种植条件下降雨灌溉入渗试验研究

宋亚新 张发旺 荆恩春

中国地质科学院水文地质环境地质研究所,河北正定 050803

摘 要 基于清水河平原头营和黑城试验场降雨(灌溉)入渗过程土壤水分运移观测试验数据的分析研究,笔者应 用能量观点描述了包气带水分运移的分带性、降雨(灌溉)入渗补给地下水的水分条件和地下水入渗补给过程的基 本特征。应用蒸散量模型、土壤水分通量模型,计算了作物生长期的蒸发蒸腾量、土壤贮水量的变化量、400 cm 深 度处的土壤水分渗漏量及渗漏系数。从多年的角度分析了深层土壤水分渗漏量、渗漏系数与地下水入渗补给量和 补给系数的关系。它对分析降雨(灌溉)入渗对地下水的补给过程和定量分析地下水入渗补给量、入渗补给系数具 有重要价值。

关键词 种植;降雨灌溉;入渗;渗漏量;地下水 中图分类号: S157 文献标识码:A

文章编号: 1006-3021(2008)04-510-07

Experimental Research on Rainfall and Irrigation Infiltration under the Condition of Planting

SONG Yaxin ZHANG Fawang JING Enchun Institute of Hydrogeology and Environmental Geology, CAGS, Zhengding, Hebei 050803

Abstract Based on an analysis of observation data obtained from Touying and Heicheng experimental fields in Qingshuihe plain in the process of rainfall (irrigation) infiltration, this paper described the vertical zonality characteristics of water migration in the unsaturated zone, moisture condition of rainfall (irrigation) recharging groundwater, and basic characteristics of the groundwater recharge process from the point of view of energy. With the evapotranspiration model and the soil moisture flux plane model, the authors calculated crop evapotranspiration, change of soil pondage, and leakage and leakage factors at the depth of 400 cm, and analyzed the relationship of soil water leakage, leakage factors of the deep layer and groundwater recharge and coefficients of recharge from the angle of many years. The results will help the analyzing process of rainfall (irrigation) recharging groundwater, and also contribute to analyzing groundwater recharge and coefficients of recharge in a quantitative way.

Key words planting condition; rainfall and irrigation; infiltration; seepage; groundwater

地下水是干旱半干旱地区生产、生活的主要供 水水源,准确评价其补给量是合理制定水资源规划 和地下水可持续利用方案的基础(汪丙国等, 2006)。由于水文地质条件的复杂性以及自然环境 的特殊性,干旱半干旱地区地下水入渗补给研究一 直是水文地质学中的难点。目前,经过水文地质学 家几十年的研究,国内外发展了多种预测和确定地 下水补给量的方法,总体上可归纳为4类(Kinzelbach et al.,2002):直接测定法(陈志辉等,2002;周 旻等,2002)、达西方法(虎胆・吐马尔拜,1996;吴 继敏等,1999)、水均衡方法(Healy et al.,2002;许 昆,2004)和示踪法(Allison et al.,1978;陈建生等, 2004;汪丙国等,2006)。但以上方法给出的人渗补 给量多存在较大误差,有时甚至错误,成为准确评价

本文由中国地质科学院与宁夏回族自治区合作项目(编号:DKD2002005-1)资助。

收稿日期:2007-05-16;改回日期:2007-12-07。责任编辑:刘志强。

第一作者简介:宋亚新,男,1976年生,博士研究生;E-mail: syxroy@ sina. com。

通讯作者:张发旺,通讯地址:050803,河北省石家庄正定中山东路92 号;电话:0311-88022029;E-mail: fawangzhang@ sina. com。

地下水资源的一个瓶颈。欲获取较为准确的人渗补 给量,详细了解人渗过程和入渗补给特征具有特别 重要的意义。

宁夏南部(宁南)地区位于我国西北干旱—半干 旱区,是我国水资源最为贫乏的地区之一,降雨与灌 溉是当地潜水的主要补给来源。为了解宁南地区降 雨灌溉入渗补给特征,分析入渗补给量,于 2001 ~ 2002 年在清水河平原开展了试验研究。

1 自然条件概况

清水河平原位于宁夏回族自治区中南部,属典型大陆性气候,干旱气候特征明显,平均年降水量300~500 mm,大部分降雨集中在6~8月,年际蒸发量1900 mm。研究区包气带上部土壤剖面的土壤岩性主要是黄土状粘砂土、砂粘土、粉细砂和细砂薄层。

2 试验设计

在清水河平原代表性地段分别建立了头营(胡 大堡)和黑城(潘堡)包气带水分运移及水文地质参 数试验场(以下简称试验场)(图1)。开展了旱作 条件下的冬小麦、玉米田水分运移观测试验:冬小麦 田灌溉3水、4水条件下的水分运移观测试验;春小 麦田灌溉3水和玉米田灌溉2水、3水条件下的水 分运移观测试验。试验监测内容有:①土壤含水量 动态,在各试验田监测区利用中子仪监测0~400 cm 深度土壤含水量:0~200 cm 深度内测点 20 个, 相邻测点间距 10 cm;200~400 cm 内测点 10 个,相 邻间距 20 cm。土壤含水量在非种植期和冻结期每 5 d 观测 1 次,在冻融期开始以后为每 3 d 观测 1 次:在灌溉期,试验田每次灌溉前一天至灌溉后5d 每天观测1次,之后为每2d观测1次,直至下次灌 溉或到作物收获为止; ②土壤水势动态,土壤基质 势和土水势采用 WM-1 型负压计系统进行测量, 在各试验田监测区 0~300 cm 深度土壤剖面上,分 别暗埋式安装一套负压计系统,在0~200 cm 深度 范围内安装 20 支负压计测头,相邻测头间距 10 cm,200~300 cm 深度范围内安装 5 支负压计测头, 相邻测头间距 20 cm。负压计观测时间和次数与中 子仪观测同步; ③地下水(潜水)动态监测; ④观测 和收集研究区降雨量、蒸发量等气象资料; ⑤记录 各试验田的灌溉时间、灌溉量等资料。

3 结果与讨论

3.1 包气带土壤水势分布及水分运移特征





3.1.1 包气带土壤水势分布的分带性

降雨(灌溉)入渗所能达到的深度、持续时间的 长短、入渗量的多少、土壤水分运移特征等与包气带 土壤剖面的土壤水势分布和土壤含水量的分布关系 十分密切,在分析降雨(灌溉)入渗过程和土壤水分 运移时必须研究包气带的能量分布特征。

在观测试验期间,头营(胡大堡)和黑城(潘堡) 试验区地下水(潜水)埋深动态变化范围分别为 15.4~17.8 m 之间和 36.55~40.07 m 之间,各试 验田在试验期内零通量面向下发育的最大深度在地 表以下 140~200 cm 范围, 如图 2 为头营试验场 No.1(玉米试验田)的一条土壤水势分布曲线,零通 量面出现在约 140 cm 深度位置。根据荆恩春等 (1994)土壤剖面水势梯度分带性理论分析,试验场 包气带土壤水势梯度变化分为3个带:①地表至零 通量面发育最大深度之间的土壤水势梯度强烈变化 带,该带是降雨(灌溉)和蒸发(蒸腾)过程交替作用 的综合结果,在客观上反映了蒸发蒸腾作用的影响 深度: ②地下水面(潜水面)至毛细强烈上升带顶部 间的土壤水势梯度基本不变带;③处于上两个带之 间的土壤水势梯度缓变带,由于研究区地下水埋藏 深,该带厚度较大。

在清水河平原,绝大部分地区土壤水势梯度变 化都具完整的三带性。仅零星邻河地块因地下水



 Fig. 2 Distribution of soil moisture potential at Touying No. 1 profile (July 30, 2007)

(潜水)埋深小于潜水蒸发极限深度,使土壤水势梯 度强烈变化带与土壤水势梯度基本不变带直接相 连,不具三带性特征。

3.1.2 包气带土壤水分运移的分带性

土壤水势梯度决定土壤水分的运移方向,也是 土壤水分运移的趋动力,因此土壤水势梯度分带性 也使土壤水分运移具有分带性特征:①在土壤水势 梯度强烈变化带内,土壤水势变化强烈,变幅大,土 壤水势梯度方向经常发生改: ∂ψ/ ∂z < 0 与 ∂ψ/ ∂z = 0 ☆みψ/дz >0。这使土壤水分运移也相应地具有变化 强烈、运移方向经常改变的特点,土壤水运移速度、 运移量则与土壤水势梯度的大小、土壤含水量大小 和非饱和土壤导水率取值等有关;②在土壤水势梯 度缓变带内,土壤水势梯度变化相对平缓, 且具有单 向性(水势梯度始终指向潜水面)。与之对应,该带 内土壤水分运移相对平缓,土壤水分始终保持向下 运移的方向,其运移速度和运移量除与土壤水势梯 度相关外,同样也受土壤含水量和土壤非饱和导水 率取值等因素制约:③在土壤水势梯度基本不变带 内,土壤水势梯度的绝对值非常小(几乎接近于0), 变幅很小,但区域地下水位的动态变化可能使潜水 面附近的土壤水势梯度发生微小的变化。在该带 内,土壤含水量很高,土壤导水率 $k(\theta)$ 的数值较大, 但由于土壤水势梯度接近于0,制约了土壤水分运 移速度和运移量。土壤水运移方向依然受控于土壤 水势梯度的方向。

包气带水分运移分带性特征是分析研究清水河 平原降雨(灌溉)人渗过程土壤水分运移以及地下 水入渗补给的重要理论基础。

3.2 降雨(灌溉)入渗补给过程分析

3.2.1 降雨(灌溉)入渗补给地下水的水分条件

在清水河平原,蒸发一入渗型是土壤水分运移 状态的基本形式(荆恩春等,1994),在小的降雨入 渗过程中,入渗水往往达不到零通量面发育的深度 位置,不能使土壤剖面变为入渗型土壤水分运移状 态。因此,由降雨入渗转化的这部分土壤水对作物 需水和缓解蒸发蒸腾作用有实际意义,对降雨入渗 补给地下水而言是无效的。但是也有特例,如在灌 溉或大的降雨过程之后,土壤水分运移状态已经是 入渗型,这时小的降雨过程的入渗水分对地下水的 入渗补给有一定意义。

对于大的降雨过程,特别是灌溉入渗过程,即使 原先土壤水分运移状态为蒸发一入渗型,入渗水除 了补充零通量面以上的土壤水分外,还能继续下渗 导致零通量面消失,使土壤水分运移状态由蒸发一 入渗型转变为入渗型,为地下水的入渗补给提供必 要的水分条件。

3.2.2 地下水入渗补给过程基本特征

如前所述,研究区具有深厚的土壤水势梯度缓 变带,并且在土壤水势梯度缓变带中土壤水分运移 方向始终向下。因此,不管是种植期还是非种植期, 是旱作农业还是灌溉农业条件下,是否降雨或灌溉, 地下水入渗补给过程始终在不间断地进行着。

包气带如同一个土壤水库,除对作物需水具有 调节作用,对降雨(灌溉)入渗补给地下水过程也有 调节作用,使降雨(灌溉)入渗补给过程有明显的滞 后特征。地下水埋深越大,调节库容量越大,调节作 用越强,滞后作用越明显。如冉庄试验场模拟在地 下水埋深8m,降雨量193mm条件下的观测试验。 结果降雨入渗补给地下水的峰值滞后 60 d,降雨入 渗补给过程长达 360 d 以上(沈振荣等, 1992)。因 此,在研究区这样地下水大埋深条件下,常常是前一 个降雨(灌溉)入渗过程没有结束,后一个降雨(灌 溉)人渗过程又已经开始,前后降雨(灌溉)入渗过 程相互迭加。图 3、图 4 分别为灌溉条件下头营 No.2春小麦田、No.3冬小麦田实测土壤含水量时空 分布图,从土壤含水量的时空分布可以看出,在土壤 表层 1.0 m 或 1.5 m 深度范围内,每次灌溉或大的 降雨过程引起的土壤含水量急速增加,之后又因受 强烈蒸发蒸腾作用,土壤含水量很快减少,其变化过 程有着明显的土壤水势梯度强烈变化带的规律性. 而且越是接近地表其规律性越明显。但是随着深度









的增加,逐渐进入土壤水势缓变带内,特别是接近4 m 深度时,已很难看出土壤含水量随一次灌溉或大 的降雨过程的明显变化界限。图5为头营 No.5 旱 作冬小麦田土壤含水量时空分布图,由于在冬小麦 生长期无较大的降雨过程,而且土壤水分的蒸发蒸 腾损耗得不到灌溉水和潜水的补充,降雨过程仅引 起土壤表层50 cm 左右的土壤含水量有比较明显的 变化,受降雨和蒸发蒸腾交替作用影响的规律性非 常强。深部土壤含水量变化极微,与灌溉条件下土



图 5 头营 No. 5 旱作冬小麦田土壤含水量时空分布图 Fig. 5 Spatial-temporal distribution of soil water content in No. 3 rain-fed winter wheat field, Touying

壤含水量的时空分布相比,其变化十分平缓。因此, 在地下水(潜水)深埋区,不论在灌溉农业还是旱作 农业条件下,很难获取次降雨入渗补给量或次灌溉 入渗补给量(灌溉回归量),在地下水深埋条件下分 析降雨(灌溉)入渗过程时必须注意这一特性。

通常在地下水浅埋条件下,降雨(灌溉)入渗补 给过程呈湿润锋面补给方式,其特点是入渗的湿润 锋面明显进入毛细强烈上升带或达到潜水面形成对 地下水的入渗补给(沈振荣等,1992;王政友, 2003)。在试验区由于地下水埋深大,降雨(灌溉) 人渗补给地下水的过程呈现为非湿润锋面补给方 式。图6为头营 No.2 春小麦田一次灌溉前后的土 壤剖面含水量分布变化曲线图,5月7日的一条曲 线是灌溉前土壤含水量分布曲线,5月8日以后的 各条曲线为灌溉后的土壤含水量分布曲线。可以看 出,在150 cm 深度范围内,灌溉入渗过程向下发育 的湿润锋面清晰可见,在150~250 cm 深度范围内, 湿润锋面很难分辨,在250 cm 深度以下,已看不出 湿润锋面,但是地下水的入渗补给过程一直没有间 断。因此,地下水的入渗补给呈非湿润锋面补给 方式。

3.2.3 渗漏量计算与降雨(灌溉)入渗补给分析

根据头营试验场和黑城试验场种植条件下水分 运移观测资料,联合应用零通量法和定位通量法 (荆恩春等,1994;荆恩春,2006),计算了作物生长 期或作物主要生长期的作物蒸发蒸腾量、土壤贮水

表1 头营 No.1- No.5 各试验田蒸发蒸腾量、渗漏量计算结果表

Table 1 Crop evapotranspiration and seepage in No. 1- No. 5 experimental field, Touying

						-					
试验田编号	作物种类	灌溉状态	生长期	计算期	P/mm	I/mm	Δ₩/mm	ETa / mm	D ₄₀₀ /mm	α	
No. 1	玉米	灌3水	4/4 ~ 20/9	18/4 ~21/9	313.45	323.4	9.4	523.88	103.57	0.163	
No. 2	春小麦	灌3水	24/3 ~20/7	18/4 ~22/7	156.75	205.46	6.6	300.79	54.82	0.151	
No. 3	冬小麦	灌4水	27/9 ~15/7	29/9 ~ 17/7	197.65	297.52	-62.7	460.07	97.8	0.198	
No. 4	冬小麦	灌3水	27/9 ~ 15/7	24/10 ~ 17/7	186.05	362	52.5	434.81	60.74	0.111	
No. 5	冬小麦	旱作	27/9~15/7	7/10 ~ 17/7	197.1	0	- 156.2	338.32	14.98	0.076	

表 2 黑城 No. 1- No. 3 各试验田蒸发蒸腾量、渗漏量计算结果表 Table 2 Crop evapotranspiration and seepage in No. 1- No. 3 experimental field, Heicheng

试验田编号	作物种类	灌溉状态	生长期	计算期	P/mm	I/mm	Δ₩∕mm	ETa / mm	D ₄₀₀ /mm	α
No. 1	玉米	旱作	10/4 ~ 24/9	21/4~28/9	308.3	0	19.5	271.43	17.37	0.056
No. 2	玉米	灌2水	10/4 ~20/9	18/4 ~ 19/9	308.3	285	94.1	416.03	83.17	0.14
No. 3	春小麦	灌3水	6/4 ~12/7	18/4 ~22/7	113.5	350	56.8	338.43	68.27	0. 147





量的变化量、400 cm 深度处的土壤水分渗漏量(李 保国等,2000)及渗漏系数。计算公式如下: 蒸发蒸腾量:

$$ETa = Q(z) + \int_{z}^{0} \theta(z, t_{1}) dz - \int_{z}^{0} \theta(z, t_{2}) dz \quad (1)$$
400 cm 深度位置涂漏量.

 $D_{400} = Q(z) + \int_{z'}^{400} \theta(z, t_1) dz - \int_{z'}^{400} \theta(z, t_2) dz$ (2) % 漏系数:

$$\alpha = \frac{D}{P+I} \tag{3}$$

400 cm 土层土壤贮水量变化量:

$$\Delta W = W_{\pi} - W_{\eta} \tag{4}$$

式中,ETa—作物蒸发蒸腾量(mm); D_{400} —400 cm 深度位置渗漏量(mm);P—降雨量(mm);I—灌溉量(mm); Δw —400 cm 土层贮水量变化量(mm); w_{*} —计算末期土层土壤储水量; w_{η} —计算初期土 层土壤储水量;Q(z')—在 $\Delta t = t_{2} - t_{1}$ 时段内从定 边界处通过的土壤水量;a— 渗漏系数(在灌溉农 业条件下为渗漏量与同期降雨量和灌溉量之和的比 值;在旱作农业条件下(I = 0)为渗漏量与同期降雨 量的比值)。

计算结果见表1和表2。从渗漏量的计算结果 看,各试验田在400 cm 深处形成的渗漏量、渗漏系 数有一定差异,主要是作物种类、降雨分布、灌溉状 况、土壤结构、蒸散作用等因素的不同引起的。如头 营 No.5 旱作冬小麦田渗漏量仅为14.98 mm,而头 营玉米田(灌溉3水)渗漏量高达103.57 mm。黑城 No.1 旱作玉米田渗漏系数只有0.056,头营 No.3 冬小麦田(灌溉4水)的渗漏系数高达0.198。

综合表 1 和表 2 的渗漏量和渗漏系数的计算结 果还可以发现,灌溉条件下冬小麦在 400 cm 深度的 渗漏系数为 0.111 ~ 0.198,平均 0.155。春小麦渗 漏系数为 0.147 ~ 0.151,平均 0.149。玉米田渗漏 系数为 0.14 ~ 0.163,平均 0.152。灌溉条件下的 3 种作物试验田 400 cm 处的平均渗漏系数非常接近 (0.15 左右)。

根据前面所述包气带土壤水分运移的分带性特征,在水分运移试验区,地面以下400 cm 深度位置已稳定进入土壤水势梯度缓变带,土壤水势梯度始终保持大于0,土壤水分运移方向向下。而且地面以下400 cm 深度位置已远离试验田作物(冬小麦、

515

春小麦、玉米)的根系层,土壤水分运移的方向不会 受作物根系吸水的影响。因此,入渗到400 cm 深度 以下的土壤水分,不能再返回土壤水势梯度强烈变 化带被作物吸收或蒸发损耗,只能继续下渗直至补 给地下水。由于深厚的土壤水势梯度缓变带对土壤 水分入渗补给地下水的滞后作用,使入渗到400 cm 深度以下的土壤水分需要较长的时间才能补给地下 水,但是它最终还是要补给地下水。因此,降雨(灌 溉)入渗过程中在400 cm 深度位置形成的渗漏量补 给地下水只是一个时间问题,可视为地下水的潜在 降雨(灌溉)入渗补给量。从多年的角度分析,它实 际上可视为地下水的降雨(灌溉)入渗补给量。

4 结语

通过清水河平原头营和黑城试验场在种植条件 下降雨(灌溉)入渗的分析研究,得到以下初步结论 和建议。

(1)研究区包气带存在完整的土壤水势梯度强 烈变化带、土壤水势梯度基本不变带和土壤水势梯 度缓变带。土壤水势梯度分带性也使包气带水分运 移也具有分带性特征。

(2)清水河平原地下水埋深较大,蒸发一人渗型是该区土壤水分运移状态的基本形式,通常小的降雨不能使土壤水分运移状态变为人渗型,不能为地下水的人渗补给提供必要的水分条件。只有在大的降雨入渗过程,特别是灌溉入渗过程,才能使原来的蒸发一入渗型土壤水分运移状态转变为入渗型,为地下水的入渗补给提供了最基本的水分条件。

(3)地下水深埋条件下,降雨(灌溉)人渗补给 过程存在滞后性,对地下水的补给为非锋面补给。 地下水入渗补给始终在缓慢进行,很难获得次降雨 入渗补给量或次灌溉入渗补给量,在地下水资源评 价工作中需充分考虑这一特点。

(4)在清水河平原,由于深厚的土壤水势梯度 缓变带对土壤水分入渗补给地下水具有滞后作用, 入渗到400 cm 以下的土壤水分需要较长的时间才 能补给地下水。但降雨(灌溉)入渗过程中在深层 (如400 cm 深度位置)形成的渗漏量补给地下水只 是一个时间问题,可视为地下水的潜在降雨(灌溉) 入渗补给量。从多年的角度分析,它实际上可视为 地下水的降雨(灌溉)入渗补给量,这对定量分析潜 水深埋区降雨(灌溉)入渗补给量(系数)具有重要 价值。

参考文献

- 陈建生,汪集旸,赵霞,盛雪芬,顾慰祖,陈亮,苏志国. 2004. 用同位 素方法研究额济纳盆地承压含水层地下水的补给[J]. 地质论 评,50(6):649~658.
- 陈志辉,程旭学.2002.河西走廊灌溉水田间入渗补给地下水机理 研究[J]. 西安工程学院学报,24(1):33~38.
- 虎胆・吐马尔拜.1996. 灌溉水对地下水补给的研究[J]. 新疆农业 大学学报,19(2):50~55.
- 荆恩春. 2006. 土壤水分通量测试方法实验研究进展[J]. 地球学报, 27(增); 12~16.
- 荆恩春,费庫,张孝和,韩双平,许文琨.1994. 土壤水分通量法实 验研究[M].北京:地震出版社,53~60.
- 李保国, 養元石, 左强. 2000. 农田土壤水的动态模型及应用[M]. 北京:科学出版社, 40~56.
- 沈振荣,张瑜芳,杨诗秀,荆恩春,汪林,于福亮,卢琼,何应平, 李原园,李令耀. 1992. 水资源科学实验研究[M].北京:中国 科学技术出版社,314~319.
- 汪丙国, 靳孟贵, 王文峰, 杨磊. 2006. 氯离子示踪法在河北平原地 下水垂向入渗补给量评价中的应用[J]. 节水灌溉, (3): 16~ 20.
- 王政友. 2003. 降雨人滲补给地下水机理探讨[J]. 水文, 23(3): 34~36.
- 吴继敏,郑建青,高正夏,汤瑞凉. 1999. 次降雨人渗补给系数的模 型研究[J]. 河海大学学报,27(6):7~11.
- 许昆. 2004. 降水量与地下水补给量的关系分析[J]. 地下水, 26 (4): 272~274.
- 周旻, 靳孟贵, 魏秀琴, 朱中道. 2002. 利用地中渗透仪观测资料进 行降雨入渗补给规律分析[J]. 地质科技情报, 21(1): 37~ 40.

References

- ALLISON G B, HUGHES M W. 1978. The use of environmental chloride and tritium to estimate total local recharge to an unconfined aquifer [J]. Aust. J. Soil Res., 16: 181 ~ 195.
- CHEN Jiansheng, WANG Jiyang, ZHAO Xia, SHENG Xuefen, GU Weizu, CHEN Liang, and SU Zhiguo. 2004. Study of Groundwater Supply of the Confined Aquifers in the Ejin Basin Based on Isotopic Methods[J]. Ceological Review, 50(6): 649 ~ 658 (in Chinese with English abstract).
- CHEN Zhihui, CHENG Xuxue. 2002. Research on the irrigation water's mechanism of infiltration to supply ground water in the field in Hexi corridor's irrigation region [J]. Journal of Xi' an Engineering University, 24(1); 33 ~ 38 (in Chinese with English abstract).
- HEALY R W, COOK P G. 2002. Using groundwater levers to estimate recharge[J]. Hydrogeology Journal, 10(1): 91 ~ 109.
- HU Dan, Tumarbay. 1996. Studies on the Recharge of Irrigation Water to Groundwater[J]. Journal of Xingjiang Agricultural University, 19 (2): 33 ~ 38 (in Chinese with English abstract).
- JING Enchun. 2006. Advance on the experimental research of soil moisture flux method[J]. Acta Geoscientica Sinica, 27(Supp.): 12 ~ 16 (in Chinese with English abstract).

- JING Enchun, FEI Jin, ZHANG Xiaohe, HAN Shuangping, XU Winkun. 1994. A study of the experiments on soil water flux methods[J]. Beijing: Seismologic Publishing House, 53 ~ 60 (in Chinese).
- KINZELBACH W, AESCHBACH W, ALBERICH C, et al. 2002. A Survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi – arid regions[R]. Early Warning and Assessment Report Series, UNEP/ DEWA/RS.02 – 2. United Nations Environment Programme, Nairobi, Kenya.
- LI Baoguo, GONG Yuanshi, ZUO Qiang. 2000. The dynamic model of soil water in cropland and its application [M]. Beijing: Science Press, 40 ~ 56 (in Chinese).
- SHEN Zhenrong, ZHANG Yvfang, YANG Shixiu, JING Enchun, WANG Lin, YU Fuliang, LU Qiong, HE Yingping, LI Yuanyuan, LI Lingyao. 1992. Water resources scientific experiment and research-atmospheric, surface, soil and ground water interactions [M]. Beijing: China Science and Technology Press, 314 ~ 319 (in Chinese).

- WANG Bingguo, JIN Menggui, WANG Wenfeng, YANG Lei. 2006. Application of Chloride Ion Tracer Method in Estimation of Vertical Infiltration Recharge of Groundwater in Hebei Plain [J]. Drainage and Irrigation, (3): 16 ~ 20 (in Chinese with English abstract).
- WANG Zhengyou. 2003. Study on Mechanism of Rainfall Recharge[J]. Hydrology, 23(3): 34 ~ 36 (in Chinese with English abstract).
- WU Jimin, ZHENG Jianqing, GAO Zhengxia, TANG Ruiliang. 1999. Model Estimation of Sub-coefficient of Recharge by Rainfall Infiltration[J]. Journal of Hohai University, 27(6): 7 ~ 11 (in Chinese with English abstract).
- XU Kun. 2004. Analysis on Relationship Between the Precipitation & Groundwater Replenishment[J]. Groundwater, 26(4): 272 ~ 274 (in Chinese with English abstract).
- ZHOU Min, JIN Menggui, WEI Xiuqin, ZHU Zhongdao. 2002. Analysis of Precipitation Recharge Using Observed Data of Lysimeter[J]. Geological Science and Technology Information, 21(1): 37 ~ 40 (in Chinese with English abstract).

中国资源环境科学钻柴达木开钻

2008 年 4 月 27 日,"中国柴达木盆地资源环境 科学钻探工程"开工典礼在青海格尔木市达布逊湖 区举行。这是青藏高原以资源和环境科学为目标的 第一钻,对研究青藏高原的隆升、盐湖矿产资源及成 因、古气候、古环境变化,保护戈壁脆弱的生态环境 和柴达木盆地循环经济的发展都将提供准确的科学 依据,同时,还将给国内外有关科学界合作研究全球 变化搭建又一科学平台。

中国柴达木盆地资源环境科学钻探是中国地质 调查局资助的科学工程,由中国地质科学院矿产资 源研究所承担。探井命名为"盐参一号",选址在格 尔木市达布逊盐湖区,井深 1200 米,是科学钻探第 一阶段工程。

青藏高原隆升及其环境效应,已成为当今国内 外研究热点之一。项目首席科学家郑绵平院士介绍 说,位居高原北部的柴达木盆地达布逊盐湖区(三 湖区),是已知晚新生代以来青藏高原沉积厚度最 大、最连续的湖相地层,拥有更高精度的干湿、冷暖、 地质构造和成矿事件等环境变化记录,而成为我国 研究古环境变化得天独厚的优势地区。在柴达木盆 地实施资源环境科学钻探工程,对于重建三湖区古 环境,探索地下生物圈、水圈地球化学循环特征等, 均具有重要的科学理论和实际意义。

据介绍,该项目是我国继苏北东海和松辽科学

钻探之后,又一个重要的大陆科学钻探工程,工程将 建立三湖区上新世至第四纪高精度沉积层序和年 表,其精度将达到百年级;重建三湖区古环境,精细 刻画青藏高原晚新生代隆升过程和机制;揭示晚新 生代以来大气环境的演替过程,西风与东亚季风的 演替过与分异;建立高原第一晚新生代沉积成矿地 球化学标型剖面,建立高原第一晚新生代沉积成矿地 球化学标型剖面,建立高原挽近成矿作用体系,阐明 前陆盆地在陆陆碰撞后成矿规律、发展咸水湖油气 成藏和陆相成钾理论;揭示盐湖——咸水湖地下生 物圈、水圈地化循环特征。此工程的成功实现,可取 得高原隆升、古季风演替与成烃成矿效应有宏观影 响的成果,形成一支有国际竞争力的资源环境科技 团队,有望使我国在高原挽近成矿、成藏与湖泊—— 盐湖古环境研究领域走到世界的前列。

中国地质调查局副局长兼总工程师张洪涛说, 中国柴达木盆地资源环境科学钻探工程是开启青藏 高原古环境科学的一把金钥匙,是一项国家级重大 地学科技工程,具有集青藏高原独特区域演化、高原 湖区巨厚湖相沉积、钾盐油气资源形成机制于一体 的综合研究项目,是青藏高原以资源和环境为科学 目标的历史第一钻,具有深远的科学意义和重大的 现实影响。

(中国地质科学院盐湖中心 供稿)