

3. Methodik und Daten

3.1 Grundkonzept

Die vorliegende Arbeit basiert auf dem Vergleich berechneter und gemessener Verdunstungswerte (Abbildung 17). Im ersten Schritt werden die Variablen der PENMAN-MONTEITH-Gleichung, die nicht direkt gemessen wurden, den Standortbedingungen gemäß parameterisiert. Besonders die hohe Bodenfeuchte hat Auswirkungen auf die Formulierungen einzelner Gleichungskomponenten. Noch höher ist der Einfluß des Oberflächenwiderstandes. Die Physiologie der Pflanzen und das hohe Wasserangebot lassen einen Wert am unteren Rand des Spektrums vermuten, welches man in der Literatur findet. Auf Basis der meteorologischen Messungen im Gelände kann mit Hilfe dieses Ansatzes die Evapotranspiration für den Untersuchungszeitraum errechnet werden. Ohne weitere Betrachtung repräsentieren diese Ergebnisse einen Schätzwert der potentiellen Verdunstung im Niedermoor.

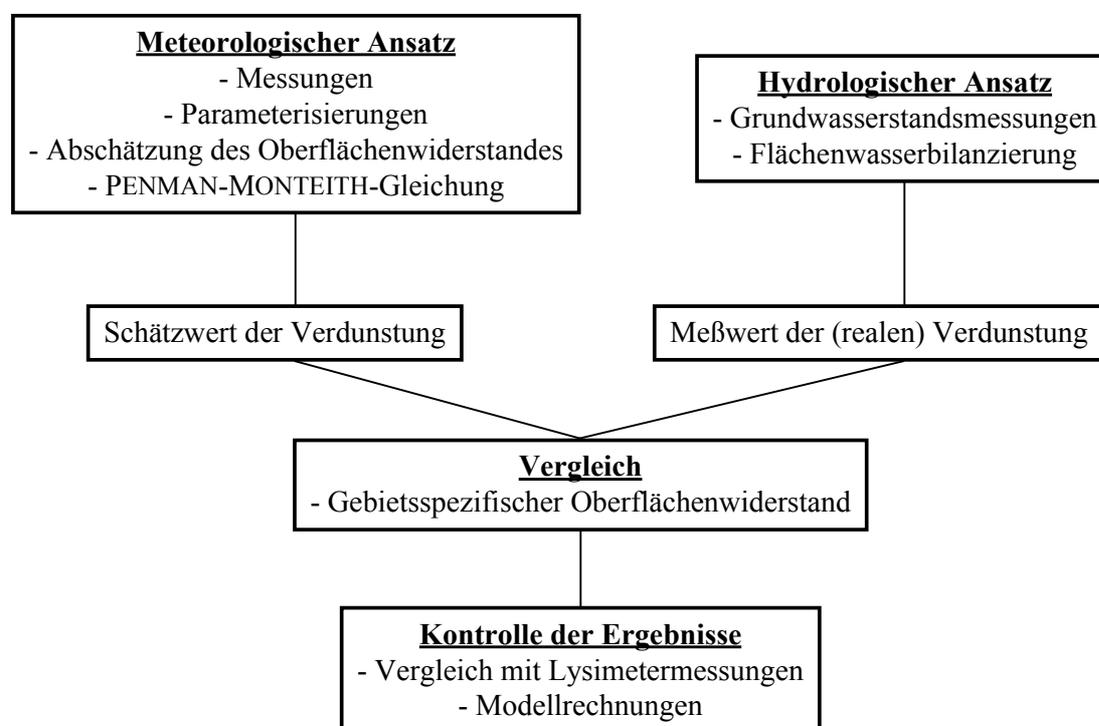


Abbildung 17: Schematische Darstellung der Vorgehensweise.

Die Ermittlung der realen Evapotranspiration erfolgte durch hydrologische Messungen auf ausgewählten Teilflächen im Rhinluch. Einerseits wurde versucht, die Wasserbilanz der Flächen über Messungen des Wasserzu- und Abflusses aufzustellen und die Verdunstung als Residuum zu bestimmen. Eine Schwierigkeit entstand dabei durch den auftretenden Zustrom über den Grundwasserleiter. Als weitaus wertvollere Methode hat sich die Auswertung zeitlich hoch aufgelöster Grundwasserstandsmessungen erwiesen. Die geringe Distanz zwischen Geländeoberfläche und Grundwasserhöhe läßt den Rückschluß von der täglichen Grundwasserentnahme auf die Verdunstung, mit einer auf den ersten Blick überraschenden Genauigkeit, zu (GILMAN, 1994, MATTHESS UND UBELL, 1983, MUNDEL, 1982 a-d, TODD, 1964, KAUSCH, 1957). Die Reaktionszeit des Grundwassers auf Änderungen der meteoro-

logischen Randbedingungen hat sich dabei, sowohl beim Entzug des Bodenwasservorrats durch Verdunstung, als auch bei der Auffüllung durch Regen, als sehr gering erwiesen. So konnte auch auf der hydrologischen Seite eine zeitliche Auflösung im Bereich von Stundenwerten erreicht werden.

Die Zusammenführung und der Vergleich beider Datenreihen, berechnet und gemessen, führte schließlich zur Bestimmung des realen Oberflächenwiderstandes und zur Definition der PENMAN-MONTEITH-Gleichung als Berechnungsformel für die reale Evapotranspiration von Niedermooren und anderen, ähnlich geprägten Feuchtgebieten.

Die Kontrolle der Ergebnisse, im Hinblick auf Genauigkeit und Übertragbarkeit, erfolgte einerseits durch einen direkten Vergleich mit Lysimetermessungen der Forschungsstation des ZALF Münchenberg in Paulinenaue. Mit der auf die beschriebene Art angepassten PENMAN-MONTEITH-Gleichung wurden, unter Verwendung der vor Ort erhobenen Klimadaten, Verdunstungshöhen berechnet und mit den gemessenen Wasserverlusten der Erdoberfläche verglichen. Neben der Ergebnisverifikation konnten an dieser Stelle auch Aufschlüsse über den Oaseneffekt (OKE, 1987) gewonnen werden.

In einem weiteren Schritt wurden verschiedene hydrologische Situationen mit Grundwasserströmungsmodellen für eine der Teilflächen simuliert. Das Zusammenspiel zwischen Wasserentzug durch Verdunstung und Wassernachlieferung über den Grundwasserleiter konnte in unterschiedlichen Szenarien für diese Fläche mit dem Modell reproduziert werden. Folglich ist von einer grundsätzlichen Konsistenz der Ergebnisse auszugehen.

3.2 Auswahl und Instrumentierung der Teilflächen

Das Obere Rhinluch ist in der Vergangenheit mehrfach melioriert worden und verfügt durch die landwirtschaftliche Kultivierung über ein umfangreiches Graben- und Stausystem (Abbildung 18).

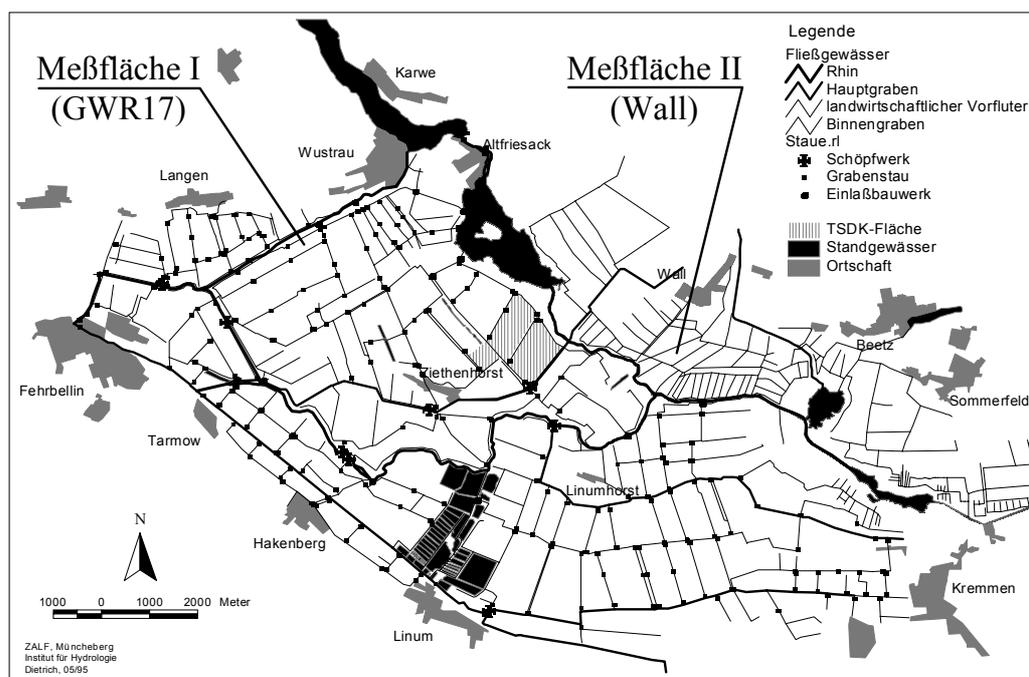


Abbildung 18: Hydrotechnische Anlagen im Oberen Rhinluch (DIETRICH ET AL., 1996) und Lage der Untersuchungsflächen GWR17 und Wall.

Durch dieses Netz ergeben sich einzelne Staubereiche, deren Wasserregime durch die Wasserstände der umgebenden Gräben bestimmt wird. Sowohl für ganze Bereiche, als auch für einzelne Flächen, können somit definierte Randbedingungen geschaffen bzw. genutzt werden.

Im Oberen Rhinluch wurden die Meßflächen "GWR17" und "Wall" mit den methodisch erforderlichen Geräten ausgestattet. Die im hydrologischen Sinn relativ große Distanz zwischen beiden Flächen liefert Hinweise auf die Übertragbarkeit der Ergebnisse auf regionale Skalen.

Die Untersuchungsfläche GWR17 besitzt eine Größe von 21 ha. Die Vegetation besteht zu 20% aus Wald und zu 80% aus extensiv genutztem Grünland (Abbildung 19). Neben einem Rohrglanzgras-Brennessel-Röhricht, ist beim Grünland eine Dominanz nitrophiler Staudenfluren (z.B. Wiesenlieschgras) festzustellen. "Nitrophil" bedeutet, daß diese Pflanzengattungen Nitrate speichern und auf nitratreichen Böden besonders gut wachsen. Der durch die Pflanzen induzierte Nitrat- bzw. Nährstoffreichtum kennzeichnet die niedermoortypische und ertragsreiche Vegetation.

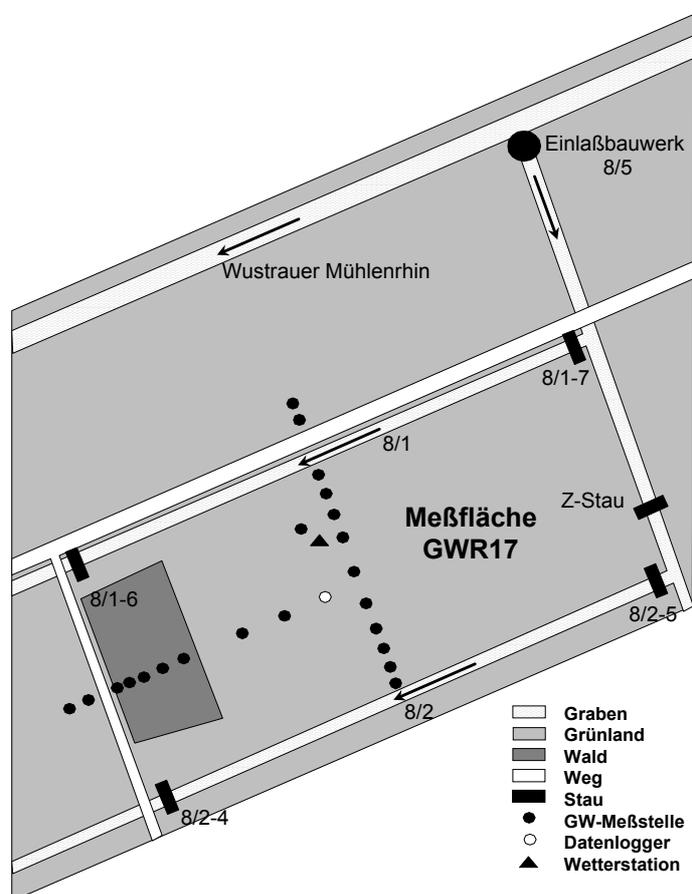


Abbildung 19: Instrumentierung und Verteilung der Vegetation auf der Teilfläche GWR17.

Die Daten der automatischen Wetterstation wurden von der Humboldt-Universität in Berlin zur Verfügung gestellt. Zur Messung der Grundwasserhöhe wurden Filterrohre auf 2 Trassen gesetzt. Besondere Bedeutung kommt hierbei der Trasse in Nord-Süd-Richtung zu, denn der Hauptstrom von Grundwasser erfolgt aus dem Wustrauer Mühlenrhin in das Gelände hinein. Zudem herrscht zwischen den Gräben 8/1 und 8/2 ein Gefälle mit wechselnden Gradienten. Diese Trasse bildet später die Grundlage für die Modellrechnungen. Über die zweite Trasse läßt sich das Gefälle in Ost-West-

Richtung bestimmen. Ein Grundwasserbeobachtungsrohr wurde mit einem Winkelkodierer vom Typ THALES ausgestattet. Die automatische Datenspeicherung erfolgte alle 15 Minuten mit einer Angabegenauigkeit von 1 cm.

Die Stau der Gräben 8/1 und 8/2 wurden zur Durchflußmessung mit sogenannten THOMSON-Wehren versehen (Abbildung 20). Bei einem definierten Öffnungswinkel von 90° errechnet sich die Durchflußmenge Q_T aus der Höhe h_T des Wasserstandes über der Meßwehrspitze (BOLLRICH UND PREIBLER, 1992):

$$Q_T = h_T^{2.483} \quad m^3 s^{-1} \quad (3.1)$$

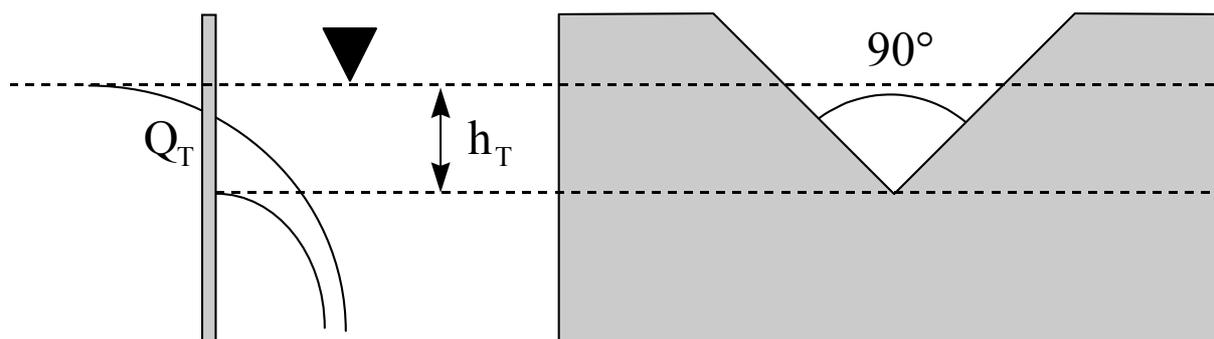


Abbildung 20: THOMSON-Wehr zur Durchflußmessung an Stauen (BOLLRICH UND PREIBLER, 1992).

In einem Bereich von $0.05 \text{ m} < h < 0.385 \text{ m}$ liegt die angegebene Genauigkeit oberhalb von 99%. Bei den Messungen ergaben sich vor allem jedoch Fehler durch Undichtigkeiten an den Stauen unterhalb des Meßwehres. Die Funktionsfähigkeit der Bohlenstau mußte, nach den Vorgaben des zuständigen Wasser- und Bodenverbandes, durchgehend erhalten bleiben. Die feste Installation mit einzementierten Meßplatten wurde nicht erlaubt. Neben der Durchsickerung zwischen den Holzbohlen kamen zeitweise Eingriffe von außen durch mutwilliges Öffnen der Stau hinzu.

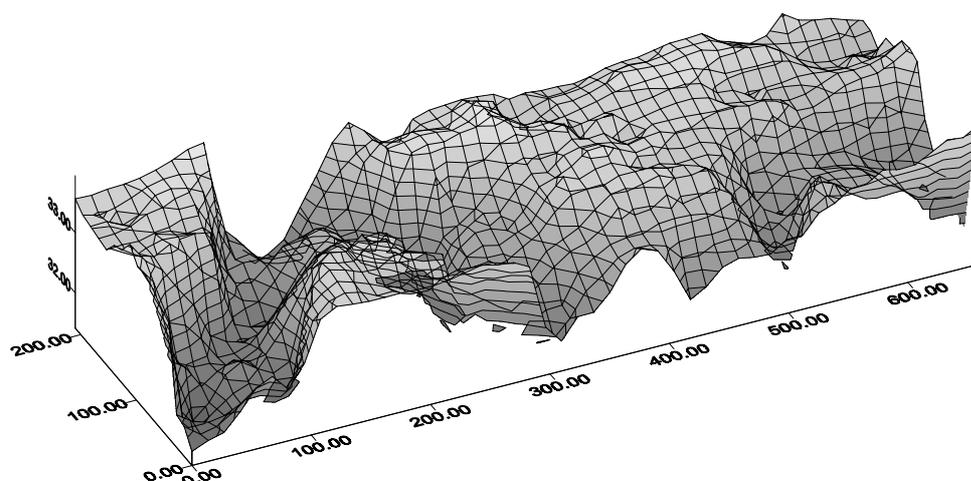


Abbildung 21: Relief des Sand-Grundwasserleiters auf der Teilfläche GWR17 (stark überhöht).

Die Substratverteilung auf der Fläche stand aus einer anderen Projektarbeit mit einer horizontalen Auflösung von 30×30 m zur Verfügung (DIETRICH ET AL., 1993). Die Sandunterlage auf der Fläche ist durch eine mäanderförmige Erosionsrinne gekennzeichnet und entsprechend reliefiert (Abbildung 21). Die Mächtigkeit der Torfauflage ist im Bereich der erodierten Rinne mit durchschnittlich 1.2 m am höchsten. Sonst schwankt sie um 0.5 m, die minimale Auflage beträgt etwa 0.2 m (Abbildung 22).

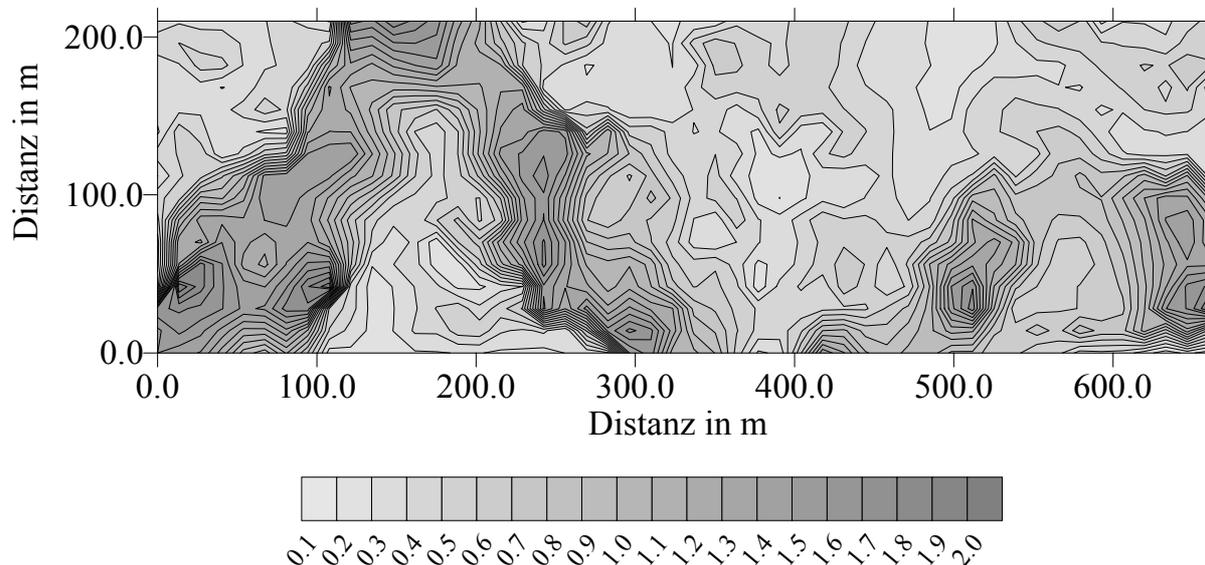


Abbildung 22: Mächtigkeit der Torfauflage auf der Untersuchungsfläche GWR17.

Die heterogene Verteilung des organischen Bodensubstrates muß bei der Datenerhebung und der späteren Modellierung beachtet werden. Bei den organischen Bodenarten sind die Unterschiede bezüglich der hydraulischen Leitfähigkeit näherungsweise vernachlässigbar. Im Vergleich zum gut durchlässigen Grundwassersand ist sie bei dem Grad der Degradierung (Mineralisierung) als stark reduziert einzustufen (AG BODENKUNDE, 1996, SAUERBREY, 1995). Beim vertikalen Wasserentzug wird diese hemmende Bodenschicht mutmaßlich durch den Wasserfluß in den Pflanzen überbrückt. Beim horizontalen Wasserfluß ist jedoch von einer verminderten Flußrate innerhalb der Torfschicht auszugehen.

Die Untersuchungsfläche Wall ist in Luftlinie etwa 10 km entfernt und besitzt eine Größe von 24 ha. Der Untergrund zeichnet sich durch eine horizontal sehr viel homogenere Substratverteilung aus, als sie bei der Fläche GWR17 anzutreffen ist. Unter der Torfauflage mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 0.4 m befindet sich eine etwa 1 m dicke Kalkmuddeschicht. Zwischen beiden Substraten liegt ein dünnes Polyedergefüge, welches vermutlich bei der Verlandung eines früheren Sees in dieser Region gebildet wurde. Der Grundwasserleiter besteht auch hier aus Sand. Neben einer automatischen Wetterstation wurde auch auf dieser Fläche eine Trasse mit Grundwasserbeobachtungsrohren zwischen den beiden Gräben der Längsseite gesetzt (Abbildung 23).

Die Grabenstau waren während des gesamten Untersuchungszeitraums vollständig geschlossen und wurden nicht überströmt. Obwohl es sich auch in diesem Fall um Bohlenstau handelt, gab es durch eine lange Zeit ohne wasserwirtschaftliche Eingriffe keinerlei Undichtigkeiten zu beobachten. Ohne Überströmung erfolgt die Wasserversorgung vollständig über den Grundwasserleiter und über die ge-

fallenen Regenmengen. Als Folge dieses Umstandes wurde kein signifikanter hydraulischer Gradient durch die Grabenwasserstände induziert.

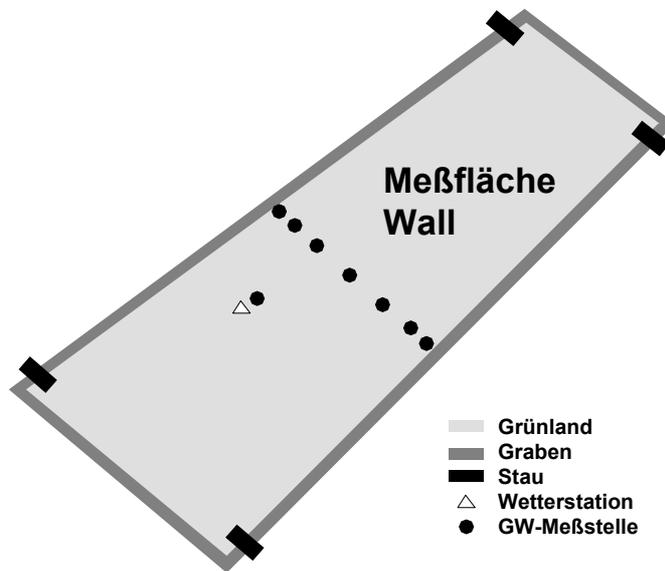


Abbildung 23: Instrumentierung der Untersuchungsfläche Wall.

Der Pflanzenbestand auf der Fläche Wall setzt sich mosaikartig aus verschiedenen Rispengräsern (u.a. Sumpfrispengras), Rohrglanzgras und anderen Wiesenpflanzen zusammen. Kalkanzeigende Pflanzen sind auf dieser Fläche nicht zu finden, d.h. die Wurzeln erreichen nicht die Tiefe der (Kalk-) Muddeschicht. Hier ist der Hauptunterschied zwischen beiden Untersuchungsflächen zu sehen, was sich bei Grabungen zur Sichtkontrolle jeweils bestätigt hat. Auf der Fläche GWR17 reicht die Durchwurzelungstiefe durch den relativ lockeren Torf hindurch über den Kapillarsaum hinaus bis in den sandigen Grundwasserleiter hinein, so daß für die Vegetation hier die direkte Entnahme von Grundwasser möglich ist. Auf der Fläche Wall ist dagegen nur die obere Bodenschicht bis zur Tiefe von 0.25 - 0.35 m mit Wurzeln durchsetzt (Abbildung 24).

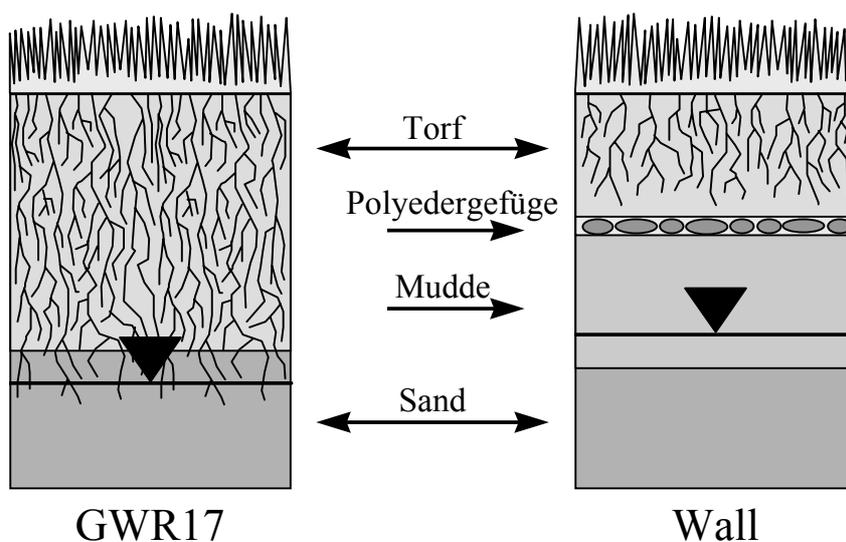


Abbildung 24: Schematische Darstellung der Durchwurzelungstiefen und der vertikalen Substratverteilung auf den Untersuchungsflächen GWR17 und Wall.

Das Wasser muß hier zuerst durch die Muddeschicht hindurch, die bei dem nachweisbar niedrigen Grundwasserflurabstand allerdings selbst die Funktion des Aquifers übernimmt und offensichtlich eine ähnlich gute hydraulische Durchlässigkeit aufweist, wie die Sandschicht darunter. Danach wird das Wasser mit dem kapillaren Aufstieg durch das stark verdichtete, aber rissige Polyedergefüge nach oben befördert und dann von den Wurzeln aufgenommen. Allgemein ist die kapillare Aufstiegsrate in organischen Böden bei geringen Grundwasserflurabständen mit Werten $> 5 \text{ mm d}^{-1}$ deutlich höher, als bei mineralischen Böden (AG BODENKUNDE, 1996). Die Wassernachlieferung ist daher im Grundsatz nicht gefährdet, d.h. auf beiden Flächen sind ähnlich hohe reale Verdunstungsraten möglich. Unterschiede sind dagegen bei den zu messenden Grundwasserganglinien zu erwarten. Auf der Fläche Wall ist damit zu rechnen, daß die Reaktionen der Grundwasserhöhe durch die bodenphysikalischen Unterschiede zur Fläche GWR17 vermindert oder zeitlich verzögert einsetzen.

3.3 Übersicht über das Datenmaterial

Die Untersuchungen fanden im Zeitraum von 1994 bis 1996 statt. Die erste Phase wurde vor allem zur Installation der hydrologischen Meßtechnik und zur Überprüfung der Arbeitshypothesen verwendet. Der Schwerpunkt der Auswertungen liegt daher innerhalb der Jahre 1995/96. Insgesamt standen die folgenden Daten zur Verfügung:

- Wetterdaten:
 - 1994: Wetterstation der HU Berlin auf der Fläche GWR17 (defekt ab 01/1995).
 - 1995 - 1996: Wetterstation auf der Fläche Wall (ab 15.06.95).
 - 1994 - 1996: Wetterstation der Forschungsstation Paulinenaue.
 - langjährige Mittelwerte: Klimastation in Neuruppin (DWD).

- Grundwasserstandsmessungen:
 - Fläche GWR17
 - Automatische Registrierung durch Datenlogger in der Flächenmitte (08/1994 - 12/1996).
 - Handmessungen auf den Trassen, in der Vegetationsperiode wöchentlich, sonst 14-tägig bzw. monatlich (1994 - 1996).
 - Zusätzliche Messungen mit automatischen Drucksondengebern an verschiedenen Orten auf der Fläche für spezielle Fragestellungen.
 - Fläche Wall
 - Automatische Registrierung mit automatischen Drucksondengebern an der Wetterstation und in der Flächenmitte (ab Juli 1995).
 - Handmessung auf der Trasse durch automatische Drucksondengeber, zusätzlich 14-tägige Kontrollmessungen per Hand (1996).

- Grabenwasserstandsmessungen:
 - Fläche GWR17
 - Registrierung mit mechanischen Pegelschreibern (1994 - 1996), teilweise mit automatischen Drucksondengebern.
 - Fläche Wall
 - Handmessung alle 14 Tage (1996).

- Weitere Daten:
 - Lysimetermessungen der Forschungsstation Paulinenaue (1994 - 1996) (SCHALITZ ET AL., 1996).
 - Substratverteilung (Bodenarten und-schichten) auf den Untersuchungsflächen, auf der Fläche GWR17 Bodenprofile im 30×30 m-Raster (DIETRICH ET AL., 1993).
 - Einige Tiefenprofile des Bodens in der Umgebung der Untersuchungsflächen (LANDESUMWELTAMT BRANDENBURG, 1996).
 - Hydrologische Messungen (Saugspannung, Feldlysimeter) durch die TU Berlin (BOHL ET AL., 1996).

3.4 Entwicklung der PENMAN-MONTEITH-Gleichung für die gegebenen Standortbedingungen

3.4.1 Allgemeines

Die PENMAN-MONTEITH-Gleichung (Gl. 3.2) verlangt eine Reihe von Parametern, die nicht alle durch Routinemessungen erhoben werden. Insbesondere gilt dies für die Terme der Strahlungsbilanz am Erdboden und für den Oberflächenwiderstand r_s , der im engeren Sinn Gegenstand dieser Arbeit ist. Es steht jedoch eine ganze Auswahl an bewährten Näherungsalgorithmen zur Verfügung, diese Parameter aus anderen Meßgrößen zu bestimmen. In die jeweiligen Formeln gehen alle spezifischen und relevanten Standortbedingungen ein. Die Art und Weise der Parameterisierungen zeigt auf, daß die Ergebnisse nicht allein auf Niedermoore beschränkt sind, sondern zumindest näherungsweise auf alle Regionen mit ähnlichen Randbedingungen übertragen werden können. Dazu gehören alle Gebiete mit einer überdurchschnittlichen Wasserversorgung wie Flußauen und andere Feuchtbiopte (SITTE ET AL., 1991).

Die PENMAN-MONTEITH-GLEICHUNG wird in der folgenden Form angewendet:

$$-\lambda E = \frac{Se (R_N + G) + \frac{\rho c_p}{r_a} (e_s(z) - e(z))}{Se + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (3.2)$$

3.4.2 Direkt bestimmte Variablen der PENMAN-MONTEITH-Gleichung

Aus den Messungen lagen Stundenwerte der Windgeschwindigkeit und Windrichtung, der relativen Luftfeuchte, der Temperatur, der Solarstrahlung und des Niederschlages vor. Die Höhe der Meßgeräte betrug 2 m, die der Windmessungen 2.5 m. Die Höhe des oberen Randes vom HELLMANN-Niederschlagssammler lag definitionsgemäß bei 1 m. Neben den Konstanten aus Gleichung (3.2), c_p und γ ($c_p = 1005 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, $\gamma = 0.67 \text{ hPa K}^{-1}$), kann die latente Verdunstungsenthalpie λ leicht aus der gemessenen Temperatur berechnet werden (LÖPMEIER, 1983):

$$\lambda = (2501 - 2.36 \cdot T) \cdot 1000 \quad (3.3)$$

λ : latente Verdunstungsenthalpie [J kg^{-1}]

T: Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$]

Der Sättigungsdampfdruck e_s errechnet sich aus der MAGNUS-Formel mit aktuellen Koeffizienten nach SONNTAG (1994):

$$e_s = 6.11 \cdot \exp\left(\frac{17.62 + T}{243.12 + T}\right) \quad \text{mit: } \exp(x) = e^x \quad (3.4)$$

e_s : Sättigungsdampfdruck [hPa]

Die Ableitung von Gleichung (3.4) führt zu Se:

$$Se = e_s \cdot \frac{4284}{(243.12 + T)^2} \quad (3.5)$$

Se: Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve [hPa °C⁻¹]

Der aktuelle Dampfdruck e ergibt sich direkt aus dem berechneten Sättigungsdampfdruck und der relativen Luftfeuchte. Für die Luftdichte ρ wird die Standardluftdichte (1.225 kg m⁻³) verwendet.

3.4.3 Parameterisierte Variablen der PENMAN-MONTEITH-Gleichung

3.4.3.1 Strahlungsbilanz am Erdboden R_N

Zusammen mit dem Bodenwärmestrom G stellt die Strahlungsbilanz am Erdboden R_N diejenige Energiemenge dar, welche bei fehlender Advektion höchstens für die Verdunstung verbraucht werden kann, wenn ausreichend Wasser für die Pflanzen zur Verfügung steht (KOITZSCH ET AL., 1990). Wie den voran gegangenen Kapiteln zu entnehmen ist, ist die Strahlungsbilanz die entscheidende Größe für die Photosyntheseleistung der Vegetation und folglich ein Maß für die potentielle Evapotranspiration.

Die Strahlungsbilanz R_N am Erdboden ergibt sich aus der folgenden Formulierung:

$$R_N = (1 - \alpha) \cdot R_G + (L \downarrow - L \uparrow) \quad (3.6)$$

α : Reflexionsvermögen der Erdoberfläche (Albedo)

R_G : Einfallende (gemessene) Solarstrahlung

$L \downarrow$: Langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre

$L \uparrow$: Langwellige Emission der Erdoberfläche

Die Globalstrahlung R_G wurde mit einem Pyranometer des Typs CM 3 gemessen. Der für die Photosynthese entscheidende Wellenlängenbereich (PAR: 0.38 - 0.71 μm) ist im Meßbereich des Gerätes (0.3 - 2.8 μm) vollständig enthalten.

Die gemessene Globalstrahlung R_G ist besonders in den Mittagsstunden die dominierende Variable im Strahlungshaushalt und bestimmt nach Gleichung (3.2) den Großteil der Evapotranspiration. Zudem geht sie, wie später noch gezeigt wird, in die Parameterisierung des Bodenwärmestroms und der langwelligeren Strahlungsbilanz ein. Die Kontrolle der Messungen ist deshalb ratsam, wenn nicht Bedingung. Dies gilt insbesondere auch für diese Studie, da die Meßgeräte durch die relativ große Entfernung zum Meßort nur in Abständen von 2 Wochen überprüft werden konnten. Regentropfen, Wasseränder nach dem Trocknen oder Verschmutzungen auf der Glashaube des Pyranometers, z.B. durch Staub, können die Meßwerte verfälschen. Außerdem kann ein alterungsbedingter Gerätegang auftreten. Die Herstellerfirma empfiehlt eine erneute Eichung des Gerätes nach spätestens 2 Jahren. Um alle diese Einflüsse festzustellen und gegebenenfalls zu korrigieren, wurden die gemessenen Strahlungs-

flüsse mit den theoretischen Werten der maximal möglichen Einstrahlung $R_{\text{theoretisch}}$ am Boden für die vorliegenden Koordinaten verglichen (BYKOWA, 1979). Es gilt (VDI, 1992):

$$R_{\text{theoretisch}} = \frac{I_0 \sin \gamma_{\text{sun}}}{1 + 0.09 m} \quad (3.7)$$

Zudem gelten die folgenden Beziehungen:

$$m = 796 \left(\sqrt{\sin^2 \gamma_{\text{sun}} + 0.002514} - \sin \gamma_{\text{sun}} \right) \quad (3.8)$$

$$I_0 = I_0^* (1 + 0.03344 x) \quad (3.9)$$

$$x = 0.9856^\circ n - 2.72^\circ \quad (3.10)$$

$$\sin \gamma_{\text{sun}} = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \tau \quad (3.11)$$

$$\delta = 23.5^\circ \sin \left(2 \pi (n - 79.8) / 365 \right) \quad (3.12)$$

$$\tau = 2 \pi (tt - 12) / 24 \quad (3.13)$$

Die Variablen der Gleichungen (3.7) bis (3.13) haben die folgende Bedeutung:

m:	Trübungsmaß ("Atmosphärenmasse")
γ_{sun} :	Höhenwinkel der Sonne
I_0 :	Solarkonstante (nach jahreszeitlicher Korrektur)
I_0^* :	Solarkonstante
x:	jahreszeitlicher Korrekturfaktor für die Solarkonstante
n:	Kalendertag
φ :	geographische Breite des Meßortes
δ :	Deklination der Sonne
tt:	Zeitpunkt der Messung

Der Vergleich der theoretischen und der gemessenen Globalstrahlung (Abbildung 25) zeigt direkt seine Bedeutung bei dieser Art bei der Datenerhebung und deren Auswertung auf.

In dieser Abbildung sind die Stundenmaxima der einzelnen Tage dargestellt, d.h. der maximale solare Strahlungsfluß, die am jeweiligen Kalendertag an diesem Standort zur Zeit der höchsten Einstrahlung auftreten kann. Die Messungen, der von der HU Berlin betriebenen Wetterstation auf der Fläche GWR17, bleiben signifikant hinter den möglichen Strahlungswerten zurück. Abgesehen von einzelnen Datenlücken, ist diese Unterschätzung systematisch und in allen Jahreszeiten zu bemerken. Würde man diese Daten unkorrigiert in die Berechnung der Evapotranspiration übernehmen, ergäbe sich folglich eine ebenso systematisch zu geringe Verdunstungsrate. Ein Sichtkontrolle des entsprechenden Pyranometers ergab, daß die Lupolenhaube des Gerätes von innen mit Feuchtigkeit beschlagen war. Zusätzlich war noch eine altersbedingte Trübung der Haube erkennbar. Der Vergleich der theoretischen und der gemessenen Strahlung mit Hilfe der eigenen Wetterstation auf der Fläche Wall zeigt, daß die berechnete Kurve auch im zweiten Jahr des Betriebes die Einhüllende der Meßwerte bildet. Die notwendige Überprüfung und gegebenenfalls die erforderliche Korrektur von Strahlungsmessungen wird später noch an einem weiteren Beispiel erläutert.

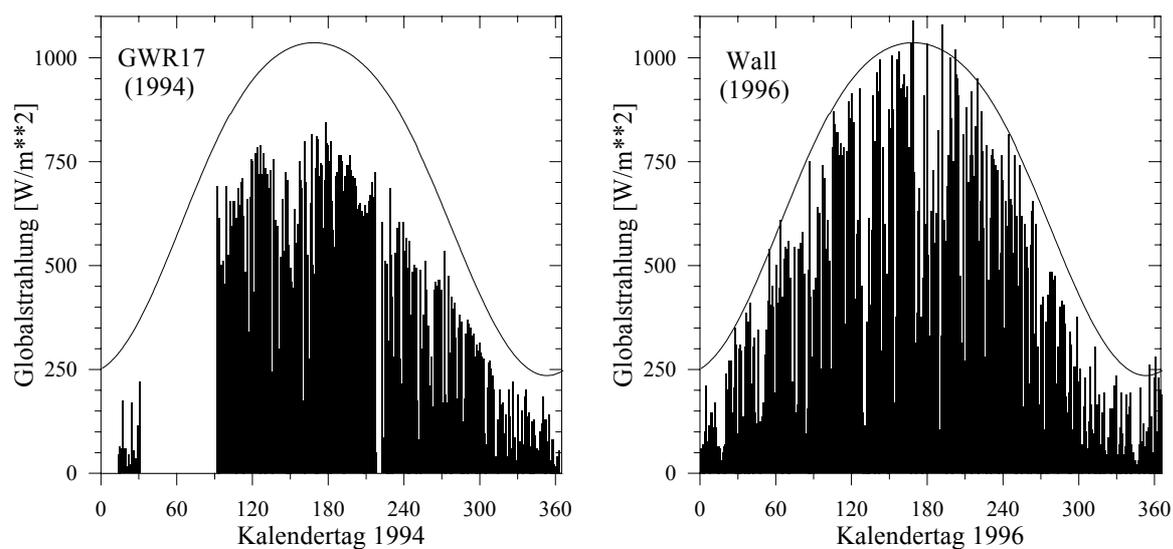


Abbildung 25: Vergleich der berechneten und gemessenen Strahlungsmaxima der Globalstrahlung (Stundenwerte in $W m^{-2}$) an den Standorten GWR17 und Wall.

Die zur Berechnung der Netto-Solarstrahlung nötige Albedo hängt auf Landflächen von mehreren Faktoren ab. Durchschnittliche Kulturflächen weisen eine Albedo von etwa 0.20 auf. Bei den dunkleren organischen Böden liegen die Werte bei 0.05 - 0.15, je nach Sonnenzenitwinkel (ROSENBERG, 1974). Bei einem dichten Grasbestand, wie er auf den Untersuchungsflächen vorzufinden ist, ist der Einfluß der Bodenart auf die Reflexion der Solarstrahlung zunächst gering. Mehr Beachtung muß dagegen der Bewuchshöhe geschenkt werden. Je höher der Grasbestand ist, desto geringer ist die Albedo, da ein Teil der reflektierten Strahlung vom Pflanzenbestand nach einer oder mehreren Reflexionen absorbiert wird. Für kurz geschnittenes Gras werden in der Literatur Werte für die Albedo von 0.26 genannt (OKE, 1973, KONDRATYEV, 1969). Bei einem hohen Grasbestand und bei Grünlandbrache liegen die Werte zwischen 0.16 und 0.20 (EGGELSMANN, 1990a, OKE, 1987, KONDRATYEV, 1969). Bedingt durch die extensive Art der Bewirtschaftung und durch die teilweise Brachlegung der Flächen, findet sich in den unteren Schichten des Vegetationsbestandes totes Grasmaterial. Die Albedo dieser Pflanzenreste am Boden ist gegenüber dem übrigen Bestand erhöht und liegt zwischen 0.20 und 0.30 für feuchtes bzw. trockenes Gras (LEE, 1978). In diesem Wertebereich muß die Albedo folglich außerhalb der Vegetationsperiode liegen.

Dringt die einfallende Strahlung bei einem dichten Pflanzenbestand bis zum Boden vor, ist der Bodenfeuchtegehalt ein weiterer bedeutender Einflußfaktor für die Albedo. Als Erklärung dafür mag der Umstand dienen, daß die Albedo von Wasserflächen deutlich geringer ist, als die von Landoberflächen. Bei bewässerten Flächen und bei Gebieten, die wie im vorliegenden Fall von Natur aus gut durchfeuchtet sind, führt die reduzierte Reflexion zu einem signifikanten Anstieg der Strahlungsbilanz im Gegensatz zu trockenen Böden (KONDRATYEV, 1969). Die Herabsetzung der Albedo durch Bewässerung liegt bei 5 - 8% (KIRRIKOVA UND MESINA, 1955), teilweise auch darüber (MATTHESS UND UBELL, 1983). Faßt man alle Werte zusammen, ist für die Untersuchungsflächen eine durchschnittliche Albedo zwischen 0.15 und 0.20 zu erwarten. Bei der zeitlichen Auflösung der Meßwerte (Stundenwerte) ist es zudem ratsam, den Tagesgang der Albedo durch den veränderlichen Einstrahlungswinkel der Sonne in die Rechnungen einzubeziehen (BRADEN, 1982, ROSS, 1975). Die tageszeitliche

Variation des Reflexionsvermögens konnte aus den gemessenen Daten der HU Berlin ermittelt werden. An der entsprechenden Station auf der Fläche GWR17 war sowohl ein Pyranometer für die einfallende solare Strahlung, als auch ein umgedrehtes Gerät zur Registrierung der vom Erdboden reflektierten Strahlungsmenge montiert. Aus dem Verhältnis beider Datenreihen wurde die Albedo für den Zeitraum April bis Oktober im Wertebereich zwischen 0.16 und 0.30 bestimmt (Abbildung 26). Unter Berücksichtigung des relativ hohen Bestimmungsfehlers während der Dämmerungsphase und der Tatsache, daß die einfallende Globalstrahlung systematisch unterschätzt wurde (siehe Abbildung 25), wurde die Albedo außerhalb der Vegetationsperiode konstant mit 0.23 angenommen. Im Zeitraum von April bis Oktober nimmt sie bei den folgenden Berechnungen Werte zwischen 0.15 als Minimum in der Tagesmitte und 0.23 zum Tagesbeginn und am Abend ein.

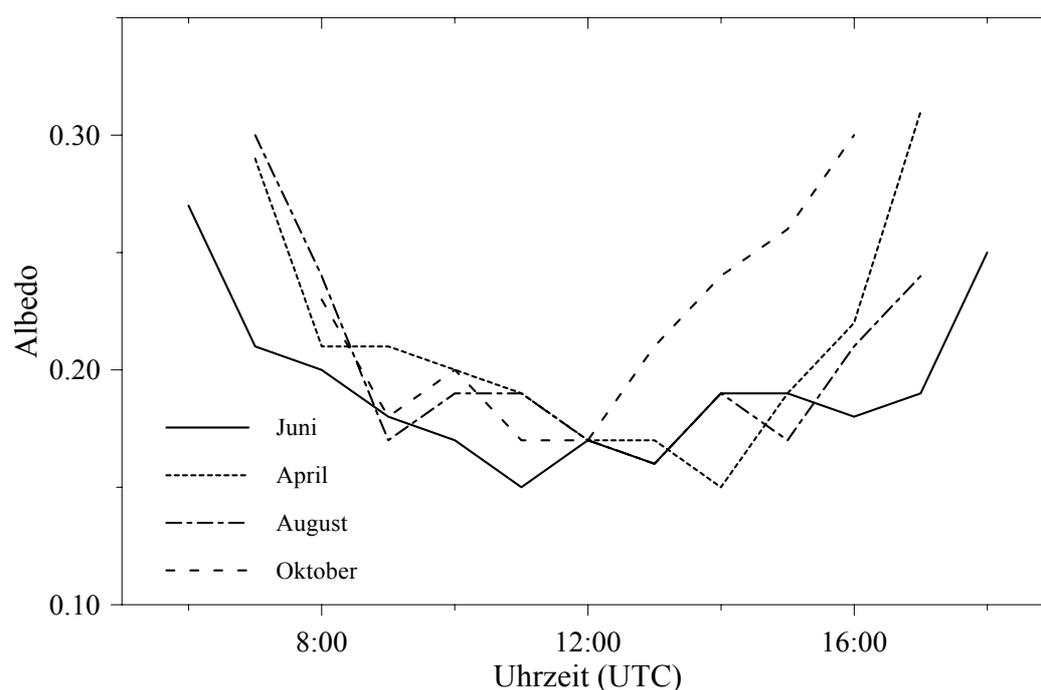


Abbildung 26: Gemessener Tagesgang der Albedo auf der Untersuchungsfläche GWR17.

Die langwelligen Anteile der Strahlungsbilanz wurden getrennt berechnet. Unter der Voraussetzung, daß die Temperatur der emittierenden Vegetationsschicht durch die gemessene Lufttemperatur in 2 m Höhe angenähert werden kann, gilt folgende Beziehung:

$$L \uparrow = \varepsilon \sigma (T_{2m} + 273.1)^4 \quad (3.14)$$

- mit:
- $L \uparrow$: Langwellige Emission des Vegetationsbestandes [W m^{-2}]
 - ε : Emissionsvermögen des Bestandes
 - σ : Stefan-Boltzmann-Konstante ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$)
 - T_{2m} : gemessene Lufttemperatur in 2 m Höhe [$^{\circ}\text{C}$]

Der Fehler durch die Verwendung der 2m-Temperatur statt der im physikalischen Sinn korrekten, aber nicht routinemäßig gemessenen Bestands- bzw. Bodentemperatur ist klein. Die Differenz zwischen den beiden Temperaturen ist auf feuchten Standorten, wie dem untersuchten Niedermoor, vergleichsweise gering (HAENEL UND LÖPMEIER, 1996). Auf diesen Sachverhalt wird im weiteren Verlauf der Arbeit, im Zusammenhang mit der Schichtungsstabilität, noch ausführlicher eingegangen.

Das langwellige Emissionsvermögen ε liegt bei 0.98 für feuchte Moorböden (LEE, 1978). Trocknet der Boden aus, reduziert sich ε auf 0.97 (PIELKE, 1984). Für Gras liegt die Emissivität zwischen 0.90 und 0.95 (OKE, 1987). Im Hinblick auf die sehr hohe Bodenfeuchte, die auch in Trockenphasen durchgängig beobachtet werden konnte, wurde mit einem konstanten Wert für ε von 0.97 gerechnet. Diese Zahl findet man z.B. auch im Modell AMBAV (LÖPMEIER, 1983).

Die atmosphärische Gegenstrahlung im langwelligen Spektralbereich läßt sich nach der folgenden Beziehung berechnen (IDSO UND JACKSON, 1969):

$$L \downarrow_{clear-sky} = \varepsilon_{Atm.} \sigma (T_{2m} + 273.1)^4 \quad (3.15)$$

$$\varepsilon_{Atm.} = 1 - 0.261 \cdot \exp(-7.77 \cdot 10^4 \cdot T_{2m}^2) \quad (3.16)$$

$L \downarrow_{clear-sky}$: Atmosphärische Gegenstrahlung des wolkenfreien Himmels [$W m^{-2}$]

$\varepsilon_{Atm.}$: Emissionsvermögen der Atmosphäre

Bei Bewölkung muß die atmosphärische Gegenstrahlung entsprechend dem Bedeckungsgrad erhöht werden. Analog zum Emissionsvermögen der Erdoberfläche wird auch an dieser Stelle der Ansatz aus dem Modell AMBAV übernommen. Er lautet:

$$L \downarrow = L \downarrow_{clear-sky} (1 + C N_{cloud}^2) \quad (3.17)$$

C: Konstante, abhängig vom Wolkentyp

N_{cloud} : Bedeckungsgrad ($0 \leq N_{cloud} \leq 1$)

Der Wolkenparameter C beinhaltet die Strahlungseigenschaften der Wolkentypen im Hinblick auf ihre Extinktionsfähigkeit. Daher muß man C im Prinzip nach Wolkenhöhe und -art unterscheiden, was aber aufgrund der fehlenden Wolkenbeobachtungen nicht möglich war. Signifikante Abweichungen werden vor allem durch Cirren verursacht, deren Zahlenwert für C (0.04 - 0.08) deutlich vom mittleren C-Wert der anderen Wolkengruppen (0.17 - 0.25) abweicht. Verwendet man statt dessen bei der Berechnung einen konstanten Wert ($C = 0.2$), tritt ein maximaler absoluter Fehler von ± 0.3 mm bei der Tagesverdunstung auf (LÖPMEIER, 1983). Da weiter der Bedeckungsgrad die Korrekturformel dominiert, sind Fehler dieser Größenordnung als Ausnahme zu betrachten. Dieser Umstand wird dadurch verstärkt, daß sich der Bedeckungsgrad auch in stündlicher Auflösung relativ genau bestimmen läßt. Zwischen der aktuellen (gemessenen) Solarstrahlung R_G und der maximal möglichen Strahlung $R_{theoretisch}$ in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad N besteht der folgende Zusammenhang (KASTEN, 1983):

$$\frac{R_G}{R_{theoretisch}} = 1 - a \left(\frac{N_{cloud}}{8} \right)^b \quad (3.18)$$

Die Faktoren a und b sind standortabhängig und variieren um die Mittelwerte $a = 0.72$ und $b = 3.2$ (Tabelle 2). Die Zahlen aus Tabelle 2 zeigen eine hauptsächliche Variation in Nord-Süd-Richtung. Für das Rhinluch wurden daher die Werte für die Station Hamburg ($a = 0.75$, $b = 3.4$) übernommen.

Tabelle 2: Koeffizienten a und b aus Gleichung (3.18) (KASTEN, 1983).

Standort	a	b	Standort	a	b
Norderney	0.75	3.4	Würzburg	0.70	3.0
Hamburg	0.75	3.4	Trier	0.70	3.0
Braunschweig	0.70	3.4	Weihenstephan	0.70	3.4
Braunlage	0.75	2.6	Hohenpeißenberg	0.70	3.4

Der Bedeckungsgrad kann für jeden einzelnen Zeitschritt aus dem Verhältnis zwischen der gemessenen und der maximal möglichen Einstrahlung (BYKOWA, 1979) bestimmt werden. Die Abhängigkeit der Extinktion vom Wolkentyp ist bei diesem Verfahren automatisch in den Messungen enthalten, so daß der o.g. Fehler, verursacht durch die Vereinfachung beim Wolkenparameter C , minimiert wird.

3.4.3.2 Bodenwärmestrom G

Der Boden wirkt im Hinblick auf die Energiebilanz als Speicher. Bei positiver Strahlungsbilanz R_N an der Erdoberfläche wird ein Teil der Energie zur Erwärmung der tieferen Bodenschichten verbraucht. Ist die Strahlungsbilanz negativ, z.B. in den Nachtstunden, wird Energie vom Boden an die Atmosphäre abgegeben. Bildet man den Mittelwert über längere Zeiträume, die beide Teilprozesse enthalten, ist die Bilanz des Bodenwärmestroms nahezu ausgeglichen. Es wird also in etwa so viel abgegeben, wie vorher vom Boden aufgenommen wurde. Geht man zu Zeitintervallen mit einer Länge unterhalb von Tagesschritten über, muß der Bodenwärmestrom entsprechend berechnet werden und gesondert in die Bilanzierung eingehen. Die formelle Beschreibung des Bodenwärmestroms ergibt sich aus der Wärmeleitfähigkeit des Untergrundes und dem Temperaturgradienten in den Bodenschichten:

$$G = -\lambda_G \frac{dT}{dz} \quad (3.19)$$

- G : Bodenwärmestrom [W m^{-2}]
- λ_G : Wärmeleitfähigkeit des Bodens [$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-1}$]
- dT : Temperaturdifferenz [K]
- dz : Meßtiefe im Boden bzw. Modellschichtdicke [m]

Meßreihen der Bodentemperatur lagen innerhalb dieser Untersuchung für einen begrenzten Zeitraum im Sommer 1996 vor. Die hier verwendete, nachfolgend erläuterte Parameterisierung, wurde anhand dieser Meßwerte auf ihre Tauglichkeit hin untersucht.

In der Praxis hat es sich durchgesetzt, den Bodenwärmestrom G aus der Strahlungsbilanz am Boden R_N zu bestimmen:

$$G = -a_G R_N \quad (3.20)$$

Der Proportionalitätsfaktor a_G für einen bewachsenen Boden wird von mehreren Autoren mit dem Wert 0.1 für die Tagstunden und 0.5 für die Nacht angegeben (ALLEN ET AL., 1994b, KOITZSCH ET AL., 1990, DE BRUIN UND HOLTSLAG, 1982). In diesem Faktor ist die Abhängigkeit des Energiestroms von den physikalischen Eigenschaften des Bodens enthalten. Die Wärmeleitfähigkeit hängt dabei sowohl von der Bodenart, als auch vom Bodenwassergehalt ab (Abbildung 27). Bezüglich der Parameterisierung wirken bei dem vorliegenden Fall mit organischem Bodensubstrat und hoher Bodenfeuchte zwei Beziehungen gegeneinander. Die Wärmeleitfähigkeit organischer Böden (Torfe) liegt unterhalb derer mineralischer Bodenarten. Gleichzeitig nimmt sie mit dem Bodenwassergehalt zu und erreicht Werte zwischen 0.07 und $0.5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ (EGGELSMANN, 1990), teilweise auch bis zu $0.84 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990). Die auf den Untersuchungsflächen ganzjährig beobachtete hohe Bodenfeuchte läßt auf ein konstantes λ_G bzw. a_G im oberen Wertebereich schließen. Mineralische Böden mit natürlicher Lagerungsdichte, wie sie vermutlich bei der Entwicklung der Parameter aus Gleichung (3.20) zugrunde lagen, besitzen einen Wassergehalt von $0.2 - 0.4 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$ (HARTGE UND HORN, 1991). Wie aus Abbildung 26 ersichtlich ist, ist die resultierende Wärmekapazität mit der eines gut durchfeuchteten Moorbodens vergleichbar, was auf die Anwendbarkeit der genannten Zahlen schließen läßt.

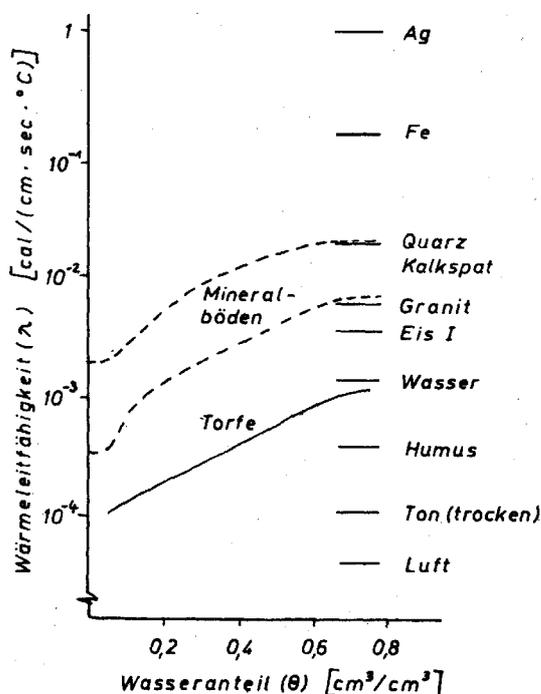


Abbildung 27: Wärmeleitfähigkeit verschiedener Bodenarten in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt (HARTGE UND HORN, 1991).

Zur Probe wurde der Bodenwärmestrom in einer Meßphase im Juni 1996 mit beiden Verfahren bestimmt. In Gleichung (3.19) wurde neben den Temperaturmessungen der Wert $\lambda_G = 0.5 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$ für

die Wärmeleitfähigkeit verwendet, die Dicke der Bodenschicht dz betrug 0.1 m. In Gleichung (3.20) wurde mit der Strahlungsbilanz $a_G = 0.1$ (tagsüber) bzw. $a_G = 0.5$ (nachts) eingesetzt. Beide Kurven zeigen eine gute Übereinstimmung (Abbildung 28). Dies gilt sowohl für Zeiträume mit hohen, als auch mit niedrigen Verdunstungsraten. Größere relative Abweichungen zwischen dem modellierten und dem gemessenen Bodenwärmestrom können entstehen, wenn die Strahlungsbilanz größeren Schwankungen im Tagesverlauf unterliegt und sich die Energieflüsse im Boden durch Trägheit langsamer anpassen. Der absolute Fehler für die Verdunstung ist bei diesem Vorgang jedoch als gering anzusehen, insbesondere wenn Tagessummen aufgestellt werden.

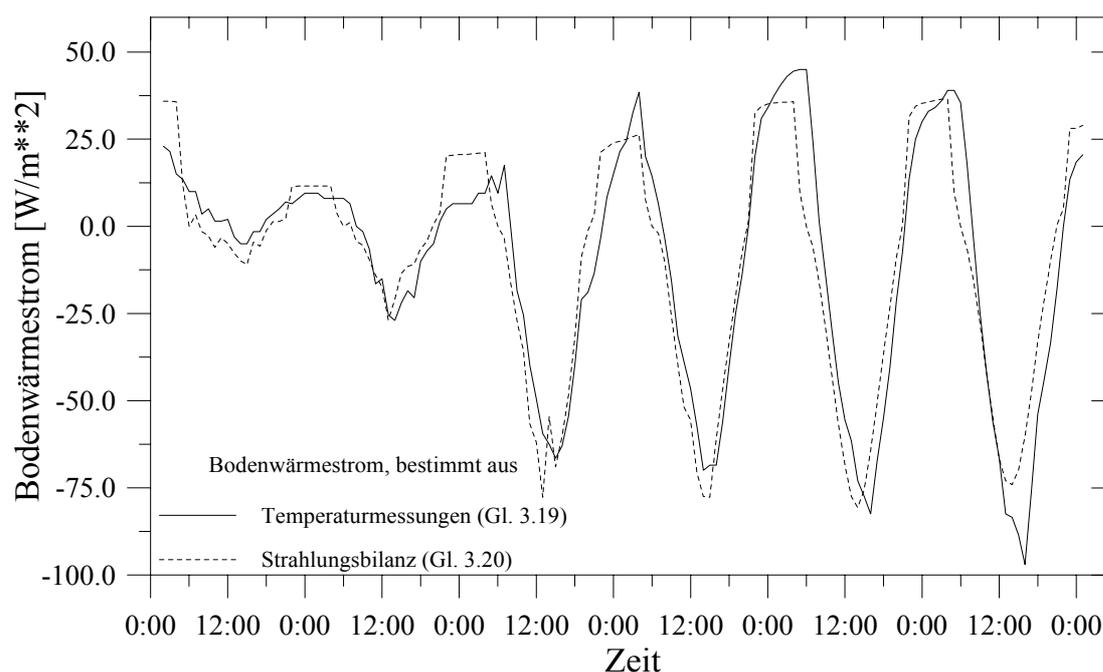


Abbildung 28: Bodenwärmestrom auf der Fläche Wall, berechnet aus gemessenen Bodentemperaturen (nach Gleichung 3.19) und der Strahlungsbilanz (nach Gleichung 3.20).

3.4.3.3 Aerodynamischer Transportwiderstand r_a

Der aerodynamische Transportwiderstand r_a stellt ein Maß für die Zeit dar, in der eine Einheitsfläche des Bodens Wärme oder Wasserdampf mit einem Einheitsvolumen der umgebenden Luft austauscht (MONTEITH, 1965). Er ist umgekehrt proportional zur Windgeschwindigkeit, die Austauschrate $1/r_a$ nimmt bei höheren Windgeschwindigkeiten zu (siehe Gleichung 2.6). Eine Erhöhung des Austausches, also der vertikalen Durchmischung der Luft, bewirkt gleichzeitig einen erhöhten Wasserdampftransfer. Je geringer der Widerstand ist, desto höher ist die mögliche Evapotranspiration. Mit der Annahme einer neutralen atmosphärischen Schichtung und dem Einschluß der viskosen Unterschicht, berechnet sich der aerodynamische Widerstand aus (ALLEN ET AL., 1994b):

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{0m}}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{0h}}\right)}{k^2 u_z} \quad (3.21)$$

- r_a : aerodynamischer Transportwiderstand [s m^{-1}]
 z_m, z_h : Meßhöhen der Windgeschwindigkeit und der Temperatur [m]
 d : Verdrängungshöhe [m]
 z_{0m}, z_{0h} : Rauigkeitslängen für Impuls und Wärme [m]
 k : von Karman-Konstante ($k = 0.41$)
 u_z : Windgeschwindigkeit in der Höhe z [m s^{-1}]

Die Abhängigkeit des aerodynamischen Widerstandes von Art und Höhe der Vegetation, drückt sich in den Zahlenwerten für die Rauigkeitslängen z_{0m} und z_{0h} für den Impuls (Index m, *engl.*: *momentum*), den Wärme- bzw. Wasserdampfaustausch (Index h, *engl.*: *heat*) und die Verdrängungshöhe d aus. Die Rauigkeitslängen für Impuls und Wärme haben den formellen Zusammenhang (ALLEN ET AL., 1994b, JÜRRENS, 1996):

$$z_{0h} = 0.1 z_{0m} \quad (3.22)$$

Wie aus Gleichung (3.21) ersichtlich ist, muß wegen der Abhängigkeit des Transportwiderstandes r_a von z_0 (auf den Index m wird nachfolgend verzichtet) eine Formulierung gefunden werden, die eine veränderliche Bewuchshöhe während des Untersuchungszeitraumes auf den Flächen berücksichtigt. Es existiert eine ganze Reihe von Arbeiten, in denen Zahlenwerte für z_0 zu finden sind. Ein umfangreicher Vergleich verschiedener Quellen von WIERINGA (1993) führte zu dem Ergebnis, daß die meisten Angaben um den Faktor 2 zu niedrig ausfielen. Schlußfolgernd empfiehlt er u.a. die Verwendung von Rauigkeitslängen, welche von OKE (1987) zusammengestellt wurden. Hier finden sich die folgenden Zahlenwerte:

Gras (lang, Höhe 60-70 cm):	z_0 : 0.04 - 0.10 m
Landwirtschaftlich genutzte Flächen:	z_0 : 0.04 - 0.20 m

Die Niedermoorvegetation gleicht in ihrer Struktur eher landwirtschaftlichen Nutzpflanzen (Getreide), als einer Grasdecke im herkömmlichen Sinn. Die anzutreffenden Grasarten, wie z.B. Rohrglanzgras, sind nicht nur durch ihre Höhe, sondern auch durch die Stärke und Festigkeit ihrer Stengel gekennzeichnet. Im aerodynamischen Sinn bestehen also eher Parallelen zu Schilfgräsern. Dieser Umstand legt nahe, Werte für z_0 zwischen 0.04 und 0.2 zu erwarten. Die Berechnung im einzelnen erfolgte über die Bewuchshöhe h mit der Formel (LÖPMEIER, 1983):

$$z_0 = 0.021 + 0.163 h \quad (3.23)$$

Mit einer beobachteten Bewuchshöhe von 0.1 bis 0.7 m liegen die berechneten z_0 -Werte, mit Beträgen zwischen 0.04 und 0.14 m, im entsprechenden Bereich. Gleichung (3.23) ist in ähnlicher Form noch in weiteren Quellen zu finden (Tabelle 3).

Tabelle 3: Formeln für die Berechnung der Rauigkeitslänge in Abhängigkeit von der Bewuchshöhe einer Landschaft nach Angabe verschiedener Autoren.

$z_0 = 0.123 h$	ALLEN ET AL., 1994b
$z_0 = 0.13 h$	MONTEITH, 1978
$z_0 = 0.132 h$	EHLERS, 1996
$z_0 = 0.136 h$	BRUTSAERT, 1982

Die Verdrängungshöhe d wurde ebenfalls in Abhängigkeit der Vegetationshöhe h berechnet. Es gilt (ROSENBERG, 1974):

$$\log_{10} d = 0.979 \log_{10} h - 0.154 \quad (3.24)$$

Näherungsweise kann man auch die Beziehung $d \approx 2/3 h$ anwenden (OKE, 1987), die auf einfache Art vergleichbare Ergebnisse liefert.

Das Gleichung (3.21) zugrunde liegende logarithmische Windprofil gilt nach Definition nur für eine neutral geschichtete Atmosphäre. Streng genommen müßte daher eine Korrektur in Abhängigkeit der realen Schichtungsverhältnisse erfolgen. Der Stabilisierungseffekt hat auf die Verdunstung nur einen geringen Einfluß, da diese vor allem in den Nachtstunden bei Ausstrahlung auftritt. Ohne solare Einstrahlung ist die Evapotranspiration allerdings vernachlässigbar gering. Tagsüber kann es dagegen, durch hohe Einstrahlung und starker Erwärmung des Bodens, zur Labilisierung der Luftschichtung kommen, die einen erhöhten vertikalen Austausch und Wasserdampftransport bedingen kann. Die Annahme der neutralen Bedingungen bezüglich der Schichtung, die aufgrund der fehlenden Messungen für die Wind- und Temperaturprofile innerhalb dieser Untersuchung verwendet wurde, ist auf feuchten Standorten wie einem Niedermoor dennoch vertretbar und sinnvoll (HAENEL UND LÖPMEIER, 1996). Bei der beobachteten, hervorragenden Wasserversorgung der Landschaft wird die eingestrahlte Energie zum größten Teil für die Verdunstung verbraucht. Folglich fällt die Erwärmung des Untergrundes, im Gegensatz zu trockeneren Standorten, geringer aus. Dieser Vorgang zeigt sich deutlich im Betrag der Differenz zwischen der Bodentemperatur und der Standardlufttemperatur in 2 m Höhe. Auf unbewachsenen Moorböden werden Differenzen zwischen diesen beiden Werten von bis zu 35 K erreicht. Hier wirken sich die geringe Albedo und die Austrocknung der obersten Bodenschicht aus. Die Temperaturdifferenzen auf bewachsenen Moorflächen betragen nur 5 bis 7 K auf Brachflächen, bzw. 3 bis 5 K auf Grünland (EGGELSMANN, 1990a). Die Austrocknung des Oberbodens wird dadurch vermieden, daß die Verdunstung zu 90% aus dem Grundwasser erfolgt und nur zu den restlichen 10% aus dem Oberboden bestritten wird (MUNDEL, 1982, a,b,d). Dieser geringe Wasserverlust kann augenscheinlich durch den kapillaren Aufstieg aus der Grundwasserzone in die oberen Bodenschichten wettgemacht werden, der bei Grundwasserflurabständen von 30 - 50 cm mehr als 5 mm d^{-1} betragen kann (AG BODENKUNDE, 1996).

Desweiteren wird die Erwärmung des Bodens durch die hohe Wärmekapazität des nassen Torfes gemindert (Tabelle 4). Verglichen mit mineralischen Böden, ist doppelt so viel Energie nötig, um die Bodentemperatur um 1 K zu erhöhen (SCHWEIKLE, 1990). Zusätzlich mildert die Vegetation die Extreme der Bodentemperaturen und kann die Bodeneigenschaften sogar gänzlich überdecken (EGGELSMANN, 1990a).

Tabelle 4: Wärmekapazität von Moor- und Sandböden in Abhängigkeit ihres Feuchtegrades (EGGELSMANN, 1990).

Bodenart	Wärmekapazität in $\text{J m}^{-1} \text{K}^{-1} \cdot 10^6$	
	trocken	nass
Moor	0.6	4.0
Sand	1.2	2.9

Die im Juni 1996 durchgeführten Kontrollmessungen bestätigen die genannten Zusammenhänge (Abbildung 29).

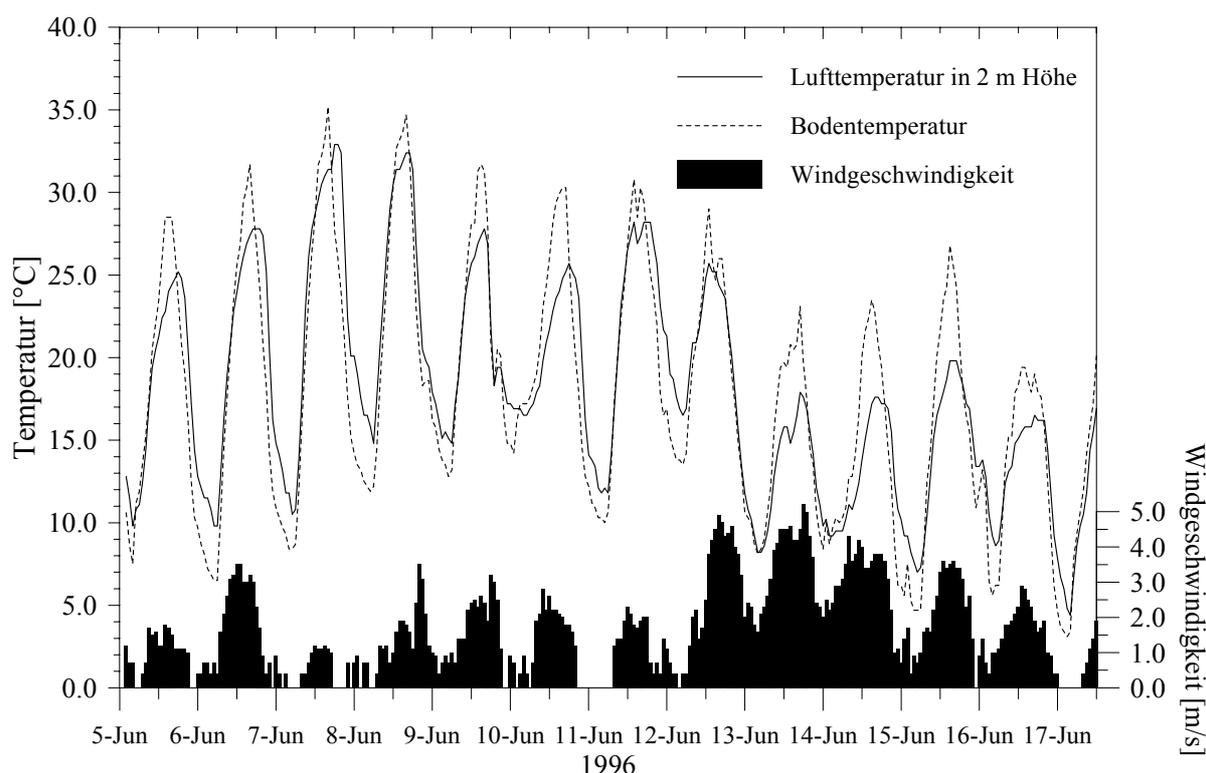


Abbildung 29: Stundenwerte der gemessenen Temperaturen am Boden und in 2 m Höhe (in $^{\circ}\text{C}$) und der gemessenen Windgeschwindigkeit (in m s^{-1}).

Nur in wenigen Fällen erreicht die Differenz zwischen der Temperatur am Boden und in 2 m Höhe mehr als 3 - 4 K, obwohl es sich bei dem Betrachtungszeitraum um eine Phase mit hoher solarer Einstrahlung und Lufttemperaturen im Bereich zwischen 25° und 30° C handelt. Auffällig ist dabei, daß diese Differenz bei höheren Windgeschwindigkeiten auf einem insgesamt niedrigeren Temperaturniveau zunimmt. Dies spricht für die Durchmischung der Luft, die sich bis in die obere Vegetationsschicht durchsetzt. Die untere Luftschicht, innerhalb der Pflanzendecke, ist durch die vergleichsweise hohe Rauheitslänge bzw. durch die Verdrängungshöhe davon offensichtlich nicht betroffen. Dies gilt im Prinzip auch für geringere Windgeschwindigkeiten, allerdings fallen die Differenzen hier nicht so groß aus, weil sich die Erwärmung vom Boden aus bis in höhere Schichten durchsetzen kann. Zusammengefaßt läßt sich schließen, daß sich die Temperatur des verdunstenden Bestandes mit der gemessenen 2 m-Lufttemperatur so beschreiben läßt, wie es in der PENMAN-MONTEITH-Gleichung vor-

gesehen ist. Der mögliche Fehler bei der Berechnung der gesamten Evapotranspiration, mit der Annahme einer neutral geschichteten Atmosphäre, ist folglich vernachlässigbar gering.

Mit den Daten, die Abbildung 29 zugrunde liegen, wurden zur Überprüfung zusätzlich Rechnungen zur Stabilität und dem Einfluß auf den aerodynamischen Widerstand durchgeführt. Aus den gemessenen Temperaturen am Boden und in 2 m Höhe kann der sensible Wärmefluß abgeschätzt und eine Korrektur des Windprofils über die Funktionen nach BUSINGER-DYER durchgeführt werden (PICHLER, 1984). Es hat sich gezeigt, daß der Fehler bei der Berechnung des aerodynamischen Widerstandes bei geringen Windgeschwindigkeiten um 2 m s^{-1} unter 10% liegt, was eine maximale Abweichung von 2.5% für die Evapotranspiration bedeutet. Auch hier kann davon ausgegangen werden, daß der Restfehler vor allem die untere Luftschicht direkt über dem Boden betrifft. Die verdunstungsaktive Schicht der Pflanzendecke ist dagegen mit einer geringeren Fehlerwahrscheinlichkeit behaftet. Insgesamt sind die Unsicherheiten, die durch den Verzicht auf die Schichtungskorrektur induziert werden, auf dem Niedermoorstandort als vernachlässigbar anzusehen. Dieser Sachverhalt gilt für praktische Belange, jedoch nicht für die mesoskalige Modellierung, wo auch höhere Luftschichten für den vertikalen Transport von Wärme und Wasserdampf von Bedeutung sind und die Konvektion einen erheblichen Anteil an den dynamischen Prozessen besitzt.

Die nach Gleichung (3.21) berechneten Werte für den aerodynamischen Widerstand r_a liegen durchschnittlich in einem Bereich zwischen 30 und 50 s m^{-1} , bei mittleren Windgeschwindigkeiten und einem voll ausgeprägten Bestand von 0.7 m Höhe. Der Minimumwert bei höheren Windgeschwindigkeiten liegt bei 20 s m^{-1} . Diese Zahlen entsprechen Werten, die MONTEITH (1965) für eine Futterweide mit einer Bestandshöhe von $60 - 70 \text{ cm}$ ($r_a = 20 \text{ s m}^{-1}$) bzw. für Ackerpflanzen ($r_a = 20 - 50 \text{ s m}^{-1}$) nennt.

3.4.3.4 Abschätzung des Oberflächenwiderstandes r_s

Der Oberflächenwiderstand r_s (surface resistance) ist das Maß für die Kräfte, die das Wasser auf dem Weg aus dem Boden durch die Pflanze in die Atmosphäre überwinden muß. Er unterscheidet sich vom häufig zitierten Bulk-Stomata-Widerstand, weil sich dieser allein auf die Stomataöffnungen bezieht, nicht aber auf die Bodeneigenschaften. Beim seinem Weg durch die Pflanze muß das Wasser gegen den Widerstand der stomatalen Öffnungen, der Zellwände und der Cuticula transportiert werden. Bei ausreichender Wasserversorgung ist der Zellwiderstand vernachlässigbar gering (MONTEITH, 1965). Der durch die Cuticula verursachte Widerstand ist mit Werten von $2000 - 4000 \text{ s m}^{-1}$ wesentlich größer als der Stomatawiderstand ($\approx 100 \text{ s m}^{-1}$). Beide Widerstände sind im physikalischen Sinn parallel geschaltet, so daß der vegetative Anteil am Oberflächenwiderstand vorrangig durch den Stomatawiderstand gesteuert wird. Der Boden trägt auf grundwasserbeeinflussten und dicht bewachsenen Standorten, durch den geringen Anteil der Evaporation an der Gesamtverdunstung, kaum zu einer Erhöhung des Oberflächenwiderstandes bei.

Die Abschätzung des Oberflächenwiderstandes ist möglich, wenn die Einflußgrößen auf diesen Parameter bekannt sind. Der größte Anteil an der Steuerung ist dem Bodenwasservorrat zuzuschreiben. Nimmt dieser ab, kann die Pflanze nicht mehr genügend Wasser aufnehmen und der Wasserdruck auf die Zellwände (Turgor) im Pflanzeninneren sinkt. Um eine Austrocknung zu vermeiden, reagiert die Pflanze mit einer Verringerung der Öffnungsweite oder der Schließung der Stomata. In England wur-

den Zahlen für den Oberflächenwiderstand von Gerste in Abhängigkeit der Bodenfeuchte ermittelt. Nach einem *feuchten* Tag mit Regen lagen sie zwischen 23 und 40 s m^{-1} . Ohne diesen feuchten Tag stiegen sie auf 40 - 110 s m^{-1} (HAENEL UND LÖPMEIER, 1996).

In den Sommermonaten, mit hohen potentiellen Evapotranspirationsraten, kann dieser Zusammenhang zwischen Stomata und Bodenfeuchte zu einem Tagesgang des Betrages führen (Abbildung 30). Die Steuerungsmechanismen in der Pflanze wurden schon an früherer Stelle geschildert. Dem Engpaß der Wasserversorgung am Nachmittag und dem damit verbundenen Wasserstreß wirken die Pflanzen mit der Schließung der Stomata entgegen, was einen höheren Oberflächenwiderstand bewirkt.

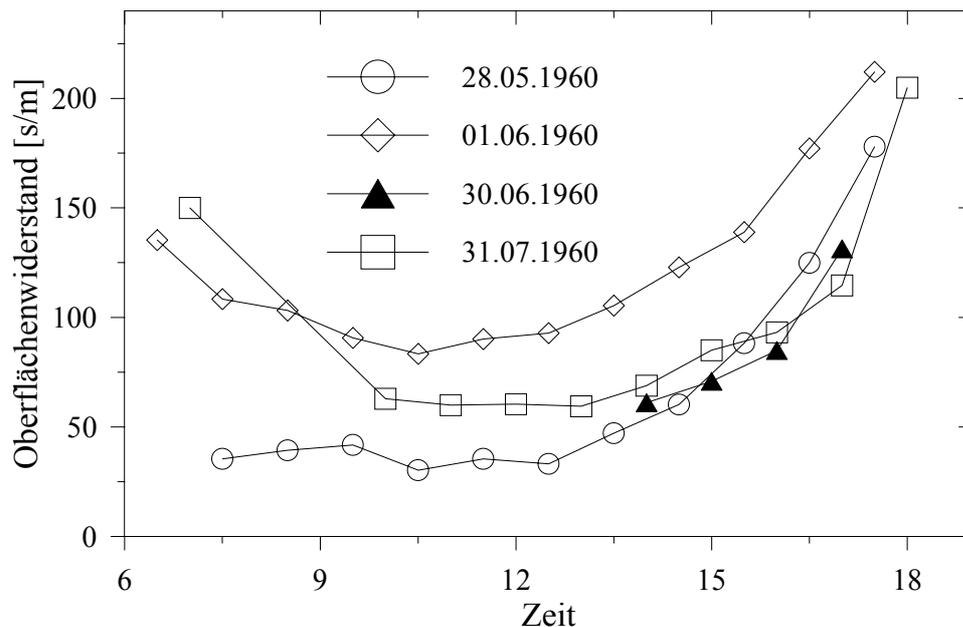


Abbildung 30: Tagesgang des Oberflächenwiderstandes r_s (nach MONTEITH, 1965).

Neben der Bodenfeuchte bzw. der Steuerung über das Hormon ABA, hängt das Stomataverhalten vor allem von der Einstrahlung (Light), der Temperatur an der Blattoberfläche (T_{leaf}), dem Wasserdampfgefälle (v_{dd_a}), der CO_2 -Konzentration (CO_2) und dem Blattwasserpotential (leaf water potential) ab (OKE, 1987, Abbildung 31). Dabei ist zu beachten, daß die dargestellten Kurven teilweise stark überhöht sind. So spielt die Temperatur nur eine untergeordnete Rolle, denn erst ab Werten über 35°C können die Stomata zum Schließen gebracht werden. Dies hängt vermutlich mit einer erhöhten CO_2 -Freisetzung zusammen (EHLERS, 1996).

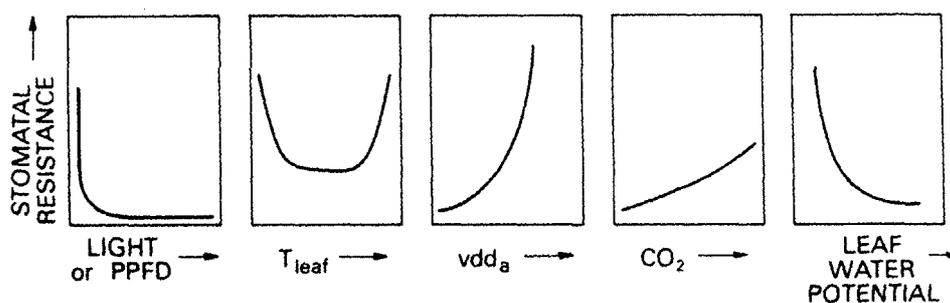


Abb. 31: Änderung des Stomatawiderstandes in Abhängigkeit von 5 Variablen (OKE, 1987).

Das Zusammenspiel des Oberflächen- und des aerodynamischen Widerstandes zeigt Abbildung 32. Dargestellt ist hier der Transpirations-Flux in Abhängigkeit der Windgeschwindigkeit. Bei Windstille wird der Wasserdampftransport durch die stärkere Grenzschicht gebremst, was sich durch den höheren aerodynamischen Widerstand bemerkbar macht. Eine weitere Erhöhung der stomatalen Öffnungsweite hat auf den Wasserdampftransfer keinen signifikanten Einfluß. Mit steigender Luftbewegung nimmt der aerodynamische Widerstand ab, der Wasserdampf wird dann in Abhängigkeit der Stomataweite aus der Pflanze in die bodennahe Luftschicht transportiert (EHLERS, 1996).

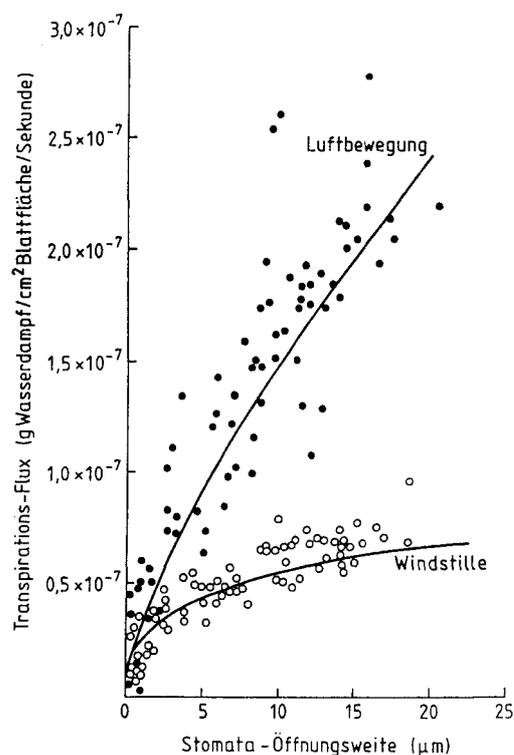


Abbildung 32: Die Transpirationsrate in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit und stomataler Öffnungsweite (EHLERS, 1996).

Die genannten Zusammenhänge lassen im Hinblick auf die Untersuchungen den Schluß zu, daß aufgrund der sehr guten Wasserversorgung und der ganzjährig beobachteten Nässe auf beiden Untersuchungsflächen mit geringen Zahlenwerten für r_s zu rechnen ist. Diesem Sachverhalt folgend, wurden zunächst minimale Durchschnittswerte aus der Literatur eingesetzt. Damit ist es möglich, die Größenordnung der Verdunstung im Rhinluch zu bestimmen. Für eine Weide mit einer mittleren Bestandshöhe von 60 - 70 cm findet man einen Wert von 37 s m^{-1} (MONTEITH, 1965). Der gleiche Wert gilt auch für Brache (vorherrschend Gräser, nicht völlig bodenbedeckend, Höhe ca. 20 cm) (HAENEL UND LÖPMEIER, 1996). Die Rechnungen wurden mit einem konstanten Wert für r_s durchgeführt, ein Tagesgang wurde nicht angenommen. Der Betrag des Oberflächenwiderstandes wurde mit 20 bzw. 40 s m^{-1} angenommen. Diese Vorgehensweise ergab sich aus der Beobachtung, daß auch an Tagen mit hoher Verdunstung Feuchtigkeit an den Blattunterseiten festzustellen war. Demnach ist die Wahrscheinlichkeit, daß die Pflanzen zeitweise unter Wasserstreß leiden, äußerst gering. Höhere Werte für r_s erschienen deshalb kaum als angebracht.

Theoretisch läßt sich der Oberflächenwiderstand ebenfalls über den Blattflächenindex LAI (*leaf area index*) berechnen, der sich wiederum aus der Bewuchshöhe ergibt (ALLEN ET AL., 1994b). Für kurzes Gras mit der Höhe h wird folgende Beziehung angegeben:

$$LAI = 24 \cdot h \quad (3.25)$$

Im Fall der Luzerne nimmt Gleichung (3.25) diese Form an:

$$LAI = 5.5 + 1.5 \cdot \ln(h) \quad (3.26)$$

Der stomatale Widerstand ergibt sich dann in der Form:

$$r_s = \frac{r_{leaf}}{0.5 \cdot LAI} \quad (3.27)$$

r_{leaf} ist der stomatale Widerstand *eines* Blattes und muß gemessen oder geschätzt werden. Für Tages- und Stundenintervalle wird er z.B. mit $r_{leaf} = 100 \text{ s m}^{-1}$ angegeben (ALLEN ET AL., 1994b). Formeln dieser Art ist aus 2 Gründen mit Skepsis zu begegnen. In der Natur erreichen die Pflanzen schon wenige Tage nach einer Mahd und damit einer drastischen Reduktion der Bewuchshöhe und des LAI wieder ihre ursprünglichen Verdunstungsraten (GILMAN, 1994). Aus pflanzenphysiologischer Sicht bedeutet ein Schnitt also nicht unbedingt eine anhaltende Reduktion des Stoffwechsels, wie sich an der raschen Entwicklung neuer Triebe in vielen Fällen beobachten läßt. Rechnet man allein über die Höhe der Pflanzen, wird dieser Effekt unterschätzt. Andere Untersuchungen zeigen, daß ein Pflanzenbestand bereits bei einem Wert von $LAI = 3$ seine potentielle Evapotranspiration erreicht (KRISTENSEN, 1974). Wie im Fall der Luzerne (Gleichung 3.26) wird diese Schwelle bei üppigen Vegetationsarten deutlich übertroffen, wodurch sich bei der Berechnung eine künstliche Abhängigkeit ergibt.

3.4.3.5 Fehlerabschätzung der Parameterisierung

Diese Arbeit basiert auf dem Vergleich zwischen der, aus gemessenen Klimadaten berechneten, *potentiellen* Evapotranspiration und der, aus hydrologischen Messungen bestimmten, *realen* Verdunstung. Vor der Durchführung ist zu klären, welche Genauigkeit im Experiment erreicht werden muß, um belastbare Aussagen über das Verdunstungsverhalten des Niedermooses treffen zu können. Zunächst wird der Einfluß der Parametergenauigkeit auf die berechneten Evapotranspirationsraten untersucht. Die PENMAN-MONTEITH-Gleichung setzt sich bezüglich der Variablen aus 2 Gruppen zusammen, der Strahlungsbilanz und den Transportgrößen. Gemäß der Bedingungen in Phasen hoher Verdunstung (Abbildung 29) wurden die folgenden Varianten auf ihre Fehlergrenzen hin untersucht:

- | | |
|--|---|
| 1. Solare Einstrahlung: 400 W m^{-2} , | Windgeschwindigkeit: 2 m s^{-1} |
| 2. Solare Einstrahlung: 400 W m^{-2} , | Windgeschwindigkeit: 4 m s^{-1} |
| 3. Solare Einstrahlung: 800 W m^{-2} , | Windgeschwindigkeit: 2 m s^{-1} |
| 4. Solare Einstrahlung: 800 W m^{-2} , | Windgeschwindigkeit: 4 m s^{-1} |

Weiterhin wurden die folgenden Zahlenwerte zugrunde gelegt, die in etwa den mittleren Bedingungen in den Sommermonaten entsprechen:

Maximale Strahlung:	800 W m ⁻²
Lufttemperatur:	20° C
Relative Luftfeuchte:	60%
Wolkenbedeckungsgrad:	0.25
Albedo:	0.15
Oberflächenwiderstand:	30 s m ⁻¹
Höhe der Vegetation:	0.65 m

Zuerst wurde die Evapotranspiration nach den im Vorfeld genannten Parameterisierungen berechnet und so ein Referenzwert der Verdunstung bestimmt. Im Anschluß daran wurde die jeweils gewählte Variable schrittweise variiert und die relative Änderung des Verdunstungswertes ermittelt. Setzt man beide Änderungen miteinander in Beziehung ergeben sich die folgenden Abbildungen.

Im Fall der geminderten Einstrahlung (Variante 1 und 2, Solarstrahlung = 400 W m⁻²) erhöht sich der relative Fehler der Transportgrößen r_a und z_0 mit der Windgeschwindigkeit (Abbildung 33). Gleichzeitig nimmt der mögliche Strahlungsfehler (LW-Bilanz, Albedo) ab.

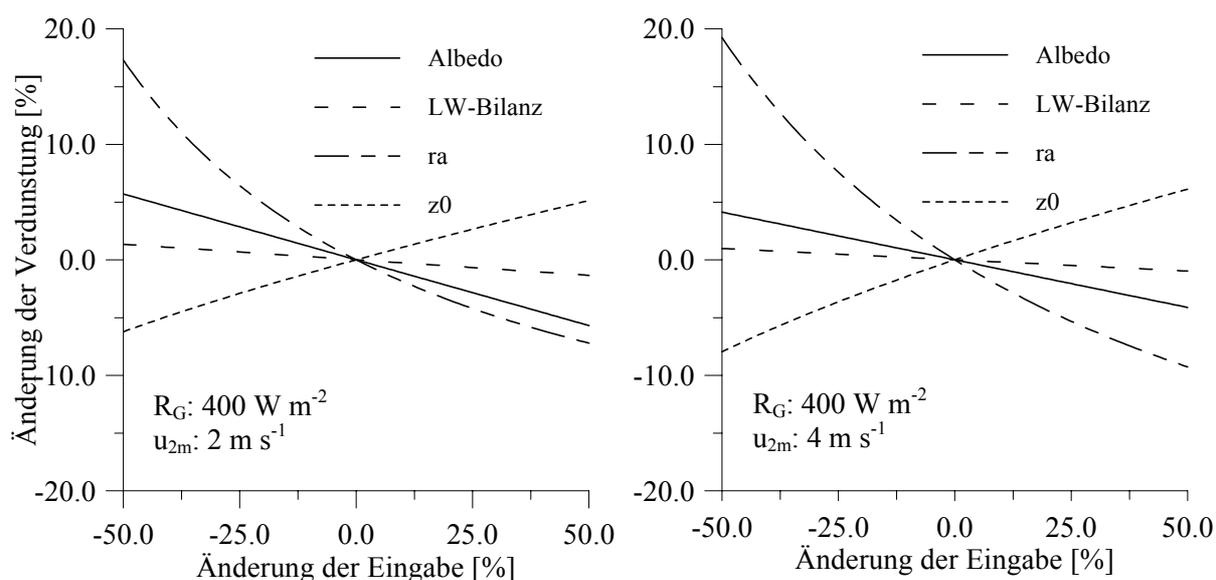


Abbildung 33: Relative Änderung der berechneten Evapotranspiration in Abhängigkeit von der Variation der Eingabegrößen Albedo, langwellige Strahlungsbilanz (LW-Bilanz), aerodynamischer Transportwiderstand (r_a) und der Rauheitslänge (z_0). Links: Variante 1, rechts: Variante 2.

Die Änderung des relativen Fehlers bei Verdoppelung der Windgeschwindigkeit ist dabei gering. Gleichzeitig fällt auf, daß die langwellige Strahlungsbilanz kaum einen signifikanten Fehler hervorruft. Auch der Einfluß der Albedo ist mit einer Unschärfe von 5% bei einer Änderung von 50% weniger kritisch.

Erhöht sich die einfallende Solarstrahlung, geht die Fehlerwahrscheinlichkeit durch die Transportterme erwartungsgemäß zurück (Abbildung 34).

Bei sonst gleichen Bedingungen sinken die Fehlergrenzen bei einer Variationsbreite von $\pm 50\%$ auf unter 10% . Auf eine Darstellung des Fehlers durch die Variation der Bewuchshöhe und des Bodenwärmestroms wurde verzichtet, da die Ergebnisse denen der Rauigkeitslänge und der langwelligen Strahlungsbilanz ähneln.

Größere Ungenauigkeiten bei der Berechnung der Verdunstung entstehen folglich bei strahlungsarmen Perioden mit höheren Windgeschwindigkeiten. Aus den Betrachtungen zum Verhalten der Vegetation wurde ersichtlich, daß die Verdunstungsraten in diesen Zeitabschnitten vom Betrag her gering sind, so daß der absolute Fehler der berechneten Verdunstungshöhe entsprechend zurück geht. Bei der Auswertung hydrologischer Daten, die einer strahlungsintensiven Phase entstammen, reduziert sich die Fehlerwahrscheinlichkeit auf vertretbare Beträge.

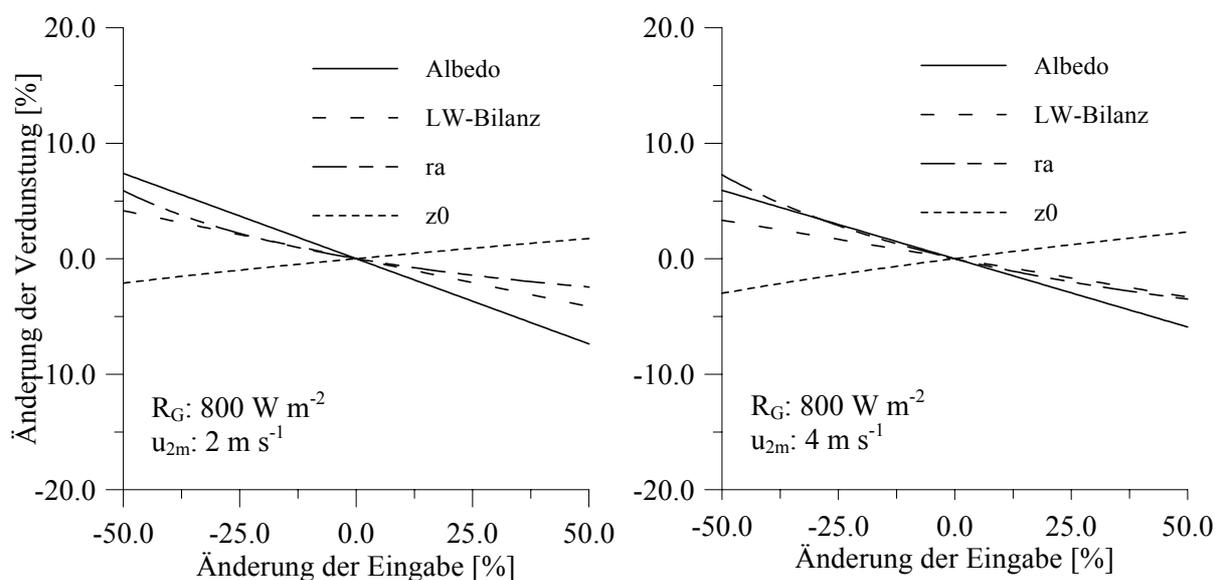


Abbildung 34: wie Abbildung 33, jedoch für die Varianten 3 (links) und 4 (rechts).

Berechnet man die Evapotranspiration mit den genannten Mittelwerten, läßt sich der Zusammenhang zwischen Verdunstung und Oberflächenwiderstand, bzw. dessen Genauigkeit bestimmen. Gleichung (3.2) läßt sich umformen, so daß sich für den Oberflächenwiderstand r_s der folgende Zusammenhang ergibt:

$$r_s = r_a \left(\frac{Se(R_N - G - \lambda E)}{\lambda E \gamma} - 1 \right) + \frac{\rho c_p (e_s - e)}{\lambda E \gamma} \quad (3.28)$$

Bedingt durch die Differenzen, die teilweise aus großen Zahlen gebildet werden, ergibt die Berechnung des Oberflächenwiderstands nach Gleichung (3.28) keine befriedigenden Ergebnisse. Daher wurde die Evapotranspiration nach Gleichung (3.2) berechnet, dabei der Oberflächenwiderstand variiert und die Umkehrfunktion des Ergebnisses geplottet (Abbildung 35).

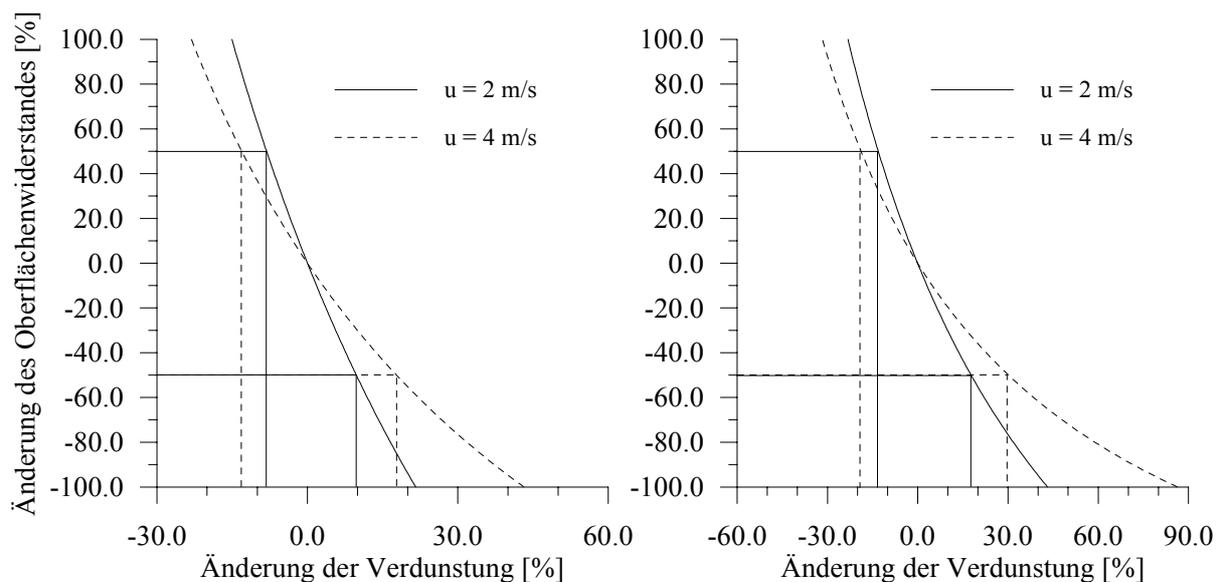


Abbildung 35: Relative Änderung des Oberflächenwiderstandes bei Änderung der vorgegebenen Verdunstungshöhe (links: Einstrahlung 400 W m^{-2} , rechts: Einstrahlung 800 W m^{-2}).

Die Genauigkeit erhöht sich mit steigender Einstrahlung und mit zunehmender Windgeschwindigkeit. Die Bestimmung der Verdunstung mit einer Variationsbreite von 10 - 15% ergibt nach Abbildung 35 eine maximale Unsicherheit für den Oberflächenwiderstand r_s von 50%. Legt man einen Mittelwert von 30 s m^{-1} zugrunde, liegt das Ergebnis folglich zwischen 15 und 45 s m^{-1} . Angesichts der weiten Wertebereiche, die in der Literatur zu finden sind, ist dies eine zunächst akzeptable Genauigkeit.

Die Anforderungen, die sich für die Messungen ergeben, schränken die Zahl der verwertbaren Phasen ein. Um den Fehler möglichst gering zu halten, kommen letztendlich nur Zeiträume mit einer konstant hohen Einstrahlung in Frage. Auf der anderen Seite ist aber gerade unter diesen Bedingungen von einer hohen Aussagekraft der Meßergebnisse auszugehen. Im Zeitraum von einschließlich April bis September sind Werte für die solare Einstrahlung möglich, die über 700 W m^{-2} liegen (Abbildung 25). Die für die Verdunstung relevante Vegetationsphase ist vollständig in diesem Bereich enthalten, wodurch sich verwertbare Ergebnisse für jede Jahreszeit, abgesehen von den Wintermonaten, erwarten lassen.

3.5 Hydrologische Untersuchungsmethoden

3.5.1 Allgemeine Wasserbilanz

Die Wassermenge, die in Form von Wasserdampf über den Verdunstungsprozeß aus dem Boden in die Atmosphäre transportiert wird, läßt sich als Residuum aus den Komponenten der Wasserbilanz berechnen. Die Bilanzgleichung lautet (Abbildung 36):

$$E_a = N + V - KA - dS - dGW + (Q_z - Q_a) \quad (3.29)$$

- E_a : aktuelle/reale Evapotranspiration
 N : Niederschlagssumme
 V : Versickerung
 KA : Kapillarer Wasseraufstieg
 dS : Bodenspeicheränderung der ungesättigten Bodenschicht
 dGW : Änderung des Grundwasservorrates
 $Q_z - Q_a$: Lateraler Wasserfluß (Zustrom - Abfluß)

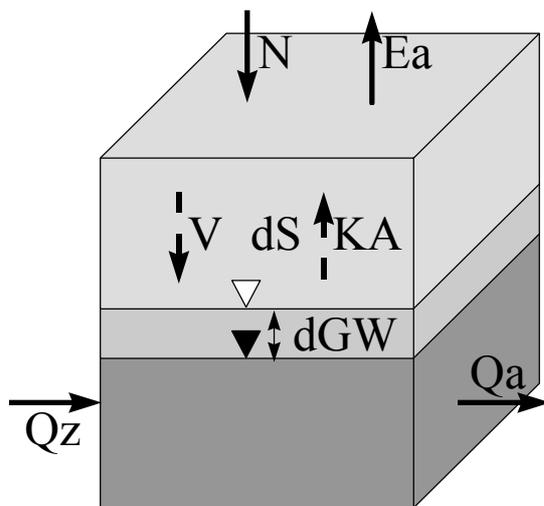


Abbildung 36: Die Komponenten der Wasserbilanz einer Bodensäule (siehe Gleichung 3.29).

Gleichung (3.29) vereinfacht sich, wenn einzelne Bilanzgrößen eliminiert werden können. Naturgemäß läßt sich der Niederschlag und der nicht dargestellte Einfluß der Interzeption am leichtesten durch die Wahl regenfreier Witterungsphasen ausschließen.

Nach einer Wartezeit von 2 - 3 Tagen, nach dem letzten ergiebigen Regenereignis, hat sich der Bodenwassergehalt auf Feldkapazität eingestellt. Dann entfällt auch die Versickerung, denn die Matrixkräfte reichen aus, um das Wasser gegen die Schwerkraft im Bodengefüge zu halten (HÖLTING, 1989). Die Änderungen des Bodenwasserspeichers in der oberen Bodenschicht sind durch die natürlichen Gegebenheiten im Niedermoor gering. Der bis nahe an die Erdoberfläche reichende Kapillarsaum erlaubt, auch in Phasen hoher Verdunstung, eine schnelle Nachlieferung von Grundwasser in die ungesättigte Bodenschicht. Die Folge ist, daß sich kaum Veränderungen des Bodenwassergehaltes nachweisen lassen. Dies ist der Grund dafür, daß auf die Messungen der Bodenwasserprofile durch Tensiome-

ter und durch TDR-Messung verzichtet wurde. Bei der TDR-Methode (Time-Domain-Reflectometry) werden die Laufzeiten von elektrischen Impulsen im Boden zwischen 2 Sonden gemessen. Aus verschiedenen Laufzeiten werden die entsprechenden Änderungen des Wassergehaltes bestimmt. Auf grundwasserbeeinflussten Standorten stellen sich jedoch, auch in Phasen hoher Verdunstung, sehr schnell stationäre Verhältnisse ein (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990). Wegen der leichten Wasserbeweglichkeit und der raschen Nachlieferung von Grundwasser in die obere Bodenschicht, sind kaum Veränderungen der meßbaren Signale zu erwarten. Aus den Messungen würde sich folglich ein annähernd konstanter Bodenwassergehalt ergeben (DVWK, 1996). Zudem birgt das TDR-Verfahren, bei anderen Substraten als Sand, größere Unsicherheiten (ELLIOT ET AL., 1999). Mit der Kenntnis, daß sich die Verdunstung von Niedermooren zu 90% aus dem Grundwasser vollzieht (MUNDEL, 1982a-d), läßt sich die Variation des Wassergehaltes in der ungesättigten Zone zwar nicht ausschließen, den Effekt aber vergleichsweise gering erscheinen. Außerdem schlägt sich die Wassermenge, die in den Oberboden geleitet wird, in der Absenkung des Grundwasserspiegels nieder und wird somit an dieser Stelle registriert.

Die Grundwasserstandsänderung ist leicht zu erfassen und auszuwerten, d.h. in verdunstende Wassermengen umzurechnen. Schwieriger ist es, die laterale Wasserbewegung zu erkennen, zu quantifizieren (FEDDES ET AL., 1988), oder durch geeignete Meßphasen auszuschließen, bzw. als konstant voraussetzen zu können. In den meisten Fällen muß an dieser Stelle auf Modellrechnungen zurück gegriffen werden. Die Verfahren zu Ermittlung der Grundwasserentnahme und des lateralen Wassertransportes werden in den beiden folgenden Kapiteln beschrieben.

Bevor man von der Wasserentnahme aus dem Grundwasser auf die Verdunstung schließen kann, muß das Speichervolumen des Bodens in der jeweiligen Tiefe bekannt sein. Je mehr Wasser der Boden in seinem Porengefüge aufnehmen kann, desto geringer fallen die entsprechenden Schwankungen aus und umgekehrt. Bodenkundliche Untersuchungen, auf der Grundlage eines 30×30 m feinen Rasters von Bohrprofilen, ergaben einen durchschnittlichen Wert für das entwässerbare Porenvolumen von 10% für einen Grundwasserhöhe von 0.3 - 0.8 m unter Flur (DIETRICH ET AL., 1993). Die Grundwassersenkung von 1 cm entspricht daher einer entnommenen (verdunsteten) Wassermenge von 1 mm, bzw. 1 kg m⁻². Zur Kontrolle wurde eine einfach durchzuführende Methode zur Bestimmung des Speichervolumens angewendet. Sie basiert auf der Bestimmung der Grundwasserhebung als Reaktion auf signifikante Niederschlagsereignisse (GILMAN, 1994).

Vor dem eigentlichen Vergleich ist zu beachten, daß die gemessenen Niederschlagssummen korrigiert werden. Bedingt durch die Bauweise der Regensammler kann es bei der Regenmessung zu erheblichen Fehlern kommen. Als Hauptfehlerquelle ist dabei der Windeinfluß zu nennen, der durch die Umströmung des Meßzylinders auftritt. Bei geringen Niederschlagsintensitäten und hohen Windgeschwindigkeiten kann der systematische Meßfehler bis zu 50% betragen (SEVRUK, 1985). Auch bei höherer Regenintensität ist eine Korrektur durchzuführen, da auch hier der Anteil an kleinen und leicht ablenkbaren Tropfen relativ hoch ist. Etwa 75% der Tropfen sind kleiner als 3 mm im Durchmesser (KREUELS UND BREUER, 1985). Die systematische Unterschätzung der Regenmenge liegt für die Untersuchungsregion im Jahresdurchschnitt bei 15% (RICHTER, 1995). Es sei noch einmal darauf hingewiesen, daß der Windeinfluß immer zu geringeren Meßwerten führt und dieser Fehler auch bei langen Zeitreihen nicht ausgeglichen wird.

Diese Ungenauigkeiten sind besonders bei der Aufstellung von Wasserbilanzen in einer Region mit Hilfe langjähriger (unkorrigierter) Jahressummen von Belang. Im Rhinluch beträgt die unkorrigierte

Jahressumme der Periode 1951/80 etwa 519 mm a^{-1} (VEIT ET AL., 1987) für die Station Neuruppin, bzw. $500 - 600 \text{ mm a}^{-1}$ für das gesamte Rhinluch. Korrigiert ergeben sich reale Niederschlagshöhen von $590 - 700 \text{ mm a}^{-1}$ (FREYDANK ET AL., 1983). Bildet man die Bilanz aus Niederschlag, Verdunstung und Abfluß, muß diese aus Kontinuitätsgründen ausgeglichen sein. Aus dem systematischen Fehler der Regenmessung ergibt sich eine Differenz von ca. 100 mm a^{-1} , oder 18% der Verdunstungssumme von 554 mm a^{-1} nach Tabelle 1.

Die Korrektur des Windfehlers erfolgt in dieser Arbeit mit einem Faktor auf der Basis einer Formel von ALLERUP UND MADSEN (1979), die von GROBKLAUS (1996) wie folgt angegeben wird:

$$k_{\text{rain}} = \exp\left(-0.002 \cdot \ln(i_{pd}) - 0.0081 \cdot u_p \cdot \ln(i_{pd}) + 0.023 \cdot u_p + 0.01\right) \quad (3.30)$$

k_{rain} : Korrekturfaktor

i_{pd} : Regenintensität (Tagesmittel) [mm h^{-1}]

u_p : Windgeschwindigkeit während des Regenereignisses [m s^{-1}]

Die Windgeschwindigkeit muß in dieser Formel für die Höhe von 10 m angegeben werden, wobei das logarithmische Windprofil zur Umrechnung von der 2.5 m Meßhöhe verwendet wurde. Für mittlere Verhältnisse ($1 - 10 \text{ m s}^{-1}$ Windgeschwindigkeit, $0.1 - 5.0 \text{ mm h}^{-1}$ Niederschlag) reicht die Spanne der Korrekturfaktoren von 0.02 - 0.50, was einer mittleren Abweichung von 0.10 - 0.15% entspricht.

Der Vergleich der korrigierten Regenmessungen und des Grundwasseranstieges wurde für Regenmengen von mindestens 5 mm je Ereignis durchgeführt, um die Eindeutigkeit der Signale zu gewährleisten (Abbildung 37). In der Regel handelte es sich dabei um konvektive Regenfälle (Schauer).

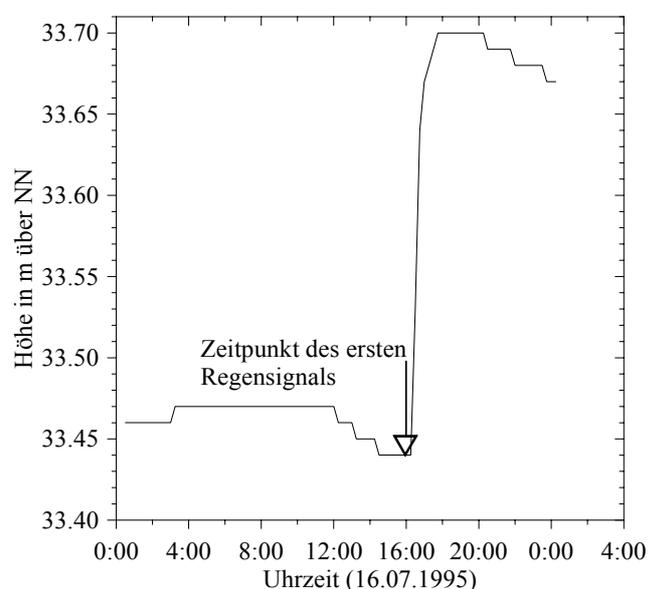


Abbildung 37: Anstieg der Grundwasserhöhe als Folge eines Regenereignisses auf der Fläche GWR17 am 16.07.1995.

Im dargestellten Beispiel vom 16.07.95 wurde eine korrigierte Regenmenge von 28.7 mm gemessen, der Grundwasseranstieg beträgt 26 cm. Es ist deutlich zu erkennen, daß die Grundwasserreaktion spontan und vollständig in einem engen zeitlichen Fenster abläuft. Dies spricht für die außerordentlich gute Beweglichkeit des Wassers im Boden und unterstützt die These des hochreichenden Kapillarsau-

mes. Von einer Hydrophobie, wie sie bei ausgetrockneten Torfen mit abgesenktem Grundwasserspiegel häufig zu beobachten ist und deshalb zu einem schnellen Grundwasseranstieg nach Regenfällen führt (MUNDEL, 1982b, SCHWEIKLE, 1990), ist hier nicht auszugehen.

Dieses einfache Verfahren wurde im Verlauf der Untersuchungen auf mehrere Regenereignisse angewendet (Abbildung 38). Der Vergleich der korrigierten Regenmengen und der damit zusammenhängenden Grundwasserstandsänderungen zeigt eine gute Übereinstimmung mit dem bereits genannten Laborwert für das entwässerbare Porenvolumen von 10%, obwohl die Regenmessung, nach dem Ausfall der Wetterstation auf der Fläche GWR17, auf der ca. 10 km entfernten Fläche Wall durchgeführt wurde. Bei den Ausreißern handelt es sich höchstwahrscheinlich und örtlich begrenzte Schauer. Die Lage der Flächen, in der Hauptwindrichtung West - Ost, scheint sich positiv auf diesen Vergleich auszuwirken.

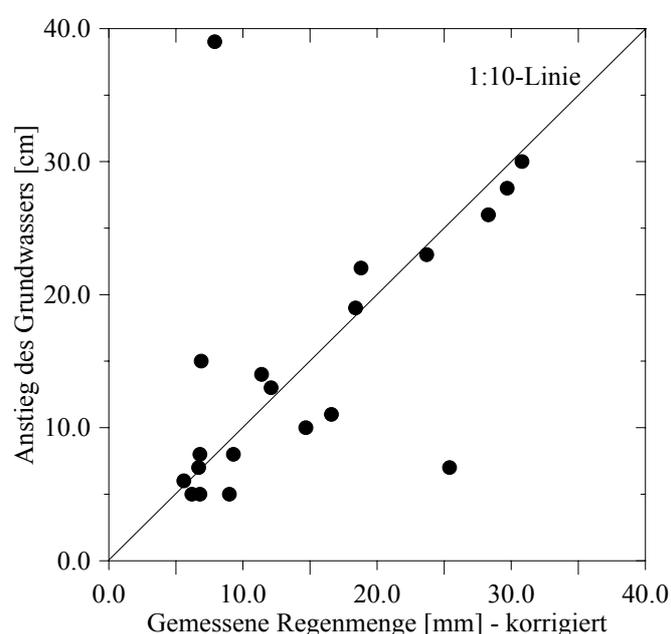


Abbildung 38: Vergleich der gemessenen, korrigierten Regenmengen (Wall) und des Grundwasseranstieges (GWR17).

Mit dieser Methode läßt sich das Speichervolumen bei bestimmten Bodenbedingungen auf eine recht einfache Weise gewinnen. Vergleiche zwischen den entsprechenden Werten auf der Fläche Wall im Jahr 1996 haben jedoch weniger eindeutige Ergebnisse erzeugt, was später noch erläutert wird.

3.5.2 Flächenwasserbilanz

Der Ansatz der Flächenwasserbilanz (Abbildung 39) behandelt die Teilflächen im Prinzip wie abgeschlossene Lysimeter. Neben dem Niederschlagswasser N wird die zugeführte Wassermenge aus der Differenz der Durchflusssmengen an den Meßwehren ermittelt. Die Fließrichtung innerhalb der Gräben bestimmt das Vorzeichen der einzelnen Bilanzgrößen. Die Speicheränderung im Boden durch Hebung und Senkung der Grundwasseroberfläche dGW wird über das Porenvolumen (10%) errechnet.

Bei längeren Zeiträumen lassen sich die Speicheränderung im Oberboden, sowie die Versickerung und der kapillaren Aufstieg vernachlässigen.

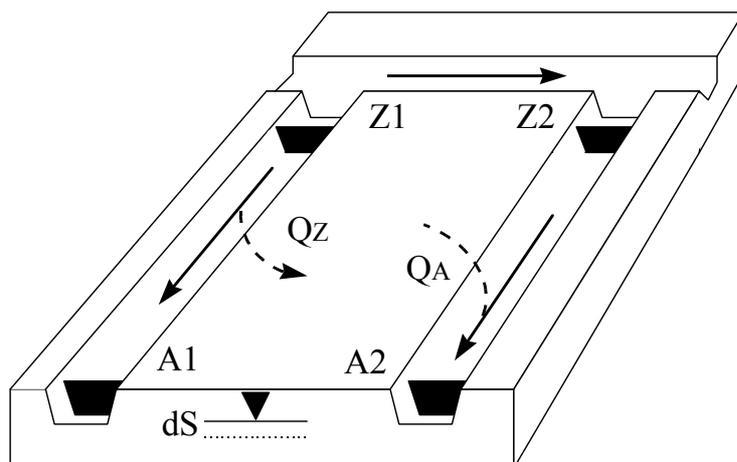


Abbildung 39: Prinzip der Flächenwasserbilanz am Beispiel der Untersuchungsfläche GWR17.

Auf der Grundlage der Wasserhaushaltsgleichung (Gleichung 3.29) kann man die aktuelle bzw. reale Evapotranspiration E_a wie folgt berechnen:

$$E_a = N - dGW + (Q_{Z1} - Q_{A1}) + (Q_{Z2} - Q_{A2}) \quad (3.31)$$

Q_{Z1}, Q_{Z2} : Zuflußmenge am Stau Z1, bzw. Z2

Q_{A1}, Q_{A2} : Abflußmenge am Stau A1, bzw. A2

Wie bereits geschildert, führte die ungenügende Abdichtung der Bohlenstauzeitweise zu erheblichen Meßfehlern. Zudem ist die Annahme der ausbleibenden lateralen Wasserflüsse unter den Gräben hindurch im engeren Sinn nicht korrekt. Am Beispiel der Fläche Wall, wo die Staue während der ganzen Zeit geschlossen gehalten wurden und die Grabenwasserstände dennoch konstant auf einem Niveau blieben, zeigt sich die begrenzte Einsatzmöglichkeit dieser Methode. Ergebnisse können höchstens in weit gefaßten Grenzen erwartet werden.

3.5.3 Grundwasserganglinien als Bilanzierungsgrundlage

Die Auswertung der aufgezeichneten Grundwasserganglinien (GILMAN, 1994, MATTHESS UND UBELL, 1983, TODD, 1964) hat sich, im Vergleich zur Flächenwasserbilanz, als die weitaus geeignetere Methode zur Ermittlung der Verdunstung herausgestellt. Sowohl der Winkelkodierer THALES auf der Fläche GWR17, als auch die Drucksondengabe mit automatischer Datenspeicherung, lassen wegen der hohen zeitlichen Auflösung von 15 Minuten eine sehr genaue Analyse des Bodenwasserhaushaltes zu. Am Beispiel der Grundwasserganglinie vom Juli 1995 auf der Fläche GWR17 lassen sich die Grundlagen der Methodik erklären (Abbildung 40).

Deutlich sind tagesperiodische Schwankungen der Grundwasserhöhe zu erkennen. Nach dem 03.07.95, wo der Grundwasserstand nach Regen angehoben wurde, wird nach einiger Zeit ein stationärer Zustand erreicht. Die tägliche Entnahme aus dem Grundwasser wird durch den nächtlichen Zufluß ohne vertikalen Entzug ausgeglichen. In dieser Phase sind nur sehr kleine Änderungen des Bodenwas-

servorrats in der oberen, ungesättigten Bodenschicht zu erwarten (DVWK, 1996). Damit ist auch der Einfluß der Hysterese, d.h. die unterschiedliche Speicherkapazität und Leitfähigkeit in Abhängigkeit der Bodenfeuchte, vernachlässigbar gering. Die Hysterese tritt vor allem dann auf, wenn der Boden nach vorheriger Austrocknung wieder durchnäßt wird (FEDDES ET AL., 1988).

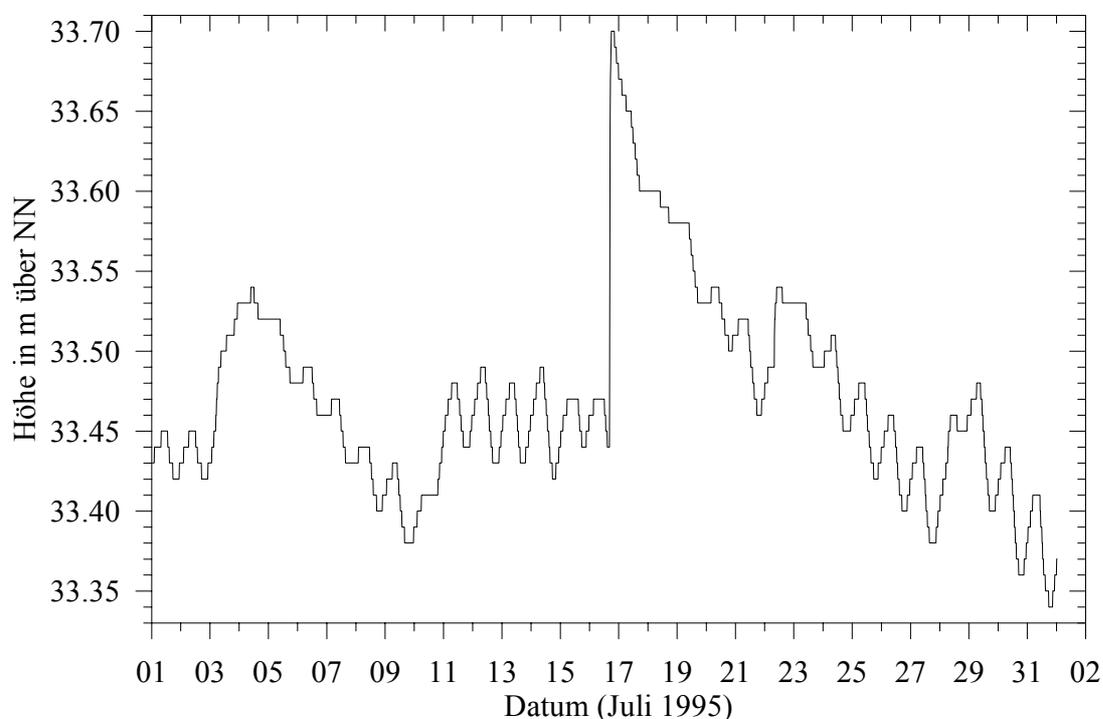


Abbildung 40: Grundwasserganglinie auf der Fläche GWR17 (Flächenmitte) im Juli 1995.

Die schnelle Zunahme am 16.07.95 ist, wie bereits erläutert, auf ein Regenereignis zurückzuführen (Abbildung 37). Das Absinken des Grundwasserniveaus in der zweiten Monatshälfte, in der Phase mit den Tagesschwankungen, geht mit einem Absinken der Grabenwasserstände einher. Die zeitlich eng begrenzten Phänomene der Grundwasserabsenkung und -hebung bestätigen den hohen Anteil des Grundwassers an der Verdunstung (MUNDEL, 1982a, TODD, 1964, KAUSCH, 1957). Er ist auf Niedermoorböden höher als z.B. bei Sandböden und nimmt mit der Mächtigkeit der organischen Bodenschicht zu (MUNDEL, 1982b). Die Annahme, daß es vor allem Luftdruckschwankungen sind, die eine solch signifikante Variation der Grundwasserhöhe hervorrufen oder verstärken, kann nicht bestätigt werden. Einerseits sind die Höhenänderungen sehr viel mehr mit der Verdunstung korreliert, als mit dem Luftdruck (KAUSCH, 1957), wobei bei letzterem kaum von einer Korrelation zu sprechen ist. Andererseits ist zu bedenken, daß die Erwärmung der Luft in den mittleren Breiten zu einer Luftdrucksenkung am Tage von ca. 0.5 - 1 hPa führt (LILJEQUIST UND CEHAK, 1984). Bedingt durch das Potentialgleichgewicht an der Grundwasseroberfläche würde dies zu einer Hebung des Wasserspiegels führen. Auch die planetarischen Luftdruckschwankungen, mit einer Periode von weniger als einem Tag, haben nur einen geringen Einfluß auf die Grundwasserhöhe und treten höchstens bei gespannten Grundwasserverhältnissen auf. In diesem Fall ist die freie Beweglichkeit des Grundwasserspiegels durch weniger durchlässige Bodenschichten eingeschränkt oder sogar unterbunden (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990). Für die Fläche GWR17 trifft dies offensichtlich nicht zu.

Der Vergleich der Grundwasserganglinien beider Flächen erlaubt Rückschlüsse auf die regionalen Verhältnisse. Verlaufen die Linien parallel zu einander, lassen sich die ermittelten Verdunstungsraten auf größere Raumskalen gleicher Prägung übertragen. Bei unterschiedlichen Verdunstungshöhen muß sich eine Änderung der Differenz beider Kurven einstellen. Für zeitlich enger begrenzte Signale, wie bei der täglichen Schwankung, muß dieser Umstand durch die Distanz von 10 km nicht gelten. In diesem Fall wirken sich die lokalen bodenspezifischen Standortbedingungen aus.

3.6 Kontrollverfahren

3.6.1 Lysimetermessungen

Die Forschungsstation des ZALF Müncheberg ist in Paulinenaue im Havelluch, etwa 50 km westlich von Berlin, angesiedelt. Hier werden eine Reihe von Moorlysimetern betrieben, deren Substrat und Vegetation aus den verschiedenen Moorregionen Nordostdeutschlands stammen. Darunter sind auch Bodensäulen aus dem Rhinluch. Die Lysimeter haben eine kreisförmige Oberfläche von 1 m Durchmesser und eine Tiefe von 1.5 m. Durch die Einspeisung von Zusatzwasser können verschiedene Grundwasserflurabstände eingestellt werden. Dies ist z.B. zur Bestimmung der Ertragsleistung in Abhängigkeit von der Grundwasserhöhe von Belang. Die zugeführte Wassermenge wird registriert und ergibt die reale Verdunstung in einem bestimmten Zeitraum (BEHRENDT ET AL., 1996). Die Klimadaten zur Berechnung werden in einer eigenen automatischen Wetterstation auf dem Gelände gemessen und per Datenlogger gespeichert. Für den Untersuchungszeitraum wurde die Verdunstung mit der PENMAN-MONTEITH-Gleichung analog zum Rhinluch berechnet und mit den realen Wassermengen verglichen. Durch die identische Struktur der Bodensäulen und einem vergleichbarem Bewuchs ist von ähnlichen Ergebnissen auszugehen. Einzig der Umstand, daß die Lysimeter in einer vergleichsweise exponierten Lage positioniert sind und stärker advektiven Einflüssen ausgesetzt sind, als die Untersuchungsflächen im Rhinluch, deuten auf eine Einschränkung der Übertragbarkeit von gemessenen Verdunstungswerten hin.

Weiteren Aufschluß über die Zusammenhänge bezüglich des Bodenwasserhaushaltes von Niedermoorböden lieferte eine Studie der TU Berlin (BOHL ET AL., 1996). Hier wurde auf der Fläche GWR17 ein Lysimeter direkt im Erdreich abgeschottet. Eine automatische Steuerung hielt den Grundwasserstand in dieser Bodensäule auf einem konstanten Niveau, oder paßte ihn der umgebenden Grundwasserhöhe an. Außerdem standen aus dieser Untersuchung Messungen der Saugspannung zur Verfügung, die Rückschlüsse auf den Wassersättigungsgrad des Bodens zulassen.

3.6.2 Modellrechnungen

Die bisher geschilderten methodischen Ansätze lassen den Schluß zu, daß es prinzipiell möglich ist, die Evapotranspiration im Gelände aus hydrologischen Untersuchungen zur Wasserbilanz zu bestimmen. Insbesondere die Grundwasserganglinien liefern durch die Signifikanz der Signale eine Reihe von Anhaltspunkten. Einige Argumente sind zwar durch Indizien belegt, lassen sich jedoch vor Ort nicht mit Sicherheit überprüfen. Insbesondere gilt dies für die Wassernachlieferung in die Flächen

über den Grundwasserleiter und die angrenzenden Gräben. Eine Bestätigung des vorausgesetzten Gleichgewichtes zwischen Evapotranspiration und lateralem Wasserfluß, das zur beschriebenen Schwankung des Grundwassers um ein festes Niveau herum führt, läßt sich nur durch Modellrechnungen erreichen.

Wie aus der DARCY-Gleichung (Gleichung 2.18) ersichtlich wird, ist der Wassertransport im Aquifer vom hydraulischen Gradienten und der hydraulischen Leitfähigkeit (k_f -Wert) im Untergrund abhängig. Der Grundwasserfluß, d.h. das Wasservolumen Q_V , das die Querschnittsfläche A_{Aquifer} pro Zeiteinheit durchströmt, gilt (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990):

$$Q_V = k_f \cdot A_{\text{Aquifer}} \cdot \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad (3.32)$$

Das hydraulische Potential ist leicht durch die installierten Grundwasserbeobachtungsrohre und die Grabenwasserstände zu ermitteln. Der Fließquerschnitt wurde mit 10 m angenommen. Bis zu dieser Tiefe lagen Bohrprofile des Landesumweltamtes Brandenburg vor. Die Bestimmung des k_f -Wertes erfolgt i.a. durch Laboruntersuchungen. Die Übertragung dieser Zahlenwerte in das Gelände ist jedoch selbst bei diesem Verfahren nur eingeschränkt möglich. Die Spanne der Abweichungen kann durchaus eine Zehnerpotenz umfassen. Risse im Boden, Gänge von Tieren oder die Durchwurzelung stellen weitere Unsicherheiten dar. Aus diesem Grund wurde der k_f -Wert u.a. aus dem nächtlichen Anstieg des Grundwassers bestimmt. Die Ermittlung unter Feldbedingungen stellt einen deutlichen Vorteil gegenüber den Laboruntersuchungen dar (BUSCH ET AL., 1993).

In organischen Böden kann der k_f -Wert zwischen 0.005 und 30 m d^{-1} ($5.8 \cdot 10^{-8} - 3.8 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$) liegen (GILMAN, 1996). Für die Berechnungen der Grundwasserflüsse auf der Fläche GWR17 wurden zuerst durchschnittliche k_f -Werte für die ermittelten Substratgruppen angenommen (AG BODENKUNDE, 1996). Die Bodenart bestimmt auch das Modellgitter, wobei die Heterogenität des Bodens bei der Parameterfestlegung berücksichtigt werden muß. Je nach Position kann das vertikale Bodenprofil der Fläche deutliche Unterschiede aufweisen (Abbildung 41).

Im nächsten Schritt wurde die berechnete Grundwasserverteilung über die Variation der k_f -Werte, unter Beachtung der Randbedingungen am gewählten Termin, an die beobachtete Grundwasseroberfläche angeglichen. Mit dem resultierenden Parametersatz für die hydraulische Leitfähigkeit konnten mehrere Grundwassersituationen unterschiedlicher Prägung, auf ihre Reproduzierbarkeit im Modell hin, untersucht werden. Auf die hinreichende Konsistenz der Ergebnisse kann dann geschlossen werden, wenn sich mit diesen konstanten Leitfähigkeiten unterschiedliche beobachtete Szenarien mit variierenden Verdunstungsraten und hydraulischen Gradienten nachbilden lassen.

Für die Rechnungen wurden 2 Modelle eingesetzt. Mit dem Grundwasserströmungsmodell FEFLOW (Finite-Element Simulation System for Modeling Groundwater Flow) wurde eine 3-dimensionale Betrachtung der Fläche GWR17 durchgeführt. Mit dem Modell der Firma FEMSEEP (Finite Element Groundwater Flow and Transport Model) wurden 2-dimensionale Vertikalschnitte durch die Fläche GWR17 betrachtet. Beide Modelle berechnen die hydraulischen Zustände im Aquifer, die ungesättigte Zone bleibt jedoch unberücksichtigt. Da sich die hydrologischen Signale bei dem betreffenden Landschaftstyp rasch bis zur Grundwasserzone durchsetzen, ist dadurch keine entscheidende Einschränkung der Modellergebnisse zu erwarten.

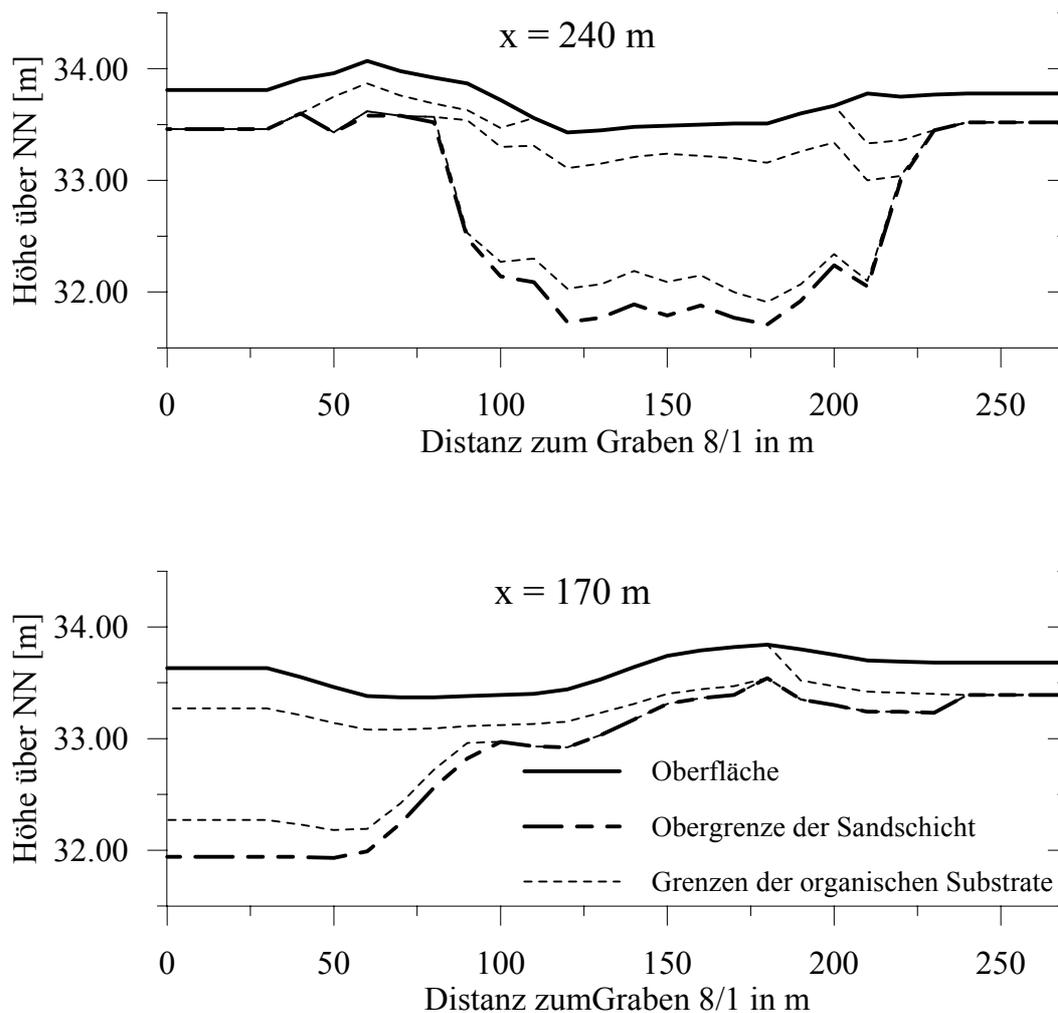


Abbildung 41: Vertikalschnitte durch die Fläche GWR17 in N-S Richtung in Höhe der Meßtrasse ($x=240$ m, oben) und in Höhe des Datenloggers THALES ($x=170$ m, unten).

Daten aus: DIETRICH ET AL. (1993).