

Ermittlung der Grundwassermengen
in den Festgesteinen der Mittelgebirge
aus Messungen des Trockenwetterabflusses

Von KLAUS UDO WEYER

Geol. Jb.	C 5	S. 19—114	40 Abb.	11 Tab.	Hannover 1972
-----------	-----	-----------	---------	---------	---------------

Ermittlung der Grundwassermengen in den Festgesteinen der Mittelgebirge aus Messungen des Trockenwetterabflusses

KLAUS UDO WEYER *)

Groundwater reserves, groundwater discharge, solid rock, methodology
— Rheinisches Schiefergebirge

Kurzfassung: Es werden verschiedene Modelle erörtert, die die hydrogeologischen Vorgänge in Festgesteinsgebieten vom Typ des Rheinischen Schiefergebirges erklären. Dort stehen Festgesteine an, in denen das Wasser hauptsächlich in Trennflächensystemen zirkuliert.

Der unterirdische Teil des Wasserkreislaufs kann in den Einzugsgebieten mit den Methoden der Systemtheorie betrachtet werden. Dann zeigt sich, daß die übliche Wasserhaushaltsgleichung hier nicht angewendet werden kann. Die hydraulischen Eigenschaften der Gesteine und die Grundwasser-Neubildung lassen sich aus den Abflüssen der Vorfluter erkennen.

Der hydraulische Ausgleich des Grundwassers läßt sich anschaulich durch die Grundwasser-Fließsysteme (ground water flow systems) nach HUBBERT und TOTH beschreiben.

Im Festgestein und im Verwitterungsboden fließt das Wasser in jeweils zwei Systemen von Bewegungsbahnen. Im Boden tritt der durch die Transpiration der Pflanzen gesteuerte Schwellenwert Bodenfeuchte als Regulativ für eventuelle sommerliche Grundwasser-Neubildung auf. Die wesentliche Grundwasser-Neubildung ist trotzdem normalerweise unabhängig von der Vegetation, da sie im Herbst und Winter stattfindet.

In den Festgesteinen lassen sich die Grundwassermengen durch einen Vergleich verschiedener regionaler Verteilung von gleichzeitigen Abflußmessungen bestimmen, die statistisch aufbereitet werden. Sie sind überraschend hoch.

Aus den fortlaufenden Aufzeichnungen der hydrogeologischen Meßstellen kann die gesamte, frei abflußfähige Grundwassermenge eines Einzugsgebietes und die Versickerung in das Festgestein ermittelt werden. Mit Hilfe von Leerlauffunktionen lassen sich die charakteristischen hydraulischen und hydrogeologischen Merkmale der verschiedenen Festgesteine bestimmen.

*) Anschrift des Autors: Dr. K. U. WEYER, 4 Düsseldorf, Eitelstraße 77.

**[Groundwater discharge in the bedrock of subdued mountains:
determination from base-flow measurements]**

Abstract: Several conceptual models are described which are useful for the evaluation of the hydrogeological patterns of the Rheinisches Schiefergebirge. In these mountains groundwater flows in fractures, joints, bedding joints and cleavage planes of bedrock.

The subterranean part of the water cycle can be discussed using the systems approach. It then becomes obvious that the traditional water balance equation is not applicable to these catchment areas. The hydraulic pattern of bedrock and groundwater recharge can be determined from the discharge of the channels.

The hydraulic patterns of the catchment area can best be described using the groundwater flow systems of HUBBERT and TOTH.

In both bedrock and residual soil the water flows within two different systems of flow paths. In soil the moisture, which is determined by transpiration of plants, has a threshold value which regulates groundwater recharge during the vegetation period. In spite of this the main groundwater recharge is not influenced by vegetation since this recharge does not occur during the vegetation period.

The long time yields of bedrocks can be determined by comparison of different regional distributions of simultaneous one time measurements of discharge. These are surprisingly high.

The data series of the hydrogeological measurement stations allow us to compute the groundwater discharge of a catchment area and the infiltration into the bedrock. By means of recession curves it should be possible to determine the characteristic hydraulic and hydrogeologic pattern of several bedrock of the Rheinisches Schiefergebirge.

**[Recherche sur les quantités d'eaux souterraines dans la roche saine du
Mittelgebirge, à partir de mesures de l'écoulement des eaux en période sèche]**

Résumé: On présente plusieurs modèles conceptuels, décrivant les conditions hydrogéologiques dans le massif schisteux rhénan. Dans cette région l'eau souterraine circule dans les fractures, plans de couche et plans de schistosité.

La partie souterraine du cycle de l'eau peut être étudiée par des méthodes de la cybernétique. Il apparaît alors que les équations habituelles du bilan ne sont plus applicables pour les nappes que nous avons étudiées. Les caractéristiques hydrauliques des roches et la réalimentation des nappes peuvent être déduites à partir du régime des exutoires ou collecteurs superficiels.

Les systèmes d'écoulement souterrains, définis par HUBBERT et TOTH, représentent le mieux les processus hydrauliques dans une nappe d'eau souterraine.

Dans les roches et dans les sols l'eau se déplace suivant deux systèmes d'écoulement fort différents. Dans les sols, la teneur en eau, déterminée par l'évapotranspiration, a une valeur limite qui influence la réalimentation des nappes pendant la période de développement de la végétation (printemps, été). Malgré cela, la réalimentation des nappes est relativement indépendante de végétation, étant donné que cette réalimentation se fait surtout pendant les mois d'automne et d'hiver, où la végétation est peu développée.

Le débit spécifique des nappes contenues dans les roches peut être déterminé par des mesures de débit simultanées aux exutoires des nappes. Ces débits spécifiques sont étonnamment élevés.

Les résultats des stations de mesure permettent de calculer la quantité d'eau quittant la nappe, ainsi que la quantité d'eau réalimentant la nappe.

A l'aide des courbes de décrue il serait possible de déterminer les caractères hydrauliques et hydrogéologiques des roches du massif schisteux rhénan.

[Установление количеств грунтовых вод в плотных породах среднегорий по измерениям стока засушливого периода]

Резюме: Обсуждаются различные модели, объясняющие гидрогеологические процессы в областях плотных пород типа Рейнского Сланцевого массива (Rheinisches Schiefergebirge). Там встречаются плотные породы, в которых вода преимущественно циркулирует в системах поверхностей раздела.

Подземная часть круговорота воды в водосборах может быть рассмотрена методами теории систем. Тогда оказывается, что обычно принятое уравнение водного баланса здесь не применимо. Гидравлические свойства пород и пополнение запаса грунтовых вод можно определить по стокам водоприемников.

Гидравлические процессы в водоносном слое можно наглядно описать при помощи систем течения грунтовых вод по Губберту (Hubbert) и Тоту (Tott). В плотной породе в почве вода течёт соответственно по двум системам путей движения. В почве предельное значение влажности почвы, которое контролируется транспирацией растений, является регулятором для возможного летнего пополнения запаса грунтовых вод. Всё-таки основное пополнение запаса грунтовых вод обычно является независимым от растительности, так как оно происходит осенью и зимой.

В плотных породах количества грунтовых вод можно определить путём сравнения различных региональных распределений одновременных измерений стока, которые обрабатываются статистически. Они поразительно высоки.

По последовательным записям гидрогеологических мест измерения можно установить всё наличное для стока количество грунтовых вод водосбора как и их инфильтрацию в плотную породу. При помощи кривых спада можно определить характерные гидравлические и гидрогеологические признаки различных плотных пород.

I n h a l t

	Seite
Vorwort	25
1. Einleitung	27
1.1. Problemstellung	27
1.2. Definition der Permeabilität	28
1.3. Überblick über die Bewegung des Wassers im Untergrund	29
2. Trockenwetterabfluß	31
2.1. Definition	31
2.2. Methoden zur Abflußmessung und deren Genauigkeit	33
2.2.1. Methode der Gefäßmessungen	33
2.2.2. Methode der Flügelmessungen	33
2.3. Statistische Aufbereitung regional verteilter gleichzeitiger Abflußmessungen	34
3. Einflüsse auf den Trockenwetterabfluß	37
3.1. Geologie	39
3.2. Vegetation	41
3.3. Boden	48
3.4. Unterschiedliche Niederschlagsverteilung	49
3.5. Morphologie	50
3.5.1. Hangneigung und Versickerung	50
3.5.2. Regionale Grundwasserfließsysteme nach HUBBERT und TOTH	50
3.5.3. Morphologie und Grundwasserfließsystem	52
3.6. Antropogene Einflüsse	52
4. Hydrogeologische Meßstellen zur Beobachtung der zeitlichen Änderung des Trockenwetterabflusses	55
4.1. Auswahl und Aufgabe der Meßgebiete	56
4.2. Einrichtung und Konstruktion der Meßstellen	56
4.2.1. Meßwehr und Pegelschreiber	56

4.2.2. Regenschreiber	58
4.2.3. Wasserbilanzschreiber	58
4.2.4. Meßanordnung und Aufbau der Geräte	59
4.3. Genauigkeit der Messungen	63
4.3.1. Störungen	63
4.3.2. Zufällige und systematische Fehler	64
5. Analyse der Abflußganglinien	70
5.1. Trennung des Abflusses in Oberflächen-, Boden- und Grundwasserabfluß	70
5.1.1. Definition der Begriffe	70
5.1.2. Methoden zur Trennung der einzelnen Abflußanteile	70
5.1.2.1. Halblogarithmische graphische Abtrennung	71
5.1.2.2. Systemtheoretische Erwägungen	73
5.1.2.3. Uferspeicherung (bank storage)	76
5.2. Oberflächen- und Bodenabfluß	77
5.3. Grundwasserabfluß	79
5.3.1. Vegetation und Grundwasserabfluß	80
5.3.2. Einwirkung des Bodenfrostes	82
5.3.3. Einwirkung hydraulisch stark wirksamer tektonischer Störungen	83
6. Ermittlung des Grundwasserhaushaltes aus dem Abfluß kleiner Einzugsgebiete	84
6.1. Methoden	84
6.2. Vergleich verschiedener regionaler Verteilungen von gleichzeitigen Trockenwetterabflußmessungen	86
6.2.1. Möglichkeiten zum Vergleich	86
6.2.2. Zusammenfassende Darstellung der ausgewerteten Abflußmessungen	87
6.2.3. Durchschnittliche Mengen des längerfristigen Grundwasserabflusses in den verschiedenen Festgesteinen	89
6.3. Wasserhaushaltsberechnungen aus der zeitlichen Änderung des Abflusses	91
6.3.1. Theoretische Ermittlung der beschreibenden mathematischen Funktion und der Konstanten α	91
6.3.2. Bestimmung der Menge des frei abflußfähigen Grundwassers	93
6.3.3. Ermittlung der Versickerung in das Festgestein	93
6.4. Bestimmung von α und Berechnung von Vorräten für Abflußmessungen aus dem Trockenjahr 1959	95

7. Mathematische Charakterisierung des hydrogeologischen Verhaltens der verschiedenen Festgesteine	99
7.1. Beziehungen zwischen Q_0 , α und der frei abflußfähigen Grundwassermenge M . . .	99
7.1.1. Mathematische Zusammenhänge	99
7.1.2. Variation von α	101
7.1.3. Variation von Q_0	101
7.1.4. Hydrogeologische Bedeutung von Q_0 und α	101
7.2. Großräumiger Vergleich von α -Werten und Q_0 -Werten verschiedener Meßstellen .	102
7.2.1. Hydraulische Beeinflussung und Vergleich von α -Werten	102
7.2.2. Vergleich von Q_0 -Werten	103
8. Zusammenfassung	103
9. Schriften	106

Vorwort

Die Anregung, das Vorkommen von Grundwasser in Festgesteinen näher zu untersuchen, erhielt ich von Herrn Prof. Dr. H. KARREBERG, dem ich für seine stetige fördernde Betreuung der Arbeit und die vielseitige hydrogeologische Ausbildung, die ich von ihm erhielt, danke.

Weiterhin gilt mein Dank allen, die mich mit Rat und Tat bei der Durchführung der vorliegenden Arbeit unterstützt haben.

Dazu zählen besonders die zuständigen Herren des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen, die mir für die Durchführung der Arbeit Gastfreundschaft und die Benutzung der Einrichtung gewährten sowie alle Angehörigen dieses Amtes, die mit zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Besonders erwähnen möchte ich: Herrn Prof. Dr. K. FRICKE als Leiter der Abteilung Hydrogeologie; Frau Dipl. Bibl. J. WOLF und Frau L. DIEL, die die Literatur beschafften; Frau A. THERSTAPPEN, die die aufwendigen Verwaltungsarbeiten übernahm; die Herren Dr. H. BOLSENKÖTTER, Dr. H. J. COLIN, Dr. W. FENCHEL (Geol. Landesamt von Rheinland-Pfalz), Dr. U. GASSER, Dr. H. GRÜNHAGEN, Dipl. Geol. H. D. HILDEN, Dr. H. von KAMP, Dipl. Phys. W. KLEY, Dipl. Phys. U. KRAMER, D. KRAUTWURM, Dr. W. LILICH (Bundesanstalt für Bodenforschung, Hannover), Dr. M. LUSZNAT, Dr. H. NEUBER, H. SCHRÖTER, Dr. G. SIEBERT, Dr. K. THOME und Dr. H. WERNER, denen ich Hilfe und anregende Diskussionen verdanke.

Frau Dr. H. DAHM-ARENS (Krefeld), Herr Dr. G. HEIDE (Krefeld) und Herr Prof. Dr. E. MÜCKENHAUSEN (Bonn) gaben mir wichtige Ratschläge in bodenkundlichen Fragen.

Vegetationskundliche Probleme konnte ich besonders mit Herrn Prof. Dr. W. KAUSCH (Bonn), Herrn Prof. Dr. E. KIRWALD (Freiburg) und Herrn Dr. H. M. KELLER (Birmensdorf/Schweiz) diskutieren.

Informationen über die neuesten Verfahren zur Abflußmessung erhielt ich in folgenden Institutionen:

Lehrstuhl für Wasserbau und Hydromechanik der Universität Karlsruhe; Theodor-Rehbock-Flußbaulaboratorium der Universität Karlsruhe; Versuchsanstalt für Grund- und Wasserbau der Universität Stuttgart; Institut für Wasserwirtschaft und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover; Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz; Ruhrtalsperrenverein, Essen; Aggerverband, Niederseßmar; Westfälische Berggewerkschaftskasse, Bochum. Wertvolle Hinweise in dieser Hinsicht verdanke ich Herrn Dipl.-Ing. J. COLENBRANDER (Arnheim/Holland), Herrn Dr. H. HINRICH (Koblenz), mit dem ich meine speziellen Meßprobleme während eines Abflußmeßlehrganges an der Bundesanstalt für Gewässerkunde besprechen konnte, Herrn Dipl.-Ing. K. KLEINENBROICH (Essen), und Herrn Bauingenieur H. STRUBE (Essen). Herr COLENBRANDER machte mich außerdem mit den modernen Problemen der Niederschlagsmessung vertraut.

Besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. H. BILLIB (Hannover), Herrn Dr. F. SIEKER (Hannover) und Herrn Dipl. Phys. G. MENDEL (Koblenz) für die Einführung in den heutigen Wissensstand über die Anwendung des Unit-Hydrograph-Verfahrens in kleinen Einzugsgebieten und zur Abtrennung von Abflußanteilen. Ihre Anregungen veranlaßten mich, den bisher wenig untersuchten Einfluß der geologischen Verhältnisse der Einzugsgebiete auf Abflußkurven besonders zu beachten.

Bei meiner Arbeit im Gelände, dem Aufbau der Meßstellen und der Aufbereitung der Messungen unterstützten mich die Herren J. CLORMANN, R. WOSEROW und R. D. WEYER, denen ich besonders herzlich danke.

Die aufwendigen Messungen im Gelände und die Ausarbeitungen waren nur durch umfangreiche finanzielle Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft möglich, der ich an dieser Stelle meinen Dank ausspreche.

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Nach weit verbreiteter Auffassung ist es die Hauptaufgabe der Hydrogeologie, praktische Aussagen über Gewinnung und Güte des Grundwassers zu machen. Dagegen tritt die theoretische Erforschung der komplizierten Zusammenhänge meist in den Hintergrund.

Der unterirdische Teil des Wasserkreislaufs ist in entscheidenden Fragen ungeklärt; so sind z. B. Angaben über die Grundwasser-Neubildung für bestimmte eng umgrenzte Gebiete bisher nur auf Grundlage stark hypothetischer Voraussetzungen möglich. Demgegenüber sind Aussagen über die Grundwassergewinnung auf Grund von Erfahrungswerten einfacher zu treffen. Ein unmittelbar zu erkennender Zusammenhang zwischen der Menge an neugebildetem Grundwasser und den Möglichkeiten, lokal Grundwasser zu gewinnen, besteht aber in den meisten Fällen nicht.

Zur Klärung des unterirdischen Teils des Wasserkreislaufes müssen Denkmodelle herangezogen werden, doch sind dabei leider die getroffenen Annahmen und die mathematischen Randbedingungen häufig nur schwer festzulegen und zu erkennen. Bereits der Inhalt der benutzten Begriffe ist bei vielen Autoren und vor allem in den verschiedenen Ländern oft unterschiedlich. Das läßt sich zum Teil aus der Tradition, den wissenschaftlichen Voraussetzungen und den dadurch bedingten spezifischen Fragestellungen von Hydrologen und Hydrogeologen der einzelnen Länder erklären. So stehen in manchen Ländern die theoretisch wissenschaftlichen Gesichtspunkte mehr im Vordergrund als in anderen Ländern, wo die Arbeitsweise möglichst direkt auf praktische Ziele ausgerichtet ist. Im angelsächsischen Raum z. B. stehen unter dem Einfluß von O. E. MEINZER theoretisch-wissenschaftliche Aspekte im Vordergrund, ohne daß die Belange der Praxis vernachlässigt werden (vgl. HACKETT 1964).

In der vorliegenden Arbeit werden die Beziehungen zwischen dem Grundwasser in den verschiedenen Festgesteinen des Rheinischen Schiefergebirges und dem Abfluß in den Vorflutern bei Trockenheit untersucht. Dazu waren umfangreiche Geländearbeiten notwendig. Zur Lösung der Probleme wird ein Denkmodell entwickelt, das sich in vielem an amerikanische, kanadische und französische Forschungsergebnisse anlehnt. Es ist eine Modellvorstellung über die Zirkulation von Wasser im Untergrund zertalter Landschaften wie dem Rheinischen Schiefergebirge mit anstehendem Festgestein und die Auswirkung dieser Wasserzirkulation auf den Abfluß der Bäche. Das Klima ist gemäßigt humid mit sommerlicher Vegetationsperiode; der Verwitterungsboden ist überwiegend von geringer Mächtigkeit.

Mit dem aufgestellten Denkmodell lassen sich die Untersuchungsergebnisse deuten und in einen sinnvollen Zusammenhang setzen. Dadurch erweist sich seine Berechtigung. Das Modell ist nicht in allen Zusammenhängen geklärt und deswegen in Teilen wandelbar. Es entstand in der Wechselwirkung zwischen vorhandener Ansicht und den verschiedenen Untersuchungsergebnissen.

Das Rheinische Schiefergebirge besteht vorwiegend aus devonischen und karbonischen Sedimentgesteinen mit geringem Porenvolumen, die während der variszischen Faltung im höheren Karbon stark gefaltet und zum Teil geschiefert wurden. Nach seiner Einebnung wurde es seit dem Tertiär hochgehoben und erodiert. Während der Hebung wurden variszisch angelegte Störungen wieder belebt und neue geschaffen. Das geklüftete, gestörte und geschieferte Gefüge des Rheinischen Schiefergebirges zeigt normalerweise keine vertikale hydrogeologische Gliederung der Art, wie etwa Schichtstufen-Landschaften oder sonstige Landschaften mit angenähert horizontaler und wenig gestörter Schichtlagerung.

Das Grundwasser kann im Rheinischen Schiefergebirge weniger in den Poren als vielmehr an Trennflächen und Fugen der Festgesteine je nach der Permeabilität (Durchlässigkeit) mehr oder weniger gut fließen.

1.2. Definition der Permeabilität

BAUMGART (1965) weist darauf hin, daß im deutschen Sprachraum außer dem Durchlässigkeitsbeiwert des Bodens (k_f -Wert, DIN 4049/1, 5.34) „keiner der im Zusammenhang mit der Versickerung häufig unterschiedlich gebrauchten Begriffe in deutschen Normen definiert“ ist. Im weiteren bezieht er sich auf Definitionen, die RICHARDS (1952) für den englischen Sprachraum veröffentlichte und führt in seiner Arbeit die wichtigsten Begriffsbestimmungen von RICHARDS an. Zur Permeabilität schreibt er:

„Permeabilität (permeability) K :

1. (Qualitativ): Eigenschaft oder Zustand eines porösen Mediums bezüglich seiner Bereitschaft, Flüssigkeiten zu leiten oder durchzulassen.
2. (Quantitativ): Sie ist die spezifische Eigenschaft, welche die Menge oder Bereitschaft bezeichnet, mit der ein poröses Medium Flüssigkeiten durchläßt. Die Gleichung, die zur Beschreibung der Strömung benutzt wird, setzt die Eigenschaften einer Flüssigkeit in Rechnung, so daß Messungen an einem bestimmten Medium für alle Flüssigkeiten, die das Medium nicht verändern, den gleichen Permeabilitätswert ergeben. Die Dimension der Permeabilitätseinheit richtet sich nach der Gleichung, die zur Beschreibung der Strömung herangezogen wird.

Absolute Durchlässigkeit (intrinsic permeability) k_0 :

Faktor in der Gleichung $v = k_0 \frac{\rho g}{\eta} I$, in der v die Filtergeschwindigkeit, ρ die Dichte, g die Erdbeschleunigung, I der hydraulische Gradient und η die dynamische Zähigkeit ist. Dimension: [Längeneinheit²].

Bei der Wahl der entsprechenden Dimensionen läßt sich dann die absolute Durchlässigkeit (intrinsic permeability) in Darcy ausdrücken (siehe auch DAVIES & DE WIEST 1967, S. 162). Es ist

$$\begin{aligned} 1 \text{ Darcy (d)} &= 1000 \text{ millidarcy (md)} \\ &= 0,987 \times 10^{-8} \text{ cm}^2 \end{aligned}$$

MATTHESS (1970, S. 11) definiert die Permeabilität folgendermaßen:

„Durchlässigkeit (Permeabilität) K ist eine spezifische Eigenschaft des Gesteins, unabhängig von Viskosität und Dichte des fließenden Mediums.“

Im Sinne des vorne Zitierten ist diese Definition etwas mißverständlich.

DÜRBAUM (1961, S. 935) leitet die Permeabilität k aus der Gleichung

$$Q = \frac{k}{\eta} \cdot \frac{F}{L} \Delta p$$

für die Darcy'schen Versuchsbedingungen her. Es bedeuten dabei: Q die Flüssigkeitsmenge, die pro Zeiteinheit die Gesteinsprobe mit den Abmaßen Querschnitt = F und Länge = L bei einer wirkenden Druckdifferenz Δp durchfließt; η ist die Viskosität der Flüssigkeit. Er bietet eine anschauliche Erläuterung der Einheit Darcy:

„Ein poröses Medium hat die Durchlässigkeit 1 Darcy, wenn durch einen Querschnitt von 1 cm² bei einem Druckgefälle von 1 atm/cm in der Sekunde 1 cm³ einer Flüssigkeit der Viskosität 1 centipoise fließt“ (Bemerkung: Die Viskosität des Wassers beträgt 1 centipoise).

Die Umrechnung von der absoluten Durchlässigkeit k auf den Durchlässigkeitsbeiwert k_f nach DIN 4049 erfolgt nach der Gleichung

$$k_f = \frac{\gamma}{\eta} k \quad [\text{cm sec}^{-1}]$$

γ = Dichte der Flüssigkeit
 η = Viskosität der Flüssigkeit

DÜRBAUM (1961, S. 936) gibt auch für den k_f -Wert eine anschauliche Erläuterung:

„Der k_f -Wert hat die anschauliche Bedeutung, daß die Filtergeschwindigkeit (= zeitliche Durchflußmenge pro Flächeneinheit) durch ein Gestein der Durchlässigkeit 1 Darcy bei einem Druckgefälle von 1 cm Wassersäule/cm gerade 10⁻³ (cm/sec) beträgt.“

Obwohl der k_f -Wert die Dimension einer Geschwindigkeit besitzt, ist er keine Geschwindigkeitsangabe.

Die zitierten Definitionen beziehen sich ausdrücklich auf poröse Medien. Inzwischen sind allerdings schon viele Autoren (z. B. DAVIES & DE WIEST 1967) dazu übergegangen, Permeabilitätsberechnungen auch im Festgestein durchzuführen. Die Berechtigung dieser Ansicht wird in den letzten Jahren immer stärker untermauert (z. B. MUSKAT 1946; BARENBLATT & SCHELTOW 1960; SERAFIM & CAMPO 1965; SNOW 1965; ROMM 1966; NEUBER 1971). Im Rahmen dieser Arbeit wird nicht zwischen Permeabilität und absoluter Durchlässigkeit (intrinsic permeability) unterschieden.

1.3. Überblick über die Bewegung des Wassers im Untergrund

Die in den Poren der Festgesteine des Rheinischen Schiefergebirges fließende Wassermenge kann für unsere Untersuchungen vernachlässigt werden. Die wirksame Zirkulation des Wassers erfolgt auf den verschiedenen sedimentären und tektonischen Trennflächen des Gebirges. Dabei ist die Wandergeschwindigkeit in engen Trennfugen, wie Klüften, Schicht- und Schieferflächen wesentlich geringer als in geöffneten, hydraulisch stark wirksamen tektonischen Störungszonen, z. B. Spalten (näheres zu diesen Störungszonen siehe Kap. 5.33). Während das Wasser in den engen Hohlräumen laminar fließt, kann es sich in den geöffneten Spalten der Störungen turbulent bewegen. DAVIES & DE

WIEST (1967, S. 320) halten die Permeabilität (Durchlässigkeit) von solchen Störungen mit Werten von einigen hundert Darcy um mehrere 10er Potenzen größer als in den engen Trennfugen. Für das zirkulierende Wasser existieren also im tektonischen Erscheinungsbild des Festgesteins zwei deutlich anders geartete Systeme von Bewegungsbahnen*), in denen es sich mit unterschiedlicher Geschwindigkeit und Fließart bewegt. Die Störungszonen können bis in große Tiefen hydraulisch wirksam werden. Bei entsprechenden hydraulischen Potentialdifferenzen dränieren sie die engen Trennfugen. Diese werden bei zunehmender Teufe enger und schließlich in größerer Teufe geschlossen. Nach den Arbeiten von WIEGEL (1963), HEITFELD (1965) und WOLTERS (1969) ist dieses Trennfugen-System bis etwa 60 m Teufe stark ausgebildet und nimmt mit größerer Teufe an Intensität ab.

Über dem Festgestein liegt der Verwitterungsboden der Talhänge und Hügel. Auch in ihm bewegt sich das Wasser in zwei Systemen von Bewegungsbahnen mit unterschiedlicher Geschwindigkeit, und zwar

1. in den engen Mikroporen (\ll etwa 50μ) und in den Grobporen (\gg etwa 50μ)
2. in Spalten und Gängen (Makroporen, verursacht durch Wurzeln, Tiere und Gefüge, siehe KOPP, 1965, und WHIPKEY, 1967).

In den engen Poren ist die Wandergeschwindigkeit des Wassers oft nach m/Monaten zu messen und meistens vertikal gerichtet. Die Permeabilität zeigt Werte im Bereich von Millidarcy (DAVIES & DE WIEST 1967, S. 383). Da über die Vegetation der größte Teil des Wassers verdunstet, erreicht durch diese Poren während der Vegetationszeiten nur wenig Feuchtigkeit den tiefen Boden. Befinden sich im Boden stauende Lagen, so kann sich direkt über diesen eine wassergesättigte Zone mit positivem hydraulischem Druck ausbilden (WHIPKEY 1967, S. 257, 258). Aus dieser Zone kann dann eine geringe Menge Wasser durch die Poren lateral ausfließen (WHIPKEY 1967, S. 257).

In den schnelldränenden Poren, in Spalten und Gängen, kann sich das Wasser bis zu mehreren dm/min in vertikaler und lateraler Richtung bewegen (RÜCKERT 1960; BENECKE & LORCH 1964; KOPP 1965; BLUME, MÜNNICH & ZIMMERMANN 1966; RIESER 1970). Nach DAVIES & DE WIEST (1967, S. 383) sind Permeabilitäten bis zu 500 Darcy in diesem Bewegungssystem nicht selten. Die vertikalen Hohlräume können sich in unserem Klima bis auf 2—4 m Tiefe erstrecken. In den oberen Bereichen der Hänge und auf den Bergkuppen des Rheinischen Schiefergebirges sind die Bodenmächtigkeiten meist nicht größer als 0,50 m bis 1,00 m. In den größeren Hohlräumen kann das Niederschlagswasser, wenn es nicht vom Feinporensystem ihrer Wände resorbiert wird (HORTON & HAWKINS 1965), nach dem Saugspannungsausgleich der Feinporen zum Festgestein gelangen. Der Wassertransport in den Feinporen des Bodens durch Fließen im ungesättigten Feuchtezustand (unsaturated flow der angelsächsischen Literatur) wird in den gut strukturierten, dünnen Verwitterungsböden der untersuchten Gebiete zumindest während der Vegetationsperiode nicht den Einfluß haben können, wie ihn zum Beispiel MOSCHREFI & MEYER (1968) durch Modellversuche im Feinporenraum von Lösssäulen feststellten.

Die erörterten Bewegungsbahnen des Wassers in Boden und Festgestein sind in der Abbildung 1 noch einmal schematisch zusammengestellt.

*) In Gesteinen mit größerem zusammenhängenden Porenhohlraum treten 3 Systeme von Bewegungsbahnen auf. Der Porenraum könnte dann durch die beiden Trennfugensysteme in der Art dränieren werden, wie es z. B. SEILER (1968, S. 99) für den mittleren Buntsandstein des Saarlandes beschreibt.

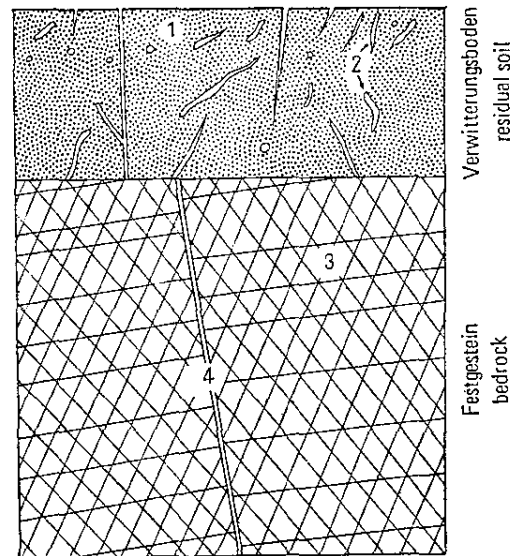


Abb. 1: Schema der verschiedenen Bewegungsbahnen für das Wasser im Boden und Festgestein des Rheinischen Schiefergebirges.
Schematic drawing of the different flow-paths in residual soil and bedrock of the Rheinisches Schiefergebirge.

Zeichenerklärung:

- 1 Feinporen (Mikroporen) und Grobporen
laminares Fließen
Permeabilität im Bereich von Millidarcy
- 2 Makroporen (Spalten und Gänge, verursacht durch Wurzeln, Tiere und Gefüge)
laminares und turbulentes Fließen
Permeabilität bis mehrere hundert Darcy
- 3 enge Klüfte, Schichtfugen und Schieferflächen
laminares Fließen
Permeabilität im Bereich von Millidarcy
- 4 hydraulisch stark wirksame geöffnete tektonische Störungen und Spalten
laminares und turbulentes Fließen
Permeabilität mehrere hundert Darcy

Legend:

- 1 micro-pores and coarser pores
laminar flow
permeability in the range of millidarcies
- 2 macro-pores and openings caused by roots, animals and texture
laminar and turbulent flow
permeability up to several hundred darcies
- 3 narrow joints, bedding joints and cleavage planes
laminar flow
permeability in the range of millidarcies
- 4 hydraulically very effective open faults and fissures
laminar and turbulent flow
permeability of several hundred darcies

2. Trockenwetterabfluß

2.1. Definition

Im deutschen Sprachraum versteht man unter dem Trockenwetterabfluß allgemein den Abfluß in einem auf 3—4 niederschlagsfreien Tagen folgenden Zeitraum (z. B. KELLER 1961, S. 391). Aus der Abflußganglinie eines Pegels läßt sich nach einer Methode von WUNDT (1910, 1953) aus den Teilen der Ganglinie, die sich nach jeweils 3—4 nieder-

schlagsfreien Tagen ergeben, die sogenannte Trockenwetterlinie (TWL) zusammensetzen (siehe Abb. 2).

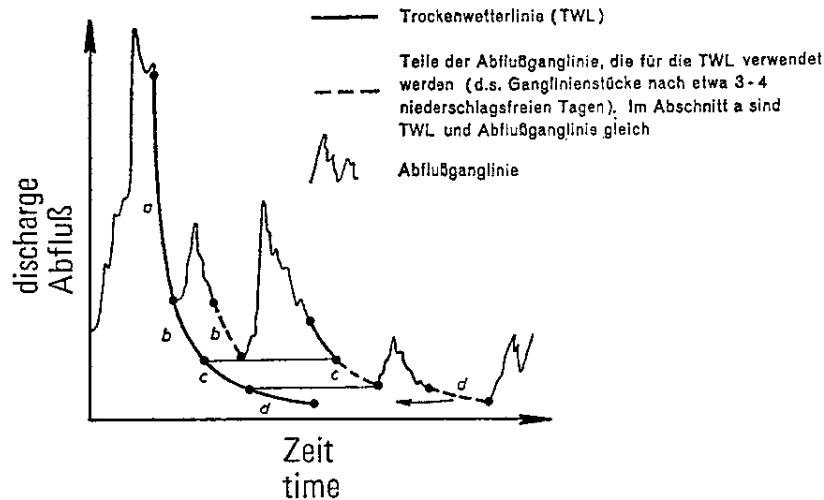


Abb. 2: Die Ermittlung der Trockenwetterlinie aus der Abflußganglinie (aus KELLER 1961).
 The construction of the recession segment from the discharge hydrograph (KELLER 1961).

Sie wird als eine Leerlaufkurve für die Grundwasserspeicher des Flußsystems aufgefaßt und ist eine theoretische Kurve für den gedachten Fall, daß das Abflußereignis nicht durch zwischenzeitliche Niederschläge gestört wird. Bei großen Einzugsgebieten ist der gemessene Grundwasserabfluß der addierte Abfluß aller Grundwasserleiter, die oberhalb der Pegelstation austreichen. In dem gesamten Grundwasserabfluß lassen sich aber die Grundwasserspenden einzelner Locker- und Festgesteinskomplexe nicht unterscheiden. Es ist daher eine Unterteilung der Einzugsgebiete notwendig, damit der geologische Aufbau der einzelnen Meßgebiete möglichst einheitlich ist. Für solche Gebiete lassen sich Leerlauffunktionen bestimmen, die bei bestimmten hydraulischen Bedingungen eine einfache e-Funktion darstellen können (Näheres siehe Kap. 5.1.2.). BOUSSINESQ (1904) und MAILLET (1904) berechneten als erste solche Leerlauffunktionen.

Im englischen Sprachraum hat sich folgende Auftrennung des Abflusses von Bächen eingebürgert:

- a) surface flow oder overland flow
- b) subsurface flow oder interflow
- c) groundwater flow oder base flow

Ins Deutsche könnte man diese Begriffe folgendermaßen übertragen:

- a) Oberflächenabfluß Abfluß von Niederschlag über die Oberfläche
- b) Bodenabfluß Abfluß durch den Boden
- c) Grundwasserabfluß Abfluß durch den Grundwasserleiter.

Nur in kleineren Einzugsgebieten kann man den Trockenwetterabfluß dem base flow gleichsetzen. Der Rhein z. B. wird an seiner Mündung auch nach 3—4 niederschlagsfreien Tagen auf Grund der langen Fließzeiten noch viel Oberflächen- und Bodenwasser führen. Bei großen Einzugsgebieten werden nur der niedrige Teil der Trocken-

wetterlinie, bei kleinen Einzugsgebieten auch höhere Teile durch das abfließende Grundwasser geprägt.

2.2. Methoden zur Abflußmessung und deren Genauigkeit

Für die Bestimmung der Abflußmessung sind in den Bächen bis zu einem Abfluß von etwa 8 l/sec Gefäßmessungen geeignet, bei größeren Mengen finden Flügelmessungen Anwendung.

2.2.1. Methode der Gefäßmessungen

Aus einer Quotientenbildung zwischen der einem geeichten Eimer zugeflossenen Menge und der dafür gestoppten Zeit ergibt sich der Abfluß in l/sec. Der Eimer soll drei um 120° versetzte Ablesekalen mit 1/10 l Teilung aufweisen, damit größere Ablesefehler vermieden werden. Durch Einbau von z. B. vier Rohren in den Sperrdamm blieb die Genauigkeit der vorliegenden Messungen noch bis zu einem Gesamtabfluß von etwa 8 l/sec unter einem Fehler von $\pm 2\%$. Eine Fehlerrechnung für einen hohen Abfluß von 24 l/sec, der mit einem geeichten 10 l-Eimer aus vier Rohren von einem eingespielten Meßteam gemessen wurde, ergab nach Verbesserung der Meßmethode einen möglichen Fehler von $\pm 9\%$.

2.2.2. Methode der Flügelmessungen

An dem Meßort wird im Bach ein Querprofil aufgenommen. In ihm werden an verschiedenen senkrechten Meßprofilen punktförmige Geschwindigkeitsmessungen mit dem Meßflügel durchgeführt. Ein leichtgelagertes Flügelrad dreht sich in Abhängigkeit von der Geschwindigkeit des strömenden Wassers. Mittels einer meist für laminares Fließen aufgestellten Eichleitung kann die Geschwindigkeit aus dem Quotienten zwischen Schaufelumdrehungen und Meßzeit bestimmt werden. Aus den für die verschiedenen Punkte eines Meßprofils geltenden Geschwindigkeiten kann über die Geschwindigkeitsflächen das Abflußvolumen pro Zeit berechnet werden (Näheres siehe HENN 1937; NATERMANN 1949, 1951; VAN RINSUM 1950a, 1950b; KREPS 1954; GILS 1958; PFEIFFER 1962; GEWÄSSERKUNDL. ANSTALTEN 1965). Im Rahmen dieser Untersuchungen wurden für die Messungen die Ott-Flügel C 1 und Arkansas V benutzt.

Über die Abflußmessungen in kleinen Vorflutern sind bisher wenig Erfahrungen bekannt geworden. Durch einen provisorischen Ausbau der Meßstellen zu kleinen Kanälen kann in ihnen die Genauigkeit der Flügelmessungen auch an ungünstigen Stellen wesentlich verbessert werden. Dabei wird durch den Bau eines auf die Länge der Kanalstrecke geometrisch ähnlichen Durchflußquerschnittes ein lineares Fließbild angestrebt.

Die folgende Tabelle zeigt das Ergebnis von Vergleichsmessungen an einer auch ohne Ausbau günstig erscheinenden Meßstelle. Die Ergebnisse der Flügelmessungen wurden mit der Anzeige eines Proportionalwehres verglichen.

Tabelle 1: Vergleichsmessungen vom 30. 6. 1968 an einem Bach bei Borner auf TK 25 Ecken-
hagen (h: 56 46 78; r: 34 13 16)

1. Proportionalmeßwehr*)	37,0	l/sec	100 %
2. Flügelmessungen			
a) Kurzmessung in nicht ausgebauter Strecke	33,7	l/sec	91 %
b) Messung an vielen Punkten in nicht ausgebauter Strecke	34,4	l/sec	93 %
c) Messung an vielen Punkten in ausgebauter Strecke	36,7	l/sec	99 %

*) Näheres zum Meßwehr siehe Kap. 4.2.1. Die Vergleichsmessungen beziehen sich auf die Abflußanzeige des Meßwehres.

Durch den beschriebenen Ausbau wird die Meßgenauigkeit der Flügelmessungen wesentlich vergrößert.

Weitere Vergleichsmessungen ergaben auch bei geringeren Abflußmengen (bis zu nur 8 l/sec) ähnlich günstige Resultate. Eine für zwei ausgebaute Flügelmeßstellen nach den Meßbedingungen ausgeführte Fehlerrechnung ergab selbst bei Annahme eines linearen Fehlers für die Geschwindigkeitsbestimmung von 10 % nur einen möglichen Meßfehler für die Gesamtmenge des Abflusses von unter 3 %. Da bei einem zweckmäßigen Ausbau der Fehler der Geschwindigkeitsbestimmung aber wesentlich geringer als 5 % ist, sind diese Flügelmessungen nur mit einem Fehler von etwa $\pm 1\%$ behaftet. Das geringe Maß des möglichen Fehlers wird durch den Ausbau bedingt, der eine weitgehend symmetrische Verteilung der Geschwindigkeit im Profil bewirkt.

2.3. Statistische Aufbereitung regional verteilter gleichzeitiger Abflußmessungen

Als Arbeitshypothese soll angenommen werden, daß die unter Kap. 2.1. beschriebene Leerlaufkurve des Grundwassers für einzelne Gesteinskomplexe, wie Sandstein und Tonstein, unterschiedlich ist, daß z. B. die Leerlaufkurve des Sandsteins in ihrem unteren Teil ein höheres Niveau einnimmt als die des Tonsteins (Abb. 3). Zu dieser Annahme berechtigten frühere Untersuchungsergebnisse anderer Autoren (MATTHESS & THEWS 1959; LUSZNAT & DEUTLOFF 1961; SIEBERT 1962; MATTHESS 1963; SIEBERT & LIETZ 1966). Dann müßten sich unterschiedliche Leerlaufkurven in Gebieten mit stark unterschiedlicher Petrographie feststellen lassen. Dies wurde im Gelände getestet. Als günstiges Untersuchungsgebiet bot sich dazu das der Topographischen Karte 1: 25 000 Drolshagen an, wo in großen zusammenhängenden Bereichen einerseits Sandstein, andererseits Tonstein ansteht.

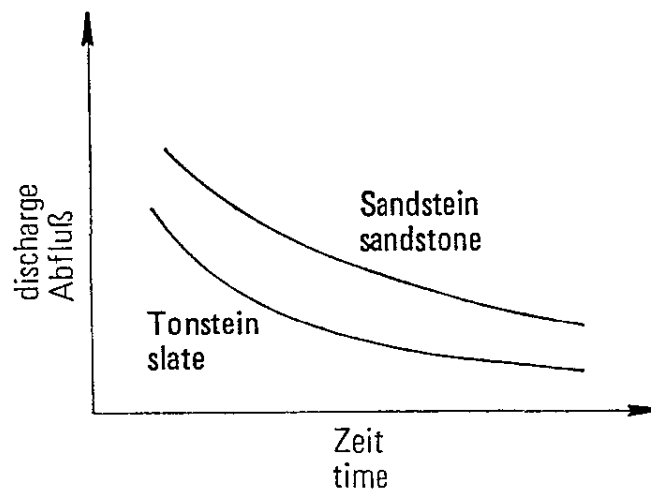


Abb. 3: Angenommene Leerlaufkurven für Sandstein und Tonstein.
Assumed recession curves for sandstone and slate.

Die dort zur Zeit niedrigen Trockenwetterabflusses in einem kurzen Zeitintervall gemessenen Abflüsse der Bäche an möglichst vielen Meßstellen müßten nach unseren vorgenannten Überlegungen deutliche Unterschiede zwischen den Abflußspenden *) aus Sand- bzw. Tonsteinen finden lassen. Die gefundenen Werte werden um die erwartete Lage der Leerlaufkurven streuen, da einmal nicht alle Gebiete einheitlich geologisch aufgebaut sind und zudem einige andere Faktoren (siehe Kap. 3.) die Meßwerte beeinflussen können. Die Abflußspenden werden deshalb durch graphisch gleitende Mittelwertbildung zu Gruppen zusammengefaßt. Die Werte werden im weiteren Gang der Aufbereitung als eine Gesamtheit betrachtet, deren einzelne Gruppen durch geologische Faktoren geprägt wurden.

Die Grenzen dieser Gruppen lassen sich folgendermaßen bestimmen: Die aufbereiteten Werte q (Abflußspende) werden auf einem Zahlenstrahl als Intervalle von $0,2 \text{ l/sec km}^2$ Streuung aufgetragen. Damit ist außer bei den ganz hohen Werten der Meßfehler im Streuungsintervall enthalten.

Durch graphische gleitende Mittelwertbildung (übergreifende Mittelwertbildung) ergeben sich die Grenzen der Gruppen. An den Meßwerten der TK 25 Drolshagen (Tabelle 2 im Anhang) soll das Verfahren erläutert werden. Schon die auf einem Zahlenstrahl aufgetragenen Abflußspenden lassen eine Häufigkeitsverteilung erkennen (siehe Abb. 4).

Die Zählung der Meßwerte in hintereinanderliegenden Intervallen der Länge, die $0,5 \text{ l/sec km}^2$ entspricht, ergibt nach Eintragung der Häufigkeitswerte einen Polygonzug. Dieser verdeutlicht mehr die Häufigkeitsverteilung, als daß er die Grenzen der Gruppen angibt.

*) Nach Ausplanimetrieren der den gemessenen Abflußwerten zugehörigen oberirdischen Niederschlagsgebiete (Projektion auf der Karte) ergibt die Quotientenbildung aus Abfluß (in l/sec) und Niederschlagsgebiet (in km^2) die Abflußspende q (in l/sec km^2).

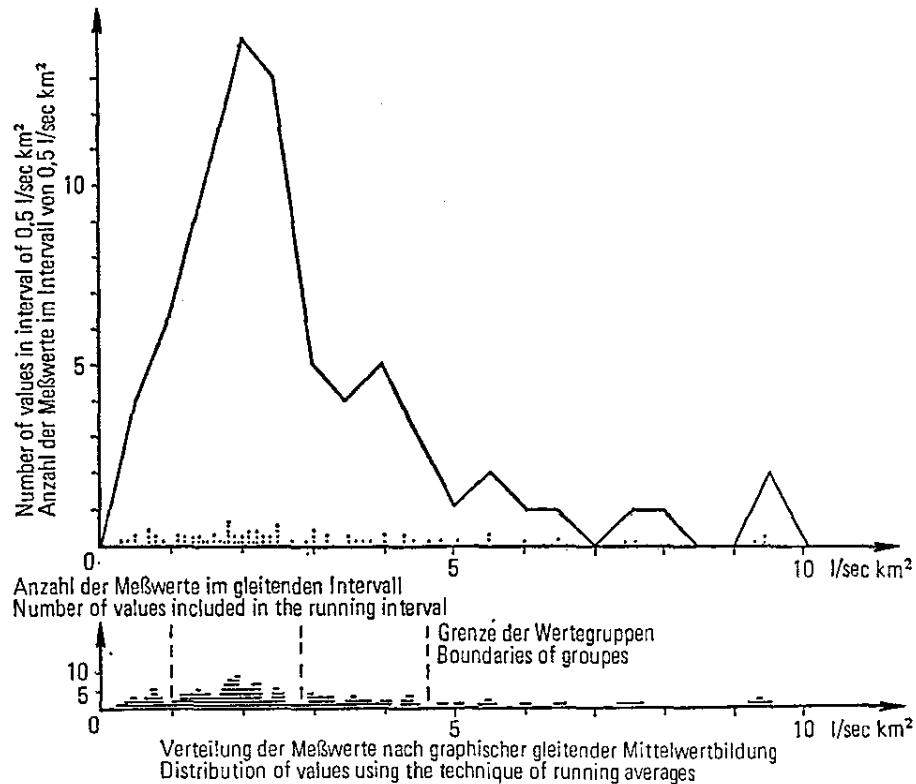


Abb. 4: Statistische Aufbereitung der Abflußspenden auf der TK 25 Nr. 4912 Drolshagen.
Statistical evaluation of low flow rates ($l/sec km^2$) of the topographical map 1 : 25 000
No 4912 Drolshagen.

In dem dicht mit Werten belegten Bereich bis $5 l/sec km^2$ zeigt er zwei Spitzen und einen Wendepunkt (bei $1,0 l/sec km^2$). Die Grenzen lassen sich nicht festlegen. Ein Ergebnis liefert das von HOEPPENER zur Festlegung von Häufigkeitsverteilungsgrenzen angegebene Verfahren der gleitenden Mittelwertbildung. Hierbei wird das oben angegebene Intervall über kleine Einheiten der Skala (hier entsprechend $0,05 l/sec km^2$) verschoben und die in dem Intervall gezählten Meßwerte in der Mitte des Intervalls als Häufigkeitswert aufgetragen. Das Verfahren kann graphisch gelöst werden, indem von jedem Meßpunkt die Hälfte des Intervalls nach beiden Seiten als Strich abgetragen wird. Die Teile der Striche, die sich überdecken würden, werden sozusagen aufeinander gestapelt. Die Anzahl der übereinanderliegenden Striche gibt an den betrachteten Stellen die Anzahl der im gleitenden Intervall gezählten Meßwerte an. Nach der Abbildung werden für TK 25 Drolshagen die Gruppen wie folgt bestimmt:

Tabelle 3: Gruppen von gemessenen Abflußspenden auf der TK 25 Nr. 4912 Drolshagen

Gruppe 1	$0,0 - 1,0 l/sec km^2$
Gruppe 2	$1,1 - 2,8 l/sec km^2$
Gruppe 3	$2,9 - 4,6 l/sec km^2$
Gruppe 4	$> 4,6 l/sec km^2$

Jede Gruppe erhält ein unterschiedliches Symbol, mit dem die einzelnen Meßgebiete in einer Karte entsprechend markiert werden (vgl. Kap 3., Abb. 5).

Erst jetzt kann der Vergleich der neu entstandenen Karte der regionalen Verteilung von Abflußspenden mit der geologischen Karte Aufschluß über jeweilige Übereinstimmungen oder Abweichungen von geologischem Aufbau und Abflußverhalten der Einzugsgebiete geben. Dieser Auswertungsmethode liegt — wie eingangs erwähnt — der Gedanke zugrunde, daß die Meßstellen in hydrogeologisch ähnlichen Gebieten nahezu gleiches Verhalten in der Änderung des Trockenwetterabflusses zeigen und daß den hydrogeologisch unterschiedlichen Gebieten auch unterschiedliche Leerlaufkurven zu eigen sind.

3. Einflüsse auf den Trockenwetterabfluß

Der Trockenwetterabfluß in den Vorflutern kann von vielen Faktoren beeinflußt werden. Die im Einzugsgebiet anstehenden Gesteine, die Art der Vegetation, der Aufbau und die Mächtigkeit der Böden, unterschiedliche Niederschlagsverteilung vor der Trockenperiode oder — beim Vergleich verschiedener Gebiete — unterschiedliche Jahresmittel an Niederschlag, die Morphologie und auch antropogene Auswirkungen verschiedenster Art können aufgeführt werden. Die gestellte Aufgabe, gerade den Einfluß der anstehenden Gesteine auf den Trockenwetterabfluß zu umgrenzen, erscheint deshalb als schwierig, kann aber durch Vergleiche zwischen den geographischen Verteilungen der Abflußmeßwerte, der anstehenden Gesteine, des Bodens und der Vegetation gelöst werden. Es muß nämlich die geographische Verteilung der Abflußspenden der Verteilung der dafür verantwortlichen Faktoren entsprechen. Die Abhängigkeiten sollen zuerst an Hand der im Kap. 2.3. aufbereiteten regionalen Vergleichsmessungen von Drolshagen dargestellt werden.

Bei Drolshagen wurden in der Zeit vom 24.—27. Juli und vom 22.—24. August an 61 Meßstellen (Tab. 2 im Anhang) für 74 Meßgebiete*) Abflußmessungen als Gefäß- und Flügelmessungen durchgeführt. Kontrollmessungen und der Vergleich der Abflüsse an einem Pegel erwiesen, daß in beiden Zeitspannen etwa die gleichen Abflußverhältnisse herrschten. Die mittleren Jahressummen des Niederschlages weisen die Drolshagener Gegend mit maximalen Werten von über 1300 mm als sehr niederschlagsreich aus. In einem Zeitraum von einer Woche vor den Meßzeiten fiel sowohl im Juli als auch im August jeweils nur ein starker, kurzer Regen, der etwa 5—8 mm Niederschlag brachte. Die Ergebnisse der Messungen wurden für den jeweiligen Meßpunkt und die zwischen den Meßpunkten eines Bachsystems liegenden Flächen auf die Abflußspende umgerechnet (vgl. Kap. 2.3.). Durch die graphische Auswertung entstanden vier Wertegruppen (siehe Tab. 3), deren geographische Verteilung in der Abb. 5 für das Gebiet der Topographischen Karte Drolshagen dargestellt ist.

*) 61 Meßstellen und 13 Zwischengebiete; Näheres siehe Tabelle 2.

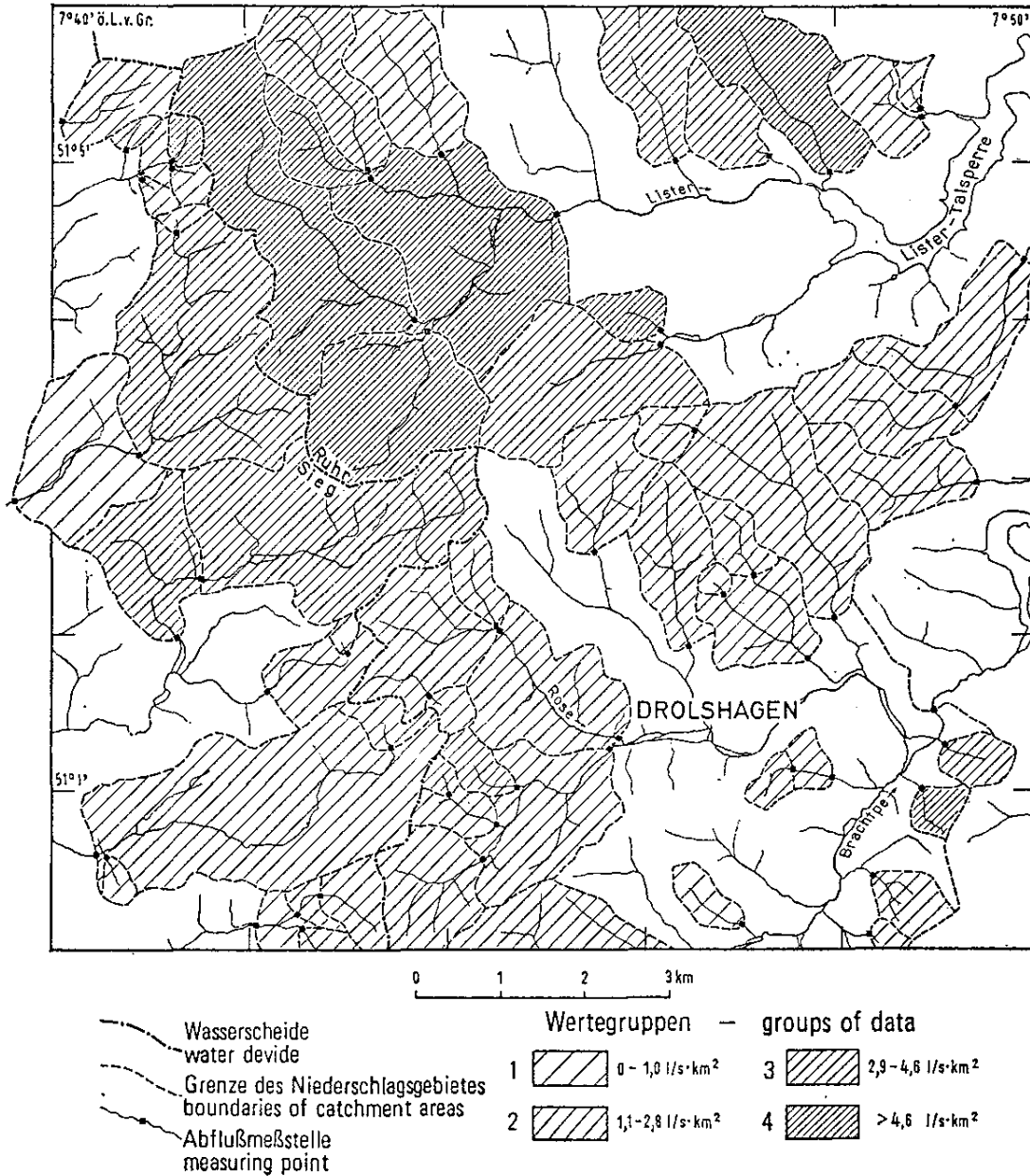


Abb. 5: Regionale Verteilung des Trockenwetterabflusses auf TK 25 Nr. 4912 Drolshagen (Rheinisches Schiefergebirge), 24.—27. 7. und 22.—24. 8. 1967.
Regional distribution of low water flow near Drolshagen (Rheinisches Schiefergebirge) 24—27 July and 22—24 August 1967.

3.1. Geologie

Auf Blatt Drolshagen stehen überwiegend Schichten des Mitteldevons an (Givet- und Eifelstufe, Abb. 6). Die Schichten des Unterdevons (Emsstufe) sind auf einen kleinen Bereich in der SE-Ecke des Blattes beschränkt. Das beherrschende tektonische Element ist die Gummersbacher Mulde (Fortsetzung der Attendorner Mulde), in deren Kern Rensselandia-Sandstein ansteht. Die umlagernden Schichten der Eifelstufe weisen von Nordwesten nach Südosten eine Faziesänderung auf. Die nördliche sandige Ausbildung geht nach Süden (Drolshagener Gewölbe) in eine tonige Fazies über. In der westlichen Hälfte des Blattes verläuft von N nach S die Niederrengser-Störung. Einige andere große Störungen durchziehen die Mitte des Blattes.

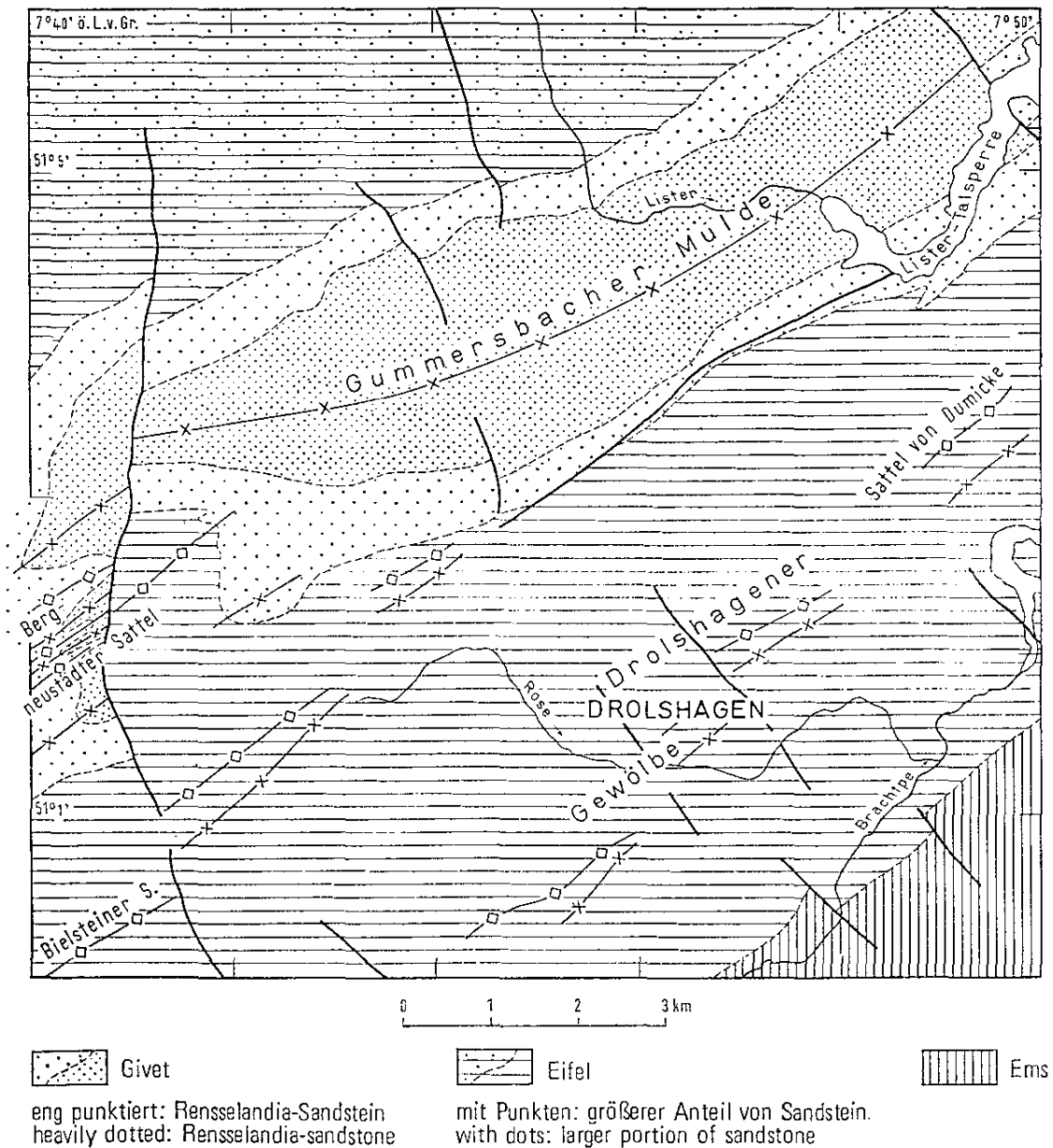


Abb. 6: Geologischer Überblick über TK 25 Nr. 4912 Drolshagen (nach H. GRABERT 1969).
Geological sketch of the Drolshagen area (after H. GRABERT 1969).

An Hand der Abb. 5 läßt sich das Blattgebiet auch auf Grund der Abflußmessungen in einen südöstlichen Teil mit niedrigen Abflußspenden (Tab. 3, Gruppe 2) und einen nordwestlichen Teil mit überwiegend hohen Abflußspenden (Tab. 3, Gruppen 3 und 4) gliedern. Die Grenze zwischen den beiden Bereichen entspricht genau der SE-Grenze der Givetstufe und folgt dem geologischen Generalstreichen WSW — ENE.

Der nördliche Bereich relativ hoher Abflußspenden deckt sich mit der Gummersbacher Mulde, im Kern mit Rensselandia-Sandstein und in ihrem Nordflügel mit Schichten des unteren Givets und einem großen Teil der Eifelstufe. Rensselandia-Sandstein, Unnenberg-Sandstein und Teile des Mühlenberg-Sandsteins (die beiden letzten bauen dort hauptsächlich die Eifelstufe auf) zeigen hier für das Schiefergebirge relativ große Abflußspenden, die bis über 9 l/sec km^2 im Kern der Mulde reichen (Rensselandia-Sandstein).

Tabelle 4: Vergleich zwischen Abflußspenden auf TK 25 Nr. 4912 Drolshagen und den anstehenden Gesteinen

Geologie	Abfluß-Spende q (l/sec km ²)
G I V E T	
Rensselandia-Sandstein	bis 8—9
E I F E L	
Unnenberg-Schichten	} { etwa 5 1,8
Mühlenberg-Schichten	

Im südlichen Blattbereich ergaben sich einheitlich vergleichsweise geringe Abflußspenden. Diese niedrigen Abflußspenden von im Mittel $1,8 \text{ l/sec km}^2$ beschränken sich auf Gebiete mit anstehendem Tonschiefer.

In dem durchgeführten Vergleich zeigt sich eine fast vollständige Übereinstimmung zwischen den anstehenden Gesteinen und der Verteilung der gemessenen Trockenwetterabflußspenden (siehe Tab. 4). Für das unterschiedliche hydrogeologische Verhalten des Unnenberg- und Mühlenberg-Sandsteins (Eifelstufe) nördlich und südlich des Muldenkerns können verschiedene Gründe angeführt werden.

Obwohl die von Ost nach West im Mühlenberg-Sandstein zu beobachtende Zunahme des Kalkgehaltes keine Unterschiede in den Abflußspenden verursachte, muß die sowohl im Mühlenberg- als auch im Unnenberg-Sandstein von Nord nach Süd erfolgende Faziesänderung zur Erklärung der Unterschiede im hydrogeologischen Verhalten herangezogen werden. In beiden Schichtkomplexen nimmt von NW nach SE der Sandgehalt ab, so daß südlich des Muldenkerns die Bezeichnung „Sandsteine“ eigentlich nicht mehr angebracht erscheint. Der Begriff kann hier nicht mehr petrographisch, sondern nur noch stratigraphisch aufgefaßt werden.

Die Mächtigkeit der Stufe des Mühlenberg-Sandsteins nimmt von NW, wo er fast ausschließlich aus Sandsteinen besteht, nach SE zu, indem sich Schieferlagen einschalten, die dann eine Gliederung in 6 Schichtkomplexe ermöglichen. Entsprechend dem Auftreten des reinen Sandsteines dürfte im Norden der Klüftungsgrad und der für die Grundwasserführung wirksame Klufthohlraum größer sein als im Süden.

In der Abb. 7 zeigt der aus der Literatur (BREDDIN & RICHTER 1922) entnommene „Idealschnitt“ durch die Ablagerung der Eifel- und Koblenz-Zeit (Ems) zu Beginn des oberen Mitteldevons das Schema der Faziesänderung (Unnenberg- und Rensselandia-Sandstein fehlen in der Abb. 7, da sie jünger sind. Der Unnenberg-Sandstein zeigt eine ähnliche Faziesentwicklung von NW nach SE wie der Mühlenberg-Sandstein). Der Fazies der feinkörnigen Kalk- und Quarzit-Sandsteine (siehe Abb. 7: A) entspricht der höherer Abfluß, der tonigen Fazies (in der Abb. 7: B) der geringere Abfluß.

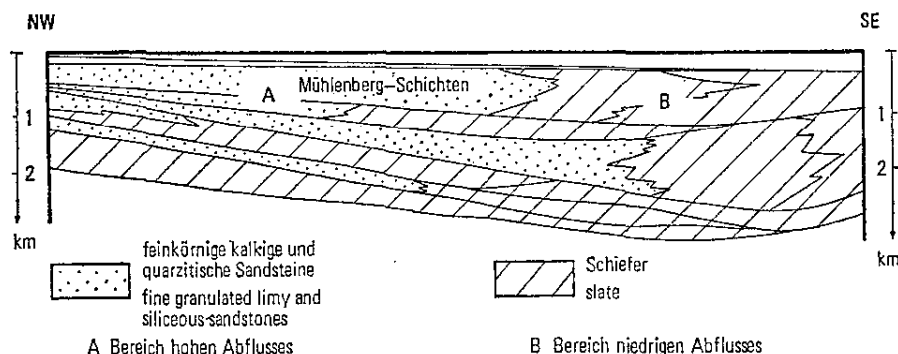


Abb. 7: Idealschnitt durch die Ablagerungen der Eifel- und Ems-Zeit zu Beginn des oberen Mitteldevons (vereinfacht nach BREDDIN aus BREDDIN & RICHTER 1922).
Idealised crossing the sediments of the Eifel- and Ems-stage at the beginning of the upper-middle Devonian (simplified after BREDDIN and RICHTER 1922).

In diesem Abschnitt zeigte sich eine gute Übereinstimmung zwischen den anstehenden Gesteinen und der Verteilung der niedrigen Trockenwetterabflußspenden. Diese Übereinstimmung — das kann schon an dieser Stelle gesagt werden — läßt sich zu keinem anderen der Faktoren finden, die den Trockenwetterabfluß noch beeinflussen können.

3.2. Vegetation

Für die geologischen Erläuterungen von Blatt Drolshagen wurde von H. DAHM-ARENS sowohl eine Bodenübersichts- als auch eine Bodennutzungskarte erarbeitet. In ihnen wird einmal die Verteilung der Bodentypen und Mächtigkeiten, zum anderen die Verteilung von Wald, Ackerland, Grünland und bebauten Flächen für die TK Drolshagen ausgewiesen. Vereinfachte Darstellungen sind davon veröffentlicht worden (DAHM-ARENS in GRABERT 1969, Taf. 3 und 4). Die 74 Meßgebiete auf TK Drolshagen wurden je nach Vegetationsart, Bodentyp und Bodenmächtigkeit in über 2000 Flächen aufgeteilt.

Für die verschiedenen Vegetationsarten ließ sich nach entsprechendem Planimetrieren der Flächen der prozentuale Anteil an den einzelnen Meßgebieten festlegen. Im Vergleich dieser Werte mit den Abflußspenden der Meßgebiete kann man eine Art graphische „Trenduntersuchung“ durchführen. Für den Waldanteil der 42 Meßgebiete, deren Fläche vollständig auf der TK Drolshagen liegt, ist das in der Abb. 8 dargestellt.

Auf der Abszisse sind diese Meßgebiete nach steigendem Waldanteil (in %) von links nach rechts aufgetragen. Entsprechend der unterbrochenen Linie steigt der Wald-

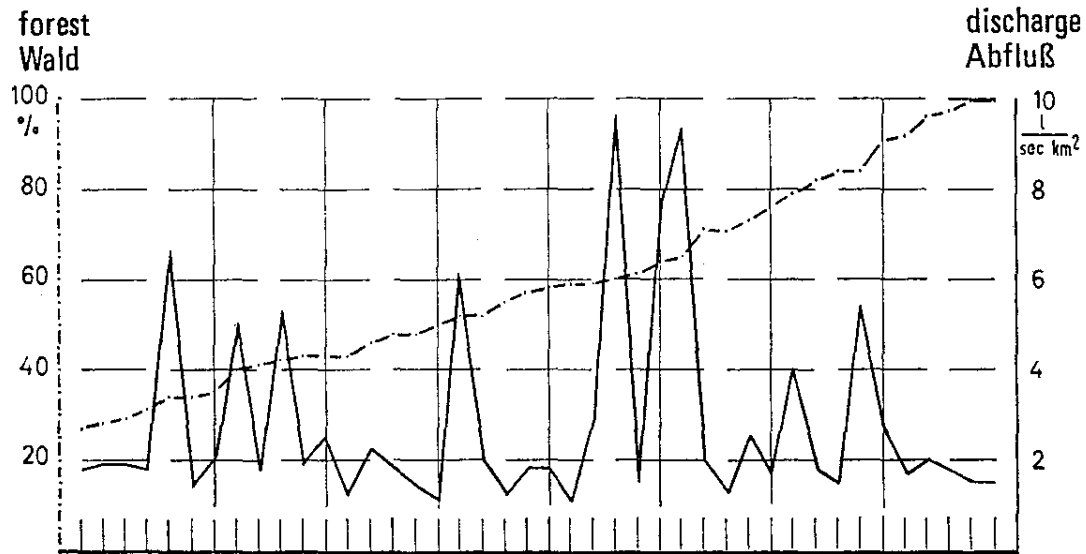


Abb. 8: Vergleich zwischen den Abflußspenden bei niedrigem Trockenwetterabfluß (in $l/sec\ km^2$, durchgezogene Linie) und dem Waldanteil der Meßgebiete (in % der Fläche, unterbrochene Linie) für TK 25 Drolshagen (ihrem steigenden Waldanteil entsprechend sind die 42 Meßgebiete — senkrechte Striche — auf der Abszisse von links nach rechts angeordnet).

Comparison of low flow in $l/sec\ km^2$ (continuous line) and the percentage of forest (broken line) of the measurement areas in the Drolshagen region (The 42 measurement areas — represented by the perpendicular lines — are arranged from right to left on the abscissa according to the rising portion of forest).

anteil von 27 % (linkes Meßgebiet in der Abb. 8) auf 100 % in den beiden rechten Meßgebieten. Die zugehörigen Abflußspenden (durchgezogene Linie) stimmen mit dieser Tendenz nicht überein. Ähnliche negative Ergebnisse zeigt der Vergleich von Ackerland und Grünland mit den Abflußspenden. Dies war auch nicht zu erwarten, da der Wald als größter Wasserverbraucher gelten kann. Ein zusammenfassender Vergleich zeigte ebenfalls keine gleichgerichteten oder gegenläufigen Tendenzen zwischen Flächenanteilen der Vegetation und Abflußspenden.

Es besteht also offensichtlich keine Beziehung zwischen der gemessenen regionalen Verteilung des niedrigen Trockenwetterabflusses und der Verteilung der Vegetation. Das berechtigt die Schlußfolgerung, daß die gemessenen regionalen Unterschiede des niedrigen Trockenwetterabflusses auf Blatt Drolshagen nicht durch die Vegetation verursacht wurden. Es läßt sich kein stichhaltiger Grund anführen, warum dieses Ergebnis im Rheinischen Schiefergebirge nur auf das Blattgebiet Drolshagen beschränkt sein soll. Vielmehr wird es in allen ähnlichen Einzugsgebieten auftreten, in denen das Grundwasser — außer in den Talauen — nicht in größerer Menge von den Pflanzen verdunstet werden kann, da der Grundwasserspiegel zu tief liegt. Demnach besteht im Rheinischen Schiefergebirge also keine deutlich erkennbare Beziehung zwischen der Menge des niedrigen Trockenwetterabflusses der Einzugsgebiete und ihrer Vegetation.

Diese Erkenntnis scheint vielen Forschungsergebnissen zu widersprechen, die deutliche Abhängigkeiten zwischen dem Gesamtabfluß und der Vegetation eines Einzugsgebietes annehmen. Hier ist es wichtig darauf hinzuweisen, daß ein großer Teil dieser Untersuchungen ihre Schlußfolgerungen über eine summarische Betrachtung der Wasserhaushaltsgleichung zieht, in der der gesamte oberirdische Abfluß nur als ein Summand erscheint, ohne daß die wechselnden Abfluß-

anteile des Grundwassers berücksichtigt werden (Näheres zur Wasserhaushaltsgleichung siehe unter Kap. 6.). Es leuchtet auch direkt ein, daß sich Unterschiede im Wasserverbrauch von Pflanzen in einer Wasserbilanz widerspiegeln müßten. Das gilt aber sicherlich nur dann, wenn den Pflanzen fortwährend genügend Wasser zur vollen Transpiration zur Verfügung steht, damit sich das unterschiedliche Transpirationsvermögen auswirken kann. Bei Wassermangel müßte eine stark wasserbrauchende Pflanze ihre Transpiration eher einschränken als eine wenig wasserbrauchende, so daß per Saldo bei beiden der gleiche Wasserverbrauch in gleicher Zeit entstehen könnte. Die Voraussetzung, daß fortwährend genügend Wasser zur Verfügung steht, dürfte aber nur für den kleinsten Teil der Einzugsgebiete zutreffen, nämlich hauptsächlich für die Talböden. Diese sind in den untersuchten Einzugsgebieten nach den Ausführungen in Kap. 3.5. für die Grundwasser-Neubildung aber nur von untergeordneter Bedeutung.

Viele weitere Arbeiten suchen durch statistisch-mathematische Vergleiche von Reihen jährlicher Gesamtabflüsse den Einfluß der Vegetation in verschieden bewachsenen Einzugsgebieten zu bestimmen, indem in ihnen gezielte Veränderungen in der Vegetationsbedeckung durchgeführt werden. Gleichzeitig auftretende Änderungen im Abflußverhalten werden dann auf die Veränderungen der Vegetationsdecke zurückgeführt. Die komplexen physikalischen Vorgänge in den Einzugsgebieten müssen dabei oft außer acht gelassen werden (Näheres siehe Kap. 5.1.2.2.). Einflüsse der Vegetation auf die Grundwasser-Neubildung werden sich so nicht feststellen lassen, wenn nur der Gesamtabfluß ohne Auftrennung in seine einzelnen Anteile betrachtet wird.

Wie schwierig es zudem sein kann, aus solchen statistischen Untersuchungen Aussagen über den Einfluß der Vegetation auf den Gesamtabfluß herzuleiten, zeigt unter anderen eine Veröffentlichung von LIEBSCHER (1970). LIEBSCHER (1970, S. 167) faßte die 20jährigen Abflußmeßergebnisse für vier der bekannten vegetationskundlichen Untersuchungsergebnisse im Harz durch gleitende Mittelwertbildung zu jährlichen Durchschnittswerten zusammen. Für zwei der vier Meßgebiete findet er Unterschiede im Abflußverhalten, die auf Veränderungen in den Vegetationsdecken zurückgeführt werden. Aus den anschließenden Ausführungen (S. 167) ergibt sich, daß die zugehörigen Niederschlagsmessungen nicht genau sind und sich über die Zeit in den beiden Gebieten unterschiedlich verändern. Da zur Niederschlagsmessung die Hellmann'schen Regenmesser benutzt wurden (aus RUDOLPH 1968 ersichtlich), wird der Meßfehler nach den Erfahrungen aus der Literatur (RODDA 1968; COLENBRANDER & STOL 1970) sicherlich 10% übersteigen (Näheres zur Meßgenauigkeit von Regenmessern siehe Kap. 4.2.2.).

Einen gewissen Fehler kann man auch für die Abflußmessungen der einzelnen Meßstellen annehmen, die deswegen nur bedingt untereinander vergleichbar wären, da

die von LIEBSCHER (1970) in der Abbildung 2 gezeigte Meßanordnung für das Thompson-Meßwehr nicht den Meßbedingungen entspricht, so daß bei hohen Abflüssen die Beziehung zwischen Abflußmenge und Wasserstand vor dem Wehr stark streuen wird. (Die Wasserbreite oberhalb des Meßwehres sollte mindestens sechsmal größer sein als die höchste Meßhöhe; z. B. BLOK & COLENBRANDER 1970, S. 113, Abb. 6.4.)

auf Grund des starken Gefälles innerhalb der Meßstelle (nach LIEBSCHER 1970, Abb. 2: etwa 2—3 m) die starken Potentialdifferenzen (Näheres siehe Kap. 3.5.2.) Unterläufigkeiten der Meßstellen geradezu herausfordern müssen

während der Meßzeiten z. T. wesentliche Umbauten an den Meßwehren vorgenommen werden mußten, weil — wie FRANZEN (1968, S. 98) z. B. für die Meßstelle Steile Bramke schreibt — „die Anlage für die Messungen nicht mehr die erforderlichen Voraussetzungen erfüllte“.

Es dürfte so sein, daß bei der diskutierten Untersuchung die mathematische Aussagegenauigkeit die Meßgenauigkeit übertrifft. In einem solchen Falle lassen sich keine Schlüsse über den Einfluß der Vegetation auf den Abfluß ziehen.

Entsprechend dazu schreibt LIEBSCHER (1970, S. 166): „Even the Lange Bramke area which was completely cleared of timber in 1948 has, contrary to expectations, a lower runoff than the adjoining wooded Wintertal area“. Zu anderen wichtigen Faktoren, die das Abflußverhalten beeinflussen können, wird angeführt: „Between the four basins there are considerable differences

in runoff, which are due mainly to the fact that subterranean water divides (kein Zitat: Wasserscheiden) do not coincide with surface divides" (LIEBSCHER 1970, S. 166). In einer früheren Veröffentlichung (LIEBSCHER 1968, S. 165) wird betont, daß sich der Trockenwetterabfluß von verschiedenen Einzugsgebieten in Abhängigkeit von der Geologie wesentlich unterscheiden kann.

Wie sich bei diesen Untersuchungen ergeben hat, ist es ein irriger Schluß, einen direkten Zusammenhang zwischen Grundwasser-Neubildung und unterschiedlichem Wasserverbrauch von Pflanzen in der Form anzunehmen, daß die Differenz unterschiedlicher potentieller Evapotranspiration verschiedener Vegetationsarten sich direkt in der Grundwasser-Neubildung widerspiegelt. Die Vegetation ist in einem Gebirge wie dem Rheinischen Schiefergebirge nicht entscheidend für die Menge des neugebildeten Grundwassers. Sie bestimmt lediglich, wann Grundwasser neugebildet wird. Während der Vegetationsperiode liegen die Vegetation und der Boden, die in dieser Hinsicht zusammenwirken, wie eine schützende Hülle über dem Festgestein. Es können nur in Ausnahmefällen größere Mengen Niederschlagswasser zum Grundwasser gelangen. Die wirksame Grundwasser-Neubildung findet dagegen im Winter statt, in dem die Vegetation keinen entscheidenden Einfluß nehmen kann. Als Regulativ für Unterschiede in der Grundwasser-Neubildung tritt dann besonders die unterschiedliche Aufnahmefähigkeit des tieferen Untergrundes — also des Festgesteins — auf. Bei der Grundwasser-Neubildung spielen die in Kap. 1. aufgeführten unterschiedlichen Bewegungsbahnen für das Wasser im Boden eine große Rolle. In Abb. 9 soll der Vorgang erläutert werden.

Modell A

Im Sommer besteht durch die starke Transpiration der Pflanzen in den Mikro- und Grobporen fast immer ein großes Feuchtedefizit, d. h. eine starke Saugspannung. Das bei einem Regen in den Makroporen (KOPP 1965) versickernde Wasser wird von dem Feinporensystem ihrer Wände resorbiert (siehe Kap. 1.3.). Nach einem normalen Niederschlag ist bei durchlässigem Boden das abflußfähige Bodenwasser schon nach kurzer Frist abgelaufen.

Erst nach dem Saugspannungsausgleich und dem Erreichen der Feldkapazität — dazu sind nach eigenen Abflußbeobachtungen in Übereinstimmung mit H. M. KELLER *) längere Niederschlagsperioden nötig — können auch während der Vegetationsperiode größere Mengen von Niederschlagswasser ins Grundwasser gelangen. Dann würde das Modell B gelten, das bevorzugt im Herbst und Winter seine Gültigkeit hat.

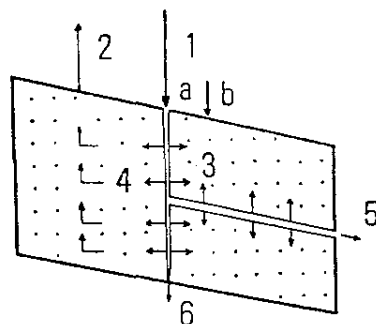
Modell B

Im Herbst und Winter ist die Evapotranspiration drastisch reduziert. Nach dem herbstlichen Ausgleich des Saugspannungsdefizits und dem Auffüllen der Bodenfeuchte bis zur Feldkapazität gelangt die größte Menge des Niederschlags im späteren Herbst und im Winter durch den Boden (interflow, subsurface flow) und durch das Grundwasser (groundwater flow) in die Vorfluter.

Nur winterlicher Bodenfrost kann die Versickerung behindern und erhöht dadurch den Oberflächenabfluß. Der Grundwasserstand steigt, da mehr Grundwasser neugebildet wird als abfließt. Mit dem Steigen des Grundwasserstandes steigt das Potentialgefälle, so daß ein höherer Grundwasserabfluß stattfindet. Auch in den Verwitterungsböden fließt den Vorflutern mehr Wasser zu als im Sommer, wenn die Evapotranspiration dies behindern.

*) Mündliche Mitteilung von H. M. KELLER, Eidgenössische Versuchsanstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf (Schweiz).

A Sommerliche Vegetationsperiode
Summer vegetation period



B außerhalb der Vegetationsperiode
Rest of the year

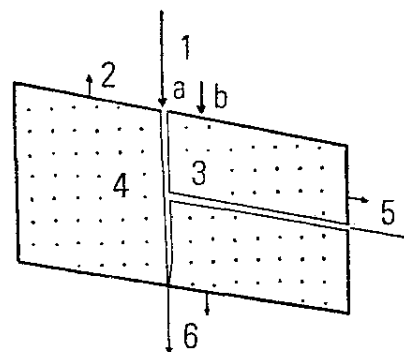


Abb. 9: Modell zum Einfluß der Vegetation auf die Grundwasser-Neubildung.
Modell showing the influence of vegetation on the recharge of groundwater.

Zeichenerklärung:

- 1 Versickerung in
 - a) Makroporen
 - b) Grob- und Mikroporen
- 2 Starke Evapotranspiration
- 3 Ausgleich des Feuchtedefizits in den Mikroporen
- 4 Aufstieg, verursacht durch Evapotranspiration
- 5 Zufluß zum Vorfluter (Bodenabfluß)
- 6 Geringe Versickerung in das Festgestein nach Ausgleich des Feuchtedefizits

Legend:

- 1 Infiltration into
 - a) macro-pores and openings
 - b) micro- and coarser pores
- 2 High evapotranspiration
- 3 Compensation of moisture deficiency in micro-pores
- 4 Rise of water caused by evapotranspiration
- 5 Water flow to channel (subsurface flow)
- 6 Small amount of infiltration into bedrock after compensation of moisture deficiency

- 1 Versickerung in
 - a) Makroporen
 - b) Grob- und Mikroporen
- 2 Geringe Evapotranspiration
- 3 Mikroporen haben kein oder ein sehr geringes Feuchtedefizit
- 4 kein wesentlicher Aufstieg auf Grund von Evapotranspiration
- 5 Zufluß zum Vorfluter (Bodenabfluß)
- 6 Starke Versickerung in das Festgestein nach Ausgleich des Feuchtedefizits

- 1 Infiltration into
 - a) macro-pores and openings
 - b) micro- and coarser pores
- 2 Low evapotranspiration
- 3 No or only small moisture deficiency
- 4 No important rise of water caused by evapotranspiration
- 5 Water flow to channel (subsurface flow)
- 6 Large amount of infiltration into bedrock after compensation of moisture deficiency

Die beschriebenen Unterschiede der Wasserbewegung im Sommer und im Winter zeigen sich in den entsprechenden Rückgangskurven des Abflusses kleiner Einzugsgebiete. Der Vergleich von Rückgangskurven für Winter und Sommer nach gleichartigem Regen macht das in der Abb. 10 deutlich. Nachdem im Sommer das Bodenwasser bald abgeflossen ist, soweit es nicht von den Feinporen resorbiert wurde, wird der weitere Abflußrückgang vom Grundwasser bestimmt, das dem niedrigen Grundwasserstand entsprechend in geringer Menge ausfließt (Abb. 10, A). Im Winter fließt dem Vorfluter

durch den Boden langanhaltend Wasser zu, da in den Poren kein Feuchtedefizit herrscht. Zu diesem Abflußanteil addiert sich entsprechend dem hohen Grundwasserstand ein hoher Grundwasserabfluß, und es entsteht der winterliche Typ des Abflußrückganges (Abb. 10, B).

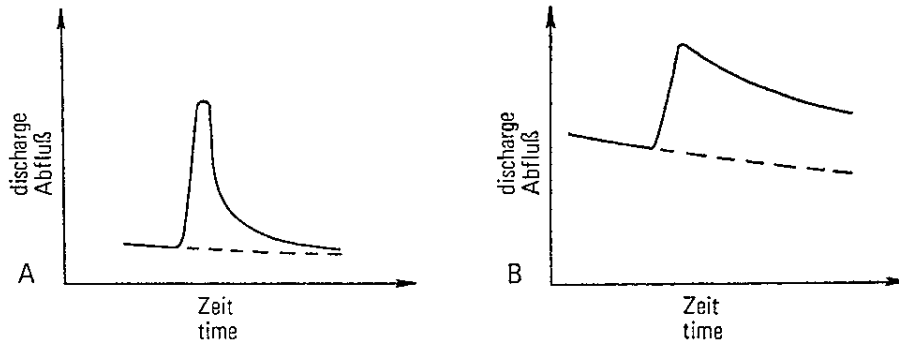


Abb. 10: Typische Abflußkurven (schematisiert) bei gleichartigen Niederschlägen während (A) und außerhalb (B) der Vegetationsperiode.

Typical hydrographs (schematic) for the same precipitation (A) during the vegetation period, (B) during the rest of the year.

Die Unterschiede in den Versickerungsvorgängen und ihre Rückwirkungen auf den Abfluß sommerlicher und winterlicher Niederschläge sind in der Abb. 11 noch einmal in Anlehnung an eine Darstellungsmethode von DAVIES & DE WIEST (1967, S. 26) stark schematisiert in den Grundzügen aufgezeigt. Hier soll lediglich noch einmal auf die verschiedenen Anteile von Boden- und Grundwasserabfluß in Sommer und Winter und auf die unterschiedliche Rolle der Bodenfeuchte hingewiesen werden.

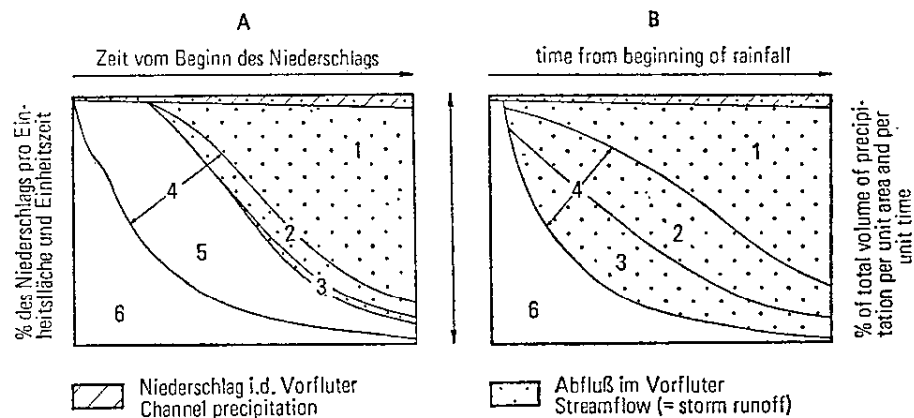


Abb. 11: Schematische Aufteilung des Niederschlags während (A) und außerhalb (B) der Vegetationsperiode.

Schematic decomposition of a storm (A) during the vegetation period, (B) during the rest of the year.

- 1 Oberflächenabfluß
- 2 Bodenabfluß
- 3 Grundwasserabfluß
- 4 Versickerung
- 5 Bodenfeuchte
- 6 Oberflächen-Retention

- 1 overland flow
- 2 subsurface flow
- 3 groundwater flow
- 4 infiltration
- 5 soil moisture
- 6 surface retention

In Abb. 12 sind der jahreszeitliche Gang der Niederschläge und die jahreszeitliche Entwicklung der potentiellen Evapotranspiration mit den jahreszeitlichen Veränderungen des Abflusses skizzenhaft verglichen. In vielen Teilen des Rheinischen Schiefergebirges überwiegt der sommerliche den winterlichen Niederschlag, ohne daß sich deswegen das Schema des Abflußrückganges ändert. Die Entwicklung der im Frühjahr stark ansteigenden potentiellen Evapotranspiration verursacht die in der Abb. 9 dargestellte Umstellung von winterlicher zu sommerlicher Wasserbewegung im Boden. Nach einer Übergangszeit im Frühjahr, deren Abfluß noch durch den Boden mitgeprägt wird, werden die generellen Züge des Abflußrückganges während der Vegetationsperiode von dem Leerlauf der Festgesteine geprägt. Jetzt zeigt sich das unterschiedliche Leerlaufverhalten der Gesteine. Nur in größeren Niederschlagsperioden (a in der Abb. 12) versickern größere Niederschlagsmengen zum Grundwasser und bewegen sich eventuell auch lateral im Boden. Mit Rückgang der potentiellen Evapotranspiration im Herbst füllt sich der Boden bei Niederschlag mit Wasser. Nach Erreichen der Feldkapazität können weitere Niederschläge Grundwasser neubilden. Dem Vorfluter fließen im Winter aus dem Festgestein und aus dem Boden anhaltend Wasser zu. Der flache winterliche Abflußrückgang scheint vor allem durch das Bodenwasser bedingt zu sein.

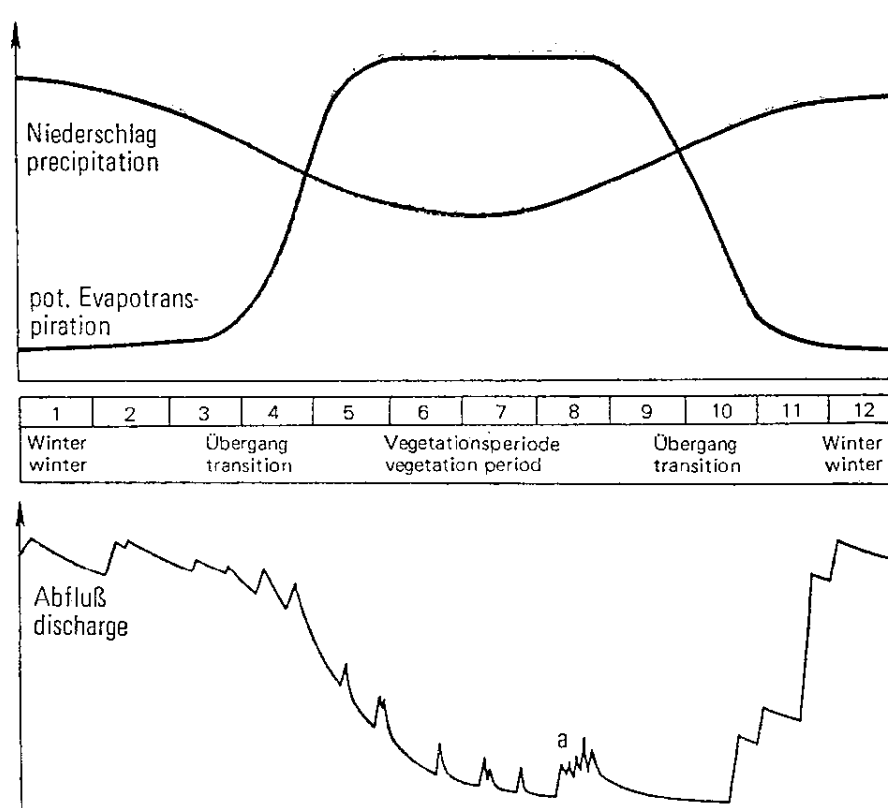


Abb. 12: Jahreszeitliche Entwicklung des Niederschlages, der potentiellen Evapotranspiration und des Abflusses in kleinen Einzugsgebieten des Rheinischen Schiefergebirges (Schematische Darstellung).

Changing of precipitation, potential evapotranspiration and runoff during the year in small catchment areas of the Rheinisches Schiefergebirge (schematic drawing).

In diesem Abschnitt zeigte es sich, welchen jahreszeitlichen Einfluß die Vegetation auf den Abfluß ausübt. Im Zusammenwirken mit dem Boden verhindert sie durch die Transpiration normalerweise, daß dem Grundwasser während der Vegetationsperiode größere Niederschlagsmengen zusickern. Deswegen sinkt der Grundwasserspiegel in den anstehenden Festgesteinen. Der Abfluß in den Bächen geht allgemein zurück und wird nach Kap. 3.1. durch die hydrogeologischen Eigenschaften der Gesteine bestimmt.

Außer im jahreszeitlichen Wechsel beeinflusst die Vegetation den Abfluß aber auch noch im täglichen Wechsel. Das wird in Kap. 5.3.1. untersucht.

3.3. Boden

In den Abschnitten 3.1. und 3.2. wurden die regionalen Verteilungen von niedrigen Trockenwetterabflußspenden, der anstehenden Gesteine und der Vegetation auf Übereinstimmung geprüft. An dieser Stelle sollen die Verteilungen von Abflußspenden und Böden miteinander verglichen werden. Das ist an Hand der von H. DAHM-ARENS bearbeiteten Bodenübersichtskarte (DAHM-ARENS in GRABERT 1969, Taf. 3) möglich.

Auf Blatt Drolshagen sind die Böden überwiegend aus Braunerden gleichartiger Zusammensetzung aufgebaut, so daß die anderen Bodentypen für den Vergleich vernachlässigt werden können. Die Unterschiede in der Bodenausbildung der verschiedenen Einzugsgebiete bestehen hauptsächlich in der unterschiedlichen Mächtigkeit der auflagernden Braunerden. Über den Sandsteinen scheint die Mächtigkeit dieser Böden im ganzen gesehen etwas größer zu sein. DAHM-ARENS unterschied folgende Entwicklungstiefen der Braunerden (nomenklatorisches Zeichen des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen: B 3):

Tabelle 5: Mächtigkeit der Braunerden (B 3) auf TK 25 Drolshagen (nach DAHM-ARENS)

B 3 ₁ geringe Entwicklungstiefe	0 — 30 cm
B 3 ₂ mittlere bis große Entwicklungstiefe	30 — 60 cm
B 3 ₃ große Entwicklungstiefe	60 — 100 cm

Durch Planimetrieren ließ sich der prozentuale Flächenanteil der verschieden mächtigen Braunerden in den Meßgebieten festlegen, die vollständig auf Blatt Drolshagen liegen. Die Meßgebiete wurden nun in zwei Gruppen zusammengefaßt. Eine der Gruppen (in der Abb. 13: geschlossene Dreiecke) besteht aus den Sandsteingebieten mit hoher Abflußspende (in Abb. 5: Gruppe 4), die andere Gruppe (in Abb. 13: offene Kreise) aus den Tonsteingebieten mit den niedrigeren Abflüssen (in Abb. 5: Gruppe 2).

Die Verteilung der Dreiecke und Kreise zeigt, daß die Entwicklungstiefen der Böden über Sandsteinen (Dreiecke) und Tonsteinen (Kreise) weitgehend gleich sind. Nur zwei Sandsteingebiete weisen mit etwa 70 % B 3₃ einen großen Anteil an Braunerden großer Entwicklungstiefe auf. Das sind aber zugleich Gebiete mit relativ niedrigen Abflußspenden in der Gruppe 4 (Abb. 5). Das Sandsteingebiet ohne jeden Anteil an den mächtigen Braunerden B 3₃ (linkes Dreieck in der Abb. 13) hat dagegen die höchsten Abflußspenden in dieser Gruppe.

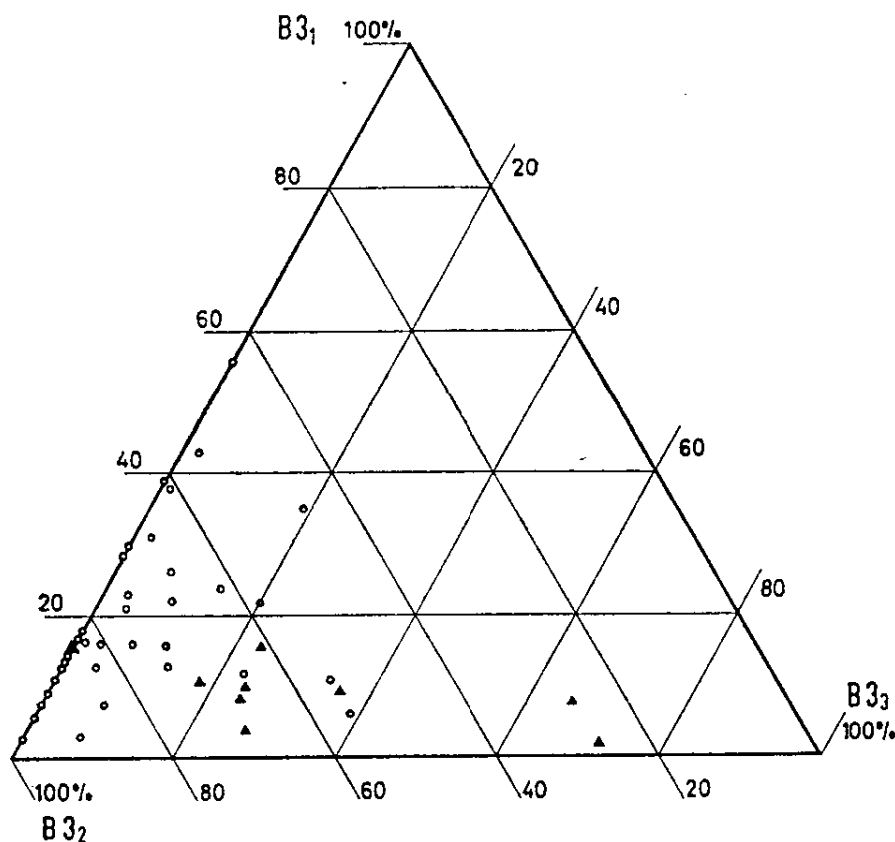


Abb. 13: Prozentualer Flächenanteil der Braunerden geringer ($B 3_1$), mittlerer bis großer ($B 3_2$) und großer ($B 3_3$) Entwicklungstiefe an den Meßgebieten auf TK 25 Drolshagen.
 Percentage of areas covered by brown earth (B 3) in the Drolshagen region
 $B 3_1$ — small solum, $B 3_2$ — middle to large solum, $B 3_3$ — large solum.

Damit wird deutlich, daß die unterschiedlichen Abflußspenden in den beiden Wertegruppen (Abb. 5, Gruppe 4: Sandsteingebiete, Gruppe 2: Tonsteingebiete) nicht von unterschiedlichen Bodenmächtigkeiten abhängen. Da die Gebiete sonst gleichartige Böden tragen, ist die unterschiedliche Höhe des niedrigen Trockenwetterabflusses also nicht von den Böden abhängig. Wie in Kap. 3.2. dargestellt, bilden Boden und Vegetation aber zusammen ein System, durch das bei bestimmten Bedingungen Niederschlag dem Grundwasser zufließt und bei anderen Bedingungen dieser Vorgang erschwert oder verhindert wird.

3.4. Unterschiedliche Niederschlagsverteilung

Die unterschiedliche Niederschlagsverteilung hat zwar vorherrschenden Einfluß auf die Gesamtsumme des Abflusses von Niederschlagsgebieten; es hat sich aber herausgestellt, daß der niedrige Trockenwetterabfluß der kleinen Einzugsgebiete des Rheinischen Schiefergebirges entscheidend von dem unterschiedlichen Kluftraumgehalt der Festgesteine bestimmt wird. So werden auf Blatt Drolshagen die extremen Differenzen im Niedrigwasserabfluß bei etwa gleichem Niederschlag im 30jährigen Jahresmittel und vor

den Meßzeiten erklärlich. Dadurch kann auch gedeutet werden, warum die Drolshagener Tonsteingebiete mit jährlichen Niederschlagsmitteln von an die 1300 mm (Werte aus DEUTSCHER WETTERDIENST 1955) etwa den gleichen Trockenwetterabfluß zeigen, wie Tonsteingebiete mit nur etwa 700 mm jährlichem Niederschlagsmittel (TK 25 Nr. 5210 Eitorf, siehe Kap. 6.2.2.). Wie in Kap. 3.2. dargestellt, ist der Niederschlag außerhalb der Vegetationsperiode entscheidend für die Grundwasser-Neubildung. Überschreitet dieser einen gewissen Schwellenwert, so kann sich in den Festgesteinen in Abhängigkeit vom Klufthohlraum die entsprechende Menge Grundwasser ansammeln.

3.5. Morphologie

3.5.1. Hangneigung und Versickerung

Der Einfluß der Morphologie, speziell der Hangneigung, erscheint auf den ersten Blick völlig eindeutig. Je größer die Hangneigung, desto mehr Wasser müßte bei Niederschlag doch eigentlich um so schneller an der Oberfläche abfließen. Damit müßte die Hangneigung einen direkten Einfluß auf die Grundwasser-Neubildung haben. Je steiler der Hang, desto mehr Wasser fließt an der Oberfläche schnell ab. Für eine Grundwasser-Neubildung bleibt sozusagen keine Zeit.

Diese Vorstellung, die weit verbreitet ist, trifft nicht zu. Da die Grundwasser-Neubildung in der vegetationslosen Zeit bei hohem Bodenfeuchtegehalt stattfindet, treten kaum Eintrittswiderstände für das Grundwasser auf. Als Regulativ zur tieferen Versickerung ins Grundwasser tritt für das im Boden im allgemeinen nicht zu schnell lateral bewegliche Wasser der Klufthohlraum und nicht die Hangneigung auf. Da aus den höheren Hangbereichen Wasser lateral zufließt, würde zudem die höhere Fließgeschwindigkeit im steilen Hangbereich durch ein Mehrangebot an Wasser ausgeglichen. Es ergibt sich, daß die Hangneigung nur in extremen Fällen einen deutlichen Einfluß auf die Versickerung hat.

3.5.2. Regionale Grundwasserfließsysteme nach HUBBERT und ТОТН

Am verständlichsten kann die Einwirkung der Morphologie auf den Abfluß, d. h. auf das Fließsystem des Grundwassers, durch die Theorie von HUBBERT (1940) und deren Weiterentwicklungen erklärt werden. Hat versickerndes Wasser den Grundwasserspiegel erreicht, so nimmt es an dem hydraulischen Ausgleich des Grundwassers teil. HUBBERT (1940) hat dazu eine mathematisch-physikalisch begründete Modellvorstellung entwickelt, die auch für das Verständnis der Fließvorgänge im Festgestein des Rheinischen Schiefergebirges entscheidend sein kann. Die Abb. 14 zeigt das Schema von Equipotential- und darauf senkrecht stehenden Strömungslinien in einem homogenen und isotropen, also richtungsunabhängig permeablen, durchströmten Medium zwischen zwei effluenten Flüssen.

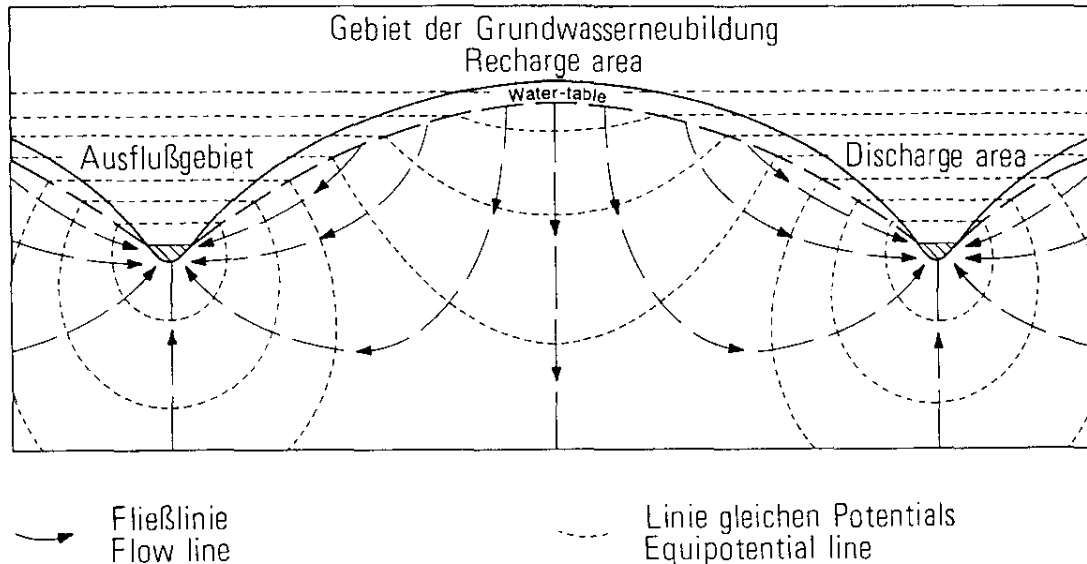


Abb. 14: Ungefäher Verlauf von Equipotential- und Strömungslinien in einem gleichmäßig permeablen Grundwasserleiter zwischen zwei effluenten Flüssen (nach HUBBERT 1940, S. 930).

Approximate flow pattern in uniformly permeable material between two effluent rivers (after HUBBERT 1940, p. 930).

Das Wasser kann nicht gegen das Potential- aber gegen das Druckgefälle strömen. Die Lage der Gebiete, in denen sich Grundwasser neubildet (recharge area) und in denen es ausfließt (discharge area), ist gut zu erkennen.

Während eines Niederschlags bildet sich auch in der discharge area Grundwasser neu, indem der Grundwasserspiegel insgesamt ansteigt. Dieses Grundwasser wird dem Strömungsbild entsprechend sofort wieder ausfließen. Die unteren Teile der Hänge und die Talböden sind in solch einem Falle also nicht zu einer dauerhaften Grundwasser-Neubildung befähigt. Demnach bildet sich das Grundwasser vor allem in den oberen flachen Teilen der Hügel.

TOOTH (1962, 1963) griff HUBBERTS Vorstellungen auf und entwickelte aus einem im Gelände gemessenen Momentanzustand der Potentiale in induktiver Methode ein mathematisches Modell für das Grundwasserfließen in kleinen Einzugsgebieten. In weiteren Arbeiten (z. B. MEYBOOM 1963; FREEZE & WITHERSPOON 1966, 1967 und 1968; KIRALY 1970; HAEPFELI 1970; LAWSON 1970; ROZKOWSKI 1970) werden die verschiedenen Faktoren, wie z. B. Anisotropien oder Inhomogenitäten im Untergrund, die dieses Modell beeinflussen können, theoretisch erforscht und die gefundenen Ergebnisse in der Untersuchung von Grundwasserfließnetzen getestet. Es ergab sich, daß die Modellvorstellung modifizierbar ist und auf alle denkbaren inhomogenen und anisotropen Strukturen und Permeabilitätsverteilungen im Untergrund anwendbar ist. BREITENÖDER & ZANKER (1960) fanden bei Anwendung der Potentialtheorie zur Dränabstandsberechnung in Mineralböden ähnliche Fließnetze wie in Abb. 14 und konnten diese im Hele Shaw-Modell auch sichtbar machen (BREITENÖDER & ZANKER 1960, z. B. Abb. 26).

KIRALY (1970) schreibt: „les systèmes d'écoulement („flow systems“) définis par TOOTH (1963) forment le cadre idéal pour l'étude du mouvement des eaux souterraines dans un bassin hydrogéologique.“ Die Forschungen ergaben, daß die kleinen Einzugs-

gebiete (small drainage basins) wichtige Einheiten für das Grundwasserregime darstellen (TOTI 1963, S. 77). Das Fließnetz kann wie in Abb. 14 zweidimensional in Fallrichtung der Talhänge betrachtet werden, wenn die Gefälle der Grundwasserfläche in dieser Richtung wesentlich steiler als in Richtung des Talgefälles sind. Dann kann nämlich im Grundwasserfließnetz die longitudinale Komponente in Richtung des Talgefälles gegenüber der lateralen Komponente in Richtung zum Vorfluter vernachlässigt werden (vgl. TOTI 1963, S. 78). Es wird verständlich, daß der Abfluß der Bäche bei Trockenheit von den Fließvorgängen des Grundwassers abhängt. Der Abfluß in den Vorflutern des Rheinischen Schiefergebirges kann demnach für Untersuchungen über die Grundwassermengen herangezogen werden.

3.5.3. Morphologie und Grundwasserfließsystem

Wenn sich der Grundwasserspiegel der Morphologie anpaßt, so beeinflußt diese die hydraulischen Grundwasser-Fließsysteme durch ihre Symmetrie, durch die Steilheit der Hänge und durch das lokale Relief (TOTI 1963, S. 82, 83). In Abhängigkeit von diesen Faktoren können sich nach TOTI (1963, S. 81) auch bei homogenem isotropen Grundwasserleiter in einem Einzugsgebiet drei verschiedene Fließsysteme ausbilden (Beispiele siehe auch LAWSON 1970, Abb. 5). Aber nur eins von ihnen (regional system) transportiert das Grundwasser vom Hügelkopf zum Talboden. Die anderen Systeme bilden sich an Hängen mit lokalem Relief aus. Bei einer Erhöhung der Hangneigung treten diese Systeme zurück. Das ist auch der Fall, wenn das lokale Relief bei flacher Hangneigung vernachlässigt werden kann und pro Talseite nur ein genereller Hang im Einzugsgebiet vorhanden ist. Es zeigt sich, daß die Hangneigung für unsere Untersuchung keinen Einfluß auf die Versickerung, wohl aber auf die Grundwasserhydraulik im Untergrund hat, soweit der Grundwasserspiegel ihrer Form folgt. Insgesamt gesehen hat die Morphologie also einen starken Einfluß auf die Fließvorgänge des Grundwassers, da der Grundwasserspiegel im großen der Morphologie folgt. Sie ist sogar die Vorbedingung für die beschriebenen Fließnetze.

Da aber die beeinflussenden Faktoren im Rheinischen Schiefergebirge offenbar in gewissen Toleranzgrenzen gleichbleiben, ist es verständlich, warum bei den in Kap. 6.1. ausgewerteten Messungen keine morphologisch bedingten Unterschiede festgestellt werden konnten. Auch andere Autoren fanden, daß die Morphologie für die Versickerung nur von zweitrangiger Bedeutung ist (z. B. HEITALE 1968).

3.6. Antropogene Einflüsse

In einer besiedelten Gegend wie dem Rheinischen Schiefergebirge kann der Abfluß durch verschiedene Einwirkungen des Menschen verändert werden.

Während und kurz nach Regen macht sich der schnelle Abfluß auf befestigten Flächen und in Kanälen bemerkbar (siehe z. B. CRIPPEN 1965). In künstlichen Aufschüttungen, z. B. in hohen Straßendämmen, die bei modernen Straßenanlagen oftmals Täler überqueren, kann Wasser versickern und zurückgehalten werden. Das konnte in einem der in Kap. 4 beschriebenen Meßgebiete untersucht werden. Dort überquert eine Bundesstraße auf etwa 150 m ein Bachtal auf einem aus Festgestein aufgeschütteten Damm.

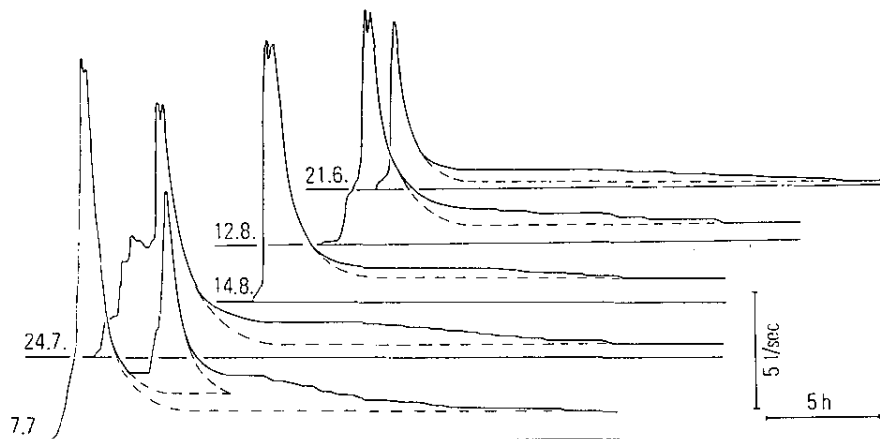


Abb. 15: Beispiele für die Einwirkung einer künstlichen Aufschüttung auf Abflußkurven eines kleinen Einzugsgebietes (1,29 km²).
Influence of artificial piles on hydrographs of a small catchment area (1.29 km²).

In diesem breit angelegten Damm versickert bei Niederschlag Wasser, das bald danach dem Vorfluter Zutritt. In einer schwachen „Welle“ strömt es dem Bach in einem Zeitraum von etwa 2,5 bis 21 Stunden nach Beginn des Niederschlages zu. In Abb. 15 wird deutlich, in welcher Weise dieses Wasser der davon unbeeinflussten Kurve aufsitzt. Die so versickerte Menge könnte aus den in der Abb. 15 umgrenzten Flächen (oberhalb der gestrichelten Linien) bestimmt werden. Es treten keine Auswirkungen auf den Niedrigwasserabfluß auf.

Anders ist das bei Wassergewinnungsanlagen und der Wasserzuleitung aus fremden Einzugsgebieten, z. B. von Talsperrenwasser. Bei ihnen wird der Einfluß mit abfallendem Niedrigwasser verstärkt. Während Wassergewinnungsanlagen durch ihre Entnahme den Grundwasserabfluß im Bach verringern, also bei Abflußmessungen zu niedrige Grundwasserspenden vortäuschen, wird durch Zugabe von gebietsfremdem Abwasser die gemessene Abflußspende über den tatsächlichen Wert erhöht. Erfolgt die Wasserentnahme und Wiedereingabe des gleichen Wassers als Abwasser innerhalb eines Meßgebietes, so wird sich normalerweise keine große Rückwirkung auf den Abfluß zeigen. Das wird um so eher stimmen, je größer die Meßgebiete sind.

Bei regional vergleichenden Niedrigwasseruntersuchungen erscheint es nötig, sich über die Lage und Entnahme bzw. Zugabe von Wassergewinnungsanlagen und Abwassereinleitungen in dem Untersuchungsgebiet zu informieren. Allerdings ist — außer in Ausnahmefällen, wenn große Mengen in kleinen Einzugsgebieten entnommen oder eingeleitet werden — die Auswirkung auf die Abflußspende nicht gravierend.

An Hand der Abwassereinleitung von Talsperrenwasser aus anderen Flußsystemen wurden die Auswirkungen auf die Trockenwettermessungen von TK 25 Nr. 5112 Morsbach untersucht. Eine Karte über die entsprechende Verteilung des Trockenwetterabflusses auf Blatt Morsbach gab WEYER in VOGLER (1968).

Die Ergebnisse dieser Untersuchungen sind in der Tab. 6 aufgeführt. Die Angaben über die Abwassermengen stammen aus den Aufzeichnungen örtlicher Kläranlagen oder aus den behördlichen Unterlagen über die Wasserabgabe im Untersuchungszeitraum*).

*) Diese Werte wurden von Herrn SCHRÖDER (Geologisches Landesamt von Nordrhein-Westfalen) gesammelt.

Tabelle 6: Änderung der Abflußspende durch Einleiten von gebietsfremden Abwässern in Einzugsgebiete auf der TK 25 Nr. 5112 Morsbach in der Zeit vom 14.—18. Oktober 1966

1 Meßstelle*)	2 Abfluß (l/sec)	3 Einzugsgebiet (km ²)	4 Abwässer (m ³ /Tag)	5 Ortschaften im Einzugsgebiet	6 gemessene Abflußspenden (l/sec km ²)	7 Reduktion der Abflußspende bei täglicher Einleitung von Abwasser über 24 Std.	8 14 Std.
33	1,0	0,46	40	Lichtenberg	2,17	— 46,0 %	— 76,0 %
36	5,1	3,01	40		1,7	— 9,0 %	— 15,0 %
48—47	33,0	16,16	40		2,04	— 1,0 %	— 2,5 %
17	2,4	1,37	6,5	Wittershagen	1,75	— 3,5 %	— 5,0 %
Pegel Fahren	23,7	14,7	6,5		1,65	—,—	—,—
57	33,0	10,56	64	Wallerhausen, Rolshagen, Berghausen,	3,13	— 2,5 %	— 3,5 %
60	59,0	17,81	106	Wallerhausen, Berghausen, Rolshagen, Holpe, Steimelhagen, Überholz, Seifen,	3,31	— 2,5 %	— 4,0 %
58	5,14	2,68	13,6	Reinshagen	1,92	— 2,5 %	— 5,5 %
60	59,0	17,81	13,6		3,31	— 0,5 %	— 0,6 %
XVII	88,2	20,47	630	Morsbach	4,31	— 8,5 %	— 14,0 %
55	260,0	106,05			2,45	— 3,0 %	— 4,8 %

*) Die Nummern entsprechen der Numerierung in der Karte über die Verteilung der Trockenwetterabflüsse von WEYER in VOGLER 1968.

Die jeweilige Abwassereinleitung (Spalte 4) wurde auf eine 24stündige Zugabe pro Tag (Spalte 7) und auf eine 14stündige Zugabe pro Tag (Spalte 8) berechnet. In den Spalten 7 und 8 erscheint jeweils die Prozentangabe, um die die wirkliche Abwasserspense geringer ist als die gemessene (Spalte 6). Die Meßstellennummern in Spalte 1 beziehen sich auf die Numerierung in der von WEYER gegebenen Karte. Die durch die horizontale Unterteilung zusammengefaßten Meßstellen gehören zu einem Bachsystem.

Die Abwassereinleitung des Ortes Lichtenberg (Meßstelle 33) von $40 \text{ m}^3/\text{Tag}$ in ein Niederschlagsgebiet von nur $0,46 \text{ km}^2$ bildet eine der oben erwähnten Ausnahmen, bei denen die gemessene Abflußspende (Spalte 6) einen großen möglichen Fehler hat. Der mögliche Fehler liegt für eine 14stündige Einleitung bei -76% . An den Meßstellen bachabwärts (Gebiet 36 und 48—47) wird mit zunehmendem Niederschlagsgebiet der mögliche Fehler aber schnell geringer. Beim Meßgebiet 36 mit $3,01 \text{ km}^2$ liegt er bei -15% und an der Bachmündung (Gebiet 48—47) beträgt er bei einem Niederschlagsgebiet von $16,16 \text{ km}^2$ nur noch $-2,5 \%$.

Für das Gebiet 60 mit einer Vielzahl von Orten (Abwässer 106 m^3 pro Tag) liegt der mögliche Fehler bei -4% . Selbst die Abwässer des kleinen Städtchens Morsbach (Industrie, 3000 Einwohner) können trotz einer Menge von $630 \text{ m}^3/\text{Tag}$ die Abflußspende nicht wesentlich verändern. Der mögliche Fehler liegt für das Zwischengebiet XVII bei -14% und für das ganze Meßgebiet 55 bei $-4,8 \%$.

Alle Fehlerberechnungen beziehen sich auf eine tägliche 14stündige Einleitung von Fremdwasser in die Einzugsgebiete. Der Fehler liegt dann meist unter -10% ; bei einer ganztägigen Einleitung liegt er meist unter -4% . Nehmen wir den möglichen Fehler in dieser Hinsicht mit -10% an, so bedeutet das, daß z. B. in Tonsteingebieten wie auf Blatt Drolshagen bei einem Mittelwert von $1,8 \text{ l/sec km}^2$ der wirkliche Wert in dem Intervall von $1,6—1,8 \text{ l/sec km}^2$ und für die Sandsteingebiete (Mittelwert 8 l/sec km^2) die wirkliche Abflußspende im Intervall von $7,2—8 \text{ l/sec km}^2$ läge.

Bei Wasserentnahmen durch Wassergewinnungsanlagen (der mögliche Fehler soll entsprechend den Überlegungen über die Abwassereinleitung unter $+10 \%$ liegen) betrüge das Intervall dafür auf Blatt Drolshagen $1,8—1,98 \text{ l/sec km}^2$ für Tonstein, für Sandstein $8—8,8 \text{ l/sec km}^2$. Insgesamt käme also in dieser Hinsicht ein mögliches Fehlerintervall von $\pm 10 \%$ für den gemessenen Wert in Frage. In Wirklichkeit ist das Fehlerintervall aber viel kleiner. Im Falle einer statistischen Aufbereitung nach Kap. 2.3. dürfen die Fehler als ungerichtet betrachtet werden. Bei der Bildung des Mittelwertes werden sie sich dagegen weitgehend aufheben. Für die Berechnungen nach Kap. 3.1. und 6.1. bleiben in jedem Fall die deutlichen Unterschiede zwischen den Abflußspenden aus Ton- und Sandsteingebieten bestehen.

4. Hydrogeologische Meßstellen zur Beobachtung der zeitlichen Änderung des Trockenwetterabflusses

In den bisherigen Kapiteln haben wir uns unter anderem mit den Methoden beschäftigt, mit denen aus regionalen Vergleichsmessungen des Niedrigwasserabflusses auf den Grundwasserabfluß aus den verschiedenen Festgesteinen geschlossen werden kann. Wir können z. B. für den niedrigen Teil der Leerlaufkurven aus Sand- und Tonsteinen

schon charakteristische Werte für die Messungen auf TK 25 Drolshagen angeben (siehe Tab. 4). In Kap. 6.1. werden mit dieser Methode Durchschnittswerte für alle durchgeführten Messungen angegeben.

4.1. Auswahl und Aufgabe der Meßgebiete

An Hand der in Kap. 6.1. beschriebenen Ergebnisse können aus den gemessenen Gebieten solche ausgewählt werden, deren Abflußspenden für die verschiedenen Gesteine typisch sind. Ihre Größe soll etwa 1 km² betragen. In ihnen werden dann die Leerlaufkurven bestimmt, deren Prototyp in der Abb. 12 vorgestellt wurde. Durch die Untersuchungen über den Rückgang dieser Kurven (= Abflußrückgang im Bach) wird dann der zeitliche Ablauf der Mengenänderungen in der Grundwasserzirkulation für die verschiedenen Gesteine aufgeklärt. Niederschlags- und Verdunstungsmessungen ergänzen die Abflußmessungen.

4.2. Einrichtung und Konstruktion der Meßstellen

4.2.1. Meßwehr und Pegelschreiber

Meßwehr

KESSLER (1959) gibt die Maße für ein Proportional-Meßwehr (Abb. 16) an, das bei einer Wasserstandshöhe oberstrom von 2—40 cm 0,7—39,8 l/sec mißt. Es wurde von der Ungarischen Forschungsanstalt für Wasserwirtschaft (VÍZGAZDÁLKODÁSI TUDOMÁNYOS

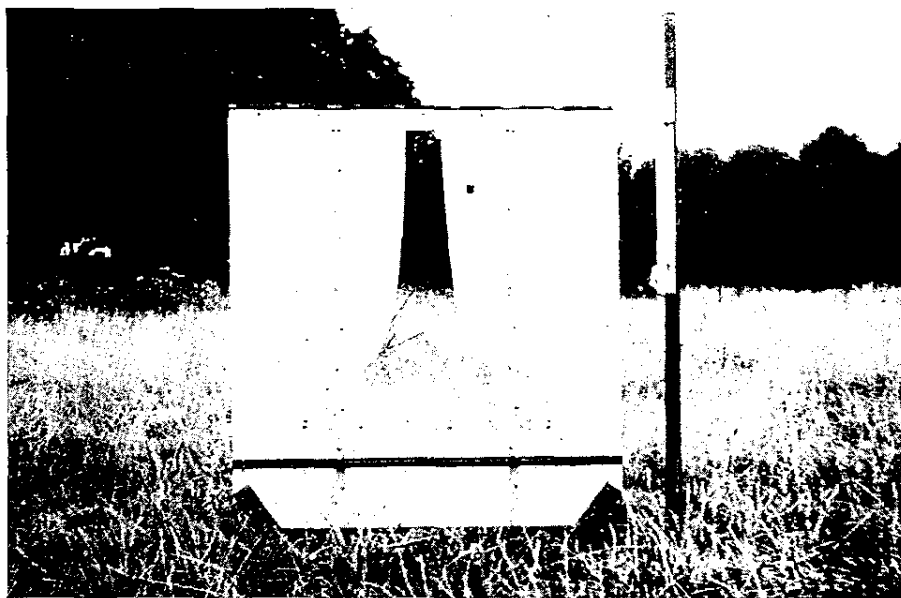


Abb. 16: Proportionalmeßwehr aus Kunststoff (Selbstanfertigung).
Linear measuring weir specially constructed from plastics.

KUTATÓ INTÉZET, Abk.: VITUKI) in Budapest entwickelt. Bei diesem Wehrtyp ist die Durchflußöffnung so geformt, daß die Beziehung zwischen dem Abfluß und der vor dem Meßwehr aufgestauten Wasserstandshöhe über den ganzen Meßbereich nahezu direkt proportional ist. Die Eichkurve ist also angenähert eine Gerade (Weiteres siehe FRANKE 1962; GUERICKE & AUCHTER 1967; REHBOCK 1929).

Zur Selbstanfertigung wurde statt des von KESSLER benutzten Hartaluminiums aus finanziellen, transport- und arbeitstechnischen Gründen der schlagfeste Glasfaserkunststoff Lamilux ausgewählt, der in ein tragendes Gerüst von 25er T-Eisen geschraubt wurde. Ein Eisenblech an der unteren Schneide schützt beim Einschlagen zusätzlich vor Beschädigung.

Nach Anreißen mit der aus Astralon gefertigten Profilschablone läßt sich die Durchflußöffnung mit einer Stichsäge angenähert aussägen. Das genaue Profil kann bei dem nicht zu harten Werkstoff leicht gefeilt werden. In dem nicht rostenden Kunststoffmaterial bleiben die Kanten des Profils scharf.

Pegelschreiber

Die Firma EASTMAN (Hannover) lieferte den Pegelschreiber Alpina HWK BS 250, der früher von der Firma ALPINA (Kaufbeuren) hergestellt wurde (Abb. 17). Es handelt sich um einen Bandschreiberpegel mit Kreuzspindel und 25 cm Papierbreite. Die Transportgeschwindigkeit des Papiers beträgt wie beim Regenschreiber 1 cm/h über einen Monat Laufzeit. Für die Aufzeichnung wurden die Übersetzungen 1 : 1, 1 : 2 und 1 : 4 eingebaut. Die für den benutzten Maßstab 1 : 1 ungünstige Konstruktion der Übersetzung erforderte so hohe Kräfte, daß der übertragende Draht anfangs manchmal am Schwimmerrad durchrutschte.

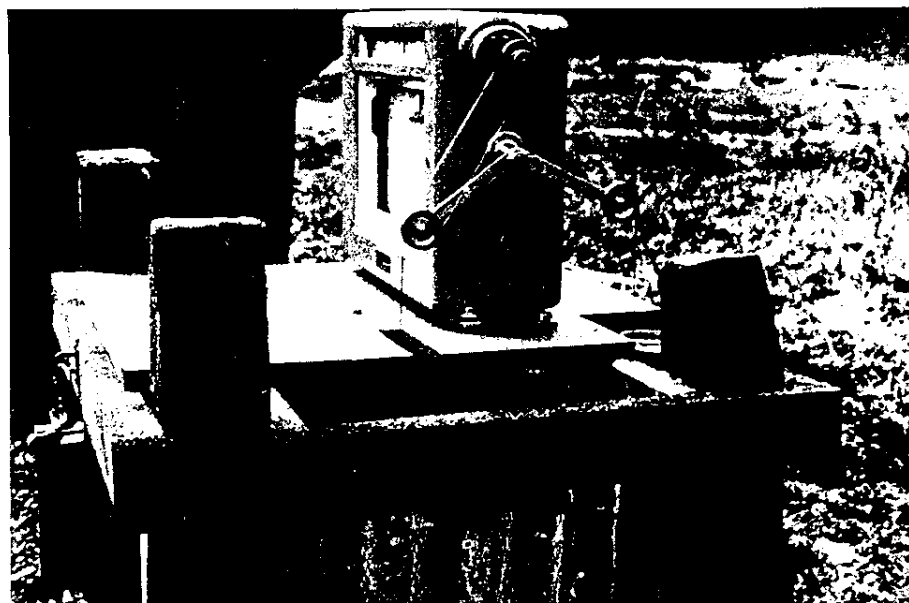


Abb. 17: Bandschreiberpegel Alpina HWK BS 250.
Water level recorder, Alpina HWK BS 250.

Der Firma EASTMAN gelang es jedoch, die Reibung im Übersetzungsgetriebe so wesentlich zu verringern, daß der Draht die benötigten Kräfte auf das Schwimmerrad übertragen konnte. Zudem liefen die Pegelschreiber noch einige Tage an einem Elektro-

motor mit entsprechender Untersetzung ein. Die Geräte arbeiteten später im Gelände zufriedenstellend und wurden wöchentlich oder in einem Abstand von zwei Wochen kontrolliert und der Wasserstand mit der Aufzeichnung verglichen.

Eine Neukonstruktion der Kraftübertragung würde diese Schwierigkeiten vollständig beheben.

4.2.2. Regenschreiber

An den Meßstellen wurden schreibende Regenmesser (System Hellmann) der Firma LAMBRECHT (Göttingen) aufgestellt (Abb. 18). Sie zeichnen über einen Monat mit einer Geschwindigkeit von 1 cm/h den Niederschlag auf. 1 mm Niederschlag entspricht einer Schreibhöhe von 1 cm.

4.2.3. Wasserbilanzschreiber

Der Wasserbilanzschreiber nach Dr. OTTO KLAUSING (Abb. 19) wird von der Firma BOSCH (Freiburg) hergestellt. Es ist ein Piche-Atmometer, der die potentielle Evaporation über eine Papierscheibe mißt (KLAUSING 1970). Das dazu benötigte Wasser wird einem Zylindergehäuse entnommen, dem auch der Niederschlag über eine zweite, relativ kleine Auffangöffnung zugeführt wird. Über einen Schwimmer wird der Gang des Wasserstandes auf ein Diagrammpapier übertragen. Ein Fallen des Wasserspiegels bedeutet Verdunstung, ein Anstieg Niederschlag. Daraus lassen sich die vom Gerät erfaßten Zeiten und Mengen der Verdunstung und des Niederschlags ablesen. 1 mm Höhenände-

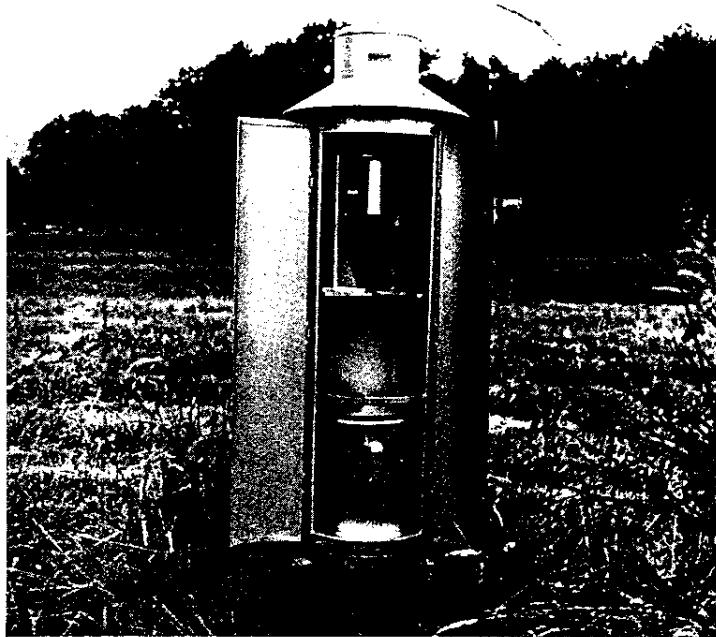


Abb. 18:
Schreibender Regen-
messer (System
HELLMANN) Regi-
strierteil geöffnet.
Recording rain
gauge (HELLMANN
system), open.

zung auf dem Diagrammpapier entspricht 1 mm gemessenen Niederschlag oder Verdunstung. Die Transportgeschwindigkeit des Papiers beträgt über zwei Wochen 1,4 mm/h.

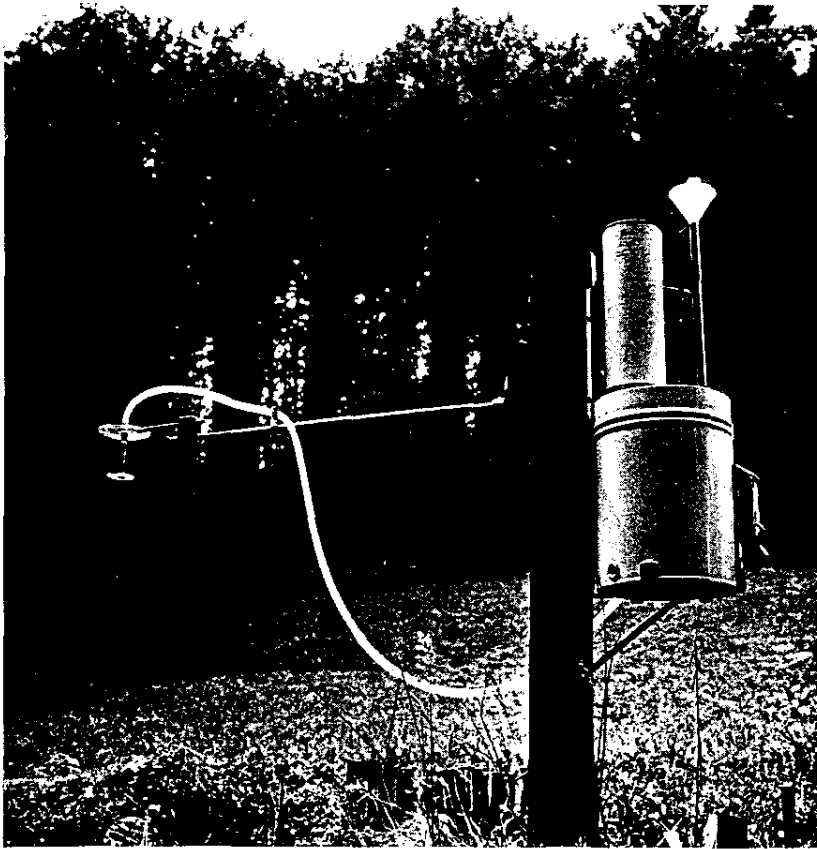


Abb. 19:
Wasserbilanz-
schreiber nach
Dr. OTTO KLAUSING,
Gehäuse-Oberteil
entfernt.
Water-balance
recorder (KLAUSING
system), open

4.2.4. Meßanordnung und Aufbau der Geräte

Aus der Abb. 20 ist das Prinzip der Meßanordnung ersichtlich. In einem Bachlauf wird ein Proportional-Mehrwehr eingebaut sowie seitwärts ein Schwimmerschacht ausgehoben und mit einem Pegelschreiber ausgestattet. Ein Hindernis zum Auffangen von Laub etc. sowie ein mit einer Meßschwelle versehener Umlaufgraben dienen zum Schutz der Meßstelle. In geringer Entfernung stehen ein Regenschreiber und ein Wasserbilanzschreiber.

Die Meßstellen wurden mit geringem finanziellen, technischen und zeitlichen Aufwand eingerichtet. Zwei Leute können innerhalb von 1—2 Tagen bei geringen Materialkosten eine für die Untersuchungszeit hinreichend stabile Meßstelle aufbauen. Die Meßstellen überstanden viele Hochwässer ohne Schaden. Die Abb. 21 zeigt ein Hochwasser an der Meßstelle Borner vor deren endgültiger Fertigstellung. Mögen diese Meßstellen auf den ersten Blick provisorisch erscheinen, so bieten sie doch entscheidende Vorteile, die besonders in den Abschnitten „Fehlerbetrachtung bei Meßwehr und Meßbecken“ sowie „Unterläufigkeit der Meßwehre“ erörtert werden.

Regen- und Wasserbilanzschreiber werden in der aus Abb. 18 und 19 ersichtlichen Weise an bzw. auf eingeschlagenen Pfählen montiert. Dafür werden nur wenige Minuten benötigt. Der Arm des Wasserbilanzschreibers soll mit der Verdunstungsscheibe nach Süden zeigen.

Das Meßwehr wird mit einem schweren Kunststoffhammer vorsichtig tief in den Boden des Bachbettes getrieben, so daß die Unterkante des Überfalls zum Schluß waagrecht ist. Zum Bachufer werden dichte Pfahlreihen (z. B. Abb. 21) eingeschlagen, deren Zwischenraum sorgfältig mit Ton abgedichtet wird. In später aufgebauten Meßstellen wurde das Bachufer mit Holzbohlen verkleidet, in die das Meßwehr eingebunden war. Vor allen Dingen unterstrom ist das Bachbett mit Gesteinsplatten in Dachziegellagerung auszulegen, um den Untergrund am Meßwehr und die Bachufer vor Auswühlung zu schützen.

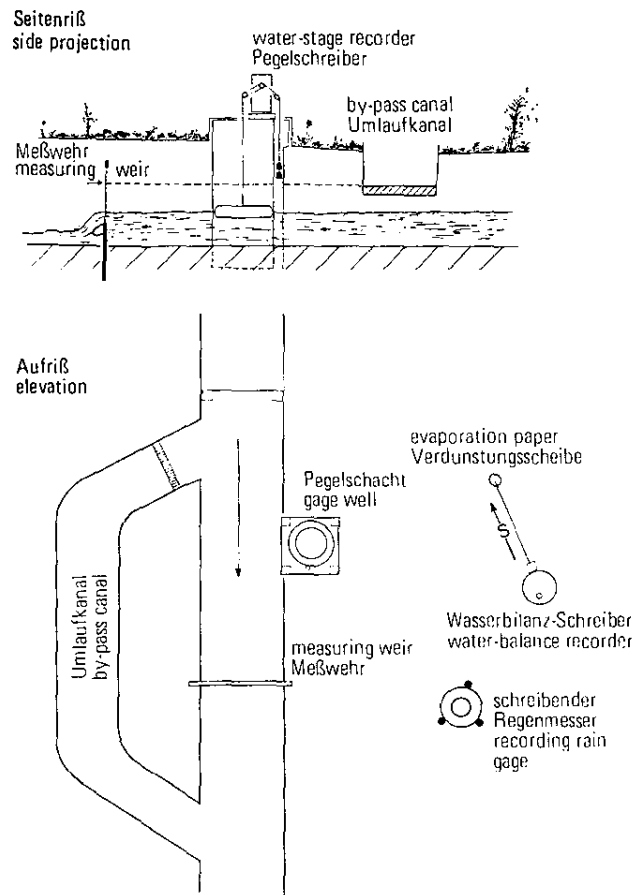


Abb. 20: Schema zur Anordnung der Meßgeräte im Gelände.
Set-up of the instruments.

Für den Pegelschreiber werden in den Eckmaßen eines vorgefertigten Pegelhäuschens vier kräftige Kanthölzer in den Boden geschlagen und — wie in der Abb. 17, 22 und 23 ersichtlich — außen durch kräftige Latten verbunden. Der Raum zwischen den Pfählen wird ausgehoben; das Schwimmerrohr auf den Boden gesetzt und an den Pfählen befestigt. In die dem Bach zugewandte Seite des Schwimmerrohres werden Löcher gedreht, damit das Bachwasser zutreten kann (Abb. 22 unten).



Abb. 21: Meßstelle Borner — Hochwasser vor endgültiger Fertigstellung des Meßwehres. Vorn links mündet der Umlaufkanal.

Flood on the measurement station Borner — mouth of the by-pass canal on the left side.

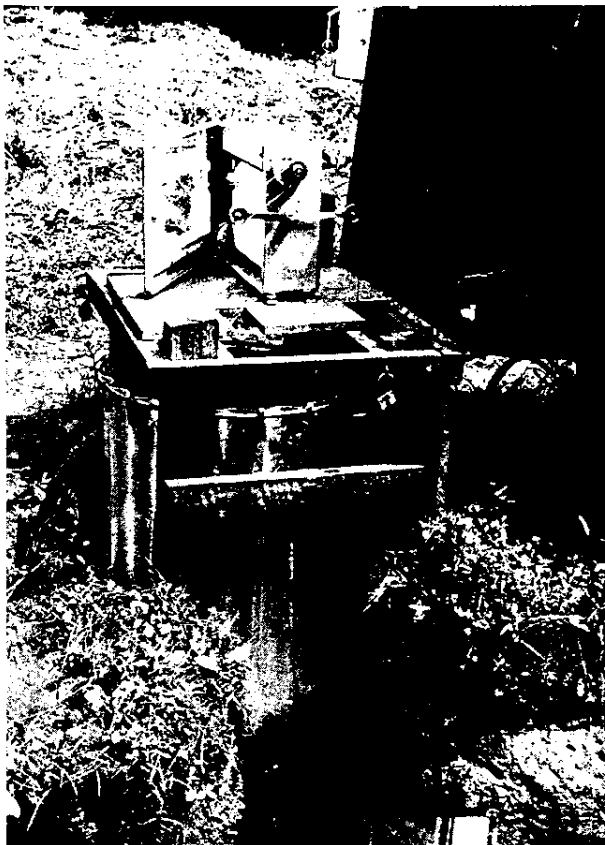


Abb. 22: Ansicht des Pegelhäuschens.
View of the instrument shelter.

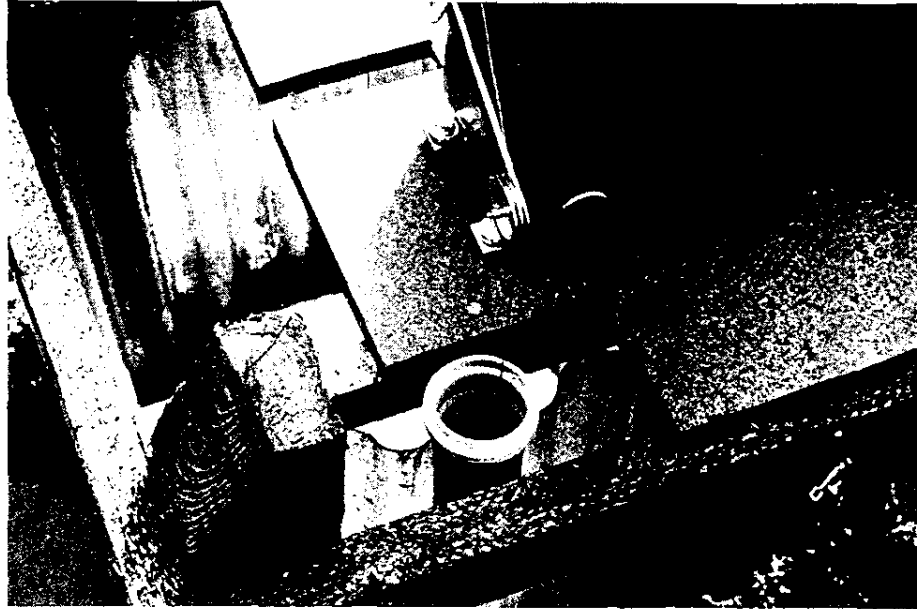


Abb. 23: Anordnung des Pegelschreibers und der beiden Rohre für Schwimmer (Selbstanfertigung aus gewelltem Kunststoff) und für das Gegengewicht (dünnes Klempnerrohr).
Position of water level recorder and the pipes for float and weight counter.

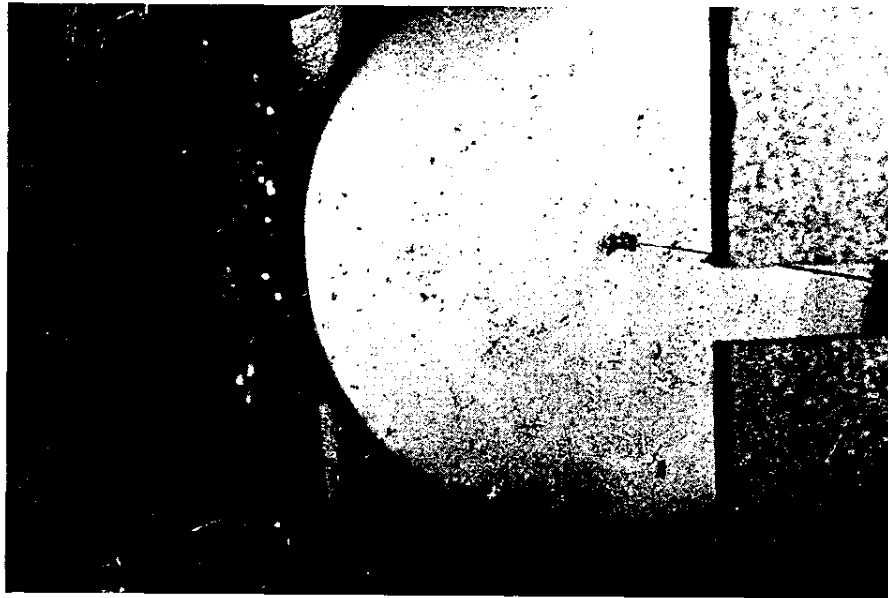


Abb. 24: Blick in den Schacht mit Schwimmer von 40 cm Durchmesser.
View into the pipe with float of 40 cm diameter.

Ein dünnes Klempnerrohr an der Seite des Schwimmerrohres dient der Führung des Gegengewichtes (Abb. 23). Der Schwimmer hat in seinem Schacht eine möglichst geringe Toleranz ohne Wandreibung, damit er senkrecht unter dem Pegelschreiber bleibt (Abb. 24).

4.3. Genauigkeit der Messungen

Die Genauigkeit der Messungen wird durch Störungen, zufällige und systematische Fehler in der Funktion der Geräte und der Meßanordnung bestimmt. Sie sollen im folgenden im Zusammenhang mit den Geräten besprochen werden.

An dieser Stelle wird darauf hingewiesen, daß bei der Auswertung die gemessenen Abflüsse, Verdunstungen und Niederschläge in ihrer zeitlichen Aufeinanderfolge an der jeweiligen Meßstelle und die Meßstellen untereinander statistisch verglichen werden. Entspricht die Genauigkeit und der Aussagewert der Geräte den Fragestellungen unserer Untersuchung, so rechtfertigt das ihren Einsatz. Nicht die absolute Genauigkeit der Messungen, die natürlich erwünscht ist, obwohl sie besonders bei Niederschlags- und Verdunstungsmessungen kaum erreicht werden kann, ist Voraussetzung, sondern die relative Genauigkeit der aufeinanderfolgenden Messungen. Nach jedem Ergebnis ist eine Fehlerüberprüfung notwendig. Das gilt insbesondere für die Abflußmessungen, weil aus diesen auf das Grundwasser zurückgeschlossen wird.

4.3.1. Störungen

Die an einer Meßstelle stehenden Geräte kontrollieren sich weitgehend gegenseitig. Regenschreiber und Wasserbilanzschreiber zeichnen den Niederschlag auf, der sich nach kurzer Zeit im Abfluß bemerkbar macht. Zeitverschiebungen und grobe Fehler eines der Geräte werden damit erkannt. Auch die verschiedenen, doch relativ weit voneinander entfernten Meßstellen lassen sich in diesem Sinne miteinander vergleichen, da sie meist in etwa gleichen Wetterlagen (Niederschlag und Verdunstung) ausgesetzt sind.

In den ersten ein bis zwei Monaten nach Errichtung einer Meßstelle wird die Funktion der Geräte gelegentlich durch Beschädigungen behindert.

Der Wasserbilanzschreiber arbeitet sehr zuverlässig. Nur die Aufzeichnung der Verdunstung wurde anfangs gelegentlich dadurch unterbrochen, daß die frei zugängliche Verdunstungsscheibe in der Halterung von Passanten gelockert und aus ihr entfernt wurde. Dann registriert das Gerät nur noch den Niederschlag.

Nach langen Hitzeperioden muß der Schwimmer von Mücken gereinigt werden. Die Störungen sind auf der Aufzeichnung leicht zu erkennen und abzugrenzen.

Der Regenschreiber ist gegen äußere Einwirkungen sehr gut geschützt. Als häufigster Fehler tritt eine Unterbrechung des Tintenflusses an der Feder auf, da der Anlegedruck der Schreibfeder zu gering ist. Durch regelmäßige Schmierung des Schreibarmes wird dessen Reibung geringer. Der Auflagedruck der Feder ist dann ausreichend.

Verstopfungen der Zuleitungen zum Meßzylinder sind an einer über Tage hinweg stetig aufsteigenden Niederschlagsmessung kenntlich. Das Regenwasser steht dann im Auffangtrichter und kann nur langsam nachsickern. Diese Verstopfung wird manchmal durch Vögel und von Mücken herbeigeführt.

Nachdem zu Beginn wegen der schlechten Gängigkeit des Pegelschreibers der kraftübertragende Schwimmerdraht manchmal verrutschte, wurde die Aufzeichnung des Pegelschreibers bei jeder Kontrolle mit den Ergebnissen eines Feinnivellements zwischen Wasseroberfläche beim Pegel und der Unterkante des Meßwehres verglichen. Eventuell entstehende Fehler werden dann entweder auf besondere Abflußereignisse oder auf alle verwerteten Ablesungen gleichmäßig verteilt.

In dem Stauraum vor dem Meßwehr sammeln sich nach starken Regenfällen in erosionsstarken Gebieten größere Mengen von Schwebstoffen und Geröll. Da ihre Menge so groß ist, daß sie nicht durch Sperren mit ruhigem Wasser zurückgehalten werden kann, müssen solche Sinkstoffe, die das Meßbecken zugesetzt haben, entfernt werden. Der Aufstau sperriger Äste, die sich selten im Meßwehr verfangen, kann durch Kontrolle der Wasserspiegeländerung im Pegelschreiber nach Wegnahme der Äste bestimmt werden.

4.3.2. Zufällige und systematische Fehler

Zufällige und systematische Fehler beziehen sich nur auf den Meßvorgang. Zufällige Fehler sind unvermeidlich, ungerichtet und in der Art des Meßvorganges begründet. Ablese- und Einstellungsfehler gehören dazu. Systematische Fehler sind gerichtet und erklären sich daraus, daß der Meßvorgang als solcher in bestimmter Hinsicht nicht optimal geeignet ist. Zeitliche Verzögerungen in der Aufzeichnung und das Problem der Eichung — sind die Meßwerte repräsentativ? — werden dadurch zum Beispiel erfaßt. Da beide Fehlerarten hier sehr schwer zu trennen sind, werden sie im folgenden zusammen besprochen.

Fehlerbetrachtung beim Wasserbilanzschreiber

Die von KLAUSING weiter entwickelte Geräteform wurde, was die Verdunstungsmessung anbelangt, in den Grundzügen zuerst am Botanischen Institut der Technischen Hochschule Darmstadt benutzt. Prof. KAUSCH (heute Institut für Landwirtschaftliche Botanik der Universität Bonn) entwickelte dort ein Gerät, das $\frac{1}{10}$ mm Verdunstung über eine Tonkugel auf Bruchteile von Stunden genau aufzeichnete. Mit ihm konnte der Einfluß der Transpiration von Pflanzen auf tägliche Grundwasserschwankungen untersucht werden (KAUSCH 1957, 1968). Dieses Gerät war aber sehr empfindlich gegen Störungen und ließ keine langzeitigen Aufzeichnungen zu.

Die Verdunstungsmessung des Gerätes von KLAUSING ist relativ unempfindlich und mißt die Haupttendenzen der Evaporation. Da sich auch nur Haupttendenzen im Abfluß widerspiegeln werden, ist das Gerät für uns günstig. Aus diesen Überlegungen folgt auch, daß der Aufstellungsort so offen wie möglich sein sollte, damit das Gerät möglichst deutliche Verdunstungsmeßergebnisse zeigt.

Die Transportgeschwindigkeit von 1,4 mm/h reicht für einen groben zeitlichen Vergleich aus, eine höhere Geschwindigkeit wäre aber günstiger.

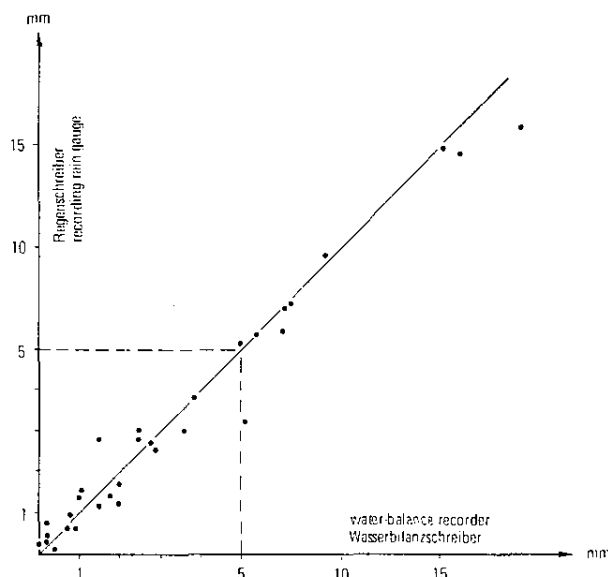


Abb. 25: Vergleich der Niederschlagsmessungen (in mm) von Regen- und Wasserbilanzschreiber der Meßstelle Borner.

Comparison of precipitation measurements (in mm) of the recording rain gauge and water balance recorder at Borner station.

Der Wasserbilanzschreiber sollte keine repräsentativen und genauen Verdunstungsmessungen durchführen. Nach dem heutigen Stand der Meßtechnik sind genaue und zudem für ganze Gebiete repräsentative Meßergebnisse nur sehr schwer zu erhalten. Nach den in Kap. 5.1.2.2. und unter 6.1. aufgeführten Zusammenhängen sind genaue und repräsentative Meßwerte für die vorliegende Untersuchung auch nicht notwendig. Dagegen werden Angaben über das Auftreten von Verdunstungsperioden und die relative Stärke der Verdunstungskraft benötigt. Diese Angaben können aus den Messungen des Gerätes entnommen werden. Aus ihnen läßt sich der Einfluß der Vegetation auf den Abfluß eines Einzugsgebietes bestimmen (siehe Kap. 5.3.1.).

Die Regenmessung des Wasserbilanzschreibers kann zur Kontrolle des Regenschreibers eingesetzt werden. Für die Niederschlagsmessung erscheint die Auffangöffnung als relativ klein. Die in der Abb. 25 miteinander verglichenen Aufzeichnungen von Wasserbilanz- und Regenschreiber der Meßstellen Alpe und Borner zeigen allerdings befriedigende Übereinstimmung, obwohl die verglichenen Geräte nicht an gleichwertigen Positionen standen.

Fehlerbetrachtung beim Regenmesser

Obwohl die Auffangöffnung des Regenmessers wesentlich größer ist als die des Wasserbilanzschreibers, stellt sich nach Versuchen mit noch größeren Auffangöffnungen in Höhe der Bodenoberfläche (BRAAK 1953; KURTYKA 1953; RODDA 1968; ZEEUW 1963; W. M. O. GUIDE 1965; COLENBRANDER 1965; COLENBRANDER & STOL 1970) heute die

Frage, ob sich mit dem Hellmann'schen Regenmesser überhaupt repräsentative Meßwerte gewinnen lassen.

Die Untersuchungen von RODDA (1968) und COLENBRANDER & STOL (1970) zeigten, daß Regenmesser mit einer Auffangöffnung in Bodenhöhe bei einzelnen Niederschlägen bis zu 25 % und bei langjährigen Messungen etwa 10 % mehr Niederschlag registrierten als Regenmesser mit einer Auffangöffnung in 0,40 cm Höhe über Grund. Da diese Unterschiede mit dem Windeinfluß erklärt werden, müßte der systematische Fehler der Hellmann'sche Regenmesser, die die Auffangöffnung bei etwa 1 m Höhe haben, noch wesentlich größer sein. Da für diese Untersuchungen aber nur Angaben über die Regenzeiten und die Größenordnung und Dauer der Niederschläge benötigt werden, ist hier die Genauigkeit der Messungen ausreichend. Es ist deshalb auch nicht nötig, einen Standort zu finden, der für das ganze Meßgebiet genaue und repräsentative Werte geben soll.

Fehlerbetrachtung beim Pegelschreiber

Für die Aufzeichnungen wurde der Maßstab 1 : 1 benutzt, so daß die unvermeidlichen Toleranzen in der Mechanik des Gerätes die Meßgenauigkeiten nur gering beeinflussen.

Bei Wechsel der Aufzeichnenrichtung ergibt das Spiel des Federschiffchens in der Kreuzspindel und des Federstiftes in der Führungsnut eine sehr kleine Verschiebung. Der Fehler wird bei gegenläufigem Wechsel wieder aufgehoben. Dieses geschieht ebenso mit dem kleinen Verschiebungsfehler, der dann auftritt, wenn das Federschiffchen die Wendepunkte der Kreuzspindel passiert. Die hier beschriebenen Fehler können vernachlässigt werden, da sie sehr klein sind und hauptsächlich in die für die Fragestellung weniger wichtigen Aufzeichnungen eingehen, die kurz nach Regenfällen mitgeschrieben werden.

Deutlicher wirkt sich ein treppenartiger Verlauf der Diagramme aus, der an einer Abflußstelle mehrmals auftrat (Abb. 26). Die Höhe der Stufen ist meist sehr klein.

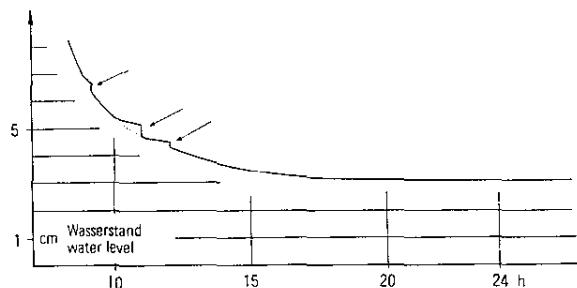


Abb. 26: Stufen (Pfeile) im Abflußdiagramm eines Pegelschreibers am 17. 8. 1969.

Steps (arrows) in the hydrograph of a water level recorder on 17th August 1969.

Das Phänomen ist im Abschnitt über das Meßwehr näher behandelt. Die Form des Meßwehres und die Ausbildung des Meßbeckens scheint diese Stufen zu verursachen. Die Form des Schwimmers und seine zentrale Führung im Schwimmerrohr wirken eher mindernd auf diese Störung. Seine breite, plattenartige Form bewirkt bei Wasserstandsänderungen ein schnelles Anwachsen der auf den Pegelschreiber wirkenden Kräfte.

Fehlerbetrachtung bei Meßwehr und Meßbecken

Die Profilabmessungen und die dazugehörige Eichkurve des Proportional-Meßwehres sind bei KESSLER (1959) aufgeführt. Da dort wegen Druckfehler z. T. falsche Maße angegeben sind, wurden die Originalmaße von der Ungarischen Forschungsanstalt für Wasserwirtschaft in Budapest erbeten. Der benutzte Wehrtyp zeigt eine angenähert lineare Beziehung zwischen der Wasserstandshöhe oberstrom und dem Durchfluß. Der auftretende absolute Fehler bleibt bei Maßhaltigkeit des Wehres von der unteren (0,7 l/sec) bis zur oberen Meßgrenze (39,8 l/sec) absolut gleich. Damit haben die gemessenen Abflüsse im ganzen Meßbereich etwa den gleichen absoluten Fehler. 1 mm Wasserstandsänderung entspricht einer Abflußänderung von nur $\frac{1}{10}$ l/sec über den ganzen Meßbereich. Darin liegt für gewisse Messungen gegenüber dem Thompson-Wehr ein entscheidender Vorteil.

Bei diesem geben im niedrigen Bereich Wasserstandsänderungen von 1 mm eine Abflußänderung von $< 0,1$ l/sec an; aber schon bei etwa 30 l/sec entsprechen 1 mm Wasserstandsänderung einer Abflußänderung von etwa 0,5 l/sec (für 90° Thompson-Wehr). Geringfügige Abflußänderungen von etwa 0,1 l/sec fallen beim Thompson-Wehr demnach bei höheren Wasserständen in den Bereich der Meßungenauigkeit. Das gilt besonders dann, wenn — wie meist üblich wegen der großen Meßbereiche — die Meßaufzeichnung im Maßstab 1 : 5 durchgeführt wird, bei dem dann ja 1 mm Wasserstandsänderung einer Papieraufzeichnung von nur 0,2 mm entspricht! Bei einem Abfluß von 30 l/sec entspricht eine Aufzeichnungshöhe von 1 mm dann also einer Abflußänderung von 2,5 l/sec, bei der in dieser Untersuchung benutzten Meßanordnung aber nur einer Abflußänderung von 0,1 l/sec. Bei angenommenen Aufzeichnungsfehlern von $\pm 0,5$ mm sieht der Vergleich für 30 l/sec Abfluß folgendermaßen aus:

90° Thompson-Wehr — Fehlerintervall etwa 2,5 l/sec
 kleines Proportionalwehr — Fehlerintervall etwa 0,1 l/sec

Als Nachteil der Proportionalwehre muß der eingengegte Meßbereich (in unserem Falle 0,7—39,8 l/sec) gelten. Für die Untersuchung des Grundwasserabflusses in den Rückgangskurven nach Niederschlägen reicht er aber völlig aus. Nur mit diesem Wehrtyp werden die Ergebnisse des Kap. 5.3. ermöglicht, die mit dem Thompson-Wehr nach den oben durchgeführten Überlegungen in dieser Genauigkeit nicht zu gewinnen sind.

Eigene Versuche, die benutzten Meßwehre vollständig in einem Ringkanal eines Wasserbaulaboratoriums zu eichen, konnten wegen technischer Schwierigkeiten mit diesem Kanal leider nicht beendet werden. Deswegen wurde die von KESSLER und der Ungarischen Forschungsanstalt für Wasserwirtschaft angegebene Eichkurve übernommen und durch Kontrollmessungen im Gelände überprüft. Diese Messungen lagen auf den Eichkurven. Nach H. OBERMANN (mündliche Mitteilung) bestätigten Eichungen der Westfälischen Berggewerkschaftskasse, Bochum, die Eichgleichung für maßhaltige Profile.

An einer der gebauten Meßstellen traten Besonderheiten auf, die durch den hydraulischen Einfluß des Meßbeckens erklärt werden. Es handelt sich um plötzliche Sprünge (Unstetigkeiten) in den Aufzeichnungen des Abflusses, wie sie in Abb. 26 (Pfeile) zu sehen sind. Es ist sicher, daß sie nicht durch Verstopfungen von Laub oder Ästen entstanden sind.

In diesem Fall (Abb. 26) halten wahrscheinlich Wirbel den Wasserstand höher als der Abflußmenge entspricht, und zwar so lange, bis die Wirbel zusammenfallen. Die

Pegelaufzeichnung zeigt vor dem Sprung zeitweise also zuviel Abfluß an. Dieser Fehler kann leicht korrigiert werden (gestrichelte Linie in Abb. 26).

In einem zweiten Fall (Abb. 27) ergibt sich aus dem Vergleich der Kurven, der Nivellements und der kontrollierenden Abflußmessung, daß der Pegel nach dem Sprung weniger als die tatsächliche Abflußmenge anzeigt. Die Ursachen dieses offensichtlich auch hydraulisch bedingten Effekts sind noch nicht geklärt worden.

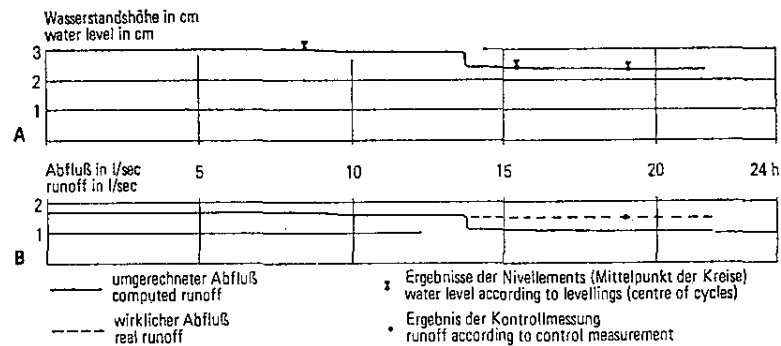


Abb. 27: Vergleich der einnivellierten Wasserstände vom 3. 7. 1969 (Rubrik A) an einer Meßstelle mit dem berechneten und gemessenen Abfluß (Rubrik B).

Comparison of levelled water stage (A) with the recorded and controlled runoff (B) at a measuring station (3rd July 1969).

Während der Fall 1 ab und zu auch bei anderen Meßstellen auftrat, konnten wir den Fall 2 nur an einer Meßstelle im Juli 1969 beobachten. Die Aufzeichnungen des Pegelschreibers können entsprechend korrigiert werden.

Unterläufigkeit der Meßwehre

Mit Hilfe der in Kap. 3.5.2. erläuterten hydraulischen Modellvorstellung über das Grundwasserfließnetz können Aussagen über die Unterläufigkeit von Meßstellen gemacht werden.

In einem unterlagernden homogenen und isotropen Festgestein tritt dann keine Unterläufigkeit auf, wenn das Hanggefälle bzw. das entsprechende Gefälle des Grundwasserspiegels zur Meßstelle hin deutlich größer ist als das Talgefälle. Diese Bedingung kann bei Meßstellen von etwa 1 km² Größe im Rheinischen Schiefergebirge leicht erfüllt werden. Viele der kleinen vegetationskundlichen Meßstellen sitzen allerdings in den Tälern an Stellen, wo diese Bedingungen oft nicht erfüllt sind.

Wie WILLIAMS (1968) anschaulich zeigte, tritt das Grundwasser von unten durch die Alluvionen dem Bach zu (Abb. 28). In den Alluvionen ergeben sich nur dann Unterwanderungen der Meßstellen, wenn in diesen bei Gefälle in Talrichtung sehr permeable Lagen eingeschlossen sind.

In den kleinen Tälern mit ihren hohen Potentialdifferenzen zwischen Grundwasserscheide und Talboden ist in der überwiegenden Menge der Fälle zu erwarten, daß das Grundwasserfließen direkt zum Bach gerichtet ist. Nur in Ausnahmefällen (sehr permeable Lagen der Alluvionen) wird eine starke laterale Komponente talabwärts be-

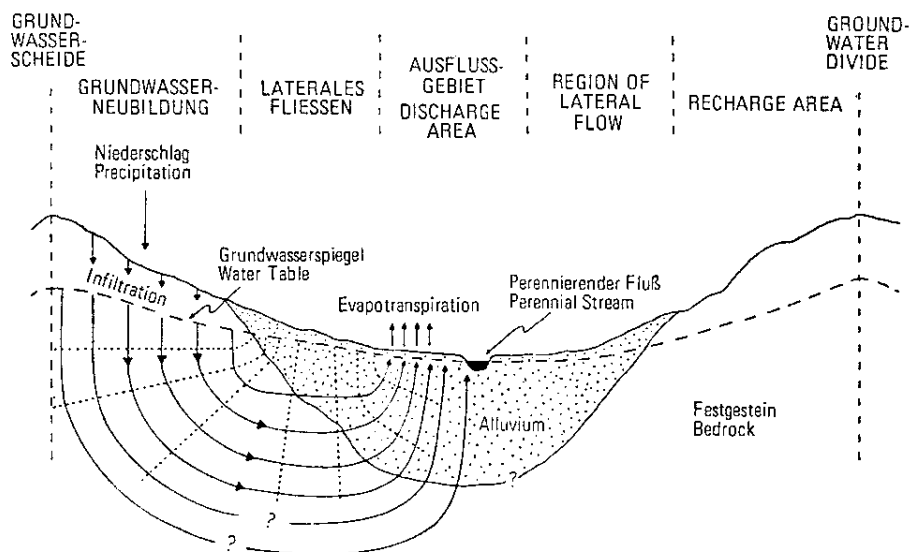


Abb. 28: Generalisiertes Fließsystem in einem mit Alluvionen gefüllten Tal (aus WILLIAMS 1968).

Generalised flow system in an alluvium-filled valley (WILLIAMS 1968).

stehen. Wenn das stimmt, so werden die typischen Meßgebiete, die nach den unter Kap. 2.3. und 6.1. beschriebenen Methoden ausgewählt wurden, mit höchster Wahrscheinlichkeit nicht wesentlich unterläufig sein.

Dieser Schluß ist überraschend, ergibt sich aber logisch, wenn die oben geschilderten Bedingungen akzeptiert werden.

Durch den Einbau der Meßstellen in den Bach und den Wasserstau oberstrom werden die lokalen hydraulischen Gradienten verändert. Dann kann im Untergrund ein deutliches Potentialgefälle in Bachrichtung entstehen, welches dann je nach der Permeabilität des Untergrundes mehr oder weniger Wasser die Meßstelle unter- oder umfließen läßt. Flügelmauern oder tiefe Gründungen können das wahrscheinlich nur behindern, aber nicht verhindern.

Der lokale hydraulische Gradient wird um so größer und wirksamer sein, je größer die Differenz zwischen Wasserstand oberstrom und unterstrom ist. Bei mehreren Metern Differenz, wie sie bei manchen Meßstellen bestehen, darf das sicherlich nicht vernachlässigt werden. An den beschriebenen Meßstellen treten dagegen im hauptsächlich ausgewerteten Meßbereich von 1—15 l/sec nur 20—35 cm Wasserstandsdifferenz auf, so daß die Unterläufigkeit aus diesem Grunde sehr gering sein wird. Zudem läßt sich die Unterläufigkeit bestimmen, indem oberhalb und unterhalb der Meßstellen mehrere Abflusssmessungen durchgeführt werden, die dann mit der Anzeige der Meßwehre verglichen werden können. Aus dem Vergleich ergibt sich, ob und wie stark eine Meßstelle unterläufig ist. Für die Meßstelle Borner z. B. zeigten diese Messungen, daß sie nicht unter- und umläufig ist.

5. Analyse der Abflußganglinie

Im Meßgebieten, die wegen ihres einheitlichen geologischen und petrographischen Aufbaus für diesen typische Abflußkurven erwarten lassen, wurden die beschriebenen hydrogeologischen Meßstellen eingerichtet. Durch die Untersuchung der abfallenden Äste der Abflußganglinien, die die Pegel aufzeichnen, werden die Leerlaufkurven für die anstehenden Gesteine bestimmt. Diese sind in der Art der Abb. 3 für die einzelnen Gesteinstypen unterschiedlich.

5.1. Trennung des Abflusses in Oberflächen-, Boden- und Grundwasserabfluß

5.1.1. Definition der Begriffe

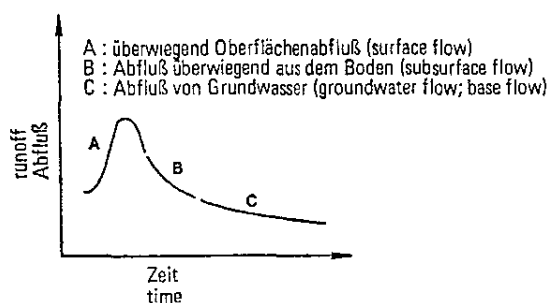


Abb. 29: Abfluß während und nach einem Niederschlag.
 Runoff during and after precipitation.

Zur Analyse der Ganglinie wird die Kurve des Abflusses während und nach einem Niederschlag entsprechend der Abb. 29 in drei Abschnitte aufgeteilt, und zwar in die Teile mit überwiegendem Oberflächen- (A), Boden- (B) und Grundwasserabfluß (C). Diese Einteilung entspricht der in Kap. 2.1. erwähnten angelsächsischen Aufteilung des Abflusses in surface flow (A), subsurface flow oder interflow (B) und groundwater flow oder baseflow (C). Die Fließwege dieser Anteile zum Vorfluter zeigt schematisch die Abb. 30. Dort ist nicht dargestellt, daß z. B. aus Oberflächenwasser Bodenwasser, oder umgekehrt, aus Bodenwasser wieder Oberflächenwasser werden kann. Bei D ist in der Abbildung darauf hingewiesen, daß bei steigendem Wasserstand auf Grund des entstehenden lokalen hydraulischen Gradienten Bachwasser in das Ufer eintreten kann. Als sogenannte Uferspeicherung (bank storage) tritt es bei fallendem Bachwasser wieder aus (Näheres siehe Kap. 5.1.2.3.).

5.1.2. Methoden zur Trennung der einzelnen Abflußanteile

Schon um die Jahrhundertwende beobachteten die ersten Autoren, daß der Abflußrückgang von Quellen und Bächen in Gebieten mit ungespanntem Grundwasser nach einem Niederschlag oft durch eine einfache mathematische e-Funktion der Form

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha(t-t_0)}$$

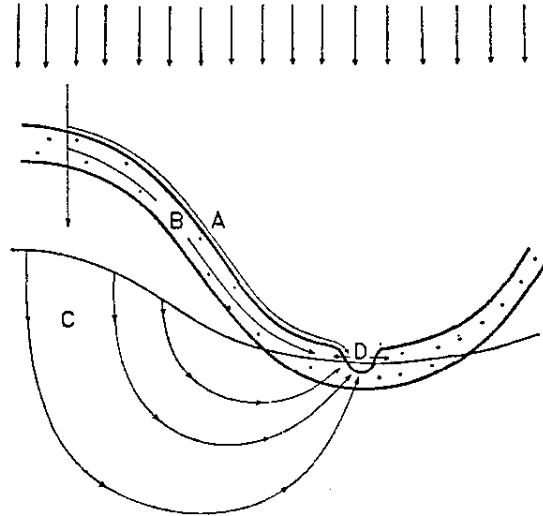


Abb. 30: Schema der Fließbahnen von Oberflächen- (A), Boden- (B), Grundwasserabfluß (C) und Uferspeicherung (D).

Flow path of (A) surface-flow, (B) subsurface-flow, (C) groundwater-flow and (D) bank storage.

beschrieben werden kann (BOUSSINESQ 1903, MAILLET 1903, HORTON 1903, zitiert in HORTON 1933; BOUSSINESQ 1904, MAILLET 1904). Dabei bedeuten

Q_0 der Abfluß zur Zeit $t = t_0 = 0$

Q_t der Abfluß zur Zeit $t = t$

t die Zeit

α eine Konstante

e die natürliche Zahl

MAILLET und BOUSSINESQ untersuchten diese Formel mittels hydraulischer Methoden auch theoretisch. Es fanden sich immer mehr Beispiele, bei denen e-Funktionen zur Beschreibung des Abflußrückganges angewendet werden konnten. Das könnte dadurch erklärt werden, daß immer dann eine e-Funktion als Leerlauffunktion entsteht, wenn die Grundwasserströmung durch einen Bewegungswiderstand proportional zur Geschwindigkeit behindert wird. Eine einfache e-Funktion würde wahrscheinlich dann z. B. entstehen, wenn das Darcy'sche Gesetz mit statistisch gleichem Permeabilitätswert für das ganze Einzugsgebiet gilt und sich ein einheitliches Fließsystem im Sinne von HUBBERT (1940) ausgebildet hat.

Auf halblogarithmischem Papier, bei dem eine Achse einen linearen und die andere einen logarithmischen Maßstab hat, kann leicht überprüft werden, ob und welche e-Funktion einen Abflußrückgang beschreiben kann. Auf diesem Papier erscheint eine einfache e-Funktion nämlich als Gerade (Näheres unter Kap. 6.3.).

5.1.2.1. Halblogarithmische graphische Abtrennung

SHERMANN (1932 a,b) versuchte Abflußkurven („hydrographs“) mittels seines unit-hydrograph-Verfahrens graphisch zu analysieren. Er hatte das Ziel, über unit-hydrographs (Einheitganglinien bei einem Einheitsregen) den Abflußgang

des untersuchten Einzugsgebietes für jeden beliebigen Regen vorherzuberechnen. In einer großen Fülle von Arbeiten wurde seine Methode weiter entwickelt und die Faktoren untersucht, die diese Vorhersagen beeinflussen. Im deutschen Sprachraum haben in den letzten Jahren LAUTERBACH & GLOS (1966) sowie MENDEL (1968 a,b) zu diesem Thema Stellung genommen.

CHOW (1964) gab eine anschauliche Abbildung (Abb. 31) zur Abtrennung der einzelnen Abflußanteile, wie sie heute möglich ist. Zur Abtrennung der Abflußanteile trägt man die Abflußganglinie eines Niederschlagsereignisses auf halblogarithmischem Papier auf und findet im unteren Teil des abfallenden Astes eine Gerade (siehe Abb. 31), die den base flow kennzeichnet. Diese wird unterhalb des gekrümmten Teils der Ganglinie bis unter den Wendepunkt verlängert (Abb. 31 H-J; die Wahl des Punktes J ist willkürlich. Andere Autoren nehmen ihn z. B. unter dem Maximum der Abflußkurve an). Vom höchsten Punkt der Geraden bis zum Beginn des Abflußanstieges wird wiederum eine Gerade gelegt (Abb. 31 J-B). Nach Abtrennen des base flow entspricht die Fläche HJBD der Menge des surface- und subsurface flow. Die Abflußwerte werden nach Abzug des base flow neu aufgetragen, so daß die Kurve L(D)M entsteht. Daraus läßt sich oft der interflow als weitere Gerade (= e-Funktion) abtrennen (LI). Der Oberflächenabfluß entspricht dann der Kurve N(D)M.

BARNES (1939) bezeichnete im Zusammenhang mit der graphischen, halblogarithmischen Auftrennung von Abflußkurven des Iowa-Flusses (Niederschlagsgebiet 8360 km²) den base flow als Grundwasser und führte dafür die oben angeführte Gleichung an. Viele Autoren folgten ihm auf diesem Weg mit ähnlichen oder modifizierten

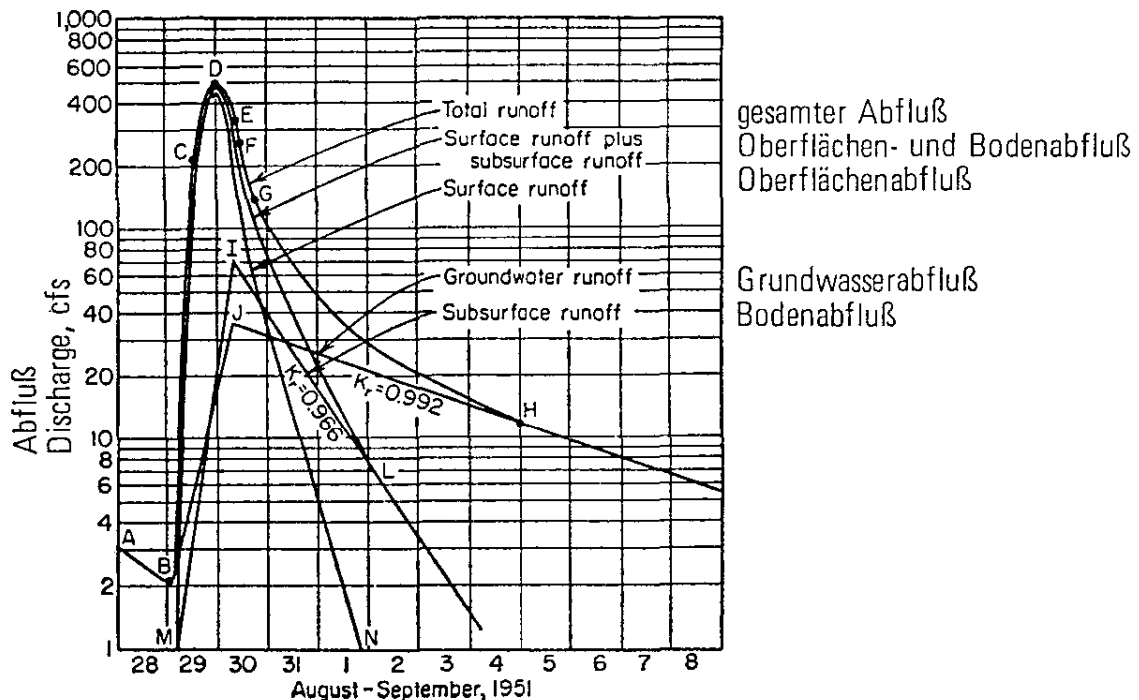


Abb. 31: Halblogarithmische Darstellung einer Abflußganglinie. Es wird die Abtrennung der einzelnen Abflußanteile gezeigt (aus V. T. CHOW 1964).

Semi-logarithmic plotting of a hydrograph showing separation of runoff components (V. T. CHOW 1964).

Methoden. Obwohl alle diese Abtrennungen mit subjektiven Annahmen behaftet sind — sie sind empirisch oder halbempirisch — ist es heute allgemein üblich, den Grundwasseranteil im Abfluß großer Flußsysteme über den base flow zu bestimmen. Allen diesen Verfahren ist gemeinsam, daß der bestimmte Grundwasserabfluß der addierte Abfluß aller Grundwasserleiter ist, die oberhalb der Pegelstation austreichen. In dem gesamten Grundwasserabfluß lassen sich aber die Grundwasserspenden einzelner Locker- und Festgesteinskomplexe nicht unterscheiden.

In Amerika arbeiteten z. B. HURSH & BRATER (1941), MEYBOOM (1961), KUNKLE (1962), RIGGS (1964) und TRAINER (1969) über den base flow großer Einzugsgebiete. Im Gegensatz dazu untersuchte KILPATRICK (1964) den base flow eines kleinen Einzugsgebietes. Er konnte Grundwasserspenden aus Terrassen und Festgestein trennen. Über die russischen Methoden informierten KUDELIN (1958) und CHERNAYA (1964); für Frankreich gab ROCHE (1967) eine Zusammenstellung. In Deutschland setzten sich insbesondere NATERMANN (1950, 1958), WUNDT (1953a, b, 1960, 1967) und SCHRÖDER (1952) mit diesem Problemkreis auseinander. GRUNDY (1951) berichtete über die Anwendung in Afrika und INESON & DOWNING (1964) über die in England. In Skandinavien arbeiteten WERNER & SUNDQUIST (1951) Formeln aus, die den Einfluß von gespanntem Grundwasser auf den Abfluß berücksichtigten.

KULANDAISWAMY & SEETHARAMAN (1969) veröffentlichten — nach eigenen Angaben — die erste systematische Studie über die Anwendbarkeit von BARNES Methode. Unter BARNES Methode verstehen sie die oben erläuterte graphische, halblogarithmische Aufteilung des unit-hydrographs in drei Abflußteile. Sie stellten fest, daß es viele Beispiele gibt, in denen sich diese Trennung nicht durchführen läßt und daß dies auch im gleichen Flußsystem von Niederschlag zu Niederschlag unterschiedlich sein kann. Sie sind sogar nicht sicher, ob man den direkten Abfluß (surface flow und subsurface flow) damit vom Grundwasserabfluß trennen kann und halten in dieser Hinsicht weitere Untersuchungen für nötig.

Durch systemtheoretische Betrachtungen können diese Schwierigkeiten erklärt und auch einer Lösung zugeführt werden.

5.1.2.2. Systemtheoretische Erwägungen

DOOGE (1968) zeigt in einer zusammenfassenden Darstellung, daß der Wasserkreislauf systemtheoretisch besonders anschaulich erfaßt werden kann. Er definierte ein System folgendermaßen (1968, S. 58):

„Any structure, device, scheme, or procedure,
 Real or abstract,
 That interrelates in a given time reference,
 An input, cause, or stimulus,
 Of matter, energy, or information,
 And
 An output, effect, or response,
 Of information, energy, or matter.“

Er schrieb weiterhin:

„A hydrologic system may then be defined as any system in accordance with the above definition, which is concerned with water in its natural state.

The role of the system in generating output from input, or in interrelating input and output, is its essential feature. The output from any system depends on the nature of the input, the physical laws involved, and the nature of the system itself — both the nature of the components and the structure of the system according to which they are connected. In physical hydrology, as in other branches of applied physics, all three are taken in account in predicting the output. In the systems approach, however, the overall operation of the system is examined without taking into account all the complex details of the system or all the complex physical laws involved.“

Der Wasserkreislauf ist ein geschlossenes System in bezug auf den Transport und die Umwandlung des Wassers, wenn man das juvenile Wasser außer Betracht läßt. Bei Betrachtung der Energiebilanz ist er ein offenes System, da die einkommende Strahlung stärker ist als die Abstrahlung in den Weltraum. Ein System kann in Untersysteme aufgeteilt werden, die dann wieder als eigene Systeme betrachtet werden können. Ein Niederschlagsgebiet ist kein geschlossenes System. Es kann als solches nur behandelt werden, wenn alle Eingänge (inputs) und Abgänge (outputs) bekannt sind. DOOGE (1968, S. 62) teilte das System Einzugsgebiet in der Art der Abb. 32 in weitere drei Untersysteme auf, und zwar in

1. das System Oberfläche — Abfluß
2. das System Boden — Abfluß
3. das System Grundwasser — Abfluß

Die meisten Systemuntersuchungen haben sich bisher mit dem ersten System beschäftigt (Methode: unit-hydrograph). In bezug auf das dritte System arbeitete besonders KRAIJENHOFF VAN DE LEUR (z. B. 1958, 1962) über Grundwasserhydraulik im Sinne der Theorie über lineare Systeme. Lineare zeitunabhängige *) Systeme haben nach DOOGE (S. 63) in der Hydrologie, wenn sie kausal sind, folgende algebraische Beziehung:

$$y(t) = \int_0^t x(\tau) h(t-\tau) d\tau$$

Es ist $x(\tau)$ = Eingabe (input)

$y(t)$ = Ausgabe (output)

$h(t)$ = die Funktion, welche Systemoperationen charakterisiert

Nach DOOGE liegen über das zweite Untersystem, dem Wasser im Boden, systemtheoretische Untersuchungen bisher kaum vor. Diese dürften besonders schwierig sein.

Wenn auch in Teilen des Wasserkreislaufes systemtheoretisch lineare Beziehungen hergestellt werden können, deutet nach DOOGE (S. 67) manches darauf hin, daß viele der Systemprozesse in der Hydrologie von nicht linearer Natur sind. Außerdem schreibt er (S. 67):

„Even in the absence of non-linear components, non-linearity will exist in our hydrologic systems if there are threshold values“ (Schwellenwerte).

*) Eine kurzgefaßte Einführung in die Begriffe Linearität und Zeitinvarianz (Zeitunabhängigkeit) ist bei ANSCHÜTZ (1970) zu finden.

Ab

Ve
zur
sch
Ke
tra
Vo
(KBe
des
vor
lich
der
Zus
sof
ner
bas
fadsud
gur
bilo
Rüerv
we
aus

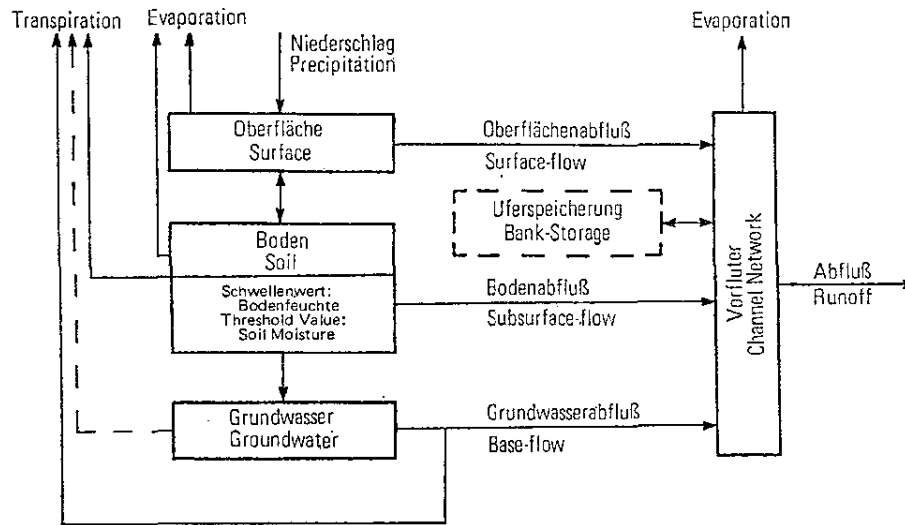


Abb. 32: Das Einzugsgebiet als System (erweitert nach DOOGE 1968, S. 62).
The catchment as a system (modified after DOOGE 1968, p. 62).

Einer dieser Schwellenwerte entsteht aus dem Zusammenwirken von Boden und Vegetation, wie es unter Kap. 3.2. beschrieben ist. Dort zeigt sich auch, daß der Zufluß zum Grundwasser nicht zeitunabhängig ist. Nach eigener Ansicht bildet ein Niederschlagsgebiet im Wasserkreislauf ein nicht-lineares, zeitabhängiges, offenes System. Bei Kenntnis aller Ein- und Abgänge (input, output) kann es als geschlossenes System betrachtet werden. Es ist aber unmöglich, darauf sei schon hier hingewiesen, die komplexen Vorgänge solch eines Systems z. B. mit der üblichen Wasserhaushaltsgleichung zu erfassen (Kap. 6).

Niederschlagsgebiete wurden oben als nicht-lineare, zeitabhängige Systeme aufgefaßt. Bedenkt man außerdem noch, daß die physikalischen Bedingungen, wie z. B. Verteilung des Niederschlags, Änderung der Bodenfeuchte (sie ist wichtig beim Zusammenwirken von Boden und Vegetation zur Regulierung der Versickerung: Kap. 3.2.), unterschiedliche Ausbildung der Bewegungsbahnen für das Boden- und Grundwasser (Kap. 1.) und der Grundwasserfließbilder nach HUBBERT und TOTH (Kap. 3.5.2.) sowie ihr zeitliches Zusammenspiel innerhalb größerer Einzugsgebiete sich nichtlinear verändern, so wird sofort verständlich, daß die klassische Auftrennung der Abflußanteile in drei Komponenten für größere Einzugsgebiete nur als Sonderfall möglich ist. Auch der Rückgang des base flow wird in geologisch kompliziert gebauten Einzugsgebieten nur selten einer einfachen e-Funktion folgen.

Anders wird das bei kleinen Einzugsgebieten sein, wie sie in dieser Arbeit untersucht werden. In ihnen kann sich entsprechend den einheitlichen hydraulischen Bedingungen eine einfache e-Funktion als Leerlauf-funktion für das Niederschlagsgebiet ausbilden. Diese kann dann auch nach der oben beschriebenen graphischen Methode aus der Rückgangskurve des Abflusses aus kleinen Einzugsgebieten bestimmt werden.

Es ist allerdings noch zu prüfen, ob diese Auftrennung durch die unter Kap. 5.1.1. erwähnte Uferspeicherung erschwert wird. Dazu soll im nächsten Abschnitt untersucht werden, wie lange bei einem Bachabfall nach einem Niederschlag größere Mengen Wasser aus der Uferspeicherung abfließen.

5.1.2.3. Uferspeicherung *) (bank storage)

Bei Erhöhung des Wasserstandes sickert Bachwasser dem lokal entstandenen hydraulischen Gradienten folgend in die Bachufer ein. Es entsteht eine Uferspeicherung (bank storage in der englischen Literatur). DIELER, DIESEL & GROSSSTEINBECK (1964) erklärten mittels der Diffusionsgleichung mathematisch die hydromechanischen Vorgänge am Beispiel des Rheins bei Köln. Auf Grund chemischer Analysen ermittelten sie die Reichweite der Uferspeicherung dort mit maximal 500 m. Nach Vorarbeiten von TODD (1955, 1959) beschrieben COOPER & RORABAUGH (1963 a, b) bei Annahme einiger Randbedingungen mit Hilfe von asymmetrischen Funktionen den Einfluß der Uferspeicherung auf horizontale Grundwasserspiegel in Grundwasserleitern. Er ist allgemein abhängig von der Höhe der Flutwelle, der Zeitdauer ihres Auftretens, den hydrogeologischen Bedingungen des Aquifers und vor allem von der seitlichen Ausdehnung des Aquifers. Je geringer die Höhe und Dauer der Flutwelle und die seitliche Ausdehnung des Aquifers, desto geringer ist die Menge der Uferspeicherung und desto schneller ist diese beim Abflußrückgang ausgeflossen.

DANIEL, CABLE & WOLF (1970) testeten das Modell von COOPER & RORABAUGH im weiten, ebenen Tal (4 km Breite) des White Rivers in Indiana/USA. Ein sandiger Aquifer bietet dort hervorragende Bedingungen für eine starke Uferspeicherung. Für eine Wasserstandserhöhung von etwa 1,70 m nach 50 Stunden Anstieg wurde eine Ausfließzeit für die Uferspeicherung von etwa 35 Stunden ermittelt. Der hydraulische Gradient konnte am Flußbett in drei Komponenten aufgeteilt werden (DANIEL etc., Abb. 5, S. 222):

1. in die Komponente, die dem Grundwasserzufluß vor dem Anstieg im Fluß entspricht;
2. in eine Komponente, die sich aus einer lokalen Grundwasser-Neubildung während des Niederschlags ergibt;
3. in die Komponente, die durch den Anstieg des Flußwassers an der Grenzfläche von Fluß zu Ufer entsteht und in den Aquifer gerichtet ist.

Aus der Addition aller Komponenten ergab sich der hydraulische Gradient für die Uferspeicherung. In diesem Falle hatte er den weiteren Zufluß von Grundwasser vom Beginn bis zum Höhepunkt der Hochwasserwelle verhindert, da auf Grund der weiten Talflächen der hydraulische Gradient des Grundwassers klein gegenüber dem neu entstandenen Gradienten der Uferspeicherung war.

In den vergleichsweise engen Tälern des Rheinischen Schiefergebirges ist das Potentialgefälle von der Grundwasserscheide bis zum Bach so stark, daß ein normaler Bachanstieg die starken hydraulischen Gradienten des Grundwassers nur geringfügig modifizieren, aber nicht unterdrücken kann. Außerdem ermöglichen die geringe Höhe und Dauer der meisten Flutwellen sowie die oft geringe seitliche Ausdehnung der Talfüllungen meist keine bedeutende Uferspeicherung. Diese läuft mit Abfluß der Flutwelle aus und hat deswegen auf die Abtrennung des base flow keinen Einfluß.

*) Der Begriff „Uferspeicherung“ wird dem bisher in der deutschen Literatur benutzten Begriff „Uferinfiltration“ (z. B. bei DIESEL 1958 und DIELER, DIESEL & GROSSSTEINBECK 1964) unter anderem deswegen vorgezogen, weil er sich deutlich von dem bei der Grundwassergewinnung gebräuchlichen Begriffen „Uferinfiltrat“ und „Uferfiltrat“ abhebt und außerdem betont, daß es sich nur um eine relativ kurzzeitige Speicherung von Wasser handelt.

heit.
misc
das
und

den
chen
Gru
fizie

Zeit
zu 1

nur
den
die
unte
wäh
glei
eine
hieb
bod
4° c

Que
aber
Auf
fluß
STR
und
Ges
vers
Erhö
über
kall
daß
ren

sam
such
die
der
aus
tanc
nom

5.2. Oberflächen- und Bodenabfluß

In den vorherigen Abschnitten hat sich ergeben, daß in den kleinen hydraulisch einheitlichen Einzugsgebieten der Grundwasserabfluß mit der graphischen halblogarithmischen Methode im abfallenden Ast der Abflußkurve abgetrennt werden kann. Für das Ziel dieser Untersuchung ist es nicht nötig, den restlichen Abfluß in Oberflächen- und Bodenabfluß aufzutrennen. Sie werden deswegen gemeinsam erörtert.

Von besonderem Interesse ist die Frage, ob es Hinweise auf das zeitlich verschiedene Auftreten der drei Abfluß-Komponenten gibt. So müßten bei unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung von Oberflächen- und Bodenwasser auf der einen und Grundwasser auf der anderen Seite diese beiden Komponenten hydrochemisch identifiziert werden können.

Mit dem Einfluß des Bodens auf den Grundwasserchemismus haben sich in letzter Zeit u. a. zwei Autoren, STRÄSSER (1966) und SCHULZ (1970) beschäftigt und kamen dabei zu nicht übereinstimmenden Schlüssen, die aber — wie im Folgenden gezeigt wird — nur scheinbar gegensätzlich sind. Laut SCHULZ (z. B. S. 40) hat der Boden den entscheidenden Einfluß auf die Chemie des Grundwassers, laut STRÄSSER (z. B. S. 18) geschieht die entscheidende chemische Veränderung des versickernden Niederschlagswassers in dem unter dem Verwitterungsboden liegenden Gestein. Für die Zunahme der Gesamthärte während der Sickerung durch den Verwitterungsboden erhalten beide aber annähernd gleiche Werte. SCHULZ (Tab. 3, S. 61) fand bei der Durchsickerung des Bodens — bis auf einen Probenort — eine Erhöhung der Gesamthärte um etwa 2—4° dH; STRÄSSER erhielt ebenfalls Erhöhungen von etwa 2° dH bei der Durchsickerung des Verwitterungsbodens. Der weitere Härteanstieg erfolgt dann im Gestein, und zwar bei SCHULZ auf 4° dH, bei STRÄSSER auf über 20° dH.

Daß sie zu unterschiedlichen Schlußfolgerungen kommen, liegt also daran, daß die Quellen bei SCHULZ (S. 43, Tab. 1) nur eine Gesamthärte von etwa 4° dH, bei STRÄSSER aber von über 20° dH haben, da das Grundwasser dort in kalkhaltigen Gesteinen fließt. Auf Grund der insgesamt geringen Ionen-Konzentration weist SCHULZ einen starken Einfluß des Bodens auf alle gelösten Ionen für die untersuchten weichen Quellwässer nach. STRÄSSER betrachtet dagegen harte Quellwässer mit hohen Gesamt-Ionenkonzentrationen und erkennt, daß in kalkhaltigen Gebieten der chemische Typ des Grundwassers erst im Gestein gebildet wird, nachdem der Verwitterungsboden durchsickert wurde. So wird es verständlich, daß beide Autoren trotz fast identischer Meßwerte für die bodenbedingte Erhöhung der Gesamthärte des Sickerwassers zu unterschiedlichen Schlußfolgerungen über die Einwirkung des Bodens auf den Grundwasserchemismus kommen. In einem kalkigen Gebiet wird der Chemismus des Grundwassers also im Gestein bestimmt, so daß dort Oberflächen- und Bodenwasser auf der einen und Grundwasser auf der anderen Seite deutlich unterschiedlichen Kalkgehalt haben.

In solchen Gebieten mit kalkigen Gesteinen hat KUNKLE (1965) die chemische Zusammensetzung des abfließenden Wassers vor, während und nach Niederschlägen untersucht. Er maß dazu die Leitfähigkeit in den Vorflutern (in micromhos = 10^{-6} Siemens), die von der Gesamtmenge der gelösten Ionen abhängt. Wie die Abb. 33 zeigt, wird der Hochwasserabfluß dort schon 3 Tage nach einem Niederschlag (28 mm) nur noch aus Grundwasser zusammengesetzt; denn dann hat die Leitfähigkeit (specific conductance) schon wieder den Wert für das Grundwasser von etwa 520 micromhos angenommen.

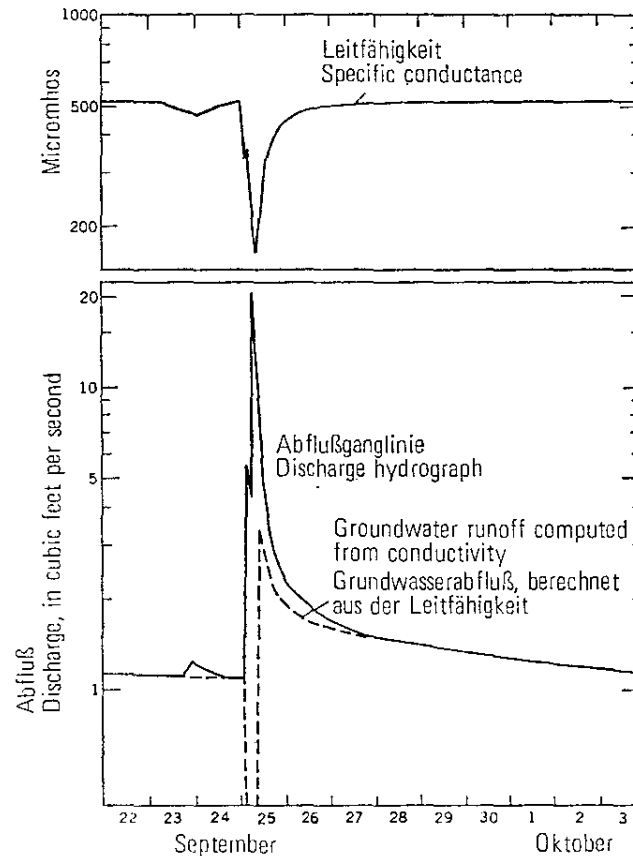


Abb. 33: Vergleich zwischen Abfluß, Grundwasserabfluß und Leitfähigkeit im Four Mile Creek (Iowa), USA (aus KUNKLE 1965).

Hydrographs showing water discharge, specific conductance and computed ground water runoff in Four Mile Creek (Iowa), USA (after KUNKLE 1965).

Das Einzugsgebiet des untersuchten Four Mile Creeek betrug an der Meßstelle etwa 50 km². KUNKLE war der Ansicht, daß die bank storage dort während des Wasseranstieges das Nachfließen von Grundwasser verhindert und stellte das in der Abb. 33 durch die beiden senkrechten gestrichelten Linien dar. In der Zeit zwischen diesen beiden Linien sollte kein Grundwasser nachfließen.

Es wird darauf hingewiesen, daß nach Kap. 5.1.2.3. in den kleinen Einzugsgebieten des Rheinischen Schiefergebirges das Nachfließen von Grundwasser während des Niederschlags nicht durch die bank storage verhindert wird, wie es KUNKLE für das von ihm getestete 50 km² große Einzugsgebiet annahm.

PINDER & JONES (1969) fanden für kleine bewaldete Einzugsgebiete in Neuschottland (Canada), daß dort während eines Hochwassers der Anteil von Boden- und Oberflächenwasser nur 50—68 % des Hochwasserabflusses betrug. Dort wird also der Grundwassernachfluß während des Niederschlags ebenfalls nicht verhindert. Die jährliche Gesamtsumme von Boden- und Oberflächenwasser („oberflächennah abfließendes Wasser“) bestimmte H. M. KELLER (1970) bei gewissen Annahmen für 5 kleine Untersuchungsgebiete in der Schweiz auf Grund der natürlichen Calcium-Verdünnung (S. 147: Tab. 17) und auf Grund der Verdünnungskurven der elektrischen Leitfähigkeit, der Gesamthärte, des Calciums und des Karbonates (S. 148: Tab. 18) im Jahresmittel mit

13—23 % des Gesamtabflusses, so daß demnach rund 80 % als Grundwasseranteil angesehen werden könnte.

Während der Vegetationsperiode (s. Kap. 3.2. und 3.3.) ist in kleinen Einzugsgebieten der Oberflächen- und Bodenabfluß in durchlässigen Böden ohne stauende Lagen nach spätestens 2—3 Tagen abgelaufen. Das zeigten besonders auch die Untersuchungen von KUNKLE. Befinden sich in einem Boden ausgedehnte stauende Lagen, so kann sich über diesen eine sehr schmale wassergesättigte Zone mit positivem hydraulischem Druck ausbilden. Nach den Messungen von WHIPKEY (1967, S. 257) kann aus diesen Lagen auch im Sommer eine geringe Menge Wasser längere Zeit nach einem Niederschlag abgelaufen und sich dem base flow überlagern.

Außerhalb der Vegetationsperiode besteht ein langandauernder, kräftiger Bodenabfluß, da dann kein Bodenwasser durch die Vegetation verdunstet wird (s. unter Kap. 3.2., besonders Abb. 9). ASMUSSEN & RITCHIE (1969) haben die Zeit eines solchen interflow-hydrographs bei ruhender Vegetation (Januar—März 1968) mit insgesamt 12 Tagen für ein flaches Einzugsgebiet von 0,637 acre (2580 m²) ermittelt.

Durch den unterschiedlichen Bodenabfluß im Sommer und Winter werden wahrscheinlich die typischen und unterschiedlichen Formen des Abflußrückganges für Zeiten ruhender und transpirierender Vegetation verursacht (s. Abb. 10 a und b). Daraus ergibt sich für die Abtrennung des base flow, daß die für den base flow zu erwartende einfache e-Funktion nach Niederschlägen im Winter erst viel später auftreten kann als nach sommerlichen Niederschlägen.

Allgemein ist es so, daß der Bodenabfluß (subsurface flow) bei weitem den Oberflächenabfluß (surface flow) überwiegt (HURSH 1944; VAN'T WOUDT 1954; BURYKIN 1957; VAN DIJK 1958; MOLCHANOW 1960; LAURENSEN 1961; TSUKAMATO 1961). Der Bodenabfluß findet fast vollständig in dem zweiten System der Bewegungsbahnen statt (s. Kap. 1. und 3.2.). Das betont auch besonders WHIPKEY (1965, S. 255, 257).

5.3. Grundwasserabfluß

In den vorherigen Abschnitten hat sich herausgestellt, daß der Grundwasserabfluß in den kleinen Einzugsgebieten zur Zeit der transpirierenden Vegetation bei gewissen hydraulischen Bedingungen durch eine e-Funktion dargestellt und deswegen auf halblogarithmischem Papier graphisch vom Boden- und Oberflächenabfluß getrennt werden kann. In der Abb. 34 ist das für zwei Niederschläge an einer hydrogeologischen Meßstelle aufgezeigt, die in der Nähe des Ortes Borner (Oberbergischer Kreis) stand. Die Punkte bedeuten Meßwerte, die aus den Pegelaufzeichnungen entnommen sind. Die Meßwerte des Grundwasserabflusses sind zwar durch die Geraden (e-Funktionen) sozusagen eingehüllt, weichen aber teilweise im täglichen Rhythmus deutlich nach unten ab. Es liegt offensichtlich eine Entnahme von Grundwasser im Tagesrhythmus in der Art vor, daß die entsprechende Menge Wasser im Abfluß fehlt. Als verursachender Faktor steht dafür nur die Evapotranspiration zur Verfügung. Nachdem in Kap. 3.2. die jahresrhythmischen Zusammenhänge zwischen Vegetation und Grundwasserausfluß betrachtet wurden, werden jetzt die tagesrhythmischen Zusammenhänge erläutert.

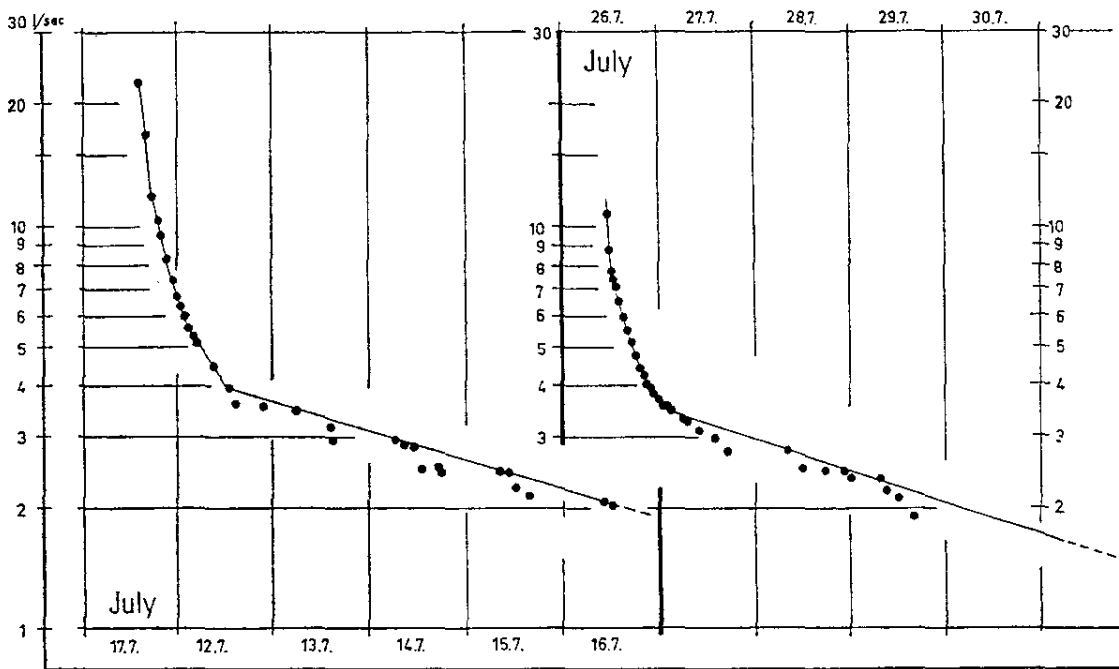


Abb. 34: Halblogarithmische Darstellung des Abflusses nach zwei Niederschlägen in einem hydrogeologischen Meßgebiet bei Borner (Oberbergischer Kreis).
Semi-logarithmic graph of runoff after rainfalls at Borner station.

5.3.1. Vegetation und Grundwasserabfluß

Für diese Untersuchungen sollen als Beispiel hauptsächlich Messungen der Meßstelle Borner vom Juni 1969 herangezogen werden. In der Meßzeit fiel kein Niederschlag; es herrschte eine sehr starke Evaporation, die in der Abb. 35 A durch die Summenaufzeichnung des in Kap. 4.2.3. beschriebenen Wasserbilanzschreibers charakterisiert ist.

ΔV ist dabei die täglich vom Gerät gemessene Verdunstung und ΔQ ist der Gesamtbetrag der täglichen stufenförmigen Abflußänderung. Eine gestrichelte Linie verbindet die Kanten dieser „Stufen“, wie es auch in Abb. 34 zu sehen ist. Wenn es zwischen der Verdunstung und der Abflußänderung eine Beziehung gibt, so müßte sich in einem Vergleich zwischen den ΔV - und ΔQ -Werten der jeweiligen Tage ein Zusammenhang zeigen. Dieser wird durch die Abb. 35 C bestätigt, in der die tägliche Verdunstung und die dazugehörige Höhe der Stufen gegeneinander aufgetragen sind. Eine Regressionsanalyse ergab für beide folgende mathematische Beziehung:

$$\Delta V = 0,1083 \Delta Q + 0,0707$$

Der Korrelationskoeffizient beträgt $r = 0,90$. Diese Formel entspricht einer Geraden

$$y = a x + b$$

Die Steigung der Geraden, also der Faktor a , ist abhängig von dem Gerät, das die Verdunstung mißt, von der Wahl des Gerätestandortes und von der Evapotranspiration

A
A
B
C

du
ka

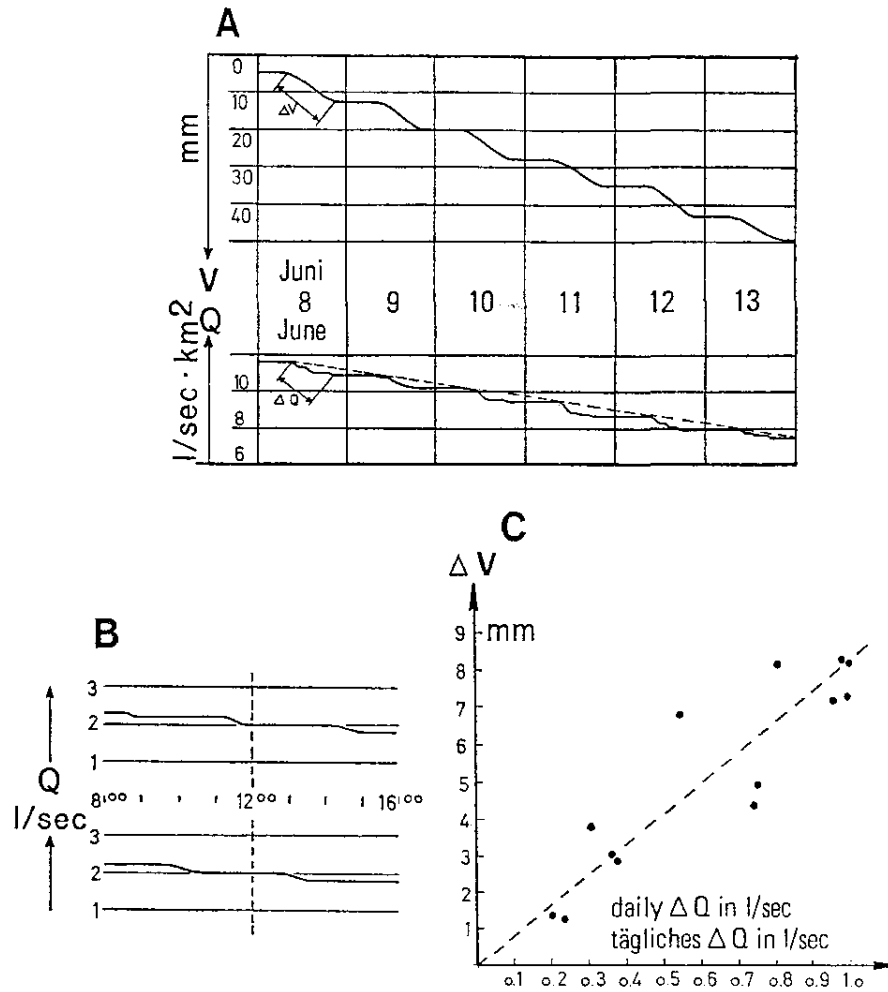


Abb. 35: Vergleich zwischen Verdunstung und Änderung des Abflusses.
Comparison of evaporation and runoff changes.

- A Stufenförmige Abflußlinie und Verdunstung an der Meßstelle Borner vom 8. bis 13. 6. 1969
- A Step-like recession curve and evaporation at Borner station from 8—13 June 1969
- B Zwei Typen des täglichen, nicht kontinuierlichen Abflußrückganges bei starker Verdunstung (Einfluß der „Mittagsdepression“)
- B Two models of daily non-continuous recession curves under conditions of high evaporation
- C Diagramm der Beziehungen zwischen täglicher Verdunstung ΔV und täglichem Abflußrückgang ΔQ an der Station Borner vom 7. bis 21. 6. 1969
- C Diagram of daily evaporation ΔV in relation to daily runoff changes ΔQ for Borner station from 7—21 June 1969
- ΔV = tägliche Verdunstung in mm, gemessen vom Wasserbilanzschreiber
 ΔV = daily evaporation in mm as measured by water balance recorder
- ΔQ = tägliche stufenförmige Abflußänderung in l/sec
 ΔQ = daily runoff change in l/sec

des Meßgebietes. Solange Standort und Gerät in dem Gebiet nicht verändert werden, kann durch diesen Faktor die Entnahme von Grundwasser durch die Evapotranspira-

tion gekennzeichnet werden. Der Faktor wird sich wahrscheinlich mit der jahreszeitlichen Änderung des Wasserverbrauches der Pflanzen wandeln.

Weichen Abflußänderungen von der gefundenen Beziehung zwischen Evapotranspiration und Abflußänderung stark ab, so müßten diese durch Einflüsse erklärt werden, die nicht mit der Transpiration zusammenhängen.

Bei der Transpiration nehmen die Pflanzen durch die Wurzeln das Wasser ihrer Umgebung auf. Das tägliche Wachstum der Wurzeln — es kann bis zu mehreren mm betragen — ist nötig (siehe z. B. CHILDS 1964, S. 84) und reicht meist auch aus, um den Wasserbedarf zu decken. An sehr heißen Tagen schließen die Pflanzen aber wahrscheinlich dann ihre Spaltöffnungen, wenn der Turgordruck in den Zellen zu gering geworden ist. Die Transpiration wird gedrosselt, weil entweder der Wasserausgleich in der Pflanze mit der Transpiration nicht Schritt hält oder die Zufuhr an Wasser nicht ausreicht, da die Wurzeln nicht mehr genügend Wasser herbeibringen. Nach Ausgleich der Wasserbilanz werden die Spaltöffnungen wieder geöffnet. Die Transpiration setzt erneut ein. In der physiologischen Botanik wird dieser Vorgang als Mittagsdepression bezeichnet.

Bei den Auswertungen der täglichen Abflußrückgänge ließen sich an sehr warmen Tagen zwei Typen rhythmischer Abflußänderung feststellen. Sie sind in der Abb. 35 B schematisch dargestellt.

Die sogenannte Mittagsdepression der Pflanzen wird offensichtlich im Abfluß widerspiegelt. Dies macht deutlich, daß die Wirkung der Transpiration auf den Abfluß stärker ist als die der Evaporation. Ein Teil des Grundwassers gelangt tagsüber nicht in den Bach, so daß die echten Abflußwerte morgens vor Beginn der Verdunstung auftreten. In Anlehnung an das Grundwasser-Fließsystem der Abb. 14 werden hauptsächlich Pflanzen in der discharge area das Grundwasser verdunsten, wie es auch in der Abb. 28 für den Talboden dargestellt ist.

Andere Autoren haben weitere Typen der täglichen Abfluß- oder Grundwasser-Spiegelschwankungen bei starker Verdunstung beschrieben und zum Teil danach den Wasserverbrauch der Pflanzen berechnet (EAKIN & MOORE 1965; HIEKEL 1964; KAUSCH 1957; KIRWALD 1969; MEYBOOM 1964; ROBINSON 1965; TROXELL 1936; WHITE 1932). Die Beobachtungen dieser Autoren stimmen in den Grundzügen mit den eigenen überein, ohne daß von ihnen die Korrelation zwischen gemessener Verdunstung und Abflußrückgang durchgeführt und der eventuelle Einfluß der Mittagsdepression erkannt wurde.

5.3.2. Einwirkung des Bodenfrostes

Außer durch die Vegetation kann der Grundwasserausfluß auch durch Bodenfrost modifiziert werden. An der Meßstelle Borner ließ sich das beobachten.

So stieg dort nach Frostperioden bei Auftauen des Bodens am 19. 11. und 15. 12. 1968 der Abfluß im Bach jeweils um 0,4 l/sec an, und zwar einmal von 7,5 auf 7,9 l/sec und das zweite Mal von 6,5 auf 6,9 l/sec. Der Bodenfrost bewirkte in dem 1,29 km² großen Einzugsgebiet einen reversiblen Abflußrückgang von 0,4 l/sec. Die Ursache liegt im Vereisen von kleinen Quellen und Zuflußstellen neben dem Bach. Manchmal bildet sich an den Zutrittsstellen des Bachrandes ein mit Boden durchschichtetes Nadeleis, das ein guter Hinweis auf kleine Wasserzutritte ist.

I
in der
den v
Wasse
mals
Nover
Beginn
die Ve
A
Abfluß
vertikal
einer l
stark
kenhei
schnell
22. Ta
Nieder
löst w
Der A
schlag
zonen
gaben
bereich
direkt

z
1
1
discharge
Abfluß
l/sec

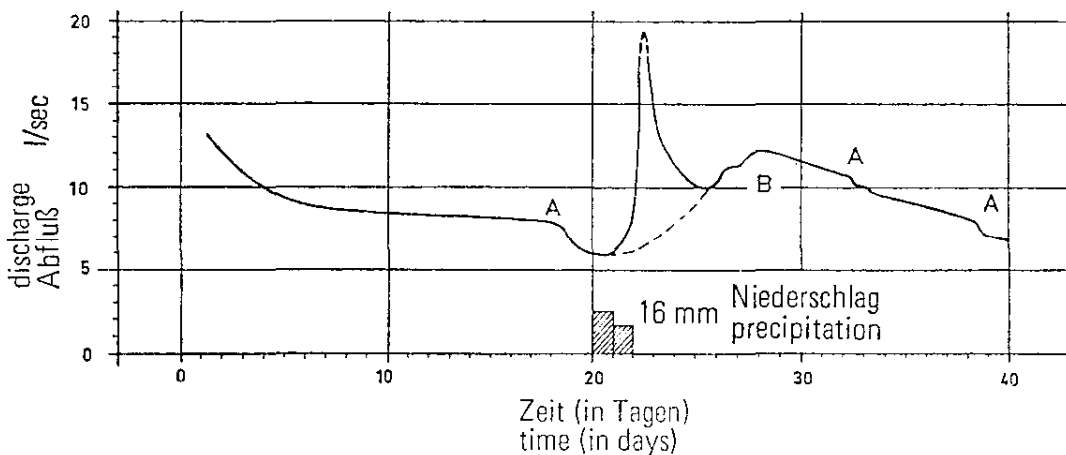
A = Le
En

Abb. 30

5.3.3. Einwirkung hydraulisch stark wirksamer tektonischer Störungen

Im Kap. 1. wurden in der Modellvorstellung zwei Bewegungssysteme für das Wasser in den Festgesteinen unterschieden, die Bewegung auf den engen Trennflächen und die in den weiten hydraulisch stark wirksamen offenen Störungen. Die Auswirkungen der Wasserbewegungen in diesen Störungen konnten im Abfluß der Meßstelle Borner mehrmals gemessen und einwandfrei identifiziert werden. Besonders deutlich waren sie im November und Dezember 1968, die eine für diese Gegend ungewöhnliche Trockenheit zu Beginn des Winters nach dem Ende der Vegetationsperiode brachte. Deshalb konnte die Vegetation keine Einwirkungen auf die beobachteten Phänomene ausüben.

Aus der Abb. 36 ist der Einfluß der hydraulisch stark wirksamen Störungen auf den Abfluß im Meßgebiet Borner ersichtlich. In dem Diagramm sind der Abfluß in l/sec vertikal und die Meßzeit, in Tagen fortlaufend gezählt, horizontal aufgetragen. Nach einer lang anhaltenden Regenperiode, die alle Trennfugen und Störungen im Untergrund stark aufgefüllt hatte, verläuft der Abflußrückgang während der anschließenden Trockenheit bis zum 19. Tag normal. Am 19. und 20. Tag geht der Abfluß unerwartet schnell um 2 l/sec zurück (A). Nach einem starken Niederschlag von 16 mm am 21. und 22. Tag erfolgt bis zum 26. Tag der normale Abflußrückgang, der dann ohne weiteren Niederschlag am 26. Tag durch einen „stufenförmigen“ Abflußanstieg um 2 l/sec abgelöst wird (B). Am 33., 34. und 39. Tag tritt „stufenförmiger“ Abflußrückgang auf (A). Der Abflußrückgang an den Stellen A der Abb. 36 und der Wiederanstieg ohne Niederschlag an der Stelle B muß durch Grundwasser verursacht sein, das in offenen Störungszonen fließt. Diese Störungszonen, die ab 20. Tag dem Bach kein Wasser mehr spendeten, gaben ab 26. Tag dem Bach wieder Wasser zu. Das Leerlaufen einzelner Störungsbereiche konnte dann an den Tagen 33, 34 und 39 beobachtet und an einer Stelle auch direkt gemessen werden. Die Störungszonen, die während der Regenperiode vor dem



A = Leerlaufen von hydraulisch sehr wirksamen, offenen Störungen
Emptying of open faults, which are of high hydraulic activity

B = Grundwasserwelle
Ground water wave

Abb. 36: Schematische Darstellung der Grundwasserwelle im Meßgebiet Borner im November und Dezember 1968.

Schematic drawing of the groundwater wave in the Borner measurement area in November and December 1968.

November 1968 weitgehend mit Wasser gefüllt waren, wurden durch den Niederschlag von 16 mm am 20. und 21. Tag wohl nur teilweise wieder aufgefüllt.

KIRWALD (1969) beschrieb ähnliche Erscheinungen für mehrere Kleinmeßstellen des RUHRTALSPERRENVEREINS (RTV) im Rheinischen Schiefergebirge und deutete die auftretenden „Wellen“ als Sickerwasserwellen, das heißt Wellen von Bodenwasser. Diese Deutung gilt nicht für die Untersuchung von Borner, bei der durch Messungen einwandfrei festgestellt wurde, daß das fragliche Wasser aus Störungen kommen muß. Es ist auch unwahrscheinlich, daß sich nach den Ergebnissen dieser neuen Untersuchung die Erklärung von KIRWALD als Sickerwasserwelle für die fraglichen Meßgebiete aufrecht erhalten läßt, da dort keine mächtigen Bodenprofile anstehen und die geologische Situation dort auch das Vorhandensein von offenen Störungen wahrscheinlich macht.

Das Meßgebiet Borner liegt zwischen zwei ehemaligen Erzrevieren in einer Zone mit vielen Störungen und intensiver Gangtektonik und ist aus Tonschiefern aufgebaut. Deswegen ist der zusätzliche Abfluß aus den Störungen hier gut zu erkennen. Mit der besonderen geologischen Situation läßt sich auch die längere Zeitdauer dieser Wellen im Vergleich mit den von KIRWALD beobachteten erklären. Zur Zeit wirksamer Vegetation verkürzte sich allerdings auch an der Meßstelle Borner die Zeitdauer der Grundwasserwellen, wenn sie auftraten.

Die Grundwasserwellen können nur in den kleinen Einzugsgebieten des Rheinischen Schiefergebirges auftreten, in denen während der tektonischen Beanspruchung heute noch offene, weit aushaltende Störungen entstanden sind.

6. Ermittlung des Grundwasserhaushaltes aus dem Abfluß kleiner Einzugsgebiete

Von größtem hydrogeologischem Interesse und letztlich das Ziel hydrogeologischen Arbeitens, ist die Beantwortung der Frage, wieviel Grundwasser sich in bestimmten Gesteinen und geologischen Strukturen befindet, wieviel sich erneuert, nach welchen Gesetzen das vor sich geht und wieviel abfließt oder gewonnen werden kann. In dieser Arbeit wird nur die Frage nach den Grundwassermengen behandelt, die sich in Festgesteinen befinden oder bewegen. Außerdem werden die Prozesse erörtert, die eine Grundwasser-Neubildung ermöglichen, und diese Grundwasser-Neubildung wird ermittelt. Die Fragen sind in dem Begriff „Grundwasserhaushalt“ im Titel dieses Kapitels zusammengefaßt worden.

6.1. Methoden

Im Kap. 5.1.2.2. wurde schon angedeutet, daß zur Ermittlung des Grundwasserhaushaltes systemtheoretische Überlegungen sehr nützlich sind. Es wurde festgestellt, daß zwischen dem Niederschlag und der Neubildung von Grundwasser keine linearen Beziehungen bestehen. Diese werden verhindert durch das Auftreten von Schwellenwerten (z. B. Feuchtigkeitsgehalt des Verwitterungsbodens während der Vegetationsperiode). Zudem scheinen die Sub-Systeme Oberflächen-, Boden- und Grundwasserabfluß nicht durch die lineare Systemtheorie zu einem System zusammengefaßt werden zu können.

Damit ist die bekannte Wasserhaushaltsgleichung *) sowohl in ihrer einfachen (a) als auch in ihrer erweiterten (b) Form unzureichend. Denn beide Gleichungen haben keinen genügenden Bezug zu den komplexen physikalischen Zusammenhängen, die sich in dem System Einzugsgebiet abspielen. Indem sie einfache Zusammenhänge vortäuschen, behindern sie sogar die Erforschung dieser komplexen Zusammenhänge. Aus den oben genannten Gründen ist auch jede derart gewonnene Angabe über die Grundwasser-Neubildung in % des Niederschlages ungeeignet, wenn diese Aussage mehr als eine spekulative Schätzung sein soll. Die Möglichkeiten der Grundwasser-Neubildung können damit nicht ausreichend charakterisiert werden.

Bei Erweiterung der Gleichung in der Art, wie es z. B. LEWIS & BURGY (1964) für Einzugsgebiete durchführten, und bei der Annahme, daß verschiedene nicht-lineare Prozesse linear beschrieben werden können, sind aber annähernde Lösungsversuche möglich (DOOGE 1968, S. 67).

DOMOKOS (1969, Abb. S. 12) beschrieb z. B. eine summierende Wasserwirtschaftsbilanz, die sich sowohl aus verschiedenartigen Gebietsreihen als auch aus verschiedenartigen Zeitreihen von Wasserwirtschaftsbilanzen zusammensetzt. Weitere Lösungsmöglichkeiten sind bei dem „Symposium on world water balance“ **) diskutiert worden. Es ist nicht Aufgabe dieser Untersuchung, solche „ganzheitlichen“ Lösungsmöglichkeiten zu erörtern, die große Teile oder gleich das ganze System des Wasserkreislaufes beschreiben wollen.

Da hier nur die Frage nach der Grundwasserbilanz gestellt ist, wird nur das Unter-system Grundwasser untersucht. Die Möglichkeit dazu bietet der Abfluß an Grundwasser im Vorfluter. Nach DOOGE (1968) und KRAIENHOFF VAN DE LEUR (1958, 1962) können die Beziehungen zwischen Grundwasserabfluß und dem Grundwasser im entsprechenden Grundwasserleiter linear gut erfaßt werden ***). Damit können wir den komplizierten Weg über die Betrachtung aller Faktoren wie Niederschlag, Verdunstung usw. vermeiden. Die Lösung ist dann vergleichsweise ziemlich einfach.

SCHOELLER (1970, S. 57) schrieb in diesem Sinne: „Assessing ground water quantities is very simple, the basis being geological zonality. Problems involving ground water movements and balance on the continental or world scale must not be solved on the whole, but by analysis followed by synthesis: analysis of geological zonality, climatic zonality and the study of changes related to climatic and tectonic movements.“

Auf zwei Wegen wurde der Abfluß von Grundwasser untersucht und mit den anstehenden Gesteinen in Verbindung gesetzt:

$$*) \quad N = A + V \quad (a)$$

$$N = A_o + A_u + V + (R - B) \quad (b)$$

A = Abfluß

A_o = oberirdischer Abfluß am Pegel (das ist der Abfluß, der in dieser Arbeit noch weiter aufgeteilt wurde)

A_u = unterirdischer Abfluß am Pegel

N = Niederschlag

V = Verdunstung

R = Rücklage an Grundwasser

B = Aufbrauch an Grundwasser

**) Zusammengefaßt in: IASH Publ. 92 und 93, Gentbrugge 1970.

***) Treten in einem Einzugsgebiet hydraulisch stark wirksame Störungen (Kap. 5.3.3) auf, so müßte das System Grundwasser noch einmal entsprechend der zwei Systeme von Bewegungsbahnen in den Festgesteinen (Kap. 1.3.) unterteilt werden.

1. Im Vergleich verschiedener regionaler Verteilungen von gleichzeitigen, einmaligen Abflußmessungen.
2. Durch die fortlaufenden Aufzeichnungen der hydrogeologischen Meßstellen, deren Standort nach den Ergebnissen von 1. ausgewählt wurden.

6.2. Vergleich verschiedener regionaler Verteilungen von gleichzeitigen Trockenwetterabflußmessungen

6.2.1. Möglichkeiten zum Vergleich

Im Kap. 3.2., besonders in der Abb. 9, wurde der jährliche Rhythmus von Zeiten, in denen die Auffüllung von Grundwasser vorherrscht (Zeit ruhender Vegetation) und Zeiten, in denen das Auslaufen von Grundwasser vorherrscht (Zeit transpirierender Vegetation) beschrieben. Demnach tritt ein niedriger Trockenwetterabfluß bevorzugt in den letzten Sommermonaten und der folgenden Zeit ruhender Vegetation — bis zum Auftreten größerer Niederschläge — auf. Fallen in einem Winter wenig Niederschläge oder setzt früh im Jahr eine Trockenheit ein, so kann der Abfluß dann auch zu anderen Zeiten dem Herbst entsprechende Werte zeigen. Das war z. B. im Trockenjahr 1959 der Fall, in dem seit Ende Januar fast vollkommene Trockenheit herrschte (SCHWARZMANN 1959). Insgesamt betrachtet können also zu allen Zeiten des Jahres niedrige Trockenwetterabflüsse auftreten.

Nach der in Kap. 2.3. erläuterten Methode kann die regionale Verteilung von gleichzeitigen Abflußspenden mit der Geologie der Einzugsgebiete verglichen werden. Aus diesem Vergleich ergeben sich charakteristische Grundwasserspenden für die einzelnen Gesteine.

Ist es nun auch möglich, die zu verschiedenen Zeiten in verschiedenen Gebieten gemessenen Verteilungen von Abflußspenden miteinander zu vergleichen und daraus gesteinspezifische Abflußspenden für das Rheinische Schiefergebirge und ähnliche Gebirge abzuleiten?

Der in der Gewässerkunde übliche Weg würde über den Vergleich der in den Meßgebieten aufgezeichneten Pegelwerte führen. Besonders MNq- und NNq-Werte *) würden dazu herangezogen werden. Leider sind aber die Messungen von Pegeln mit kleinen Einzugsgebieten — sofern überhaupt vorhanden — sowohl in den Hochwasser- als auch in den Niedrigwasserbereichen unzuverlässig. In diesen beiden Abflußbereichen ist die Abflußkurve, die Beziehung zwischen vom Pegel gemessener Wasserstandshöhe und Abfluß, selten genügend belegt. Besonders zur Zeit niedrigen Abflusses sind Fehler von über 100 %, unter anderem auch durch Sohlenveränderungen möglich. Dies gilt vor allem für Pegel höherer Ordnungszahl, die selten gewartet werden. Vergleiche in %-Angaben von MNq-Werten der verschiedenen Pegel täuschen dann eine mathematische Genauigkeit vor, die in der Natur nicht gegeben ist.

*) nach DIN 4049:

NQ = unterer Grenzwert des Abflusses (m^3/sec) eines Pegels

MNq = mittlerer unterer Grenzwert der Abflußspende ($1/\text{sec km}^2$) des Niederschlaggebietes eines Pegels

NNq = unterster Wert der Abflußspende des Niederschlaggebietes eines Pegels

Statt dessen bietet sich ein einfacher Weg an, der an den Meßstellen nach eigener Erfahrung auf den ersten Blick ermöglicht zu entscheiden, ob der gemessene Abfluß dem niedrigen Trockenwetterabfluß entspricht. Niedriger Trockenwetterabfluß ist der Abfluß bei schon flachem Verlauf der sommerlichen Leerlaufkurven für die Gesteine (siehe Abb. 3 und 12). Während dieser Zeiten zeigen sich nämlich in den Bächen kleine Sandbänke. An den Ufern erstrecken sich zu dieser Zeit oft vegetationslose Wände bis fast zum Bachbett hinab. Dieser Zustand soll als Abfluß bei niedrigem Wasserstand charakterisiert werden (NWS). Nach langen sommerlichen Regenperioden (Fall a, Abb. 12) sind die Bäche auch Tage nach dem Niederschlag noch stark gefüllt. Der Abfluß geht nur langsam zurück, da sich Grundwasser neu gebildet hat. Dieser wurde mit Abfluß bei mittlerem Wasserstand (MWS) bezeichnet.

Übergänge zwischen diesen beiden Zuständen wurden nach dem Augenschein als Abfluß bei höherem Niedrigwasserstand (HNWS) oder als Abfluß bei niedrigem mittlerem Wasserstand (NMWS) eingeschätzt. Die wichtigen und entscheidenden Untersuchungen wurden mit dem Abfluß bei niedrigem Wasserstand durchgeführt, der im Gelände klar zu erkennen ist. Von den anderen Unterteilungen der Abflußzustände können besonders die Zustände HNWS und MMWS nicht genau definiert werden. Sie sind für den weiteren Gang der Untersuchung aber auch ohne Bedeutung.

Zusammenfassend wurden die Abflußzustände größenordnungsmäßig folgendermaßen charakterisiert:

NWS	=	Abfluß bei niedrigem Wasserstand
HNWS	=	Abfluß bei höherem Niedrigwasserstand
NMWS	=	Abfluß bei niedrigem mittlerem Wasserstand
MWS	=	Abfluß bei mittlerem Wasserstand

Dieses Einteilungsschema hat sich bewährt und zeigte in dem Vergleich der Tabelle 7 seine Berechtigung. Dazu wird Näheres weiter unten mitgeteilt.

6.2.2. Zusammenfassende Darstellung der ausgewerteten Abflußmessungen

Insgesamt wurden über 1000 Einzugsgebiete mit weit über 1500 Messungen untersucht. In der Tabelle 7 sind davon Ergebnisse aus typischen Gebieten für die Kreide des Münsterlandes und für das Karbon und Devon des Rheinischen Schiefergebirges zusammengefaßt worden.

In der Tabelle fassen die horizontalen gestrichelten Linien die einzelnen Meßgebiete zusammen. Die Spalte „Klüftung“ gibt Hinweise auf die Ausbildung und Stärke der Klüfte und Störungen. Weitere Angaben über Störungen befinden sich in der Rubrik „Bachversickerungen festgestellt“ und unter „Bemerkungen“. In der Rubrik „Trockenwetterabfluß“ werden die Mittelwerte der graphischen Auswertung oder in Sonderfällen einzelne repräsentative Abflußspenden angegeben. Die Werte für HNWS und MWS müssen kritisch betrachtet werden. Hier könnte in der Abflußspende eventuell ein Anteil von Bodenwasser (interflow) enthalten sein. Bei Vergleichsmessungen zur Zeit mittleren Wasserstandes sind allerdings auf den Blättern Drolshagen, Eckenhagen und Morsbach auch bei hohen Abflüssen gute Abhängigkeiten vom geologischen Aufbau des Untergrundes gefunden worden. In der Rubrik „mm des jährlichen Niederschlags“ ist für die niedrigen Wasserabflüsse die Abflußspende ($l/sec\ km^2$) in mm jährlichen Nieder-

schlages umgerechnet worden. In der Spalte „Prozent des langjährigen Mittels des Niederschlags“ wurde der Prozentanteil des Niedrigwasserabflusses in mm an der durchschnittlichen Jahresmenge des Niederschlages bestimmt. Es muß jedoch an dieser Stelle noch einmal betont werden, daß es nicht möglich ist, solche Prozentangaben auf Gebiete mit anderen Niederschlagswerten zu übertragen (siehe Kap. 6.1.).

Die in der Tabelle 7 aufgeführten Messungen wurden zu folgenden Zeiten durchgeführt:

TK 25	3909	Horstmar	Herbst 1967 (NWS)
Kreis		Arnsberg	Herbst 1961 (NWS und NMWS)
Kreis		Brilon	Herbst 1965 (NWS)
TK 25	4912	Drolshagen	Sommer und Herbst 1967 (NWS) Juni, Juli 1968 (MWS)
TK 25	5012	Eckenhagen	Sommer und Herbst 1967 (NWS) Juni, Juli 1968 (MWS)
TK 25	5112	Morsbach	Herbst 1966 (NWS) Juni, Juli 1968 (MWS und NMWS)
TK 25	5210	Eitorf	Sommer und Herbst 1967 (HNWS)

Bei Betrachtung der gefundenen mittleren Abflußspenden der Tabelle 7 fällt auf, daß sie für ähnliche Gesteine in verschiedenen Gegenden und zu verschiedenen Meßzeiten fast gleich groß sind. Zum Beispiel zeigen die Kalke des Campan auf Blatt Horstmar im Herbst 1967 ähnliche Abflußspenden (13 l/sec km^2) wie karbonische Platten- und Kieselkalke ($15\text{--}16 \text{ l/sec km}^2$) und devonische Flinzkalke (15 l/sec km^2) während des Herbstes 1961 im Kreis Arnsberg. Für Tonsteingebiete waren die Mittelwerte zu den verschiedenen Zeiten in verschiedenen Gebieten auch etwa gleich groß, und zwar:

Kreis	Arnsberg	Herbst 1961	$1,3\text{--}1,6 \text{ l/sec km}^2$
Kreis	Brilon	Herbst 1965	$1,5 \text{ l/sec km}^2$
TK 25	Drolshagen	Sommer und Herbst 1967	$1,8 \text{ l/sec km}^2$
TK 25	Eckenhagen	Sommer und Herbst 1967	$1,5 \text{ l/sec km}^2$
TK 25	Morsbach	Herbst 1966	$1,5 \text{ l/sec km}^2$
TK 25	Eitorf	Sommer und Herbst 1967	$1,9 \text{ l/sec km}^2$

Für Sandstein- und Grauwackengebiete streuten die Werte etwas mehr, lagen in ihrer Größenordnung für typische Gebiete aber deutlich über den Werten für Tonstein. Wahrscheinlich reagieren verschiedenartige Sandsteine und Grauwacken bei gleicher tektonischer Beanspruchung mit stärker unterschiedlicher Hohlraumbildung als etwa Tonsteine, die bei gleicher tektonischer Beanspruchung wohl mehr vergleichbare Hohlraumbildung aufweisen. Die Werte für Sandstein-, Grauwacken- und Kalksandsteingebiete liegen folgendermaßen:

TK 25	Horstmar	Herbst 1967	$> 4,5 \text{ l/sec km}^2$
Kreis	Arnsberg	Herbst 1961	$5\text{--}10 \text{ l/sec km}^2$
TK 25	Drolshagen	Sommer und Herbst 1967	$5\text{--}9 \text{ l/sec km}^2$

Treten zu unterschiedlichen Meßzeiten in weit verstreuten Gebieten mit gleichartigem Gestein in der Niedrigwasserabflußspende solche Übereinstimmungen auf, so ist es wahrscheinlichkeits-theoretisch kaum möglich, daß dies ein zufälliges Ergebnis ist. Damit wird erneut die Auffassung gestützt, daß die gewonnenen mittleren Abflußspenden zur Zeit niedrigen Trockenwetterabflusses von dem geologischen Aufbau der Meßgebiete abhängen und diese Spenden für die anstehenden Gesteine auch typisch sind. Es ist eine

Methode gefunden worden, die durchschnittliche Menge von längerfristigem Grundwasserabfluß für die verschiedenen Festgesteine zu bestimmen.

6.2.3. Durchschnittliche Mengen des längerfristigen Grundwasserabflusses in den verschiedenen Festgesteinen

Aus den im Abschnitt 6.2.2. gefundenen Werten der Tabelle 7 lassen sich für das Rheinische Schiefergebirge gültige Angaben über Grundwasserspendsen aus den verschiedenen Festgesteinen treffen. Diese sind in der Tabelle 8 zusammengestellt.

Tabelle 8: Abflußspenden (l/sec km²) aus Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges und des Münsterlandes

GESTEINE	NWS	MWS
<i>Devon-Karbon</i>		
Tonstein- und Tonschiefer-Folgen geklüftet	1,5	12—15
↓ gemischte Folgen mit zunehmendem Anteil an Sandsteinen	↓	↓
Sandstein-Folgen sehr stark geklüftet	etwa 9	35—40
<i>Kalke</i>		
Platten- und Kieselkalk	15—16	
Flinzkalk	etwa 15	
Massenkalk im Warsteiner Sattel	> 100	(Dem Meßgebiet von 9,4 km ² wird auf Stö- rungen viel Grundwas- ser aus anderen Nieder- schlagsgebieten zuge- führt.)
<i>Diabas-Gebiete</i>		
Randbereiche der Intrusionsgebiete	5—6	
zentrale Bereiche der Intrusionsgebiete	8—9	
<i>Kreide</i>		
Mergel	1,5	
Kalksandstein	> 4,5	
harte Mergelkalke und Kalke	etwa 13	
<i>Tertiär und Quartär</i>		
Löss über Terrasse und Tonstein	etwa 5—10	

Es zeigt sich, daß das Mittel der Abflußspenden in Tonschiefergebieten im niedrigen Teil der Trockenwetterlinie bei 1,5 l/sec km² liegt und mit größerem Sandsteinanteil der Schichtfolge ansteigt. Bei sandsteinreichen Schichten wird im Mittel mit 5—6 l/sec km² zu rechnen sein, bei reinen Sandsteinfolgen und starker tektonischer Beanspruchung mit etwa 9 l/sec km². In den Diabas-Gebieten mit unterkarbonischen Platten- und Kieselkalken sowie devonischen Flinzkalken lagen die entsprechenden Zahlen im Mittel bei ca. 15 l/sec km². Bei starken Abweichungen von dieser Größenordnung, wie sie im Warsteiner Massenkalkgebiet beobachtet wurden (ca. 100 l/sec km²), muß man mit erheblichen unterirdischen Zuflüssen aus fremden Einzugsgebieten rechnen. Vergleichsuntersuchungen in Oberkreidemergeln des Münsterlandes ergaben im Mittel Werte von 1,5 l/sec km² (also ähnlich wie bei Tonschiefern im Schiefergebirge), solche in Mergelkalken und Kalken der Oberkreide dagegen Werte von etwa 13 l/sec km². In vielen Meßgebieten (Näheres Tab. 7) machte sich der Einfluß von NS-Störungen sowohl durch höhere Abflußspenden als auch durch Versickerungen von Bachwasser bemerkbar, so daß diesen Störungen eine besondere Bedeutung für die Grundwasserzirkulation im Rheinischen Schiefergebirge zugesprochen werden muß.

Die Grundwasser-Abflußspenden sind zum Teil unerwartet hoch. Vergegenwärtigen wir uns, daß 1 l/sec km² über ein Jahr einem Niederschlag von 32 mm entspricht, so entsprechen die Abflüsse folgenden jährlichen Niederschlägen:

Tabelle 9: Jährlicher Niederschlag, errechnet aus den gefundenen Abflußspenden der Tabelle 8

Tonstein- und Tonmergelgebiete	etwa 50 mm
Sandsteingebiete	bis 280 mm
Gebiete mit devonischen und karbonischen Kalken	etwa 480 mm
cretazische Mergelkalke und Kalke	etwa 400 mm
Diabasgesteine des Sauerlandes	etwa 250 mm

Die Angaben der Tabellen 8 und 9 sind Mittelwerte, die eine Vorstellung über die Größenordnung der Wassermenge geben, die als längere Zeit ausfließendes Grundwasser in den verschiedenen Festgesteinen offensichtlich zirkuliert. Es soll an dieser Stelle besonders hervorgehoben werden, daß diese Abflußspenden im wesentlichen durch den Kluftraumgehalt der Festgesteine bedingt sind, dieser aber von der petrographischen Ausbildung weitgehend abhängt. Die Beziehungen zwischen Petrographie und Abflußspende sind also indirekt.

Berücksichtigt man den jahreszeitlichen Gang im Grundwasserabfluß (siehe Abb. 12), so ist die jährliche Gesamtmenge an Grundwasserabfluß für die einzelnen Festgesteine sogar noch wesentlich größer als die vorne angegebenen Mengen, die dem niedrigen Trockenwetterabfluß entsprechen (siehe dazu auch Kap. 5.2.). In der Tabelle 8 sind in der Spalte MWS Abflußspenden aufgeführt, die den höheren Bereichen der Leerlaufkurven aus Festgesteinen entsprechen. Dabei sind die Angaben für Sandstein und Tonstein Mittelwerte von gleichzeitigen Messungen aus einer Meßserie. Da sie nur aus einer Meßserie stammen, ist es nicht möglich, sie in der Art aufzubereiten, wie es für die Niedrigwasserwerte geschehen ist. Deswegen dürfen diese Werte nur als Anhalt betrachtet werden. Mit einer Vielzahl von gesteinstypischen hydrogeologischen Meßstationen, wie sie vorne beschrieben worden sind, würden sich diese Werte in einem statistischen Vergleich genauer bestimmen lassen; das war bisher nicht möglich.

6.
lauf
im I
sika
t ==
Forr
siehe
Ger.
den

6.3. Wasserhaushaltsberechnungen aus der zeitlichen Änderung des Abflusses

6.3.1. Theoretische Ermittlung der beschreibenden mathematischen Funktion und der Konstanten α

In der Literatur wurden u. a. zwei Formeln zur Beschreibung von einfachen Leerlauffunktionen angeführt, von denen die eine

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha(t-t_0)} \quad (1)$$

im Kap. 5. schon zitiert wurde (dargestellt in Abb. 37a). Eine weitere Formel, die physikalisch dasselbe besagt, gibt z. B. RIGGS (1964) an:

$$Q_t = Q_0 \cdot K^{-t} \quad (2)$$

Wegen der Verknüpfung mit Q_0 ist der Zeitpunkt t_0 immer als der Zeitpunkt $t = 0$ zu betrachten. Es gilt also:

$$\begin{aligned} K &= e^\alpha \\ \text{oder} \\ \alpha &= \ln K \end{aligned}$$

Wenn wir die Gleichung (1) logarithmieren, ergibt sich eine lineare Gleichung der Form

$$\begin{aligned} \lg Q_t &= \lg (Q_0 \cdot e^{-\alpha t}) \\ \lg Q_t &= \lg Q_0 - (\alpha \cdot \lg e) t \end{aligned} \quad (3)$$

Diese Gleichung entspricht der Gleichung einer Geraden

$$y = a - m \cdot x$$

siehe Abb. 37b

Es ist zu identifizieren

$$\begin{aligned} y &= \lg Q_t \\ a &= \lg Q_0 \\ m &= \alpha \cdot \lg e \end{aligned} \quad (4)$$

Aus der Gleichung (4) kann die Konstante bestimmt werden, da m der Anstieg der Geraden ist.

$$\alpha = \frac{m}{\lg e}$$

Aus der Abb. 37c ist ersichtlich, wie m und damit auch α graphisch bestimmt werden können. Nach Normierung von m auf eine logarithmische Einheit gilt:

$$\frac{1}{t(\log. \text{ Einheit})} = \alpha \cdot \lg e$$

Nach Dimensionierung der Zeit in Tagen (d) gilt:

$$\alpha = \frac{1}{0,4343 \cdot d} = \frac{2,303}{d} \quad (5)$$

Verschiedene Kurven des Abflußrückganges unterscheiden sich in Q_0 und in der Konstanten α . Eine Änderung der Konstanten α verändert den Anstieg der Geraden in der halblogarithmischen Darstellung, während eine Änderung von Q_0 die Gerade nach oben oder unten verschiebt. Die Festlegung von Q_0 ist nach Kap. 5.1.2 und Abb. 31 eine Frage der Übereinkunft. Für jedes beliebige Q_0 ist die Gleichung erfüllt.

Es ist zu erörtern (Kap. 7.), inwieweit sich Q_0 und α in Abhängigkeit von dem geologischen Untergrund verändern, wie weit diese Änderungen Klassifizierungen ermöglichen und welche anderen Einflüsse sichtbar werden.

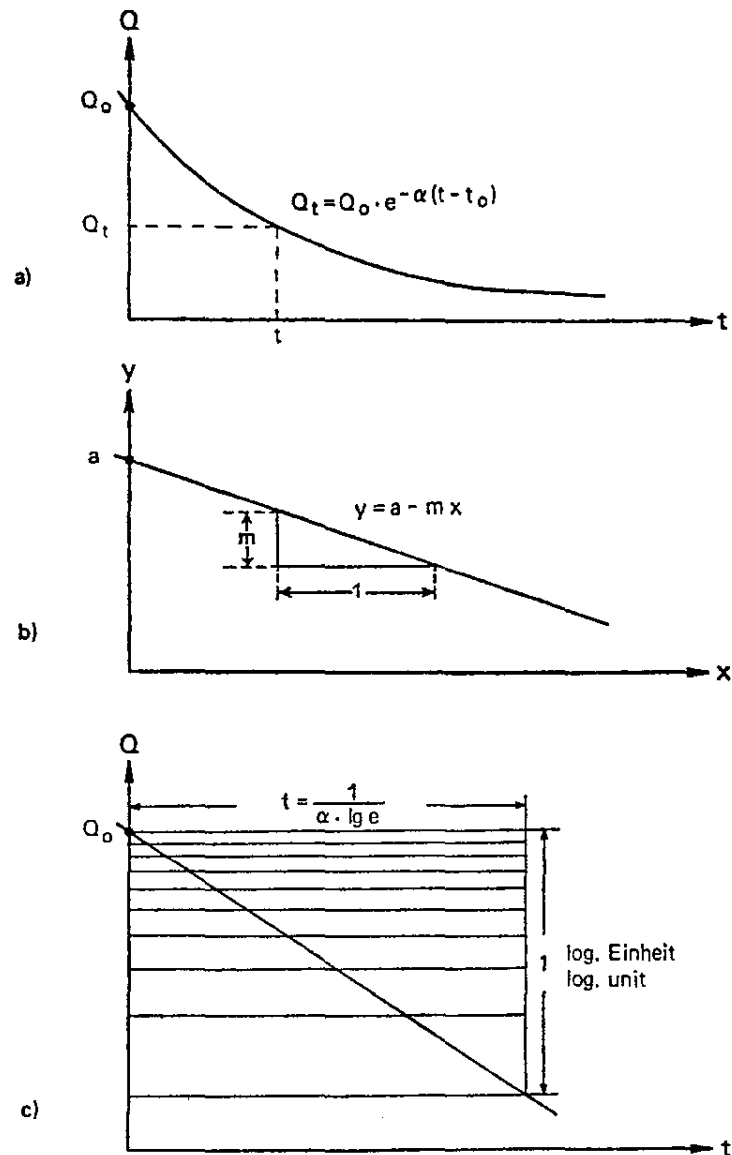


Abb. 37: Skizzen zur Ermittlung der Konstanten α .
Graph for determination of the constant α .

6.3.2. Bestimmung der Menge des frei abflußfähigen Grundwassers

Haben wir für die einzelnen hydrogeologischen Einheiten charakteristische Kurven der allgemeinen Form

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

gefunden, so läßt sich daraus die Menge Grundwasser berechnen, die in dem Zeitintervall $t_1 - t_0$ ausfließen wird, wenn es nicht mehr regnet. Da außerdem der Flächeninhalt unter der Kurve einem Grenzwert zustrebt, läßt sich in der Theorie auch die Gesamtmenge des abflußfähigen Grundwassers berechnen, die den Vorfluter erreichen kann. Bei einer Normierung müßten nach einer statistisch vergleichenden Auswertung charakteristische Mengen für die einzelnen hydrogeologischen Einheiten gefunden werden (Näheres Kap. 7.).

Nach Integration der Gleichung (1) über das Zeitintervall t_0 bis t_1 gilt:

$$M = Q_0 \cdot \int_0^{t_1} e^{-\alpha t} dt \quad (6)$$

$$M = Q_0 \cdot \left(-\frac{1}{\alpha}\right) \left[e^{-\alpha t}\right]_0^{t_1}$$

$$M = -\frac{Q_0}{\alpha} (e^{-\alpha t_1} - 1)$$

$$M = \frac{Q_0}{\alpha} (1 - e^{-\alpha t_1}) \quad (7)$$

Die Gleichung (7) gibt an, wieviel Grundwasser im Intervall t_0 bis t_1 ausfließt. Bei Grenzwertbildung von t_1 gegen unendlich erhält man für die gesamte Menge, die ausfließen kann:

$$M = \frac{Q_0}{\alpha} \quad (8)$$

6.3.3. Ermittlung der Versickerung in das Festgestein

Da nach Kap. 5.2. der Oberflächen- und Bodenabfluß nach einem sommerlichen Niederschlag frühzeitig abgeflossen ist und die Uferspeicherung nach Kap. 5.1.2.3. das Nachfließen von Grundwasser in den kleinen Einzugsgebieten des Rheinischen Schiefergebirges nicht verhindert, kann für diese Einzugsgebiete zu gewissen Zeiten die Versickerung in das Festgestein auf die Art angenähert bestimmt werden, wie es in Abb. 38 dargestellt ist. Die Versickerung entspricht der Summe der Flächen A und B. Zur Berechnung werden die Werte Q_{01} und Q_{02} am Anfang der jeweilig gemessenen Leerlaufkurven für das Festgestein festgelegt. Da der wirkliche Verlauf des Grundwasseran-

stieges (Kurve a) zwischen Q_1 und Q_{02} nicht festgestellt werden kann, wird zur Berechnung die Gerade Q_1 Q_{02} als Grundwasseranstieg angenommen. Wie aus der Abbildung ersichtlich, dürfte dann die Fläche A' etwa der wirklichen Fläche A entsprechen. Diese Annahme ist nach den Aufzeichnungen der hydrogeologischen Meßstellen für Abflüsse während der Vegetationszeit gerechtfertigt. Der auftretende Fehler ist in bezug auf die gesamte Versickerungsfläche $A + B$ nicht groß.

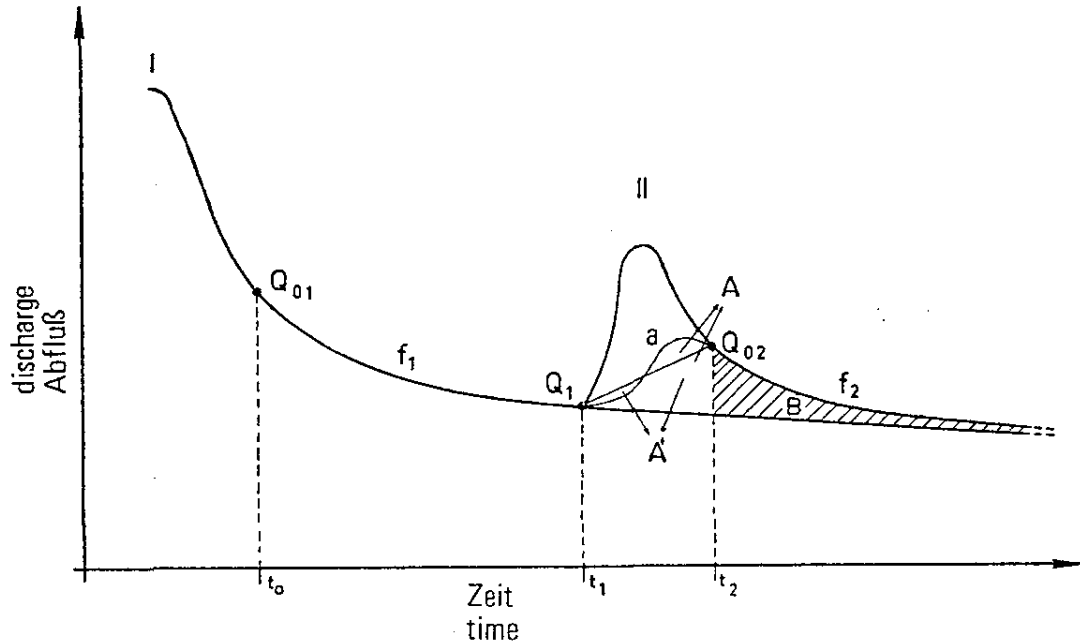


Abb. 38: Skizze zur Ermittlung der Versickerung in das Festgestein.
Graph for determination of infiltration into fractured rocks.

Nach den getroffenen Annahmen gilt für die durch die Fläche A' beschriebene Versickerungsmenge M_A

$$M_A = \frac{Q_1 + Q_{02}}{2} (t_2 - t_1) - \int_{t_1}^{t_2} f_1(t) dt \quad (9)$$

Für die Fläche B gilt:

$$M_B = \int_{t_2}^{\infty} f_2(t) dt - \int_{t_2}^{\infty} f_1(t) dt$$

Es gilt:

$$M_B = \int_{t_2}^{\infty} Q_{02} \cdot e^{-\alpha_2 t} dt - \int_{t_2}^{\infty} Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 t} dt \quad (10)$$

Insgesamt sind in das Felsgestein versickert:

$$M_v = M_B + M_A$$

Nach Einsetzen von (9) und (10) ergibt sich:

$$\begin{aligned}
 M_v &= \int_{t_2}^{\infty} Q_{02} \cdot e^{-\alpha_2 t} dt - \int_{t_2}^{\infty} Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 t} dt \\
 &+ \frac{Q_1 + Q_{02}}{2} (t_2 - t_1) - \int_{t_1}^{t_2} Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 t} dt \\
 M_v &= \int_{t_2}^{\infty} Q_{02} \cdot e^{-\alpha_2 t} dt - \int_{t_1}^{\infty} Q_{01} \cdot e^{-\alpha_1 t} dt \\
 &+ \frac{Q_1 + Q_{02}}{2} (t_2 - t_1) \quad (11)
 \end{aligned}$$

Nach Integrieren ergibt sich für die beim Ergebnis II versickerte Menge:

$$M_v = \frac{Q_{02}}{\alpha_2} e^{-\alpha_2 t_2} - \frac{Q_{01}}{\alpha_1} e^{-\alpha_1 t_1} + \frac{Q_1 + Q_{02}}{2} (t_2 - t_1) \quad (12)$$

6.4. Bestimmung von α und Berechnung von Vorräten für Abflußmessungen aus dem Trockenjahr 1959

Im Rheinischen Schiefergebirge liegen im Bereich des Blattes Hilchenbach und der umliegenden Blätter 5113 Freudenberg und 5114 Siegen einige Abflußmessungen für Stollen, Quellen und maximalen Brunnenförderungen während des extremen Trockenjahres 1959 vor, aus denen sich nach den oben beschriebenen Methoden die Werte α der Schüttungskurven und der theoretische Grundwasservorrat errechnen lassen. Die Meßunterlagen stammen von den jeweiligen Gemeinden. Wenn sich auch über den Grad der Meßgenauigkeit keine detaillierten Aussagen machen lassen, so reicht dieser doch für diese Betrachtung größenordnungsmäßig aus. Vollständige Meßreihen über die ganze Trockenheit lagen nicht für alle Objekte vor. Da in der fraglichen Zeit keine Niederschläge fielen, reichen aber zwei Meßwerte zur Ermittlung von Leerlaufkurven für 1959 aus, wenn man annimmt, daß diese einfache e-Funktionen sind. Handelt es sich trotz der vereinfachenden Annahme aber um kompliziertere Leerlaufkurven, wie sie in Kap. 7.2.1. erwähnt werden, führen für den theoretischen, frei-ausflußfähigen Grundwasservorrat M die Berechnungen mittels einfacher Leerlaufkurven (e-Funktionen) in den meisten Fällen zu geringeren Werten als der Wirklichkeit entsprechen. Für die nachfolgenden Erläuterungen der mathematischen Zusammenhänge ist die Annahme einfacher e-Funktionen zwischen zwei Meßwerten nützlich und deswegen auch benutzt worden. Es soll hier aber darauf hingewiesen werden, daß zur genauen Bestimmung des theoretischen Grundwasservorrats M für zu untersuchende Gebiete längere Meßreihen vorliegen müssen, damit der Typ der Leerlaufkurve einwandfrei erkannt werden kann.

Die Schüttungskurven sind in der Abb. 39 in einem halblogarithmischen Koordinatensystem darstellt. In der Tab. 10 sind die zugehörigen α -Werte und der theoretische Grundwasservorrat am 15. 8. 1959 aufgetragen. Die durch Stollen entwässerten Vorräte reichen von 1200 m³ (Stollen „Schild“) bis zu 395 000 m³ (Stollen „Junges Eichhorn“). Der Stollen „Junges Eichhorn“ entwässert auf Blattgebiet Freudenberg das tektonisch stark gestörte Gebiet der Betzdorf-Weidenauer Schuppenzone im Bereich des Giebelwaldes.

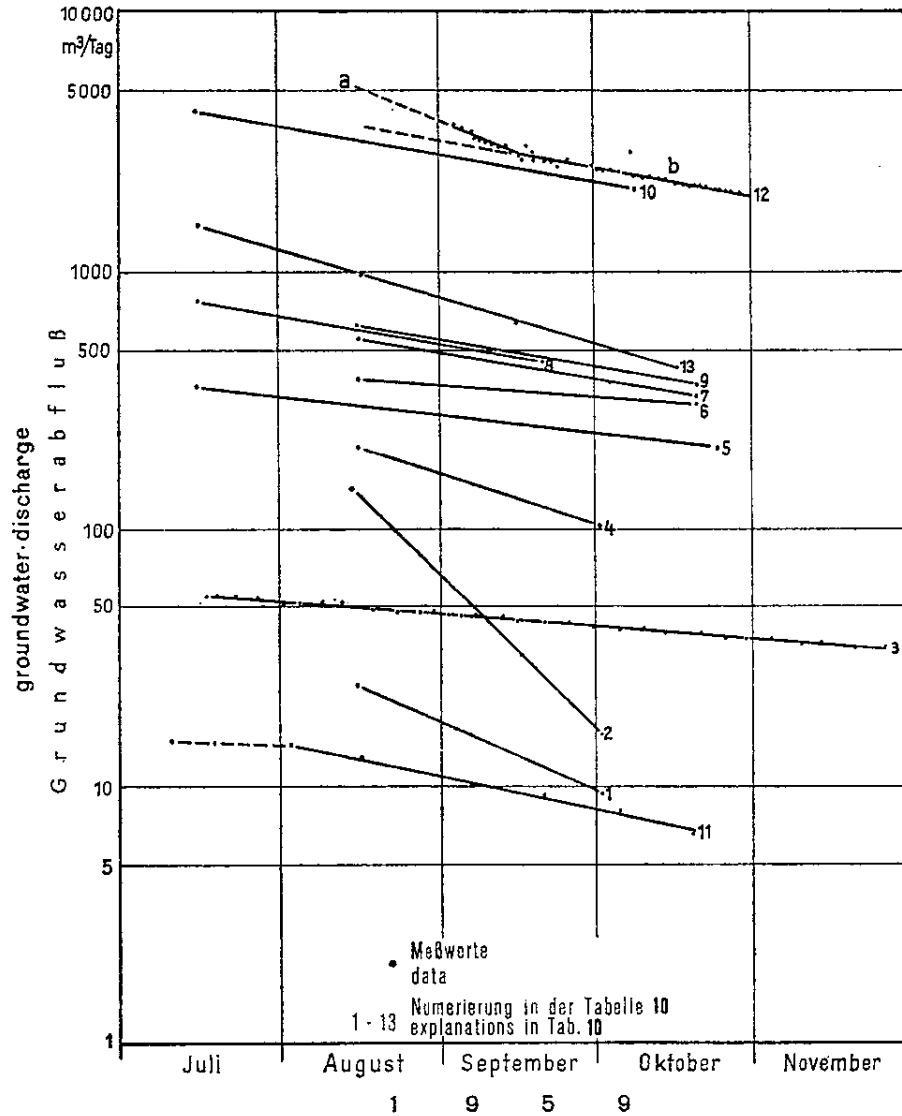


Abb. 39: Halblogarithmische Darstellung einiger Schüttungs- bzw. Leistungskurven des Grundwasserabflusses im Trockenjahr 1959 bei Stollen, Quellen und Brunnen im Siegerland. Semi-logarithmic graph of some ground-water discharge curves for tunnels, springs, and wells in the Siegerland during the dry year 1959.

Tab. 10: Berechnung des theoretischen Grundwasservorrats am 15. August 1959

Abfluß Q theoretischer

Tabelle 10: Berechnung des theoretischen Grundwasservorrats am 15. August 1959

Nr.	Bezeichnung	Blatt	r h	Abfluß Q 15. 8. 59 m ³ /Tag	α	theoretischer ¹⁾ Grundwasser- vorrat m ³	Bemerkungen
1	Stollen Schild	Freudenberg	r 29 500 h 32 040	24.2	0,02055	1 177	
2	Stollen Kupferquelle	Freudenberg	r 28 220 h 32 990	138.7	0,04513	3 073	
3	Stollen Beienbach	Hilchenbach	r 40 000 h 41 250	50.8	0,00363	14 009	
4	Stollen Schläger	Freudenberg	r 28 410 h 33 040	207.4	0,01466	14 143	
5	Stollen Winkifeld	Siegen	r 35 080 h 35 330	305	0,00523	58 317	Q intrapoliert
6	Rensbach Stollen	Siegen	r 32 450 h 32 150	380.4	0,00334	114 028	
7	Leimbach Stollen	Siegen	r 32 280 h 34 160	552	0,00750	73 609	
8	Stollen Bürbach	Siegen	r 34 430 h 40 020	605	0,00805	75 165	Q intrapoliert
9	Wolfsbach Stollen	Siegen	r 33 640 h 34 050	622.1	0,00808	77 012	
10	Stollen Junges Eichhorn	Freudenberg	r 24 050 h 33 480	3200	0,00822	389 200	
11 a	Quelle Langenseifen	Hilchenbach	r 31 640) h 46 240)	12.9	0,00976	1 321	
11 b	Quelle Ferndorfseifen	Hilchenbach	r 31 210) h 45 890)				
12	WVB Siegerland Dreis-Tiefenbach „Ranny Brunnen“	Hilchenbach	r 35 120 h 42 130	a 5150 b 3650	0,01919 0,00856	268 411 426 451	Q Q extrapoliert
13	BR. Stadtwerke Weidenau Dreis-Tiefenbach WVB Siegerland	Hilchenbach	r 34 341 h 56 421	980	0,01354	72 357	

¹⁾ Berechnet vor Kürzung der α -Werte und unter den Annahmen, die im Text geschildert wurden.

Tabelle 11: Tägliche Schüttung der Stollen am 15. 8., 1. 10. und 1. 11. 1959 und die dazugehörigen Vorräte

Nr.	Bezeichnung	Schüttung pro Tag in m ³			Vorrat in m ³ am		
		15. 8.	1. 10.	1. 11.	15. 8.	1. 10.	1. 11.
1	Stollen Schild	24.2	9.4	5	1 177	457	243
2	Stollen Kupferquelle	138.7	16.1	4	3 073	357	89
3	Stollen Beienbach	50.8	42	37.5	14 009	11 570	10 331
4	Stollen Schläger	207.4	104	65	14 143	7 094	4 434
5	Stollen Winkifeld	305	239	202	58 317	45 698	38 623
6	Rensbach Stollen	380.4	325	295	114 028	97 305	88 323
7	Leimbach Stollen	552	385	310	73 609	51 340	41 339
8	Stollen Bürbach	605	420	325	75 165	52 179	40 378
9	Wolfsbach Stollen	622.1	425	335	77 012	52 599	41 471
10	Stollen Junges Eichhorn	3200	2150	1700	389 200	261 557	206 813
	Insgesamt	6085.6 = 100 %	4115.5 = 67,6 %	3278.5 = 53,9 %	819 733 = 100 %	580 156 = 70,8 %	472 044 = 57,6 %
	Stollen 3—10	5922.7 = 100 %	4090.0 = 69,0 %	3269.5 = 55,2 %	815 483 = 100 %	579 342 = 71,2 %	471 712 = 57,7 %
	Stollen 3 und 5—10	5715.3 = 100 %	3986.0 = 69,7 %	3204.5 = 56,1 %	801 340 = 100 %	572 248 = 71,4 %	467 278 = 58,4 %

Die Tab. 11 gibt Auskunft über die Entwicklung der täglichen Stollen-Schüttungen und die Veränderung der dazugehörigen Grundwasservorräte. Die Stollen 5, 7, 8 und 9 zeigen etwa gleiche mittlere Vorratswerte von 75 000 m³ am 15. August, aber in Abhängigkeit von α hat Stollen 5 eine geringe Änderung der Schüttung über die Zeit. Die Stollen 1, 2, 3 und 4 haben eine verhältnismäßig geringe Schüttung, wobei Stollen 3 in Abhängigkeit von α bei weitem den geringsten Rückgang der Schüttung über die Zeit hat. Überdurchschnittliche Vorräte zeigen die Stollen 6 und 10 mit etwa 115 000 bzw. 390 000 m³ am 15. August 1959. Der Rückgang der Schüttung über die Zeit ist bei Stollen 6 geringer als bei Stollen 10. Die Vorratsänderung aller Stollen geht vom 15. August 1959 von etwa 820 000 m³ auf etwa 470 000 m³ bis zum Ende der Trockenzeit am 1. November 1959 zurück. Wie sich zeigte, lassen sich mittels der Leerlauffunktion und der α -Werte die Vorräte und die Vorratsänderung an Grundwasser berechnen.

7. Mathematische Charakterisierung des hydrogeologischen Verhaltens der verschiedenen Festgesteine

In den vorherigen Kapiteln haben wir gesehen, daß den einzelnen Festgesteinen ein bestimmtes, von anderen Gesteinen unterschiedliches hydrogeologisches Verhalten zu eigen ist. Es ist auch deutlich geworden, daß sich die hydraulischen Vorgänge in den verschiedenen Gesteinen unterscheiden, wie es sich z. B. in den unterschiedlichen Leerlaufeigenschaften zeigt. Da es sich hier um mathematisch erfaßbare Vorgänge handelt, müssen die hydrogeologischen Eigenschaften mathematisch mit Hilfe von Funktionen und darin befindlichen Konstanten und deren Verhältnis zueinander ausgedrückt werden können. Wenn für Gesteinskomplexe mit bestimmter hydrogeologischer Eigenart diese beschreibenden Konstanten bestimmt worden sind, werden Gebiete, die diese Eigenschaften teilweise oder ganz besitzen, mit großer Erfolgswahrscheinlichkeit hydrogeologisch näher beurteilt werden können.

Im Folgenden soll zuerst eine Möglichkeit der mathematischen Darstellung der Beziehungen zwischen Q_0 , α und der vorhandenen Grundwassermenge M durchgeführt werden. Dazu werden die Auswertungen und Ergebnisse der im Kap. 6.4. durchgeführten Vorratsberechnungen für das Trockenjahr 1959 benutzt. Anschließend werden mögliche Formen der Leerlauffunktionen erörtert und außerdem die Frage geprüft, in welcher Art aus den Leerlaufkurven typische Konstanten für die hydrogeologische Beschreibung der Festgesteine gewonnen werden können. Dazu werden auch Ergebnisse anderer Autoren herangezogen.

7.1. Beziehungen zwischen Q_0 , α und der frei abflußfähigen Grundwassermenge M

7.1.1. Mathematische Zusammenhänge

Die Zusammenhänge zwischen Q_0 , α und M sind mathematisch durch die Funktionen

$$(1) \quad Q_t = Q_0 \cdot e^{-\alpha t}$$

und

$$(8) \quad M = \frac{Q_0}{\alpha} \text{ bedingt.}$$

In der Abb. 40 sind die entsprechenden Zusammenhänge für die Abflußmessungen im Trockenjahr 1959 der Tabelle 10 und Abb. 39 in einem doppellogarithmischen Diagramm graphisch zusammengefaßt. Als Q_0 -Werte erscheinen die Abflußmengen vom 15. August 1959. Q_0 (linker Ordinatenmaßstab) und M (rechter Ordinatenmaßstab) sind in Richtung der Ordinate um eine Zehnerpotenz (d. h. eine logarithmische Einheit) gegeneinander verschoben aufgetragen. Die α -Werte in der Abszisse zählen von rechts nach links. In den Zeichen sind die Informationen der Tab. 10 dargestellt. Der Abfluß Q_0 am 15. August, dem Vergleichsdatum, wird durch den Fußpunkt des Zeichens angegeben. Über dem dazugehörigen α -Wert weist der Kopf des Zeichens genau auf die Gesamtmenge M des Grundwasservorrats, die am 15. August noch vorhanden war. Auf Grund der mathematischen Zusammenhänge nimmt die Länge der Zeichen in dem Diagramm von links nach rechts über den fallenden α -Werten in der Weise zu, daß sie

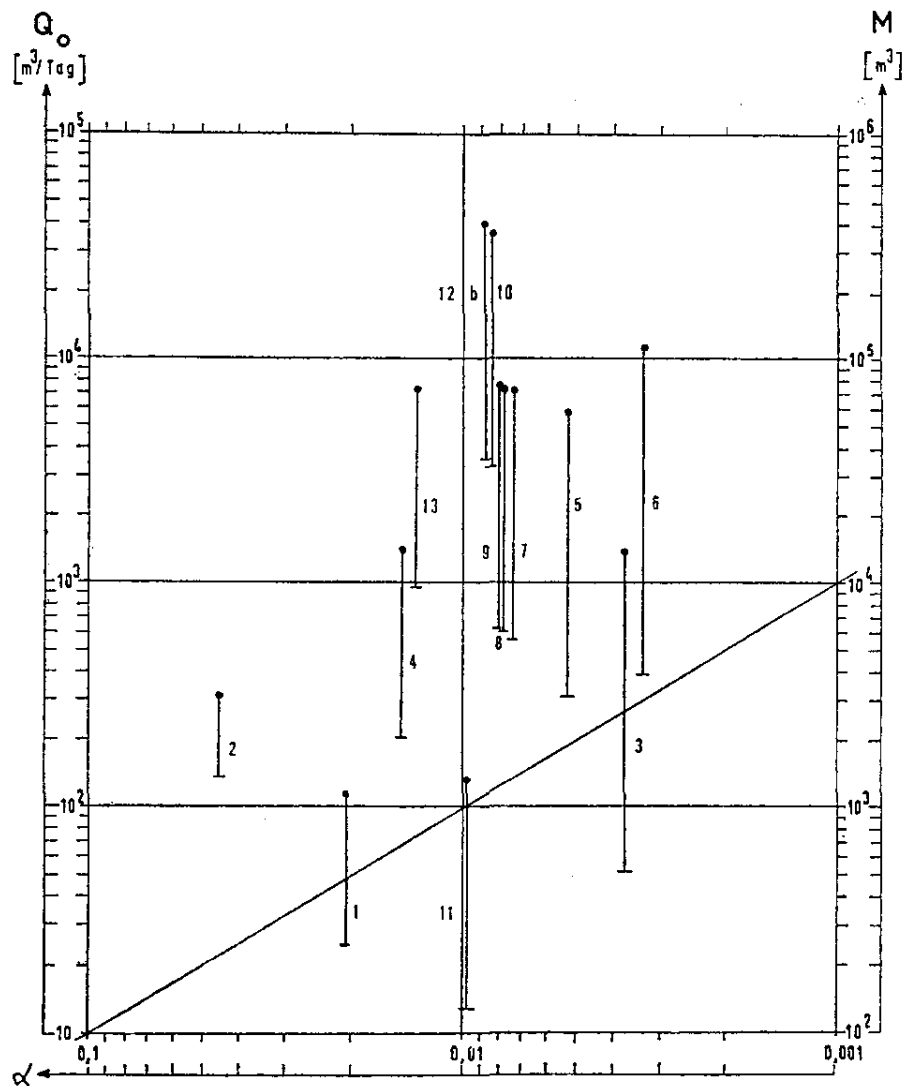


Abb. 40: Vergleich von Q_0 , α und M für Schüttungs- und Leistungskurven aus dem Trockenjahr 1959.

Comparison of Q_0 , α , and M for ground-water discharge curves during the dry year 1959.

für alle Q_0 -Werte über einem α -Wert jeweils dem Abstand zwischen der diagonalen Gerade und der Abszisse entspricht. Bei $\alpha = 0,1$ z. B. beträgt die Länge der Zeichen null, bei $\alpha = 0,01$ beträgt sie eine logarithmische Einheit und bei $\alpha = 0,001$ z. B. zwei logarithmische Einheiten. In dem Diagramm läßt sich nun der Einfluß unterschiedlicher Q_0 - und α -Werte auf die Gesamtmenge an frei abflußfähigem Grundwasser erkennen, wie im Folgenden erläutert wird.

Allgemein ergibt sich aus der Gleichung (3) des Kap. 6.3.1., daß eine Änderung von α die Steigung der Leerlauffunktion und eine Änderung von Q_0 eine Verschiebung der Leerlauffunktion parallel zur Ordinate bewirkt.

7.1.2. Variation von α

Aus der Gleichung (5) des Kap. 6.3.1. ist ersichtlich, daß Gesteine mit kleinem α -Werte eine geringere Schüttungsänderung über die Zeit haben, als Gesteine mit größerem α -Wert. Das kann sich so auswirken, daß z. B. eine Quelle mit geringer Schüttung, aber kleinerem α -Wert einen größeren Grundwasservorrat hat, als eine Quelle mit größerer Schüttung und größerem α -Wert. Im Vergleich der Zeichen 1 und 11 der Abb. 40 zeigt sich z. B., daß die Quellen 11 am 15. August 1959 einen größeren Vorrat an Grundwasser haben, als der Stollen 1, obwohl die Schüttung des Stollen 1 am 15. August mit $24,2 \text{ m}^3/\text{Tag}$ annähernd doppelt so hoch ist, wie die Schüttung der Quellen 11 ($12,9 \text{ m}^3/\text{Tag}$). Im weiteren Verlauf der Trockenheit konnte das durch Abflußmessungen bestätigt werden.

7.1.3. Variation von Q_0

Bei etwa gleichen α -Werten zwischen 0,0075 und 0,01 wird in der Abb. 40 die Rückwirkung von unterschiedlichen Q_0 -Werten auf den Grundwasservorrat durch einen Vergleich der Zeichen 7, 8, 9 mit den Zeichen 10 und 12 b deutlich. Wegen der Ähnlichkeit der α -Werte handelt es sich hier um ähnliche Leerlauffunktionen, deren verschiedene Q_0 -Werte durch einfache Paralleltransformation einer Gleichung (charakterisiert durch den α -Wert) im Koordinatensystem erhalten werden können, wenn man die ähnlichen α -Werte als gleich betrachtet. So gesehen befinden sich am 15. August bei den verschiedenen Stollen und Quellen mit ähnlichen α -Werten die Q_0 -Werte sozusagen an verschiedenen Positionen der gleichen Leerlaufkurve.

Aus der Position der Zeichen in der Abb. 40 ergibt sich die starke Wirkung, die die Höhe von Q_0 auf die Grundwassermenge M hat. Je höher Q_0 , um so größer ist bei gleichem α -Wert der Grundwasservorrat. Das ist auf Grund der mathematischen Zusammenhänge selbstverständlich und hat sich im Trockenjahr 1959 auch in den Abflußmessungen gezeigt.

7.1.4. Hydrogeologische Bedeutung von Q_0 und α

Nach den obigen Erörterungen liegt die Überlegung nahe, daß durch Q_0 wahrscheinlich hauptsächlich die Dimension des Gesteinskörpers charakterisiert wird, der

leerläuft — eventuell auch noch dessen Klufthohlraum — und durch α die hydraulischen Bedingungen, nach denen das geschieht (siehe auch Kap. 5.1.2.). SCHOELLER & AIGROT (1968, S. 320) wiesen bei Untersuchungen an der Vaucluse-Quelle ebenfalls darauf hin, daß unterschiedliche hydraulische Bedingungen eine Änderung des α -Wertes bewirkten. Zur Klärung der Zusammenhänge werden weitere umfangreiche Untersuchungen nötig sein.

7.2. Großräumiger Vergleich von α -Werten und Q₀-Werten verschiedener Meßstellen

7.2.1. Hydraulische Beeinflussung und Vergleich von α -Werten

Selten bieten sich so gute Bedingungen für das Studium der Abflußkurven wie in dem Trockenjahr 1959. In normalen Jahren wird der Rückgang des Grundwasserabflusses oft durch Niederschläge gestört, so daß sich der generelle Abflußrückgang während des Sommers in der Art des Schemas von Abb. 12 abspielt. Es muß geprüft werden, ob und wieviel Grundwasser sich während dieser Niederschläge Neubildet. In längeren Rückgangsintervallen ohne Niederschlag lassen sich die α -Werte bestimmen, die das Leerlaufen der Festgesteine charakterisieren. Solange nach einem Regen dem Grundwasser noch Wasser zusickert, könnte eine kompliziertere Auslauffunktion auftreten, so daß dann die Leerlaufkurve nach einem Niederschlag in halblogarithmischer Darstellung anfangs keine Gerade bilden würde. Bei Überlagerung verschiedener hydraulischer Bedingungen, wie es z. B. SCHOELLER (1967), GUERRE & JOSEPH (1969), SCHOELLER & AIGROT (1968) und DROGUE (1967) für Karstquellen beschreiben, können sich verschiedene Geraden zeitlich hintereinander anordnen. DROGUE (1967) teilt die Abflußkurve dementsprechend in einen überlagernden Abflußanteil aus zusammenhängenden größeren Hohlräumen im Kalk und einen länger anhaltenden Abfluß aus engen Klüften auf. FORKASIEWICZ & PALOC (1967) zeigen sehr anschaulich die Methoden, mit denen große Karstabflüsse in ihre einzelnen Anteile aufgeteilt werden können. Es ist zu prüfen, ob ähnliche Additionen von Leerlauffunktionen für nicht-kalkige Festgesteine in den hydrogeologischen Meßstellen im Rheinischen Schiefergebirge auftreten. Das könnte dann der Fall sein, wenn z. B. zwei deutlich verschieden ausgeprägte hydraulische Systeme in einem Einzugsgebiet bestehen. Die Untersuchungen über diese Probleme haben erst begonnen.

Zeigen sich in einer hydrogeologischen Meßstelle aber nur wenig voneinander variierende α -Werte, so kann aus diesen ein Mittelwert gebildet werden. Liegen derartige Werte für viele Meßstellen vor, wird es möglich sein, in einem Vergleich zwischen den α -Werten der verschiedenen Meßstellen und deren geologischen Besonderheiten die Beziehungen zwischen α -Wert und Gestein zu bestimmen. Das bedeutet, daß dem Gestein eine bestimmte hydraulische Eigenschaft zugeordnet werden kann. Wahrscheinlich werden sich dann auch Wege finden lassen, aus den α -Werten die Permeabilität zu berechnen, wie es SCHOELLER (1967) für Karstgesteine schon durchführte. Er benutzte dabei für ungespanntes Grundwasser eine Formel folgender Art:

$$\alpha = a'' \frac{k}{mx}$$

wobei k die Permeabilität ist (Näheres siehe SCHOELLER, 1967, S. 8).

7.2.2. Vergleich von Q_0 -Werten

Wie in Abschnitt 7.1. dargestellt, spielt auch der Faktor Q_0 eine wichtige Rolle zur Beschreibung des Grundwassers in Festgesteinen (Bedeutung von Q_0 siehe Kap. 7.1.4.). Gesteinsspezifische Änderungen von Q_0 werden sich ebenfalls nur in einem ausgedehnten statistischen Vergleich der Ergebnisse verschiedener Festgesteine erkennen lassen. Besondere Auskunft wird der gesteinspezifische Vergleich am Anfang der Vegetationsperiode oder nach längeren Niederschlägen im hohen Bereich der Leerlaufkurven für verschiedene Festgesteine bieten. Für die geschilderten Vergleichsuntersuchungen über Variationen und Mittelwerte von α und Q_0 sind bei weitem noch nicht genügend Meßergebnisse vorhanden. Zur Beschaffung dieser Meßunterlagen ist noch eine größere Anzahl von hydrogeologischen Meßstellen notwendig.

8. Zusammenfassung

Kapitel 1: Einleitung

Zur Untersuchung von Grundwasser in Festgesteinen ist zwischen gefalteten, geklüfteten und geschieferten Gebirgen und Gebirgen mit angenähert horizontaler Schichtung zu unterscheiden. Während bei den ungefalteten Gebirgen im anstehenden Festgestein oft eine deutliche, hydrogeologisch wirksame Gliederung anzutreffen ist, ist das bei den Faltengebirgen des Typs Rheinisches Schiefergebirge normalerweise nicht der Fall (1.1.).

Die zitierten Definitionen der Permeabilität beziehen sich auf poröse Medien, werden aber zunehmend und berechtigt auf nicht poröse Festgesteine angewendet (1.2.). In ihnen bewegt sich das Wasser auf Trennflächen tektonischer und sedimentärer Entstehung. Allgemein lassen sich im Untergrund von Einzugsgebieten des Rheinischen Schiefergebirges je zwei Systeme von Bewegungsbahnen unterscheiden, und zwar im Boden und im Festgestein. Alle haben sie Rückwirkung auf den Abfluß der Vorfluter (1.3.).

Kapitel 2: Trockenwetterabfluß

Die Trockenwetterlinie nach WUNDT kann unter bestimmten Bedingungen als Leerlaufkurve für Grundwasserspeicher aufgefaßt werden. Leerlaufkurven können bei bestimmten hydraulischen Gegebenheiten einfache e-Funktionen sein. Besonders bei kleinen Einzugsgebieten kann der Abfluß in drei Anteile aufgeteilt werden, die zeitlich aufeinander folgen (2.1.).

Die Genauigkeit der Abflußmessungen mit Gefäß und Flügel ist ausreichend (2.2.).

Die regionale Verteilung von Trockenwetterabflußspenden läßt sich graphisch zu Gruppen aufbereiten und zeigt Zusammenhänge mit dem geologischen Aufbau des Untergrundes (2.3.).

Kapitel 3: Einflüsse auf den Trockenwetterabfluß

Die Menge des Trockenwetterabflusses wird entscheidend von den anstehenden Festgesteinen bestimmt (3.1.). Vegetation (3.2.), Boden (3.3.), unterschiedliche Nieder-

schlagsverteilung (3.4.), morphologische Unterschiede (3.5.) und antropogene Einflüsse können die Abflußspende im allgemeinen nicht entscheidend verändern. Trotzdem ist die Vegetation aber bedeutsam für das sommerliche Leerlaufen der Grundwasserspeicher. Sie verursacht im Boden auf Grund ihrer Transpiration ein Bodenfeuchtedefizit, das als Regulativ für die seltene sommerliche Grundwasser-Neubildung dient. Auch die charakteristischen Unterschiede zwischen sommerlichem und winterlichem Abflußbild der Vorfluter werden dadurch herbeigeführt (3.2.). Die Morphologie der Grundwasseroberfläche und die Verteilung der Permeabilitäten im Untergrund bedingen Grundwasserfließsysteme, die nach der Theorie von HUBBERT und TOTH beschrieben werden können. Diese haben Rückwirkungen auf den Abfluß (3.5.).

Kapitel 4: Hydrogeologische Meßstellen zur Beobachtung der zeitlichen Änderung des Trockenwetterabflusses

Mit den Methoden des regionalen Vergleichs von Abflußspenden ließen sich für die verschiedenen Festgesteine typische Meßgebiete auswählen, die die charakteristischen hydraulischen und hydrogeologischen Eigenschaften dieser Gesteine zeigen. In ihnen wurden hydrogeologische Meßstellen für Abfluß, Niederschlag und Verdunstung aufgebaut, deren Konstruktion und Einrichtung in Kap. 4.2. beschrieben sind. Die Genauigkeit der Messungen läßt sich abschätzen. Sie ist besonders für die Abflußmessungen sehr groß (4.3.).

Kapitel 5: Analyse der Abflußganglinie

An den hydrogeologischen Meßstellen kann der Trockenwetterabfluß an Hand der Rückgangskurven für den gemessenen Abfluß analysiert werden. Folgende Gliederung der Abflußanteile ist möglich (5.1.1.):

- | | |
|----------------------|-----------------------------|
| 1. Oberflächenabfluß | surface-flow |
| 2. Bodenabfluß | subsurface-flow, interflow |
| 3. Grundwasserabfluß | groundwater-flow, base flow |

Der Grundwasserabfluß kann halblogarithmisch von Oberflächen- und Bodenabfluß getrennt werden (5.1.2.1.), wenn entsprechende hydraulische Bedingungen erfüllt sind (5.1.2.). Systemtheoretische Methoden helfen, die komplexen physikalischen Vorgänge in Einzugsgebieten zu ordnen (5.1.2.2.). Die Uferspeicherung beeinflusst den base-flow kleiner Einzugsgebiete nicht (5.1.2.3.). Der Oberflächen- und Bodenabfluß kann in kalkreichen Gebieten chemisch vom Grundwasserabfluß getrennt werden. Während der Vegetationsperiode ist er in kleinen Einzugsgebieten nach kurzer Zeit abgelaufen. Außerhalb der Vegetationsperiode überdeckt der subsurface-flow den baseflow wesentlich länger. Die einfache e-Funktion des base flow kann nach Niederschlägen im Winter erst sehr viel später auftreten als im Sommer (5.2.). Nach Auftreten des base flow kann dieser durch Vegetation (5.3.1.), Bodenfrost (5.3.2.) und durch hydraulisch stark wirkende tektonische Störungen (5.3.3.) verändert werden. Diese Einwirkung der Vegetation kann durch mathematische Gleichungen beschrieben und deswegen, wie auch der Einfluß des Bodenfrostes, eliminiert werden. Die oft hydraulisch stark wirksamen tektonischen Störungen können sogenannte „Grundwasserwellen“ erzeugen, die die einfache e-Funktion des base flow überdecken.

Kapitel 6: Ermittlung des Grundwasserhaushaltes aus dem Abfluß kleiner Einzugsgebiete

Aus systemtheoretischen Überlegungen ergibt sich, daß die übliche Wasserhaushaltsgleichung sowohl in ihrer einfachen als auch in ihrer erweiterten Form nicht zur Beschreibung der komplexen physikalischen Vorgänge in einem Einzugsgebiet und besonders nicht zur Bestimmung der Grundwasser-Neubildung ausreicht. Dagegen können die vorhandenen Grundwassermengen und die Grundwasserbilanz aus dem Abfluß in den Vorflutern erkannt werden (6.1.). Dazu gibt es zwei Möglichkeiten:

1. den Vergleich verschiedener regionaler Verteilungen von gleichzeitigen Abflußmessungen (6.2.),
2. die Auswertung der fortlaufenden Aufzeichnungen von hydrogeologischen Meßstellen, deren Standort nach den Ergebnissen von 1. ausgewählt wurden (6.3.).

Die in dem Kap. 6.2. ermittelten langfristigen Grundwasserspenden der Festgesteine sind überraschend hoch (Tab. 7 und 8). Aus der zeitlichen Änderung des Abflusses können Wasserhaushaltsberechnungen für das Grundwasser ausgeführt werden (6.3.). Nach Ermittlung der beschreibenden mathematischen Funktion und der Konstanten α (6.3.1.), kann die gesamte in den Vorfluter abflußfähige Grundwassermenge eines Einzugsgebietes (6.3.2.) und die Versickerung in das Festgestein (6.3.3.) bestimmt werden. An Hand von Beispielen aus dem Trockenjahr 1959 wird die Bestimmung von α und der frei abflußfähigen Grundwassermenge M praktisch erprobt (6.4.).

Kapitel 7: Wege zur mathematischen Charakterisierung des hydrogeologischen Verhaltens der Festgesteine

Mittels doppellogarithmischer Darstellung (Abb. 40) können die Zusammenhänge zwischen den beschreibenden mathematischen Größen Q_0 , α und M graphisch sichtbar gemacht werden (7.1.1.). Es ergibt sich, daß Q_0 wahrscheinlich hauptsächlich die Größe und Ausdehnung des Gesteinskörpers charakterisiert, der leerläuft, und α die hydraulischen Bedingungen, nach denen das geschieht. Q_0 könnte auch noch durch die Größe des Klufthohlraumes beeinflusst werden (7.1.4.). An Hand großräumiger statistischer Vergleiche der verschiedenen α - und Q_0 -Werte werden sich die gesteinstypischen Werte erschließen lassen. Eventuell wird es dann auch möglich sein, bei Annahme einiger Randbedingungen aus dem Abfluß die Permeabilität der Festgesteine zu bestimmen (7.2.).

9. Schriften

Erläuterung einiger Abkürzungen im Literaturverzeichnis

1. Gebräuchliche Kürzel für Titel von deutschen hydrologischen Zeitschriften

bbr	Bohrtechnik, Brunnenbau, Rohrleitungsbau
gwf	Das Gas- und Wasserfach
WWT	Wasserwirtschaft — Wassertechnik

2. Abkürzungen von Vereinigungen und Institutionen

ASCE	American Society of Civil Engineers
B.R.G.M.	Bureau de recherches géologiques et minières
CSIRO	Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation
K.N.M.I.	Koninklijk Nederlandsch Meteorologisch Instituut
VDI	Verein Deutscher Ingenieure

3. Abkürzungen internationaler hydrologischer und hydrogeologischer Vereinigungen und deren Veröffentlichungsreihen

1. IASH — International Association of Scientific Hydrology
— Association Internationale d'Hydrologie Scientifique (AIHS)
Reihen: a. IASH Publication, b. Bulletin IASH
2. IAH — International Association of Hydrogeologists
— Association Internationale des Hydrogeologues (AIH)
Reihe: Memoires

ANSCHÜTZ, H.: Kybernetik. — 2. Aufl., Würzburg, Vogel-Verl. 1970.

ASMUSSEN, L. E. & RITCHIE, J. C.: Interflow or shallow phreatic flow in the coastal plain of Georgia. — J. Hydr., 9, S. 182—193, Amsterdam 1969.

BARENBLATT, G. J. & SCHELTOW, J. P.: Über die fundamentalen Gleichungen der Filtration homogener Flüssigkeiten in klüftigen Gesteinen (russisch). — Doklady Akad. Nauk. SSSR, 132, 3, S. 545—548, Moskau 1960.

BARNES, B. S.: The structure of discharge-recession curves. — Trans., Amer. Geophys. Union, 20, S. 721—725, Washington, D. C. 1939.

BAUMGART, E.: Begriffserklärungen und theoretische Überlegungen im Zusammenhang mit Versickerungsmessungen in Zylinderinfiltrometern. — Wasser und Boden, 8, S. 274—277, Hamburg 1965.

BENECKE, P. & LORCH, S.: Untersuchungen der Versickerung von Niederschlag mittels ¹³¹J in einer tonig-schluffigen, gedrähten Seemarsch. — Geol. Jb., 81, S. 601—620, Hannover 1964.

- BLOK, T. & COLENBRANDER, H. J.: Afvoermetingen in kleine stroomgebieden. — Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied, Deelrapport 6, S. 109—120, 11 Abb., 3 Tab., Wageningen 1970.
- BLUME, H.-P., MÜNNICH, K.-O. & ZIMMERMANN, U.: Das Verhalten des Wassers in einer Löß-Parabraunerde unter Laubwald. — Z. Pflanzenern., Düng. u. Bodenk., **112**, S. 156—168, 3 Abb., 2 Tab., Weinheim 1966.
- BOUSSINESQ, J.: Recherches théoriques sur l'écoulement des nappes d'eau infiltrées dans le sol et sur le débit des sources. — J. Math. pures et appliquées, **10**, S. 5—78, Paris 1904.
- BRAAK, C.: Invloed van de wind op regenwaarnemingen. — K.N.M.I. Mededelingen en Verhandelingen, **48**, 74 S., 's Gravenhage 1953.
- BREDDIN, H. & RICHTER, M.: Exkursionsführer durch das Oberbergische. — Ber. Vers. nieder-rhein. geol. Verein 1922, Bonn 1922.
- BREITENÖDER, M. & ZANKER, K.: Der Entzug des in Mineralböden eingedrungenen Niederschlagswassers durch die Dränung. — 123 S., 42 Abb., 7 Taf., Hamburg 1960.
- BURYKIN, A. M.: Seepage of water from soils in mountainous regions of the humid subtropics. — Počvovedenie (Akademija nauk SSSR.), Pedology (English translation), **12**, S. 90—97, Moskau 1957.
- CHERNAYA, T. M.: Comparative evaluation of graphical methods of ground water components of streamflow hydrographs. — Trans. State Hydrologic Inst. (Trudy GGI), **114**, S. 87—100, Moskau 1964.
- CHILDS, E. C.: Die Bewegung des Wassers im Boden. — Endeavour, **23**, 89 (deutsche Ausgabe), S. 81—84, Birmingham 1964.
- CHOW, V. T.: Handbook of Applied Hydrology. — New York (Mc Graw-Hill Book Co.), 1964.
- COLENBRANDER, H. J.: The research watershed „Leerinkbeek“, Netherlands. — IASH Publ., **66**, S. 558—563, Gentbrugge 1965.
- & STOL, Ph. Th.: Neerslagen neerslagverdeling naar plaats en tijd. — Hydrologisch onderzoek in het Leerinkbeekgebied, Deelrapport, **5**, S. 89—108 (English Summary S. 319—320), Wageningen 1970.
- COOPER, H. H. jr. & RORABAUGH, M. I.: Changes in ground-water movement and bank storage caused by flood waves in surface streams. — U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 475—B, S. 192—195, Washington, D. C. 1963. — (1963a).
- : Ground-water movement and bank storage due to flood stages in surface streams. — U.S. Geol. Survey, Water-Supply Paper 1536—J, Washington, D. C. 1963. — (1963b).
- CRIPPEN, J. R.: Changes in character of unit-hydrographs, Sharon Creek, California, after suburban development. — U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 525—D, S. 196—198, Washington, D. C. 1965.
- DAHM-ARENS, H. in GRABERT, H.: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4912 Drolshagen. — 103 S., 9 Abb., 5 Tab., 5 Taf., Krefeld 1969.
- DANIEL, J. F., CABLE, L. W. & WOLF, R. J.: Groundwater- surface water relation during periods of overland flow. — U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 700—B, S. 219—223, Washington, D. C. 1970.
- DAVIES, S. N. & WIEST, R. J. M. DE: Hydrogeology. — 2. Aufl., New York, London, Sydney 1967.

- DEUTSCHER WETTERDIENST: Mittlere Jahressummen des Niederschlags (in mm) für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland — Zeitraum 1891—1930, Maßstab 1 : 200 000. — Blatt 110: Arnsberg, Blatt 124: Siegen, Bearbeiter: HANS SCHIRMER, Offenbach 1955.
- DIELER, H., DIESEL, E. & GROSSSTEINBECK, J.: Untersuchungen über die Beziehungen zwischen Grund- und Flußwasser im Rheintal bei Köln. — Geol. Mitt., 3, 4, S. 313—338, Aachen 1964.
- DIESEL, E.: Das Grundwasser der Talkiese im linksrheinischen Kölner Wasserwirtschaftsraum. — Decheniana, 111, S. 49—57, Bonn 1958.
- DIJK, D. C. VAN: Water seepage in relations to soil layering in the Canberra District. — CSIRO, Div. Soils, Commonwealth of Australia, Report 5/58, 13. S., Canberra City, A.C.T. 1958.
- DIN 4049 / Blatt 1: Gewässerkunde; Fachausdrücke und Begriffsbestimmungen, Teil I: quantitativ. — Berlin und Köln 1954.
- DOMENICO, P. A., STEPHENSON, D. A. & MAXEY, G. B.: Groundwater in the Las Vegas Valley. — Desert Res. Inst., Univ. of Nevada, Techn. Rept., 7, Reno, Nev. 1964.
- DOMOKOS, M.: Theoretische Fragen der Wasserwirtschaftsbilanz. — Deutsche Gewässerkd. Mitt., Sonderheft 1969, S. 9—15, Koblenz 1969.
- DOOGE, J. C. I.: The hydrologic cycle as a closed system. — Bull. IASH, 13, 1, S. 58—68, Gentbrugge 1968.
- DROGUE, C.: Essai de détermination des composantes de l'écoulement des sources karstiques. Evaluation de la capacité de rétention par chenaux et fissures. — Chronique d'Hydr., 10, S. 43—47, Paris 1967.
- DUBA, D.: Regime of dependence of ground water table rising at zone near the Danube River after it's culmination. — IASH Publ. 52, S. 301—313, Gentbrugge 1960.
- DÜRBAUM, H. J.: Porosität und Durchlässigkeit von Gesteinen. — In: Lehrbuch der angewandten Geologie, I, Stuttgart (Enke) 1961.
- EAKIN, T. E. E. & MOORE, D. O.: Uniformity of discharge of Muddy River Springs, south-eastern Nevada, and relation to interbasin movement of ground water. — U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 501, S. 171—176, Washington, D. C. 1965.
- FRANKE, P. G.: Meßüberfälle. — gwf, 103, S. 1072—1075; 1132—1140; 1178—1181, München 1962.
- FRANZEN, H.: Abflußmeßwehre. — In: Forstlich-hydrologische Untersuchungen in bewaldeten Versuchsgebieten im Oberharz. — Aus dem Walde, H. 7, S. 98—107, 5 Abb., Hannover 1968.
- FREEZE, A. R. & WITHERSPOON, P. A.: Theoretical analysis of regional ground-water flow: 1. Analytical and numerical solutions to the mathematical model. — Water Resources Res., 2, 4, S. 641—656, Richmond, Virg. 1966.
- : Theoretical analysis of regional ground-water flow: 2. Effect of watertable configuration and subsurface permeability variation. — Water Resources Res., 3, 2, S. 623—634, Richmond, Virg. 1967.
- : Theoretical analysis of regional ground-water flow: 3. Quantitative interpretations. — Water Resources Res., 4, 3, S. 581—590, Richmond, Virg. 1968.
- FORKASIEWICZ, J. & PALOC, H.: Le régime de tarissement de la Foux de la Vis. Etude préliminaire. — Chronique d'Hydr., 10, S. 59—73, Paris 1967.
- GEWÄSSERKUNDLICHE ANSTALTEN DES BUNDES UND DER LÄNDER (Hrsg.): Richtlinien für Abflußmessungen, 4. Aufl., Koblenz 1965.

- GILS, H.: Über die Anwendbarkeit abgekürzter Abflußmethoden. — Deutsche Gewässerkd. Mitt., 2, 1, S. 4—9, Koblenz 1958.
- GRABERT, H.: Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4912 Drolshagen. — 103 S., 9 Abb., 5 Tab., 5 Taf., Krefeld 1969.
- GRUNDY, F.: The ground water depletion curve, its construction and uses. — IASH Publ., 53, S. 213—217, Gentbrugge 1951.
- GUERICKE, G. & AUCHTER, H.: Gutes Trinkwasser aus der Schwäbischen Alp. — Wasser—Abwasser, 108, 46, S. 1316—1318, Otterfing 1967.
- GUERRE, A. & JOSEPH, C.: Analyse du tarissement de la sources de Safa (Liban) et de ses variations dans le temps. — Mem. du B.R.G.M., 76, S. 675—699, Paris 1969.
- HACKETT, O. M.: The father of modern ground water hydrology. — Ground Water, 2, 2, S. 2—5, Urbana, Ill. 1964.
- HAEFELI, CH.: Beispiel zur theoretischen Analyse von regionalen Grundwasserströmungen. — Bull. Ver. Schweiz. Petrol.-Geol. und Ing., 36, 90, S. 41—49, Riehen 1970.
- HEITEL, H.: Versickerungsvorgänge in der Buntsandsteinzone des südlichen Saarlandes. — Diss., 100 S., 32 Abb., Tübingen 1968.
- HEITFELD, K.-H.: Hydro- und Baugeologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. — Geol. Mitt., 5, 1—2, S. 1—210, Aachen 1965.
- HENN, W.: Grundlagen der Wassermessung mit dem hydrometrischen Flügel. — VDI-Forschungsheft, 385, 22 S., 41 Abb., VDI-Verlag, Berlin 1937.
- HIEKEL, W.: Zur Charakteristik des Abflußverhaltens in den Thüringer Wald-Flußgebieten der Vesser und Zahmen Gera. — Archiv für Naturschutz, 4, 1/2, S. 51—82, Berlin 1964.
- HOEPPENER, R.: Tektonik I. — Vorlesungsmitschrift Winter-Semester 1963—1964, Universität Bonn.
- HORTON, R. E.: The role of infiltration in the hydrologic cycle. — Trans. Amer. Geophys. Union, 14, S. 446—460, Washington, D. C. 1933.
- HORTON, J. E. & HAWKINS, R. H.: Flow path of rain from the soil surface to the water table. — Soil Sci., 100, S. 377—383, Baltimore, Md. 1965.
- HUBBERT, M. K.: The theory of groundwater motion. — J. Geol., 48, 8, S. 785—944, Chicago, Ill. 1940.
- HURSH, C. R.: Report of sub-committee on subsurface-flow. — Trans., Amer. Geophys. Union, 25, S. 743—746, Washington, D. C. 1944.
- & BRATER, E. F.: Separating storm-hydrographs from small drainage-areas into surface- and subsurface-flow. — Trans., Amer. Geophys. Union, 22, S. 863—871, Washington, D. C. 1941.
- INSON, J. & DOWNING, R. A.: The ground-water component of river discharge and its relationship to hydrogeology. — J. Instn. Wat. Engrs., 18, London 1964.
- KARRENBERG, H. & WEYER, K. U.: Beziehungen zwischen geologischen Verhältnissen und Trockenwetterabfluß in kleinen Einzugsgebieten des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrogeochem., S. 27—41, 13 Abb., 2. Tab., Hannover 1970.
- KAUSCH, W.: Die Transpiration als Ursache für tägliche Grundwasserschwankungen. — Ber. Deutsch. Botan. Ges., 70, S. 436—444, Stuttgart 1957.

- KELLER, H. M.: Der Chemismus kleiner Bäche in teilweise bewaldeten Einzugsgebieten in der Flyschzone eines Voralpentales. — Mitt. Schweiz. Anst. forstl. Vers.-Wes., 46, 3, S. 112—155, Zürich 1970.
- KELLER, R.: Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. — 520 S., Berlin 1961.
- KESSLER, H.: Lineare Meßwehre für Quellschüttungen. — Steirische Beiträge zur Hydr., Jg. 1959, S. 81—88, Graz 1959.
- KILPATRICK, F. A.: Source of base flow of streams. — IASH Publ., 63, S. 329—339, Gentbrugge 1964.
- KIRALY, L.: L'influence de l'hétérogénéité et de l'anisotropie de la perméabilité sur les systèmes d'écoulement. — Bull. Ver. Schweiz. Prol.-Geol. u. Ing., 37, 91, S. 50—57, Riehen 1970.
- KIRWALD, E.: Wasserhaushalt und Einzugsgebiet. — 1, 404 S., 109 Abb., 86 Tab., 2, 86 S., 94 Anl., Essen 1969.
- KLAUSING, O.: Ein Wasserbilanzschreiber für hydrologische und wasserwirtschaftliche Zwecke. — Wasser und Boden, 22, S. 40—41, 1 Abb., Hamburg 1970.
- KOPP, E.: Die Permeabilität durchlässiger Böden, die Gliederung des Makroporenraumes und die Beziehungen zwischen Permeabilität und Bodentypen. — Z. Kulturtechn. Flurber., 6, S. 65—90, Berlin, Hamburg 1965.
- KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, D. A.: A study of non-steady groundwater flow with special reference to a reservoir-coefficient. — De Ingenieur, B. Bouw- en Waterbouwkunde, 70, 19, S. 87—94, s'Gravenhage 1958.
- : Some effects of the unsaturated zone on non-steady free-surface groundwater flow as studied in a scaled granular model. — J. Geophys. Res., 67, 11, S. 4347—4362, Richmond, Virg. 1962.
- KREPS, H.: Näherungsverfahren bei hydrometrischen Feldarbeiten und ihre Auswertung. — Österr. Wasserwirtsch., 6, S. 60—65, Wien 1954.
- KUDELIN, B. I.: The principles of regional estimation of underground water natural resources and the water balance problem. — IASH Publ., 44, S. 150—167, Gentbrugge 1958.
- KULANDAISWAMY, V. C. & SEETHARAMAN, S.: A note on Barnes' method of hydrograph separation. — J. Hydr., 9, S. 222—229, Amsterdam 1969.
- KUNKLE, G. R.: The baseflow-duration curve, a technique for the study of ground water discharge from a drainage basin. — J. Geophys. Res., 67, 4, S. 1543—1554, Richmond, Virg. 1962.
- : Computation of ground water discharge to streams during floods, or to individual reaches during base flow, by use of specific conductance. — U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 525—D, S. 207—210, Washington, D. C. 1965.
- KURTYKA, J. C.: Precipitation measurements study. — State of Illinois, State Water Survey Div. Urbana III, 178 S., Urbana, Ill. 1953.
- LAURENSEN, E. M.: A study of hydrograph recession curves of an experimental catchment. — J. Instn. Engrs. Aust., 33, S. 253—258, Sydney 1961.
- LAUTERBACH, D. & GLOS, E.: Zur Anwendung des unit-hydrograph-Verfahrens. — WWT, 16, S. 94—98, Berlin 1966.
- LAWSON, D. W.: A rational approach to groundwater investigations in representative basins. — IASH Publ., 96, S. 652—667, Gentbrugge 1970.
- LEWIS, D. C. & BURGY, R. H.: Hydrogeologic balance from an experimental watershed. — J. Hydr., 2, S. 197—212, Amsterdam 1964.

- LIEBSCHER, H. J.: Trockenwetterabfluß. — In: Forstlich-hydrologische Untersuchungen in bewaldeten Versuchsgebieten im Oberharz. — Aus dem Walde, H. 7, S. 160—166, 2 Abb., 3 Tab., Hannover 1968.
- LIEBSCHER, H. (J.): Results of research on some experimental basins in the Upper Harz Mountains (Federal Republic of Germany). — J. Hydr. (N. Z.), 9, 2 (Wellington Symposium of IASH), S. 163—176, 13 Abb., Wellington 1970.
- LUSZNAT, M. & DEUTLOFF, O.: Möglichkeiten einer zusätzlichen Wassergewinnung für den Versorgungsbereich der Stadt Siegen aus den Grundwasservorkommen des zentralen Siegerlandes. II. Teil: Ergebnisse der hydrogeologischen Spezialuntersuchungen im oberen Sieggebiet. — Unveröffentlichtes Gutachten im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, Krefeld 1961.
- MAILLET, M. E.: Sur les décrues des rivières. — C. R. Acad. Sci., 136, S. 1030—1032, Paris 1904.
- : Essais d'hydraulique souterraine et fluviale. — I, 218 S., 21 Abb., 31 Tab., 11 Diagr., Paris (Hermann et Cie) 1905.
- MATTHES, G.: Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 5223 Queck, Hydrogeologie. — S. 245—282, Wiesbaden 1963.
- : Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgesteinen. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., 58, 105 S., 20 Abb., 18 Tab., 4 Taf., Wiesbaden 1970.
- & THEWS, J. D.: Erfahrungen bei der hydrogeologischen Spezialkartierung 1 : 25 000 in den Jahren 1957 und 1958. — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 417—428, 4 Abb., Wiesbaden 1959.
- MENDEL, H. G.: Das Unit-Hydrograph-Verfahren und seine Anwendung auf zwei deutsche Flußgebiete. — Deutsche Gewässerkd. Mitt., 12, S. 61—64, Koblenz 1968 (1968a).
- : Eigenschaften der Oberflächenabfluß-Ganglinie und ihre analytische Beschreibung. — Deutsche Gewässerkd. Mitt., 12, S. 147—153, Koblenz 1968 (1968b).
- MEYBOOM, P.: Estimating ground water recharge from stream hydrographs. — J. Geophys. Res., 66, 4, S. 1203—1214, Richmond, Virg. 1961.
- : Patterns of groundwater flow in the prairie profile. — National Res. Council Can., Proc. Hydr. Symp. Nr. 3 (1962), S. 5—20, Ottawa 1963.
- : Three observations on streamflow depletion by phreatophytes. — J. Hydr., 2, S. 248—261, Amsterdam 1964.
- MOLCHANOV, A. A.: The role of forest in the conservation and regulation of water. — Fifth World Forestry Congr. Proc., 3, S. 1678—1682, Seattle, Wash. 1960.
- MOSCHREFI, N. & MEYER, B.: Bedeutung der Wasserbewegung im ungesättigten Feuchtezustand (unsaturated flow), des Lufteinschlusses und des Grundwasserstandes für Niederschlagsversickerung und Grundwasserspende. Modellversuche an Lösssäulen — Göttinger Bodenkdl. Ber., 1, S. 1—31, Göttingen 1968.
- MÜCKENHAUSEN, E.: Die wichtigsten Böden der Bundesrepublik Deutschland, dargestellt in 60 farbigen Bodenprofilen. — Wissenschaftliche Schriftenreihen des AID, H. 14, 146 S., 61 Abb., Bad Godesberg 1957.
- MUSKAT, M.: The flow of homogeneous fluids through porous media. — 733 S., Ann Arbor, Mich. 1946.
- NARBE, S.: The discharge recession as criterion on the retention capacity of basins. — IASH Publ., 76, S. 162—167, Gentbrugge 1968.
- NATTERMANN, E.: Die sichere Ermittlung der Abflüsse. — Mitt. Bundesanst. Gewässerkd., 11, S. 2—6, Bielefeld 1949.
- : Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). — Die Wasserwirtschaft, Sonderheft 1950, S. 12—20, Stuttgart 1950.

- : Über die Zuverlässigkeit der Flügelmessungen. — Die Wasserwirtschaft, 41 (1950/ 51), S. 274—277, Stuttgart 1951.
- : Der Wasserhaushalt des oberen Emsgebietes nach dem Au-Linien-Verfahren. — Minist. Ern. Landw. Forsten von NW, Düsseldorf (ohne Erscheinungsjahr).
- NEUBER, H.: Der Darcy'sche Durchlässigkeitskoeffizient von regelmäßig geklüftetem Gebirge. — Vortrag auf der wissenschaftl. Sitzung vom 18. 1. 1971 im Geologischen Landesamt von Nordrhein-Westfalen, Krefeld 1971.
- PFEIFFER, D.: Hydrologische Messungen in der Praxis des Geologen. — bbr, 13, S. 53—60; 96—104; 147—162, Köln 1962.
- PINDER, G. F. & JONES, J. F.: Determination of the groundwater component of peak discharge from the chemistry of total runoff. — Water Resources Res., 5, 2, S. 438—455, Richmond, Virg. 1969.
- REHBOCK, T.: Wassermessungen mit scharfkantigen Überfallwehren. — Z. VDI, 73, 24, S. 817—823, Berlin 1929.
- RICHARDS, L. A.: Report of the subcommittee on permeability and infiltration, committee on terminology. Soil Sci. Soc. of Amer. — Proc. Soil Sci. Soc. Amer., 16, S. 85—88, Madison, Wisc. 1952.
- RIESER, A.: Bodenkundliche, wasserhaushaltliche und wirtschaftliche Probleme bei der Melioration vor allem pseudovergleyter Böden in der westlichen Eifel. — Diss., 151 S., 54 Abb., 36 Tab., Bonn 1970.
- RIGGS, H. C.: The base-flow recession curve as an indicator of ground water. — IASH Publ., 65, S. 355—363, Gentbrugge 1964.
- RINSUM, A. VAN: Der Abfluß in offenen natürlichen Wasserläufen. — 80 S., Berlin 1950. — (1950a).
- : Die Auswertung von Abflußmessungen. — Die Wasserwirtschaft, Sonderheft 1950, S. 1—3, Stuttgart 1950. — (1950b).
- ROBINSON, T. W.: Effect of evaporatranspiration draft by phreatophytes on the ground water balance. — IAH Mem., 7, S. 347—351, Hannover 1965.
- ROCHE, M.: Essai de définition d' un hydrogramme standard. — Bull. IASH, 12, 4, S. 19—33, Gentbrugge 1967.
- RODDA, J. C.: The rainfall measurement problem. — IASH Publ., 78, S. 215—231, Gentbrugge 1968.
- ROMM, S. J.: Strömungsvorgänge in klüftigen Gesteinen (russisch). — 284 S., Moskau 1966.
- ROZKOWSKI, A.: Badania przepływu wód metodą pomiarów ciśnień potencjalnych (Research of groundwater flow using a method of potential head measurements). — Kwartalnik Geologiczny, 14, 2, S. 361—380, Warschau 1970. — (Mit engl. Zusammenfassung.)
- RÜCKERT, G. A.: Der Einfluß der Hangnässe auf die Bodenbildung, dargestellt am Beispiel der Böden des Forstamtsbezirks Schieder. — Diss., Bonn 1960.
- RUDOLPH, R.: Gebietsniederschlag. — In: Forstlich-hydrologische Untersuchungen in bewaldeten Versuchsgebieten im Oberharz. — Aus dem Walde, H. 7, S. 67—97, 4 Abb., 10 Tab., Hannover 1968.
- SCHOELLER, H.: Hydrodynamique dans le karst (Ecoulement et emmagasinement). — Chronique d' Hydr., 10, S. 7—21, Paris 1967.
- : Les principaux problèmes d' evaluation des eaux souterraines et de ses mouvements a l' echelle continentale et a l' echelle mondiale. — IASH Publ., 92, S. 57—65, Gentbrugge 1970.

- & AIGROT, M.: La fontaine de Vaucluse. — IASH Publ., 77, S. 320—328, Gentbrugge 1968.
- SCHROEDER, G.: Die Wasserreserven des oberen Emsgebietes. — Bes. Mitt. dt. gewässerkd. Jb., 5, 70 S., Bielefeld 1952.
- SCHULZ, H. D.: Chemische Vorgänge beim Übergang vom Sickerwasser zum Grundwasser. — Diss., 114 S., 28 Abb., 9 Tab., Aachen 1970.
- SCHWARZMANN, H.: Ist nach den Niederschlagsverhältnissen im Winterhalbjahr 1958/59 ein Grundwassermangel im Sommer 1959 zu erwarten? — gwf, 100, S. 41, München 1959.
- SEILER, K.-P.: Grundwasserfließvorgänge im klüftigen und porösen Medium des mittleren Buntsandsteins im Saarland. — Diss., 114 S., 23 Abb., 14 Tab., Tübingen 1968.
- SERAFIM, L. & CAMPO, A. DEL: Interstitial pressures on rock foundations of dams. — Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs., Div. SM, 91, S. 65—85, New York, N. Y. 1965.
- SHERMAN, L. K.: Streamflow from rainfall by the unit-graph method. — Engng. News Record, April 7 (Discussion: August 25 and Sept. 1), New York, N. Y. 1932. — (1932a).
- : Relation of hydrographs of runoff to size and character of drainage-basins. — Trans., Amer. Geophys. Union, 13, S. 332—339, Washington, D. C. 1932. — (1932b).
- SIEBERT, G.: Hydrogeologische Verhältnisse im Landkreis Arnsberg (Westfalen), insbesondere Untersuchungen über die Grundwasser-Neubildung und Höffigkeit mittels des Trockenwetterabflusses in Beziehung zu den geologischen Verhältnissen. — Unveröffentlichtes Gutachten im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, Krefeld 1962.
- & LIETZ, J.: Die hydrogeologischen Verhältnisse im Landkreis Brilon (Sauerland). — Unveröffentlichtes Gutachten im Archiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen, Krefeld 1966.
- SNOW, D. T.: A parallel plate model of fractured permeable media. — Diss., 330 S., University of California, Berkeley 1965.
- STRÄSSER, M.: Studien zum Grundwasser-Chemismus des nordwestlichen Bodenseeraumes. — Freiburger Geogr. H. 2, Freiburg i. Br. 1966.
- TODD, D. K.: Ground water flow in relation to a flooding stream. — Proc. Amer. Soc. Civ. Engrs., 81, Sept. 628, 20 S., New York, N. Y. 1955.
- : Ground Water Hydrology. — 336 S., New York, N. Y. (John Wiley & Sons) 1959.
- TOTH, J.: A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. — J. Geophys. Res., 67, 11, S. 4375—4387, Richmond, Virg. 1962.
- : Theoretical analysis of groundwater in small drainage basins. — National Res. Council Can., Proc. Hydr. Symp. Nr. 3 (1962), S. 75—96, Ottawa 1963.
- TRAINER, F. W.: Precipitation and base runoff, Big Pipe Creek basin, Maryland. — U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 650—D, S. 222—227, Washington, D. C. 1969.
- TROXELL, H. C.: The diurnal fluctuation in the ground-water and flow of the Santa Anna River and its meaning. — Trans., Amer. Geophys. Union, 17, S. 496—504, Washington, D. C. 1936.
- TSUKAMATO, Y.: An experiment on subsurface flow. — Nihon ringakkai shi (J. Jap. Soc. Forestry), 43, S. 61—68, Tokyo 1961.
- VEN TE CHOW: Handbook of applied Hydrology. — 1418 S., 614 Abb., New York, N. Y. 1964.
- WERNER, P. W. & SUNDQUIST, K. J.: On the ground water recession curve for large watersheds. — IASH Publ., 53, S. 202—212, Gentbrugge 1951.

- WEYER, K. U. in: VÖGLER, A.: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 5112 Morsbach. — 132 S., 29 Abb., 6 Tab., 5 Taf., Krefeld 1968.
- : in GRABERT, H.: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, Erläuterungen zu Blatt 4912 Drolshagen. — 103 S., 9 Abb., 9 Tab., 5 Taf., Krefeld 1969.
- & KARRENBERG, H.: Influence of fractured rocks on the recession curve in limited catchment areas in hill country: a result of regional research and a first evaluation of runoff at hydrogeological experimental basins. — J. Hydr. (N. Z.), 9, 2 (Wellington Symposium of IASH), S. 177—191, 11 Abb., 2 Tab., Wellington 1970.
- WHIPKEY, R. Z.: Subsurface stormflows from forested slopes. — Bull. IASH, 10, 2, Gentbrugge 1965.
- : Theory and mechanics of subsurface stormflow. — International Symposium on Forest Hydrology 1965, S. 255—260, Oxford, London (Pergamon Press Ltd.) 1967.
- WHITE, W. N.: A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. — U.S. Geol. Survey, Water-Supply Paper 659, S. 1—105, Washington, D. C. 1932.
- WIEGEL, E.: Klüftung und Gebirgsauflockerung bei Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., 114 (1962), S. 237—245, Hannover 1963.
- WILLIAMS, R. E.: Ground water flow systems and related highway pavement failure in cold mountain valleys. — J. Hydr., 6, S. 183—193, Amsterdam 1968.
- W.M.O.-Guide: Guide to hydrometeorological practices. — World Meteor. Org., WMO-No. 168. T. P. 82, Genf 1965.
- WOLTERS, R.: Zur Ursache der Entstehung oberflächen-paralleler Klüfte. — Rock Mechanics, 1, S. 53—70, Wien usw. 1969.
- WOUDT, B. D. VAN'T: On factors governing subsurface stormflow in volcanic ash soils, New Zealand. — Trans., Amer. Geophys. Union, 35, S. 136—144, Washington, D. C. 1954.
- WUNDT, W.: Niederschlag und Abfluß, speziell im oberen Neckargebiet. — Jh. Ver. vaterländ. Naturkde. Württemberg, 66, Stuttgart 1910.
- : Gewässerkunde. — 320 S., 185 Abb., Berlin, Göttingen, Heidelberg 1953. — (1953a).
- : Die Niedrigwasserführung in Baden-Württemberg als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. — gwf, 94, S. 719—722, München 1953. — (1953b).
- : Niedrigabfluß und Wasserführung in Deutschland. — gwf, 101, S. 701—709, München 1960.
- : Eine Schätzung des frei abflußfähigen Grundwasservorrates. — gwf, 108, S. 953—961, München 1967.
- ZEEUW, J. W. DE: Over de werkelijkheidsbenadering van gemeten neerslagen. — Landb. Tijdschr., 75, Nr. 14, S. 815—832, Amsterdam 1963.

Tabelle 7 Zusammenfassende Tabelle von gemessenen Trockenwetterabflüssen

Stratigraphie	Meßgebiet	Petrographie	Klüftung	Bachversickerungen festgestellt	Trockenwetterabfluß l/sec km ²	Zuordnung des Abflusses	mm des jährl. Niederschlags	% des langjährigen Jahresmittels des Niederschlags	Bemerkungen		
Kreide Campan Campan 5+6 Baumberger Schichten	Horstmar	Mergelkalke Billerbecker Grünsandstein (glaukonitreicher sandiger Kalk)	gekülfet	}	13	NWS	410	51			
			gekülfet								
	Coesfelder Schichten	Horstmar	harte Kalke glaukonitischer Kalksandstein (Schöppinger Fazies)	gekülfet	>4,5	NWS	>140	>18			
				gekülfet							
Campan 2+3 Osterwicker Schichten	Horstmar	Feinsandmergel und Hartmergel	schwach gekülfet	in überlagernden Sanden	1,5	NWS	50	6	Störungszonen führen 2 Meißt. Grundwasser zu zusätzl. Grundwassersp. aus überdeckenden Sandlagen		
		Feinsandmergel und Hartmergel zu 25% mit Sand überdeckt	schwach gekülfet		3,5	NWS	110	14			
Karbon Oberkarbon Namur	Kreis Arnberg	Tonstein mit Sandstein 1. vorwiegend Tonstein 2. steigender Anteil von Sandstein 3. hoher Anteil von Sandstein 4. Sandstein Grauwacken	schwach gekülfet		Stark schwankende Werte 1,3 - 1,6 2,5 3,2 5 - 9	NWS NWS NWS NWS	40 - 50	5 - 6	genaue Untergliederung i.d. vorl. geolog. Karte nicht vorhanden (Maßstab: 1 : 100.000)		
			gekülfet				80	8			
			gekülfet				100	11			
			stark gekülfet				160 - 285	16 - 28			
	Unterkarbon Dinant (Kulm)	Kreis Arnberg	Platten- und Kieselkalk	stark gekülfet		15 - 16	NWS	470 - 505	50 - 53		
	Devon Oberdevon	Kreis Arnberg	Grauwackensandstein, Plattenkalk, Flinkkalk	stark gekülfet		9 - 10 15	NWS NWS	470	50		
Oberdevon	Kreis Arnberg	Massenkalk	Störungen		>100			großes Gebiet im Bereich des Warsteiner Sattels (9,4 km ²)			
Mitteldevon Givet	Kreis Arnberg	Tonstein mit Sandstein	gekülfet		12 - 14	NMWS					
Karbon Oberkarbon Namur	Kreis Brilon	Tonstein mit Sandsteinbänken Tonstein mit höherem Anteil an Sandsteinbänken	schwach gekülfet		1,5 3,2	NWS NWS	50	5			
			gekülfet				100	10			
	Unterkarbon Dinant	Kreis Brilon	Tonstein	schwach gekülfet		1,4	NWS	45		5	
	Oberdevon Mitteldevon	Kreis Brilon	Massenkalk	stark gekülfet	im Bereich des Briloner Sattels	?				Briloner Sattel entwässert an Störungen vorw. n. Norden	
	Mitteldevon Eifel	Kreis Brilon	Tonschiefer mit quarzitischer Sandsteinen	gekülfet		3	NWS	95		8 - 9	
Unterdevon Ems	Kreis Brilon	Tonschiefer mit Keratophy Einlagerungen u. quarzitischen Sandsteinen	stark gekülfet und gestört		5 - 6 8 - 9	NWS NWS	160 - 190	12 - 16	in d. Randbereichen d. durch Intrusionen aufgelockerten Gesteins in d. zentralen Bereichen d. durch die Intrusionen aufgelockerten Gesteins		
			stark gestört				~8	NWS		~250	~20
Devon Mitteldevon Givet Rensselandia Sandstein (Finnentropen Schichten)	Drolshagen	feinkörniger Sandstein mit Kalksteinlinsen	gekülfet		8 - 9 36 - 40	NWS MWS	250 - 285	19 - 22			
			gekülfet								
	Eifelstufe Innenberg Sandstein Mühlenberg Sandstein	Drolshagen	sandsteinreiche Ausbildung im Norden d. Blattes	gekülfet		5 18 - 20	NWS MWS	160		12	Einfluß von NS-Störungen in einem Gebiet festzustellen
				schwächer gekülfet		1,8 12 - 15	NWS MWS	55		5	
	Emsstufe (Koblenz) Kühlbacher Schichten	Eckenhagen	Tonstein mit einigen Sandsteineinlagerungen	schwach gekülfet		1,5 13 - 16	NWS MWS	50		5	
				gekülfet und gestört		1,5 20 - 23	NWS MWS	50		5	Einfluß der Störungszonen wie unter 5.33 beschrieben
Devon Unterdevon Oberes Siegen Klafelder Folge	Morsbach	Sandsteinreicher Tonschiefer	gekülfet	in einem Gebiet 10 l/sec an NS-Störungszone	3 - 4 1,5 5 - 7 12 - 13	NWS NWS NMWS MWS	95 - 125	10 - 12	an NS-Störungszone (Morsb. Abbr.) Aufnahmefähigkeit b. Niederschl. erhöht		
			schwach gekülfet					50		5	
	Asdorfer Folge	Morsbach	Tonschiefer	schwach gekülfet		1,5	NWS	50		5	
Mittleres Siegen (ungegliedert)	Morsbach	Tonschiefer	schwach gekülfet		1,5	NWS	50	5	an NS-Störung erhöhte Grundwasserspende		
Devon Unterdevon Oberes Siegen	Eitorf	überwiegend Ton u. Siltstein, örtl. Sandsteineinlagen	schwach gekülfet	an NS gerichteten tektonischen Elementen	1,9	HNWS	60	7 - 8	Einfluß v. NS-Störung deutlich zu erkennen		
			schwach gekülfet		1,9	HNWS	60	8			
	Mittleres Siegen	Eitorf	Ton- und Siltsteine überw. von altpleistozänem Verwitterungsmaterial (vorw. Lehm) überdeckt	schwach gekülfet		2,5	HNWS	80	9	Einfluß des Sandsteins wegen homogener Verteilung relativ gering	
				schwach gekülfet		>10	HNWS	>315	>39		
Oberes und Mittleres Siegen	Eitorf	überwiegend Ton- u. Siltsteine von Hauptterrasse und Löß überlagert	Devon schwach gekülfet								

Bemerkung: Nähere Erläuterungen befinden sich im Text