罗布泊地区凝结水对潜卤水资源量 评价的影响分析

顾新鲁¹,余绍文²,汪玉松²,颜 辉³,于咏梅³,

李 明1,刘小星1,丁光发1

 (1.新疆地矿局第二水文工程地质大队,新疆 昌吉 831100;2.中国地质大学环境学院, 湖北 武汉 430074;3.国投新疆罗布泊钾盐有限责任公司,新疆 哈密 839000)

摘 要:新疆罗布泊地区属于极端干旱气候地区,大气降水对地下水的补给极其有限,长期以来,众多学者 认为凝结水量是罗布泊干盐湖潜卤水的重要补给来源之一。本次通过在罗北凹地地区开展的凝结水试验, 较准确地计算了其补给资源量,指出尽管研究区凝结水总生成量较大,但真正能入渗补给到潜卤水饱水带 的量却极少,绝大多数凝结水都以难以开发利用的土壤水形式短暂保存,被蒸发散失到大气中,对潜卤水资 源量评价影响较小。

关键词:凝结水;干旱地区;潜卤水;土壤水;包气带;饱水带;资源量评价 中图分类号:P641.1 文献标识码:A 文章编号:1008-858X(2012)04-0001-07

1 研究区概况

罗布泊于盐湖位于塔里木盆地东部,北部 以库鲁克塔格山山前冲洪积扇为界,南至阿尔 金山北麓 东为北山 西为库鲁克库姆沙漠。此 次研究工作在罗布泊北部凹地开展 地理坐标 为北纬40°44′37″,东经90°57′26″。 罗布泊北部 凹地属典型的大陆性干旱气候,多年平均降水 量为 38.5 mm/a^[1], 一般 5~8 月份为雨期(暂 时性) 其中7月份降水量最大,其他月份降雨 普遍较少。区内蒸发极为强烈,多年平均蒸发 量达3 776.5 mm/a 5~8 月份为极强蒸发期, 月平均蒸发量为 626.85 mm。空气相对湿度较 小,年平均空气相对湿度为46.5%。气温的年 内变化较大,最高温度48℃(8月),最低温度 -17.5℃(1月),年平均气温13.4℃。区内主 要受西风带控制,最显著的气候特点是多风。 地表分布着形态各异的石盐壳,起伏度在10~ 60 cm 间变化,石盐体积分数在 80% 以上,潜水 位埋深一般在 1.5~1.9 m 不等。该地区的土 壤类型为含粉砂的石盐土,石盐体积分数为 80%~85%,表层见盐壳^[1]。

受各种客观条件的限制,在罗布泊地区水 资源量评价的以往工作中,对补给项凝结水量 的处理主要是参考周边地区水均衡试验场的结 果,未开展过专门的野外观测试验。因试验场 和研究区自然地理条件的差异,特别是影响凝 结水生成的土壤类型和大风等要素存在较大差 异,影响了凝结水量的评价精度。鉴于此,本次 研究专门开展了罗北凹地凝结水生成量的野外 实地观测,凝结水补给项的计算以野外观测结 果为依据进行。

据前人研究^[2-6],通常所谓的凝结水有两种,一是通过"土一气"界面从大气进入包气带的水量,一是从包气带深部向表层运移生成的水量。本次研究成果最终服务于研究区水资源量的评价,因此将后者视为包气带内部的水分迁移过程,不作观测和计算,主要观测对象是从大气进入包气带的凝结水量。

作者简介:顾新鲁(1974-) 男.硕士.提高待遇高级工程师,主要从事水文、工程与环境地质及液体矿产勘查工作。

收稿日期: 2012-05-16;修回日期: 2012-05-29

2 研究过程与方法

根据研究区气象条件的差异,选择2005年 7月、10月、11月和2005年12~2006年1月4 个时段,分别进行4~5d的连续观测^[7]。

观测设备是 4 个高度分别为 2 cm、5 cm、 10 cm、20 cm 的有机玻璃试筒,试筒上端开口, 下端封底,直径为 73 cm。

观测过程取监测点附近原状土装入试筒 中 将所有试筒埋入监测点附近的土壤中,筒口 与周边土壤表面齐平;每过2h或4h,将试筒 取出称重,然后将其重新埋回土壤中。根据前 后两次试筒的重量差进行凝结水量的计算。

在进行凝结水量观测的同时,对大气相对 湿度、大气温度、土壤中不同深度处的温度也进 行了同步监测。

3 凝结水量计算

3.1 凝结水日均生成量

用后一监测时刻试筒的质量减去前一监测时刻的质量,得出相邻监测时间之间试筒内水分的质量差 ΔM ,然后将其转化成高度单位 $\Delta h(mm)$ 。计算方法如下:

$$\Delta h = \frac{\Delta V}{\pi \cdot r^2} r = D/2 \ \Delta V = \frac{\Delta M}{\rho}$$

式中 Δh 为所求的水分增减量,单位为mm; ΔM 为相邻时间间隔试筒内水分的质量差,单 位为g; ρ 为水的密度,取1g/cm³;D为试筒内 径,取73 mm;r为试筒半径,单位为mm。

计算发现,10 cm 高试筒与 20 cm 高试筒 质量变化的差异已经较小,取 20 cm 高试筒进 行凝结水量的计算,即以 0~20 cm 深度范围内 的凝结水生成量作为凝结水总生成量。根据前 人研究成果和本次观测结果,20 cm 以下的凝 结水生成量已微乎其微,可以忽略不计。

做出 20 cm 高试筒质量随时间的变化曲 线,曲线上升($\Delta h > 0$)表明试筒内水分含量增 加;曲线下降($\Delta h < 0$)表明试筒内水分散失,水 分含量减少(图1~图4)。由于凝结水的生成 和土壤水的蒸发不可能同时进行,因此曲线上 升的时段即为凝结水生成时段,该时段内试筒 质量的增加值即为凝结水生成量。求出观测时 段内所有的 Δh 将为正的 Δh 全部相加,即为观 测时段内的凝结水生成量:

$$q_{\mathcal{R}} = \sum_{i=1}^{n} \Delta h_i \ \Delta h_i > 0$$

用 q_{\aleph} 除以观测天数,即为观测时段内凝结水日均生成量(mm)。各时段凝结水日均生成量成量见表 1。

Table 1 Calculated average daily condensation water formed in different periods										
时段	2005. 7. 19 ~ 7. 24	2005. 10. 8 ~ 10. 12	2005. 11. 8 ~ 11. 13	2005. 12. 29 ~ 2006. 1. 2						
天数/d	5	4	5	4						
$\sum \Delta M \ \Delta M > 0 / {\rm g}$	4.5	2.7	9.3	4.6						
$\sum \Delta h \Delta h > 0 / \text{mm}$	1.075	0.645	2. 224	1.10						
凝结水生成量/(mm/d	0.215	0.113	0. 444	0.275						









图 2 2005 年 10 月份 20 cm 高试筒的质量变化曲线

Fig. 2 Quality varied curve of 20cm high test tube in October 2005



图 3 2005 年 11 月份 20 cm 高试筒的质量变化曲线 Fig. 3 Quality varied curve of 20 cm high test tube in November 2005



图 4 2005 年 12 月 ~ 2006 年 1 月份 10 cm 高试筒的质量变化曲线 Fig. 4 Quality varied curve of 20 cm high test tube from December 2005 to January 2006

3.2 全区凝结水年均生成量

限于野外工作条件,本次研究未进行全年 连续观测,而是选择2005年7月~2006年1月 的4个代表性时段,分别进行了4~5d的观 测。根据气象条件的相似性,将代表性时段的 凝结水观测值进行外推,得出全年的凝结水生 成量。例如,若7月份影响凝结水生成的气象 条件与6~9月份的相似,则用7月份实测的凝 结水日生成量代表6~9月份的凝结水日生成 量,从而计算得出6~9月份这一时段的凝结水 总生成量。

本次研究发现 ,在罗北凹地影响凝结水生

成的主要因素为大气极端温差、大气相对湿度 和风力。因此,主要以这3个气象条件的年内 变化特点为依据,将全年12个月份划分成凝结 水生成量各不相同的若干时期,然后以各时期 内代表时段(4~5 d)的实测凝结水生成量外推 全时期凝结水总生成量。

由于 2005 年缺失 1 月份和 10 月份的气象 数据,因此选用 2004 年的气象数据^[1]。2004 年各月份极端温度差、大气相对湿度和平均风 速分别见图 5、图 6 和图 7。从中可以看出,无 论是以极端温差为依据,还是以大气相对湿度 或平均风速为依据,都可将全年划分为凝结水 生成条件各不相同的 3 个时段: I —3~10 月; Ⅱ—2~3月和11月;Ⅲ—1月和12月。第Ⅰ 时段的凝结水日生成量可用7月份和10月份 野外实测值的平均值代表;11月份的实测值可 代表第Ⅱ时段的凝结水日生成量;1月份的实 测值可代表第Ⅲ时段的凝结水日生成量(表 2)。得到各时段凝结水总生成量分别为 39.96 mm、26.64 mm和16.5 mm,全年凝结水 生成量为83.1 mm/d^[7]。

表2 研究区凝结水生成量(从大气进入包气带)

Table 2	Condensation	water formed	amount in	research region	(from	air to	zone of aeration)	
---------	--------------	--------------	-----------	-----------------	-------	--------	-------------------	--

时段	3~10月	11月、2月	12月、1月	全年
日生成量/(mm/d)	0.164	0. 444	0. 275	0. 228
时段内总生成量/mm	39.96	26.64	16.5	83. 1
全区总生成量 $/ \times 10^4 m^3$	6 039. 32	4 087.6	2 531.73	12 658.65





Fig. 5 Extreme temperature differentials in each month of 2004



图 6 2004 年各月份大气相对湿度

Fig. 6 Atmosphere relative humidity in each month of 2004



Fig. 7 Average wind speed in each month of 2004

由于研究区潜水埋藏最浅处(1.0 m)仍大 于日变温最大深度(约0.8 m,见图8),而凝结 水生成的动力来源主要是昼夜变温,因此本研 究不考虑潜水埋深对凝结水生成量的影响。全 年凝结水生成量以83.1 mm 计,全区面积以 1534.38 km²计 整个研究区凝结水年生成量 为12658.65×10⁴ m^{3[7]}。



图 8 土壤日变温深度(以 2005 – 7 – 22 日观测数据 为例)

Fig. 8 Change temperature depth (observation data on July 22 2005)

4 凝结水对潜卤水的补给分析

在 3 月份到 10 月份,凝结水的总生成量达 39.96 mm,但日均量却不足 0.2 mm,生成强度 极低。而该时段蒸发强烈,夜间生成的少量凝 结水很快就被蒸发掉,根本来不及向饱水带补 给。从 7 月份的观测来看,该阶段所有 Δh 相 加为 – 2.32 mm,表明蒸发量远大于凝结水生 成量,并且绝大多数 Δh 都小于零,表明在绝大 多数时间内都以蒸发作用为主。虽然个别时段 出现了 $\Delta h > 0$ 的情况,但马上就被其后的小于 零的 Δh 所抵消,证明生成的凝结水很快就被 蒸发掉^[8]。

在 11 月到次年 2 月,凝结水的生成量虽然 大于蒸发量,但日生成量仍只有 0.3 mm 左右, 远小于该区最小降水强度,这些凝结水的入渗 补给系数要远小于区内的最小降水入渗补给系 数,对饱水带的补给作用微乎其微。更为准确 的数字及其计算过程将在后继的包气带数值模 拟中给出。

根据罗北凹地的水文地质、气象条件建立水 气耦合模拟的概念模型^[7]。整体上而言,包气带 土壤水分水平径流微弱,主要是以蒸发、凝结条 件下土壤水分的垂直运动为主。因此可以选用 一维饱和一非饱和模型来模拟土壤剖面上的水 分变化规律。研究区潜水埋深己知,选择潜水面 为下边界,这属于给定水头值的第一类边界;由 于土壤表层发生强烈的蒸发作用,并形成干土 层,模型上边界考虑为实际流量边界;凝结水作 为水汽耦合的重要中介和包气带水分平衡不可 缺少的一个组成部分,主要产生于地表以下0~ 20 cm 处,我们把它设置为补给项来处理。

描述包气带水汽运移的数学模型形式如 下:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [k(\theta) \ \frac{\partial h}{\partial z}] - \frac{\partial k(\theta)}{\partial z} + Con(z \ t) \ .$$

初始条件为

$$\theta(z \ \Omega) = \theta_i(z) \ \Omega \leq z \leq B \ t = 0;$$

上边界条件

 $-k(\theta)\left(\frac{\partial h}{\partial z}-1\right) = -q(t) \quad t > 0;$

下边界条件

 $h(z_{t})|_{z=B} = 0 t > 0$

式中 z 为垂向坐标,零点取在地表,向下为 正(mm); θ 为土壤含水量(%);h 为基质势 (mm); $k(\theta)$ 为对应含水量 θ 时的土壤渗透系 数(mm/h);Con(t) 为凝结水补给项(mm/h); $\theta(z)$ 为初始时刻土壤剖面含水量分布;q(t) 为 上边界实际流量(mm/h);B 为潜水埋深 (mm)。

接着进行数学模型的求解,然后利用各深 度含水量实测资料校正模型(图9),得到研究 区土壤的水力学参数,如表3所示。

根据罗北凹地气候条件,综合考虑水汽运 移模拟的精度和实测资料的详细程度,把全年 划分为3个时段进行模拟,第1时段为以7月 为代表的5、6、7、8月;第2时段为以10月为代 表的3、4、9、10月;第3时段为以12月为代表 的11、12、1、2月。其中第3时段分为两个阶 段,第1阶段为冻结期,第2阶段为解冻期。要 搞清楚凝结水运移及入渗补给的情况只需对解 冻阶段水汽运移过程进行模拟即可。根据前人 对罗布泊地区冻土的研究,一般冻土在2月时 开始解冻,并在1个月左右解冻完成。在这里 对第3时段解冻期土壤水汽运移作出假设,所 有固态凝结水(冻土)均在2月份30d内溶化。 按各时段的条件分别进行模拟,各时段模拟结 果见表4~表6。

土样编号	取样深度/cm	$oldsymbol{ heta}_{ m r}$	$ heta_{ m s}$	α/(1/cm)	n	$K_{\rm s}/({\rm ~cm/d})$
1	表层	0.076 8	0.4804	0.009 1	1.621	42.72
2	盐壳	0.092 5	0.553 5	0.004 3	1.102	15.61
3	40	0.046 8	0.477	0.0417	1.5427	42.14
4	60	0.063 4	0.4799	0.038 8	1.865 3	45.24
5	80	0.050 5	0.4804	0.042 9	1.444 9	55.41
6	100	0.056 6	0.478 3	0.037 4	1.5154	49.19

表 3 识别后的土壤水力学参数 **Table 3** Soil hydraulics parameter after distinguishing



图 9 土壤含水量模拟值与实测值对比曲线

Fig. 9 Comparison between the imitated and the measured soil moisture

表4 第1时段包气带土壤水分模拟结果

			r • 1	• • •	• .	•		- C		•	. 1	C* .	•
rab	le 4	- 1	Imitated	SOIL	moisture	1n	zone	ot	aeration	1n	the	tirst	period
									****				Pr

	补	给项		排泄项				
均衡项	补给量 /mm	比 例/%	补给速 率/(mm/d)	均衡项	排泄量 /mm	比例/%	速 率/ (mm/d)	
凝结	1.075	40. 9	0. 215	蒸发	3. 572	100	0.76	
潜水补给	1.556	58.1	0. 331	入渗潜水	0	0	0	
合 计	2.63	100	0. 646	合计	3. 572	100	0.76	
		<u>土</u> 壤	【水增加量/mm	- 1.	. 156			

表 5 第 2 时段包气带土壤水分模拟结果

Г٤	ıb	le :	5	Imitated	soil	moisture	in	zone	of	aeration	in	the	second	period	l
										********					-

		<u>+ 1 /</u>	* - T				NU	
		孙兰	谷 坝			挿	泄坝	
均衡	项	补给量 /mm	比 例/%	补给速 率/(mm/d)	均衡项	排泄量 /mm	比例/%	速 率 / (mm/d)
凝	结	0.44	40	0. 113	蒸发	1.34	100	0.34
潜水衤	卜给	0.66	60	0.20	入渗潜水	0	0	0
合	计	1.22	100	0.313	合计	1.34	100	0.34
			±	壤水增加量/mm	- 0	. 12		

表6	第3	时段包留	う 帝土 壌 か	く分模拟结果

Table 6 Imitated soil moisture in zone of aeration in the third period

	补给项									
均衡	项	补给量 /mm	比例/%	补给速 率/(mm/d)	均衡项	排泄量 /mm	比 例/%	速 率/ (mm/d)		
凝	结	7.23	100	1. 446	蒸发	3.45	83.7	0. 691		
潜水补	补给	0	0	0	入渗潜水	0.67	16.3	0.134		
合	计	7.23	100	1. 446	合计	4.12	100	0.825		
			±	壤水增加量/mm	ı 3.	11				

表7 研究区凝结水模拟结果表

Table 7 Imitated result table of condensation water in the research region

	时间	第1模拟期	第2模拟期	第3模拟	期	
	月份	5,6,7,8	3,4,9,10	11,12,1	2	王牛
	天数/d	120	120	90	30	360
	日均生成量/(mm/d)	0. 215	0. 113	0.482	0	0. 229
凝结水	凝结水生成量/mm	25.8	13.56	43.4	0	82.56
	入渗补给量/mm	0	0	0	4.02	4.02
洪水艾宁	潜水蒸发速率/(mm/d)	0.33	0.2	0.17	0	0. 23
简小烝友	时段内蒸发量/mm	39.6	24	15.9	0	79.5

通过以上模拟可知,全年凝结水生成量 82.56 mm 中,第1、2、3 时段分别占25.8、 14.16、43.14 mm,只有第3时段有4.02 mm入 渗补给潜水,全年平均凝结水入渗补给率为 4.87%^[7]。全区面积以1534 km² 计,凝结水 补给量为616.8×10⁴ m³。

据上述各个时段模拟结果,可计算出目前 潜水位情况下罗北凹地全年凝结水入渗补给潜 水的情况及潜水蒸发量(表7)。

需要指出的是,尽管研究区凝结水总生成 量较大,但真正能入渗补给到饱水带的量却极 少,绝大多数凝结水都以难以开发利用的土壤 水形式短暂保存,随即参与包气带的水汽蒸发 散失到大气中^[8]。

5 小 结

 研究区全年共生成凝结水 82.56 mm/a, 入渗补给潜水 4.02 mm/a,凝结水入渗补给率 为 4.87%。全区面积以1 534.38 km²计,凝结 水补给量为616.8×10⁴ m³/a,相对于潜卤水体 积资源量所占比例极小^[1],对于后期开采潜卤 水水质影响较小。

 2) 全年生成凝结水蒸发量为79.6 mm/a,
 全区面积以1 534.38 km² 计,凝结水蒸发量为
 12 213.66×10⁴ m³/a,大量的未入渗饱水带的 凝结水参与到包气带的水汽蒸发中。

3)随着后期矿山开采潜卤水,饱水带的潜水位下降,凝结水入渗补给潜卤水的资源量将 会迅速减小,潜水埋深达5m时已无凝结水量 入渗补给。

参考文献:

- [1] 顾新鲁,白铭,黄新凤,等.新疆若羌县罗北凹地钾盐矿 详查地质报告[R].昌吉:新疆地矿局第二水文工程地 质大队 2006.
- [2] 于庆和. 塔里木盆地东北缘群克地区土壤凝结水的初步 研究[J]. 干旱区研究, 1992, 9(3):77-84.
- [3] 冯金朝,刘立超,李金贵.腾格里沙漠东南缘沙地凝结水
 的形成特点及其生态环境意义[J].中国沙漠,1996,16
 (增刊):70-75.
- [4] 郭占荣 韩双平.西北干旱地区凝结水实验研究[J].水科学进展 2002,13(5):623-628.
- [5] 周金龙, 艾克日木・阿不都拉, 董新光. 天山北麓平原区 凝结水的观测分析 [J]. 新疆农业大学学报, 2002, 25 (1):49-53.

(下转第35页)

Ionic Liquid-controlled Synthesis of TiO₂ through A Solvothermal Method and the photodegradation Property under UV–Vis Irradiation

DU Ji-min ZHAO Guo-yan ,LI Ya-xiao ,MAO Yan-jun ,QIAN Yong-teng ,HE Weng ,LI Zhi-shuang (College of Chemistry and Chemical Engineering Anyang Normal University Anyang A55002 ,China)

Abstract: Nanocrystalline TiO₂ was synthesized with ionic liquid [Bmim] [BF₄] as surfactant ,TEOS as starting material in ethanol solution by solvothermal method at 180 °C for 24 h. The structure ,morphology and optical property of the obtained samples were characterized with X-ray diffraction ,SEM and UV-Vis spectroscopy. As-synthesized TiO₂ products with sizes of 20 ~ 30 nm show spherical motif and anatase crystalline phase. Un-vis absorption illustrates that TiO₂ samples have a relative stronge absorption peak at 340 nm and blue-shift with decreasing sizes of samples. For the sake of evaluation of photcatalytic activity of our samples ,the photocatalytic degradation of methyl orange were conducted using UV lamb as light source in water. The product prepared in the mixted solution of 1 mL ionic liquid and 0. 75 mL water at 180 °C for 24 h showed better photocatalytic activity with photodecomposion up to 98% under UV irradiation for 70 min in comparison with commercial TiO₂. The higher photocatalytic activity was attributed to the large surface area of the catalyst.

Key words: Titanium dioxide; Anatase; Ionic liquids; Photocatalysis

(上接第7页)

- [6] 郭占荣 刘建辉.中国干旱半干旱地区土壤凝结水研究 综述[J].干旱区研究 2005 22(4):576-580.
 [7] 孙自永 余绍文 汪玉松 .等.新疆若羌县罗北凹地钾盐
- 矿详查地质报告附件:凝结水研究报告[R].武汉:中国 地质大学(武汉)环境学院 2006.
- [8] 孙自永,余绍文,周爱国,等.新疆罗布泊地区凝结水试验[J].地质科技情报 2008 27(2):92-95.
- Condensation Water Impact Analysis for Latent Bittern Mineral Resources Evaluation in Lop Nur Area

GU Xin-lu¹ ,YU Shao-wen² ,WANG Yu-song² ,YAN Hui³ ,

YU Yong-mei 3 ,LI Ming 1 ,LIU Xiao-xing 1 ,DING Guang-fa 1

(1. The Second Hydrologic Engineering Geology Brigade of Xinjiang Geological and

Mineral Resources Bureau , Changji \$31100 , China;

Environmental Research College , China University of Geosciences , Wuhan 430074 , China;
 Cuotou Xinjiang Lop Nur Potassium Salt Co. Ltd. , Hami & 39000 , China)

Abstract: Lop Nur area of Xinjiang belongs to extreme arid area. For a long time condensation water is consided as the important supply source to Lop Nur dry saline. Through latent condensation water test and its supply source exact calculation , we get the conclution that in spite of its large tatal source , the real in-filtration supplying to satisfied water band is limited , the condensation water transitorily conserved and difficult to be used. By immediately evaportating and dissipating to the atmosphere , the condensation water has small influence on the latent bittern mineral resources evaluation.

Key words: Condensation water; Arid area; Phreatic brine water; Soil water; Zone of aeration; Zone of saturation; Mineral resources evaluation