森巴特·叶尔肯别克,郑周,王敏仲,等.古尔班通古特沙漠冬季大气边界层变化特征及其影响因素[J].中国沙漠,2026,46(5):194-205.

古尔班通古特沙漠冬季大气边界层变化特征及其影响因素

森巴特·叶尔肯别克[1,2],郑 周[3],王敏仲[2],于晓晶[1],米雪琴[1],朱从祯[2],陈荣毅[2],买买提艾力·买买提依明[2]

(1.新疆大学 地理与遥感科学学院,新疆 乌鲁木齐 830017;2.中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所 新疆塔克拉玛干沙漠气象国家野外科学观测研究站/中国气象局塔克拉玛干沙漠气象野外科学试验基地/新疆沙漠气象与沙尘暴重点实验室,新疆 乌鲁木齐 830002;3.成都远望探测技术有限公司,四川 成都 610213)

摘要:基于古尔班通古特沙漠腹地克拉美丽观测站观测数据与ERA5再分析数据,分析了1995—2024年冬季大气边界层变化特征及影响因素。结果表明:(1)ERA5再分析数据在研究沙漠大气边界层演变及陆面过程中表现出较好的准确性。(2)边界层高度整体呈东部高、西部低的空间分布格局。日间边界层高度的空间最大值达494 m;夜间边界层发展较慢,最大值达158.9 m。(3)边界层高度、地表热通量、2 m高度气温、地表温度及7 cm深度土壤温度等参数日变化规律显著。地表向大气输送的热量以感热通量为主,潜热通量占比很小。(4)边界层高度与地表净太阳辐射、感热通量、潜热通量、地表温度及2 m高度气温均呈正相关(r≈0.81~0.89),与7 cm深度土壤温度也呈正相关(r≈0.43)。边界层高度与积雪厚度在年际尺度上呈负相关。(5)冬季平均边界层高度最大值为106 m(2001年),最小值为47.4 m(2007年)。

关键词:古尔班通古特沙漠;大气边界层高度;地表参数;ERA5再分析数据;影响因子

文章编号:1000-694X(2026)05-194-12 **DOI**:10.7522/j.issn.1000-694X.2026.00108

中图分类号:P421 **文献标志码**:A

0 引言

大气边界层(Atmospheric boundary layer,ABL)受地表摩擦及热力作用的调控,与天气、气候的形成和演化密切相关,在地-气之间的物质和能量交换过程中扮演着重要角色[1-3]。依据热力与湍流特征,ABL主要分为对流、中性和稳定边界层[4-5]。大气边界层高度(ABLH)既是大气数值模式和环境评价的重要物理参数[6-7],也是影响大气热量、水汽输送、动量平衡及污染物扩散的关键参数[4,8-9]。ABLH具有显著日变化和季节变化特征[10-15],在日变化中,ABLH存在约1~2 h的滞后现象[6],地表净太阳辐射、地表温度和感热通量也同步呈现滞后特征,这可能与能量的转化和传输有关[16-17]。有学者发现ABLH与地表温度[9-10,12]、感热通量[18]、日照时数、日最高(最低)气温、湍流动能、风速及土壤热通量等要素均显著正相关,与沙尘强度成正比[19-20]。

特殊的地理位置和下垫面特性及气候变化造就了古尔班通古特沙漠大气边界层独特演变特征。古尔班通古特沙漠地处新疆北部准噶尔盆地(图1),是中国第二大沙漠,面积为4.88×10^4 km^2,是中国最大固定、半固定沙漠,域内以半固定沙丘为主,约占79%,深处内陆,远离海洋,属典型温带大陆性荒漠气候。古尔班通古特沙漠也是中国唯一冬季存在稳定积雪的沙漠,区域盛行东北风与西风,沙漠腹地全年以东北风为主导[21-22]。

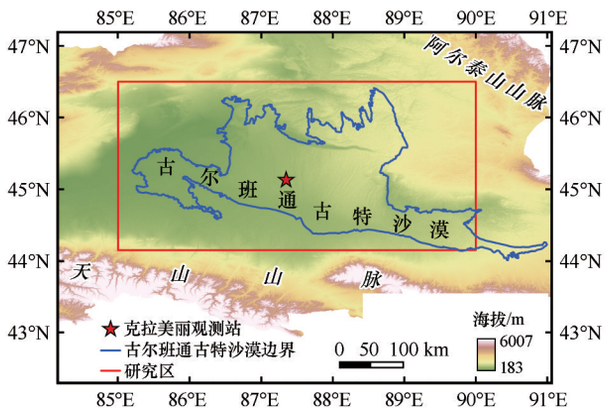
针对古尔班通古特沙漠,王豫等[21]基于沙漠腹地2017年梯度铁塔和通量观测数据,利用中尺度气

收稿日期:2026-02-09;**改回日期**:2026-06-16

资助项目:中央引导地方科技发展专项资金项目(ZYYD2025ZY21);新疆大学大学生创新训练项目(XD10755002)

作者简介:森巴特·叶尔肯别克(2005—),女,新疆昌吉人,地理信息科学专业学生。E-mail:3412886008@qq.com

通信作者:王敏仲(E-mail:wangmz@idm.cn);于晓晶(E-mail:yuxj@xju.edu.cn)



注：基于自然资源部标准地图服务网站审图号为GS(2024)0650号标准地图制作，底图边界无修改。

图1　古尔班通古特沙漠地形及观测站点位置

Fig.1　Gurbantunggut Desert topography and location of the observation station

象模式WRF中的5种边界层参数化方案，对边界层高度、2 m高度气温、10 m高度风速、地表净太阳辐射通量和垂直结构特征等要素进行模拟和评估，为沙漠地区高分辨率数值模拟提供了优选依据。魏文寿等[23]结合能量平衡方程对沙地地气热量传输过程进行模拟，发现白天以感热湍流扩散为主、夜间以潜热形式向大气输送，且盆地效应使该沙漠夏季形成热汇、冬季形成冷源。高佳程[24]利用沙漠腹地克拉美丽站2017年陆面过程观测数据，分析了地表辐射收支日、年变化特征，证实了不同天气条件、积雪快速融化及非均匀下垫面对地表辐射收支的影响显著。张梦肖等[25]利用1980—2019年被动遥感雪深数据、沙漠腹地雪深观测数据和ERA5再分析边界层高度数据，聚焦古尔班通古特沙漠及周边区域的冬季雪深与边界层高度的演变关联，明确了边界层高度和雪深的空间分布，证实了ABLH与雪深负相关性内在机制。Mamtimin等[13]基于2017年沙漠梯度塔和涡动相关数据，揭示了沙漠冬季积雪覆盖对风速、夜间风廓线和温度垂直分布的调控作用。尽管上述研究已初步揭示了大气边界层的演变特征，但针对边界层长期演变规律及其与陆面过程关系的内在机理研究仍较为薄弱。

古尔班通古特沙漠腹地气象塔缺乏长期连续的观测数据，在与多种再分析产品比较中，ERA5再分析数据在地表及高空参数方面误差最小，适用于探究沙漠地区大气边界层的长期演变过程[26-27]。鉴于此，本文借助ERA5再分析数据，探究古尔班通古特沙漠大气边界层结构及其与陆面过程的相互关系，主要探讨以下问题：评估ERA5再分析数据在研究区大气边界层的准确性；分析1995—2024年冬季边界层高度时空演变及其与地表参数的相关性；探讨积雪厚度与边界层高度的年际变化，并深入分析边界层与积雪下垫面的相互作用过程。可为古尔班通古特沙漠及周边地区冬季大气环境和大气污染治理、环境气象预报预警、雾霾天气成因分析等提供科学依据，也将在沙漠可持续发展及水资源管理等方面具有重要的科学意义。

1　数据来源

本文所用的观测数据均来自古尔班通古特沙漠腹地克拉美丽陆-气相互作用观测站(45°14′N，87°35′E)，即在2010年10月15—30日探测的温度、相对湿度和风速等系留气艇数据，在2023—2024年冬季(12月、1月、2月)获取的地表感热通量和地表潜热通量地面观测数据，时间分辨率30 min。观测数据经质量控制和异常值剔除后，用于评估ERA5再分析数据对研究区大气边界层特征的可靠性。

ERA5再分析数据是由欧盟资助、ECMWF运营的哥白尼气候变化服务(C3S)研发的最新一代产品[27]，空间分辨率0.25°×0.25°，时间分辨率1 h，用于分析1995—2024年冬季研究区边界层高度时空分布和稳定性，并探讨其与地表参数的关系。选取克拉美丽站最近格点(44°25′N，87°25′E)数据如下：在850~950 hPa气压层内，与系留气艇数据同期的温度、相对湿度、风速等气压层数据；与地面观测数据同期的边界层高度和地表感热、潜热通量等单层数据。选取在1995—2024年冬季研究区边界层高度、地表感热通量、地表潜热通量、地表净太阳辐射、地表温度、2 m高度气温、7 cm深度土壤温度、积雪深度及积雪密度等参数的单层数据。

2　研究方法

2.1　皮尔逊相关系数

本研究采用皮尔逊相关系数分别计算边界层高度与各地表参数的相关系数及显著性检验，用于衡量变量之间的线性相关程度。

$$r=\frac{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})\,(y_i-\bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n}(x_i-\bar{x})^2\sum_{i=1}^{n}(y_i-\bar{y})^2}} \quad (1)$$

式中：x_i、y_i是两个变量观测值；$\bar{x}$、$\bar{y}$是两个变量的均值。当r趋于1(−1)时，表明两个变量正(负)相关；当r趋于0时，二者不存在线性相关关系。显著性检验中，P<0.01(>0.01)时，相关性(不)显著。

2.2 验证指标

为了定量评估ERA5再分析数据的准确性，选取偏差(*BIAS*)、平均绝对误差(*MAE*)、均方根误差(*RMSE*)作为评价指标：

$$BIAS=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(W_i-Z_i) \quad (2)$$

$$MAE=\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left|W_i-Z_i\right| \quad (3)$$

$$RMSE=\sqrt{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}\left(W_i-Z_i\right)^2} \quad (4)$$

式中：n为样本总量；W_i代表ERA5再分析数据；Z_i代表对应的系留观测数据。*BIAS*是判断ERA5再分析数据整体偏差方向的定量指标，当*BIAS*>0(<0)时，ERA5相对于观测值系统性高估(低估)。*MAE*表示预测值与观测值绝对误差的算术平均数。*RMSE*对数据中的异常值更敏感，用于度量两类数据之间的离散程度。

2.3 ERA5再分析积雪厚度的计算方法

ERA5再分析积雪深度数据是积雪完全融化并均匀分布在网格单元上的等效水深度，亦称雪水当量(*SWE*)。其测量的是雪包中储存的水量，用积雪物理厚度和积雪密度的乘积来估算[28]。据此可由雪水当量公式反演积雪厚度(m)，并换算单位为cm。

$$SD=SWE\frac{1000}{\rho_s} \quad (5)$$

式中：*SWE*是ERA5再分析积雪深度(单位：水当量米)；*SD*是积雪厚度(单位：m)；ρ_s是ERA5再分析积雪密度(单位：kg·m^{-3})。

3 结果与分析

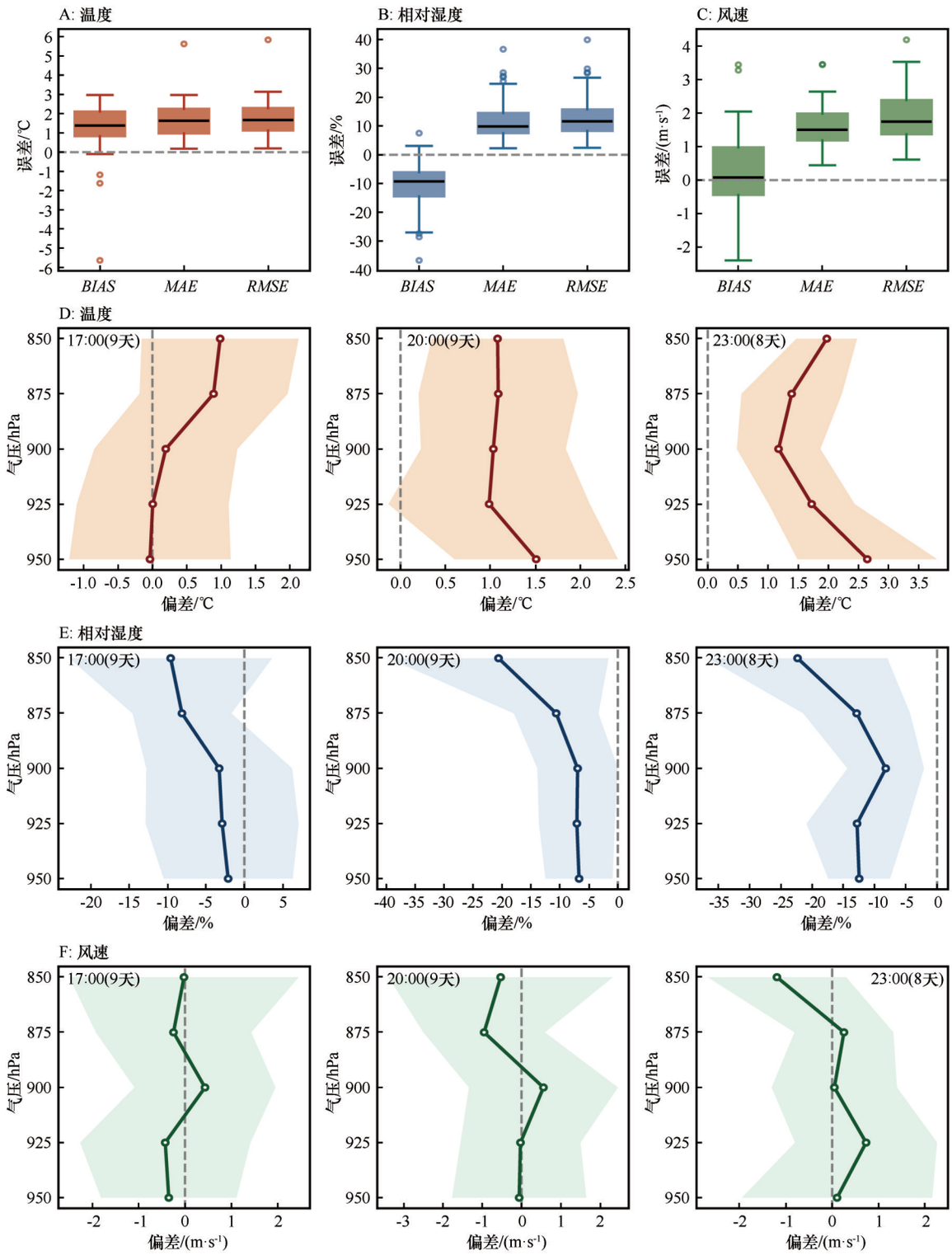
3.1 ERA5再分析数据的适用性评估

通过对研究区腹地系留气艇数据与ERA5再分析数据的误差箱线图以及有效时次的BIAS垂直廓线进行分析，可知ERA5再分析数据对温、湿、风变化特征的再现能力较好(图2)，适用于研究冬季大气边界层长期演变及其与陆面过程的关系。

温度的*BIAS*箱体位于0 ℃以上，其中位数约1.3 ℃，且误差集中、极端值少(*MAE*、*RMSE*中位数1.5~1.7 ℃)，可见ERA5再分析温度系统性偏暖。相对湿度的*BIAS*箱体位于0%以下，其中位数约−10%，*MAE*、*RMSE*中位数10%~12%，可知其相对湿度系统性偏干，样本间差异较大。风速的*BIAS*中位数接近0 m·s^{-1}，*MAE*、*RMSE*中位数1.5~1.7 m·s^{-1}，但箱体较宽，其系统性偏差不明显，以随机误差为主。垂直方向上，温度偏差在3个时次均为正，近地面(950 hPa)较低，向上至850 hPa增大；相对湿度偏差整体为负，偏干程度随高度加剧。风速偏差随高度反复跨越0线，无单调结构，与箱线图结果一致。夜间辐射降温强，易形成逆温，而ERA5再分析数据的网格分辨率和陆面过程参数化方案难以捕捉这一结构，导致夜间气温偏高；温度偏高直接压低相对湿度，与干旱区水汽再现的偏差叠加，共同造成系统性偏干。开阔地形下平均风场可被较好再现，但阵风、局地湍流等小尺度瞬时扰动无法分辨。其机制宜用更长时段的观测与数值模拟予以验证。

对比2023—2024年冬季沙漠腹地克拉美丽站点地表观测数据与ERA5再分析数据的日变化，可知两类数据均呈显著日变化特征，趋势基本一致，但部分时段存在数值偏差(图3)，表明ERA5再分析数据在该区域地表热通量时序变化中具备良好的可靠性。

地表感热通量观测值与ERA5地表感热通量日变化趋势相对吻合。日间，二者峰值分别出现在16:00和14:00，且均为正值；夜间，ERA5地表感热通量稳定为负值，而地表感热通量观测值在正负值之间波动。11:00—18:00地表感热通量存在系统性高估，两条曲线在11:00与18:00附近相交。地表潜热通量在00:00—10:00与20:00—23:00，二者趋于零，且变化趋势基本一致，在11:00—19:00，ERA5地表潜热通量呈现出与地表感热通量类似的时段性高估。地表潜热通量观测峰值出现在14:00，ERA5再分析地表潜热通量峰值延迟2 h。这表明ERA5再分析数据能较好地反映研究区地表热通量的演变特征，但日间ERA5地表感热、潜热通量存在高估，



注：阴影区域为*BIAS*在有效观测日之间的±1标准差，时刻后括号内为有效天数

图2　2010年10月15—30日克拉美丽站系留汽艇观测与ERA5再分析数据的温度（A）、相对湿度（B）、风速（C）的误差箱线图及相应三要素在17:00、20:00、23:00的偏差（*BIAS*）廓线（D~F）

Fig.2　Box plots of the errors between tethered-balloon observations at Kelameili Station and ERA5 reanalysis data for temperature (A), relative humidity (B), and wind speed (C), and the BIAS profiles for temperature (D), relative humidity (E), and wind speed (F) at 17:00, 20:00, and 23:00, during 15−30 October 2010. Shaded areas denote the ±1 standard deviation of the BIAS across valid observation days at the number of valid days is given in each subpanel title

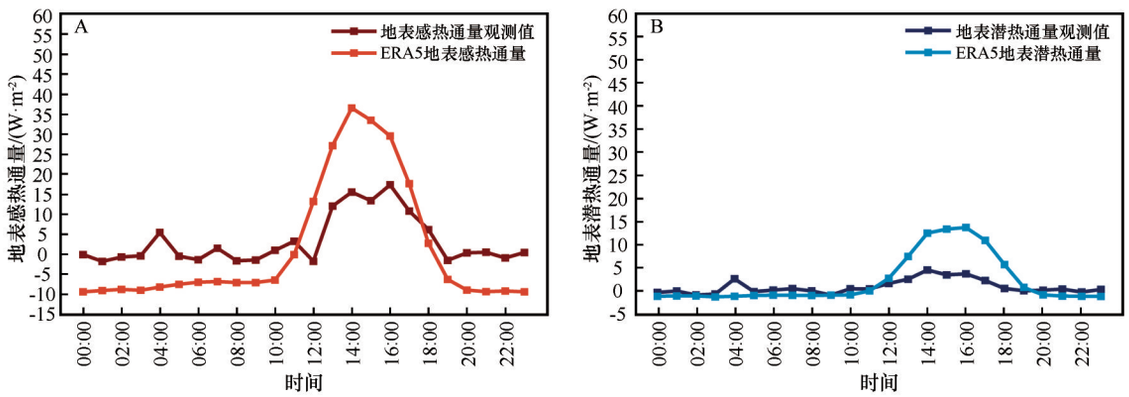


图3 2023—2024年冬季克拉美丽站地表观测数据与ERA5再分析数据地表感热通量(A)、地表潜热通量(B)日变化对比

Fig.3 Diurnal variation of surface sensible heat flux (A) and surface latent heat flux (B) observed at Kelameili Station during winter 2023−2024, compared with ERA5 reanalysis data

夜间则存在低估,这偏差与ERA5再分析数据同多种观测与数值模式误差及观测代表性差异有关。

3.2 大气边界层高度时空变化特征

1995—2024年研究区冬季边界层高度总体呈东部高、西部低的梯度格局(图4),具有显著日变化特征,白天边界层发展较快,夜间则趋于稳定。

日间,边界层高度空间差异显著,东部始终为高值区,中西部相对偏低,并随时间整体抬升,08:00、11:00、14:00、17:00的峰值依次为96.9、134.7、388、494 m。其成因可由地表热力因素解释:正午(14:00)地表净太阳辐射由西南向东、东南部递增,高值集中在东南部,约300 W·m^{-2}(图5A)。地表温度和2 m高度气温随之升高(如图5D、5E),地气温差增大,地表感热通量向近地层大气的输送增强,湍流随之发展,推动边界层抬升。西部及西北部边缘受积雪及植被影响,下垫面反照率较高,对太阳辐射的吸收被削弱;加上积雪隔热效应与融雪潜热消耗,大气层结稳定,湍流发展受到抑制,边界层高度偏低。可见边界层高度的空间分布和日变化均与太阳辐射强、近地层热力不稳定[29]密切相关。

夜间,太阳辐射消失,地表辐射冷却,边界层高度整体偏低趋于稳定。空间上仍维持东高西低的格局,东部最高,02:00、05:00、20:00、23:00的峰值依次为104.6、97.8、158.9、152.4 m;西部整体偏低且分布较均匀,可能与该区地表粗糙度和残余层热量的垂直分布有关。中部地表粗糙度低,夜间地表辐射净支出,冷空气堆积、地表降温,湍流运动减弱,致使边界层发展缓慢;西北、西南及东北边缘区冷却更强、大气层结更稳定,边界层普遍偏低。这表明夜间边界层高度的空间差异,主要受近地表热力条件、地表粗糙度及湍流强度的共同影响。

3.3 大气边界层高度与地表参数的关系

3.3.1 地表参数空间分布特征

图5展示1995—2024年研究区冬季14:00地表参数的空间分布。地表温度和地表净太阳辐射为各地区边界层高度发展的重要热力影响因素[30]。受云量、沙尘、积雪、植被及地形坡向等对太阳辐射重新分配的影响,研究区地表净太阳辐射呈现明显的空间异质性,而地表吸收的热量大部分向大气输送,其能量分配以地表感热通量为主,潜热通量占比很小;小部分以土壤热通量形式向地下传导。

地表感热通量与地表净太阳辐射较为相似,在西部和东部各有一个高值区。峰值约70 W·m^{-2}。地表潜热通量峰值仅约24 W·m^{-2},是地表感热通量的1/3,这与沙漠地表干燥、水分匮乏的特征直接相关。其西部和中东部区域为高值区域,西北部为低值区域。下垫面得到的太阳辐射热量绝大部分是以感热通量的方式向大气输送,使近地面升温[31-32]。地表升温促进积雪融化、水分蒸发并释放潜热,但因植被覆盖度低、土壤水分缺失,可供蒸散的水分有限,地表潜热通量受到抑制。因此,地表吸收的净辐射能量更多分配给感热通量,使2 m高度气温升高。2 m高度气温的空间分布与地表温度基本一致,东南部和南部边缘为高值区,中西部为低值区。地表向地下传导的热量增多,使7 cm深度土壤温度升高;但受冬季积雪高反照率和隔热效应的共同影响,地表温度和2 m高度气温仍偏低,7 cm深度土壤温度始终维持在0 ℃以下。

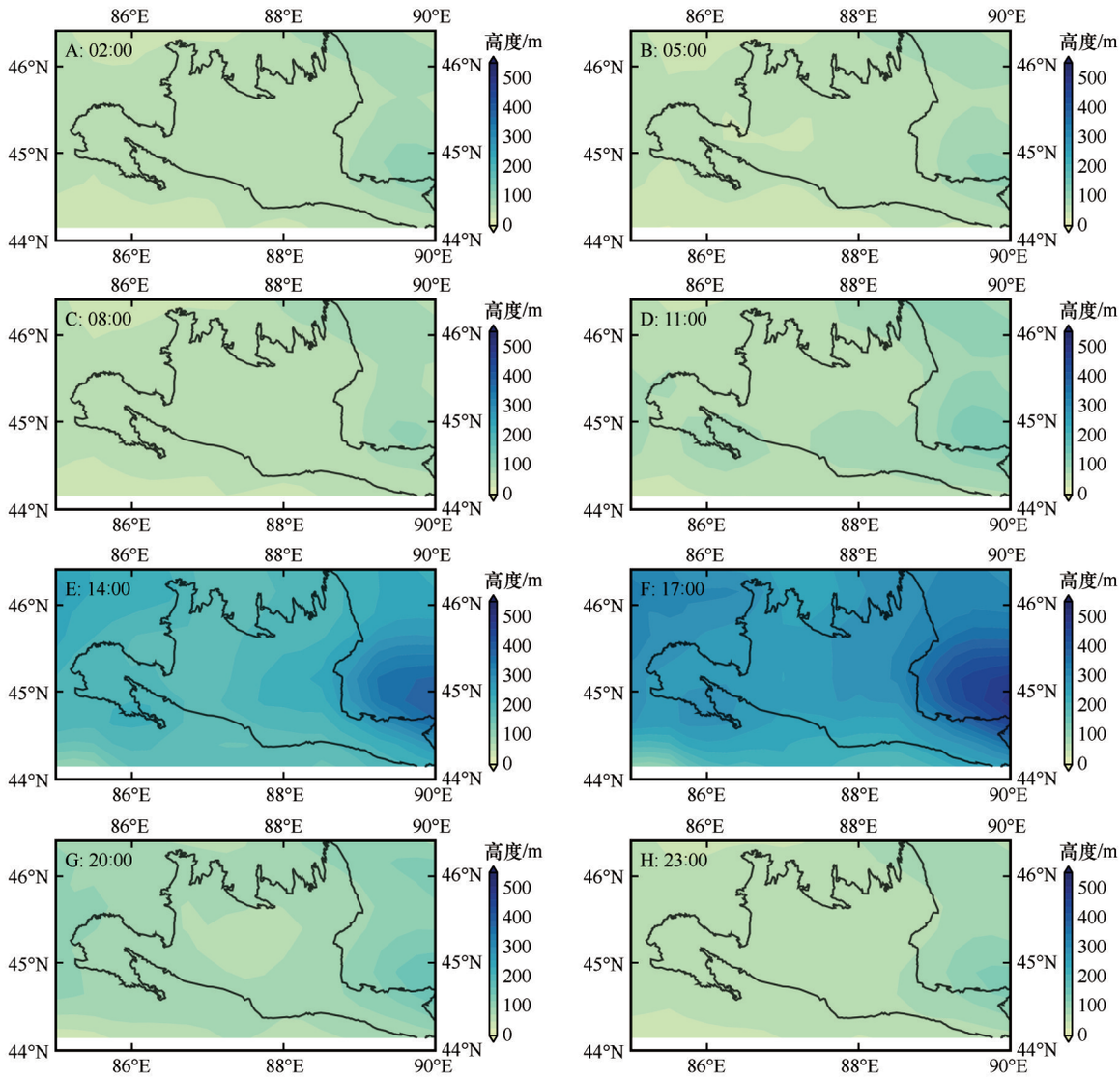


图 4　1995—2024 年冬季平均边界层高度在 02:00（A）、05:00（B）、08:00（C）、11:00（D）、14:00（E）、17:00（F）、20:00（G）、23:00（H）的空间分布

Fig.4　Spatial distribution of the winter mean boundary layer height at 02:00 (A), 05:00 (B), 08:00 (C), 11:00 (D), 14:00 (E), 17:00 (F), 20:00 (G), and 23:00 (H) from 1995 to 2024

3.3.2　大气边界层高度与地表参数的相关性

整体上，克拉美丽站 ERA5 地表感热通量、潜热通量及地表净太阳辐射均与冬季大气边界层高度呈正相关性，相关系数分别为 0.82、0.85、0.88，边界层高度与相应观测值的相关系数分别为 0.10、0.16、0.38，均通过 $P<0.01$ 显著性检验（图 6）。各地表热通量与边界层高度的相关系数均大于 0.80，而边界层高度与对应观测数据的相关系数均小于 0.4，二者相关系数差异显著。

两者日变化趋势总体同步，且边界层高度与各地表热通量存在明显的滞后特征。地表热通量在 02:00—14:00 逐渐上升，14:00 后下降。地表热通量在 14:00 均达到峰值，而边界层高度在 17:00 达到峰值，滞后约 3 h；地表感热通量观测值仅快于边界层高度 1 h，而地表潜热通量、地表净太阳辐射观测值滞后约 3 h。结合研究区冬季太阳辐射时段及湍流运动滞后特征，可推断该区域边界层高度峰值可能出现在 17:00 前后。

克拉美丽站 1995—2024 年冬季边界层高度与地表温度、2 m 高度气温及 7 cm 深度土壤温度均呈正相关，相关系数分别为 0.89、0.81、0.43，通过 $P<0.01$ 显著性检验（图 7）。显著的正相关性及同步日变化趋势，表明地表温度和 2 m 高度气温是驱动该区域边界层抬升的主要热力因素，而 7 cm 深度土壤

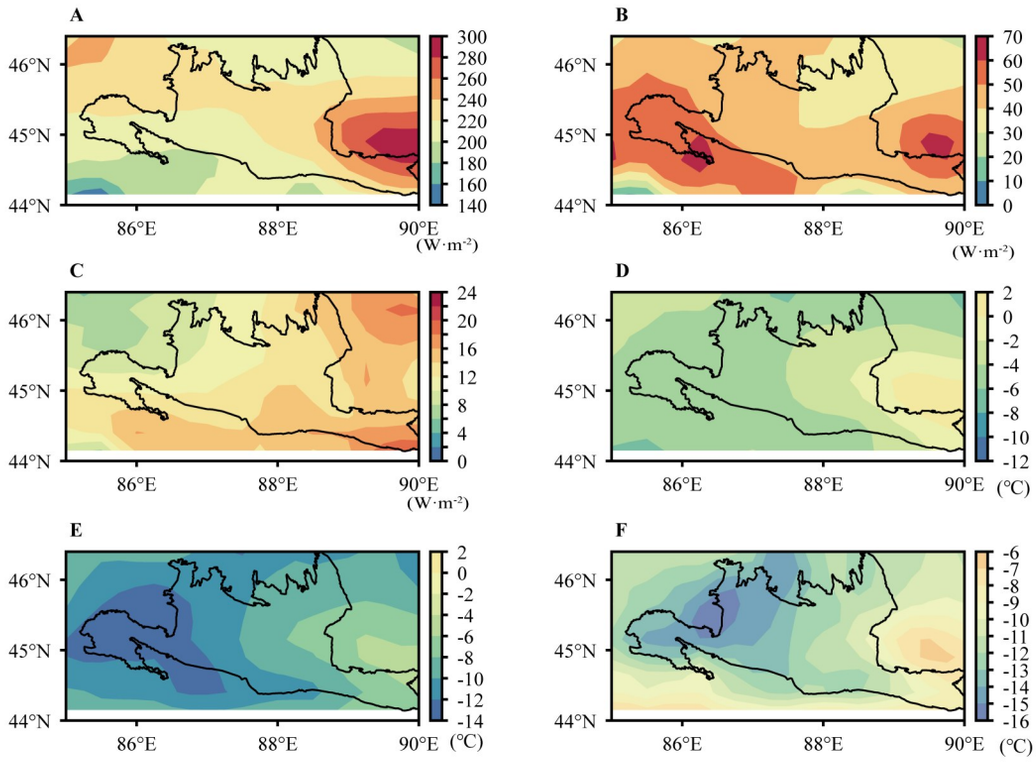


图 5　1995—2024 年冬季正午(14:00)地表净太阳辐射(A)、地表感热通量(B)、地表潜热通量(C)、地表温度(D)、2 m 高度气温(E)、7 cm 深度土壤温度(F)的空间分布

Fig.5　Spatial distribution of surface net solar radiation (A), surface sensible heat flux (B), surface latent heat flux (C), surface temperature (D), 2-m air temperature(E), 7-cm soil temperature(F) at noon (14:00) in winter from 1995 to 2024

温度对边界层高度存在一定的影响,但影响程度较弱。08:00—20:00,地表温度与 2 m 高度气温随太阳辐射增强而上升,边界层高度同步发展,2 m 高度气温与边界层高度均在 17:00 前后达到峰值;此后至次日 08:00,气温与边界层高度同步下降,趋势基本一致。7 cm 深度土壤温度随边界层高度变化,在 08:00—17:00 缓慢回升,并在夜间至清晨缓降。

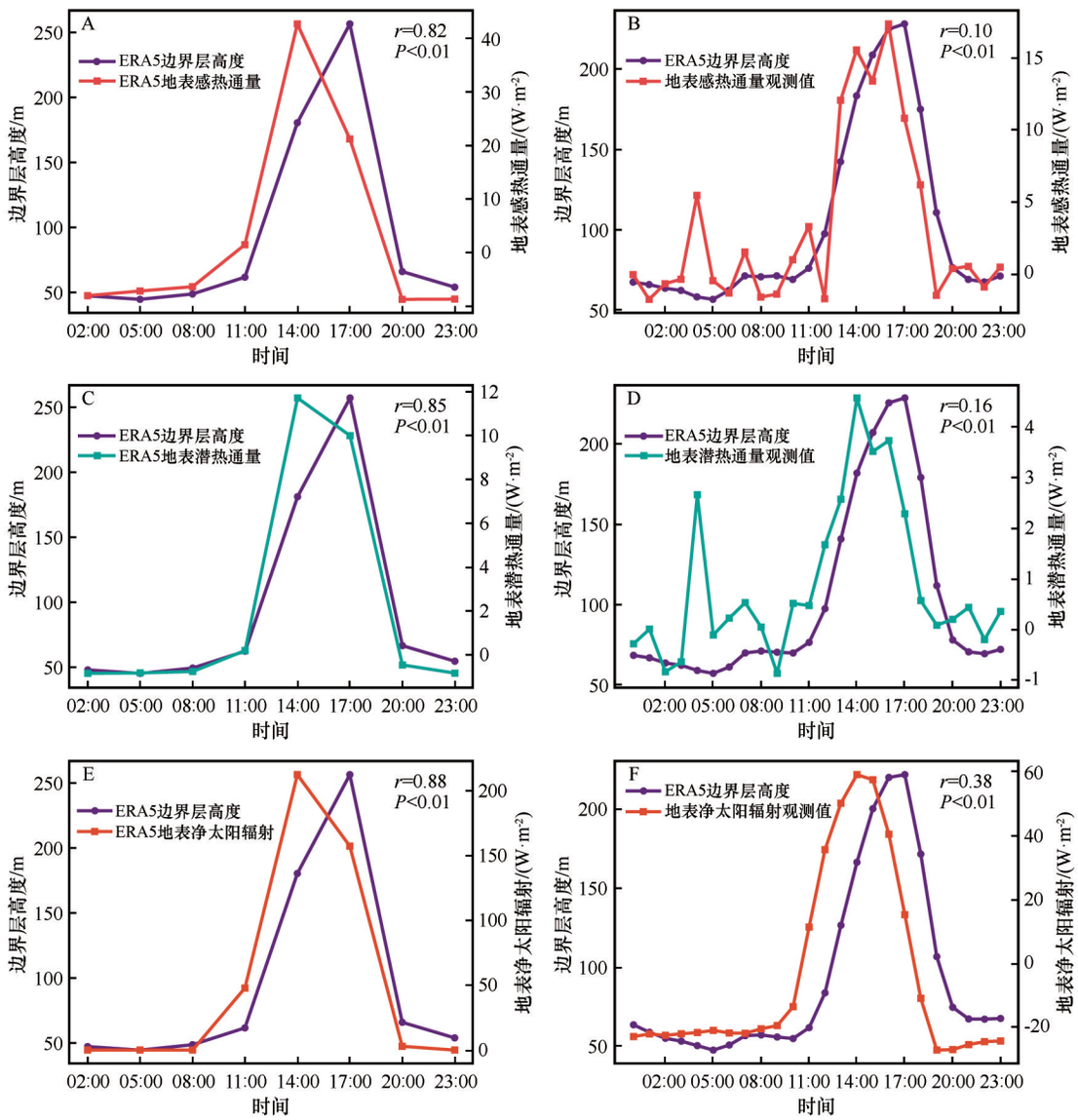
3.4　大气边界层高度与积雪厚度的年际变化

克拉美丽站冬季 1 月边界层高度与积雪厚度呈负相关(图 8)。边界层高度最大值为 106.0 m(2001 年),最小值为 47.4 m(2007 年);积雪厚度最大值为 12.6 cm(2016 年),最小值为 1.8 cm(2009 年),最值出现的年份也与二者的负相关一致。边界层高度与积雪厚度的年际变化均呈阶段性特征,波动方向大致相反。边界层高度可分为 3 个阶段:1995—1999 年波动较小;1999—2015 年波动剧烈,其中 1999—2000 年与 2007—2010 年快速上升,2001—2002 年与 2005—2007 年下降;2015 年以后变化趋缓。积雪厚度在 2005—2018 年波动较大,2013—2015 年相对平缓,其余时段变化较小,整体平稳。上述现象主要源于积雪厚度对地表热力过程的调节作用。其一,积雪增厚使反照率显著增强,减弱地表吸收的太阳辐射,使地表净太阳辐射降低,向大气输送的能量随之减弱,进而抑制边界层发展。其二,积雪增厚还会强化积雪层的隔热效应,减小地表吸收的热量,降低地表感热通量,减缓边界层高度发展。

3.5　冬季大气边界层的形成机理

图 9 是以边界层高度与地表参数空间分布及其相关性分析为依据,构建的古尔班通古特沙漠冬季大气边界层与积雪下垫面相互作用的概念模型。该模型反映了陆-气耦合在不同时段的差异化路径,表明陆面热力过程是驱动沙漠边界层发展的主导因子,其中辐射收支、感热输送与土壤热传导是影响沙漠地区地表能量平衡的主要物理过程[33]。

日间太阳辐射是地表能量收入的主要来源。入射辐射经高反照率的积雪下垫面反射后,余下部分被地表吸收并贡献于净辐射;随着净辐射通量累



注：左列为边界层高度与ERA5地表感热通量（A）、地表潜热通量（C）、地表净太阳辐射（E）的对比（1995—2024年）；右列为边界层高度与站点观测地表感热通量（B）、潜热通量（D）、地表净太阳辐射（F）的对比（2023—2024年）

图6　克拉美丽站冬季边界层高度与地表热通量的日变化相关性

Fig.6　Diurnal covariation between the boundary layer height and surface fluxes at Kelameili Station in winter. Left column: ERA5 boundary layer height versus ERA5 surface sensible heat flux (A), surface latent heat flux (C), and surface net solar radiation (E) during 1995−2024. Right column: ERA5 boundary layer height versus the observed surface sensible heat flux (B), latent heat flux (D), and surface net solar radiation (F) during 2023−2024

积，地表升温，所获能量在土壤热通量与湍流热通量之间发生再分配，前者经土壤热通量向下储存；后者则通过感热和潜热通量，加热近地层空气，并伴随积雪的消融与升华。在浮力强迫下，近地层湍流持续发展，形成连续性湍流，驱动边界层不断抬升，最终发展为深厚的对流边界层。夜间，太阳辐射消失，地表以净辐射持续散热，温度下降，感热通量随之减弱乃至反向，近地层冷却加剧。贴地冷空气与上层暖空气之间形成逆温层，静力稳定度增强，机械湍流受到抑制，仅以间歇性湍流维持微弱的垂直能量交换。受此制约，边界层发展受到限制，维持浅薄的稳定边界层。

4　讨论

基于1995—2024年冬季的多年平均数据的分析结果显示，边界层高度呈东部高、西部低的分布特征，张梦肖等[25]得出东南、西北部为双高值，两项研究在沙漠主体方向上一致，但在西北缘存在差

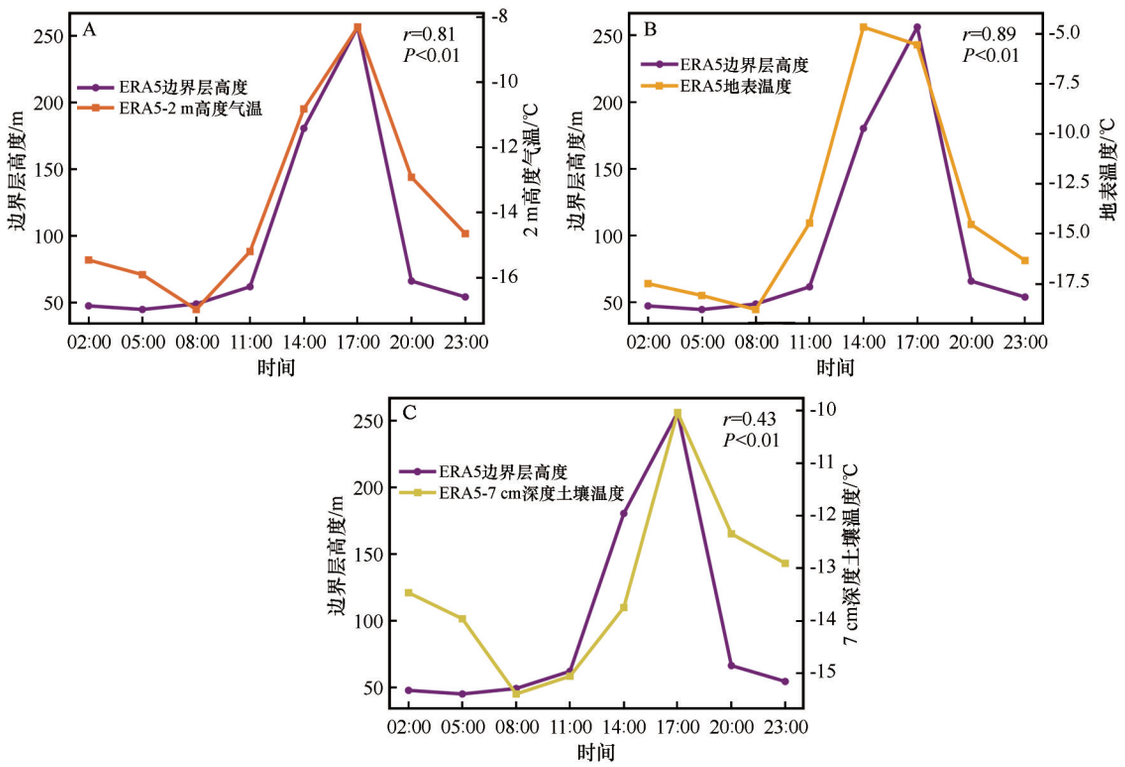


图7 1995—2024年克拉美丽站边界层高度与2 m高度气温(A)、地表温度(B)、7 cm深度土壤温度(C)的日变化相关性

Fig.7 Diurnal variation curves of the boundary layer height and the 2-m air temperature (A), surface temperature (B), and 7-cm soil temperature (C) at Kelameili Station from 1995 to 2024.

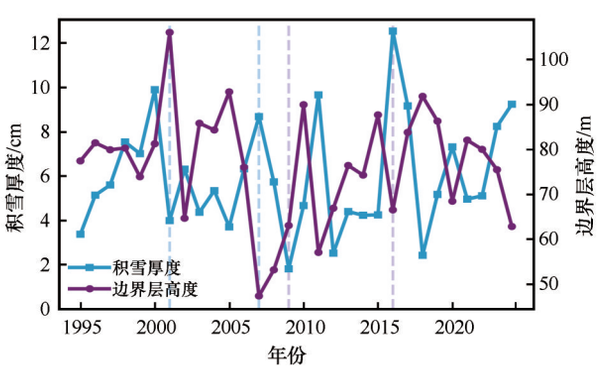


图8 1995—2024年克拉美丽站1月边界层高度与积雪厚度的年际变化

Fig.8 Interannual variation of the January boundary layer height and snow depth at Kelameili Station from 1995 to 2024

异。在日变化中得出边界层高度较地表热通量峰值滞后2~3 h,与张强等[6]在敦煌得出的1~2 h滞后性相比,原因可能是冬季积雪反照率极高,使地表辐射冷却强烈,形成冷源性下垫面和近地层逆温层结,增加了大气稳定度,低热导率切断深层土壤热源,使冬季感热驱动减弱,对流边界层发展缓慢[34],可见同属干旱区,积雪下垫面对边界层日变化的影响不可忽视。边界层高度与地表温度正相关,与众多学者[12,18-19]得出的结论一致。ERA5再分析地表热通量与边界层高度的相关系数明显高于站点观测数据,这一差异不能简单归因于数据精度,而是ERA5再分析数据格点(约25 km)反映的是区域热力背景,在空间尺度上与边界层高度这一区域整体响应相匹配;观测数据代表的是百米量级足迹内的瞬时通量,对局地沙丘形态、积雪斑块及植被分布的非均匀性更敏感。因此在积雪下垫面上,直接用单点热通量回归边界层高度发展,可能引入系统性偏差。

在年际尺度上,本文得出积雪厚度与边界层高度呈负相关,与张梦肖等[25]得出的结论一致,而在日尺度上,积雪主要通过隔热效应调节地表能量分配,这种尺度依赖性在以往以裸土沙漠为主的边界层研究中较少讨论。本文存在两处局限:一是以1月代表冬季,未分别处理12月与2月的下垫面差异;二是积雪厚度反演采用ERA5再分析数据提供的积雪密度,在极端薄雪年份可能存在偏差。本文构建的冬季陆-气相互作用概念模型,重点关注能量如何从辐射经热通量传递到湍流及大气层结,以

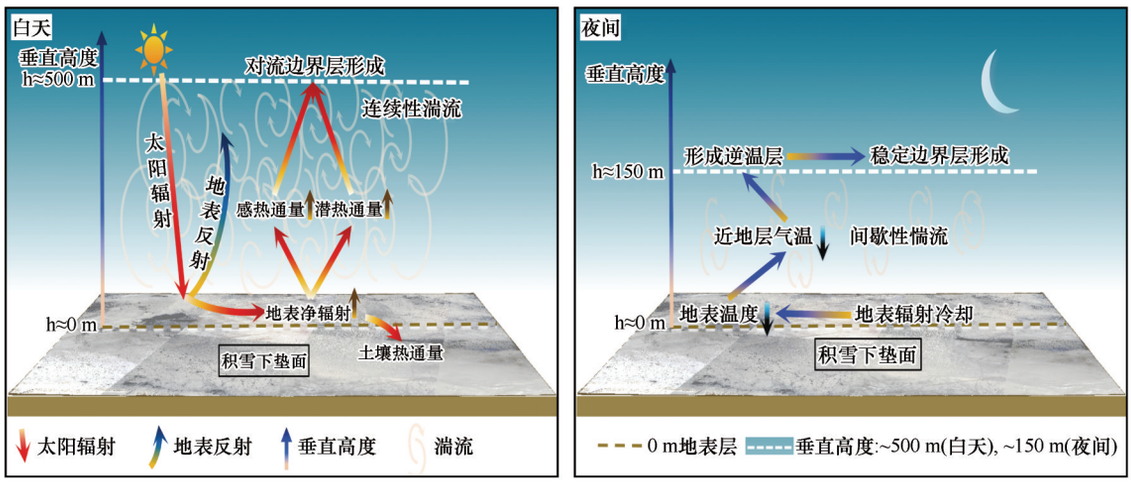


图 9　冬季陆-气相互作用概念模型

Fig.9　Conceptual model of the winter land-atmosphere interaction

及积雪反照率和隔热作用如何改变地表感热与潜热通量的分配，可为模拟冬季积雪覆盖下的陆面热力过程提供依据。

5　结论

本文基于古尔班通古特沙漠腹地克拉美丽站观测数据和 ERA5 再分析数据，评估了 ERA5 再分析数据在研究区大气边界层相关研究中的准确性，分析了 1995—2024 年古尔班通古特沙漠冬季大气边界层高度的时空分布特征及其与地表参数的相关性。

（1）ERA5 再分析数据能较好地再现该区域大气边界层发展特征与地表参数变化。基于系留观测与 ERA5 再分析数据的误差箱线图和 BIAS 廓线，ERA5 再分析温度较观测数据存在系统性偏暖，其相对湿度存在系统性偏干，而风速无明显偏差，能可靠反映该沙漠大气边界层的温、湿、风变化特征。对比地面观测与 ERA5 再分析数据，可知 ERA5 再分析数据在研究区腹地感热和潜热日变化特征中准确性较好。

（2）研究区冬季边界层高度总体呈东部高、西部低的分布特征，与各地表参数的空间分布基本吻合。白天，边界层发展较快，最大峰值为 494 m；夜间，边界层发展缓慢，并趋于稳定，最大峰值为 158.9 m。这表明边界层高度的空间分布及区域差异，主要受近地表热力因素、地表粗糙度及湍流强度的影响。

（3）研究区冬季 14:00 地表净太阳辐射空间异质性显著；地表能量分配呈感热主导型，感热通量峰值约 70 W·m^{-2}，潜热通量仅为其 1/3，土壤热通量占比最小。强感热输送抬升 2 m 高度气温，构成该区冬季边界层发展的主要热力强迫；积雪高反照率与隔热效应则抑制地表和浅层土壤增温，使 7 cm 深度土壤温度持续低于 0 ℃。

（4）研究区冬季边界层高度与净太阳辐射、感热通量、潜热通量、地表温度和 2 m 高度气温正相关性强（r=0.81~0.89），与 7 cm 深度土壤温度正相关性弱（r=0.43）。这表明边界层演变主要受地表辐射、感热通量的耦合驱动；边界层高度较地表热通量滞后约 2~3 h，表征陆气能量交换的非瞬时响应。边界层高度与积雪厚度在年际变化尺度上呈负相关。

（5）边界层高度最大值与最小值分别为 106 m（2001 年）和 47.4 m（2007 年）。在古尔班通古特沙漠陆面过程的形成机理中，陆面热力过程是驱动大气边界层发展的主要因素。

参考文献：

[1]　杨洋，刘晓阳，陆征辉，等. 博斯腾湖流域戈壁地区大气边界层高度特征研究[J]. 北京大学学报（自然科学版），2016，52（5）：829-836.

[2]　Lu Z，Qianhui L，Lu M，et al. Research on the development of the deep atmospheric boundary layer，turbulent motion，and dust stagnation [J]. Advances in Earth Science，2022，37（10）：991.

[3]　乔娟. 西北干旱区大气边界层时空变化特征及形成机理研究[D]. 北京：中国气象科学研究院，2009.

[4]　张宏昇，张小曳，李倩惠，等. 大气边界层高度确定及应用研究进展[J]. 气象学报，2020，78（3）：522-536.

[5]　杨世昆，杨玲，张雪芬，等. 地基遥感联合反演大气边界层高

度与ERA5再分析资料比对分析[J].气象,2023,49(2):178-187.
[6] 张强,张杰,乔娟,等.我国干旱区深厚大气边界层与陆面热力过程的关系研究[J].中国科学:地球科学,2011,41(9):1365-1374.
[7] 汪晋,廖前锋,闫申,等.大气边界层高度的确定及其在数值天气预报模式中的应用[J].暴雨灾害,2022,41(5):515-524.
[8] 张建涛,何清,王敏仲,等.塔克拉玛干沙漠腹地夜间稳定边界层观测个例分析[J].高原气象,2018,37(3):826-836.
[9] Zhang W, Guo J, Miao Y, et al.On the summertime planetary boundary layer with different thermodynamic stability in China: A radiosonde perspective[J].Journal of Climate, 2018, 31(4):1451-1465.
[10] 杨郭程,毛东雷,王敏仲,等.塔克拉玛干沙漠腹地夏季稳定边界层高度计算与分析[J].中国沙漠,2023,43(4):64-75.
[11] 张振州,蔡旭晖,宋宇,等.海南岛地区大气边界层高度的时空变化特征[J].北京大学学报(自然科学版),2013,49(5):783-790.
[12] 刘绕,李煜斌,高志球.稻麦轮作农田区大气边界层高度的日变化和季节特征[J].气象科技,2017,45(3):526-534.
[13] Mamtimin A, Wang Y, Sayit H, et al.Seasonal variations of the near-surface atmospheric boundary layer structure in China's Gurbantünggüt Desert [J]. Advances in Meteorology, 2020, 2020(1):6137237.
[14] 易成.利用COSMIC数据探测中国中西部大气边界层高度变化特征[J].城市勘测,2021(5):134-139.
[15] 赖悦,李林,王辉,等.过去30年北京地区大气对流边界层高度的变化特征及其影响因素[J].气象,2024,50(12):1417-1428.
[16] Dang R, Li H, Liu Z, et al.Statistical analysis of relationship between daytime lidar-derived planetary boundary layer height and relevant atmospheric variables in the semiarid region in Northwest China [J]. Advances in Meteorology, 2016 (1): 5375918.
[17] 杜一博,张强,王凯嘉,等.西北干旱区夏季晴天,阴天边界层结构及其陆面过程对比分析[J].高原气象,2018,37(1):148-157.
[18] 赵采玲,吕世华,李照国,等.夏季巴丹吉林沙漠陆面热状况对边界层高度影响的模拟实验[J].高原气象,2014,33(6):1526-1533.
[19] 任桂萍,魏雅鹏,柯伟,等.甘肃酒泉地区大气边界层高度变化特征及其与沙尘天气的关系[J].干旱气象,2020,38(6):979-986.
[20] 王敏仲,明虎等著.塔克拉玛干沙漠大气边界层和沙尘暴探测研究[M].北京:气象出版社,2022.
[21] 王豫,阿吉古丽·沙依提,买买提艾力·买买提依明,等.古尔班通古特沙漠大气边界层参数化方案的模拟评估[J].沙漠与绿洲气象,2020,14(4):78-87.
[22] 谭芳,张岩,郭擎宇.古尔班通古特沙漠风沙运动规律及防沙治沙研究[J].科学中国人,2003(4):55-57.
[23] 魏文寿,董光荣.沙漠层辐射热量传输的界面过程研究:以古尔班通古特沙漠为例[J].沉积学报,1999(S1):840-845.
[24] 高佳程.古尔班通古特沙漠地表能量及特征参数研究[D].乌鲁木齐:新疆大学,2021.
[25] 张梦肖,王豫,买买提艾力·买买提依明,等.古尔班通古特沙漠及周边区域冬季大气边界层高度对地表积雪的响应[J].冰川冻土,2022,44(5):1558-1569.
[26] Yu W, Jiacheng G, Ali M, et al.Evolution law of atmospheric boundary layer in Gurbantünggüt Desert based on reanalysis dataset and in situ observation data [J]. Heliyon, 2023, 9 (3): e14147-e14147.
[27] 孟宪贵,郭俊,韩永清,等.ERA5再分析数据适用性初步评估[J].海洋气象学报,2018,38(1):91-99.
[28] Jacobson M.D.Estimating snow water equivalent for a slightly tilted snow-covered prairie grass field by GPS interferometric reflectometry[J].EURASIP Journal on Advances in Signal Processing,2014(1):1-9.
[29] 刘强,何清,杨兴华,艾力·买买提明,李振杰.塔克拉玛干沙漠腹地冬季大气稳定度垂直分布特征分析[J].干旱气象,2009,27(4):308-313.
[30] 吴雯璐,陈海山,郭建平,等.中国夏季边界层高度及其主要影响因子的分区研究[J].大气科学,2024,48(3):1201-1216.
[31] Mamtimin A, Wang Y, Sayit H, et al.Characteristics of turbulence over the semi-fixed desert area north of Xinjiang, China [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2021, 46 (12): 2365-2378.
[32] 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(1):108-112.
[33] 郑辉,刘树华.沙漠陆面过程参数化与模拟[J].地球物理学报,2013,56(7):2207-2217.
[34] 李杨,艾力·买买提明,刘艳,等.古尔班通古特沙漠积雪覆盖、沙尘天气特征及其相互关系[J].中国沙漠,2010,30(4):961-967.

Variation characteristics and influencing factors of the winter atmospheric boundary layer in the Gurbantunggut Desert, China

Senbate Yeerkenbiek[1,2], Zheng Zhou[3], Wang Minzhong[2], Yu Xiaojing[1], Mi Xueqin[1], Zhu Congzhen[2], Chen Rongyi[2], Mamtimin Ali[2]

(1.*College of Geography and Remote Sensing Sciences, Xinjiang University, Urumqi* 830017, *China*; 2.*National Observation and Research Station of Xinjiang Taklimakan Desert Meteorology / Taklimakan Desert Meteorological Field Experiment Base / Xinjiang Key Laboratory of Desert Meteorology and Sandstorm, Institute of Urumqi Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi* 830002, *China*; 3. *Chengdu Yuanwang Detection Technology Co., Ltd., Chengdu* 610213, *China*)

Abstract: Based on observations from the Kelameili meteorological tower in the interior of the Gurbantunggut Desert and ERA5 reanalysis data, this study examined the variation characteristics and influencing factors of the winter atmospheric boundary layer over the desert from 1995 to 2024. The main results are as follows: (1) The ERA5 reanalysis data reproduce the boundary layer height (BLH) and land surface processes over the desert with good accuracy. (2) The winter BLH shows an overall spatial pattern of higher in the east and lower in the west. The BLH reached a spatial maximum of 494 m in daytime whereas its development was slow at night, with a maximum of 158.9 m. (3)The BLH, surface heat flux, 2-m air temperature, surface temperature, and 7-cm soil temperature all display pronounced diurnal variations. In winter, the surface-to-atmosphere heat transfer is dominated by sensible heat flux, with latent heat flux contributing only a small fraction. (4) In the ERA5 reanalysis, the BLH is positively correlated with several surface parameters (surface net solar radiation , sensible heat flux, latent heat flux, surface temperature, and 2-m air temperature; $r \approx 0.81$-0.89), and is positively but weakly correlated with 7-cm soil temperature ($r \approx 0.43$). On the interannual scale, the winter BLH is negatively correlated with snow depth. (5) The maximum and minimum average winter BLH were 106 m (in 2001) and 47.4 m (in 2007), respectively.

Key words: Gurbantunggut Desert; atmospheric boundary layer height; surface parameters; ERA5 reanalysis data; influencing factor