

鄂尔多斯自流盆地地下水来源争议问题讨论

陈建生^{1,2)}, 王婷¹⁾, 陈茜茜²⁾, 刘晓艳³⁾

1) 河海大学土木工程与交通学院, 南京, 210098;

2) 河海大学地球科学与工程学院, 南京, 210098; 3) 河海大学期刊部, 南京, 210098

内容提要: 本文讨论了鄂尔多斯自流盆地地下水来源存在争议的两种学术观点, 指出了前人关于鄂尔多斯地下水补给、径流、排泄模型所存在的问题: ① 在四水转化过程中缺少了最重要的研究内容——土壤水的运动, 通过概念模型得到的地下水循环模型不能解释地下水分水岭与基底断裂带重合的事实。② 部分学者在进行地球化学反向模拟的研究中, 没有对白云石、方解石中的同位素进行对比分析, 碳同位素不支持模拟分析结果。③ 采用¹⁴C测定地下水年龄中受到深部 CO₂ 的干扰, 在中国北方地区不适合采用¹⁴C测定地下水的年龄。笔者等通过黄土剖面土壤水中的氡—氧同位素与 Cl⁻ 分布特征, 指出鄂尔多斯盆地的降水非但不能补给到地下水中, 而且土壤水的主要来源是地下水。鄂尔多斯自流盆地的主要补给源是外源水, 深大断裂带是导水的主要通道。

关键词: 鄂尔多斯; 地下水; 化学模拟; 白云石; 土壤水; ¹⁴C定年

中国地质调查局的勘察表明, 鄂尔多斯盆地是一个大盆地, 地下水年补给量达到 105 亿方, 盆地白垩系地下水水质总体呈北好南差、下好上差的区域性分布规律(侯光才等, 2006; 谢渊等, 2004)。鄂尔多斯盆地地下水丰富的观点已得到普遍认同, 但对于地下水的来源存在争议, 主要存在两种不同的认识:

第一种观点认为, 地下水是当地降水入渗补给。田孝先等(1994)认为当地上部潜水为近 10 年的降雨补给水, 中部潜水为 20 世纪 60 年代至 70 年代补给水, 而下部潜水为 20 ka 以来的古水补给; 马致远等(2005)通过模型计算得出, 强径流带天然补给量为 87.55mm/a; 侯光才等(2007)认为盆地内地下水大致集中沿雨水线分布, 反映了白垩系盆地内地下水为大气降水成因; 王德潜等(2002)认为地下水受岩相古地理、地下水补径排条件等控制。

第二种观点认为, 地下水的主要补给源为近代远程的外源水; 鄂尔多斯地下水分水岭与降水没有相关性, 而与深部断裂带是重合的; 降水的氡—氧同位素与井水、河水、泉水中的同位素不存在补给关系, 土壤水中的同位素与化学离子分布表明, 土壤水的主要来源是地下水, 而不是降水, 地下水来自于跨流域的远源水补给(Chen Jiansheng et al., 2012)。

笔者等曾提出鄂尔多斯盆地地下水来源于远程外源水补给的观点(陈建生等, 2009), 指出西藏内流区的径流量远远小于外流区, 水量高度不平衡, 通过氡—氧等同位素分析推断, 羌塘盆地的河流与湖泊的渗漏水通过深循环方式补给到中国北方干旱区; Zhou Shiqiao 等(2013)在 2007~2011 期间, 通过对纳木错入湖河水流量、水位、降水、蒸发等连续监测表明, 纳木错湖存在严重的渗漏, 不考虑冰封期的渗漏影响, 渗漏量就达到了 120~190m³/s。纳木错流域面积为 10610km², 仅占西藏内流区面积的 1.74%。在西藏内流区河流短小, 北部地区几乎没有很大的湖泊, 存在 14 个 TDS ≤ 1g/L 的淡水湖泊, 这些封闭的淡水湖泊都存在着渗漏, 青藏高原渗漏水去向成为了人们关注的重点。与此同时, 我国北方沙漠、黄土高原地区的水量也出现了不平衡, 在北方干旱区发育着众多的河流与大型的湖泊, 例如, 渭河、泾河、汾河、西拉木伦河、达里湖、岱海、乌梁素海等, 鄂尔多斯盆地地下水循环不能满足传统的区域水文地下水循环理论。虽然一些学者通过水量平衡与水化学模拟建立了区域地下水循环模型, 但是这些模型都经不起推敲, 水量计算模型中缺失了土壤水转化地下水的过程, 土壤水运动这个“黑箱子”里的东西并不清楚; 而地球化学反向模拟的

注: 本文为科技部“973”项目(编号 2012CB417005)的成果。

收稿日期: 2013-03-15; 改回日期: 2013-06-30; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 陈建生, 男, 1955 年生。教授, 博士生导师。主要从事同位素水文学研究。Email: jschen@hhu.edu.cn。

问题更大,模拟过程仅考虑了饱和指数,忽略了一些重要的指标,例如温度、压力、反应速率、同位素、沉积岩的年代学证据等。本文试图通过一些案例的分析,指出在鄂尔多斯盆地地下水补、径、排研究方面存在的问题,在水文地质研究领域开展学术争鸣,以期提高对北方地下水循环的认识水平。

1 鄂尔多斯地下水补给径流排泄关系

鄂尔多斯盆地位于东经 105°30′~112°30′,北纬 34°20′~42°30′之间,地跨陕、甘、宁、蒙、晋五省

区,总面积 365000 km²,总体地貌形态为构造剥蚀高原地貌,北部大部分地区被沙漠覆盖,包括库布齐沙漠和毛乌素沙地;南部属黄土高原。在盆地北部的沙漠高原分布有众多的湖(淖),其中水域面积大于 3 km²的湖泊 115 个,以陕蒙交界处的红碱淖最大,水面面积 57.6 km²(侯光才,2008)。

鄂尔多斯盆地被分为南北 2 个亚系统和 5 个分支系统,以地下水分水岭作为系统之间的边界,侯光才等(2006, 2007)认为,盆地内的降水成为地下水唯一的补给源,地下水循环的周期与深度有关,循环

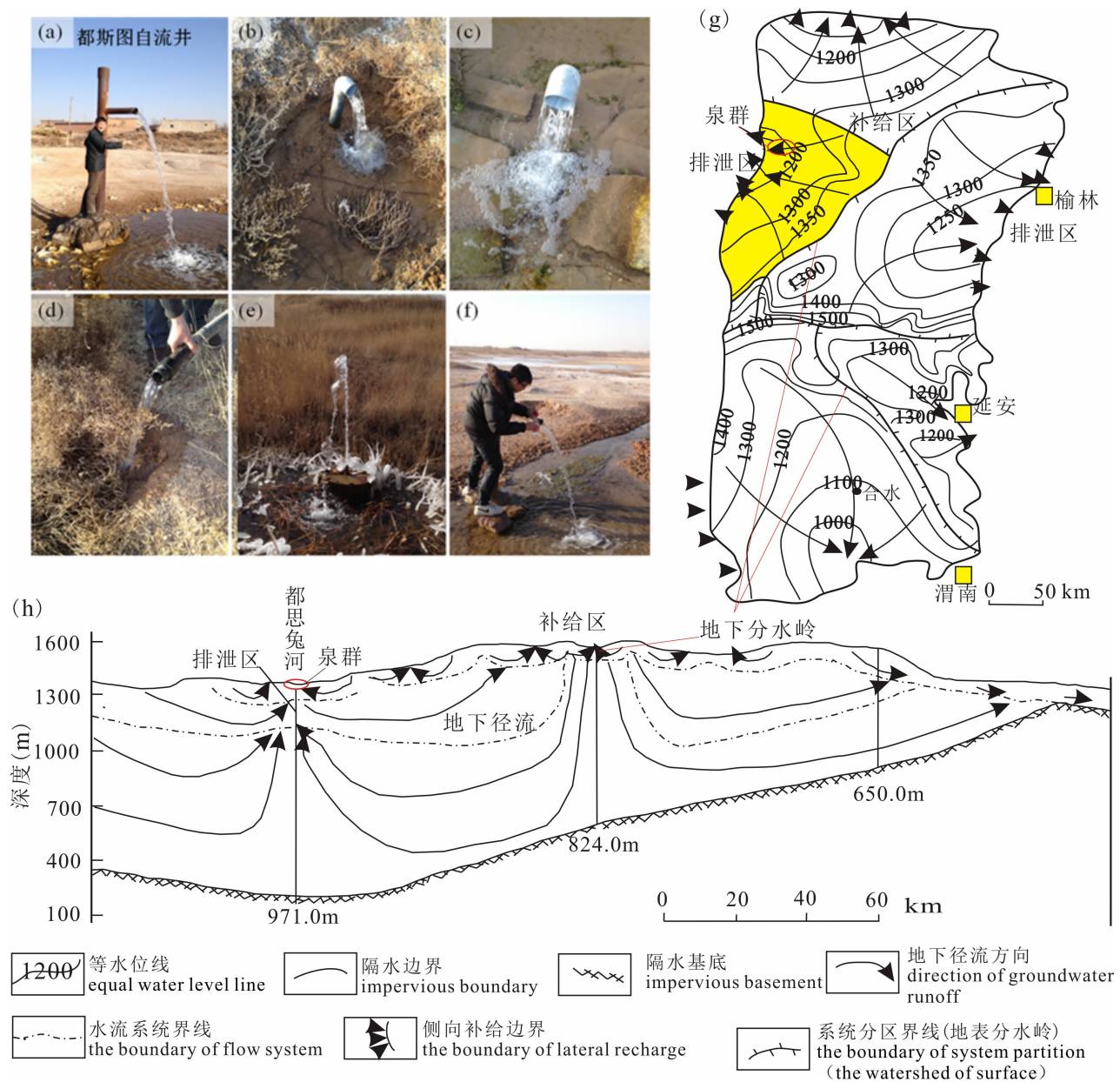


图 1 鄂尔多斯地下水分水岭与补给、径流、排泄示意图(据侯光才等,2006,改编)与下游的自流井

Fig. 1 Schematic diagram of watershed ,recharge, runoff, and discharge for groundwater and its downstream artesian well in Ordos Basin(modified from Hou Guangcai et al. , 2006)

越深的地下水周期越长,最长的循环周期为 20 ka,参见图 1。鄂尔多斯盆地降水量由东南向西北递减,从 700mm 到 150mm,7~9 三个月的降水量可占年总量的 60% 以上。蒸发量自东南向西北递增,从 1000 mm 增至 3500 mm。鄂尔多斯的自流井非常普遍,陕西府谷的一口自流井的涌水量达到了 $0.58\text{m}^3/\text{s}$ 。笔者在都思兔河下游一带泉眼与自流井的数量超过 20 个,附图 1 中显示了 6 口自流井的照片,其中都斯图自流井的流量达到 4.7L/s ,该井已经有 40 年历史,流量稳定从未减小过。该区的降水量在 150~250 mm 之间,平均蒸发量 3380 mm(赵旭春等,2003)。在鄂尔多斯降水量最小蒸发量最大的地区仍然存在着流量稳定的自流井,很值得深入研究。

黄土高原是由塬、梁、峁地貌组成,梁和峁地区的地下水缺乏,塬区是黄土高原主要的富水地带,黄土塬潜水位埋深 40~120 m,由塬的对称中心向两侧地下水位埋深逐渐变深;循此方向,单井水量自 $800\text{m}^3/\text{d}$ 变为小于 $10\text{m}^3/\text{d}$ (阎太白等,1983),塬对称中心的水量是边缘水量的 40 倍以上。如果地下水来自于降水入渗,地下水分布应该比较均衡,富水地带不会仅限于塬,梁和峁也应该有水,并且,塬的中心与边缘不可能出现这种巨大的水量差异。这种现象暗示着,塬的中心断裂带是导水构造,塬、梁、峁的形成与断裂带有关系(陈建生等,2013)。研究发现,地下水分水岭与深大断裂带完全重合(Chen Jiansheng et al., 2012),这些现象都表明,采用区域水文地下水循环理论解释鄂尔多斯盆地地下水的补给、径流、排泄存在疑问。支持鄂尔多斯自流盆地的补给源为当地降水的学者提出了同位素、地球化学等诸多的证据。但事实上,这些所谓的证据存在一些问题,本文将逐一进行分析。

2 关于水文地球化学模拟的应用存在的问题

通过水文地球化学模拟进行地下水补给、径流、排泄的研究是近 20 年来被广泛应用的一种方法(Wicks et al., 1994;Plummer et al., 1990)。反向模拟是依据地下水化学资料来确定水—岩间的相互作用过程及质量交换,地下水的运动应该严格遵守模型中给出的补给、径流、排泄方式进行的,此时,含水层中的碳酸盐岩等沉积物才可能是水文地球化学作用的结果。但在模型的应用中有些学者并没有对适用条件进行甄别,认为地下水中 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 等

离子浓度的变化是由方解石、白云石、石膏、岩盐的溶解或沉淀造成的,这种观点是值得商榷的,因为白云岩的成岩条件很苛刻。白云岩成因的研究迄今已经历了 200 多年的历史,但自然界中的白云岩是如何形成的问题始终没有得到解决,因为白云岩是高温条件下形成的,鄂尔多斯白云岩包裹体中的成岩温度在 $104\sim 368^\circ\text{C}$ (李振宏等,2004),科学界尚未证实白云石可以直接从自然水体中沉淀(张景廉等,2003)。

在鄂尔多斯盆地地下水来源的讨论中,有很多学者认为地下水中离子含量的变化是因为发生了方解石、白云石、石膏等矿物的溶解与沉淀,并定量计算出了白云石、方解石的沉淀量。事实上,白云石与方解石沉淀的条件存在极大的差异,鄂尔多斯盆地白云石与方解石中的 $\delta^{13}\text{C}$ 存在明显差异,参见图 2(韩家懋等,1996;庞奖励,1998;赵卫卫等,2011),白云岩中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 在 $-2\text{‰}\sim 2\text{‰}$ 之间,而方解石中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 在 $-12\text{‰}\sim -3\text{‰}$ 之间,二者基本上没有重合区域,这表明它们形成的条件是完全不同的,鄂尔多斯盆地白云岩中的碳显然保留着海相沉积的同位素特征。这表明白云石与方解石是在不同的条件下形成的,不可能是同一时期的产物,所以,可以排除白云岩是近代地下水循环的产物。类似的水化学模拟研究地下水循环的方法也应用于北方其他干旱区,例如华北平原,河西走廊等地区,很多学者错误地认为下游地下水中 Mg^{2+} 离子浓度的降低是因为发生了白云石沉淀,这种推断误导了北方干旱地区地下水的补给、径流、排泄之间的关系。

应用化学模拟方法研究地下水补给、径流、排泄方面的论文大有增加的趋势,很多人将地下水中离子浓度的改变归结为方解石、白云石、石膏的溶解与沉淀,但并没有证实这些溶解或沉淀是否发生,没有同位素地球化学方面的证据。因为来自大气 CO_2 中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 在 $-8\text{‰}\sim -7\text{‰}$ 之间,如果 CO_2 溶解了方解石(CaCO_3)或白云石 $[\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2]$ 生成 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- , CO_2 与 HCO_3^- 中的碳同位素必然要发生平衡分馏,重新形成的白云石中的 ^{13}C 将贫化,而事实并非如此,所以,在地下水中发生了白云石沉淀的推断不能成立。另一方面, CO_2 有可能是来自于深部,我们知道,来自岩石圈深部 CO_2 中的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ 偏正($-2\text{‰}\sim 2\text{‰}$),如果深部的 CO_2 溶蚀了方解石或白云石,然后 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 重新结合生成方解石,那么方解石中的 ^{13}C 应该富集,但是从图 2 中可以看

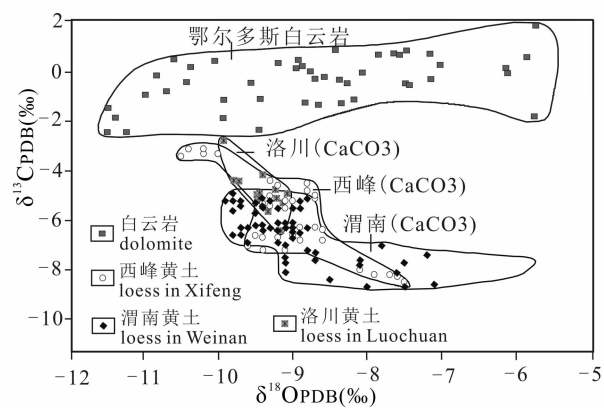


图 2 鄂尔多斯盆地白云岩与黄土钙结核中的 $\delta^{13}\text{C}$ — $\delta^{18}\text{O}$ 关系 (据韩家懋等, 1996; 庞奖励, 1998; 赵卫卫等, 2011, 改编)

Fig. 2 Relationship between $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ of dolomite and calcium nodule in the Ordos Basin (modified from Han Jiamao et al. ,1996; Pang Jiangli et al. ,1998; Zhao Weiwei et al. ,2011)

出,方解石中的 CO_2 的显然受到了大气降水的影响。由此看来,北方干旱区含水层中的白云石的形成并非是现代水循环的产物。碳酸盐岩地层的形成经历了漫长的地质历史,采用化学模拟方法应该考虑到时空关系与相应的成岩条件。地下水在迁移过程中,即使发生了溶解与沉淀作用,其量也是很小的,地下水从上游流到下游这么短的时间之内不可能完成岩石的溶蚀或沉淀。所以,应用化学模拟方法还原地质演变过程要考虑到时间因素,否则就可能是一个伪命题。随着各种类型的水文地质模型计算技术的发展和普及,越来越多研究人员似乎已经对深入的现场调查没了兴趣,热衷于模拟或模型计算来解决复杂的地下水循环问题,这种现象应该引起水文地质界的高度重视。

3 降水能否补给到地下水成为争论的焦点

中国地质调查局开展鄂尔多斯盆地水资源调查以来,已经出版了大量的地下水补给、径流、排泄方面的文章和专著,但在降水入渗转化成为地下水的模型中缺失了土壤水的运移过程,图 1 中给出的降水入渗补给区并不是根据实测数据得出的结果。在大气降水、地表水、土壤水、地下水—四水转化过程中,土壤水的运动实际上是一个黑箱子。

降水入渗土壤后水分子受到土颗粒表面电荷的

吸引形成一层水膜,水膜又可分为吸湿水层、薄膜水层和重力水层,紧贴着土颗粒的被称为吸湿水层,吸附在吸湿层之外不受重力影响的水膜被称为薄膜层,薄膜层之外可以自由向下流动的水层被称为重力水层,只有重力水层中的水可以转化成为地下水。薄膜水的流动主要受温度控制,高温区的薄膜水向低温区流动;对于等温的薄膜水层而言,薄膜水是从厚层向薄层流动,所以,薄膜水的流动没有固定的方向。只有当土壤含水率达到最大田间持水量,土壤水才能补给地下水。

但也有学者认为,黄土地区降水入渗到地下水是通过薄膜水形式,薄膜水不具淋溶作用(赵景波, 2002)。这个观点明显违反了热力学原理,薄膜水是在高温区流向低温区的,土壤中不存在这种地表与地下水之间连续的上高下低的温度梯度;另一方面,无论是重力水还是薄膜水,液态的熵(S_L)都大于固态熵(S_S),自然界中自发过程的熵的变化都必须满足 $\Delta S \geq 0$,而可溶性盐不可能在没有饱和的状态下沉淀下来,所以,淡水下渗而将水中的盐分保留在土壤中的现象是不可能发生的。最早的降水入渗试验采用核试验期间大气降水中的高氚作为示踪剂,张之淦等(1990)、Lin Ruifen 等(2006)分别在赤峰与山西平定测定了黄土剖面非饱和土壤中的氚,在 1988 年与 1997 年揭露的剖面中都观测到了氚峰值,这表明 1963 年核试验期间的降水没有入渗到地下水中,但是地下水中已经出现了高氚值,于是他们怀疑在黄土裂隙中可能存在着快速渗漏通道(Wang Bingguo et al. ,2008);但许兆义等(1993)通过人工降水试验发现,黄土中的裂隙和大孔隙不起导水作用;独仲德等(2000)通过黄土入渗试验认为,黄土中的大孔隙对水分入渗起着显著的阻滞作用。Chen Hongsong 等(2008)通过现场降水入渗试验证实,黄土高原降水补给地下水的量是非常有限的,几乎没有有效的补给;Tu 等(2009)则认为,黄土非饱和带野外降雨入渗试验表明在雨季降雨入渗最大能到 2m 深度,强降水(120 mm/d)最大可入渗至 3m 深度;华北平原入渗试验表明,即使是采用了人工浇灌,最大的下渗速度只有 0.29m/a(Lin Ruifen et al. ,2006)。

罗玉昌等(2007)在毛乌素沙地进行的土壤凝结水试验发现,在太阳辐射最为强烈的白天,水汽的运移却被干燥的地表沙层分隔成为两个不同的方向:在沙层表面以上,水分蒸发成水汽向大气扩散,在沙层表面以下,水汽则向更深的包气带中运移;在

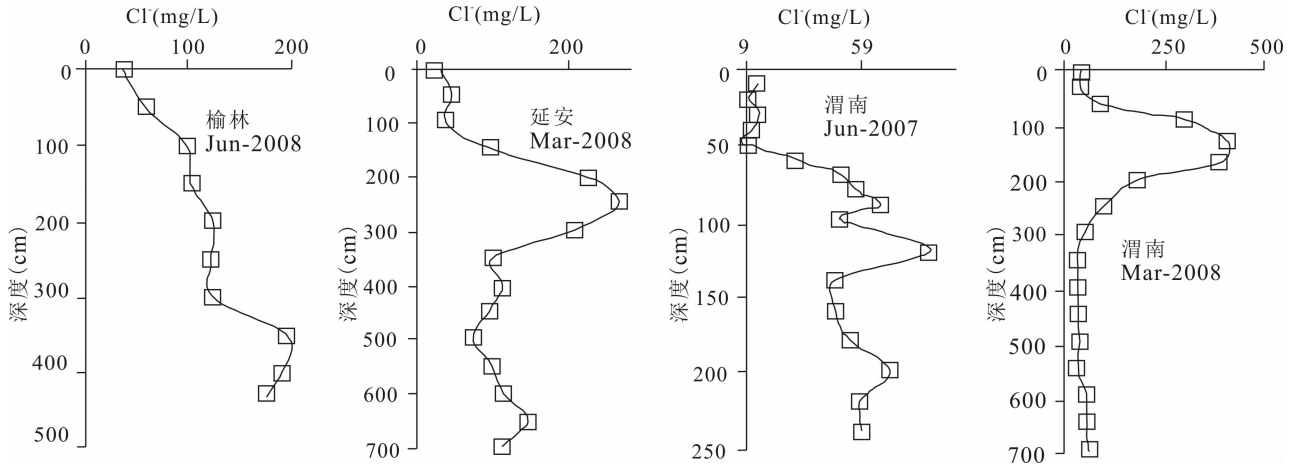


图 3 鄂尔多斯黄土高原土壤水氯离子浓度随深度的变化(据刘晓艳,2011)

Fig. 3 Vertical Cl^- concentration profiles in the Ordos Basin(from Liu Xiaoyan, 2011)

鄂尔多斯风沙滩地区,最大土壤凝结水量的深度为 6 cm, 10 cm 以下仍有凝结水的产生,只是其量渐少,20cm 以下基本没有凝结水的产生(王哲等, 2006)。郭占荣等(2002)对西北干旱地区的土壤凝结水进行了实验研究,将封底与未封底两种土柱的凝结水量进行比较发现,未封底的凝结水量明显大于封底的,证实凝结水中有一部分来源于土壤水。

黄土包气带的含水率在 7% ~ 34% 之间,平均为 18.8%,黄土的最大持水量可达 35%(赵景波, 2002),地表入渗雨水首先要使土层达到最大持水量然后自由的水分子才能向下流动,则黄土的平均含水量需增加 16.2% 以上才会产生向下运动的重力水,每米厚度平均需要增加 162 mm 的水量才能确保地下水持续地下渗。鄂尔多斯高原的年降雨量一般在 300 ~ 600 mm,全年的降水量就是全部下渗平均的影响深度也只有 2 ~ 4m。也就是说,鄂尔多斯盆地的降水如果补给到了潜水,而且补给、径流、排泄是按照图 1 给出的方式进行循环,那么土壤水中的盐分也应该被带到地下水中,潜水应该是咸水而不是淡水,尤其对于降水量稀少的北部,土壤水中盐分很高,但地下水的 TDS 很低(陈建生等,2012)。显然,图 1 给出的区域地下水循环模式不符合实际情况。

笔者等在鄂尔多斯盆地榆林、延安、渭南进行了降水入渗试验,这三个地区的年降水量在 400 ~ 650 mm 之间,在黄土高原属于降水量偏多的地区。笔者等在榆林、延安、渭南采集了 4 个典型剖面的土样,剖面土壤水中 Cl^- 浓度随深度的变化参见图 3,从 4 个剖面可以看出,土壤水中 Cl^- 的浓度峰值在 4

m 以上,这表明降水入渗的深度一般不超过 4 m,因为如果降水补给到了地下水,土壤中的离子浓度应该 $\leq$ 地下水中离子的浓度,盐分被带到地下水中。实际上,鄂尔多斯盆地非饱和土壤水中 TDS 的均值接近 4 g/L,比地下水高出接近 1 个数量级,显然土壤中的盐分没有被入渗降水带到地下水中(Chen Jiansheng et al., 2012)。河北衡水、天津地区潜水的 TDS 高达 9 g/L,这表明地表水入渗到了潜水中,非饱和带中的盐分也被带到了含水层中,但深部 4 层承压水中的 TDS 都小于 1,根据上述分析可知,高盐分的潜水不可能是深部淡水的补给源,华北地区承压水水中贫化的同位素与降水的加权平均值相差很大,也是由跨流域的外源水补给的(陈建生等, 2012)。

4 氡—氧同位素数据应用存在的问题

众所周知,降水中的同位素与大气水汽的来源等多种因素有关,呈现出年度周期性的变化,多年降水中的加权平均值代表了该地区降水中的特定的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系,降水入渗地下水的过程中,曾以固态(冰川、积雪)或液态(河流、湖泊、土壤水)形式保留在地表附近,在此期间和在入渗土壤转化成为地下水的过程中都曾受到过一些蒸发,所以,地下水中的氡—氧同位素与降水的加权平均值存在差异,但是地下水中的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系都分布在固定的蒸发线上,所以,只有降水的加权平均值与地下水的值进行对比才有意义。但是,很多应用氡—氧同位素判定地下水来源的文章所采用的是降水的离散值与算术平均值,将每次降水中的 $\delta\text{D} \sim \delta^{18}\text{O}$ 关系都标在图

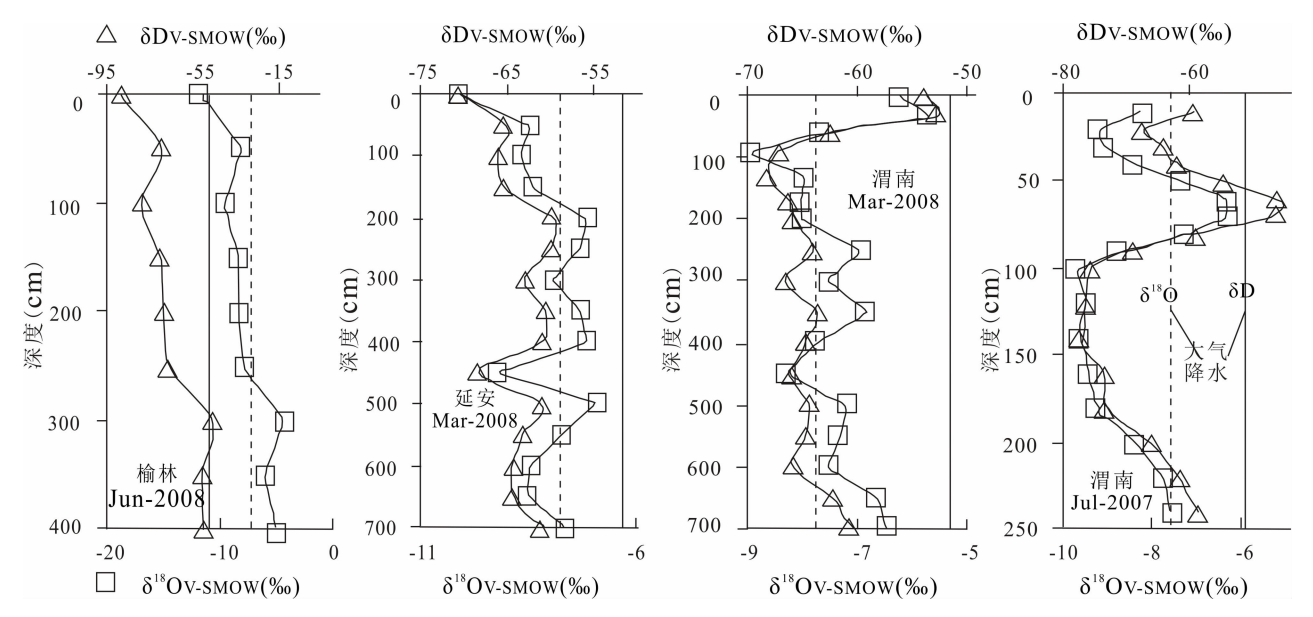


图 4 鄂尔多斯黄土剖面中土壤中 δD 、 $\delta^{18}O$ 随深度的关系 (据刘晓艳,2011,改编)

Fig. 4 Vertical δD and $\delta^{18}O$ profiles in the Ordos Basin(modified from Liu Xiaoyan,2011)

上与地下水、河水的值进行对比,离散的降水点在 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系图中出现的范围更大一些,似乎地下水是来源于降水,于是学者们得出地下水来源于当地降水的结论(侯光才等,2007)。由于单次降水的离散型很大,如果不考虑降水量则没有统计意义,不能够用来识别地下水的来源。

刘晓艳(2011)测定了鄂尔多斯的泉水、井水、河水和土壤水中的 δD 和 $\delta^{18}O$ 。泉水的 δD_{V-SMOW} 、 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 变化范围分别为 $-80‰ \sim -59‰$ 、 $-10.6‰ \sim -7.5‰$,平均值分别为 $-71‰$ 、 $-9.4‰$,井水 δD_{V-SMOW} 、 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 的变化范围分别为 $-83‰ \sim -57‰$ 、 $-10.1‰ \sim -6.9‰$,平均值分别为 $-66‰$ 、 $-8.6‰$,泉水和井水的 δD_{V-SMOW} 、 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 比当地降水 ($\delta D_{V-SMOW} = -49‰$ 、 $\delta^{18}O_{V-SMOW} = -7.5‰$) 多年加权平均值要贫化;土壤水 δD_{V-SMOW} 与 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 的变化范围分别在 $-90‰ \sim -46‰$ 与 $-11.8‰ \sim -4.4‰$ 之间,加权平均值分别为 $-64‰$ 与 $-7.9‰$ 。从图 5 中可以看出,河水、井水、泉水、土壤水的 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系都落在大气降水线的下方,表示其受到了蒸发作用的影响。

笔者等通过对 4 个剖面土壤水(图 4)与降水、地下水同位素对比分析得出,大部分土壤水的 $\delta D-\delta^{18}O$ 关系点落在了与井水、泉水相同的区域,与当地降水的加权平均值相差明显,参见图 5,由此得出,大部分的土壤水并非来自于入渗降水,而是来自于潜水。因为土壤水具有与地下水相同的同位素组

成,这表明潜水是经过毛细水、薄膜水流动方式补给到土壤水。土壤水中的同位素分析表明,大部分降水在入渗土壤后被蒸发返回大气中,降水非但没有补给到地下水中,而是地下水通过薄膜上升到地表附近,最终被蒸发到大气中。孙晓旭(2011)对敦煌沙漠地区非饱和土壤水的氘—氧同位素分析,认为地下水是通过薄膜水形式向上流动。由于钻孔揭露鄂尔多斯南部的降水量远大于北部地区,据此得出,鄂尔多斯地下水的主要补给源为外源水,外源补给区降水的 δD_{V-SMOW} 与 $\delta^{18}O_{V-SMOW}$ 在 $-90‰$ 和 $-12‰$ 左右。陈建生等(2009,2012)认为,羌塘盆地的降水能够满足补给条件。

5 鄂尔多斯地下水的年龄测定

问题讨论

关于鄂尔多斯盆地地下水年龄的研究文章发表了很多,采用 CFCs、放射性氙和 ^{14}C 测定的地下水年龄范围从 20a 到 20ka 不等。CFCs(氟里昂)是英文 Chlorofluorocarbons 的缩写, CFC 是自然界中没有的人工合成的有机化合物,上世纪 30 年代制冷工业发展以来,各种类型的 CFC 相继投入使用,所以,不同时期大气降水中溶解的 CFCs 的类型与浓度不同,通过测试地下水中 CFCs 浓度与不同类型的 CFC 之间的比值,对比历史时期大气中各类 CFCs 的浓度,就可以准确获得降水补给地下水的时间。柳富田等(2007)通过 CFCs 方法测定了鄂尔多斯地区的地下

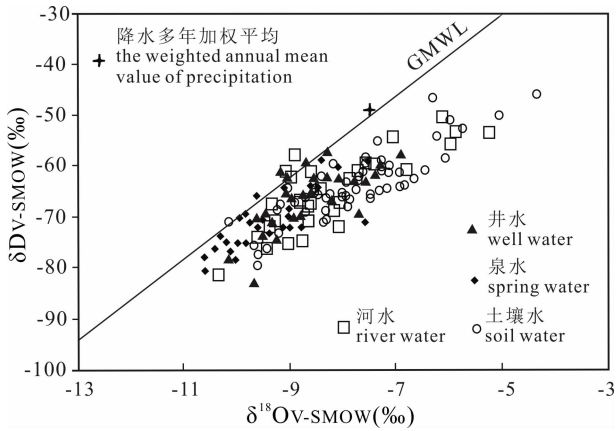


图 5 鄂尔多斯河水、井水、泉水、土壤水与当地降水的 $\delta D \sim \delta^{18}O$ 关系(据刘晓艳,2011)

Fig. 5 Relationship between δD and $\delta^{18}O$ of river water, well water, spring water, soil water and local precipitation in the Ordos Basin (from Liu Xiaoyan, 2011)

水年龄集中在 20a 左右,个别年龄在 40a 左右,有 2 个水样的年龄大于 70a,但是应该小于 100a,因为在地下水都测量到了 CFCs 值。氡的半衰期为 12.36 年,可以通过测定氡的浓度计算出地下水的年龄,氡定年的时间一般不超过 100a。杨郧城等(2004)通过氡的衰变规律得出不同时期形成的地下水中氡的演化过程认为氡值小于 1 TU 的地下水是核试验(1963 年)以前降水补给的,氡值大于 30 TU 的地下水是核试验以后降水补给的(TU 是氡单位,即 1×10^{18} 个氢原子中含有一个氡原子)。他们在 1985 ~ 1988 年测得鄂尔多斯地下水氡值为 1.8 ~ 102 TU,2000 ~ 2002 年测得的地下水氡值为 0 ~ 46.8 TU。学者们还通过 ^{14}C 测定鄂尔多斯地下水的年龄,得到的盆地南、北两区典型路径上地下水 ^{14}C 年龄分别为 22.97 ka 和 3.97 ka(董维红等,2008)。于是,地下水测年出现了严重的问题,采用不同的定年方法得到的地下水年龄存在巨大的差异, ^{14}C 的年龄远比 CFCs 与氡的年龄大了很多,问题出在鄂尔多斯地区的地下水是不可以采用 ^{14}C 来定年的。

研究发现,在鄂尔多斯盆地大量来自深部岩石圈的 CO_2 溶解到了地下水中,来自深部的 CO_2 中几乎没有 ^{14}C ,深部的含 C 气体进入地下水中后,造成地下水中总含碳量的增加,因为测定地下水的年龄是通过地下水中 $^{14}C/C$ 的比值,假定所有地下水中的 C 都是来自于地表水,没有其他来源的 C,在这种情况下, $^{14}C/C$ 比值的降低是 ^{14}C 衰变的结果,应用放射性衰变公式就可以计算出地下水的年龄。地下水

中的 C 与方解石等可能发生同位素交换,根据 ^{13}C 可以进行校正。但是,如果存在深部来源的 CO_2 ,因为不知道有多少深部的 C 进入到了地下水中,此时, $^{14}C/C$ 比值的降低并非单纯是 ^{14}C 衰变的结果,而包含了分母(^{12}C 、 ^{13}C)增加的结果。研究发现,中国东部地区深部地层中存在大量的 CO_2 等 C 源,这些气体不断地向地表释放,进入到了地下水系统中,造成了 ^{14}C 不满足定年条件,所以,鄂尔多斯盆地的地下水是“古水”的结论不符合实际情况(陈建生等,2012)。

6 结论

(1) 鄂尔多斯盆地地下水补给、径流、排泄概念模型中缺失了土壤水的运动,土壤水运动是大气降水、地表水、土壤水、地下水之间的转化关系中最重要过程,而所有鄂尔多斯降水入渗系数都是通过概念模型得到的,没有被土壤水入渗试验所证实;鄂尔多斯盆地的白云石与方解石中的碳同位素存在明显差异,所以,在采用地球化学模拟技术研究地下水的补径排关系中,认为 Mg^{2+} 浓度的降低是因为发生了白云岩沉淀的推断没有科学依据;利用 ^{14}C 测定地下水年龄的方法不适用于鄂尔多斯盆地,因为在地下水中存在大量的来自于深部的 CO_2 等含 C 的气体,因为定年要求 $^{14}C/C$ 比值中分母应该是常数,如果有来自深部气体的混入,则不能满足 ^{14}C 定年的基本要求。

(2) 鄂尔多斯自流盆地是一个大水盆已经被越来越多的钻孔抽水试验所证实,但对于地下水来源的争议也日益突出。地下水的水质、水量与降水量完全是一种负相关关系,地下水是否还存在着其他的深循环形式? 青藏高原湖泊、河流的渗漏水与北方的泉水、河流、湖泊之间是否存在着补给、排泄关系? 水文地质界所面临的正是这样一个重大的科学问题。

参 考 文 献 / References

- 陈建生,饶文波,丁宏伟,卫克勤,胡宝群,孙占学,崔永强,谭红兵. 2009. 青藏高原冰川融水深循环及其地质环境效应. 科技导报,27(14):118 ~ 119.
- 陈建生,王庆庆. 2012. 北方干旱区地下水补给源问题讨论. 水资源保护,(03):5 ~ 12.
- 陈建生,刘震,刘晓艳. 2013. 深循环地下水维系黄土高原风尘颗粒连续沉积. 地质学报,89(2):278 ~ 287.
- 董维红,苏小四,侯光才,林学钰,柳富田. 2008. 反向地球化学模拟技术在深层地下水 ^{14}C 年龄校正中的应用——以鄂尔多斯白垩系盆地典型水流路径为例. 水文,28(5):43 ~ 47.

独仲德,赵英杰,倪东旗,等. 2000. 野外试验场黄土包气带水分入渗试验研究. 辐射防护,20(1~2):107~109.

郭占荣,韩双平,西北干旱地区凝结水试验研究,水科学进展,2002,13(5):623~628.

韩家懋,姜文英,刘东生等. 1996. 黄土碳酸盐中古气候变化的同位素记录. 中国科学(D辑),26(5):399~404.

侯光才,林学钰,苏小四,王晓勇,刘杰. 2006. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水系统研究. 导师:林学钰. 吉林大学学报(地球科学版),36(3):391~398.

侯光才,苏小四,林学钰,柳富田,易树平,董维红,俞发康,杨隰城,王冬. 2007. 鄂尔多斯白垩系地下水盆地天然水体环境同位素组成及其水循环意义. 吉林大学学报(地球科学版),37(2):255~260.

侯光才. 2008. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水系统及其水循环模式研究. 吉林大学博士学位论文.

李振宏,郑聪斌. 2004. 古岩溶演化过程及对油气储集空间的影响——鄂尔多斯盆地奥陶系为例. 天然气地球科学,15(3):247~252.

刘晓艳. 2011. 黄土非饱和带水分运移的同位素示踪研究. 导师:陈建生. 南京: 河海大学博士学位论文.

柳富田,苏小四,侯光才,林学钰,易树平,董维红. 2007. CFCs 法在鄂尔多斯白垩系地下水盆地浅层地下水年龄研究中的应用. 吉林大学学报(地球科学),37(3):298~302.

罗玉昌,王哲,赵平和. 2007. 毛乌素沙地土壤凝结水试验研究. 内蒙古气象,(4):35~37.

马致远,牛光亮,刘方,侯光才,党学亚,苏艳. 2006. 陕西渭北东部岩溶地下水强径流带的环境同位素证据及其可更新性评价. 地质通报,25(6):756~761.

庞奖励. 1998. 黄土高原稳定同位素与古环境研究. 干旱区地理,(3):87~95.

孙晓旭. 2011. 西北干旱典型地区非饱和带土壤水的来源及运移规律研究. 导师:陈建生. 河海大学博士学位论文.

田孝先. 1994. 鄂尔多斯盆地北中部地区地下水同位素研究. 内蒙古地质,(12):90~97.

王德潜,刘方,侯光才,马思锦. 2002. 鄂尔多斯盆地地下水勘查. 西北地质,35(4):167~174.

王哲,梁煦枫,王德建,王杰,王丽娟. 2006. 鄂尔多斯风沙滩地区土壤凝结水试验研究. 地下水,28(6):28~31.

谢渊,王剑,李明辉,江新胜,谢正温,罗建宁,侯光才,刘方,王德潜,孙永明,曹建科,朱桦,王永和. 2004. 鄂尔多斯盆地早白垩世岩相古地理与地下水水质和分布的关系. 地质通报,23(11):1094~1102.

许兆义,赵英杰,陈家军. 1993. 包气带水流中黄土裂隙作用机制研究. 长春地质学院学报,23(3):326~329.

阎太白,王德潜. 1983. 洛川源黄土潜水的补给机制及黄土含水特征. 地质论评,29(5):418~427.

杨郧城,侯光才,马思锦. 2004. 鄂尔多斯盆地地下水中氙的演化及其年龄. 西北地质,37(2):97~100.

杨郧城,沈照理,文冬光,侯光才,王冬,余宏全,李进文. 2011. 鄂尔多斯白垩系盆地地下水的形成与演化: 来自 Cl 及其同位素³⁶Cl 的证据. 地质学报,85(4):586~595.

张景廉,曹正林,于均民. 2003. 白云岩成因初探. 海相油气地质,6(1~2):109~115.

张之淦,刘芳珍,张洪平,刘恩凯. 1990 应用环境氡研究黄土包气带水分运移及入渗补给量. 水文地质工程地质,(03):5~7.

赵景波. 2002. 淀积理论与黄土高原环境演变. 北京: 科学出版社,18~19,198~199.

赵卫卫,王宝清. 2011. 鄂尔多斯盆地苏里格地区奥陶系马家沟组马五段白云岩的地球化学特征. 地球学报,32(6):681~690.

赵旭春,王素平,吴凤英. 2003. 乌海市土地沙漠化的成因、危害及治理. 内蒙古气象,(3):31~32.

Chen Hongsong, Shao Mingan, Li Yuyuan . 2008. The characteristics of soil water cycle and water balance on steep grassland under natural and simulated rainfall conditions in the loess Plateau of China. Journal of Hydrology, 360: 242~251.

Chen Jiansheng, Wang Chiyuen, Tan Hongbing, Rao Wenbo, Liu Xiaoyan, Sun Xiaoxu. 2012. New lakes in the Taklamakan Desert. Geophysical Research Letters,39(2012): L22402.

Chen Jiansheng, Liu Xiaoyan, Wang Chiyuen, Rao Wenbo , Tan Hongbing, Don Haizhou, Sun Xiaoxu, WangYongsen , Su Zhiguo. 2012. Isotopic constraints on the origin of groundwater in the Ordos Basin of northern China. Environ Earth Sciences,66(2):505~517.

Lin Ruifen, Wei Keqin. 2006. Tritium profiles of pore water in the Chinese loess unsaturated zone: Implications for estimation of groundwater recharge. Journal of Hydrology,328:192~199.

Plummer L N, Busby J F, Lee R W, Hanshaw B B. 1990. Geochemical Modeling of the Madison Aquifer Parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. Water Resources Research. 26(9):1981~2014.

Tu X B, Kwong A K L, Dai F C, Tham L G, Min H. 2009. Field monitoring of rainfall infiltration in a loess slope and analysis of failure mechanism of rainfall-induced landslides. Engineering Geology, 105: 134~150.

Wang Bingguo, Jin Menggui, Nimmo J R, Yang Lei, Wang Wenfeng. 2008 . Estimating groundwater recharge in Hebei Plain, China, under varying land use practices using tritium and bromide tracers. Journal of Hydrology,356:209~222.

Wicks C M, Herman J S. 1994. The effect of a confining unit on the geochemical evolution of ground water in the Upper Floridan aquifer system . Journal of Hydrology,153:139~155.

Zhou Shiqiao, Kang Shichang, Chen Feng, Daniel R. Joswiak. 2013. Water balance observations reveal significant subsurface water seepage from Lake Nam Co, south—central Tibetan Plateau. Journal of Hydrology,491:89~99.

Discussion on the Origin of Groundwater in the OrodS Basin

CHEN Jiansheng^{1,2)}, WANG Ting¹⁾, CHEN Xixi²⁾, LIU Xiaoyan³⁾

- 1) College of Civil and Transportation Engineering, Hohai University, Nanjing, 210098;
- 2) College of Earth Sciences and Engineering, Hohai University, Nanjing, 210098;
- 3) Periodicals Department of Hohai University, Nanjing, 210098

Abstract: Two controversial opinions on the recharge of theOrdos Basin groundwater were discussed in this study. The problems in the previous studies on recharge, runoff, and discharge models of the Ordos Basin were discussed: (1) The soil water, the most important part of the conversion among atmospheric water, surface water, soil water and groundwater, is not taken into account. The groundwater circulation model obtained by the conceptual model cannot be used to explain the fact that watershed is in coincidence with the basement fault zone. (2) The comparison of the isotopic compositions in dolomite with that in calcite is not conducted in some scholars’ studies of the geochemical reverse simulation, with the result that the simulation results can be applied to explain the C isotope compositions in dolomite and calcite. (3) ¹⁴C can not be used to obtain the ages of the groundwater in north China because of the interference of the deep CO₂. Based on the D, ¹⁸Oand Cl⁻ compositions in the soil water, it is pointed out that the precipitation is not the main recharge source of the groundwater and the soil water is fed by the groundwater. The groundwater in the Ordos Basin is recharged by the exogenous water and deep faults are the main water channels.

Key words: Ordos; groundwater; chemical simulation; dolomite; soil water; ¹⁴C dating

(上接第 852 页) 如何获取高质量的黄土岩芯成为研究西宁盆地环境演化等信息的关键。上述分析可知, 被誉为“钻井工程血液”的泥浆材料的选取显然成为解决这一问题的突破口。通过查阅相关资料以及现场工程师的指导, 我们成功地探索了一种可行的泥浆材料, 并顺利通过现场多次试验验证。试验方法如下:

(1) 在普通泥浆材料膨润土、纤维素、烧碱中加入化学材料聚乙烯醇(1799)。首先分别取搅拌均匀的普通泥浆(主要成分: 膨润土、纤维素以及烧碱)以及特殊泥浆[主要成分: 聚乙烯醇(1799)、膨润土、纤维素以及烧碱]分别盛入两只 1000 mL 的量筒和烧杯中, 其后将特殊泥浆逐步加温以致聚乙烯醇(1799)完全溶解。

(2) 用绳子将钻点附近野外露头剖面采集的 5 cm × 5 cm × 5 cm 四块正方形黄土标本系住, 在普通泥浆以及特殊泥浆中分别放入两块进行观察。

(3) 20 min 后从普通泥浆和特殊泥浆中各取出一块黄土标本, 此时从外观上看浸在普通泥浆中的黄土标本已经膨胀, 用美工刀从其中间十字状切开观察发现普通泥浆材料已经侵入黄土标本内部, 黄土原生结构已被破坏; 浸在特殊泥浆中的黄土标本外观没有任何变化, 切开后观察其内部也与初始一致。

(4) 60 min 后再分别从普通泥浆和特殊泥浆中将另一块取出观察, 此时浸在普通泥浆中的黄土标本已经浸湿软化变形, 无法从量筒中取出; 而放置在特殊泥浆中的黄土标

本仅表层 2 ~ 3 mm 被浸湿, 美工刀从中间十字状切开观察到其内部依旧完整无损。

据此, 我们对西宁盆地科学钻探中钻遇的黄土段地层采用特殊泥浆材料进行湿钻方案(具体泥浆配合比例如表 1 所示), 并成功获取了原生结构保持完好而且采取率高达 96% 的一根长约 15 m 的高质量黄土岩芯(图 1a—d), 这为顺利完成西宁盆地科学钻探任务奠定了良好基础。此次试验的特殊泥浆材料在西宁盆地科学钻探中的成功应用, 可为今后其它地区的黄土科学钻探提供重要的参考价值。由于野外实验条件的限制, 该试验仅进行了初步的对比研究。下一步我们将在实验室分析此种特殊泥浆的具体性能参数, 从表现粘度、塑性粘度、屈服值、静切力等多角度来佐证此种特殊泥浆材料适用于黄土科学钻探的科学性。

表 1 西宁盆地科学钻探黄土段泥浆材料比例

水	聚乙烯醇 (1799)	膨润土	纤维素	烧碱
89.5% ~ 95.4%	1% ~ 3%	3% ~ 5%	0.5% ~ 2%	0.1% ~ 0.5%

注: 聚乙烯醇需在沸水中充分溶解后再与其它材料混合搅拌。

致谢: 方小敏研究员提供了钻探现场学习机会, 胡国军工程师给予了建设性意见, 陈建工程师、李永清机长等在野外分析中提供了无私帮助, 在此一并表示感谢!