变化不大,夏季达 $416.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,冬季约为 $230.1 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。就全年日变化幅度而言,太阳总辐射和地面长波辐射最大,约为 $364.9 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 、 $340.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;大气长波辐射变幅最小,约为 $186.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;反射短波辐射变幅为 $179.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$;净辐射变幅约为 $214.3 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。净辐射夜间均为负值,白天日出后,地面净辐射经过约1个小时左右,逐渐由负值变为正值,并且随着太阳高度的增高,总辐射的加大,而很快地增大,到午间出现最大值,午后又很快地减弱,约在日落前1个小时左右由正值转变为负值,其最小值出现在傍晚日落后1个半小时前后。平均而言,净辐射早晚两次改变符号,通过零值的时间约比日出落后40~60分钟、比日落提前60~90分钟。这说明地面辐射平衡在夜间仅是地表长波净辐射,而在白天以太阳总辐射为主。

以往测量结果显示,敦煌戈壁和沙漠地面净辐射夏季极大值约为 $430 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (8月30日)^[9],内蒙草原地面净辐射约为 $600 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (8月17日)^[10],HEIFE试验区位于 39° N 附近,IMGRASS位于 44° N 附近,塔中纬度处于二者之间,塔中夏季净辐射极大 $426 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ (8月21日),与敦煌地区相当。

6.2.3 辐射平衡各分量的对比

图6.14给出了敦煌绿洲、敦煌戈壁、南美洲沙漠和塔中沙漠在夏季晴天时辐射平衡各分量的变化^[11-15]。敦煌绿洲地表夏季晴天太阳总辐射最大超过 $1000 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$,比荒漠的总辐射强,这说明绿洲有很好光热资源。绿洲反照率小和长波辐射弱,净辐射也很大,净辐射峰值超过 $600 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。所以地表具有比较充

足的可利用能量，为加热大气和土壤提供了必要的热能条件，这说明绿洲系统拥有良好的热资源基础。

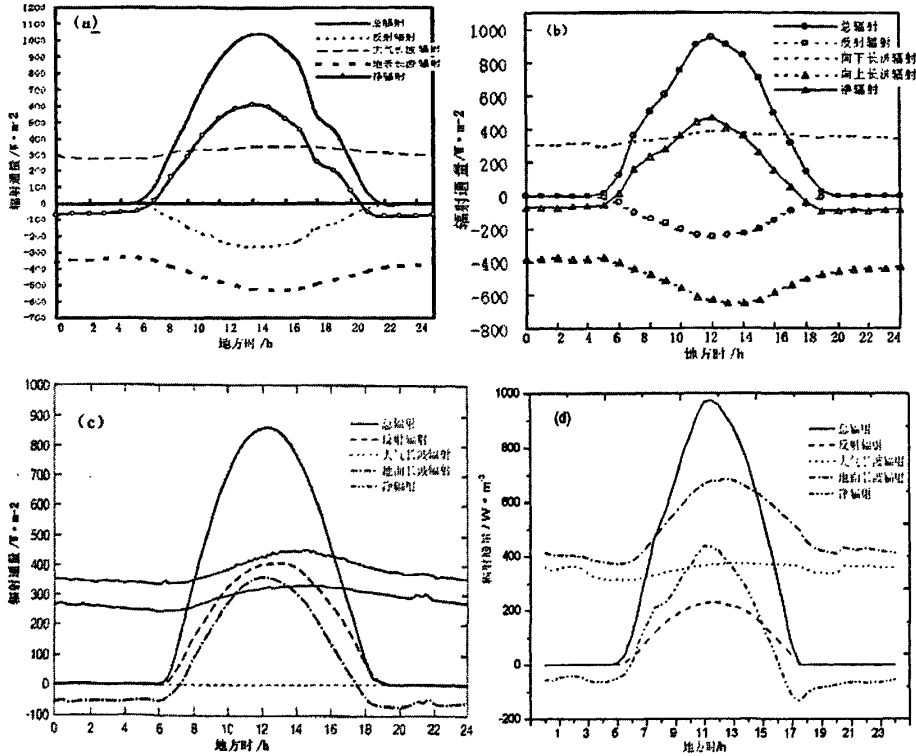


图 6.14 辐射平衡各分量的对比 (均为夏季晴朗天气)

((a) 敦煌绿洲, (b) 敦煌戈壁, (c) 南美洲沙漠, (d) 塔中沙漠)

敦煌戈壁夏季晴天由于天空少云，总辐射峰值接近 $1000 W \cdot m^{-2}$ ，比同纬度其它地区明显偏高。由于地表反照率比较大，总辐射比较强，反射辐射也显著比同纬度其它地区强。

南美洲大沙漠盆地，夏季晴天总辐射最大值达 $900 W \cdot m^{-2}$ ，反射辐射极值在 $400 W \cdot m^{-2}$ 左右，其大气长波辐射在 $200 \sim 300 W \cdot m^{-2}$ ，地面长波辐射在 $300 \sim 400 W \cdot m^{-2}$ 之间变化，大气长波辐射和地面长波辐射变化趋势一致，所以其有效辐射日较差较小。净辐射值低于 $350 W \cdot m^{-2}$ 。

塔克拉玛干沙漠夏季典型晴天时，总辐射峰值为 $938 W \cdot m^{-2}$ ，反射辐射极值在 $200 W \cdot m^{-2}$ 左右，大气长波辐射在 $300 \sim 400 W \cdot m^{-2}$ 之间变化，地面长波辐射在 $400 \sim 600 W \cdot m^{-2}$ 间变化，其有效辐射日较差较大。净辐射极值在 450

$W \cdot m^{-2}$ 左右。

总体而言，晴天下绿洲的总辐射最强；南美沙漠的反射辐射最大，但其大气长波辐射最低；塔克拉玛干沙漠的大气长波辐射最大。对于净辐射而言，绿洲最高，戈壁次之，塔克拉玛干沙漠略低于戈壁，南美洲沙漠最低。

表 6.2 对比了不同下垫面辐射通量年总量的变化，可以看出：总辐射和反射辐射都是戈壁最强，高原最低，塔中沙漠低于巴丹吉林沙漠。长波辐射也是戈壁最高，高原最低，塔中沙漠的地面和大气长波辐射均高于巴丹吉林沙漠，而低于敦煌戈壁；而塔中沙漠有效辐射低于巴丹吉林沙漠和敦煌戈壁，高于绿洲，对于净辐射来说，则是绿洲最高，戈壁次之，塔中低于巴丹吉林沙漠，高原最低。

表 6.2 不同下垫面辐射通量年总量对比 ($MJ \cdot m^{-2}$)

地区	总辐射	反射辐射	大气长波辐射	地面长波辐射	有效辐射	净辐射
塔中沙漠	6059.1	1684.4	9403.9	12100.4	2697.0	678.2
敦煌绿洲	7396.7	1127.9	7701.5	9814.9	2113.4	4155.5
敦煌戈壁	8730.8	2182.7	9756.5	13384.6	3628.1	3321.5
巴丹吉林 沙漠	7294.5	2108.5	7794.6	11236.5	3442.0	1834.1
青藏高原	3188.1	784.5	2279.5	3823.7	1544.2	859.4

6.2.4 典型天气下辐射平衡各分量日变化

从 2007 年 9 月 13 日~2008 年 8 月的春季和夏季分别挑选了晴天、阴天、浮尘和沙尘暴这四个典型天气来代表塔中几种典型天气类型。尽管这期间还有一些其它的天气，如扬沙、阵雨、雷暴、飏等天气现象；但这几种天气持续时间很短暂而扬沙天气总是伴随浮尘和沙尘暴天气而发生，所以几乎没有全天 24 小时都是同一种天气型的，因此文中只选择了晴天、阴天、浮尘和沙尘暴这四种天气类型。

2008 年 4 月 23 日、4 月 6 日、4 月 11 日和 4 月 19 日分别代表塔中春季的晴天、阴天、浮尘和沙尘暴天气；选取了同年 8 月 1 日、8 月 26 日、8 月 6 日

和 8 月 5 日分别代表塔中夏季的晴天、阴天、浮尘和沙尘暴天气。

从图 6.15 可以看到,除大气逆辐射外,各个量的日变化周期十分明显,但在幅度、形态上有一定差异,同时日变化幅度、日最大值等同样存在季节变化。

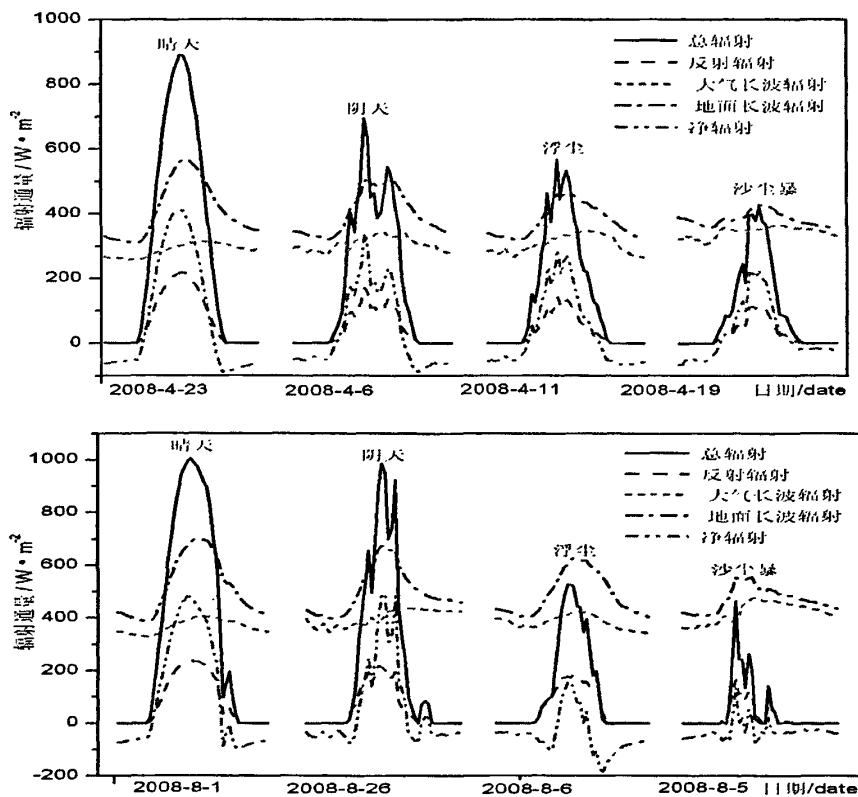


图 6.15 不同季节典型天气下地表辐射收支的日变化 (间隔 30 min) (附彩图)

(1) 阴天

春、夏季阴天时,曲线皆呈不规则状,在日出后出现拐点,这主要是由于云量增大时短波辐射被吸收和散射,因此总辐射和反射辐射都减少,当云量减小时辐射值随之增大。总辐射、净辐射都比晴天明显减弱,地面长波辐射夜间有所增加,白天有所减少,大气长波辐射增加较多,日变化不再明显,所以有效辐射比晴天有所降低,但远不足以补偿对短波辐射的损失,净辐射的变化追随总辐射,但减弱不如总辐射明显。

春季典型阴天时地表辐射日变化特征为:总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 14.9 、 3.7 、 26.5 、 34.4 和 $3.2 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$;

总辐射和反射辐射都于 12 时最先达到峰值 $463.7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $112.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 大气长波辐射和地面长波辐射都于 13 时到峰值 346.1 和 $485.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 净辐射于 12 时达到最大 $190.9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

夏季典型阴天时地表辐射日变化特征为: 总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 17.9 、 4.7 、 34.7 、 43.3 和 $-4.6 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$; 总辐射和反射辐射都于分别于 11:30 最先达到峰值 $986.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $213.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 大气长波辐射和地面长波辐射分别于 13 时和 13:30 达到峰值 428.2 和 $663.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 净辐射于 11:30 时达到最大 $493.4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

(2) 浮尘

春、夏季在浮尘天气时由于沙尘的影响, 到达地表的辐射表现出不规则性, 呈现出多峰的现状, 但总体仍是早晚各辐射通量小, 中午大。除大气长波辐射均值比晴天略微增大外, 其余通量均减小, 总辐射降低最为明显。

春季浮尘时地表辐射日变化特征为: 总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 10.3 、 4.8 、 33.1 、 42.3 和 $-3.7 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 净辐射是总辐射的 $1/3$, 各通量的日总量比晴天分别减小 11.2 、 2.8 、 2.7 和 $4.0 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 总辐射降幅约为 47% ; 辐射各分量达到峰值的时间不同, 总辐射和反射辐射都于 11 时最先达到峰值 $526.0 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $176.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 大气长波辐射和地面长波辐射于 13 时到峰值 $424.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $622.7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 净辐射于 11 时达到最大 $159.8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

夏季浮尘时地表辐射日变化特征为: 总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 12.6 、 3.2 、 26.5 、 32.8 和 $3.1 \text{ MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$, 净辐射是总辐射的 $1/4$, 各通量比晴天分别减小 19.1 、 2.5 、 -1.3 、 2.2 和 13.1 , 总辐射降低最为明显, 降幅约为 65% ; 辐射各分量达到峰值的时间不同, 总辐射和反射辐射都于 11 时最先达到峰值 $526.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $176.6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 大气长波辐射和地面长波辐射于 13 时到峰值 $424.1 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 和 $622.7 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, 净辐射于 11 时达到最大 $159.8 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

(3) 沙尘暴

春、夏季在沙尘暴时,各辐射通量曲线的变化趋势与浮尘类似,只是到达峰值的时间略微提前,且总辐射、反射辐射和净辐射都比晴天明显减弱;大气长波辐射强度略微增加,地面长波辐射减弱,所以有效辐射明显降低。

春季沙尘暴时地表辐射日变化特征为:总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 8.3、2.4、29.7、33.2 和 $2.5\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,净辐射是总辐射的 1/3,各通量的日总量分别比晴天少 15.6、3.6、-4.9、2.4 和 $4.7\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。

夏季沙尘暴时地表辐射日变化特征为:总辐射、反射辐射、大气长波辐射、地面长波辐射和净辐射的日总量分别为 3.9、2.1、36.4、40.6 和 $-2.4\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$,各通量的累计值比晴天少 25.4、5.2、-4.6、3.9 和 $11.8\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ 。总辐射降低最为明显,降幅约为 87%。

总体而言,总辐射的强度随天气变化波动最为明显,主要是受到云和沙尘的影响。反射辐射的日变化趋势在各个季节内、各种天气条件下与总辐射非常一致,原因在于反射辐射只随总辐射和地表反照率的变化而变化,在地表变化较小的一段时间内,地表反照率变化不大,反射辐射与总辐射的变化保持一致。大气长波辐射的日变化很弱,全天几乎维持在同一水平上,阴天、浮尘、沙尘暴时均有增加,而且随季节有一定变化。地表长波辐射取决于地表温度的变化,日变化幅度相对较小,日振幅晴天最大,阴天次之,沙尘暴天气时很小;净辐射是辐射平衡的结果,是衡量沙漠地面最终通过辐射获得的能量的大小。

6.2.5 总辐射

(1) 塔中总辐射极值

我国曾在青藏高原的某些特定时刻观测到实际太阳辐射通量接近甚至大于太阳常数的观测事实,并给以一定的解释。塔中在 2006~2008 年太阳总辐射的观测中,日极值也较大(图 6.16)。可见在沙漠腹地塔中太阳总辐射日极值最大可达 $1000\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 以上,在整个夏季(6~8 月)超过 $800\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 的频率较高,950

$\text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 及以上多数出现在 8 月, 7 月极高值出现频率反而较少, 这是由于天气过程较多, 受到云和沙尘的影响较大。全年总辐射通量瞬时最大值均未超过太阳常数, 其中, 2006 年 8 月 16 日 12 时 46 分 30 秒时出现最大值为 $1316 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$, 比太阳常数小 $24 \text{W} \cdot \text{m}^{-2}$ 。在最大值出现时, 天空有积云, 但日面未被遮蔽, 直接辐射很大, 由于“云附加效应”, 散射辐射也很大, 可见云可以造成太阳辐射的再分配, 在特定天气条件下有可能导致地面总辐射值较高^[16-18]。

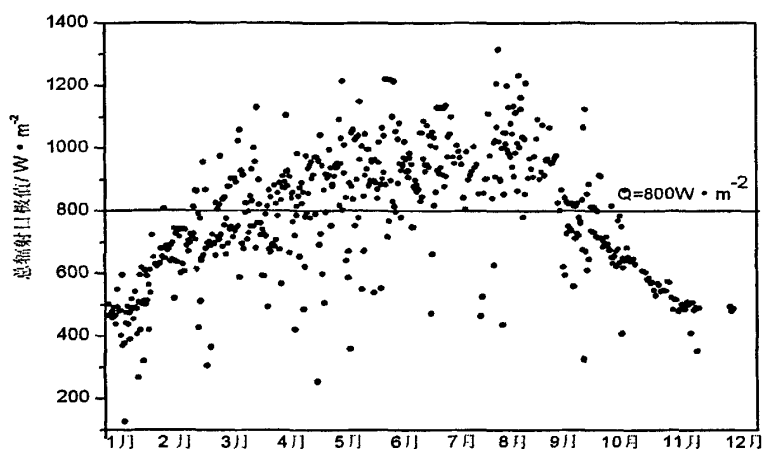


图 6.16 塔中总辐射日极值

(2) 总辐射的气候学计算

太阳总辐射的观测资料很少, 尤其是沙漠地区更是如此, 建立沙漠地区的总辐射的经验模式对广大沙漠地区的太阳能资源的分析、评估、地面辐射平衡等研究都具有应用价值。

影响总辐射的因子主要是测点地理纬度、太阳高度角、大气透明度、日照和云量、沙尘等。

利用塔克拉玛干沙漠大气环境观测试验站 2006~2008 年实测太阳总辐射与日照百分率资料, 由最小二乘法确定经验系数 a 、 b , 得到塔中沙漠四季总辐射气候学计算式:

$$\text{春季: } \frac{Q}{Q_0} = 0.348 + 0.423 S_i \quad (6.12)$$

$$\text{夏季: } \frac{Q}{Q_1} = 0.311 + 0.465 S_1 \quad (6.13)$$

$$\text{秋季: } \frac{Q}{Q_1} = 0.341 + 0.452 S_1 \quad (6.14)$$

$$\text{冬季: } \frac{Q}{Q_1} = 0.365 + 0.459 S_1 \quad (6.15)$$

表 6.3 为总辐射计算值与实测值相对误差, 各月相对误差均<4.0%, 拟合效果较好。表明沙漠地区应用日照百分率经验公式可以较精确地计算太阳总辐射。

表 6.3 总辐射计算值与实测值相对误差表

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
相对误差 (%)	0.6	-1.2	1.7	2.6	2.3	2.3	3.4	3.8	3.1	2.9	0.5	-2.5

6.2.6 地表反照率

(1) 地表反照率年变化

表 6.4 不同下垫面反照率对比

月份	塔中沙漠	巴丹吉林沙漠	HEIFE 绿洲	青藏高原
1	0.481	0.339	0.299	/
2	0.466	0.309	/	/
3	0.270	0.288	0.185	/
4	0.267	0.269	0.162	/
5	0.267	0.268	0.174	0.180
6	0.255	0.255	0.163	0.167
7	0.255	0.256	0.144	0.150
8	0.260	0.257	0.133	0.165
9	0.263	0.279	0.182	/
10	0.267	0.327	0.175	/
11	0.271	0.369	0.150	/
12	0.279	0.339	0.277	/
年平均	0.300	0.296	0.186	0.165

塔中沙漠反照率平均月变化，冬季大于夏季，一年当中，上半年反照率逐月递减，至 6、7 月达最低；下半年月平均反照率则逐月递增，至冬季 12 月，1 月达到最高。

利用月平均的日变化分别统计不同下垫面沙漠、绿洲、高原^[19]逐月的月平均地表反照率，结果如表 6.4，可以看到塔中沙漠与巴丹吉林沙漠相比，除 1、2 月外，其余各月巴丹吉林沙漠的反照率略大，但 1、2 月由于塔中积雪维持，导致反照率剧增，年平均反照率为 0.300。沙漠的反照率大于绿洲和高原，年均值比绿洲和高原分别高 0.114、0.135。

(2) 地表反照率日变化

反照率的日变化情况与太阳高度角在一天中的变化有着直接的关系。由于太阳高度角的改变，太阳光线的入射角和辐射光谱成分都会发生变化。太阳高度角较低的早晚，由于空气分子散射作用，到达地表的太阳辐射光谱中，长波部分占的比重大，而此时光线入射角也较大，二者的共同作用，使得反照率在早晚较大。相反，中午的太阳高度角高，太阳辐射光谱中短波部分增多，光线入射角减小，此时的反照率就小^[20]。

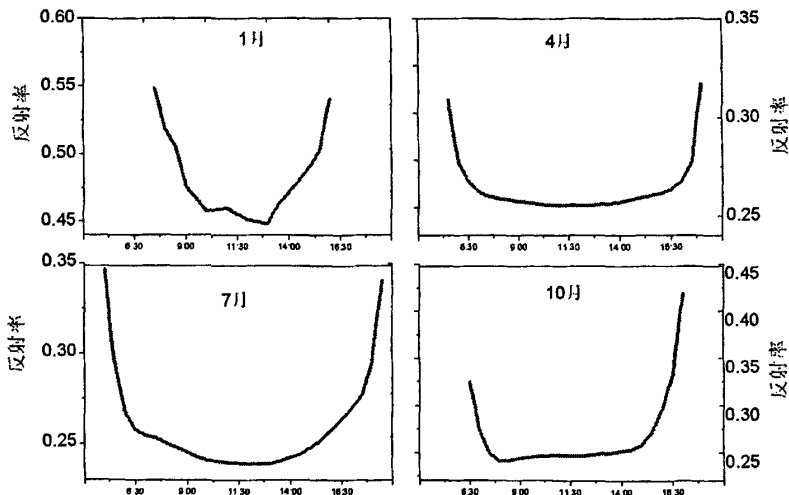


图 6.17 塔中地表反照率平均日变化

图 6.17 是塔中 1、4、7、10 月反照率平均日变化曲线, 呈典型的 U 型分布。可以看出, 在太阳高度角较小时, 反照率随时间变化较为明显, 随着太阳高度角增大, 到一定程度后, 反照率随时间变化比较平缓。平均状况下的日变化形态近似于晴天状况下的日变化, 呈“U”型, 日变化的季节变化也较明显, 冬季 1 月反照率最大 (观测期间地表有积雪覆盖), 夏季 7 月最低, 相差 0.231。平均日变化受当年的气候条件的影响各月表现不同, 平均来看夏季 7 月日际差异最小; 在冬季 1 月比较大, 原因可能是 2008 年 1 月 18 日塔中出现了大降雪, 造成持续性积雪下垫面并维持长达 40 天。各月反照率变化与卫星反演的沙漠地表的反照率在 0.27~0.34 之间相当 [21]。

6.2.7 地表有效辐射

本节选用 2007 年 10 月 1 日 0 点~2008 年 9 月 30 日 23 点期间代表四季的 1、4、7、10 月的辐射系统探测的长波辐射资料。首先计算每分钟的辐射通量, 然后按照 30min 的时间间隔计算大气长波辐射和地面长波辐射通量数据, 再计算有效辐射。

(1) 有效辐射日变化

图 6.18 是塔中地区 1、4、7、10 月的长波辐射的平均日变化。从图 6.18 (a) 可以看出, 大气长波辐射 7 月最高, 1 月最低, 4 月略高于 10 月。1、4、7、10 月大气长波辐射日平均值在 00~06 时递减, 07~14 时递增至最大, 随后又开始逐渐降低。1、4、7、10 月的最大值分别为 231.4、331.7、416.5 和 300.9 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 大气长波辐射的日较差为 13.3、46.5、56.9 和 36.8 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 日总量 18.6、26.7、33.7, 和 24.3 $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

从图 6.18 (b) 可以看出, 地面长波辐射变化由于受到地表温度变化的直接影响, 其辐射量远大于大气长波辐射量, 其 1、4、7、10 月的最大值分别为 301.1、536.0、641.7 和 487.0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 地面长波辐射的日较差为 76.7、202.2、229.9 和 175.3 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 约为大气长波辐射日较差的 4~5 倍。1、4、7、10 月地面长波辐射的日总量 21.6、37.4、43.7 和 32.3 $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{d}^{-1}$ 。

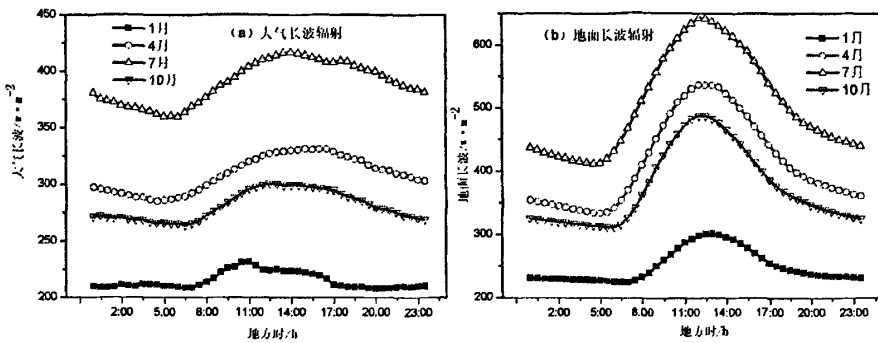


图 6.18 塔中长波辐射平均日变化

图 6.19 为塔中有效辐射（地面长波辐射和大气长波辐射的差值）的平均日变化。可以看出有效辐射 1、4、7、10 月的最大值分别为 76.2 、 210.8 、 231.3 和 $187.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，皆出现在 12 时；日较差分别为 60.7 、 163.1 、 182.7 和 $141.0 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ ，处于大气长波辐射和地面长波辐射之间。1、4、7、10 月的日总量分别为 3.0 、 9.1 、 10.1 和 $8.1 \text{ MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ ，7 月的日总量最高。

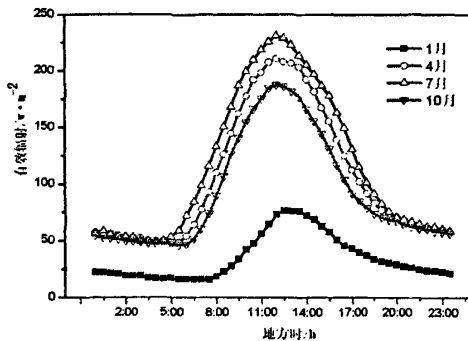


图 6.19 塔中有效辐射平均日变化

(2) 有效辐射的气候学计算

有效辐射为地表支出长波辐射与收入长波辐射之差，它是地—气之间能量交换的重要形式之也是地表辐射平衡的重要组成部分，受到地面温度、大气温度、大气湿度、云量、云状和风沙的影响。有效辐射的气候计算方法有多种^[22-23]，本文选用了较为普遍使用的别尔梁德—布德柯推出的计算式，计算晴天时的有效辐射，即：

$$F = \delta\sigma T^4(a_1 - a_2e^{1/2}) + 4\delta\sigma T^3\Delta T \quad (6.16)$$

而有云天气时，有效辐射一般可按晴天有效辐射乘以云量订正函数 $\varphi_{(n)}$ ， $\varphi_{(n)}$ 多采用二次函数。所以，有效辐射气候学计算式为：

$$\begin{aligned} F &= \delta\sigma T^4(a_1 - a_2e^{1/2})\varphi_{(n)} + \delta\sigma(T_0^4 - T^4) \\ &= \delta\sigma T^4(a_1 - a_2e^{1/2})(1 - b_1n^2) + \delta\sigma(T_0^4 - T^4) \end{aligned} \quad (6.17)$$

其中， F 为有效辐射， δ 为地表放射率（一般取 0.95）， σ 为 Stefan-Boltzmann 常数（ $\sigma = 4.903 \times 10^{-9} \text{ MJ} \cdot (\text{m}^2 \cdot \text{d}^{-1} \cdot \text{K}^{-4})$ ）， T_0 为地表温度， T 为近地面气温， e 为实际水汽压， n 为总云量。

利用塔中 2007 年 10 月 1 日～2008 年 9 月 30 日地表温度、近地面气温、水汽压、总云量及有效辐射数据，确定 a_1 、 a_2 和 b_1 。

塔中地表有效辐射的气候学计算式为：

$$F = \delta\sigma T^4(0.446 - 0.070e^{1/2})(1 - 0.552n^2) + \delta\sigma(T_0^4 - T^4) \quad (6.18)$$

利用 2007 年 4 月的实测数据进行进度检验，发现其相对误差在 $\pm 5\%$ 以内，只有个别点误差在 8%，拟合效果较好。

6.3 小结

(1) 比较了湍流热通量的不同计算方法，并依据涡动相关法计算了塔中近地层感热输送通量和潜热输送通量，分析了感热、潜热和土壤热通量的年、日变化规律。根据不同高度涡动相关系统资料计算得到的感热、潜热通量差异不大，相对误差控制在 10% 时，三层感热、潜热通量完全一致的频率分别为 71%、90%；相对误差控制在 20% 时，完全一致的频率分别为 81%、95%；由此证实了沙漠腹地常通量层的存在，且常通量层厚度超过 80m，并且可以得出，在近地层任一高度的涡动相关系统数据都可以代表整个近地层。

(2) 能量平衡收支中，塔中本站净辐射的分配情况为感热 44.6%，潜热 11.3%，土壤热通量 18.3%，不平衡部分占 25.7%；自然沙漠，净辐射的分配情况为感热

65.3%，潜热 3.3%，土壤热通量 18.6%，不平衡部分占 12.8%，这种不平衡可能由于土壤热通量测量时深度不同造成。

(3) 分析了辐射平衡收支各组分量的年、日变化规律，沙漠地区辐射收支中以总辐射和地面长波辐射为主。总辐射在夏季某些特定的天气条件下可以接近太阳常数。并对塔中沙漠总辐射、有效辐射进行了气候学计算，拟合效果较好。

(4) 典型天气下的辐射收支日变化规律表明，辐射平衡各分量受天气变化的影响较大，总辐射受云和沙尘的影响最明显，变幅最大，夏季沙尘暴天气时比晴天减少了 80%以上；反射辐射的日变化趋势在各个季节内、各种天气条件下与总辐射非常一致；大气长波辐射所受影响较小，且云和沙尘会使其略微增加；地面长波辐射的变化幅度最小，均在 10%以下；净辐射在阴天时略微降低，沙尘天气时明显降低，为负值。观测期间的平均辐射特征与晴天比较接近，平均的总辐射、净辐射和感热与晴天的比值白天基本在 0.7 左右，说明云和沙尘对塔中的辐射能量有较大的强迫作用。

(5) 沙漠地表反照率，冬季较大，夏季较小；塔中反照率年均值为 0.30，比同纬度沙漠略高，远高于绿洲和高原。

参考文献

- [1] 于贵瑞,孙晓敏. 陆地生态系统通量观测的原理与方法[M].北京:高等教育出版社, 2006:165-238.
- [2] 宋从和. 波文比能量平衡法的应用及其误差分析[J]. 河北林学院学报,1993,8(1): 86-96.
- [3] Vehrencamp,J.E..Exerimental investigation of heat transfer at an air-earth interface [J].Tran's.American Geophysical Union, 1953, 34:22-30.
- [4] 张强,曹晓彦. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J].大气科学,2003, 27(2):245-253.
- [5] 张强,周毅. 敦煌绿洲夏季典型晴天地表辐射和能量平衡及小气候特征[J]. 植物生态学报,2002,26(6):717-723.
- [6] Thomas T., Warner. Desert Meteorology [M]. Published by the Press Syndicate of the University of Cambridge, 2004:135.
- [7] Parker A G.Holocene vegetation dynamics in the northeastern Rubal-Khali desert,Arabian Peninsula: a phytolith,pollen and carbonisotope study [J].Journal of Quaternary Science, 2004,19(7):665-676.
- [8] 杨兴华, 何清. 鲁卜哈利沙漠的特点及成因[J]. 沙漠与绿洲气象, 2008,2(2):53-57.
- [9] 胡隐樵,高由禧. 黑河试验(HEIFE)—对于旱地区陆面过程的一些新认识[J].气象学报, 1994,52(3):285-296.
- [10] 吕达仁,陈佐忠,陈家宜,等. 内蒙古半干旱草地土壤—植被—大气相互作用(IMGRASS) 综合研究[J].地学前缘,2002,9(2):295-306.
- [11] 张强,曹晓彦. 敦煌地区荒漠戈壁地表热量和辐射平衡特征的研究[J].大气科学,2003, 27(2):245-253.
- [12] 张强,周毅. 敦煌绿洲夏季典型晴天地表辐射和能量平衡及小气候特征[J]. 植物生态学报,2002,26(6):717-723.
- [13] 李国平,段廷扬,吴贵芬. 青藏高原西部的地面热源强度及地面热量平衡[J]. 地理科学,2003,23(1):13-18.
- [14] 季国良,吕兰芝,邹基玲. 藏北高原太阳辐射能收支的季节变化[J].太阳能学报,1995, 16(4):340-346.
- [15] Mc Curdy, G.D. Radiation balance of desert salt playa. 1989 - Utah State University, Dept.of Soil Science and Biometeorology.
- [16] 陆龙骅, 周国贤, 张正秋. 1992 年夏季珠穆朗玛峰地区的太阳直接辐射和总辐射[J].太阳能学报,1995,16(3):230-233.
- [17] 陆龙骅,戴加洗. 唐古拉地区的总相射和净辐射[J].科学通报,1979,9(24):400-404.
- [18] 姚兰昌,袁福茂,陈有虞,等. 1986 年和 1987 年秋季西太平赤道附近海域的辐射状况[J].

高原气象,1989,8(4):331-344.

[19] 邹基玲,候旭宏,季国良. 黑河地区夏末太阳辐射特征的初步分析[J]. 高原气象,1992, 11(4):381-388.

[20] Agnstrom, A. Solar and terrestrial radiation[J].Q.J.Meteo.Soci.,1924,52(8):397.

[21] 季国良,邹基玲.干旱地区绿洲和沙漠辐射收支的季节变化[J]. 高原气象,1994,13(3): 323-329.

[22] Brunt, D. Notes on radiation in the atmosphere [J].Q.J.R.Meteorol.Soc,1932, 58:389-420.

[23] Berdahl, P.Emissivity of clear skies [J].Salor Enerage, 1984, 32(5):663-644.

第七章 主要结论与讨论

本文以塔克拉玛干沙漠腹地塔中地区为观测研究区,采用 2006 年 4 月~2008 年 10 月塔中大气环境观测试验站 80m 铁塔 10 层梯度风、温、湿要素, 3m、10m、32m 和 80m 三层开路涡动相关探测系统,边界层系留气艇探测,沙尘通量,辐射收支各分量以及标校自动气象站所监测的数据,对塔中沙漠大气边界层结构、动力学参数以及地—气相互作用进行了详细分析得到了一些有意义的结论。

7.1 主要结论

7.1.1 沙漠腹地塔中近地层和边界层的廓线特征及动力学参数

(1) 塔中地区近地层风速日变化中存在半日波现象,四季的风速廓线规律比较相似,明显地分为夜间稳定层结和白天不稳定层结两组;沙漠近地层为中性层结时风速廓线适合对数分布,非中性层结时的风速廓线适合指数律,根据实测资料得到塔中地近地层夏季 β_m 和 γ_m 分别为 4.6 和 16.4,冬季分别为 2.6 和 19.3。分析了温度廓线的变化规律。塔中近地层春、夏、秋三季在 20~30 m 之间形成了一个等湿层,冬季的比湿 14 时除外随着高度的上升而逐渐增大,处于逆湿状态,这和其他季节规律相反。

沙尘暴持续阶段内,近地层风速廓线满足对数律关系,各气象要素垂直廓线趋于中性,是一个降温增湿的过程。

(2) 塔中沙漠大气边界层四季风速在夜间和早晨变化幅度较大,白天和傍晚变化幅度相对较小(冬季例外);02 时、08 时风速在 200~300 高度左右出现切变,冬季低层 200~500m 存在风切变区;春、夏、秋三季 14 时、20 时的风速从地面到高空的变化幅度较小。气温全年在夜间存在逆温现象,冬季全天均存在逆温,逆温层顶的最大高度出现在冬季的 02 时为 417m,逆温层平均厚度

为 225m, 逆温强度最大出现在秋季的 02 时, 高达 $6.7^{\circ}\text{C} \cdot (100\text{m})^{-1}$ 。比湿夏季最大, 可达 $8.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 其次是秋季, 为 $3.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 冬季比湿最小为 $1.0 \text{ g} \cdot \text{kg}^{-1}$, 边界层比湿廓线在夜间和早晨逆湿较强, 白天较弱。

塔中沙漠腹地边界层平均厚度夜间约为 200m, 白天约为 1485m; 夏季最大可达 3000m, 冬季最小低于 100m; 沙漠地区边界层高度比较高。

(3) 塔中沙漠大气边界层臭氧浓度四季夜间比较低, 随着高度上升臭氧浓度增大, 到达一定高度后, 随高度上升变化的幅度减小; 臭氧浓度值冬季最小, 夏季最大在 60×10^{-9} 左右, 冬季则低于 40×10^{-9} , 浓度远比城市如上海低。

(4) 塔中地区大气层结春、夏季以不稳定为主, 秋、冬季以稳定为主, 中性层结全年较少; 与沙漠边缘过渡带相比, 塔中不稳定层结高于边缘地区, 沙漠边缘大气层结相对腹地比较稳定。

(5) 塔中沙漠地表粗糙度长度 z_0 春、夏季平均为 $0.69 \times 10^{-4} \text{ m}$, 秋、冬季平均为 $1.66 \times 10^{-4} \text{ m}$; 地表粗糙度与风速具有较好的指数衰减关系。塔中零平面位移 d 春、夏季平均为 0.08 m, 秋、冬季平均为 0.05 m。塔中的 Karman 常数 κ 的值约为 0.35。摩擦速度和特征温度均表现出明显的日变化特征, 摩擦速度随稳定或不稳定程度的增大而减小, 最大值出现在 $z/L = -0.2$ 处。塔中地区的起沙临界摩擦速度 u_{*t} 为 $24 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

7.1.2 沙漠腹地塔中地区近地层的湍流特征

(1) 塔中 10m 总体输送系数 C_D 年平均值为 3.70×10^{-3} , C_H 为 1.68×10^{-3} ; 10m、32m、80m 高度的 C_D 、 C_H 季节变化和日变化显著, 都是夏季最大, 春季次之, 秋季再次之, 冬季最小; 白天大, 夜间小。不同高度的 C_D 、 C_H 均有随高度增加而降低的特点, 且随稳定度的增加而减小。

(2) 湍流交换系数 K_D 、 K_H 、 K_E 都有明显的日变化特征, 在夜间较小, 白天较大。春季 K_D 的值在 $0.19 \sim 2.77 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, K_H 的值在 $0.012 \sim 4.165 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$

之间。夏季 K_D 的值在 $0.21 \sim 2.37 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, K_H 的变化在 $0.014 \sim 3.97 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间, K_E 的数值相对较小, 在 $0.003 \sim 0.829 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ 之间。 K_D 和 K_H 均是随着风速与高度的增大而增大。 K_H/K_D 夜间小于 1, 白天大于 1。

(3) 稳定层结与不稳定层结条件下, 沙漠腹地近地层无因次速度分量方差 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 和无因次温度方差与稳定度 z/L 的关系符合 1/3 律; 为了满足更好的相关关系, 还可以用其它的指数拟合; 近中性层结条件下, 沙漠腹地三个方向无因次速度分量方差均接近常数, 总体表现为: σ_u/u_* 最大, σ_v/u_* 次之, σ_w/u_* 最小; 湍流强度也有同样规律, $\sigma_u/\bar{u} > \sigma_v/\bar{u} > \sigma_w/\bar{u}$ 。

(4) 湍流动能与季节变化有关, 夏季略高于春季, 冬季则最小; 湍流总动能中水平方向动能占主导地位, 铅直方向的影响较小; 强不稳定层结条件下, 热力湍能供给率明显强于机械湍能供给率, 稳定层结条件下, 热力湍能供给率减为负值, 表现为抑制作用。无因次扰动动能随稳定或不稳定程度的增大而增大, 同时离散度也增大。

7.1.3 沙漠腹地塔中地区近地层热量平衡和辐射平衡特征

(1) 比较了湍流热通量的不同计算方法, 并依据涡动相关法计算了塔中近地层感热输送通量和潜热输送通量, 分析了感热、潜热和土壤热通量的年、日变化规律。根据不同高度涡动相关系统资料计算得到的感热、潜热通量差异不大, 相对误差控制在 10% 时, 三层感热、潜热通量完全一致的频率分别为 71%、90%; 相对误差控制在 20% 时, 完全一致的频率分别为 81%、95%; 由此证实了沙漠腹地常通量层的存在, 且常通量层厚度超过 80m, 并且可以得出, 在近地层任一高度的涡动相关系统数据都可以代表整个近地层。

(2) 能量收支平衡中, 塔中本站净辐射的分配情况为感热为 44.6%, 潜热为 11.3%, 土壤热通量为 18.3%, 不平衡部分占 25.7%; 自然沙面, 净辐射的分配情况为感热 65.3%, 潜热 3.3%, 土壤热通量 18.6%, 不平衡部分占 12.8%, 这

种不平衡可能由于土壤热通量测量时深度不同造成。

(3) 分析了辐射平衡收支各组分量的年、日变化规律, 沙漠地区辐射收支中以总辐射和地面长波辐射为主。总辐射在夏季某些特定的天气条件下接近太阳常数。并对塔中沙漠总辐射、有效辐射进行了气候学计算, 拟合效果较好。

(4) 典型天气下的辐射收支日变化规律表明, 辐射平衡各分量受天气变化的影响较大, 总辐射受云和沙尘的影响最明显, 变幅最大, 夏季沙尘暴天气时比晴天减少了 80% 以上; 反射辐射的日变化趋势在各个季节内、各种天气条件下与总辐射非常一致; 大气长波辐射所受影响较小, 且云和沙尘会使其略微增加; 地面长波辐射的变化幅度最小, 均在 10% 以下; 净辐射在阴天时略微降低, 沙尘天气时明显降低, 为负值。观测期间的平均辐射特征与晴天比较接近, 平均的总辐射、净辐射和感热与晴天的比值白天基本在 0.7 左右, 说明云和沙尘对塔中的辐射能量有较大的强迫作用。

(5) 塔中地区地表反照率, 冬季较大, 夏季较小; 反照率年均值为 0.30, 比同纬度沙漠略高, 远高于绿洲和高原。

7.2 本文的特色与创新点

(1) 首次利用塔克拉玛干沙漠腹地通量资料分析了近地层和边界层特征, 指出沙漠腹地存在明显的逆湿现象, 并对沙漠腹地臭氧边界层廓线进行了分析, 提出了近地层风廓线拟合参数。

(2) 分析研究了塔克拉玛干沙漠腹地近地层的动力学参数。粗糙度 z_0 年均值为 1.175×10^{-4} , 零平面位移 d 年均值为 0.065m, 卡曼常数为 0.35, 起沙临界摩擦速度年均值为 $24 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

(3) 分析研究了塔克拉玛干沙漠腹地近地层湍流特征, 10m 高度的 C_D 年平均值为 3.70×10^{-3} , C_H 为 1.68×10^{-3} , 并发现 C_D 、 C_H 随高度增加而减小。湍流交换系数 K_H/K_D 夜间小于 1, 白天大于 1。无因次速度方差和无因次温度方差与稳定度 z/L 的关系符合 1/3 律, 为了满足更好的相关关系, 还可以用其它的指数拟合。

近中性层结, 沙漠腹地三个方向无因次速度分量方差均接近常数。湍流强度分布 $\sigma_u/\bar{u} > \sigma_v/\bar{u} > \sigma_w/\bar{u}$ 。

(4) 比较了湍流热通量的不同计算方法, 并依据涡动相关法计算了塔中近地层感热输送通量和潜热输送通量。涡动相关系统资料计算的不同高度的感热、潜热通量有良好的一致性, 相对误差控制在 10% 时, 三层感热、潜热通量一致的频率分别为 71%、90%; 相对误差控制在 20% 时, 一致的频率分别为 81%、95%; 可见沙漠腹地常通量层是存在的。并分析了能量收支中的不平衡性。在总辐射观测中, 发现夏季在特定的天气条件下有接近于太阳常数的总辐射通量极值。

7.3 今后的工作

对沙漠地区边界层和地—气相互作用的认识需要长时间的资料积累, 同时与陆面过程模式相结合, 找到影响沙漠地区陆面过程的关键因子。本文的分析还有许多需要深入和进一步量化的地方, 今后将重点进行如下的工作:

(1) 利用沙漠塔中站长期的观测资料, 全面研究探讨沙漠边界层相似理论、混合长理论和梯度理论的各种特征参数, 建立沙漠边界层的理论基础。

(2) 对于各种大气层结下的陆面参数, 利用常规观测资料与涡动相关数据相结合, 进一步确定其变化特征。通过模式找到沙漠地区地—气相互作用的关键因子, 通过进一步的分析和量化改进其中的参数化方案。

(3) 典型天气过程对沙漠边界层的影响分析。

个人简历

何清，男，1965年4月出生，正研级高工，中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所所长，新疆大学环境科学兼职硕士生导师，新疆师范大学自然地理学兼职硕士生导师。

1986年7月毕业于南京气象学院气候学专业。自参加工作以来，长期从事沙漠科学试验，主要研究方向是沙漠气象、沙尘暴灾害与防御、干旱区气候资源研究。博士就读以来，共主持和参加科研项目14项，其中主持国家自然科学基金1项、中国气象局2项、新疆科技攻关1项、新疆科技兴农1项、中国沙漠气象科学基金1项、中国电力工程顾问集团1项，参加科技部4项、中国气象局2项、江苏省气象灾害重点实验室1项。在读期间获新疆科技进步二等奖2项，2004年获新疆科技兴农先进个人；2007年获中国气象局第三届西部优秀年轻人才津贴。在读期间发表研究论文37篇（其中SCI收录1篇，EI收录1篇）。

附 1 博士期间主持和参加的主要科研项目

- [1] 国家自然科学基金项目—塔克拉玛干沙漠地气相互作用观测试验研究，2008.1-2010.12，经费 40 万元，主持；
- [2] 新疆自治区科技攻关项目—新疆沙尘源区尘暴追踪监测与灾害预警技术开发，2008.1-2010.12，经费 40 万元，主持；
- [3] 中国气象局新技术推广项目—塔克拉玛干沙漠边界层通量探测数据集成应用，2007.3-2009.3，经费 10 万元，主持；
- [4] 中国气象局气候变化专项—艾比湖流域气候与水域变化及其影响研究，2006.3-2007.3 经费 5 万元，主持，已验收；
- [5] 新疆自治区科技兴农项目—膜下条播冬麦及其配套作物一年两熟技术推广，2005-2007，经费 9 万元，主持，已验收；
- [6] 中国沙漠气象科研基金课题—塔克拉玛干沙漠近地层大气垂直结构特征分析，2005.11-2007.12，经费 5 万元，主持，已验收；
- [7] 中国电力工程集团项目—750KV 哈密-吐鲁番-乌鲁木齐输电线路工程风速设计，2008.5-2009.3，经费 60 万元，主持，已验收；
- [8] 中央级公益性科研院所专项资金—塔克拉玛干沙漠陆面过程特征参数观测研究，2007.7-2009.6，经费 45 万元，主持；
- [9] 国家科技基础性工作专项子课题—库姆塔格沙漠气候研究，2007.1-2009.12，经费 5 万元，主持；
- [10] 江苏灾害重点实验室基金—南疆沙漠塔中地区近地层结构及其通量分析，2006-2008，经费 15 万元，项目骨干，参加；
- [11] 国家重点基础研究项目—绿洲生态系统结构、功能与稳定性研究，2002—2005，经费 15 万元，项目骨干，获 2005 年新疆自治区科技进步二等奖（排名第 6）；

- [12] 科技部科研院所科技基础性工作专项—沙尘暴分级技术指标体系构建；
2003—2006，经费 40 万元，项目骨干，获 2007 年新疆科技进步二等奖（第 4）；
- [13] 科技部科研院所社会公益研究专项—塔里木河流域气候暖湿化及人类活动对地表水资源的影响，2004—2007，经费 60 万元，项目骨干；
- [14] 科技部公益性行业（气象）科研专项—干旱内陆区冰雪资源动态监测与可持续利用评估研究，2007—2009，经费 432 万元，项目骨干。

附 2 博士在读期间发表的论文

- [1]何清, 缪启龙, 李帅等. 塔克拉玛干沙漠腹地总辐射变化特征及影响因子分析[J]. 中国沙漠, 2008 (5): 896-902.
- [2]何清, 缪启龙, 张瑞军等. 塔克拉玛干沙漠肖塘地区空气动力学粗糙度分析[J]. 中国沙漠, 2008 (6): 1011-1016.
- [3]何清, 缪启龙, 李帅等. 塔克拉玛干沙漠腹地的长波辐射特征[J]. 高原气象, (待刊).
- [4]He Qing, Li Hongjun, Li xinjian. Preliminary analysis on boundary climate effects between oasis and desert in the north margin of the Taklimakan Desert, Proceedings of SPIE Vol. 5544[J]. Remote Sensing and Modeling of Ecosystems for Sustainability, 448-454, 2004.
- [5]Qing He, XinHua Yang, Wen Huo, et al. The characteristics of grain size from the Kumtag Desert and its environmental significance [J]. Sciences in Cold and Arid Regions 2009, 1(2): 0128-0134.
- [6]何清, 魏文寿, 李祥余等. 塔克拉玛干沙漠腹地沙尘暴过境时近地层风速、温度和湿度廓线特征分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2008 (6): 6-11.
- [7]何清、杨兴华、霍文等. 库姆塔格沙漠粒度分布特征及环境意义[J]. 中国沙漠, 2009, 29 (1): 18-22.
- [8]何清, 李红军, 李新建, 杨青. 塔克拉玛干沙漠绿洲-荒漠边界气候效应初步研究[J]. 中国沙漠, 2005, 25, Sul.Ar.: 54-58.
- [9]缪启龙, 温雅婷, 何清, 李兰兰, 王晶.塔克拉玛干沙漠腹地近地层大气湍流特征观测研究[J]. 中国沙漠 (待刊).
- [10]缪启龙, 温雅婷, 何清, 李兰兰, 王晶.塔克拉玛干沙漠腹地近地层大气湍流强度观测研究[J]. 中国沙漠 (待刊).

- [11] 缪启龙, 李兰兰, 何清, 王晶. 塔克拉玛干沙漠腹地近地层通量特征与空气动力学参数研究[J]. 干旱区地理 (待刊).
- [12] 张瑞军, 何清, 孔丹. 塔克拉玛干沙漠北缘沙尘暴源区地表沉积物粒度特征[J]. 干旱区研究, 2008, 25 (6): 887-893.
- [13] 艾力·买买提明, 何清等. 塔克拉玛干沙漠近地层湍流热通量计算方法比较研究[J]. 中国沙漠, 2008, (5): 948-954.
- [14] 李祥余, 何清等. 塔中春季晴天近地层温度、湿度和风速廓线特征[J]. 干旱区地理, 2008, (3): 389-396.
- [15] WeiWenShou, WangMinZhong, **HeQing**, Lei JiaQiang, et al. Analyses of temperature and humidity profiles and heat balance of the surface boundary - layer in the hinterland of the Taklimakan desert[J]. Chinese Science Bulletin, Vol. 53 Su. II: 22-30.
- [16] 缪启龙, 李兰兰, 何清. 南疆沙漠腹地大气边界层湍流通量特征的观测研究[J]. 气象与减灾研究, 2008, (3): 15-21.
- [17] 李红军, 何清, 杨青. 近 40a 新疆输沙势的分析[J]. 中国沙漠, 2004, 24 (6): 706-710.
- [18] 孔丹, 何清. 塔克拉玛干沙漠腹地春季一次沙尘暴沙尘气溶胶的辐射特征[J]. 干旱气象, 2008, (2): 36-40.
- [19] 杨龙, 何清, 贾春光. 新疆沙尘暴气象灾害演变研究[J]. 水土保持研究, 2006, 13 (5): 212-214.
- [20] 杨龙, 何清. 新疆近 3 年大风灾害灾度分析与区划[J]. 灾害学, 2005, 20 (4): 83-86.
- [21] 王敏仲, 魏文寿, 何清. 塔克拉玛干沙漠地表潜热时空特征分析[J]. 中国沙漠, 2008, (5): 940-947.
- [22] 王敏仲, 魏文寿, 何清. 南疆沙漠腹地夏季晴天与沙尘日小气候观测对比分析[J]. 气象, 2008, (11): 7-14.

- [23]范丽红, 格丽玛, 何清等. 绿洲—过渡带—荒漠气候特征日变化分析[J]. 新疆农业大学学报, 2006, 29 (1): 5-9.
- [24]杨兴华, 何清. 鲁卜哈利沙漠的特点及成因[J]. 沙漠与绿洲气象, 2008, (2): 53-57.
- [25]李红军、李军, 何清. 新疆沙尘暴的趋势和突变研究[J]. 中国沙漠, 2008, (5): 915-919.
- [26]梁云, 刘新春, 何清. 新疆春夏季大气降尘分析[J]. 中国沙漠, 2008, (5): 992-994.
- [27]魏文寿, 王敏仲, 何清, 雷加强, 艾力.买买提明. 塔克拉玛干沙漠腹地近地层边界层温湿度廓线与热量平衡分析[J]. 科学通报, 2008 (53) 增刊 II: 100-106.
- [28]张广兴, 何清, 李娟, 辛渝. 近 40a 来新疆极地类对流层顶温度变化的若干事实和突变分析[J]. 干旱区地理, 2005, 28 (6): 729-733.
- [29]格丽玛, 何清, 冷中笑, 范丽红. 新疆艾比湖流域近 40 年来气候变化特征分析[J]. 干旱区资源与环境, 2007, 21 (1): 54-58.
- [30]李帅, 何清, 李祥余. 阿勒泰地区近 40a 气温变化分析及其灰色预测[J]. 干旱区资源与环境, 2007, 21 (7): 92-95.
- [31]喻树龙, 袁玉江, 何清, 李娟, 吴则金. 1468-2001 年新疆精河 5~8 月平均气温的重建[J]. 冰川冻土, 2007, 29 (3): 374-379.
- [32]冯晓华, 阎顺, 何清. 中国东天山北坡 40 年来水热组合变化与古气候的关系[J]. 干旱区研究, 2007, 2 (2): 273-279.
- [33]李帅, 李祥余, 何清, 易莉. 阿勒泰地区近 40 年的气候变化研究[J]. 干旱区研究, 2006, 23 (4): 4637-643.
- [34]袁玉江, 邵雪梅, 魏文寿, 何清, 喻树龙. 乌鲁木齐河山区树木年轮—积温关系及 $\geq 5.7^{\circ}\text{C}$ 积温的重建[J]. 生态学报, 2005, 25 (4): 756-762.
- [35]范丽红, 崔彦军, 何清, 潘晓玲. 新疆石河子地区近 40a 来气候变化特征

- 分析[J]. 干旱区研究, 2006, 23 (2): 334-338.
- [36] 韩艳, 何清. 关于绿洲稳定性的初步认识[J]. 新疆师范大学学报, 自然科学版, 2005, 24 (3): 129-131.
- [37] 李祥余, 何清, 艾力·买买提明, 李帅, 李红军. 塔中春季阴天近地层风速、温度和湿度廓线特征分析[J]. 干旱气象, 2007, 25 (2): 22-28.

附 3 附彩图

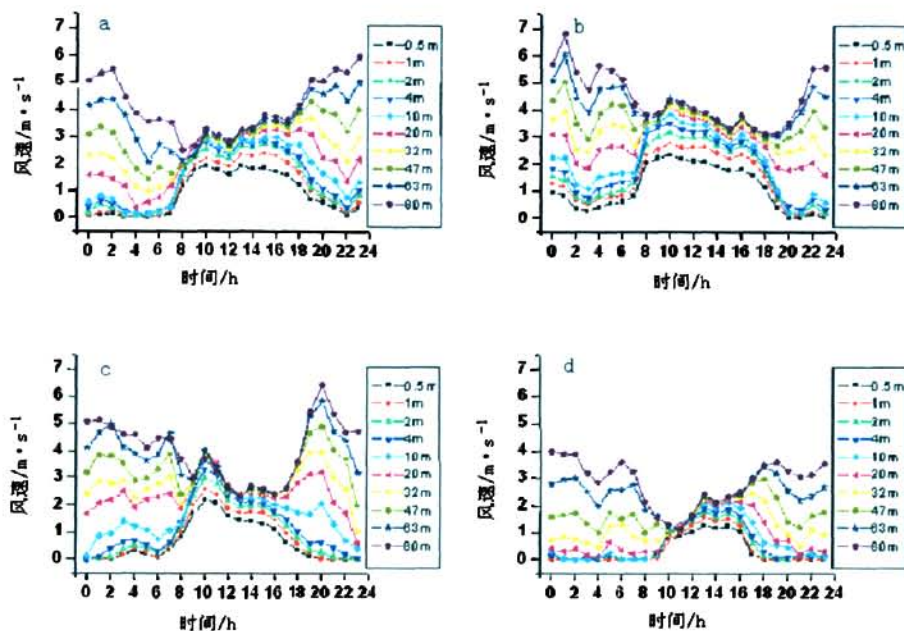


图 4.1 塔中近地层春 (a)、夏 (b)、秋 (c)、冬 (d) 四季风速的日变化

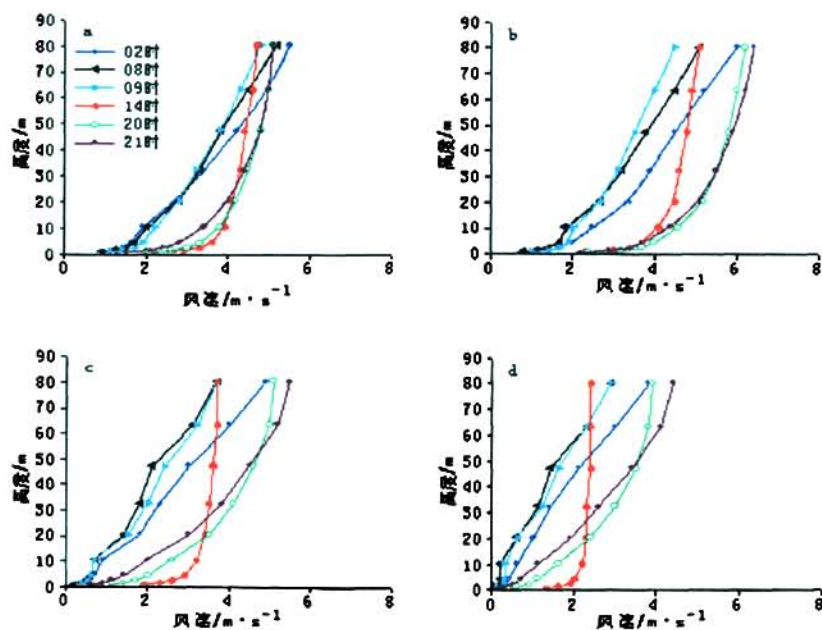


图 4.2 塔中春 (a)、夏 (b)、秋 (c)、冬 (d) 四季的风速廓线

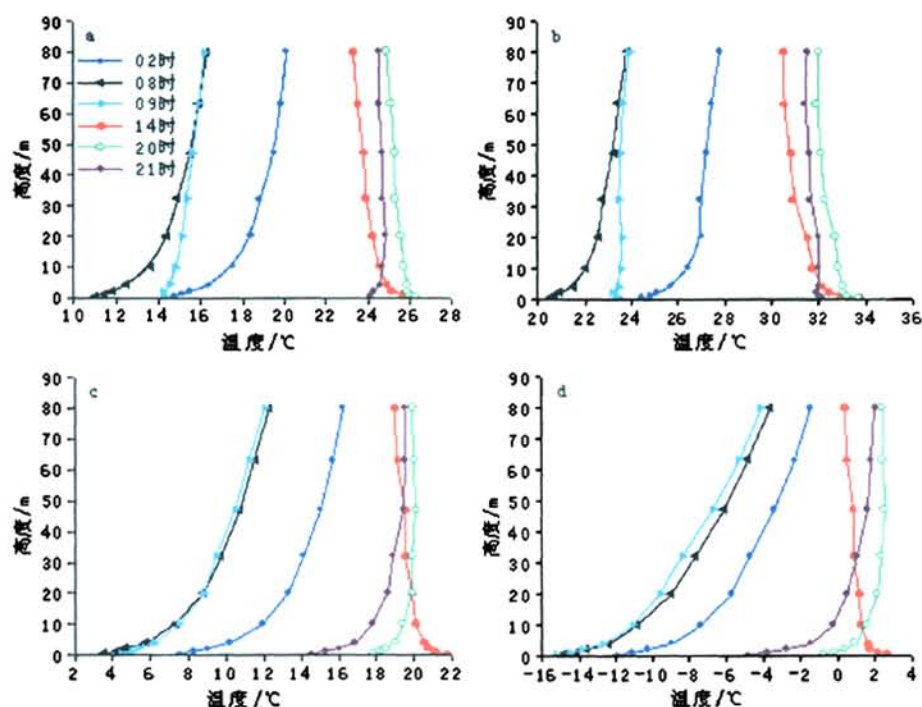


图 4.3 塔中春 (a)、夏 (b)、秋 (c)、冬 (d) 四季近地层温度廓线

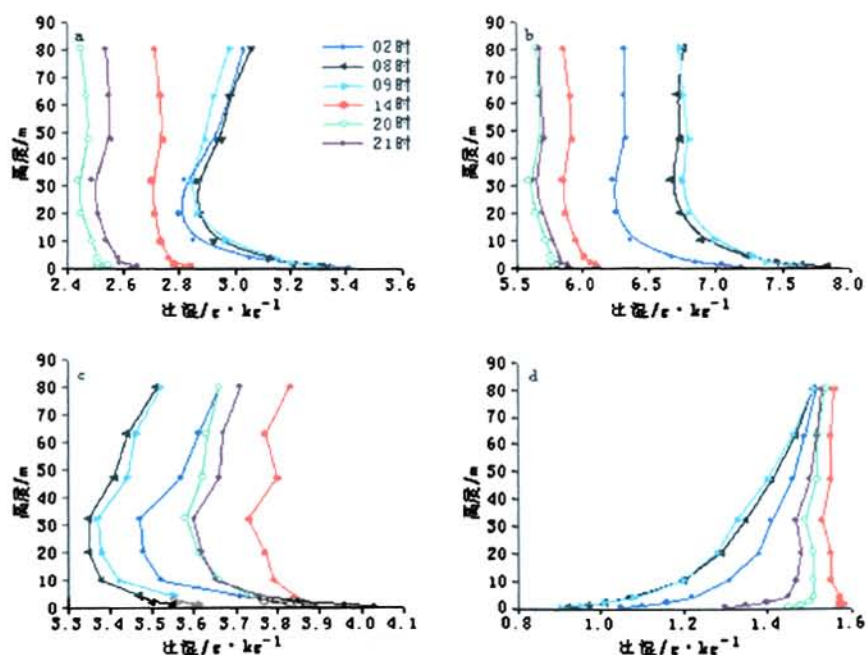


图 4.4 塔中春 (a)、夏 (b)、秋 (c)、冬 (d) 四季近地层比湿廓线

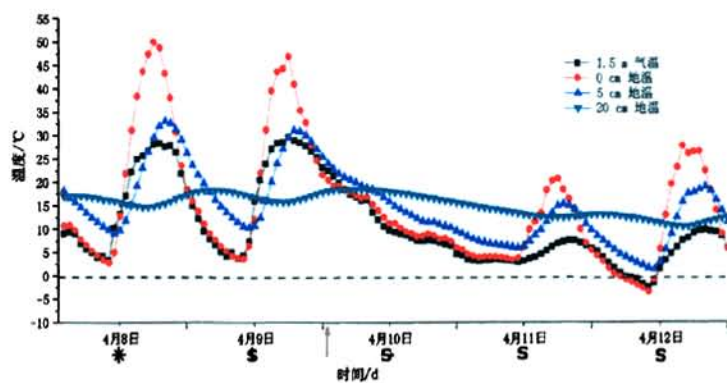


图 4.21 塔中沙尘暴前后逐时平均地温变化

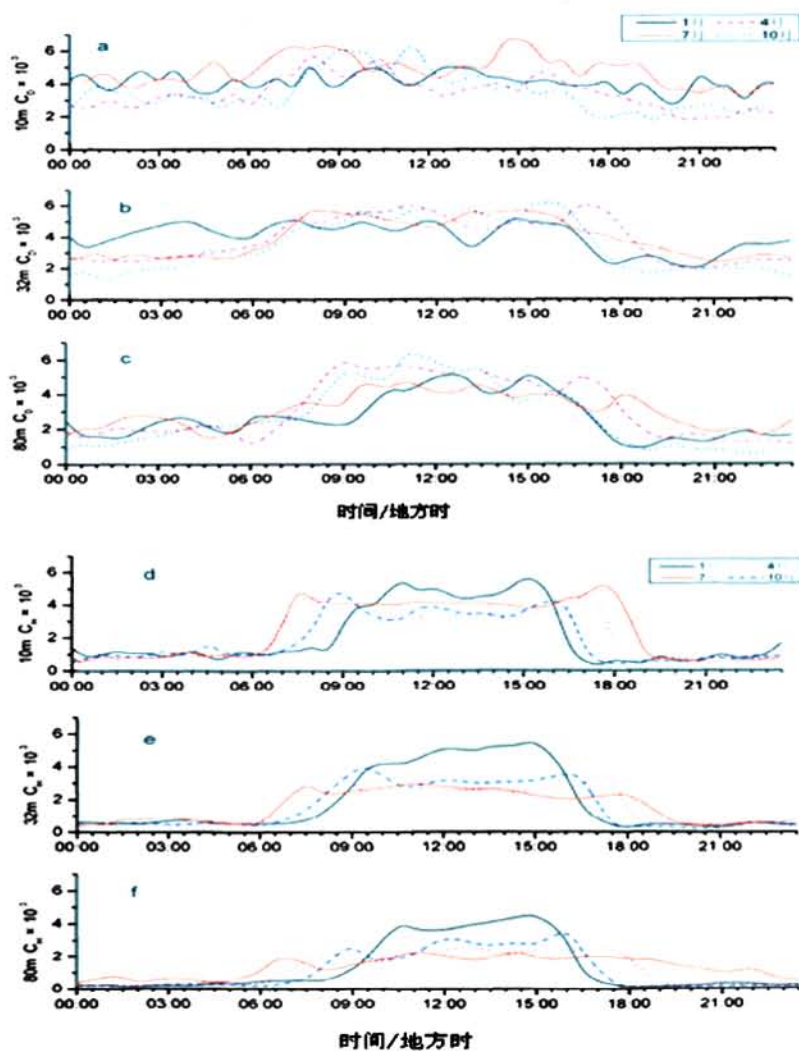


图 5.3 总体输送系数日变化曲线图 (a, b, c 为 10m、32m、80m CD 日变化曲线; d, e, f 为 10m、32m、80m CH 日变化曲线)

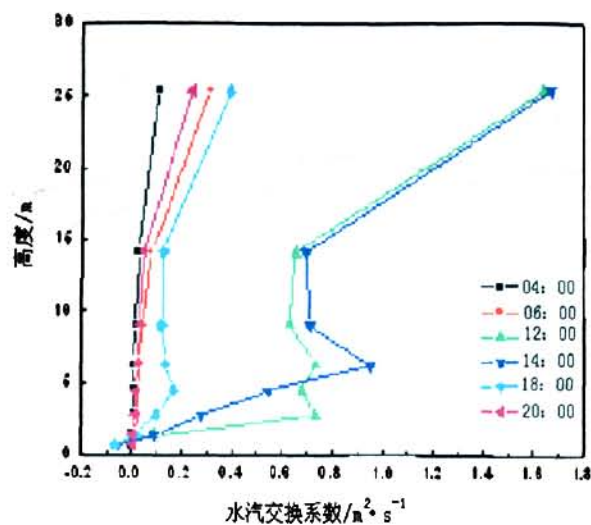


图 5.13 塔中夏季水汽交换系数 K_E 随高度的变化

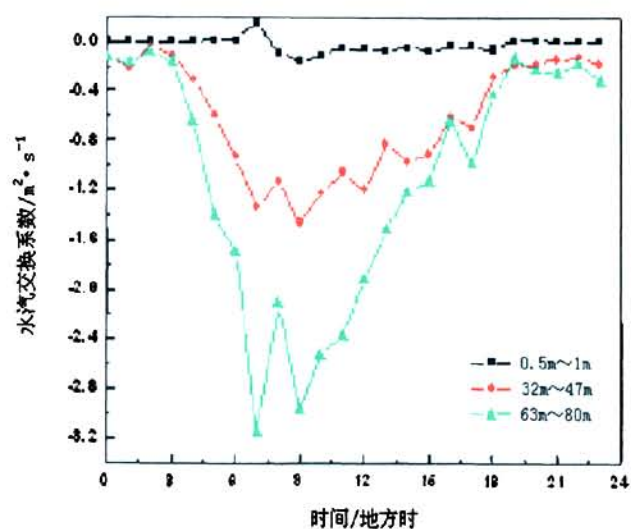


图 5.14 塔中夏季不同高度水汽交换系数 K_E 的日变化

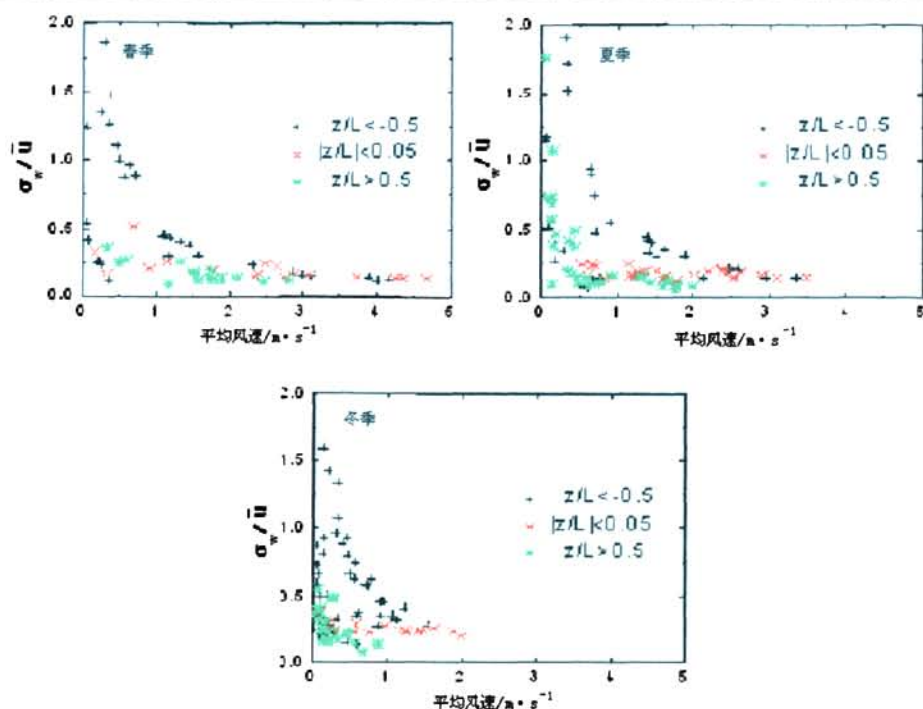


图 5.23 不同季节铅直湍强与稳定度、风速间的关系

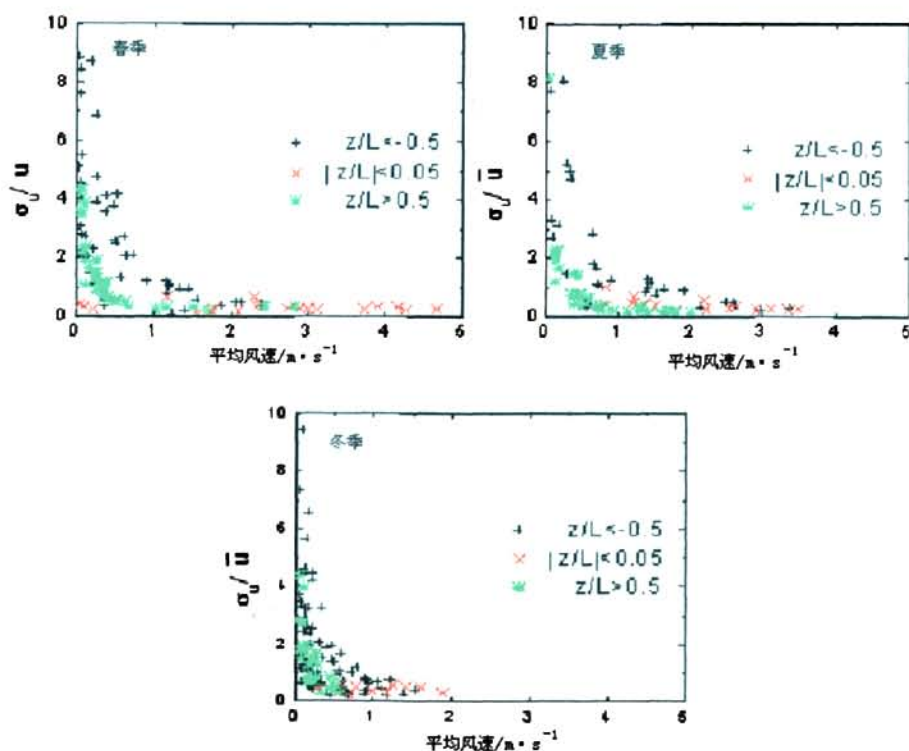


图 5.24 不同季节纵向湍强随稳定度、风速的变化关系

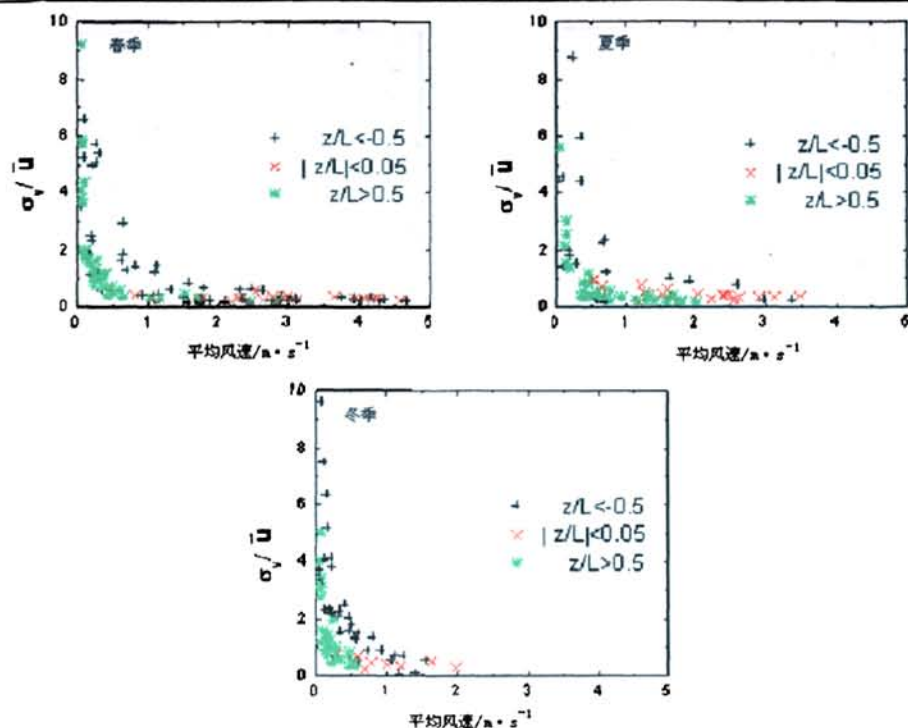


图 5.25 不同季节横向湍流随稳定度、风速的变化关系

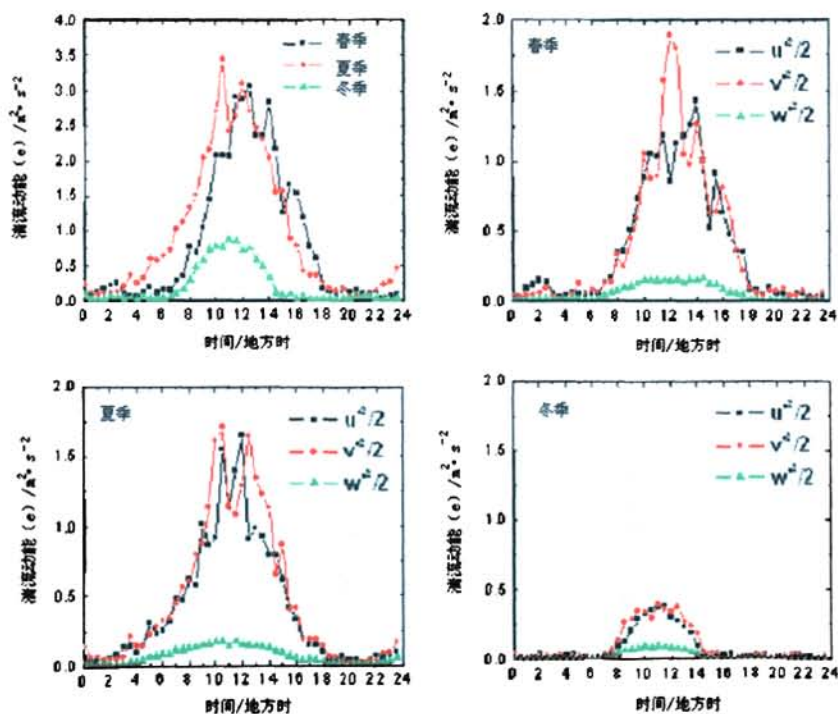


图 5.27 不同季节沙漠腹地塔中平均湍流动能 (e) 及其各分量的日变化

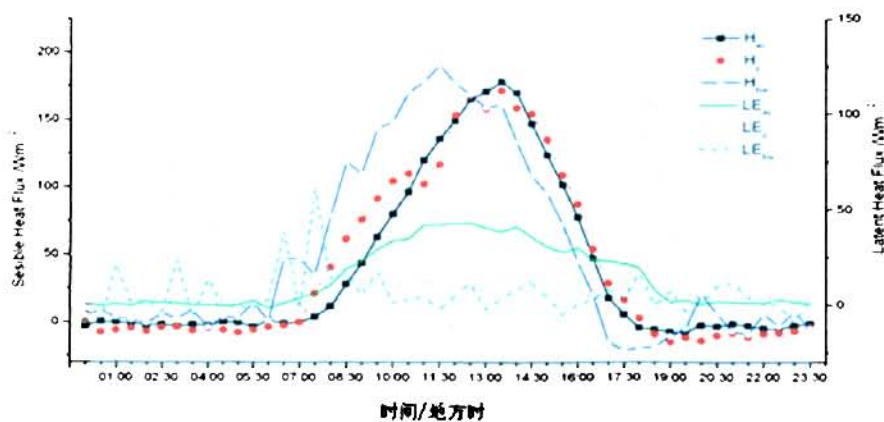


图 6.1 波文比法、空气动力学法和涡动相关计算得的感热、潜热通量曲线

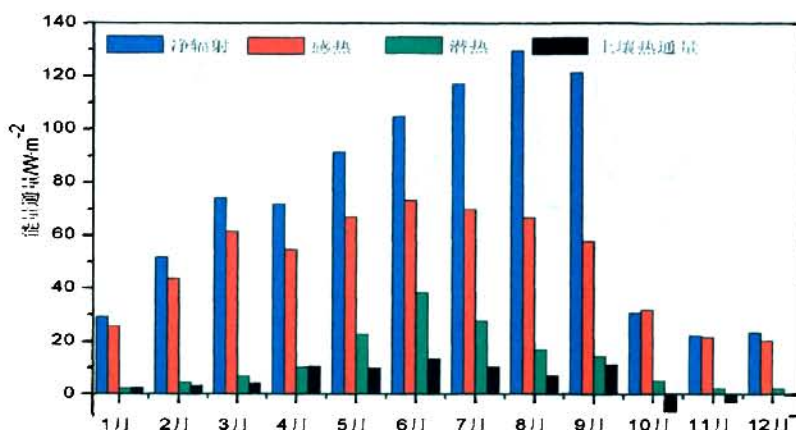


图 6.4 塔中各月晴天平均能量平衡分量年变化

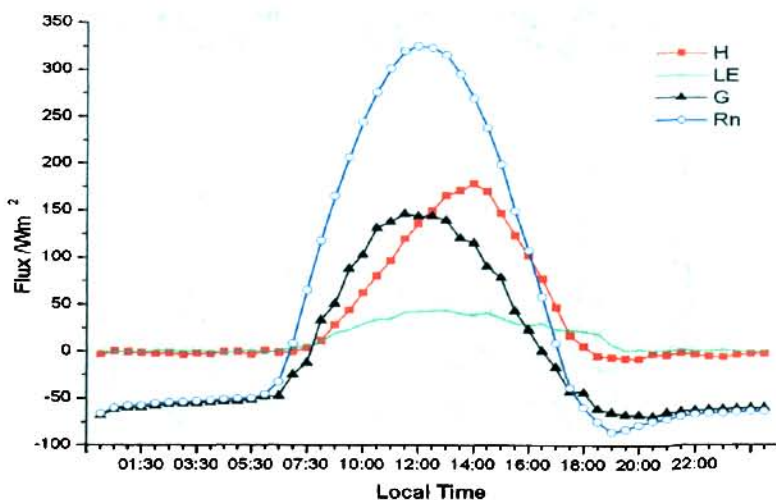


图 6.6 塔中湍流热通量日变化曲线

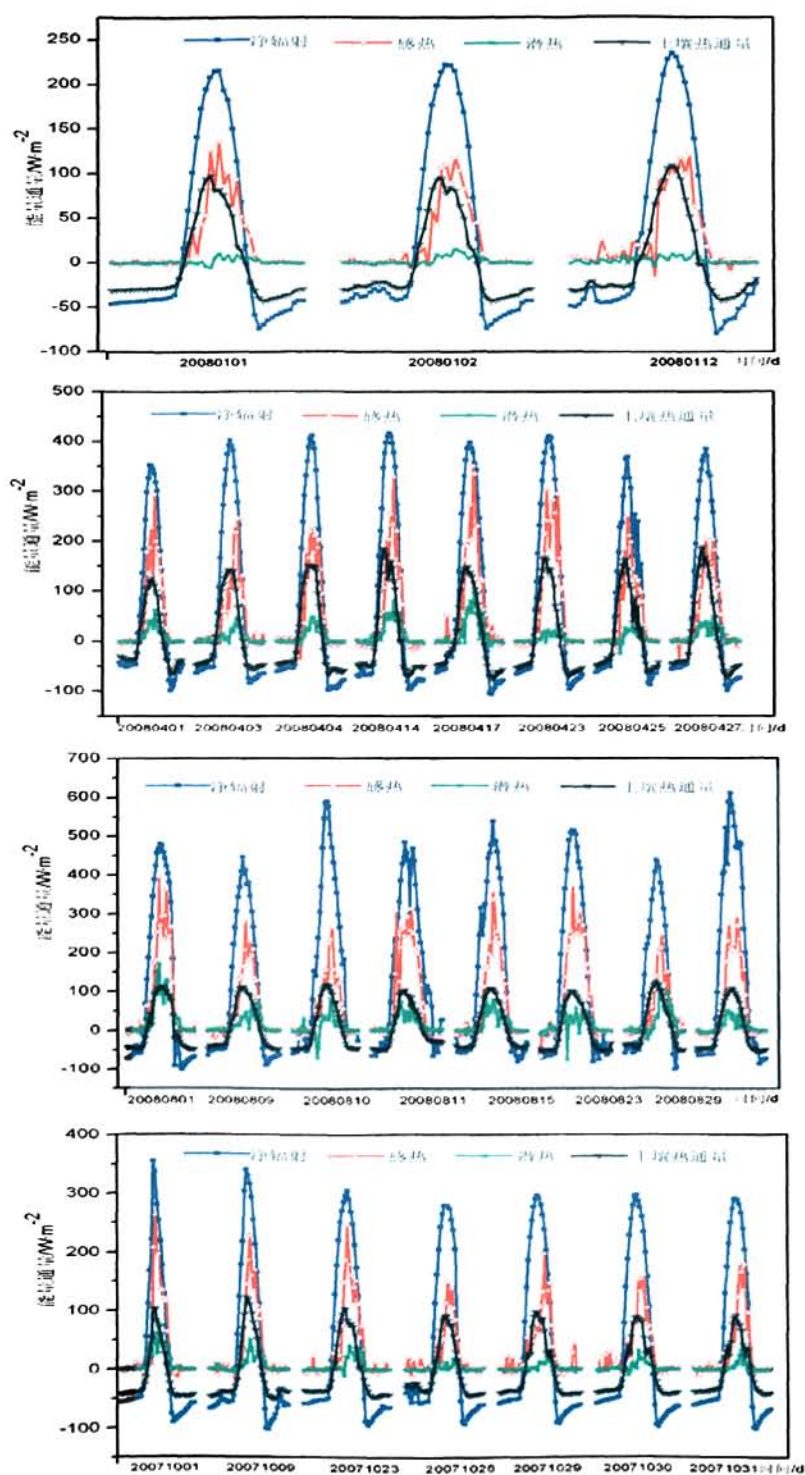


图 6.5 塔中晴天能量平衡各分量平均日变化曲线

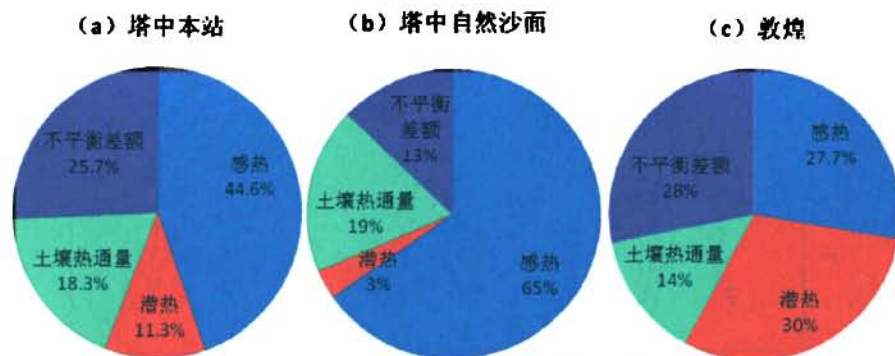


图 6.8 不同下垫面地表热量平衡各组分量比较

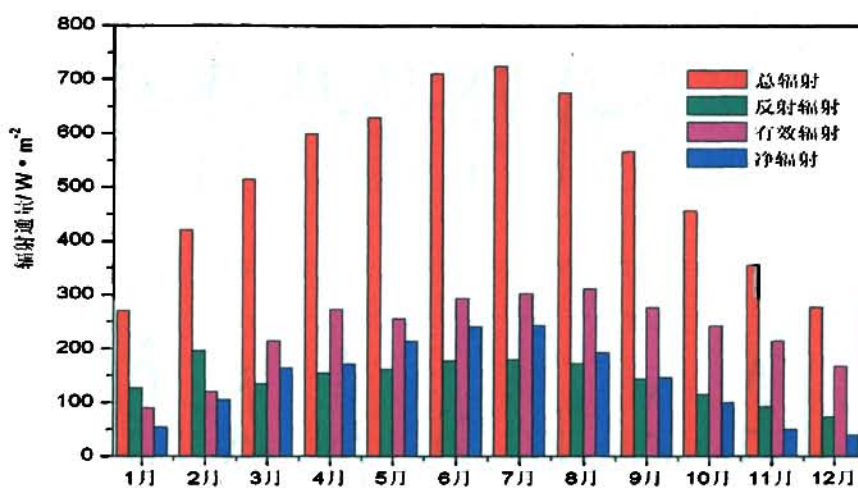


图 6.9 2007 年 9 月~2008 年 8 月塔中地表辐射平衡分量月总量年变化

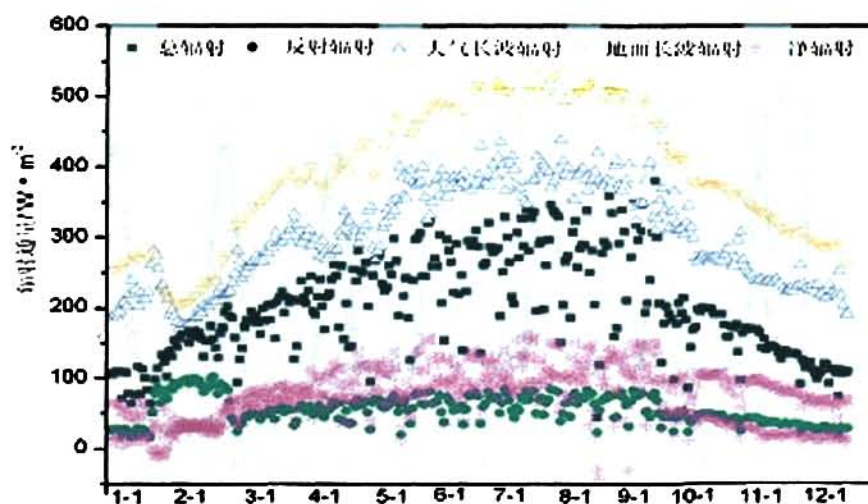


图 6.10 2007 年 9 月~2008 年 8 月塔中地表辐射平衡各分量日平均通量年变化

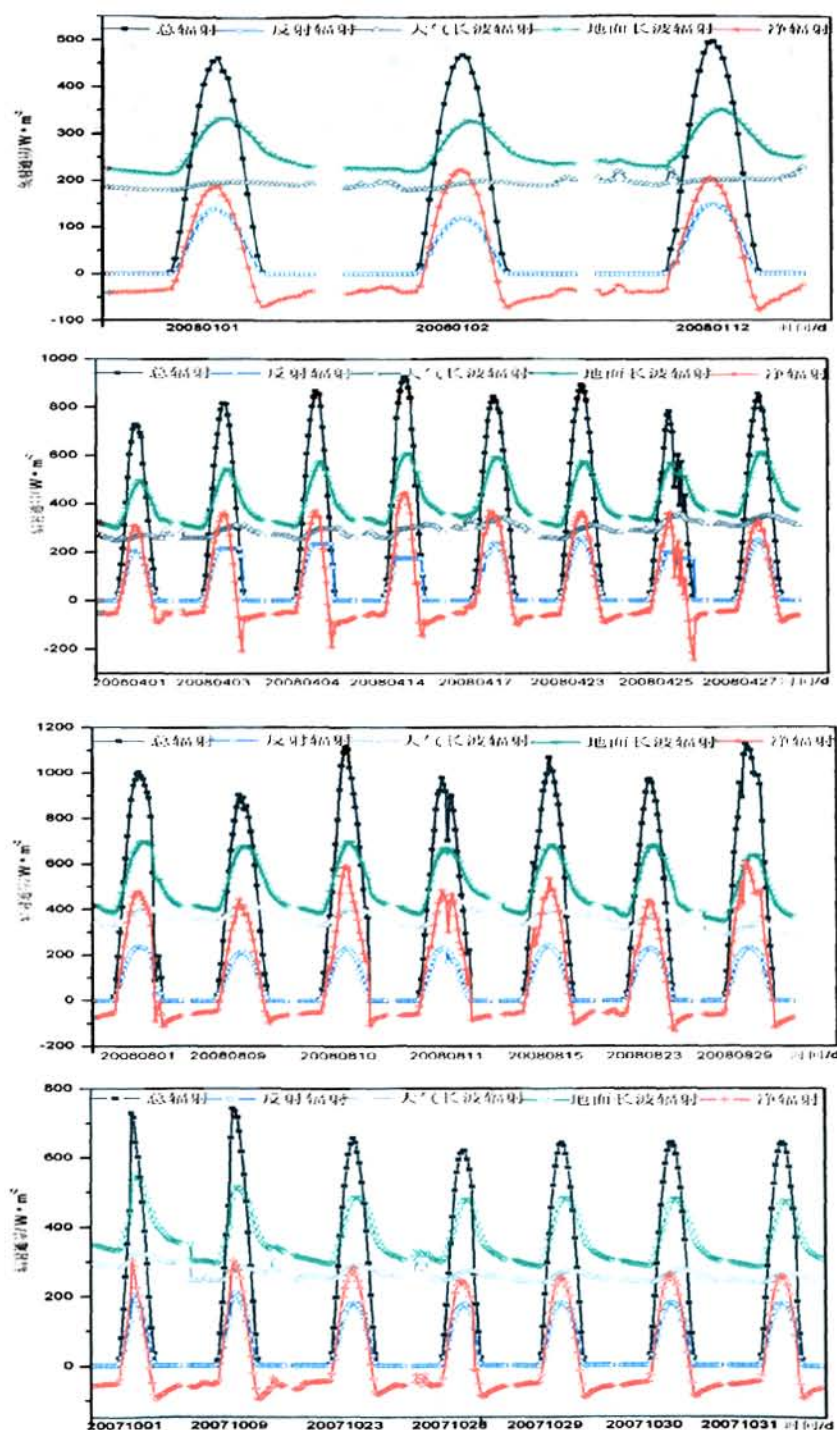


图 6.11 塔中不同季节晴天辐射通量日变化曲线

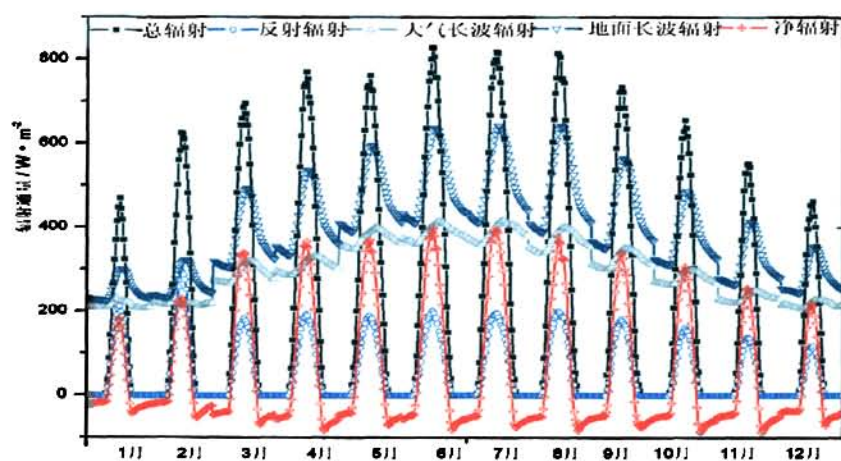


图 6.13 2007 年 9 月~2008 年 8 月塔中地表辐射平衡各分量月平均日变化

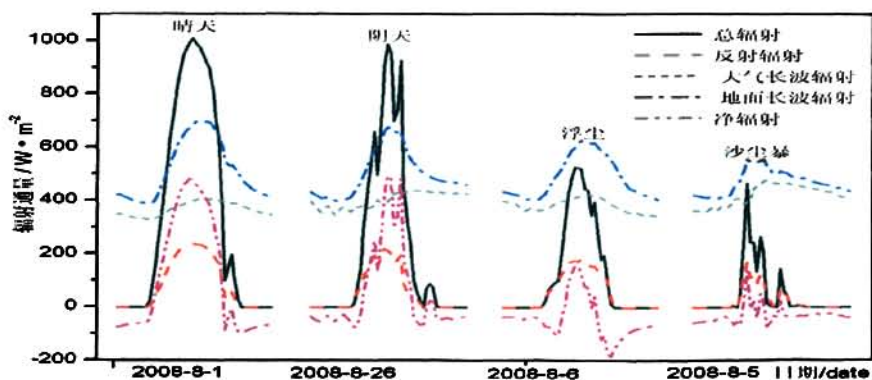
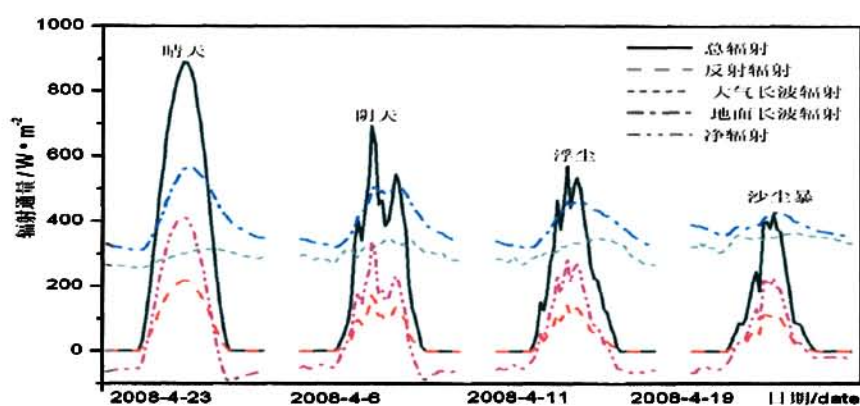


图 6.15 不同季节典型天气下地表辐射收支的日变化 (间隔 30 min)

致 谢

论文完成之际，我禁不住掩卷感慨。感做学问、做研究的孤寂与辛劳，慨辛苦的付出换回的收获与宽慰。其实，苦也罢，乐也好，这些都是形式的东西。真正的质在于探寻知识的过程中，我们从发现问题到解决问题，再到发现新的更深奥的问题，再继续寻求答案的那种孜孜以求的精神和信念。更重要的是我们学会并坚持着一个永恒的原则：做实在的人，做真实的事，做诚实的学问！

论文能顺利完成，首先要向我的导师缪启龙教授表示衷心的感谢！从论文的构思、选题到论文的初稿、修改等，每一个环节都倾注了缪老师的大量心血。缪老师知识渊博，治学严谨，工作热情，永远值得我学习；老师于我亦师亦友，平等而坦诚的学术交流，使我获益良多；老师宽容豁达的人生态度和处处与人为善的行事准则，更使我受益终生。在这里，谨向尊敬的导师表示深深的敬意和衷心的感谢！祝愿您身体健康！

感谢学校、大气科学学院、应用气象学院的领导和老师们的关心和帮助。在研究生阶段的学习和论文写作过程中，还得到翁笃鸣、蒋维楣、牛生杰、申双和、郭品文、朱伟军、邱新法、周祥龙、智协飞、谷玉清、李栋梁、王让会、马革兰等老师的帮助和悉心指导，在此表示真诚的感谢！

感谢新疆气象局局长史玉光博士、魏文寿博士、张杰、任宜勇、赵明、瓦黑提副局长，感谢黄镇、张太西、谢国辉、储长江、薛建刚、胡列群、陈晓燕、姚耀、何淑萍等同事给予的支持和帮助。

感谢周秀骥院士、吕达仁院士、李泽椿院士、许建民院士、陆龙骅、卞林根、王介民、吕世华、张宏升等老师、马耀明、高志球、董志宝、屈建军、高晓清等博士提出了很多宝贵的建议，在此表示衷心的感谢！

感谢中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所的袁玉江、杨青、李新建、崔彩霞、李敏、周永东、张广兴、张濮、杨莲梅、李霞、喻树龙、李杨、刘艳、陈昆、邹明、艾力等同志在工作上给予我的大力支持，使得我能抽得时间来完成学位

论文。

特别要感谢沙漠气象科研团队的艾力·买买提明、李帅、李红军、刘新春、霍文、梁云、赵勇、王敏仲等同志，他们不辞辛苦的一次次的到野外进行科学试验、安装仪器、采集数据等，为中国沙漠气象科学研究默默奉献着，他们的精神令我敬佩！

感谢新疆巴音郭楞蒙古自治州气象局葛柄坤局长、吴钧副局长，且末县塔中气象站马海新站长、薛福民副站长、蒋新波、郑伟、吴新萍、高欣、黄杰、杜心蕊、关小军等同志，感谢肖塘气象站的达赖和高俊两位观测员，他们的工作为沙漠腹地的气象观测研究提供了宝贵的一手资料，同时对于野外观测仪器的维护做了大量工作。

感谢袁淑杰、史岚、温雅婷、李兰兰、王晶、段春锋等师妹师弟的热诚帮助！感谢我指导的硕士研究生韩艳、杨龙、范丽红、格丽玛、李祥余、李帅、张瑞军、孔丹、杨兴华、李振杰、金莉莉、刘强、刘佳等在野外观测试验和论文数据的处理上做了大量的基础性工作。

感谢 2004 级南京信息工程大学博士班谈建国、郭建茂、腾代高、陶建红、吕江津、邹兰军、马旭林、陈爱军、刘晓莉等同学对我的帮助支持和鼓励。

5 年来，特别感谢我辛劳的母亲和懂事的儿子以及妻子的默默奉献和支持！

最后，衷心地感谢所有关心支持我的朋友和同事们，正是来自你们的关心和帮助，才使我信心百倍，得以完成学业。

本论文得到国家自然科学基金（40775019）、中央级公益性科研院所基本科研业务费专项资金（IDM200602）、中国气象局新技术推广项目（CMATG2007M27）和江苏省气象灾害重点实验室基金（KLME050103）联合资助。

何 清

2009 年 4 月 15 日于乌鲁木齐