

中国科学院地质研究所

水文地质工程地质论文集

第一輯

(内部资料·注意保存)

科学出版社

水文地質工程地質論文集

第一輯

中國科學院地質研究所

(內部資料·注意保存)



科學出版社

1961

內 容 簡 介

本論文集共包括論文七篇。其中有两篇是闡述有关新疆地区地下水問題,主要是討論額尔齐斯河及烏伦古河流域和吐魯番盆地等地区的地質构造特点和地下水活动情况,以及其如何利用于农田灌溉;有三篇論文是关于我国西北黃土分布区的工程地質研究,作者通过实际工作,以大量的資料和图表探討了黃土区修筑渠道的稳定性及施工控制問題。同时,对自然边坡及人工边坡稳定性的工程地質也做了一些論述。另外两篇,論述了我国广西地区喀斯特的分布規律、形成的地質构造条件,以及广西喀斯特发育地区的地貌特点、地下水活动等問題。

本集所涉及的問題有些属理論性初步探討,但亦有实践价值,特別是对我国开展工程地質和水文地質研究工作提供了一些参考資料。

水文地質工程地質論文集

第 一 輯

中国科学院地質研究所

科学出版社出版 (北京朝陽門大街 117 号)

北京市书刊出版业营业許可証出字第 061 号

中国科学院印刷厂印刷 科学出版社发行

1961 年 9 月第 一 版

书号: 2397 字数: 150,000

1961 年 9 月第一次印刷

开本: 787×1092 1/16

印数: 0001—4,400

印张: 7 1/4 插页: 1

定价: 1.05 元

目 录

新疆吐魯番盆地主要的水文地質規律及地下水的利用問題.....	(1)
新疆阿勒泰两河流域(額尔齐斯河和烏倫古河)的地下水.....	(20)
桂林近郊的喀斯特.....	(34)
广西北泗盆地的喀斯特及水文地質条件.....	(47)
原湿度黃土修筑土渡槽的稳定性及施工控制問題的研究.....	(54)
隴西黃土中修筑渠道的稳定性預报問題.....	(69)
人工边坡稳定性的工程地質研究方法探討.....	(96)

新疆吐魯番盆地主要的水文地質規律及 地下水的利用問題

陈 墨 香 王 鈞 鄧 孝

一、吐魯番盆地的自然地理及地質条件

(一) 自然地理概况

吐魯番盆地是东段天山中的山間封閉洼地,周围被羣山所环绕;北面博格多山山高一般海拔在 3,500—4,000 米以上,有万年积雪;南面觉罗塔格山一般海拔在 600—1,500 米,为干燥剝蝕的秃山。南北山系不对称,导致盆地内自然面貌由北向南变化的特点。

盆地底部由北向南傾斜,从博格多山麓海拔 1,000 米降低到觉罗塔格山麓艾丁湖面标高为 -154 米,艾丁湖为盆地最低之处,也为世界最低的陆地之一。海拔一般达 500—600 米的火焰山突起在盆地中央,把盆地分割成南北两部分,增强了盆地内自然面貌由北向南变化的特点。

周围高山环绕,阻隔潮湿气流的侵入,加以盆地的狭小和低洼,故吐魯番盆地的气候极其干旱,以吐魯番城为例,年平均气温 14°C ,最热的七月份平均气温 33.6°C ,最冷的一月份平均为零下 9.8°C 。年降水量不足 20 毫米,而蒸发量将近 3,000 毫米。

气候的极端荒漠性,深刻地影响着自然面貌,例如盆地地表径流微弱。

盆地内地表径流发源于北面及西面的高山区,较大的河流自东而西有坎尔齐、东柯柯亚尔、二唐沟、克朗沟、煤窑沟、塔尔朗沟、大河沿子、白楊河、阿拉沟等。这些河流主要靠冰雪融水补给,因此径流量普遍不大,流量最大的白楊河年平均流量 4.9 公方/秒。据统计,天山水系年平均流量共計 21.1 公方/秒,年径流总量为 6.65 亿方。天山水系径流的另一个特点是年变化幅度很大,洪峯集中在夏季,冬季水量很小。

(二) 地 質 結 构

盆地外圍的山系,博格多山、觉罗塔格山以及喀拉烏成山等主要是在古生代末期海西运动形成的。組成这些山系的岩层是受不同程度变质的古生代及更古老的沉积岩层和岩浆岩,这些岩层坚硬,具裂隙性,有利于裂隙水的形成。盆地的内部有下列几个构造带:

1. 博格多山麓褶皱带 在博格多山南麓,由中生代、新生代岩层組成的一系列軸向成东西方向的褶皱构造(主要为背斜构造;其間偶有向斜构造相間),在地貌上属于博格多山

的前山低山和丘陵区。

组成褶皱的中生代、新生代的陆相沉积物主要是砂岩和泥质岩。这些地层的岩性有两个特点：1)岩层含可溶盐量较高，并常夹石膏层及盐层；2)岩层含生油层或储油层。就整体来说，山麓褶皱带实际上是不透水的，这样，山麓褶皱带就好象一道堤坝把博格多山和盆地内部隔开，把二者间地下水的联系隔断。然而这种褶皱在某些地段有时缺失，因而由古生代变质岩组成的山区直接与平原接触。发源于博格多山的河流深切构造而过，流入盆地内平原中。

2. 博格多山南麓的向斜带 位于博格多山麓褶皱带与中央褶皱带之间，在构造上，为第四纪疏松沉积物掩盖的、由中生代及新生代岩层组成的大向斜，巨厚的第四纪沉积物（主要为冲积-洪积物）复盖在向斜构造之上，形成自北向南倾斜的平原。洼地中疏松的沉积物成为良好的地下水库，来自山区的河流大部或全部水量渗失于此。

3. 火焰山褶皱带 即突起在盆地中央的火焰山，系由中生代、新生代岩层组成的一系列背斜构造，被一些河谷或冲沟所割切，在地貌上显示为低山或丘陵。组成的地层的特点与山麓褶皱带大体相同，因此火焰山又如同另一道天然堤坝，将盆地分成南北两部分，隔断了南北两部分地下水的联系。

4. 南部单斜带 位于火焰山以南的广阔平原中，在构造上是为第四纪疏松沉积物复盖的、由中生代及新生代岩层组成的单斜，自北向南倾斜。单斜层上复的第四纪疏松堆积物，据钻探材料表明，厚度甚大，至少在150米以上。这些沉积物多为冲积而成，来自博格多山和喀拉乌成山，因此，沉积物的分布是由北向南和由西而东递变的。山麓冲积-洪积扇地段组成岩性为砾石、卵石漂砾，向平原内部转变为砂、亚砂土、亚粘土等。南部平原巨厚的第四纪松散沉积物构成良好的地下蓄水层（图1）。

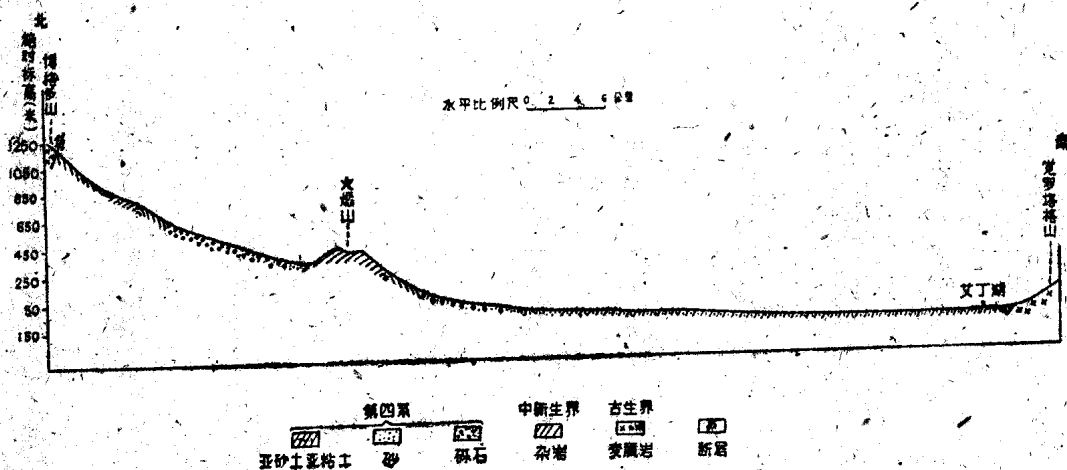


图1 吐鲁番盆地地形地质剖面示意图

二、吐鲁番盆地主要的水文地质规律

吐鲁番盆地的地下水是丰富的，水文地质条件是复杂多样的。地质结构的特点决定

了盆地内地下水的产状。在盆地内,巨厚的第四纪疏松沉积物中储藏丰富的潜水和自流水。在中生代及新生代地层的褶皱带中,含有高矿化的承压水或油田水;而在盆地外围由变质岩组成的山区分布着裂隙水。对于后两种形式的地下水,我们未进行研究。因此,对含裂隙水的古生代变质岩山区,以及含有高矿化水或油田水的中生代及新生代褶皱带,只是从其在区域水文地质中的作用方面加以讨论。至于第四纪疏松沉积物中地下水则是讨论的重点,但也是由于资料所限,仅涉及到第四纪疏松沉积物上部的潜水和浅层承压水。以下,就盆地地下水的补给、埋藏、径流条件以及地下水的化学成分的特征分别加以叙述。

(一) 地下水的补给

盆地年降水量仅十几毫米,蒸发量约 3,000 毫米,因此,降雨对盆地地下水的补给没有意义。这里地下水的补给是通过以下的途径获得的。

1. 河床渗漏是最重要的补给途径。发源于山区(博格多山及喀拉乌成山)的河流进入盆地,首先经过广阔的山麓冲积-洪积扇砾石带,地表径流于此段大量渗失,经十几公里即渗失殆尽,全部转为地下径流。

2. 山区裂隙水的直接补给也具有一定的意义。盆地外围的博格多山及喀拉乌成山,海拔均在雪线以上,受有较丰富降水的补给,因之含有较丰富的裂隙水。在山前结构(由中生代及新生代组成的山麓褶皱带,本身不透水,具有阻挡地下径流的作用)消失的地段,古生代变质岩山体直接与盆地平原相接,裂隙水可直接补给盆地地下水。

考虑到觉罗塔格山的极端干燥,裂隙水贫乏,该山区对盆地地下水的补给是没有实际意义的。

根据以上的观点,考虑到天山水系的水文特性及地区地质结构特点,对于盆地地下水资源做如下的估价:

- (1) 发源于山区的河流径流量不大,而径流量在一年当中变化较大(洪水占很大比重),因此,河床潜流和无水支资料的洪水河的水量对盆地地下水的补给相对的占有较大的比重,这一点与新疆玛纳斯流域的情况不能等量齐观。

- (2) 山区裂隙水的直接补给,使得盆地水资源数字实际上远超过所统计天山水系年径流总和的数字。

(二) 地下水的径流和排洩

获得上述来源补给的地下径流,沿着地面坡度(潜水面坡度与地面坡度方向吻合前者略平缓)方向,向盆地中心汇集。

在火焰山北的博格多山前洼地中,地下径流是顺着地面坡度由博格多山麓向南流,洼地大部分为冲积-洪积戈壁砾石占据,含水层的透水能力很强,同时地面坡度亦较大。因此,这里地下径流的条件是良好的。

洼地南缘,火焰山的存在,阻挡地下径流的去路,因此,在这里形成迴水,使水位抬高,

在河谷及冲沟割切处,潜水沿谷底及沟壁溢出,形成一系列泉,较大者成为泉水河,此即火焰山水系。因此火焰山水系乃是天山水系的重复出现(天然回归水)。据统计,火焰山水系年径流总量达 3.541 亿公方,占天山水系总量的二分之一以上,可见天然回归水具有多么大的意义。

火焰山隔断了盆地南北两部分地下水的直接联系,地表径流及地下径流通过火焰山的峡谷和缺口流入火焰山以南地区。出山口后,地表径流部分被引入农田中,部分再度渗入堆积在各山口由砂、砾石、卵石等所组成的冲积-洪积扇中,沿地面坡度向南径流。由于火焰山的阻挡,此带所获水源有限,同时还有下游坎儿井的长期用水,故潜埋藏深度较深,扇缘没有形成溢出带。在冲积扇地带径流条件良好。越过此段往南,为土质的冲积平原,地质剖面由细粒的粉砂、亚砂土、亚粘土夹层组成,地下径流的条件显著的恶化了。值得指出,由于剖面上粗细层次相间的结果,原来处在冲积-洪积扇统一含水层的地下水被分隔在彼此相联系但又不同的含水层里。表层潜水越往南径流条件越加变坏。盆地中央潜水的高度矿化和地表土壤严重的盐渍化乃是径流条件恶化的反映。艾丁湖及其滨湖三角洲是盆地潜水的最终归宿。由于盆地的完全封闭径流不能外洩,蒸发是盆地水源消耗的唯一因素。

从盆地西端阿拉沟冲积扇向东到盆地中心方向的径流条件变化的规律,与横过盆地南北方向上的变化规律类似,不同之点在于阿拉沟纵向谷地较狭窄,且不存在由中生代、新生代岩层组成的山前结构,因此,来自上源的丰富潜流不能向两侧散流,而在阿拉沟冲积扇的外缘形成宽达 4—5 公里的溢出带。

(三) 地下水的埋藏条件及含水层的产状

地下水的埋藏条件及含水层产状决定于地区的地质构造和岩性水平分布和垂直结构。盆地外围山区古生代变质岩历经构造变动,节理裂隙发育,在水补给充足的博格多山和喀拉乌成山区,裂隙水丰富,在河谷两岸分布有众多的裂隙泉。由于裂隙分布的深度及密度资料不足,不能估计出裂隙水的含量。

觉罗塔格山区,裂隙水贫乏,偶尔遇到的地下水露头(泉),也是量微质差。

中生代、新生代岩层组成的褶皱带的水文地质特点是:较深处埋藏有高矿化承压水等。例如,在胜金口西 5 公里火焰山中由侏罗系中溢出的高矿化度的上升泉水即证明了这一点。

盆地内部平原中地下水的埋藏条件受组成平原的第四纪沉积物的沉积规律所控制。

火焰山以北的山前洼地的绝大部分为由博格多山来的冲积-洪积的戈壁砾石占据,仅在木头沟以东,冲积-洪积扇缘地带,紧临火焰山北麓出现狭长的土带,山前洼地中潜水质甚佳,在博格多山麓冲积扇砾石带中潜埋藏深度较大,在冲积扇的顶部达 100—150 米,顺坡往南变浅,至砾石带的南缘,减至 20—30 米,由于地质剖面的组成物颗粒粗大而疏松,含水层可看做单一的含水层。由于资料的限制,目前对砾石层和含水层的厚度还了

解的不够清楚。

在冲积扇的外缘,岩性变细和地面坡度变缓,致使潜水平埋藏深度变浅,特别是前面已经指出火焰山的阻挡,洼地南缘水位普遍壅高,形成潜水溢出。此带于木头沟以东的土带潜水平埋藏深度一般为3—10米,形成火焰山北麓绿洲;此带的另一特点是剖面上出现了细粒夹层,成为隔水层,因而把原来处在冲积扇砾石带中统一含水层里的地下水分隔在不同的含水层里。下伏在隔水层之下的含水层一般具有承压的性质。例如,在火焰山北麓胜金台村南洼地中的钻孔,在10米的深度即遇到水头接近地表的承压水层(岩性为粉砂)。又如鄯善东湖区近沙山北麓的钻孔,在离地面73米的深度内遇到了三个由砂子和砾石组成的承压水层,厚度由5—15米。亚粘土成为隔水顶板,第三层承压水头达到地面下9米。据地貌条件推测,在鄯善以东至七格台间公路沿线及其以北的潜水溢出带地区也是承压水(包括自流水)形成有利的地区。

在木头沟西除了吐鲁番附近的火焰山大缺口外,火焰山北麓未出现沙土带,但是由于潜水位的高,在火焰山的各个缺口处仍有泉流溢出,如肯特克、大草湖等泉即是。

吐鲁番城及其周围处在火焰山的大缺口上的地区,这里汇集了来自北面的丰富潜水流。在城关一带潜水平埋藏深度为10—15米,向北深度递增。此地段属于冲积扇的外缘,潜水含水层是粉砂和亚砂土,偶而夹有薄层小砾石。

火焰山以南平原地区,在第四纪沉积物中地下水的埋藏条件随着由外围冲积扇向盆地中心艾丁湖滨三角洲的过渡而转变,并主要在两个方向上发生变化。南北方向由火焰山麓向艾丁湖及东西方向由阿拉沟向艾丁湖方向发生变化。

火焰山以南在各个山口,有大小不等的冲积扇存在,此带大致结束在鲁克沁、洋海、三堡旧公路以南即转为砂、土质的古冲积平原,平原的最南部,以艾丁湖为中心的低地是河流的老三角洲。

在横过盆地的南北方向上,由火焰山南麓冲积扇向艾丁湖方向,潜水平埋藏深度连续由深变浅,含水层的物质颗粒由粗变细。例如,在火焰山麓冲积扇戈壁砾石层中的潜水平埋藏深度30—50米。往南,进入土质平原中,沉积物颗粒变细,潜水平埋藏深度逐渐减小(如图2所示)。例如,由东坎乡至七克不拉,由20米降到3米,含水层为粉砂、亚砂土。在此剖面中,沉积物粗细相间渐趋明显,含水层被隔水层分隔,于潜水平层之下的含水层渐具承压性能。例如,在东坎南3公里的钻孔于深度26米附近遇到由中、粗砂组成的薄层含水层,水头升高出含水层7米;向南到七克不拉一带,第一个承压水层出现在深度14米附近,水头升高出含水层11至12米(接近地表),第二层承压水埋藏在22米,第三层埋藏在42米的深度上,水头上升至地面下3—4米。这些含水层主要是亚砂土夹有薄层的砂,厚度不超过半米。上述剖面表明,在火焰山南土质平原中50米深度以内,含水层薄,含水性很差。

七克不拉以南滨湖三角洲平原,潜水平埋藏得很浅(小于3米)。含水层是含盐分很多的粘土类。近湖边1—2公里内,潜水近于地表,埋藏在半米以内。地表是厚达40至50

厘米的褐色盐壳,龟裂成块状。艾丁湖是潜水的排泄区。

滨湖三角洲平原,在40—60米以下埋藏有自流水层。吐鲁番城南17公里的红星农场地区,曾打了数十个钻孔,在40—120米的深度内,遇到了两个自流水层,水头大者可高出地面半米,自西北向东南减小,含水层及隔水层的结构都是不均一的。第一个含水层埋藏深度在40米左右,由夹有直径为3—5厘米砾石的粉砂、细砂和中砂构成。含水层的厚度变化很大,由6—10米,甚至达30米。第二个含水层埋藏在80米以下,含水层岩性同上,上复粘土为其隔水顶板。此含水层厚度较大,但受钻孔深度限制,确切厚度未明。这些自流井的平均流量约11公方/时,大者达到40公方/时。现在井的流量日益减小,从1957年2—9月普遍减小1/3—1/2,产生此现象之原因尚未查明,估计钻探的技术和井的装备不良起着严重的影响。盆地西部阿拉沟冲积平原,在西端是长达40—50公里的由戈壁砾石组成的冲积扇,潜水丰富。在其前缘伊拉湖开始形成宽4—5公里的潜水溢出带,此段潜水位接近地表或作片状溢出,在地表下1—1.5米的深度,为由砂和砾石组成的含水层。自此向东渐渐变深,至托克逊城一带为3—5米。在托克逊以东,由于受到白杨河水流入及灌溉水的影响,水位渐高,为3米左右,含水层为亚砂土、粉砂。托克逊一区五乡以东一带是白杨河的尾闾,是上游坎儿井及白杨河冬季的洩水区,再往东与湖滨三角洲连成一片,成为广阔的积盐区。

阿拉沟冲积平原区不仅潜水丰富,而且也是良好的承压区和自流水分布区。

例如在托克逊城西北5公里的三区三乡,深度47米的钻孔,在潜水层之下遇到了两层含水性能良好的承压水层。第一层,位于深度17—25米,由夹砾石的砂子构成。第二层深度43.7—47米,由夹有砂子的砾石组成,水头上升到地面下8米。托克逊城东1.5公

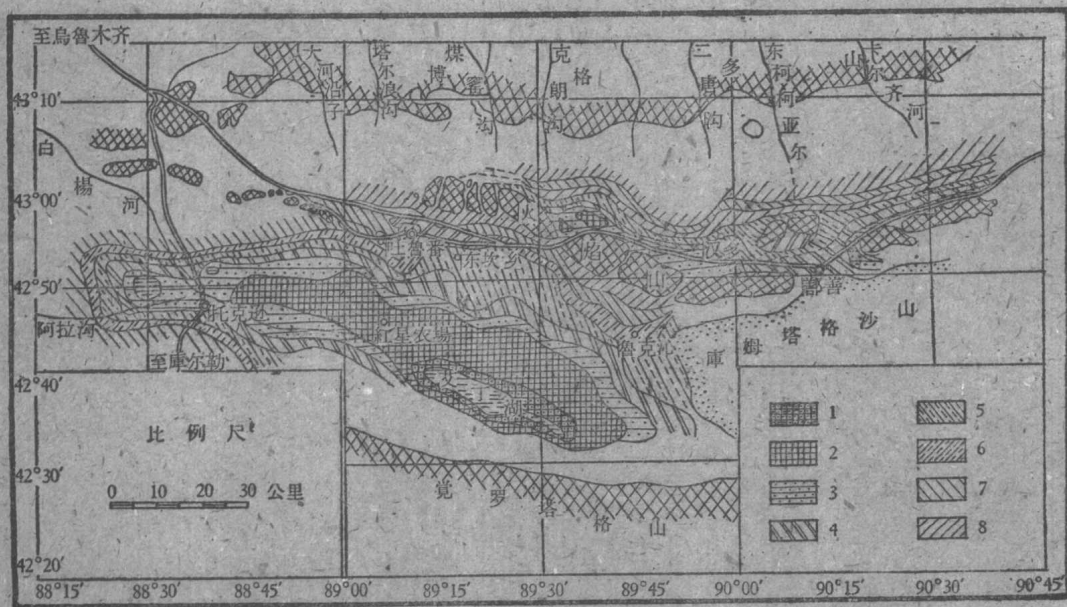


图3 新疆吐鲁番盆地潜水埋藏深度图(1958.7)

潜水埋藏深度(米): 1. <1; 2. 1—3; 3. 3—5; 4. 5—10; 5. 10—20; 6. 20—30; 7. 30—50; 8. >50

里和城东 10 公里处, 钻孔在 20—25 米的深度也遇到了由砂子和砾石组成厚度约 3—4 米的承压水层, 水头上升到地面下 7 米。该井目前正用于生产, 由此可见, 承压水头自西而东有增大的趋势。

托克逊城内的两口钻井截取了深度在 60—70 米处的自流水, 水头高出地表约 3 米, 用直径 112 毫米的水管获得了 300 公方/昼夜的流量, 水质优良。从地貌条件推测, 在这一深度或略大的深度内能获得自流的地区; 向西可扩展到三间房子一带。而从托克逊城往东, 自流水层的埋藏深度将越加变浅。

盆地南缘觉罗塔格山麓, 延展着规模小而非常狭窄的洪积扇群, 西与阿拉沟冲积扇相连接, 这里地下径流除靠南部山区偶而的临时地表径流补给外, 主要是受来自阿拉沟冲积扇方向的潜水流补给(图 3)。

(四) 地下水的化学成份

化学成分是地下水的重要特性, 其形成决定于自然地理条件、地质结构及水文地质条件, 因此地下水化学成分集中地反映了地下水的形成过程。这里着重讨论潜水的化学成分, 为了较全面了解吐鲁番地区的水文地球化学规律, 对地表水及其它类型地下水的化学特征亦略加分析。

1. 地表水 这里所指的地表包括天山水系及火焰山水系以及艾丁湖等地区。

河水的化学成分主要由两个因素决定: 一是径流形成区的岩石的性质, 一是径流的特征。天山水系发源于博格多山及喀拉乌成山, 均靠融雪水及降水所补给。主要由变质沉积岩所组成的山区, 其岩石中含可溶盐量极少, 山区的河谷坡降很大, 水在峡谷中流动很快, 这样就使水与岩石发生作用的时间缩短, 故水的矿化度很低。根据我们对水样所进行的分析, 其变化幅度为 0.1—0.25 克/升, 水中离子的特点是: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$, $\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 。其中 Ca^{2+} 和 HCO_3^- 各占阳离子和阴离子毫克当量数的 40—60%, 其它离子的比重则较小。

火焰山水系实质上是火焰山北麓戈壁砾石中的天然回归水。火焰山壅水的结果, 使得地下径流重新转变为地表径流。水的矿化度略有增加, 正如戈壁砾石层中的地下水一样, 其矿化度比天山水系河水的矿化度为大。其变化幅度为 0.45—0.7 克/升。水中阴离子的特点是: $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$, 有时候是 $\text{SO}_4^{2-} \approx \text{Cl}^-$; 阳离子的特点是 $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ 。 Cl^- 和 Na^+ 的增加看来是由于火焰山北麓潜水流溢出带内的水受到蒸发和蒸腾影响所致。

偏处于盆地南缘的艾丁湖, 湖水味很咸, 充分反映了吐鲁番盆地的自然特点。艾丁湖的水很浅, 北岸水深 0.4—0.5 米, 南岸水深约 1 米, 目前(1958 年 6 月下旬)水面东西长 16 公里, 南北宽约 4 公里, 水面面积约 124 平方公里。由于天山水系及火焰山水系的水在戈壁砾石带内大量的渗漏和取用河水灌溉的结果, 水流不能直接注入湖中, 只有在冬季作物不需水期间, 白杨河的水和坎儿井的冬闲水才可排洩到湖里。艾丁湖的终年存在, 说明它

是靠地下水补给的。

湖水通过蒸发而消耗,盐分长期累积,形成了典型的盐湖。湖底有 NaCl 沉淀物。根据在湖的南岸及北岸所采水样的分析结果,矿化度分别是 204.3 克/升及 233 克/升¹⁾。水中阴离子的特征是: $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^-$, 阳离子是: $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ 其中 Cl^- 占阴离子总数 90% 左右, SO_4^{2-} 占 8—9%, $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 占阳离子总数 98%。

河水及湖水的化学成分如表 1 所示。

表 1 吐鲁番盆地地表水的化学成分

水系	河 名	矿化度 (克/升)	阴离子 (毫克当量/升)				阳离子 (毫克当量/升)		
			CO_3^{2-}	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$
天山 水系	东柯柯亚	0.258	0.231	2.065	0.461	0.695	2.183	0.449	0.820
	二堂沟	0.106	0.481	0.500	0.461	0.224	0.683	0.611	0.416
	坎尔齐	0.186	0.230	1.730	0.331	0.193	1.798	0.579	0.107
	桃尔沟	0.186	0.230	2.018	0.370	0.340	2.116	0.635	0.207
	煤窖沟	0.173	0.346	0.980	0.865	0.322	1.758	0.440	0.315
	大河沿河	0.228	0.416	1.725	0.325	0.248	2.128	0.448	0.138
	阿拉沟	0.256	0.230	2.421	0.534	0.583	2.539	0.688	0.541
	白杨河	0.292	0.115	2.653	1.153	0.856	2.433	0.741	1.603
火焰山 水系	葡萄沟	0.466	0.530	1.741	2.386	2.127	3.135	0.911	2.738
	苏北沟	0.696	0.231	3.541	2.906	3.772	4.591	1.568	4.291
	连木沁沟	0.476	0.231	2.284	1.799	2.230	2.688	1.152	2.807
	苏巴什沟	0.664	0.231	1.499	4.059	3.772	3.471	1.400	4.690
艾丁湖	(南岸)	204.378	1.146	0.960	375.071	3146.61	40.864	33.965	3448.96
	(北岸)	233.460	1.146	1.031	369.089	3642.0	35.557	33.434	3944.28

2. 潜水 吐鲁番盆地地势很洼,气候极为炎热干旱,地貌条件及地质结构有规律地由盆地的外围向其中心转换,潜水的矿化度由盆地四周到内部地增高,矿化类型由 $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$ 型。

(1) 潜水的矿化度: 根据我们对 180 多个水样分析的结果来看,潜水的矿化度变化幅度极大,从 0.23—198.6 克/升。由此可以认为,在吐鲁番盆地的自然条件下,可以把矿化度分为 < 0.5 , $0.5—1$, $1—3$, $3—12$, $12—50$ 及 > 50 克/升等六个等级。井、泉、探坑、钻井水所占的比例如表 2 所示。

潜水的矿化度与以下两因素的关系最密切,一是含水层的岩性,更确切地说是地下水的径流条件;另一是潜水的埋藏深度。

吐鲁番盆地各个地区的含水层的岩性有很大的差别,岩性变化多端,既有粗大的砾石及卵石,也有粒径很小的砂子和粘土。这些岩性分布的地段,地面坡度和地下水的坡度亦异,故其径流条件有很大的差别,这使得潜水的矿化度的变化幅度甚大。含水层的岩性与潜水矿化度的关系如表 3 所示。

1) 湖水的化学成分很不稳定,1959 年 9 月中旬于艾丁湖南岸再取水分析,矿化度仅 60 克/升,湖水矿化度大为降低,是因湖水补给来源增加(白杨河及坎儿井的废水)而稀释的结果。

表2 吐魯番盆地坎儿井、泉、探坑及钻井水的矿化度统计表

矿化度 (克/升)	< 0.5	0.5—1	1—3	3—12	12—50	> 50
坎儿井或井	34	20	35	21		
泉	30	8	8	1		
钻井及探坑		2	3	2	7	2
計	64	30	46	24	7	2

表3中矿化度在3克/升以内的水点, 潜水埋藏深度在10米以上, 最深的达60—70米。3—12克/升的水点, 潜水埋藏深度5—10米。 > 12克/升的在3米以内, 含水层是亚砂土和亚粘土, 有时并夹有砂子, 埋藏深度3米以内的, 岩性对矿化度的影响没有多大关系, 起决定性作用的是潜水的蒸发作用。按照现代的观点¹⁾, 潜水的埋藏深度与矿化度的积集速度有密切的关系, 潜水位愈接近地表, 其蒸发的消耗愈高, 则潜水的矿化度愈大。在吐魯番盆地的自然条件下, 潜水埋藏深度在2.5—3.0米时, 矿化度即有极显著的增高, 从3克/升增至30—200克/升。图4较清楚的表示了这一特点。

表3 含水层的岩性与潜水矿化度的关系

矿化度 (克/升)	<0.5	0.5—1	1—3	3—12	12—50	>50	备注
含水层岩性							
砾石、卵石	38						部分水点含水层的岩性未详, 故表内的数字与表2内的水点数字有差别
含砾石的砂		10					
砂			19	10			
亚砂土、亚粘土					6	2	

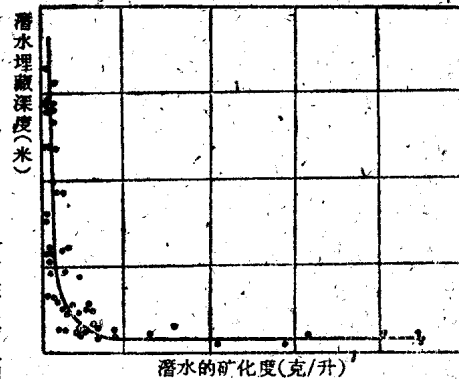


图4 吐魯番盆地潜水矿化度与潜水埋藏深度的关系

潜水矿化度和化学成分是地区水文地质条件综合的反映。盆地潜水的化学成分主要从两个方向变化, 即自北而南和由西而东, 与盆地潜水的补给区及径流区和消耗区的分布相吻合。补给区内矿化度小于1克/升, 水中所含的盐类以 CaCO_3 及 Na_2CO_3 为主; 径流区内矿化度1—12克/升, 水中所含的盐类以 Na_2SO_4 , CaCO_3 及 MgSO_4 为主; 消耗区内矿化度大于12克/升, 最大的可达到200克/升, 水中所含的盐类以 NaCl 及 Na_2SO_4 为主。详细的资料如表4。

(2) 潜水的化学成分在盐渍土形成中的作用: 盐渍土的形成和分布与大陆性气候和低洼的地形有共存性。众所周知, 吐魯番盆地极干旱而炎热, 四周环山, 水—土中盐分不能外洩, 盆地中部处于海平面以下, 极有利于水—土中盐分的积累, 而且一直处于正均衡的状

1) 分别见于苏联学者 Ф.П. 薩瓦林斯基, B.A. 普里克隆斯基, И.В. 加尔莫諾夫, B.A. 柯夫达等人的著作中。

表4 潜水化学成分与水文地质区的关系表

水文地质区	水点的编号	化学成分的矿化度(克/升)	阴离子(毫克当量/升)				阳离子(毫克当量/升)		
			CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ + K ⁺
补给区	井 16	0.170	0.114	1.625	0.772	0.375	1.218	0.430	1.238
	井 48	0.656	0.115	5.835	2.307	2.029	4.367	1.680	4.239
	井 66	0.224	0.115	1.491	0.757	0.604	1.257	0.435	1.275
	井 67	0.350	0.231	2.195	1.568	0.978	2.222	0.687	2.063
	井 76	0.276	0.230	2.190	0.946	0.827	2.010	0.741	1.442
	井 82	0.232	0.231	1.814	0.526	0.564	1.957	0.582	0.593
	井 119	0.846	—	5.513	4.751	2.169	6.136	2.593	3.604
迳流区	井 47	3.222	0.462	6.909	28.610	10.690	5.690	6.068	34.919
	井 57	1.654	—	5.167	12.409	6.562	7.391	6.942	9.805
	井 8	3.035	—	2.307	24.660	17.098	18.681	8.092	16.692
	井 92	8.556	—	14.586	64.813	51.127	5.819	17.547	107.250
	井 103	3.212	1.268	5.650	31.131	10.650	5.444	6.873	36.382
	站 5	8.540	—	4.005	57.201	63.360	30.235	22.124	72.210
消耗区	坑 116	20.452	1.031	14.267	169.291	133.618	4.246	15.390	298.571
	坑 111	41.618	0.574	4.755	212.959	436.113	15.390	31.312	607.699
	坑 110	75.726	—	3.037	79.860	1195.238	86.504	85.443	1106.188
	坑 58	198.616	0.577	2.307	569.475	2882.967	29.395	71.946	3353.981

态中。再加上水文地质条件不良,盆地中部,潜水埋藏深度在3米以内者,地下径流处于停滞的状态。潜水在强烈的蒸发消耗之下,不仅其矿化度受到浓缩,在毛细作用之下,土内蒸发亦剧烈,土层中含可溶盐很多,地表常有数厘米至十几厘米厚的盐壳,形成了面积广大的盐土。重盐土的分布范围约与潜水矿化度 > 12 克/升的分布范围大致相符。如吐鲁番七克不拉东南6公里处潜水埋藏深度为2米,在表层20厘米以内的土层内含可溶盐63.74%,成分以NaCl及Na₂SO₄为主,往下则渐渐减少,含盐量1.1—2.5%,潜水面下(深1.9米)的土层含可溶盐1.45%,而潜水的矿化度为22.29克/升,水中的盐分与土中的盐

表5 潜水与土

土的化学成分	CO ₃ ²⁻		HCO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻	
	毫克当量/100克	%	毫克当量/100克	%	毫克当量/100克	%
取土深度(厘米)						
0—20	—	—	1.297	0.0791	137.287	6.631
20—47	—	—	1.782	0.108	25.952	1.253
47—70	—	—	1.644	0.100	18.164	0.807
70—98	—	—	1.507	0.092	13.656	0.659
98—144	—	—	1.462	0.0892	15.685	0.757
144—169	0.458	0.0437	1.919	0.1171	16.378	0.791
169—190	—	—	1.325	0.0809	19.099	0.922
潜水的化学成分	CO ₃ ²⁻		HCO ₃ ⁻		SO ₄ ²⁻	
	毫克当量/升	毫克/升	毫克当量/升	毫克/升	毫克当量/升	毫克/升
	0.208	6.240	2.894	17.65	171.480	8236.57

分一致。潛水和土壤的化學成分性質詳如表 5 所示。

(3) 潛水中各主要離子與礦化度的累積關係：一般認為，溶於潛水中的鹽類數量的增加是隨著 $\text{HCO}_3^- \rightarrow \text{SO}_4^{2-} \rightarrow \text{Cl}^-$ 的規律而變化的，並以不同化合物的溶解度以及濃度增加到飽和極限來解釋。潛水中各主要的離子與礦化度的關係，隨大區域的自然條件的變化而有差別。現根據圖 5 的分析資料來討論吐魯番盆地的自然條件對潛水形成的影響。

HCO_3^- 和 Ca^{2+} 與礦化度的關係： HCO_3^- 和 Ca^{2+} 在水中的含量是不高的，在淡的和低礦化度的潛水中 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 含量的變化幅度分別為 1.15—6.56 毫克當量/升（約 70—400 毫克/升）和 0.75—12.5 毫克當量/升（約 15—250 毫克/升）。並且， $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-}$ 和 $\text{Ca}^{2+} > \frac{\text{Mg}^{2+}}{\text{Na}^+ + \text{K}^+}$ 。在一般情況下， HCO_3^- 和 Ca^{2+} 常是大致平衡的。

隨着礦化度的增加， HCO_3^- 和 Ca^{2+} 的增加得很緩慢，而其它離子則增加較快，因此它們在水中的比例相對的就減少了。當礦化度為 7—10 克/升時，水中含 HCO_3^- 和 Ca^{2+} 之量分別為 4—8 毫克當量/升及 10—30 毫克當量/升。當礦化度為 10—50 克/升時，則為 10—15 及 20—30 毫克當量/升。當礦化度為 50—200 克/升時， HCO_3^- 的含量維持于

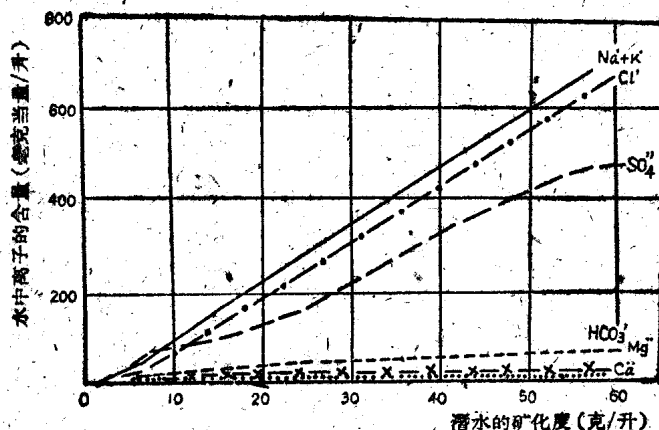


圖 5 吐魯番盆地潛水礦化度與主要離子組成間的關係

壤的化學成分表

Cl ⁻		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺ + K ⁺		全鹽量 (%)
毫克當量 / 100 克	%	毫克當量 / 100 克	%	毫克當量 / 100 克	%	毫克當量 / 100 克	%	
18.061	0.640	12.812	0.256	56.738	0.690	87.095		63.745
13.367	0.474	12.276	0.246	3.571	0.0434	25.25		1.102
2.163	0.767	12.857	0.257	2.143	0.026	26.440		3.335
3.214	0.114	12.455	0.249	1.429	0.0174	4.493		1.640
4.439	0.157	12.232	0.245	1.410	0.077	7.943		1.965
6.020	0.213	12.053	0.2415	2.366	0.0288	9.898		2.242
5.408	0.191	11.455	0.229	2.482	0.0302	11.845		1.456
Cl ⁻		Ca ²⁺		Mg ²⁺		Na ⁺ + K ⁺		礦化度
毫克當量/升	毫克/升	毫克當量/升	毫克/升	毫克當量/升	毫克/升	毫克當量/升	毫克/升	克/升
176.19	6247.31	24.496	490.90	43.89	533.76	282.39	6495.04	23.292

5—10 毫克当量/升的极限上, Ca^{++} 的含量为 30—70 毫克当量/升。

SO_4^{--} 与矿化度的关系: 在淡水中的特点是 $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{--} > \text{Cl}^-$, 当矿化度从 1—2 克/升增至 10—11 克/升时, 它的特点是 $\text{SO}_4^{--} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^-$, 水的类型由碳酸盐水变为硫酸盐水。当矿化度 $> 10—11$ 克/升时, $r\text{Cl}^-:r\text{SO}_4^{--} = 1.2—2.0$, 此时成为氯化物水了。随着矿化度的急剧增加, SO_4^{--} 的含量的增加是相当快的, 其速度仅比 Cl^- 的增加稍慢。当矿化度为 50 克/升时, 水中含 SO_4^{--} 达到了最大的限度, 为 370 毫克当量/升 (约 17.8 克/升)。 SO_4^{--} 在水中的含量较多, 除了硫酸盐的溶解度较大外, 火焰山的地层中有硬石膏夹层, 临时性的暴雨溶滤了岩层中的盐份并把它带到盆地中, 从而使水中硫酸盐富集。

Mg^{++} 和矿化度的关系: 其特点与 Ca^{++} 和矿化度的关系相似。当矿化度增加时, 它的含量也增加, 但很缓慢。当矿化度 $< 5—6$ 克/升时, 则 $\text{Ca}^{++} > \text{Mg}^{++} < \text{Na}^+ + \text{K}^+$ 。当矿化度 $> 5—6$ 克/升时, 则 $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++}$ 。 Mg^{++} 在水中最大的含量为 96 毫克当量/升 (约 1.2 克/升)。但 MgSO_4 及 MgCl_2 的溶解度很大, 当 $t = 18^\circ\text{C}$ 时, 纯水中可溶 354.3 克/升及 558.1 克/升。高矿化水中含 Mg^{++} 之量如此小的原因还有待进一步的研究。

Cl^- 和 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 与矿化度的关系: 从图 5 可以看出, Cl^- 和 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 的含量和潛水矿化度的集积关系是比较简单的, 几乎成直线状, 并大致互相平行。

(4) 潛水化学成分水平分带规律: 潛水化学成分的水平分带规律早已在苏联地球化学家和水文地质学家的著作中得到说明。吐鲁番盆地的规律则尤为明显。(如图 6)

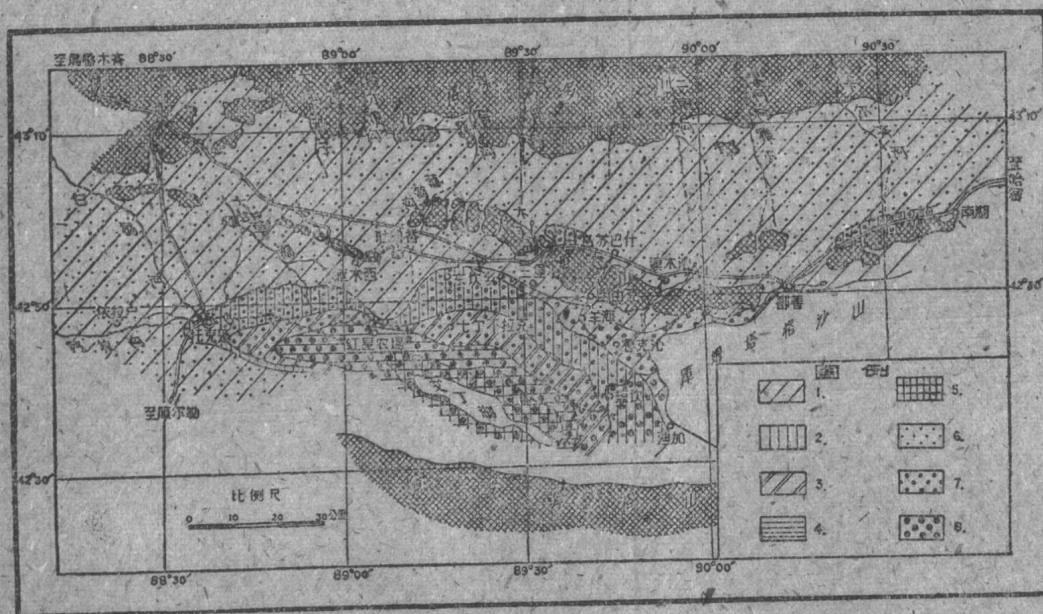


图 6 吐鲁番盆地潛水化学成分图(1958.7)

潛水的矿化度: 1. < 1 克/升; 2. 1—3 克/升; 3. 3—12 克/升; 4. 12—50 克/升; 5. > 50 克/升

潛水的化学类型: 6. 重碳酸型; 7. 硫酸型; 8. 氯化物型

重碳酸盐潛水带: 水中的离子以 HCO_3^- 及 Ca^{++} 为主, 矿化度为 0.25—1.0 克/升。其

范围与火焰山北麓及南麓广阔的冲积-洪积扇和阿拉沟冲积扇相符。这些地带接近或处于潜水的补给区的位置。含水层由具有很大渗透系数的砾石和卵石粗砂所组成,地下径流条件非常良好。潜水埋藏深度大于10米,最深的可达100—200米。蒸发作用对潜水的矿化度的累积没有影响。至冲积-洪积扇的下部及其外缘,由于沿途溶滤了岩石中的盐分及某些地段潜水的埋藏深度在3—5米以内,所以蒸发作用对潜水的矿化度的累积略有影响,水中的阳离子以 $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ 占多数,但仍未改变重碳酸水型的特征。

硫酸盐潜水带: 本带分布于火焰山冲积平原的中部及火焰山胜金口南侧的小洼地及鄯善至七克台间的潜水溢出带上。从冲积扇过渡到冲积平原时,水文地质条件有较大的改变(含水层的岩性以亚砂土及细砂为主,潜水埋藏深度变浅,由5—10米到3—5米)。在蒸发作用之下和沿途盐分的逐渐积累,潜水的矿化度以艾丁湖为中心迅速地向这个方向增加,从1—3克/升增至12克/升。水的类型由 $\text{SO}_4\text{—Ca}$ 型变为 $\text{SO}_4\text{—Na}$ 型。

氯化物潜水带: 本带分布于艾丁湖滨湖平原地区。它在地貌方面是艾丁湖三角洲平原,在水文地质方面是潜水的消耗区。这里潜水埋藏深度很浅,大部分地区小于3米。含水层由亚砂土或亚粘土组成。蒸发作用对潜水化学成分的形成起决定性的作用。矿化度从12—30克/升,艾丁湖边缘地区接近200克/升,全是 Cl—Na 型水。至于库姆塔格西南麓的盐坎一带,水的矿化度略大于3克/升,也属 Cl—Na 型水,它的形成,尚无足够资料加以论证。

(5) 潜水化学成分的垂直分异现象: 由于地下径流的表层接近地表,地下径流受到气候因素的影响异常剧烈,并且非常灵敏。潜水通过蒸发和蒸腾的消耗,因此表层潜水具有很高的矿化度。随着深度的增加,这种作用对潜水的影影响渐渐减弱。表6初步的资料证明,吐鲁番盆地的中部,矿化度较高或很高的潜水层,其厚度约在30—50米左右,其下即为淡水或低矿化水。

表6 吐鲁番盆地潜水化学成分与深度的关系

编号	化学 成分 取样 深度 (米)	阴离子(毫克当量/升)				阳离子(毫克当量/升)			矿化度 (克/升)
		$\text{CO}_3^{''}$	HCO_3'	$\text{SO}_4^{''}$	Cl'	$\text{Ca}^{''}$	$\text{Mg}^{''}$	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	
C ₁	15.0	—	3.121	42.246	33.644	9.328	7.771	62.00	5.514
	21.82	0.231	3.647	28.047	18.991	6.215	4.691	40.010	3.450
	27.72	0.115	1.384	9.91	8.071	3.809	1.217	14.554	1.460
C ₄	2.0	—	2.859	142.14	45.874	10.526	37.782	142.565	16.612
	12.6	0.414	0.822	90.385	25.706	10.190	28.926	78.211	9.896
	14.5	0.484	0.703	86.72	17.927	7.615	30.092	68.120	8.500

3. 其它类型的地下水 吐鲁番盆地第四纪地层中,在潜水层之下有数层承压水。盆地中部在60—120米的深度内,有两个自流水层。这些地下水的补给来源和潜水一样,主要是靠河流出口后,在戈壁砾石带的渗漏所补给。因含水层埋藏较深,且有亚粘土或粘土层为其隔水顶板,地下水没有受到“荒漠性”的影响,地下水的化学成分仍然保持补给