

巴丹吉林沙漠沙山区径流与地下水补给条件

马延东¹, 赵景波^{1,2}, 罗小庆¹, 邵天杰¹, 岳大鹏¹, 周 旗²

(1. 陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062;

2. 宝鸡文理学院陕西省灾害监测与模拟重点实验室, 宝鸡 721013)

摘要: 在全球高差最大的巴丹吉林沙漠沙山斜坡上发现了沙漠区罕见的因大气降水而产生的地表超渗径流、地表径流侵蚀、缓渗径流及因地下径流出露而产生的地表径流—风沙混合物理沉积与化学沉积(次生盐)。根据电镜观察、能谱分析、化学分析和粒度分析等资料,研究了径流化学沉积物的矿物和化学组成、风积沙和径流—风沙混合物理沉积物的粒度组成、径流类型及沙山区水分平衡、降水对地下水与湖水的补给机制。超渗径流的出现表明,虽然该区降水量少,但存在能够为地下水提供补给来源的较强有效降雨过程。径流、径流—风沙混合物理沉积和化学沉积等六项科学指标从深层次上充分证明,该区降水通过入渗至少达到了沙山的下部,完全能够对地下水构成有效补给。细粒层相对的隔水性是该区地下径流出露于地表的原因。沙山区确实存在令人惊奇的水分正平衡,即在大气降水在经过蒸发和蒸腾等消耗之后,每年还有约134648.4 t/km²水补给了地下水和湖水,成为湖水的重要补给来源之一。沙山区能够产生有效降水、植被稀少蒸腾量少、沙层入渗率高和沙层受蒸发影响深度很小是该区水分出现正平衡和大气降水能够补给地下水的四个条件,也是导致该沙漠区有众多湖泊发育的主要条件。

关键词: 地下径流;径流侵蚀与沉积;次生盐与水循环;地下水补给条件;巴丹吉林沙漠

DOI: 10.11821/dlxb201603007

1 引言

巴丹吉林沙漠发育了全球高差最大的沙山^[1-3]及140余个湖泊^[4-5],形成了沙山与湖泊相伴的独特景观。这两个突出的自然现象引起了人们的高度关注^[1-3, 6-9]。过去对巴丹吉林沙漠地貌的物质组成^[2, 7]开展了许多研究,并取得了许多重要成果。已认识到该区风沙沉积物粒度成分较粗,细砂含量略高于中砂^[2, 7]。湖水的来源是近年来争论的焦点之一,主要有3种不同的认识。一是有学者认为该区湖水来自于大气降水的入渗^[8-13]。由于该区降水少,降水作为湖水来源的观点缺少有说服力的直接证据。二是有研究者认为来自晚更新世或全新世间冰期的水^[14-15]。鉴于该区蒸发强烈,晚更新世残留水保存到现今的可能性也较小。三是少数研究者认为湖水主要通过沙漠下伏深大断裂从外围山区输送而来^[16]。这种观点缺少可靠的地质证据支持,受到了绝大多数研究者的质疑。过去对巴丹吉林沙漠及其相邻的腾格里沙漠沙层含水量开展了一定研究^[17-18],已认识到该沙漠干沙层厚度很

收稿日期: 2015-10-14 修订日期: 2015-12-20

基金项目: 国家自然科学基金国际合作项目(41210002); 教育部长江学者计划项目(801813); 陕西省灾害监测与模拟重点实验室项目(13JS012) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41210002; Yangtze River Scholar Bonus Schemes of China, No.801813; Key Laboratory of Disaster Monitoring and Mechanism Simulating of Shaanxi Province, No.13JS012]

作者简介: 马延东(1986-), 男, 山东人, 博士, 中国地理学会会员(S110010624M), 主要从事自然地理与生态环境研究。

E-mail: mayandongemail@163.com

通讯作者: 赵景波(1953-), 男, 山东人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要从事自然地理研究。E-mail: zhaojb@snnu.edu.cn

小, 为 20 cm 左右, 干沙层含水量通常小于 1%^[17-18]。20 cm 之下为湿沙层, 含水量一般在 1%~3% 之间^[17-18]。近 40 年来, 巴丹吉林沙漠沙山—湖泊区的湖泊数量和面积略有减少, 沙漠腹地 90 个湖泊的总面积约为 18 km²^[19]。该区湖水化学成分变化研究显示, 降水可能是湖水的补给来源^[20]。根据氯质量平衡原理, 估算出巴丹吉林沙漠降水对地下水略有补给^[21]。

虽然国内外学者对巴丹吉林沙漠进行了一些研究, 但在已出版的专著和发表的成果中, 尚未报道在沙山斜坡中上部发现因大气降水而产生的地表径流和径流侵蚀及由地下径流转变而来的地表径流产生的径流—风沙混合物理沉积和径流化学沉积。尽管巴丹吉林沙漠风成沙中具有含量极低的来自于大气沉降的盐类物质^[22], 但这与我们发现的径流化学沉积完全不同。本文根据新发现的证据和实验分析, 探讨了巴丹吉林沙漠沙山内部水分的运移, 不仅对从深层次上揭示该沙漠沙山区水分平衡和水分循环具有重要作用, 而且为揭示该区众多湖泊的湖水来源问题提供可靠的科学依据。

2 区域概况与研究方法

2.1 区域概况

巴丹吉林沙漠位于内蒙古自治区阿拉善右旗境内, 最新的研究表明为中国第二大沙漠^[23], 总面积约为 5.2 万 km² (图 1)。沙山和高大沙丘是该沙漠的主体, 面积为 29242.7 km², 占沙漠总面积的 56.1%^[24]。巴丹吉林沙漠海拔高度在 1200~1700 m 之间。沙山高差大多在 200~300 m 之间, 最大高差接近 500 m, 是世界上高差最大沙山分布区。巴丹吉林沙漠属温带极端干旱气候, 降水稀少, 且多集中在 6~8 月份。沙山地区正常年的降水量可达 105 mm 左右^[24]。该区年均温度 7~8 ℃, 夏季最高气温可达 38~43 ℃。年均风速 4 m/s, 八级大风日为 30 天左右, 主要为西北风。

2.2 研究方法

巴丹吉林沙漠沙山上因降水产生的地表径流和径流侵蚀在雨季偶尔能够被发现。地下径流及其出露产生的地表径流—风沙混合物理沉积和化学沉积次生盐在沙山上部和中部的斜坡位置较为容易被观察到, 而下部仅偶尔能够见到。为了进一步认识这些自然现

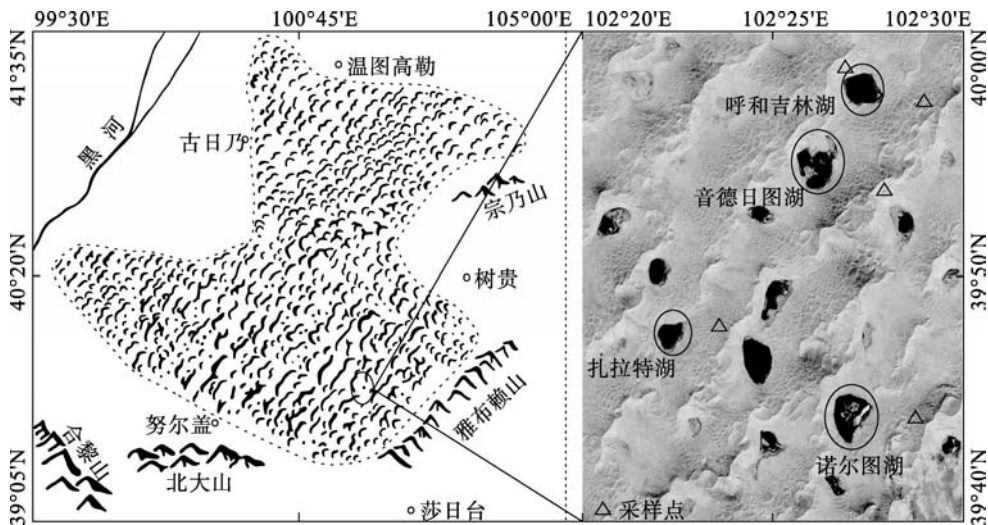


图 1 巴丹吉林沙漠概貌及采样点分布

Fig. 1 General view of the Badain Jaran Desert and distribution of sampling points in the megadunes

象, 需要采集必要的样品进行实验分析。在沙山上, 采样点一般选在坡度适中的代表性地段, 并且同一种样品选择不少于2个采样点(图1, 表1)。化学沉积次生盐分布在径流—风沙混合物理沉积表面, 在扎拉特湖东沙山、诺尔图湖东沙山、音德日图湖东沙山和呼和吉林湖东沙山共采集了16个次生盐样品, 每个样品重约100 g。次生盐的形态利用电子显微镜观察, 化学成分用能谱仪分析和盐酸溶液浸提法测定。 CaSO_4 的测定是先将沙样用乙醇清洗, 除去非可溶的物质。之后用盐酸浸提, 使沙样中的石膏全部溶解。在浸出 SO_4^{2-} 的溶液中加入 BaCl_2 , 形成 BaSO_4 沉淀。最后烘干称重, 换算出 CaSO_4 的含量。另外, 在呼和吉林湖西沙山中下部海拔1245 m和海拔1217 m处分别打2个水平间距为5 m的钻孔进行采样。钻孔深度为4 m, 采样间隔为10cm, 每个样品重约80 g, 每个钻孔采样40个, 共采集粒度样品160个。在诺尔图湖东沙山海拔1326 m处和扎拉特湖东沙山海拔1350 m处的径流—风沙混合物理沉积层上分别挖出2个1 m深度的剖面进行采样, 采样间隔为10 cm, 4个剖面共采集40个粒度样品。利用Mastersizer 2000激光粒度仪进行测量, 并以0.005 mm、0.01 mm、0.05 mm、0.1 mm、0.25 mm、0.5 mm、2 mm作为黏粒、细粉砂、粗粉砂、极细砂、细砂、中砂、粗砂的分界线。样品的实验分析均在陕西师范大学环境实验室和化学实验室进行。

3 结果分析

3.1 地表侵蚀沟与地表径流

在扎拉特湖东沙山顶部之下约35 m高度处, 存在直径约30 m的洼地。在洼地周边可见宽度为1~4 cm的侵蚀细沟(图2), 细沟边的沙层因含水量很高而变得颜色较深的现

表1 巴丹吉林沙漠沙山采样点概况
Tab. 1 A survey of sampling points in megadunes of Badain Jaran Desert

沙山名称	沙山海拔(m)	样品类型	采样剖面数量(个)	采样点海拔(m)	采样点坡度(°)	采样点周边植被
扎拉特湖东沙山	1548	粒度, 盐	2, 2	1350	25	稀少
音德日图湖东大沙山	1609	盐	2	1520	25	稀少
呼和吉林湖东沙山	1617	盐	2	1469	20	局部灌丛
呼和吉林湖西沙山	1584	粒度	4	1217, 1245	20	无
诺尔图湖东沙山	1610	粒度, 盐	2, 2	1326	20	无

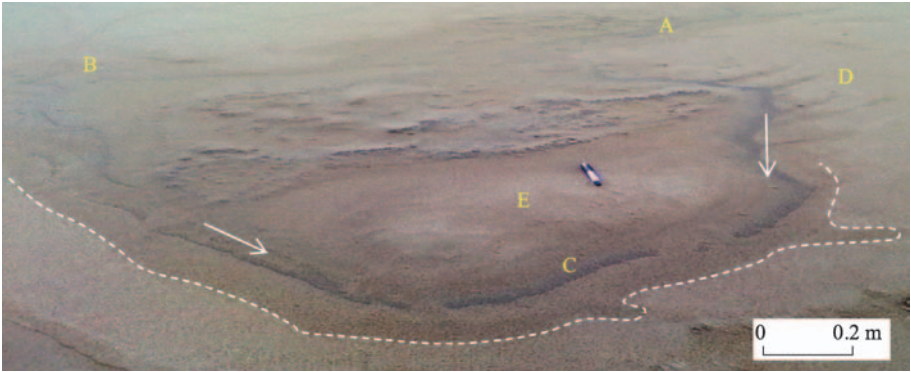


图2 扎拉特湖东沙山上部洼地内的地表径流与侵蚀沟
Fig. 2 Surface runoff and erosion gully at depressions in the upper of eastern megadune of Nuoertu Lake
(A. 右侧径流源头; B. 左侧径流源头; C. 径流主沟; D. 5条径流支沟; E. 为洼地中部; 虚线为径流湿润的外侧边界)

象。图2洼地径流主沟右侧发育了5条更细的侵蚀沟。极端干旱沙漠区的沙层入渗率很高,沙层上发育地表径流与侵蚀沟是很罕见的自然现象。径流细沟的出现指示了该沙漠区超渗径流的存在。地表超渗径流发生的前提条件是降雨强度要大于地表沙层或土层入渗率。根据过去的入渗研究,粒度成分比巴丹吉林沙漠略细的腾格里沙漠沙层平均入渗率在12~16.8 mm/min之间^[25]。所发现的超渗径流在洼地底部、周边和坡上都有发育(图2),这表明超渗径流的出现不是偶然的沙层入渗率低造成的。根据沙层入渗率可以确定,该区存在每分钟超过12 mm的极强降雨过程。因此,虽然该区降水量少,但存在能够为地下水提供补给来源的较强降雨过程。

3.2 地表出露的地下径流

根据野外实地考察,在巴丹吉林沙山区发现了前人未曾报道的两种直接出现的地下径流(图3)。第1种是微弱的地下径流,这种径流从沙山内部渗出,但渗出很缓慢,我们将其称之为缓渗径流(图3a)。发现于音德日图湖东沙山背风坡的缓渗径流有多层缓渗径流出现(图3a)。由于细粒层的持水性较好,缓渗径流一般从细粒层中渗出,局部可见渗出的水流到了其下面的粗粒层中(图3a)。细粒层含水多颜色较深,粗粒层颜色较浅。所发现的多层缓渗径流位于沙山顶面之下40 m左右的深度,所以这一缓渗径流指示大气降水已通过入渗至少到达了大沙丘的深部约40 m,构成了沙山深部水分的补给来源。这种缓渗径流主要是在沙层水分渗出量与蒸发量接近相同或略大于蒸发量的条件下发生的。在缓渗径流出现层位,有时可见盐类沉淀析出。第2种直接出现的地下径流是地下径流以泉水的形式流出地表(图3b),使得沙层湿润甚至达到饱和。这种地下径流的流量和流速较缓渗径流大,并能够在地表搬运风沙物质形成径流—风沙混合物理堆积。这种缓渗径流主要是在沙层水流量大于蒸发量的条件下产生的。图3b所示的这种地下径流出现在扎拉特湖东沙山迎风坡。这种地下径流的出现指示沙山区大气降水通过入渗到达了沙山深处。

3.3 径流沉积物

3.3.1 径流—风沙混合物理沉积物 在巴丹吉林沙漠沙山区,野外调查所发现的因地下径流出露而产生的地表径流—风沙混合物理沉积位于扎拉特湖东沙山、诺尔图湖东沙山、呼和吉林湖东沙山以及音德日图湖东沙山,海拔高度分别为1350 m、1326 m、1469 m和1520 m(图3b,图4)。由于径流是从风成沙构成的沙山中流出的,所以,径流—风沙混合物理沉积物的粒度组成与风积物相同。这种混合物理沉积是在地表微弱径流近距离(一般为数米或更小,图3b,图4)搬运作用下,将风沙沉积物改造形成的,实际上是径流与风力作用的混合沉积,把这种物理沉积称之为径流—风沙混合物理沉积。径流—风沙物理沉积在沙山斜坡上部、中部和下部偶尔可以见到,一般分布在斜坡坡度较小之处。径流—风沙物理沉积物通常构成小型的扇形地貌(图3b,图4)。扇形地貌长宽多在2~3 m之间,坡度一般为5~8°,常由多个小台阶构成。由于径流—风沙混合物理沉积常受到水分渗出的影响,表面的颜色较暗,并常有化学沉淀的盐类物质聚集。在径流—风沙混合物理沉积中还可以看到水分的渗出(图3b),水分渗出使得沙层颜色加深。径流—风沙混合物理沉积是地下径流以泉水的形式出露于地表形成的,代表了地下径流的存在,指示了沙山地区大气降水通过入渗到达了沙山的深处。

3.3.2 径流化学沉积物 在巴丹吉林沙漠沙山区野外调查发现的径流化学沉积位于扎拉特湖东沙山、呼和吉林湖东沙山和音德日图湖东沙山(图5),海拔高度分别为1350 m、1469 m和1520 m。这些化学沉积可分为两种类型。第一种类型是层状地层中缓渗水的渗出仅到达沙层的侧面就基本被全部蒸发,同时形成仅分布在细粒沙层侧面的灰白色薄膜

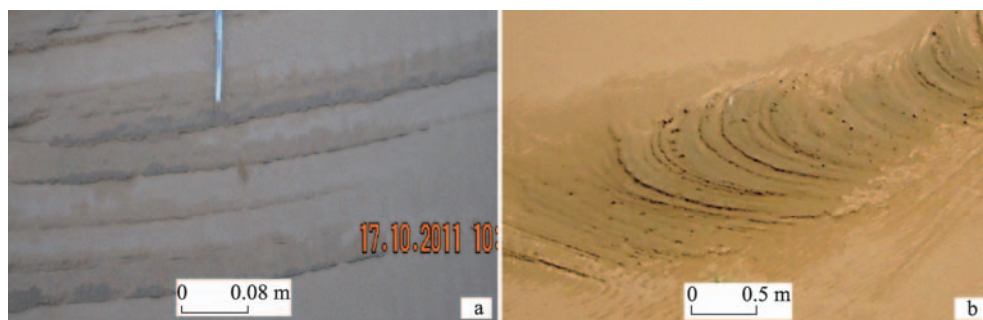


图3 沙山斜坡位置出露的地下径流

Fig. 3 The emergence of groundwater runoff on the slope of megadunes

(a. 音德日图湖东沙山背风坡多层地下缓渗径流; b. 扎拉特湖东沙山迎风坡地下径流转变而成的地表径流及其沉积物)

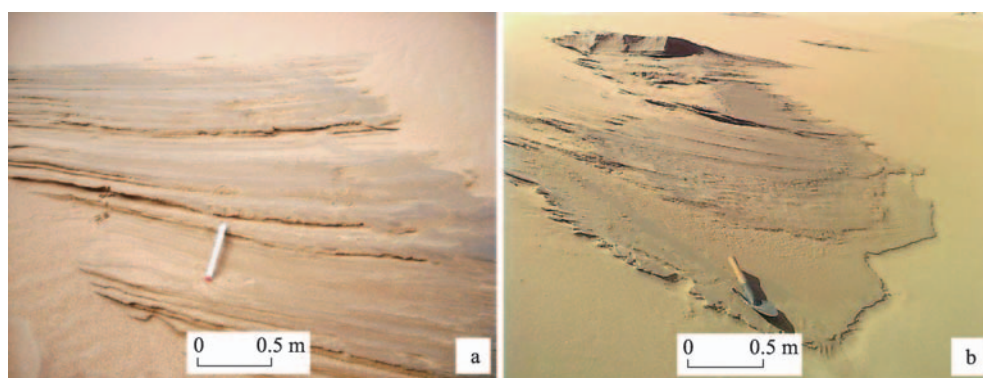


图4 地下径流转变而成的地表径流—风沙混合物理沉积物

Fig. 4 Mixed physical sediment of runoff-aeolian sand caused by ground runoff converted into surface runoff

(a. 诺尔图湖东沙山指示地下径流存在的地表径流—风沙混合物理沉积; b. 音德日图湖东沙山指示地下径流存在的地表径流—风沙混合物理沉积)

状化学沉积(图5a、5b)。在沙层的内部,没有化学沉积,也就是说这种侧向缓渗水的化学沉积不是夹在沙层之间的沉积层。这种缓渗水经蒸发形成的化学沉积分布在沙山斜坡的坡度较大处。第二种类型是地下径流以泉水的形式出露,流到地表之后经过蒸发形成化学沉积(图5c、5d)。由于第二种化学沉积形成于有明显地表径流的条件下,所以这种化学沉积常常分布在径流—风沙混合物理沉积物中且分层性不明显(图5c、5d)。在径流—风沙混合物理沉积形成的扇形地前缘,化学沉积分布较集中。这种化学沉积分布在沙山斜坡的坡度较小处。这种由地下径流转变而成的地表径流化学沉积物在沙山斜坡上部、中部和下部都偶尔可以见到。径流化学沉积形成的灰白色薄膜松散易破碎,为水分蒸发形成的盐类物质。

3.4 径流化学沉积物的矿物与化学组成

电镜观察可见,化学沉积矿物呈现结晶形态,晶体集合体呈现规则排列,形态主要有长柱状(图6a)、针状(图6b)、短柱状(图6c)和颗粒状(图6d)。根据结晶矿物的形态可知,这样的次生结晶的矿物为盐类沉积。

为了确定次生盐类矿物和化学成分,对次生盐进行了能谱分析。结果表明,次生盐的氧化物组成主要是 SO_3 和 CaO ,另有少部分 Na_2O 、 MgO 、 Cl_2O 和 SiO_2 (表2,图7),表明次生盐样品以盐类矿物含量占绝对优势。 SO_3 和 CaO 的高含量显示次生盐矿物以石膏为主。另外,样品中一般含有5%~10%的 Na_2O ,并都含有少量与Na相结合的Cl。因为

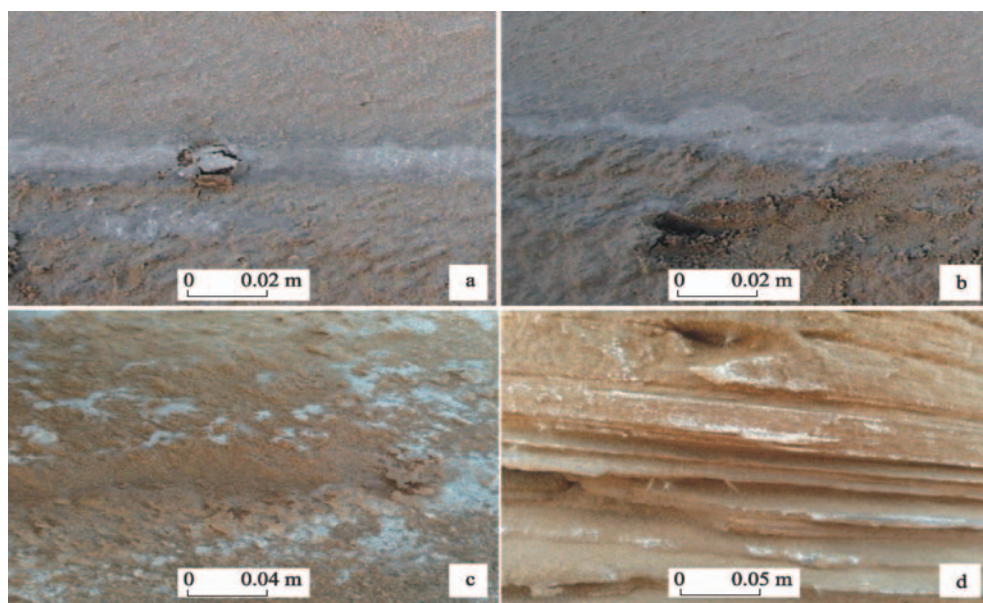


图5 地下径流转变而成的地表径流化学沉积

Fig. 5 Chemical sediment caused by ground runoff converted into surface runoff

(a、b. 扎拉特湖东沙山指示有地下微弱径流存在的缓渗水化学沉积；c. 呼和吉林湖东沙山代表由地下径流转变而来的地表径流形成的径流—风沙混合物理沉积与化学沉积；d. 音德日图湖东沙山指示由地下径流转变而来的地表径流形成的化学沉积)

SiO_2 含量都低于 4.8%，所以 Na 不是钠长石含有的 Na，而是天然食盐中的 Na，这指示可食盐成分的存在。个别样品中可食盐占优势（表 2，图 7），显示了荒漠区水分强烈蒸发的特点。

为进一步确定化学沉积物的化学成分，利用盐酸浸提法对 12 个样品的 CaSO_4 含量进行了分析。结果（表 3）表明， CaSO_4 含量变化较大，变化在 0.8%~18.6% 之间，主要分布在沙层顶部 20 cm 深度范围内，这是荒漠区水分强烈蒸发向上运移的结果。化学分析证明，径流化学沉积主要为石膏。化学分析得出的 CaSO_4 含量比能谱分析得出的低，这是能谱分析选择的矿物样点很微小且较纯的结果。

3.5 地下径流产生的隔水条件

通过野外考察，在呼和吉林湖东沙山背风坡中上部及其他沙山多处发现了明显的粗粒层和相对隔水的细粒层。细粒层较为致密，呈现向外凸出的层位；粗粒层松散，呈现向内凹进的层位（图 8）。为了揭示径流—风沙混合物理沉积物和风积沙的粒度成分及其与地下径流渗出的原因，对扎拉特湖东沙山和诺尔图湖东沙山径流—风沙混合物理沉积各 20 个样品、呼和吉林西沙山背风坡 4 个 4 m 深度剖面的 160 个样品进行了粒度分析。

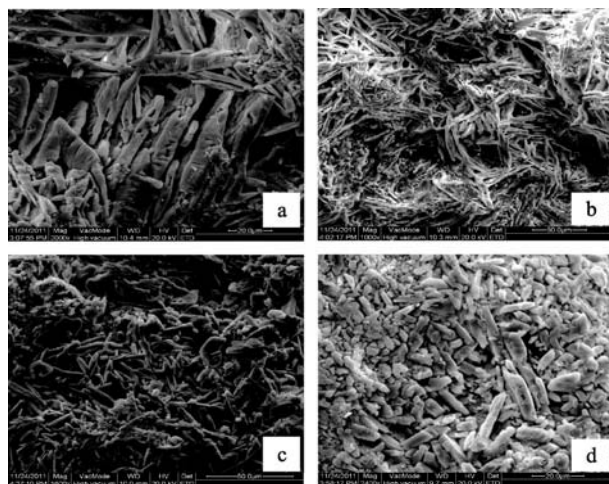


图6 径流化学沉积物的矿物结晶形态

Fig. 6 Mineral crystal of chemical sediment caused by runoff

(a、b. 分别为扎拉特湖东沙山径流沉积物中的柱状和针状结晶石膏；c、d. 为诺尔图湖东沙山径流化学沉积物中的短柱状和颗粒状结晶石膏)

表2 化学沉积次生盐样品能谱分析获得的化学成分(%)

Tab. 2 Chemical composition of secondary salt analyzed by energy spectrum instrument (%)									
采样点	样品号	CaO	SO ₃	Na ₂ O	MgO	SiO ₂	CO ₂	Cl ₂ O	Al ₂ O ₃
扎拉特沙山	B01-003c	34.38	52.33	6.19	1.33	4.50	0.51	0.07	-
扎拉特沙山	B01-003d	42.06	54.50	1.18	0.51	1.41	0.33	-	-
诺尔图沙山	C01-001	37.17	56.08	2.78	0.54	2.31	0.30	0.19	-
诺尔图沙山	C01-002	34.83	56.73	5.68	0.33	2.19	-	0.25	-
呼和吉林沙山	B02-004b	37.93	52.03	3.32	1.24	3.58	0.41	1.15	-
呼和吉林沙山	B02-004c	-	-	42.62	-	10.80	-	44.54	1.43
呼和吉林沙山	B02-004d	-	-	37.44	-	20.68	-	31.10	2.33

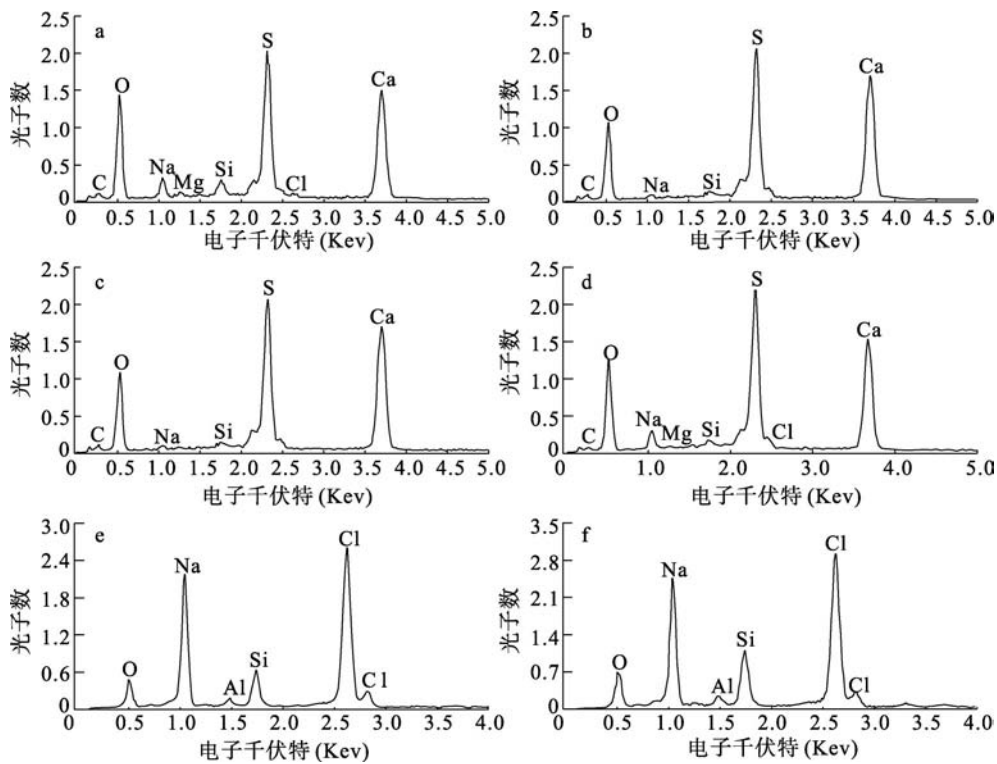


图7 径流化学沉积次生盐样品的能谱曲线

Fig. 7 Spectrum curve of secondary salt caused by runoff

(a、b、为扎拉特湖东沙山径流化学沉积样品石膏能谱曲线；c、d、为诺尔图湖东沙山呼和吉林湖东沙山径流化学沉积样品石膏能谱曲线；e、f、为呼和吉林湖东沙山径流化学沉积可食盐样品能谱曲线)

表3 沙层剖面CaSO₄含量(%)

Tab. 3 CaSO ₄ content in sand layer (%)							
深度(m)	扎兰特	呼和吉林	音德日图	深度(m)	扎兰特	呼和吉林	音德日图
0~1	11.2	18.6	10.3	20~21	3.7	12.0	14.5
10~11	1.1	2.3	11.4	30~31	1.3	0.8	1.2

扎拉特湖东沙山20个径流—风沙混合物理沉积样品中细砂含量在38.75%~56.24%之间，平均为52.41%；中砂含量在41.79%~53.94%之间，平均为45.52%；粗砂含量在0.16%~8.37%之间，平均为1.37%。极细砂含量在0.13%~2.82%之间，平均为0.63%。诺

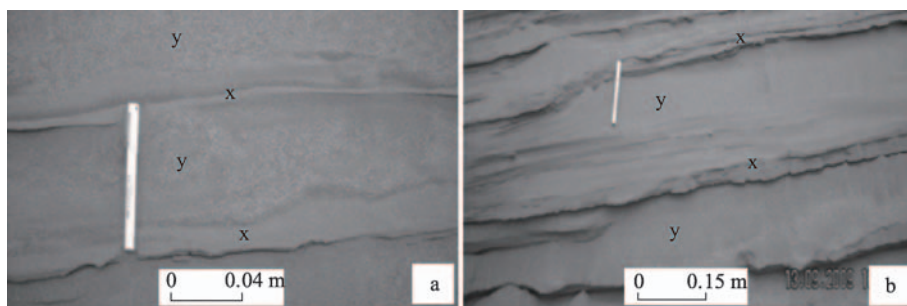


图8 风积沙层中的细粒的相对隔水层(x-凸出层位)和粗粒层(y-凹进层位)

Fig. 8 Fine layer with relatively impermeable (x-convex horizon) and coarse layer (y-recessed horizon) in the aeolian sand

尔图湖东沙山 20 个样品中细砂含量在 51.3%~59.1% 之间, 平均含量为 55.2%; 中砂含量在 28.5%~38.5% 之间, 平均为 33.3%; 粗砂含量在 3.9%~7.3% 之间, 平均为 5.8%; 细砂含量在 4.4%~8.6% 之间, 平均为 6.5%。粒度分析结果表明, 两个沙山的径流—风沙混合物理沉积物粒度成分相近。

呼和吉林湖西沙山背风坡 4 个剖面中 160 个样品分析结果 (图 9, 图 10a) 表明, 风沙沉积 a 剖面中极细砂含量在 0~0.24% 之间, 平均为 0.03%; 细砂含量在 29.2%~63.48% 之间, 平均为 51.48%; 中砂含量在 36.41%~63.71% 之间, 平均为 47.63%; 粗砂含量在 0.02%~7.09% 之间, 平均为 0.86%。b 剖面中极细砂含量在 0~0.13% 之间, 平均为 0.03%; 细砂含量在 19.56%~63.86% 之间, 平均为 50.67%; 中砂含量在 35.98%~72.45% 之间, 平均为 47.76%; 粗砂含量在 0.02%~7.99% 之间, 平均为 1.53%。c 剖面中极细砂含量在 0~2.88% 之间, 平均为 0.25%; 细砂含量在 31.76%~54.28% 之间, 平均为 45.69%; 中砂含量在 43.88%~63.73% 之间, 平均为 51.54%; 粗砂含量在 0.06%~21.48% 之间, 平均为 2.53%。d 剖面中粉砂含量为 0~0.79% 之间, 平均为 0.03%; 极细砂含量在 0~5.08% 之间, 平均为 0.58%; 细砂含量在 26.6%~59.69% 之间, 平均为 44.31%; 中砂含量在 39.95%~67.53% 之间, 平均为 50.94%; 粗砂含量在 0.04%~25.56% 之间, 平均为 4.14%。从粒度成分上来看, 两个沙山径流—风沙混合物理沉积与风成沙的成分基本相同。

呼和吉林湖西沙山 4 个沉积物剖面不同深度的粒度含量变化显示了风沙沉积物中不同深度存在粗细交替变化的特征 (图 9)。剖面中的细砂和中砂含量变化显示, 各剖面一般包括了 3~4 个或更多的粒度粗细变化层段 (图 9)。各层段粒度成分差异显著, 在细粒层段细砂含量比粗粒层段常常高 20% 左右, 在粗粒层段中砂含量比细粒层段高 20% 左右

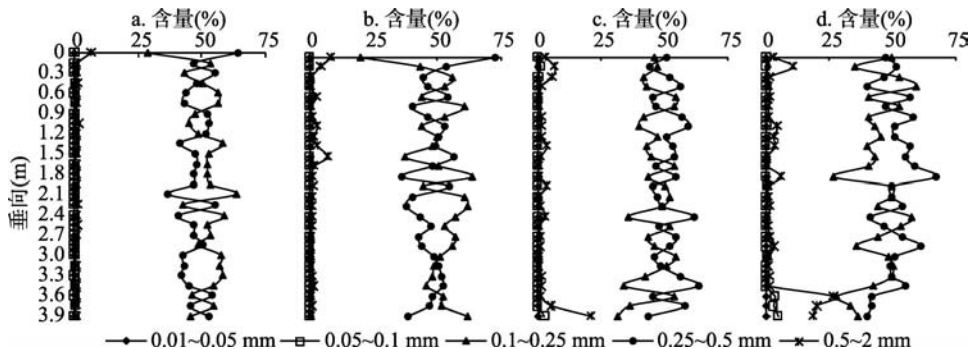


图9 呼和吉林湖西沙山背风坡不同深度粒度含量变化

Fig. 9 The change of grain size contents at different depths on the leeward slope of western megadune of Huhejarian Lake

或更多(图9)。应用SPSS软件中的“配对样本 t 检验”方法,对每个剖面的细砂和中砂含量差异的显著性进行分析,结果显示4个剖面的粗粒层和细粒层中的细砂与中砂含量差异显著($P<0.05$)。

为进一步比较沉积物剖面粗粒层与细粒层的粒度特征,4个沉积物剖面的累积频率平均值被计算出并绘制成曲线(图10b),进而利用Folk-Ward提出的图解法进行计算沉积物剖面。

沉积物中粗粒层与细粒层的粒度参数(表4),沙山背风坡4个沉积物剖面的累积含量曲线略有差异(图10b),位于同一海拔高度的两个剖面累积曲线相似;海拔较高的两个剖面的累积含量曲线位于左侧,表明曲线斜率大,粒度成分略偏细;海拔较低的两剖面累积含量曲线位于右侧,表明曲线斜率较小,粒度组分偏粗。可见,海拔较高的两剖面

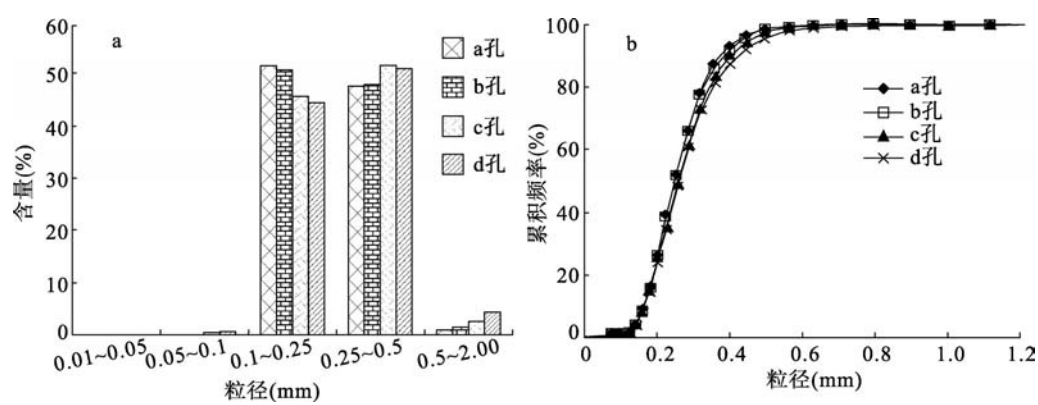


图10 呼和吉林湖西沙山背风坡沉积物不同粒径含量与累积频率
Fig. 10 Different grain size contents and cumulative frequency of sediments on the leeward slope of western megadune of Huhejaran Lake

表4 呼和吉林湖西沙山沉积物中粗粒层与细粒层粒度参数

Tab. 4 Grain size parameters of coarse layer and fine layer in sediments in western megadune of Huhejaran Lake							
钻孔剖面	粒度参数	样品数量	粗粒层		样品数量	细粒层	
			范围	平均		范围	平均
a	粒径(mm)	18	1.996~2.160	2.060	9	1.719~1.987	1.924
	标准偏差		0.403~0.539	0.456		0.411~0.510	0.453
	偏度		-0.008~0.004	-0.003		-0.008~0.006	0.002
	峰度		0.939~0.963	0.953		0.946~0.966	0.957
b	粒径(mm)	17	2.000~2.168	2.068	10	1.614~1.985	1.897
	标准偏差		0.047~0.536	0.456		0.437~0.557	0.494
	偏度		-0.008~0.003	-0.001		-0.009~0.004	-0.002
	峰度		0.939~0.962	0.952		0.935~0.958	0.948
c	粒径(mm)	10	1.997~2.050	2.030	17	1.685~1.984	1.895
	标准偏差		0.406~0.675	0.479		0.408~0.826	0.489
	偏度		-0.027~0.003	-0.005		-0.051~0.005	-0.004
	峰度		0.930~0.962	0.951		0.921~0.965	0.951
d	粒径(mm)	10	1.998~2.115	2.032	17	1.638~1.981	1.861
	标准偏差		0.408~0.539	0.464		0.408~0.897	0.548
	偏度		-0.013~0.002	-0.001		-0.081~0.004	-0.012
	峰度		0.941~0.962	0.953		0.893~0.963	0.947

面比海拔较低的两剖面粒度成分更细。粗粒层和细粒层的粒度参数表明, 4个沉积物剖面中细粒层相对于粗粒层的粒径更小分选更好(表4)。显然, 风沙沉积物中粗粒层与细粒层的交替变化导致了其不同层位的隔水性的差异, 细砂含量较高的细粒层具有相对隔水性, 是泉水渗出的原因。

4 讨论

4.1 径流与地下水短期富集

沙山上部洼地超渗径流的出现表明, 虽然该区降水量少, 但存在能够为地下水补给水分来源的很强的有效降雨过程, 这是沙山斜坡上可见地下径流出露和形成径流—风沙混合物理沉积与化学沉积的主要自然条件。

沙山斜坡上的径流—风沙混合物理沉积是沙山内部水分暂时聚集的结果, 聚集的水分由压力大的沙山内部向压力小的沙山边缘移动, 并在沙山斜坡出露于地表形成地表径流或缓渗水(图3)。地下径流到达地表时径流呈扇形分散, 并搬运当地的风沙物质沉积形成砂质扇形地(图4)。径流—风沙混合物理沉积物的形成需要饱和且流动的水力搬运条件, 径流—风沙物理沉积物指示了地下径流转变为地表径流之后的搬运和沉积的水动力变化。因此, 地下径流出露于地表产生的径流—风沙混合物理沉积指示了该区大气降水通过入渗至少已经到达了沙山深处径流出露的层位。在扎拉特湖东沙山和诺尔图湖东沙山地下径流出露在海拔1350 m和1326 m高度, 指示大气降水至少到达了沙山中下部, 完全可以成为地下水和湖水的补给来源。沙山下部坡度较小, 地下径流容易被砂层掩盖, 这是下部少见地下径流出现的原因。

径流化学沉积是地下径流出露于地表沉积的结果(图5), 并要求沙层含水量要达到或接近饱和的条件^[26]。化学沉积比径流—风沙混合物理沉积更能指示径流发生的时间过程。径流—风沙混合物理沉积通常形成较快, 难以根据其确定沉积过程的长短。因为沙山区风沙物质中可溶盐和大气降水中的 Ca^{2+} 、 Na^{+} 、 Cl^{-} 、 SO_4^{2-} 离子含量都很低^[22], 加上降水很少和径流量很小, 沙山区径流通过蒸发使得盐类积累非常缓慢, 所以化学沉积的明显聚集(图5)指示径流发生时间过程较长和地下水富集与流出是经常性的。因此, 径流化学沉积不仅指示了大气降水通过入渗在沙山深部富集形成了地下径流, 而且代表了大气降水对沙山深处水分的补给是多年发生的。

4.2 径流与径流沉积物指示的水分循环与平衡

水分平衡能够反映一个地区的水分收支情况。水分收入大于支出为正平衡, 收入小于支出为负平衡。如沙山区水分的蒸发和蒸腾量小于入渗量时, 土壤水分为正平衡, 反之为负平衡。水分收支不同引起的水循环形式与途径不同, 据此可分为两种水循环类型。第一种类型出现在降水量较多的地区, 在这样的地区水分收入大于支出, 大气降水可通过土层、沙层入渗构成地下水的来源^[27-29], 地下水则部分以泉水的形式排泄。这种水循环通常被认为是正常的水循环^[27-29], 也是自然界最普遍的水分循环类型。第一种水循环类型表现为大气降水—土壤水—地下水—地表水的转化。第二种类型出现在降水量较少的地区, 水分的支出常大于收入, 大气降水不能通过土层入渗到达地下水位, 不能构成地下水的补给来源, 这种地区地下水常常贫乏。第二种水循环表现为大气降水—土壤水的转化, 通常被认为是异常的水循环类型^[29]。

大沙山区各种径流、径流—风沙混合物理沉积和化学沉积都具有指示沙山区水分循环与平衡的关键作用。沙山区的大气降水能够在地下不同深度形成径流并出露于地表形

成径流沉积物,充分表明该区大气降水在通过蒸发、蒸腾及地表径流损失之后,确实还有剩余水分通过入渗到达了沙山深处,并发生了一定聚集。由此可见,该区水分确实为正平衡,也就是说沙山区的水分循环为大气降水—土壤水—地下水—地表水循环类型。因为沙层垂向入渗率大于水平入渗率,所以尽管沙山深部富集的水分有部分出露于地表,但是向下入渗的水分要远多于出露于地表的径流量。因此,沙山地区的大气降水必然通过入渗补给了地下水。该区降水量少,出现水分正平衡是令人惊奇的,原因将在下面讨论。

4.3 沙山区水分平衡和降水对地下水的补给条件

虽然沙山—湖泊地区降水比过去认识的偏多,但年降水量也只有105 mm左右^[24],远小于该区蒸发量^[13, 15]。在这样的气候区应该是沙层水分为明显负平衡的地区,出现水分的正平衡必定有内在的原因。需要特别指出的是,通常所说的蒸发量不是实际的地面沙层和土层蒸发量,而是水面的蒸发量,沙层与土层年蒸发量及蒸腾量要远远小于水面蒸发量^[30-31]。下述分析充分证明了该区具有大气降水补给地下水的4个重要条件。

(1) 沙山区存在较强的有效降水,可为沙层提供不可缺少的水分来源。对毛乌素沙地的研究表明,15 mm以下的单次降雨量一般被全部蒸发消耗,而15 mm以上的单次降雨蒸发后有剩余,有一部分降水补给了地下水^[30]。根据王乃昂等^[24]2010-2011年的降水观测结果可知,巴丹吉林沙山区2010年为正常降水年,该年出现了两次降水大于15 mm的降水过程,分别为5月份的1次27.8 mm和9月份的1次25.0 mm。该区2011年降水较少,但也出现了两次降水量大于15 mm的降水过程^[24]。据杨文斌等^[32]研究,在紧靠沙山地区的阿拉善右旗近50年大于25 mm的降水出现了20次,除去蒸发与蒸腾等消耗之外,为该区地下水提供了约415.6 mm的水分补给。这些都充分表明该区确实存在能够为地下水提供补给来源的较强降水过程。

(2) 沙漠区沙层入渗率高,为水分正平衡起到了重要作用。2015年10月,我们在巴丹吉林沙漠扎拉特沙山下部设置了5个入渗试验点。入渗实验结果表明,该区沙层入渗率很高(表5),比腾格里沙漠沙层入渗率略高^[25],是一般土壤入渗率的约19~28倍^[33]。高的入渗率能够使大气降水较快速的渗入地下,使其免受蒸发消耗的影响。

(3) 沙层受蒸发作用影响深度小,利于降水补给地下水。中国古尔班通古特沙漠^[34]、库布齐沙漠^[35]和毛乌素沙地^[36]的沙层水分研究表明,这些地区干沙层的厚度一般为20 cm左右^[35-37],干沙层之下就是湿沙层。巴丹吉林和腾格里沙漠的测量资料也表明,即使在干旱的春季,干沙层的分布一般不大于40 cm深度(表6)。这强有力地证明沙层受蒸发影响的深度很小。与黄土高原地区粉砂为主的黄土受蒸发影响深度一般为2 m左右^[27]相

表5 沙层与土壤入渗系数对比
Tab. 5 Comparison of the infiltration coefficient between sand layer and soil

入渗实验点编号	a	b	c	d	e
巴丹吉林扎拉特沙层入渗系数(mm/mim)	30.0	20.6	21.1	21.0	21.3
洛川现代土壤入渗系数(mm/mim)	1.32	1.46	1.28	1.10	1.63

表6 巴丹吉林沙漠与腾格里沙漠2008年旱季干沙层厚度
Tab. 6 Thickness of dry sand layer in dry season of 2008 in the Badain Jaran Desert and Tengger Desert

地貌位置	30°斜坡	25°斜坡	平坦高地	15°斜坡	洼地
巴丹吉林干沙层分布深度(cm)	35	32	25	22	12
腾格里中卫干沙层分布深度(cm)	33	30	20	18	10

比,沙层受蒸发影响的深度仅是黄土类土壤的五分之一。由于沙层入渗率很大,较集中的一次降水能够很快入渗到达40 cm以下,避免了蒸发作用的消耗,所以沙层中的水分能够持续向下运移到较大深处。这均表明沙层受蒸发影响深度小的物理特性对入渗到达40 cm深度之下的水分具非常好的有保护作用。

(4) 该区植被稀疏和植物蒸腾消耗的水分很少,利于降水转化为地下水。调查表明沙山区植被覆盖不足2%,蒸腾消耗水分少,利于降水通过入渗补给地下水。

上述4个条件的综合作用,决定了该区水分呈现正平衡,也是该沙漠区大气降水能够补给地下水和有众多湖泊发育的主要条件。

4.4 沙山区降水对地下水的年补给量

该区众多湖泊的形成和湖水补给来源是存在激烈争论的问题,沙山水分补给量的计算,能为认识这一问题提供令人信服的依据。土壤水分平衡的方程^[27]为:

$$W = P - I - R - E \quad (1)$$

式中: W 为土壤年储水量; P 为年降水量; I 为植冠截流量; R 为地表径流量; E 为土壤总蒸发量(土壤水蒸发量和植物蒸腾量之和)。

巴丹吉林沙漠沙山区年降水量为105 mm左右^[24],植被盖度很低,植被消耗的水分很少,加之沙层入渗率很高和沙层受蒸发影响深度小,非常利于该区沙层水分出现正平衡,下面水分平衡计算充分证明了这一点。

为计算研究地区的水分平衡,需要以下几方面的参数数据:①是大沙丘—湖泊区的总面积,已知为29242.7 km²^[23]。②大沙丘—湖泊区的湖泊面积,已知总面积为18~23 km²^[12, 20],为得出水分平衡的可靠认识取值23 km²。③植被覆盖的面积,该区植被盖度不到2%,为获得水分补给量的可靠结果,本文按2%计算,得出植被覆盖面积为584.8 km²。④渗出泉的面积,泉点面积十分小,按占总面积的0.01%计,为2.9 km²。⑤裸露沙地面积,由大沙丘—湖泊区的总面积减去湖泊面积、植被覆盖的面积和泉点的面积之后为28632 km²。⑥该区沙层的蒸发与年降水补给率,按照王乃昂等^[24]2010-2011年的降水观测结果可知,研究区2010年为正常降水年,该年出现了两次降水大于15 mm的降水过程^[24],分别为5月份的一次27.8 mm和9月份的一次25.0 mm。2011年为降水偏少年,降水量为75 mm,出现了两次降水量大于15 mm的降水过程,分别为19.7 mm和15.8 mm。按照沙地区一次小于15 mm的降水量全部消耗和一次降水大于15 mm的降水量有剩余的研究结果^[30],可以认为一次降水量大于15 mm的部分是剩余的降水量,由此可计算该区裸露沙地2010-2011年两年平均降水补给量 $=[(27.8 \text{ mm} - 15 \text{ mm}) + (25 \text{ mm} - 15 \text{ mm}) + (19.7 \text{ mm} - 15 \text{ mm}) + (15.8 \text{ mm} - 15 \text{ mm})] \div 2 = 14.2 \text{ mm}$ 。

如果考虑到2011年是降水偏少年,那么该区的降水补给量应该大于14.2 mm。这14.2 mm的补给量占该区2010-2011年两年间年平均90 mm降水量的15.8%,表明84.2%的年降水量通过沙层蒸发消耗了,只有15.8%的降水补给了地下水。这与毛乌素沙地的裸露沙地年蒸发量占年降水量的56%^[38]相比大很多,这主要是大沙丘—湖泊区单次降水量小、易于蒸发消耗的结果。

根据上述参数,可以初步计算水分正平衡剩余的水量。

(1) 计算沙山—湖泊地区的湖面总蒸发量。最新研究认为沙山区湖水年蒸发量为1040~1550 mm^[13, 39],过去认为沙漠区湖水年蒸发量为2500~3000 mm^[4, 16]。为获得可靠结果,按3000 mm进行计算。湖泊总蒸发量=湖泊面积 \times (湖泊蒸发量-年降水量) $= 23 \text{ km}^2 \times (1400 \text{ mm} - 90 \text{ mm}) = 66930000 \text{ m}^3$ 。

(2) 计算植被总蒸发与蒸腾量。植被覆盖的沙地年蒸发与蒸腾量一般小于年降水量,

这一是与沙地入渗率高有关,二是在年蒸发与蒸腾量超过年降水量时,已无水分蒸发与蒸腾有关。为了获得可靠结果,把研究区2010-2011年两年降水平均90 mm的年降水量都作为年蒸发与蒸腾量。植被总蒸发与蒸腾量=植被覆盖的面积×植被年蒸发与蒸腾量= $584.8 \text{ km}^2 \times 90 \text{ mm} = 52632000 \text{ m}^3$ 。

(3) 渗出泉总蒸发量=泉点面积×蒸发量= $2.9 \text{ km}^2 \times 3000 \text{ mm}$ (按湖面最高蒸发量计算)= 8700000 m^3 。

(4) 裸露沙地年降水总补给量=裸露沙地面积×裸露沙地年降水补给量= $28632 \text{ km}^2 \times 14.2 \text{ mm} = 4065744000 \text{ m}^3$ 。

(5) 地下水年补给剩余总量=裸露沙地年降水总补给量-湖面总蒸发量-植被总蒸发与蒸腾量-渗出泉总蒸发量= $4065744000 \text{ m}^3 - 66930000 \text{ m}^3 - 52632000 \text{ m}^3 - 8700000 \text{ m}^3 = 3937482000 \text{ m}^3$ (t)。

(6) 每平方公里沙地地下水年补给量=地下水年补给总量÷大沙山区总面积-湖泊区面积= $3937482000 \text{ t} \div 29242.7 \text{ km}^2 = 134648.4 \text{ t/km}^2$ 。

这一计算结果表明,研究区的大气降水在经过各类蒸发与蒸腾消耗之后,每年每平方公里还剩余有约134648.4 t水补给了地下水和湖水。这一计算结果有力支持了本文的发现和得出的认识。水分正平衡应该使得湖泊面积扩大,但实际上这些地区的众多湖泊没有扩大,这与湖泊通常存在渗漏和地下水的外流有关。

5 结论

(1) 在巴丹吉林沙漠沙山斜坡带新发现的地表超渗径流与侵蚀地貌、多层地下径流、地下径流转变而成的地表径流—风沙混合物理沉积物与化学沉积物、地下缓渗水化学沉积物各项指标充分证明沙山区确实存在令人惊奇的正常水循环和水分正平衡,即大气降水在经过蒸发和蒸腾的消耗之后,还有剩余的水分通过入渗到达了沙山不同深度,并在一定层位发生了富集,构成了地下水的重要补给来源。

(2) 沙山区由地下径流转变而形成的地表径流、地下径流的出露、径流—风沙混合物理沉积物及化学沉积物、地下缓渗水与化学沉积物六项科学证据充分证明大气降水通过入渗到达了沙山的深处,径流化学沉积物表明沙山斜坡上的径流不是偶然的降水事件造成的,而是大气降水多年长期入渗的结果。

(3) 在入渗率很强的沙山区形成超渗地表径流与侵蚀沟表明,虽然该区降水少,但存在强度较大的有效降水过程,这是沙山斜坡上可见地下径流出露和形成径流—风沙混合物理沉积物与化学沉积物的关键自然条件。

(4) 沙山区沙层剖面具有粗粒层和细粒层的交替变化,细粒层中的细砂含量比粗粒层高20%以上甚至30%以上,细粒层具有相对隔水性,加之该区单次降水强度较大,这为大气降水通过入渗能够在细粒层上部暂时部分富集提供了必不可少的条件。

参考文献(References)

- [1] Zhang Weimin, Wang Tao. Approach to formation and evolution of megadunes in Badain Jaran Desert. *Journal of Desert Research*, 2005, 25(2): 281-286. [张伟民, 王涛. 巴丹吉林沙漠高沙山形成演化初步探讨. *中国沙漠*, 2005, 25(2): 281-286.]
- [2] Dong Zhibao, Qian Guangqiang, Luo Wanyin, et al. Geomorphological hierarchies for complex mega-dunes and their implications for mega-dune evolution in the Badain Jaran Desert. *Geomorphology*, 2009, 106 (3/4): 180-185.
- [3] Yan Mancun, Wang Guangqian, Li Baosheng, et al. Formation and growth of high megadunes in Badain Jaran Desert.

- Acta Geographica Sinica, 2001, 56(1): 83-91. [闫满存, 王光谦, 李保生, 等. 巴丹吉林沙漠高沙山的形成发育研究. 地理学报, 2001, 56(1): 83-91.]
- [4] Dong Zhibao, Wang Tao, Wang Xunming. Geomorphology of the megadunes in the Badain Jaran Desert. *Geomorphology*, 2004, 60(1/2): 191-203.
- [5] Yang Xiaoping, Scuderi Louis, Liu Tao, et al. Formation of the highest sand dunes on Earth. *Geomorphology*, 2011, 135(1/2): 108-116.
- [6] Jakel D. The Badain Jaran Desert: Its origin and development. *Geowissenschaften*, 1996, 14: 272-274.
- [7] Li Enjv, Dong Zhibao, Zhao Jingbo. Grain size distribution of the Aeolian sediments on the stoss slope of a typical megadune in the Badain Jaran Desert. *Arid Land Geography*, 2011, 34(3): 471-478. [李恩菊, 董治宝, 赵景波. 巴丹吉林沙漠典型高沙山迎风坡粒度特征. 干旱区地理, 2011, 34(3): 471-478.]
- [8] Yang Xiaoping. Chemistry and late Quaternary evolution of ground and surface waters in the area of Yabulai Mountains, western Inner Mongolia, China. *Catena*, 2006, 66: 135-144.
- [9] Shao Tianjie, Zhao Jingbo, Zhou Qi, et al. Recharge sources and chemical composition types of groundwater and lake in the Badain Jaran Desert, northwestern China. *Journal of Geographical Sciences*, 2012, 22(3): 481-496.
- [10] Ma Jinzhu, Li Ding, Zhang Jiawu, et al. Ground water recharge and climatic change during the last 1000 years from unsaturated zone of SE Badain Jaran Desert. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(14): 1469-1474.
- [11] Hofman J. The lakes in the SE part of Badain Jaran Sha mo, their limnology and geochemistry. *Geowissenschaften*, 1996, 7/8: 275-278.
- [12] Guo Yonghai, Wang Hailong, Dong Jiannan, et al. The primary opinion on the formation mechanisms of megadunes and lakes in the Badain Jaran Desert. *Earth Science: Journal of China University of Geosciences*, 2012, 37(2): 276-282. [郭永海, 王海龙, 董建楠, 等. 关于巴丹吉林沙漠湖泊形成机制的初步看法. 地球科学: 中国地质大学学报, 2012, 37(2): 276-282.]
- [13] Yang Xiaoping, Scuderi Louis, Paillou Philippe, et al. Quaternary environmental changes in the drylands of China: A critical review. *Quaternary Science Reviews*, 2011, 30: 3219-3233.
- [14] Huang Tianming, Pang Zhonghe. Groundwater recharge in Badain Jaran Desert and Gurinai oasis based on environmental tracers. *Geoscience*, 2007, 21(4): 624-631. [黄天明, 庞忠和. 应用环境示踪剂探讨巴丹吉林沙漠及古日乃绿洲地下水补给. 现代地质, 2007, 21(4): 624-631]
- [15] Ma Jinzhu, Huang Tianming, Ding Zhenyu, et al. Environmental isotopes as the indicators of groundwater recharge in the south Badain Jaran Desert. *Advances in Earth Science*, 2007, 22(9): 922-930. [马金珠, 黄天明, 丁贞玉, 等. 同位素指示的巴丹吉林沙漠南缘地下水补给来源. 地球科学进展, 2007, 22(9): 922-930.]
- [16] Chen Jingsheng, Li Ling, Wang Jiyang, et al. Groundwater maintains dune landscape. *Nature*, 2004, 432: 459-460.
- [17] Chen Hesheng, Kang Yuehu, Feng Jinchao. Preliminary study on the plant growth and water balance in Shapotou area, Tengger Desert. *Journal of Desert Research*, 1991, 11(2): 1-10. [陈荷生, 康跃虎, 冯今朝. 腾格里沙漠沙坡头地区植物生长与水分平衡的初步研究. 中国沙漠, 1991, 11(2): 1-10.]
- [18] Ma Jinzhu, Zhou Xiangyang, Wang Yunquan, et al. Spatial distribution of soil moisture at unsaturated zone in megadunes, southeast of Badain Jaran Desert. *Journal of Desert Research*, 2011, 31(6): 1365-1372. [马金珠, 周向阳, 王云权. 巴丹吉林沙漠南部高大沙丘包气带水分空间分布特征研究. 中国沙漠, 2011, 31(6): 1365-1372.]
- [19] Zhang Zhenyu, Wang Nai'ang, Ma Ning, et al. Lakes area change in Badain Jaran Desert hinterland and its influence factors during the recent 40 years. *Journal of Desert Research*, 2012, 32(6): 1743-1750. [张振瑜, 王乃昂, 马宁, 等. 近40a巴丹吉林沙漠腹地湖泊面积变化及其影响因素. 中国沙漠, 2012, 32(6): 1743-1750.]
- [20] Lu Ying, Wang Nai'ang, Li Guipeng, et al. Spatial distribution of lakes hydro-chemical types in Badain Jaran Desert. *Journal of Lake Sciences*, 2010, 22(5): 774-782. [陆莹, 王乃昂, 李贵鹏, 等. 巴丹吉林沙漠湖泊水化学空间分布特征. 湖泊科学, 2010, 22(5): 774-782.]
- [21] Liu Xiaoyan, Chen Jiansheng, Sun Xiaoxu. Application of chloride tracer method to study replenishment ratio of precipitation in desert. *Transactions of the CSAE*, 2010, 26(S1): 146-149. [刘晓艳, 陈建生, 孙晓旭. 采用氯离子示踪法计算沙漠降雨入渗量. 农业工程学报, 2010, 26(S1): 146-149.]
- [22] Zhu Bingqi, Yang Xiaoping. The origin and distribution of soluble salts in the sand seas of northern China. *Geomorphology*, 2010, 123: 232-242.
- [23] Zhu Jinfeng, Wang Nai'ang, Chen Hongbao, et al. Study on the boundary and area of Badain Jaran Desert based on remote sensing imagery. *Progress in Geography*, 2010, 29(9): 1087-1094. [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. 地理科学进展, 2010, 29(9): 1087-1094.]

- [24] Wang Nai'ang, Ma Ning, Chen Hongbao, et al. A preliminary study of precipitation characteristics in the hinterland of Badain Jaran Desert. *Advances in Water Science*, 2013, 24(2): 153-160. [王乃昂, 马宁, 陈红宝, 等. 巴丹吉林沙漠腹地降水特征的初步分析. *水科学进展*, 2013, 24(2): 153-160.]
- [25] Zhao Jingbo, Ma Yandong, Xing Shan, et al. Sand layer water permeability of Tengger Desert in Zhongwei City, Ningxia Hui Autonomous Region. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2011, 31(3): 12-16. [赵景波, 马延东, 邢闪, 等. 腾格里沙漠宁夏回族自治区中卫市沙层水分入渗研究. *水土保持通报*, 2011, 31(3): 12-16.]
- [26] Ren Mingda, Wang Nailiang. *Introduction to Modern Sedimentary Environment*. Beijing: Science Press, 1981: 8-16, 119-124. [任明达, 王乃梁. *现代沉积环境概论*. 北京: 科学出版社, 1981: 8-16, 119-124.]
- [27] Yang Wenzhi, Shao Ming'an. *Study on Soil Water in Loess Plateau*. Beijing: Science Press, 2002: 84-111. [杨文治, 邵明安. *黄土高原土壤水分研究*. 北京: 科学出版社, 2002: 84-111.]
- [28] Zhao Jinbo, Gu jing, Du Juan. Climate and soil moisture environment during development of the fifth paleosol in Guanzhong Plain. *Science in China, Series D*, 2008, 51(5): 665-676.
- [29] Li Yushan. The properties of water cycle in soil and their effect on water cycle for land in the loess region. *Acta Ecologica Sinica*, 1983, 3(2): 91-101. [李玉山. 黄土区土壤水分循环特征及其对陆地水分循环的影响. *生态学报*, 1983, 3(2): 91-101.]
- [30] Yuan Pengfei, Ding Guodong, Wang Weiwei, et al. Characteristics of rainwater infiltration and evaporation in Mu Us mega-dune. *Science of Soil and Water Conservation*, 2008, 6(4): 23-27. [原鹏飞, 丁国栋, 王炜炜, 等. 毛乌素沙地降雨入渗和蒸发特征. *中国水土保持科学*, 2008, 6(4): 23-27.]
- [31] Wang Xinping, Li Xinrong, Kang Ersi, et al. The infiltration and redistribution of precipitation in revegetated sand dunes in the Tengger Desert, Shapotou, China. *Acta Ecologica Sinica*, 2003, 23(6): 1234-1241. [王新平, 李新荣, 康尔泗, 等. 腾格里沙漠东南缘人工植被区降水入渗与再分配规律研究. *生态学报*, 2003, 23(6): 1234-1241.]
- [32] Yang Wenbing, Tang Jinnian, Liang Hairong, et al. Deep soil water infiltration and its dynamic variation in the shifting sandy land of typical deserts in China. *Science China: Earth Sciences*, 44(9): 2052-2061. [杨文斌, 唐进年, 梁海荣, 等. 我国典型沙漠(地)流动风沙土的深层渗漏量及动态变化. *中国科学: 地球科学*, 2014, 44(9): 2052-2061.]
- [33] Zhao Jingbo, Long Tengwen, Wang Changyan, et al. How the Quaternary climatic change affects present hydrogeological system on the Chinese Loess Plateau: A case study into vertical variation of permeability of the loess-palaeosol sequence. *Catena*, 2012, 92: 179-185.
- [34] Zhu Yuwei, Chen Qimin, Liu Maoxiu, et al. Spatiotemporal distribution of moisture content in sand dunes of the unirrigated forestation along the southern marginal zone of Gurbantunggut Desert. *Pratacultural Science*, 2008, 25(12): 6-12. [朱玉伟, 陈启民, 刘茂秀, 等. 古尔班通古特沙漠南缘沙丘水分的时空分布特征. *草业科学*, 2008, 25(12): 6-12.]
- [35] Gerile, Zhang Li, Liu Jun, et al. Soil moisture dynamic rule of artificial haloxylon ammodendron forest in Kubuqi Desert. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2006, 20(6): 173-178. [格日乐, 张力, 刘军, 等. 库布齐沙漠人工梭梭林地土壤水分动态规律的研究. *干旱区资源与环境*, 2006, 20(6): 173-178.]
- [36] Guo Ke, Dong Xuejun, Liu Zhimao. Characteristics of soil moisture content sand dunes in Mu Us sandy grassland: Why *artemisiaordosica* declines on old fixed sand dunes. *Acta Phytocologica Sinica*, 2000, 24(3): 275-279. [郭柯, 董学军, 刘志茂. 毛乌素沙地沙丘土壤含水量特点-兼论老固定沙地上油蒿衰退原因. *植物生态学报*, 2000, 24(3): 275-279.]
- [37] Feng Qi, Cheng Guodong. Moisture distribution and movement in sandy lands of China. *Acta Pedologica Sinica*, 1999, 36(2): 225-236. [冯起, 程国栋. 我国沙地水分分布状况及其意义. *土壤学报*, 1999, 36(2): 225-236.]
- [38] Liu Junshan, Gao Qiong, Guo Ke, et al. Actual evaporation of bare sand dunes in Maowusu, China and its response to precipitation pattern. *Journal of Plant Ecology (Chinese Version)*, 2008, 32(1): 123-132. [刘峻杉, 高琼, 郭柯, 等. 毛乌素裸沙丘斑块的实际蒸发量及其对降雨格局的响应. *植物生态学报*, 2008, 32(1): 123-132.]
- [39] Wang Xvsheng, Hu Xiaonong, Jin Xiaomei, et al. Interactions between groundwater and lakes in Badain Jaran Desert. *Earth Science Frontiers*, 2014, 21(4), 91-99. [王旭升, 胡晓农, 金晓媚, 等. 巴丹吉林沙漠地下水与湖泊的相互作用. *地学前缘*, 2014, 21(4): 91-99.]

Runoff and groundwater recharge conditions in the megadune area of Badain Jaran Desert

MA Yandong¹, ZHAO Jingbo^{1,2}, LUO Xiaoqing¹, SHAO Tianjie¹, YUE Dapeng¹, ZHOU Qi²

(1. College of Tourism and Environmental Sciences, Shaanxi Normal University, Xi'an 710062, China;

2. Shaanxi Key Laboratory of Disasters Monitoring and Mechanism Simulation,
Baoji University of Arts and Sciences, Baoji 721013, Shaanxi, China)

Abstract: Field investigation was carried out in the Badain Jaran Desert, where develop numerous megadunes with the largest height difference in the world. Infiltration-excess runoff, slow seepage runoff, erosion features of runoff caused by atmospheric precipitation, as well as mixed physical sediment of runoff-aeolian sand and chemical deposition (secondary salts) caused by ground runoff converted into surface runoff, were discovered in the slope surfaces of megadunes. These natural features are rare in arid desert area. According to the data of electron microscopy observation, energy spectrum analysis, chemical analysis and particle-size analysis and others, some issues are discussed, namely, mineral and chemical composition of secondary salts, particle-size composition of aeolian sand and mixed physical sediment of runoff-aeolian sand, runoff type, water balance of megadune area and mechanism of precipitation recharging groundwater and lake water. The emergence of infiltration-excess runoff means that the strong effective precipitation can be used as a source of groundwater, although there is less rainfall in this region. Various runoff and runoff depositions on a deep level sufficiently prove that precipitation via infiltration reaches the bottom of megadune and constitutes effective recharge to groundwater. The fine layer with relative impermeability is the reason why underground runoff is exposed to Earth's surface. The positive water balance is surprising in the megadune area. Precipitation, after evaporation and transpiration, and other consumption, could provide about 134648.4 tons of water per square kilometer per year to recharge groundwater and lake water, which has become one of the important recharge sources of lake water. Positive water balance and precipitation can recharge groundwater in the megadune area and mainly depend on four conditions, namely, the presence of effective precipitation, scarce vegetation and less transpiration, a high infiltration rate and a small evaporation depth of sand layer. These factors are also the priority for numerous lakes developed in the megadune area of the Badain Jaran Desert.

Keywords: groundwater runoff; erosion and deposition of runoff; secondary salts and water cycle; groundwater recharge conditions; Badain Jaran Desert