

深部地下径流的 研究方法

〔苏〕 В·И·久宁 著

地质出版社



200355061

45768



00287005

深部地下径流的 研究方法

5075/27

〔苏〕 B·И·久宁 著

杨立中 主译

陈 明 主校



45768

地 质 出 版 社

内 容 简 介

本书总结了天然条件和被破坏条件下深层地下水运移的研究经验,介绍了地下水及其有用组分来源和运移途径的现有概念,阐明了不同密度地下水压力场的编图方法以及深层水运移方向和速度的评价方法。书中对粘性岩土渗透性的形成和变化给予了极大的关注,并评价了它们在深层地下水运移中的作用。根据自流构造的水动力分带性,阐明了在已划出的各含水带中深层水的运动强度和运动规律。

本书适宜水文地质、地质、石油工作者及从事深部含水层中找矿的专业人员参阅。

Методика изучения глубокого подземного стока

В. И. Дюнив

МОСКВА «НЕДРА» 1985

深部地下径流的研究方法

〔苏〕 В. И. 久宁 著

杨立中 主译

陈 明 主校

责任编辑:王肇芬

地质出版社出版发行

(北京和平里)

地质出版社印刷厂印刷

(北京海淀区学院路29号)

新华书店总店科技发行所经销

开本: 850×1168^{1/32} 印张: 4.625 字数: 119000

1990年8月北京第一版·1990年8月北京第一次印刷

印数: 1—1180册 国内定价: 3.65元

ISBN 7-116-00715-6/P·612

译者的话

近半个世纪来，水文地质学在研究的广度和深度上都取得了日新月异的进展。随着水文地质学与地热学、矿床学、油田地质学等相互渗透的日益增强；随着水文地质学、古水文地质学、水文地球化学、环境水文地质学研究的不断深入，学科的交叉和发展都提出一个共同需要解决的问题，即深层地下水研究的问题。

然而，深层地下水的研究至今仍很薄弱，这不仅因为该问题的研究难度大，同时也因为获取供这方面研究的原始资料异常困难。国外，特别在苏联，70年代后以西伯利亚地台为对象展开了区域大地构造单元的深层地下水研究，取得了较大的进展。在我国，这方面的研究业已起步，但大多侧重于深层地下水的形成及其水化学规律的研究，而对深层地下水的水动力特征、渗流场变化和它与地应力场的关系，以及地下水运移规律等问题的研究，仍十分欠缺。为此，我们翻译了这本书，旨在为我国的深层地下水研究提供一些可资借鉴的理论和方法。

该书反映了苏联80年代对深层地下水研究的状况。书中总结了天然条件和被破坏条件下深层地下水运移的研究成果，阐述了深层地下水运移方向和速度的研究方法。同时，作者着重分析了自流盆地中构造对深层地下水形成的影响，认为地壳、上地幔中的物质及热液通过断裂对深层地下水起着重要的作用，造成了水文地球化学、地热、渗流场以及地层压力等各种异常，并通过上升的热水溶液对岩石进行了后生改造，最终导致了封闭地块（断块区）的形成。在整个自流盆地中，各块段内和它们之间深层地下水均以垂直运移为主，缺乏侧向流动。在此基础上作者还专门讨论了大地渗流场和异常高地层压力的形成，提出了在异常温压条件下粘性岩土具储集性等见解。这些观点对我国水文地质工作者研究深层地下水无疑将是一个启迪。

全书由杨立中主译，陈明主校，其中第1、2、3章由陈明译，沈照理校。在该书的整个译校工作中，得到了王大纯教授、沈照理教授以及地矿部科技司、地矿部第二地质大队的支持和帮助，在此一并致谢。

译 者

1989年3月10日

前 言

苏联共产党26大通过的“1981~1985年 和 至1990年间经济与社会发展的基本方向”中规定，要增加动力燃料，各种用途的地下水及其它矿物原料资源的勘探储量。绝大多数石油天然气产地和很大一部分矿水、热水、工业用水及地下淡水都与不同时代的地台型自流盆地有关，然而对地台自流盆地深部层位的研究是最薄弱的，但大部分矿产却恰好蕴藏其中，以至近年来引起了地质学家们对它的关注。因此，研究地台深部层位无论在科学方面还是在实际方面均具有特殊的意义。深层地下水在矿床的形成和破坏中起着重要的作用，并且它本身就是一种矿产。所以，解决地台深层水的形成问题就有可能解决许多实际地质问题和制定可靠的水文地质找矿标志。但遗憾的是，目前离解决这个问题尚远。这不仅和研究对象的复杂性有关，而且还与缺乏深层水文地质研究方法有关。

研究对象的复杂性在于，不得不在不同的岩石和矿物成分的弹性变形介质中且往往处于极限的温压条件下，研究多相、多组分系统的运移；而对于这一运移过程最具特征的是相的转化（即固相溶解或它从溶液中沉淀出）。

此外，在深层水文地质研究中片面的观点占着优势，它首先表现在割裂其它方面而仅研究该问题的个别方面。所有关于水动力学的结论都只是建立在分析承压水面的基础上，而缺乏对围岩渗透性的研究。往往在研究深层水的形成时，仅提出某些偏重于起主导作用的假说，而忽视了深层水形成的其它因素，就是说，对共同或单独决定着自流盆地深层水形成的所有可能的作用，缺乏定量评价的综合方法和全面分析。总的说来，地台深层水文地质学所阐明的理论，与客观的要求相差甚远。

本书总结了迄今为止积累的有关深层水的各方面经验资料，并在此基础上提出了完善自流盆地深层水研究方法的途径。

目 录

前 言

第一章	当今有关深层水运动的概念	1
第二章	自流盆地的水动力分带	13
第三章	编制深层地层压力场图的方法	18
第四章	自流构造大地渗流场的形成和结构特征	37
	陆源岩石储集性的形成	38
	碳酸盐岩储集性的形成	57
	粘性土储集层的形成	62
	岩盐层的渗透性	79
第五章	深部地层中热质运移的区域特征	82
第六章	异常高地层压力的成因	97
第七章	极迟缓水交替带地下水形成的基本模型	123
文献目录		140

第一章 当今有关深层水运动的概念

目前，关于深层水运动主要存在两种差异不大或互为补充的不同观点。持第一种观点的人〔22、36、46等〕认为，地下水的补给来自山区或自流盆地的边缘，这些地区的地下水流向区域排泄基准面——海盆或洋盆，流经的距离达数百乃至数千公里，渗入的深度也达数公里。按照第二种观点〔27、6等〕则认为，自流盆地周围对深层地下水的运动实际上不具影响，它只决定于内在的因素，其中主要是在地静压力（上覆沉积层的重量）作用下沉积层的压实，压实过程中被挤出的水从自流构造的深陷部分流向周边，并以不同的方式在边缘处排泄。这时存在两种水流（被挤出的和入渗的）相遇的分界面（或锋面）。但不论那种情况，重力是地下水流的运动力。两种观点都认为，在一定时期作用的构造因素会不同程度地影响到地下水流动的速度和方向。

当今根据深层水的补给条件，划分出入渗水、沉压水和内源水〔39等〕，后者的补给来自地壳和上地幔。深层水根据补给来源又分为水静压力的、地静压力的和内生的地球水动力动态。在自流盆地中这些类型的水压系统可能不是单独出现，但在其地质剖面的不同层位则可能遇到不同的大地水动力条件。例如，A. A. Карцев〔27〕将地球水动力系统分为下列类型：1）入渗型，在外围大区域产生的水头作用下形成的；2）地质动力型，在断层性质的构造活动作用下形成的，具良好的隔离条件时能短期地存在；3）不断增长岩静压力型，在逐渐加剧的下沉过程中，因上覆岩层负荷的增加和重力压实作用的增强形成的；4）热沉压系统型，在温度作用下主要由粘土矿物脱水作用析出的再生水入侵形成的；5）衰减的岩静压力型；6）人为成因的，由矿床开采、工业废弃物埋置等影响下形成的。从上述的分类可见，沉压

动态是自流构造下部层位水头形成的主要作用。

上述分类反映了众多研究者的观点，但他们又都对此作了某些修正。例如，E. B. Пиннекер[40]认为，除了水静压力和岩静压力动态外，还有内源(深部型)动态，并指出该三种动态类型不可能孤立出现，但在陆台型自流盆地的不同地质发育时期，它们可以呈组合式存在。作者在承认深层地下水形成的内源因素时，提出在深度5—7km处有水静压水头分布的可能，由此可见，也应指出区域(地表)补给区的重要影响和区域地下水侧向迳流的存在。

对这些概念还有另外一些修正，但仅在术语和不重要的细节方面有所区别，总括起来仅有一种情况具有重要意义。他们总是推断自流构造的所有各个部分在平面上(在含水层或含水层组范围内)为一个水动力整体，并在很长距离内(数十及数百，甚至个别情况下达数千公里)有传递地层压力(地下水流动)的可能。

在决定深层水动态和动力学的基本因素中可分为[4、13、16、36等]：构造活动、高温高压、影响地下水稠度和密度的地下水的矿化度和成分、地下水与围岩之间的物理-化学相互作用、岩石的高扩散性、极小的水头梯度、各种类型的渗滤和弥散作用等。可将这些因素分为两类：内部的和外部的。

属于内部的因素有：渗透介质的水理性质、渗流液体的性质、补给区与排泄区的空间位置及其相互关系、自流盆地的结构、规模、几何形状等。外部因素有：重力和构造力、大气降水的补给强度和来自下边界，即来自基底的流体流入。

如果对深层水在不同渗透性能介质中的运动，只研究其处于重力作用下(最广泛的研究方法)的运动，则在其它条件相同的情况下，它仅决定于边界条件和内部补给源的存在。因此，论证边界条件和定量评价外部与内部的补给源具有重要意义。

外补给区可理解为既有区域的(外围褶皱山区或沿含水层外围分布的含水岩层的地表露头)、又有与正向构造有关的局部地

方性的〔13、22等〕。不论是哪种情况下，深层地下水的补给都是由大气降水直接或通过上覆沉积层间接入渗的。按照自流迳流传统的入渗概念，在补给区的地方形成了地下水压力（水头）的最大值，地下水流由该处向区域侵蚀基准面方向流动，并假定在整个运动途径中，渗透速度的垂向分量不明显或完全没有，而主要为侧向（水平）迳流。只有在二级和更高序级的构造格架区中以及断裂破坏带处侧向（水平）迳流才会被打乱。换言之，与构造格架区相适应，地下水与围岩一起倾没，并在同一序级的负向构造中流出地表，区域补给区也如此。

在此应重视下列情况，如果认为外围区域地下水补给区和区域排泄区（海盆和洋盆）在流动速度明显减小的情况下有显著意义，自然要提出这样的问题：在地层压力水平梯度减小和下倾时，围岩渗透性（允许过水的能力）同时恶化的情况下，顺自流构造周边进入含水层（层组）中的地下水会消失在什么地方？对这个十分明确和具规律性的问题将在下面回答，这里只着重指出，该问题不仅在水文地质文献中没有讨论过，同时也未见实质性的说明。

水文地质学形成的初期，作为这一学科的经典概念，现在在某些方面应给予一些更正，或对各个自流构造所累积的大量资料提出疑义。例如，应排除或局限边缘山区对深层水补给的作用；认为深层水在一定条件下通过弱透水层呈面状分散（散布）排泄或在构造破碎带集中排泄；应指出内成因素的一定作用，即不管怎样应承认含水层组彼此之间有相互作用和深层水渗透速度有垂直分流的存在。但这些情况只适用于具体的区域（或其一部分），虽然相信如此，但并不都能加以证实。另有一些研究者反对这些看法，认为这些作用仅为次要的、意义不大的作用，还有的以为这些不过都是例外，不是自流构造固有的普遍规律。В.А. Всеволожский和В. И. Дюнин〔11、20〕的研究则是一个例外，在其著作〔11〕中，对地台型构造地下水现代补给区和排泄区的位置和作用作了重要的补充和发展。其中就地质结构特征和现代补

给的规模，把地台构造边缘带划为：海侵-闭合型、构造-闭合型和海退-开启型，并评价了它们在自流迳流形成中的作用。著作〔11〕中在对地台构造边缘带地下迳流形成基本规律的原来一些概念〔13〕作了重要补充和发展同时，并证明，在直接靠近区域补给区分布有巨大现代排泄中心是地下迳流形成的基本规律（亚速海-库班、托鲍尔、丘雷姆等自流盆地），而且是向侵蚀河网、沿构造断裂以及通过自流盆地范围内的弱透水层以上分散渗流的形式来排泄的。

集中（断裂、侵蚀河网）和隐蔽（越流）排泄源的存在使得在直接邻近区域补给区的地方排泄了现代地下水补给量的90%以上。只有剩余部分供给流向自流构造内部（凹陷部分）持续减弱的侧向来水量〔11、20〕。由于递增的总排泄量，该侧向来水量不断减少（直到趋于零），而水交替的时间则趋于无限。

此外，著作〔13〕中介绍了含水岩层渗透性能形成的基本规律，评价了在形成自流迳流中这些规律的作用。在发展这些观点时，В. А. Всеволожский〔11〕列出了一些主要因素；评价了沉积盖层岩石渗透性能的形成过程；并用构造地质和水动力特征论证了地台自流盆地的水文地质分层和水动力模型。对水动力模型进行了充分的论证，特别对自流构造的边缘带尤为充分，但对自流盆地的最深陷处的水动力条件（按 В. А. Всеволожский为内部地区的水交替极缓慢带），由于许多原因该模型实际上尚未阐明清楚。

研究自流构造地下迳流方法的新原则和已被充分论证的边缘带内地下迳流形成的模型虽然没有被否认，但也没有得到广泛的承认。这就使得在解决学术和实际课题时，如已往一样，仍以存在深层水的区域水动力统一水流的概念为根据。因此，又必须重新回到这个问题上来，就是利用自流构造边缘带的水动力模型作出补充论证〔11、20〕。

首先要回答的问题是：形成于地台和盆地边缘处的深层水是否具有足够的能量来完成它克服数百至数千公里长距离的运行，

以及接着克服海盆和洋盆边缘处的垂直渗透阻力。为解决该问题，应根据离自流构造边缘带愈远渗流面积愈增大的情况，研究沿地下水运动方向上垂直渗透阻力 R_z 和水平渗透阻力 R_x 的比例关系。根据地下水的渗流定理，渗透阻力方程可写成下式（有限差式）

$$R_x = \frac{\Delta x}{km} ; \quad R_z = \frac{m_0}{k_0 \Delta x} \quad (1)$$

式中， m 和 m_0 ——储水层和弱透水层的厚度；

k 和 k_0 ——储水层和弱透水层的渗透系数；

Δx ——沿 x 轴渗流区的增量（可类比地写出沿 y 轴渗流区的增量）。

自流盆地的特征是沉积盖层的分布面积（数百、数千乃至数百万平方公里）与其厚度（数公里）之间极不成比例。盆地的这种几何形状使得来自盆地周缘的侧向地下水流因渗流面积的增加而受到持续增长的渗透阻力。式（1）很好地表明了这点。

在距区域补给区的边界一定距离处，由于渗流区的逐渐扩大，就出现了水平渗透阻力可与垂直渗透阻力相对比的情况。

为简化可假设，储水层和与之相间的弱透水层的厚度相等，或随着距边缘带距离愈远厚度成正比地增厚（厚度的任何差别都不具原则的意义），粘土类岩土的渗透性是储水层渗透性的 $\frac{1}{10^6} - \frac{1}{10^5}$ ，该情况下渗透阻力比 $\frac{R_x}{R_z} = \left(\frac{\Delta x}{m} \right)^2 \cdot 10^5 - 10^6$ 。由关系式表明，水平渗透阻力与距盆地边缘带距离的平方成比例地增长，而垂直渗透阻力则以同样的强度减弱（图1a）。由图可见，在距离由一公里至数十公里处水平渗透阻力成倍地高于垂直渗透阻力，这与岩层的厚度以及与储水层与弱透水层的渗透率的比值有关。

由此可见，顺着自流构造边缘带非常狭窄的地区内，存在两个（更确切为三个）渗透方向（平面的和垂直的）是合理的，而当距离很远（数十公里以上）时，在有限的人渗补给条件下，因侧

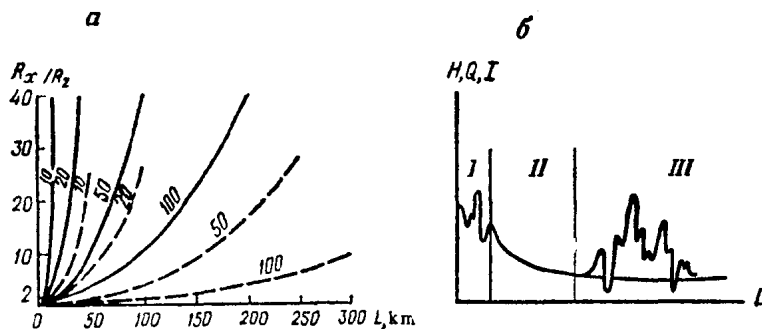


图 1 a—渗透阻力 $\frac{R_x}{R_z}$ 从自流构造周边到中心方向上的变化曲线；
b—流量 Q 、梯度 I 、水头 H 从自流构造周边到中心方向上的变化曲线；实线—渗透系数比值为 10^5 m/d ，虚线— 10^6 m/d （各线条上的字码为厚度， m ）；I、II、III—水动力带

向渗流的减弱，则地下水的垂直渗流就成为主要的。因此，深层水流运行的距离短时，较容易克服弱透水层的阻力，而沿储水层层面（沉陷）方向流动则渗透阻力不断增加。深层地下水过渡到以垂流向为主的区域过程是符合规律的和普遍的，故可将其视为普遍规律，它的出现既不取决于地质、构造特征，也不取决于水文地质条件是地台、边缘凹陷、山间盆地还是山内盆地。这些区域特征或区域个别一些部分的特征仅决定地下水迳流空间变化的性质。但形成于区域补给区的所有各种水流，可间接通过含水层和覆盖于弱透水层上的岩系出露于地表流入河网，最后进入海盆和洋盆。在缺乏河网的干旱和半干旱地区（如图拉地台、下伏尔加沿河地区）这类水流就进入潜水层中并被蒸发掉。正因为这样，在这些地区见到了反向的水化学分带，在潜水见到了高矿化水，而沿剖面往下至一定深度矿化度降低。

公式（1）中没有考虑到储水层和透水层渗透性的变化。下面要提到（见第四章）自流构造的地台沉积蓄层中沉积储水层的导水性随含水层系的倾没而减弱〔11、18、20〕。在边缘带粘性土层的渗透性最大。这样一些规律使得在水平与垂直渗透阻力的对

应关系上,有利于垂直分流超过水平分流而占优势。确实,在关系式 $R_x = \frac{\Delta x}{km}$ 中,分子是持续增长的,而分母是减小的。这意味着远离地台边缘带时,顺岩层层向的水平渗透阻力因下陷的加深而不断地增大,因此侧向迳流在其流动途径中所要运行的距离也增大。根据含水层顺岩层层向渗透性能的逐渐减弱,这一段距离,即垂向的将小于水平渗透阻力的距离中,要比图1a所示的显著缩短。

对这一点还应提一下分隔地台和褶皱山区的断裂破坏存在的作用。不论这些断裂的水文地质意义如何(透水的或不透水的),它们都是有碍于地下水侧向运动的水动力边界。

这样,垂直和水平渗透阻力对比关系的转变、断裂或大型河网(通常与各种序次的断裂有关)的存在都决定了愈远离自流构造的周缘带,深层水的流量和运动速度有规律地减弱。这时,面状分散排泄(越流)是通过弱透水的粘土类岩层进行的,而在狭窄、有时呈线状伸展的局部地带内,存在有近垂直的断裂或河网时,则形成集中排泄(这常表现为深层水的承压水面)[13等]。

因此,上述前提证明,褶皱山区周缘或盆地周边(区域补给区)的重要作用只表现在相对狭窄的地带内,而层状层系中地下水区域迳流不可能产生。这一现象具有规律性和普遍性,因为它是以渗流定律为基础的。

在图1 6 I 和 II 区范围内,表明自流构造边缘带中地下水形成的基本模式[20]。区 I 中由于地形起伏大、含水层埋藏浅、河网和不同级别(区域和地方的)补给带的存在以及其它外部因素会形成很复杂的地下水流的景象。直接与该区毗邻的是含水层的下倾区,覆盖其上的弱透水和层和其它含水层组(II),在这个地区在侧向迳流减弱的情况下,只有上升排泄。由于通过覆盖层面状分散总的上升排泄,该区地下水的流速和流量实际上都降低为零。

对所有典型的自流构造,无例外地都可见到类似的景象。但由于盆地边缘带具体的地质条件、构造和岩石渗透性能的不同,

这两个区（即 I、II 区）的宽度变化范围可以很大——由数公里到数百公里。但区 II 的宽度极少超过 100km。因此对地台自流盆地和山间凹陷来说，包括褶皱山区周边在内的边缘带的作用只在有限地区内有意义。这就是说，在直接毗邻补给区的地区内实际上完全进行着上升排泄[13,20]。图 2、3、4、5 所示为不同自然条件和地质构造条件下侧向地下迳流量在平面和剖面上变化的实例。

在绘制这些图件时应用了水动力方法，并对研究程度高的各个地段进行了模拟。首先按所绘制的水动力图计算出每一水流条带中地下水的流量（见第二章），再绘出相对流量的变化图。绘

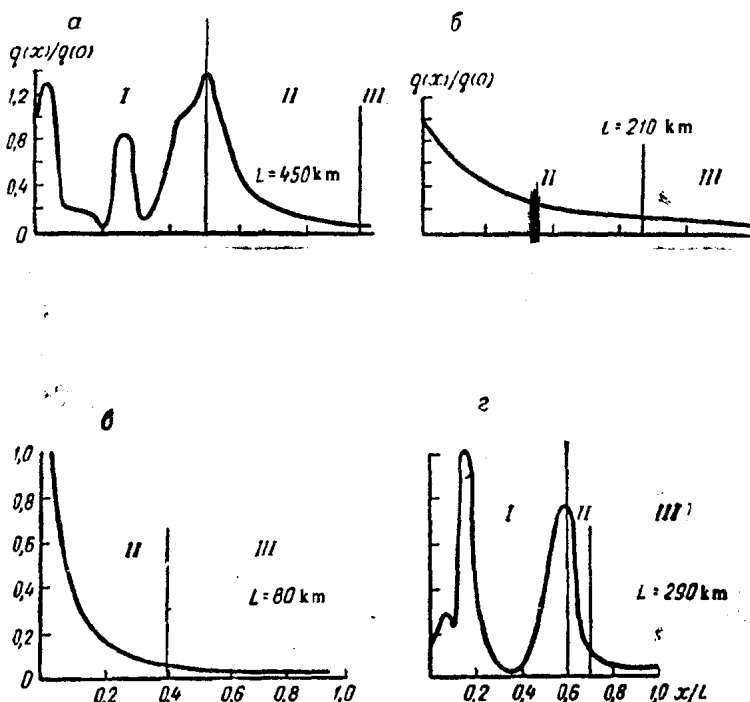


图 2 地下水侧向迳流量的变化和水动力带（I、II、III）的位置

a—前乌拉尔东南部亚普第-赛诺曼组（上-下白垩统）地层剖面；b—西西伯利亚的亚普第-赛诺曼组地层剖面；c—巴库的下白垩统地层剖面；z—东前高加索下白垩统地层剖面

图 3 西西伯利亚
下、中侏罗统地层中
地下水侧向迳流量的
变化

- 1—盆地南部 ($L=300\text{km}$) ;
2—盆地东南部 ($L=450\text{km}$) ;
3—外乌拉尔中部 ($L=150\text{km}$)

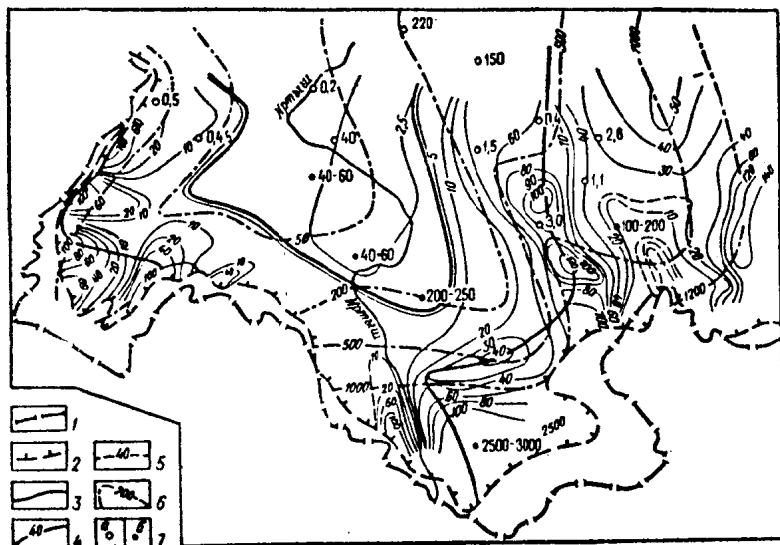
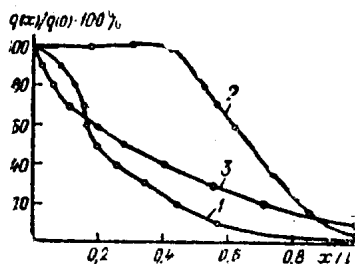


图 4 西西伯利亚亚普第-赛诺曼组岩系中地下水单位侧向迳流量
变化平面图

1—自流盆地的边界；2—含水层组分布的边界；3—水动力带边界；4—单
位侧向迳流量的等值线，用沿层组分布边界流量的百分数表示；5—同上，推断等值
线；6—计算导水系数的等值线；7—由抽水试验确定的： a —渗透率； b —导
水系数， m^2/d

制后图时，盆地周缘任一流带内的流量值取为 100%，该值可与
该流带每一网络的单位流量值相比。

在反映中、下侏罗统和亚普第-赛诺曼含水层组地下水流量
变化总规律的示意图（见图4、5）中，清楚表明，从盆地周边向

中心方向地下水流量的普遍减少，这完全符合于渗透阻力重要影响的理论概念（1）。

但流量的减少是具不同特征的。在前乌拉尔部分地区中、下侏罗统和亚普第-赛诺曼组含水层组中流量的减少最为显著，该地区的剖面最富粘性、地层相变最剧烈，因此围岩导水性的减小也最强烈。除此之外，地下水流量变化的特征还取决于围岩的埋藏深度。对比中、下侏罗统和亚普第-赛诺曼组含水层组中的流量变化曲线，这一特征表现得特别清楚（见图2

a、b、3）。将这些曲线图加以对比表明，由埋藏较深、并被厚层粘土层覆盖（估计各个时代的粘土类沉积层总厚大于1000m）的侏罗系含水层系，在顺乌拉尔东坡的一个很窄的地带（50—100km）内，其侧向迳流量由100%锐减到10%。在该带范围内沉积层导水性的变化也最剧烈。就在同一地区亚普第-赛诺曼组含水层组中，在离沉积层分布边界不小于150—200km的距离内，侧向迳流量由100%减少到10%。由此可见，埋藏深度和倾没坡度的加大以及与之相关的导水性的急剧减小，都导致越流作用和减少侧向迳流量过程的加剧。

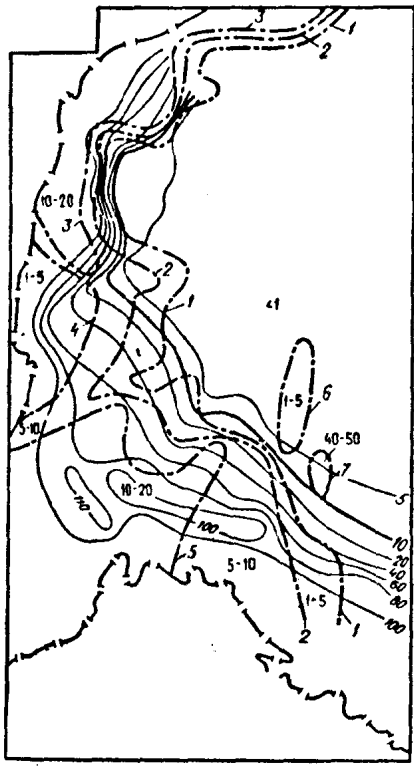


图 5 西西伯利亚中、下侏罗统岩系中地下水单位侧向流量变化平面图
1—6：不同导水系数的各带， m^2/d