

2. Grundlagen

2.1 Meteorologischer Teil

2.1.1 Aktuelle (reale) und potentielle Evapotranspiration

Die Definitionen innerhalb des Themengebietes Verdunstung sind im Grundsatz einheitlich. Durch die Verwendung verschiedener Basisgleichungen und Denkmodelle bestehen allerdings Unsicherheiten bezüglich Anwendung und Aussagekraft von einzelnen Formulierungen. An dieser Stelle werden die Begriffe deshalb erläutert und so vorgestellt, wie sie in der weiteren Arbeit verwendet werden.

International unterscheidet man nach Festlegung der WMO⁶ zwischen der Evaporation und der Transpiration. Die Evaporation steht für die Verdunstung freier Wasserflächen, benetzter Oberflächen von bewachsenem oder unbewachsenem Boden und Gegenständen ohne die Beteiligung biotischer Prozesse. Die Transpiration steht für die Verdunstung von Wasser eben durch diese biotischen Vorgänge, wie dem Stoffwechsel von Pflanzen oder Lebewesen (VON HOYNINGEN-HUENE ET AL., 1986). Sind, wie bei bewachsenen Landoberflächen, beide Prozesse beteiligt, spricht man von Evapotranspiration. Die *aktuelle*, oder *reale* Evapotranspiration, ist eindeutig definiert und bezeichnet die Wassermenge, die tatsächlich von einer Fläche in einem definierten Zeitintervall vom Boden in die Atmosphäre verbracht wird.

Der Begriff der *potentiellen* Evapotranspiration wurde 1948 von THORNTHWAITE im Zusammenhang mit einer Klimaklassifikation eingeführt (BRUTSAERT, 1982). Er beschreibt einen theoretischen Höchstwert, den die Verdunstung in einem Gebiet annehmen kann. Die Festlegung dieses Schwellenwertes ist jedoch willkürlich und darf nicht kritiklos mit einem Potential, also dem maximal möglichen Wert, gleichgesetzt werden. Eine neuere Definition der ICID⁷ verdeutlicht dies:

"Die potentielle Verdunstung ist als das Wasservolumen definiert, das eine ganz oder teilweise mit Vegetation bedeckte, unter optimaler Wasser- und Nährstoffversorgung stehende Fläche bei ungehindertem Wassernachschub unter den gegebenen meteorologischen, bodenphysikalischen und vegetationsspezifischen pflanzenbaulichen Randbedingungen pro Zeiteinheit maximal an die Atmosphäre abgibt" (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990).

Berechnet man diese Größe mit einem Algorithmus, der die zitierten Zusammenhänge vollständig berücksichtigt, ist die aktuelle Evapotranspiration nie größer als die potentielle. Als Gegenbeispiel sei die häufig verwendete Formel von HAUDE (1955) genannt, die als meteorologischen Parameter nur das Sättigungsdefizit der Luft zu einem Zeitpunkt am Tage verwendet und diesen mit einem empirischen Bewuchsfaktor multipliziert. Es hat sich gezeigt, daß gemessene Verdunstungswerte um bis zu 60% über den potentiellen nach HAUDE liegen (SPONAGEL, 1980). Formeln wie diese sollte man deshalb nur für längere Zeiträume anwenden und die Ergebnisse lediglich als Anhaltspunkt verwenden. Dann hat auch der Schwellenwert von 7 mm d^{-1} seine Berechtigung, der aus energetischen Gründen als obere Schranke der Verdunstung in der Literatur zu finden ist (DVWK, 1996). Grundlage hierfür sind die Verhältnisse eines mittleren Sommertages im August. Demzufolge ist der genannte Wert auch nur als durchschnittliches Tagesmaximum zu verstehen und darf keinesfalls als obere Schranke für einzelne, verdunstungsintensive Tage angenommen werden, wie die folgenden Ergebnisse zeigen werden.

⁶ World Meteorological Organization

⁷ International Commission on Irrigation and Drainage

2.1.2 PENMAN-MONTEITH-Konzept

Die PENMAN-Formel von 1948 wurde ursprünglich für die Verdunstung freier Wasserflächen eingeführt. Die Weiterentwicklung zur PENMAN-MONTEITH-Kombinationsgleichung (MONTEITH, 1965) wird meistens, wie der Name aussagt, MONTEITH zugeordnet. Er selbst weist darauf hin, daß bereits vorher ähnliche bzw. annähernd identische Formulierungen durch andere Wissenschaftler entwickelt wurden (MONTEITH, 1981). In dieser Gleichung wird der energetische Teil der Verdunstung mit den Eigenschaften der Pflanzen und den turbulenten Flüssen *kombiniert* (DVWK, 1990). Die Vegetation wird dabei über eine einzige homogene Schicht ("big-leaf"- oder "single-leaf"-Ansatz) beschrieben. Ausgangspunkt für die PENMAN-MONTEITH-Gleichung ist die Energiebilanzgleichung am Boden. Mit der Annahme, daß kein Wasser von der Vegetation selbst gespeichert wird, ist die Energiebilanz durch folgende Beziehung gegeben:

$$R_N + G + \lambda E + H = 0 \quad (2.1)$$

Die Energiebilanz induziert ein Gleichgewicht der Nettostrahlungsbilanz R_N , des Bodenwärmestroms G , des latenten Wärmeflusses λE und des sensiblen Wärmeflusses H . Die Einheit wird in W m^{-2} angegeben, alle Flüsse sind zur Erdoberfläche hin positiv definiert.

Die sensiblen und latenten Wärmeflüsse lassen sich analog zum Ohm'schen Gesetz ausdrücken (JÜRRENS, 1996):

$$H = \rho c_p \frac{\Theta_z - \Theta_0}{r_a} \quad (2.2)$$

$$\lambda E = \rho \lambda \frac{q(z) - q_s(0)}{r_a + r_s} \quad (2.3)$$

$\Theta_{z,0}$ ist die potentielle Temperatur, q die spezifische Feuchte und q_s die spezifische Sättigungsfeuchte der Luft, ρ die Luftdichte, λ die latente Verdunstungsenthalpie und c_p die spezifische Wärmekapazität der Luft bei konstantem Druck. Der Index z steht für auf die Bezugshöhe (= Meßhöhe), der Index 0 repräsentiert den jeweiligen Wert am Boden ($z = 0$). Der aerodynamische Widerstand r_a ist ein Maß für den vertikalen turbulenten Wasserdampftransport in der bodennahen Luftschicht, der Stomata- bzw. Oberflächenwiderstand r_s für den Wasserdampftransport durch die Pflanzen. In dieser Formulierung schließt r_a die viskose Unterschicht ein. Sie wird in der Literatur teilweise durch die Einführung eines weiteren Widerstandes (z.B. r_b) gesondert beschrieben, dann ergibt sich der Gesamtwiderstand aus der Summe der Teilwiderstände. Angesichts der Reduktion auf eine einzige Quellschicht für Wasserdampf im Modell und der späteren Eliminierung der Oberflächentemperatur in der PENMAN-MONTEITH-Gleichung, dürfte diese Vereinfachung zu keinem bemerkenswerten Fehler führen (HAENEL UND LÖPMEIER, 1996). Das Funktionsschema der Widerstände ist in Abbildung 1 dargestellt.

Die Gleichung für den Transport sensibler Wärme lautet in der Flußform (nach CLAUSSEN, 1991):

$$H = \rho_0 c_p H_0 \quad (2.4)$$

Der sensible Wärmefluß am Boden H_0 berechnet sich wiederum aus dem turbulenten vertikalen Fluß:

$$H_0 = C_H u_z (\Theta_z - \Theta_0) \quad (2.5)$$

Er hängt neben der Temperaturdifferenz vom Transferkoeffizienten C_H und der Windgeschwindigkeit u_z ab. Führt man die Gleichungen (2.2), (2.4) und (2.5) zusammen, folgt mit $\rho_0 \approx \rho$ der Zusammenhang zwischen dem aerodynamischen Widerstand und dem Term für den Austausch:

$$\frac{1}{r_a} = C_H u_z \quad (2.6)$$

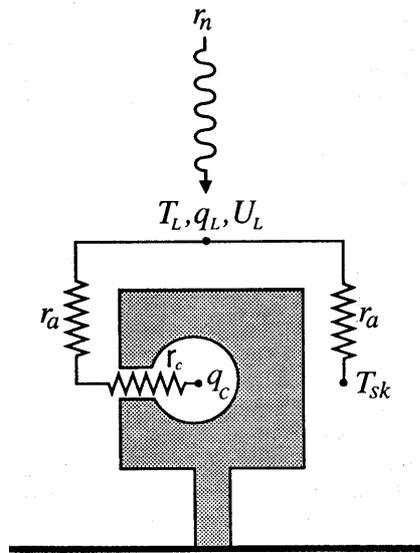


Abbildung 1: Schematische Darstellung der Widerstände r_a und r_s (hier: mit r_c für r_s als Gesamtwiderstand des stomatalen Wassertransports) in der PENMAN-MONTEITH-Gleichung. T_{sk} steht für die Temperatur innerhalb der Vegetationsschicht, U_L ist die Windgeschwindigkeit (VITERBO, 1995).

Die Umformung der Energiebilanzgleichung (2.1) unter Verwendung von (2.2) ergibt:

$$-\lambda E = R_N + G + \frac{\rho c_p}{r_a} (\Theta_z - \Theta_0) \quad (2.7)$$

Die Eliminierung der Temperatur geschieht über den linearen Teil der TAYLOR-Entwicklung für die Änderung der spezifische Luftfeuchte mit der Temperatur:

$$q_s(z) - q_s(0) \approx S (\Theta_z - \Theta_0) \quad (2.8)$$

S steht für die Ableitung der spezifischen Feuchte nach der Temperatur. Nach der Isolierung der Temperaturdifferenz folgt mit Gleichung (2.7):

$$-\lambda E = (R_N + G) + \frac{\rho c_p}{S r_a} [q_s(z) - q_s(0)] \quad (2.9)$$

Mit Hilfe einer 0-Summation ($q(z) - q(z) = 0$) und der Widerstandsform für den latenten Wärmestrom (Gleichung 2.3) ergibt sich:

$$-\lambda E = (R_N + G) + \frac{\rho c_p}{S r_a} \left[\frac{\lambda E (r_a + r_s)}{\rho \lambda} + q_s(z) - q(z) \right] \quad (2.10)$$

Nach einigen Umformungen resultiert die PENMAN-MONTEITH-Gleichung in der Form:

$$-\lambda E = \frac{S (R_N + G) + \frac{\rho c_p}{r_a} [q_s(z) - q(z)]}{S + \frac{c_p}{\lambda} \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (2.11)$$

Analog zu dem geschilderten Weg führt der Übergang von der spezifischen Luftfeuchte q bzw. q_s zum Partialdruck des Wasserdampfes e bzw. e_s , der Änderung des Sättigungsdampfdruckes mit der Temperatur S_e und die Anwendung der Psychrometernkonstanten γ mit dem Luftdruck p :

$$\gamma = \frac{p c_p}{\lambda \cdot 0.622} \quad (2.12)$$

zur PENMAN-MONTEITH-Gleichung der später verwendeten Form:

$$-\lambda E = \frac{S_e (R_N + G) + \frac{\rho c_p}{r_a} (e_s(z) - e(z))}{S_e + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (2.13)$$

Die Verdunstung wird aus der Kombination zweier Terme bestimmt. Der Energieterm ist proportional zur Nettostrahlungsbilanz abzüglich der Bodenwärmespeicherung, der Advektionsterm ist proportional zum Sättigungsdefizit in der Meßhöhe.

Nach dieser Formulierung berechnet sich die potentielle Evapotranspiration einer feuchten oder gut durchwässerten Schicht mit der Annahme, daß der Stomatawiderstand verschwindet ($r_s = 0$). Man erhält den maximal möglichen Verdunstungswert in einem beliebigen Zeitschritt, abhängig von der vorhandenen Energie und der turbulenten Durchmischung. Die Absolutwerte für die Tagessumme liegen bei entsprechenden Bedingungen im Bereich von 15 mm (HARTGE UND HORN, 1991).

Die vollständige Entkopplung der bodennahen Luftschicht von der darüber liegenden Atmosphäre durch eine Unterdrückung der turbulenten Durchmischung ($r_a \rightarrow \infty$), führt zum Begriff der *Gleichgewichtsverdunstung* (MCNAUGHTON, 1988, 1983). Mit der Näherung an diesen Extremzustand, der sich in der Natur kaum vollständig einstellt, wird der latente und sensible Wärmefluß zunehmend von der Strahlungsbilanz bestimmt.

Für den Übergang zwischen der potentiellen und der aktuellen Evapotranspiration stehen im wesentlichen zwei Verfahren zur Verfügung. Ist der minimale Stomatawiderstand einer Vegetationsschicht bekannt, läßt sich die potentielle Evapotranspiration unter der Annahme der Wassersättigung berechnen. Anschließend wird die aktuelle Bestandsverdunstung über eine Reduktionsfunktion in Abhängigkeit des verfügbaren Bodenwasservorrats korrigiert (JÜRRENS, 1996, DEARDORFF, 1978). Verfahren, die

potentielle Verdunstung lediglich mit einem monatlichen Proportionalitätsfaktor zu multiplizieren (AUE, 1992), sind in ihrer Anwendung zwar einfacher, aber als deutlich ungenauer einzustufen.

Die andere Möglichkeit ist die Entwicklung der Pflanzenparameter in Abhängigkeit von der Bodenfeuchte. Stehen die übrigen Größen der PENMAN-MONTEITH-Gleichung aus Messungen zur Verfügung, läßt sich direkt die aktuelle Evapotranspiration errechnen. Die Abhängigkeit vom Bestand drückt sich durch das Verhältnis r_s / r_a aus. Der Zusammenhang zwischen der Rate der Evapotranspiration und der Bodenfeuchte ist in Abbildung 2 gegeben. Beginnt man die Betrachtung an der Stelle A bei gesättigten Bedingungen, etwa nach ergiebigen Regenfällen, ist die Verdunstung einzig durch die verfügbare Energie limitiert, die aktuelle Evapotranspiration entspricht der potentiellen. Mit anhaltender Trockenheit gelangt man zu Punkt B. Der Boden hat so viel Feuchtigkeit verloren, daß die Pflanze nicht mehr genügend Wasser für ihren Stoffwechsel nachführen kann und sich die aktuelle Verdunstung allmählich verringert. Dann wird der latente Wärmefluß zunehmend von den Bodenparametern beeinflusst. Setzt bei Punkt C Regen ein, ist zunächst die Infiltration gleich der Regenrate. Die gesamte Niederschlagsmenge dringt in die Bodenschicht ein, bis sie erneut Wassersättigung erfährt (Punkt D). Danach ist die Infiltration wiederum von der Bodentextur abhängig und liegt unterhalb der Regenrate, überschüssiges Niederschlagswasser wird dem Abfluß oder etwaig vorhandenen Speichern zugeführt.

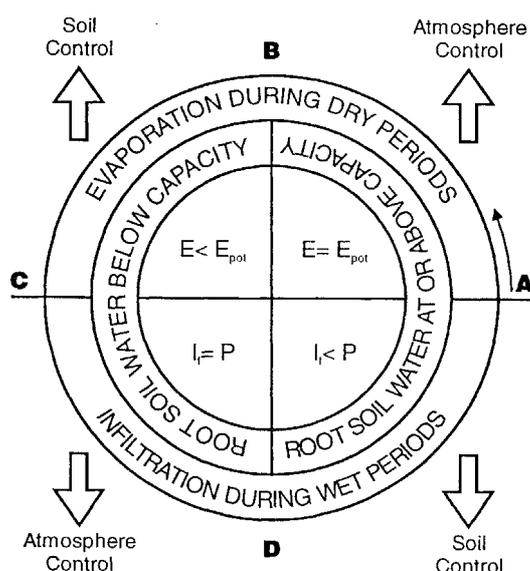


Abbildung 2: Schema der Wasser(dampf)flüsse in der Bodenschicht (VITERBO, 1995 nach DOOGE, 1992).

Der gesamte Ablauf des Schemas aus Abbildung 2 läßt sich mit der PENMAN-MONTEITH-Gleichung mathematisch beschreiben. Für praktische Belange bietet sie noch weitere Vorteile (VITERBO, 1995):

- Die Eliminierung der schwer zu bestimmenden Bodentemperatur aus der Gleichung für die Energiebilanz vereinfacht die Berechnungen im Modell und bei der Messung.
- Die Gleichung gilt für beliebige Zeitschritte.
- Sie ist durch ihren rein physikalischen Ansatz regional übertragbar (DVWK, 1996).
- Sie kann als Grundlage der Oberflächenparametrisierung innerhalb der numerischen Klimasimulation verwendet werden (JÜRRENS, 1996).
- Modellresultate und experimentell gewonnene Ergebnisse lassen sich mit ihrer Hilfe, im Hinblick auf die physikalischen Zusammenhänge, sehr gut analysieren und interpretieren.

2.2 Hydrologischer Teil

2.2.1 Bodenwasser und vertikaler Wassertransport

Ein Teil des Niederschlagswassers wird von der Vegetationsschicht durch Interzeption aufgenommen. Die übrige Menge erreicht den Erdboden und infiltriert, wenn man von einem möglichen Oberflächenabfluß absieht. In der Bodensäule unterliegt das Wasser einer Reihe von Kräften, die von der Korngrößenverteilung und der Größe der Zwischenräume im Substrat abhängen. Diese Poren sind anteilig mit Wasser oder Luft gefüllt. Als Resultat der wirkenden Kräfte teilt sich das Bodenwasser in 3 verschiedenen Regime auf (Abbildung 3).

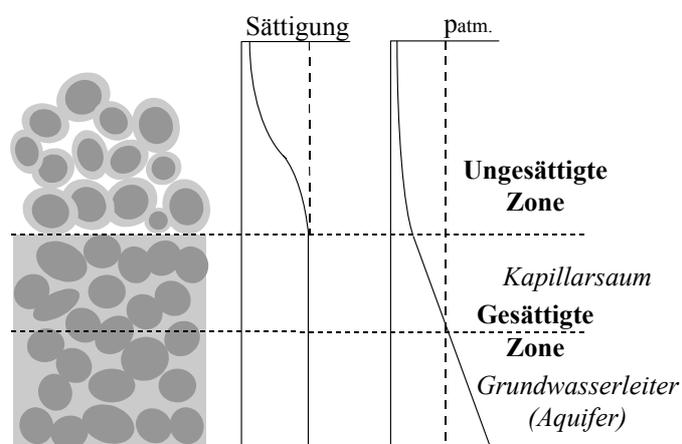


Abbildung 3: Schematische Darstellung der 3 Zonen des Bodenwasserhaushaltes (nach PRICE, 1994).

Der Grundwasserleiter wird häufig mit dem Begriff Aquifer bezeichnet. Er wird nach oben durch die freie Grundwasseroberfläche begrenzt (BUSCH ET AL., 1993). An dieser Stelle ist der Wasserdruck gleich dem atmosphärischen Luftdruck und dient für die bodenphysikalische Betrachtung als Referenzfläche. Oberhalb der Grundwasseroberfläche schließt sich der Kapillarsaum an. Auch hier sind alle Poren mit Wasser gefüllt, der Wasserdruck ist jedoch geringer als der Luftdruck. Aquifer und Kapillarsaum bilden zusammen die (wasser-)gesättigte Zone. Mit zunehmendem Abstand zum Grundwasser nimmt der Anteil der teilweise mit Luft gefüllten Poren zu und der Wassergehalt dementsprechend ab. Diesen Bereich nennt man ungesättigte Bodenzone (HARTGE UND HORN, 1991).

Die auf das Bodenwasser einwirkenden Kräfte werden in der Hydrologie nicht mit dem physikalischen Begriff der Kraft, sondern mit der Arbeit beschrieben, die das Wasser durch seine Lage verrichten kann. Dieser Umstand führt zu den Potentialen, die meßtechnisch leichter zu erfassen sind, als die Kräfte selbst (HARTGE UND HORN, 1991).

Als Bezugsniveau dient die Grundwasseroberfläche. Sie ist im Gelände relativ einfach durch in den Boden eingelassene Beobachtungsrohre zu bestimmen. Im statischen Gleichgewicht wirkt an jedem Ort im Boden das gleiche Potential auf die Wassermoleküle ein. Mit der Grundwasserhöhe als Nullpunkt ist die Summe aller Teilpotentiale, das hydraulische Potential Ψ_h , überall im Bodengefüge ebenfalls 0 (Abbildung 4, Gleichung (2.14)).

$$\Psi_h = \Psi_m + \Psi_z + \Psi_p + \Psi_o + \Psi_\Omega = 0 \quad (2.14)$$

Das Matrixpotential Ψ_m beinhaltet alle Kräfte, die durch das Substrat (Bodenmatrix) hervorgerufen werden. Es ist negativ definiert und wird allgemein als Saugspannung oder Tension bezeichnet. Feste Partikel ziehen die Wassermoleküle aufgrund ihres Dipolcharakters an. Bei sehr geringen Wassergehalten im Boden bildet sich so durch Adhäsion ein dünner Wasserfilm um die Substratkörner. Nimmt der Wassergehalt zu, werden die Wasserschichten dicker und verbinden sich durch Kohäsion zu linsenförmigen Objekten, den Menisken. An dieser Stelle beginnen Kapillarkräfte zu wirken, die das Wasser gegen die Schwerkraft halten.

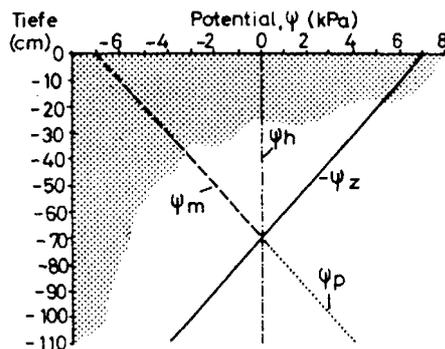


Abbildung 4: Verteilung der Potentiale im statischen Gleichgewicht (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990).

Unterhalb der Grundwasseroberfläche geht das Matrixpotential in das Druckpotential Ψ_p über. Wirkende Kraft ist hier das Gewicht der Wassersäule über der entsprechenden Tiefe. Das Gravitationspotential Ψ_z beschreibt die relative Höhe eines Wasservolumens zum Bezugsniveau in Höhe der Grundwasseroberfläche (HARTGE UND HORN, 1991).

Das osmotische Potential Ψ_o entsteht nur in Verbindung von Salzen und wirkt dem Wasserentzug aus dem Boden z.B. durch Wurzeln entgegen (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990). Es bleibt bei der weiteren Betrachtung ebenso unberücksichtigt, wie das Auflastpotential Ψ_Ω , das durch Kompression des Untergrundes z.B. durch Befahren entsteht (hier: $\Psi_o, \Psi_\Omega = 0$).

Herrscht ein Ungleichgewicht zwischen den Potentialen, baut sich ein hydraulischer Gradient auf. Er resultiert in einer Bewegung des Bodenwassers. Der vertikale Fall verdeutlicht sich mit Hilfe von Abbildung 5:

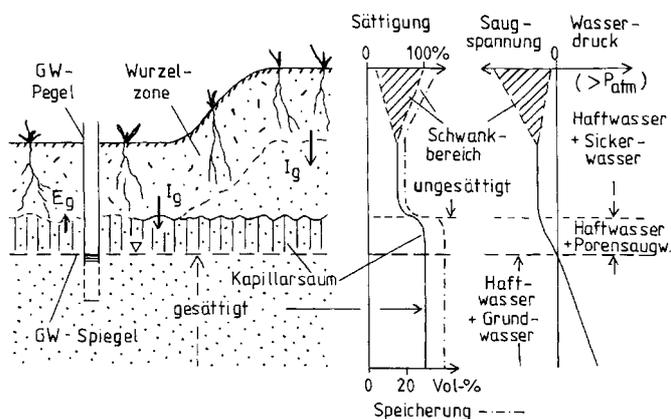


Abbildung 5: Begriffe und Prinzip des Bodenwasserhaushaltes (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990).

Das Wasser im Kapillarsaum, direkt oberhalb der Grundwasseroberfläche, wird unter einer mehr oder weniger hohen Saugspannung gegen die Schwerkraft gehalten. Eine wichtige Eigenschaft ist die sehr leichte Beweglichkeit des Bodenwassers in dieser Schicht. Die ungesättigte Zone kann eine große Menge an Wasser aufnehmen und diese über den Kapillarsaum in das Grundwasser abgeben (I_g : Infiltration in das Grundwasser). Die Speicherkapazität ist, wie die Beweglichkeit, vom Substrat abhängig. Man teilt den Porenraum dabei in 3 Hauptgruppen ein. Aus den groben Poren sickert das Wasser innerhalb weniger Tage von selbst hinaus (selbstdränende Poren). In den mittleren Poren wird Wasser gegen die Schwerkraft in pflanzenverfügbarer Form gespeichert. In den feinen Poren sind die Matrixkräfte so groß, daß die Mehrzahl der Pflanzen aus diesen Hohlräumen kein Wasser mehr entziehen kann. Je geringer der Wassergehalt ist, desto größer ist die (z.B. mit Tensiometern) meßbare Saugspannung. Reicht der Grundwasserspiegel bis nahe an den Wurzelraum heran, kann eine größere Menge an Grundwasser über den Kapillarsaum leicht von der Vegetation aufgenommen werden und durch Verdunstung an die Atmosphäre abgegeben werden (E_g : Evapotranspiration aus dem Grundwasser). Dieser Umstand ist in der vorliegenden Arbeit von fundamentaler Bedeutung. Sinkt das Grundwasser ab, baut sich in der ungesättigten Zone ein höheres Matrixpotential auf, durch das Wasser aus der Tiefe nach oben geführt wird. Die maximale Wassermenge, die in der ungesättigten Zone in ungestörter Lagerung gegen die Schwerkraft gehalten werden kann, wird als Feldkapazität (F_k) bezeichnet. Sie entspricht dem Anteil der kleinen und mittleren Poren und beträgt etwa 50% des Gesamtvolumens. Konventionell ist dies der Wassergehalt 2-3 Tage nach Vollsättigung, etwa nach einem ergiebigen Regenereignis (HÖLTING, 1989). Ist der Wassergehalt geringer als bei Feldkapazität, treten keine Sickervorgänge mehr auf. Reißt die Wasserzufuhr aus dem Untergrund ab, geht der Wassergehalt der ungesättigten Zone allmählich zurück und erreicht schließlich den permanenten Welkepunkt (p_{Wp}). An dieser Stelle ist die Saugspannung so groß, daß die Pflanzen dem Boden kein Wasser mehr entziehen können. Den Bereich zwischen Welkepunkt und Feldkapazität nennt man nutzbare Feldkapazität (nF_k).

Die Berechnung des vertikalen Wassertransportes geschieht über den Potentialgradienten. Die Flußrate J ergibt sich aus

$$J = -K \frac{d\Psi_h}{ds} \quad (2.15)$$

und wird z.B. in cm d^{-1} angegeben. K ist die hydraulische Leitfähigkeit und wird ebenfalls als Durchlässigkeit oder Permeabilität bezeichnet. ds bezeichnet eine beliebige Wegstrecke. In der Hydrologie hat sich d (day) als Zeiteinheit bewährt. Gleichung (2.15) geht auf DARCY zurück und gilt in dieser Form nur für wassergesättigte Bedingungen. Zudem muß die Wasserbewegung hinreichend laminar sein, was bei den in der Natur üblichen Grundwassergeschwindigkeiten in sandigen Böden zumindest für praktische Belange gegeben ist (MATTHESS UND UBELL, 1983).

Der Übergang zum ungesättigten Fall führt zu einer hydraulischen Leitfähigkeit K , die vom Wassergehalt bzw. dem Matrixpotential abhängt. Die Zerlegung des hydraulischen Potentials in das Matrix- und Gravitationspotential ergibt:

$$J = -K(\Psi_m) \cdot \frac{d\Psi_m + d\Psi_z}{dz} = -K(\Psi_m) \cdot \left(\frac{d\Psi_m}{dz} + 1 \right) \quad (2.16)$$

Ein nach oben gerichteter Wasserfluß tritt demnach auf, wenn sich ein Potentialgefälle von

$$\frac{d\Psi_h}{dz} < 0 \quad \text{bzw.} \quad \frac{d\Psi_m}{dz} < -1 \quad (2.17)$$

einstellt (BAUMGARTNER UND LIEBSCHER, 1990).

2.2.2 Horizontaler Wassertransport

Die eindimensionale Darstellung der vertikalen Flußrate läßt sich auf die horizontale (laterale) Wasserbewegung im Boden übertragen. Die DARCY-Formel lautet dann (HARTGE UND HORN, 1991):

$$Q = k_f \frac{\Delta h}{\Delta l} \quad \frac{\Delta h}{\Delta l}: \text{hydraulischer Gradient} \quad (2.18)$$

Die horizontale Flußrate Q wird einerseits durch die hydraulische Leitfähigkeit k_f bestimmt. In der Literatur wird dafür häufig die Bezeichnung k_f -Wert verwendet. Δh steht für das Potentialgefälle des Wassers in Höhe ausgedrückt und Δl für die horizontale Fließstrecke (Abbildung 6). Der Vollständigkeit halber sei an dieser Stelle noch der Übergang von Gleichung (2.18) auf die mehrdimensionale RICHARDS-Gleichung genannt, die verbreitet in hydrologischen Simulationsmodellen zum Einsatz kommt. Die Beziehung für die Änderung des Bodenwassergehaltes Θ mit der Zeit, unter Anwendung der Kontinuitätsgleichung, erweitert um einen Entzugsterm T (z.B. Verdunstung), lautet:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K \left(\frac{\partial \Psi_m}{\partial z} + 1 \right) \right] + \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial \Psi_m}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K \frac{\partial \Psi_m}{\partial y} \right) - T(z, t) \quad (2.19)$$

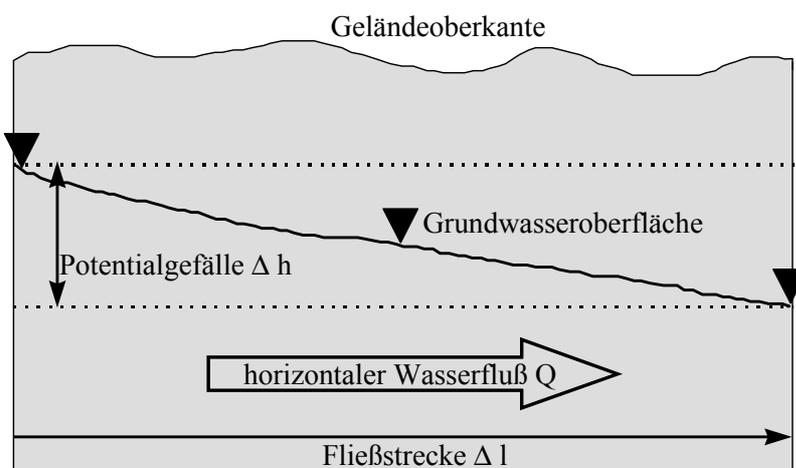


Abbildung 6: Schematische Darstellung der DARCY-Gleichung.

2.3 Bedeutung der Pflanzen für die Evapotranspiration

2.3.1 Allgemeines

Die Transpiration der Vegetationsschicht ist ein entscheidender Faktor für die Höhe des latenten Wärmeflusses über bewachsenen Landoberflächen. Besonders durch die Arbeit von DEARDORFF (1978) hat sich das Bodenwasser von einer langsamen Variablen im globalen Klimageschehen zur direkten Einflußgröße auf die Evapotranspiration gewandelt (VITERBO, 1995). Die Vegetation ist somit nicht mehr passives Glied, sondern übernimmt die Rolle eines aktiven Teilnehmers innerhalb des Wasserkreislaufs. Sie ist in der Lage, Wasser aus dem Boden buchstäblich in die Atmosphäre zu pumpen (MITSCH UND GOSSELINK, 1993). Neuere Erkenntnisse weisen darauf hin, daß tief wurzelnde Steppenpflanzen in der Nacht Wasser aus tieferen Bodenschichten aufnehmen und aus den Wurzeln in flachere Bodenschichten zurückfließen lassen. Tagsüber steht ihnen dann eine höhere Wassermenge zur Verfügung (EHLERS, 1996). Die folgenden Abschnitte geben einen Überblick über die grundlegenden biotischen Vorgänge, die zum Wassertransfer aus dem Boden in die Atmosphäre beitragen.

2.3.2 Standortfaktoren und Anpassungsfähigkeit

Die Art und die Entwicklung der Vegetation ist von der Wechselwirkung zwischen Klima, Relief und Boden abhängig. Strahlung und Temperatur liefern die Energie, Wasser und chemische Faktoren die Voraussetzung für alle Stoffwechsel- und Wachstumsvorgänge (SITTE ET AL., 1993). Je nach Standortbedingungen bildet sich ein spezifischer Artenbestand der Flora aus.

Bei ihrem Streben nach Wachstum können sich die Pflanzen in teilweise erstaunlicher Manier an die Gegebenheiten des Standortes anpassen. Am Beispiel der Ackerkratzdistel *cirsium arvense*, die auch auf den Flächen des untersuchten Niedermoors vertreten ist, zeigt sich die Reaktionsfähigkeit auf die Bodenbedingungen. Das Exemplar auf einer Wiese, mit einer 26 cm dicken humosen Lehmschicht über schwach humosem Lehm und einer in 80 cm Tiefe beginnenden Lehmschicht unter normalen Wasserbedingungen, besitzt eine Wurzeltiefe von über 160 cm mit einer starken Orientierung des Wurzelwachstums nach unten (Abbildung 7, links). Im Gegensatz dazu besitzt das Vergleichsexemplar eine deutlich geringere Wurzelsubstanz, die in einer Tiefe von 30 cm endet und Tendenzen zur horizontalen Ausbreitung aufweist (Abbildung 7, rechts). Ursache für diesen Unterschied ist die Wasserqualität im Untergrund. Der zweite Standort ist eine salzwasserbeeinflusste Weidelgras-Weide in Haamstede, Niederlande (KUTSCHERA UND SOBOTEK, 1992). Offensichtlich ist die Wasserzusammensetzung unterhalb der Wurzelzone für diesen Pflanzentyp nicht geeignet. Die ungünstigeren Bodenbedingungen drücken sich in diesem Beispiel in einer geminderten Wachstumshöhe aus, wobei die lebensnotwendige Versorgung der Pflanze insgesamt gewährleistet ist.

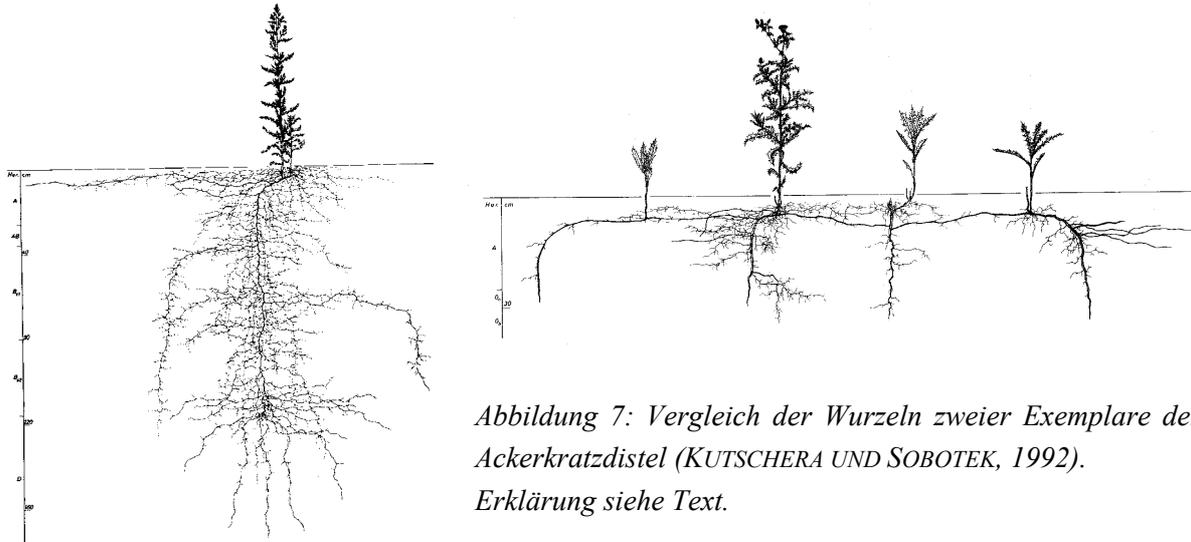


Abbildung 7: Vergleich der Wurzeln zweier Exemplare der Ackerkratzdistel (KUTSCHERA UND SOBOTEK, 1992).
Erklärung siehe Text.

Neben diesen offensichtlichen Merkmalen, die äußere Gestalt betreffend, sind die Pflanzen auch in der Lage, sich durch Veränderungen der Feinstruktur optimale Voraussetzungen für einen möglichst hohen Stoffwechsel zu schaffen. Je nach Lichtbedingungen, die nachfolgend noch näher betrachtet werden, bilden sich in der Epidermis der Blätter Stomataöffnungen aus. Eine bei Schwachlicht (20 W m^{-2}) aufgezogene Tomatenpflanze besitzt ca. 100 Stomata je mm^2 in der unteren Epidermis. Unter Starklichtbedingungen (100 W m^{-2}) bilden sich zusätzlich etwa 30 Stomata je mm^2 in der oberen Epidermis aus (MOHR UND SCHOPFER, 1992). Mehr Stomata bedeuten gleichzeitig die Fähigkeit eines höheren Stoffwechsels, stehen also für mehr Wachstum. Dies zeigt auch der Vergleich zweier Ökotypen (Klone) des Bittersüßen Nachtschattens *solanum dulcamara*, die unterschiedlichen Lichtbedingungen während ihrer Entwicklung unterworfen wurden (Abbildung 8).

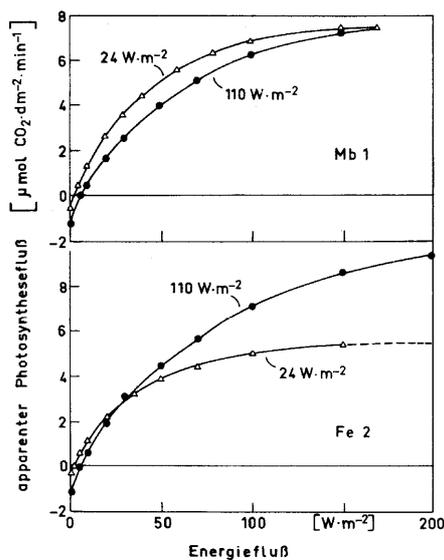


Abbildung 8: Lichtkurven zweier Ökotypen (Klone) des Bittersüßen Nachtschattens. Typ Mb1 (oben) wurde unter Schwachlichtbedingungen gezogen, Typ Fe2 (unten) unter Starklichtbedingungen (MOHR UND SCHOPFER, 1992).

Von beiden Ökotypen wurde jeweils ein Exemplar unter starkem (110 W m^{-2}) und unter schwachem (24 W m^{-2}) Licht, sonst jedoch identischen Bedingungen angezogen und später an verschiedenen Or-

ten ausgepflanzt. Der Ökotyp Mb1 entstammt einem schattigen Schilfbestand, Ökotyp Fe2 einer offenen Sanddünenlandschaft. Ein Vergleich der Photosyntheserate in Abhängigkeit von der Bestrahlungsstärke zeigt die Unterschiede bei der Lichtausbeute auf. Während die Stoffwechselrate beim lichtgewohnten Exemplar Fe2 mit der Strahlung steigt, bleibt sie beim Schwachlichtexemplar Mb1 annähernd gleich (MOHR UND SCHOPFER, 1992). Offensichtlich haben hier die Aufzuchtbedingungen zu einer Reduktion der erreichbaren Stoffwechselrate geführt. An dieser Stelle bleibt daher zunächst festzuhalten, daß sich Pflanzen in einem gewissen Umfang sehr gut an die Rahmenbedingungen anpassen können und einen möglichst hohen Energieumsatz anstreben.

2.3.3 Strahlung und Lichtausbeute

Die Lichtkurven verschiedener Pflanzen, also die Beziehung zwischen Bestrahlungsstärke und Photosyntheseleistung, unterscheiden sich nicht allein durch verschiedene Aufzuchtbedingungen. Zusätzlich ergibt sich eine Differenzierung aufgrund der biochemischen Umsätze innerhalb des Stoffwechsels. Pflanzen, die als erstes CO_2 -Fixierungsprodukt ein Molekül mit 3 C-Atomen (3-Phosphoglycerinsäure) aufweisen, werden als C3-Pflanzen bezeichnet. Analog dazu heißen sie bei der Bildung von Molekülen mit 4 C-Atomen (Oxalessigsäure) C4-Pflanzen. Zu den C4-Pflanzen zählen Mais, Sorghum und Zuckerrohr, zur Gruppe der C3-Pflanzen gehören Soja, Luzerne (effiziente C3-Pflanzen), Rotklee, Knautgras (weniger effiziente C3-Pflanzen) sowie Efeu, Philodendron und Monstera (C3-Schattenpflanzen). Weitere C3 Pflanzen sind Weizen, Hafer und die Kartoffel (EHLERS, 1996).

Pflanzen nutzen den Spektralbereich von 0.38 - 0.71 μm aus. Dieser Bereich (PAR: photosynthetically active radiation) enthält 21-46% der solaren Energie (ROSS, 1975). C4-Pflanzen zeichnen sich durch eine wesentlich höhere Lichtausbeute aus, d.h. es kann eine große Menge an Strahlungsenergie beim Stoffwechsel ausgenutzt werden. C3-Pflanzen erreichen den sogenannten Lichtsättigungspunkt bereits vorher. Ab diesem Punkt bewirkt auch eine weitere Zunahme der Strahlungsenergie keine Erhöhung der Photosyntheseleistung mehr (Abbildung 9).

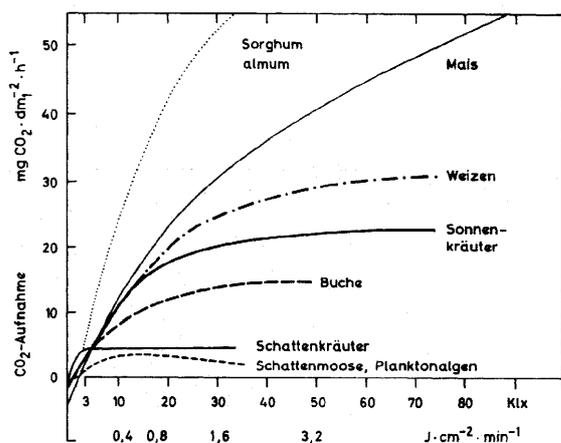


Abbildung 9: Lichtkurven verschiedener Pflanzenarten (SITTE ET AL., 1991).

C4-Pflanzen erreichen ihre maximale Stoffwechseltätigkeit zwischen 400 und 600 W m^{-2} , bei der Gruppe der C3-Pflanzen beträgt der Grenzwert des Strahlungsflusses etwa 200 W m^{-2} (MOHR UND SCHOPFER, 1992). Für die Mehrheit der heimischen Pflanzen reicht daher eine relativ geringe Strah-

lungsmenge aus, um ihr optimales Wachstum zu erreichen. Die Reaktion auf wechselnde Strahlungsintensitäten erfolgt dabei sehr zügig (Abbildung 10).

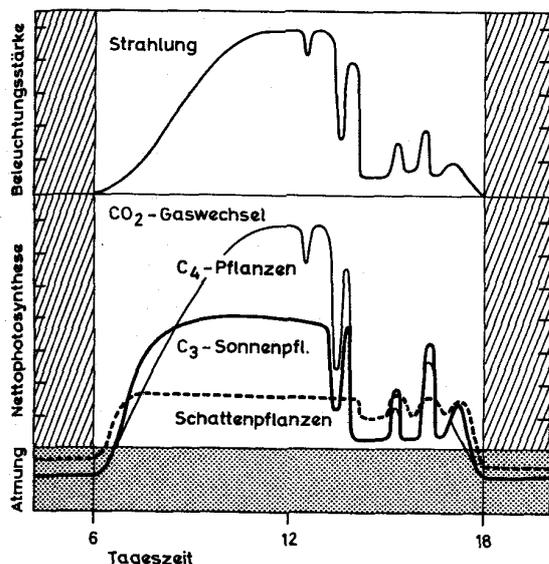


Abbildung 10: Reaktionsverhalten verschiedener Pflanzentypen auf wechselnde Strahlungsbedingungen (SITTE ET AL., 1991).

2.3.4 Temperatur, CO₂-Konzentration und Photosynthese

Die Temperatur hat, im Gegensatz zur Einstrahlung, weit geringere Auswirkungen auf den Energieumsatz der Vegetation. Die optimale Temperatur liegt innerhalb eines relativ großen Bereiches, bei den meisten C₃-Pflanzen zwischen 15° und 25° C. Tropische C₄-Gräser erreichen ihren optimalen Stoffwechsel erst bei Temperaturen zwischen 35° und 40° C (Abbildung 11).

Die CO₂-Konzentration stellt einen limitierenden Faktor dar. C₄-Pflanzen reicht der atmosphärische CO₂-Gehalt für einen optimalen Stoffwechsel nicht aus. Als Gegenmaßnahme betreiben diese Pflanzen unter Energieaufwand einen internen CO₂-Konzentrationsmechanismus (SITTE ET AL., 1993). Bei normalem Tageslicht hat die CO₂-Konzentration auf die stomatalen Öffnungen der C₃-Pflanzen nur einen sehr geringen Einfluß (MOHR UND SCHOPFER, 1992). Allerdings wird auch in diesem Fall die Photosyntheseleistung durch die CO₂-Konzentration begrenzt. Die zeigt sich daran, daß man bei einigen Pflanzen, wie Tomaten und Gurken, den Ertrag durch die künstliche Anreicherung der Luft mit CO₂ deutlich steigern kann (SITTE ET AL., 1993). Unter natürlichen Bedingungen im Freien dürfte der Effekt des CO₂-Mangels wegen der turbulenten Durchmischung vermutlich nicht auftreten. Allein im bodennahen Bereich eines sehr dichten Pflanzenbestandes könnte es dazu kommen, fiel jedoch auch dann bezüglich der Gesamtverdunstung kaum ins Gewicht.

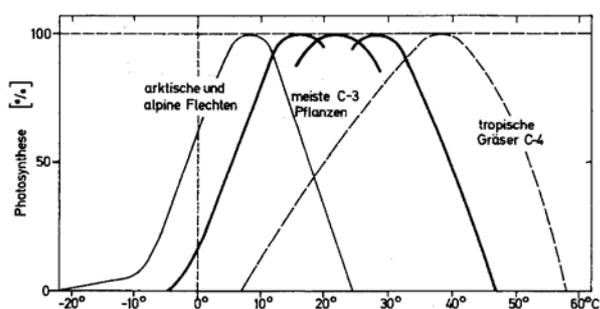


Abbildung 11: Photosyntheseleistung verschiedener Pflanzen in Abhängigkeit von der Umgebungstemperatur (SITTE ET AL., 1991).

2.3.5 Wasserverbrauch und Wachstum

Neben der verfügbaren Energie ist das für die Vegetation nutzbare Wasser die wichtigste Einflußgröße für das Pflanzenwachstum. Zwischen Wasserverbrauch, also der Evapotranspiration, und Ertrag besteht ein direkter Zusammenhang (SITTE ET AL., 1991, FEDDES ET AL., 1988, MUNDEL, 1982c). Nur wenn genügend Wasser vorhanden ist, sind maximale Verdunstungsraten möglich. Umgekehrt kann man in erster Näherung von einer hohen Wasserverfügbarkeit auf einen überdurchschnittlich hohen latenten Wärmefluß schließen. Besonders gute Bedingungen herrschen, wenn die Wurzelzone bis zum Kapillarsaum heran reicht. In diesem Fall müssen keine großen Saugspannungswerte aufgebaut werden, um das Wasser aus dem Boden nach oben zu führen (TODD, 1964). Ab einem Bodenwassergehalt von 60-70% der Feldkapazität ist die Verdunstung noch nicht eingeschränkt (VAN EIMERN UND HÄCKEL, 1979). Umgekehrt ist die Wasserverfügbarkeit limitierender Faktor, so daß die aktuelle Evapotranspiration bei mangelnder Bodenfeuchte unterhalb der potentiellen liegt (HARTGE UND HORN, 1991). Steht den Pflanzen ausreichend Wasser zur Verfügung, haben sie von sich aus keinen Grund, den Betrag der Evapotranspiration zu verringern. Es scheint im Gegenteil so zu sein, daß die Temperaturreduktion an der Blattoberfläche durch die Verdunstung einen zusätzlichen Schutz vor Überhitzung und dem Verbrennen bietet (EHLERS, 1996, MONTEITH, 1981). Auch auf den Untersuchungsflächen im Niedermoorgebiet konnte in der Mittagszeit bei voller Einstrahlung noch Feuchtigkeit an der Unterseite der Blätter festgestellt werden, wobei es sich unmöglich um Reste von morgendlichem Tau handeln konnte. Diese Erklärung ist dann sinnvoll, wenn die Pflanze einen zusätzlichen Regelmechanismus für die Stomataöffnungen und damit für den Wasserverbrauch besitzt. Nur so kann sie sich vor einem übermäßigen Wasserausstoß schützen, der bei nachfolgend einsetzender Trockenheit zu Schäden in der Zellstruktur (verwelken) führen könnte.

In der Tat konnte ein solches "Sicherheitsventil" nachgewiesen werden (MOHR UND SCHOPFER, 1992). Das Hormon *Abscisinsäure* (ABA) signalisiert den Stomata, ob sie über eine Reduzierung der Öffnungsweite die Photosynthese mindern sollen. Im Experiment konnte durch ABA-Zufuhr ein rascher und vollständiger Spaltenverschluß erreicht werden, der bei der Entfernung von ABA voll reversibel ist (MOHR UND SCHOPFER, 1992). Ein weiterer Versuch legt die Vermutung nahe, daß die Wurzeln für die Ausschüttung des Hormons verantwortlich sind. Von einem Apfelbaum wurde der Wurzelballen getrennt und in zwei Container gepflanzt. Ein Container wurde normal bewässert, der andere trocknete aus. Als Folge ging das Wachstum des Baumes deutlich zurück. In einer weiteren Versuchsstufe wurde die trockene Wurzelhälfte abgeschnitten. Obwohl die Wurzelmasse nun reduziert war, ging das Wachstum wieder sprunghaft nach oben (EHLERS, 1996). Demnach kann die Pflanze bei einer Verminderung der Bodenfeuchte frühzeitig von den Wurzeln gewarnt werden und den Stoffwechsel einschränken. Umgekehrt erkennt die Pflanze, daß genügend Wasser für die volle Photosyntheseleistung zur Verfügung steht, was sich in der Stoffwechselrate und nachfolgend in der Ertragsmasse niederschlägt.

2.4 Landschaftstyp Niedermoor

2.4.1 Moorarten, Entstehung und Verbreitung

Lebensgrundlage der Moore ist Wasser. Wo ganzjährig Wasserüberschuß vorhanden ist, entstehen unter natürlichen Bedingungen Moore (SUCCOW UND JESCHKE, 1986). In intakten Mooren bildet sich ein wachsender Torfkörper mit einem Wassergehalt von über 95 Vol.%. Zum Vergleich: Trinkmilch hat einen Wassergehalt von 87.5% (EGGELSMANN, 1990b). *Torfe* entstehen durch Stapelung von Pflanzenresten (sedentärer Prozeß), die nicht vollständig verrotten, da die Bodenlebewesen durch die überwiegend sehr nassen Bedingungen und dem damit verbundenen Luftmangel gehemmt sind. *Mudden* bilden sich durch Ablagerungen aus stehenden Gewässern (sedimentärer Prozeß) (BURMEISTER ET AL., 1990). Auf der Erde sind etwa 3% der Landoberfläche von Mooren bedeckt, wobei die Zahlenangaben verschiedener Autoren stark voneinander abweichen, im Durchschnitt in den letzten Jahren jedoch stetig stiegen (LAPPALAINEN, 1996). Die Moorentwicklung vollzieht sich nur in Verbindung mit Grund- oder Oberflächenwasser oder reichlich Niederschlägen. Sie ist daher nicht gleichmäßig über die ganze Erde verteilt, sondern an Regionen gebunden, in denen die entsprechenden hydrologischen und klimatologischen Randbedingungen herrschen (SCHNEIDER UND SCHNEIDER, 1990). Naturbelassene Moore sind heutzutage die Ausnahme. In Deutschland werden etwa 95% der Moorkommen, nach einer meist durchgeführten Grundwasserabsenkung, als Agrarflächen genutzt, vornehmlich als Grün- und Weideland (STEFFENS, 1996). Ohne Eingriff des Menschen in die Entwicklung der Landschaften könnte der Nordwesten der mitteleuropäischen Tiefebene mehr als zur Hälfte mit Mooren bedeckt sein, ähnlich wie die Tiefebene in Westsibirien (SUCCOW UND JESCHKE, 1986).

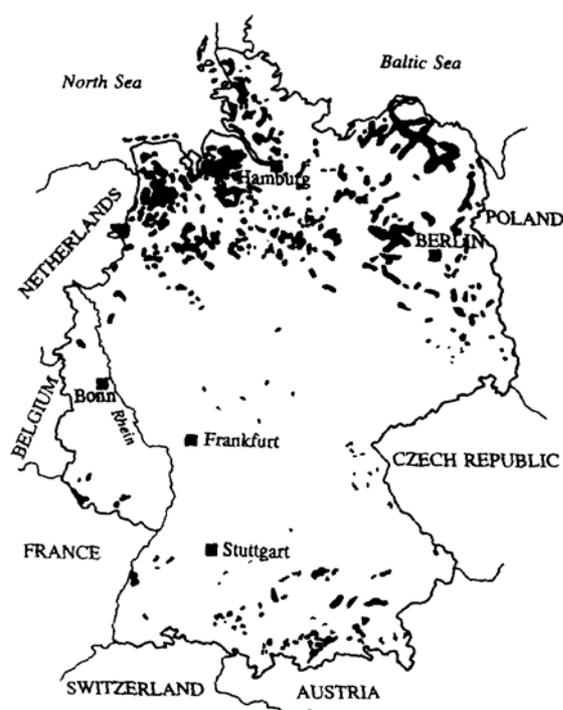


Abbildung 12: Die Verteilung der Moorkommen in Deutschland (STEFFENS, 1996).

In Europa beträgt der Flächenanteil der Moore etwa 5.5%, mehr als die Fläche Frankreichs. Die Hauptvorkommen sind in den nordischen Regionen zu finden (SCHNEIDER UND SCHNEIDER, 1990). In

Deutschland beträgt der Flächenanteil aller Moorkommen 4.0% bzw. 14205 km², mit einer räumlichen Konzentration auf die nördlichen Bundesländer (Abbildung 12). Aufgrund des Alters der erhobenen Daten erscheint eine Reduktion dieser Zahlen um 10% angebracht (STEFFENS, 1996).

Man unterscheidet zwischen Nieder- und Hochmooren. Niedermoore, im englischen Sprachgebrauch als *fen* bezeichnet, entstehen z.B. durch die Verlandung nährstoffreicher Gewässer. Der Reichtum an Nährstoffen führt zu einer üppigen Vegetation unter der Voraussetzung, daß die Pflanzen an die Standortbedingungen angepaßt sind und nicht durch Fäulnis wegen der Bodennässe in ihrer Entwicklung gehemmt werden. Zu den Niedermooren gehören die Versumpfungsmoore in Tälern und Mulden, die Verlandungsmoore im Uferbereich von Seen und die Hang- oder Quellmoore. Im Gegensatz zu den anderen Typen ist bei den letztgenannten eine stärkere Neigung der Oberfläche möglich. Niedermoore bestreiten ihren Wasserbedarf nicht allein durch das Niederschlagsaufkommen. Ein erheblicher Teil des Wassers wird über- oder unterirdisch aus einem Einzugsgebiet eingespeist, das zwischen 3 und 6 mal so groß sein kann, wie das Niedermoorgebiet selbst (QUAST, 1997). Die Zuflüsse von außen können umgerechnet mehr als 200 mm a⁻¹ im Jahr ausmachen (EGGELSMANN, 1990b). Zudem führen sie Nährstoffe mit sich, die für die Entwicklung der Vegetation und die Chemie im Boden von Bedeutung sind (DEVITO ET AL., 1997).

Anders als Niedermoore sind Hochmoore (englisch: *bog* oder *raised bog*) direkt vom Niederschlagsaufkommen abhängig, sie sind *autochton*. Wegen des fehlenden Grundwasserzuflusses wird die Zersetzung der Pflanzenreste bei Hochmooren nicht nur durch die vorherrschende Nässe, sondern auch durch Sauerstoffarmut mit einem hohen pH-Wert und einem hohen Kohlenstoff/Stickstoff-Verhältnis gehemmt. Bezüglich der Ertragsmenge kann die Nährstoffarmut durch einen entsprechend hohen Stoffwechsel kompensiert werden.

Die Zwischenform von Hoch- und Niedermooren bilden die Übergangsmoore. Im Prinzip kann aus einem Niedermoor eine Hochmoor entstehen, wenn die Torfschichten so mächtig werden, daß sie dem mineralischen Grundwasser allmählich entweichen (KAULE UND GÖTTLICH, 1990).

Die Eigenschaften der Moortypen hinsichtlich ihrer Wirksamkeit auf Bodenwasserhaushalt, Klima und Vegetation sind innerhalb ihrer Definitionsbereiche ähnlich (MITCH UND GOSSELINK, 1993). Demzufolge können die Ergebnisse dieser Arbeit, die einem Niedermoor entstammen, auf andere Gebiete gleicher Prägung ohne signifikante Einschränkungen übertragen werden.

2.4.2 Untersuchungsgebiet "Oberes Rhinluch"

Das Obere Rhinluch ist ein flachgründiges Niedermoor über Grundwassersand. Es liegt etwa 70 km nordwestlich von Berlin. Der Begriff "Luch" entstammt dem brandenburgischen Dialekt und steht für sumpfige Niederungen und moorige Landstriche (LESER, 1997). Hinsichtlich seiner Genese ist das Rhinluch ein Versumpfungsmoor (ZEITZ UND LEHRKAMP, 1995). Die während der Eiszeit stark von Schmelzwasser und Gletschern beeinflusste Jungmoränenlandschaft des nordöstlichen Mitteleuropas gehört zu den Hauptverbreitungsgebieten der Niedermoore. In Mecklenburg-Vorpommern beträgt der Flächenanteil der Niedermoore 11.3%, in Schleswig-Holstein und Hamburg 7.6% und in Brandenburg/Berlin 7.2%. Größere Flächen findet man auch im Alpenvorland (STEFFENS, 1996). Hauptverbreitungsgebiet der Hochmoore ist Niedersachsen mit 5.2% der Landesfläche.

Das Rhinluch besitzt mit einer Größe von 230 km² einen Flächenanteil von etwa 17% am gesamten Einzugsgebiet (Abbildung 13). Das Gefälle in Ost-West-Richtung beträgt 0.012%. Die Moorböden weisen einen hohen Zersetzungsgrad auf. Ursache hierfür ist vor allem die Abtorfung in der Vergangenheit und die Entwässerung zur landwirtschaftlichen Nutzung (DIETRICH ET AL., 1996).



Abbildung 13: Lage und Einzugsgebiet des Niedermoorgebietes "Oberes Rhinluch" (siehe Tabelle 1).

Aus ökologischer Sicht ist ein Moorschwund von jährlich 5 bis 17 mm zu beklagen (ZEITZ UND LEHRKAMP, 1995). In der Hauptsache sind im Rhinluch die Bodentypen Erdfen, Fennmulm und Mulm anzutreffen (Tabelle 1) (ZEITZ, 1993). Die Zersetzung des Torfes bewirkt vor allem eine Zunahme der kleinen Poren und damit eine Abnahme der Speicherkapazität für Bodenwasser. Auch die hydraulische Leitfähigkeit wird bei der Mineralisierung reduziert (SAUERBREY, 1995). Dennoch kann man allgemein davon ausgehen, daß die meisten Moore trotz menschlicher Eingriffe, im Vergleich zu Mineralböden, auch in der heutigen Zeit noch relativ wasserreich sind (EGGELSMANN, 1990b).

Die Gebietskennwerte machen einen für Niedermoore typischen Sachverhalt deutlich. Bei einer jährlichen Niederschlagsmenge von 500 - 600 mm a⁻¹ ergibt sich eine deutlich negative Wasserbilanz. Das Defizit wird durch Zuflüsse aus dem Einzugsgebiet bestritten. Demzufolge liegt die reale Evapotranspiration des umgebenen Einzugsgebietes teilweise erheblich unterhalb der potentiellen. Für das Gesamtgebiet folgt, daß sich die Energiebilanz des Niedermoores signifikant von der direkten Umgebung unterscheidet.

Tabelle 1: Gebietskennwerte des Oberen Rhinluchs (QUAST, 1994),
Bodentyp nach ZEITZ UND LEHRKAMP, 1995.

Niedermoorgebiet	Oberes Rhinluch
Fläche	230 km ²
Gefälle	0.012%
Jährliche Niederschlagssumme	519 mm a ⁻¹
Klimatische Wasserbilanz ⁷	-24 mm a ⁻¹
Bodentyp	Erdfen (38%), Fenmulm, Mulm (>55%)
Einzugsgebiet	Rhin
Gesamte Fläche	1 400 km ²
Jährliche Niederschlagssumme (1951-1980)	570 mm a ⁻¹
Klimatische Wasserbilanz	112 mm a ⁻¹

Eine Übersicht über die in Deutschland verwendeten mesoskaligen Klimasimulationsmodelle zeigt, daß die Größe vieler Moore ausreicht, um jeweils mehrere Gitterboxen vollständig auszufüllen (SCHLÜNZEN, 1994). Lassen sich signifikante Eigenschaften von Niedermooeren nachweisen, ist daher von einem Effekt bei der Modellierung auszugehen (Abbildung 14). Betroffen sind dann nicht allein die Moor-Gitterpunkte und die Flächen dazwischen, sondern auch die benachbarten Modellregionen (ROWNTREE UND BOLTON, 1983).

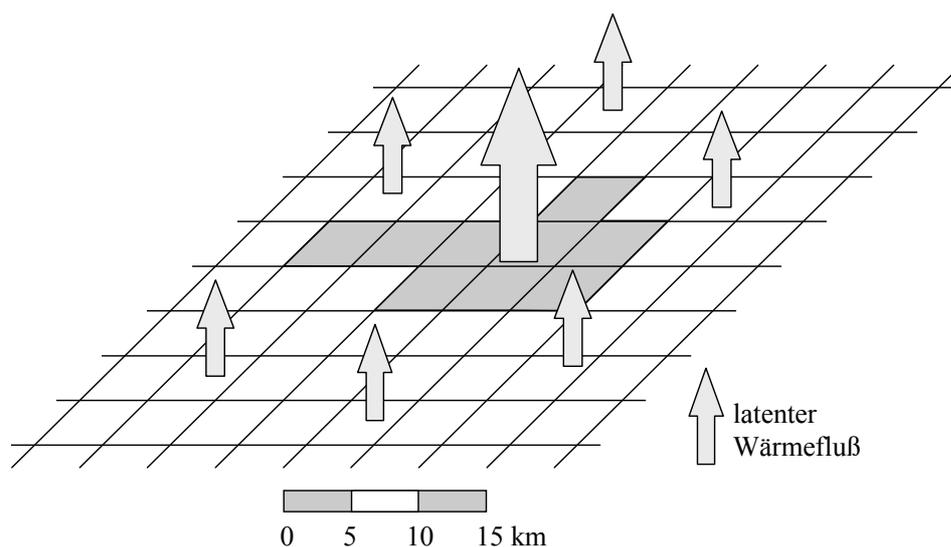


Abbildung 14: Skizze der möglichen Repräsentanz des Untersuchungsgebietes (dunkelgrau) in der mesoskaligen Klimasimulation (Modellgitter nach SCHLÜNZEN, 1994). Die vermutete Abhängigkeit des latenten Wärmeflusses vom Untergrund ergibt sich aus der Pfeilgröße.

⁷ Die klimatische Wasserbilanz ist als Differenz des gemessenen Niederschlags (unkorrigiert) und potentieller Verdunstung definiert. Die den angegebenen Zahlenwerten zugrunde liegende Verdunstungsformel von TURC muß je nach Bodenfeuchte mit einem Faktor zwischen 1.2 und 1.8 multipliziert werden (STRECKENBACH, 1990).

2.5 Niedermoor und Evapotranspiration

2.5.1 Hypothese

Die zuvor geschilderten Zusammenhänge stützen die grundlegende Annahme der vorliegenden Arbeit:

Die Summe aller Standortfaktoren führt bei Niedermoorgebieten zu einem, im Vergleich zu konventionellen Landschaftstypen, deutlich erhöhten latenten Wärmefluß bzw. zu einer überdurchschnittlich hohen realen Evapotranspiration.

Der durchschnittliche Grundwasserstand im Rhinluch beträgt 0.3 - 0.6 m unter Flur (QUAST, 1997). Der Kapillarsaum reicht damit bis nahe an die Erdoberfläche heran. Es ist davon auszugehen, daß zumindest der Wurzelraum der Pflanzen die Nähe dieses Bodenwasserregimes erreicht und damit in den meisten Fällen ausreichend mit Wasser versorgt wird (MUNDEL, 1982b,c). Neben der Wasserverfügbarkeit, die sich allein aus der natürlichen Moorentwicklung ergibt, ist vor allem die Vegetation der Schlüssel zur überdurchschnittlichen Evapotranspiration. Der Nährstoffreichtum macht Niedermore im speziellen, wie Feuchtgebiete im allgemeinen, zu *biologischen Supermärkten* (MITCH UND GOSSELINK, 1993). Ein hoher Ertrag ist über den Stoffwechsel an einen hohen Wasserverbrauch gebunden, der sich bezüglich der Energiebilanz am Boden im Betrag der Verdunstung niederschlägt. Auch ohne Vegetationsschicht ergeben sich Unterschiede bezüglich des Verhältnisses aus latentem und sensiblem Wärmestrom. Die Substratart und die damit eng verbundenen Auswirkungen auf den Bodenwasserhaushalt führen zu sehr unterschiedlichen Energieflüssen (Abbildung 15).

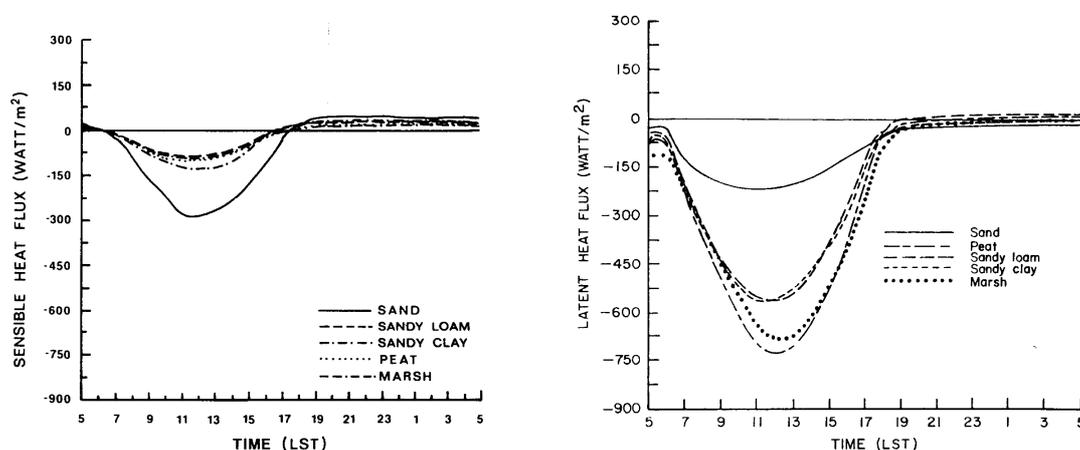


Abbildung 15: Modellierter sensibler (links) und latenter (rechts) Wärmefluß [$W m^{-2}$] auf unbewachsenen Böden für einen Sommertag im südlichen Florida (nach MCCUMBER, 1980, aus PIELKE, 1984).

Deutliche Unterschiede liefert der Vergleich der Sand- und Lehmstandorte auf der einen und den stark wasserbeeinflussten Moor- und Marschböden auf der anderen Seite. Der latente Wärmefluß über Moor beträgt zur Mittagszeit mehr als $700 W m^{-2}$, was umgerechnet einer Verdunstungshöhe über $1 mm h^{-1}$ entspricht. Mit dem sensiblen Wärmefluß verhält es sich erwartungsgemäß umgekehrt.

Es ist folglich zu prüfen, ob sich die vermuteten hohen Evapotranspirationsraten unter natürlichen Bedingungen nachweisen lassen. Bei den durchzuführenden Messungen sind zeitlich möglichst geringe Intervalle anzustreben, um alle signifikanten Zusammenhänge identifizieren und quantifizieren zu können. Außerdem ist zu zeigen, inwieweit die hydrologischen Voraussetzungen erfüllt sind, um hohe Verdunstungssummen auch über längere Zeiträume gewährleisten zu können.

2.5.2 Schätzwert der maximal möglichen Verdunstung im Oberen Rhinluch

Mit den Gebietskennzahlen des Rhinluchs und des Einzugsgebietes kann man eine grobe Abschätzung der Wassermenge vornehmen, die höchstens für die Verdunstung zur Verfügung steht. Einer verlässlichen Angabe der realen Evapotranspiration genügt dieses Verfahren zwar nicht, wie die einleitend genannten Zahlenwerte belegen. Dennoch erhält man Aufschluß über die Größenordnung der Jahressummen. Ein naheliegender und sehr vereinfachender Ansatz besteht darin, den mittleren Abfluß aus dem Ruppiner See, der in das Rhinluch entwässert, zur jährlichen Niederschlagssumme zu addieren. Der mittlere Jahresabfluß des Sees beträgt $92\,000\,000\text{ m}^3$. Davon wird der natürliche Gebietsabfluß über Flüsse, Gräben und den Grundwasserleiter abgezogen, der nur schwer durch Messungen oder Modellrechnungen zu bestimmen ist. In der Literatur wird häufig ein Wert von $0.5\text{ l s}^{-1}\text{ km}^{-2}$ genannt (DIETRICH ET AL., 1996). Diese Zahl stellt einen Faustwert dar und ist mehr oder weniger willkürlich. Bei der Niedermoorfläche von 230 km^2 ergibt sich eine Abflußmenge von $3\,626\,640\text{ m}^3\text{ a}^{-1}$. Der verbleibende Rest, auf die Moorfläche umgerechnet, bedeutet ein Zusatzwasserdargebot von 384 mm a^{-1} . Zusammen mit dem mittleren Jahresniederschlag von 519 mm (VEIT ET AL., 1987), resultiert so eine durchschnittliche Verdunstungshöhe im Bereich von 903 mm a^{-1} . Der vergleichbar geringe Anteil des Abflusses an der Gesamtwasserbilanz läßt den möglichen Fehler dieses Bilanzgliedes in einem akzeptablen Bereich erscheinen.

Für Niedermoore ist es typisch, daß ein Teil des Wassers nicht nur über Flüsse und Seen in das Gebiet fließt, sondern unterirdisch über den Grundwasserleiter (EGGELSMANN, 1990b). Bezieht man diesen Umstand in die Überlegungen ein, ergibt sich die nachfolgende Rechnung.

Im Einzugsgebiet des Oberen Rhinluchs beträgt die jährliche Niederschlagssumme nach Tabelle 1 durchschnittlich 570 mm . Bei einer Ausdehnung von 1400 km^2 entspricht dies umgerechnet einer Wassermenge von $798\,000\,000\text{ m}^3$. In Mitteleuropa verdunsten über Land im Durchschnitt 65-80% des Niederschlagswassers (DVWK, 1996). Unter Verwendung des höheren Wertes als reale Verdunstung verbleiben $159\,600\,000\text{ m}^3$. Zieht man von dieser Menge wieder den Landschaftsabfluß ab, ergibt sich die Zahl von 678 mm a^{-1} als Summe aller Zuflüsse über offene Gewässer und den Grundwasserleiter. Zusammen mit der Jahresniederschlagssumme im Niedermoor (519 mm a^{-1}) liegt die insgesamt für die Evapotranspiration verfügbare Wassermenge demnach bei 1197 mm a^{-1} .

Bei den durchschnittlichen, gemessenen Niederschlagshöhen handelt es sich um unkorrigierte Werte. Sie liegen etwa 10 - 15% unter den realen Regenmengen (RICHTER, 1995). Ferner ist zu vermuten, daß die reale Verdunstung des Einzugsgebietes wegen des sandigen Untergrundes die veranschlagten 80% der potentiellen Evapotranspiration (= Jahresniederschlagssumme) nicht erreicht. Das Maximum der Jahresniederschlagsverteilung im Sommer verrät, daß es sich bei den Höchstwerten sehr wahrscheinlich um konvektive Niederschlagsereignisse mit hohen Regenraten handelt (Abbildung 16). Bei starkem Niederschlag sickert das Wasser aufgrund der guten hydraulischen Leitfähigkeit des Sandes

schnell in größere Tiefen ab und ist für die Pflanzen nach kurzer Zeit nur noch schwer zu erreichen. Als Folge davon geht die Evapotranspiration zurück und ein größerer Anteil des Bodenwassers wird über den Aquifer abgeleitet.

Aufgrund dieser Effekte dürfte die maximale Wassermenge, die im Rhinluch für die Verdunstung zur Verfügung steht, etwa 10 - 30% höher ausfallen, als die geschätzte Summe von ca. 1200 mm a^{-1} . In Trockenjahren, in denen die Jahressumme des Niederschlags unterhalb des Durchschnitts liegt, können die Seen eine zusätzliche Speicherfunktion übernehmen (DIETRICH ET AL., 1996). Es sei noch einmal in aller Deutlichkeit darauf hingewiesen, daß es sich bei der genannten Bilanzierung um ein Gedankenexperiment handelt. Die Unsicherheiten bezüglich Abfluß und real auftretender Verdunstung sind zu groß, um eine kritiklose Verwendung dieser Zahl zuzulassen. Dennoch gilt es festzuhalten, daß eine überdurchschnittliche Wassermenge für die reale Evapotranspiration unter den natürlichen Standortbedingungen dieses Niedermoors vorhanden ist.

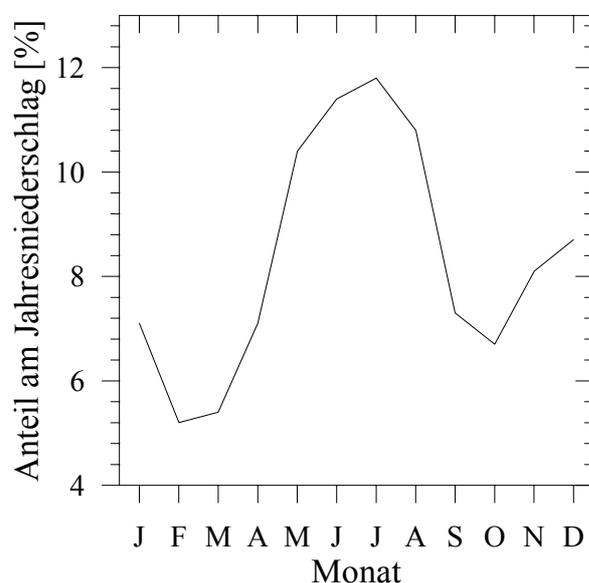


Abbildung 16: Langjähriges Mittel der prozentualen Niederschlagsverteilung über das Jahr hinweg in Neuruppin 1951/80 (VEIT ET AL., 1987).