

· 水文地质工程地质 ·

华北地区深岩溶类型与发育强度初探

《中国北方岩溶地下水资源及大水矿区岩溶水的预测利用与管理的研究》项目组 (项远法执笔)

华北地区晚古生代煤炭资源丰富,然而本区寒武奥陶纪石灰岩深岩溶发育,富含承压岩溶水,在煤炭采掘过程中曾多次发生奥陶纪石灰岩含水层突水淹井事故。因此,深岩溶与矿山安全开发关系极为密切。

本文基于对本区深岩溶发育因素、类型、分布特征以及矿井突水强度趋势的初步研究,提出在山前岩溶大泉排泄基准面控制和影响深度内,矿井的奥陶纪石灰岩含水层的突水量将随着采掘深度加深而增大的看法。

文中所谓深岩溶泛指发育和存在距寒武奥陶纪石灰岩岩溶大泉排泄基准面或区域稳定水位标高 100m 以下的岩溶。因此,它不仅是一个空间概念,同时也包含有时间概念,即包括不同岩溶发育期形成的深岩溶。

1 深岩溶发育因素

与浅部岩溶一样,深岩溶的发育和分布与地层岩性、地质构造、水动力条件和水化学场等各种因素有关,受区域地质构造控制。

1.1 岩性因素

华北寒武奥陶纪可溶岩是一套石灰岩与云灰岩间互型、云灰岩与石灰岩间互型、白云岩与石灰岩间互型、白云岩连续型、石灰岩连续型、石灰岩夹白云岩等多种层组类型碳酸盐岩沉积。主要岩石类型有泥晶灰岩、生物碎屑泥晶灰岩、白云岩化泥晶灰岩、细晶灰岩、亮晶砂砾屑灰岩、含石膏亮晶砂砾屑灰岩、云灰岩、白云岩、角砾状灰岩、鲕粒灰岩等。岩石化学成分以 CaO 、 MgO 和

CO_2 为主,含少量 SiO_2 和 Al_2O_3 。矿物成分以方解石和白云石为主。已知总厚度 920~1160m。由于沉积环境变迁和成岩后生作用的结果,不同区段的不同时期的岩石具有不同的成分和结构,因而有不同的溶蚀机理,形成不同的岩溶形态和规模。例如,花斑状灰岩,其花斑为白云石,自形程度差,基质为泥晶方解石,溶蚀时沿白云石晶间孔隙溶蚀成溶孔,沿各种泥晶方解石裂隙溶蚀快,二者联合作用的结果发育成溶蚀裂隙或溶洞。又如结晶灰云岩,白云石晶粒大,晶间孔隙发育,渗透水可在其间运动,形成比较均匀的蜂窝状溶孔。中奥陶统底部的岩溶以蜂窝状溶孔和网状裂隙为主,以含水性弱为特征。中奥陶统各组上段以泥晶灰岩、花斑状含云灰岩和蠕虫状云灰岩为主,溶洞和溶隙发育,以含水性强为特征。鹤壁地区把厚—巨厚的 O_2^5 段花斑状含云灰岩作为工农业供水的最主要目的层,单井水量 1500~1900 m^3/d ,个别可达 4500 m^3/d 。

1.2 构造因素

华北地区寒武奥陶纪碳酸盐岩经受多期岩溶作用,发育了多期岩溶。与构造运动相对应的岩溶期有:宜昌升起岩溶期,燕山运动岩溶期和喜马拉雅山运动岩溶期。

以褶皱断裂为特征的燕山运动奠定了本区地质构造格局,塑造了本地区的地貌轮廓。喜马拉雅山振荡性差异升降运动的结果,太行山隆起带和燕山褶皱带继续抬升,华北拗陷带不断下降,使上升区和下降区的

寒武奥陶纪碳酸盐岩埋深悬差数百米,甚至数千米,同时形成了上升区、过渡带和沉降区三种截然不同的水动力环境,对深岩溶的发育起控制作用(详见后述)。

地质构造不仅使寒武奥陶纪碳酸盐岩产生地下水运移交替所必须的各种构造裂隙和节理,而且控制了本区可溶岩的埋藏条件和隔水层的分布,宏观上控制了深岩溶的分布。例如,发育于奥陶纪石灰岩顶面的溶洞裂隙以及某些陷落柱,由于地质构造运动使它们被埋在地下深处,成为埋藏型深岩溶。虽然其中一部分已经被铝质泥岩和方解石充填,陷落柱体已胶结,不含水或弱含水,但是,也有相当一部分此类型深岩溶尚未被充填或者半充填或者“活化”了,它们的含水性极强,是太行山东南麓和燕山南麓各矿井充水的重要深岩溶。焦作、开滦、安阳、鹤壁、峰峰等矿区发生的晚近期陷落柱突水以及沿断裂带发生的奥陶纪石灰岩含水层突水皆属于此类型深岩溶突水。

1.3 水动力因素

在太行山隆起带与华北拗陷之间过渡带,燕山褶皱带与华北拗陷之过渡带以及各隆起带中低一级凹陷与低一级隆起之间的过渡带,发育深大断裂。一方面,这些深大断裂附近岩层破碎,次一级断裂发育,有利于地下水的循环交替,使碳酸盐岩容易被溶蚀;另一方面,断裂带汇集从山区得到补给的地下水并改变它的水力梯度方向,使其沿断裂带走向方向运移,在平行或基本平行断裂带走向方向的水力梯度作用下加速分异溶蚀。地下水选择碳酸盐岩中最容易被溶蚀的地段,在地下水积极循环交替和汇集的条件下,沿着水力损失最小方向溶(侵)蚀的结果,形成沿断裂带展布的岩溶水强径流带以及其它类型的岩溶水强径流带。

2 深岩溶成因类型

前已叙述,深岩溶不仅是一个空间概

念,而且包含宜昌升起岩溶期古岩溶、燕山运动岩溶期古岩溶、喜马拉雅山运动第三纪岩溶亚期古岩溶和第四纪岩溶亚期岩溶。按成因可分为下述4种类型深岩溶。

2.1 地下水深循环型深岩溶

按控制和影响地下水深循环的地质条件和水动力模式,深循环型深岩溶又可分为7个亚型。

2.1.1 断裂带深循环亚型深岩溶

该深岩溶发育深度比正常地段深500~600m,而且没有一定的层位,往往沿着断裂带从上到下都可发育。例如,邢台D_{水-12}孔,孔深786.58~787.08m处遇高0.5m溶洞,比正常地段溶洞发育深600m;济南长清老楼子J₆₆孔,在标高-201.74~-204.72m, -495.72~-507.72m, -648.72~-649.52m等多段发育岩溶并多处遇直径大于0.5m的溶洞。上述各孔发育深岩溶均受断裂构造影响。

断裂带型深岩溶往往呈强径流带形式展布,它的特点是:含水介质非均一性异常明显,宽度比较狭窄,富水性极强。例如,沿太原地区西边山断裂带发育的强径流带,长35km,宽0.5~1km,纵向水力坡降0.2‰~0.3‰,抽水试验形成的椭圆形降落漏斗长轴方向平行断裂带走向,长短轴之比近于3。此带不仅有著名的晋祠泉和兰村泉,而且还有开化、平泉等大型供水源地,流量1000~36000m³/d。北京地区沿八宝山断裂带展布的强径流带,焦作地区沿凤凰岭~九里山断裂带展布的强径流带,徐州地区沿徐州断裂带展布的强径流带等皆属于此类型。

2.1.2 山前单斜断块多级排泄基准面深循环亚型深岩溶

焦作、鹤壁、安阳、峰峰、邯郸等矿区位于太行山隆起与华北拗陷之间过渡带,地貌上处于低山向平原过渡区。地层走向大体

平行山体走向，呈单斜构造，倾角 $8^{\circ} \sim 25^{\circ}$ ，局部可达 $50^{\circ} \sim 60^{\circ}$ 。区内以断裂构造为主，褶皱不发育。由于近东西向断裂（太行山南麓）和北东向断裂（太行山东麓）发育，寒武奥陶纪碳酸盐岩被切割，呈地堑地垒相间的断块和阶梯状下降趋势。地下水接受太行山区大气降水入渗和地表水渗漏补给，在与地层倾向方向基本一致的有利水力梯度作用下，沿层面裂隙和断裂破碎带向纵深部运移、溶蚀侵蚀。其中，大部分以山前岩溶大泉形式排泄（山前岩溶大泉排泄基准面），另一部分继续向平原古潜山区运移，顶托或侧向补给第三系（古潜山排泄基准面），深岩溶发育受该多级排泄基准面控制。

山前单斜断块多级排泄基准面深循环亚型的主要特征是：

a. 大气降水是地下水的主要补给源，据鹤壁地区资料， $\delta D - \delta^{18}O$ 的关系式为

$$\delta D = 19.099 + 9.248\delta^{18}O.$$

b. 据鹤壁地区测试资料，水中 TU 值（氟单位）随深度增加而减少。-400m 标高以下 TU 值小于 30，-400m 标高以浅大于 30，说明愈往深部地下水滞留时间愈长，而浅部地下水是近期形成的。地下水的温度随深度加深而增高。平均地下水温梯度为 $1.18^{\circ}C / 100m$ ，如图 1。

c. 在山前岩溶大泉排泄基准面控制影响区内，地下水循环交替积极，流速快，水质好，富水性强，是矿坑充水的主要地段。在天然条件下本区岩溶水流速一般为 $10 \sim 15m/d$ ，但在抽放水条件下用化学示踪法测得的直线平均流速一般为 $2000m/d$ 。例如，峰峰二矿流速（m/h）为 75，羊渠河矿为 $22 \sim 84$ ，鹤壁一矿为 20，邯郸王凤矿为 138。地下水水质一般为低矿化度的 $HCO_3 - Ca \cdot Mg$ 型水， $Mo < 20mg/L$ 。

随着深度加深，山前岩溶大泉排泄基准面对深岩溶发育的影响减弱，钻孔遇溶隙

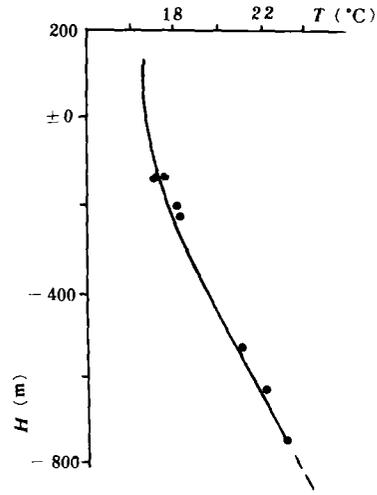


图 1 鹤壁矿区奥灰水温随深度变化曲线图
频率降低，深岩溶趋于不发育。根据焦作、鹤壁、峰峰等矿区地下水的环境同位素、水温、水质等资料，山前岩溶大泉排泄基准面控制区岩溶发育深度可以超过 1000m。

2.1.3 隐伏向斜翼部深循环亚型深岩溶

开平复向斜含煤盆地位于燕山褶皱带与华北拗陷之间过渡带，煤田埋藏在山前冲积平原之下。构造以褶皱为主，断裂为辅。该含煤复向斜被富水松散第四系覆盖，冲积层厚度自北向南增厚，从 40m 增至 400~600m。奥陶纪石灰岩岩溶水自北部露头区接受补给，流经向斜中部，排泄于南部冲积层。由于补给区与排泄区的相对位置与岩层倾向方向不一致，地下水在向斜翼部沿着与地层走向方向夹角最小的各种裂隙作区域性的循环交替，当遇断裂或褶曲时也不断地与第四系潜水交替，进行局部循环，如图 2。

在此种水动力模式作用下，岩溶发育的强度和深度与补给区到排泄区之间的距离、构造发育程度、奥陶纪石灰岩水与第四系潜水之间的循环交替强度等诸因素有关。深岩溶发育和分布的总趋势是补给区浅而弱，径流区发育深，排泄区浅而强。据范各庄矿~311m2171 工作面陷落柱突水资料（陷落柱

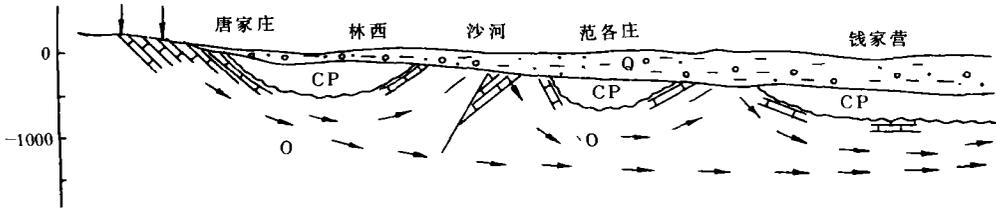


图2 开平向斜东翼唐家庄—钱家营奥灰水补径排剖面示意图

(根据稳定同位素资料编绘)

处奥陶纪石灰岩顶面标高-590m)、赵各庄矿-731m 9东突水资料(突水处奥陶纪石灰岩顶面标高-810m)以及其它资料,径流区岩溶发育深度超过1000m。

2.1.4 大型凹陷边缘深循环亚型深岩溶

沁水凹陷盆地位于太行山隆起区,自燕山运动以来一直处于强烈上升状态,侵蚀基准面不断下降。虽然其东部出露有娘子关泉和辛安泉,它的南缘出露有延河泉和三姑泉,总排泄量达 $43\text{m}^3/\text{s}$,但是,由于本区地层平缓且岩层的倾向方向与现今地下水的径流方向相反,补给区与排泄区之间水力梯度方向与岩层倾向方向不一致,故地下水循环深度比较浅,深岩溶发育强度和深度受到很大影响。例如,在娘子关岩溶水系统,距岩溶大泉排泄基准面200m深度以下岩溶发育明显减弱;在三姑泉岩溶系统的晋城盆地,最底一层岩溶发育标高为 $+320\sim+280\text{m}$,距岩溶大泉排泄基准面约210~250m。

本类型地下水流速较慢,自然条件下一般为 $8\sim 10\text{m}/\text{h}$,但富水性变化小,岩溶发育比较均一,遵循从补给区到径流区深岩溶由浅到深、由弱到强的变化规律。由于受到难溶相对隔水层的影响,深岩溶的垂向分带不明显,但层控规律比较明显,往往沿着中奥陶统各组底部泥灰岩顶底板呈层状分布,发育深度随泥灰岩产状变化而波状起伏。

2.1.5 背斜轴部深循环亚型深岩溶

京西红庙岭—八大处背斜位于八宝山断

裂西侧,轴部由下侏罗统辉绿岩、石炭二叠纪砂页岩和奥陶纪石灰岩组成。背斜轴向北东。奥陶纪石灰岩岩溶水接受西南部山区大气降水入渗和地表水下渗补给,沿着背斜轴部运移,排泄于玉泉山。补给区与排泄区之间水力梯度有利于地下水沿背斜轴部的张裂隙和破碎带运移、溶蚀,因此,即使背斜轴部的奥陶纪石灰岩埋深近千米,甚至超过1000m(整形医院供水井的奥陶纪石灰岩顶面埋深1275m),背斜轴部及附近的深岩溶仍然发育,地下水循环交替良好,富水性较强,是北京西山地区很好的供水源地。例如,军大井井深788m,涌水量 $1500\text{m}^3/\text{d}$;整形医院供水井井深1617m,涌水量 $1300\text{m}^3/\text{d}$,水质良好,水温 12°C 。

2.1.6 山前单斜深循环亚型深岩溶

济南泉岩溶水系统在构造上处于泰山背斜北翼,由一平缓单斜构造组成,岩层总的趋势倾向北东,倾角 $5^\circ\sim 20^\circ$ 。背斜轴部为泰山群变质岩系,翼部为寒武奥陶纪巨厚石灰岩、泥灰岩、白云质灰岩和页岩,以及石炭二叠系砂页岩和第四系,北部有燕山期辉长岩和闪长岩侵入。地貌形态自南而北由中低山过渡到低山丘陵。岩溶地下水自南部石灰岩露头区接受大气降水入渗和地表水下渗补给,沿着层面裂隙和近南北向的断裂破碎带以及其它构造裂隙自南而北运动、溶蚀与侵蚀。因北部有火成岩侵入和石炭二叠系分布,地下水径流受阻,具承压性的寒武奥陶系岩溶水透过比较薄的火成岩体和松散第

四系,在低洼处以泉群形式排泄,由此构成区域性的地下水循环系统。受岩性变化和动力条件的影响,岩溶发育遵循从补给区到排泄区由浅到深,由弱到强的规律。例如,位于补给区的C17孔在标高-103.4~-179.52m的张夏组鲕状白云质灰岩中岩溶裂隙发育,但未遇到大于0.5m的溶洞;位于排泄区的长清史庄J64孔在标高-315~-681m的早、中奥陶世泥晶灰岩中岩溶发育,多处遇直径大于0.5m的溶洞,单井出水量 $1000\text{m}^3/\text{d}$ 。排泄区附近局部地段的单孔出水量大于 $30000\text{m}^3/\text{d}$,岩溶发育深度超过800m。

2.1.7 滨海深循环亚型深岩溶

辽东半岛南部一些金属和非金属矿床的顶底板或围岩是碳酸盐岩,岩溶发育,尤其在地下水与海水存在着密切联系、淡水与海水发生混合溶蚀的近海处。自然条件下,地下水从陆地接受大气降水入渗补给,经由断裂破碎带和其它裂隙向海洋排泄——海底泉,形成滨海地区特有的地下水深循环系统。其深岩溶发育强度除了与一般的地质、水动力条件有关外,还与海潮、海水与淡水的混合溶蚀作用有关,使岩溶发育的水平分带极为明显:自海岸向陆地深岩溶发育逐渐减弱。例如,大窑湾地区自南而北按距海岸远近可划分出强、中、弱三个岩溶发育带(请参看《中国北方岩溶和岩溶水》,地质出版社,1982)。

据钻探资料,滨海地区岩溶发育深度超过500m水平。

2.2 火成岩与碳酸盐岩接触带型深岩溶

华北一些地区燕山期火成岩体侵入奥陶纪石灰岩中,造成局部穹起,附近断裂和裂隙发育,同时,热蚀变作用结果使石灰岩变为大理岩或大理岩化,细晶变粗晶,某些地区地下水水质局部发生变化,偏于酸性,增强溶蚀能力。因此,在碳酸盐岩与火成岩体接

触带岩溶都比较发育。例如,邯郸铁矿西区西石门工区1号孔,孔深289.46m(标高±0m)穿过上层闪长岩体,距火成岩体底板30m处遇强岩溶,钻孔漏水严重,单位涌水量达 $7.2\text{L}/\text{s}$;又如济南纸厂Z9孔,标高-446.88m穿过火成岩侵入体,距火成岩体底板4.68m开始,在标高-451.56~-470.16m, -496.28~-504.11m等数处溶隙和溶孔发育。一些地区因火成岩体基本上沿着奥陶纪石灰岩各组底部顺层侵入,呈现深岩溶发育深度和强度随火成岩体顶底板标高起伏而变化的规律。

2.3 埋藏型深岩溶

这类深岩溶可分为2个亚类:

2.3.1 被石炭二叠系覆盖、分布在奥陶纪石灰岩顶部的深岩溶。

它们是早期古岩容深埋地下。它们中间的一部分在沉积本溪组(底部铝质泥岩)的同时已被充填或被后期方解石充填,含水性大大减弱或不含水。但是,受沉积本溪组当时古地理环境的影响,尚有许多古岩溶洞隙未被充填或仅仅是半充填,它们的含水性仍然很强,这是华北地区奥陶纪石灰岩顶部含水性强弱不一的重要原因之一。例如,本溪采屯煤矿供水井穿过本溪组进入奥陶纪石灰岩仅5.1m(标高-468m,距当地排泄基准面653m)处开始大漏水,终孔时涌水量 $180\text{m}^3/\text{h}$;又如鹤壁一矿奥陶纪石灰岩3—1放水孔,当揭穿本溪组隔水层进入奥陶纪石灰岩1.3m,孔内喷出黄褐色疙瘩块状钙质,单孔出水量 $185\text{m}^3/\text{h}$ 。

2.3.2 燕山运动前古岩溶陷落柱

这一类型陷落柱的特征是:

a. 陷落柱体纵向剖面轴线与岩层层面垂直;

b. 陷落柱体充填物为石炭二叠纪的砂岩、页岩和煤泥等,堆积物杂乱无章,但已经压密封胶结,不含水或弱含水。

c. 陷落柱体充填密实，顶部不含空隙。

通常，这一类型陷落柱不会构成对矿井安全的威胁。然而，这一类陷落柱分布地区处于过渡带，新构造活动强烈，上升区不断抬升，下降区继续下沉，促使岩溶向纵深部发育和部分古岩溶活化，形成晚近期陷落柱。它们具有陷落柱体充填物尚未胶结、柱体纵向剖面轴线与地面垂直、陷落柱体顶部有未被充填的空隙以及含水性强等特点。焦作、铜冶、开滦、井陘等矿区发生的陷落柱突水都属此类型。虽然陷落柱突水次数不多，但由于它的隐蔽性、强含水性和强导水性，其危害很大。

2.4 混合溶蚀型深岩溶

不同物理特征和化学成分的地下水混合，可以是一种简单的物理过程，也可以是一种复杂过程，即形成新的混合溶液过程。Bögle 等人曾指出，当两种为碳酸钙所饱和的溶液，或者是两种不同浓度的水相混合时都可以引起不饱和。如果不存在地下水中碳酸钙的过饱和等破坏混合作用引起的不饱和这种特殊条件，那么，在那些有利于地下水混合混蚀作用的地段岩溶都将比较发育，它们是：

a. 滨海地区海水与淡水混合地段；

b. 热水与常温地下水的交换带；

c. 不同含水岩组含水层地下水的排泄点——复合泉群附近；

d. 不同岩溶水强径流带的汇集处或沟谷交接处。

例如，鹤壁大湖地区，奥陶纪石灰岩岩溶地下水水温 25℃ ~ 28℃，矿化度 0.27~0.34g/L，其它地区奥陶纪石灰岩地下水水温 16.5℃ ~ 18℃，矿化度 0.25~0.27g/L。当西、北西方向地下水流经大湖地区时有可能发生混合溶蚀作用，有比较强的深岩溶发育。例如局花园井在标高 -415.91m 处遇 10m 溶隙；又如辽东大窑湾滨海区，由于海水与淡水的混合溶蚀，距海岸 0~650m 的范围形成深岩溶强发育带。

3 深岩溶发育强度与矿坑突水

3.1 平面分布趋势

太行山隆起区与华北拗陷之间过渡带，燕山褶皱带与华北拗陷之间过渡带以及汾河断陷等 3 个地带，不仅分布有埋藏型和接触带型深岩溶，而且，更重要是本地带由于以振荡性差异升降运动为特点的喜马拉雅山运动结果，隆起区继续抬升，拗陷区不断沉降，使位于其间过渡带的寒武奥陶纪碳酸盐岩埋深悬差几百

表 1 华北地区岩溶发育深度表

单位:m

地 区		太行山东南麓过渡带				汾 河 断 陷		太行山隆起区				
		邢 台	峰 峰	鹤 壁	焦 作	太 原	霍 县	晋 城	阳 城	潞 安	阳 泉	轩 岗
项 目	岩溶泉排泄基准面标高	60	122	112	92	810	516	534~342	464	600~640	360	1120
	深岩溶发育标高	-727.0	-846.3	-765.7	-903.7	-82.4	-200	194.2	-20	120.4	-108.8	800
	岩溶发育深度	787.2	968.3	857.7	995.7	892.4	716	339.8	484	519.7	468.8	320

续表 1

地 区		其 它 地 区									燕山南麓过渡带		
		平 顶 山	新 密	本 溪	肥 城	淮 南	韩 城	莱 芜	复 州 湾	枣 庄	徐 州	北 京	唐 山
项 目	岩溶泉排泄基准面标高	80		240	56	25	351	160	0			52	32.7
	深岩溶发育标高	-540	-560	-500.9	-420	-800	-200	-340	-350	-600	-710.4	-1500	>-810
	岩溶发育深度	620		740.8	476	825	551	500	350			1552	>840

米甚至数千米。从山区获得补给的岩溶地下水在与岩层倾向方向基本一致的有利水力梯度作用下，沿着层面裂隙、构造断裂或其它裂隙向纵深部运移，进行区域性的深循环交替。因此，这3个地带的深岩溶最为发育。相比之下，隆起区和沉降区的深岩溶发育强度要弱得多，如表1。

3.2 矿井突水强度趋势

位于太行山东南麓的焦作、鹤壁、安阳、峰峰、邢台、井陘等矿区现有的奥陶纪石灰岩含水层矿井突水资料表明，矿井突水量主要与水头压力有关，与深岩溶发育趋势不甚一致，即随着开采深度加深、水头压力增大，矿井突水量（奥陶纪石灰岩含水层直接突水）将随其增大，它们之间是一种线性相关关系，如图3，其相关式为

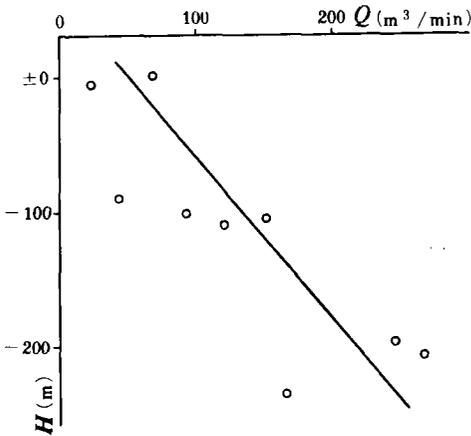


图3 太行山南段奥陶纪石灰岩突水量趋势

$$Q = 55.19 - 0.804H$$

式中： Q ——奥陶纪石灰岩含水层突水量 (m^3/min)；

H ——矿井突水点标高 (m)。

开滦、淄博、肥城、新汶、徐州等矿区，由于它们处于燕山南麓和鲁西，与太行山东南麓各矿所处的山前单斜断块多级排泄基准面的水动力模式不同，因而，其突水量趋势如何有待进一步探讨。

神府—东胜矿区工程

地质特征初识

西安煤炭设计研究院 井彦林

神府—东胜矿区是我国能源建设中的一个特大型项目，又是一个新矿区，规划与施工刚刚开始，现将我们调查获得的初步工程地质认识介绍于下，供有关人员参考。

矿区位于陕北黄土高原的北缘和毛乌素沙漠的东南缘，植被稀少，水土流失严重，沟谷纵横，地形起伏较大，标高 950~1430m，地表广覆风积沙及第四纪冲、洪积物，部分地区被老黄土覆盖，局部分布第三纪红层，下伏三叠系、侏罗系（煤系）、白垩系等。矿区属鄂尔多斯含煤盆地部分，构造单元处于鄂尔多斯台向斜的陕北斜坡上，主要表现为单斜构造，断层稀少，地层产状近于水平。中生代以来，历次构造运动对本区影响都甚微，无火成岩与新构造运动迹象，地震活动微弱，仅孤山地区于 1621 年曾发生 5 级地震，烈度为 6.7 度；1448 年榆林曾发生 4.7 级地震，烈度为 6 度；近百年来，最大烈度仅为 2.5 度，无较大的地震发生，是无震害区。

区内地表水系发育，主要河流有乌兰木伦河、特牛川、窟野河等呈南北向纵贯矿区。含水层主要为接受大气降水补给的第四纪冲、洪积潜水含水层，水位埋深 0.5~4.0m；在风积沙分布区，常有线状分布的上层滞水，其水量极小。地下水水质都较好，对混凝土无侵蚀性。

灰黑色煤系与因煤层自燃被烧结或烘烤的围岩形成的多彩烧变岩相互迭加，互连成