

40-47

青藏高原多年冻土区水文地质特征

王绍令

P 641

(中国科学院兰州冰川冻土研究所)

边纯玉

王健

(地矿部 906 水文地质工程地质大队)

摘 要 青藏高原多年冻土区的地下水是高原特定的地质地理环境下的产物,多年冻土的存在控制地下水的形成和分布,新构造运动是影响区域水文地质条件的主导因素,地下水和多年冻土相互作用、相互制约,导致区域水文地质条件复杂化。

关键词 青藏高原, 多年冻土区, 地下水, 水文地质特征

青藏高原海拔高、面积大,年代新,高原上发育着大面积的中低纬度、高海拔型多年冻土,多年冻土的存在和强烈的新构造运动使区域水文地质条件复杂化并具有特殊性。

作者根据近几年来在青藏高原冻土和水文地质普查及勘探中积累的大量资料对多年冻土区地下水分布、区域水文地质条件及地下水与多年冻土相互作用等问题进行探讨。

1 地下水的分布格局

青藏高原是世界上中、低纬度带多年冻土最厚、分布面积最广的地区,多年冻土面积约 150 万 km^2 (周幼吾等, 1982), 占我国多年冻土总面积的 70%。高原腹部和西部多年冻土最发育, 为大片连续多年冻土区, 随着地势向东和向南变低, 逐渐过渡为岛状多年冻土区。多年冻土层控制地下水的分布, 并直接影响着其埋藏、补给、径流、排泄条件、水动力性质和水化学特征。

强烈的新构造运动、差异性的隆升, 构成高原地区不同形式的构造格架, 它控制大地貌形态和组合的分布格局。高原上的断陷盆地和谷地受晚近构造活动的性质、强度和方式以及沉积物的岩性、岩相和沉积结构等因素控制, 又直接与地表水和附近山区基岩裂隙水有水力联系, 构成复杂的地下水文网。而形成时期、沉积物成因及沉积结构均不同的各类断陷盆地和谷地内发育的多年冻土厚度、冻土组构和地下冰也不同, 因此各具有不同的水文地质特征。

在垂向上, 多年冻土层构成区域性较稳定的隔水层, 使地下水由原来的单一结构变成双层或三层结构。

在平面上, 地下水分布除主要受多年冻土制约外, 新构造运动也是很重要的影响因素, 构造格架控制着地表水和地下水的径流、排泄条件, 活动性断裂破坏和改变了多年冻土层的热平衡状况, 并沿断裂带产生构造融区或地热异常区, 加之河流、湖泊形成的地表水融区, 这些融区破坏了多年冻土平面分布的连续性和冻土厚度的均匀性, 使本来应有较好连续性的高原多年冻土区变得千窗百孔, 而这些融区恰好是地下水补给、径流和排泄的通道。

由于多年冻土、新构造运动及其它因素的综合作用, 构成高原多年冻土区独特的水文地质特征

2 水文地质特征

2.1 区域水文地质条件

由上述分析得知区内地下水与多年冻土有着密切的联系,因此首先按多年冻土平面分布状况将其划分成大片连续多年冻土区和岛状多年冻土区两大水文地质单元。

(1) 大片连续多年冻土区水文地质条件

该区包括昆仑山以南、唐古拉山以北及东经 94°线以西的高原腹部和西部地区,多年冻土面积占该区面积的 75%以上,冻土层厚、地温低。多年冻土层构成区域较稳定的隔水层,垂直入渗条件差,大气降水、地表水、浅层水只有通过局部融区或山区基岩破碎带入渗后再侧向运移补给深层水,一般径流途经较长,补给和排泄条件较差;补给方式严格受多年冻土层限制,补给量也受补给区面积大小的控制,因此水量分布极不均匀,地下水埋藏深度普遍受多年冻土厚度控制。浅层水水量、水质及相态呈季节性或周期性的变化。深层水的埋藏、水量、水质及水动力特征同时也受地质构造、地貌、地形及岩性等因素影响。

在高山区,基岩寒冻裂隙和构造裂隙发育,裂隙提供了贮水空间,创造了地下水径流和运移的场所,最后通过断裂带排泄,形成面状储水、带状富水的体系。

高原腹部的盆地和谷地,如沱沱河、通天河、楚玛尔河等,这些盆地、谷地是青藏高原在第四纪强烈隆升过程中所伴生的相对沉降带,其边缘大多发育有活动性断裂,并同邻近山区含水体系相通,成为山区地下水的汇集场所,蓄水构造规模大,富水性较好,因受多年冻土层的限制,只能通过融区进行排泄。

(2) 岛状多年冻土区水文地质条件

在高原东部、南部和北部的岛状多年冻土区内,地形切割剧烈,山陡谷深,相对高差 1000—2000m,多年冻土和季节冻土并存。多年冻土岛一般分布在高山中、上部或分水岭地段,面积小、厚度薄,连续性差。多年冻土区和邻近非多年冻土区的地下水相互有密切的水力联系,补给、径流和排泄条件好,地下水和地表水相互转化,水力联系复杂,因此地下水类型较多(王绍令,1990)。

2.2 地下水类型

目前对青藏高原地下水分类尚无统一的认识(郭鹏飞,1984,1989,樊溶河等,1979),作者认为在划分地下水类型时,应综合考虑影响青藏高原地下水形成和分布有关各种因素。由于多年冻土是诸因素中具有控制性的主导因素,所以本文在划分地下水类型时首先按高原上多年冻土存在与否划分出两大水文地质区,即多年冻土区地下水和非多年冻土区地下水。然后再进行地下水类型划分,在多年冻土区按地下水埋藏条件与多年冻土层之间的空间分布关系进行分类;在非多年冻土区内按含水层岩性、结构、水力特征划分出若干类型(表 1)。

2.3 地下水补给、径流、排泄

青藏高原是亚洲地区主要江河的发源地,这些水系与主干山脉昆仑山、巴颜喀拉山、唐古拉山及念青唐古拉山等山脉相间排列构成了各自独立的水文地质单元,每个水文地质单元的地下水补给、径流和排泄条件均不同程度地受多年冻土制约,同时也受地形、地貌、构造和水文等因素的影响。高原自西向东、自北向南年平均气温由低变高、年降水量逐渐增加;由浅切割的冰缘地貌过渡为中—深切割的流水地貌;由大片连续多年冻土区逐渐过渡为岛状多年冻土区;而在同一水文地质单元内又具有随地势升高降水量增加、气温降低、多年冻土增厚的规律,这些变化导致本区地下水补、径、排条件时空上的差异。

表1 地下水类型划分

Table 1 Types of groundwater

水文地质区	地下水类型		分布与埋藏特征
多年冻土区地下水	冻结层上水	松散岩类冻结层上水	分布于松散岩类季节融化层内
		基岩类冻结层上水	分布于基岩风化带中,埋藏于季节融化层内
	冻结层间水		分布于垂向上不衔接的双层或多层多年冻土层之间
	冻结层下水	松散岩类冻结层下水	分布于松散岩类含水层中,埋藏于多年冻土层之下
		基岩类冻结层下水	分布于基岩裂隙中,埋藏于多年冻土层之下
	融区水	河、湖融区水	分布于河、湖周围及其底部,埋藏受河湖大小及地层影响
		构造融区水	分布在构造断裂带内,埋藏受断裂深度及断裂性质的影响
非多年冻土区地下水	松散岩类孔隙水	松散岩类孔隙潜水	分布于松散岩类含水层中,埋藏受含水层结构、厚度、地形影响
		松散岩类孔隙承压水	分布于松散岩类含水层中,埋藏受含水层结构、厚度、地形切割深度影响
	碎屑岩类裂隙孔隙水	上部风化裂隙孔隙潜水	分布于风化带中,埋藏受地形及风化壳厚薄影响
		下部层间承压水	分布于碎屑岩中,埋藏受补给源、地层结构、地貌控制
	碳酸盐岩类岩溶裂隙水		分布于碳酸盐岩类的裂隙中,埋藏受地貌、构造、岩性控制
	基岩裂隙水	层状基岩裂隙水	分布于层状岩类构造裂隙和风化裂隙中,埋藏受地貌、构造、岩性控制
		块状基岩裂隙水	分布于块状岩类构造裂隙和风化裂隙中,埋藏受地貌、构造、岩性控制

在高原腹部海拔 5000m 以上的高山地带广布着现代冰川和常年积雪,为地表水和地下水提供了丰富的补给源,基岩类冻结层上水通过风化裂隙与构造裂隙接受大气降水及冰雪融水的补给,一部分以下降泉的形式溢出地表汇流成溪;另一部分通过融区补给基岩类冻结层下水,其余的以隐伏式补给基岩裂隙水(含碳酸盐岩类岩溶裂隙)或松散岩类孔隙水;基岩类冻结层下水通过融区接受大气降水及层上水的补给,在径流过程中聚集于断裂带,一部分通过构造融区以上升泉的形式排泄,其余部分汇集于邻近的盆地或谷地内。

在大片连续多年冻土区的山间盆地或谷地内,稳定的多年冻土层构成了区域隔水层,表层多为松散岩类冻结层上水,其补给、径流形式与高山地带基岩类冻结层上水的变化相一致,其排泄方式一是通过沼泽湿地垂直蒸发排泄;二是以泉的形式泄于河流或湖泊中;三是通过融区补给冻结层下水。冻结层下水的排泄也是通过融区完成的,由于受多年冻土层的限制,冻结层下水补给、排泄均很困难,径流途经长、流速滞缓、循环周期较长。

在高原边缘岛状多年冻土区内,多年冻土岛面积小、厚度薄,无法形成稳定的隔水层,加之地形切割剧烈、相对高差大,致使在同一水文地质单元内同时发育有多年冻土区内类型的地下水和非多年冻土区内类型的地下水,各类地下水互相联通、相互转化、水力联系较复杂。

在中高山区发育有基岩类冻结层水及非多年冻土区的基岩裂隙水和碳酸盐岩类岩溶裂隙水,这几种水垂向径流途经短,很快以泉的形式出露地表,其余以地下径流的形式补给碎屑岩类裂隙孔隙水或松散岩类孔隙水,地下水径流通畅、水质好。同一水文地质单元内,由于地形相对高差大,致使地下水垂直分带明显(图 1)。如通天河中、下游段河两岸海拔 4500—4600m 以上山地顶部为多年冻土岛,发育有冻结层水,4500m 以下山坡、沟谷及盆地内为季节冻土,4500—3800m 为基岩裂隙水发育带,也是地下水集中排泄带,泉水大量出露,3800m 以下为碎屑岩类裂隙水和松散岩类孔隙

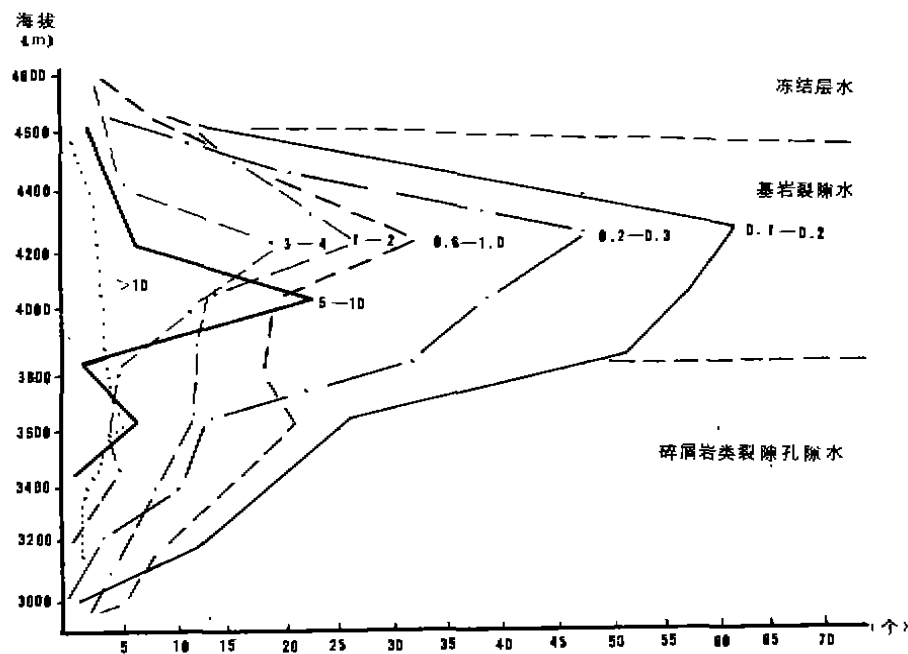


图1 通天河流域泉水流量(m^3/s)分级个数与海拔关系

Fig. 1 Relationship of altitude and grade numbers of spring discharge (m^3/s) in Tongtianhe drainage basin

水,单泉个数和泉水流量明显减小。

总之,高原多年冻土区地下水的主要补给源来自大气降水、冰雪融水,山区主要是地下水的补给区;盆地或谷地主要是地下水的径流、排泄区;在某些河谷段,随地形变化地下水和地表水补给关系可相互转化;冻结层下水径流较滞缓,基岩裂隙水循环迅速,碎屑岩类裂隙孔隙水补、径、排条件较差,松散岩类孔隙水的补、径、排条件较好。

利用氡同位素作为示踪指示剂对高原地下水的补给年代和循环周期研究结果表明(王绍令等,1990),冻结层上水循环周期1—4年,冻结层下水的分布和埋藏条件比较复杂,其补给状况和循环周期与含水层岩性、埋深及运行途径有密切关系,盆地或谷地内深埋藏的冻结层下水循环周期一般大于30年或更长些时间;而浅埋藏冻结层下水一般不超过30年;融区水水力联系相当复杂,循环周期介于前两者之间。显然,高原上即使是深埋藏冻结层下水和华北平原及鄂尔多斯盆地深层地下水年龄(100—200)相比(张之淦,1987,袁志梅,1988),其循环周期也显得很短,原因是高原海拔高、地形起伏、地下水坡降大,流速较快;加之晚近构造强烈,形成很多活动性断裂带,成为地下水的良好通道,山区寒冻裂隙非常发育,其最发育带在地貌上处于水系上裂点之上,这些因素均有利于地下水运动,致使径流循环强烈,循环周期变短。

2.4 水化学特征

2.4.1 浅层地下水

高原上浅层地下水的水化学特征受多年冻土、气候、地形、地貌及含水层岩性和补、径、排条件等因素影响,总观地下水类型较简单,矿化度较低,如果按六个主要离子含量大于25%进行分类统

计(表2),可分为21种类型,其中以 $\text{HCO}_3\text{—Ca}$, $\text{HCO}_3\text{—Ca} \cdot \text{Mg}$, $\text{HCO}_3\text{—Na}$ 型为主。本区水化学类型分布的水平地带性规律较明显,从高原东南部到西北部降水量逐渐减小,气候变干,地下水补、径、排条件逐渐变差,水质由好变坏,矿化度由小于 0.3g/L 到大于 1g/L ,水化学类型由 $\text{HCO}_3\text{—Ca}$, $\text{HCO}_3\text{—Ca} \cdot \text{Mg}$, 过渡为 $\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4\text{—Ca} \cdot \text{Mg}$, $\text{HCO} \cdot \text{Cl—Ca} \cdot \text{Na}$ 和 Cl—Na 型水,在可可西里内陆湖流域的地下水水质最差。

表2 青藏高原浅层地下水水化学类型分类

Table 2 Hydrochemical types of the groundwater of shallow bed in Qing—Zang plateau

阳 离 子	阴 离 子				
	HCO_3	$\text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4$	$\text{HCO}_3 \cdot \text{Cl}$	$\text{SO}_4 \cdot \text{Cl}$	Cl
Ca	90○	8○1△	1○		
Ca · Mg	102○	11○			
Ca · Na	8○	1○	12○	1○	1△
Mg · Na	1○	1○	2○1△		
Ca · Mg · Na	12○		7○	1○1△	
Na	42○2△	1○1△	2○	1△	1○2△2○
矿化度注记:	○ $<1\text{g/L}$ △ $1\sim3\text{g/L}$ □ $>3\text{g/L}$ 表中数字为样品个数				

在同一完整的水文地质单元内,由补给区(山区)到排泄区(谷地、盆地及高平原),地下水化学成分的变化是和地貌、岩相带吻合的(图2)。

地 貌	高山→中高山→	低山→丘陵→	谷地或盆地→	内陆湖流域
补、径、排条件	补给→径流区→	径流区→	径流→排泄区→	排泄区
水化学类型	$\text{HCO}_3 \begin{cases} \text{Ca} \\ \text{Mg} \rightarrow \\ \text{Na} \end{cases}$	$\begin{cases} \text{HCO}_3 \cdot \text{SO}_4 \\ \text{SO}_4 \cdot \text{HCO}_3 \end{cases} \begin{cases} \text{Ca} \\ \text{Na} \rightarrow \\ \text{Mg} \end{cases}$	$\begin{cases} \text{HCO}_3 \cdot \text{Cl} \\ \text{Cl} \cdot \text{HCO}_3 \\ \text{SO}_4 \cdot \text{Cl} \end{cases} \begin{cases} \text{Na} \\ \text{Ca} \rightarrow \\ \text{Mg} \end{cases}$	$\begin{cases} \text{Cl} \cdot \text{SO}_4 \\ \text{Cl} \end{cases} \begin{cases} \text{Na} \\ \text{Mg} \cdot \text{Na} \end{cases}$

图2 同一水文地质单元地下水水化学类型变化示意图

Fig2. Outline map of hydrochemical type change of ground water in the scene hydrogeological unit

由图2可见,由补给区到排泄区,地下水水化学类型由简单到复杂、矿化度由低到高、水质由好变差。

2.4.2 深层地下水

多年冻土层是控制本区深层地下水水化学特征的主导因素,无论是基岩类冻结层下水,还是松散岩类冻结层下水,主要是通过融区得到补给或排泄,补、排困难、径流滞缓,地下水在含水层中停留的时间较长,在运移过程中溶解了沿途地层的化学成分,从而导致深层地下水水质较差、矿化度偏高。据青藏公路沿线多年冻土区内18个深孔水质资料统计,深层地下水矿化度小于 1g/L 的占39%,水化学类型较复杂;大于 1g/L 的占61%多为 Cl—Na , $\text{Cl} \cdot \text{HCO}_3\text{—Na} \cdot \text{Ca}$ 型水;基岩类冻结层下水随着埋藏深度的增大、矿化度升高、水质变差(表3)的规律很明显。

表3 青藏公路沿线基岩类冻结层下水水化学特征对比表

Table 3 Hydrochemical feature correlation of the groundwater below frozen bedrock along Qing—Zang highway

埋藏特征	孔号	位 置	顶板埋深 (m)	含水层厚度 (m)	含水层时 代及岩性	矿化度 (g/L)	水化学类型
浅埋区 <30m	8	78道班南2km	12.56	2.84	E, 砂岩	0.75	HCO ₃ —Na·Mg
	21	106道班	25.00		J, 页岩	0.30	HCO ₃ —Na
深埋区 >30m	7	74道班南2km	60.00	67.67	T, 砂板岩	4.3	HCO ₃ Cl—Na
	11	86道班南3km	70.02	18.20	T, 砂岩	5.07	Cl·HCO ₃ —Na

由此可见,高原多年冻土区地下水水化学特征同时受多种因素的制约,既有区域性差异,又有明显的垂直带性规律,并和补、径、排条件的变化相吻合。

2.5 地下热水

高原地下水热活动显示十分广泛,据青藏高原综考队资料达600余处,其中有半数以上发育在多年冻土区内,甚至在冰川下面仍有温泉出露,如昆仑山脉新青峰冰川下温泉群水温均在59℃以上,最高达91℃。高原水热活动显示的强度可以和世界现代火区相媲美,其标志有水热爆炸、间歇喷泉和为数众多的温泉。高原上接近构造和岩浆活动强烈有利于地下热水的形成和发育,温泉的分布均受构造体系的控制,温泉出露处多为构造复合部位或主干断裂与低序次断裂交汇部位,呈线状或带状分布,并多以泉群形式出露。本区温泉矿化度偏低,重碳酸根离子含量在水中尚有较大的比值,而重碳酸根离子来源主要是大气降水渗入地下经浅层溶滤的结果;水化学类型多为HCO₃—Na·Ca、SO₄·HCO₃—Na·Ca型,并普遍含有可溶硅酸、偏硼酸、氟、游离二氧化碳等共同特点,说明温泉的成因基本相似,反映出这些温泉是大气降水渗入经深部循环强烈交替的产物。根据泉华沉积时代、堆积范围和厚度研究表明,泉水温度和流量与构造活动强弱成正比(王绍令,1992),即构造活动强烈时,水温高、水量大,反之则水温变低、水量变小。目前大多数泉口有向下方位移的特征,同时泉口处的泉华遭到不同程度的错动和形变,这些现象同样也反映出高原接近构造具有“活”“新”“强”的特征。

3 地下水与多年冻土的相互作用

高原多年冻土区地下水分布、补、径、排条件及水化学类型等均受多年冻土的制约,而地下水存在和运动又不同程度地改变着多年冻土的分布特征,两者相互制约、互相作用。

3.1 水文地质条件受多年冻土分布的制约

多年冻土层作为隔水层削弱和阻碍了地下水在水平和垂直方向的补给和运动。多年冻土分布控制着地下水的埋藏、分布及水化学特征,致使区域水文地质条件复杂化,如冻结层上水的含水层厚度、水量、水温、相态、水化学特征及水动力性质等均具有季节性的变化,在融化季节内一般具有潜水性质,而当季节融化层冻结到一定深度时,冻结层上水则具有局部承压的性质。

经过反复冻融的砂砾石土,结构变的疏松,透水性增强。在山区强烈的寒冻风化作用形成的基岩破碎带增加了岩层的渗透性,使基岩类冻结层上水补给源充沛,径流和排泄畅通。尤其在多年冻土下限附近,由于气候长周期波动的影响及局部水文地质条件的改变,同样会产生冻融作用,在基岩内经过多次反复冻融同样会产生裂隙,为基岩类冻结层下水富集和运移提供了空间场所,呈现出面状贮水的特征。

3.2 地下水对多年冻土的影响

地下水对多年冻土层起加温作用,导致高原多年冻土平面分布的连续性变差和厚度减薄,并对多年冻土的形成和演化有极大的影响。

地下水在运动过程中产生和释放热量,使本身含水层及邻近的多年冻土层地温升高。冻结层下水能使上伏的多年冻土层增温、减小多年冻土层厚度、增大地温梯度,如楚玛尔河高平原、通天河、沱沱河等盆地的冻结层下水发育,并普遍具有承压性,致使这些地段多年冻土层较薄、地温高(表4)。

表4 高原主要河谷、盆地多年冻土下限与含水层埋深(引自童伯良)

Table 4 The depth of permafrost and aquifer of the main valleies and basins of the plateau (from Tong Behang)

类 别	地名	昆仑山	楚玛尔河			北麓河			沱沱河		通天河	安多谷地	瓦里百纳盆地	土门格拉克
钻孔号	垭口孔		7	8	12	2	4	5	5	6	20	114-1	24	204
多年冻土下限(m)	73		16.8	35.5	19.5	23	9	10	14.3	17.0	20	9	128	67
承压含水层埋深(m)	75.8		16.8-48	39-80	25.06-50				14.32	19.50	39-44	10	333.5	187
年平均地温(°C)	-2.7			-1.1		-0.4	-0.1	-0.1	-0.4	-0.4	0.1	0.3		-1.7

地下热水可造成大片融区,最突出的是布曲河谷地,谷地两侧有大量温泉出露,温泉群中最大单泉流量 720m³/d,最高水温达 72℃,整个谷地为地热异常带(表5),抑制了多年冻土的发育。

表5 布曲河谷地不同地貌部位的地温(引自郭东信)

Table 5 Geotemperature of different geomorphic position of Buqu valley (from Guo Dongxin)

钻孔编号	钻孔地貌部位	不同深度处的地温值(°C)				地热增温率(m/°C)
		10m	20m	30m	50m	
CK103-1-1	冰水洪积扇中部	7.8	10.2	12.0		5.0
CK103-1	二级阶地后缘	1.0	1.9	2.8	4.2	13.0
CK98-1-2	一级阶地后缘	3.2	3.5	3.8		33.0
CK97-2-2	一级阶地后缘	2.6	4.2	4.9		9.0
CK97-2-3	布曲河高漫滩	1.9	2.9	3.6	5.2	13.0
CK99-2-3	一级阶地距河 15m	1.4	2.0	2.3		22.0
CK104	冰水洪积扇中部		2.1	5.2		3.0

在地下水对多年冻土作用过程中,地质构造和岩性的影响较为突出。地质构造是通过它所控制的地质、地理条件的总和及大地热流对多年冻土厚度和温度施加影响的,在青藏公路沿线由于构造和地热原因所造成大片构造融区达 12 处。断层的性质控制着地下水发育程度,同一断层带,在断层面上盘往往发育派生的张性及张扭性断裂,是地下水储存和运移的良好场所,地下水释放热能使多年冻土层减薄,甚至形成构造融区;而在断层下盘,一般为压扭性断裂,透水性差,往往发育着多年冻土。地下水对多年冻土层的作用不但取决于构造的性质,同时也与地下水的运动状况及富水程度有关,如在构造破碎带不透水或弱透水地段,地下水对多年冻土的作用往往是不明显的。在地下水富水区段多年冻土厚度普遍减薄,且变化幅度较大;而在贫水区段多年冻土厚度往往较大,且相对稳定。所以水文地质条件愈复杂的地段,多年冻土分布变化愈大。岩性是决定含水层富水性的重要因素,如西大滩、温泉等谷地内的冲洪积和冰水相砂砾石层渗透性强、径流条件好,不利于多年冻土发育,上述两谷地内多为季节冻土区或融区。

综上所述,青藏高原多年冻土区的地下水是高原特定的地质地理环境下的产物,多年冻土分布控制着地下水分布、埋藏、补、径、排条件,水动力性质及水化学特征,使其具有区域性差异,同时又呈现出垂直带性规律。晚近构造和岩性等因素导致区域水文地质条件复杂化,强烈的高原隆升使地下水循环速度加快,循环周期缩短,水热活动显示广泛。地下水和多年冻土相互制约、互相作用,使高原多年冻土区水文地质具有特殊性。

参 考 文 献

- [1]王绍令,1990,试论冻结层内水,水文地质工程地质,第1期:46—48
- [2]王绍令,1990,青藏高原东部地表水、地下水的氡同位素研究,环境科学,第1期:24—28
- [3]王绍令,1992,青藏高原古泉华及其意义,水文地质工程地质,第四期:29—31
- [4]周幼吾等,1982,我国多年冻土的主要特征,冰川冻土(4):1—20
- [5]张之淦等,1987,河北平原第四系地下水年龄、水流系统及咸水成因初探,水文地质工程地质,第4期:1—7
- [6]袁志梅,1988,鄂尔多斯盆地氡同位素水文地质研究,水文地质工程地质,第5期:30—33
- [7]郭东信,1990,中国的冻土,甘肃教育出版社,P.58
- [8]郭鹏飞,1989,青藏高原多年冻土区地下水的基本类型,见:第三届全国冻土学术会议论文集,北京:科学出版社,29—38
- [9]樊溶河等,1979,青藏高原多年冻土区水文地质特征,见:青藏高原地质文集(5),北京:地质出版社,58—61

HYDROGEOLOGICAL CHARACTERISTICS OF PERMAFROST AREA OF QING—ZANG PLATEAU

Wang Shaoling

(Lanzhou institute of glacier and frozen earth, The Chinese academy of science)

Bian Chunyu Wang Jian

(No. 906 hydrogeological and engineering geological team, M. G. M. R.)

Abstract The groundwater of permafrost area of Qing—Zang plateau is produced under the special geologic—geographic environment of the plateau. Permafrost controls the origin and distribution of groundwater and new tectonic movement is the main factor to affect the regional hydrogeological condition. Since the interaction and interrestriction between groundwater and permafrost, the regional hydrogeological condition become complex.

Key words Qing—Zang plateau Permafrost area Groundwater Hydrogeological characteristics