第42卷 第1期　　地 質 学 报　　Vol. 42, No. 1
1962年3月　　ACTA GEOLOGICA SINICA　　March, 1962

論干旱地区山前平原地下水形成的水文因素

范 錫 朋

一

我国西北干旱地区，为几条巨大而年青的山系分割成許多大型盆地。这些盆地晚近自然历史的基本特点是适应于盆地地貌而呈現的自隆起山区到盆地中心的景观分带性。

这里，构成自然地理景观的主要因素——水分与热量条件，虽因緯度、拔海高度不同有所差异（例如可以划分出荒漠、半荒漠、寒漠），但各个盆地却具有为最新构造运动所决定的地域性景观分异的共同特点。这就是干旱地区許多大型山間（山前）盆地（断陷盆地），諸如准噶尔、塔里木、柴达木、河西走廊、騰格里浅层（表生带）地下水，水文地质分带規律形成的基础。

正如許多地理学者所指出的，干燥区巨型山間（或山前）盆地，地域性水分分布的特点：自山区向盆地中心随着地势降低而漸趨貧乏的規律性。

在准噶尔盆地，瑪納斯地区，拔海300—1,000米高度处，大約下降100米減少降水45毫米，蒸发度却在相同方向上递增。张治平根据这样的特征，在准噶尔盆地南部天山北坡山前平原划分出：

盆地边緣（山区）湿度不足带——K_B（湿度系数）$= 0.59—0.30$；

山区至盆地过渡地区湿度过低带——$K_B = 0.29—0.13$；

盆地中部微湿度带——$K_B = 0.12—0.01$。

柴达木盆地、塔里木盆地、河西走廊均可以划分出这样三个相对的湿度带来（图1）。

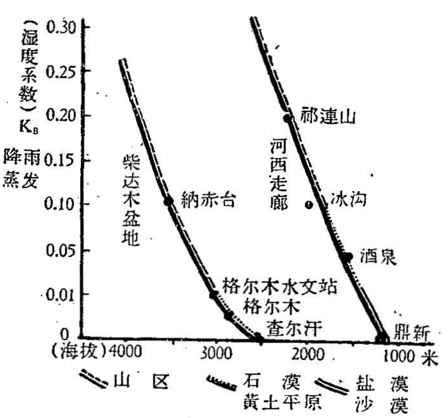

图1　干旱区山前平原湿度系数与拔海高度相关曲綫图

各个盆地或盆地的各个地段，决定于总的气候环境差异，随着气候干燥程度增剧，表征着微湿度带的荒漠景观，常扩大或上升到盆地边緣以至中低山带。荒漠在山区上升得愈高，水分愈显得貧乏，如柴达木西部、河西走廊西段、塔里木等地。

干燥区巨型盆地制約于地貌环境，地域性的热量分布条件，对水分分布影响很大。年平均气温自盆地向山区显著降低，在拔海3,500—5,200米以上（与地区湿潤程度有关）形成終年积雪或冰川发育带。高山地区与冰川相联系的是多年冻土层在負年平均气温地带的分布。

多年冻土的形成与山区第四紀以来冰川进退有关，同时也可認为是山区現代气候条件下的产物。祁連山地区多年冻土带在拔海3,500米以上的阴坡卽有发現（島状）。3,800米以上已具有“完全冻結带”特点，冻土层厚度40—90米。

上述关于干燥区大型山間盆地（山前盆地）及其周围隆起山区水热分布特点，决定了盆地內地下水、地表水地域性分带規律；同时，也决定了盆地四周高山的消冰、融雪，是盆地中地下径流最主要、最根本的起源。

因此，我們同意M. M. 克雷洛夫[3]的看法，卽应当把干旱区山間（山前）盆地及其外围巨大山系（显然它們不属于所謂“荒漠”）作为一个統一的、不可分割的水文地質单元来进行研究。

二

干燥区山間（山前）盆地，其外围山区丰富的水資源，主要以河流的形式注入盆地，因而河流对于盆地中地下径流的形成，尤其是山前带地下径流的形成起决定性作用。

任何条件下，作为大陆水分循环的各个阶段——河流与地下水，总保持着不可分割的联系。

干旱区来自山区的許多河流，当我們发現它有时全部或大部潛入地下而成为“伏流”，复又全部或大部由泉水聚汇而成为河流的現象时，会感覚到地下水与河流在成因上的联系是很显著的。近年来，許多关于干旱区水文地質考察資料也証实了这点。

H. T. 庫兹湼佐夫[4]对东天山山区河流研究后，将該区河流按其补給来源分为下列几类：

以冰川和高山雪水补給的河流；

以高山雪水和冰川补給的河流；

以季节雪水补給的河流；

以雪水和雨水补給为主的河流；

以雨水补給为主的河流。

他指出上述具有不同补給条件的河流，实質上是取决于河流发源山地的地貌性質。第一类和第二类是发源于高山带的河流；第三、四类发源于中山或下部高山带（在永久雪綫以下）。第五类发源于低山。显而易見，为冰川和融雪所补給的河流径流量最大。这类河流常常占全部注入盆地径流量的60—80%。因而 H. T. 庫兹湼佐夫写道：“对东天山河流补給来源所进行的这种基本上属于本質性的分析，揭示出积雪之融水在河流中的主要作用”。

当我們将河流作为地下水形成的因素之一来进行研究时，更重要的是揭示出：河流自其发源到終止地，在历經不同地質、地貌条件下（如所周知，干旱区山前平原地質、地貌条件具有极明显的分带性，并且各地貌-岩相带沿走向极为稳定）水文动态、水化学性質及其与地下水关系的一般性規律問題。

干旱区的河流，自上游到下游的水文变异，是由于河流从山区注入盆地时經历了几个迥然不同的地貌、地質-岩性单元而产生的。因此，河流水質与径流量的递变——水文分带性是从属于地貌、地質-岩性的地域性分带規律的。

所有干旱区山間（山前）盆地的河流，大都要流經山区、荒漠低山丘陵、戈壁石漠、洪积、冲积黄土平原（粘土平原）、冲积、湖积平原或湖积平原以及活动沙地等地貌单元。

山区的河流，絕大部分情况下是地下水的強烈排洩者；山区的裂隙水（溶洞水、层間水）通常是流洩到河流中，以后再流到山前平原地区的。气候愈干旱，这样的現象愈明显。

山区的河流在径流过程中不断汇聚着的地下径流，成为流量逐漸增大的因素之一。各个河段随岩石含水性的差別，注入河流中的地下径流量是不一致的，这就是我們在地下水普查阶段，利用河流分段測流資料作为評价山区裂隙水資源方法的基础。

河水在山区的水化学特点与河流起源山地性质（拔海高度）相关。发源于高山或中高山主要为冰雪消融所补給的河流，在高山地带河水所含矿物质总量介于 80—250 毫克/公升，至低山带增加到 200—350 毫克/公升（东天山資料[5]），这是干旱地带边緣山区大型河流水化学一般特征，其化学成分以 HCO_3—Ca，HCO_3—Ca—Mg 型为主，在气候极度干旱，荒漠上升很高的地区，河流流經中低山带时受高度矿化裂隙水及含盐中新生代紅色地层影响 Cl，SO_4，Na 离子含量显著增加。例如，柴达木盆地南部昆仑山区，許多較大的河流在流經荒漠化的中低山带时河水总矿化度达 240—800 毫克/公升，水质类型为 HCO_3—Cl—Ca—Na，或 Cl—HCO_3—Na—Ca、Na—Mg。

一般源于中高山的河流，处于切割十分剧烈的地貌环境下，矿化現象是不显著的。大多数情况下河水总矿化度不超过500毫克/公升，属重碳酸盐型水。

但是，在极度干旱地区，荒漠上升高度很大，一些发源于荒漠中低山主要为雨水所补給的河流，其水化学性质是截然不同的。这些河流的特点是：1）流量不大（通常小于 1—3 公方/秒，有时更小），且不稳定；2）河水总矿化度很高；3）洪水期由于大量溶滤了山坡上含盐风化壳（含盐风积物）中的盐分，河水矿化度急剧增高。

在柴达木南部昆仑山，拔海 3,500 米以下的山地均受到強烈干燥作用影响，致无論光禿的山坡，或分水岭上普遍堆积了一层风成含盐粉土，发源于这里的小河河水总矿化度达 0.5—1.5 克/公升，水中氯化物及硫酸盐含量很高，常呈 Cl—SO_4—Na—Ca、Na—Mg 或 HCO_3—Cl—Na—Ca 型。新疆塔里木盆地巴楚地区之突来买提河（叶尔羌河一支流）河水的含盐量：枯水期达 4 克/公升，当第一次洪水来临时，河水含盐量可驟增到 8 克/公升[6]。因而可以說，山区河水水化学特征——垂直分带現象的形成与荒漠向山区的侵袭极为密切。

上述有关干燥盆地外围山区河流水质与径流量某些方面的特点，在山前平原石漠地带地下径流性质中都有明显的反映。

山区河流在接近出山的地段达到最大的流量。一当河流流出山地进入戈壁石漠平原就产生了极大的变化。通常我們都認为河流从山区排洩地下水，到平原轉变为补給地下水的“轉折点”是在山口（山与平原衔接处），其实，在很多情况下距山口 5—10 公里的地段就开始了河水滲漏过程。这常常取决于荒漠向山区侵占的程度。通常气候愈干燥，河流因地质、地貌环境改变而产生的水文变动（“轉折点”）也就愈向山区推移，枯水期較之洪水期也向山区推移。

河流进入戈壁石漠平原以后，由于构成石漠的洪积或洪积-冲积相卵砾石所具有的強滲漏性能以及該地带潛水深藏（大于 50—100 米）的特点，河水产生了剧烈的滲漏現象。

絕大部分源于山区的河流,流量較小者全部潛沒,較大的河流滲漏量亦达 30—60%。

可以認为,河流在山前平原石漠带的水文基本特点是,伴随着強烈滲漏作用流量急剧降低或潛沒。

戈壁石漠带河水补給地下水的滲漏形式,因河床地貌性質而有不同。B. H. 庫宁[7]研究了东天山山前平原水文地質条件后,指出:天山北坡的河流在流到山前平原后,形成了由卵石层組成的深谷,它在离山坡相当远的地方才轉为現代冲积扇,因此河水大量损失发生在山口与現代冲积扇頂部之間谷地的峽谷中;而天山南坡的冲积扇,如庫車、渭干、輪台等冲积扇,在河流刚出山口的地方就形成了,河流不經过卵石深谷而直接流到現代冲积扇的表面,并按扇形散流在冲积扇上,而下滲是在大面积上同时进行的。

B. H. 庫宁的这一論断是很重要的,因两种不同类型的河谷性質直接影响到河流滲漏強度,一般按扇形散流于冲积扇上的河流 80% 以上的地表径流都将潛入地下。

由于卵砾石巨大滲漏性,河谷类型卽使不同,河水几乎总是近乎处于"垂直滲漏"状态。例如,在河西走廊中部之石油河口,以及柴达木之格尔木河(图 2);前者代表洪积、冲积錐頂部或上部,后者则相当于中下部。

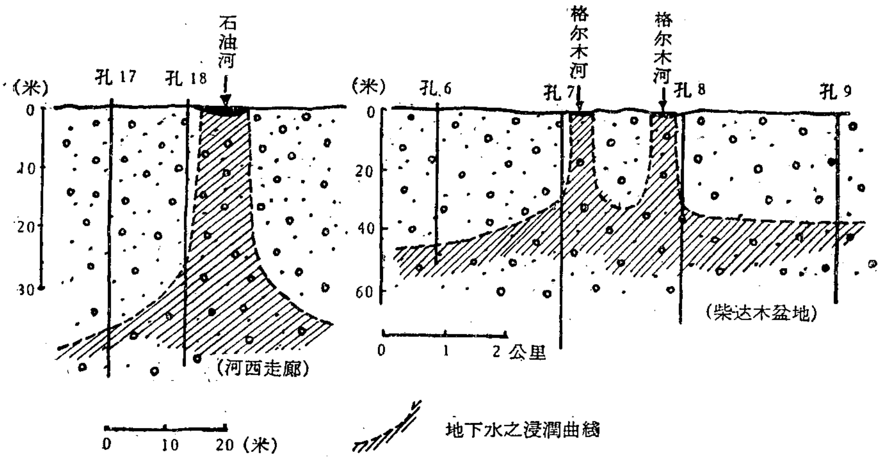

图 2 干旱区山前平原石漠带河流垂直滲漏之水文地質示意剖面图

显然,河水滲漏形式将直接影响到戈壁石漠地下水的埋藏条件和动态特点。

河流継續向山前(山間)盆地的中心流动时,进入所謂"黄土平原"(亚砂土、亚粘土平原)。在戈壁石漠与黄土平原衔接地带,由于地势低落和岩相迅速变异,潛入地下的河水复又滲出地表,重新聚汇河中,有时则形成新的"泉溪",有些研究干旱地区的地理学者称其为"迴归水"以明确其来源及循环过程。

河流在冲积扇上漫流的特点:使得在扇形地前緣,普遍形成泉溪,其数量很多,但照例流量很小,而主要的河道通常只有一条或两条最后又归注在一起。

因此,在这里我們似乎看到这样的过程:在扇形石漠带河流的漫流性分支,于黄土平原地带又开始收束在一些比較固定的河槽內,虽然这些河槽仍然具有"变迁性"。能够形成这样过程的基本原因是:河流增加了新的稳定的补給来源——地下径流。

我們不同意将黄土平原的河流看作是一种新的、独立的干旱区所特有的类型之一,而

应当訊为是来自山区河流的継續。

河流在黄土平原又成为地下径流的主要排洩者，但是此处受地貌(平坦微弱割切的堆积地形)、地质条件控制，地下径流排洩強度，远不能和山区相比。河流流量极其平稳地增加着。由于河流一方面集納了經受到不同程度盐漬化的潛水，另一方面在流經途中又溶解了盐漬化土壤中的可溶盐类，致河水矿化度有显著的增长。矿化过程和程度将取决于黄土平原具体的水文地质条件，以及河流本身径流量大小。一般的条件下，河水总矿化度可由 0.3—1.0 克/公升增加到 0.5—5 克/公升。某些近代积盐作用特别強烈的地区(如柴达木)河水的矿化作用已发展到硫酸盐阶段。

可以看出，河流通过黄土平原(即通常沃洲)地段，其水文地质作用与戈壁石漠地带有本质上的差异，它几乎是又重新汇集了潛入于石漠中的河水，最后进入盆地中心的河湖平原或湖积平原——盐漠。

干旱区山間(山前)盆地中部停积的河湖相或湖相物质大都以粘土-粉砂綜合体为主，并夹杂化学堆积，地表則有所謂"盐壳"分布。岩层渗透性能微弱以及該地带地下水貧乏的总的水文地质特征，决定了河流与极为微弱的地下径流之間沒有十分明显的联系(从暫短的时間来看)。这里，在沙漠地区习見的由河水补充而形成于河床两侧的淡水带几乎是不存在的。例如，在柴达木盆地中部湖积平原地带，柴达木河下游，当河水总矿化度仅 2—3 克/公升时，于距河两米地段揭露的潛水总矿化度高达 30—80 克/公升。

盐漠地带的河水，在強烈的蒸发作用之下流量很快减少，河水矿化度迅速增高。在这种气候极度干燥同时又是近代盐分累积中心的地区，河水中积盐的数量是惊人的。許多流量充沛的大河，河水总矿化度增加到 3—20 克/公升 ($Cl—SO_4$.或 $SO_4—Cl$ 水)，最后注入盐湖，成为盐漠地带許多盐湖水均衡及盐分来源的主要因素。較小的河流，河水的总矿

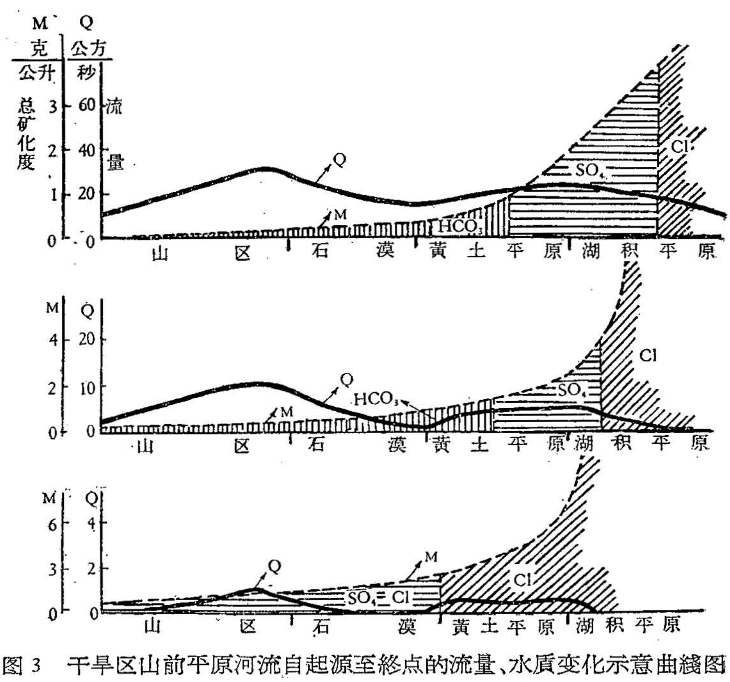

图 3　干旱区山前平原河流自起源至終点的流量、水质变化示意曲綫图

化度在流經很短的距离內可激增到 30—100 克/公升，而后在一些局部低洼地段沿河床形成季节性盐沼而枯竭。

概括以上所述，发源于干燥山間(山前)盆地四周山区的內陆河流(它們大都具有横向谷的地貌特点——河流垂直于山脉走向发育)，从其发源地到終点，在流經不同的地質、地貌单元时，呈現了极不相同的水文、水化学特点，因而表征河流水文地質作用的性質——地下水与地表水間相互关系也有极大的差异。

河流在干旱区山前平原及其邻近山区整个变化过程，我們在分析了許多河流水文特性以后，发現均具上述一系列共同的特点，但随着河流大小常引起变异过程許多具体的差别。在綜合了大批实际調查資料基础上，我們归納出下列三种典型的变化曲綫(图 3)。

应当指出，干燥区大型山間盆地中山前带的河流，还有許多与地下水形成方面有密切联系的特征，如河流巨大季节性变动对地下水动态的影响，而在另一些条件下河水常成为山前平原盐化潛水的稀释者(塔里木河中游)等等。还有許多大型河流(如塔里木河)，纵貫盆地东西，其水文作用与水文地質作用之間关系則远較上述的复杂得多。

因此，以上关于干燥区山前平原河流一般性规律的闡述也有其局限性。尤需指出的是，我們主要是从地下水形成的因素之一的角度出发的。

毫无疑問，干燥区山前平原的河流与該地带地下径流的形成、水文化学变异过程发生着直接的联系。例如，山前戈壁石漠平原地下径流形成带(补給带)是与河流的滲沒带相吻合的；黃土平原河流形成带是与地下水洩出带(潛水径流尖灭带)相吻合的，等等。

三

干旱地区山前平原地下径流主要来源于河流滲漏的論点早見之于国內外文献[8,9,10]。柴达木盆地之格尔木河，出山后于石漠带北流 17 公里滋注地下径流数量极巨。据有关单位推算：每年补給地下水达 2 亿吨左右(图 4)。

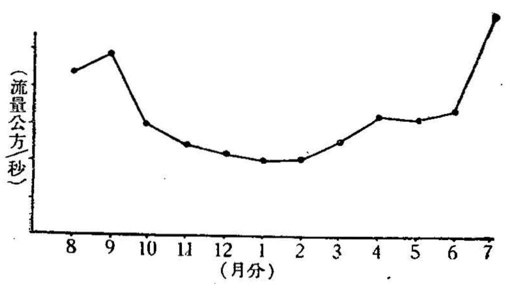

图 4 格尔木河山前石漠带流經 17 公里逐月流量滲失示意曲綫图

河西走廊中段，酒泉盆地南部之陶来河全部滲失量，与該地区总地下径流量相比，可以得出这样的結論：地下径流 90% 以上是依靠河流补給的。

最近，B. H. 庫宁[7]对河流在山前平原地带地下径流形成过程中巨大影响作了深入的探討，他指出：山与平原衔接地带地質結构多样性对山区径流进入平原的形式起着决定性作用。他区分出这样三种山与平原交接(接触)类型，即：1) 較古老的岩石与山前平原疏松沉积直接衔接着，在它們之間沒有第三紀磨拉石杂层所組成的中間地带(图 5a)；2) 在主脉和山前平原之間有一由磨拉石組成的隔水障壁(图 5b)；3) 在主脉与山前平原之間有磨拉石組成的前山地带(图 5c)。

如所周知，我国西北干旱地区山前平原中生代晚期以来，大都具有块断式边緣陷落的特点，而近期(第四紀)构造运动仍在相同趨势上发展着，故一般山前盆地中堆积了巨厚的

白堊紀、第三紀、第四紀陆相碎屑物質。“老山”(指前中生界构成的年青的山系)与盆地之間通常为継承性新大断裂分割，并常具有一个狭窄的(很少超过 10 公里)由中新生代弱渗透性的紅色杂岩系构成的过渡带。因此，B. H. 庫宁关于东天山山前平原地带山与平原衔接的地質結构类型的划分，在我国干旱地区应有普遍的意义。

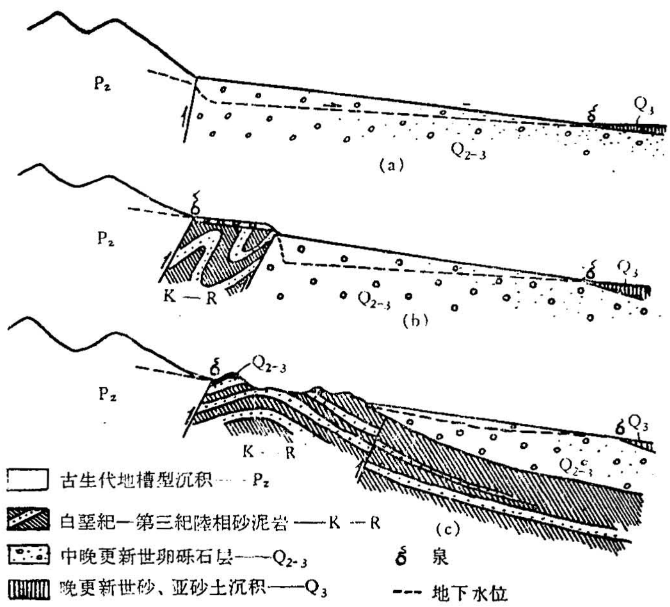

图 5　干旱区山前平原山与平原接触基本类型示意图(垂直主脉走向)

許多水文地質学者認为：在主脉与平原間沒有中新生代紅色岩系构成过渡带的条件下，山前平原中地下径流主要是来自山区基岩裂隙中的地下径流。然而，我們在研究了柴达木盆地、河西走廊水文地質条件后，却得到不同的結論。

如前所述，干旱区周围巨大隆起的山系，其基本的水文地質特征之一便是密布的为构造所控制而发展的水文网，积极的排洩着裂隙水(山区地下径流主要特征)。由于水文网具有縱、横谷交錯的“格状水系”特点，故除却为横谷近山緣支谷所分割开的分水岭(我們暫名之为“山緣分水岭”)，其朝向盆地一坡的地下径流(裂隙水)能够直接排洩到平原疏松沉积中以外，流域內其他地区的裂隙水都将受制于地貌条件汇入山区的河流或河谷冲积层內(图 6)，而前者，即便是在气候十分湿潤的条件下，其所汇积的

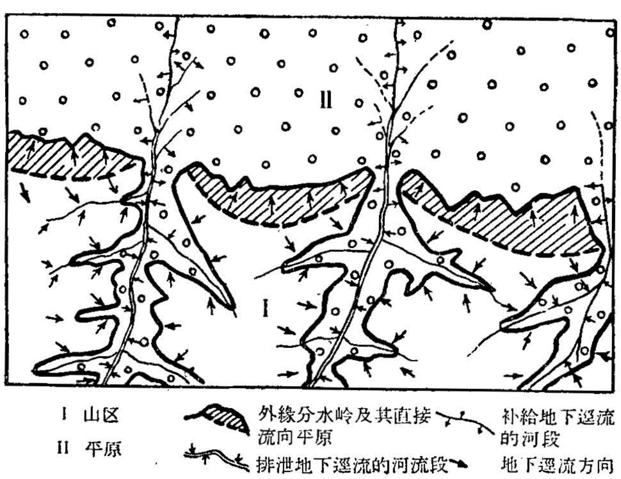

图 6　干旱区径流向平原区移动的分析示意图

地下径流也不超过整个流域注入山区河流中的5%，何况在气候极度干燥的环境下"外緣分水岭"大都为荒漠侵占，基岩裂隙中几无地下径流存在。

另一方面，我們发現在柴达木盆地及河西走廊西段，于遭受荒漠影响的高山山緣地带，基岩裂隙中的地下径流具有与其地貌条件不相适称的高矿化水特征。例如，柴达木盆地南緣之昆仑山，在接近盆地20—30公里寬度內的山地，出自花崗岩裂隙中的涌泉总矿化度高达5—10克/公升，水中富含 Na_2SO_4, NaCl，致呈現了荒漠条件下大陆盐化所特有的 $Cl—SO_4—Na$, $Cl—Na$ 等水化学类型(根据近百个裂隙泉化驗資料)。这里地下径流十分微弱，只有在深入山区20—30公里的高山带，基岩裂隙泉的性质才逐步递变为低矿化的重碳酸盐型水(图7)。

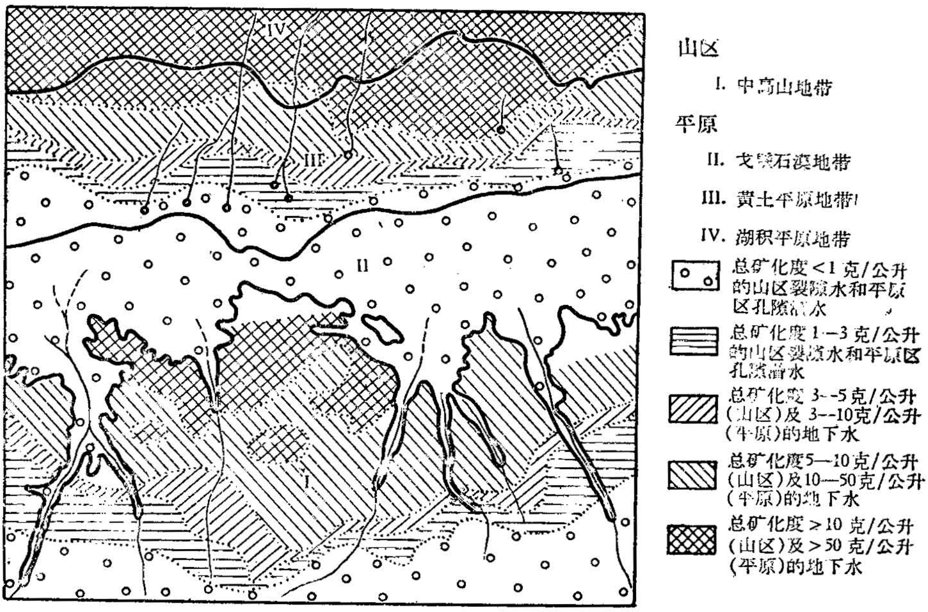

图7 柴达木盆地昆仑山山前平原中段潜水水化学示意图

但在昆仑山前冲积、洪积平原地带及冲积扇前緣洩出带調查、勘探資料証实：賦存于山前平原石漠带冲积、洪积(或冰水成因)卵砾石相地层中的地下径流是矿化极微弱的(总矿化度低于0.5—1.0克/公升)的淡水。

因此，根据上述的材料，可得出一个結論：在干旱区山前平原冲积扇中巨大的地下径流，不是来自山区裂隙水而是源自山区河流流經冲积扇上的滲漏以及山区河谷冲积层中的潛伏径流。表1、2所列柴达木盆地、河西走廊关于河水、裂隙水、山前平原石漠带潛水水化学对比資料可以帮助我們闡明以上之論点。

因此，根据对干旱区山前平原地下径流补給区——山間(山前)盆地外圍山区近平原的山緣地带——水文地质特征，尤其是水文化学特征的揭示，使我們确信漠境山前带地下径流之形成与河流的关系远較已有文献中所述者为密切。

限于篇幅，我們还沒有談到干旱区各个地段河流的晚近地質历史，如干三角洲的規

模、构造特点对地下水形成的地質条件的关系，也沒涉及到古水文、水文地質变迁的一些問題。

表 1　河西走廊山前平原地带河水、山地裂隙水、潛水水質对比表

山前平原南部洪积卵砾石层中潛水		山前平原戈壁石漠带及山区（近平原区）河流水		走廊南部山区（近平原区）基岩裂隙水（祁連山）	
地点	总矿化度（克/公升）/水質类型	地点	总矿化度（克/公升）/水質类型	地点	总矿化度（克/公升）/水質类型
嘉峪关鉆孔水	0.33/HCO_3—SO_4—Mg—Ca	討賴河水（冰沟）	0.3/HCO_3—SO_4—Mg—Ca	酒泉南羊蹄沟泉	1.16/SO_4—HCO_3—Mg
酒泉鉆孔水	0.5/HCO_3—SO_4—Mg—Ca	討賴河水（龙王庙）	0.396/HCO_3—SO_4—Mg—Ca	酒泉南草令房泉	1.55/HCO_3—SO_4—Mg
临泽鉆孔水	0.4/HCO_3—SO_4—Mg—Ca	高台南摆淚河	0.2/HCO_3—Ca—Mg	肃南西岔沟泉	0.9/HCO_3—Na
张掖鉆孔水	0.38/HCO_3—SO_4—Ca—Mg	张掖南苏榆河	0.2/HCO_3—Ca—Mg	肃南青龙寺沟泉	0.5/HCO_3—SO_4—Ca—Mg
民乐永固井水	0.33/HCO_3—Ca—Mg	民乐山城子河	0.21/HCO_3—Ca—Mg	民乐叉路沟泉	0.67/HCO_3—Ca—Mg
大馬营鉆孔水	0.24/HCO_3—Ca—Mg	大馬营白石崖河	0.2/HCO_3—Ca—Mg		
永昌北海子鉆孔水	0.27/HCO_3—SO_4—Mg—Ca	永昌东大河	0.2/HCO_3—Ca—Mg	永昌南石头泉	0.75/HCO_3—SO_4—Ca—Mg
玉門西井水	0.4/HCO_3—SO_4—Mg—Ca			昌馬一带裂隙泉水	1.3—5.4/SO_4—Cl—Na 或 Cl—SO_4—Na

表 2　柴达木盆地南部昆仑山山前平原河水、山地裂隙水、潛水水質对比表

山前平原南部洪积卵砾石层中潛水		山前平原戈壁石漠带及山区（近平原）河流水		昆仑山近山前平原 20—30 公里山緣地带基岩裂隙水	
地点	总矿化度（克/公升）/水質类型	地点	总矿化度（克/公升）/水質类型	地点	总矿化度（克/公升）/水質类型
格尔木鉆孔水	0.437/HCO_3—Cl—Na—Mg	格尔木河水	0.38/HCO_3—Cl—Na—Mg	格尔木东15—20公里裂隙水	3.6—10.7/Cl—SO_4—Na
格尔木井水	0.465/HCO_3—Cl—Na—Mg			格尔木东55公里基岩裂隙水	3.04—15.9/Cl—Na 或 Cl—SO_4—Na
大格勒农場井水	1.097/Cl—SO_4—Mg—Na	大格勒沟河水	0.68/Cl—Na—Mg	大格勒沟一带裂隙水	2.5—13.19/Cl—SO_4—Na
		五龙沟河水	0.681/Cl—Na—Ca	五龙沟河一带裂隙水	1.9—6.24/Cl—Na 或 Cl—SO_4—Na
諾木洪农場井水	0.66/Cl—SO_4—Na—Ca	諾木洪河水	0.6/Cl—SO_4—Na—Ca	金水水南山区裂隙水	1.5/Cl—HCO_3—Na—Ca
諾木洪农場泉水	0.4/HCO_3—SO_4—Na—Ca	諾木洪河渠道水	0.3/HCO_3—SO_4—Na—Ca	金水口东山区裂隙水	1.8/Cl—SO_4—Na

注：水化学分类均系采用舒卡列夫法。

参 考 文 献

[1] 中国科学院祁連山冰川考察队:祁連山現代冰川考察报告。科学出版社，1959。
[2] 刘振中:天山的現代冰川。地理知識。1960年第2期。
[3] M. M. 克雷洛夫: 中国地下水分区描述的方法問題。地質出版社，1958。
[4] H. T. 庫滋涅佐夫:东天山水文的某些特征。新疆維吾尔自治区的自然条件(論文集)，1959。
[5] H. T. 庫滋涅佐夫、湯成奇:东天山河流水化学概述。新疆維吾尔自治区的自然条件(論文集)，1959。
[6] 石元春:塔里木盆地北部盐分的积聚規律和盐漬土的利用改良問題。新疆維吾尔自治区的自然条件(論文集)，1959。
[7] B. H. 庫宁:东天山山前平原地下水簡評。新疆維吾尔自治区的自然条件(論文集)，1959。
[8] Кунин В. Н. Задачи изучения режима вод в пустынях Средней Азии. Проблемы физической географии, т. XIV, 1949.
[9] B. A. 柯夫达:盐漬土的发生与演变。科学出版社，1957。
[10] 陈墨香、杜国垣、汪文先:塔里木河中游沿岸地区的水文地質条件及生荒地的开垦。地質科学，1959年第12期。
[11] B. H. 庫宁: 荒漠地下水的形成条件。干燥区和黄土区地理問題，科学出版社，1958。

注: 本文所参考的未刊資料从略。