
2.1 Niederschlag

2.1.1 Erscheinungsformen

Zum Niederschlag zählen alle Kondensationsprodukte, die aus der Atmosphäre zum Boden gelangen. Niederschläge entstehen, wenn feuchte Luft unter ihren Taupunkt abkühlt und anschließend Kondensation einsetzt. In Mitteleuropa enthalten die unteren 2 km der Lufthülle etwa die Hälfte des atmosphärischen Wassers, was im Mittel einer Niederschlagssumme von 20 mm entspricht. Die Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre führt zur Bildung von Wolken durch Hebung der Luftmassen. Die mit der Hebung verbundene Abkühlung von rd. 1 K pro 100 Höhenmeter (trockenadiabatischer Temperaturgradient) führt zu einer Verringerung der Dampfspannung und Zunahme des relativen Feuchtegehalts. Der adiabatische Gradient feuchter Luft ist geringer; überschläglich kann er mit $\leq 6,5^\circ\text{C km}^{-1}$ angenommen werden. In der Kondensationshöhe hat die relative Luftfeuchtigkeit 100%. Werden gleichzeitig Kondensationskerne, z. B. kleine Staubpartikel, in der Luft angetroffen, kann es durch Zusammenlagerung von Wassermolekülen zur Bildung von Dunsttröpfchen kommen. Zur Entstehung eines Regentropfens ist die Zusammenlagerung von etwa einer Million Wolkentröpfchen erforderlich. Beim Absinken der Regentropfen in eine Wolke vergrößern sie sich durch Anlagerung anderer Wasserteilchen, zerplatzen oder fallen durch die Wolke als Sprüh- oder Nieselregen mit Tropfendurchmesser von $< 0,5$ mm Durchmesser. Die Grundlagen des Niederschlagsprozesses sind in [1] behandelt.

Große Regenintensitäten treten auf, wenn es zum Eiskristallprozess kommt, unterkühlte Wolkentröpfchen sich an Eiskristalle anlagern und Graupelkörner bilden. Fällt das Graupelkorn unter das Null-Grad-Niveau, kommt es zum Abschmelzen und es fällt Regen mit großen Tropfen von 1 bis 6 mm Durchmesser und einer Fallgeschwindigkeit von

$\geq 6\text{m/s}$. Werden die gefrorenen Eiströpfchen durch starken Aufwind in Gewitterwolken wiederholt hoch getragen, bevor sie zur Erde gelangen, entsteht Hagel mit Eiskugeln von 5 bis 50 mm Durchmesser.

Die zur Wolken- und Niederschlagsbildung erforderlichen Hebungsvorgänge können durch Aufgleiten von feucht milder Meeresluft über trockencalte Festlandsluft verursacht werden. Bei den dadurch hervorgerufenen advektiven Niederschlägen ist die horizontale Luftbewegung größer als die vertikale. Advektive Niederschläge bilden großflächige Niederschlagsgebiete mit geringen bis mäßigen Intensitäten aber lang anhaltender Dauer (Dauerregen, Landregen), die bei niedriger Lufttemperatur zu lang anhaltenden Schneefälle führen. 12-stündige Sommerregen weisen oft ellipsenförmige Niederschlagsgebiete auf; die große Halbachse ist im Mittel 1000 km lang und das Verhältnis von großer und kleiner Halbachse beträgt 3:1. Große Niederschlagshöhen treten bei Vb Zyklonen auf [2, 3].

Die Hebung kann auch durch orographische Hindernisse erzwungen werden und führt zur Stau- und Föhnerscheinung, verbunden mit erhöhten Niederschlägen auf der Luvseite und verminderte im Regenschatten. Industrielle oder städtische Ballungsgebiete können infolge von verstärkten Emissionen niederschlagsverstärkende Effekte in Lee aufweisen.

Die Hebungsvorgänge können durch Aufsteigen von Luft hervorgerufen werden, die sich am Boden über das Kondensationsniveau hinaus erwärmt hat. Sie führt zu *konvektiven* Niederschlägen. Dabei ist die Vertikalbewegung der Luftmassen größer als die horizontale und es werden feuchte, labil geschichtete Luftmassen umgelagert, oft in Verbindung mit Gewitter und Hagel. Konvektive Niederschläge führen als starke Schauer zu hohen Intensitäten und Regensummen. Sie sind auf kleine, scharf abgegrenzte Niederschlagsgebiete und kürzere Regendauern beschränkt. Die einzelne Schauerzelle hat eine Lebensdauer von ca. 25 bis 120 min und bedeckt eine Grundfläche von 30 bis $> 500\text{ km}^2$. Die Niederschlagsverteilung ist unregelmäßig.

Bei starken Schauern schwankt die Regenintensität oft zwischen 10 und 50 mmh^{-1} , wohingegen bei lang andauernden Niederschlägen die Intensität häufig unter 2 bis 3 mmh^{-1} liegt. Die Regenintensität nimmt mit zunehmender Dauer allgemein stark ab und sinkt für einen 100-Minuten-Regen etwa auf ein Drittel der Intensität eines Regens von 10 min Dauer. *Starkregen* zeichnen sich durch hohe Intensitäten aus, die vorgebende Grenzwerte überschreiten. Die Grenzen können statistisch so definiert werden, dass 5 bis 10 Regenereignisse pro Jahr als Starkregen erhalten werden. Von den an die Intensität gebundenen Unterscheidungskriterien [4] wird das von Wussow häufig angewendet. Danach wird als Starkregen ein Regen bezeichnet, dessen Niederschlagshöhe N in mm und Regendauer D in min folgende Mindestbedingung erfüllt:

$$N \geq [5D - (D/24)^2]^{1/2}. \text{ d. h. z. B. } \geq 5\text{ mm} / 5\text{ min bzw. } \geq 17\text{ mm} / \text{h} \quad (2.1)$$

Zum Niederschlag werden Tau, Nebel und Reif gerechnet, die bis zu 30 mm Niederschlagshöhe im Jahr ausmachen können. Die Wassertröpfchen bei Tau lagern sich als

Folge der direkten Kondensation aus der anliegenden klaren Luftschicht auf den durch nächtliche Ausstrahlung abgekühlten horizontalen Flächen ab.

Für die Aufstellung von Gebietsbilanzen ist daneben noch die Interzeption von Bedeutung. Als *Interzeption* bezeichnet man den Vorgang, bei dem der auf die vegetationsbedeckte Erdoberfläche fallende Niederschlag (Freilandniederschlag) von der Vegetationsdecke aufgefangen wird, so dass der nicht durchfallende Niederschlag verdunstet oder von der Pflanze aufgenommen wird. Die Vernachlässigung der Interzeption bei der Bildung von Wasserbilanzen kann zu größeren Fehlern führen, insbesondere, wenn es sich um Niederschlagsereignisse mit kleineren Niederschlagshöhen handelt.

2.1.2 Niederschlagsmessung

Die Bedeutung der Niederschlagsbeobachtung für die Landwirtschaft wurde in Ländern, für die das Ausmaß der Regenzeiten eine lebenswichtige Grundlage darstellt, bereits früh erkannt. Regenbeobachtungen sind daher aus Indien seit 400 v. Chr. bekannt. Ähnliches wird 200 v. Chr. aus Palästina berichtet. Nachweislich wurden in China seit 1247 Regenschirm verwendet, die im Prinzip den heutigen Auffanggefäßen entsprechen. In Korea wurden 1441 zylindrische Regenschirm von 15 cm Durchmesser und 30 cm Gefäßhöhe eingeführt, die bis 1907 verwendet wurden. Die ältesten regelmäßigen Beobachtungen in Deutschland wurden um 1750 am Hohenpeißenberg begonnen [5–7]. Einrichtung und Betrieb von Niederschlagsstationen und -netzen, sowie Erfassung und Auswertung der Beobachtungen sind vereinheitlicht [8]. Niederschlagsaufzeichnungen liegen für längere Beobachtungsperioden und dichtere Messnetze vor als Abflussaufzeichnungen. Der Niederschlag wird mit Regenschirm (Pluviometer) verschiedener Bauart beobachtet. Dies sind offene Gefäße mit horizontalen Auffangflächen. Als Niederschlagshöhe wird diejenige Wasserschicht bezeichnet, die auf die Horizontalprojektion der Erdoberfläche fällt.

Die Niederschlagsmessung wird durch das Messgerät selbst und durch die Aufstellungsbedingungen beeinflusst. Um den Einfluss der Umgebung klein zu halten, wird der Regenschirm so aufgestellt, dass der Regen am Messplatz nicht durch Bäume oder Gebäude beeinträchtigt wird. Dazu muss die zwei- bis vierfache Höhe (entsprechend einem Winkel von ca. 30°) des Hindernisses als horizontale Mindestentfernung zwischen Regenschirm und Hindernis eingehalten werden (Abb 2.1). Durch die Aufstellung des Regenschirms über dem Boden erfolgt eine Störung der Luftbestromung, die zu einer Beschleunigung der Windgeschwindigkeit über dem Auffangtrichter und damit zum Verdriften von kleinen Regentropfen führen kann, so dass zu wenig Niederschlag angezeigt werden kann.

Regenschirm sind kreisrunde zylindrische Gefäße mit unterschiedlicher Größe der Auffangfläche, die in einer festen Höhe über der Erdoberfläche angeordnet werden. Innerhalb der einzelnen meteorologischen Netze werden einheitliche Regenschirmtypen aus Gründen der Vergleichbarkeit verwendet. Die Auffangfläche schwankt meist zwischen 127 und 500 cm² und muss auf $\leq 0,5\%$ genau bestimmt sein. Ihre Höhe über Gelände befindet sich zwischen 30 und 200 cm. So wurde in Deutschland von Hellmann ein Regenschirm mit

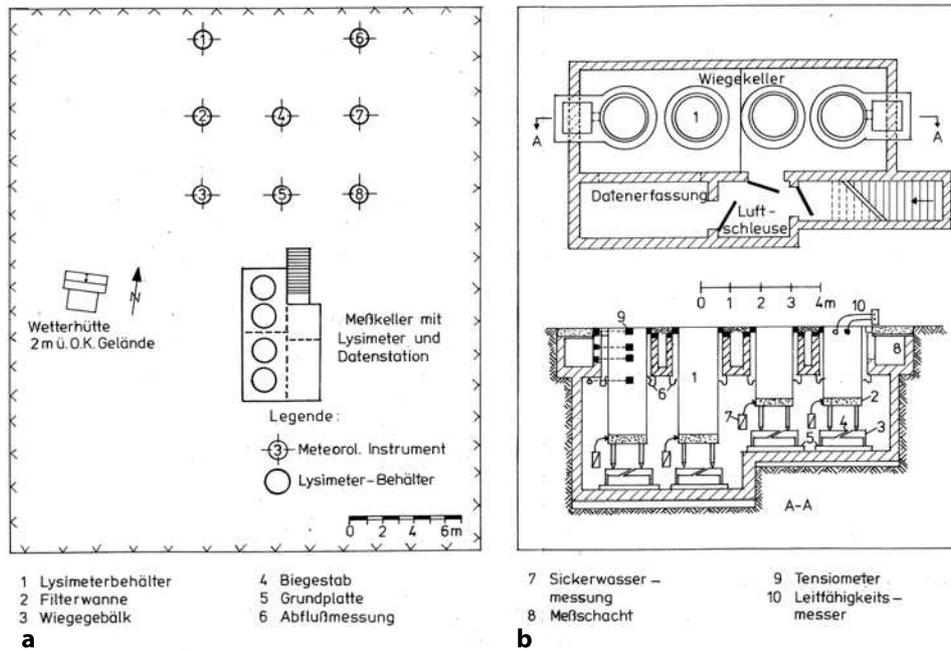


Abb. 2.1 Beispiel für eine hydrologische Station mit wägbarem Lysimeter. Im Lageplan **a** sind 1 Windrichtung, 4 bzw. 6 Windgeschwindigkeit in 2 bzw. 10 m Höhe, 2 bzw. 5 Regenschreiber in 1 bzw. 0 m Höhe über OK Gelände, 3 Regenmesser in 1 m Höhe, 7 Psychrometer und Bodentemperatur, 8 Strahlungsbilanz und Globalstrahlung. **b** Schnitte durch Lysimeter nach [9]

200 cm² Auffangfläche, die 1 m über Erdoberfläche angeordnet ist, beim Deutschen Wetterdienst (DWD) eingeführt. Der Rand des Auffanggefäßes weist eine scharfe Schneide mit vertikaler Innenseite auf. Die vertikale Innenseite, die sich zu einem Ablauftrichter verjüngt, ist so lang, dass schräg auftreffender Niederschlag stets einen spitzen Einfallswinkel mit der Gefäßwand bildet und nicht herausspritzt.

Das in das Auffanggefäß fallende Regenwasser wird in eine Sammelkanne geleitet und zu festen Terminen in einen Messzylinder gegossen und gemessen, dessen Teilung die Niederschlagshöhe auf 0,1 mm genau abzulesen gestattet. Beim DWD erfolgt die Standardmessung seit dem 1.1.1979 um 7³⁰ MEZ (früher um 7⁰⁰ MOZ). Seit dem 1.1.1971 werden die Messungen als tägliche Niederschlagssumme des Vortages angegeben, wohingegen sie vorher dem Messtag zugeschrieben wurden. Zurzeit werden in Deutschland etwa 6500 Niederschlagsstationen betrieben, davon ca. 4500 durch den DWD.

Bei wöchentlichen und monatlichen Ablesungen, die in schwerzugänglichen gebirgigen Gebieten anfallen, werden Gebirgsregensmesser bzw. Totalisatoren mit ≥ 500 cm² Auffangfläche und 1 mm Ablesegenauigkeit eingesetzt. Zur Verhinderung der Verdunstung wird in die Totalisatoren etwas Öl eingefüllt. Die Totalisatoren erhalten im Winter einen Salzzusatz, der den Schnee zum Schmelzen bringt.

Zur Messung des Intensitätsverlaufs dienen Regenschreiber (*Pluviograph*), die nach dem Schwimmerprinzip oder nach dem Prinzip einer Kippwaage arbeiten. Daneben werden auch Regenschreiber eingesetzt, die auf der Basis der Zählung von Tropfen genormter Größe arbeiten (*Ombrometer*) [10]. Bei dem Regenschreiber nach dem Schwimmerprinzip wird der aufgefangene Regen in ein Schwimmergefäß geleitet und hebt einen Schwimmer, der mit dem Schreibarm fest verbunden ist. Der Schreiber zeichnet die Niederschlagssumme entsprechend dem Steigen des Wassers im Schwimmergefäß auf ein Registrierpapier, das auf einer uhrwerkgetriebenen Schreibtrommel mit Tages- oder Wochenumlauf angeklemt ist. Seitlich am Schwimmer ist ein Heberrohr so angeordnet, dass jeweils nach 10 mm Regen das Schwimmergefäß selbsttätig in die Sammelkanne entleert wird und der Schreibarm wieder auf die Nullmarke der Registrierung zurückfällt. Bei diesem Vorgang wird die Niederschlagssumme als sägezahnartige Summenlinie erhalten. Während der Entleerung des Gefäßes, die nicht länger als 15 s dauert, wird der einfallende Regen nicht registriert. Durch Beheizung des Gerätes lassen sich die Registrierungen im Winter fortsetzen. Die Registrierung erfolgt auf Streifen im Wochen- oder Monatsumlauf, z. B. mit 2, 3 oder 30 mm/h Papiervorschub oder auf Datenträger.

Bei dem Messprinzip der Kippwaage wird der Regen aus dem Auffanggefäß über eine Kippwaage geleitet, die nach jeder Vollfüllung umkippt und in die Sammelkanne entleert. Die Vollfüllung einer Waagschale entspricht z. B. 0,1 mm Niederschlagshöhe. Zahl und Zeitpunkt der Wippen werden registriert und entsprechen der Niederschlagsmenge und -dauer.

Die Messung von Schnee mit dem Regenmesser ist fehlerempfindlicher als die Regenermessung. Tägliche Schneemessungen mit Regenmessern können bis zu 50% geringere Werte liefern. Für Schneemessung wird daher in das Auffanggefäß ein Schneekreuz eingesetzt, welches das Herauswehen des Schnees verhindern soll. Wird der Schnee durch Beheizen des Regenmessers getaut, treten relativ hohe Verdunstungsverluste auf; diese sind bei beheizten Pluviographen noch größer. Der Schnee wird im Allgemeinen als Schneehöhe in cm und Wassergehalt in mm angegeben, die in 24 h anfallen.

Bei der herkömmlichen Niederschlagsmessung treten systematische Messfehler auf. Aufzuzählen sind hier Windeinfluss, Haftwasser an der Auffangfläche, Verdunstung aus der Sammelkanne und Aufstellungsfehler [11]. Das Herauswehen von Regen ist abhängig von der Windexposition, der Fehleranteil beträgt für den Windeinfluss bei Regen ca. 5%, kann von 2–10% schwanken; für Benetzungsverluste werden 2 bis 5% angegeben, die jedoch bei starker Sonneneinstrahlung bis auf 10% ansteigen können. Der Fehleranteil durch Verdunstungsverluste aus der Sammelkanne macht weitere 0–4% aus, das Herausspritzen bis 2%. Dazu kommen Fehler, die durch unbeabsichtigte Neigung der Auffangfläche, Form und Farbe des Regenmessers und die Ablesegenauigkeit bedingt sind. Infolge der Messfehler können bei Einzugsgebieten Korrekturen des gemessenen Niederschlages von 10 bis 25% beim Jahresmittel und 10 bis 40% beim Monatsmittel auftreten, wobei die größeren Werte bei hohen Anteilen an Schneemessungen zu verzeichnen sind. Durch Windschirme oder Verlegung des Regenmessers in Bodenhöhe können die aufstellungsbedingten systematischen Fehler verringert werden. 1 m-Messungen erfordern im

Vergleich zu erdbodengleichen Messungen mittlere Korrekturen von $\geq 11\%$ für $N \leq 3\text{mm}$, die fast gradlinig auf 2% für $N \geq 30\text{mm}$ abnehmen. Da Regenschreiber störanfälliger sind, werden Regenschreiber und Regenmesser oft parallel beobachtet und die Beobachtung am Regenschreiber an die des Regenmessers angeglichen [12–14].

Anhand der punktförmigen Niederschlagsmessungen können Rückschlüsse auf die tatsächliche räumliche Verteilung des Niederschlags nur bei einem dichten Netz von Bodenstationen gezogen werden, wenn die räumliche Schwankungen in der gleichen Größenordnung liegen sollen wie die zeitlichen. So erfordert die begrenzte räumliche Ausdehnung von konvektiven Niederschlagszellen, insbesondere bei Starkregenereignissen, Abfluss- und Regenmessungen in vergleichbar kleinen Einzugsgebieten, die höchsten die Größenordnung der Niederschlagszellen aufweisen, besser aber kleiner, wenn sie vollständig überregnet werden und hohe Abflussbeiwerte von der gesamten Fläche aufweisen sollen.

Das Wetterradar, das seit 2000 vom DWD zur quantitativen Niederschlagsbestimmung betrieben wird, vermittelt eine Momentaufnahme der flächenhaften Niederschlagsverteilung. Die Wetterradargeräte unterscheiden sich durch das Frequenzband und die Wellenlänge; zum Einsatz gelangen häufig das S-Band Radar mit 19 bis 5 cm Wellenlänge und das C-Band Radar mit 3,9–6,2 GHz und 8–5 cm [15]. Das S-Band wird als Niederschlagsradar eingesetzt um, z. B. in den Tropen mit sehr intensiven Wettererscheinungen, über große Entfernungen aufzuklären. Eine ähnliche Aufgabe übernimmt das C-Band Radar im gemäßigten Klima. Für kurze Entfernungen eignet sich das X-Band mit 6–3 cm Wellenlänge [16].

Um Raum-Zeitmuster von Niederschlagsereignissen zutreffend abzubilden, können die deutschlandweit verfügbaren Daten der 16 Stationen, die mit einem Doppler-Radar von 125 km Messradius ausgestattet sind, benutzt werden. Im 5- und 15-Minuten-Takt werden an jedem Radarstandort die binären Rohdaten der gemessenen Niederschlagsechos in Original-Koordinatensystem der Radarmessung ($1\text{ km} \times 1^\circ$ Azimuth) erfasst. Die Radarrohdaten liegen in einem Polarkoordinatensystem vor, das durch konzentrische Kreise in Abständen von je 1 km um die Antenne und eine Gradeinteilung von 1 bis 360° gebildet wird. Durch das radialsymmetrische Messprinzip wächst die Größe der Radarpolygone mit zunehmendem Abstand von der Radarantenne, da die Zellen zwar 1 km lang bleiben, aber durch den ausgeschnittenen Sektor von 1° immer breiter werden. Dadurch sinkt gleichzeitig die räumliche Auflösung. Die Rohdaten müssen für den Vorhersagebereich aufbereitet werden. Das aktuellste Radarbild des DWD liegt in der Regel alle Viertelstunden vor. Das Radarbild ergibt eine wesentlich realistischere Struktur der Niederschlagsverteilung als die Bodenstationen. Damit können auch Lage und Zugrichtungen von Schauern bestimmt werden.

Die hydrologische Reichweite des Radars kann definiert werden als maximale Reichweite, innerhalb der die Beziehung von Intensität des Radarechos und Niederschlagsintensität annähernd konstant ist. Innerhalb dieser Reichweite kann das zur Abregnung gelangte Niederschlagsvolumen abgeschätzt werden. Durch den Niederschlag und die Absorption der Atmosphäre wird der Radarstrahl abgeschwächt. Dieser Effekt wird mit abnehmender

Wellenlänge immer größer. Leichter Regen oder Schnee wird von langen Wellenlängen nicht registriert, dagegen von kurzen. In der Radar-Niederschlagsbeziehung (*Radargleichung*) ist die empfangene Energie ausgedrückt als Funktion der ausgestrahlten Energie und einer äquivalenten Rückstrahlfläche [17, 18]. Außerdem gehen noch gerätespezifische Größen ein. Die das Radarecho gebenden Niederschlagsteilchen (*Hydrometeore*) werden durch die äquivalente Rückstrahlfläche ausgedrückt, wobei der Durchmesser der mittleren Regentropfen mit der 6. Potenz eingeht. Der Zusammenhang von dem Radarecho Z und der Niederschlagsintensität i_R lautet in der Radargleichung $Z = \alpha \cdot i_R^\beta$, wobei Z die Radarreflektivität in mm^6m^3 und i_R die Niederschlagsintensität in mm h^{-1} bedeuten.

Zur Kalibrierung werden Bodenstationen herangezogen, um die Größe der Kalibrierungsparameter α und β in der Radargleichung zu bestimmen. Die Konstante β wird oft mit $1,5 < \beta < 1,6$ angegeben und weist einen geringen Streubereich auf im Vergleich zu α , für das Parameterwerte bei Nieselregen von 140, bei Gewitter von $\alpha=500$ und im Mittel von $\alpha=200$ genannt werden. Auch bei ähnlichen konvektiven Ereignissen muss jedes Mal erneut eine Kalibrierung an den Bodenstationen, die im untersuchten Regengebiet liegen, vorgenommen werden. So wurden für zwei ähnliche konvektive Ereignisse, die am gleichen Tag (31.8. 2001) auftraten, die Radarbeziehungen gefunden: $Z = 390 \cdot i_R^{1,83}$ um 19.00 und um 23:30 $Z = 41 \cdot i_R^{1,83}$ [2, 16, 19]. Für das Ammereinzugsgebiet wurde eine dreiteilige Z - i_R -Beziehung optimiert mit den Werten $\alpha=104$ und $\beta=1,43$ für $Z < 36$, $\alpha=93$ und $\beta=1,63$ für $Z > 45$, und für den Zwischenbereich von $36 < Z < 45$ mit $\alpha=146$ und $\beta=1,57$ [20]. Die Z/i_R -Beziehung hängt vom Wetterlagentyp ab, da dieser das Tropfenspektrum mit prägt.

Standardmäßig angeeichte Radardaten unterschätzen die Niederschlagsmenge im Vergleich zu den Bodenstationen. Ursache ist oft die Entfernung von der Radarantenne, wodurch der Radarstrahl bereits zu hoch liegt um tiefer liegende Niederschlagszellen voll zu erfassen. Bei Reichweiten über den Wolken werden die Tropfengrößen, die tatsächlich auf die Erde fallen, nicht erfasst. Mit wachsender Reichweite wird die Keule des Radarstrahls größer. Ein Schauer, der in 64 km Entfernung von der Antenne noch voll erfasst wird, weist in einer Entfernung von 160 km nur 1/8 der Reflexion auf und erfordert daher eine Korrektur.

Das Wetterradar wird in Verbindung mit Flussgebietsmodellen zur kurzfristigen Hochwasservorhersage eingesetzt. Die Langfristvorhersage greift zusätzlich auf atmosphärische Modelle, d. h. auf die Wettervorhersage, zurück [21, 22]. Mit Hilfe von Wettersatelliten lassen sich große Regengebiete und Schnee Bedeckungen erfassen.

Bei der Analyse meteorologischer Beobachtungsreihen ist oft ein Trend festzustellen, der auf den Klimawandel zurückzuführen ist. Besonders auffällig ist diese Erscheinung bei langjährigen Temperaturverläufen oder langen Zeitreihen von Niederschlagsbeobachtungen. Diese instationären Reihen haben Auswirkungen auf die Festlegung des Normaljahrs, das für Zeitabschnitte über 30 Jahre gebildet wird, sowie auf die Verwendung von trendbehafteten Werten für die Bemessung. Klima ist die Statistik des Wetters und seine Veränderung; der Klimawandel durch den Menschen wurde für zahlreiche und lange Beobachtungsreihen von verschiedenen Klimagrößen aufgezeigt. Der Witterungscharakter

der Großwetterlagen hat sich im Tagesmittel und im stündlichen Witterungsablauf geändert [23–25]. Nach den vorliegenden Erkenntnissen des Weltklimarates (IPCC) wird sich der Klimawandel in Deutschland durch die zunehmenden mittlerer Jahrestemperaturen, insbesondere in Süddeutschland, auswirken. Die Sommer werden trockener mit Dürreperioden und häufigeren Starkregen verbunden mit Extremabflüssen und verstärktem Bodenabtrag. Die Winter werden niederschlagsreicher und infolge der geringeren Schneedecke treten Winterhochwasser häufiger auf. Die Auswirkungen des Klimawandels sind auf der regionalen Skala noch mit großen Unsicherheiten behaftet.

Aufgrund der Modellergebnisse steigt in Süddeutschland die jährliche mittlere Temperatur gleichmäßig um 1,5 bis 2° an, die Anzahl der Regentage nimmt ab und die Starkregen nehmen zu. Die Modellergebnisse sind mit großen Unsicherheiten behaftet [20, 23, 24]. Der Klimawandel beeinflusst die festgelegten Bemessungsabflüsse und Auslegung von Wasserbauwerken, wie z. B. zum Hochwasserschutz oder zur Niedrigwasseraufhöhung, die Gewässernutzung und -entwicklung, die Speicherbewirtschaftung und die Wasserversorgung. Längere sommerliche Trockenperioden erfordern langfristig eine Vergrößerung der Speicherlamelle zur Wasserversorgung oder Niedrigwasseraufhöhung und Anpassung der Wasseraufbereitung an die veränderte Rohwasserbeschaffenheit.

Die erhöhte Abflussdynamik führt zur Verschiebung der Extremwerte des Abflussregimes und hat eine (saisonale) Verschiebung der Abflussstatistik zur Folge. Die Zunahme der Hochwasserabflüsse wird durch einen pauschalen Klimaänderungsfaktor von 1,15 für die Jährlichkeit bis zu HQ100 in Bayern und zwischen 1,15 und 1,75 in Baden-Württemberg bei Planungen berücksichtigt. Für die Jährlichkeit \geq HQ1000 wird kein Zuschlag vorgenommen.

Die erhöhten Temperaturen führen zu höheren Verdunstungsraten und werden sich auf die biologischen und chemischen Umsetzungsvorgänge in Gewässern und Böden, die Wasserpflanzen und einen erhöhten Wasserbedarf in den intensiveren Sommerperioden auswirken. Durch steigende Wassertemperaturen erhöht sich der Temperaturgradient in stehenden Gewässern und kann zur Verkürzung der Vollzirkulationsdauer und zur verringerten Sauerstoffzufuhr des Hypolimnions führen. Gewässerflora und -fauna wird hin zu wärmeliebenden bzw. -toleranteren Arten verschoben, wobei die Invasionsgefahr durch Neobiota besteht. Durch eine erhöhte Produktion der Primärproduzenten besteht auch die Gefahr einer verstärkten Sekundärbelastung. Auf Folgen durch den Anstieg des Meeresspiegels sollen hier nicht weiter eingegangen werden.

2.2 Verdunstung

2.2.1 Begriffe

An der Wasseroberfläche oder einem benetzten Blatt findet ein Austausch an Wassermolekülen zwischen Wasser und Atmosphäre statt. Wenn mehr Wassermoleküle das Wasser verlassen und damit den Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre ansteigen lassen, handelt

es sich um Verdunstung, wobei durch den Verbrauch an kinetischer Energie die Temperatur der Flüssigkeit abnimmt (Verdunstungskälte). Bewegen sich umgekehrt mehr Moleküle von der Luft in das Wasser, erfolgt Kondensation. *Evaporation* ist die Verdunstung von freien Wasserflächen (Seeverdunstung) oder unbewachsenen Erdoberflächen (Bodenverdunstung). Der Übergang von der flüssigen Phase in den gasförmigen Zustand erfolgt unterhalb des Siedepunktes durch physikalische Prozesse. Evaporation findet überall und bei jeder Temperatur statt, sofern Wasser in irgendeiner Form vorhanden ist und die Luft nicht mit Wasserdampf gesättigt ist.

Der latente Wärmestrom LE der Verdunstung ist eine Energieflussdichte in Wm^{-2} ; ihm entspricht der Wasserdampfstrom der Verdunstung in $\text{kgm}^{-2}\text{s}^{-1}$. Beide Ströme sind durch den Energiebedarf verknüpft, der zur Umwandlung von 1 kg Wasser in Wasserdampf erforderlich ist. Dieser Bedarf ist die temperaturabhängige spezifische Verdampfungswärme $L^* = (2,498 - 0,00242 T) \cdot 10^6 \text{ J/kg}$. Die spezielle Verdunstungswärme L_v ist die Wärmemenge, die für die Verdunstungshöhe von 1 mm $\triangleq 1 \text{ kg/m}^2$ erforderlich ist; sie beträgt $L_v = L^* \cdot \rho_w$ und hat für $T_c = 20^\circ\text{C}$ einen Wert von $L = 245 \text{ J/cm}^2/\text{mm} \triangleq 2,45 \cdot 10^6 \text{ Ws/m}^2/\text{mm} \triangleq 681 \text{ Wh/m}^2/\text{mm}$.

Für eine mittlere tägliche Energieflussdichte LE kann die tägliche Verdunstungshöhe in mm errechnet werden, wenn $L = 28,9 - 0,028 T \text{ Wm}^{-2}/(\text{mm/d})$ eingesetzt wird. Es gilt: $E(\text{mm}) = LE/L \text{ (Wm}^{-2} \text{ bzw. Jcm}^{-2})$.

Die potentielle Wasserdampfaufnahme der Luft nimmt mit steigender Temperatur zu. Für eine bestimmte Temperatur und einen bestimmten Luftdruck erreicht sie eine maximale Feuchte e_s ausgedrückt in hPa oder in Gramm Wasser pro Kubikmeter Luft (Tab. 2.1). Die relative Luftfeuchte r_L ist das Verhältnis von aktueller Luftfeuchte e_a zu maximal möglicher e_s :

$$r_L = 100e_a / e_s \quad \text{in \%}. \quad (2.2)$$

Als Sättigungsdefizit d wird die Differenz

$$d = e_s - e_a \quad \text{bzw.} \quad d = e_s(1 - r_L / 100) \quad \text{in mbar oder hPa} \quad (2.3)$$

bezeichnet. Die Temperatur, bei welcher Sättigung für einen gegebenen Luftdruck p erreicht wird, ist als Taupunkt bekannt (Tab. 2.1). Wenn in der Luft ein Sättigungsdefizit vorhanden ist, kommt es zur Evaporation, die mit wachsendem d zunimmt. Nach dem 1802 von Dalton aufgestellten Grundsätzen, die 1804 von Söldner durch Einbeziehung des Luftdrucks ergänzt wurden, gilt für die Verdunstung E , wobei ein empirischer Koeffizient k eingeführt wird:

$$E = f(u)(e_s - e_a) \approx (kd) / p \quad \text{in mm} / \Delta t. \quad (2.4)$$

Tab. 2.1 Physikalische Kenngrößen und Umrechnungsfaktoren

a) Physikalische Größen von Wasser nach [26]

T	e_s	f_A	c_w	L_v	s	$s/(s+\gamma)$
-20	1,2540	1,0733	4354	2,549	0,1081	0,146
-10	2,8627	2,1383	4271	2,525	0,2262	0,261
0	6,1078	4,8450	4218	2,501	0,4438	0,405
5	8,7192	6,7917	4202	2,489	0,6082	0,483
10	12,272	9,3906	4192	2,477	0,8222	0,558
15	17,044	12,816	4186	2,466	1,098	0,627
20	23,373	17,275	4182	2,453	1,448	0,689
25	31,671	23,016	4180	2,442	1,888	0,743
30	42,430	30,326	4178	2,430	2,435	0,789
35	56,236	39,541	4178	2,418	3,110	0,827
40	73,777	51,406	4178	2,406	3,933	0,854

b) Umrechnung von Energieäquivalenten (1 J=Ws=1 N m=0,10197 kpm; 1 kg SKE (Steinkohleeinheit) = 7000 kcal=29,308 · 10⁶J=8,14 kWh)

	Joule	kcal	kWh
1 Joule	1	2,39 · 10 ⁻⁴	2,78 · 10 ⁻⁷
1 kcal	4186,8	1	1,163 · 10 ⁻³
1 kWh	3,60 · 10 ⁶	859845	1

c) Umrechnung in Wasseräquivalente für $T_w = 20^\circ\text{C}$

1 Jcm ⁻² min ⁻¹	= 14,2	mmd ⁻¹
1 Wm ⁻²	= 28,3	mmd ⁻¹
1 mm	= 245	Jcm ⁻²
1 cal ⁻² d ⁻¹	= 59	mmd ⁻¹

d) Umrechnung von Wärmestromdichten

1	calcm ⁻² min ⁻¹	4,1868	Jcm ⁻² min ⁻¹	697,8	Wm ⁻²
1	calcm ⁻² h ⁻¹	4,1868	Jcm ⁻² h ⁻¹	11,63	Wm ⁻²
1	kcalcm ⁻² d ⁻¹	4,1868	kJm ⁻² d ⁻¹	0,04846	Wm ⁻²
1,433	calcm ⁻² min ⁻¹	6,0	Jcm ⁻² min ⁻¹	1	kWm ⁻²
2,0636	kcalm ⁻² d ⁻¹	60	Jm ⁻² min ⁻¹	1	Wm ⁻²
0,239	calcm ⁻²	1,0	Jcm ⁻²	2,78 · 10 ⁻⁴	Whcm ⁻²
86,1	calcm ⁻²	360	Jcm ⁻²	1	kWhm ⁻²

T: Temperatur in °C,

 e_s : Sättigungsdampfdruck der Luft bei der Temperatur T in hPa;(1 mbar=760/1013=0,75006 mm Hg, 1 bar=10⁵ Pa=1 hPa, 1 Pa=1 N/m²), $e_s = 6,11 \cdot \exp[17,62T/(243,12+T)]$ in hPa für T>0 °C über Wasser [27], $e_s = 6,11 \cdot \exp[22,46T/(272,62+T)]$ für T<0 °C über Eis, $e_s \approx 6,107 \cdot 10^{7,5T/(238+T)}$ in mbar (früher verwendete Näherung nach Campbell)

T in °C; -5° ≤ T ≤ 45 °C, Ablesbeispiele: Gegeben T=7 °C, gesucht gesättigter Wasserdampfdruck in mm Hg: (Geradlinig interpoliert) 10,14

hPa · 0,752=7,67 mm Hg. Gegeben: Gesättigter Wasserdampfdruck 42,43

- hPa; gesucht Taupunkttemperatur: $T = T_d = 30^\circ\text{C}$ oder $T_D = 243,12[(\ln e_a - 1,81)/(19,43 - \ln e_a)]$ für $T > 0^\circ\text{C}$ und e_a in hPa,
- f_A : absolute Feuchtigkeit der Luft in g/m^3 bei Sättigung. Bei ungesättigtem Wasserdampf ist die absolute Feuchtigkeit $f_{AU} = f_A r_L / 100$ mit r_L als Relative Luftfeuchtigkeit in %,
- c_w : spezifische Wärme in $\text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$; $c_p = 1005 \text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$ für trockene Luft,
- L_v : spezifische Verdampfungswärme von Wasser in 10^6Jkg^{-1} ; Näherung: $L_v \approx 2500,78 - 2,37(T - 273) \text{kJkg}^{-1}$,
- s : $s = de_s/dT$: Anstieg der Sättigungsdampfdruckkurve in hPa/K ;
 $s = e_s [4284 / (243,12 + T)^2]$ über Wasser,
 $s = e_s [6123 / (272,62 + T)^2]$ über Eis,
- $s/(s + \gamma)$: Werte bezogen auf $p = 1000 \text{mbar}$; $\gamma = \text{Psychrometerkonstante} = 0,65 \text{hPaK}^{-1}$, ($\gamma = 0,67 \text{mbar}$ für $p = 1013 \text{mbar}$), $\gamma = c_p p / (0,622 L_v)$, Näherung $s/(s + \gamma) \approx 2,3 [(T + 22)/(T + 123)]$.

Die Evaporation E hängt bei freien Wasserflächen von einer Reihe von meteorologischen Faktoren ab, wie Strahlung, Temperatur der Luft und der verdunstenden Fläche und Windgeschwindigkeit an der Oberfläche sowie Differenz zwischen Sättigungsdampfdruck der Luft entlang der Grenzschicht und tatsächlichem Dampfdruck. Daneben beeinflussen Größe und Form der Wasserfläche, Topographie und Vegetation der Umgebung sowie die im Wasser gelösten Salze und aquatische Biomasse die Evaporation. Bei der Evaporation einer unbewachsenen Bodenoberfläche treten der Bodenwassergehalt, der Flurabstand der Grundwasseroberfläche, die bodenphysikalischen und bodenchemischen Eigenschaften sowie die Exposition an die Stelle der Merkmale der Wasserfläche. Die *potentielle Evaporation* E_p ist definiert als Wasserdampfmenge, die unter den gegebenen meteorologischen Randbedingungen von Wasseroberflächen oder von einer feuchten, vegetationsfreien Bodenoberfläche in die Atmosphäre maximal transferiert werden kann bei unbegrenzten Wassernachschub. Sie wird als Rechengröße aus meteorologischen Messwerten bestimmt. Der Verdunstungsanspruch beruht allein auf dem Sättigungsdefizit. Der Verdunstung von einer freien Wasseroberfläche kommt eine besondere Bedeutung zu, da sie mit Evaporimetern verhältnismäßig einfach gemessen werden kann und ein von der WMO initiiertes globales Messsystem von Evaporimetern besteht.

Mit *Transpiration* wird die physiologisch regulierte Abgabe von Wasserdampf durch die Pflanzen bezeichnet. Sie erfolgt fast ausschließlich aus den selbst regulierbaren Spaltöffnungen der Blätter (Stomata). Die Transpiration hängt von pflanzenspezifischen Größen ab wie von der aktiven Pflanzenoberfläche, der Anzahl, Verteilung, Öffnungsweite und Regulationsmechanismen der Stomata, dem Artenspektrum, der Tiefe der aktiven Wurzelzone und der Länge der Vegetationsperiode. Die Bestimmung der Transpiration als Einzelgröße erfolgt kleinstmaßstäblich an einzelnen Pflanzen (botanische Methode). Die Anwendung der botanischen Methode ist auf Flächengrößen bis 100m^2 beschränkt. Die zeitliche Auflösung reicht vom Minutenbereich bis zu einem Tag. Die exakte Bestimmung der Transpiration für Wasserbilanzen ist von geringem Interesse, da sie in Einzugsgebieten mit Evaporation als Evapotranspiration auftritt.

Aus Evaporation und Transpiration setzt sich die insgesamt transferierte Wasserdampfmenge von einer pflanzenbedeckten Erdoberfläche, die *Evapotranspiration* ET, zusammen. Die Evapotranspiration weist einen jahreszeitlichen Gang auf. Während der Wachstumsruhe überwiegt der Anteil der Evaporation. In Abhängigkeit vom Standort und von der Jahreszeit kann die Evapotranspiration unterschiedliche Werte bis hin zu einem Maximalwert annehmen. Als *potentielle Evapotranspiration* (Referenzevapotranspiration oder maximale Evapotranspiration) ET_0 in mm/ Δt wird diejenige Wasserdampfmenge bezeichnet, die von einer ganz oder teilweise mit Vegetation bedeckten, unter optimaler Wasser- und Nährstoffversorgung stehenden Fläche bei ungehindertem Wassernachschub unter den gegebenen meteorologischen, vegetationspezifischen und pflanzenbaulichen Randbedingungen pro Zeiteinheit maximal in die Atmosphäre transferierbar ist. ET_0 ist der Höchstwert, den eine bewachsene Landfläche an einem bestimmten Ort zu einer bestimmten Zeit annehmen kann und welcher in erster Linie von der Strahlungsbilanz an der verdunstenden Oberfläche und dem Energietransport der Atmosphäre abhängt. Die ET_0 eines über das gesamte Jahr einheitlichen Grasbestandes von 12 cm Höhe und fehlendem Wasserstress ist die *Gras-Referenzverdunstung*. Sie gilt international als Standard und kann für mehr als 3200 Orte der Erde abgerufen werden (<ftp.Fao.org>).

Die *reale (aktuelle) Evapotranspiration* (tatsächliche Verdunstung) ET_a in mm/ Δt entspricht der tatsächlichen Verdunstung eines Standortes bei der jeweils gegebenen Wasserverfügbarkeit und den gegebenen meteorologischen Bedingungen. Die reale Evapotranspiration ist z. B. in ariden Gebieten beträchtlich kleiner als die potentielle. Zwischen potentieller und aktueller Evapotranspiration bestehen Rückkoppelungen.

Obwohl die potentielle Evapotranspiration als hypothetische Landverdunstung kein physikalisch reales Äquivalent hat, ist sie von großer praktischer Bedeutung für die Bewässerungswirtschaft und die Klimatologie. In der Bewässerungswirtschaft wird ET_0 als Größe des maximal möglichen Wasserverbrauchs am Standort benötigt, um die Transpiration der Pflanzen durch entsprechende Wassergaben auf einem optimalen Stand zu halten und damit gesicherte Voraussetzungen für die pflanzliche Produktion zu schaffen. Sie dient als wichtige Hilfsgröße bei der Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration und des optimalen Verhältnisses zwischen dem Einsatz von Bewässerungswasser und dem Pflanzenertrag. In der Klimatologie wird sie zusammen mit dem Niederschlag zur Kennzeichnung und Typisierung des Landschaftsklimas benutzt. Die Differenzhöhe von Niederschlag und potentieller Evapotranspiration an einem Ort über eine vorgegebene Zeitspanne, z. B. 1 Jahr, ist die *klimatische Wasserbilanz*, und auf ihrer Grundlage können z. B. typische Vegetationsformen einer Landschaft erklärt werden.

2.2.2 Messverfahren

Da eine direkte Messung der Evaporation oder der Evapotranspiration von großen Land- oder Wasserflächen nicht möglich ist, wurden zahlreiche Verfahren entwickelt, die auf der Grundlage der Wasser- oder Energiebilanz oder eines aerodynamischen Konzepts eine

Abschätzung der punktuellen Verdunstung ermöglichen. Bei Methoden, denen die Wasserbilanz eines kleinen abgegrenzten Gebietes zugrunde liegt, wird die Verdunstung aus der Differenz der messbaren Einnahme- und Ausgabegrößen der Wasserbilanzgleichung bestimmt. Die Jahreswerte der aktuellen Verdunstung eines größeren Flussgebietes können zutreffend als Restglied der Wasserbilanzgleichung abgeschätzt werden unter der Voraussetzung, dass die Rücklagen am Anfang und am Ende des Jahres ungefähr gleich sind (Methode der Wasserhaushaltsbilanz). Bei kleineren Zeitspannen kann jedoch ein erheblicher Fehler auftreten, insbesondere, wenn die Verdunstung nur einen geringen Prozentanteil des Niederschlags ausmacht. Die Verdunstungsbeobachtungen sind in hohem Maße vom Standort abhängig, so dass für einzugsgebietspezifische Größen mehrere Stationen heranzuziehen sind, wenn es sich um eine mit landwirtschaftlicher Nutzung durchsetzte natürliche Landschaft oder um ein reines Ackerbau- oder Waldgebiet handelt. Diese einzugsgebietspezifischen Größen können bei geplanter Änderung der Vegetationsart nur in gewissem Umfang modifiziert werden. Ist z. B. in einem ariden Gebiet eine Kultivierung von Ödland durch Bewässerung vorgesehen, versagt die Methode der Wasserbilanz, da auf die vergrößerte Verdunstung anhand vorliegender Beobachtungen nicht geschlossen werden kann.

Sind die Randbedingungen für die Anwendung der Wasserbilanzgleichung nicht erfüllt, muss die Verdunstung mit einem Ansatz berechnet werden, der mehr oder minder vollständig den physikalischen Prozess der Verdunstung beschreibt. Die anzuwendenden Verfahren zur Ermittlung der Verdunstung sind abhängig vom geforderten Zeit- und Flächenmaßstab und richten sich nach dem verfügbaren Beobachtungsmaterial (Tab. 2.2).

Tab. 2.2 Bereiche von Raum- und Zeitmaßstäben für einige Methoden zur Ermittlung der Verdunstung

Methode	Raummaßstab	Zeitliche Auflösung
Botanische Methode	Blatt oder Einzelpflanze, Pflanzengruppe (< 100 m ²)	Minuten bis Tag
Neutronensonde	Parzelle (Bestandsmaßstab)	Minuten bis Tag
Bodenfeuchte (Bohrstock)	Parzelle, Standort (< 1 km ²)	Woche bis Jahr
Verdunstungskessel	Standort (Hektar)	Tag bis Jahr
Versickerungsmesser	Standort (< km ²)	Tag bis Jahr
Wägbares Lysimeter	Standort, homogenes Gebiet (< 1 km ²)	Stunde bis Jahr
Nicht wägbares Lysimeter	Standort, homogenes Gebiet (< 1 km ²)	Langjährige Jahresmittel
Aerodynamische Methode (Penman)	Homogenes Gebiet (< 10 km ²),	Tag bis Monat
Energiebilanzmethode	Homogenes Gebiet (< 10 km ²), Einzugsgebiete	Tag bis Dekade
Wasserbilanz(-haushalt)	Einzugsgebiet, Region (< 10 km ²)	Monat bis Jahre

Für Wasserbilanzen bei Prozessstudien und Untersuchungen an Standorten oder abgegrenzten kleinen Gebieten wie Hydrotopen kommen Verdunstungsmittelungen nach der botanischen Methode, Messungen mit Lysimetern, Verdunstungskesseln oder Bodenfeuchtebestimmungen in Betracht. Für größere Gebiete mit einheitlicher Vegetation eignen sich Verfahren nach der Energiebilanzmethode und Wasserdampfstrommethoden, die den Wechsel von Temperatur und Luftfeuchte mit Luftturbulenzen in Korrelation setzen (Turbulenz-Korrelationsmethode, Eddy-Flux) [28].

Messeinrichtungen, die mit dem Prinzip Wasserbilanz in Beziehung gebracht werden können, wie Lysimeter, Verdunstungskessel oder Evaporimeter und Atmometer sind in die Gruppe der direkten Messverfahren einzuordnen. Als Verdunstungskörper definierter Größe dienen kleine Bodenkörper, Wasserkörper oder eine feuchte poröse Oberfläche, mit der die natürliche Verdunstung simuliert wird. Die Verdunstung des Modellkörpers wird als Restglied der Wasserbilanzgleichung erhalten, wobei alle anderen Komponenten direkt gemessen werden. Diese Messungen werden als direkte Messverfahren bezeichnet. Zu den indirekten Verfahren werden häufig Methoden gezählt, bei welchen die Verdunstung anhand von meteorologischen Größen wie Strahlung, Luft- und Wasseroberflächentemperatur, Luftfeuchte und Wind berechnet werden.

Bei allen Wasserhaushaltsuntersuchungen ist die möglichst exakte Bestimmung des Verdunstungsstroms unverzichtbar. In der Bilanzgleichung stellt jedoch die Verdunstung das am schwierigsten zu messende und unsicherste Glied dar. Für die direkten und indirekten Verfahren gilt, dass steigende Anforderungen an die Qualität und Zuverlässigkeit der Ergebnisse einen überproportional steigenden Aufwand hinsichtlich der notwendigen instrumentellen Ausstattung und damit auch der Kosten erfordern. Aus der Vielzahl der bisher entwickelten Methoden sollen einige Mess- und Berechnungsverfahren genannt werden.

Auf der Grundlage der Wasserbilanz kann mit *Lysimetern* die reale Evapotranspiration gemessen werden. Ein Lysimeter besteht aus einem oben offenen, mit Erdboden gefüllten Behälter, einer Auffang- und Messvorrichtung für das am Behälterboden austretende Wasser und ist gegebenenfalls mit einer Wiegevorrichtung für die Gewichtsveränderung des Bodenkörpers ausgestattet [29] (Abb 2.1, 2.2).

Auf der Bodenoberfläche des Lysimeters wird eine Vegetation, die typisch für den Standort ist und in der Umgebung des Lysimeters, mindestens aber in 50 bis 100 m Umkreis, vorherrscht, angelegt mit dem Ziel, die Beziehungen Boden-Wasser-Pflanze unter möglichst natürlichen Bedingungen zu beobachten. Wie bei den anderen Verdunstungsmessgeräten haben die Messergebnisse an Lysimetern punktuellen Charakter und können auf ein Gebiet von wenigen Quadratkilometern Größe übertragen werden, wenn die naturräumlichen Bedingungen am Messstandort weitgehend den Verhältnissen im Untersuchungsgebiet entsprechen. Lysimeter sind als ortsfeste Anlagen für Langzeituntersuchungen besonders geeignet und ermöglichen die Messung der Verdunstung verschiedener Vegetationsdecken.

Lysimeter, deren Prinzip bereits 1688 von de LaHire angewendet wurde, werden zur Erfassung des Wasserumsatzes bzw. der vertikalen Wasserbewegung in der oberen,

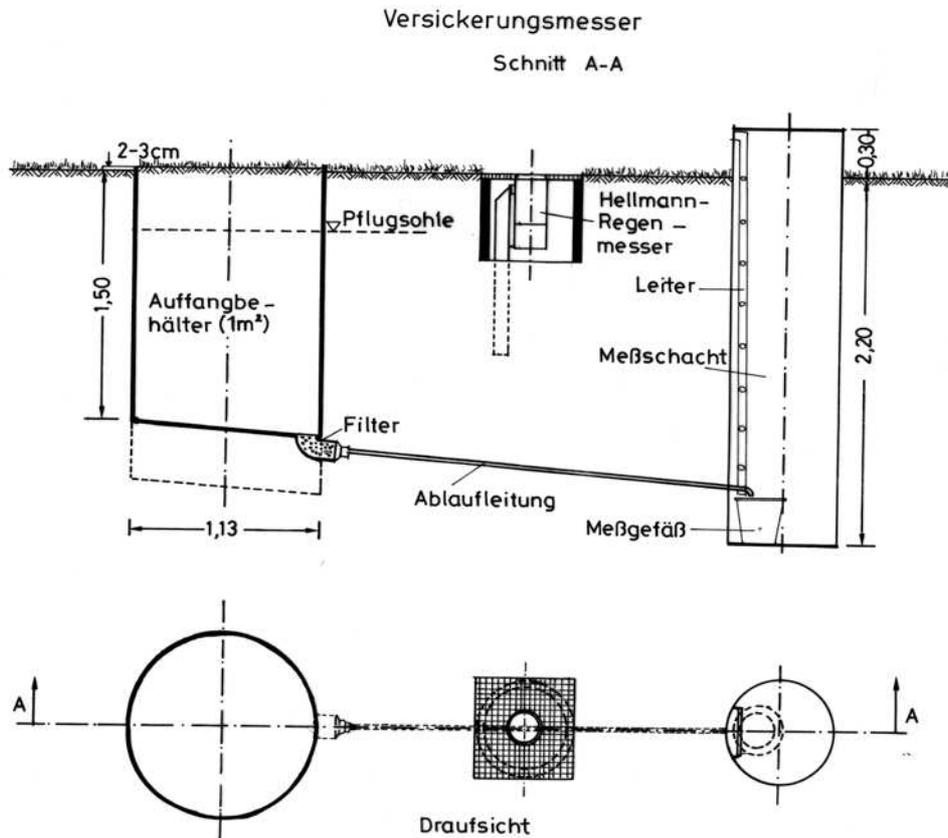


Abb. 2.2 Nicht wägbares Lysimeter (Versickerungsmesser) nach Friedrich Franzen für Grünlandstandorte (gestrichelt: Ackerstandorte)

ungesättigten Bodenzone in ebenen Standorten eingesetzt. Mit Grundwasserlysimetern kann zusätzlich der gesättigte Bereich erfasst werden. Der Schwerpunkt der Lysimeterbeobachtungen liegt auf der Gewichtsbestimmung der Komponenten der Bodenwasserhaushaltsgleichung in Verbindung mit der Verlagerung und Auswaschung gelöster Stoffe in der ungesättigten und gesättigten Bodenzone. Dazu werden alle Zu- und Abflüsse und die Bodenspeicherung gemessen. In der Umgebung der Lysimeteranlage werden peripher die meteorologischen Größen wie Niederschlag, Temperatur, Luftfeuchte, Wind und Strahlung gemessen (Abb 2.1, 2.2).

Ein Lysimeter liefert repräsentative Ergebnisse, wenn Durchsickerung und Verteilung der Bodenwasserspannung der des ursprünglich vorhandenen Bodenprofils angepasst sind. Mit einem Bodenmonolithen, der als ungestörte Bodenprobe im Großmaßstab angesehen werden kann, sind die genannten Voraussetzungen relativ leicht zu erfüllen. Ab einer bestimmten Lysimetergröße, bei Unterdrucklysimetern oder bei nicht bindigen Bodenarten muss zwangsläufig mit künstlich gefüllten Behältern gearbeitet werden, deren

lagenweise eingebauter Boden der Schichtenfolge des natürlichen Bodens der Umgebung entsprechen muss. Infiltrationsverläufe können nur in Verbindung mit Bodenfeuchtemessungen im Lysimetergefäß oder seiner Nachbarschaft untersucht werden.

Entsprechend ihrer Betriebsweise werden wägbare, hydraulische und volumetrische Lysimeter oder Bodenevaporimeter unterschieden. Bei wägbaren Lysimetern werden meist mechanische Waagen verwendet; bei hydraulischen erfolgt die Gewichtsermittlung nach dem hydrostatischen Prinzip über den Auftrieb und bei den volumetrischen wird die Evaporation aufgrund der ein- und austretenden Wassermenge gemessen. Wägbare Lysimeter ermöglichen eine höhere zeitliche Auflösung der Wasserhaushaltsbilanz, die bis in den Minutenbereich reicht, so dass der Tagesgang der Evapotranspiration gemessen werden kann. Bei nicht wägbaren Lysimetern kommt als kleinster Zeitschritt ein Tag in Betracht, wenn nicht die Durchsickerungsgeschwindigkeit im Lysimetergefäß einen anderen Maßstab festlegt. Die einfacheren Lysimetertypen werden bevorzugt, wenn Evapotranspirationsdaten für größere Zeitabschnitte, z. B. als 10-Tages- oder Monatssummen, benötigt werden. Eine Standardisierung der Lysimeter auf nationaler Ebene wird angestrebt [29]; eine internationale Übersicht enthält [30, 31].

Das *Perkolationslysimeter* ohne Grundwasser (Versickerungsmesser) ist ein nicht wägbares Lysimeter, dessen Auffanggefäß aus einem kreisförmigen Zylinder von 1,5 m Tiefe mit einer Oberfläche von 1 m² besteht. Sie eignen sich zur Bestimmung langjähriger Mittel der Verdunstung. Das am Boden des Behälters austretende Sickerwasser wird gemessen bzw. kontinuierlich registriert [32] (Abb 2.2). Die Veränderung der Wasserspeicherung im Boden wird durch Bodenfeuchtemessungen bestimmt. Lysimeter mit Oberflächen von ~0,25 m² können zu Messfehlern von 10 bis 20% führen. Bei nicht wägbaren Großlysimetern mit 4 m² Oberfläche geht der Fehler auf ~5% zurück [30]. Für die Untersuchung des Einflusses von Wald auf die Grundwasserneubildung kommen bei sandigen Böden Auffangflächen von ≥ 100 m² und Tiefen von 2,5 bis 3,5 m in Betracht. Diese Großlysimeter oder Versickerungsbecken werden im Allgemeinen aus wasserdichten Betonwannen ausgeführt und mit lagenweise eingebautem Boden gefüllt [33]. Bei Waldlysimetern bzw. Waldbeständen werden meteorologische Beobachtungen in mehreren Ebenen erforderlich, um den Energiestrom zu erfassen [34] (Abb 2.3). Bei hohen Grundwasserständen werden Perkolationslysimeter eingesetzt, die zusätzlich den Grundwasserstand im Lysimeterbehälter konstant halten oder den natürlichen Verhältnissen der Umgebung anpassen.

Bei *wägbaren Lysimetern* stehen die in der Regel mit einem Bodenmonolithen gefüllten Behälter in einem Schacht frei beweglich auf einer Wiegevorrichtung mit einer Messgenauigkeit, die der Höhe einer Wasserschicht von 0,03 bis 0,05 mm entspricht. Die Wägung und kontinuierliche Registrierung der Gewichtsänderungen erfolgt heute elektronisch in einem temperierten Lysimeterkeller (Abb 2.1). Daneben gibt es noch wägbare Lysimeter mit Grundwasser und mit einem Unterdrucksystem [35]. Bei gleichzeitiger, kontinuierlicher Messung des Niederschlags in Erdbodenhöhe, des Sickerwassers und des bei Starkregen anfallenden Oberflächenabflusses wird die tatsächliche Evapotranspiration ET_a im Zeitintervall Δt ($\Delta t < 2$ h) direkt bestimmt zu:

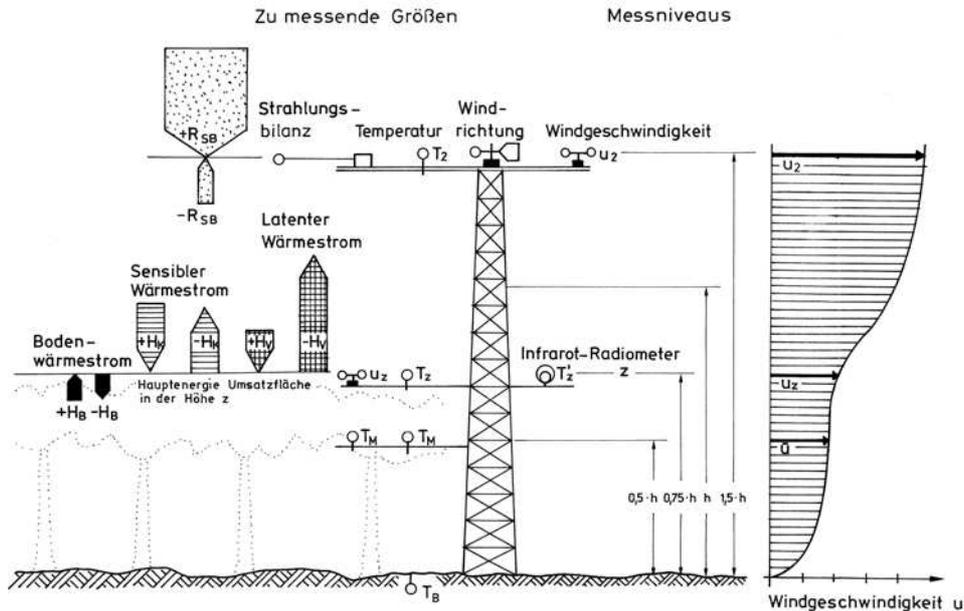


Abb. 2.3 Vertikale Energieumsätze, Erfassung der lateralen Energieadvektion bei Waldlysimetern (Bestandshöhe h) nach [34]

$$ET_a = N - I_G - A_0 - \Delta S_B \quad \text{in mm} / \Delta t \quad (2.5)$$

A_0 : Oberflächenabfluss,

I_G : Sickerwasserabfluss (= Grundwasserneubildungsrate),

ΔS_B : Gewichtsveränderung (= Änderung des Wasservorrates im Boden).

Messergebnisse von wägbaren Lysimetern bilden eine wichtige Grundlage von mikroklimatischen Studien und dienen als Referenzwerte für Verdunstungswerte, die anhand meteorologischer Beobachtungen berechnet werden.

Ogleich *Verdunstungskessel* (Evaporimeter) als Messgeräte für die reale Evaporation mit eingeschränkter Übertragbarkeit belegt werden müssen, sind sie z. B. in der Bewässerungswirtschaft weit verbreitet, da sie den Verdunstungsvorgang einer Wasserfläche auf einfache Art simulieren. Das Messprinzip des Verdunstungskessels wurde erstmals 1687 von Halley zur Ermittlung der täglichen Verdunstung angewendet. Verdunstungskessel sind flache mit Wasser gefüllte, pfannenartige Behälter mit runder oder quadratischer Oberfläche. Der Wasserverlust durch Verdunstung wird volumenmäßig durch in bestimmten Zeitabständen durchgeführte Messungen des Wasserstands im Kessel erfasst. Der Wasserstand in dem offenen Kessel darf nur wenige Zentimeter schwanken, so dass gegebenenfalls Wasser nachgefüllt werden muss.

Tab. 2.3 Abmessungen einiger Verdunstungskessel

Gerätetyp	Oberfläche in m ² und Form	Gefäßtiefe in m und Gestalt	Höhe des Wasserspiegels über Erdboden	Herkunfts- land
20 m ² -Kessel	20,00 kreisrund	2,00 zylindrisch	Erdbodengleich	GUS
GGI-3000	0,3 kreisrund	0,685 zylindrisch, Boden konisch	Erdbodengleich	GUS
BPI-Plan	2,63 kreisrund	0,61 zylindrisch	Erdbodengleich	UK
Class-A-Plan	1,14 kreisrund	0,254 zylindrisch	0,35m über Erdboden auf Lattenrost	USA
Colorado-Sun- ken-Pan	0,84 quadratisch	0,46 kubisch	Erdbodengleich	USA

Bei freistehenden Verdunstungspfannen wird die eingestrahlte und die durch Advektion zugeführte Energie von den Gefäßwandungen aufgenommen und weitergeleitet. Bei den frei aufgestellten Verdunstungskesseln werden in der Regel etwas höhere Verdunstungswerte gemessen als bei eingebetteten Verdunstungstanks, die in aerodynamischer und auch energetischer Hinsicht den realen Gegebenheiten besser entsprechen. Als physikalische Erscheinung ist die Evaporation von einem Verdunstungskessel unterschiedlich von der Evapotranspiration einer Vegetationsdecke. Dennoch ergeben sich für längere Zeitspannen brauchbare Korrelationen zwischen Messwerten des Verdunstungstanks und der Evapotranspiration der Umgebung.

Unter den verschiedenen Verdunstungskesseln wurden hauptsächlich an drei Typen längere Vergleichsmessungen auf internationaler Ebene durchgeführt: die amerikanische Class-A-Pan, die von der ICID als Referenzgerät benutzt wurde, der sowjetische GGI-3000 Verdunstungskessel und der 20 m²-Tank, die der WMO und der IAHS als Referenzgeräte dienen (Tab. 2.3). Für diese Geräte, im Besonderen für die Class-A-Pan, liegen viele Referenzwerte vor [36, 37]. Im Vergleich zum 20 m²-Tank liefert die Class-A-Pan Verdunstungswerte, die bis zu 18% höher liegen; sie entsprechen etwa den Messwerten, die mit dem GGI-3000 Verdunstungskessel erhalten werden.

In Verbindung mit den Beobachtungen der Verdunstung eines Verdunstungskessels, welche der Änderung des Wasserspiegels in dem Kessel abzüglich des gefallenen Niederschlags gleichgesetzt wird, müssen Niederschlag und Wind in Höhe des Wasserspiegels des Kessels sowie die Luft- und Wassertemperatur und die Luftfeuchte mit einem Hydrothermograph oder einem Psychrometer gemessen werden (Abb 2.4). Für die Aufstellung und den Betrieb von Verdunstungskesseln bestehen Richtlinien [36, 38].

Eine lineare Regression zwischen der Referenzevapotranspiration ET_0 und der Verdunstungshöhe des Landverdunstungskessels E_{pl} anhand der Beobachtungen lautet:

$$ET_0 = k_p E_{pl} \quad \text{in mmd}^{-1}. \quad (2.6)$$

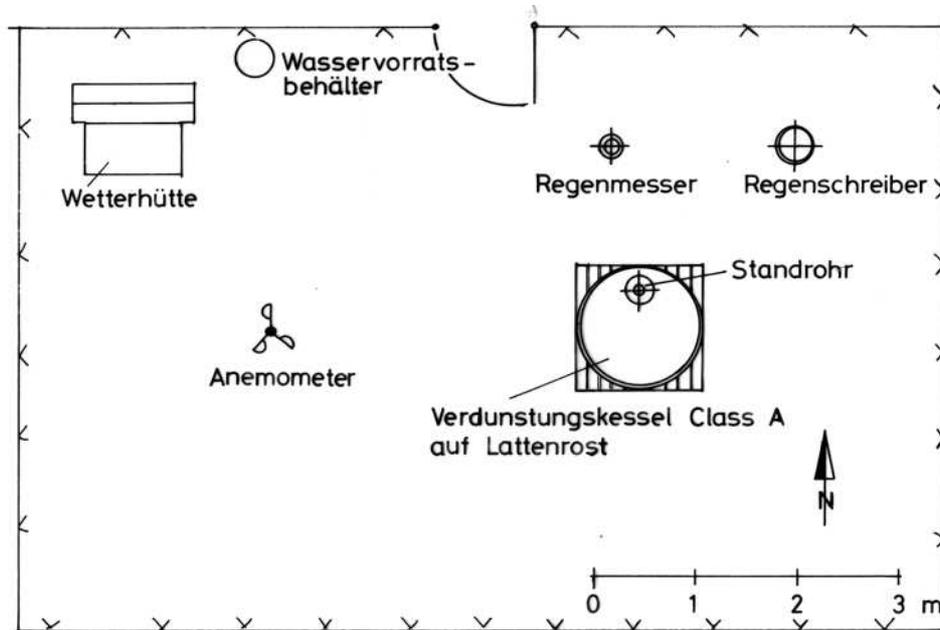


Abb. 2.4 Mindestausstattung und -abmessung einer Messstation mit einem Verdunstungskessel (Class-A-Pan) für einen Grünland-Standort

Die Abminderungskoeffizienten k_p liegen für die Class-A-Pan tabelliert vor [36, 39]. Die Größe des Wertes k_p richtet sich nach der Aufstellung des Verdunstungskessels im offenen Gelände oder im Pflanzenbestand, wobei die Ausdehnung der Vegetation in Stufen 0, 10, 100 und 1000 m berücksichtigt wird. Der Wert von k_p hängt außerdem von der relativen Luftfeuchtigkeit ab, für welche die Stufen <40 , 40 bis 70 und $>70\%$ angegeben werden. Die aus diesen Randbedingungen empirisch gewonnenen Werte für k_p schwanken zwischen $\sim 0,4$ und $\sim 0,8$. Die Koeffizienten liegen im Mittel bei 0,65, wenn der Verdunstungskessel von grünen Pflanzen umgeben ist und erhöhen sich auf 0,8 bei umgebender Brache. Bei starken Windeinflüssen (<5 m/s) sinken die Koeffizienten auf 0,5 bzw. 0,65 ab.

Die Messwerte der Class-A-Pan können durch Einführung eines von Standortmerkmalen abhängigen Korrekturfaktors c_{pf} zur Ermittlung des Pflanzenwasserbedarfs herangezogen werden:

$$ETP = c_{pf} k_p E_{pl} \quad \text{in } \text{mmd}^{-1}. \quad (2.7)$$

Durch den Faktor c_{pf} werden die Pflanzenart und die umgebenden Pflanzenkulturen berücksichtigt und zusätzlich die klimatischen Verhältnisse, z. B. trockene Gebiete, heiße Gebiete mit starkem Wind oder feucht-warme, schwach windige Gebiete. Bei den in [36]

aufgeführten acht Kombinationsmöglichkeiten schwankt der Faktor c_{pf} zwischen 0,8 und 1,3.

Die Verdunstung einer Seeoberfläche kann mit einem Verdunstungskessel, der auf einem Floß montiert wird, gemessen werden, andere Messverfahren siehe [29]. Allerdings sind ganzjährige Beobachtungen bei Eisdecken nicht möglich. Für die Beziehung zwischen der Evapotranspiration einer auf einem Floß montierten Class-A-Pan und der tatsächlichen Evaporation einer freien Seefläche E_s in gilt:

$$E_s = k_w E_{pw} [(e_{sw} - e_{aL}) / (e_{sp} - e_{aL})] \quad \text{in mmd}^{-1} \quad (2.8)$$

- E_{pw} : Evaporation der Floßverdunstungspfanne in mm/d,
- k_w : Koeffizient, vom Kesseltyp und von der Klimaregion abhängig z. B. $k=0,7$ für Lake Hefner (Kalifornien) und Verwendung der Tagesmittel von e ; $k_w=0,8$ für humide und $k_w=0,6$ für aride Zonen,
- e_{sw} : Sättigungsdampfdruck bei der Oberflächentemperatur des Sees (Grenzschicht Luft-Wasser im See),
- e_{sp} : Sättigungsdampfdruck bei der Oberflächentemperatur des Wassers im Verdunstungskessel (Grenzschicht Luft-Wasser im Verdunstungskessel),
- e_{aL} : aktueller Dampfdruck der Luft in 2 m Höhe über der Wasseroberfläche.

Anhand der Verdunstung eines kleinen Probekörpers soll bei *Atmometern und Evaporimetern* kleinstmaßstäblich ein Ausschnitt aus der verdunstenden Erdoberfläche simuliert werden. Die kreisrunden Verdunstungsoberflächen, die nur wenige Zentimeter Durchmesser aufweisen, sind frei aufgehängt und können von allen Seiten von der Luft bestrichen werden. Unter dem Begriff Atmometer werden Messgeräte zusammengefasst, bei denen die Verdunstung von einer wassergesättigten, porösen Papieroberfläche (Piche- bzw. Livingstone-Evaporimeter) gemessen wird. Bei Evaporimetern dient als Probekörper ein feuchter poröser Keramikkörper (Leslie- oder Bellani-Atmometer).

Das Atmometer, das 1872 von Piche beschrieben wurde, besteht aus einem 23 oder 33 cm langen, einseitig geschlossenen Glasröhrchen mit einem Innendurchmesser von 1 cm, das mit destilliertem Wasser gefüllt wird. Eine Filterpapierscheibe von 7 bzw. 13 cm² Oberfläche wird mit einer Klemmvorrichtung gegen die Öffnung des Rohres gedrückt, welches in 1,2 m Höhe in einer Wetterhütte so aufgehängt wird, dass sich das Filterpapier am unteren Ende befindet. Das Wasservolumen, das vom feuchten Papier verdunstet, lässt sich an der Skalenteilung des Rohres ablesen oder wird von einem Schreibgerät registriert (Piche Atmograph nach Klausling). Für einen empirischen Umrechnungsfaktor von $f=0,4$ erhält man die potentielle Evapotranspiration durch Multiplikation des Messwertes, der an einem Piche Atmometer mit einer Oberfläche von 13 cm² in cm³/d abgelesen wird, mit $(0,79 \cdot 0,4)$. Die Messungen mit dem Piche-Evaporimeter können benutzt werden, um den zweiten Term in der Penman-Formel Gl. (2.41) abzuschätzen [40].

Die Verdunstungsscheibe nach Czeratzki ist ein Evaporimeter mit poröser Tonzelle (Keramikplatte). Dieses Messprinzip wurde von Leslie bzw. Bellani erstmals verwendet

[41]. Das Evaporimeter, dessen Oberseite gedichtet ist und dessen Unterseite die verdunstende Fläche bildet, besteht aus einer keramischen Scheibe von 200 cm² Fläche und entspricht der Auffangfläche eines Standardregennessers. Die Scheibe ist mit einem Schlauch an ein wassergefülltes Messgefäß angeschlossen. Das im Messzylinder befindliche destillierte Wasser wird durch die Kapillarkraft der Keramikporen hoch gesaugt und verdunstet an der freien Unterseite der Scheibe. Die Verdunstung kann am Wasserstand des Messzylinders abgelesen werden. Das Gerät wird mit der Verdunstungsfläche nach unten unter einem Schutzdach im Bestand aufgestellt. Es liefert in vielen Fällen mit einem Abminderungsfaktor von 0,75 ein gutes Maß für die monatliche Evapotranspirationsrate. Allerdings müssen Evaporimeterwerte, die einen Betrag von 6–7 mmd⁻¹ übersteigen sollten, auf diesen reduziert werden, da die in unseren Breiten für den Verdunstungsvorgang verfügbare Energie eine höhere Verdunstung nicht zulässt.

Die Wildsche Waage kann ebenfalls in die Atmographen einreihet werden. Dieses 1874 entwickelte registrierende Verdunstungsmessgerät besteht im Prinzip aus einer Briefwaage, die eine 2,5 cm tiefe mit Wasser gefüllte Metallschale mit 250 cm² Verdunstungsoberfläche trägt. Über einen Schreibhebel wird die Gewichtsänderung durch Verdunstung kontinuierlich auf einer uhrwerkgetriebenen Registriertrommel aufgezeichnet. Die Aufstellung erfolgt üblicherweise 1,2 m über dem Boden in einer Wetterhütte.

Bei der Beurteilung der mit Atmometern erzielten Messergebnisse ist zu beachten, dass die Evapotranspiration neben Pflanzenparametern vom Sättigungsdefizit der Luft, von den turbulenten Transportvorgängen über und in der Vegetation und von der Strahlung, Konvektion und dem Bodenwärmestrom abhängt. Diese meteorologischen Einflüsse wirken kontinuierlich, die der Pflanzen nur während des Tages. Infolge ihrer verschiedenen Verdunstungsflächen und Aufstellungsarten reagieren die Atmometer unterschiedlich stark auf den Wind. Die Beobachtungen von Atmometer Messungen, die nur den relativen Verlauf der potentiellen Verdunstung wiedergeben, müssen z. B. über Korrelationen mit Lysimetermessungen angepasst werden. Die Einsatzmöglichkeit dieser Geräte ist beschränkt, da die absoluten Werte der Messungen mit verschiedenen Atmometern untereinander nicht vergleichbar bzw. übertragbar sind. Da Evaporimeter mit ständig feucht gehaltenen Oberflächen arbeiten, können die Messwerte durch Wind sowie durch Staub- oder Sandablagerungen auf den Verdunstungsscheiben stark beeinflusst werden. Der Vorteil der Atmometer liegt in der einfachen Handhabung, der unkomplizierten Messung und den geringen Anschaffungskosten, die eine hohe Stationsdichte ermöglichen.

2.2.3 Berechnung der Verdunstung aus meteorologischen Beobachtungen

2.2.3.1 Energiebilanzverfahren

Es wurde eine Reihe von Ansätzen entwickelt, um die Verdunstung aus einigen üblicherweise vorgenommenen meteorologischen Beobachtungen abzuleiten [36, 40, 42]. So bestehen mehr als dreißig Berechnungsverfahren für die potentielle Verdunstung, die alle

von der Temperatur und einigen anderen einfach zu messenden meteorologischen Größen wie Luftfeuchte, Sonnenscheindauer, Strahlung und Wind ausgehen [36]. Im Gegensatz dazu vermittelt die Energiebilanzmethode einen detaillierten Einblick in den hydrologischen Prozess, erfordert jedoch Messwerte des Wärmeeintrags. Von den nicht einfach zu messenden Komponenten der Wärmebilanzgleichung lassen sich die meisten auf $\pm 10\%$ genau bestimmen, wenn die erforderlichen meteorologischen Parameter bekannt sind.

In der Atmosphäre kann auf verschiedene Weise Wärme übertragen werden. Das an der Erdoberfläche verdunstende Wasser entzieht dem Boden Wärme. Diese kommt der Luft, wenn in der höheren Atmosphäre der Wasserdampf kondensiert, oben wieder zugute, so dass in diesem Fall ein Wärmetransport durch Aggregatzustandsänderung des Wassers stattfindet. Die Verdunstungswärme, die für 1 g Wasser bei 0°C benötigt wird, beträgt 2501 J/g (Tab. 2.1). Das Verdunstungsäquivalent von 1 mm Wasser entspricht 245 Jcm^{-2} . Für 1 mm d^{-1} Verdunstungshöhe werden $L=28,9-0,028 \cdot T \text{ Wm}^{-2}$ als Energie benötigt. Die Verdunstungsgröße ist negativ und wird nur positiv bei Tau oder Reif, wenn Kondensations- bzw. Sublimationswärme frei wird.

Die wichtigste Strahlung ist die Wärmestrahlung als Teilbereich der elektromagnetischen Strahlung für den Wellenbereich von $0,2$ bis $3,0 \mu\text{m}$ ($1 \mu\text{m}=1 \cdot 10^{-6} \text{ m}$). Die Atmosphäre reflektiert, zerstreut und absorbiert einen Teil der Sonnenstrahlung. Der reflektierte Teil an der Gesamtstrahlung, der sofort in den Weltraum zurückgestrahlt wird, macht 42% aus. Die mittlere extraterrestrische Sonnenstrahlung beträgt $1,37 \text{ kWm}^{-2}$ bzw. $1,98 \text{ calcm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ bei senkrechtem Einfall (Solarkonstante I_0). Ein schwarzer Körper sendet nach dem Gesetz von Stefan-Boltzmann eine Strahlung aus, deren über alle Wellenlängen aufsummierte Intensität $R=\sigma T^4$ ist, wobei T in K gemessen wird und die Konstante $\sigma=5,67032 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$ beträgt. So beträgt die Strahlung eines schwarzen Körpers bei 20°C Oberflächentemperatur 419 Wm^{-2} . Zur Erhaltung des gegenwärtigen Wärmezustands muss die Sonnen- und Erdstrahlung gleich groß sein, jedoch ist ihre Wellenlänge verschieden. Nach dem Wienschen Verschiebungsgesetz ist $T \cdot \lambda_{\text{max}} = \text{const} = 2,898 \cdot 10^{-3} \text{ mK}$, wenn T in K angegeben wird und λ_{max} die Wellenlänge ist, bei der die Strahlungsintensität am größten ist. Die Wellenlänge λ_{max} von dem Strahlungsmaximum der Sonne liegt bei $0,47 \mu\text{m}$. Infolge der geringeren Erdtemperatur von 287 K liegt das Strahlungsmaximum bei $10,0 \mu\text{m}$. Diese beiden verschiedenen Strahlungsströme werden als kurzwellige und langwellige Strahlung bezeichnet [43].

Beim globalen Wärmehaushalt der Erde wird die nicht reflektierte kurzwellige Strahlung im Wesentlichen von der Atmosphäre durchgelassen und erwärmt die Erdoberfläche, die entsprechend ihrer Eigentemperatur eine langwellige Strahlung aussendet. Diese wird zum größten Teil in den unteren Schichten der Atmosphäre absorbiert, vor allem durch die beiden in den jeweiligen Wellenbereichen gut absorbierenden Gase Wasserdampf und Kohlendioxid. Dadurch werden die Luftschichten erwärmt und senden entsprechend ihrer Eigentemperatur langwellige Wärmestrahlung nach allen Richtungen aus. Der nach unten gerichtete Anteil kommt als Gegenstrahlung zur Erde zurück. Durch die Gegenstrahlung übt die Atmosphäre für die Erde einen wirksamen Wärmeschutz aus, der auch als Glashauswirkung bezeichnet wird, da bei einem Glashaus die kurzwellige Sonnenstrahlung

hindurch gelassen wird, wohingegen die langwellige Wärmestrahlung durch das Glasdach nicht entweichen kann. Infolge dieser Glashauswirkung beträgt die mittlere Temperatur der bodennahen Luftschicht der gesamten Erde 14°C und ist nicht negativ, wie anhand der Strahlungsbilanz ohne diesen Effekt zu erwarten wäre.

Von der ankommenden kurzwelligen Strahlung werden an der Obergrenze der Atmosphäre 42% reflektiert [43]. Die restlichen 58% gehen als langwellige Gegenstrahlung wieder in den Weltraum zurück, davon 8% von der Erde direkt und 50% von dem Wasserdampf der oberen Luftschichten. Für das System Erde-Atmosphäre besteht einmal an der Obergrenze der Atmosphäre und zum anderen zwischen Lufthülle und Erdoberfläche ein ausgeglichener Wärmehaushalt. Von den 58% der nicht reflektierten Sonnenstrahlung werden 15% durch die Wolken der unteren Atmosphäre und das Ozon der oberen Atmosphäre absorbiert. 43% erreichen den Erdboden, davon 27% direkt und 16% als diffuse Himmelsstrahlung. Diese beiden Anteile dienen zur Erwärmung der Erde. Von 120 langwelligen Energieanteilen, die von der Erde ausgehen, kommen 100 Anteile zurück, meist durch Gegenstrahlung, so dass diesen 143 Energieanteilen auf der Einnahmeseite 143 Anteile gegenüberstehen, davon 120 als langwellige Erdstrahlung und 23 Anteile, die auf der Erdoberfläche als Verdunstung verloren gehen und in der Atmosphäre als Kondensationswärme wieder frei werden.

Die aktuelle Verdunstung wird durch den Wasserhaushalt, die Strahlung und aerodynamische Transportprozesse gesteuert und erfordert die Messung zahlreicher Komponenten. Die Energie der Strahlung wird mit kalorimetrischen Methoden gemessen. Dabei wird die Energie der elektromagnetischen Wellen durch Absorption an der Oberfläche eines Messkörpers möglichst vollständig in Wärme umgesetzt. Der Wärmegewinn wird meist durch Temperaturmessung bestimmt und ergibt das Maß für die Energie der Strahlung. Die direkte Sonnenstrahlung kann mit Pyreheliometer oder Aktinometer, deren Messwertfühler im Allgemeinen senkrecht zur Strahlung exponiert werden, mit einer Genauigkeit von 3% gemessen werden. Die kurzwellige Globalstrahlung als Summe aus Himmelsstrahlung und direkter Sonnenstrahlung wird mit Pyranometer beobachtet. Bei den Geräten wird ein kalorimetrisches Messprinzip angewendet. Die Geräte bestehen aus zwei benachbarten Flächenelementen, von denen das eine möglichst gut absorbiert (schwarz) und das andere möglichst gut reflektiert (weiß), so dass sich zwischen ihnen eine Temperaturdifferenz ausbildet, die als Maß für die einfallende Strahlung benutzt wird. Durch eine gläserne Abdeckhaube wird die langwellige Strahlung ausgefiltert. Die gesamte Strahlung kann mit Radiometern gemessen werden. Daneben gibt es auch Geräte zum Messen der Strahlungsbilanz mit einer Genauigkeit von $\sim 5\%$. Beim Messen der Strahlungsbilanz kann eine Trennung der beiden Strahlungskomponenten nur vorgenommen werden, wenn die Globalstrahlung gesondert gemessen wird. Die Sonnenscheindauer oberhalb einer Strahlungsintensität von $0,8$ bis $1,7 \text{ Jcm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ lässt sich mit dem Sonnenscheinschreiber nach Campbell-Stokes verhältnismäßig einfach bestimmen, so dass Messungen der Sonnenscheindauer für viele Orte der Erde vorliegen. Die Lufttemperatur und ggf. die Wasseroberflächentemperatur werden beide mit $0,3 \cdot \text{K}$ registriert und die Feuchte oder der Dampfdruck werden mit Psychrometern auf 2% genau gemessen. Einzelheiten der

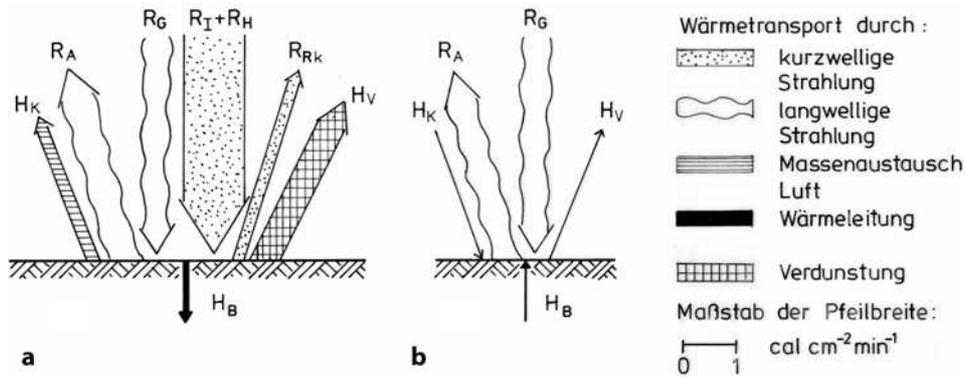


Abb. 2.5 Teilbeiträge der Strahlungsbilanz und übrige Größen des Energiehaushalts an einem heißen Sommertag. **a** Tag 12–13⁰⁰. **b** Nacht 0–1⁰⁰ nach [43]

Instrumente zur Messung der Strahlung und der übrigen Klimagrößen sind in Handbüchern aufgeführt [44, 45].

Der Einfluss der Sonne auf den Wärmehaushalt wird ausgedrückt durch die Strahlungsbilanz R_{SB} (Strahlungssaldo oder Nettostrahlung) als Summe der kurz- und langwelligen Strahlung (s. Abb 2.5):

$$R_{SB} = R_I + R_H + R_G - R_R - R_A \quad \text{in } \text{Wm}^{-2} \text{ oder } \text{cal/cm}^2 \text{min} \quad (2.9)$$

R_{SB} : Strahlungssaldo aus kurz- und langwelliger Strahlung in Wm^{-2} ,

R_I : direkte kurzwellige Sonnenstrahlung auf die Horizontalebene, tagsüberzeitweise vorhanden (Wellenlänge 0,3 bis $4 \cdot 10^{-6}$ m),

R_H : ungerichtete kurzwellige Himmelsstrahlung (diffuse Himmelsstrahlung), tagsüber immer vorhanden; $R_I + R_H = R_S = \text{Globalstrahlung}$,

R_R : Reflexionsstrahlung,

R_G : atmosphärische Gegenstrahlung als langwellige Temperaturstrahlung von 4 bis $100 \cdot 10^{-6}$ m Wellenlänge, immer vorhanden,

R_A : Ausstrahlung der Erdoberfläche als langwellige Temperaturstrahlung.

Die Größenordnung und Richtung der Strahlungskomponenten gehen aus Abb 2.5 hervor. Gleichung (2.9) kann auch zusammengefasst werden zu:

$$R_{SB} = (1 - a_r)R_S + \varepsilon R_G - R_A \quad (2.9a)$$

wobei $\varepsilon = R_G/R_A$ die Emissivität der Oberfläche bedeutet, mit $a_r = R_R/R_S$ das Reflexionsvermögen (*Albedo*) als Quotient der reflektierten zur einfallenden Strahlung ($a_r < 1$) und als Absorptionsvermögen wird der Wert $(1 - a_r)$ bezeichnet. Die Albedowerte hängen von der Erdoberfläche ab (Tab. 2.4). Bei Wasserflächen werden sie im Wesentlichen durch Sonnenhöhe und Bewölkung beeinflusst. Ein flacher Einfallswinkel erhöht den Wert a_r [31, 46].

Tab. 2.4 Albedowerte a_i (reflektierte Strahlung in Prozent der Einstrahlung) nach [43]

Oberfläche	Albedo a_i in [-]
klare Gewässer ^a :	
April–August	0,06
September	0,07
Febr., Okt.	0,09
Nov., Jan.	0,11
Dezember	0,12
dunkle Ackerböden (gepflügt)	0,05...0,15
Gras, Kartoffeln, Rüben, Stoppeln	0,15...0,25
Nadelwald	0,10...0,15
Laubwald (Sommer)	0,10...0,20
Altschnee (schmutzig)	0,40...0,60
Neuschnee (trocken)	0,70...0,90

^a Verschmutzte Gewässer 0,02 bis 0,03 größer als klare Gewässer

Die Globalstrahlung gibt den gesamten solaren Strahlungsfluss zur Erde an und stellt den wichtigsten positiven Anteil an der Wärmebilanz der Erdoberfläche dar (Tab. 2.5). In mittleren Breiten kann die Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel und hoch stehender Sonne Werte bis $5,4 \text{ Jcm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ bzw. rd. 900 Wm^{-2} annehmen, wobei R_H etwa 15% ausmacht.

Vergleichsweise werden zur Sommersonnenwende $7,33 \text{ Jcm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ oder 1220 Wm^{-2} an extraterrestrischer Strahlung empfangen, so dass etwa ein Viertel durch die Atmosphäre verloren geht. Nachts sind R_1 und R_H praktisch gleich Null. Bei bedecktem Himmel ist $R_S = R_H$ und weist Werte bis $3,35 \text{ Jcm}^{-2} \text{ min}^{-1}$ im Hochsommer auf.

Bei Eintritt in die Atmosphäre treffen auf ein um 50° zur Sonne geneigtes Flächenelement im Mittel 544 Wm^{-2} auf. Als direkte Strahlung erreichen den Erdboden 320 Wm^{-2} im Mittel, als diffuse Strahlung 58 Wm^{-2} .

Wird nicht über die gesamte Sonnenscheindauer gemittelt, sondern zur Mittagszeit gemessen, ergeben sich 405 bzw. 73 Wm^{-2} als Jahresmittelwerte. Die Messungen an einem Sommertag ergeben Werte, die etwa um das Doppelte höher liegen. Anhand von langjährigen Beobachtungen kann für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland (50° Nord) ein Globalstrahlungsfluss von 114 Wm^{-2} angenommen werden, der als Mittelwert über ein Jahr gilt unter Einbeziehung der Nächte und Wolkenbedeckung. Die mittlere eingestrahelte Energie beträgt danach $24 \cdot 65 \cdot 114 \approx 1000 \text{ kWh/m}^2$.

Die Globalstrahlung ist bei klarem Himmel etwa direkt proportional zu der extraterrestrischen Strahlung (\approx Rayleigh-Strahlung), die nur von der geographischen Breite und der Jahreszeit abhängt. Der Abminderungskoeffizient von ihr zur Rayleigh-Strahlung wird im Mittel mit $0,8$ angesetzt. Die auf eine horizontale Fläche auftreffende direkte Sonnenstrahlung R_1 lässt sich aus der Solarkonstanten I_0 und der Sonnenhöhe φ' zu $R_1 = I_0 \sin \varphi'$ berechnen und liegt tabelliert vor (Tab. 2.5). Dies ist jedoch auf die wenigen wolkenlosen Tage beschränkt, die im Mittel 15 Tage pro Jahr ausmachen. Die Globalstrahlung R_S kann

Tab. 2.5 Extraterrestrische Strahlung R_a in mmd^{-1} (Verdunstungsäquivalent $1\text{mm} = 245 \text{Jcm}^{-2} = 28,36 \text{Wm}^{-2}$) nach [36] (Geo. Br. = geographische Breite)

Geo. Br.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
54°Nord	2,7	5,1	8,6	12,0	15,5	17,0	16,3	13,7	10,2	6,5	3,5	2,2
52°	3,3	5,6	9,0	12,3	15,7	17,0	16,3	13,9	10,6	7,0	4,0	2,7
50°	3,8	6,1	9,4	12,7	15,8	17,1	16,4	14,1	10,9	7,4	4,5	3,2
48°	4,3	6,6	9,8	13,0	15,9	17,2	16,5	14,3	11,2	7,8	5,0	3,7
46°	4,9	7,1	10,2	13,3	16,0	17,2	16,6	14,5	11,5	8,3	5,5	4,3
44°	5,3	7,6	10,6	13,7	16,1	17,2	16,6	14,7	11,9	8,7	6,0	4,7
42°	5,9	8,1	11,0	14,0	16,2	17,3	16,7	15,0	12,2	9,1	6,5	5,2
40°	6,4	8,6	11,4	14,3	16,4	17,3	16,7	15,2	12,5	9,6	7,0	5,7
38°	6,9	9,0	11,8	14,5	16,4	17,2	16,7	15,3	12,8	10,0	7,5	6,1
36°	7,4	9,4	12,1	14,7	16,4	17,2	16,7	15,4	13,1	10,6	8,0	6,6
34°	7,9	9,8	12,4	14,8	16,5	17,1	16,8	15,5	13,4	10,8	8,5	7,2
32°	8,3	10,2	12,8	15,0	16,5	17,0	16,8	15,6	13,6	11,2	9,0	7,8
30°	8,8	10,7	13,1	15,2	16,5	17,0	16,8	15,7	13,9	11,6	9,5	8,3
28°	9,3	11,1	13,4	15,3	16,5	16,8	16,7	15,7	14,1	12,0	9,9	8,8
26°	9,8	11,5	13,7	15,3	16,4	16,7	16,6	15,7	14,3	12,3	10,3	9,3
24°	10,2	11,9	13,9	15,4	16,4	16,6	16,5	15,8	14,5	12,6	10,7	9,7
22°	10,7	12,3	14,2	15,5	16,3	16,4	16,4	15,8	14,6	13,0	11,1	10,2
20°	11,2	12,7	14,4	15,6	16,3	16,4	16,3	15,9	14,8	13,3	11,6	10,7
18°	11,6	13,0	14,6	15,6	16,1	16,1	16,1	15,8	14,9	13,6	12,0	11,1
16°	12,0	13,3	14,7	15,6	16,0	15,9	15,9	15,7	15,0	13,9	12,4	11,6
14°	12,4	13,6	14,9	15,7	15,8	15,7	15,7	15,7	15,1	14,1	12,8	12,0
12°	12,8	13,9	15,1	15,7	15,7	15,5	15,5	15,6	15,2	14,4	13,3	12,5
10°	13,2	14,2	15,3	15,7	15,5	15,3	15,3	15,5	15,3	14,7	13,6	12,9
8°	13,6	14,5	15,3	15,6	15,3	15,0	15,1	15,4	15,3	14,8	13,9	13,3
6°	13,9	14,8	15,4	15,4	15,1	14,7	14,9	15,2	15,3	15,0	14,2	13,7
4°	14,3	15,0	15,5	15,5	14,9	14,4	14,6	15,1	15,3	15,1	14,5	14,1
2°	14,7	15,3	15,6	15,3	14,6	14,2	14,3	14,9	15,3	15,3	14,8	14,4
0°	15,0	15,5	15,7	15,3	14,4	13,9	14,1	14,8	15,3	15,4	15,1	14,8
2°	15,3	15,7	15,7	15,1	14,1	13,5	13,7	14,5	15,2	15,5	15,3	15,1
4°	15,5	15,8	15,6	14,9	13,8	13,2	13,4	14,3	15,1	15,6	15,5	15,4
6°	15,8	16,0	15,6	14,7	13,4	12,8	13,1	14,0	15,0	15,7	15,8	15,7
8°	16,1	16,1	15,5	14,4	13,1	12,4	12,7	13,7	14,9	15,8	16,0	16,0
10°	16,4	16,3	15,5	14,2	12,8	12,0	12,4	13,5	14,8	15,9	16,2	16,2
12°	16,6	16,3	15,4	14,0	12,5	11,6	12,0	13,2	14,7	15,8	16,4	16,5
14°	16,7	16,4	15,3	13,7	12,1	11,2	11,6	12,9	14,5	15,8	16,5	16,6
16°	16,9	16,4	15,2	13,5	11,7	10,8	11,2	12,6	14,3	15,8	16,7	16,8
18°	17,1	16,5	15,1	13,2	11,4	10,4	10,8	12,3	14,1	15,8	16,8	17,1
20°	17,3	16,5	15,0	13,0	11,0	10,0	10,4	12,0	13,9	15,8	17,0	17,4

Tab. 2.5 (Fortsetzung)

Geo. Br.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
22°	17,4	16,5	14,8	12,6	10,6	9,6	10,0	11,6	13,7	15,7	17,0	17,5
24°	17,5	16,5	14,6	12,3	10,2	9,1	9,5	11,2	13,4	15,6	17,1	17,7
26°	17,6	16,4	14,4	12,0	9,7	8,7	9,1	10,9	13,2	15,5	17,2	17,8
28°	17,7	16,4	14,3	11,6	9,3	8,2	8,6	10,4	13,0	15,4	17,2	17,9
30°	17,8	16,4	14,0	11,3	8,9	7,8	8,1	10,1	12,7	15,3	17,3	18,1
32°	17,8	16,2	13,8	10,9	8,5	7,3	7,7	9,6	12,4	15,1	17,2	18,1
34°	17,8	16,1	13,5	10,5	8,0	6,8	7,2	9,2	12,0	14,9	17,1	18,2
36°	17,9	16,0	13,2	10,1	7,5	6,3	6,8	8,8	11,7	14,6	17,0	18,2
38°	17,9	15,8	12,8	9,6	7,1	5,8	6,3	8,3	11,4	14,4	17,0	18,3
40°	17,9	15,7	12,5	9,2	6,6	5,3	5,9	7,9	11,0	14,2	16,9	18,3
42°	17,8	15,5	12,2	8,8	6,1	4,9	5,4	7,4	10,6	14,0	16,8	18,3
44°	17,8	15,3	11,9	8,4	5,7	4,4	4,9	6,9	10,2	13,7	16,7	18,3
46°	17,7	15,1	11,5	7,9	5,2	4,0	4,4	6,5	9,7	13,4	16,7	18,3
48°	17,6	14,9	11,2	7,5	4,7	3,5	4,0	6,0	9,3	13,2	16,6	18,2
50° Süd	17,5	14,7	10,9	7,0	4,2	3,1	3,5	5,5	8,9	12,9	16,5	18,2

beim Fehlen von Messungen aus der extraterrestrischen Strahlung R_a und dem Verhältnis von beobachteter s_n und astronomisch maximal möglicher Sonnenscheindauer s_N ausgedrückt werden:

$$R_S = [a + b(s_n / s_N)]R_a \quad \text{in } \text{Wm}^{-2}. \quad (2.10)$$

R_a : extraterrestrische Strahlung nach Tab. 2.5; Tageswerte angenähert:

$R_a = 245 (9,9 + 7,08 \cdot \sin\xi + 0,18(\varphi - 51)(\sin\xi - 1))$ in $\text{J} \cdot \text{cm}^{-2}$ mit $\xi = 0,0172 \text{ JT} - 1,39$ und $\text{JT} = 1, \dots, 365$ (Jahrestage)

s_n/s_N : Verhältnis von tatsächlicher (s_n) zu astronomisch möglicher täglicher Sonnenscheindauer (s_N) (Tab. 2.6); $s_N \approx 12,3 + \sin\xi[4,3 + (\varphi - 51)/6]$,

a: Koeffizient, von der geographischen Breite φ abhängig, z. B.

$a = 0,29 \cos\varphi$, ($0,18 \leq a \leq 0,25$); für Deutschland $a = 0,19$,

b: Koeffizient, ($0,5 < b < 0,6$); für Deutschland $b = 0,55$.

Bei gemessener Globalstrahlung und bekanntem a und b kann Gl. 2.10 benutzt werden um die tägliche Sonnenscheindauer abzuschätzen. Der langwellige Strahlungssaldo $R_{Nl} = R_G - R_A$, der auch als effektive Strahlung, Wärmestrahlungsbilanz oder Temperaturstrahlung bezeichnet wird, ergibt sich aus der Differenz der aufwärtsgerichteten Ausstrahlung der Erdoberfläche R_A und der ihr entgegenwirkenden Eigenstrahlung der Atmosphäre (Gegenstrahlung) R_G . Die langwellige Ausstrahlung R_A berechnet sich als Temperaturstrahlung nach Stefan-Boltzmann:

Tab. 2.6 Mittlere astronomisch mögliche (maximale) Sonnenscheindauer s_N in Stunden pro Tag in Abhängigkeit von Jahreszeit und geographischer Breite nach [44] (Werte bezogen auf Monatsmitte)

N.B.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
S.B.	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J
54°	8,0	9,9	11,8	14,1	16,1	17,1	16,6	14,9	12,7	10,6	8,6	7,4
52°	8,3	10,0	11,8	13,9	15,7	16,7	16,3	14,6	12,7	10,7	8,8	7,8
50°	8,5	10,1	11,8	13,8	15,4	16,3	15,9	14,5	12,7	10,8	9,1	8,1
48°	8,8	10,2	11,8	13,6	15,2	16,0	15,6	14,3	12,6	10,9	9,3	8,3
46°	9,1	10,4	11,9	13,5	14,9	15,7	15,4	14,2	12,6	10,9	9,5	8,7
44°	9,3	10,5	11,9	13,4	14,7	15,4	15,2	14,0	12,6	11,0	9,7	8,9
42°	9,4	10,6	11,9	13,4	14,6	15,2	14,9	13,9	12,9	11,1	9,8	9,1
40°	9,6	10,7	11,9	13,3	14,4	15,0	14,7	13,7	12,5	11,2	10,0	9,3
35°	10,1	11,0	11,9	13,1	14,0	14,5	14,3	13,5	12,4	11,3	10,3	9,8
30°	10,4	11,1	12,0	12,9	13,6	14,0	13,9	13,2	12,4	11,5	10,6	10,2
25°	10,7	11,3	12,0	12,7	13,3	13,7	13,5	13,0	12,3	11,6	10,9	10,6
20°	11,0	11,5	12,0	12,6	13,1	13,3	13,2	12,8	12,3	11,7	11,2	10,9
15°	11,3	11,6	12,0	12,5	12,8	13,0	12,9	12,6	12,2	11,8	11,4	11,2
10°	11,6	11,8	12,0	12,3	12,6	12,7	12,6	12,4	12,1	11,8	11,6	11,5
5°	11,8	11,9	12,0	12,2	12,3	12,4	12,3	12,3	12,1	12,0	11,9	11,8
0°	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1	12,1

$$R_A = \varepsilon \sigma T_A^4 \quad \text{in } \text{Wm}^{-2}. \quad (2.11)$$

ε : Emissionsfaktor, z. B. $0,95 \leq \varepsilon_w \leq 0,97$ für Wasser,

T_A : absolute Temperatur der Erdoberfläche in K,

σ : Stefan-Boltzmann Konstante

$$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{Wm}^{-2} \text{K}^{-4} \triangleq 8,26 \cdot 10^{-11} \text{calcm}^{-2} \text{min}^{-1} \text{K}^{-4} \triangleq 0,4918 \cdot 10^{-6} \text{Jcm}^{-2} \text{K}^{-4}$$

Die langwellige Gegenstrahlung R_G erfolgt durch die Rückstrahlung der Atmosphäre infolge des Wasserdampfs und der Kohlensäure aus Höhen bis zu mehreren Hundert Metern. Da der vertikale Verlauf von Luftfeuchte und Temperatur mit Radiosondenaufstiegen vereinzelt gemessen wird, werden zur Berechnung von R_G empirische Ansätze verwendet, die für wolkenlosen Himmel von dem Stefan-Boltzmann Ansatz $R_G = \varepsilon_A \cdot \sigma \cdot T^4$ ausgehen, wobei ε_A die Emissivität der Atmosphäre ist. Wird der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre als konstant und der Wasserdampf als veränderliche Größe angesehen, berechnet sich die Gegenstrahlung als Temperaturstrahlung, die um einen Term für den Dampfdruck erweitert wird, z. B. in der Formel nach Angström [40].

$$R_{G0} = \sigma(T + 273,15)^4 (b_1 - b_2 10^{-b_3 \cdot e_{aL}}) \quad (2.12)$$

Mit Zahlenwerten für die Konstanten b_1 , b_2 und b_3 lautet der Ansatz für wolkenlosen Himmel:

$$R_{G_0} = 0,4918 \cdot 10^{-6} (T + 273,15)^4 (0,82 - 0,25 \cdot 10^{-0,0945 \cdot e_{aL}}) \quad \text{in Jcm}^{-2} \quad (2.13)$$

σ : Stefan-Boltzmann-Konstante $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4} \triangleq 0,4918 \cdot 10^{-6} \cdot \text{Jcm}^{-2}$,

ρ : Dampfdichte in Gramm Wasser pro m^3 über der Wasseroberfläche.

Durch die Schwankungen im vertikalen Verlauf der Wasserdampfdichte unterscheiden sich die Werte der Gegenstrahlung bei großen Feuchten bis 27%. Bei wolkenlosem Himmel ist die Wärmestrahlungsbilanz etwa 0,4 mal so groß wie die Gegenstrahlung. Die Gegenstrahlung nimmt vom Zenit (90°) zum Horizont (0°) hin zu, da die Strahlung, je flacher sie einfällt, aus einer umso niedrigeren und meist wärmeren, wasserdampfreicheren Luftschicht kommt. Andererseits ist das Strahlungsaufnahme- und -abgabevermögen z. B. von einer Wasserfläche in der Senkrechten am größten, so dass von 90 bis 20° über dem Horizont mehr als 90% des Strahlungsaustausches erfolgen. Für noch flachere Winkel nimmt der Strahlungsaustausch sehr schnell ab. In steilen Tälern wird daher der Strahlungsaustausch abgeschirmt. Für den Stechlinsee wird R_{G_0} wie folgt angegeben [31]:

$$R_{G_0} \approx 0,4918 \cdot 10^{-6} (0,47 + 0,147 \cdot e_{aL}^{0,3}) (T_L + 273,15)^4 \quad \text{in Jcm}^{-1} \quad (2.13a)$$

e_{aL} : Wasserdampfdruck der Luft in hPa,

T_L : Lufttemperatur in $^\circ\text{C}$.

Die Gegenstrahlung wird durch Wolken beträchtlich erhöht, so dass Gl. 2.13a bei Bewölkung in Abhängigkeit zum Bedeckungsgrad w erweitert wird:

$$R_G = R_{G_0} (1 + bw^d) \quad (2.14)$$

wobei b ein Faktor ist, der von der Wolkenart abhängt [31, 40], und w der Bewölkungsgrad, der in Prozent angegeben wird und aus Witterungsberichten entnommen werden kann. Für Wasserflächen im Sommer gilt $0,16 < b < 0,22$, für die Wintermonate $0,29 < b < 0,35$ und $d = 1$. So wird für Karlsruhe ein mittlerer Wert von $w = 0,64$ und $b = 0,17$ angegeben. Nach Gl. (2.14) entspricht dies einer Erhöhung von 7% für R_{G_0} , wenn für $d = 2$ gewählt wird.

In den Wärme- oder Wasserhaushaltsgleichungen kommt die Verdunstung als Energiemenge oder als Wasservolumen vor. Die Energiebilanz wird für eine Bezugsfläche vorgenommen, z. B. die Erd- oder die Pflanzenoberfläche. Der Energiegewinn für die Erdoberfläche wird positiv, die Verluste werden negativ bezeichnet. Unter Vernachlässigung des horizontalen Gradienten der Energie (laterale Advektion), der Photosynthese und gegebenenfalls der Schmelzwärme kann die Wärmehaushaltsgleichung (Energiebilanzgleichung) der Erdoberfläche für ein Zeitintervall Δt angegeben werden zu:

$$R_{SB} - H_B - H_K - H_V \approx 0 \quad \text{in W/m}^2 \quad (2.15)$$

- R_{SB} : Strahlungsbilanz (Strahlungssaldo, Nettostrahlung),
 H_B : Bodenwärmestrom (in den Boden gerichtet),
 H_K : Strom fühlbarer Wärme in die Luft; Austausch fühlbarer Wärme durch Konvektion zwischen Erd-/Wasseroberfläche und Luft (Konvektionswärmestrom),
 H_V : Verdunstungswärmestrom $H_V = L_v E$, wobei L_v die latente Verdunstungswärme in kJkg^{-1} und E den Wasserdampffluss (Evaporationsrate) in $\text{kgm}^{-2} \text{s}^{-1}$ bedeuten.

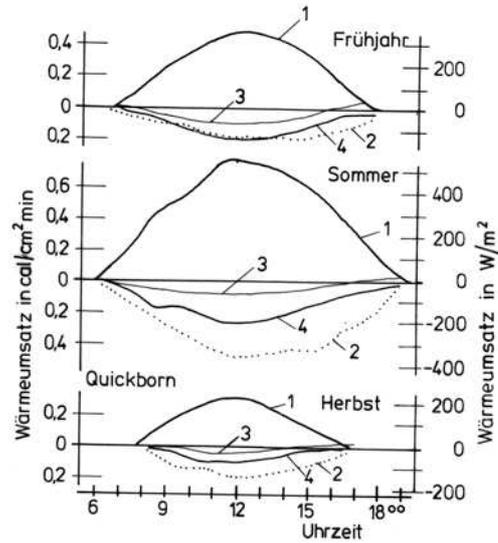
Wenn R_{SB} , H_V und H_B durch Messungen bestimmt sind, lässt sich die reale Evapotranspiration als Restglied aus der Energiebilanz bestimmen. Die Anwendung der Energiebilanzmethode auf größere Teileinzugsgebiete setzt einheitliche und ebene Landflächen voraus, wenn die Verdunstungswerte in einer zeitlichen Auflösung von Stunden erhalten werden sollen. Die Energiebilanz wird punktuell auf gestellt und muss auf das umgebende Einzugsgebiet übertragen werden. In einem Einzugsgebiet mit größeren Hangneigungen ist R_1 mit dem Sinus des Winkels zwischen Hang und Sonnenrichtung abzumindern, desgleichen R_H , die mit dem Neigungswinkel des Geländes α zu $R_H \cdot \cos^2(\alpha/2)$ multipliziert wird [47]. Die Energiebilanzmethode wird auch verwendet zur Ermittlung der Verdunstung von größeren Wasserflächen.

Die Bedeutung der einzelnen Größen des Wärmeumsatzes in der Bilanz eines einzelnen Jahres kommt darin zum Ausdruck, dass die Größe von R_{SB} etwa dem Wert von H_V entspricht, z. B. $83,8 \text{ kJcm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ für die Station Potsdam [43]. Die Größe von R_B liegt bei $-0,76 \text{ Jcm}^{-2}$ oder $0,9\%$ und die Größe von H_K ist mit nur $1,9\%$ am Gesamtumsatz beteiligt. Daneben weist der Tagesgang der Komponenten auch von der Vegetation abhängige Unterschiede auf (Abb 2.6).

Der Tagesgang der Wärmehaushaltskomponenten im mitteleuropäischen Raum zeigt kleine Wärmeumsätze in der Nacht bzw. im Winter und zu 12° symmetrische Gänge während eines klaren Tages (Abb 2.5). Tagsüber wird die Strahlungsbilanz zur Erwärmung des Bodens (R_B), der Luft (H_K) und zur Verdunstung (H_V) verbraucht. Die Größen sind entsprechend ihrem Vorzeichen aufgetragen. Vor allem im Sommer wird die Wärme größtenteils zur Verdunstung verbraucht, wie aus der Größe und Richtung der Teilbeträge des Strahlungshaushalts zu den Faktoren des Wärmehaushalts hervorgeht (Abb 2.6). Die kurzwellige Strahlung ist intensiv, aber nur kurzfristig tagsüber wirksam. In der Nacht beherrscht die langwellige Strahlung den gesamten Wärmeumsatz. Die Wärmeausstrahlung der Erdoberfläche wird weitgehend durch die Gegenstrahlung kompensiert.

Der Wärmefluss infolge Konvektion kann proportional zum vertikalen Temperaturgradienten angenommen werden. Der atmosphärische Transportmechanismus von fühlbarer Wärme ist vergleichbar mit dem des Wasserdampfes, da für eine bestimmte Höhe $z \cdot \rho \cdot H_K = -A_T d(c_p \rho T)/dz$ gesetzt werden kann, wobei ρ bzw. T die Dichte bzw. Temperatur und c_p die spezifische Wärme bei konstantem Luftdruck p sind [2]. Die Größe A_T ist umgekehrt proportional zur Wärmeübergangszahl und stellt den turbulenten Austauschkoefizienten dar. Es ist zweckmäßig, die Größe H_K in Gl. (2.15) zusammen mit H_V zu

Abb. 2.6 Täglicher Energieumsatz an einem klaren, windschwachen Tag für die Station Quickborn/Holstein zu verschiedenen Jahreszeiten nach [43]: 1 Strahlungsbilanz, 2 Verdunstung H_V , 3 Bodenwärmestrom H_B , 4 Konvektionswärme H_K



betrachten. Das *Bowen-Verhältnis* B_o ist das Verhältnis zwischen der durch Konvektion und Verdunstung verbrauchten Wärmemenge:

$$B_o = H_K / H_V. \quad (2.16)$$

Werden die beiden anderen Größen des Wärmehaushalts R_{SB} und H_B unmittelbar bestimmt, ist auch die Summe der Größen $(H_K + H_V) = -(R_{SB} + H_B)$ bekannt. Der Bodenwärmestrom $H_B = c_b dT_B/dz$, der bei Zunahme der Bodentemperatur T_B der Tiefe z gegen die Oberfläche fließt, ist dem Temperaturgefälle dT_B/dz in K/cm proportional, wobei der Proportionalitätsfaktor c_b die Temperaturleitfähigkeit in $Jcm^{-1} s^{-1} grad^{-1}$ ist. Für nassen Sand beträgt $c_b = 2,5 Wm^{-1} K^{-1}$.

Für den Strom fühlbarer Wärme H_K bzw. für den latenten Wärmestrom H_V kann gesetzt werden, wobei A_T bzw. A_q die Diffusionskoeffizienten darstellen:

$$\begin{aligned} H_K &= -c_p A_T dT / dz \quad \text{in } Jcm^{-2} min^{-1}, \\ H_V &= -L_v A_q dq / dz = L_v E \end{aligned} \quad (2.17)$$

- T: potentielle Temperatur in K,
 L_v : spezifische Verdampfungswärme von Wasser in Jkg^{-1} ;
 Näherung: $L_v \approx 2500,8 - 2,37 (T_w - 273)$,
 q : spezifische Feuchte der Luft in g Wasserdampf pro kg Luft; $q = 622e_a/p$,
 c_p : spezifische Wärme der Luft; $c_p = 1005 Jkg^{-1} K^{-1}$,
 A_T, A_q : Austauschkoefizienten in $kgm^{-1} s^{-1}$,
 dq/dz : Gradient der spezifischen Feuchte über z , positiv für die Abnahme mit der Höhe z ,
 E : Verdunstung $kgm^{-2} s^{-1}$.

Die spezifische Feuchte q ist das Verhältnis von Dichte des Wasserdampfs ρ_w zur Dichte der feuchten Luft ρ_L , also $q = \rho_w / (\rho_L + \rho_w)$. Das Molverhältnis von trockener Luft ($28,97 \text{ g mol}^{-1}$) und Wasserdampf ($18,01 \text{ g mol}^{-1}$) beträgt 0,622, desgleichen auch die Gas-konstanten R_L/R_w .

$$\begin{aligned} q &= [(R_L / R_w) e_a] / [p + e_a (R_L / R_w - 1)] \\ &= [0,622 e_a / (p - 0,378 e_a)] = [0,622 e_a / p] \quad \text{in kg/m}^3. \end{aligned} \quad (2.18)$$

Außerdem ist $e_a \ll p$, so dass der zweite Term im Nenner von Gl. 2.18 meist vernachlässigt wird.

Das Bowen-Verhältnis wird aus Messungen der Lufttemperatur und -feuchte in zwei verschiedenen Niveaus über der Bilanzfläche, z. B. der Pflanzendecke bestimmt. Damit kann für das Bowen-Verhältnis gesetzt werden, wenn für die turbulenten Diffusionskoeffizienten für latente und fühlbare Wärme $A_T = A_q$ angenommen wird und die potentielle Temperatur durch die Lufttemperatur sowie q durch e_a ersetzt werden:

$$B_o = \frac{H_K}{H_V} = \frac{c_p (dT/dz)}{L_v (dq/dz)} = \frac{c_p p (dT/dz)}{0,622 L_v (de_a/dz)} = \frac{0,61 p}{1000} \Delta T / \Delta e. \quad (2.19)$$

ΔT : $T_w - T_L$ in °C, Wasser bzw. Lufttemperatur,

Δe : $e_w - e_a$ in hPa; Sättigungsdampfdruck bei Wassertemperatur bzw. aktuelle Luftfeuchte.

Unter Berücksichtigung von $(H_V + H_K) = -(R_{SB} + R_B)$ und $B_o = H_K/H_V$ berechnet sich die Verdunstung nach der *Energiebilanzmethode* Gl. (2.12) vereinfacht wie folgt:

$$H_V = -(R_{SB} + H_B) / (1 + B_o) = EL_V \quad \text{bzw.} \quad H_K = B_o H_V \quad \text{in Wm}^{-2}. \quad (2.20)$$

Der Verdunstungswärmestrom lässt sich durch Ersetzen von q durch e nach Gl. (2.18) ausdrücken:

$$H_V = -[R_{SB} + H_B] / [1 + \gamma (\Delta T / \Delta E)] \quad (2.21)$$

γ : Psychrometerkonstante; $g = c_p p / 0,622 L_v$, für 20 °C und $p = 1013 \text{ mbar}$ bzw. 1000 hPa ist $\gamma = 0,67 \text{ mbar/K}$ bzw. $\gamma = 0,655 \text{ hPa/K}$ und $\gamma = 0,576 \text{ hPa/K}$ bei Eis.

Mit Hilfe der Psychrometer- und Dampfdruckgleichung lässt sich Gl. (2.21) umformen

$$ET_a = \frac{1}{L_v} (R_{SB} + H_B) \left(1 - \frac{\gamma}{s + \gamma} \frac{\Delta T_{tr}}{\Delta T_{fe}} \right), \quad (2.22)$$

wobei mit s der Anstieg der Dampfdruckkurve (Tab. 2.1) und mit T_{tr} bzw. T_{fe} die Ablesungen am feuchten und trockenen Thermometer in verschiedenen Höhen bedeuten.

Die Anwendung der Energiebilanz auf einen *Wasserkörper* des Volumens V und der Temperatur T_w führt zu folgendem Ansatz für die Zeitspanne Δt :

$$H_T = R_S - R_{Sr} + R_L - R_{Lr} - R_A - H_V - H_K + H_Z + H_B \quad (2.23)$$

- H_T : Änderung der im Wasser gespeicherten Energie, $H_T = c\rho V \Delta T_w$ mit ΔT_w als Temperaturänderung im Intervall Δt ,
 R_S, R_{Sr} : einfallende bzw. reflektierte Sonnenstrahlung,
 R_L, R_{Lr} : von der Atmosphäre einfallende bzw. vom Wasser reflektierte langwellige Strahlung,
 R_A : langwellige, vom Wasser ausgesandte Strahlung,
 H_V : Verdunstungswärmestrom,
 H_K : Strom fühlbarer Wärme,
 H_Z : Wärme infolge Advektion, z. B. Zufluss, Regen,
 H_B : Bodenwärmestrom; $H_B = 0$ für Wassertiefen > 50 m, weitere Werte in [45].

Die Größe von R_{Lr} kann mit $0,03R_L$ angenommen werden, wenn nur R_L gemessen wird. R_{Lr} entspricht Gl. (2.11) und kann mit $R_{Lr} = 0,97 \sigma T^4$ in $\text{Jcm}^{-2} \text{d}^{-1}$ angenommen werden, wobei die Stefan-Boltzmann-Konstante $\sigma = 4,918 \cdot 10^{-7} \text{Jcm}^{-2} \text{K}^{-4}$ und T die Temperatur in K sind [14, 48].

Die Änderung der Wärmespeicherung in Wasserkörpern muss in verschiedenen Wassertiefen getrennt ermittelt werden, wenn eine Wasserschichtung besteht wie bei tiefen Talsperren im Sommer. Die gesamte Wärmemenge des Wasservolumens ergibt sich aus dem Produkt der Temperatur und der zugehörigen Wasserschicht, die nach der Speicherinhaltlinie in ein Volumen umgewandelt wird. Dies setzt eine Temperaturmessung mit einer Genauigkeit von $0,1 \text{ }^\circ\text{C}$ voraus. Die fühlbare Wärme wird über das Bowen-Verhältnis nach Gl. (2.19) bestimmt, da H_K nur schwierig direkt ermittelt werden kann.

$$B_o = \frac{H_K}{H_V} = \frac{p\gamma(T_w - T_L)}{1000(e_s - e_a)} = \frac{0,61p \cdot (T_w - T_L)}{1000 \cdot (e_s - e_a)}, \quad (2.24)$$

- γ : Psychrometerkonstante, $\gamma = 0,65 \text{ hPa/K}$,
 T_w : Oberflächentemperatur des Wassers in $^\circ\text{C}$,
 T_L : Lufttemperatur in $^\circ\text{C}$,
 p : Luftdruck in hPa,
 e_s : Sättigungsdampfdruck in mbar bei Wassertemperatur,
 e_a : Dampfdruck der Luft in hPa.

Für die Berechnung kann gesetzt werden:

$$H_V = \rho_w L_v E; \quad H_K = B_o H_V \quad \text{und} \quad H_T = \rho_w c_w E (T_L - T_W) \quad \text{bzw.} \quad (2.25)$$

$$H_V + H_K + H_T = \rho_w L_v E + \rho_w B_o L_v E + \rho_w c_w E (T_W - T_G)$$

E: Evaporationsrate in $\text{gcm}^{-2} \text{d}^{-1}$ bzw. cmd^{-1} ,

ρ_w : Dichte des verdunsteten Wassers in g/m^3 ,

L_v : latente Verdunstungswärme in Jcm^{-2} (wird anhand der gemittelten Wassertemperatur in Seemitte bestimmt); $L_v \approx 2,47 \cdot 10^6 \text{Jkg}^{-1}$,

c_w : spezifische Wärme von Wasser in $\text{Jkg}^{-1} \text{K}^{-1}$; $c_w = 4200 \text{Jkg}^{-1} \text{°C}^{-1}$,

T_W : Temperatur des verdunsteten Wassers in $^{\circ}\text{C}$ (entspricht der gemittelten Wassertemperatur T_W),

T_G : Basistemperatur in $^{\circ}\text{C}$ ($T_G = 0^{\circ}\text{C}$).

Werden diese Ausdrücke in Gl. 2.15 eingesetzt, wird für die Evaporation unter der Annahme, dass $T_G = 0$ und H_T dem Zuwachs der gespeicherten Wärme entspricht, erhalten Gl. 2.26 oder 2.27 [14]:

$$H_V = \frac{R_S - R_{Sr} + R_L - R_{Lr} - R_A - H_T + H_Z}{L_v \rho_w (1 + B_o) + c_w T_W \rho} \quad \text{in } \text{gcm}^{-2} \text{d}^{-1} \quad (2.26)$$

$$H_V = \frac{R_{SB} + H_T}{1 + (T_W - T_L) / (e_{sW} - e_{aL})} \quad \text{in } \text{Wm}^{-2} \quad (2.27)$$

Der fühlbare Wärmestrom ist analog zu der Landfläche gegeben durch:

$$H_K = A_T c_p \rho (dT / dz) \quad (2.28)$$

A_T : Wärmeaustauschkoeffizient Wasser/Luft in $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$.

Durch die Integration von der Wasseroberfläche bis zur Höhe z wird für die Temperaturdifferenz erhalten:

$$T_z - T_W = H_K \int_0^z dz / A_T c_p \cdot \rho.$$

Der Kehrwert des Integrals ist die Wärmeübergangszahl a_L , so dass geschrieben werden kann:

$$H_K = a_L (T_z - T_W). \quad (2.29)$$

Die Wärmeübergangszahl ist abhängig von der Windgeschwindigkeit u und wird ausgedrückt:

$$a_L = c_1 + c_2 u^{c_3}. \quad (2.30)$$

Für Messungen von 1 m über der Wasseroberfläche wird vereinfacht gesetzt:

$$a_L = 2,05u^{0,65} \quad \text{in } \text{Jcm}^{-2} \text{ h}^{-1} \text{ K}^{-1}. \quad (2.30a)$$

Damit lässt sich der Verdunstungswärmestrom angeben:

$$H_V = (a_L / \gamma)(e_{sW} - e_{aL}) \quad \text{in } \text{Jcm}^{-2} \text{ h}^{-1}. \quad (2.31)$$

Für Windmessungen in 1 m Höhe ergibt sich mit diesen Ansätzen die Verdunstung zu [49]:

$$E = 0,013u^{0,65}(e_{sW} - e_{aL}) \quad \text{in } \text{mmh}^{-1}. \quad (2.32)$$

Die direkte Anwendung der Energiebilanzgleichung auf Wasserflächen erfordert Messungen der Wassertemperatur und Messung der Strahlungsgrößen in engeren Zeitabständen. Das Verfahren wird auch zur Berechnung der Evaporation (potentielle Evaporation) von wassergesättigten Erdoberflächen benutzt. Die Energiebilanzmethode lässt sich auf größere Einzugsgebiete anwenden, wenn die Evapotranspiration für Zeitintervalle von mehr als zehn Tagen berechnet werden soll.

2.2.3.2 Anwendung des Strahlungskonzeptes

Für Gebiete, für welche Aufzeichnungen über Wind und Luftfeuchte fehlen, muss die Verdunstung aus der Lufttemperatur, der Sonnenscheindauer und/oder Strahlungsdaten ermittelt werden. Die potentielle Evapotranspiration wird aus der Sonnenstrahlung ermittelt, wobei von einem linearen Ansatz zwischen Sonnenstrahlung R_1 und Verdunstung ausgegangen wird:

$$ET_0 = a + bwR_1. \quad (2.33)$$

Die Werte von R_1 und den Gewichten w liegen tabelliert vor, z. B. in [36]. Der Gewichtungsfaktor kann auch über die Penman-Formel abgeschätzt werden.

Von den Formeln, die auf der Strahlung und der Lufttemperatur aufbauen, wird der Ansatz nach Turc [50] häufig für Gebietsverdunstungen verwendet. In die Formel nach *Blanley-Criddle*, die hauptsächlich zu Berechnung einer Referenzevapotranspiration für den Pflanzenwasserbedarf in semiariden (wolkenfreien) Gebieten aufgestellt wurde, gehen die tägliche, astronomisch mögliche Sonnenscheindauer (Tageslänge) und die mittlere Lufttemperatur T_L ein [36, 51]. Die täglichen Sonnenstunden s_N werden in Prozent der

jährlich maximal möglichen Sonnenstunden s_{Jahr} , die der Zeilensumme in Tab. 2.6 entspricht, ausgedrückt und ergeben das Prozentgewicht p :

$$ET_0 = f_{\text{BC}} \cdot s_{\text{N}} / s_{\text{NJahr}} \quad \text{in mm/d} \quad \text{mit} \quad f_{\text{BC}} = p(0,46T_L + 8,13). \quad (2.34)$$

Für andere Klimagebiete wurde Gl. 2.34 erweitert zu $ET_p = a + b \cdot ET_0$. Für Deutschland wird vorgeschlagen $ET_p = -1,55 + 0,96 ET_0$. Eine Differenzierung der Größen a ($-2,5 \leq a \leq -1,6$) und b ($0,8 \leq b \leq 1,8$) enthält [39].

Nach dem Ansatz von *Turc* kann die potentielle Verdunstungshöhe für Tageswerte anhand von Strahlung, Lufttemperaturen und -feuchte abgeschätzt werden [52]:

$$ET_0 = 0,0031 \cdot \frac{T}{T+15} \cdot [(0,19 + 0,55 \cdot s_n / s_N) R_a + 209] \quad \text{in mm/d} \quad (2.35)$$

für $r_L \geq 50\%$ und

$$ET_0 = 0,0031 \cdot \frac{T}{T+15} \left(1 + \frac{50 - r_L}{70} \right) \cdot [(0,19 + 0,55 \cdot s_n / s_N) R_a + 209] \quad (2.35a)$$

in mm/d für $r_L < 50\%$

Gleichung (2.35) wurde für eine Reihe von Einzugsgebieten in Deutschland geprüft und gilt nur für positive Lufttemperaturen [31].

2.2.3.3 Anwendung des aerodynamischen Konzepts

Bei Ansätzen, die hauptsächlich den aerodynamischen Transportprozess berücksichtigen, wird von folgenden Überlegungen ausgegangen. Die Geschwindigkeit, mit welcher Wassermoleküle die Wasseroberfläche verlassen, ist abhängig von der Temperatur der Wasseroberfläche und dem atmosphärischen Druck. Höhere Wassertemperaturen sind gleichbedeutend mit lebhafterer Molekülbewegung mit dem Resultat, dass mehr Moleküle sich aus dem Verband mit anderen Molekülen lösen und die Wasseroberfläche verlassen. Die Wassermoleküle bewegen sich mit einer Evaporationsrate E , die proportional dem Partialdruck infolge Wasserdampf ist, nämlich dem Dampfdruck der Luft: $E = (e_s - e_a) / p$. Der Sättigungsdampfdruck ist von der Oberflächentemperatur des Wassers T_w abhängig und der atmosphärische Dampfdruck e_a eine Funktion des Taupunkts T_d (Tab. 2.1). Ein Ansteigen des Luftdrucks hemmt die Molekülbewegung außerhalb des Wassers, hat aber nur Bedeutung, wenn es sich um Höhendifferenzen von mehreren hundert Metern handelt.

Die Verdunstung erfolgt durch den Eintritt der sich ständig bewegenden Wassermoleküle in die Luft, falls diese ein Sättigungsdefizit aufweist. Zusätzlich zu der Diffusionsverdunstung wird die Evaporation durch den Wind beeinflusst. In Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit werden durch die Luftturbulenzen die Luftmassen über der Verdunstungsfläche ausgetauscht. Da bei einem Verdunstungsprozess ohne seitlichen Luftaustausch die unteren Luftschichten allmählich mit Wasserdampf gesättigt werden, müsste die Verdunstungsrate allmählich abnehmen. Infolge Wind findet jedoch ein Austausch statt, so dass die Beziehung von Dalton Gl. (2.4) modifiziert wird zu:

$$E = f_0(u) \cdot (e_s - e_a) \quad \text{in cm d}^{-1} \quad (2.36)$$

mit $f_0(u)$ als Funktion der horizontalen mittleren Windgeschwindigkeit u in m/s und e_s bzw. e_a als Sättigungsdampfdruck der verdunstenden Oberfläche bzw. aktueller Dampfdruck der Luft in mbar. Auf der Grundlage des Dalton-Gesetzes sind eine Reihe von Formeln entstanden, die in [38, 50, 53] zusammengefasst sind. Bei diesen Formeln wird die Verdunstung indirekt aus Klimadaten abgeschätzt. Danach ist die in der Zeiteinheit von 1 cm² Fläche verdunstende Wasserdampfmenge gegeben durch Gl. (2.4):

$$E = Ad / p. \quad (2.37)$$

In einem geschlossenen Raum ohne Luftbewegung ist die Größe A gleich dem Diffusionskoeffizienten, der bei einer Temperatur von 0 °C und einem Luftdruck von $p = 1013$ mbar den Wert $2,23 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ besitzt.

Mit Formeln nach diesem aerodynamischen Ansatz wird eine potentielle Verdunstung berechnet. Zur Abschätzung der aktuellen Evapotranspiration werden Abminderungskoeffizienten in Abhängigkeit von der Vegetationsart und Jahreszeit eingeführt. Die Formeln werden häufig auf Monatsmittel der Klimadaten angewendet. Für gemäßigte humide Klimagebiete wurde von *Haude* folgender Ausdruck für die Verdunstung ET_H aufgestellt und anhand der Daten von Norddeutschland getestet [50, 54, 55]:

$$ET_H = f_H (e_s - e_a) = f_H \cdot e_s (1 - r / 100) \leq 7 \text{ mm/d.} \quad (2.38)$$

Die Bestimmung der Verdunstung nach Haude erfordert als einfach zu messende Eingangsdaten die Lufttemperatur und die relative Luftfeuchte r in %, da nur das aktuelle Sättigungsdefizit gemessen um 14⁰⁰ MOZ, benötigt wird. Die Größe f_H ist ein monatsweise variabler Faktor, der empirisch bestimmt wurde. Er ersetzt den Quotienten aus Diffusionskoeffizient und Luftdruck und beinhaltet außerdem alle übrigen Einflussfaktoren. Er weist daher einen Jahresgang auf (Tab. 2.7).

Tab. 2.7 Werte des Faktors f_H in $\text{mmhPa}^{-1} \text{d}^{-1} = \text{mm} \cdot \text{mbar} \cdot \text{d}^{-1}$ nach Haude

a) Für monatliche Verdunstungsgrößen [65, 67]

Monat	mittlere Werte	Gras	Winterweizen	Zuckerrüben	Mais
März	0,27	0,21	0,19	0,14 ^a	0,14 ^a
April	0,29	0,29	0,26	0,15	0,14 ^a
Mai	0,29	0,29	0,34	0,23	0,18
Juni	0,28	0,28	0,38	0,30	0,26
Juli	0,26	0,26	0,34	0,36	0,26
August	0,25	0,25	0,22	0,32	0,26
September	0,23	0,22	0,21	0,26	0,24
Oktober	0,22	0,22	0,20	0,19	0,21
Nov. bis Feb.	0,22	0,20	0,18	0,14 ^a	0,14 ^a

b) Anpassung an den phänologischen Entwicklungsstand nach Vergleichsmessungen mit Lysimetern [40], Haude-Faktor f_H in $\text{mm} \cdot \text{mm} \cdot \text{mbar}^{-1} \text{d}^{-1}$ für phänologische Phase

Getreide	Winter-Gerste	Sommer-Weizen
Ährenschieben	0,36	0,39
Blüte	0,45	0,65
Milchreife	0,45	0,54
Totreife	0,15	0,24

^a Koeffizient für unbewachsenes Feld**Beispiel**

Als Beispiel für die Anwendung der aerodynamischen Methode soll die monatliche Verdunstung für das Einzugsgebiet der Sieber/Harz am Pegel Herzberg ($A_{E_0} = 81,5 \text{ km}^2$) ermittelt und mit dem Verfahren der Wasserbilanz verglichen werden. Gegeben sind die Gebietsniederschläge N_i und die Abflusshöhen A_i in mm für die Jahre 1959/1960, so dass durch Differenzbildung $N - A = V$ eine Verdunstungsgröße erhalten wird (Tab. 2.8). Da der Niederschlag in dem überwiegend bewaldeten Einzugsgebiet als Freilandniederschlag gemessen wird, bleibt die Interzeption unberücksichtigt. Zur Berechnung der monatlichen Verdunstung ET_H nach Gl. (2.38) wird das Sättigungsdefizit unter Heranziehung von Tab. 2.1 bestimmt, wenn die 14^{oo} -Ablesungen der Temperatur T in $^{\circ}\text{C}$ und der relativen Luftfeuchte r in % vorliegen. In Tab. 2.8 sind zusätzlich die Größen e_s und e_a als 14^{oo} -Ablesungen in mbar aufgeführt. Nach der Wasserbilanz werden 1959 Differenzen zwischen Niederschlag und Abfluss von $786 - 452 = 334 \text{ mm}$ und 1960 von $1260 - 716 = 544 \text{ mm}$ berechnet. Die Verdunstung nach Haude beträgt 1959 507 mm und 1960 325 mm. Im Trockenjahr 1959 wird die Verdunstung zu groß berechnet im Vergleich zur Wasserbilanz, im nassen Jahr hingegen zeichnet sich eine gegenläufige Tendenz ab.

Tab. 2.8 Berechnung der Verdunstung nach der Wasserbilanz $V=N-A$ und nach Haude Gl. (2.38) (Jahresreihen 1959/1960). T , r_L , a und e_s sind Mittel der Ablesung um 14⁰⁰ MOZ

Jahr	Monat	N	A	T	r_L	e_s	e_a	$(e_s - e_a)$	f_H	ET_0
		mm	mm	°C	%	mm Hg	mm Hg	mm Hg	mm/ mm Hg	mm
1958	Nov.	28	36	3,1	93	7,6	7,1	0,5	0,22	3,3
	Dez.	144	83	1,0	90	6,5	5,9	0,7	0,22	4,8
1959	Jan.	142	95	-0,7	80	5,9	4,7	1,2	0,22	8,2
	Feb.	21	38	4,0	60	8,1	4,9	3,2	0,22	19,7
	März	40	71	7,9	63	10,7	6,7	4,0	0,22	27,3
	April	85	45	10,5	64	12,7	8,1	4,5	0,29	39,2
	Mai	44	22	13,2	60	15,2	9,1	6,1	0,29	54,8
	Juni	46	14	17,7	54	20,3	10,9	9,3	0,28	78,1
	Juli	94	20	20,9	55	24,7	13,5	11,2	0,26	90,3
	Aug.	84	14	18,5	63	21,3	13,5	7,8	0,25	60,5
	Sep.	3	7	17,6	44	20,1	8,9	11,2	0,23	77,3
	Okt.	55	7	11,8	55	13,9	7,6	6,3	0,22	43,0
Summe		786	452							506,5
1959	Nov.	56	13	4,4	80	8,4	6,7	1,7	0,22	11,2
	Dez.	85	31	0,5	92	6,4	5,9	0,5	0,22	3,4
1960	Jan.	193	118	-1,2	86	5,6	4,8	0,8	0,22	5,5
	Febr.	45	49	0,3	78	6,3	4,9	1,4	0,22	8,6
	März	40	91	4,3	72	8,3	6,0	2,3	0,22	15,7
	April	80	30	8,1	60	10,8	6,5	4,3	0,29	37,4
	Mai	120	54	13,6	62	15,6	9,6	6,0	0,29	53,9
	Juni	60	32	16,7	60	18,9	11,3	7,6	0,28	63,8
	Juli	102	27	15,0	68	17,1	11,6	5,5	0,26	44,3
	Aug.	156	64	15,4	74	17,5	12,9	4,6	0,25	35,7
	Sep.	88	67	13,4	71	15,3	10,9	4,4	0,23	30,0
	Okt.	235	140	9,3	81	11,7	9,5	2,2	0,22	15,0
Summe		1260	716							324,5

Ein Nachteil der Formel nach Haude liegt darin, dass sie sich auf einen Messwert pro Tag stützt. Die Anwendung der Formel hat im Besonderen beim Einsatz der künstlichen Feldberegnung Eingang gefunden. Der Faktor f_H kann den einzelnen Kulturen und ihrem phänologischen Stadium besser angepasst werden, wenn auf Messungen der aktuellen Evapotranspiration mit Lysimetern als Vergleichsgrundlage zurückgegriffen werden kann. Differenzierungen nach dem Entwicklungsstand enthält Tab. 2.7.

Für den mittleren Jahresgang der Verdunstung kann nach *Albrecht* für die alten Bundesländer Deutschland von folgender prozentualer Aufteilung ausgegangen werden: Nov.

2%, Dez. 1%, Jan. 18%, Feb. 2%, März 5%, April 8%, Mai 16%, Juni 17%, Juli 17%, Aug. 15%, Sept. 11% und Okt. 5%. Die Jahresverdunstung beträgt im Mittel der Jahresreihe 1931/1960 524 mm, wohingegen die mittlere Verdunstung freier Wasserflächen mit 650 mm/a angegeben wird [37].

2.2.3.4 Methode von aerodynamischem Konzept und Energiebilanz

Ein häufig angewendetes Kombinationsverfahren zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration wurde von Penman entwickelt, wobei die aerodynamischen Terme und die Strahlungskomponenten kombiniert wurden [55, 56]. Die Penman-Gleichung wurde für flache, stehende Gewässer entwickelt und wird für die Verdunstung von Erdoberflächen herangezogen. Es werden empirisch gewonnene Beziehungen verwendet im Hinblick darauf, dass die Bestimmung der Referenzevapotranspiration ET_0 aus üblicherweise vorhandenen Klimadaten erfolgt. Von *Penman* wird angenommen, dass gilt:

$$s = \frac{e_{sW} - e_{sL}}{T_W - T_L} = de / dT.$$

Das Bowen-Verhältnis lässt sich nach Gl. (2.19) ausdrücken zu:

$$B_o = \frac{\gamma}{s} \left[1 - \frac{(e_{sL} - e_{aL})}{(e_W - e_L)} \right]. \quad (2.39)$$

Eingesetzt in Gl. (2.21) wird erhalten, wenn für $f(u) = E/(e_{sL} - e_{aL})$ eingeführt wird:

$$ET_0 = \frac{s}{s + \gamma} (H_V + H_K) + \frac{g}{s + \gamma} f(u)(e_{sL} - e_{aL}). \quad (2.40)$$

oder für $H_V + H_K = R_{SB}$ wird in der Schreibweise nach [36] die Form erhalten:

$$ET_0 = \underbrace{WR_{SB}}_{\text{Strahlungsterm}} + \underbrace{(1 - W)f(u)(e_s - e_u)}_{\text{aerodynamischer Term}} \quad (2.41)$$

ET_0 : Referenzevapotranspiration in mm/d,

W: Gewichtungsfaktor; $s/(s + \gamma)$; (Tab. 2.1),

s: Veränderung des Sättigungsdampfdrucks mit der Temperatur (=Steigung der Dampfdruckkurve),

Tab. 2.9 Werte des Gewichtsfaktors W in Gl. (2.41) für den Effekt der Strahlung auf ET_0 für verschiedene Temperaturen und Meereshöhen nach [36]

Temperaturen In °C	Höhe über Meeresspiegel in m			
	0	500	1000	2000
2	0,43	0,44	0,46	0,49
4	0,46	0,48	0,49	0,52
6	0,49	0,51	0,52	0,55
8	0,52	0,54	0,55	0,58
10	0,55	0,57	0,58	0,61
12	0,58	0,60	0,61	0,64
14	0,61	0,62	0,64	0,66
16	0,64	0,65	0,66	0,69
18	0,66	0,67	0,69	0,71
20	0,68	0,70	0,71	0,73
22	0,71	0,72	0,73	0,75
24	0,73	0,74	0,75	0,77
26	0,75	0,76	0,77	0,79
28	0,77	0,78	0,79	0,81
30	0,78	0,79	0,80	0,82
32	0,80	0,81	0,82	0,84
34	0,82	0,82	0,83	0,85
36	0,83	0,84	0,85	0,86
38	0,84	0,85	0,86	0,87
40	0,85	0,86	0,87	0,88

γ : Psychrometerkonstante; $\gamma=0,61$ mbar/°C für $p=1000$ mbar,

R_{SB} : $R_{Nr}-R_{Nl}=R_{SB}$; Strahlungsbilanz als äquivalente Evaporation in mm/d,

R_{Nl} : Umrechnung der extraterristischen Strahlung R_a in Nettostrahlung für eine Reflexion von $a_r=0,25$ und unterschiedliche Verhältnisse für die Besonnung:
 $R_{Nl}=(1-a_r)(0,25+0,5s_n/s_N)$,

R_S : $(0,25+0,5s_n/s_N) R_a$ = Einstrahlung in mm/d,

s_n/s_N : Verhältnis von aktueller Sonnenscheindauer s_n zu den Gesamtstunden mit Tageslicht s_N ; (Tab. 2.8),

R_a : extraterristische Strahlung als äquivalente Evapotranspiration in mm/d (Tab. 2.5),

R_{N1} :	$f(T)f(e_a)f(s_n/s_N)$ = langwellige Nettostrahlung in mm/d als Funktion von Temperatur, Dampfdruck und Sonnenscheinquotient,
$f(T)$:	$= \sigma T^4 = 1,98 \cdot 10^{-9} (273 + T)^4$,
$f(e_a)$:	$= 0,34 - 0,044(e_a)^{1/2}$ oder $(e_a)^{0,5}$ (für trockenes Klima),
$f(s_n/s_N)$:	$= 0,1 + 0,9(s_n/s_N)$; für 52° Breite: $f(s_n/s_N) = (0,16 + 0,69 s_n/s_N)$,
e_a, e_s :	aktueller Dampfdruck bzw. Sättigungsdampfdruck der Luft in mbar,
$f(u)$:	Windfunktion, $f(u) = 0,27 (1 + u_2/100)$ mit u_2 als Windweg in 2 m Höhe in km/d,
T:	mittlere tägliche Temperatur in °C.

W entspricht dem Gewicht der Strahlung auf die Größe ET_0 . Mit dem Gewicht von Wind und Luftfeuchte auf die Verdunstung ist $(1 - W)$ gleichbedeutend. Die Nettostrahlung als Differenz aller ein- und ausstrahlenden Komponenten, abgemindert um den Gewichtungsfaktor W , ist gleich dem Strahlungsterm. Der Wichtungsfaktor verdoppelt sich etwa von $W = 0,43$ bei 0 °C auf 0,85 bei 40 °C. Außerdem besteht ein geringes Ansteigen von W mit zunehmender Meereshöhe (Tab. 2.9).

Da Messungen der Strahlungsbilanz häufig nicht vorliegen, erfolgt eine Abschätzung des kurzwelligen Anteils aus der extraterrestrischen Strahlung und des langwelligen Anteils aus Lufttemperatur, Luftfeuchte und Sonnenscheindauer. Die kurzwellige Strahlung wird anhand der extraterrestrischen Strahlung R_a geschätzt (Tab. 2.5). Zur Berechnung wird zunächst aus R_a die Sonnenstrahlung R_I bestimmt, indem R_a um den Anteil der täglichen Sonnenstunden vermindert wird. Die maximalen täglichen Tageslichtstunden sind ebenfalls eine Funktion der geographischen Breite (Tab. 2.6). Beim Fehlen von Messungen von R_S kann für wöchentliche oder monatliche Mittel der kurzwelligen Strahlung folgende Beziehung zu den Sonnenscheinstunden s_N nach Angström gefunden werden (Gl. 2.10). Für mittlere Verhältnisse kann gesetzt werden:

$$R_S = (0,25 + 0,5s_n / s_N)R_a. \quad (2.42)$$

Aus der Sonnenstrahlung R_S wird die kurzwellige Nettostrahlung R_{Nk} durch Einführung eines mittleren Reflexionskoeffizienten $a_r = 0,25$ für pflanzenbestandene Oberflächen bzw. 0,05 für Wasserflächen ermittelt. Die kurzwellige Nettostrahlung ergibt sich aus:

$$R_{Nk} = (1 - a_r)R_S \quad (2.43)$$

mit a_r als Reflexionskoeffizient. Wird R_S als Einstrahlung in mm/d ausgedrückt, erhält man die resultierende kurzwellige Nettostrahlung R_{Nk} :

$$R_{Nk} = (1 - a_r)R_S = (1 - 0,25)(0,25 + 0,5s_n / s_N)R_a. \quad (2.44)$$

Die langwellige Nettostrahlung R_{N1} wird als Produkt von Temperatur, Sättigungsdampfdruck und Anteil der Sonnenstunden an den Tageslichtstunden dargestellt:

$$R_{NI} = f(T)f(e_a)f(s_n / s_N). \quad (2.45)$$

Diese Funktionen ergeben sich bei Darstellung als Verdunstungsäquivalent in mm/d zu [39]:

$$f(T) = \sigma T^4 = 1,98 \cdot 10^{-9} (273 + T)^4, \quad (2.45a)$$

$$f(e_a) = 0,34 - 0,044(e_a)^{1/2} \quad \text{oder} \quad f(e_a) = (e_a)^{0,5}, \quad (2.45b)$$

$$f(s_n / s_N) = 0,1 + 0,9(s_n / s_N). \quad (2.45c)$$

Die Nettostrahlung R_n wird als äquivalente Verdunstung in mm/d ausgedrückt unter Berücksichtigung der üblichen positiven Darstellung des Wasserverlustes durch Verdunstung. Zur Ermittlung der Strahlungsbilanz R_{SB} ist die Summe aus kurz- und langwelliger Nettostrahlung zu bilden. Da die kurzwellige Nettostrahlung immer einen Nettoverlust darstellt, ergibt sich der Strahlungssaldo zu:

$$R_{SB} = R_{NK} - R_{NI}.$$

Für die Windfunktion wurde von Penman anhand der üblichen Windmessungen u_2 in 2 m Höhe folgender Ansatz benutzt:

$$f(u) = 0,27(1 + u_2 / 100). \quad (2.46)$$

Wenn Windmessungen aus anderen Höhen z_n als $z_2 = 2$ m vorliegen, erfolgt unter Annahme eines logarithmischen Windprofils eine Korrektur der u_2 -Werte anhand des Ausdrucks $u_2/u_z = [(z_2 - d)/z_n]^{1/7}$. So sind z. B. Windmessungen in 0,5 m Höhe mit dem Faktor 1,35, in 3 m Höhe mit 0,93 und in 10 m Höhe mit 0,77 zu belegen, um den Wert u_2 zu erhalten.

Beispiel

Am Beispiel der Station Braunlage (NN+605 m) und für die Jahresreihe 1959/1960 soll für das Einzugsgebiet der Sieber am Pegel Herzberg das Verfahren nach Penman aufgezeigt (Tab. 2.10) und mit der Differenz $D=N-A$ nach Tab. 2.8 verglichen werden (Tabellenrechnung für 1960 in Tab. 2.10) nicht dargestellt). Aus den gegebenen Daten wird die kurz- und die langwellige Strahlungsbilanz sowie die Gesamtstrahlungsbilanz bestimmt. Danach werden die einzelnen Terme der (Gl. 2.39) aufgelistet und die potentielle Evapotranspiration ET_0 berechnet. Für das Jahr 1959 ergibt sich mit $ET_0 = 796$ mm ein höherer Wert als er aus Niederschlag minus Abfluss für das benachbarte Siebergebiet ermittelt wurde (Tab. 2.8). Die errechnete potentielle Evapotranspiration für das relativ warme, trockene und strahlungsreiche Jahr 1959 kann aber wegen der eingeschränkten Wasserverfügbarkeit nicht realisiert werden. Für das kühlere und feuchtere Jahr 1960 liegt die errechnete Verdunstung mit 636 mm etwa 17% höher als die nach der Wasserhaushalts-

Tab. 2.10 Berechnung der monatlichen Verdunstung ET_0 in mm/Monat (= mm/m) nach Penman; kurz- und langwellige Nettostrahlung, Gesamtstrahlungsbilanz (Gl. (2.41))

1959	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O
T (°C)	1,8	0,5	-2,0	0,4	4,2	7,1	10,2	13,8	17,2	15,1	12,3	7,3
e_s (mb)	7,0	6,7	5,3	6,3	8,2	10,1	12,4	15,8	19,6	17,2	14,3	10,2
e_a (mb)	6,8	5,9	4,5	4,7	6,7	7,9	8,8	10,1	13,2	13,3	9,0	7,0
s_n/s_N (-)	0,05	0,06	0,24	0,56	0,40	0,39	0,45	0,57	0,51	0,44	0,76	0,56
U_2 (km/d)	96	157	127	170	147	209	209	196	157	170	147	196
W (-)	0,45	0,42	0,39	0,42	0,48	0,52	0,57	0,62	0,66	0,63	0,60	0,52
R_s (mm/m)	0,96	0,76	1,20	3,04	3,85	5,34	7,31	8,97	7,72	6,08	6,49	3,43
R_{ns} (mm/m)	0,72	0,57	0,90	2,28	2,89	4,00	5,48	6,73	5,79	4,56	4,87	2,57
f(T) (-)	11,3	11,1	10,7	11,7	11,7	12,2	12,7	13,4	14,0	13,6	13,1	12,2
f(e) (-)	0,23	0,23	0,23	0,24	0,23	0,22	0,21	0,20	0,18	0,18	0,21	0,22
f(s_n/s_N) (-)	0,14	0,15	0,32	0,60	0,46	0,45	0,50	0,61	0,56	0,50	0,78	0,60
R_{nl} (mm/m)	0,36	0,38	0,79	1,60	1,24	1,21	1,33	1,63	1,41	1,22	2,15	1,61
R_n (mm/m)	0,36	0,19	0,11	0,68	1,65	2,79	4,15	5,10	4,38	3,34	2,72	0,96
f(u)=(-)	0,53	0,69	0,61	0,73	0,67	0,83	0,83	0,80	0,69	0,73	0,67	0,80
$e_s - e_a$ (mb)	0,2	0,4	0,8	1,1	1,5	2,1	3,6	5,7	6,3	3,7	5,2	3,1
ET_0 (mm/m)	6,6	7,4	10,6	27,0	40,8	68,6	113,2	146,8	135,4	96,2	90,8	52,4
(ET_0) (mm/m)	5,6	5,5	7,8	16,9	35,8	61,6	100,8	132,5	126,1	89,9	83,8	51,0

gleichung und entspricht etwa dem Verhältnis von potentieller zu aktueller Evapotranspiration. Infolge der niedrigeren Temperaturen und der geringeren Strahlung gegenüber dem Jahr 1959 wirkt sich in diesem Fall die Vernachlässigung des Wärmestroms in Boden und Pflanzenmasse nicht so stark aus. Für die Berechnung werden nur die Messdaten einer einzigen Klimastation benutzt und als repräsentativ für das gesamte Einzugsgebiet angenommen. Werden nicht die Messwerte der Strahlung verwendet, sondern die Werte der Tab. 2.5, erhält man mit 717 bzw. 591 mm geringere jährliche Verdunstungssummen.

Die errechnete Verdunstung entspricht der realen Evapotranspiration, wenn der Wind tagsüber etwa die doppelte Geschwindigkeit aufweist als während der Nacht bei gleichzeitigen Werten der Luftfeuchte von <60%. Die potentielle Evapotranspiration nach (Gl. 2.41) wird um 5 bis 20% erhöht bei hoher Einstrahlung und hoher Luftfeuchte während der Nacht in Sommermonaten. Bei gleicher Windgeschwindigkeit während der Tages- und Nachtzeit sind die nach (Gl. 2.41) berechneten Werte um 5 bis 25% abzumini-

den. In der Penman-Formel wird vernachlässigt, dass ein Teil der verfügbaren Energie zur Erwärmung des Bodens und der Phytomasse verbraucht wird und daher nicht für den Verdunstungsprozess genutzt werden kann. Die Übereinstimmung zwischen den Werten nach der Kombinationsmethode und den Messungen an Verdunstungspfannen ergibt gute Korrelationen [57, 58]. Die Unsicherheit bei der Bestimmung der Verdunstung aus relativ einfach zu gewinnenden Klimadaten ist aber bei der Penman-Formel weniger groß als bei den oben genannten Verfahren [31, 38, 59]. Eine Weiterentwicklung der Penman Formel ist das Verfahren nach Penman-Monteith. Danach wird die reale Evapotranspiration ET_a berechnet aus der effektiven Strahlungsbilanz und dem Sättigungsdefizit. Zusätzlich werden zwei Verdunstungswiderstände des Pflanzenbestandes eingeführt: ein aerodynamischer Widerstand r_a und ein mittlerer Stomata-Widerstand r_s [27, 60]:

$$ET_a = \frac{1}{L_v} \cdot \frac{s(R_N - H_B) + \frac{\rho \cdot c_p}{r_a} \cdot (e_{sL} - e_{aL})}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (2.40a)$$

Zur Berechnung der Gras-Referenzverdunstung ET_a wird $r_a = 208$ s/m für eine Windgeschwindigkeit von 1 m/s festgelegt und $r_s = 70$ s/m, so dass sich der Stundenwert von ET_0 (mm/h) mit u_2 als Windgeschwindigkeit berechnet zu:

$$ET_0 = \frac{\frac{s(R_N - H_B)}{L_v} + \gamma \frac{3,75}{T + 273} \cdot u_2 (e_{sL} - e_{aL})}{s + \gamma(1 + 0,34u_2)} \quad (2.40b)$$

Die Berechnung der Gras-Referenzverdunstung nach Penman-Monteith erfolgt mit dem Programm der FAO, welches unter (<ftp.fao.org>) als CROPWAT72.ZIP herunter geladen werden kann [60, 61]. Die Gras-Referenzverdunstung liefert für deutsche Verhältnisse ca. 10% niedrigere Werte als das Verfahren nach Haude [62].

2.3 Abfluss

2.3.1 Wasserstand

Die Wasserstandsaufzeichnungen in Gewässern in Verbindung mit Abflussmessungen sind Voraussetzung für die Ermittlung der Abflussganglinie, welche die Ausgangsgrundlage für die Erfassung des oberirdischen Wasserdargebots bildet. Wasserstände können verhältnismäßig einfach gemessen werden. Die Einrichtung von Pegeln zur Wasserstandsbeobachtung ist wurde bereits vor 4000 Jahren in Ägypten zur Beobachtung des Nilwasserstands (Nilometer) angewendet. Regelmäßige Wasserstandsbeobachtungen in Deutschland werden ab 1727 an der Elbe und etwas später an Oder und Rhein vorgenommen,

ursprünglich nur für die Belange der Schifffahrt [6]; davor sind nur extreme Hochwassermarken überliefert. Zu Beginn des 19. Jahrhunderts setzten regelmäßige Beobachtungen an Lattenpegeln, oft in Verbindung mit Flusskorrekturen, in größerem Umfang ein. 1810 wurden in Preußen und 1826 in Baden Instruktionen für Pegelbeobachter herausgegeben. Heute sind die Einrichtungen und der Betrieb von Pegeln durch Vorschriften der hydrologischen Dienste geregelt [63–66].

Die Wasserstände werden in Deutschland seltener durch regelmäßige Ablesungen an Lattenpegeln beobachtet. Verbreitet ist die kontinuierliche Aufzeichnung auf Pegelbögen/Bandschriebe bei Schreibpegeln oder die Registrierung durch einen digitalen Datensammler, was das Vorhandensein von (eigner) Stromquelle und Telefonanschluss erfordert, wenn die Messstelle mit einem Anrufpegel ausgestattet werden soll. Die mit einem redundanten System ausgerüsteten Aktivpegel, die z. B. beim Hochwarndienst eingesetzt werden, lassen eine Abfrage von Wasserstand oder Abfluss zu und melden sich automatisch beim Erreichen einer Warnstufe. Bei der Auswahl der Pegelstelle ist Wert auf eine zuverlässige Ermittlung des gesamten Abflusses auch bei Hoch- und Niedrigwasser zu legen. Sodann muss die Pegelstelle leicht und immer zugänglich sein. Für den Pegelstandort ergeben sich besonders günstige Voraussetzungen, wenn folgende Forderungen erfüllt sind: Die Pegelstelle soll soweit oberhalb des Zusammenflusses mit einem anderen Gewässer liegen, dass kein Rückstau auftritt. Außerdem soll sie nicht durch den Betrieb von Wasserkraftanlagen, Wehren, Talsperren oder anderer künstlicher Abflussregelungen beeinflusst werden. Eine günstige Stelle ist daher die Lage in einer geraden Flussstrecke unmittelbar oberhalb einer natürlichen Felsstrecke, eines Gefällesprunges oder an einem künstlichen Kontrollquerschnitt. Im Hinblick auf die Abflussermittlung soll der Messquerschnitt stabil sein und darf weder der Erosion noch der Auflandung unterliegen. Die Sohle soll frei von Verkräutung sein; andernfalls sind die Abflussmessungen ständig zu wiederholen.

Jede Pegelstelle ist mit einem *Lattenpegel* ausgestattet, der auch zur Kontrolle des Schreibpegels dient. Der Lattenpegel besteht aus einer festeingebauten Pegellatte mit einer zweifarbigem 2- bzw. 1 cm-Teilung, die aus emailliertem Stahlblech oder Kunststoff gefertigt ist. Ist bei größeren Wasserstandsschwankungen eine einzige vertikale Pegellatte nicht mehr ausreichend, werden mehrere höhenmäßig gestaffelte, vertikale Lattenpegel (Staffelpegel) oder bei regelmäßigen Profilen parallel zur Böschungsneigung verlaufende, schräg liegende Pegel (Schräg- bzw. Treppenpegel) verwendet. Bei den Schrägpegeln muss die Pegellatte mit einer der Böschungsneigung entsprechenden Skalenteilung versehen werden. Bei Lattenpegeln erfolgen im Normalfall einmal täglich Ablesungen, der Terminwert wird dem Tagesmittel gleichgesetzt. Bei Hochwasser erfolgen Ablesungen im Stundenbereich, z. B. alle zwei Stunden. Lattenpegelablesungen sind infolge von Wellenwirkungen oder Brückenstau oft ungenau. Bei einer anderen von Hand betriebenen Wasserstandsregistrierung wird mit einem Lichtlot der Abstand von einem Fixpunkt z. B. Brückengeländer und Wasseroberfläche gemessen.

Bei *Schreibpegeln* zur kontinuierlichen Wasserstandsufzeichnung sind verschiedene Bauarten im Gebrauch, die nach der Art des Antriebs (Übertragung) und der Registrierung unterschieden werden. Beim Schwimmerpegel wird als Antrieb ein Schwimmer verwen-

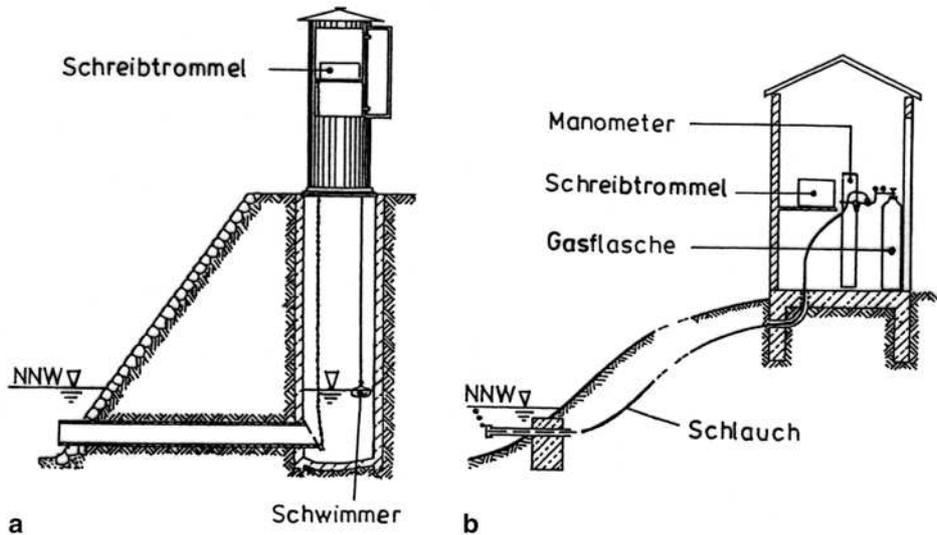


Abb. 2.7 Schwimmerpegel (a) und Druckluftpegel (b)

det, der durch ein über eine Rolle geführtes Stahlseil mit einem Gegengewicht verbunden ist. Die Umlenkrolle steht mit dem Schreibwerk in Verbindung, so dass die Wasserstandsänderungen durch die Rollenbewegung übertragen werden. Der Schwimmer wird in einem Schacht oder Standrohr geführt (Abb 2.7). In dem Schacht befindet sich eine unter 45° nach flussabwärts gerichtete Öffnung, falls der Pegel unmittelbar am Wasser an einer Ufermauer steht. Sonst wird die Verbindung zwischen dem Schacht, dessen Sohle sich unter dem niedrigsten Niedrigwasserstand befindet, und dem Fluss durch einen zum Fluss hin leicht geneigten Ansatzstutzen hergestellt. Das Querschnittsverhältnis zwischen Schwimmerschacht F_s [m²] und Öffnung im Ansatzstutzen F_a [m²] sollte $< 1/200$ betragen, um Wellenbewegungen zu dämpfen. Bei starker Schwebstoffführung muss der Durchmesser der Einlauföffnung auf ≥ 5 cm vergrößert werden. Wird von diesen Verhältnissen zu stark abgewichen, ist die Pegelaufzeichnung mit einer Verzögerung behaftet, die bei Flüssen mit rasch schwankenden Wasserständen berücksichtigt werden muss. Die Verzögerung h im Wasserpiegelanstieg auf dem Registrierpapier errechnet sich zu:

$$\Delta h = (0,01/g)(L/D)(F_s/F_a)^2 (dh/dt)^2 \quad \text{in m} \quad (2.47)$$

L, D : Länge bzw. Durchmesser des Ansatzstutzens in m bzw m²,
 dh/dt : kurzandauernde maximale Wasserstandsänderung in m/s.

Zum Schutz gegen Vereisung wird bei Schwimmerpegeln in den Schwimmerschacht Öl eingefüllt. Diese betrieblichen Nachteile, wie Gefahr der Verschlämzung und des Einfrierens und hohe Baukosten, werden bei Druckluftpegeln, die eine Fernübertragung bis zu

mehreren hundert Metern ermöglichen, teilweise vermieden (Abb 2.7). Außerdem erlauben die Pneumatikpegel, große Wasserstandsschwankungen zu messen, wie sie in Talsperren auftreten. Das Messprinzip beruht auf dem Gleichgewicht zwischen dem Gasdruck (Luft oder Stickstoff) und dem Wasserdruck. Das Gas wird über eine Leitung mit einer konstanten Rate, z. B. 20 Blasen pro Minute, in eine Flüssigkeit geleitet, und der statische Druck der Flüssigkeit über der Austrittsöffnung ist ein Maß für die Wassertiefe. Der zeitliche Verlauf des Drucks wird graphisch, analog oder digital aufgezeichnet.

Wasserstandsänderungen können über eine Druckmessdose mit elektrischem Ausgang registriert werden. An berührungslosen Wasserstandsmessungen sind Ultraschallmessungen zu nennen, die bei Kläranlagenabläufen und in Flüssen bei schwierig zu bestimmender Abflusskurve eingesetzt werden, da der Sensor gegen Beschädigung durch Eis, Treibzeug usw. geschützt ist.

Die herkömmliche Wasserstandsregistrierung erfolgt auf Pegelbögen, die eine Einteilung von mindestens 48 mm Schreiblänge pro Tag aufweisen. Für den Höhenmaßstab wird üblicherweise ein Übersetzungsverhältnis von 1:5, 1:10 oder 1:20 gewählt, so dass eine Ablesegenauigkeit von 3 mm Wasserstandsänderung auf einer vertikalen Schreibtrommel noch gegeben ist. Bei sehr großen Wasserstandsschwankungen wird durch ein Umkehrschreibwerk die Ganglinie beim Überschreiten eines Grenzwasserstandes nach unten geklappt aufgezeichnet. Eine Vergrößerung des Aufzeichnungsmaßstabes wird auch durch die Verwendung horizontaler Schreibtrommeln ermöglicht. Im Gegensatz zu diesen Trommelschreibern mit Wochenumlauf erfolgt bei Bandschreibern die Registrierung auf einem endlosen Papierstreifen mit 2, 5 oder 10 mm Papiervorschub pro Stunde. Die digitale Registrierung auf Datenspeichern ist heute gängige Praxis, sie ermöglicht eine schnellere Auswertung.

Vielfach ist es erforderlich, die Messwerte fern zu übertragen, wenn eine kontinuierliche Überwachung des Gewässers, eine Auslösung von Regel- und Steuerfunktionen für wasserwirtschaftliche Anlagen über Grenzwerte des Wasserstands und eine zentrale Datenerfassung und -auswertung vorgenommen werden sollen. Als Übertragungsart kommen Kabel oder Funk zur Anwendung. Bekanntester Typ ist der Pegelanrufbeantworter, bei welchem der Wasserstand und seine Tendenz im Bedarfsfall telephonisch abgefragt werden können. Eine Übertragung durch Satelliten ist üblich [67, 68].

Großzahl- oder Weitsichtpegel werden für die Schifffahrt verwendet, bei denen der Wasserstand und seine Tendenz aus mehreren Hundert Metern Entfernung abgelesen werden kann. Tassenpegel zum Festhalten der Scheitelwasserstände, werden vereinzelt zur Hochwasserbeobachtung im Tidegebiet, eingesetzt. An einer lotrechten Pegellatte sind in Abständen von 10 cm Tassen angebracht, die bei Hochwasser bis zum maximal erreichten Wasserstand gefüllt werden. Der Scheitelwasserstand wird durch die oberste gefüllte Tasse gekennzeichnet. Bei Messungen mittels Messblenden oder Messgerinnen in kleinen Bächen wird der Wasserstand mit Stechpegeln abgetastet, die eine Ablesegenauigkeit von $\pm 0,2$ mm erlauben.

Jeder Pegel in einem hydrologischen Netz wird auf ein festes Niveau, das Pegelnull, bezogen. Der Pegelnullpunkt wird so tief gelegt, dass auch bei niedrigstem Niedrigwasser

und unter Berücksichtigung möglicher Sohlvertiefungen keine negativen Ablesungen auftreten können. Die Lage des Pegels, die Beschreibung der baulichen Anlage nebst Zeichnungen, Höhenmessungen, Abflussquerschnitt usw. sind in einer Pegelakte (Pegelstamm-buch) festgehalten [64].

2.3.2 Direkte Abflussmessung mit Messwehren und Messgerinnen

Die Ermittlung des Abflusses ist für viele wasserwirtschaftliche Aufgaben von zentraler Bedeutung. Der Abfluss aus einem Einzugsgebiet zerfällt in die ober- und unterirdischen Komponenten. Beide Komponenten werden in der Regel indirekt über Wasserstände und denen damit zugeordneten Durchflussflächen und Fließgeschwindigkeiten ermittelt. Für die Messung der Grundwasserflüsse wird auf eine umfangreiche Spezialliteratur verwiesen [69–71].

Zur Erfassung der oberirdischen Abflusskomponenten dienen hydrometrische Stationen. Die hydrometrischen Stationen werden klassifiziert in Pegel erster bis dritter Ordnung [63]. Die Ordnung des Pegels und die Art der Abflussmessung sind von der Bedeutung des Gewässers und der Größe des Durchflusses abhängig. Für *direkte Abflussmessungen* werden Abflussmessbauwerke eingesetzt, wie standardisierte Messwehre oder Messgerinne, bei denen eine feste Abhängigkeit zwischen Wasserstand und Überfall bzw. Durchfluss besteht [72–74]. Bei *indirekte Abflussmessungen* werden über die Fließgeschwindigkeiten und die ihnen zugeordneten Durchflussflächen die Teilabflüsse ermittelt, wobei die Geschwindigkeit mit Messflügeln, Staurohren, Schwimmern, Tracern oder anderen Methoden gemessen wird. Dazu kann auch die Berechnung des Abflusses nach hydraulischen Ansätzen für Freispiegelgerinne gezählt werden, wobei Querschnitt, Gefälle und Rauheit bekannt sein müssen. Bezüglich der Durchflussmessung in Rohrleitungen und Turbinen wird auf [75] hingewiesen.

Volumetrische Messungen, wie sie in Wasserbaulaboratorien oder Versuchspartellen durchgeführt werden, sind auf Abflüsse bis ca. 50 l/s beschränkt. Zur Abflussermittlung wird der Abfluss in einen Behälter umgeleitet und die Zeit zur Füllung eines bekannten Gefäßvolumens gemessen. Der Abfluss ergibt sich aus der Division des gefüllten Behältervolumens durch die Füllzeit unter der Voraussetzung, dass der Abfluss während der Füllungsphase keine starken Schwankungen aufweist. Bei Durchflüssen bis wenigen m³/s kann der Abfluss durch den Wasserstand oberhalb eines eingebauten künstlichen Kontrollquerschnitts erfasst werden. Diese vorgefertigten *Messgerinne* oder *Messwehre* werden in Laborversuchen geeicht und müssen im natürlichen Wasserlauf die gleichen Aufstellungsbedingungen aufweisen, wenn die geeichten Wasserstands-Abfluss-Beziehungen übernommen werden sollen. Es wird nach dünnwandigen Messwehrrahmen und Kontraktionsgerinnen unterschieden (Abb 2.8). Messwehre können in kleinen natürlichen Wasserläufen eingesetzt werden, die keine starke Geschiebe- und Treibzeugführung aufweisen. Sie kommen zum Einsatz, wenn eine sehr hohe Genauigkeit an die Abflussermittlung gestellt wird wie in hydrologischen Versuchsgebieten oder bei Bewässerungen. Die

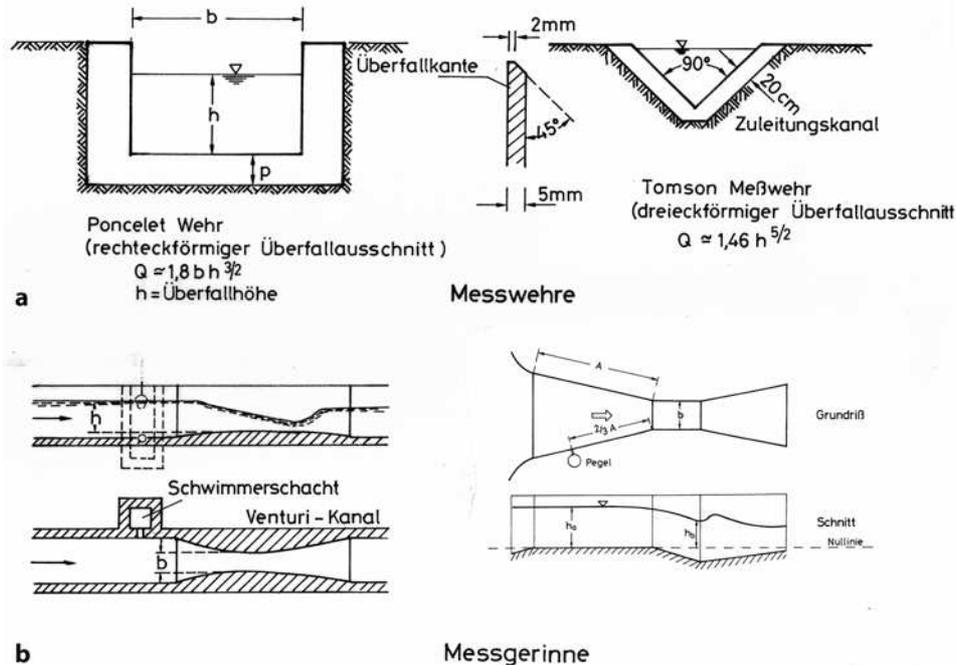


Abb. 2.8 Rechteck- und Dreieckmesswehre sowie Venturi- und Parshallmessgerinne

Wahl eines rechteckigen, dreieckigen oder trapezförmigen Messquerschnitts hängt von dem zulässigen Aufstau ab:

$$Q_{\max} / Q_{\min} \leq (H_{\max} / H_{\min})^{3/2} \quad (2.48)$$

Q_{\max}, Q_{\min} : Extremwerte des Abflusses, die noch gemessen werden sollen,
 H_{\max}, H_{\min} : zulässiger Aufstau zwischen Ober- und Unterwasser.

Kann das Kriterium nach (Gl. 2.48) nicht eingehalten werden, kommen dreieck- oder trapezförmige Messquerschnitte zur Anwendung. Generell sollte das Messbauwerk so ausgelegt sein, dass im Messquerschnitt eine Wassertiefe bzw. Überfallhöhe von 5 bis 8 cm nicht unterschritten wird.

Besondere Beachtung muss der Ausbildung von Messgerinnen in Wasserläufen mit großem Gefälle geschenkt werden. Bei Gefälle $< 1\%$ (Froude'sche Zahl $Fr < 0,25$) ist der Einfluss der Anströmgeschwindigkeit vernachlässigbar, bei Gefällen zwischen 1 bis 4% ($0,25 < Fr < 0,5$) von untergeordneter Bedeutung und bei $Fr > 0,5$ treten größere Fehler auf. Bei $Fr > 0,6$ müssen die Messgerinne nach völlig anderen Gesichtspunkten, z. B. als Überfallwehre, konzipiert werden. Bei Gerinnen mit mäßigem Gefälle und nennenswerter Geschiebeführung wird den Messgerinnen der Vorzug gegeben, obwohl hier die Froude'sche Zahl von der Wasserführung abhängt. Müssen die Aufstauhöhen auf ein Minimum

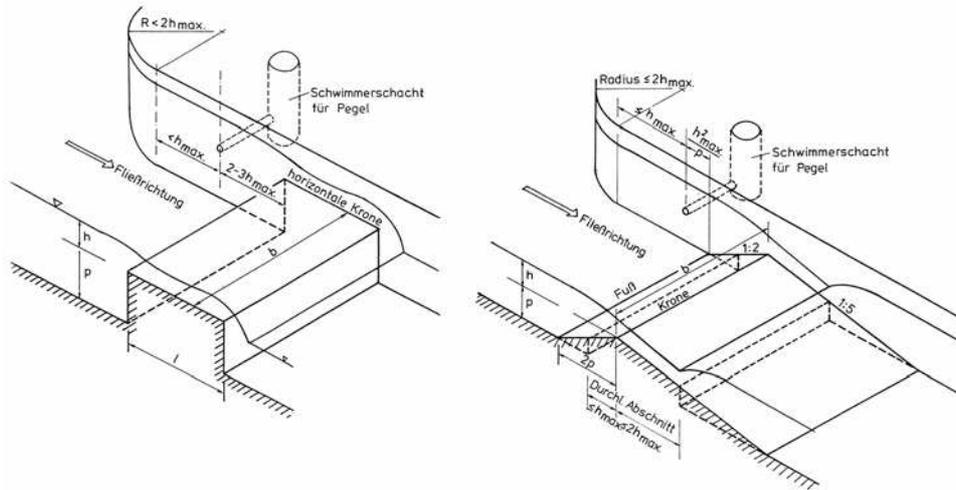


Abb. 2.9 Rechteck- und Dreieckmesswehre für größere Abflüsse

reduziert werden, wie in Bewässerungskanälen, bieten sich dach- und rechteckförmige Grundwehre an, die den geringsten Aufstau aufweisen, gefolgt von Venturigerinnen, die auch in kreisförmigen Abwasserkanälen eingesetzt werden [76] und Parshall-Messgerinne. Bei rechteckigen Durchflussquerschnitten erfordert für $Fr < 0,2$ ein Rechtecküberfall den geringsten Konstruktionsaufwand, gefolgt von der rechteckförmigen Grundschwelle. Für $0,2 < Fr < 0,4$ ist die dachförmige Grundschwelle besonders günstig und für $0,4 < Fr < 0,6$ die rechteckförmige (Abb 2.9).

Beim Einbau von Messwehren und -gerinnen sind verschiedene Bedingungen bezüglich des Ober- und Unterwassergerinnes und der Messstelle selbst zu beachten. Das sorgfältig zu wartende Messwehr sollte in einem rückstaufreien Abschnitt des Gewässers mit schwachem Gefälle liegen, der ein einheitliches Profil und eine verhältnismäßig gleichmäßige Geschwindigkeitsverteilung aufweist. Zwecks gleichförmiger Anströmung sollte das Oberwasser auf einer Länge, die etwa der zehnfachen Wehrbreite entspricht, einen geradlinigen Verlauf aufweisen. Sickerwege im Bereich des Bauwerks sollen ausgeschlossen sein, desgleichen eine Umströmung bei Hochwasser. Bei Grundwehren sollte der rechteckförmig ausgekleidete Oberwasserquerschnitt eine Länge aufweisen, die mindestens der maximalen Überfallhöhe entspricht. Die Abflussbedingungen im Unterwasser sind nur von Bedeutung bei Grundwehren, insbesondere können sich Auflandungen störend auswirken. Der Messquerschnitt sollte vertikal zur Anströmung liegen und keine größeren Rauigkeiten aufweisen. Für die Berechnung des Abflusses sollten die Abmessungen des fertigen Bauwerks zugrunde gelegt werden. Bei zusammengesetzten Wehren mit unterschiedlichen Kronenhöhen sollte durch Trennwände der zweidimensionale Strömungsvorgang sichergestellt werden.

Bei dreieckförmigen Messblenden kommt am häufigsten das Thomson-Wehr mit einem Öffnungswinkel von 90° zur Anwendung [77]. Die Überfallformel lautet (Abb 2.8):

$$Q = C_D (8/15) (2g)^{1/2} h^{5/2} \tan \alpha / 2 \quad \text{in m}^3/\text{s}. \quad (2.49)$$

- C_D : Beiwert für Dreieckwehr; $0,60 < C_D < 0,58$ für scharfkantige Wehre und $\alpha \leq 90^\circ$;
 ($C_D \approx 0,565 + 0,0087h^{1/2}$),
 h : Überfallhöhe; $0,05 < h < 0,40$ m,
 p : geringste Wassertiefe vor dem Wehr; $h/p \leq 0,4$; $p \geq 0,45$ m (=Differenz Überfallhöhe – Sohlhöhe).

Näherungsweise gilt für scharfkantige, dreieckförmige Messwehrschaablonen (Öffnungswinkel $\alpha = 90^\circ$):

$$Q \approx 1,34 h^{2,47}. \quad (2.49a)$$

Für eine scharfkantige, rechteckförmige Messblende der Breite b gilt, wenn p die Wassertiefe bis zur Überlaufkante ist:

$$Q \approx b C_R (2/3)^{3/2} (2g)^{1/2} h^{3/2} \quad \text{mit} \quad C_R = 0,602 + 0,075(h/p) \quad (2.50)$$

Für breitkronige und dachförmige Wehre mit breiter Aufstandsfläche, die in größeren Kanälen eingebaut werden, gilt bei Einhaltung der Grenztiefe (Abb 2.9):

$$Q \approx b(2/3)^{1,5} C_B \sqrt{2g} h^{3/2} \quad \text{in } m^3 / s, \quad (2.51)$$

wobei C_B der Überfallbeiwert (überschläglich $C_B \approx 0,64$), b die Breite der Wehrkrone und h die Überfallhöhe bedeuten. Die Überfallhöhe wird bei allen Messgerinnen und -wehren in einem Abstand vom Messquerschnitt gemessen, welcher der zwei- bis vierfachen Überfallhöhe entspricht. Die Überfallbeiwerte liegen für Standardtypen tabelliert vor [65, 78, 79] oder müssen durch Abflussmessungen in situ geeicht werden.

Eine weitere Art der direkten Abflussmessung erfolgt durch Messgerinne mit Fließwechsel. Die vorgefertigten Messgerinne, die sich für die Abflüsse von 5 l/s bis 5 m³/s eignen, sind stromlinienförmig ausgebildet und bewirken durch Kontraktion eine Beschleunigung des Abflusses verbunden mit einer Absenkung des Wasserspiegels bis zur Grenztiefe. Hierunter fallen die Venturi- und Parshall-Gerinne. Beim *Venturi*-Gerinne sollte die Oberwassertiefe mindestens die 1,25-fache Unterwassertiefe betragen und die Grenztiefe muss erreicht werden [80]. Das Gerinne wird horizontal eingebaut und die Einschnürungsstrecke muss mindestens die 1,5-fache Länge der maximalen Oberwassertiefe ausmachen. Die Anschlussstrecke im Oberwasser soll auf eine Länge von 1,3 m ebenfalls eine horizontale Sohle aufweisen. Der Abfluss soll auf einer Länge, die der 20-fachen Kronenbreite B entspricht, nicht schießen. Der Wasserstand h wird in einer Entfernung, die dem vierfachen maximalen Aufstau entspricht, oberhalb der Einschnürungsstelle abgelesen. Der Abfluss beträgt (Abb 2.8):

$$Q = (2/3)^{3/2} (2g)^{1/2} C_v C_{VEN} b h^{3/2} \quad (2.52)$$

Mit der Einschnürungsbreite $b \geq 0,1$ m, $h/b \leq 3$, $0,05 \leq h \leq 1,8$ m, wobei C_v ein Geschwindigkeitskoeffizient ($1 < C_v < 1,14$) und C_{VEN} der einzueichende Gerätebeiwert ($0,92 < C_{VEN} < 0,99$) sind. Venturi-Gerinne können auch mit geeigneten Seitenwänden ausgebildet werden [81].

Die *Parshall*-Gerinne, die als mobile Messgeräte in der Feldbewässerung eingesetzt werden, sind typisiert [65, 81]. Überschlägig erhält man bei rückstaufreien Abfluss für ein 3-Zoll-Gerinne die Beziehung (Abb 2.8):

$$Q = 1,139h_a^{1,5797^c} \quad \text{in cfs.} \quad (2.53)$$

2.3.3 Ermittlung des Abflusses über Fließgeschwindigkeit und Durchflussfläche

Bei größeren Durchflüssen in Flüssen werden aus wirtschaftlichen Gründen Abflussmessbauwerke durch Messmethoden ersetzt, bei denen der unregelmäßige Durchflussquerschnitt in Teilflächen aufgeteilt wird [82]. Für jede Teilfläche wird die mittlere Fließgeschwindigkeit v_m bestimmt und durch Multiplikation mit der zugehörigen Durchflussfläche der Teilabfluss ermittelt. Zur Bestimmung der mittleren Fließgeschwindigkeit jeder Teilfläche erhält man aus Punktmessungen der Fließgeschwindigkeiten längs einer *Messlotrechten*, deren vertikale Verteilung möglichst vollständig erfasst wird, beim Messflügelverfahren die *Geschwindigkeitsfläche*, deren Flächeninhalt dividiert durch die Wassertiefe dem Wert v_m entspricht (s. Abb 2.10). Messungen der Fließgeschwindigkeit an einem beliebigen Punkt im Durchflussquerschnitt wurden im Prinzip erst möglich durch das Staurohr, das um 1732 von Pitot verwendet wurde. Der 1784 von Woltmann entwickelte propellerartige Messflügel ermöglichte die Durchflussermittlung in Flüssen, auch für kleine Fließgeschwindigkeiten. Heute werden Messflügel im Bereich von $0,03 < v < 6,00$ m/s eingesetzt [83].

Die Abflussermittlung mit Messflügeln ist ein gängiges, robustes Messverfahren. Als Messflügel (hydrometrische Flügel) werden Propeller oder nach Art der Windmesser Schalenkreuze verwendet, die drehbar als Vorsatz auf einem stromlinienförmigen wasserdichten Körper angebracht sind, der einen Zählmechanismus für die Umdrehungen des Propellers enthält. Die Umdrehungen pro Sekunde werden über Kabel an ein Zählwerk geleitet. Aus ihnen lässt sich mit der herstellerseitig gelieferten Eichkurve des Flügels die Geschwindigkeit angeben. Die Wassertiefe an den einzelnen Messstellen im Fluss (Messlotrechte), an denen die mittlere Fließgeschwindigkeit ermittelt werden soll, wird mit einer Peilstange bzw. mit einer Peilleine, an welcher der Flügel befestigt ist, oder mit dem Echolot bestimmt. Die Fließgeschwindigkeit wird in diesen Messlotrechten an einem oder mehreren Tiefenpunkten mit dem Messflügel gemessen. Die Zahl der Messpunkte in einer Messlotrechten hängt von der gewünschten Genauigkeit, der Wassertiefe und von der verfügbaren Zeit zur Durchführung der Messung ab. Die mittlere Geschwindigkeit v_m der Messlotrechten entspricht dem Flächeninhalt, den Ordinate und Geschwindig-

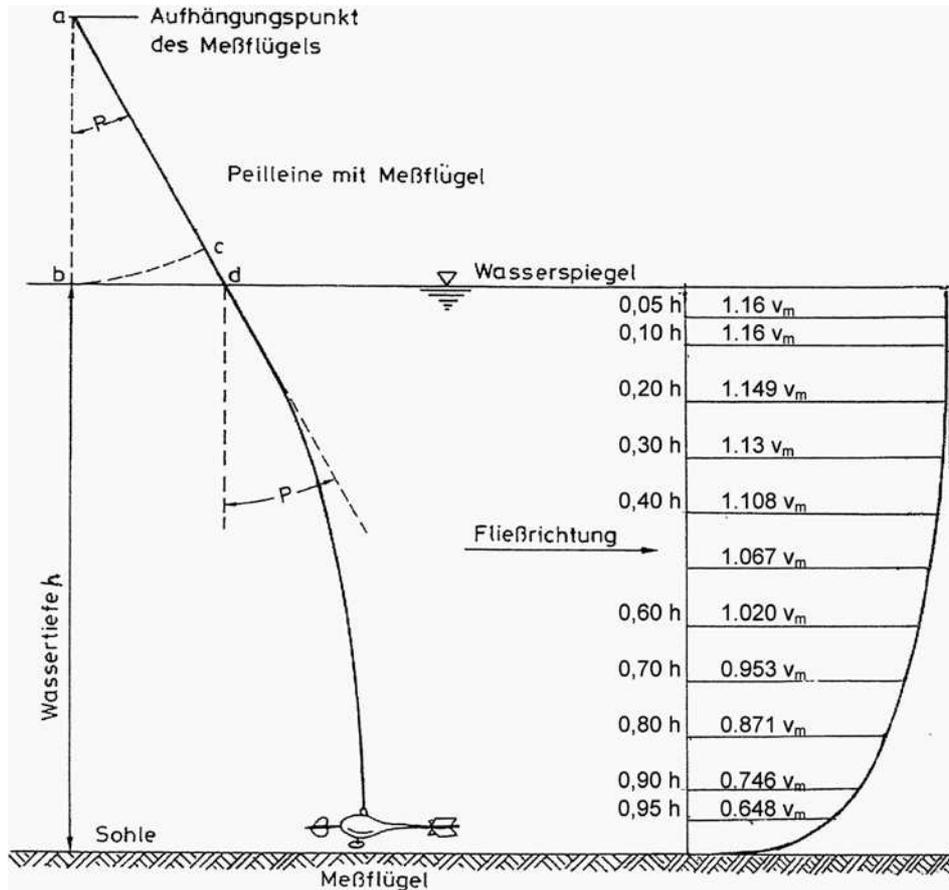


Abb. 2.10 Linke Figur: Abdriften des Messflügels bei größeren Fließgeschwindigkeiten. Rechte Figur: Vertikales parabolisches Geschwindigkeitsprofil nach [65], in der Ordinate ist die Messhöhe unter dem Wasserspiegel als Bruchteil der gesamten Wassertiefe h aufgetragen; in der Abszisse die horizontalen Geschwindigkeiten in Tiefenpunkten als Bruchteile der mittleren Geschwindigkeit v_m

keitsprofil bilden, die Geschwindigkeitsfläche (Abb 2.10). Anhand der gemessenen Tiefe, Geschwindigkeit v_m und Breite kann der Teilabfluss, der einer Messlotrechte zugeordnet ist, ermittelt werden. Der Abstand zwischen den einzelnen Messlotrechten sollte bei unregelmäßigen Querschnitten $1/24$ der gesamten Durchflussbreite nicht unterschreiten. Bei regelmäßigen Querschnitten kann dieser Wert auf $1/10$ abgemindert werden, jedoch sollte auf jedes Segment weniger als 10% des Gesamtabflusses entfallen (Abb 2.11). Einflussgrößen, wie Anzahl, Lage, Tiefe und mittlere Fließgeschwindigkeit der Messlotrechten auf die Genauigkeit der Durchflussmessungen und ihre Messunsicherheiten können abgeschätzt werden [82, 84, 85]. Weniger Messlotrechte kann ein sehr kleines Gewässer erfordern, wenn der Abstand zweier Messlotrechten kleiner ist als der Flügeldurchmesser. Der Messquerschnitt wird senkrecht zur Strömungsrichtung gelegt und der Abstand der

verteilung in vertikaler und horizontaler Richtung regelmäßig ist. Bei Geschwindigkeiten $\geq 0,3$ m/s und Messtiefen $\geq 0,3$ m sinken die Ungenauigkeiten unter 3 %.

Wird für die Tiefenmessung der Messflügel nebst fischkörperartigem Ballastgewicht an einem Seil befestigt, ist bei größeren Fließgeschwindigkeiten und Wassertiefen, wie sie bei Hochwasser auftreten, der Winkel zwischen dem abgedrifteten Messflügel und der Vertikalen zu messen (Abb 2.10). Die Wassertiefe h ergibt sich aus dem Winkel P zwischen Vertikaler und Peillinie, an welcher der Messflügel hängt. Bis zur Wasseroberfläche beträgt nach Abb 2.10 der Unterschied cd zwischen der vertikalen Länge ab und der Länge ad , die an der abgedrifteten Peilleine gemessen wird: $cd = ab(1/\cos P) - 1$ (Tab. 2.11). Für die Tiefenkorrektur unterhalb der Wasserlinie wird davon ausgegangen, dass die Tangente an jedem Punkt der Peilleine der Resultierenden aus Strömungskräften und Flügelgewicht entspricht. Unter diesen Voraussetzungen können Unterschiede zwischen wahrer Wassertiefe und Länge des benetzten Teils der Peilleine der Tab. 2.8 entnommen werden. Der Fehler, der durch den nicht benetzten Teil der Lotleine bedingt ist, kann ausgeschaltet werden, indem mit der Tiefenmessung ab Wasserspiegel begonnen wird. Bei Vernachlässigung des Abdriftwinkels werden zu große Durchflüsse berechnet, die bei Abweichungen von mehr als 30° zu großen Fehlern führen. Bei großen Fließgeschwindigkeiten wird am Messflügel ein Ballastgewicht zur Lagestabilisierung angehängt, z. B. bei $v > 5$ m/s ein Ballast von ≥ 100 kg.

Bei einer Hochwassermessung von einer Brücke aus betrage der Abdriftwinkel 20° , der Messflügel erreiche nach 12 m die Sohle. Der Abstand der Peilleine von der Wasseroberfläche bis zur Brücke wird in dieser Position des Messflügels mit 5 m gemessen. Nach Tab. 2.11 beträgt die Korrektur für den Abstand Brücke-Wasserspiegel 0,32 m und die Wassertiefe von 7 m muss um 0,20 m verringert werden.

In Kenntnis der häufig beobachteten parabelförmigen Geschwindigkeitsflächen wurde eine parabolische Geschwindigkeitsverteilung konzipiert, die als Hintergrundinformation für unvollständige Messverfahren dient (Abb 2.10). Bei der *2-Punkt-Methode* wird die Geschwindigkeit in 0,2 und 0,8 h der Wassertiefe h von der Sohle aus gemessen. Die mittlere Fließgeschwindigkeit v_m entspricht dem Mittel der beiden Geschwindigkeiten, $v_m = (v_{0,2} + v_{0,8})/2$, was einem trapezförmige Profil entspricht. Die Genauigkeit dieser Methode ist etwa $\pm 7\%$. Bei der *1-Punkt-Methode* wird die Geschwindigkeitsmessung in 0,4 h von der Sohle aus gemessen, (bzw. 0,6 h nach Abb 2.10), der mittleren Geschwindigkeit v_m der Messlotrechten gleichgesetzt. Diese Methode kann angewendet werden bei geringen Wassertiefen $0,1 < h < 0,75$ m. Sie kann erforderlich werden, wenn bei schnell ansteigendem Abfluss eine kurze Messzeit verlangt ist; die Methode ist aber ungenau. Viele Punkte pro Messlotrechte erfordern größere Messzeiten, da bei Verwendung von Messflügeln für jeden Messpunkt von einer Messzeit von > 60 s ausgegangen werden sollte.

Bei der *3-Punkt-Methode* werden Geschwindigkeitsmessungen in 0,2, 0,6 und 0,8 h , von der Sohle aus gemessen, vorgenommen, wenn die Ufervegetation stört und die Wassertiefe etwa $\geq 0,75$ m ist. Die mittlere Fließgeschwindigkeit der Messlotrechten wird errechnet zu $v_m = (v_{0,2h} + 2v_{0,6h} + v_{0,8h})/4$. Das Messverfahren wird u. a. bei Eis und starker Verkrautung angewendet. Bei der *5-Punkt-Methode* werden die Geschwindigkeiten un-

mittelbar unterhalb der Oberfläche v_o bzw. über der Sohle v_s sowie die von drei weitere Messpunkten in 0,2, 0,6, und 0,8 der Tiefe h berücksichtigt bei der Mittelung: $v_m = (v_o + 3v_{0,2h} + 3v_{0,6h} + 2v_{0,8h} + v_s)/10$. Dieses Messverfahren wird herangezogen, wenn die Geschwindigkeitsverteilung in der Vertikalen sehr unregelmäßig ist. Genauere Messungen des Geschwindigkeitsprofils gehen von 6 bis 10 Messpunkten je Messlotrechte aus. Die mittlere Geschwindigkeit kann auch integrierend gemessen werden. Dabei wird der Messflügel mit einer Spezialwinde mit konstanter Geschwindigkeit z. B. von ≤ 4 cm/s in der Messlotrechten abgesenkt.

Der Gesamtabfluss wird arithmetisch oder graphisch ermittelt. Beim arithmetischen Verfahren wird der Teilabfluss entweder über eine gemittelte Geschwindigkeit oder eine gemittelte Durchflussbreite berechnet. Der Teilabfluss der Messlotrechten 1 und 2 wird bei gemittelter Fließgeschwindigkeit berechnet zu:

$$Q_1 = [(v_1 + v_2) / 2][(h_1 + h_2) / 2]b \quad \text{und} \quad \Sigma Q_i = Q.$$

Bei gemittelten Durchflussbreiten wird erhalten (Abb 2.12):

$$Q = h_1 v_1 (b_1 / 2 + b_2 / 2) + h_2 v_2 (b_2 / 2 + b_3 / 2) + \dots \quad (2.54)$$

Bei der graphischen Ermittlung kann der Abfluss über Geschwindigkeitsflächen oder Linien gleicher Geschwindigkeit (*Isotachen*) ermittelt werden. Bei den Geschwindigkeitsflächen wird die mittlere Fließgeschwindigkeit jeder Vertikalen mit der zugehörigen Gesamtwassertiefe multipliziert, aufgetragen und die Endpunkte zu einer Geschwindigkeitsfläche verbunden (Abb 2.11). Der Flächeninhalt ist gleich dem Durchfluss. Die Auswertung wird zeitsparender durch EDV-Anlagen vorgenommen, z. B. mit der Spline-Interpolationsmethode [64]. Beim graphischen Verfahren werden die Isotachen gezeichnet, der Flächeninhalt zwischen zwei aufeinander folgenden Isotachen mit der zugehörigen mittleren Fließgeschwindigkeit multipliziert und zum Gesamtabfluss aufsummiert. Der berechnete Abflusswert jeder Messung wird gegen den zugehörigen Wasserstand zur Abflusskurve aufgetragen. Als zugehöriger Wasserstand wird in der Regel die Pegelablesung gewählt, die zeitlich in die Mitte der Messdauer fällt.

Zur *Abflussmessung mit akustischen und elektromagnetischen Methoden* stehen mehrere Messgeräte zur Verfügung, welche die Erfassung, Aufbereitung und Speicherung der Messwerte geräteintern vornehmen und nur den gemessenen Durchfluss und die Verteilung der Geschwindigkeit anzeigen. Einzelne Funktionen können den Angaben hydro-metrischer Firmen oder der Literatur entnommen werden. Hier soll nur das Messprinzip und die Einsatzmöglichkeiten der Messverfahren skizziert werden. Bezüglich der *magnetischen Induktion*, die bevorzugt beim Durchfluss durch Rohrleitungen eingesetzt wird, wird auf die Literatur verwiesen [65, 87].

Das Laufzeit-Differenz-Prinzip oder kurz *Laufzeitverfahren*, das seit mehr als 40 Jahre regulär eingesetzt wird, beruht auf der Ultraschallmessung. Beim Laufzeitverfahren werden meist auf beiden Seiten des Flusses zweier schräg zueinander liegende Ultra-

schall-Sender und -Empfänger angeordnet. Parallel zur Wasseroberfläche wird das Ultraschallsignal einmal schräg mit und einmal schräg gegen die Fließrichtung von einem Ufer zum anderen gesendet. Da die Laufzeit gegen die Fließrichtung länger ist als die einer Schallwelle in Fließrichtung, ist die Differenz beider Signale direkt proportional zur Fließgeschwindigkeit.

Zwischen der Strömungsrichtung der Fließgeschwindigkeit v_x und der Richtung der Schallgeschwindigkeit auf dem akustischen Pfades v_{Pfad} besteht der Zusammenhang: $v_x = v_{\text{Pfad}} / \cos\varphi$. Der Winkel wird zwischen 30° und 60° gewählt. Der Fehler beim Laufzeitverfahren hängt vom dem Winkel zwischen dem akustischen Pfad und dem Winkel der Strömung ab, die nicht parallel zum Ufer verläuft. Bei einem Winkel von 30° zwischen dem akustischen Pfad und der Senkrechten zum Ufer tritt ein Fehler der Geschwindigkeit von 1% auf, wenn die uferparallele Strömung um 1° abweicht. Verläuft die Hauptströmung nicht parallel zum Ufer wird der erste Messpfad so gelegt, dass er den zweiten Pfad kreuzt. Die Anzahl der akustischen Pfade in der Vertikalen, z. B. 3 bis 5 Messebenen, hängt davon ab, ob erhebliche Wasserstands Schwankungen auftreten oder die vertikale Geschwindigkeitsverteilung stark von der theoretischen abweicht wie z. B. bei abgestuften Trapezprofilen mit MW-Gerinne und aufgesetztem, verbreiterten HW-Profil. Längs des Schallweges muss ein Mindestabstand zur Wasseroberfläche und zur Sohle eingehalten werden, um Überlagerungen von Reflektionen mit dem Direktstrahl zu vermeiden. Bei der Ein-Ebenenmessung wird davon ausgegangen, dass die mittlere Geschwindigkeit jeden Profils gleich der Geschwindigkeit in der Wassertiefe $0,4 h$ über der mittleren Sohle ist.

Bei der Konfiguration der gekreuzten akustischen Pfade liegen Sender und Wandler auf beiden Ufern so gegenüber, dass die akustischen Pfade sich kreuzen. Die Kreuzstreckenordnung wird bei Flusskrümmungen oder stark wechselnden Durchflussquerschnitten gewählt. Beim Reflektor System befinden sich Sender und Empfänger auf einem Ufer. Der Durchflussquerschnitt muss also nicht mit Kabeln durchquert werden. Das schräg auf das gegenüberliegende Ufer gesandte, akustische Signal wird dort von einem Reflektor aufgefangen, intern verstärkt und phasenverschoben weiter zum schräg nach flussabwärts gegenüberliegenden Empfänger gesandt. Bei rückstaufreien Querschnitten mit einem stabilen Geschwindigkeitsprofil kann ein einziger akustischer Pfad ausreichen für die Messung der Geschwindigkeit des gesamten Durchflusses.

Da die Fließgeschwindigkeit kontinuierlich gemessen werden kann, eignet sich das Verfahren für permanente Abflussbeobachtungen in Flussquerschnitten, die von der Tide beeinflusst sind, oder für Flussmündungen, die im Rückstaubereich von Strömen liegen. Nachteil des Verfahrens ist, dass nur die mittlere Geschwindigkeit im Querschnitt ermittelt wird, was bei stark unterschiedlichen Verteilungen der Geschwindigkeit im Profil zu Ungenauigkeiten führen kann.

Mit *Radarwellen*, die vom Flugzeug schräg auf die Wasseroberfläche gesendet werden, kann anhand der Reflexionen die Geschwindigkeit sich bewegender Strukturen an der Wasseroberfläche gemessen und daraus die Fließgeschwindigkeit der Wasseroberfläche berechnet werden. Mit empirischen Formeln wird auf die mittlere Geschwindigkeit im Durchfluss-

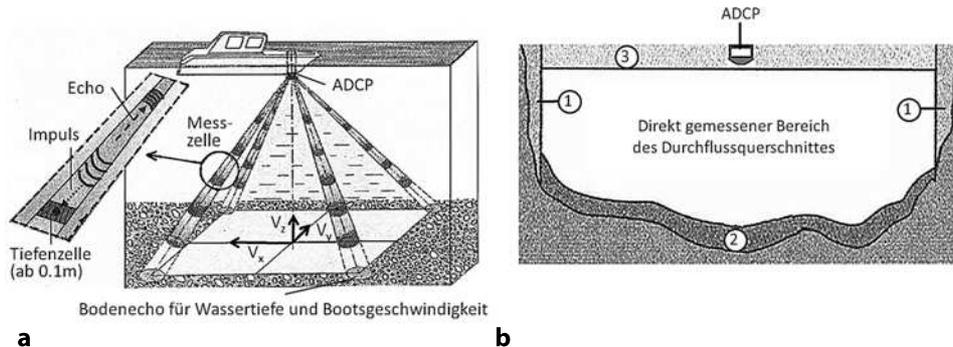


Abb. 2.12 Linke Figur: Prinzip der Abflussmessung nach dem Moving Boat – Verfahren, modifiziert nach [89]; die Pyramide bildet die Messzellen mit verschiedenen Tiefenstufen (einzelne Tiefenzelle s. Ausschnitt), Wassertiefe und Bootsgeschwindigkeit werden aus dem Bodenecho bestimmt; Rechte Figur: Nicht messbare Randbereiche eines Durchflussquerschnittes bei ADCP-Messungen. 1 ufernahe Zonen (Böschungsbereich). 2 sohlennaher Bereich. 3 Wasserlamelle nahe Sensor (Blanking)

querschnitt geschlossen, was zurzeit noch mit Fehlern behaftet ist [88]. Das Verfahren kann bei extremen Hochwassern zur Ergänzung der Pegelmessungen eingesetzt werden.

Der Dopplereffekt beschreibt die Veränderung der Wellenlänge einer Schall- oder elektromagnetischen Welle für den Fall, dass sich Quelle und Empfänger der Wellen relativ zueinander bewegen. Beim *Ultraschall – Dopplerverfahren* werden akustische Signale im Ultraschallbereich (Ultraschallimpulse) vom Messgerät ausgesendet, an unregelmäßig verstreuten Partikeln im Wasser, wie Schwebstoffe und Plankton, reflektiert und wieder empfangen. Es wird angenommen, dass die Partikelgeschwindigkeit der des Wassers entspricht. Die Relativgeschwindigkeit zwischen Sender, Reflektor und Empfänger verändert die Frequenz (Abb 2.12).

Die Messung vom Messboot aus (*Moving Boat Verfahren*) oder von einem unbemannten Trägergerät (z. B. Katamaran oder Trimaran), das auf einem (beliebigen) Kurs von Ufer zu Ufer fährt oder geschleppt wird, entspricht im Prinzip der Flügelmessverfahren. Mit dem Einsatz des *ACDP* (= *Acoustic Doppler Current Profiler*) kann die vertikale Fliessgeschwindigkeitsverteilung im Durchflussquerschnitt bestimmt werden. Der am Bootsboden angebrachte ADCP, an dessen Unterseite sich 4 Ultraschallwandler befinden, sendet auf gespreizten akustischen Pfaden Signale zur Berechnung der x,y,z – Komponenten der Fliessgeschwindigkeit (Abb 2.12).

Zur Berechnung der Fliessgeschwindigkeit (x,y,z-Richtung) werden nur 3 akustische Pfade benötigt; der vierte wird benutzt zur Berechnung des Fehlers bei der Geschwindigkeitsermittlung. Jeweils ein sich gegenüberliegendes Paar der Ultraschallwandler misst die Horizontalbewegung in einer Richtung, beide messen parallel die Vertikalbewegung. Der ADCP sendet auf einem akustischen Pfad Ultraschallimpulse in die Wassersäule und empfängt zwischen den Impulsen die Signale, welche von Partikeln im Wasser reflektiert werden. Zur Abtastung der Sohle werden möglichst lange Signale benutzt. Dabei wird angenommen, dass sich die Sohle in Ruhe befindet und die gemessenen Geschwindigkeiten nur auf die Fahrgeschwindigkeit zurückzuführen sind.

Da Fließgeschwindigkeit und damit auch die Frequenzverschiebungen im gesamten Messbereich nicht gleich sind, wird die Entfernung, in der das akustische Signal reflektiert wird, mittels Zeitfenster bestimmt. Die Zeit zwischen Aussenden und Empfangen der Schallwellen wird mit Hilfe der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen in die zurückgelegte Entfernung umgewandelt. Die gesamte Zeitspanne, während der Rückstreusignale empfangen werden, wird in gleiche Zeitfenster eingeteilt. Alle Daten, die innerhalb eines Zeitfensters eintreffen, werden derselben Tiefenzelle zugeordnet. Um den Grad der Überlappung gering zu halten, werden kurze Impulse und große Zelltiefen empfohlen, z. B. Tiefenzellengrößen von 0,1 bis 0,25 m. Mit Hilfe des Zeitfensters kann daraus die Geschwindigkeit in verschiedenen Tiefen abgeleitet werden. Die ADCP-Geräte arbeiten im Überschallbereich, häufig mit einer Schwingerfrequenz von 300 bis 3000 kHz; die geringste Frequenz von kommerziell erhältlichen ADCP liegt bei 30 kHz. Hohe Frequenzen sind besonders geeignet für kleine Wassertiefen. Der ADCP wird bei Wassertiefen > 1 m eingesetzt, einige Geräte erlauben den Einsatz bereit ab 0,3 m.

Der Schall wird durch die Partikel verändert sowie durch den ADCP-Empfänger, so dass 2 Änderungen in der Doppler Gleichung $F_D = F_S(V/C)$ zu berücksichtigen sind, d. h.:

$$F_D = 2 F_S(V/C).$$

F_D, F_S : reflektierter bzw ausgesandter Schall in Hz,

V : relative Geschwindigkeit zwischen Schallquelle und -empfänger in m/s,

C : Schallgeschwindigkeit im Wasser; $1400 < C < 1500$ m/s für Wassertemperaturen $0 < T < 25$ °C,

Die Doppler-Änderung gilt für die Geschwindigkeitskomponente, die mit der geradlinigen Verbindung von Sender und Empfänger zusammenfällt; demzufolge lautet die Gleichung für eine Geschwindigkeit, die unter dem Winkel Φ zwischen akustischem Signal und Strömungsrichtung verläuft: $F_D = 2 F_S(V/C)\cos\Phi$.

Der ADCP misst die 3-dimensionale Fließgeschwindigkeit in tiefenmäßig abgestuften Zellen entlang eines Ultraschallstrahles. Meist verfügt der ADCP über 4 Schallemitter bzw. -empfänger. Die 4 Sender bilden mit der Vertikalen einen Winkel von 20 bis 30°. Sie bilden also die Spitze einer gleichschenkligen 4-seitigen Pyramide mit 4 Flächen (Janus-Konfiguration). Es werden gleichzeitig die Verteilung der Fließgeschwindigkeit in Messzellen, z. B. 20 bis 40 Messpunkte pro Vertikale, die Bootgeschwindigkeit, die Wassertiefe und damit der Durchflussquerschnitt gemessen. Die Daten werden vektoriell verknüpft und der Durchfluss wird unabhängig vom Messweg erhalten. Die Bodensignale können durch Geschiebetrieb beeinflusst werden.

Über die Frequenzverschiebung des von den Partikeln reflektierten Schallsignals lassen sich die Partikelgeschwindigkeit bzw. die Strömungsgeschwindigkeit berechnen. Der dreidimensionale Strömungsvektor wird dadurch bestimmt, dass die detektierten Geschwindigkeiten gleicher Referenzhöhe zu einem Geschwindigkeitstripel zusammengefasst werden. Eine turbulente Strömung ist in einer horizontalen Ebene ungleichförmig und die Standardabweichung der Messungenauigkeit ist unkorreliert. Werden die Messungen wiederholt und gemittelt, nimmt durch die Mittelung über N Datenwerte die Ungenauigkeit mit \sqrt{N} ab.

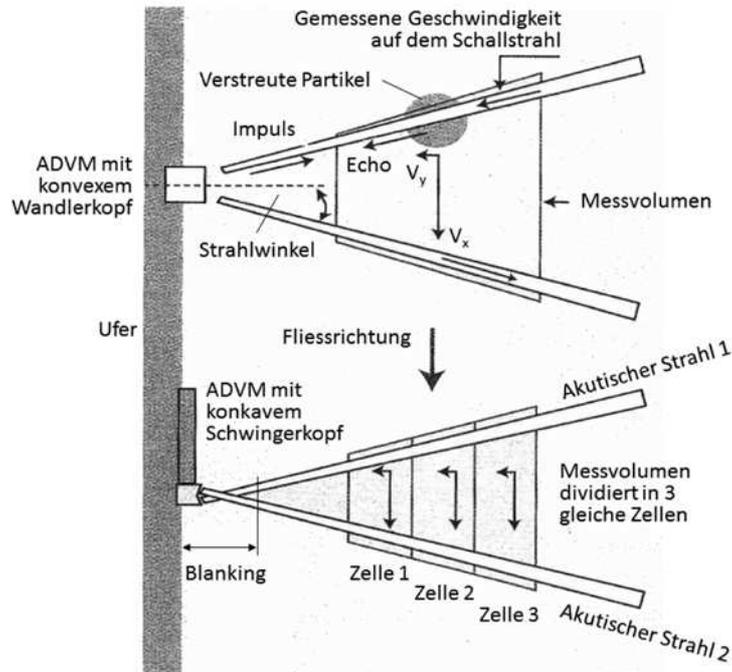


Abb. 2.13 Schema einer ADVM-Anlage für einen konvexen (*oberes*) und konkaven Wandler (*unteres Bild*) und Geschwindigkeitsmessung mit einer oder mehreren Messzelle in einer Horizontale nach [65]

Im unmittelbaren Ufer- und Sohlbereich sowie in der Wasserlamelle, in der sich der ADCP befindet, sind keine Messungen möglich. Die Durchflussanteile in den nicht direkt messbaren Bereichen werden durch mathematische Extrapolation berechnet, z. B. mit der Software WinRiver oder Aquila (Abb. 2.12b). So beträgt der nicht messbare sohlnahe Bereich 6% der Fließtiefe bei 20° Strahlspreizung und 15% bei 30°. Die Distanz des Senders zur ersten Tiefenzelle, d. h. die Entfernung vom Wasserspiegel bis unterhalb des Senderkopfes, ist eine Totzone ohne Messwerte (*blanking*), Ihre Größe hängt von der Messkonfiguration ab und liegt zwischen 0,3 und 0,5 m. Bei Wassertiefen im Fluss, die unter 12 m liegen, bestehen kaum Einschränkungen. Die ADCP-Messung weicht von der Flügelmessung im Mittel um 5% ab [65]. Bei Fließgeschwindigkeiten > 4 m/s mit Wellenbildung können größere Ungenauigkeiten auftreten.

Bei der *horizontalen Ultraschall-Doppler Strömungsmessung (SLD=Side Looking Doppler)* kann die Verteilung der Fließgeschwindigkeit über die Querschnittsbreite vom Ufer aus mit einem ADVM, (=Acoustic Doppler Velocity Meter), bestimmt werden (Abb. 2.13). Der ADVM misst in tiefenmäßig gestaffelten horizontalen Ebenen, wobei jede Ebene Sender und Empfänger benötigt. Er sendet einen gebündelten Ultraschallstrahl, der unter einen Seitenwinkel angeordnet ist, waagrecht ins Gewässer. Die Ultraschallsensoren sind konkav oder konvex angeordnet. Nach dem Senden schalten die Geräte auf

Empfang und durch die Zeit für den Schaltvorgang und die Geräteabmessungen sind im unmittelbaren Bereich des Senders keine Messung möglich.

Aus der Partikelgeschwindigkeit kann anhand ihrer Frequenzverschiebung die Fließgeschwindigkeit berechnet werden. Diese wird nach Richtung und Betrag aus verschiedenen Messzellen der Schallebene gewonnen (Abb 2.13). Im Gegensatz zum Laufzeit-Verfahren erhält man ein Geschwindigkeitsprofil mit unterschiedlichen Geschwindigkeiten. Der Wasserstand wird mit einem Ultraschallpegel bestimmt, so dass mittels des Durchflussquerschnitts und des Geschwindigkeitsprofils der Durchfluss bestimmt werden kann.

Das Horizontal-Verfahren mit Einsatz des ADVM dient zur kontinuierlichen Durchflussmessung. Es wird bei veränderlichen Rückstauverhältnissen eingesetzt, wie z. B. in Stauhaltungen oder Tidegewässern. Da die Eindringtiefe des Ultraschalls in das Wasser mit abnehmender Frequenz steigt, ist der Einsatz auf mittlere Flussbreiten beschränkt; 300 m werden als oberer Wert genannt.

Die Ultraschall-Dopplertechnik wird seit der Mitte der 90-er Jahre im gewässerkundlichen Dienst eingesetzt. Insbesondere bei großen Flüssen benötigt sie deutlich weniger Zeit zur Durchführung einer Abflussmessung als das Messflügel-Verfahren. Dafür sind die Anschaffungskosten höher und die Einarbeitungszeit in die Messtechnik dauert länger, wenn optimale Ergebnisse erzielt werden sollen. Die ADCP Technik verfügt über eine hohe Messwertdichte und besitzt eine hinreichende Messgenauigkeit.

Die Anwendung der Dopplertechnik erfordert kompakte Messquerschnitte, wie z. B. parabel- oder trapezförmige oder rechteckige Profile. Bei Umläufigkeit des Pegels oder in Überschwemmungsgebiet ist ihr Einsatz eingeschränkt möglich. Der Durchflussquerschnitt für ADCP-Messungen muss, – zusätzlich zu den Bedingungen für Flügelmessungen-, weitere Voraussetzungen erfüllen. Das Messprofil sollte kompakt sein, Querschnitte mit Sohlprüngen, großen Felsbrocken, Treibzeug oder Verkrautung sollten vermieden werden, desgleichen Querprofile mit stehenden Wellen oder einem Wechselsprung. Messabschnitte mit Fließgeschwindigkeiten unter 0,1 m/s sind zu vermeiden, da die Geschwindigkeit des Messbootes dort auch sehr niedrig sein muss, wenn möglich, kleiner oder gleich der zu messenden Fließgeschwindigkeit. Falls ein GPS zur Lagebestimmung benutzt wird, sollte das Ufer frei von Bäumen, Gebäuden, Brücken und anderen Hindernissen zum Empfang der Satellitensignale sein. Unter großen stählernen (Fachwerk-) Brücken oder bei Stahlbooten kann sich das Magnetfeld so verändern, dass der im ADCP eingebaute Kompass für die Strömungsrichtung beeinflusst werden kann und zu Fehlmessungen führt. Gute Messergebnisse werden erreicht bei einem Breiten-Tiefen-Verhältnis von 10:1 und Mindestwassertiefen von $\geq 0,25$ m. Starke Wassertrübung kann die Messung verfälschen.

Als Notbehelf für die Messung der Fließgeschwindigkeit werden gelegentlich Oberflächenschwimmer eingesetzt. Es können Oberflächenschwimmer verwendet werden, deren Eintauchtiefe weniger als 1/4 der Höhe ausmacht, wenn kein störender Windeinfluss vorhanden ist. Sonst werden Schwimmer verwendet, die zu 3/4 ihrer Höhe eintauchen, aber nicht den Boden berühren. Zur Messung der Oberflächengeschwindigkeit werden 15 bis 25 Schwimmer über den Querschnitt verteilt. Ihre Fließzeit zwischen zwei vorge-

gegebenen Querschnitten ist ein Maß für die Fließgeschwindigkeit dieser Flussstrecke. Für Korrekturen der Schwimmermessungen ist es erwünscht, wenn die Fließgeschwindigkeit mit einem Messflügel ermittelt wurde, um daraus Abminderungsfaktoren abzuleiten. Liegen keine Flügelmessungen vor, wird die Geschwindigkeit der Schwimmer pauschal um einen Korrekturfaktor w_0 abgemindert, der das Verhältnis von Schwimmereintauchtiefe zu Gesamtwassertiefe h berücksichtigt, z. B. $w_0=0,86$ bei 0,1 h und $w_0=0,9$ bzw. 0,98 für 0,5 h bzw. 0,9 h. Die mittlere Fließgeschwindigkeit im Querschnitt ergibt sich aus dem Mittel aller Schwimmermessungen, die mit dem Faktor w_0 multipliziert werden. Werte von $0,6 \leq w_0 \leq 0,75$ werden für Wassertiefen < 1 m genannt und für $h \geq 5$ m. Für tiefe, regelmäßige Querschnitten mit Fließgeschwindigkeiten von mehr als 2 m/s werden $w_0=0,90$ bis 0,96 angegeben. Bei kleinen Gräben wird oft vereinfacht ein Abminderungskoeffizient $w_0=0,75$ angenommen.

Die Salzverdünnungsmethode (oder Tracermessung) wird angewendet, wenn mit Messflügeln nicht mehr gemessen werden kann, z. B. in Gebirgsbächen mit geringen Wassertiefen, starker Turbulenz und hohen Fließgeschwindigkeiten, aber auch bei sehr langsamem Fließen und nicht genau bestimmbarer Durchflussfläche wie im Grundwasserkörper. Diese Tracer Verfahren werden auch bei Durchflüssen im Grundwasserkörper eingesetzt, wobei andere Markierungsstoffe eingesetzt werden. Unterschieden wird nach Verfahren der konstanten Injektionsrate und der plötzlichen Injektion [77]. Es werden Salztracer von hoher Löslichkeit, z. B. NaCl oder KCl, Fluoreszenz-Tracer, z. B. Uranin, Fluoreszin, radioaktive und stabile Isotope eingesetzt. An der Impfstelle im Fluss wird eine Salzlösung eingegeben und unterhalb einer Durchmischungsstrecke der Länge L_D werden Flusswasserproben entnommen und ihr Salzgehalt bestimmt. Bei der plötzlichen Eingabe der gesamten Tracermenge muss die Summe aller Proben, die eine injizierte Salzlösung aufweisen, der gesamten injizierten Salzmenge entsprechen. Bei der konstanten Injektionsrate wird mindestens solange injiziert bis die Salzkonzentration an der Entnahmestelle konstant ist. Der Abfluss bei der konstanten Injektionsrate berechnet sich aus der Veränderung des Verdünnungsverhältnisses zu:

$$QC_0 + Q_1C_1 = (Q + Q_1)C_2 \quad \text{bzw.} \quad (2.55)$$

$$Q = Q_1[(C_1 - C_2) / (C_2 - C_0)] \quad \text{in l/s}$$

- C_0 : natürlicher Salzgehalt in g/l,
 C_1 : Salzgehalt der konstant zugegebenen Injektionslösung in g/l,
 C_2 : konstant bleibender Salzgehalt an der Entnahmestelle in g/l,
 Q_1 : Injektionsrate in l/s.

Ist die natürliche Konzentration des Tracers gleich Null, wird aus Gl. 2.55:

$$Q = Q_1[(C_1 / C_2) - 1] \quad \text{und für } Q_1 < 0,02Q \quad \text{gilt: } Q = (C_1 / C_2)Q_1.$$

Für die plötzliche Injektion und einen natürlichen Salzgehalt $C_0=0$ wird, wenn V das Volumen der Injektionslösung ist:

$$Q = (C_1V) / \int_0^{\infty} C_2 dt \quad \text{bzw. für } C_0 \neq 0: \quad Q = (C_1V) / \int_0^{\infty} (C_2 - C_0) dt. \quad (2.56)$$

Die Genauigkeit der Abflussbestimmung hängt davon ab, wie exakt der Unterschied zwischen C_1 und C_2 bestimmt werden kann. Bei Verwendung von Salzen wie Kochsalz oder Natriumdichromat lässt sich kolorimetrisch ein Verdünnungsverhältnis von 1:20000 bis 1:30000 nachweisen; bei Kochsalz als Tracer sind bei Abflüssen $> 5 \text{ m}^3/\text{s}$ große Tracermengen nötig, so dass bei größeren Durchflüssen die Methode der konstanten Injektion mit Uranin als Tracer bevorzugt wird. Geringe Verdünnungsverhältnisse bis $1:10^9$ sind nachweisbar, wenn schwach radioaktive Substanzen wie Tritium oder Natrium 24 verwendet werden. Die Anwendung von radioaktiven Tracern mit kurzen Halbwertzeiten wird durch die Gesundheitsbestimmungen eingeschränkt [77, 90].

Als Anhaltswert für die Länge L_D der Durchmischungsstrecke wird gesetzt:

$$L_D \geq 0,13k_{Ch}[(0,7 + \sqrt{2g}) / g](b^2 / h) \quad \text{in m}$$

k_{Ch}, b, h : Rauigkeitsbeiwert nach Chezy, mittlere Breite bzw. Tiefe der Durchmischungsstrecke L_D .

Meist lässt sich die Durchmischungsstrecke vorab durch einen einfachen Färbversuch ausreichend genau festlegen.

2.3.4 Aufstellung und Kontrolle der Abflusskurven

Die Abflusskurve ist der Zusammenhang der gemessenen Abflusswerte und der zugehörigen beobachteten Wasserstände. Die meisten Abflusskurven weisen die Form einer Parabel auf oder einer Kombination von Parabeln. Sie stellen sich auf doppelt-logarithmischem Papier als ein oder mehrere Geraden-Segmente dar. Bei den indirekten Verfahren müssen die Abflusskurven anhand der Abflussmessungen aufgestellt werden, z. B. als Regression. Ihre graphische Darstellung oder die daraus abgeleitete Abflusstafel wird zur Umsetzung des Wasserstands in den Abfluss verwendet. Zur Aufstellung der Abflusstafel wird der Abfluss für jeden vollen Dezimeter Wasserstand aus der graphischen Darstellung abgelesen und die Zwischenwerte auf volle Zentimeter geradlinig interpoliert. Der Wasserstand beim Abfluss Null, der meist nicht identisch mit dem Pegelnullpunkt ist, hängt von der Gerinnegeometrie des Pegels und von der flussabwärts anschließenden Strecke, sofern diese den Wasserstand am Pegel mit kontrolliert. (Abb 2.14) [90]. Als Beispiel für eine Abflusskurve sind in Abb 2.14 Messwerte von Abflussmessungen eingetragen und durch eine Kurve der Form $Q=c(h-h_0)^b$ ausgeglichen. Nach [91] wird der Ansatz $Q=[c + \ln(h-h_0)]b$

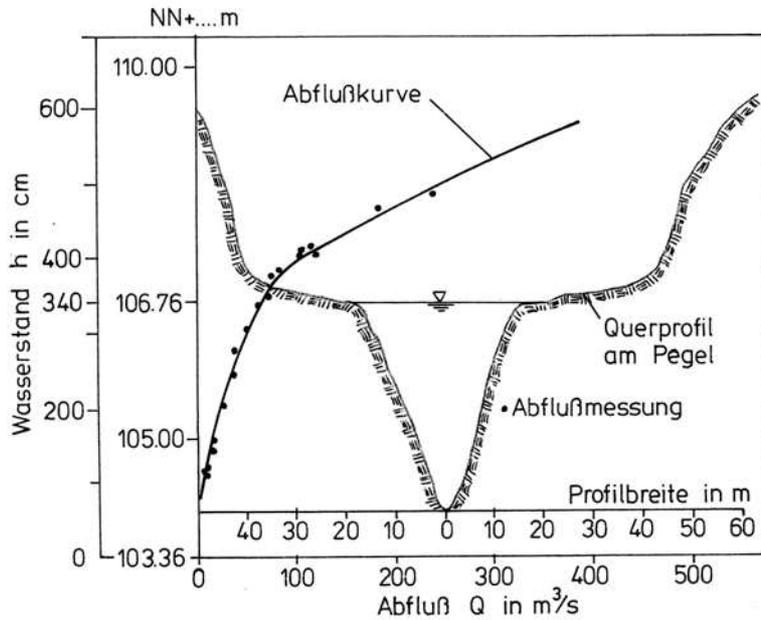


Abb. 2.14 Abflusskurve $Q = c(h - h_0)^b$ mit $h_0 = 0,4$ m in linearer Achsenteilung einschließlich Querprofil (*oberes Bild*) und in logarithmischer Achsenteilung als Segmente (*unteres Bild*)

vorgeschlagen. Ursache für die Abweichungen der Einzelmessungen kann die wechselnde Rauheit des Flussbettes und Veränderungen der Sohle sein, im Besonderen bei sandig-kiesigen Querschnitten oder jahreszeitlich unterschiedlicher Verkrautung (Abb 2.15). Die künstliche Beeinflussung des Abflusses durch Stauregelung, Rückstau aus Nebenflüssen oder durch das in das Profil zurückströmende Wasser aus Überschwemmungsgebieten bei Hochwasser und Hochwasserschäden sind weitere Störgrößen. Um die Störgrößen und

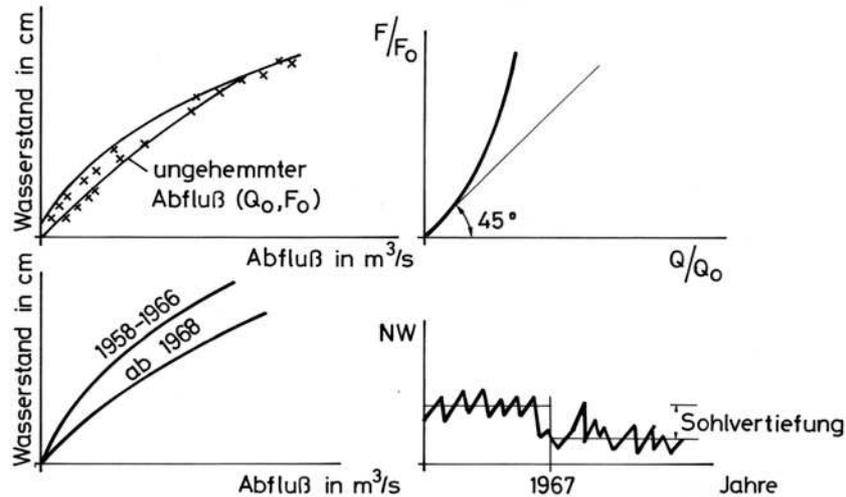


Abb. 2.15 Veränderung von Abflusskurven; Durch saisonal bedingte Verkrautung (*oberes Bild*) und durch Sohlerosion (*unteres Bild*)

die Veränderung der hydraulischen Rauheit auch bei kleinen Wassertiefen zu erfassen, sollten mindestens zehn Abflussmessungen pro Jahr und Pegel durchgeführt werden. Die Abflusskurve ist erneut aufzustellen, wenn der mittlere quadratische Fehler, d. h. die Differenz der Messungen Q_g von den Werten der Abflusskurve Q_k , im Niedrigwasserbereich, d. h. $Q \leq 0,5MQ$, um 20%, im Mittelwasserbereich, d. h. $0,5 < MQ \leq 2MQ$, um 5% oder im Hochwasserbereich um 20% überschritten wird. Für n Abflussmessungen beträgt der quadratische Fehler: $m = 100 \{ [1/(n-1)] \sum [(Q_g - Q_k)/Q_k]^2 \}^{0,5}$.

Einen ersten Aufschluss über Sohlveränderung ergibt der Verlauf der jährlichen Niedrigwasserstände (Abb 2.15). Genauere Aufschlüsse werden durch Vergleich von Abflussmessungen über mehrere Jahre erhalten. Häufig wird ein Hinweis auf die zeitlich begrenzte Gültigkeit von Abflusskurven durch Flussbaumaßnahmen oder größere Unterhaltungsarbeiten gegeben. Neben den langfristigen Veränderungen wie Klimawandel, können auch kurzfristige, saisonbedingte Veränderungen eine erhebliche Rolle spielen, wie Verkrautung oder Eisbildung.

Bei Flüssen mit kleinen Durchflussprofilen im Mittelwasserbereich aber großen Überschwemmungsgebieten kann eine Abflussschleife (Hysteresis) auftreten. Infolge des steileren Gefälles bei Hochwasseranstieg kann der Abfluss bis zu 30% größer werden als bei ablaufendem Hochwasser. Die Abflussschleife ist für jedes Hochwasser unterschiedlich ausgebildet (Abb 2.16).

Unter Beachtung von $Q = vF$ und der Abhängigkeit des hydraulischen Radius R vom Querprofil, können hilfsweise die Ausdrücke $FR^{2/3}$ als Profilwert gebildet und $Q/(FR^{2/3}) = k\sqrt{J}$ gesetzt werden, mit k als Rauheit und J als Wasserspiegelgefälle. Unter Wahrung dieser Abhängigkeit kann über den Wasserstand die Abflusskurve extrapoliert werden (Abb 2.17). Ein anderes Verfahren beruht auf der zeitlich synchronen kontinuierli-

Abb. 2.16 Abflussschleife (Hysteresis) bei Hochwasseranstieg und -abfall

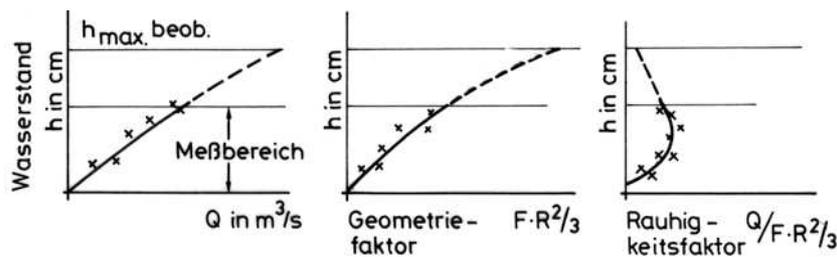
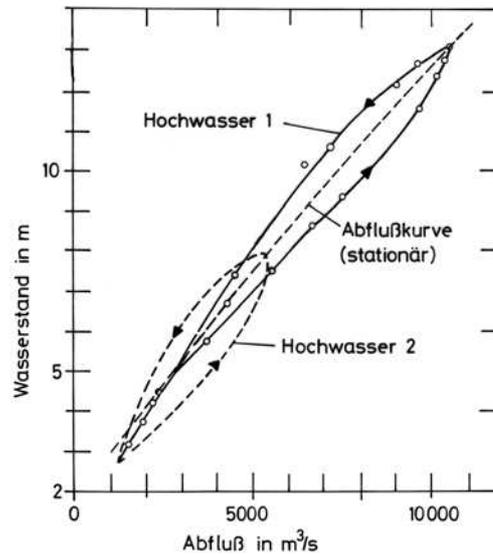


Abb. 2.17 Extrapolation einer Abflusskurve unter Beachtung der Geometrie und Rauheitseigenschaften

chen Registrierung von Wasserstand und Gefälle durch Doppelpiegel oder Differenzdruckmessverfahren. Bezüglich der Aufstellung von Abflussganglinien bei Ultraschallmessungen und anderen Sondermessverfahren wird auf [87, 92] verwiesen.

Wenn Abflussmessungen in beiden extremen Abflussbereichen fehlen, muss die Abflusskurve extrapoliert werden. Für ausgekleidete Regelprofile kann dies mit hydraulischen Ansätzen gelingen. Die Darstellung der Abflusskurve mit linearen arithmetischen Skalen für Q und W eignet sich wenig zur graphischen Extrapolation. Wird der Abfluss durch eine flussabwärts gelegene Stelle, die eine Änderung der Profilform, eine Verlandung oder Auskolkung, eine merkliche Veränderung der Rauheit oder des Gefälles aufweist, beeinflusst, wirkt sich dies auf die Abflusskurve, besonders im Mittel- und Niedrigwasserbereich, umso stärker aus, je näher die Abflussmeßstelle zu dieser Störstelle liegt. Der Einfluss kann auch durch Rückstau eines Sees oder einmündenden Flusses hervorgerufen werden. Die Abflusskurve, die bei Auftragung der Q -Werte auf der log x-Achse und der W -Werte auf der log y-Achse eine Gerade ergibt, folgt dem Ansatz:

$$Q = c(h - h_0)^b \text{ mit}$$

- h: Wasserspiegelhöhe (Pegelablesung) [m],
 h_0 : Pegelablesung [m] für $Q=0$, bzw. $h-h_0$ = Wassertiefe am Pegel für $Q=0$,
 c: Abfluss für $(h-h_0)=1,0$
 b: Anstieg der Abflusskurve; $1,3 < b < 1,8$ für breite, rechteckförmige Profile

Beispiel

Beispiel: Die Abflusskurve $Q = c(h - h_0)^n$ folgt im logarithmischen Maßstab der Geradengleichung $\log Q = n \cdot \log(h - h_0) + \log c$, mit dem Anstieg $1/n$ und dem Nullabschnitt c für Q , wenn $(h - h_0) = 1,0$ ist. h_0 sollte durch Messung der Wassertiefe über dem niedrigsten Punkt des Kontrollquerschnittes bestimmt werden. Falls nicht möglich, können c , n und h_0 mit einem einfachen graphischen und arithmetischen Verfahren bestimmt werden. Die Auftragung von 14 Messwertpaare Q und h im logarithmischen Papier zeigt einen gekrümmten Verlauf, was auf einen zu groß angenommenen Wert h_0 , d. h. $h_0 = 0$, hindeutet (s. Kurve I in Abb. 2.18). Wird h_0 zu klein angenommen erhält man Kurve III. An beiden Enden der Kurve I, die durch eine Gerade ersetzt werden soll, werden die Punkte $(h_1, Q_1) = (0,23, 3,7)$ und $(h_2, Q_2) = (3,4, 70,0)$ abgegriffen und geprüft, ob sie mit einem dritten Punkt (h_3, Q_3) eine Gerade bilden: $\log Q_2 - \log Q_3 = \log Q_3 - \log Q_1 \rightarrow Q_2/Q_3 = Q_3/Q_1 \rightarrow Q_3 = \sqrt{Q_1 Q_2}$ oder: $Q_3 = \sqrt{3,7 \cdot 70,0} = 16,1$; $h_3 = 1,25$. Wenn die Kurve I eine Gerade ergeben soll, muss sie folgender Gleichung genügen: $\log(h_2 - h_0) - \log(h_3 - h_0) = \log(h_3 - h_0) - \log(h_1 - h_0)$; oder: $(h_2 - h_0)/(h_3 - h_0) = (h_3 - h_0)/(h_1 - h_0) \rightarrow h_0 = (h_3^2 - h_1 h_2)/(2h_3 - h_1 - h_2)$; $h_0 = (1,25^2 - 0,23 \cdot 3,40) / (2 \cdot 1,25 - 0,23 - 3,40) = -0,69$. Da $1/n$ der Geradenanstieg ist, wird n erhalten zu: $n = [\log Q_2 - \log Q_1] / [\log(h_2 - h_0) - \log(h_1 - h_0)] \rightarrow n = [\log 70 - \log 3,7] / [\log 4,09 - \log 0,92] = 1,97$. Wird die Gleichung der Abflusskurve nach c aufgelöst, wird: $c = Q_2 / (h_2 - h_0)^n = 70 / 4,09^{1,97} = 4,37$ und: $Q = 4,37(h + 0,69)^{1,97}$. Abschließend ist zu prüfen, ob die berechneten und gemessenen Abflüsse -bei unregelmäßiger Streuung der Werte um die Kurve- weniger als 4% auseinanderliegen, anderenfalls ist die Abflusskurve zu verbessern. Sollte die Abflusskurve im Ausuferungsbereich einen anderen Anstieg haben, ist sie durch ein weiteres Segment zu verifizieren.

Beim graphischen Verfahren werden für den Wert $h_0 = 0$ die Messwerte in das vorgedruckte doppelt-logarithmischen Papier eingetragen; anschließend wird h_0 um 1,5, 1,0 m, ..., so lange verändert bis eine geradlinige Abflusskurve erhalten wird. Die Veränderung von h_0 erfolgt, indem von dem ursprünglichen Skalenwert der Ordinate h_0 subtrahiert wird und die Abflusskurve für die neue Skalierung der Ordinate eingetragen wird (Abb 2.14).

Die *Extrapolation der Abflusskurve im Hochwasserbereich* kann mit Hilfe des Gefälles abgeschätzt werden, indem nach der Manning Formel $Q = K J_s^{0,5}$ mit $K = FR^{2/3}/n$ extrapoliert wird. Da das Wasserspiegelgefälle, oder richtiger das Energieliniengefälle, praktisch nicht mit gemessen wird, die Rauheit aber abgeschätzt werden kann, werden die Spiegelgefälle J_w aus den einzelnen Abflussmessungen anhand der gemessenen Q -Werte,

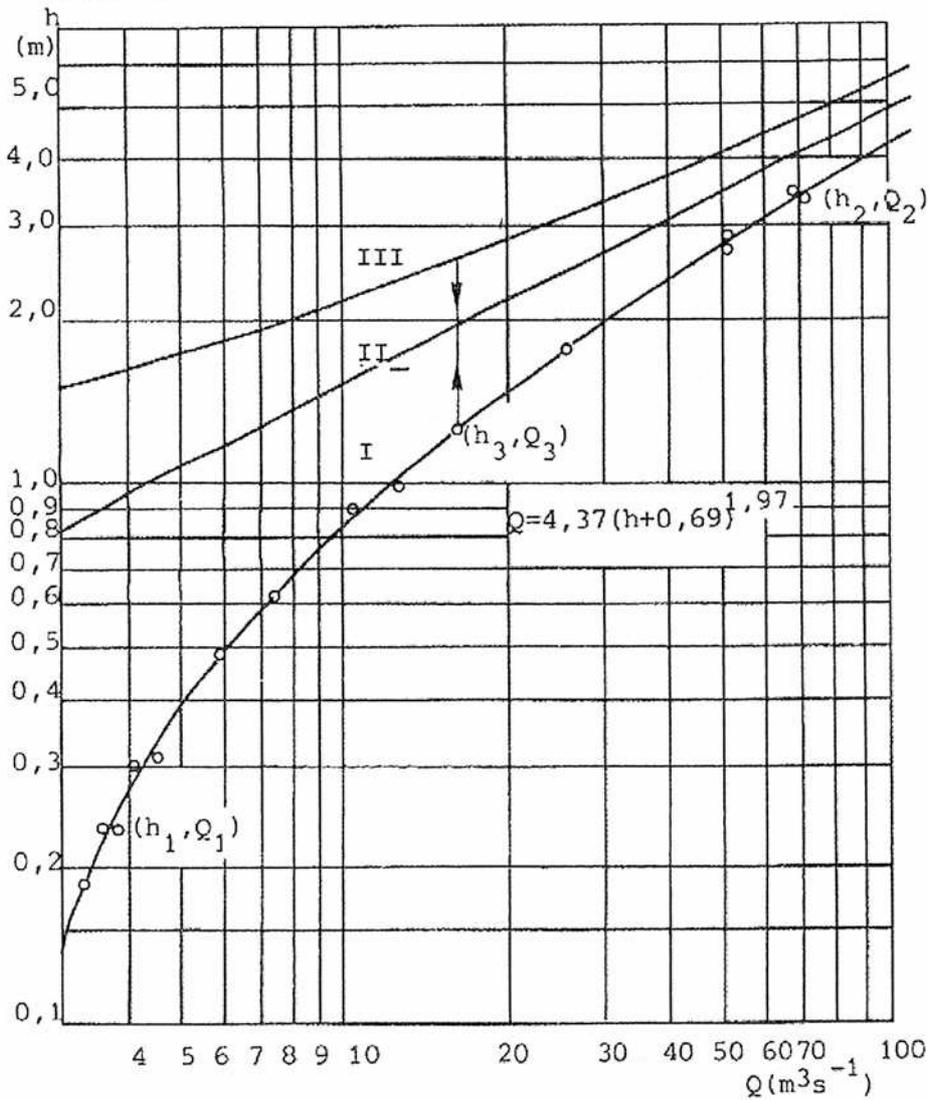
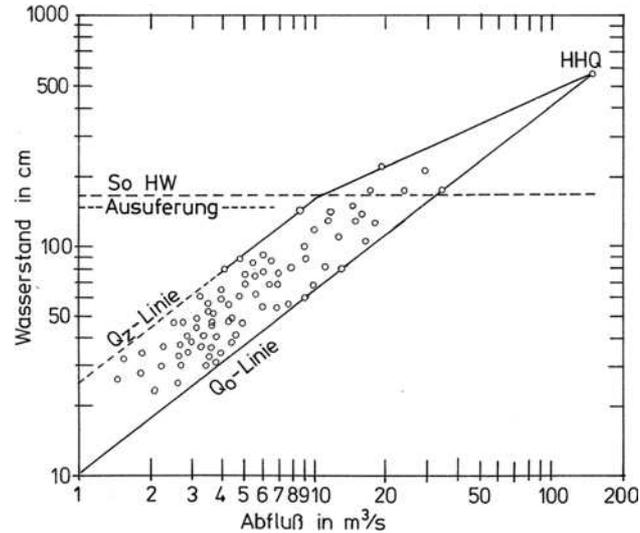


Abb. 2.18 Form der Abflusskurve $Q=c(h-h_0)^n$ durch Veränderung des Koordinatenursprungs der Abflusskurve um h_0 : alle Kurven weisen die gleiche Beziehung von Abfluss und Wassertiefe auf, aber verschiedene Pegelstände

der Profilgeometrie und der angenommenen Rauheit errechnet und gegen die zugehörigen Pegelhöhen aufgetragen. Die Messpunkte werden durch eine Kurve ausgeglichen, die sich im Extrapolationsbereich einer Parallelen zur Wasserstandsachse im Abstand des Sohlgefälles J_s nähert. Da das Gefälle bei hohen Wasserständen erfahrungsgemäß wenig schwankt, wirkt sich z. B. eine Schwankung des Gefälles um $\pm 10\%$ nur zu $\pm 5\%$ auf den Abfluss aus.

Abb. 2.19 Aufstellung von Abflusskurven mit Berücksichtigung der Verkrautung



Bei den Verfahren, die den Einfluss der *Verkrautung* auf den Abfluß berücksichtigen, wird von einer verkrautungsfreien Abflusskurve ausgegangen. Anhand der einzelnen Abflussmessung wird ein Korrekturwert ermittelt, der sich auf den Unterschied im Abfluß oder Wasserstand auf die Ausgangskurve des ungehemmten Abflusses bezieht. Häufig wird das h-Verfahren angewendet, bei dem eine Korrektur des ΔQ -Wertes erfolgt [64, 93].

Die Auftragung von Abflussmessungen ergibt bei verkrauteten Gewässern im Niedrig- und Mittelwasserbereich einen Streubereich, der nach oben und unten durch Hüllkurven eingegrenzt wird. Die Kurve des ungehemmten Abflusses wird als Q_0 -Linie und die Kurve des bei größter Verkrautung am stärksten gehemmten Abflusses als Q_z -Linie bezeichnet. In den Wintermonaten ist der Verkrautungsgrad gering. Zur Ermittlung der Q_0 -Abflusskurve werden die Messungen der verkrautungsarmen Periode in doppelt logarithmisches Papier eingetragen und die am weitesten rechts liegenden Werte verbunden (Abb 2.19). Die Q_0 -Linie des ungehemmten Abflusses besteht aus zwei oder drei Parabelabschnitten, die sich auf dem doppelt logarithmisches Papier als ein Linienzug mit zwei oder drei Knickpunkten darstellt. Meist liegt der erste Knickpunkt in Höhe des Böschungsfußes, der zweite in Höhe des Ausuferungswasserstands. Sind Messungen im Hochwasserbereich vorhanden, so gibt der am weitesten rechts liegende Punkt die Richtung an, in welcher die Q_0 -Linie vom Ausuferungspunkt an verläuft. Die Lage der Q_z -Linie als linke Begrenzungskurve des Streufelds ist durch den im Mittelwasserbereich am weitesten links liegenden Punkt gegeben. Vom Böschungsfuß an läuft die Q_z -Linie durch diesen Punkt bis über Sommermittelwasser hinaus parallel zur Q_0 -Linie. Oberhalb des Knickpunkts in Höhe der Ausuferung nähert sich die Q_z -Linie der Q_0 -Linie und geht bei höchstem Hochwasser in diese über. Die Lage der bei größter Verkrautung am stärksten gehemmten Abflusslinie Q_z als linke Begrenzung der Messpunkte wird durch den im Hochwasserbereich am weitesten links gelegenen Punkt gegeben. Vom Böschungsfuß an läuft die Q_z -Linie durch diesen Punkt bis über das Mittelwasser im Sommer hinaus parallel zur Q_0 -Linie.

Der parallele Verlauf ist dadurch bedingt, dass bei unverändertem Verkrautungsgrad auch das Verhältnis zwischen ungehemmtem und gehemmtem Abfluss unverändert bleibt. Ab einer Erhöhung des Sommerhochwasserstandes um 30 bis 40 cm wird bei einem weiteren Anstieg des Abflusses das bei den häufigsten Wasserständen bestehende Gleichgewicht zwischen der Strömungskraft des Wassers und der Widerstandskraft der Pflanzen einseitig gestört.

Der waagerechte Abstand $Q_0 - Q = \Delta Q$ ist ein Maß für die Abflusshemmung, die am Messtage besteht. Da der Wert abhängig ist vom Verkrautungsgrad und von der Höhe des Wasserstandes, ist er als Berechnungsfaktor jedoch ungeeignet. Die Abhängigkeit von der Wasserstandshöhe wird ausgeschaltet, wenn die Abflusshemmung $Q_0 - Q$ als Teil der größten Abflusshemmung Q_h ausgedrückt wird. Das Verhältnis $\eta = (Q_0 - Q)/Q_h$ ist der Veränderungsfaktor, in dem alle Störungseinflüsse der Wasserstands-Abfluss-Beziehung, in erster Linie die Verkrautung, erfasst sind.

Mit Hilfe der Q_0 -Linie wird eine Q_0 -Tafel und für $Q_0 - Q_z = Q_h$ eine Q_h -Tafel aufgestellt. Mit den beiden Tafeln können für die Tage, an denen Abflussmessungen durchgeführt wurden, die Veränderungsfaktoren berechnet werden. Unter der Voraussetzung, dass die Verkrautung in der Zeitspanne zwischen zwei Abflussmessungen gleichmäßig zu- bzw. abgenommen hat, werden die aus den Ergebnissen der Abflussmessungen errechneten Veränderungsfaktoren h geradlinig interpoliert. Damit liegt für jeden Tag zwischen zwei Abflussmessungen ein bestimmter Veränderungsfaktor fest. Der Tagesabfluss ergibt sich somit zu: $Q = Q_0 - hQ_h$. Für die Berechnung der täglichen Abflussmittel mit Einfluss der Verkrautung liegen Auswertprogramme vor [64].

2.4 Beobachtungsnetze

In vielen Ländern sind die hydrometrischen und meteorologischen Beobachtungsnetze historisch gewachsen. Durch die Beobachtungen sollen einmal Informationen über die national verfügbaren Wasserressourcen gesammelt werden, zum anderen werden damit die anthropogenen Eingriffe in den Wasserkreislauf belegt. Die Mannigfaltigkeit der hydrologischen Phänomene und wasserwirtschaftlichen Aufgaben in den einzelnen Ländern erschwert es, international einheitliche Richtlinien für die Art und Dauer der Beobachtungen und ihrer Messnetzdichte zu entwickeln. Als Netz- oder Stationsdichte wird die Flächengröße in km^2 , auf die 1 Station entfällt, bezeichnet. Die erforderliche Länge der Beobachtungsreihe richtet sich nach der zu messenden Größe und nach der Region. Tabelle 2.12 vermittelt Anhaltswerte über Beobachtungsdauern, wenn Mittelwerte und Häufigkeitsverteilungen verlässlich erhalten werden sollen. In wasserwirtschaftlich entwickelten Regionen liegen längere Beobachtungsreihen und größere Netzdichten vor, wobei die Stationen unterschieden werden nach Haupt-, Sekundär- und Spezialstationen.

Wird ein Standardfehler $s = C_v/N^{0,5} \leq 0,25$ vorgegeben, ergeben sich unterschiedliche minimale Beobachtungsdauern von N Jahren für folgende Abflussscheinungen: mittle-

Tab. 2.12 Erforderliche Länge von Beobachtungsreihen in Jahren für einige hydrologische Komponenten nach [14] (Klammerwerte: tropische Regionen)

Klimaelement	Inseln		Küsten		Ebenen		Gebirge	
Temperatur	10	(5)	15	(8)	15	(10)	25	(15)
Feuchte	3	(1)	6	(2)	5	(3)	10	(16)
Bewölkung	4	(2)	4	(3)	8	(4)	12	(6)
Sicht	5	(3)	5	(3)	5	(4)	8	86)
Niederschlag	25	(30)	30	(40)	40	(40)	50	(50)

Tab. 2.13 Anforderungen an eine minimale Netzdichte nach WMO (Fläche in km² pro Station)

Landschafts-Form	Niederschlag (Ablesung)	Niederschlag (registriert)	Abfluss	Verdunstung	Sediment	Wassergüte
Küsten	900	9000	2750	50.000	18.300	55.000
Gebirge	250	2500	1000	50.000	6700	20.000
Flachland	575	5750	1875	5000	12.500	37.500
Hügelland	575	5750	1875	50.000	12.500	47.500
Kleine Inseln	25	250	300	50.000	2000	6000
Urbane Gebiete	–	10–20	–	–	–	–
Polar/Arid	10.000	100.000	20.000	100.000	200.000	200.000

rer jährlicher Abfluss (<20 Jahre), mittlerer monatlicher Abfluss (>25 Jahre), 50-jährlicher Scheitelabfluss (<50 Jahre) und mittleres 7-tägiges Niedrigwasser (>25 Jahre).

Die Mindestforderungen an Beobachtungsnetze zur Abschätzung des regionalen Wasserhaushalts sind in Tab. 2.13 zusammengestellt. Der Niederschlag variiert stärker nach Raum und Zeit als die Verdunstung. Die Abflussschwankung ist die Reaktion auf beide meteorologische Größen und die Eigenschaften des Einzugsgebietes. Dies kommt in der unterschiedlichen Netzdichte und Beobachtungsfrequenz zum Ausdruck (Tab. 2.14). Diese Werte sind Anhaltswerte und weisen regionale Unterschiede auf.

1998 gab es landesweit rd. 4240 Pegel mit überregionaler gewässerkundlicher Bedeutung, was einer Netzdichte 80 km² pro Pegel entspricht. Netze zur online Vorhersage weisen andere Dichten auf. So beträgt in Baden-Württemberg die Netzdichte für den Abfluss 160 km²/Pegel und für Regen 130 km²/Regenstation.

Talsperrensysteme mit Versorgungsaufgaben, wie im Ruhrgebiet mit 50 km²/Pegel und im Harz mit 27 km²/automatische Station, haben eigene Monitoringsysteme für Abfluss und Gewässergüte, die als effektive, integrierte Kontrollsysteme und als Basis für das Flussgebietsmanagement dienen [94]. Sondermessnetze werden häufig im Rahmen eines Beweissicherungsverfahrens angelegt und über viele Jahre betrieben, z. B. bei Grundwasserbeeinflussungen durch großflächige Grundwasserentnahmen für die Wasserversorgung oder Grundwasserabsenkungen durch Tagebaue. Bei der Planung von Wasserbauprojekten muss auf die Daten der regulären Netze zurückgegriffen werden, wenn Sondernetze fehlen

Tab. 2.14 Anzustrebende Anzahl der Niederschlagsmessstationen pro 100 km² Einzugsgebietsfläche für verschiedene wasserwirtschaftliche Aufgaben

Aufgabe	Einzugsgebietsgrößen in km ²				
	< 20	20–50	50–200	200–1000	> 1000
Wasserbilanzen	5	5–3	3–2	2–1	1
Bewirtschaftungspläne		7–4	4–2	2–1	1
Hochwasserschutz	5–10	10–5	5–2	2–1	1
Stadtentwässerung	10	20–15	15–10		

Tab. 2.15 Anzahl der hydrologischen Daten für regelmäßige Veröffentlichungen in Jahrbüchern und minimale (Ablese-)Genauigkeit der Beobachtungen in Anlehnung an [14]

Element	Monats-	Tages-	Extremwerte (Terminwerte)	Messgenauigkeit
	Mittel	Mittel		
Niederschlag (Menge, Art)	1	1	2	~5%
Wasserstand	–	2	1	1–2 cm
Grundwasserstand (Brunnen)	4 ^a	–	–	≤2 cm
Abfluss	1	1	2	5%
Evaporation (Verdunstungskessel)	1	–	–	≤0,5 mm bei Tageswerten, 2–5%
Bodenfeuchte	4 ^a	2	–	10% Feldkapazität
Schnee (Höhe)	1 ^a	–	1	1 cm bei ≤20 cm
Schnee (Wasseräquivalent)	1 ^a			2 mm bei ≤20 mm, sonst 10%
Wassertemperatur	–	2	1	0,1 °C bei 0 < T _w < 4 °C, sonst 0,5 °C
Schwebstoffführung	1	2		10%
Strahlung (Nettostrahlung)	1	2	–	0,4 MJm ⁻¹ d ⁻¹ unter 8 MJm ⁻¹ d ⁻¹ , sonst 5%
Sonnenscheindauer	1	2		
Lufttemperatur	1	2	–	0,1 °C
Wind	1	2	–	0,5 m/s
Luftfeuchte	1	2	–	s. Lufttemperatur

^a Wöchentliche Werte

oder zu kurze Zeitreihen liefern. Die Unsicherheiten aus der Datenlage fließen in die Bemessungsansätze des Projektes ein. Der wirtschaftliche Wert hydrologischer Daten wurde von der UNESCO/WMO untersucht.(s. Tab. 2.17):

Die längsten Beobachtungszeiträume von einigen deutschen Pegeln betragen ≥150 Jahre; die Mehrzahl liegt bei 25 bis 50 Jahren. Von den Pegeln entfallen etmehr als zwei Drittel auf registrierende. An Pegeln im Küstengebiet und an Kanälen wird nur der Was-

Tab. 2.16 Minimale Häufigkeit für die Überwachungsintervalle der biologischen, hydromorphologischen und physikalisch-chemischen Indikatoren der Gewässergüte

Element der Gewässergüte	Flüsse	Seen	Übergangsgewäs.	Küsten
Phytoplankton	6 Monate	6 Monate	6 Monate	6 Monate
Makroinvertebraten	3 Jahre	3 Jahre	3 Jahre	3 Jahre
Hydrologie, Morphologie	6 Jahre	6 Jahre		
Thermischer Zustand, Nährstoff-				
Belastung, O ₂ -Anreicherung	3 Monate	3 Monate	3 Monate	3 Monate
Salzgehalt, Versauerungszustand	3 Monate	3 Monate	3 Monate	

serstand beobachtet Die meisten Abflussmessstationen befinden sich in Einzugs gebieten zwischen 10 bis 1000 km² Größe.

Weltweit gibt es ca. 60.000 Abflussmessstationen; die Daten von 2/3 dieser Stationen sind verfügbar. Die Stationsanzahl, die ausreichend lang beobachtet werden, wird jedoch auf weniger als 5 % geschätzt. Im Zuge von Rationalisierungsmaßnahmen ist ein rückläufiger Trend bei der Dichte der Abflussmessnetze weltweit festzustellen [95].

In Deutschland werden allein vom DWD 200 automatische synoptische Stationen betrieben, die durch 450 Klimastationen und 3800 Niederschlagsmessstationen ergänzt werden. Dazu kommen die Stationen der Wasserverbände und Kommunen. Als Referenzperiode, auf der z. B. der hydrologische Atlas von Deutschland beruht, diente die Jahresreihe 1961–1990. Infolge des Klimawandels werden auch häufig jüngere Referenzperioden herangezogen, z. B. 1981/2010. In das Netz des DWD werden die Beobachtungen der Wetterradarstationen einbezogen.

Die Hauptstationen liefern die Daten für die gewässerkundlichen und meteorologischen Jahrbücher [96]. Sie bilden die Basisinformation und sollten 30 bis 40 Jahre beobachtet sein. Bei stark unterschiedlichen Niederschlägen sind 70 bis 80 Beobachtungsjahre erforderlich. Die Beobachtungen an den Nebenstationen können kürzer sein, besonders, wenn ausreichend straffe Korrelationen zu den Hauptstationen bestehen.

Die angestrebte Netzdichte hängt von der wasserwirtschaftlichen Aufgabenstellung ab, wie am Beispiel für Niederschlagsmessstationen gezeigt wird (Tab. 2.16). Von dichteren Netzen wird bei der Hochwasservorhersage ausgegangen. Nach einer Umfrage wird überwiegend eine Netzdichte von 50 km²/Regenstation als Untergrenze angesehen [25]. Als Faustzahl gilt: Anzahl $n \geq 3 \dots 4 \cdot (A_{Eo})^{1/2}$ Stationen, wobei die Fläche des Einzugsgebiets in 1000 km² eingesetzt und der größere Wert bei mehr als 30 Gewittertagen pro Jahr angehalten wird [21].

Zahl und Lage der Messstationen für Wassergüteparameter weicht von denen zur quantitativen Erfassung ab. Die Lage am Gewässer wird prioritär nach den Ursachen der Wassergütebeeinflussung festgelegt. In ariden Gebieten sollten Gütemessungen an mindestens 25 % der Abflussmessstellen durchgeführt werden, in tropischen Waldgebieten an 5 % der Pegel [14]. Analog gilt dies auch für Netze zur Erfassung des Sedimenttransports. In ariden Zonen soll an 30 % der Abflussmessstellen die Sedimentbeobachtung erfolgen. Zur Unterstützung der regulären Messnetze können die Repräsentativgebiete heran gezogen

Tab. 2.17 Nutzen/Kostenverhältnis hydrologischer Daten

Datentyp	Datennutzer	Methodik	Nutzen/Kosten Verhältnis
Regen, Abfluss, Überschwemmungskarten	Hochwasservorhersage	Vermeidbare Schäden u. jährliche Kosten	6,6
Regen, Abfluss	Hochwasservorhersage	Jährl. Schäden u. Kosten	4,3
		Schäden an Wohngebäuden	≤2,5
Abfluss, Wasserbilanz	Wasserwirtschaftliche Projekte	Fehlerreduktion, Studien an 3 Flussgebieten	2,8 bis 21,2
Abfluss, Wasserbilanz	Speicherbemessung	Unsicherheitsverminderung durch verlängerte Reihe	1,6
Abfluss	Kreuzungsbauwerk	Kosten der Über- und Unterdimensionierung	4,4

werden. Die EU-Wasserrahmenrichtlinie schreibt Zeitabstände zur Überwachung der Gewässergüte vor, die mindestens einzuhalten sind (s. Tab. 2.16):

Literatur

1. Plate E (Hrsg) (1982) Engineering meteorology. Elsevier Scientific, Amsterdam
2. Roth R (1996) Einige Bemerkungen zur Entstehung von Sommerhochwasser aus meteorologischer Sicht. Z Kulturtechnik Landentwicl 37:241–245
3. Johannsen H (1970) Schauerniederschläge. Wasserwirtschaft 1/2
4. Maniak U (1972) Problematik bei der Ermittlung von maßgeblichen Niederschlägen als Eingangsdaten für Niederschlag-Abfluss-Modelle. Wasser und Boden 10:299–303
5. Khrghjan AK (1970) Meteorology: a historical survey, 2. Aufl. Israel program for scientific translation, Jerusalem
6. Maniak U (2010) Entwicklung der Hydrometrie – Vom Wasser-Marquer zum Satelliten. International Hydrological Symposium „Panta Rhei“ BfG, Berlin
7. Rudloff H (1967) Die Schwankungen und Pendelungen des Klimas in Europa seit dem Beginn der regelmäßigen Instrumenten-Beobachtungen (1670). Vieweg, Braunschweig
8. Stalman et al (2004) Das Niederschlagsregelwerk für die Deutsche Wasserwirtschaft. Wasserwirtschaft 94 10:8–27
9. Hellekes R (1982) Die hydrologische Station Mönchengladbach-Reindahlen. Wasser Boden 34:4
10. Attmanspacher W, Riedl J (1973) Ein Ombrometer im Baukastenprinzip zur Erfassung und digitalen Ausgabe der Niederschlagsdauer und -menge. Berichte des Deutschen Wetterdienstes 131. Dt. Wetterdienst, Offenbach
11. Sevruk B (Hrsg) (1985) Correction of precipitation measurements. Züricher Geographische Schriften 23. ETH
12. DWD (Hrsg) (1983) Anleitung für Beobachter an den Niederschlagsstationen des Deutschen Wetterdienstes. Eigenverlag, Offenbach
13. DWD (Hrsg) (1980) Anleitung für Beobachter an den Klimahauptstationen des Deutschen Wetterdienstes. Eigenverlag, Offenbach
14. WMO (Hrsg) (2008) Guide to hydrological practices, 6. Aufl. Genf

15. Attmannspacher W (1978) Neue Geräte und Methoden zur Messung des Punkt- und Flächen-niederschlags. Ber Dtsch Wetterdienst 146
16. Lange J, Wagner A, Tetzlaff D (2003) Hochwassersimulation in kleinen Einzugsgebieten: Eignung von Niederschlagsradar und Auswirkung versiegelter Flächen in: Klima, Wasser, Flussgebietsmanagement im Lichte der Flut; Beiträge zum Tag d. Hydrologie; Forum f. Hydrologie u. Wasserbewirtschaftung, H. 4. DWA, Hennef
17. Attmannspacher W, Hartmannsgruber R, Riedl J (1974) Eine Methode zur halbautomatischen Flächenniederschlagsmessung mit einem X-Band-Radar. Arch Meteorol Geophys Bioklimatol Ser B 22:27–38
18. WMO (Hrsg) (1966) Use of the ground based radar in meteorology, 193. Technical Papers; WMO
19. ISO 15768 (2000) Liquid flow measurement in open channels – Design, Selection and Use of electromagnetic current meters
20. Knoche R, Forkel R, Kunstmann H (2003) Regionale Klimasimulation für Süddeutschland und den Alpenraum Flächen in Klima, Wasser, Flussgebietsmanagement im Lichte der Flut; Beiträge zum Tag d. Hydrologie 2003; Forum f. Hydrologie u. Wasserbewirtschaftung, H. 4. DWA, Hennef
21. Nemeč J (1986) Hydrological forecasting. D. Reidel, Dordrecht
22. Klatt P (1983) Vorhersage von Hochwasser aus radargemessenem und prognostiziertem Niederschlag. Schriftenreihe Hydrologie und Wasserwirtschaft der Ruhruniversität Bochum 1
23. DWA (Hrsg) (2010) Klimawandel – Herausforderungen und Lösungsansätze für die deutsche Wasserwirtschaft, DWA-Themen Mai 2010; Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall. Hennef
24. Thieken A et al (2003) Klimaänderungsszenarien und Hochwasserentwicklung im Rheingebiet in Klima, Wasser, Flussgebietsmanagement im Lichte der Flut; Beiträge zum Tag d. Hydrologie 2003; Forum f. Hydrologie u. Wasserbewirtschaftung, H. 4. DWA, Hennef
25. DWA (2009) Modelle zur operationellen Hochwasservorhersage. DWA Themen, Hennef
26. List R (1971) Smithsonian meteorological tables, 6. Aufl. Smithsonian Institution, Washington
27. Monteith JL (1973) Principles of environmental physics. E. Arnold, London
28. Swinbank WC (1951) The measurement of vertical transfer of heat and water vapour. J Meteorol 8:135–145
29. DWK (Hrsg) (1980) Empfehlungen zum Bau und Betrieb von Lysimetern (DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft 114). Parey, Hamburg
30. Aboukhaled A et al (1982) FAO (Hrsg). Lysimeters. Irrigation and drainage papers 39
31. DVWK (1996) Ermittlung der Verdunstung von Land- und Wasserflächen. Bonn
32. Friedrich W, Franzen H (1960) Ein neuer Versickerungsmesser. Dtsch Gewässerkundl Mitt 1:105–111
33. Schroeder M (1970) Untersuchungen an Lysimetern mit Waldbestockung. Mitt. des Arbeitskreises „Wald und Wasser“ 5
34. Werner J (1985) Die Erprobung einer vereinfachten energetischen Verdunstungsbestimmungsmethode an Waldbeständen der Großlysimeteranlage St. Arnold bei Rheine 1981/1982. Schriftenreihe des Landesamtes für Wasser- und Abfallwirtschaft Nordrhein-Westfalen 40
35. Hoynigen-Huene J, Bramm A (1978) Die wägbare Unterdruck-Lysimeteranlage in Braunschweig-Völkenrode. Landbauforsch Völkenrode 2:95–102
36. Doorenbos J, Pruitt WO, FAO (Hrsg) (1975) Crop water requirements. Irrigation and drainage paper 24
37. Keller R (1979) (Gesamtleitung): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Boldt, Boppard

38. Schrödter H (1985) Verdunstung: Anwendungsorientierte Meßverfahren und Bestimmungsmethoden. Springer, Berlin
39. Doorenbos J, Kassam AH FAO (Hrsg) (1979) Yield response to water. Irrigation and drainage paper 33
40. Brutsaert W (1982) Evaporation into the Atmosphere. D. Reidel, Dordrecht
41. Czeratzki W (1968) Ein Verdunstungsmesser mit keramischer Scheibe. Landbauforsch Völkerrode 18:93–98
42. Seemann J et al (1979) Agrarmeteorologie. Springer, Berlin
43. Geiger R (1961) Das Klima der bodennahen Luftschichten. Vieweg, Braunschweig
44. Baur F (1957) Linkes meteorologisches Taschenbuch, Bd. III: Hilfsmittel des beobachtenden Meteorologen. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig
45. WMO (Hrsg) (1971) Guide to meteorological instruments and observation practices. Technical papers 3
46. Kondratyev KV (1969) Radiation in the atmosphere. Academic Press, New York
47. Schädler B (1980) Die Variabilität der Evapotranspiration im Einzugsgebiet Rietholzbach bestimmt mit Energiebilanzmethoden. Mitt. der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich 46
48. Werner J (1982) Brauchbare Energieumsatzformeln für den Grenzbereich Gewässeroberfläche/Luft. Wasserwirtschaft 72:18–22
49. Dyck S et al (1978) Angewandte Hydrologie, Teil 2: Der Wasserhaushalt der Flussgebiete. VEB-Verlag für Bauwesen, Berlin
50. Scultetus J (1969) Klimatologie. Westermann, Braunschweig
51. Linsley R, Kohler M, Paulhus I (1949) Applied hydrology. McGraw Hill, New York
52. Mäde A (1975) Zur Berechnung der potentiellen Evapotranspiration nach Turc. Z Meteorol 1:21–24
53. Chow Ven Te (1964) Handbook of applied hydrology. McGraw Hill, New York
54. Haude W (1958) Über die Verwendung verschiedener Klimafaktoren zur Berechnung der potentiellen Evaporation und Evapotranspiration. Met Rundsch 11:96–99
55. Penman HL (1948) Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc Royal Soc Ser A 1032(193):120–146
56. Saxton KE, Johnson HP, Shaw RH (1974) Watershed evapotranspiration estimated by the combination method. Trans ASAE 17:669–672
57. Bornholdt A (1969) Evaporation und Evapotranspiration: Korrelationsuntersuchungen in einem Bewässerungsgebiet. Mitt. Leichtweiß-Instituts für Wasserbau, TU Braunschweig 23
58. Braun G (1975) Entwicklung eines physikalischen Wasserhaushaltsmodells für Lysimeter. Mitt. Leichtweiß-Institut für Wasserbau, TU Braunschweig 49
59. Smith M (1992) CROPWAT – a computer program for irrigation planning and management, FAO, Irrigation and Drainage Paper 46, Rom
60. Tetzlaff G (Hrsg) (1999) Verdunstung – detailliert messen, integriert modellieren – 2. Tagung FA Hydrometeorologie, Mitt. Inst. F. Meteorologie Uni Leipzig, ISBN 3-98061-5-2
61. Allen R et al (1998) Crop evapotranspiration – guidelines for computing crop water requirements. FAO, Irrigation and Drainage Paper 56, Rome
62. Wendling V (1995) Berechnung der Gras-Referenzverdunstung mit der FAO Penman-Monteith Beziehung. Wasserwirtschaft 85(12):602–604
63. Länderarbeitsgemeinschaft Wasser, Bundesministerium für Verkehr (Hrsg) (1991) Pegelvorschrift. Parey, Hamburg
64. Morgenschweis G, Vogelbacher A (1990) Erfassung und numerisch-graphische Auswertung von Durchflussmessungen im Gelände. Wasserwirtschaft 80:3
65. WMO (Hrsg) (2010) Manual on stream gauging, Aufl. 1, 2. WMO-No. 1044

66. ISO 1100/1-2 (1996) Measurement of liquid flow in open channels. Part 1: Establishment and operation of a gauging station. Part 2: Determination of the stage – discharge relation
67. Bundesanstalt für Gewässerkunde (Hrsg) (1971) Symposium Hydrometrie. *Bes Mitt Dtsch Gew Jhb* 35
68. Wiesner DR et al (1979) Application of remote sensing to hydrology. Operational Hydrology (WMO 513) 12. Secretariat of the World Meteorological Organization
69. Busch K, Luckner L (1974) Geohydraulik. F. Enke, Stuttgart
70. Hölting B (1980) Hydrogeologie. F. Enke, Stuttgart
71. UNESCO (Hrsg) (1972) Groundwater studies. Studies and reports in hydrology 7
72. ISO 4360 (1983) Liquid flow measurement in open channels – rectangular, trapezoidal and ISO 15768: Liquid flow measurement in open channels – Design, Selection and Use of electromagnetic current meters (2000) unshaped flumes
73. ISO 4360 (1984) Liquid flow measurement in open channels – triangular profile weirs
74. ISO 3846 (1989) Liquid flow measurement in open channels – rectangular broad-crested weirs
75. Schröder RC (1966) Hydromechanik im Wasserbau. W. Ernst & Sohn, Berlin
76. Oliveto G, Hager W (1997) Discharge measurement in circular sewer. *J Irrigation Drain Eng* 3/4:138–141
77. ISO 555/1-3 (1994) Liquid flow measurement in open channels. Part 1: Tracer dilution methods for measurement of steady flow. Part 2: Integration (sudden injection) method. Part 3: Constant rate injection method and integration method using radioactive tracer
78. WMO (Hrsg) (1971) The use of weirs and flumes in stream gauging. Technical papers (WMO 286) 117
79. Herschy RW (Hrsg) (1978) Hydrometry. Willey, Chichester
80. ISO 1438 Liquid flow measurement in open channels using thin-plate weirs and Venturi flumes
81. Bos MG (Hrsg) (1976) Discharge measurement structures, 20. Wageningen Publishers, The Netherlands
82. International Organization for Standardisation (2007) ISO 748-liquid flow measurements in open channels – velocity-area-method. Geneva
83. ISO 2537 (1988) Liquid flow measurement in open channels-cup-type and propeller-type current meters
84. Morgenschweis G (1990) Zur Ungenauigkeit der Durchflussmessung mit hydrometrischen Flügeln. *Deut Gewässerkdl Mitt* 34(1/2):11–21
85. ISO 25377 (2007) Hydrometric Uncertainty Guide. British Standards Institution, Geneva
86. DIN ENISO 4375: Hydrometrische Bestimmungen – Seilbahnsysteme für Messungen in Fließgewässern
87. Morgenschweis G (2010) Hydrometrie. Springer, Berlin
88. Siedschlag S, Keil M (2006) Zeitnahe Messung und Übertragungshydrologischer Daten in Extremsituationen in: Risikomanagement extremer hydrologischer Ereignisse, Forum f. Hydrologie u. Wasserbewirtschaftung, H.15.06. DWA, Hennef
89. Adler M, Kleeberg H (Hrsg) (2005) Akustik Doppler Geräte (ADCP) in der Hydrometrie; Möglichkeiten und Perspektiven einer innovativen Technik, Forum f. Hydrologie u. Wasserbewirtschaftung, H.12.05. DWA, Hennef
90. International Atomic Energy Agency (Hrsg) (1968) Guidebook on nuclear techniques in hydrology. International Atomic Energy Agency, Wien
91. Pohl R (2002) Kennen wir die Hochwasserdurchflüsse unserer Flüsse? *Wasser Abfall* 11:11–12
92. Morgenschweis G, Heitefuss C (1993) Erste Erfahrungen mit dem Einsatz des Ultraschallverfahrens zur Durchflußfassung in der staugeregelten Ruhr bei Mühlheim. *Wasserwirtschaft* 83(10):550–555
93. DVWW (Hrsg) (1977) Naturmessungen im Wasserbau: Möglichkeiten und Grenzen neuer Meßverfahren, Bd. 3. Mitt DVWW

-
94. Morgenschweis G, Nusch A (2001) Wassermengen- und wassergütwirtschaftliche Monitoringsysteme im Rahmen des Flussgebietsmanagement im Einzugsgebiet der Ruhr. KA – Wasserwirtschaft, Abwasser, Abfall, (48), Nr. 2
 95. Deutsches IHP/OHP – Nationalkomitee (2003) Hydrological networks for integrated and sustainable water resources management, IHP/OHP Berichte, H. 14, Koblenz
 96. Bundesanstalt für Gewässerkunde (Hrsg) Gewässerkundliches Jahrbuch
 97. Kruger L-R, Harboe R, Schultz GA (1983) Estimation of convective rainfall volumes with the aid of satellite data. IASH 145:273–280
 98. Werner J (1974) Läßt sich die Verdunstung freier Wasserflächen noch mit anderen als dem bisher üblichen Instrumentarium messen? Dtsch Gew Mitt 3:55–63
 99. Gils H (1962) Die wechselnde Abflusshemmung in verkrauteten Gewässern. Dtsch Gew Mitt 5:102–110
 100. Gerstengarbe FW, Werner P (2005) Katalog der Grosswetterlagen Europas (1881–2004). Nach Hess u. Brezowski, PIK Rep. 100. Institut Für Klimafolgenforschung, Potsdam