

## 4 Grundwasserneubildung

### 4.1 Allgemeines

Für großräumige hydrogeologische Untersuchungen ist die Grundwasserneubildung eine unentbehrliche Gebietskenngröße (vgl. Kap. 3). Sie ist nach DIN 4049 das infiltrierte Wasser, das dem Grundwasser zugeht.

Es gibt folgende Möglichkeiten, die Grundwasserneubildungsrate zu bestimmen:

- direkte Bestimmung mit Lysimetern
- aus dem Bodenwasserhaushalt
- aus Grundwasserständen und Aquiferdaten
- aus der Quellschüttung und dem Abfluß in Vorflutern
- aus der Wasserhaushaltsbilanz
- aus Inhaltsstoffen des Niederschlages und des Grundwassers

Im Festgestein werden überwiegend die nachfolgend beschriebenen Verfahren angewandt.

### 4.2 Ermittlung der Grundwasserneubildung aus der Wasserhaushaltsbilanz

Der Abfluß in oberirdischen Gewässern setzt sich aus zwei Komponenten zusammen: dem oberirdischen Abfluß ( $A_o$ ), der direkt aus Niederschlägen stammt, und dem unterirdischen Abfluß ( $A_u$ ), der aus dem Grundwasser zufließt. Der unterirdische Abfluß zum Vorfluter im ungesättigten Bereich, der sogenannte Interflow, wird hier zum oberirdischen Abfluß gerechnet. Wie hoch der Anteil des unterirdischen Abflusses am Gesamtabfluß ist, hängt von den jeweiligen geologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet ab. Aus der Wasserhaushaltsbilanz ergibt sich die Möglichkeit, quantitative Aussagen hinsichtlich des unterirdischen Abflusses, der Grundwasserneubildung und eventuell sogar zu Kenngrößen des Untergrundes zu machen.

Bei Untersuchungen über lange Zeiträume entspricht die Grundwasserneubildung in einem Einzugsgebiet dem unterirdischen Abfluß aus diesem Gebiet, in Teileinzugsgebieten der Differenz zwischen unterirdischem Zu- und Abstrom. Sie kann in diesem Fall als pauschaler Mittelwert aus der Wasserhaushaltsgleichung, ermittelt werden:

$$A_u = N - (V + A_o) \quad (4.1)$$

In Gleichung (4.1) ist  $N$  der Niederschlag und  $V$  die Verdunstung; hier sind langjährige Mittelwerte einzusetzen.

Zur Ermittlung der Grundwasserneubildung kann auch der Aquifer als Bilanzraum herangezogen werden. Die Grundwasserneubildung ( $G$ ) errechnet sich bei diesem Modell als Bilanz über unterirdischen Zu- und Abfluß ( $\Delta A_u$ ), Entnahmen und Einleitungen ( $\Delta E$ ) sowie über die Vorratsänderung im Grundwasserleiter ( $\Delta S_u$ ). Die letztere muß bei der Auswertung kürzerer Zeiträume berücksichtigt werden.

$$G = \Delta A_u + \Delta E + \Delta S_u \quad (4.2)$$

Die Vorratsänderung im Aquifer wird aus der Wasserstandsänderung und dem speichernutzbaren Hohlraumvolumen bestimmt (vgl. Kap. 4.4).

### 4.3 Auswertung von Quellschüttungen

Quellen erkennt man insbesondere dann an mehr oder weniger ausgedehnten Naßstellen, wenn der eigentliche Quellaustritt von Hangschutt oder Lockerablagerungen in Tälern überdeckt ist. Eine richtige Erfassung des vorliegenden Quelltyps ist für die Beurteilung der Schüttungsstärke und -schwankungen der Quelle wichtig. Die Einordnung ist oft erst bei genauerer Kenntnis des geologischen Aufbaus des Gebietes möglich. Einige wichtige Quelltypen sind in Abb. 8 dargestellt.

Die Schüttung von Quellen aus einem abgrenzbaren Einzugsgebiet kann erst dann quantitative Informationen über den Grundwasserleiter geben, wenn sie zeitlich eng genug und über einen längeren Zeitraum gemessen wird. Die Quellmeßstellen sind so herzustellen, daß Umläufigkeiten und Sickerverluste im auflagernden Verwitterungsschutt, im Boden oder in sonstigen überlagernden Lockersedimenten vermieden werden. Umläufigkeiten von Meßstellen führen zu systematischen Fehlern und damit auch zu falschen Schlußfolgerungen.

Aus Schüttungsganglinien können Schüttungsquotienten ermittelt werden, die ein statistisches Maß für den Schwankungsbereich der Schüttung ergeben und damit einen Hinweis auf die im Mittel zu erwartende Dauerergiebigkeit sowie auf die Größe und Wirksamkeit des zur Quelle entwässernden Speichers liefern. Die Quotienten werden errechnet aus den Verhältnissen von z. B. NNQ zu HHQ, MHQ oder aus NQ zu HQ. Kleinere Quotienten weisen infolge der starken Schüttungsunterschiede im allgemeinen

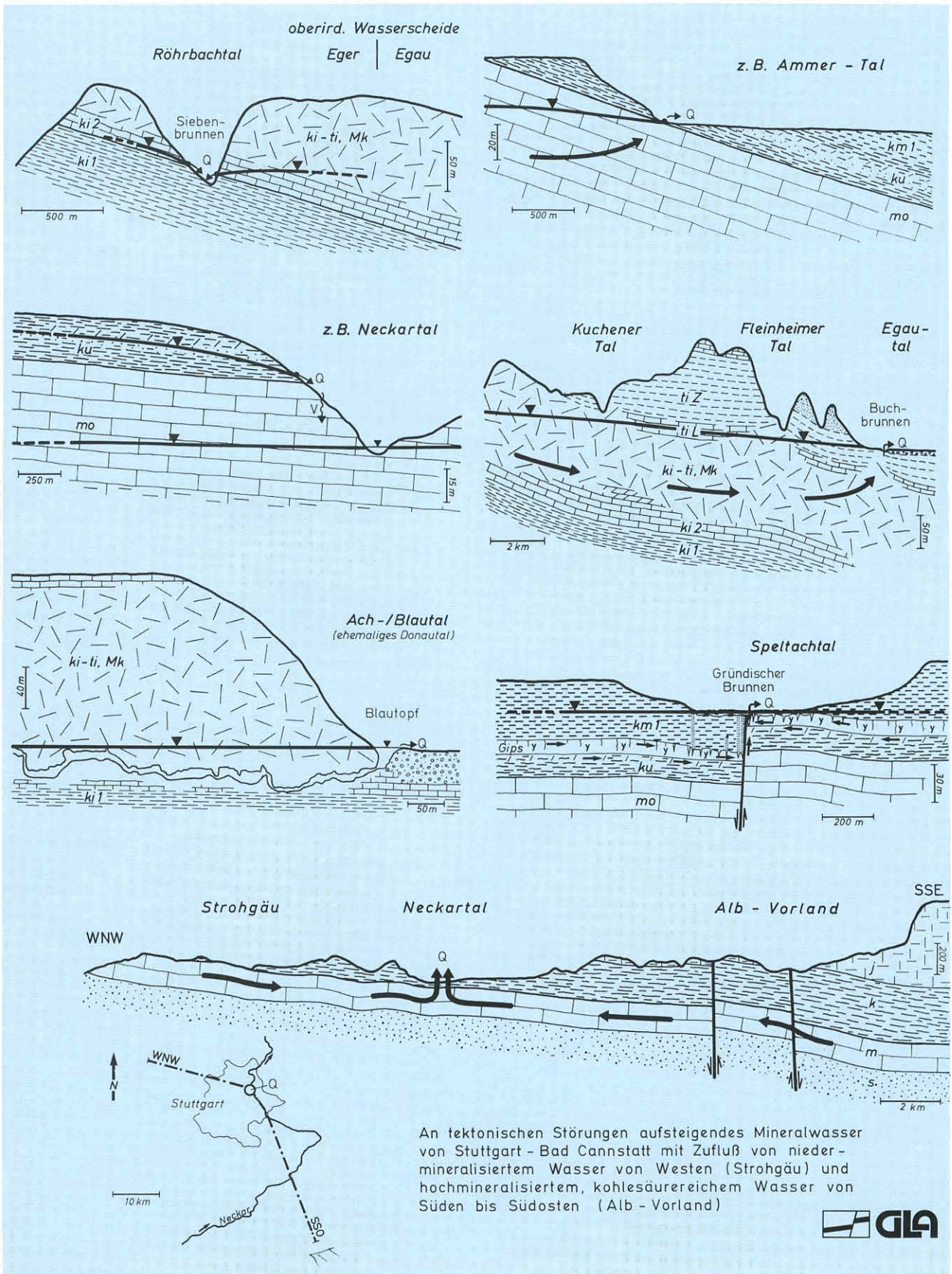


Abb. 8: Quelltypen (Beispiele aus Baden-Württemberg)

Karstquellen auf, während sich bei Quellen in gleichmäßig geklüfteten Grundwasserleitern mit ausgegli-

chenem Schüttungsverhalten relativ hohe Quotienten ergeben.

Beispiel: Abflußdaten des Blautopfs (aus dem Deutschen Gewässerkundl. Jahrbuch, Sonderheft Land Baden-Württ. Abflußjahre 1956–72, für 1925–60 ergänzt nach Unterlagen des RP Tübingen und der LfU), bezogen auf Abflußjahre (Nov. bis Okt.)

	1925–72	1931–60	1956–72
HQ (= HHQ) ** (m <sup>3</sup> /s)	26,20	26,20	26,20
MHQ (m <sup>3</sup> /s)	13,74	14,30	14,08
MQ (m <sup>3</sup> /s)	2,21	2,22	2,27
(% v. MQ 1925–72)	100	100	103
MoMNQ (m <sup>3</sup> /s)	1,30*	1,28	1,35
(% v. MQ)	59	58	59,5
MNQ (m <sup>3</sup> /s)	0,73	0,76	0,65
NQ (= NNQ) (m <sup>3</sup> /s)	0,31	0,47	0,31

Schwankungsziffern:

MNQ:MQ:MHQ	1: 3,0:18,8	1: 2,9:18,8	1: 3,5:21,7
NQ:HQ	1:84,5	1:55,7	1:84,5
NQ/MNQ	0,4	0,6	0,5
HQ/MHQ	35,9	34,5	40,3

\* Langjähriges NQ für Oktober korrigiert nach Angaben der LfU

\*\* HHQ betrug 1988 über 30 m<sup>3</sup>/s

## 4.4 Ermittlung des unterirdischen Abflusses an Quellen und Vorflutern

### 4.4.1 Allgemeines

Bei jeder Wasserbilanzbetrachtung, die ein größeres Gebiet und einen längeren Zeitraum umfaßt, ist der ober- und unterirdische Abfluß vollständig zu erfassen.

In aller Regel wird neben dem Grundwasserabstrom  $A_{gw}$  im Aquifer auch ein grundwasserbürtiger Anteil  $A_U$ , d. h. unterirdischer Abfluß, das Einzugsgebiet verlassen. Dieser  $A_U$ -Abfluß ist mehr oder weniger stark von einem oberirdischen Abflußanteil  $A_0$  inkl. Interflow überlagert und muß für eine Abflußmengen-Betrachtung von diesem abgetrennt werden. Dies kann an der Abflußganglinie geschehen, indem die für  $A_0$  und  $A_U$  unterschiedlichen Gesetzmäßigkeiten des Abflußverhaltens herangezogen werden.



Erläuterung zu Abb. 8: 1,2 – Schichtquellen: 1 – Schichtquellen im seichten Karst des Weißjuras, Schwäbische Alb; von Norden im Schichtenfallen, von Süden als Überlaufquelle; 2 – Schichtquelle aus schwebendem Grundwasserstockwerk des Unteren Keupers über nicht wassererfülltem Oberem Muschelkalk, mit anschließender Versickerung des Quellabflusses; z. B. östlich Strohgäu/Neckartal; 3,4 – Stauquellen: 3 – Blautopf bei Blaubeuren: Durch Talablagerungen der Donau im heutigen Ach-Blautal gestaute Quelle im tiefen Karst des Weißjuras, Schwäbische Alb; 4 – durch Abtauchen des Muschelkalk-Karstaquifers unter gering durchlässige Keuperschichten verursachte Stauquelle; Beispiel der Ammerquelle bei Herrenberg, vereinfacht; 5–7 – Aufsteigende Quellen: 5 – aufsteigende Quelle im tiefen Karst des Weißjuras, Schwäbische Alb. Der Buchbrunnen entspringt einem in Zementmergelschichten aufragenden Massenkalkstotzen, der im Egautal erosiv angeschnitten wurde; 6 – An einer tektonischen Sörung aufsteigende Gipskarst-Quelle; Gründischer Brunnen im Speltachtal, Einzugsgebiet der Jagst; 7 – Mineralquellensystem von Stuttgart-Bad Cannstatt

Bei Quellen entspricht die Schüttung dem  $A_U$ -Abfluß.

Die einfachste Art der  $A_U$ -Abtrennung geht von der Vorstellung aus, daß ein bestimmtes Niederschlagsereignis zuerst nur eine relativ rasche Erhöhung des oberirdischen Abflusses zur Folge hat. Mit mehr oder weniger großer zeitlicher Verzögerung setzt dann als Folge von Versickerung und daraus entstehender Grundwasserneubildung auch eine Erhöhung des Grundwasserzustroms zum Vorfluter ein. Nachdem der Niederschlag aufgehört und das Maximum des Gesamtabflusses die Meßstelle passiert hat, nimmt der Gesamtabfluß zuerst schnell, dann zögernd ab (Punkt  $t_1$  in Abb. 9); der Anteil des grundwasserbürtigen Abflusses wird größer und nach einiger Zeit besteht der Abfluß wieder nur aus  $A_U$ , der nun der normalen Trockenwetterfallinie (vgl. Kap. 4.4.2) folgend langsam abnimmt. Dabei ist vorausgesetzt, daß auch bei höherem Wasserstand im Vorfluter stets ein Druckgradient vom hydraulisch angeschlossenen Grundwasser zum Vorfluter erhalten bleibt, d. h., daß ständig effluente Verhältnisse herrschen. Dies ist im allgemeinen der Fall in Gebieten mit stärkerem Relief und wenn der Vorfluter tief genug in das Gelände einschneidet.

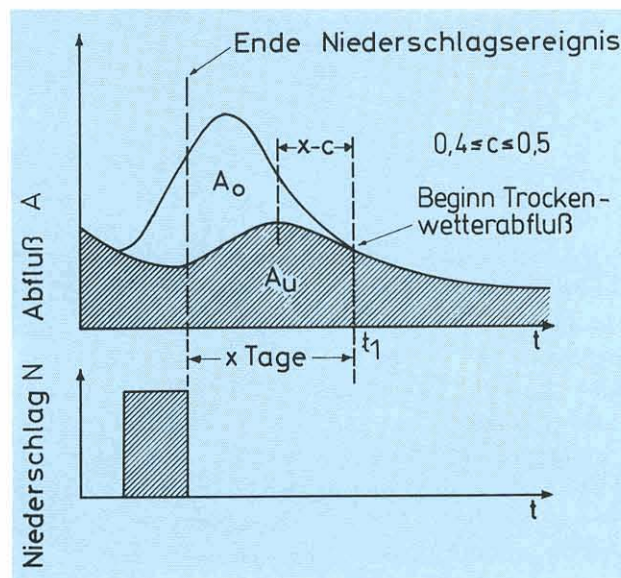


Abb. 9: Auswirkung eines Niederschlagsereignisses auf die Abflußanteile  $A_0$  und  $A_U$  (nach NATERMANN 1951)

Wenn dagegen der Wasserstand im Vorfluter über den Stand des umgebenden Grundwassers ansteigt, das ja wesentlich träger auf Niederschläge reagiert, dann kann vorübergehend ein Gradient vom Vorfluter zum Grundwasser entstehen, der Vorfluter speist in das Grundwasser ein, es stellen sich influente Verhältnisse ein, und im Uferbereich wird bis

zum neuerlichen Abfallen der Wasserstände eine mehr oder weniger große Wassermenge gespeichert. Entsprechend ist während dieser Zeit der Zufluss aus dem Grundwasser unterdrückt, bzw. es wird Oberflächenwasser in den Aquifer eingespeist. Abb. 10 verdeutlicht diese Verhältnisse und ihre Auswirkungen auf die Ganglinie bzw. den  $A_0$ - und  $A_U$ -Anteil.

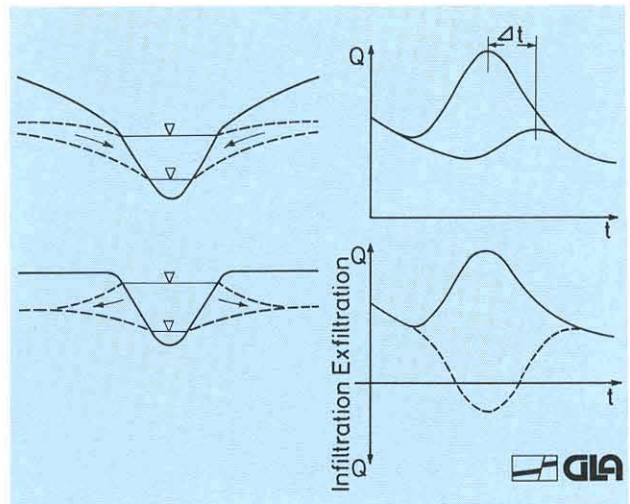


Abb. 10: Abflußganglinien und Verteilung des Abflusses auf die Anteile  $A_0$  und  $A_U$  unter ständig effluenten Verhältnissen (oben) und unter wechselnd effluenten und influenten Verhältnissen (unten)

$\Delta t$  – zeitliche Verschiebung zwischen den Maxima des Gesamtabflusses und des grundwasserbürtigen Abflusses

#### 4.4.2 Ermittlung und Auswertung der Trockenwetterfallinie (TWL)

Die Trockenwetterfallinie gibt das mittlere Abflußverhalten von Quellen bzw. Vorflutern in Trockenwetterzeiten wieder. Sie wird aus den flach abfallenden Kurvenabschnitten einer Abflußganglinie, die sich während niederschlagsfreier Zeiten ergeben, zusammengesetzt (Abb. 11). Sie ist für jede Quelle bzw. Abflußmeßstelle verschieden und hängt von den hydrogeologischen Verhältnissen und der Größe des Einzugsgebietes ab und ist Ausdruck des Speichervermögens des Untergrundes. Steile Falllinien bedeuten rasche Entleerung und somit relativ kurzfristige Speicherung, während langsam abnehmende Schüttungen auf ein größeres Hohlräumvolumen und damit auf ein besseres Speichervermögen hindeuten. Aus dieser Falllinie können mit nachstehendem Verfahren für die jeweiligen Quellen sogenannte  $\alpha$ -Werte errechnet werden, die einen quantitativen Vergleich von Quellen und ihren Einzugsgebieten ermöglichen.

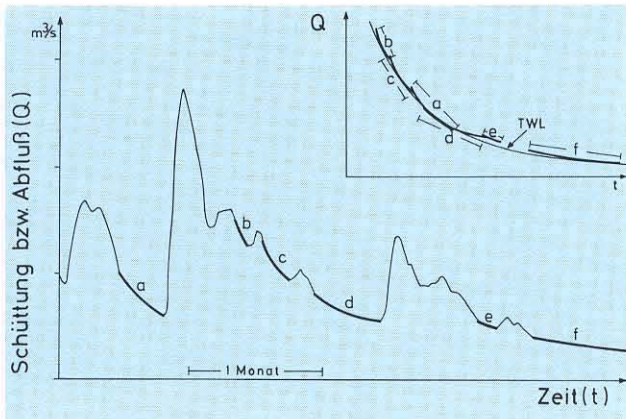


Abb. 11: Ableitung der durchschnittlichen Trockenwetterfalllinie (TWL) aus einzelnen Abschnitten der Abflußganglinie (aus RICHTER & LILICH 1975)

Mathematisch läßt sich die TWL als e-Funktion mit der Formel von MAILLET ausdrücken:

$$Q_t = Q_0 \cdot e^{-t\alpha} \tag{4.3}$$

Darin sind  $Q_0$  ( $m^3/s$ ) die Anfangsschüttung ( $t=0$ ) und  $Q_t$  die Schüttung zum Zeitpunkt  $t$  (d). Der Koeffizient „ $\alpha$ “ ( $d^{-1}$ ) bestimmt die Steigung der auf halblogarithmischem Papier aufgetragenen Trockenwetterfalllinie. Der  $\alpha$ -Wert ist um so größer:

- je geringer das nutzbare Hohlraumvolumen des Aquifers ist
- je größer die Klufthohlräume und die Ausflußquerschnitte sind
- je geringer die Ausdehnung des Aquifers bzw. des Einzugsgebietes ist
- je geringer die Schüttung der Quelle ist
- je größer das hydraulische und morphologische Gefälle ist.

Vegetations- und Witterungsbedingungen können den  $\alpha$ -Wert beeinflussen.

Für die Ermittlung des  $\alpha$ -Wertes werden halblogarithmisch die Schüttungsdaten einer Trockenperiode gegen die Zeit aufgetragen (Abb. 12). Die Quellschüttung  $Q_0$  ergibt sich aus dem Schnittpunkt der Ausgleichsgeraden durch die Einzelwerte mit der Ordinate. Die zusammengehörenden Werte für  $Q_t$  und  $t$  lassen sich ebenfalls aus der Ausgleichsgeraden ermitteln. Mit Hilfe von  $Q_0$ ,  $Q_t$  ( $m^3/s$ ) und  $t$  (d) läßt sich der  $\alpha$ -Wert durch Umformung von Gleichung (4.3) berechnen. Beim Übergang zum dekadischen Logarithmus ergibt sich:

$$\lg Q_t = \lg Q_0 - 0,4343 \alpha t \tag{4.4a}$$

und

$$\alpha = \frac{\lg Q_0 - \lg Q_t}{0,4343 t} \tag{4.4b}$$

Infolge der lokal wechselnden Klüftungs- und Verkarstungsintensität innerhalb eines Einzugsgebietes wird der Trockenwetterabfluß von Einzelvorgängen unterschiedlich dimensionierter Abflußbahnen geprägt. Dadurch ergibt sich ein zeitlich versetztes Leerlaufen von Großklüften und Karstgerinnen einerseits und von Feinklüften und Porenräumen andererseits. Aus diesem Grund kann die halblogarithmisch aufgetragene Trockenwetterfalllinie einen oder mehrere Knickpunkte aufweisen. Ihre Gleichung lautet dann:

$$Q_t = Q_{01} \cdot e^{\alpha_1 t} + Q_{02} \cdot e^{\alpha_2 t} \tag{4.5}$$

Ist das Volumen des Aquifers ( $V_A$ ) im Einzugsgebiet bekannt, so kann die effektive Porosität des Aquifers ermittelt werden:

$$n_e = \frac{Q_0}{\alpha \cdot V_A} \tag{4.6}$$

Sind mehrere Teilvolumina am Schüttungsprozeß beteiligt, so ist Gleichung (4.6) entsprechend umzuformen. Es gilt dann:

$$n_{e1} = \frac{Q_{01}}{\alpha_1 \cdot V_{A1}}; n_{e2} = \frac{Q_{02}}{\alpha_2 \cdot V_{A2}} \tag{4.7}$$

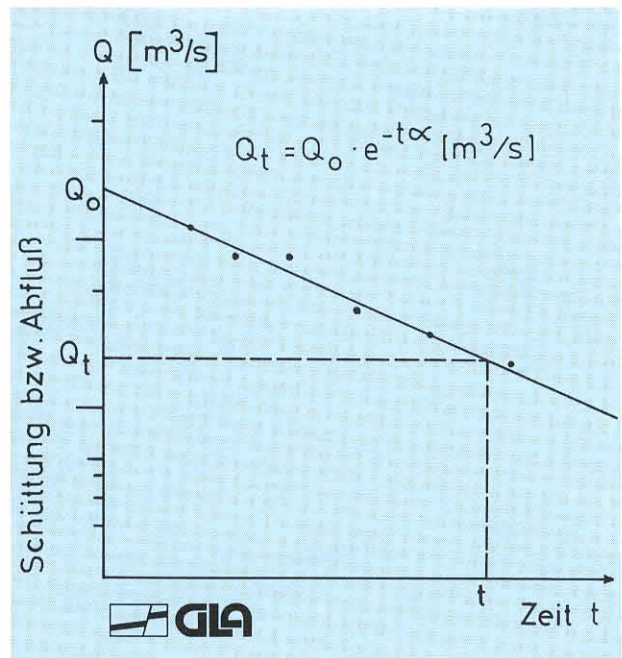
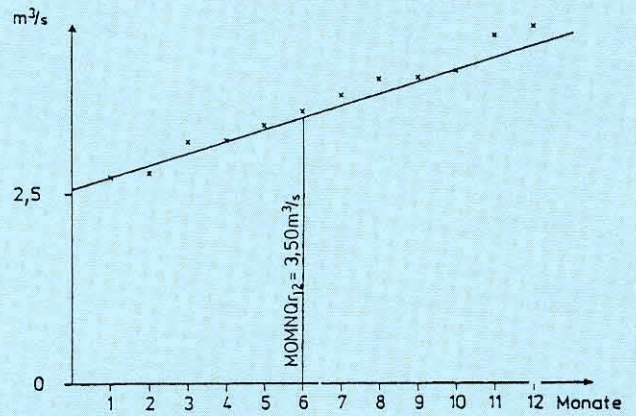
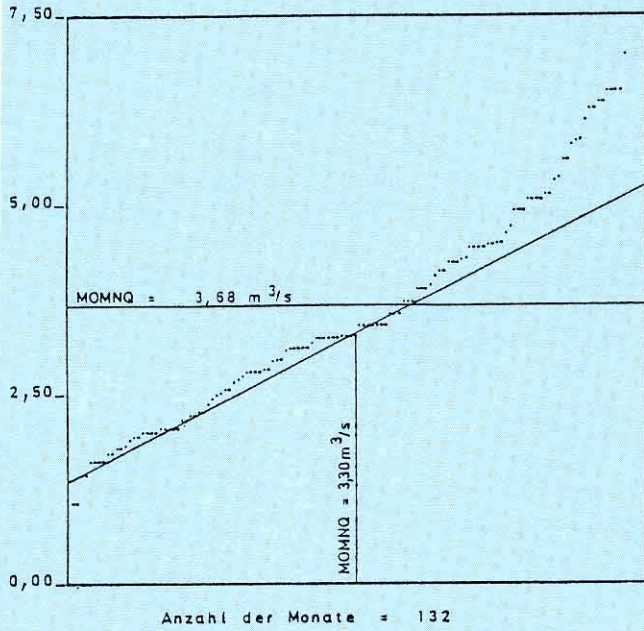


Abb. 12: Q/t-Diagramm zur Ermittlung des Leerlaufkoeffizienten  $\alpha$  eines Aquifers

Brenz Bolhem 1968 – 1978



Schmiech Ehingen 1950 – 1978

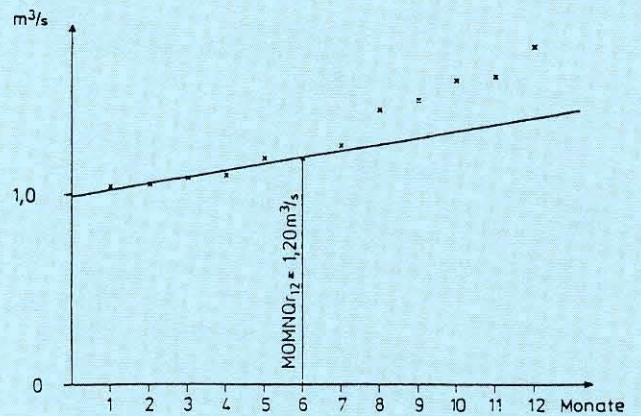
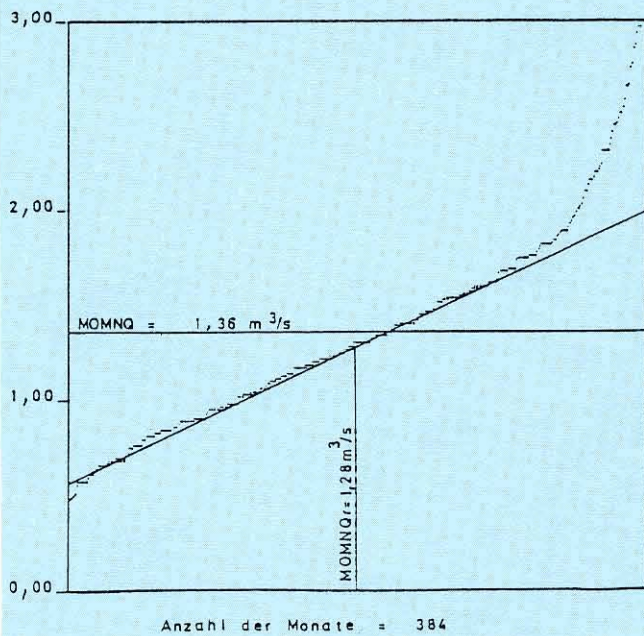
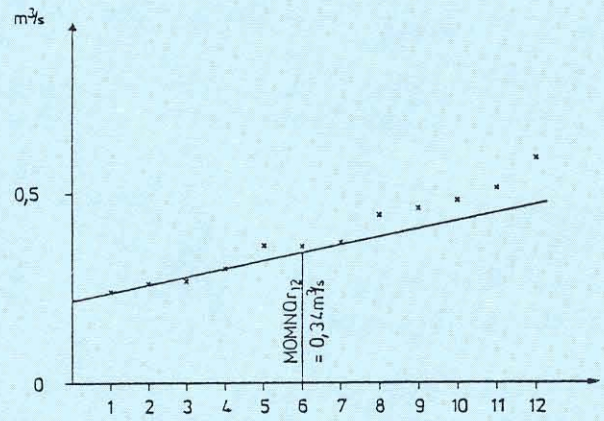
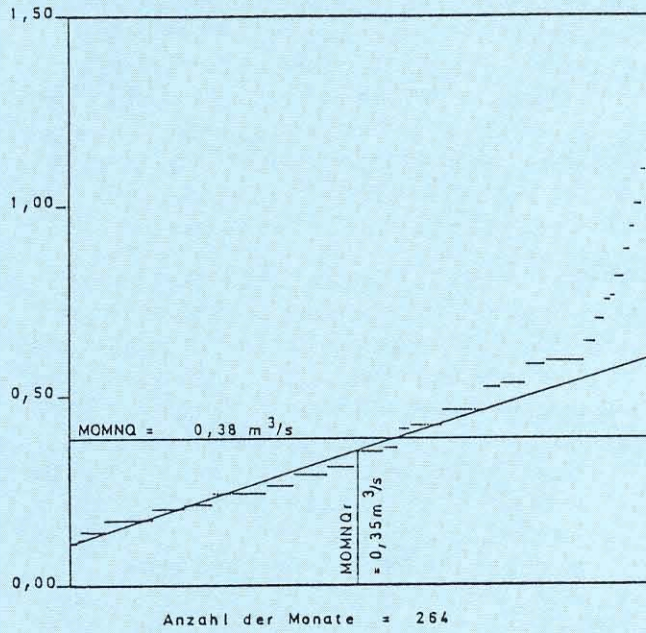
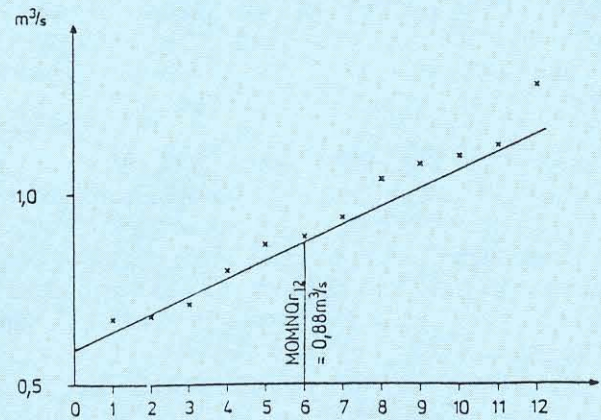
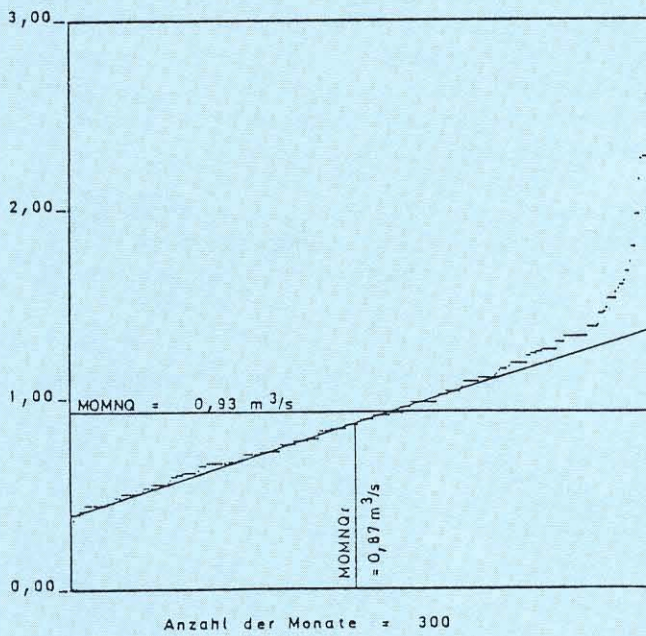


Abb. 13: Auswertung von Niedrigwasserabflüssen nach WUNDT, KILLE und VILLINGER

Fils Wiesensteig 1957 - 1978



Lauter Unterlenningen 1954 - 1978



Für Messungen in Vorflutern gelten entsprechende Gesetze.

Da die Trockenwetterfalllinie auch ein Maß für die grundwasserleitenden und -speichernden Eigenschaften darstellt, kann aus ihr das Verhältnis von Transmissivität ( $T$ ) zu Speicherkoeffizient ( $S$ ) für das Einzugsgebiet abgeschätzt werden (TRAINER & WATKINS 1974).

$$T/S = 4 l^2 \alpha / \pi^2 = 0,933 l^2 / \Delta t / \Delta \lg Q \quad (4.8)$$

Darin ist „ $l$ “ die mittlere Entfernung vom Meßpunkt bis zur Wasserscheide;  $\alpha$  ist in diesem Fall in  $s^{-1}$  anzugeben.

#### 4.4.3 Auswertung von Niedrigwasserabflüssen

Neben dem  $A_U$ -Linienverfahren von NATERMANN (1950) und dem Trockenwetterfalllinien-Verfahren gibt es u. a. die MoMnQ-Verfahren nach WUNDT (1958) und KILLE (1970), um den Anteil des unterirdischen Abflusses zu ermitteln.

Alle Verfahren zur Ermittlung des grundwasserbürtigen Abflusses gehen davon aus, daß in Trockenzeiten der gesamte Abfluß dem Grundwasser entstammt. Bei dem MoMnQ-Verfahren nach WUNDT (1958) wird der grundwasserbürtige Abfluß gleich dem Mittelwert aller niedrigsten Monatsabflüsse (Tagessmittelwerte) gesetzt (MoMnQ-Wert). Die Ermittlung des MoMnQ-Wertes ist an jedem Abflußpegel bei mindestens 10jähriger Beobachtungszeit möglich. Der große Vorteil dieses Verfahrens liegt darin, daß die Ermittlung des MoMnQ-Wertes sehr einfach aus den Daten im Gewässerkundlichen Jahrbuch erfolgen kann. Der MoMnQ-Wert ist das arithmetische Mittel aus den Monats-MnQ-Werten.

Da einzelne Monats-NQ-Werte noch Anteile von Oberflächenabfluß enthalten können – insbesondere ist dies in den Monaten der Schneeschmelze der Fall – wurde von KILLE (1970) ein Verfahren entwickelt (MoMnQr-Verfahren), das auf stochastischem Weg die Abflüsse auf den vermutlichen Grundwasseranteil reduziert. Dazu werden alle ermittelten MoMnQ-Werte der Größe nach geordnet und aufgetragen. Durch den mittleren bis unteren Teil der entstehenden Dauerlinie wird eine Ausgleichsgerade gelegt und aus der darunter liegenden

Fläche der mittlere Grundwasserabfluß bestimmt (Abb. 13).

Um das bei längerer Beobachtungsdauer sehr aufwendige MoMnQ-Verfahren zu vereinfachen, hat VILLINGER (1981) vorgeschlagen, nur die Mittelwerte der Monats-NQ-Werte aufzutragen und durch diese Werte eine Ausgleichsgerade zu legen (MoMnQr<sub>12</sub>-Verfahren). Wiederum wird aus der unter der Ausgleichsgeraden liegenden Fläche der mittlere Grundwasserabfluß bestimmt.

Da beim MoMnQ-Verfahren unberücksichtigt bleibt, daß in manchen Monaten auch beim Niedrigstabfluß noch Oberflächenwasser enthalten ist, sollten diese Verfahren nur dann eingesetzt werden, wenn an die Genauigkeit der Aussagen keine allzu großen Anforderungen gestellt werden. Da in vielen Fällen das unterirdische Einzugsgebiet nur ungenau bestimmt werden kann, ist die Ermittlung der mittleren Grundwasserneubildung mit diesem Verfahren völlig ausreichend. Beim MoMnQr-Verfahren werden die Abflüsse in den Monaten, an denen auch der Niedrigstabfluß noch Oberflächenwasser enthält, auf einen geringeren Abfluß reduziert. Dieses Verfahren kann nur dann angewandt werden, wenn alle MnQ-Werte einer Jahresreihe zur Verfügung stehen. Der MoMnQr-Wert nach KILLE fällt in der Regel kleiner aus als der MoMnQ-Wert nach WUNDT. Das MoMnQr<sub>12</sub>-Verfahren ermöglicht die Berücksichtigung von Monaten, in denen im ganzen Monat Direktabfluß stattfindet, ist jedoch stark vereinfacht. Da hier die Monats-NQ-Werte mehrerer Monate gemittelt werden, kann es problematisch sein, die richtige Ausgleichsgerade zu finden. Der gefundene MoMnQr<sub>12</sub>-Wert kann sowohl nach oben als auch unten vom MoMnQr-Wert abweichen.

An 4 Beispielen werden die oben genannten Verfahren gegenübergestellt. Dabei sind in Abb. 13 b die MoMnQr<sub>12</sub>-Werte nach VILLINGER aufgetragen.

Tab. 5: Ergebnisse der Auswertung von Abflußmessungen ( $m^3/s$ )

Pegel	MoMnQ	MoMnQ	MoMnQr <sub>12</sub>
Brenz/Bolheim	3,68	3,30	3,50
Schmiech/Ehingen	1,36	1,28	1,20
Fils/Wiesensteig	0,38	0,35	0,34
Lauter/ Unterlenningen	0,93	0,87	0,88