

# Über den Wasserhaushalt des basaltischen Paläovulkans Vogelsberg in Hessen

Von E. SCHENK (Hungen-Gießen)

## Einleitung

Der hydrogeologischen Forschung ist es u. a. gerade darum zu tun, die geologischen Eigenarten eines Gebietes definieren zu können, die zur Entstehung des Abflusses, seiner Aufspaltung in einen unmittelbaren oberirdischen und einen mit Phasenverschiebungen behafteten unterirdischen Teil und schließlich zur Wiedervereinigung beider führen.

Der Idealfall für solche Zielsetzung ist ein geologisch gewissermaßen homogenes Gebiet, das durch seinen Aufbau und seine Gesteinsbeschaffenheit eine in sich geschlossene Einheit bildet. Solcher Forderung entsprechen u. a. Einzelvulkane und noch besser Vulkangebirge, wie der Paläovulkan des Vogelsberges in Hessen (Abb. 1), wobei sie auch den Vorzug haben, daß ihr Wasserhaushalt nicht von dem der Umgebung beeinflusst sein kann, also wirklich autonom ist und ihre vom Zentrum nach außen gehenden, aus dem eigenen Niederschlag resultierenden Abflüsse letztlich vollständig und sicher erfaßt werden können.

Diesem Gebirgsmodell gegenüber steht das morphologisch durch Täler oder Becken in sich geschlossene Gewässersystem, das durch die Sammlung des Abflusses in einem Hauptgewässer eine größere Einheit bildet. Bei großer Ausdehnung umfaßt solch eine hydrologische Einheit aber meist eine Mehr- oder Vielzahl geologisch unterschiedlicher Talräume, die auf Grund ihrer speziellen Wasseraufnahme- und -leitvermögen und ihrer horizontalen und vertikalen Gliederung im gegebenen Klimaraum nach Art und Menge recht unterschiedliche Beiträge für den Abfluß im Hauptgewässer liefern, wobei die Zuflußgewinne aus der Nachbarschaft und die Abflußverluste an sie schwerlich zu erfassen sind.

Die einfache Wasserhaushaltsgleichung ( $N = A + V$ ) wird solchen Modellen entsprechend zwar stets zu einer vielgliedrigen Gleichung

mit variablen Größen des unbekanntes Gliedes, jedoch stehen bei diesem Modell notwendigerweise die rein hydrologischen Elemente Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Vordergrund, um dieses oder jenes Glied zu erfassen, während bei jenem für das Gebirge die geohydrologischen Momente die Grundlagen abgeben sollen, um zunächst die Bildung der einzelnen Glieder zu erforschen, dann ihre wahre Größe und schließlich die Prozesse, die sie bestimmen.

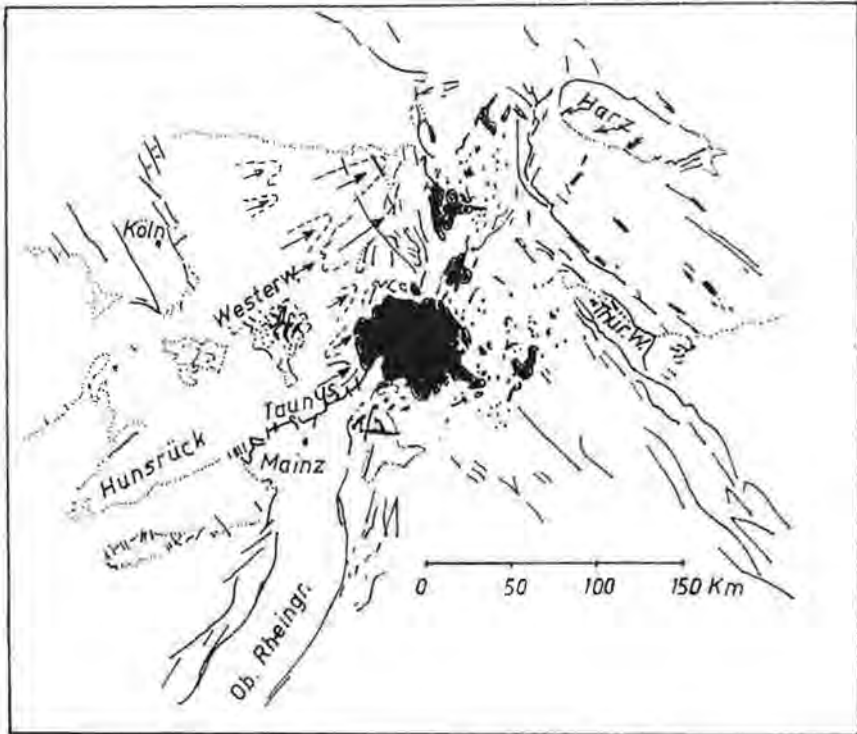


Abb. 1: Die geologische und tektonische Position des Vogelsberg-Paläovulkans in der Kreuzung der Geofrakturen der Saar—Saale-Senke und des Rhein-Grabens.

Schwarze Flächen: In Bildmitte das Gebiet der geschlossenen Basaltdecke des Vogelsberges; im Westen davon vulkanische Deckenreste und Schloten des Westerwaldes, im Osten der Rhön, im Norden des Knüllgebirges und Kasseler Raumes.

Volle Striche: Hauptbrüche.

Pfeile: Achsen der varistischen Hauptsättel.

Gestrichelt und punktiert: Formationsgrenzen.

Unter solchen Aspekten wurde im Vogelsberg-Paläovulkan begonnen, die gesetzmäßigen Beziehungen zwischen dem Niederschlag und dem direkten Oberflächenabfluß einerseits und der Grundwasserbildung andererseits sowie zwischen der Grundwasserreserve und dem Trockenwetterabfluß und seinem Anteil am Gesamtabfluß festzustellen und damit der Lösung der schon nach mancherlei Modellen (siehe KRAJENHOFF VAN DE LEUR 1966) mathematisch behandelten Grundprobleme der Hydrogeologie näherzukommen, als es bisher gelungen ist.

## Die geographische und geologische Position des Vogelsberges<sup>1</sup>

Geographische Lage und geologische Position des Paläovulkans Vogelsberg und auch sein Klimaraum sind gekennzeichnet durch die unmittelbare Beziehung zum Oberrheingraben, der am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges entlang als Hessische Senke sich nach NNO fortsetzt (Abb. 1). Er liegt im südlichen Teil der Hessischen Senke mit ihrer Füllung aus den Schichtenfolgen des Perm, der Trias — insbesondere des Buntsandsteins — und des Tertiärs.

Über der östlichen und nach Osten versetzten Randverwerfung des Grabens hat sich hier im Mittleren Miozän der Vulkan entwickelt, dessen Ruine heute eine von Basalt bedeckte Fläche von rund 60 km Durchmesser, d. i. fast 3000 km<sup>2</sup>, einnimmt. Im Westen bildet das Schiefergebirge die eigentliche Begrenzung der Vulkanitplatte von Frankfurt über Gießen fast bis Marburg. Hier haben Nidda, Wetter, Usa und Lahn sein Fundament aus Paläozoikum z. T. freigelegt. Im Norden haben die Erosionsfurchen der Zwester Ohm, Ohm, Gleen und Schwalm den heutigen Rand der Vulkanitplatte bestimmt und sich bis in das triadische Fundament eingeschnitten, während am Ostrand die Gewässer von dem Hang des Paläovulkans auf die Buntsandstein-Hochfläche übertreten und sich in sie eingetieft haben.

In der nördlichen Hälfte sind die Abflüsse aus dem Vogelsberg der Schlitz und Fulda und damit der Weser, in der südlichen Hälfte dagegen der Kinzig und damit dem Main tributär. Kinzig und Main bilden auch den südlichen Grenzsaum des Vulkangebietes, auf dessen fast 800 m hohem, fast ebenem Gewölbescheitel die drei Hauptwasserscheiden von Lahn, Weser und Main sich treffen.

Das früher vielleicht bis auf 1500 oder 2000 m aufragende hohe Vulkangebirge bildet heute einen weitgespannten flachen Schild, dessen Horizontlinien — von allen Richtungen gesehen — nur Neigungen von

---

<sup>1</sup> Der Vogelsberg verdankt seinen Namen nicht etwa Besonderheiten an Vögeln. Die Wortbildung hängt vielmehr ebenso wie Vogesen — Vosges — etymologisch zusammen mit Wald und bedeutet also Waldgebirge gegenüber der steppenartigen Landschaft der Wetterau. Aus der Ferne erscheint dieses Gebirge als ein einziger mächtiger flach gewölbter Berg.

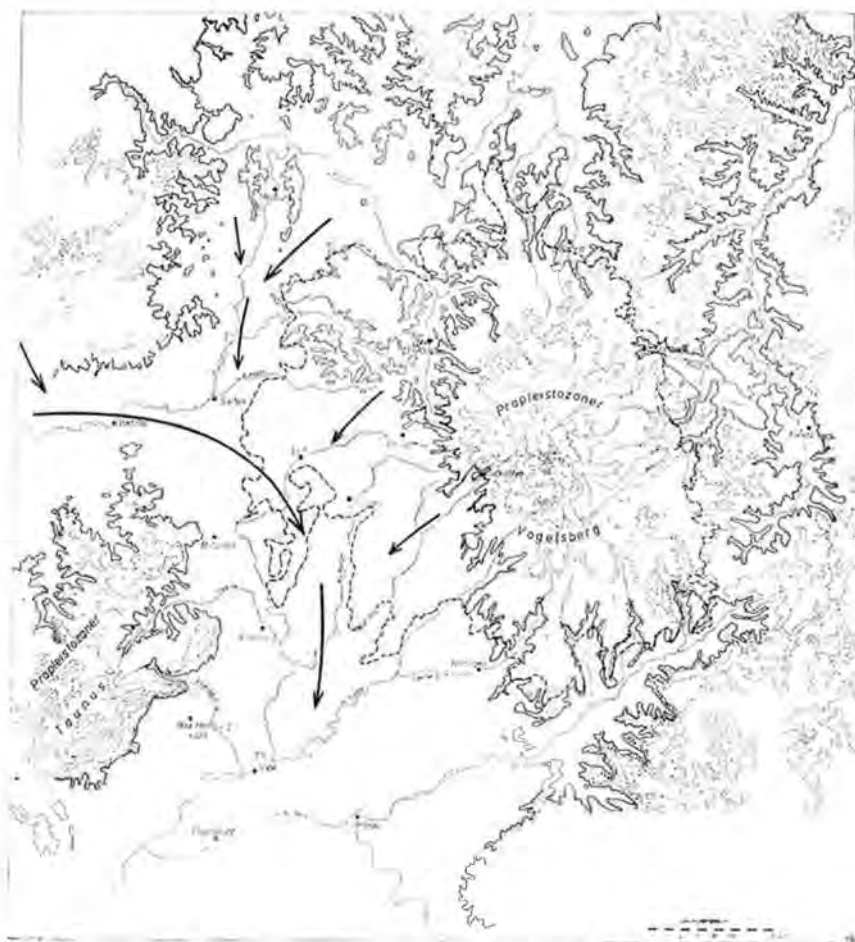


Abb. 2: Der Vogelsberg gipfelt mit 773 m über NN im Taufstein. Die Höhenlinien sind in 100 m Abständen gestrichelt gezeichnet. Vollauszogen ist die 300-m-Höhenlinie. Sie kennzeichnet die Ränder der 20 bis 30 km breiten präpleistozänen Talauen der zum Main fließenden Urlahn mit ihren Nebenflüssen. Während im Norden diese Talböden zwischen Vogelsberg und Rheinischem Schiefergebirge noch in ausgedehnten Restflächen vorliegen, sind sie zwischen Gießen und Hanau teils schon im frühen Pleistozän versenkt, teils später durch Erosion in Haupt-, Mittel- und Niederterrassen aufgelöst worden. Die ältesten pleistozänen Terrassen liegen im Niveau von 250 bis 270 m über NN an den Gebirgsrändern.

2 bis 5° aufweisen. Von welcher Seite man aber nun auch in das eigentliche Gebirge eintritt, stets zeigt sich in den etwa 10 km breiten Randzonen ein lebhaftes Relief, das dann zum Innern hin an Tiefe verliert und in sanfthügeligen Landschaften zwischen 300 und 500 m ü. NN ausläuft, die dann im zentralen Teil in dem „Massiv“ des Oberwaldes mit Taufstein (773 m) und Hoherodskopf (764 m ü. NN) gipfeln und hier von den überragenden Höhen wiederum den Eindruck des Gebirges verspüren lassen, zumal, wenn an den selten klaren Tagen nicht nur — über die Wetterau und das Lahntal hinweg — Taunus und Westerwald, sondern auch Sauerland, Harz, Rhön, Hoher Meißner, Thüringer Wald und Spessart ihre Silhouetten in weiter Ferne erkennen lassen.

Das Relief ist insbesondere im westlichen Bogen ausgezeichnet durch die Terrassenlandschaften der Lahn und des Mains bzw. der Wetter und Nidda, die mit weitausgedehnten Flächensystemen in verschiedenen Niveaus zwischen dem des heutigen Hauptvorfluters in 100 bis 150 m ü. NN und den oberpliozänen Talböden in 300 bis 340 m ü. NN (E. SCHENK 1964) ineinandergeschachtelt sind und erkennen lassen, daß eine Ur-Lahn zwischen Schiefergebirge und Vulkan (Abb. 2) während des Pliozäns und noch zur Hauptterrassenzeit zum Main hin floß, während die Ostabdachung des Vulkans zur Fulda und Kinzig entwässerte und pliozäne Erosionsfurchen hier z. T. während des Pleistozäns zunächst verfüllte, ehe sie weiter vertieft wurden.

Indem die Ur-Lahn dem Schiefergebirgsrand und damit der schon im Mitteloligozän deutlich hervorgetretenen und bis ins Pleistozän weiterentwickelten tektonischen Senke folgte, entstand insbesondere nach der Anzapfung vom Mittelrhein her der Ausräum der Wetterau durch die jungpleistozänen vom Vogelsberg nach Westen abfließenden Gewässer. Die Reliefgestaltung mit den schmalen, stark eingetieften Tälern am ganzen West- und Südhang des Vulkans und den Hügel- und Beckenlandschaften mit breiten flachen Talwannen auf der Ostabdachung ist das morphologische Produkt der an das quartäre Klima gebundenen Prozesse der Abtragung. Die Grenze zwischen diesen beiden Landschaftsräumen geht in ungefähr N-S-Richtung mitten durch das Vulkangebiet, also über seinen Scheitel, der auch das vulkanische Zentrum über der östlichen Randverwerfung, der Fortsetzung des Oberrheingrabens, markiert.

---

*Der präpleistozäne Vogelsberg ist mit seiner sich in Nord-Süd-Richtung erstreckenden Gebirgsachse deutlicher dem Rheingraben zugeordnet als der heutige. Die Grenze der heutigen vulkanischen Decke ist durch kräftige Strichelung gekennzeichnet. Im Gebiet der Horloff buchtet sie infolge pleistozäner Grabenbildung nach Norden ein.*

## Der geologische Bau als hydrologischer Raum

Die landschaftliche Gliederung des Vulkangebietes ist also letztlich tektonisch bedingt: Seine westliche Hälfte gehört dem Graben, seine östliche der horstartigen Flanke an. Eine vor wenigen Jahren mit hydrogeologischer Zielsetzung niedergebrachte 450 m tiefe Kernbohrung am östlichen Grabenrand im Niddatal bei Rainrod weist eine Sprunghöhe von rund 650 m zwischen der Basis der Vulkanite westlich und östlich der Randverwerfung aus. Auf die Buntsandsteinoberfläche bezogen, beträgt sie über 800 m (Abb. 3). Gegenüber der Basis am westlichen Rand der Vulkanitplatte in rund 200 m ü. NN beträgt die Absenkung bei Rainrod mindestens 500 m, gegenüber dem östlichen Rand am Lauterbacher Graben etwa 700 m. Auch von S nach N kommt man auf immer tiefer liegende, staffelförmig versenkte Schollen, wenn man in das Gebirge hineingeht. Die ganze Vulkanitplatte ist trotz ihrer Heraushebung im zentralen und östlichen Teil also eingesenkt in das Fundament aus paläozoischen (Devon, Karbon, Rotliegend, Zechstein) und alttertiären Schichtenfolgen (Eozän, Oligozän und Untermiozän) im Westen und den mesozoischen und tertiären (Buntsandstein und Muschelkalk) im Osten.



Abb. 3: Schematischer Vertikalschnitt durch den in sein Fundament eingesenkten Vogelsberg-Paläovulkan im Zuge des Nidda- und Altfeldtales mit der östlichen Grabenrandverwerfung als Hauptförderspalte der Basaltlaven im Gebirgszentrum.

Kluftstatistische und tektonische Untersuchungen in der heutigen Umrahmung des Vulkangebietes und geomagnetische Aufnahmen in ihm selbst (E. SCHENK 1968) sowie auch die Gefügeuntersuchungen an den Basaltlagern (R. BRINKMANN 1967) und schließlich die vielen Kernbohruntersuchungen der Geologischen Forschungsstelle des Zweckverbandes Oberhessische Versorgungsbetriebe gaben zu erkennen, daß die Einsenkung allseitig erfolgte, und zwar an den schon aus varistischer Zeit ererbten Bruchsystemen, die mit Vorzug in NO-SW- und NW-SO-Richtung als Fiederspalten zu den NNO streichenden Verwerfungen

und horizontalen Verschiebungsflächen aufgerissen und zu vulkanischen Förderspaltan entwickelt wurden (E. SCHENK 1968, vgl. Abb. 4).

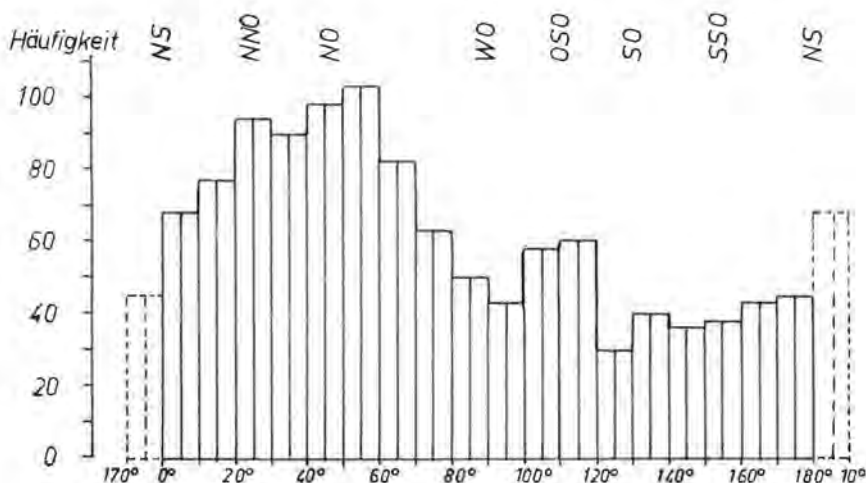


Abb. 4: Histogramm zur Statistik der geomagnetisch ermittelten Förderspaltan und vulkanischen Schlote im westlichen Vogelsberg.

Mit dem Aufbau des Vulkans im Mittel- und Obermiozän entstand eine, wohl die Herdzone im tiefen Untergrund kennzeichnende calderaartige Einsenkung westlich des Zentralgebietes im oberen Niddatal innerhalb eines Kranzes von Nebenvulkanen, die wiederum auf Hauptspalten, vor allem in NNO-, NW- und SW-Richtung aufgereiht sind.

Das obere Niddatal liegt somit im zentralen Teil der Einsenkung der Vulkanitplatte und dadurch auch im Gebiet größter Basaltnächtigkeit. Hier ist demnach auch der tiefste Grundwasserspeicherraum (bis zu rund 300 m bei Rainrod) vorhanden, der bei entsprechender Beanspruchung Zuflüsse aus weiterer Umgebung anziehen müßte.

Die Kernbohrungen haben ferner zu erkennen gegeben, daß in den tertiären Sanden unter den Vulkaniten, deren Folge mit Tuffen und Tuffiten des ausgehenden Aquitans beginnt, Salzwasser als mächtige Lagerstätte vorliegen. Sie entstammen den Zechsteinsalzlagerstätten, die im nordöstlichen Randgebiet des Vogelsberges durch Bohrungen und Bergbau (Neuhof) bekannt sind und natürlich auch im Buntsandstein und Rotliegendfundament zirkulieren können. Die mindestens 30 m und bis über 100 m mächtige Folge tonig verwitterter Tuffe und Tuffite trennt dieses Salzwasser von den Grundwässern in den Basaltlagen. An manchen Stellen, d. h. in Verwerfungen, steigen die hochgespannten Salz-

wässer zutage auf. Ihre Quellen — teils ohne, teils mit Kohlensäure — reihen sich auf von Gießen über Bad Nauheim bis Bad Homburg und Bad Vilbel und über Münzenberg, Bad Salzhausen bis Gelnhausen, Bad Soden/Salmünster und Bad Orb. Diese Verwerfungen sind vermutlich in postvulkanischer Zeit entstanden, da die synvulkanischen Spalten durchwegs durch aufsteigende Schmelzen, Intrusionen, Subfusionen und Lavaströme verschlossen worden sind. Die dabei in ihnen entstandenen Gesteine sind durchwegs so kluftarm und dicht, daß sie sowohl die vertikale als auch die horizontale Wasserbewegung behindern oder gar versperren.

Das regional als Horizont — jedenfalls unter Teilen des Vulkangebietes — vorliegende Salzwasser und die überall über ihm als mächtige Trennschicht auftretenden Tuffe und Tuffite an der Basis der Vulkanite liefern eine sichere Voraussetzung für die Geschlossenheit des Wasserkreislaufes im Vulkangebirge, d. h. im basaltischen Aufbau, und damit auch für eine die „Verluste“, insbesondere an das Grundwasser, in zutreffender Weise einschließende Bilanz.

Dafür ist es ferner wichtig, daß die Basaltlager wegen ihres Kluftreichtums eine große Bereitschaft für die Aufnahme und Fortleitung des Wassers in vertikaler und horizontaler Richtung besitzen, durch Tuffschichten mit ihren tonigen und lateritischen Verwitterungsprodukten und Böden eine Gliederung in zahlreiche Grundwasserstockwerke aufweisen und in ihrer Gesamtheit in ein wesentlich weniger durchlässiges oder gar undurchlässiges Fundament aus paläozoischen Tonschiefern, mesozoischen Tonsteinen und tertiären und quartären Tonen wie in eine Schüssel mit zentraler Aufwölbung des Bodens eingelassen sind.

In den Randzonen des Vulkangebietes sind deshalb die aus dem Niederschlag im Gebirge gebildeten Grundwässer gezwungen, zutage aufzusteigen und sich mit dem oberirdischen Abfluß zu vereinigen. Hier liegen deshalb auch rund um das hochaufragende Zentralgebiet, dort, wo Grundwasserstockwerke austreichen oder die erwähnten tonigen Schichtenfolgen den unterirdischen Abfluß hemmen, in den Talauen Quellgebiete mit z. T. sehr großer Schüttung, z. B. bei Hungen-Inheiden mit 300 bis 450 l/s (H. UDLUFT 1957, W. SCHOTTLER 1944).

Wasserhaushaltsuntersuchungen sind also zwangsläufig an den Grenzsaum der Basaltdecken geknüpft, die den das Maß des Abflusses bestimmenden Niederschlag im zentralen hohen Gebirge empfangen. Für die Bilanz gibt es in den einzelnen Tälern, wie am Beispiel des Niddatales hier gezeigt werden soll, nur eine Stelle, die richtige und für die Praxis der Bewirtschaftung des Wassers brauchbare Werte liefert, während sonst in den beckenförmigen Niederschlagsgebieten oder anderen Gewässersystemen mit geologisch einheitlichem Schichtenaufbau an vielen, manchmal sogar beliebigen Stellen eine zutreffende Bilanz möglich erscheint.



## Die Klimaverhältnisse

Infolge der Lage des Vulkangebirges in der Fortsetzung des Rheingrabens nach Norden und der spitzwinklig dazu liegenden Saar-Nahe-Senke vor dem hoch aufragenden Südrand des Rheinischen Schiefergebirges ist der Vogelsberg klimatisch nach S und SW dem atlantischen Einfluß voll exponiert. Er ist deshalb dem südwestdeutschen

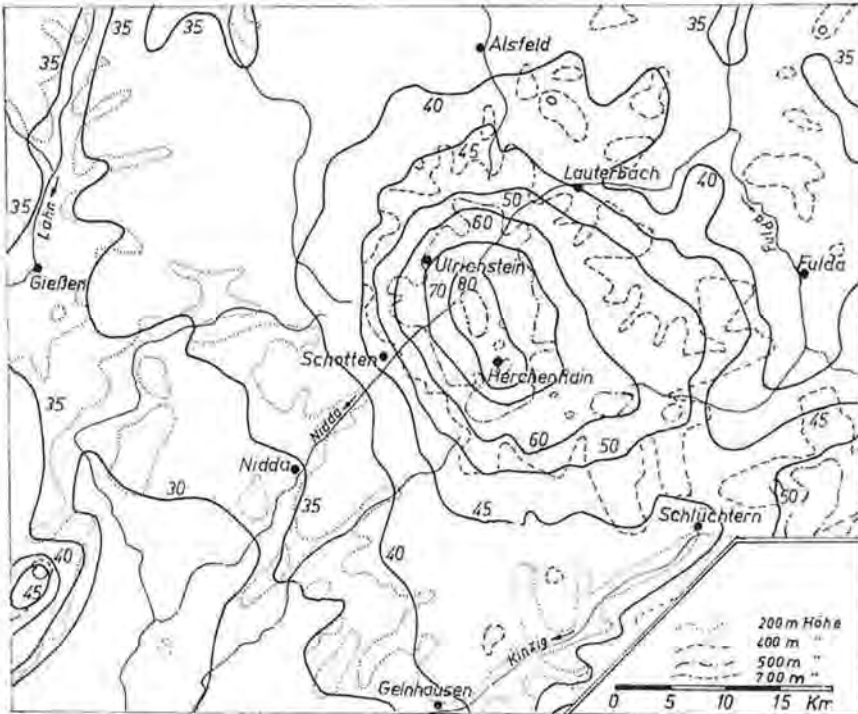


Abb. 5: Karte des  $\frac{n}{t + 10} \cdot \frac{K}{120}$  für das mittlere Jahr.  
Trockenheitsindex

Es bedeuten:

$n$  = mittl. jährl. Niederschlagssumme in mm.

$t$  = mittl. jährl. Lufttemperatur in Grad Celsius.

10 = eine Konstante.

$K$  = mittl. jährl. Zahl der Tage mit 1,0 mm Niederschlag im Beobachtungsgebiet.

120 = mittl. jährl. Zahl der Tage mit 1,0 mm für Gesamtdeutschland. (Aus WEICKMANN, Klimaatlas von Hessen.)

Klimabezirk zuzurechnen, der als Bucht zwischen Schiefergebirge und Spessart in die Hessische Senke vordringt und am NO-Rand des Vogelsberges seine Grenze hat (H. WEICKMANN 1950). Westliche und südliche Winde herrschen vor, bringen den Niederschlag und bestimmen im wesentlichen die Verdunstung. Infolge der zentralen Höhe hat das Gebirge eine ausgeprägte Leeseite mit maximalen Beträgen an Niederschlag aus Schnee und außerdem eine ringförmige Gliederung in Zonen gleicher Niederschlagshöhen. Das Zentrum mit dem Oberwaldgebiet in 600 bis fast 800 m ü. NN wird umrahmt von der kuppenreichen Landschaftszone zwischen 350 und 600 m ü. NN. Die weiten Verebnungen zwischen 200 und 350 m ü. NN bilden die nach außen anschließende breite klimatische Zone, die im W und S gegen die tiefen Gebiete deutlich abgesetzt ist. Sie hat mit 500 bis 600 mm Niederschlag jährlich die größte Trockenheit und das schönere Wetter, während das Zentrum im langfristigen Mittel jährlich 1200 mm Niederschlag, in extrem nassen Jahren (wie 1966) sogar über 1800 mm empfängt. Zwischen beiden liegen die beiden Zonen mit 650 bis 1000 mm jährlichem Niederschlag. An ihnen hat der Schnee einen mittleren Anteil von 15 bis 20%, während das Zentrum einen Schneeanteil von 25% (im Jänner allein von 50%) und die Außenrandzone von nur 10% erhält.

Sonnige und heitere Tage sind im Gebirgsinnern schnell gezählt und auf 10 bis 20 bzw. 30 bis 40 beschränkt, während Regen und Nebel 80 bis 200 Tage und die trüben Tage bis zu 170 zählen und die Frost- und Eistage 120 bzw. 50 ausmachen. Der Trockenheitsindex (E. REICHEL, siehe H. WEICKMANN 1950) spiegelt als hydrothermischer Quotient durch seine Verknüpfung von Niederschlag, Temperatur und Zeit (Abb. 5) am deutlichsten die hydrometeorologischen Bedingungen für den oberirdischen Abfluß, die Grundwasserbildung und Verdunstung. Die sich hieraus ergebende Gliederung bestimmt auch die Meßstellen für die laufenden und geplanten Untersuchungen des Vulkangebietes.

## Das Gewässersystem

Fast erübrigt es sich, darauf hinzuweisen, daß der Paläovulkan mit seinen zentral gelegenen höchsten Gipfelflächen ein radialstrahliges Entwässerungssystem aus 20 Haupttälern mit einer Unzahl von Nebenbächen besitzt (Abb. 6).

Insbesondere die junge quartäre Talentwicklung hat sowohl im Westen als auch im Osten die fast rein radialstrahlige Ordnung durch spätere Anzapfungen erheblich gestört. Sie sollen hier bloß erwähnt sein, weil sie nicht nur die unterschiedlichen Längen und Breiten der heutigen Gewässersysteme, sondern auch ihre Zugehörigkeit zu den klimatischen Zonen des Gebirges differenzierten und damit auch die absoluten Mengen der Niederschläge und Abflüsse. So gibt die Karte mit den Wasserhaushaltsbilanzen für die einzelnen Gewässersysteme zu erkennen, daß die Abflüsse auf der Nord- und Ostabdachung größer

sind als an der Westseite des Paläovulkans und am geringsten in einigen Tälern (im Muschelkalk) an der Südostflanke (Abb. 6). In dieser Erscheinung sind Probleme versteckt, die hier nur angemerkt werden können, in ihrer grundsätzlichen Bedeutung aber durch das Beispiel über Methoden zur Untersuchung des Wasserhaushaltes im Niddatal erläutert werden sollen.

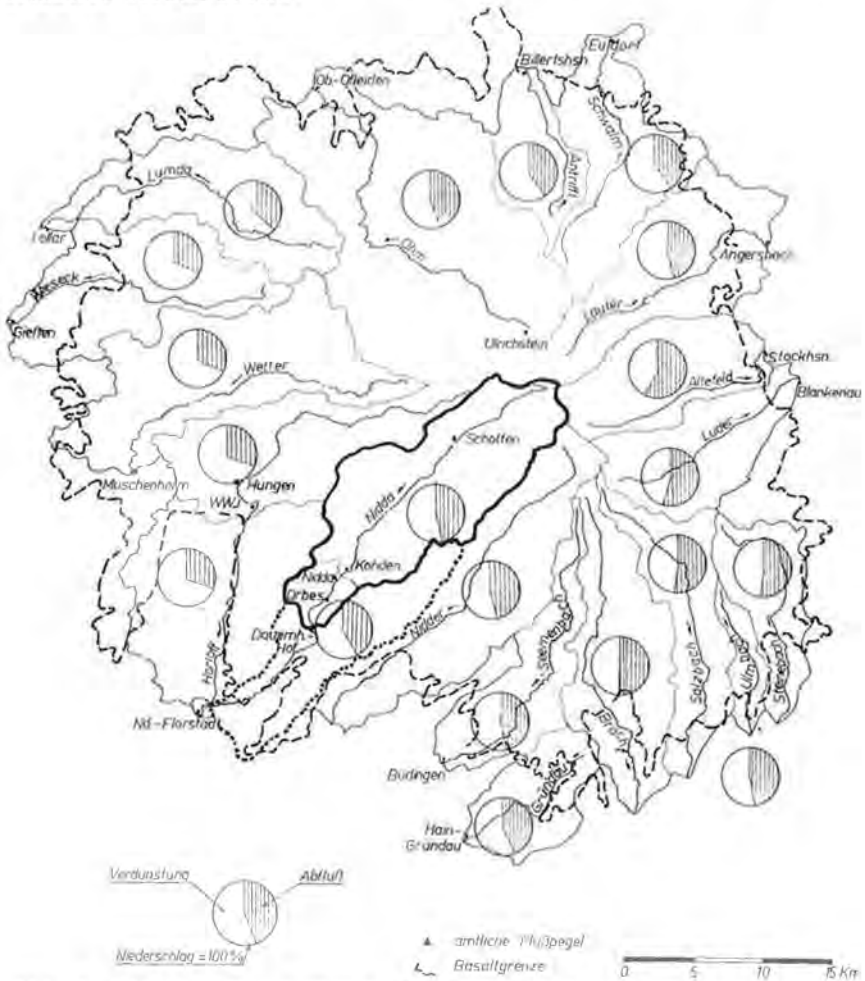


Abb. 6: Die Gewässersysteme des Vogelsberg-Paläovulkans und die prozentualen Anteile des Abflusses und der Verdunstung am Niederschlag der jeweils tributären Gebiete bis zur Grenze der Basaltdecken. Das speziell untersuchte Gebiet der Nidda ist stark umrandet.

## Die hydrologischen Verhältnisse im Niddatal

In den Talformen und den damit verknüpften hydrologischen Voraussetzungen für den Abfluß und die Versickerung des Niederschlages besteht im westlichen und östlichen Vogelsberg ein grundsätzlicher Unterschied. Weite, im Pliozän angelegte Hochtäler auf der Ostabdachung (Abb. 2 und 3) mit relativ kurzen, auf die Randzonen des Basaltgebietes beschränkten jungpleistozänen Erosionseinschnitten

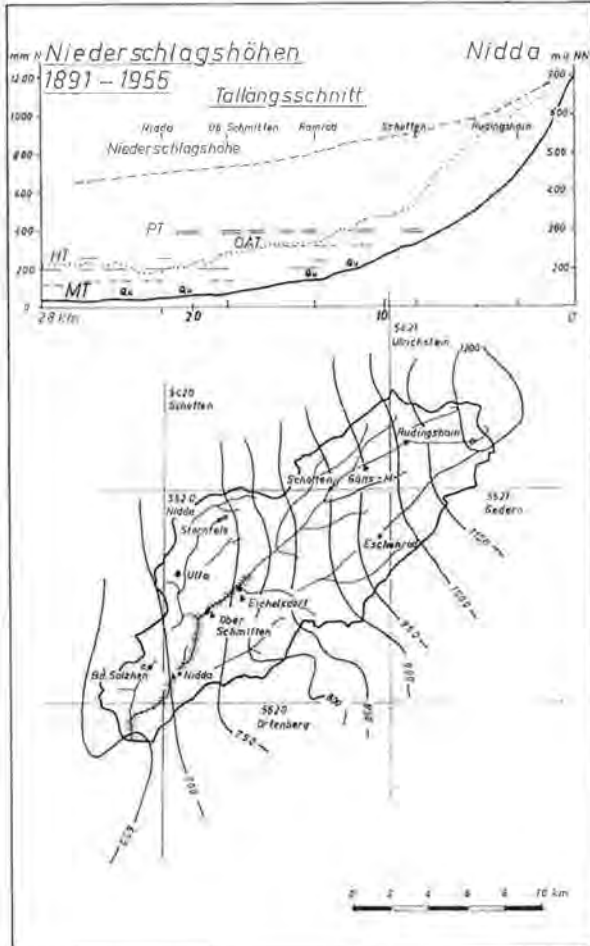


Abb. 7: Im Kärtchen ist das untersuchte Niederschlagsgebiet der Nidda mit Isohyeten für die gemittelte Jahressumme des Niederschlages der Periode 1891 bis 1955 (Gewässerkundliches Kar-

stehen den jungen, scharf eingeschnittenen und tief in das Gebirge hineinreichenden Erosionsfurchen mit steilem Gefälle und anschließendem Übergang in junge, breite Talauen am Westhang (Abb. 7) gegenüber. Die alten Hochtäler sind in Stufen und Restflächen auch im Westhang noch erhalten, haben jedoch im allgemeinen gegenüber denen der sanften Ostabdachung nur untergeordnete hydrologische Bedeutung. Sie bestimmen kaum noch das Niveau für den Austritt des Grundwassers der einzelnen Stockwerke in der Folge von Basaltlagern. Vor allem bilden sie nur über recht beschränkte Flußlängen die den Abfluß sammelnden Senken, die auf der Ostabdachung hervortreten. Es ist demnach hieraus schon zu erwarten, daß das Verhältnis von oberirdischem zu unterirdischem Abfluß am Westhang anders als am Osthang ist, obwohl im geologischen Aufbau kein Unterschied besteht.

Pleistozäne Schuttmassen und Lehmgebilde sind als Deckschichten aufs engste mit der Reliefgestaltung verknüpft, indem sie von Gipfeln abgetragen, auf Hochflächen ziemlich gleichmäßig verteilt, an unteren Hangabschnitten und in Senken angereichert sind. Geringmächtige Bodenschichten auf den Basaltkuppen und im Bereich der Kanten der an den Hochflächen und Terrassen von der Erosion angeschnittenen Basaltdecken ermöglichen hier eine unmittelbare Versickerung des Niederschlages, während die tiefgründigen lehmigen Böden der Hochflächen, Terrassen und Senken eine sehr gute Speicherung des Niederschlages und nachhaltige Züsickerung zum Grundwasser gewährleisten.

In den Quellgebieten aller Flüsse des Vogelsberges auf der Hochfläche des Oberwaldes sammeln sich die Wässer aus dem reichen, oft mehr als 1200 mm jährlich betragenden Niederschlag in den Senken zwischen den im Quartär herauspräparierten Basaltkuppen über einem mächtigen Tufflager mit lateritischen Bodendecken. In einer Unzahl von Rinnen fließen sie dann allseitig über den Rand der Hochfläche. Hier beginnen dann die Täler, die in die durch Basalt- und Tufflager

---

*tenwerk von Hessen) dargestellt. Die Zonen der Grundwasser-  
austritte und -zuflüsse in die Nidda sind durch Querstriche,  
langjährige Pegelstellen durch schwarze Dreiecke, langjährige  
amtliche Niederschlagsstationen durch kleine Kreise und Orte  
durch schwarze Punkte gekennzeichnet.*

*In der Profildarstellung (oben) kennzeichnet die ausgezogene  
Linie die Talsohle, Qu die Hauptquellgebiete in ihr. Die nörd-  
liche Wasserscheide des Gewässersystems der Nidda ist punk-  
tiert gekennzeichnet. MT und HT bedeuten Mittel- und Haupt-  
terrassenreste, OAT eine ältere (Oliacker-)Terrasse und PT  
präpleistozäner Talboden.*

vielfach gegliederten Hänge mit starkem Gefälle eingeschnitten sind. Am Westhang reicht dieser Abschnitt mit kaum gebrochenem Gefälle bis auf das Niveau der pleistozänen Hauptterrasse in rund 200 m ü. NN (Abb. 2 und 7).

Im Niddatal ist die Strecke vom Rand des Hochplateaus bis zum inneren Rand der Hauptterrasse nur durch die Stufen von zwei oder drei älteren Flächen gegliedert und etwa 9 km lang. Sie fällt daher von rund 700 m auf 220 und 200 m ü. NN, also um fast 500 m. Das Gefälle beträgt rund 5,5%. Auf diesem Wege verlieren die Nidda und auch die Nebenbäche in den Anschnitten mächtiger Basaltlager durch die junge, kräftige Erosion in den jährlichen Trockenperioden fast restlos ihre Wasserführung. Das ganze Wasser versickert in den Basalt des Untergrundes, der durch die Wechsel von Basaltlagen und Tuffschichten mit tonigen Lateritdecken in Grundwasserstockwerke gegliedert ist.

Die infolge ihrer Klüftigkeit sehr aufnahmefähigen, ungefähr horizontalen Basaltlagen haben zudem durch Verwerfungen, Basaltgänge und vulkanische Förderschote vertikale Verbindungen, so daß auch aus hochgelegenen Stockwerken ein sehr großer Teil des hier gesammelten Grundwassers in tiefere Stockwerke versickert. Diese vertikale Bewegung des Grundwassers findet ihren Abschluß erst im Spiegelbereich des regionalen tiefegelegenen Grundwassers. In den pleistozänen Talböden unterhalb der Hauptterrassen findet es dann seinen Ausweg aus dem gefüllten Speicherraum zu den oberirdischen Abflüssen als Vorfluter des Gebirges.

Es sei gleich hier schon vermerkt, daß der vertikale Weg des Grundwassers vom Auftreffen des Niederschlages an der Geländeoberfläche bis zum Spiegel des regionalen Grundwasserhorizonts die Zeitspanne von einem Jahr beansprucht, d. h. trockene Jahre und nasse Jahre haben ihren Effekt auf das Grundwasser mit einer Phasenverschiebung von einem Jahr (Abb. 8).

Da die Hauptterrasse die höchste Flächenbildung mit geringmächtigem Schotterkörper ist, gibt es in den höheren Flächenresten keine speziellen Grundwasserhorizonte. Auch die am Westhang durch Lateritdecken und Tuffschichten in Grundwasserstockwerke gegliederte, über 650 m mächtige Folge vulkanischer Gesteine über dem Vorflutniveau bei Nidda in rund 130 m ü. NN läßt, soweit die einzelnen Stockwerke über den jeweiligen Talsohlen liegen, kaum Quellen an den Hängen austreten. Wo es geschieht, sind es fast nur jahreszeitlich und mit geringer Phasenverschiebung gegenüber dem Zeitpunkt der Niederschlagsaufnahme stärker schüttende Quellen. In langen Trockenwetterperioden wird auch ihre Spende wieder vom Basalt der tieferen Lage oder von der Kapazität der gut durchlässigen und speicherfreudigen Böden aufgenommen.

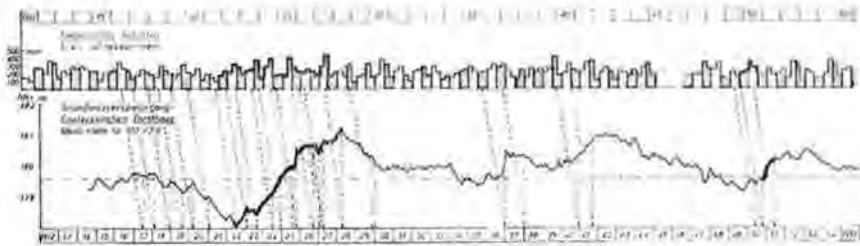


Abb. 8: Niederschlag und Grundwasserspiegelgang in der Periode 1911/12 bis 1955 im oberen Horlofftal. Dargestellt sind die Niederschlagssummen für die  $\frac{1}{4}$ -Jahre nach der amtlichen Beobachtung in Schotten im dicht benachbarten Niddatal. Die Winterhalbjahre sind dunkel, die Sommerhalbjahre hell dargestellt. Die gestrichelte Linie kennzeichnet die langjährigen Monatsmittel. Wesentliche Effekte des Niederschlages treten ein Jahr später im Grundwasserspiegelgang in Erscheinung, wie z. B. die außerordentliche Trockenheit 1921 erst 1922, die ungewöhnliche Niederschlagshöhe von 1927 erst 1928. Durch eine Anzahl gestrichelter Linien ist dies hervorgehoben. Die verstärkten Linien für 1921/22 bis 1927/28 und 1950/51 sollen den starken Anstieg des Grundwasserspiegels infolge hoher Sommerniederschläge zu erkennen geben. Sie führten teils unmittelbar zu Anstiegen, teils mittelbar, indem die Winter-niederschläge gleich infiltrieren konnten, da die Böden wasser-gesättigt waren.

So ist denn auf Grund der geologischen und pedologischen Verhältnisse von vornherein eine nennenswerte permanente Quellschüttung nur dort zu erwarten, wo der regionale Grundwassersammel- und -speicherraum, eventuell durch Schotterkörper in den Talböden, in fast unmittelbare Verbindung mit dem Vorfluter tritt. Dies ist nur dort der Fall, wo der Fluß in junger geologischer Vergangenheit Schluchten und breite Talauen entwickelt hat, d. h. in und unmittelbar über der Niederterrasse bis zur Hauptterrasse. In höheren Terrassen treten keine Schotterlagen mehr auf.

Die Ineinanderschachtelung der Terrassen ist eine bekannte Erscheinung. Es sei hier aber dazu vermerkt, daß die Bildung jeweils jüngerer Terrassen im Niveau älterer erfolgte, die gleichzeitig durch rückschreitende Erosion aufgezehrt wurden. Gleichalte Terrassenreste liegen also im Tallängsschnitt in verschiedenen Höhen. Dadurch sind zahlreiche Stufen auch in den Talsohlen entwickelt, die umlaufende ältere Talböden kennzeichnen (Abb. 7 und 9; s. auch E. SCHENK, 1964). An der Hauptterrasse, die überall als ehemals breite Talau von den Hauptgewässern aus tief in das Gebirge eindringt, endet auch die

steile Gefällsstrecke der Nidda zwischen Schotten und Rainrod (siehe Abb. 2). Von hier erfolgt dann flußabwärts der Übergang zu einem geringeren Gefälle, das dann in das sehr flache der Niederterrasse bzw. der heutigen Talaue übergeht.

Im Bereich der pleistozänen Terrassen sind die Flüsse in die umlaufenden, die Talsohle querenden Terrassenkanten eingeschnitten, und zwar bis auf den Basalt, der in der Terrassenfläche selbst unter einer 5 bis 10 m und noch mächtigeren Decke von Schottern und Lehm und oft auch Schlick und Torf liegt.

Von der Randzone der zutage austreichenden Basaltlager des Vogelsberges bei Dauernheim-Staden und der hier unter dem Basalt hervortretenden Sedimentsfolge steigt der Talboden der Nidda von 125 m ü. NN bis auf rund 200 m ü. NN bei Rainrod. Über eine Strecke von 20 km macht dies nur rund 75 m aus, das ist 3,7‰. Davon entfallen allein auf eine untere Strecke bis oberhalb Nidda von rund 15 km nur rund 10 bis 15 m Steigung, das ist etwa 0,6 bis 1,0‰. Auf die restliche 5 km lange Talstrecke Unter-Schmitten bis Rainrod kommt dagegen noch ein gemittelt Gefälle von über 60 m, d. i. 12‰. In diesem Talabschnitt steigt der Talboden der Nidda von der Niederterrasse auf die Mittelterrasse und schließlich auf die Hauptterrasse in etwa über 200 m, und zwar nicht mit dem errechneten gleichmäßigen Gefälle, sondern in Stufen durch zum Teil ausgeprägte schluchtartige Erosionsabschnitte (Abb. 9).

In den Erosionsstufen der erwähnten Terrassenumläufe im Talboden hat nun das in regionalem Umfang im Untergrund des Niederschlagsgebietes der Nidda gesammelte und gespeicherte Grundwasser einzigartige Gelegenheiten, aus den Basaltlagern auszutreten und in den oberirdischen Abfluß überzugehen und bei der Abtragung Arbeit zu leisten, so daß sich hier ein rund 5 km langes und sich langsam auf 0,5 km und dann im unteren Abschnitt bei Nidda auf fast 1 km Breite ausweitendes Quellgebiet zwischen Dauernheimer Hof (Orbes), Nidda, Kohden und Eichelsdorf entwickelt hat (Abb. 6). Da die gesamten Abschnitte des höher gelegenen Gewässersystems in Trockenperioden trockenfallen, liegen die eigentlichen Quellen der Nidda also nicht im Oberwald, sondern dicht oberhalb der Niederterrasse und unterhalb der Hauptterrasse im Talboden selbst (Abb. 9).

Zu diesem Ausfluß und Abfluß treten zwischen Rainrod und Nidda/Orbes nur drei Nebenbäche hinzu: der Eichelbach, der Ulfabach und der Michelnauer Bach. Der oberhalb von Rainrod in die Nidda einmündende Gierbach und Leunsbach sind in Trockenperioden oberhalb von 200 m ü. NN ebenfalls trocken. Wie die Nidda bringen sie unterhalb dieses Niveaus etwas Grundwasser aus den Hauptterrassenschottern, während die Nidda selbst im wesentlichen fast nur noch Abwasser von Schotten führt.





Selbstverständlich wurden auch die Zuflüsse aus den Nebentälern vor ihrer Einmündung in die Nidda gemessen und in Abzug gebracht bzw. nach besonderen Gesichtspunkten berücksichtigt.

Es ist wichtig, dazu festzustellen, daß in langen Trockenwetterperioden die Hänge in den Quellengebieten zwischen Rainrod und Orbes genau so trocken sind wie in den einzelnen Talabschnitten oberhalb der Quellengebiete. Sie geben an keiner Stelle aus einer Rückhaltung oder Speicherung Grundwasser an den jeweiligen Vorfluterabschnitt ab. Es hat demnach keinen Sinn, diese Flächen in irgendeine Rechnung mit Teilniederschlagsgebieten einzubeziehen und erst recht nicht, die Schüttung der vielen Quellen im Talgrund zwischen Rainrod — Nidda — Orbes auf die Hangflächen der zugehörigen Talabschnitte zu beziehen und Abflußspenden oder gar Zuwachsspenden danach zu berechnen, was sogar als Methode vorgeschlagen ist (G. MATTHESS 1963).

Es kann hier nur darauf ankommen, durch Abflußmengenmessungen den Beginn des Grundwasserzufflusses und die Zuwachsraten über einzelne Abschnitte zur Abgrenzung besonderer Zuflußzonen, d. h. von Grundquellen, zu erfassen und schließlich den Endpunkt, d. h. die äußere Grenze des Grundquellengebietes, möglichst genau festzustellen.

Bei den gegebenen Verhältnissen wäre es ebenfalls unrichtig und völlig verfehlt, für die Berechnung der Grundwasserspende einen Bezugspunkt innerhalb des Quellengebietes zu wählen. Er darf nur dort festgesetzt werden, wo der letzte deutlich außergewöhnliche Grundwasserzuffuß im Fluß festgestellt ist, d. h. am unteren Rand des Grundwasserzutrittsgebietes, von dem an nur noch ein normaler, d. h. ein dem Niederschlag der nächsten Umgebung korrelater, Grundwasserzuffuß zu beobachten ist.

Im Untersuchungsgebiet wurden deshalb zur Erfassung der Teilzuflüsse an zahlreichen dazu geeigneten Stellen Registrierpegel, Lattenpegel, Staubleche für Überlaufmessungen usw. eingerichtet und auch Grundwasserbeobachtungen vorgenommen (Abb. 10), nachdem die geologischen Bedingungen definiert waren.

Für die Ermittlungen des durchschnittlichen Grundwasserdarbotes und der Grundwassererneuerung sind Einzelmessungen natürlich unzureichend. Die Abflußmengen müssen möglichst zusammenhängend und sinnvoll, d. h. in diesem Fall an dem nach geohydrologischen Gesichtspunkten ausgewählten Meßstellen, erfolgen, soweit dies nur eben möglich ist.

Auf die erforderliche Sammlung eines hinreichend großen Zahlenmaterials für die Erarbeitung sicherer statistischer Ergebnisse kann hier nicht eingegangen werden. Es muß jedoch vermerkt werden, daß es nicht möglich war, die Messungen an allen Beobachtungsstellen gleichzeitig vorzunehmen. Vielmehr liegen Stunden und Tage zwischen den Messungen der einzelnen Reihen. Bereits in wenigen Stunden wurden dabei Änderungen der Wasserstandshöhe von wenigen Zentimetern

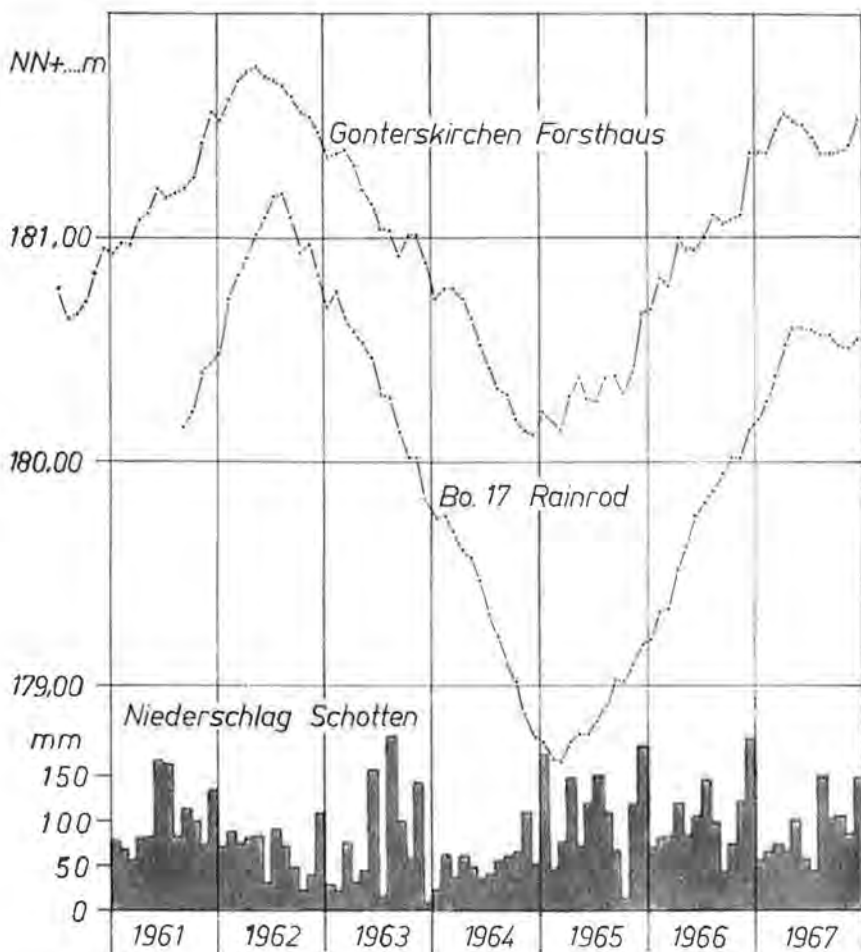


Abb. 10: Verknüpfung der 53jährigen Grundwasserganglinie des Horlofftales mit der nur vierjährigen im Niddatal bei Rainrod.

an den Pegeln beobachtet, die eine Minderung oder Mehrung der Abflußmenge von einigen 10 l/s bis weit über 100 l/s bedeuten. Solche Änderungen sind nachweislich bedingt durch Veränderung des Luftdruckes und der Grundwasserspiegelschwankungen, die aus zeitlich weit zurückliegenden Niederschlägen resultieren. Das bedeutet also, daß auch bei längeren Trockenwetterperioden die Abflußmengen in beachtlicher Weise schwanken können und die sich aus den Meßwerten ergebenden Differenzen nicht unmittelbar als Zuflußrate aus letzten

Niederschlägen gewertet werden können. Dieser Schwierigkeit kann man begegnen durch laufende Registrierung des Wasserstandes oder der Abflußmenge oder durch Mittelung der Meßwerte an den einzelnen Beobachtungsstellen. Hier ist insbesondere das letztgenannte Verfahren angewandt und das arithmetische Mittel als repräsentativ festgestellt worden.

Die hier dargestellten Meßergebnisse (Abb. 9) geben leicht zu erkennen, wo und in welchem Maß das Grundwasser aus dem Talboden in den Vorfluter als oberirdischer Abfluß übergeht. Die Abflüsse im Haupttal bis zum Quellengebiet zwischen Rainrod und Eichelsdorf sowie die Zuflüsse aus den Nebentälern sind vom Grundwasserzufluß im Niddatalboden getrennt dargestellt, und zwar unter der Null-Linie. Bei der Berechnung der Grundwasserspense des gesamten Gebietes müssen sie natürlich einbezogen werden, denn auch sie stammen ja während der Trockenwetterperiode aus (unteren) Grundwasserstockwerken. Bei einer Feststellung des an sich noch nutzbaren bzw. bisher ungenutzt abfließenden Grundwasserdargebotes im Niddatal selbst wären sie jedoch als oberirdische Abflüsse auszuhalten. Für die Beurteilung des Restabflusses, durch die die maßgebliche Grenze bei einer Großentnahme von Grundwasser im Quellgebiet mitbestimmt wird, müßten sie aber wieder in die Rechnung einbezogen werden.

Nach der Darstellung liegt die flußabwärtige Grenze des ganzen Quellgebietes von Eichelsdorf bis über Nidda hinaus noch vor der Meßstelle bei Dauernheimer Hof. Geologisch ist sie gegeben durch eine große Verwerfung, die als unterirdische Stauwand das Grundwasser im Basalt zum Übertritt in das Grundwasser des Schotterkörpers der Talauwe und schließlich in die Nidda als Vorfluter zwingt. Hier tritt in der Abflußlinie ein Knick auf, von dem aus der Zufluß bis zum Rand des Basaltgebietes bei Staden—Nieder-Florstadt gleichmäßig gering bleibt (Abb. 9), da auch die unterhalb des Quellgebietes ausmündenden Bäche der Nebentäler praktisch trocken gefallen sind.

## Die Abflußzuwachsrate

Das obere Ende des Quellgebietes liegt unterhalb von Rainrod. Die Nidda erhält hier beim Ort Grundwasser aus den Schottern der Hauptterrasse, während das Grundwasser des Basaltes erst ein wenig weiter unterhalb erstmalig hinzutritt, und zwar in solcher Menge, daß der schmale Talboden dort ein einziger unzugänglicher Sumpf ist.

Im Diagramm fällt diese Zone durch den außerordentlichen Steilanstieg der Abflußlinie auf. Die Kante der Hauptterrasse mit ihrem Schotterkörper über dem von lehmigem Schutt und Laterit bedeckten Basalt quert hier das Tal, so daß die Nidda in einer Talverengung und Erosionsfurche sich eingeschnitten hat.

Da die Hauptterrassen und Mittelterrassen auch in das Eichelbachtal tief vorstoßen und in ähnlicher Weise wie im Niddatal jedoch im tiefen Niveau vom Bach angeschnitten sind, ergibt sich hier gegenüber der Nidda ein ganz beträchtlicher oberirdischer Zufluß vor seiner Einmündung in die Nidda. Er beträgt im Mittel rund 110 l/s. Auf der kurzen Erosionsstufe bei Rainrod und zwischen Eichelsachsen und Eichelsdorf beläuft sich damit der Abfluß aus den Terrassenschottern auf rund 150 l/s im Mittel. Die Ulfa bringt dann noch weitere 70 l/s im Mittel dazu (Abb. 9), so daß sich ein Grundwasserabfluß aus den Haupt- und Mittelterrassen von rund 220 l/s ergibt, der in der Nidda gesammelt ist (Abb. 9 unter der Null-Linie).

Der Steilanstieg der Zufluß- bzw. Abflußmengenlinie für die Nidda selbst (Abb. 9, über der Null-Linie) kennzeichnet den außerordentlichen Zufluß von Grundwasser, der schon allein aus dem Basalt des Untergrundes im Mittelterrassenniveau zwischen Eichelsdorf und Unter-Schmitten von rund 180 l/s auf rund 760 l/s ansteigt. Der damit zu beobachtende Zuwachs von 580 l/s bis Unter-Schmitten deutet auch eine starke artesische Spannung an. Der Zufluß kommt aus Spalten und Klüften im Basalt und nicht aus Höhlen wie in Karstgebieten. Die oberhalb von Eichelsdorf und bei Ober- und Unter-Schmitten niedergebrachten Bohrungen für Beobachtungsbrunnen gaben Spannungen des Grundwassers von 2,0 bis 3,0 m über Gelände, d. i. bis auf 177 m ü. NN zu erkennen, obwohl der Grundwasserspeicher über weite Strecken angeschnitten ist. Unterhalb Unter-Schmitten liegt der Spiegel des gespannten Wassers noch 3 bis 4 m über dem Flußspiegel, trotz der unzähligen im Talboden und in seinem Schotterkörper ausmündenden Quellkanäle.

Ein weiterer beachtlicher Zufluß bis auf 1060 l/s ist dann bis über Nidda hinaus zu beobachten. Erst ab Orbes bei Dauernheimer Hof knickt die Kurve nach unten ab. Damit ist ein normaler Grundwasserzufluß von 210 l/s, der den Gesamttrockenwetterabfluß auf 1270 l/s im Mittel steigert, erkennbar und damit auch die untere und zudem geologisch definierte Grenze des Quellgebietes in der Talsohle. Für spezielle Betrachtungen ist natürlich sowohl die Vergrößerung des Einzugsgebietes als auch die Veränderung der Niederschlagshöhe in diesem letztgenannten Flußabschnitt zu berücksichtigen, wovon hier aber abgesehen werden kann.

Bis zum Endpunkt des Quellgebietes bei Orbes/Dauernheimer Hof ergibt sich also aus den Messungen ein gemittelter Grundwasserzufluß von 1,060 m<sup>3</sup>/s in den Vorfluter. Dazu kommt der Grundwasserzufluß als Abfluß in den Nebenbächen mit rund 0,220 m<sup>3</sup>/s, so daß sich hier eine Grundwassermenge von rund 1,500 m<sup>3</sup>/s (Mittel 1959—63) darbietet.

Es ist aber darauf hinzuweisen, daß aus der geringen Differenz der gemittelten jährlichen Gesamtabflußmengen an den Meßstellen wie

Pegel Nidda und Pegel Dauernheimer Hof nicht auf ebenso geringe Unterschiede im Grundwasserabfluß geschlossen werden kann, da bereits die morphologischen und meteorologischen Voraussetzungen für die Grundwasserbildung zwischen den hier erfaßten Niederschlagsgebieten sehr ungleich sind.

Zu berücksichtigen ist ferner noch die — wenn auch an sich unbedeutende Menge — des im Einzugsgebiet gerade während der Trockenwetterperiode beanspruchten Trinkwassers und schließlich die Entnahme für Bewässerungen etc., die mit rund 100 l/s nicht zu hoch angegeben ist. Insgesamt ergeben sich also 1280 l/s oder rund 1300 l/s mittleres Grundwasserangebot aus dem bis zum Bezugspunkt bei Orbes/Dauernheimer Hof 156 km<sup>2</sup> umschließenden Niederschlagsgebiet. Fast derselbe Wert ergab sich auch bei einer statistischen Analyse 60jähriger Pegel- und Niederschlagsbeobachtungen.

Die graphische Darstellung des Abflußzuwachses (Abb. 9) gibt klar zu erkennen, daß durch Verengung des Meßstellennetzes und verfeinerte Differenzenrechnung sich verschiedene Flußabschnitte mit unterschiedlichen Ergiebigkeiten bzw. Zuflußraten abgrenzen lassen:

1. Ein erster Abschnitt unmittelbar in Rainrod mit den Zuflüssen aus dem Grundwasserstockwerk im Basalt, das seine Spende durch den Schotterkörper der Reste der Hauptterrasse der Nidda zuführt. Der Grundwasserzufluß beträgt rund 180 l/s (im Mittel).

2. Ein zweiter Abschnitt, der rund 1 km oberhalb der Mündung des Eichelbaches in die Nidda am Fuß der Stufe zwischen Hauptterrasse und Mittelterrasse beginnt und bis an den Fuß der oberen Mittelterrasse vor der Einmündung des Ulfabaches reicht. Der Grundwasserzufluß beträgt

$$760 \text{ l/s} - 180 \text{ l/s} = 580 \text{ l/s}.$$

3. Ein dritter Abschnitt, der das Quellgebiet Kohden — Orbes umfaßt und der Nidda

$$1060 \text{ l/s} - 760 \text{ l/s} = 300 \text{ l/s}$$
zuführt.

4. Ein vierter Abschnitt, der die Grundwasserzuflüsse zwischen Orbes und Ober-Florstadt der Nidda zuführt. Er beläuft sich auf

$$1270 \text{ l/s} - 1060 \text{ l/s} = 210 \text{ l/s}.$$

Einschließlich der Zuflüsse aus den Nebentälern beträgt der Gesamtzufluß an Grundwasser im Niddatal von Rainrod bis Orbes

$$1060 \text{ l/s} + 220 \text{ l/s} = 1280 \text{ l/s}$$

und bis Ober-Florstadt fast 1500 l/s. Dazu kommt eine Gewinnung von Grundwasser für Trinkwasser von rund 100 l/s bis Orbes. Demnach ergibt sich hier ein ungenutztes Grundwasserangebot von fast 1400 l/s.

Die Grundwasserspende des bis Orbes 156 km<sup>2</sup> großen Niederschlagsgebietes beträgt demnach

$$1400 \text{ l/s} : 156 \text{ km}^2 = \text{rund } 9 \text{ l/s pro km}^2 \text{ bzw. } 0,009 \text{ m}^3/\text{s} \cdot \text{km}^2.$$

Würde man aber den seit 1903 beobachteten amtlichen Pegel in Nidda als Bezugspunkt wählen und auch die Zuflüsse der Nebentäler aushalten, so errechnet sich für das zugehörige 143 km<sup>2</sup> große Niederschlagsgebiet eine Spende von nur 6,5 l/s km<sup>2</sup>. Daß dieser Wert unzutreffend ist und nicht die Grundwasserneubildung und Grundwasserspense des Gebirges angibt, ergibt sich schon aus grobem Vergleich:

Dem um nicht einmal 10% kleineren Gebiet wäre eine um 36% kleinere Spende zuzuschreiben als dem größeren, für das die Meßstelle noch keine 3 km weiter flußabwärts liegt und das zudem wie oben dargelegt erheblich geringere Niederschläge empfängt. Die Berechnung einer Spende des Quellgebietes von Eichelsdorf bis Nidda als Teilniederschlagsgebiet mit rund 18 km<sup>2</sup> Fläche ergibt rund 25 l/s pro km<sup>2</sup> (G. MATTHESS). Eine solche Rechnung hat natürlich keinen Sinn.

### Das Maß der Grundwassererneuerung

Wie schon vermerkt, hat eine über 50jährige Grundwasserbeobachtung in dem der Nidda unmittelbar benachbarten Horlofftal mit dem Wasserwerk Inheiden bei Hungen ergeben, daß die Niederschläge sich erst ein Jahr später durch Steigen oder Fallen des Grundwasserspiegels im zentralen Vogelsberg und seinem Vorland bemerkbar machen (Abb. 8) und daher zutreffende Prognosen über den Grundwasserstand und Quellschüttung ermöglichen (E. SCHENK 1957a). Nichtsdestoweniger haben die Niederschläge, wie ebenfalls angezeigt worden ist, auch eine unmittelbare Wirkung auf den Spiegelgang. Demnach muß bei der Ermittlung der Grundwassererneuerung sowohl der vorjährige als auch der derzeitige Niederschlag mitberücksichtigt werden. Diese Umstände machen es nun schwierig, den vollständigen zur Grundwasserbildung beitragenden Anteil des Niederschlages in einem begrenzten kurzen Zeitraum genau festzustellen. Obwohl die deutlichen Spitzen von Niederschlägen und Grundwasserständen in den vielen Jahresreihen keinen Zweifel an den engen Verknüpfungen lassen (Abb. 8), ergab die Korrelationsrechnung keine wirklich befriedigenden Ergebnisse.

Mit gewissem Erfolg wurde die von G. SCHRÖDER (1955) entwickelte Methode der Bestimmung des Grundwasseranteils am oberirdischen Abfluß als Folge vorausgegangener Niederschläge angewandt. Wie der Unit-Hydrograph ermöglicht sie, in der Abflußkurve den Wendepunkt zu bestimmen und damit die Pegelhöhe des Grundwasserabflusses (s. W. WUNDT 1953). Die auf diese Weise aus langfristigen Abflußbeobachtungen berechnete Grundwasserganglinie für ein mittleres Jahr stimmt mit den beobachteten Grundwasserganglinien gut überein (Abb. 11).

Eine eingehende Analyse der Beobachtungen von mehr als 60 Jahren hat ferner erbracht, daß der Prozentsatz vom Niederschlag für die Grundwasserbildung in sehr weiten Grenzen schwankt und sich zwi-

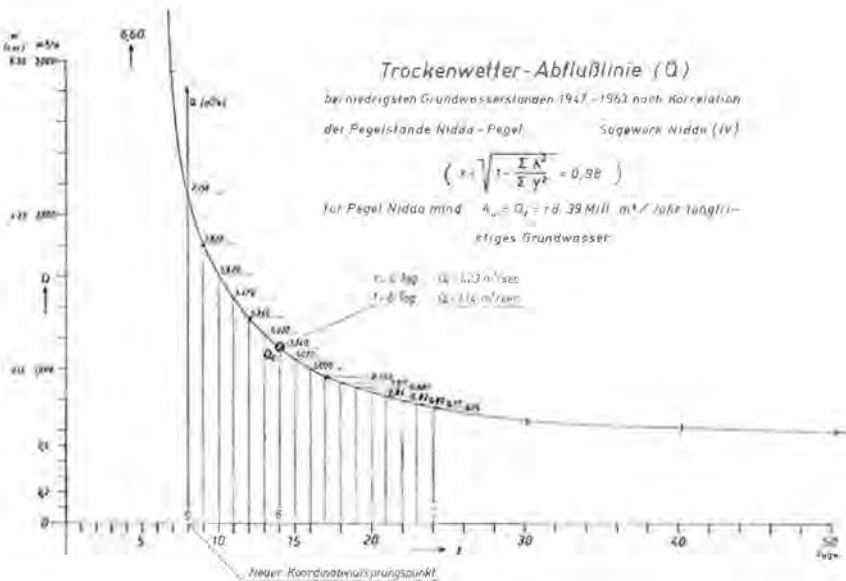


Abb. 11: Bestimmung des langfristigen Grundwasseranteils im Abfluß aus der gemittelten Trockenwetterabflußlinie (1947 bis 1963) der Nidda nach der Methode von SCHROEDER (1955) durch Berechnung des Punktes  $Q_c$  der Exponentialkurve, an dem der Abfluß aus dem Niederschlag in den Trockenwetterabfluß übergeht. Für die Bestimmung wurden zwei Pegel benutzt, die eine strenge Korrelation ( $r = 0,98$ ) ausweisen.

schen 15% und fast 60% bewegt (s. H. KEIL & K. SCHUBACH 1960). Im Mittel beläuft er sich auf rund 30%. Es wäre aber unzutreffend, diesen Wert nun einfach als mittleres Maß für die gewählten Beobachtungsjahre im Niddatal anzunehmen. Sehr niedrige Werte ergeben sich dadurch, daß der Speicherraum z. T. geleert ist und aufgefüllt wird, sehr hohe dadurch, daß der Speicherraum gefüllt ist und nichts mehr aufnehmen kann. Für viele Jahre ergibt sich damit ein natürlicher Überschuß, bezogen auf das Fassungsvermögen des Grundwasserspeichers.

Zu einer gültigen Vorstellung von der Größenordnung der Grundwasserneubildung kommt man schließlich unter Berücksichtigung der Mittelwerte des Gebietsniederschlages dieser Periode unter Einbeziehung des Vorjahres und Aushaltung eines Teiles des letzten Beobachtungsjahres.

Die reichen Niederschläge vor 1959 haben sehr viel Grundwasser gebracht, so daß in dem Trockenjahr 1959 die höchsten Wasserstände



seit rund 50 Jahren vorlagen (Abb. 8 u. 10). Die dem Trockenjahr 1959 nachfolgenden z. T. sehr niederschlagsreichen Jahre haben den Grundwasserspiegel für den hier erörterten Zeitraum trotz trockener Jahre fast in dem hohen Niveau gehalten. Das Mittel der Niederschläge 1958 bis 1962/63 beträgt rund 1000 mm. Es liegt mit rund 90 bzw. 114 mm = 10 bis 12% über dem langjährigen Mittel 1900 bis 1961 von rund 890 mm Niederschlag (Station Schotten). In grober Annäherung dürfte daher auch die im Trockenwetterabfluß festgestellte Grundwasserneubildung der hier erörterten Beobachtungsjahre etwa 10 bis 12% über dem Mittel liegen.

Die in Schotten gemessenen Niederschläge sind fast direkt repräsentativ für den Gebietsniederschlag. Sie sind um nur 0,8% = rund 1% höher als dieser.

Betrachtet man den Trockenwetterabfluß als Anteil des langfristigen Grundwassers und als Mittel der Jahre (unter Berücksichtigung der Grundwasserbeobachtung), so ist dem rund 1000 mm betragenden Niederschlag in dem 156 km<sup>2</sup> großen Niederschlagsgebiet die Menge von 1280 l/s = rund 1300 l/s langfristigen Grundwassers entsprungen.

Den 156.000.000 m<sup>2</sup> · 1000 mm Niederschlag = 156.000.000 m<sup>3</sup> Jahresniederschlag entspricht ein Dauerniederschlag von rund 5 m<sup>3</sup>/s (5000 l/s) und eine Niederschlagsspende von 30,4 l/s · km<sup>2</sup>. Die hieraus entwickelte Grundwasserspende von 9 l/s · km<sup>2</sup> ist dann nur ein Anteil von rund 30% am Niederschlag. Dieses Ergebnis stimmt also überein mit denjenigen, die auf anderen Wegen gefunden wurden, und behebt damit Zweifel an dem vielleicht ungewöhnlich erscheinenden Ergebnis der Abflußmessungen und der Höhe der Abflußspenden. Es bestätigt ferner, daß eine Rechnung über einen Bezugspunkt mitten im Quellgebiet eine falsche Vorstellung von der Grundwasserspende und der Grundwassererneuerung des Gebietes bringen muß. Für die Meßstelle Unter-Schmitten mit einem tributären Niederschlagsgebiet von 125 km<sup>2</sup> ergäben sich nur 6 l/s · km<sup>2</sup> und bei einer zufälligen Messung des vielleicht niedrigsten Trockenwetterabflusses von 533 l/s sogar nur 4,2 l/s · km<sup>2</sup> als Maß der Grundwassererneuerung. Solche Werte als hydrologische Ergebnisse zu werten oder gar etwaigen Planungen zur Nutzung der Reserven des Gesamtgebietes zugrunde zu legen, wäre völlig verfehlt.

### Vergleich mit dem Abfluß am Osthang

Nach der Ermittlung des Grundwasserdangebotes und der Abflußspende eines Gebietes ist es natürlich wichtig festzustellen, ob die gewonnenen Werte sich dem generellen Bilde vom Wasserhaushalt des Gebirges einfügen oder ob und wie sie davon abweichen. Es bestehen Anzeichen dafür, daß das Einzugsgebiet der Nidda kleiner und nicht größer als das Niederschlagsgebiet ist. Ebenso weisen tektonische Strukturen darauf hin, daß ein unterirdischer Abfluß aus dem Nieder-

schlag nach NO erfolgen kann. Das nun vom Osthang vorliegende Beobachtungsmaterial von Abflüssen ist für einen direkten Vergleich von Meßergebnissen noch zu unzulänglich. Auf der Grundlage der allgemeinen Niederschlags- und Abflußmessungen und -rechnungen (Klimatlas von Hessen, Gewässerkundliches Kartenwerk von Hessen, Jahrbuch für Gewässerkunde) läßt sich aber schon ein grundsätzlich wichtiger Vergleich durchführen. Wie die Darstellung (Abb. 6) zeigt, ist der prozentuale Anteil des Abflusses aus dem Niederschlag am Osthang zum Teil erheblich größer als an der Westseite des Gebirges. Das könnte und wird auch für das Grundwasser gelten, müßte aber erst durch Messungen und entsprechende Rechnungen festgestellt werden. Immerhin ergibt sich eindeutig, daß die hydrologischen Verhältnisse an der Westseite wesentlich anders sind als am Osthang. Dafür verantwortlich werden die tektonischen Umstände sein. Die Grabenstruktur des westlichen Vogelsberges hat ihre randliche Begrenzung noch vor dem Westrand des Zentralgebietes durch den Oberwald-Horst, d. h. der tektonisch fast 1000 m hoch aufragenden Randscholle. Durch die für Grabenrandzonen typischen antithetischen Schollendrehungen dürften nach Osten geneigte Schichtenfolgen des Buntsandsteinfundamentes unter den an der Westseite nach Westen und am Osthang nach Osten fallenden Lavadecken- und -lagen Grundwasser aus dem Niddagebiet nach Osten der Weser zuführen. Damit gibt sich ein Problem zu erkennen, das in Anbetracht des morphologisch als Einheit erscheinenden Gebirges der Mühe eingehender Untersuchungen wert ist. Es zeigt sich hier wiederum, daß es nicht angeht, bei regionaler Betrachtung von Durchschnittswerten zu sprechen und Ergebnisse aus einem Gebiet als Maß für ein anderes zu nehmen. Vielmehr muß das geologische und hydrologische Gesamtgebiet betrachtet werden, ehe die Individualität eines einzelnen Flußgebietes methodisch angegangen und beurteilt werden kann.

### Zusammenfassung

Die Methoden der Ermittlung des Grundwasserdargebotes und der Grundwassererneuerung führen oft zu voneinander abweichenden Ergebnissen. Der darin verborgene Fehler wird weniger in der Methode zu suchen sein, sondern vielmehr in der Nichtbeachtung wichtiger geohydrologischer Bedingungen. Als Beispiel hierzu wurde der Wasserhaushalt des Niddatales im Vogelsberg Paläovulkan behandelt, dessen Bau im Hinblick auf die Hydrologie eines Gebirges mit autonomem Wasserhaushalt geschildert wurde.

Mit Hilfe der altbewährten und auch bei der Fassung von Quellen erprobten Methode der Differenzenverrechnung bei Trockenwetterabflüssen (E. PRINZ & R. KAMPE 1934, K. FISCHER 1932, 1936 und H. GILS 1956) wurden im Basaltgebiet des Vogelsberges im Bereiche der Nidda unter Berücksichtigung der morphologischen und geologischen Bedin-

gungen die Talabschnitte mit unterschiedlichen Grundwasserzuflüssen ermittelt und das Gesamtgebiet der Grundwasseraustritte mit seinem totalen Dargebot für das zugehörige Niederschlagsgebiet festgestellt. Es ergab sich die ungewöhnliche Grundwasserabflußspende von 9 l/s pro km<sup>2</sup> im Mittel der Jahre. Der Anteil am jährlichen Niederschlag schwankt zwischen 15<sup>0</sup>/<sub>100</sub> und fast 60<sup>0</sup>/<sub>100</sub> und beläuft sich im Mittel auf rund 30<sup>0</sup>/<sub>100</sub>. Andere Berechnungsmethoden bestätigten diese Werte. Die starken Schwankungen erscheinen bedingt zu sein von der jeweiligen Auffüllung des Speicherraums, der sich in einem Gebiet ausdehnt, in dem die Niederschläge infolge der Höhenunterschiede über relativ kurze Entfernung von 550 mm bis zu 1200 mm betragen und erst nach einem Jahr im Ansteigen oder Absinken des Grundwasserspiegels wirksam werden. Diese Feststellung erlaubt sichere Prognosen über das Grundwasserdargebot.

## Literatur

- BRINKMANN, R.: Gefüge und Vulkanotektonik im Vogelsberg (Niederrhessen). Geolog. Rundschau, 57, 1, Stuttgart 1967.
- FISCHER, K.: Ziele und Wege der Untersuchungen über den Wasserhaushalt der Flußgebiete. Mitt. Reichsverb. Dtsch. Wasserwirtsch., 40, Berlin 1936.
- FISCHER, K.: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Weser- und Allergebiet. Jb. Gewässerkunde Norddeutschl., Bes. Mitt., 7, 2, 1932.
- GILS, H.: Vorläufiger Abflußspenden-Längsschnitt für die Weser und ihre Zuflüsse außerhalb des Tidegebietes. Besond. Mitt. z. Deutschen Gewässerkundlichen Jahrbuch, 16, Hannover 1956.
- KEIL, H. & SCHUBACH, K.: Wasserhaushalt im südlichen Vogelsberg. Lauterbacher Sammlungen, 28, September 1960, Lauterbach/Oberhessen 1960.
- KRAIJENHOFF VAN DE LEUR, D. A.: Runoff Models with Linear Elements. Recent Trends in Hydrograph Synthesis. Proceeding of Technical Meeting 21, Versl. Meded. Comm. Hydrol. Onderz. T. N. O., 13, The Hague 1966.
- MATTHESS, G. & THEWS, J.-D.: Der Abflußzuwachs als Hilfsmittel bei der Beurteilung von Wassererschließungsmöglichkeiten. Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 91, Wiesbaden 1963.
- PRINZ, E. & KAMPE, R.: Handbuch der Hydrologie, 2 Bde., Berlin 1934.
- SCHENK, E.: Die hydrogeologischen Verhältnisse in Wetterau und Vogelsberg. Zeitschr. Dt. Geolog. Ges., 104, Hannover 1952.
- SCHENK, E.: Sonnenflecken — Wasserhaushalt, periodische Schwankungen der Brunnen- und Quellenergiebigkeit. Der Naturbrunnen, 7, 4, Bad Godesberg 1957.
- SCHENK, E.: Basalt-Vulkanismus und Aquitan bei Allertshausen im Lumdatal nordöstlich von Gießen (Nr. 3: Tertiär, Vulkanismus und Tektonik im Mittleren Hessen). Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 92, Wiesbaden 1964.
- SCHENK, E.: Geotektonisch-geomagnetisches Bild des Vogelsberg-Vulkans und seine Beziehung zum oberen Erdmantel. Geolog. Rundschau.
- SCHOTTLER, W.: Der hessische Wasserschatz und seine Nutzung. Abh. R.-Amt Bodenforsch., N. F., 209, Berlin 1944.
- SCHROEDER, G.: Die Grundwasserreserven der Flußgebiete. Der Zuschußwasserbedarf der Flüsse. Besond. Mitt. z. Deutschen Gewässerk.-Jahrbuch, 13, Koblenz 1955.

UDLUFT, H.: Hydrogeologische Übersichtskarte 1 : 500.000, Erläuterungen zu Blatt Frankfurt, bearb. von H. HENTSCHEL, F. MICHELS, F. NÖRING, E. SCHENK, O. SCHMITT, M. TEIKE, D. THEWS, K. N. THOME, H. UDLUFT. Bundesanstalt für Landeskunde, Remagen 1957.

WEICKMANN, H.: s. Deutscher Wetterdienst.

WUNDT, W.: Gewässerkunde. Berlin/Göttingen/Heidelberg 1953.

Sammelpublikationen:

Deutscher Wetterdienst in der US-Zone, Zentralamt Bad Kissingen, Klima-Atlas von Hessen, Bad Kissingen 1949/50.

Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch.

Gewässerkundliches Kartenwerk von Hessen, Teil I. Hsg. v. Hess. Min. Landw. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch.; Bearb. v. J. HAUSCHULZ, Wiesbaden 1959.

## Abstract

In the basalt area of the Vogelsberg the groundwater runoff into the river Nidda was determined. It is different in the various parts of the Nidda valley but relatively high for the total precipitation area (9 l/s . km<sup>2</sup> in average). The infiltration is 15 to nearly 60% of the precipitation in the various years and depends on the high or low groundwater level.

Anschrift des Verfassers:

Dr. E. SCHENK

Geologische Forschungsstelle beim Zweckverband Oberhessische  
Versorgungsbetriebe

Niddaer Straße 2, D-6303 Hungen/Obh.