

牛震敏,王乃昂,温鹏辉,等.巴丹吉林沙漠湖泊对浅层沙含水量的影响[J].中国沙漠,2022,42(2):142-152.

巴丹吉林沙漠湖泊对浅层沙含水量的影响

牛震敏,王乃昂,温鹏辉,苏贤保,于昕冉,张文佳

(兰州大学 资源环境学院 冰川与沙漠研究中心,甘肃 兰州 730000)

摘要: 湖泊与高大沙山共存是巴丹吉林沙漠独特的自然景观,对其形成机制尚未形成共识。已有研究发现沙层含水量偏高的现象可能在高大沙山的形成中发挥了重要作用,但对其水分来源的研究尚不充分。本研究通过对沙漠腹地3个湖盆内气象要素和浅层沙含水量时空分布的对比,结合前人对水同位素和水分运移规律的研究,发现湖泊的存在大大增加了湖盆内空气相对湿度和浅层沙含水量的变化幅度,并影响了浅层沙含水量随高度的分布特征;相关分析表明,控制有湖湖盆浅层沙含水量变化的主导过程是气温升降引起的水分损失与补充,而干湖盆浅层沙水分补给主要来自风的平流输送。尽管沙丘分层含水量的长期定量观测仍有待开展,但现有证据表明巴丹吉林沙漠高大沙山沙层含水量偏高的现象很可能是湖泊蒸发的水汽以土壤吸附水汽或凝结水等形式逐渐运移至沙层内而形成,是湖泊-沙山体系长期共存、形成局地水汽平衡的结果。这为沙层水分来源研究提供了新的视角,也对沙漠腹地水资源开发利用有一定的参考意义。

关键词: 巴丹吉林沙漠;湖泊;沙山;相对湿度;土壤含水量

文章编号: 1000-694X(2022)02-142-11

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2021.00099

中图分类号: P344

文献标志码: A

0 引言

巴丹吉林沙漠存在世界最高大的沙丘^[1-2],且沙漠腹地及边缘有110个常年积水湖泊^[3],形成了独特的湖泊与高大沙山共存的景观(即“湖泊-沙山格局”),是近年来中国沙漠学研究的热点区域,相关研究集中在高大沙山的形成机制和湖泊群的维持机制等方面。关于高大沙山的成因,先后有学者提出下伏地形控制论、气候波动影响论、水分影响论和一般风成地貌过程论等4种假说。下伏地形控制论认为,高大沙山是流沙覆盖在下伏地形上形成的,或者是下伏地形减缓流沙移动速度,促进了流沙堆积^[4]。不同学者对下伏地形有不同的认识,楼桐茂^[4]认为是10—30 m高的石质低岗,孙培善等^[5]认为是地质构造形成的地表褶皱隆起,谭见安^[6]认为是钙质胶结之后的古沙丘。气候波动论认为,湿润时期沙丘经钙质胶结发生固化,转为干旱时期后,新沙丘以古沙丘为基础发育,在反复的固定-活化过程中形成高大沙山^[7-10]。水分影响论认为,高

大沙山内部存在含水量偏高的湿沙层^[11-12]或者整体含水量偏高^[13-15],使得沙丘沉积过程加强^[11-12]或者沙丘发育方式发生改变^[12,14],进而促进了沙丘高度的增长。一般风成地貌论认为,巴丹吉林沙漠的高大沙山是在沙源、风况、植被等一般风成地貌影响因子作用下形成的^[16-17],不需要特别的形成机制来解释^[18]。除了下伏地形控制论被认为与事实不符^[19]外,其他假说目前仍未在学界形成共识^[20]。

随着遥感技术的发展、沙漠腹地原位观测站点的建立以及实地考察工作的积累,研究人员逐渐认识到沙漠东南部腹地湖泊群区域的特殊性。Liang等^[21-22]发现了湖泊区气候和物候的异常,Zhang等^[23]发现湖盆内局地风场的改变甚至可能推动了高大沙山的形成和湖泊的维持。此外,相对高度超过350 m的沙丘集中分布的区域^[10]与湖泊群区域在空间上是高度重合的。

有鉴于此,应当开展关于湖泊-沙山格局下的水汽环境及其对局地沉积环境影响的研究,但到目前为止,关于湖泊群区域空气相对湿度、沙层含水

收稿日期:2021-04-02; 改回日期:2021-08-12

资助项目:国家自然科学基金面上项目(41871021)

作者简介:牛震敏(1991—),男,山西忻州人,博士研究生,主要从事风沙地貌研究。E-mail: niuzhm09@lzu.edu.cn

通信作者:王乃昂(E-mail: wangna@lzu.edu.cn)

量等水汽环境要素的研究还不充分。本研究试图通过对比不同湖盆内部气象要素变化特点与沙丘浅层沙含水量的时空分布特征,探究湖泊对局地水汽环境的影响,以期推动解决湖泊-沙山格局如何影响沙山存续的问题。

1 研究区概况

巴丹吉林沙漠位于阿拉善高原西部,沙漠东南部止于雅布赖山,西至古日乃湖,北至拐子湖,面积约5.2万 km^2 。其中,沙山和高大沙丘面积占比约56.1%,是中国仅次于塔克拉玛干沙漠的第二大沙漠^[24],并且是全球沙丘相对高度最大的沙漠^[1-2]。在巴丹吉林沙漠腹地及边缘有110个常年积水湖泊^[3],且集中在沙漠腹地及东南部,形成了湖泊与沙山共存的景观。巴丹吉林沙漠腹地内单个湖泊面积通常小于1 km^2 ,湖泊总面积在18 km^2 左右,最大时可达约21 km^2 ^[25]。巴丹吉林沙漠湖泊集中分布的区域也是相对高度最大(>350 m)的沙山集中分布的区域^[10]。巴丹吉林沙漠周边地区多年平均降水量76.9 mm^[26-27],沙漠腹地车日格勒年降水量约87 mm^[22],而湖面蒸发量约1 450 mm^[28-29]。此外,湖盆内的潜水蒸发量也达到了不可忽略的量级^[30]。夏季平均气温25.3 $^{\circ}\text{C}$,冬季平均气温-9.1 $^{\circ}\text{C}$,气温年较差34.4 $^{\circ}\text{C}$ ^[31],属于典型的大陆性气候。

本研究选取了苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦3个地点用于对比研究,苏木巴润吉林湖泊

面积约1.2 km^2 ,代表湖泊面积较大的湖盆,巴嘎吉林湖泊面积约0.2 km^2 ,代表湖泊面积较小的湖盆,乌兰敖格钦没有湖泊。巴嘎吉林和乌兰敖格钦之间距离约3 km,苏木巴润吉林距离前两个地点均约5 km,3个地点空间距离相近,且采样点所在地貌部位均是高大沙山背风坡及其底部,这保证了除丘间洼地内是否存在湖泊及湖泊面积大小的差异之外,其他外部环境因子(如区域性风况、太阳辐射量等)的空间差异性很小。

2 方法与材料

2.1 自动气象观测

本研究使用GILL GMX600 MaxiMet(GILL Instruments Limited, 2021)微型气象站对苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦3个丘间盆地进行气象观测(图1)。各地点的观测均持续1天,观测日期分别为2019年4月16日、4月18日和4月19日。GMX600 MaxiMet微型气象站的风速观测精度为 $\pm 3\%$ 、分辨率 $0.01\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$,温度观测精度为 $\pm 0.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、分辨率 $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,相对湿度观测精度 $\pm 2\%$ 、分辨率1%,可以满足研究需要。微型气象站观测位置与图1中的时间序列采样点位置相同。

此外,兰州大学冰川与沙漠研究中心野外科学观测实验站在苏木巴润吉林湖盆建立了自动气象站(图1)进行长期观测,自动气象站型号为Vaisala

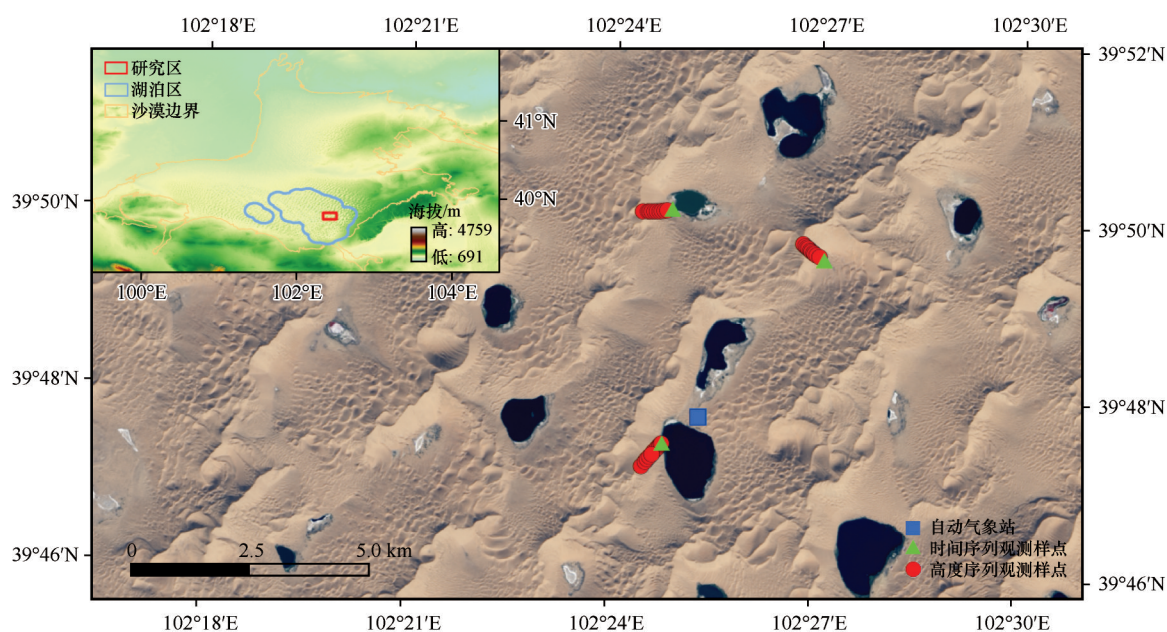


图1 研究区概况图

Fig.1 The sketch map of study area

MAWS301 (Vaisala, 2021), 温湿度传感器型号为 QMH102, 相对湿度观测精度 $\pm 2\%$ 、分辨率0.1%。本研究从该站点选取了一个完整的年份(2018年4月至2019年4月)的空气相对湿度数据用于分析。

2.2 烘干法测量沙丘表层含水量

本研究采用烘干法测定了苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦的表层沙含水量(图1)。测量时间分别为2019年4月19日、4月16日和4月18日。

在每个湖盆内, 利用 Garmin eTrex 20 手持 GPS 仪分别测量沙丘背风坡顶部和底部的海拔, 然后在整个背风坡按照海拔等间隔设置10个样点, 作为高度序列采样样点, 高度序列采样均从背风坡顶部开始, 开始采样时间基本一致, 为08:00—09:00; 在背风坡底部, 选取一片地形起伏不大的区域, 作为时间序列采样样地, 每2 h开挖一个剖面作为采样点, 24 h内共开挖12个剖面、采集12组样品, 保持各样点在同一个等高线上, 样点之间保持约2 m的距离。

在古尔班通古特沙漠的研究表明, 表层30 cm内沙层含水量变化最为剧烈^[32], 巴丹吉林沙漠的研究有类似的结果^[33], 因此, 本研究采样集中在这一含水量变化的敏感层次。无论高度序列样点还是时间序列样点, 为避免流沙影响采样, 样品用铝盒从表层开始采集, 每个样品代表5 cm厚度, 每个剖面最大深度30 cm, 因此每组共有6个样品。样品深度用分辨率1 mm的标尺控制。

所有样品在完成采集后, 迅速在野外进行称重, 然后用防水胶带密封, 防止样品泄漏。所有样品均在兰州大学环境地学国家级实验教学示范中心水同位素实验室进行测试, 室内开封后, 在105 °C下恒温干燥7.5 h, 然后再次进行称量。所有称量工作均使用称量精度0.01 g、分辨率0.001 g的Sartorius BSA623S精密天平进行。

2.3 空气绝对湿度和相对湿度的关系

绝对湿度与水汽压的关系如下:

$$a = \frac{e}{R_v T} \quad (1)$$

相对湿度与水汽压的关系如下:

$$f = \frac{e}{E} \quad (2)$$

根据(1)和(2)可得相对湿度和绝对湿度的关系:

$$f = \frac{R_v T}{E} a \quad (3)$$

式中: e 是水汽压; R_v 是水蒸气的气体常数; T 是温度; E 是饱和水汽压。饱和水汽压只是温度的函数^[34]。

3 结果与分析

3.1 各湖盆内气象要素的特点

在各自的观测日内, 巴嘎吉林和乌兰敖格钦的气温和风速变化趋势与变化幅度是相近的(图2)。巴嘎吉林和乌兰敖格钦平均风速均为 $1.4 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 巴嘎吉林平均气温 $21.7 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 乌兰敖格钦平均气温 $22.0 \text{ }^{\circ}\text{C}$ 。根据野外记录, 巴嘎吉林和乌兰敖格钦观测日内均为晴天。

苏木巴润吉林观测日天气状况与前两个湖盆有明显差异, 气温明显偏低, 观测时段为一日之内气温偏高的时段, 但其平均气温仅 $18.6 \text{ }^{\circ}\text{C}$; 风速明显偏高, 且17:00以后风速迅速增大, 其10 min平均风速最大达到 $5.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。根据野外记录, 苏木巴润吉林观测日整天均为阴天, 由于傍晚瞬时风速太大, 野外工作提前终止, 造成数据缺失。

乌兰敖格钦空气相对湿度变化幅度为11.0%, 远小于苏木巴润吉林的21.8%和巴嘎吉林的45.1%。乌兰敖格钦最大相对湿度为23.0%, 而巴嘎吉林最大相对湿度可达48.1%, 苏木巴润吉林观测时段内最大相对湿度为38.4%, 均明显高于乌兰敖格钦。苏木巴润吉林自动气象站记录的年相对湿度数据中, 日平均相对湿度有时甚至可以超过80%。

3.2 各湖盆内相对湿度随气温和风速的变化规律

当风速较小时, 空气相对湿度会有不同程度的增加, 而风速较大时, 空气相对湿度会趋于一个稳定的值(图3)。变化规律与天气状况有关, 苏木巴润吉林观测日内天气变化过程复杂, 没有收集到足够的风速较小时段的相对湿度数据, 风速较大时相对湿度变化范围远大于前两个湖盆, 但总体上是在27%左右波动的。

当风速超过 $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 乌兰敖格钦空气相对湿度逐渐趋于12.9%, 巴嘎吉林的空气相对湿度逐渐趋于3.6%, 变化幅度均较小。

当风速小于 $1 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 时, 有湖湖盆巴嘎吉林空气相对湿度的变化幅度迅速增大, 达到41.7%, 远大于

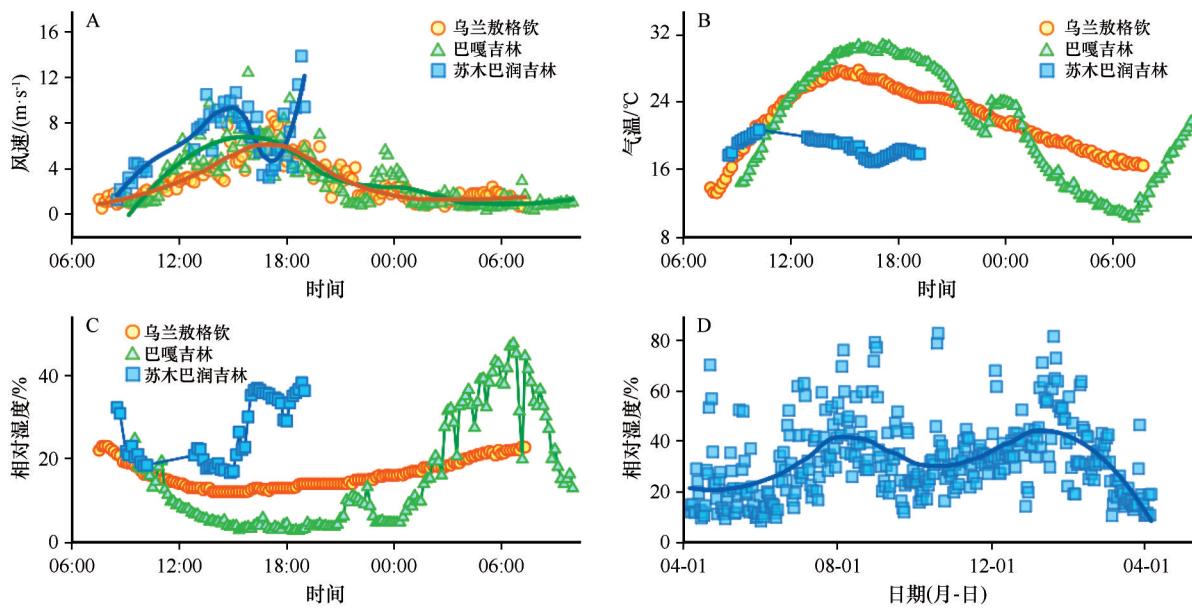


图2 苏木巴润吉林、巴嘎吉林、乌兰敖格钦3个湖盆内风速、气温和空气相对湿度的对比和自动气象站记录的日平均相对湿度

Fig.2 Comparison of wind speed, temperature and relative air humidity in Sumubarunjilin, Bagajilin and Wulanaogeqin, and the daily average relative humidity from the automatic weather station

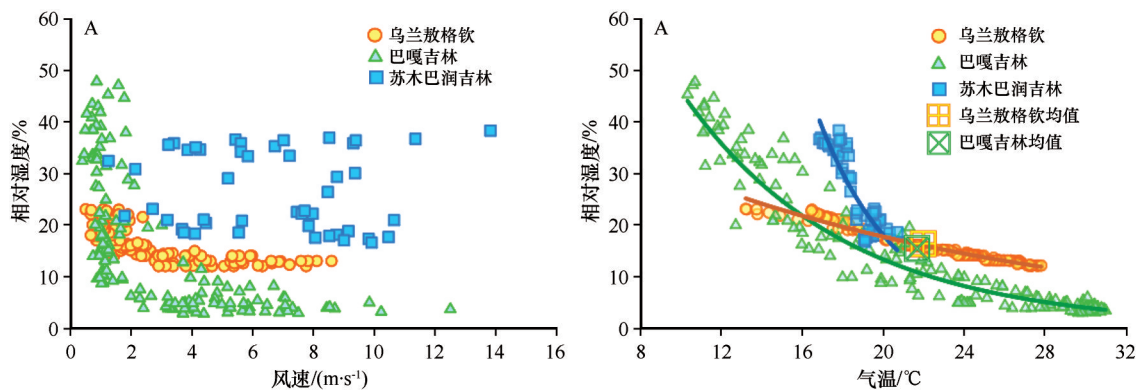


图3 苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦湖盆内空气相对湿度随风速和气温的变化

Fig.3 The variation of relative humidity of the air wind speed and temperature in Sumubarunjilin, Bagajilin and Wulanaogeqin

干湖盆乌兰敖格钦的相对湿度变化幅度9.0%。

空气相对湿度随气温的变化(图3)规律性更强,3个湖盆内空气相对湿度随气温的变化均表现为稳定的负指数关系。随着气温的降低,空气相对湿度增大,而且湖泊面积越大(苏木巴润吉林>巴嘎吉林>乌兰敖格钦)变化率越大,变化率差异明显(表1)。此外,尽管在日变化上表现出巨大的差异,巴嘎吉林和乌兰敖格钦气温和相对湿度的日均值却仍然非常接近。

3.3 各湖盆内浅层沙含水量随高度的变化

对比苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦3个湖盆内背风坡浅层沙含水量的高度序列可以发

表 1 相对湿度与气温的拟合参数与检验统计量

Table 1 Fitting parameters and statistics of test for relative humidity and air temperature

| 项目 | 苏木巴润吉林 | 巴嘎吉林 | 乌兰敖格钦 |
|--------|----------|--------|--------|
| 参数 a | 3 073.39 | 160.19 | 49.77 |
| 参数 b | -0.26 | -0.12 | -0.05 |
| R^2 | 0.50 | 0.52 | 0.50 |
| P | <0.001 | <0.001 | <0.001 |

拟合方程形式为 $y=ae^{bx}$, y 为相对湿度(%), x 为气温(°C)。

现,背风坡浅层含水量整体偏低,最大值不足0.5%,含水量变化幅度也较小,巴嘎吉林平均含水量随高度变化幅度最大,但变化幅度也仅为0.11%(图4)。

尽管背风坡浅层含水量很小,变化幅度也不大,但背风坡含水量距平却表现出一定的规律性

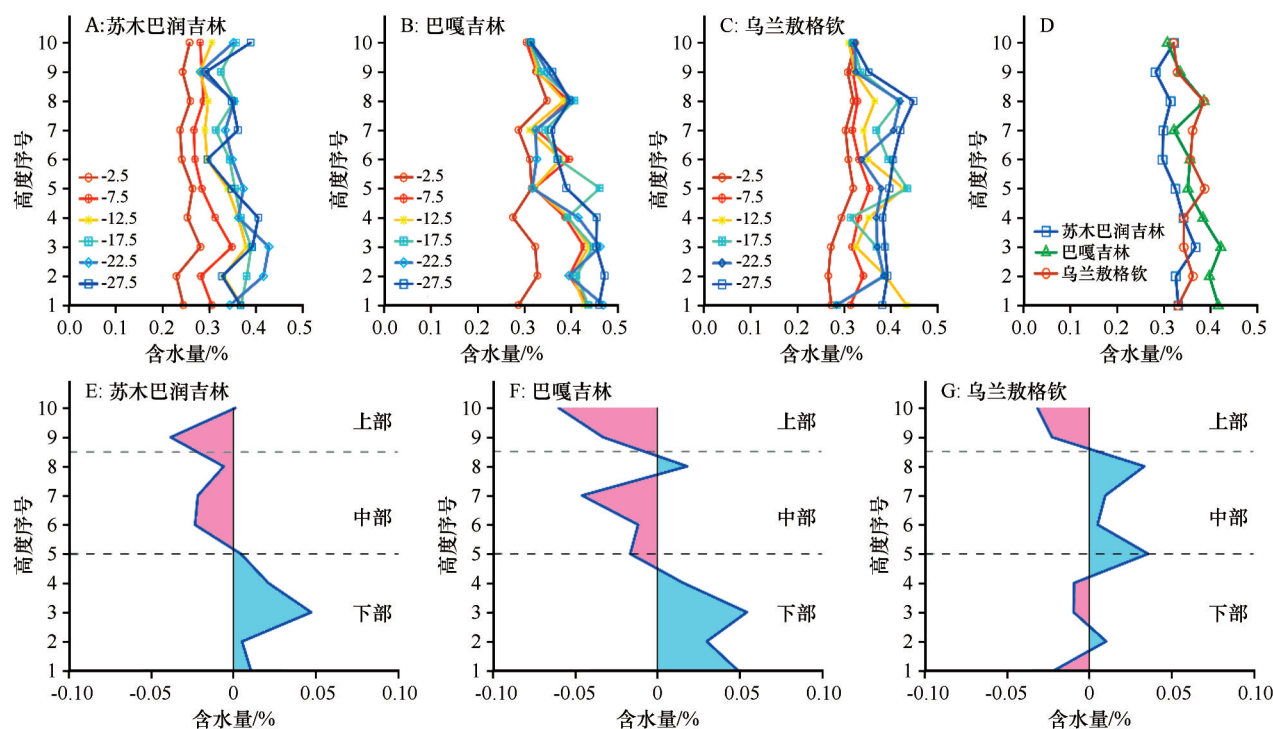


图4 浅层沙含水量随高度的变化。A、B、C分别为苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦各深度的含水量；

D为苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦0—30 cm平均含水量随高度的变化；E、F、G分别为

苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦0—30 cm平均含水量随高度变化的距平值

Fig.4 Variation of water content with height in shallow sand layer. A, B, and C are the soil water content at each depth in Sumubarunjin, Bagajilin, and Wulanaogeqin, respectively; D Variation of the average water content of 0—30 cm depths in Sumubarunjin, Bagajilin, and Wulanaogeqin; E, F, and G are the variation of anomaly value of the average water content in 0—30 cm depths with height in Sumubarunjin, Bagajilin and Wulanaogeqin, respectively

(图4)。将沙丘背风坡从高到低大致按1/5、2/5、2/5的比例划分为上、中、下三段,则3个湖盆内背风坡上部含水量均偏低;在有湖泊存在的苏木巴润吉林和巴嘎吉林,沙丘背风坡中部是偏干的,下部是偏湿的,而在干湖盆乌兰敖格钦则刚好相反。

3.4 各湖盆内浅层沙含水量随时间的变化

从苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦浅层沙含水量随时间的变化(图5)上看,有湖湖盆苏木巴润吉林的表层干沙厚度10—15 cm,巴嘎吉林表层干沙约5 cm厚,在这两个湖盆内的表层干沙以下,均存在含水量明显高于干沙层的湿沙层,苏木巴润吉林0—30 cm浅层沙在观测日内最高含水量可达2.5%,巴嘎吉林最高可达4.46%,各深度湿沙层的含水量都会随时间发生较大的波动。而干湖盆乌兰敖格钦内,各深度浅层沙含水量均小于1%且基本不随时间发生波动,一日之内剖面含水量变化幅度仅0.47%,远小于苏木巴润吉林的2.29%和巴嘎吉林的4.20%。

剖面平均含水量随时间的变化规律(图5)与分层的结果一致。

从剖面各深度含水量平均值的对比可以发现,在有湖湖盆苏木巴润吉林和巴嘎吉林,浅层沙含水量会随着深度的增加而增加,而干湖盆乌兰敖格钦的浅层沙含水量随着深度没有明显变化,其含水量仅相当于有湖湖盆表层干沙的水平。

3.5 各湖盆内浅层沙含水量与气象要素的关系

由于苏木巴润吉林表层沙含水量时间序列数据及气象数据均有较多数据缺失,因此本研究仅对巴嘎吉林和乌兰敖格钦进行含水量与气象要素的相关分析,其中,乌兰敖格钦第1层(0—5 cm)和第3层(10—15 cm)含水量的时间序列数据基本完整,其他层位各有不同程度的缺失,因此在乌兰敖格钦仅选用这两个层次用于相关分析。

另外,考虑到气象要素作用于浅层沙含水量时会有一定的滞后性,本研究将每个时刻及其之前5个时刻(气象要素每10 min记录1个数值)共60 min

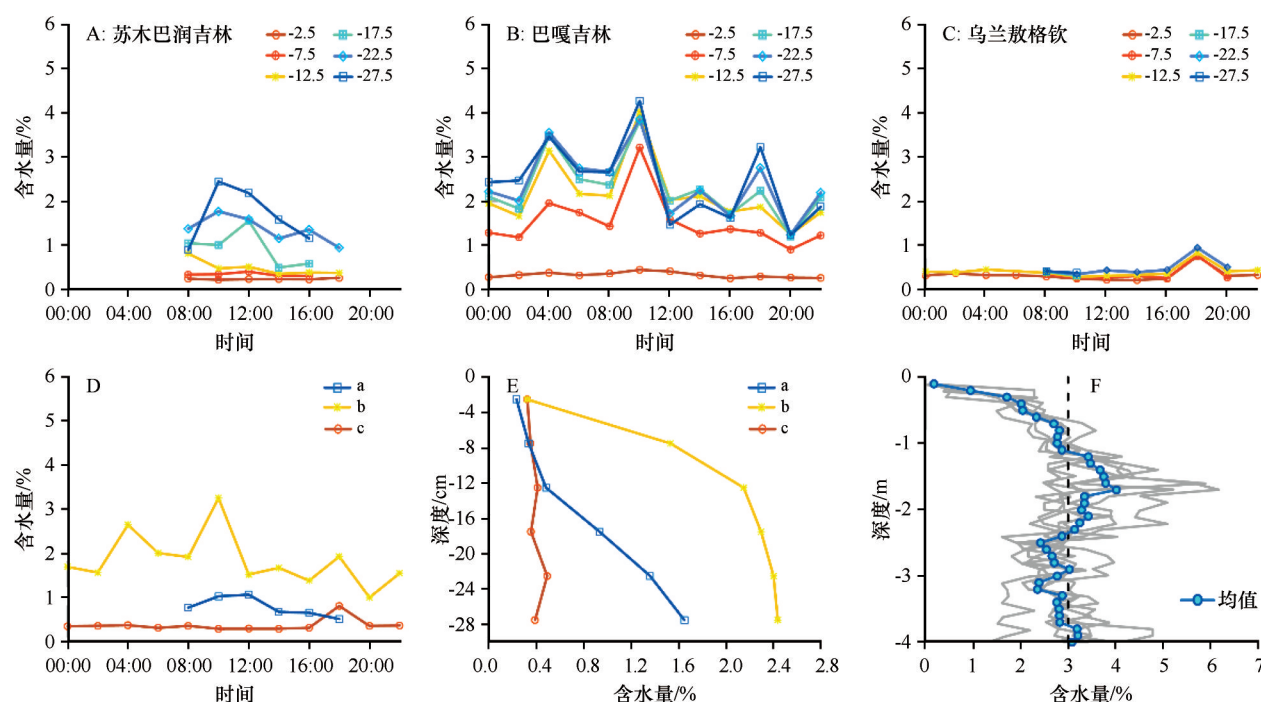


图5 沙层含水量随时间和深度的变化。A、B、C分别为苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦30 cm内各层次的含水量,其中,“-2.5”代表0—5 cm深度,“-7.5”代表5—10 cm深度,以此类推;D为苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦30 cm内平均含水量随时间的变化;E为苏木巴润吉林、巴嘎吉林和乌兰敖格钦30 cm内各层次的平均含水量随深度的变化;在D和E中,a为苏木巴润吉林,b为巴嘎吉林,c为乌兰敖格钦;F高大沙山背风坡0—4 m深度内6个剖面含水量随深度的变化及其均值(据文献[35]改绘)

Fig.5 Variation of soil water content over time and depth. A, B and C are the soil water content at different depths within 30 cm in Sumubarunjin, Bagajilin and Wulanaogeqin, respectively, where “-2.5” represents 0—5 cm depths, “-7.5” represents 5—10 cm depths, and so on; D is variation of the average soil water content within 30 cm over time in Sumubarunjin, Bagajilin and Wulanaogeqin; E is variation of the average soil water content with depth of each layer within 30 cm in Sumubarunjin, Bagajilin and Wulanaogeqin; in D and E, “a” represents Sumubarunjin, “b” represents Bagajilin and “c” represents Wulanaogeqin; F is the variation of soil water content with depth and the average value of 6 profiles within the leeward slope of mega-dunes from 0 to 4 m (revised from literature [35])

范围内作为滞后区间,分析各层含水量与气象要素相关性随滞后时间的变化,各层次从上到下记为第1层至第6层,分别代表0—5、5—10、10—15、15—20、20—25、25—30 cm深度(图6)。

在巴嘎吉林,浅层沙含水量与风速负相关,最大相关系数出现在第5层的含水量与50 min前的风速之间。总体上相关系数-0.23—-0.66,平均-0.39,变化较大,仅第5层和第6层含水量与滞后50 min风速的相关系数可以通过检验。浅层沙含水量和气温负相关,最大相关系数出现在第1层、第4层含水量与60 min前的气温之间。总体上相关系数在-0.44—-0.65,平均值-0.56,变化较小。气温与第4层和第5层含水量的相关性高于其他层次,与各时段滞后气温的相关系数基本都能通过检验,与滞后60 min的气温相关性最高。此外,第1层含水量与

气温的相关性随着滞后时间的增加逐渐增大,滞后时间超过30 min后相关系数可以通过检验。浅层沙含水量与空气相对湿度正相关,最大相关系数出现在第4层的含水量与60 min前的空气相对湿度之间。总体上相关系数为0.68—0.36,平均0.49。空气相对湿度与第4层和第5层含水量的相关性高于其他层次,与滞后60 min的相对湿度相关性最高。

在乌兰敖格钦,浅层沙含水量与风速正相关,最大相关系数出现在第3层的含水量与50 min前的风速之间。总体上相关系数为0.10—0.72,平均0.50,滞后30 min到滞后60 min之间的相关系数基本都可以通过0.05水平的显著性检验。浅层沙含水量与气温正相关,最大相关系数出现在第3层的含水量与60 min前的气温之间。总体上相关系数为0.06—0.32,平均0.17,没有相关系数可以通过显

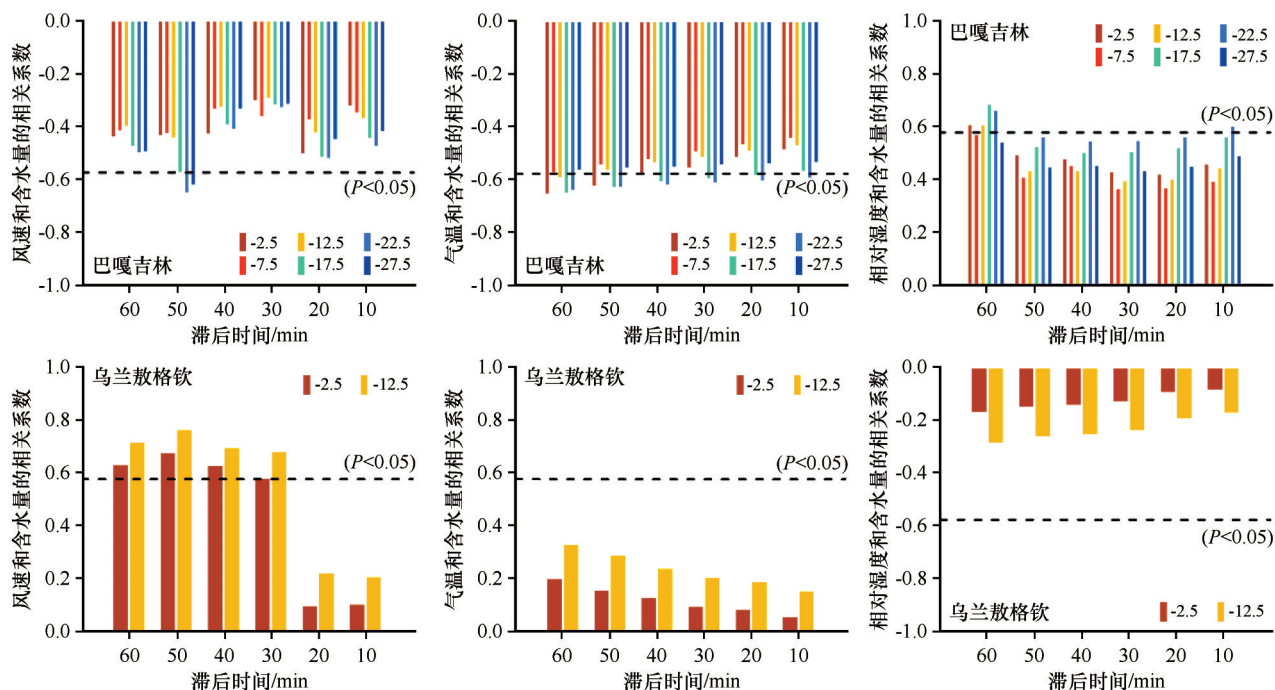


图6 不同深度浅层沙含水量与风速、气温和相对湿度的关系。其中，“-2.5”代表0—5 cm深度，“-7.5”代表5—10 cm深度，以此类推

Fig.6 The relationship between water content of shallow sand at different depths and wind speed, air temperature and relative humidity, where, “-2.5” represents 0—5 cm depths, “-7.5” represents 5—10 cm depths, and so on

著性检验。浅层沙含水量与空气相对湿度负相关，最大相关系数出现在第3层的含水量与60分钟前的空气相对湿度之间。总体上相关系数为-0.09—-0.27，平均-0.17，没有相关系数可以通过显著性检验。

4 讨论

巴嘎吉林空气相对湿度的日变化幅度远大于乌兰敖格钦(图2);在风速小于 $1\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 时巴嘎吉林相对湿度的变化幅度也远大于乌兰敖格钦;在天气状况相似、空间距离相近、气温和风速相差不大的情况下,造成上述差异的原因,应当归结为湖盆内部是否存在开放水面(湖泊)。

相对湿度随气温的变化方面,3个湖盆表现出的规律是相似的,且有湖泊面积越大变化率越大的特点。在公式(3)中,饱和水汽压只是温度的函数^[34],因此能造成相对湿度随温度变化规律发生改变的只有绝对湿度,即公式(1)中的实际水汽压,亦即空气中水汽的绝对含量。也就是说,图3B是湖泊影响湖盆内部空气中水汽含量的直接证据。同时,湖泊面积越大,空气中水汽的绝对含量越高,说明湖泊对空气中水汽的影响至少在日尺度上是基本

局限在湖盆内部的。

胡隐樵^[36]在民勤红崖山水库综合观测发现,沙漠中的湖泊往往形成“湿岛”,这样的结构是相对封闭而且稳定的,不易与周围大气发生能量和物质交换。Zhang等^[23]在巴丹吉林沙漠伊和吉格德观测到高大沙山背风侧有明显的风影区,这必然会进一步加强湖泊—沙山格局下湖泊“湿岛”的稳定性,也就为空气中的水汽影响沙层含水量提供了更有利的条件。

在巴丹吉林沙漠湖泊群区域的氢氧同位素研究^[33,37]表明,土壤水同位素与湖水、地下水、大气水汽及凝结水在同一条蒸发线上,且土壤水的氢氧同位素值介于地下水和湖水之间(图7)。这说明土壤水、大气水汽与湖水和地下水是同源的,而且土壤水的主要来源很可能是湖泊蒸发的大气水汽经过“反复的补给—蒸发”过程^[38]最终保留在土壤中的。

在干旱区,空气中的水汽以非降水水分的形式进入土壤是很常见的现象,非降水水分是很重要的土壤水分来源。非降水水分补给量随气候、季节、地形、植被等因素变化很大,但多数观测结果得到的平均月补给量可达 5 mm ^[39-42]。凝结水和土壤吸附水汽是最主要的两种非降水水分形式,而土壤吸

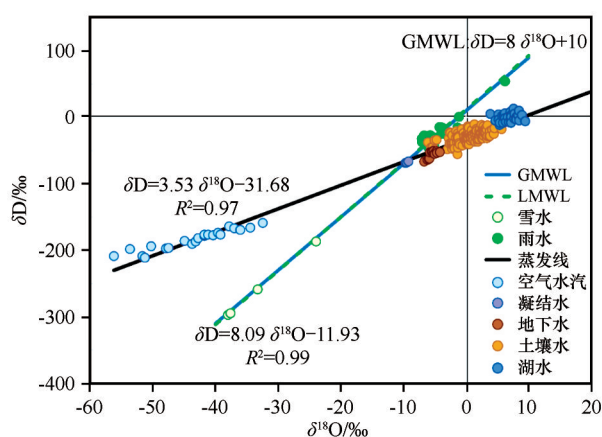


图7 巴丹吉林沙漠湖泊群区域湖水、地下水、土壤水、大气水、凝结水氢氧同位素特征(据文献[33]改绘)

Fig.7 Isotope δD - $\delta^{18}O$ composition of the Global Meteoric Water Line (GMWL), local meteoric water line (rainfall and snow water), evaporation line, rainfall, snow water, atmospheric water vapor, condensate water, groundwater, soil water, and lake water in the lake group area of Badain Jaran Sand Sea (Modified from literature [33])

附水汽在空气相对湿度超过20%就可以发生^[43],其对土壤的水分补给量有时可达凝结水量的3倍之多^[44]。

空气和土壤水分运动的主要驱动力是湿度梯度和温度梯度^[45-47]。巴丹吉林沙漠湖面年蒸发量可达1450 mm,是腹地降水量的20多倍^[28],湖泊蒸发的水汽为湖盆内的空气提供了丰富的水汽来源,在湖泊-沙山格局加强了“湿岛”效应作用下,湖盆内空气与沙丘表层之间存在足够的湿度梯度,如图2所示,一年中,苏木巴润吉林日平均相对湿度超过20%的天数可达278天,根据巴嘎吉林的观测,日平均相对湿度为15.3%时,一日之内的最大相对湿度即可达到48.1%;沙漠腹地巨大的昼夜温差(巴嘎吉林昼夜温差为20.7℃)又为夜间空气和沙丘表面之间提供了有利于水汽进入沙层的巨大的温度梯度。因此,湖泊-沙山格局为湖泊蒸发的水汽以非降水水分方式进入沙丘提供了良好的环境。本研究也确实观测到了有湖湖盆和干湖盆内浅层沙含水量及其变化方式的巨大差异(图4—5)。

本研究中,在各深度浅层沙含水量随时间的变化上,苏木巴润吉林和巴嘎吉林除表层干沙之外,一日之内均有明显的起伏变化(图5),也有随着深度增加含水量增加的趋势,但干湖盆乌兰敖格钦含水量日变化微弱,远小于有湖湖盆,而且含水量随

着深度的增加基本没有变化,这与湖泊的影响基本局限在湖盆之内有关。

在浅层沙含水量的垂直分布上,苏木巴润吉林和巴嘎吉林背风坡含水量偏高的部分均在背风坡下部(图4),这与任伟等^[15]利用音频大地电磁法观测到的现象是一致的,这种有湖湖盆背风坡下部含水量偏高的现象可能是受到了近地层湖泊“湿岛”的影响;干湖盆乌兰敖格钦含水量偏高的部分在背风坡中部。

相关分析的结果(图6)可以为不同湖盆内空气水汽补充浅层沙含水量的方式提供更多信息。巴嘎吉林各深度浅层沙含水量与风速和气温负相关,与空气相对湿度正相关,且均有部分相关系数可以通过显著性检验,说明风速增大和气温升高引起的沙层水分损失,以及空气相对湿度增加引起的沙层水分补给共同控制了有湖湖盆浅层沙含水量的变化;乌兰敖格钦浅层沙含水量与风速和气温正相关,与空气相对湿度负相关,但仅有风速与沙层含水量的一些相关系数可以通过检验,说明干湖盆内风通过平流带来水汽是浅层沙含水量增加的主要途径,而干湖盆内本地的气温和相对湿度影响有限。需要注意的是,干湖盆内即便有风对近邻湖盆内水汽的平流输送作用,其浅层沙含水量仍然非常稀少,与有湖湖盆有巨大的差别。

本研究发现有湖湖盆内浅层沙(0—30 cm)含水量偏高,在浅层之下,已有研究发现沙层含水量也存在明显偏高的现象^[35,38],在背风坡0—4 m深度内,除浅层含水量较小外,整体含水量在3%左右波动^[35],这一数值与我们在巴嘎吉林观测到的浅层含水量日变化的最大值相当。同时,Zhang等^[33]的土壤水同位素样品采集深度也达到了2 m,该同位素结果对土壤水源的指示意义在2 m深度内都是有效的。这表明湖泊蒸发水汽对沙层含水量的影响可能不仅在0—30 cm的浅层。

沙层水分从浅层迁移到深层的机制,可能是由于在每天日出之后,由于沙丘沙热容量很低,沙丘表层迅速升温,而表层以下温度上升速度慢、幅度小,出现了沙丘表层和表层以下沙层的温度梯度^[48],形成有利于表层水汽向深层次运移的环境^[45],在湖泊与沙山长期共存的条件下,沙丘深层含水量逐渐达到浅层含水量日变化最大值的量级,然后稳定下来,形成与湖盆内空气水汽的动态平衡。当然,这一过程的进一步确认和量化还需要对

沙丘分层含水量做更精细和长期的观测。

沙层含水量偏高的现象被多位研究者认为与巴丹吉林沙漠高大沙山的形成与维持机制有关^[11-15],但这些研究对沙丘内部水分来源、运移规律及其与湖泊-沙山格局关系的讨论仍不充分,本研究为此提供了一种新的视角。

5 结论

本研究通过在两个湖泊面积不同的湖盆和一个干湖盆内的气象观测与浅层沙含水量观测,发现湖泊的存在对湖盆内空气相对湿度及其变化规律都有影响,并且有湖湖盆内浅层沙含水量明显与空气相对湿度相关。有湖湖盆浅层沙含水量随时间变化的幅度较大,变化规律与气温和风速负相关、与空气相对湿度正相关,主导过程是气温升降引起的水分损失与补充;而干湖盆浅层沙含水量远小于有湖湖盆,变化规律与风速正相关,微弱的水汽增量来自风的平流输送。有湖湖盆内沙丘背风坡下部含水量最高,干湖盆内沙丘背风坡中部含水量最高,可能指示靠近沙丘背风坡底部的湖泊影响了沙丘背风坡浅层沙含水量的垂直分布。

尽管对沙丘分层含水量的长期定量观测仍有待开展,但基于同位素证据和水汽运移规律,本研究认为巴丹吉林沙漠高大沙山沙层可能存在含水量偏高的现象,而且很可能是湖泊蒸发的水汽以土壤吸附水汽或凝结水等形式逐渐运移至沙层内而形成的,是湖泊-沙山体系长期共存、形成局地水汽平衡的结果。

进而言之,巴丹吉林沙漠腹地湖泊面积的萎缩甚至湖泊消失,可能引起湖泊群区域沙丘高度降低、活动性加强。区域可持续发展,尤其对巴丹吉林沙漠腹地地下水的开发利用,需要建立在对湖泊群区域水循环过程和水资源量的审慎评估之上。

参考文献:

- [1] 朱震达,吴正,刘恕,等.中国沙漠概论[M].北京:科学出版社,1980:56-89.
- [2] McKee E D. A Study of Global Sand Seas [M]. Washington, USA: United States Government Printing Office, 1979.
- [3] 王乃昂,宁凯,李卓仑,等.巴丹吉林沙漠全新世的高湖面与泛湖期[J].中国科学:地球科学,2016,46(8):1106-1115.
- [4] 楼桐茂.甘肃民勤至巴丹吉林庙间沙漠成因及其改造利用[M]//中国科学院治沙队.治沙研究(第三号).北京:科学出版社,1962:90-95.
- [5] 孙培善,孙德钦.内蒙古高原西部水文地质初步研究[M]//中国科学院治沙队.治沙研究(第六号).北京:科学出版社,1964:245-317.
- [6] 谭见安.内蒙古阿拉善荒漠的地方类型[M]//中国科学院地理研究所.地理集刊(第八号).北京:科学出版社,1964.
- [7] 王涛.巴丹吉林沙漠形成演变的若干问题[J].中国沙漠,1990,10(1):29-40.
- [8] 杨小平.近3万年来巴丹吉林沙漠的景观发育与雨量变化[J].科学通报,2000(4):428-434.
- [9] Yang X, Liu T, Xiao H. Evolution of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert, Inner Mongolia, China during the last 31,000 years[J]. Quaternary International, 2003, 104: 99-112.
- [10] Dong Z, Wang T, Wang X. Geomorphology of the megadunes in the Badain Jaran Desert [J]. Geomorphology, 2004, 60: 191-203.
- [11] Jakel D. The Badain Jaran Desert: its origin and development [J]. Geowissenschaften, 1996, 14: 272-274.
- [12] 李孝泽,王振亭,陈发虎,等.巴丹吉林沙漠横向沙山沉积GPR雷达探测研究[J].第四纪研究,2009(4):145-153.
- [13] Chen J, Li L, Wang J, et al. Groundwater maintains dune landscape [J]. Nature, 2004, 432: 459-460.
- [14] 陈建生,赵霞,盛雪芬,等.巴丹吉林沙漠湖泊群与沙山形成机理研究[J].科学通报,2006,51(23):2789-2796.
- [15] 任伟,金胜.应用音频大地电磁法探测内蒙古巴丹吉林高大沙山结构及成因[J].现代地质,2011,25(6):1167-1173.
- [16] 闫满存,王光谦,李保生,等.巴丹吉林沙漠高大沙山的形成发育研究[J].地理学报,2001,68(1):223-235.
- [17] 闫满存,王光谦,董光荣,等.巴丹吉林沙漠沙山发育与环境演变研究[J].中国沙漠,2001,21(4):361-366.
- [18] Dong Z, Qian G, Luo W, et al. Geomorphological hierarchies for complex mega-dunes and their implications for mega-dune evolution in the Badain Jaran Desert [J]. Geomorphology, 2009, 106: 180-185.
- [19] Warren A. Dunes: Dynamics, Morphology, History [M]. West Sussex, UK: Wiley-Blackwell, 2013.
- [20] Yang X, Scuderi L, Liu T, et al. Formation of the highest sand dunes on Earth [J]. Geomorphology, 2011, 135: 108-16.
- [21] Liang X, Zhao L, Niu Z, et al. Warm island effect in the Badain Jaran Desert lake group region inferred from the accumulated temperature [J]. Atmosphere, 2020, 153(11):1265-1277.
- [22] Liang X, Zhao L, Xu X, et al. Plant phenological responses to the warm island effect in the lake group region of the Badain Jaran Desert, northwestern China [J]. Ecological Informatics, 2020, 57: 101066.
- [23] Zhang K, Cai D, Ao Y, et al. Local circulation maintains the co-existence of lake-dune pattern in the Badain Jaran Desert [J]. Scientific Reports, 2017, 7: 40238.
- [24] 朱金峰,王乃昂,陈红宝,等.基于遥感的巴丹吉林沙漠范围与面积分析[J].地理科学进展,2010,29(9):1087-1094.
- [25] 张振瑜,王乃昂,马宁,等.近40 a巴丹吉林沙漠腹地湖泊面积变化及其影响因素[J].中国沙漠,2012,32(6):1743-1750.
- [26] 马宁,王乃昂,朱金峰,等.巴丹吉林沙漠周边地区近50 a来

- 气候变化特征[J]. 中国沙漠, 2011, 31(6): 1541–1547.
- [27] Zhang X, Wang N A, Xie Z, et al. Water loss due to increasing planted vegetation over the Badain Jaran Desert, China[J]. Remote Sensing, 2018, 134: 1–21.
- [28] 胡文峰, 王乃昂, 赵力强, 等. 巴丹吉林沙漠典型湖泊湖气界面水–热交换特征[J]. 地理科学进展, 2015, 34(8): 1061–1071.
- [29] Sun J, Hu W, Wang N A, et al. Eddy covariance measurements of water vapor and energy flux over a lake in the Badain Jaran Desert, China[J]. Journal of Arid Land, 2018, 10(4): 517–533.
- [30] 张文佳, 王乃昂, 于昕冉, 等. 基于地下水动态和经验模型的巴丹吉林沙漠潜水蒸发量级: 以苏木吉林湖区为例[J]. 干旱区研究, 2020, 37(5): 1215–1222.
- [31] 马宁, 王乃昂, 赵力强, 等. 巴丹吉林沙漠腹地降水事件后的沙山蒸发观测[J]. 科学通报, 2014, 59(7): 615–622.
- [32] 蒋进, 王雪芹, 雷加强. 古尔班通古特沙漠工程防护体系内土壤水分变化规律[J]. 水土保持学报, 2003(3): 74–77.
- [33] Zhang J, Wang N A, Niu Z, et al. Stable isotope analysis of water sources for *Tamarix laxa* in the mega-dunes of the Badain Jaran Desert, China[J]. Journal of Arid Land, 2018, 10(6): 821–832.
- [34] 陈世训, 陈创买. 气象学[M]. 北京: 农业出版社, 1981: 20–23.
- [35] 赵景波, 陈志青, 马延东, 等. 巴丹吉林沙漠沙山区高含量薄膜水与水平衡研究[J]. 地理科学, 2017, 37(6): 960–966.
- [36] 胡隐樵. 沙漠、戈壁中的一种特殊气象现象: 冷岛效应[J]. 自然杂志, 1989(10): 773–777.
- [37] Wu Y, Wang N A, Zhao L, et al. Hydrochemical characteristics and recharge sources of Lake Nuortu in the Badain Jaran Desert[J]. Science Bulletin, 2014, 59(9): 886–895.
- [38] 顾慰祖, 陈建生, 汪集旸, 等. 巴丹吉林高大沙山表层孔隙水现象的疑义[J]. 水科学进展, 2004, 15(6): 695–699.
- [39] Subramaniam A R, Rao A V R K. Dew fall in sand dune areas of India [J]. International Journal of Biometeorology, 1983, 27(3): 271–280.
- [40] Zangvil A. Six years of dew observations in the Negev Desert, Israel[J]. Journal of Arid Environments, 1996, 32(4): 361–371.
- [41] Li X. Effects of gravel and sand mulches on dew deposition in the semiarid region of China[J]. Journal of Hydrology, 2002, 260: 151–160.
- [42] Pan Y, Wang X, Zhang Y, et al. Dew formation characteristics at annual and daily scale in xerophyte shrub plantations at Southeast margin of Tengger Desert, Northern China[J]. Ecohydrology, 2018: e1968.
- [43] 张兴鲁. 干旱地区沙丘水汽凝结及其意义[J]. 水文地质工程地质, 1986(6): 39–42.
- [44] Kaseke K F, Mills A J, Brown R, et al. A method for direct assessment of the "Non Rainfall" atmospheric water cycle: input and evaporation from the soil [J]. Pure and Applied Geophysics, 2012, 169: 847–857.
- [45] Rollins L R. Movement of soil moisture under a thermal gradient [J]. Highway Research Board Proceeding, 1954, 33: 492–508.
- [46] Kosmas C, Danalatos N G, Poesen J, et al. The effect of water vapour adsorption on soil moisture content under Mediterranean climatic conditions [J]. Agricultural Water Management, 1998, 36(2): 157–168.
- [47] Jacobs A F G, Heusinkveld B G, Berkowicz S M. Dew deposition and drying in a desert system: a simple simulation model [J]. Journal of Arid Environments, 1999, 42(3): 211–222.
- [48] 黄兵兵, 赵力强, 程弘毅, 等. 巴丹吉林沙漠腹地地温变化特征[J]. 中国沙漠, 2017, 37(3): 530–535.

Interdune lakes affects the water content of shallow sand layer: a situ observation from the Badain Jaran Sand Sea, China

Niu Zhenmin, Wang Naiang, Wen Penghui, Su Xianbao, Yu Xinran, Zhang Wenjia

(Center for Glacier and Desert Research, College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The coexistence of lakes and mega-dunes is a unique landscape of the Badain Jaran Sand Sea in China, and its formation mechanism has not been widely recognized. Some studies have found that the high content pore water may be important in the formation of mega-dunes, but more efforts are needed to research its recharge source. Based on the comparison of meteorological elements and the temporal and spatial distribution of shallow layer sand water content in three lake basins in the hinterland of the sand sea, combined with previous studies on water isotope and water movement, we found that the existence of lakes greatly increased the variation range of air relative humidity and shallow sand water content in the lake basin, and affected the distribution of water content with height. The correlation analysis shows that the main process controlling the change of water content of shallow sand layer is the water loss and replenishment caused by temperature fluctuation, while the water replenishment of shallow sand layer in the dry lake basin is mainly from advection water transport of wind. Although long-term quantitative observation of the water content of sand layers in different depth is still to be carried out, the existing evidence shows that the high soil water content of mega-dunes in the Badain Jaran Sand Sea is the result of local water vapor balance accompanied by the coexistence of lakes and mega-dunes. Water vapor from the lakes probably migrates into the sand layer gradually in the form of soil adsorption water or condensed water. This provides a new perspective for the research on the source of water in the sand layers, and also has a certain reference significance for the development and utilization of water resources in the hinterland of Badain Jaran Sand Sea.

Key words: Badain Jaran Sand Sea; lake; mega-dune; relative humidity; soil water content