



Verbundprojekt 253 145 98 des Landes Nordrhein-Westfalen
Arbeitsgemeinschaft Solar NRW- Schwerpunkt 3

„Verbundprojekt Erdwärmetauscher“

Teilbereich Bochum
Arbeitsgruppe Klimaforschung
Prof. Dr. H. Fleer

hier:
Textmodul zum Abschnitt:

„Grundlagen Finite Differenzen Modell EWT-FiDiMo“

Stand: 23.05.2013 11:20:00

Inhaltsverzeichnis

1	DAS NUMERISCHE SIMULATIONSMODELL	6
1.1	KONZEPTION DER MODELLRECHNUNG	6
1.2	BESTIMMUNG DER OBERFLÄCHENPARAMETER.....	7
1.2.1	<i>Bestimmung der Oberflächentemperatur (T_0)</i>	8
1.2.2	<i>Bestimmung der aktuellen Oberflächenverdunstung (ET)</i>	8
1.2.2.1	Bestimmung der potentiellen Verdunstung (ET_0) nach Penman-Monteith.....	8
1.2.2.2	Bestimmung der aktuellen Verdunstung (ET)	9
1.2.2.3	Herleitung der Parameter zur Verdunstungsbestimmung	9
1.3	BERECHNUNG DES TEMPERATURFELDES IM BODEN	13
1.3.1	<i>Numerische Aspekte</i>	13
1.3.2	<i>Randbedingungen und Aufbau des Modellgitters.....</i>	15
1.4	BERECHNUNG DES FEUCHTEFELDES IM BODEN	18
1.4.1	<i>Physikalische Grundlagen.....</i>	18
1.4.2	<i>Modelltechnische Umsetzung und Modellgleichungen</i>	21
1.4.3	<i>Wechselwirkungen mit den thermodynamischen Eigenschaften des Bodens</i>	23
1.4.4	<i>Randbedingungen und Aufbau des Modellgitters.....</i>	25
1.4.5	<i>Besonderheiten des Modellverfahrens im EWT-Modell.....</i>	26
1.5	BERECHNUNG DER WÄRMEAUSTAUSCHVORGÄNGE AM ERDKANAL	28
1.5.1	<i>Energiebilanz eines Einzelrohres.....</i>	28
1.5.2	<i>Behandlung von Rohrregistern</i>	31
1.6	BERECHNUNG DER KELLERWANDTEMPERATUREN	33
1.7	SIMULATION AM VOLLSTÄNDIGEN MODELL	33
1.8	LITERATUR, BIBLIOGRAPHIE.....	36
2	BESTIMMUNG FEHLENDER DATEN („WEATHER-GENERATOR“)......	38
2.1	LUFTTEMPERATUR	38
2.2	LUFTFEUCHTE	38
2.3	KURZWELLIGE STRAHLUNG.....	39
2.3.1	<i>Bestimmung des Bewölkungsgrades.....</i>	39
2.3.2	<i>Berechnung der Strahlungsenergie.....</i>	41
2.3.2.1	Bestimmung der Sonnenhöhe	42
2.3.2.2	Bestimmung der direkten Komponente der kurzwelligen Strahlung	42
2.3.2.3	Bestimmung der diffusen Komponente der kurzwelligen Strahlung	44
2.3.2.4	Berücksichtigung der Bewölkung.....	44
2.4	NIEDERSCHLAG.....	46
2.4.1	<i>Generelle Eigenschaften</i>	46
2.4.2	<i>Ablauf der Niederschlagserzeugung</i>	46
2.5	WIND	49
3	LITERATUR.....	50

Abbildungsverzeichnis

ABBILDUNG 1: PRINZIPISKIZZE DES QUASI-DREIDIMENSIONALEN ERDKANALMODELLS	7
ABBILDUNG 2: INNERE UND ÄUßERE RANDBEDINGUNGEN DES ZWEIDIMENSIONALEN RECHENMODELLS	16
ABBILDUNG 3: VERÄNDERUNG DER THERMODIFFUSITÄT VERSCH. BODENARTEN BEI VARIIERENDEM WASSERGEHALT	24
ABBILDUNG 4: MODELLGITTER UND KONTAKTBEREICH BEI VERWENDUNG EINES REGISTERS VON 5 ROHREN, ABSTAND 2M	32
ABBILDUNG 5: ABLAUFDIAGRAMM DES SIMULATIONSVERFAHRENS	34
ABBILDUNG 6: VOM WOLKENGENERATOR SIMULIERTE BEDECKUNGSRADE AM 15.6 FÜR DIE DREI WETTERQUALITÄTEN "SCHÖN", "MITTEL" UND "SCHLECHT"	41
ABBILDUNG 7: VERTEILUNG DER INTENSITÄT DER SONNENEINSTRAHLUNG	43
ABBILDUNG 8: SIMULIERTE GLOBALSTRAHLUNG AM 15.6 FÜR DIE DREI WETTERQUALITÄTEN "SCHÖN", "MITTEL" UND "SCHLECHT"	45
ABBILDUNG 9: NORMIERTE VERTEILUNGSFUNKTIONEN NACH GAUß FÜR DIE DREI WETTERQUALITÄTEN	48
ABBILDUNG 10: SIMULIERTE NIEDERSCHLAGSVERTEILUNG AM 15.6 FÜR DIE DREI WETTERQUALITÄTEN "SCHÖN", "MITTEL" UND "SCHLECHT". DIE MONATSSUMME BETRUG FÜR ALLE FÄLLE 78.8 MM.....	49

Tabellenverzeichnis

TABELLE 1: BESTIMMUNG DER TRIVIALEN EINGANGSGRÖßEN FÜR DIE PM-GLEICHUNG	11
TABELLE 2: HYDROLOGISCHE UND THERMODYNAMISCHE EIGENSCHAFTEN VERSCHIEDENER BÖDEN (NACH CLAPP UND HORNBERGER 1978)	22
TABELLE 3 : THERMODYNAMISCHE EIGENSCHAFTEN VERSCHIEDENER VERSIEGELUNGSMATERIALIEN	23

1 Das numerische Simulationsmodell

Im folgenden Kapitel werden die im Berechnungsprogramm verwendeten numerischen Verfahren vorgestellt. Es gliedert sich in die Teilbereiche:

- Bestimmung der Oberflächenparameter
- Berechnung des Temperaturfeldes im Boden
- Berechnung des Feuchtefeldes im Boden
- Berechnung der Wärmeaustauschvorgänge am Erdkanal
- Berechnung der Kellerwandtemperaturen

Teile in diesem Kapitel wurden bereits im Abschlußbericht zum ersten Teil des Projektes „Erstellung einer Auslegungssoftware für Erdwärmetauscher“ (Bruse und Fler 1998) vorgestellt. Im ersten Abschlußbericht findet man vor allem weitergehende Vergleiche mit analytischen Verfahren und verschiedene Sensitivitätsstudien, die hier nicht wiederholt werden.

Das nachfolgende Kapitel wurde so zusammengestellt, daß es auch ohne den ersten Abschlußbericht vollständig und in sich geschlossen lesbar ist.

1.1 Konzeption der Modellrechnung

Die Berechnung des Erdtemperatur- und Bodenfeuchtefeldes im dreidimensionalen Raum erfordert eine große Zahl von Rechenschritten und Speicherplatz. Man kann die Fragestellung jedoch auf ein semi-dreidimensionales Problem reduzieren, wenn man berücksichtigt, daß die zu untersuchenden Austauschprozesse nur dort stattfinden, wo sich aufgrund der Rahmenbedingungen ein Temperatur- oder Feuchtegradient im Boden einstellt. Dieses ist vor allem in vertikaler Richtung (z) zwischen der Erdoberfläche und den tieferen Bodenschichten, sowie im Falle des Temperaturfeldes in der zweidimensionalen Schnittebene (xz) senkrecht zur Erdkanalachse der Fall.

Keine oder vernachlässigbar kleine Gradienten stellen sich hingegen in der horizontalen Ebene (xy) entlang des Erdkanals, also zwischen den in Abbildung 1 symbolisch dargestellten Scheiben ein.

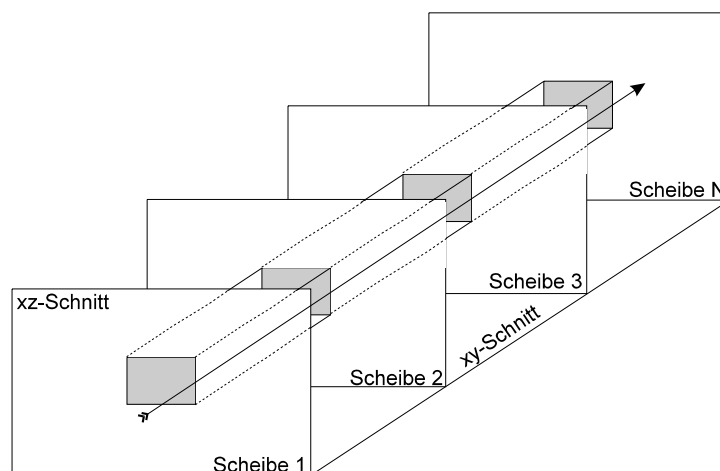


Abbildung 1: Prinzipskizze des quasi-dreidimensionalen Erdkanalmodells

Man kann deswegen davon ausgehen, daß alle Transportvorgänge in der xy-Ebene (zwischen den Scheiben) vernachlässigbar gering sind, und damit festsetzen, daß hier kein horizontaler Wärme- und Feuchteaustausch stattfindet. Hiermit kann für die y-Richtung festgesetzt werden:

$$\frac{\partial T}{\partial y} = 0 \text{ und } \frac{\partial \eta}{\partial y} = 0$$

wobei T die Bodentemperatur und η der volumetrische Feuchtegehalt des Bodens ist. Hierdurch reduziert sich das Problem auf den zweidimensionalen Raum und ist numerisch schneller zu lösen.

Im Falle des hydrologischen Komplexes wurde das Problem noch weiter reduziert, so dass nur noch eine Variabilität mit der Tiefe angenommen wird:

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} = 0$$

Hierdurch wird die Bodenfeuchte nur noch im eindimensionalen Raum berechnet.

Aufgrund der großen Zahl der relevanten Parameter und der gegenseitigen Beeinflussungen ist eine höherdimensionale Berechnung sowohl für die Feuchte als auch für das Temperaturfeld mit den derzeit verfügbaren Rechnersystemen nicht praktikabel. Im Rahmen der Simulation eines Erdwärmetauschers spielt die Bodenfeuchte jedoch eine eher qualitativ steuernde Rolle, so daß die hier erreichte Genauigkeit ausreichend hoch ist.

Überblick über den Ablauf der Berechnung

Die zweidimensionalen Bodenscheiben werden in der Reihenfolge der Luftströmung nacheinander numerisch berechnet. Dieses Verfahren ist vor allem im Hinblick auf den advektiven Charakter des Wärmetransportes mit der Luftströmung im Kanal zulässig, da erwartet werden kann, daß sich hier keine Rückkopplung mit Rohrsegmenten entgegen der Strömungsrichtung einstellt.

Für jede Scheibe wird ein komplettes Jahr simuliert und anhand der vorgegebenen Lufttemperatur am Segmentanfang die Lufttemperatur am Segmentausgang als Stundenwert berechnet. Die so gewonnenen Werte werden als Eingangstemperatur für die nächste Scheibe verwendet bzw. entsprechen im Falle der letzten Scheibe der Kanalaustrittstemperatur.

Konstante Größen, wie beispielsweise die potentielle Verdunstung der Bodenoberfläche werden vor der Berechnung aller Einzelscheiben vorbestimmt, so dass nur noch die veränderlichen Parameter neu bestimmt werden müssen.

1.2 Bestimmung der Oberflächenparameter

Zur Lösung der Differentialgleichungen des thermodynamischen und des hydrologischen Bereiches ist es notwendig, den Zustand (Temperatur) und die Prozesse (Verdunstung, Niederschlag) an der Bodenoberfläche für jede Stunde des Berechnungsjahres zu bestimmen.

1.2.1 Bestimmung der Oberflächentemperatur (T_0)

Da bei der Modellierung von Erdkanälen vor allem die tieferen Bodenschichten von Interesse sind, in denen nur eine geringe Tagesamplitude der Temperatur existiert, wird vereinfachend angenommen, daß die Oberflächentemperatur der Lufttemperatur entspricht. Hierdurch ergibt sich als einfache Randbedingung:

$$T_0(T_{L,t}) = T_L$$

1.2.2 Bestimmung der aktuellen Oberflächenverdunstung (ET)

Die Bestimmung der Verdunstung einer Oberfläche ist nicht trivial, da eine Vielzahl energetischer und dynamischer Faktoren eine Rolle spielen.. Im Falle des Erdkanals kommt erschwerend hinzu, dass in der Praxis oft nur wenige Informationen über die klimatologischen Bedingungen am Standort vorliegen. Das verwendete Verfahren muß somit einerseits in der Lage sein, stundengenaue Informationen über die Verdunstung zu liefern, auf der anderen Seite jedoch nicht zu sensibel gegenüber ungenauen Eingangsdaten sein. Weiterhin sollte das Verfahren nicht allzuviel Rechenzeit in Anspruch nehmen.

Faßt man die Forderungen und Wünsche zusammen, so wird klar, daß eine vollständige Simulation der Austauschprozesse über der Bodenoberfläche nicht in Betracht kommt. Diese würde zwar relativ genaue Ergebnisse liefern, wäre aber zu rechenintensiv, zudem bei einem solchen Verfahren auch die Atmosphäre zusätzlich betrachtet werden müßte. Somit steht fest, daß ein Verfahren verwendet werden muß, dass die Evapotranspiration aus einigen bekannten (oder herleitbaren) Größen ableitet und dabei in der Lage ist z.B. unterschiedlichen Pflanzenbewuchs mit zu berücksichtigen.

Die im folgenden Abschnitt zusammengestellten Gleichungen basieren entweder auf klimatologischen Standardverfahren, oder sind folgender Literatur entnommen: ASCE Hydrology Handbook (1996), Ventura et al. (1999), Allen (2000), Allen et al. (1994,1989) und Jensen et al. (1990).

1.2.2.1 Bestimmung der potentiellen Verdunstung (ET_0) nach Penman-Monteith

Das Verfahren nach Penman-Monteith (PM) scheint für die vorliegende Fragestellung ein geeigneter Ansatz zu sein, da die relevanten Vorgänge bei der Verdunstung von Boden und Pflanze bei begrenztem Rechenaufwand hinreichend genau bestimmt werden können. Zudem ist das Verfahren im Bereich der Agrarmeteorologie allgemein anerkannt und wird sowohl von der World Meteorological Organisation (WMO) als auch von der United Nations Food and Agriculture Organisation (FAO) zur Anwendung empfohlen.

Die PM-Gleichung ist eine Modifikation der ursprünglichen Penman-Gleichung und berechnet die Evapotranspiration [Wm^{-2} bzw. mmh^{-1}] vom Boden und von Pflanzen unter der Annahme, dass ausreichend Wasser zur Verfügung steht. Hiermit wird also zunächst die **potentielle Evapotranspiration (ET_0)** festgelegt. In der Realität wird ein Boden nur selten genug Wasser zur Verfügung haben, um mit der potentiellen Rate zu verdunsten, so dass die **tatsächliche Verdunstung (ET)** meist geringer ausfällt.

Die PM-Gleichung für die **potentielle Evapotranspiration** lautet:

$$PM_0 = \left(\frac{\xi(T, e_*) (R_n - G) + \gamma L \frac{37}{T + 273} u (e_* - e_a)}{\xi(T, e_*) + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \right) \quad (1-1)$$

wenn die Bestimmung von PM_0 in W/m^2 erfolgen soll. Für eine Berechnung in $mm/(hm^2)$ gilt außerdem

$$ET_0 = \frac{PM_0}{L} \quad (1-2)$$

Die in der Formel auftretenden Faktoren sind:

R_n	Nettostrahlung des Bodens	$[Wm^{-2}]$
G	Bodenwärmestrom	$[Wm^{-2}]$
$(e_* - e_a)$	Sättigungsdefizit der Luft	$[kPa]$
e_*	Sättigungsdampfdruck	$[kPa]$
e_a	aktueller Dampfdruck	$[kPa]$
ξ	Steigung der Dampfdruckkurve	$[kPa^{\circ}C^{-1}]$
γ	Psychrometerkonstante	$[kPa^{\circ}C^{-1}]$
r_a	Aerodynamischer Widerstand	$[sm^{-1}]$
r_s	Stomatärer Widerstand d. Pflanzen	$[sm^{-1}]$
L	Verdunstungswärme	$[Wm^{-2} * mmh^{-1}]$
u	Windgeschwindigkeit in 2m	$[ms^{-1}]$

1.2.2.2 Bestimmung der aktuellen Verdunstung (ET)

Nach der Berechnung der potentiellen Verdunstung (ET_0) stellt sich die Frage nach der tatsächlich stattfindenden **aktuellen Verdunstung (ET)**. Da im Erdkanalmodell durch das integrierte Bodenfeuchte-Modell ausreichend Informationen über die Wassersituation im Boden vorhanden sind, stellt diese Bestimmung keine besondere Schwierigkeit dar.

Im Modell kommt der sogenannte β -Ansatz zum Einsatz, bei dem der Koeffizient β als Widerstandsgröße der Form

$$\beta = \min \left(1, \frac{\eta(1)}{\eta_{fc}} \right) \quad (1-3)$$

definiert ist. In dieser Formel ist $\eta(1)$ der jeweils aktuelle volumetrische Wassergehalt der ersten Bodenschicht und η_{fc} ist die Feldkapazität. Der Faktor β variiert zwischen 1 (aktuelle Verdunstung entspricht der potentielle Verdunstung) und 0 (keine Verdunstung möglich). Die aktuelle Verdunstung ergibt sich nach Bestimmung der potentiellen Verdunstung (1-2) und β (1-3) aus

$$ET = ET_0 \cdot \beta \quad (1-4)$$

Unter versiegelte Oberflächen ist β immer gleich Null.

1.2.2.3 Herleitung der Parameter zur Verdunstungsbestimmung

Wenngleich das Verfahren nach Penman-Monteith relativ einfach ist, so erfordert es doch eine Vielzahl von Eingangsgrößen, die aus den oft spärlichen Informationen am Untersuchungsort hergeleitet werden müssen.

Im folgenden Abschnitt wird gezeigt, wie man mit Hilfe geeigneter Parametrisierungen die benötigten Klimadaten deutlich reduzieren kann. Alle hier vorgestellten Verfahren sind bereits im Softwareprodukt integriert, so daß der Anwender mit der Datenaufbereitung nicht konfrontiert wird.

Grenzbedingungen für den Einsatz der PM-Gleichung

1. Ist die Nettostrahlung des Bodens (R_n) kleiner gleich Null, so wird die Verdunstung gleich null gesetzt. Eine Verwendung der PM-Gleichung in diesem Bereich würde Kondensationsvorgänge berechnen. Dieses Wasser kann jedoch nicht ohne weiteres als Gewinn dem Boden zugeschlagen werden, da es sich möglicherweise auf Pflanzen ablagert und von dort am nächsten Morgen schnell wieder verdunstet (Interceptionsverdunstung)
2. Wenn die Oberflächentemperatur unter Null Grad sinkt, kann keine Verdunstung mehr stattfinden
3. Unter versiegelten Flächen findet keine Verdunstung statt

Bestimmung der Parameter der PM-Gleichung

Im folgenden Abschnitt sind die in der Software verwendeten Ansätze zusammengestellt, die es ermöglichen, die aktuelle Verdunstung nur unter Verwendungen der folgenden Klimadaten zu bestimmen:

T	Lufttemperatur	[°C]
rF	relative Feuchte	[%]
u	Windgeschwindigkeit	[ms⁻¹]
Q_{kw, glob}	Globalstrahlung	[Wm⁻²]
Ns	Niederschlag	[mm*h⁻¹]

Liegen diese Daten nicht vor, so besteht die Möglichkeit, sie mit dem „Weather-Generator“ synthetisch erzeugen zu lassen (siehe Kapitel 2)

Ergänzend zu den stündlichen Klimadaten werden folgende generelle Angaben zum Untersuchungsort benötigt:

Vegetationstyp

Höhe des Bewuchses

Zur Berechnung verschiedener vegetationsabhängiger Parameter werden im Programm drei unterschiedliche Vegetationstypen unterschieden:

- a) „normales“ Gras, das durch Pflegearbeiten kurz gehalten wird
- b) höheres Gras oder Korn im lockeren bis mitteldichten Wuchs (Sonne erreicht die Erdoberfläche)
- c) höheres Gras oder Korn im dichten Wuchs (Sonne erreicht die Erdoberfläche nur wenig oder nicht)

Andere Arten von Vegetation z.B. Baumbewuchs können mit diesem Modell nicht nachgebildet werden. Unterhalb von Bäumen versagen auch die übrigen Verfahren zur Bestimmung der klimatologischen Rahmenbedingungen, so dass das Modell auf einfache bewachsene Freiflächen bzw. versiegelte Flächen beschränkt werden muss.

Der Fall einer völlig unbewachsenen Freifläche stellt eine eher unrealistische Annahme da, weil sie nur durch aktives Entfernen der sich normalerweise spontan einstellenden Vegetation zu erreichen ist.

Die Berechnung der trivialen Eingangsgrößen für die PM-Gleichung ist in Tabelle 1 zusammengestellt, die komplexeren Eingangsgrößen und deren Bestimmung werden in den folgenden Abschnitten dargestellt.

Tabelle 1: Bestimmung der trivialen Eingangsgrößen für die PM-Gleichung

Parameter	Formel	Eingangs- und Ausgangswerte
Steigung der Dampfdruckkurve $\xi(T, e_s)$	$\xi(T, e_{sat}) = \left(\frac{e_{sat}}{T} \right) \left(\frac{6790.5}{T} - 5.028 \right)$	Eingangsgrößen: T in [K], e_{sat} in [kPa] Ergebnis: ξ in [kPa]
Psychrometerkonstante γ	$\gamma \approx 0.000646(1 + 0.000946 \cdot T) \cdot P$	Eingangsgrößen: P in [kPa], ¹ Ergebnis: γ in [kPa°C ⁻¹]
Verdampfungswärme L	$L = 694.5(1 - 0.000946 \cdot T)$	Eingangsgrößen: T in [°C] Ergebnis: L in [Wm ⁻² mm ⁻¹ h ⁻¹]
Sättigungsdampfdruck e_{sat}	$e_{sat} = 0.6108 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T}{T + 237.3}\right)$	Eingangsgrößen: T in [°C] Ergebnis: e_{sat} in [kPa]
aktueller Dampfdruck e_a	$e_a = e_{sat} \cdot \frac{rF}{100}$	Eingangsgrößen: rF in [%], e_{sat} in [kPa] Ergebnis: e_a in [kPa]
Taupunkttemperatur T_{dew}	$T_{dew} = \frac{116.91 + 237.3 \ln(e_a)}{16.78 - \ln(e_a)}$	Eingangsgrößen: e_a in [kPa] Ergebnis: T_{dew} in [°C]

Nettostrahlung R_n des Bodens

Die Nettostrahlung des Bodens ergibt sich aus der Bilanz der eintreffenden kurzwelligen Sonnenstrahlung, der langwelligen Himmelstrahlungstrahlung und der Wärmeabstrahlung des Bodens:

$$R_n = (Q_{kw,dir} + Q_{kw,dif})(1 - a) + Q_{lw} - \varepsilon \sigma_B (T_0 + 273.13)^4 \quad (1-5)$$

Die kurzwellige direkte Strahlung $Q_{kw,dir}$ und die diffuse Strahlung $Q_{kw,dif}$ werden zusammengefasst in der Globalstrahlung $Q_{kw,glob}$:

$$Q_{kw,glob} = Q_{kw,dir} + Q_{kw,dif} \quad (1-6)$$

Die Globalstrahlung wird als unabhängige Eingangsgröße benötigt, kann aber auch mit Hilfe des „Weather-Generator“ synthetisch erzeugt werden (siehe Kapitel 2).

Die Emissivität des Bodens ε wird gleich 0.97 gesetzt, die Albedo a auf 0.3 (Gl. (1-5)).

¹ Es wird immer der Standarddruck von 101,3 kPa verwendet

Die langwellige Gegenstrahlung der Atmosphäre kann vereinfachend direkt aus der Lufttemperatur T abgeleitet werden. In dem vorliegenden Modell wurde hierzu die von Idso und Jackson ermittelte Beziehung

$$Q_{lw} = \sigma T^4 \left\{ 1 - c \exp \left[-d \cdot T^2 \right] \right\} \quad (1-7)$$

mit $c=0.261$ und $d=7.77 \cdot 10^{-4}$ verwendet, da sie für alle Temperaturbereiche gültig ist.

Der Einfluß von Bewölkung auf die langwellige Strahlung wird vernachlässigt, da diese nur Nachts zum tragen kommt, zu dieser Zeit aber nach der PM-Formel ohnehin nur wenig oder keine Verdunstung stattfinden kann ($R_n < 0$, siehe Bedingungen PM-Formel).

Bodenwärmestrom G

Der Bodenwärmestrom wird in Abhängigkeit von der Art des Bewuchses, dem Blattflächenindex LAI der Pflanzen (siehe nächster Abschnitt) und der Nettostrahlung des Bodens R_n festgelegt.

Bei dichtem Bewuchs (Typ „c“) gilt die Beziehung:

$$G = c_G \exp(-0.5LAI) R_n \quad (1-8)$$

mit c_G : Eichkonstante: 0.4 Tagsüber ($R_n > 0$) und 1.6 nachts ($R_n < 0$)

Für lockeren Bewuchs bei kurzem oder locker wachsendem Grass (Typ „a“ und „b“) lautet die Berechnungsvorschrift

$$G = \begin{cases} 0.1 R_n & ; \text{tags} \\ 0.5 R_n & ; \text{nachts} \end{cases} \quad (1-9)$$

Aerodynamischer Widerstand r_a

Der aerodynamische Widerstand beschreibt den Widerstand einer Oberfläche gegenüber der ungehinderten Wasserdampfdiffusion durch den sogenannten Mikrolayer, einer laminaren Grenzschicht, die der Oberfläche anhaftet und in der zumeist eine Wasserdampfsättigung anzuteffen ist. Zudem hängt er von der Eigenschaften des Bewuchses (Höhe, Dichte) und von der jeweiligen Windgeschwindigkeit u ab.

Die Berechnungsvorschrift für r_a lautet:

$$r_a = \frac{1}{\kappa^2 \cdot u} \ln \left(\frac{z_w - d}{z_{o,m}} \right) \ln \left(\frac{z_w - d}{z_{o,h}} \right) \quad (1-10)$$

Hierbei sind

κ	von Karaman-Konstante = 0.41
u	Wind in Höhe z
z_w	Höhe der Windmessung
$z_{o,m}$	Rauhigkeitslänge für Impuls:
	$z_{o,m} = 0.0275 + 0.281 \cdot h + 0.028 \cdot LAI$
$z_{o,h}$	Rauhigkeitslänge für Wärme:

$$z_{0,h} = 0.2z_{0,m}$$

d Displacement-Height:

$$d = 0.245 \cdot h + 0.091 \cdot \text{LAI}$$

Stomatawiderstand r_s und Blattflächen-Index LAI, LAI_{akt}

Der Stomata-Widerstand r_a ist ein einfacher Ansatz, um den Widerstand der Vegetation gegenüber der Abgabe von Wasserdampf durch pflanzeigenen Steuerungsmechanismen (Spaltöffnungen) zu beschreiben.

Für grassartige Pflanzen (Wiese, höhere Kräuter oder Korn) kann der Stomata-Widerstand nach der Formel

$$r_s = \frac{r_{s,0}}{\text{LAI}_{\text{akt}}} \quad (1-11)$$

berechnet werden. Der Minimalwiderstand für diesen Pflanzentyp beträgt bei der Verwendung der PM-Gleichung $r_{s,0} = 200 \text{ ms}^{-1}$.

Die Berechnungsvorschrift für den Blattflächenindex LAI und den aktiven Blattflächenindex LAI_{akt} unter Verwendung der mittleren Vegetationshöhe h und dem vorgegebenen Vegetationstyp lautet:

$$\text{für den Typ „a“:} \quad \text{LAI} = 24 \cdot h, \quad \text{LAI}_{\text{akt}} = \text{LAI} \quad (1-12a)$$

$$\text{für den Typ „b“} \quad \text{LAI} = 5.5 + 1.5 \ln(h), \quad \text{LAI}_{\text{akt}} = \text{LAI} \quad (1-12b)$$

$$\text{für den Typ „c“:} \quad \text{LAI} = 5.5 + 1.5 \ln(h), \quad \text{LAI}_{\text{akt}} = 0.5 \cdot \text{LAI} \quad (1-12c)$$

Dieser Ansatz berücksichtigt jedoch nicht die jahreszeitliche Veränderung der Vegetation

1.3 Berechnung des Temperaturfeldes im Boden

1.3.1 Numerische Aspekte

Ausgangspunkt für die Beschreibung der Wärmeaustauschprozesse ist die zweidimensionale Fourier Gleichung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = a \nabla^2 T$$

wobei die Temperaturleitfähigkeit des Bodens a als Austauschkonstante auftritt. Die Temperaturleitfähigkeit ist eine Funktion des Bodentypes und der Bodenfeuchte, wobei letztere durch das hydrologische Teilmodell zur Verfügung gestellt wird.

Diskretisierung der Gleichung

Zur Lösung von partiellen Differentialgleichung ist es erforderlich, die Gleichungen an diskreten definierten Punkten in Raum und Zeit anzuschreiben. Dieses Verfahren gilt sowohl für das thermodynamische als auch für das hydrologische Teilmodell.

Diese *Diskretisierung* im Raum erfolgt im Erdkanalmodell über ein rechtwinkliges äquidistantes Rechengitter mit den Gitterweiten Δx und Δz (*Finite Differenzen Verfahren*). Die Bodentemperaturen sind jeweils in der Mitte eines jeden Gitterpunktes definiert und repräsentieren den Zustand der gesamten Gitterbox (zentriertes Rechengitter) zu dem jeweiligen Zeitpunkt.

Die Diskretisierung in der Zeit erfolgt durch Aufspaltung des Rechenzeitraumes in Teilintervalle mit der Länge Δt . Die Ausgangstemperaturen zum Zeitpunkt t (vor dem Rechenintervall) werden als gegeben vorausgesetzt, die Temperaturen zum Zeitpunkt $t' = t + \Delta t$ werden durch explizite Lösung der Gleichung ermittelt.

Hierbei wird sich in der Zeit vorwärts bewegt, wodurch zeitlich instationäre Prozesse (z.B. das Abschalten des Kanalbetriebes) jederzeit durch Aktualisierung der jeweiligen Parameter in das Verfahren eingearbeitet werden können.

Die Differentialgleichung ist zur Lösung nun explizit in eine Differenzengleichung übertragen:

$$\begin{aligned} \frac{\partial T}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial x} \left(a_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(a_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) \\ \rightarrow \frac{T_{i,k}^{n+1} - T_{i,k}^n}{\Delta t} &= \frac{1}{\Delta_i^x} \left(a_{i-1/2,k} \frac{T_{i-1,k}^n - T_{i,k}^n}{\Delta_i^{x,li}} \right) - \frac{1}{\Delta_i^x} \left(a_{i+1/2,k} \frac{T_{i,k}^n - T_{i+1,k}^n}{\Delta_i^{x,re}} \right) \\ &\quad + \frac{1}{\Delta_k^z} \left(a_{i,k-1/2} \frac{T_{i,k-1}^n - T_{i,k}^n}{\Delta_k^{z,ob}} \right) - \frac{1}{\Delta_k^z} \left(a_{i,k+1/2} \frac{T_{i,k}^n - T_{i,k+1}^n}{\Delta_k^{z,un}} \right) \end{aligned} \quad (1-13)$$

Hierbei sind i und k die Koordinaten des betrachteten Rechenpunktes, n ist die aktuelle und $n+1$ die zukünftige Zeitschicht nach dem Zeitintervall Δt .

a ist die Temperaturleitfähigkeit, die in den Raumrichtungen x und z variabel gestaltet werden kann um verschiedene Bodensituationen zu berücksichtigen. Da das Feuchtmodell nur eindimensional in vertikaler Richtung arbeitet, weist die Temperaturleitfähigkeit keine Abhängigkeit zur i Koordinate auf. In k Richtung erfolgt eine arithmetische Mittelbildung zwischen den Temperaturleitfähigkeiten der angrenzenden Bodenschichten.

Der Abstand der Rechenpunkte Δx und Δz ist konstant und wird im Modell auf 0.5 m gesetzt.

Die in Gleichung (0-13) eingehenden Differenzen Δx und Δz werden für beliebige Gitterweiten nach der folgenden Rechenvorschrift gebildet:

$$\begin{aligned} \Delta_{i,k}^{x,li} &= 0.5 \left(\Delta_i^x + \delta_{i-1,k} \Delta_{i-1}^x \right) \\ \Delta_{i,k}^{x,re} &= 0.5 \left(\Delta_i^x + \delta_{i+1,k} \Delta_{i+1}^x \right) \\ \Delta_{i,k}^{z,ob} &= 0.5 \left(\Delta_k^z + \delta_{i,k-1} \Delta_{k-1}^z \right) \\ \Delta_{i,k}^{z,un} &= 0.5 \left(\Delta_k^z + \delta_{i,k+1} \Delta_{k+1}^z \right) \end{aligned} \quad (1-14 \text{ a-d})$$

Die Größe δ berücksichtigt, daß angrenzende Gitterzellen von Kanalrohren oder einer Kellerwand belegt sein können. In diesem Fall verkürzt sich die Strecke, über die zu differenzieren ist, um den nicht im Erdreich

liegenden Teil der Differenzierungsstrecke. Für Gitterzellen, die von einem Kanalrohr selber belegt sind, wird $\delta=0$ gesetzt, an freien Zellen ist $\delta=1$.

In Zellen, die vom Kanal bzw. einer Kellerwand belegt sind, wird anstelle der berechneten Bodentemperatur die vorher bestimmte Temperatur der Rohrwandung bzw. Kellerwand eingesetzt, so daß die jeweilige Randbedingung automatisch in das System integriert ist. In Gitterzellen innerhalb des Kanals wird die Prognose der Temperatur unterdrückt, Gitterzellen mit Kellerwänden liegen automatisch immer am Modellrand, wodurch eine Prognose der Temperatur ebenfalls entfällt.

Numerische Stabilität

Bei der Lösung einer expliziten Differentialgleichung ist das **Courant-Friedrichs-Lewie (CFL)** Kriterium zu beachten, das den maximal möglichen Rechenzeitschritt Δt festlegt, bei dem das System numerisch stabil bleibt. Es lautet für eine zweidimensionale Diffusionsgleichung

$$\Delta t_{\max} = 0.5 \sqrt{\frac{\Delta x_{\min} \Delta z_{\min}}{a_{\max}}} \quad (1-15)$$

Maßgebende Faktoren sind der kleinste im System vorkommende Abstand der Rechenpunkte Δx_{\min} und Δz_{\min} sowie die schnellste Wellenbewegung im System, in diesem Fall dargestellt durch die größte Temperaturleitfähigkeit a_{\max} .

Bedingt durch den großen Abstand der Rechenpunkte und die geringe Temperaturleitfähigkeit des Bodens stellt das CFL-Kriterium nicht den limitierenden Faktor bei der Wahl der Zeitschritte dar, so daß ein Integrationszeitschritt $\Delta t=1$ h in jedem Fall das CFL-Kriterium erfüllt.

1.3.2 Randbedingungen und Aufbau des Modellgitters

Die Differenzengleichung (0-13) ist in der oben dargestellten Form nur für jene Punkte lösbar, deren Ausgangstemperatur zum Zeitpunkt t bekannt ist und die vier benachbarte Punkte zur Berechnung der Austauschprozesse besitzen.

Da jedes Modellgitter nur einen zeitlichen und räumlichen Ausschnitt aus der realen Welt darstellen kann, ist es notwendig geeignete Randbedingungen zu finden, um die fehlenden Informationen an den Modellrändern und zur Initialisierung des Temperaturfeldes zu finden

Zeitliche Randbedingungen, Initialisierung

Zeitliche Randbedingungen entstehen aus der Notwendigkeit, die berechneten Temperaturänderungen in Relation zu einer Ausgangstemperatur zu setzen.

Da in jedem Zeitschritt n die berechnete Temperatur aus dem Zeitschritt $n-1$ als Eingangswert für die Berechnung verwendet wird, müssen nur für die Zeitschicht $n=0$ geeignete Ausgangswerte gefunden werden.

Als „geeignete Ausgangswerte“ sind solche Werte anzusehen, die nicht zu weit von einer durch die Differentialgleichungen beschriebenen Temperaturverteilung abweichen.

Ein geeignetes Verfahren, um solche Wert zu ermitteln, ist die **dynamische Initialisierung** des Modells. Hierbei werden die im Modell verwendeten Gleichungen ausgehend von einfachen linearen Startwerten über einen bestimmten oder unbestimmten Zeitraum integriert, bis sich eine typische und mit den Gleichungen konsistente Datenverteilung einstellt.

Üblicherweise werden die Differentialgleichungen ausschließlich in Richtung des dominanten Gradienten, hier also in z-Richtung, gelöst und das berechnete Profil dann auf alle Punkte im Rechengitter umgesetzt.

Das Erdkanalmodell wird initialisiert, indem die Wärmeleitungsgleichung (0-13) in der eindimensionalen Form in z-Richtung über ein Jahr integriert wird. Hierbei wird der Jahresgang der Lufttemperatur als obere Randbedingungen verwendet, so daß sich nach einem Jahr ein typisches Bodentemperaturprofil einstellt.

Räumliche Randbedingungen

Neben den zeitlichen Randbedingungen, die pro Modellauf nur einmal zu lösen sind, müssen für die Ränder des Rechengitters spezielle räumliche Randbedingungen definiert werden, die in jedem Rechenschritt zu beachten sind.

Abbildung 2 zeigt in der Übersicht, welche Randbedingungen im Erdkanalmodell vorkommen können.

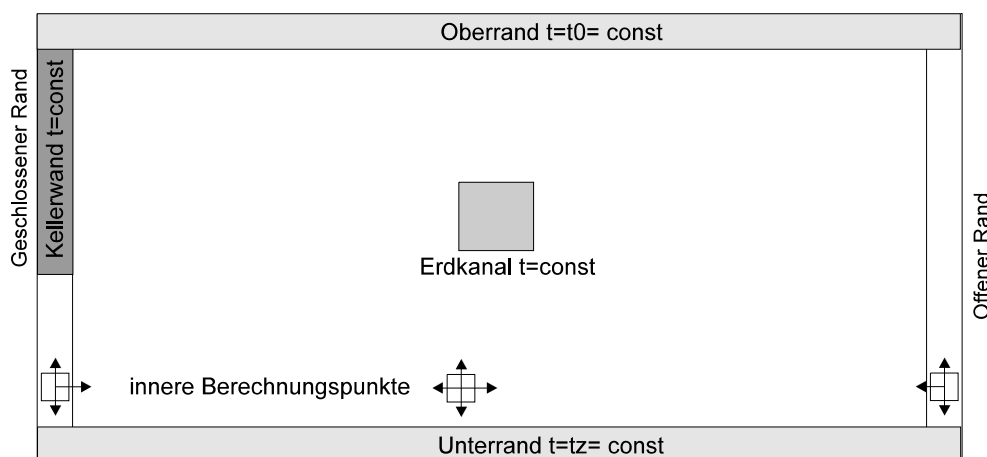


Abbildung 2: Innere und äußere Randbedingungen des zweidimensionalen Rechenmodells

a) Oberrand und Unterrand

Die Temperatur der obersten Gitterbox (= Erdoberfläche) wird aus den Eingangs erläuterten Gründen der Lufttemperatur zum jeweiligen Zeitpunkt gleichgesetzt.

Für alle Gitterpunkte im der Koordinate $z=0$ wird die gleiche Temperatur angesetzt, so daß sich für die obere Randbedingung zusammenfassend schreiben läßt:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{z=0} = 0 \quad T(z=0, t) = T_L(t)$$

Für den Fall, daß das jeweilige Kanalsegment unter einem Gebäude verläuft (Option „überbaut“), verändert sich die obere Randbedingung. In diesem Fall wird die vorzugebende Temperatur des Fundaments als obere

Randbedingung verwendet. Im Falle einer versiegelten Fläche (Option „versiegelt“) bleibt die Lufttemperatur als oberer Randbedingung bestehen, aber der Verdunstungsstrom wird gleich Null gesetzt.

Der Modellunterrand $z=Z$ liegt tief genug (mind. 8 m), so daß hier die Temperatur zeitlich festgehalten werden kann. Sie entspricht der jeweiligen Jahresmitteltemperatur am Meßort.

$$\left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{z=Z} = \left. \frac{\partial T}{\partial t} \right|_{z=Z} = 0 \quad T(z = Z, t) = T_{\text{Luft,mittel}}$$

b) Seitliche Ränder

Das Modell sieht zwei Arten von seitlichen Randbedingungen vor: Offene Ränder und von Kellerwänden begrenzte Ränder, die als geschlossene Ränder bezeichnet werden.

Liegt ein offener Rand vor, so wird in einem vorzugebenden Mindestabstand Δ_{Rand} vom Kanalmittelpunkt angenommen, daß der horizontale Temperaturgradient gleich Null wird und somit kein horizontaler Wärmefluß mehr stattfindet:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial x} \right|_{x=\Delta_{\text{Rand}}} = 0$$

Anders stellt sich die Situation dar, wenn an einer oder an beiden Seiten der zweidimensionalen Scheibe Kellerwände anzutreffen sind. In diesem Fall wird der Modellrand durch die Kellerwand gebildet, es handelt sich also um einen „echten“ physikalischen Rand.

Der Abstand zum Kanal ist durch die vorgegebene Kanalgeometrie bekannt. Hierbei ist anzumerken, daß Kellerwände nur dann betrachtet werden, wenn sie nahe genug am Kanal liegen, um einen Einfluß auf das Wärmefeld zu haben.

Der Ausdruck „nahe genug“ wird dadurch konkretisiert, daß Wände nur dann berücksichtigt werden, wenn ihr Abstand zum Kanal geringer ist als der oben angenommen Mindestabstand Δ .

Dieser Mindestabstand sollte, wie die numerischen Tests gezeigt haben, den Wert 4m nicht unterschreiten.

Die Software erzeugt automatisch ein Modellgitter, das optimal zur jeweiligen Erdkanalstruktur paßt.

Wird ein seitlicher Modellrand durch eine Kellerwand gebildet, so wird die Wandoberflächentemperatur als Randwert eingesetzt. Die Bestimmung der Wandoberflächentemperatur wird außerhalb des eigentlichen Differenzenverfahrens durchgeführt, so daß diese Randwerte für jeden Berechnungsschritt zur Verfügung stehen.

c) Erdkanalwandung

Das Erdkanalsystem wird unabhängig vom eigentlichen Bodentemperaturfeld gelöst, so daß die Außentemperatur an der Kanalwandung bei der Lösung der Differentialgleichung bekannt ist und als Randbedingung verwendet werden kann. Jene Gitterzellen, die vom Erdkanal belegt sind werden innerhalb des Modells markiert und von der Berechnung ausgenommen. Der Kanal wird hierbei durch eine Quaderstruktur approximiert. Der Wärmeaustausch mit dem Erdreich wird vom numerischen Verfahren automatisch integriert, wenn die Erdkanalgitterzellen mit der Rohraußenwandtemperatur belegt werden.

d) Kellerwände

Die Außentemperatur der Kellerwand bzw. Kellerwände ersetzt, wie schon in Abschnitt b) dargestellt, auf der fraglichen Modellseite die seitlichen Randbedingungen des Rechenmodells. Die Bestimmung der Wandtemperatur erfolgt, wie beim Kanalsystem, unabhängig von der eigentlichen Differentialgleichung und ist vor dem Differenzenverfahren bekannt.

1.4 Berechnung des Feuchtefeldes im Boden

Der Wassergehalt des Bodens beeinflusst maßgeblich die thermodynamischen Eigenschaften des Erdreiches. In der ersten Version des Erdkanalmodells wurde die Feuchte des Bodens als eine über das gesamte Jahr konstante Größe angesehen, wodurch die Temperaturleitfähigkeit ausschließlich als eine Funktion der Bodenart betrachtet wurde.

In der Realität ist das Erdreich in den Wintermonaten jedoch aufgrund der gleichmässig verteilten Niederschläge und geringeren Verdunstung zumeist deutlich feuchter ist als in den Sommermonaten, in denen meist hohe potentielle Verdunstungswerte und weniger gleichmäßige verteilte Niederschläge (Gewitterregen) vorkommen.

Der Vergleich zwischen den Ergebnissen der ersten Version des Erdkanalmodells mit den Meßwerten am L.E.O-Office (Bruse und Fleer 1998) deuten darauf hin, das durch eine dynamische Simulation des Bodenwasserhaushaltes eine Verbesserung der Modellergebnisse zu erreichen ist. In jedem Fall wird das Gesamtmodell durch die Erweiterung mit einem Modul zur Berechnung des Bodenwasserhaushaltes physikalisch vollständiger

Durch die Simulation des Wasserhaushaltes des Bodens wird die numerische Simulation allerdings deutlich komplizierter und verlangt nicht nur bei der Verdunstungsbestimmung nach einer grossen Zahl zusätzlicher Eingangsdaten, die oft nicht verfügbar sind.

Zielsetzung bei der Entwicklung des Feuchtemodells war es daher, ein brauchbares Modul zur Simulation der jahreszeitlichen Schwankungen in der Bodenfeuchte zu entwickeln, ohne jedoch den hierfür notwendigen Rechenaufwand und die Zahl der benötigten Eingangsgrößen ins Uferlose steigen zu lassen.

Im folgenden wird das Feuchtemodell des Bodens sowie die hierfür notwendigen Eingangsdaten ausführlich beschrieben. In den einzelnen Abschnitten wird zudem aufgezeigt, welche Vereinfachungen vorgenommen wurden und welche Auswirkungen diese auf die Modellergebnisse haben können.

1.4.1 Physikalische Grundlagen

Unter hydrologischen Prozessen lassen sich generell alle Vorgänge zusammenfassen, die mit der Bewegung bzw. Verteilung des Bodenwassers zusammenhängen.

Der Boden in seiner Gesamtheit kann hierbei in zwei vertikale Zonen aufgeteilt werden: den *vadosen* Bereich, in dem das Bodenwasser in verschiedenen Formen an Bodenpartikel angelagert ist und sich maximal laminar fließend bewegen kann. Demgegenüber steht der *phreatische* Bereich, der jene Zonen umfaßt, in denen alle

Bodenporen mit Wasser gefüllt und es zu einer strömenden Fließbewegung in Folge der Gravitation oder anderer Druckgradienten kommen kann (Grundwasserbereich).

In Erdkanalmodell wird davon ausgegangen, daß die betrachteten Bodenschichten ausschließlich dem vadosen Bereich zuzuordnen sind, da die Auswirkungen des Grundwassernetzes nicht modelliert werden können. Zudem stellt ein Erdkanal mit Grundwasserberührung eine vollständig anderes System dar, das hier nicht weiter untersucht wird.

Potentialkräfte im Boden

Die energetische Grundlage für Wasserbewegungen in Erdrreich liegt in den sogenannten *Potentialkräften* Ψ , die auf das Wasser wirken und bei ungleicher Verteilung zu einem Druckgradienten innerhalb des Bodens führen.

Die hierbei auf eine Wassereinheit wirkende Potentialkraft setzt sich aus verschiedenen Teilpotentialen zusammen, wobei hier nur die drei wichtigsten aufgeführt sind:

$$\Psi = \Psi_z + \Psi_m + \Psi_o + \dots$$

Das *Gravitationspotential* Ψ_z beschreibt jene Kräfte, die aufgrund der Gravitationskraft auf das Wasser wirken und zum Erdmittelpunkt gerichtet sind. Das *Matrixpotential* Ψ_m ist ein Maß für die von der Bodenmatrix ausgeübten Kräfte auf das Wasser, die es in der Matrix fixieren. Diese sind im wesentlichen Kapillar-Absorptions- und Adhäsionskräfte, die um so stärker werden, je feiner das Bodenmaterial wird bzw. je geringer der Wassergehalt des Bodens wird. Während das Gravitationspotential eine den oberen Bodenschichten Wasser entziehende Kraft ist, steuert das Matrixpotential dem Wasserverlust entgegen und besitzt somit ein dem Gravitationspotential entgegengesetztes Vorzeichen.

Die Energie, die aufgewandt werden muß, um reines Wasser aus einer Salzlösung im Boden zu trennen wird durch das *osmotische Potential* Ψ_o beschrieben. Dieses Potential leitet eine Reihe von weiteren Teilpotentialen ein, die zwar für den Boden relevant sind, aber modelltechnisch aufgrund fehlender Ausgangswerte nicht weiter behandelt werden können.

Die weiteren Betrachtungen im Modell bleiben somit auf das Matrix- und das Gravitationspotential beschränkt.

Wasserbewegung im Boden

Stellen sich aufgrund unterschiedlicher Wassersättigungen innerhalb des Bodens Potentialdifferenzen ein, so kommt es zu einem Ausgleichsbestreben, das zu einem viskosen Wasserfluß führt. Wie bei allen Ausgleichsvorgängen ist auch hier nur eine Bewegung in Richtung des Enthalpiegefälles, also vom höheren zum niedrigeren Potential möglich.

Die Fähigkeit des Bodens, solche Ausgleichsvorgänge durchzuführen wird als *hydrologische Leitfähigkeit* (K_η) bezeichnet. Hieraus läßt sich die *hydrologische Diffusität* (D_η) ableiten, die als Austauschkoefizient für Wasser interpretiert werden kann.

Dieser Ansatz läßt eine einfache numerische Behandlung des Wasserflusses im Boden unter Verwendung der Gradienten-Transporttheorie, analog zur Behandlung der thermodynamischen Gleichungen, zu.

Rein qualitativ lassen sich über Wasserbewegungen im Boden folgende Aussagen machen:

Stehen Matrix- und Gravitationspotential im Gleichgewicht ($\Psi_z = \Psi_m$), so finden keine Wasserbewegungen statt. In diesem Zustand weisen die oberen Bodenschichten weniger Wasser auf als die tieferen Schichten, die näher am Grundwasser liegen.

Ist das Gravitationspotential größer als das Matrixpotential ($\Psi_z > \Psi_m$), so kommt es zu einer Versickerung innerhalb der Bodenschichten, oder, im umgekehrten Fall ($\Psi_z < \Psi_m$), zu kapillaren Aufstiegsprozessen.

Einen besonderen Einfluß auf den Wasserhaushalt des Bodens haben Pflanzenwurzeln, die jedoch in diesem Modell nicht einzeln betrachtet werden. Sie entziehen dem Boden je nach Pflanzenart und äußeren Vegetationsbedingungen als linienförmige Senken permanent Wasser. Bei der quantitativen Beschreibung solcher Vorgänge spielt neben dem osmotischen Potential der sogenannte *permanente Welkpunkt (PWP)* des Bodens eine entscheidende Rolle. Er ist der Minimalwert des Bodenwassergehaltes, der nötig ist, damit eine Pflanze noch in der Lage ist über den osmotischen Druck ihres Wurzelsystems dem Boden Wasser zu entziehen. Der Betrag des PWP ist abhängig von der Bodenart und kann aus Tabellen (z.B. Clapp und Hornberger 1978) entnommen werden.

Im vorliegenden Modell wird die Verdunstung von Erdboden und von den Pflanzen als eine Einheit betrachtet. Die verdunstete Wassermenge wird dabei der obersten Bodenschicht entnommen.

Wechselwirkungen mit dem thermodynamischen Teilmodell

Die Übertragung von Wärme im Boden ist, vernachlässigt man zunächst Energietransport durch Wasserdampf, ausschließlich an molekulare Prozesse gebunden.

Die Wärmeleitfähigkeit des Bodens hängt hierbei sowohl von der Wärmeleitfähigkeit des eigentlichen Ausgangssubstrates des Bodens ab, als auch von der Menge des im Boden gespeicherten Wassers. Da die Wärmeleitfähigkeit von Wasser deutlich über der des Bodenmaterials liegt, nimmt die Wärmeleitfähigkeit des Gesamtbodens mit zunehmenden Wassergehalt ebenfalls zu.

Diese einfache Beziehung zwischen Wassergehalt und Wärmeleitfähigkeit verkompliziert sich jedoch, wenn man den Einfluß der aktuellen Bodentemperatur auf die Bildung von Wasserdampf innerhalb des Bodens berücksichtigt. Vor allem in den oberen Bodenschichten, die sich bei Sonneneinstrahlung stark erwärmen und austrocknen, wird der Transport von flüssigem Wasser sowie die molekulare Übertragung von Wärme durch effektivere Wasserdampfdiffusionsprozesse überlagert.

Der Wassergehalt des Bodens beeinflusst zudem die Volumenwärme eines Bodenelementes. Sie steigt bei zunehmenden Wassergehalt und verringert sich, wenn der Wasseranteil im Boden abnimmt. Der untere Grenzwert der Volumenwärme ist erreicht, wenn die Volumenwärme des Bodensubstrates erreicht ist.

Eine abgeleitete thermodynamische Größe, die von der Wärmeleitfähigkeit und der Volumenwärme bestimmt wird, und somit ebenfalls vom aktuellen Wassergehalt des Bodens abhängt, ist die *Thermodiffusität* (Temperaturleitfähigkeit). Sie ist das entscheidende Maß für die Fähigkeit des Bodens, Temperaturunterschiede auszugleichen.

Durch die Verwendung des hydrologischen Teilmodells wird beim Erdreich nun nicht mehr zwischen verschiedenen Wassersättigungsstufen (z.B. „Feuchter Lehm“, „Trockner Lehm“) unterschieden, sondern es wird nur noch das Ausgangssubstrat (z.B. hier „Lehm“) sowie eine relative Startfeuchtigkeit vorgegeben. Die thermodynamischen Eigenschaften wie Wärmeleitfähigkeit und Volumenwärme werden in Abhängigkeit von der aktuellen Bodenfeuchte vor jedem Rechenschritt jeweils neu bestimmt.

Das vorliegende Modell koppelt den hydrologischen mit dem thermodynamischen Komplex nur in eine Richtung: die Bodenfeuchte steuert die thermischen Eigenschaften des Bodens. Eine Rückkoppelung in entgegengesetzte Richtung, wie z.B. der bereits erwähnte Wasserdampftransport wird nicht berücksichtigt, da die hierfür benötigten Gleichungen und Eingangsgrößen unangemessen komplex sind.

1.4.2 Modelltechnische Umsetzung und Modellgleichungen

Das Feuchtemodell umfaßt die Prognose der bodeninternen Wasserflüsse sowie die Berücksichtigung der Wasserbilanz durch Verdunstung und Niederschlag an der Grenzfläche.

Die Grundlage für die numerische Beschreibung von hydrologischen Prozessen im Boden ist das von Darcy entwickelte Gesetz über den Wasserfluß J_W^B [$m^3 m^{-3} \cdot ms^{-1}$] in wassergesättigten Böden:

$$J_W^B = \rho_w K_{\eta,s} \frac{\partial(z + \Psi_s)}{\partial z} \quad (1-16)$$

Hierbei treten als maßgebliche Parameter neben der hydrologischen Leitfähigkeit des wassergesättigten Bodens $K_{\eta,s}$ das Matrixpotential im wassergesättigten Boden Ψ_s sowie, in der Differentialgleichung versteckt, das Gravitationspotential Ψ_z auf.

Die Darcy-Gleichung ist für nicht-wassergesättigte Böden nicht ohne Modifikationen anwendbar. Die existierenden unterschiedlichen Ansätze zur Modellierung der Bodenfeuchte unterscheiden sich in eben dieser Erweiterung auf die nicht-wassergesättigte Zone des Bodens.

Bei der Auswahl des zu verwendenden Verfahrens wurden zunächst verschiedene hydrologische Modelle aus dem Bereich der Agrarwissenschaften, der Klimatologie und verwandter Disziplinen zusammengestellt und verglichen.

Aufgrund der dem Modell zugrundeliegenden Numerik kommen für die Weiterentwicklung nur solche Modelle in Frage, die in der Lage sind, das Erdreich in beliebig viele Schichten mit frei wählbarer Schichtdicke zu unterteilen. Einfache hydrologische Modelle wie *Force-Restore-Modelle* oder *Bucket-Modelle* können nicht angewandt werden.

Ebenso scheiden Modelle aus, die sich nur auf die obersten Schichten des Erdbodens konzentrieren und im zumeist für die Modellierung der Wasserversorgung von Pflanzenwurzeln entwickelt wurden.

Es hat sich gezeigt, daß die in Frage kommenden Modelle sich nur marginal in der Berechnung der hydrologischen Leitfähigkeit unterscheiden, während die grundsätzlichen Diffusionsprozesse in den Modellen einheitlich über die Darcy bzw. Richards-Gleichung und deren Ableitung in Zeit und Raum behandelt werden.

Unter Berücksichtigung der obengenannten Kriterien kamen letztendlich vier Modelle in die nähere Auswahl: Brook und Corey (1964), Clapp und Hornberger (1978), van Genuchten (1980) und Broadbridge und White (1988).

Nach Shao und Irannejad (1999) weist das Modell nach Clapp und Hornberger (1978) eine sehr gute Übereinstimmung mit Meßwerten auf, ist dabei aber nicht aufwendiger als vergleichbare Modelle und ist

numerisch kompatibel zum thermodynamischen Modell. Aus diesem Grund wurde dieses Modell für die Implementation in das FD-Modell ausgewählt

Nach Clapp und Hornberger (1978) gelten folgende Beziehungen:

$$\text{Matrixpotential im ungesättigten Boden: } \Psi = \Psi_s \left(\frac{\eta_s}{\eta} \right)^b \quad (1-17)$$

$$\text{hydr. Leitfähigkeit im ungesättigten Boden: } K_\eta = K_{\eta_s} \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{2b+3} \quad (1-18)$$

Hierbei steht η für den aktuellen Wassergehalt des Bodens in $[\text{m}^3\text{m}^{-3}]$ und η_s für den Sättigungswassergehalt, der eine Funktion der Bodenstruktur ist. Der Modellkoeffizient b ist für die jeweilige Bodenart aus Tabelle 2 zu ermitteln.

Im Bereich von Versiegelungsmaterialien entfällt die Betrachtung der Hydrologie, da hier ein Wassergehalt von $\eta=0$ sowie eine hydrologische Leitfähigkeit $K_\eta=0$ vorausgesetzt wird.

*Tabelle 2: Hydrologische und thermodynamische Eigenschaften verschiedener Böden
(nach Clapp und Hornberger 1978)*

A	Bodenart	η_s	Ψ_s	K_{η_s} (*11 ⁻⁶)	ρc_i (*10 ⁶)	b
1	Sandboden	0.395	-0.121	176.0	1.463	4.05
2	lehmiger Sandboden	0.410	-0.090	156.3	1.404	4.38
3	sandiger Lehm Boden	0.435	-0.218	34.1	1.320	4.9
4	schlammiger Lehm Boden	0.485	-0.786	7.2	1.271	5.3
5	Lehm Boden	0.451	-0.478	7.0	1.212	5.39
6	sandig-lehmiger Tonboden	0.420	-0.299	6.3	1.175	7.12
7	schlammig-lehm.Tonboden	0.477	-0.356	1.7	1.317	7.75
8	lehmiger Tonboden	0.476	-0.630	2.5	1.225	8.52
9	sandiger Tonboden	0.426	-0.153	2.2	1.175	10.4
10	schlammiger Tonboden	0.492	-0.490	1.0	1.150	10.40
11	Tonboden	0.482	-0.405	1.3	1.089	11.40
12	Torf	0.863	-0.356	8.0	0.836	7.75

Führt man als neue Größe den *hydrologischen Diffusionskoeffizienten* D_η ein, der sich aus der hydrologischen Leitfähigkeit und dem Quotienten aus Matrixpotential und Wassergehalt in der Form

$$D_\eta = K_\eta \frac{\partial \Psi}{\partial \eta} \quad (1-19)$$

herleitet, so kann die Ausgangsgleichung von Darcy wie folgt umgeschrieben werden:

$$J_W^B = \rho_w K_\eta \frac{\partial(z + \Psi)}{\partial z} = \rho_w D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} + \rho_w K_\eta \quad (1-20)$$

Der Diffusionskoeffizient D_η läßt sich ebenfalls unter Verwendung der Werte von Clapp und Hornberger (Tabelle 2) ermitteln:

$$D_\eta = - \frac{b K_{\eta,s} \Psi_s}{\eta} * \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{b+3} \quad (1-21)$$

Für den Wasserfluß innerhalb des Bodens läßt sich folgende Differentialgleichung zweiter Ordnung aufstellen:

$$\rho_w \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial J_w^B}{\partial z} \quad (1-22)$$

Nach Einsetzen von (0-20) erhält man für den Bodenwasserhaushalt die Gleichung:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} K_\eta \quad (1-23)$$

Der erste Term auf der rechten Seite berücksichtigt hierbei den Wasseraustausch aufgrund unterschiedlicher Potentialkräfte im Boden, während der zweite Term den Wasserfluß unter dem Einfluß der Gravitationskraft beschreibt.

Zur einfacheren numerischen Behandlung der Modellgleichung wird die absolute Koordinatenachse z , die negativ in den Boden gerichtet ist, gegen die Normalkomponente n ersetzt, die positiv in den Boden gerichtet ist.

Mit $n=-z$ gilt:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial}{\partial z} K_\eta = \frac{\partial}{\partial n} \left(D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial n} \right) - \frac{\partial}{\partial n} K_\eta \quad (1-24)$$

1.4.3 Wechselwirkungen mit den thermodynamischen Eigenschaften des Bodens

Zur Berechnung der thermodynamischen Prozesse im Boden sind zunächst die Grundeigenschaften *Volumenwärme* und *Wärmeleitfähigkeit* aus der aktuellen Bodenfeuchte abzuleiten.

Im Bereich des unversiegelten Bodens ergibt sich die Volumenwärme in $[Jm^{-3}K^{-1}]$ aus der Beziehung

$$\rho_s c_s = (1 - \eta_s) \rho_i c_i + \eta * \rho_w c_w \quad (1-25)$$

Hierbei ist für η der aktuelle Wassergehalt des Bodens und für η_s die entsprechende Sättigungsfeuchte einzusetzen, $\rho_w c_w$ ist Volumenwärme des Wassers mit $\rho_w c_w = 4.182 * 10^6 Jm^{-3}K^{-1}$ und $\rho_i c_i$ die aus Tabelle 2 zu entnehmende Volumenwärme des Bodensubstrates.

Tabelle 3 : Thermodynamische Eigenschaften verschiedener Versiegelungsmaterialien

A	Material	λ	$\rho_s c_s$ (*10 ⁶)
---	----------	-----------	-------------------------------------

101	Zementbeton	1.63	2.083
102	Mineralbeton	2.33	1.750
103	Asphaltschicht m. Kies	1.16	2.214
104	Asphaltschicht m. Basalt	0.90	2.251
105	Granit	4.61	2.345
106	Basalt	1.73	2.386

Liegt der zu betrachtende Bereich innerhalb einer Versiegelungsschicht, so ist die Volumenwärme unabhängig vom Wassergehalt und kann für das jeweilige Versiegelungsmaterial direkt ermittelt werden (siehe Tabelle 3). Dieser Fall wurde jedoch für das Erdkanalmodell nicht vorgesehen und an dieser Stelle nur der Vollständigkeit halber erwähnt.

Die Wärmeleitfähigkeit λ_B [$\text{Wm}^{-1}\text{K}^{-1}$] eines Bodensegmentes kann nach Tjernström (1989) über die Beziehung

$$\lambda_B \rightarrow \begin{cases} 0.419 * \exp[-(\log|\Psi^{\text{cm}}| + 2.7)] & ; \log|\Psi^{\text{cm}}| \leq 5.1 \\ 0.172 & ; \log|\Psi^{\text{cm}}| > 5.1 \end{cases} \quad (1-26)$$

ermittelt werden. Ψ^{cm} ist das Matrixpotential des Bodens in Zentimetern, ermittelt in Abhängigkeit von der aktuellen Feuchte nach (1-17).

Die Thermodiffusität κ_B berechnet sich aus dem Quotienten von Wärmeleitfähigkeit und Volumenwärme:

$$\kappa_B = \frac{\lambda_B}{\rho_s c_s} \quad (1-27)$$

Abbildung 3 zeigt exemplarisch an drei Bodenarten die unter Verwendung von (1-25) bis (1-27) berechneten Thermodiffusitäten bei unterschiedlichen Bodenwassergehalt.

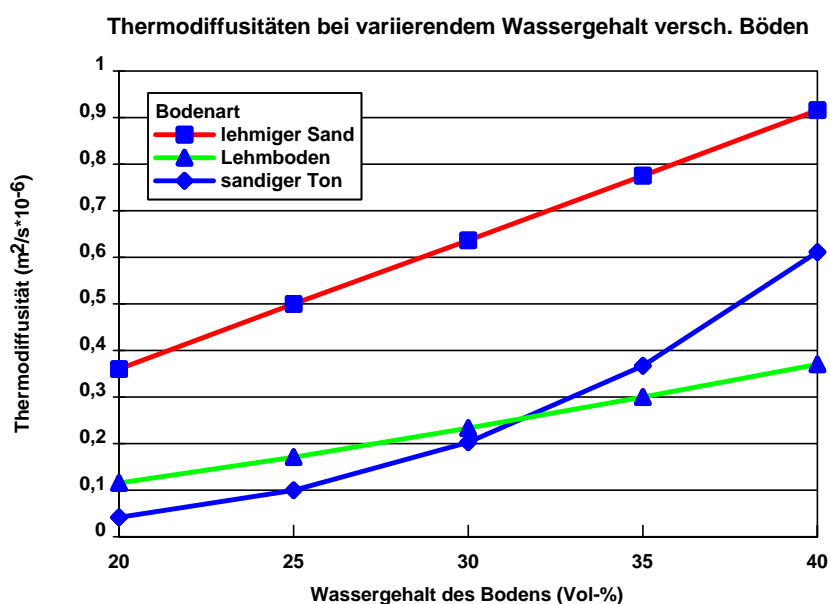


Abbildung 3: Veränderung der Thermodiffusität versch. Bodenarten bei variierendem Wassergehalt

Die so berechneten thermodynamischen Bodeneigenschaften werden an das Modell zur Simulation der Wärmeflüsse (0-13 und folgende) weiter gegeben, wobei aufgrund der Eindimensionalität gilt

$$a_{i,k} = \kappa_b(k)$$

1.4.4 Randbedingungen und Aufbau des Modellgitters

Der Aufbau des Modellgitters und die generelle Vorgehensweise im hydrologischen Teilmodell entspricht dem in Abschnitt 1.3.2 vorgestellten Aspekten des thermodynamischen Modells. Anstelle der Temperatur T tritt hier der volumetrische Wassergehalt des Bodens η in Erscheinung und die Temperaturleitfähigkeit κ_B wird durch die hydrologische Diffusität D_η ersetzt. Die Approximierung des Terms

$$\frac{\partial K_\eta}{\partial z}$$

erfolgt durch zentrierte Differenzen.

Initialisierung

Die Bodenfeuchte wird am Anfang der Berechnung einer Scheibe auf einen vorgegeben Startwert (rF_{start}) gesetzt. Der volumetrische Wassergehalt in jeder Gitterzelle ist dann

$$\eta(k) = \eta_s \cdot rF_{\text{start}} \quad (0-28)$$

Behandlung der Oberfläche

Die Verdunstung von Wasser an der Bodenoberfläche sowie die Versickerung von Regenwasser sind die maßgeblichen Einflußfaktoren für die zeitliche und räumliche Veränderung des Bodenwassers und stellen die obere Randbedingung des hydrologischen Modells dar.

An der Bodenoberfläche gilt die Wasserbilanzgleichung

$$B_{\text{mm}} = N - ET$$

wobei N der versickerbare Niederschlag und ET die aktuelle Evapotranspiration (Verdunstung von der Bodenoberfläche sowie von der Vegetation) ist, deren Bestimmung in Abschnitt 1.2.2 erläutert wurde.

Beide Angaben werden üblicherweise in mm pro m² und Zeiteinheit gemacht, so dass die Bilanz zunächst in kg/(m²h) umzurechnen ist:

$$B = \frac{B_{\text{mm}}}{1000} * l[m] * l[m] * \rho_w$$

Durch die Multiplikation mit 1m wird der Bezug zum Raum hergestellt, ρ_w ist die Dichte von Wasser. Die Wasserbilanz B der Oberfläche in [kg/m²s] ist positiv, wenn die Niederschläge die Verdunstung übertreffen, in niederschlagsfreien Zeiträumen ist sie negativ, also eine Senke für den Bodenwasserhaushalt.

Die Koppelung zwischen dem hydrologischen Bodenmodell und der Wasserbilanz der Oberfläche ist relativ einfach, wenn man sich die Bilanz als weiteren hydrologischen Austauschprozess zwischen der obersten Schicht des Modells und einem fiktiven Rechenpunkt vorstellt. Dieses wird realisiert, indem man die prognostische Gleichung für η am obersten Gitterpunkt um einen zusätzlichen Quell- / Senkterm erweitert:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial n} \left(D_{\eta} \frac{\partial \eta}{\partial n} \right) - \frac{\partial}{\partial n} K_{\eta} + \frac{1}{\partial n_0} \frac{B}{\rho_w} \quad (1-29)$$

Für ∂n_0 ist der Abstand zwischen dem ersten Prognosepunkt im Boden und der Grenzfläche einzusetzen. Für den Diffusionsterm kann in Richtung der Bodenoberfläche eine einfache Null-Gradient Randbedingung verwendet werden:

$$\left. \frac{\partial D_{\eta}}{\partial z} \right|_{z=0} = 0$$

Wird eine Oberfläche als versiegelt oder überbaut gekennzeichnet, so wird die Verdunstung sowie der Niederschlag am Oberrand gleich Null gesetzt.

1.4.5 Besonderheiten des Modellverfahrens im EWT-Modell

Die Verwendung der vorgestellten hydrologischen Gleichungen im Rahmen des Erdkanalmodells erfordert einige zusätzliche Überlegungen hinsichtlich der zeitlichen und räumlichen numerischen Auflösung.

a) Wahl der Zeitschritte

Die Lösung der hydrologischen Gleichung ist aufgrund der direkten Abhängigkeit zwischen dem aktuellen Bodenwassergehalt η und der hydrologischen Austauschkapazität D_{η} nicht so trivial wie die Lösung der thermodynamischen Gleichungen.

Generell hat sich gezeigt, daß die Wahl von Zeitschritten im Bereich von einer Stunde zu numerischen Instabilitäten führt. Die Wahl kleinere Zeitschritte behebt dieses Problem zwar, aber hierdurch wird der Rechenaufwand unangemessen hoch, da jeder Hauptschritt mit $\Delta t = 1$ h in x Teilschritte unterteilt werden muß, in denen das hydrologische Teilmodell aufgerufen wird.

Durch einen kleinen Kunstgriff kann das Problem jedoch gelöst werden: Anstelle einen relativ grossen Zeitschritt Δt direkt zu verwenden, ändert man einfach den Zeitbezug bei der Lösung der Gleichungen und läßt den Zeitschritt bei $\Delta t = 1$ st, wobei [st] eine synthetische Zeiteinheit bestehend aus mehreren Sekunden ist.

Die Veränderung des Zeitbezuges wird nun durch Skalierung der Austauschkoeffizienten realisiert. Diese beschreiben das Transport- und Austauschvermögen des Bodens in Bezug auf eine Zeiteinheit, üblicherweise 1 s. Es ist jedoch ebenso zulässig, eine andere Zeiteinheit zu Grund zu legen, z.b. 1 Stunde oder aber 1 Tag.

Werden die Austauschkoeffizienten (D_{η} , K_{η}) sowie die Wasserflüsse an der Oberfläche (B) beispielsweise auf 1 h skaliert, so entspricht ein Zeitschritt gleich 1 h, ohne jedoch die numerischen Instabilitäten zu erzeugen, die bei der Bezugseinheit 1 s für D_{η} etc. und $\Delta t = 3600$ s eintreten würden.

Die Oberfläche des Erdkanalmodells erlaubt, die Bezugszeitschritte selber zu wählen. Ein Vergleich zwischen verschiedenen größeren Zeitschritten und der exakten Lösung mit $\Delta t = 1$ s zeigte jedoch fast keine Unterschiede im Endergebnis, so daß die Einstellung „Grob“ (3600 s) in den meisten Fällen ausreichend genau sein sollte. In

diesem Fall wird pro Rechenschritt des thermodynamischen Modells auch ein Rechenschritt des hydrologischen Modell ausgeführt. Wird eine feinere Auflösung gewählt, so werden pro Rechenschritt zur Bestimmung des Temperaturfeldes mehrere Rechenschritte des Feuchtemodells ausgeführt und die Rechenzeit erhöht sich entsprechend.

b) Räumliche Auflösung

Während das thermodynamische Modell eine zweidimensionale Scheibe um das Erdrohr bzw. das Rohrregister legt, arbeitet das hydrologische Modell nur eindimensional. Die für die unterschiedlichen Bodenschichten berechneten Größen werden nach jedem Rechenschritt auf das zweidimensionale Modell übertragen. Hierdurch verliert das Modell die Fähigkeit, unterschiedliche Bodenarten innerhalb einer Scheibe betrachten zu können, da diese auch unterschiedliche hydrologische Leitfähigkeiten hervorrufen würden.

In der Praxis sind diese Fälle aber nur von untergeordneter Bedeutung und rechtfertigen nicht den exponentiell steigenden Rechenaufwand des Modells, der auf heutigen Rechner auch bei einfachen Kanalsystem dann bei 24 Stunden und mehr liegen würde.

Generell ist das Modell jedoch in der Lage, für jede Scheibe ein eigenes Feuchtefeld zu simulieren.

1.5 Berechnung der Wärmeaustauschvorgänge am Erdkanal

Zur Bestimmung der Erdbodentemperaturen und der Wärmeaustauschvorgänge mit der im Kanalsegment strömenden Luft muß die Außen- und Innenwandtemperatur eines Rohrsegmentes bestimmt werden. Hierbei wird zunächst nicht unterscheiden, ob es sich um ein einzeln verlegtes Rohr oder einen Teil eines Rohrregisters handelt. Die Besonderheiten bei einem Rohrregister werden in einem gesonderten Abschnitt dargestellt.

1.5.1 Energiebilanz eines Einzelrohres

Die Außenwandtemperatur $T_{R,a}$ sei als die Temperatur an der Schnittstelle zwischen dem Erdreich und dem Rohr definiert. Da angenommen wird, daß sich hier kein Luftspalt befindet, kann diese Temperatur sowohl als Randbedingung für die Berechnung des Erdtemperaturfeldes, als auch für die Berechnung der Wärmeleitprozesse im Rohr selber verwendet werden.

Die Rohrrinnenwandtemperatur $T_{R,i}$ ist hierbei die für den Wärmeaustausch mit der Kanalluft relevante Oberflächentemperatur.

Vernachlässigt man die Wärmespeicherung im Rohrmaterial selber, berechnet sich die Temperatur an den Rohrwänden aus den Energiebilanzen im stationären Zustand ($T_{R,l}/\Delta t=0$, $T_{R,a}/\Delta t=0$):

Rohraußenwand: $Q_E + Q_R = 0$, (1-30)

mit Wärmestrom Rohraußenwand - Erdreich: $Q_E = \lambda_E \frac{T_E - T_{R,a}}{0,5\Delta}$ (1-30a)

Wärmeleitung im Rohr: $Q_R = \lambda_R \frac{T_{R,i} - T_{R,a}}{\Delta d}$ (1-30b)

Rohrrinnenwand: $Q_R + H = 0$ (1-31)

mit Wärmeleitung im Rohr: $Q_R = \lambda_R \frac{T_{R,a} - T_{R,i}}{\Delta d}$ (1-31a)

Konvektion Rohrrinnenwand - Rohrluft: $H = \alpha (T_{\text{Rohrluft}} - T_{R,i})$ (1-31b)

Hierbei ist Δ die Gitterweite des Bodenmodells in x- bzw. z-Richtung, Δd die Dicke der Rohrwandung, λ_E die Wärmeleitfähigkeit des Erdreiches, λ_R die Wärmeleitfähigkeit der Rohrwandung.

α ist der (turbulente) Wärmeübergangskoeffizient zwischen der Rohrwandung und der Kanalluft und wird später noch untersucht.

Als Bezugstemperatur für die Rohrluft (T_{Rohrluft}) wird die vor der Rechnung bereits bekannte Eingangstemperatur in das Segment verwendet. Hierdurch wird eine iterative Lösung umgangen. Der so entstandene Fehler ist bei der relativ kleinen Segmentlänge und der damit verbundenen geringen Temperaturdifferenz zwischen Eingangs- und Ausgangstemperatur vertretbar.

Für die Erdtemperatur am Kanal (T_E) wird eine mittlere Temperatur aus allen Gitterzellen, die direkt an die Kanalwand grenzen, berechnet. Hierdurch wird das Verfahren einerseits schneller, andererseits wird der Tatsache Rechnung getragen, daß im Kanalrohr auch ein parallel zur Rohroberfläche verlaufender Wärmetransport zum Ausgleich von Temperaturdifferenzen im Rohr stattfindet, der sonst im weiteren keine Beachtung findet. Bei Registern wird anstelle der Erde am Rohr eine Hülle um das Register gelegt (siehe Abschnitt 1.5.2).

Aus (1-30) ergibt sich mit (1-30 a,b) für $T_{R,a}$ in stationären Fall die Beziehung:

$$\begin{aligned} \frac{\lambda_R}{\Delta d} (T_{R,i} - T_{R,a}) + \frac{\lambda_E}{0.5\Delta} (T_E - T_{R,a}) &= 0 \\ \Leftrightarrow T_{R,a} &= \frac{\lambda_R / \Delta d}{\lambda_R / \Delta d + \lambda_E / 0.5\Delta} T_{R,i} + \frac{\lambda_E / 0.5\Delta}{\lambda_E / 0.5\Delta + \lambda_R / \Delta d} T_E \end{aligned} \quad (1-32)$$

sowie aus (1-31) mit (1-31 a,b) für $T_{R,i}$:

$$\begin{aligned} \frac{\lambda_R}{\Delta d} (T_{R,a} - T_{R,i}) + \alpha (T_{\text{Rohrluft}} - T_{R,i}) \\ \Leftrightarrow T_{R,i} &= \frac{\lambda_R / \Delta d}{\lambda_R / \Delta d + \alpha} T_{R,a} + \frac{\alpha}{\lambda_R / \Delta d + \alpha} T_{\text{Rohrluft}} \end{aligned} \quad (1-33)$$

Die Werte von $T_{R,i}$ und $T_{R,a}$ ergeben sich bei bekanntem T_E und T_{Rohrluft} , indem man (1-33) in (1-32) einsetzt, $T_{R,a}$ berechnet und in (1-33) einsetzt.

$$T_{R,a} = \left[\frac{a \cdot \alpha}{(a+b)(a+\alpha)} T_{\text{Rohrluft}} + \frac{b}{a+b} T_E \right] / \left[1 - \frac{a^2}{(a+b)(a+\alpha)} \right] \quad (1-34)$$

$$\begin{aligned} \text{mit} \quad a &= \lambda_R / \Delta d \\ b &= \lambda_E / 0.5\Delta \end{aligned}$$

Die Veränderung der Lufttemperatur in dem Kanalsegment ergibt sich über die Energiebilanz des durch das Segment strömende Luftvolumen:

$$c_p \rho \cdot V \cdot (T_{\text{Rohrluft,Aus}} - T_{\text{Rohrluft,Ein}}) - \bar{Q} = 0 \quad (1-35)$$

$$\text{mit} \quad \bar{Q} = A \cdot H = A \cdot \alpha (T_{\text{Rohrluft}} - T_{R,i})$$

Hierbei ist A die Wärmeaustauschfläche des Kanalsegments. Vereinfacht entspricht diese der Rohrrinnenfläche, da hier die relevanten Energieumsätze mit der Kanalluft stattfinden.

Bei diesem Rechenschritt wird außerdem berücksichtigt, daß das Kanalrohr zumeist einen runden Querschnitt aufweist, und nicht, wie bei der Rasterung angenommen, einen rechteckigen Querschnitt. Hierdurch wird der durch die Aufteilung in Gitterzellen entstandene Fehler teilweise rückgängig gemacht, da bei der Abschätzung der Wärmequellen/-senken nun von der korrekten Rohrgeometrie ausgegangen wird. Der verbleibende Fehler beschränkt sich nunmehr auf eine nicht ganz exakte Positionierung der Übergangsfläche Rohr-Erdreich.

Die Innenfläche in einem Rohrsegment der Länge Δl und dem Radius r ist somit:

$$A = 2R\pi\Delta l \quad (1-36)$$

Die Austrittstemperatur nach dem Rohrsegment ist:

$$T_{\text{Rohrluft,Aus}} = T_{\text{Rohrluft,Ein}} + \frac{\bar{Q}}{c_p \rho V} \quad (1-37)$$

Als weitere unbekannte Größe verbleibt nun noch der Wärmeübergangskoeffizient α . Dieser hängt von dem Turbulenzzustand der in dem Rohr strömenden Luft ab, wobei hier die Strömungsgeschwindigkeit der Luft, die Oberflächenrauigkeit des Rohres und die Rohrgeometrie die maßgeblichen Einflußgrößen sind. Die Berechnung des Wärmeübergangs erfolgt nach der Methode von Gnielinski dargestellt im VDI Wärmeatlas (1994).

Zur Bestimmung des Wärmeübergangs sind zunächst einige Kenngrößen zu berechnen. Die Reynoldszahl Re muß im Bereich von 2300 und 10^6 liegen, wenn eine turbulente Strömung vorliegt, wovon in diesem Modell ausgegangen wird.

$$Re = \frac{v \cdot 2R}{\nu} \quad (1-38)$$

Hierbei ist v die Strömungsgeschwindigkeit der Luft. Als weitere Größe wird die Nusseltzahl Nu benötigt:

$$Nu = \frac{\left(\frac{\xi}{8}\right) \cdot (Re - 1000) \cdot Pr}{1 + 12.7 \sqrt{\left(\frac{\xi}{8}\right) (Pr^{0.67} - 1)}} \cdot \left[1 + \left(\frac{2R}{\Delta l}\right)^{0.67} \right] \quad (1-39)$$

Die Prandtzahl wird für den betrachteten Anwendungsbereich (-10 °C bis 30 °C) mit $Pr=0.7$ als konstanter Wert angenommen.

Der Druckverlustfaktor ξ wird unter Berücksichtigung der Oberflächenrauigkeit des Rohres (z_0 in mm) bestimmt mit:

$$\xi = (2 \log(Re/z_0) - 1.44)^{-2} \quad (1-40)$$

Der gesuchte Wärmeübergangskoeffizient ist dann

$$\alpha = \frac{\lambda_L \cdot Nu}{2R} \quad (1-41)$$

wobei λ_L die Wärmeleitfähigkeit der Luft ist.

Der Wärmeübergang kann entweder für jedes Segment einzeln bestimmt werden oder über das gesamte Rohrsystem gemittelt werden. Da im hier entwickelten Modell keine Untersuchungen über den Geschwindigkeitsverlust der Strömung im Rohr angestellt werden, ergeben sich hier für beide Methoden die gleichen Ergebnisse.

Als untere Grenzwertbedingung wird ein Volumenstrom von $100 \text{ m}^3/\text{h}$ angesetzt. Fällt das Strömungsvolumen unter diesen Wert, wird angenommen, dass der Erdwärmetauscher nicht in Betrieb ist. In diesem Fall wird die Ausgangstemperatur gleich der Eingangstemperatur gesetzt und die Rohrwandtemperatur gleich der mittleren Erdbodentemperatur.

1.5.2 Behandlung von Rohrregistern

Als weitere Neuerung ist im Erdkanalmodell nun die Behandlung von einfachen Rohrregistern möglich.

Unter Rohrregistern werden hierbei Abschnitte des Erdwärmetauschers verstanden, in denen der Volumenstrom durch mehr als ein Rohr geleitet wird.

Im Prinzip stellt ein solches Register ein eigenes System dar, das spezielle Wechselwirkungen mit dem Erdreich einerseits und unter den Einzelrohren des Registers andererseits aufweist. Um ein derartiges System in den Modellansatz der hier entwickelten Software integrieren zu können, müssen eine Reihe von Annahmen und Vereinfachungen getroffen werden.

Zunächst wird davon ausgegangen, daß sich die Einzelrohre eines Registers gleichmäßig über die Registerbreite verteilen und dabei einen festgelegten Abstand einnehmen. Die Mittelpunkte der Rohre müssen auf gleicher Höhe liegen und es muß ein einheitlicher Rohrtyp verwendet werden.

Die wesentlichsten Eigenschaften eines Rohrregisters in Bezug auf den Energieaustausch mit dem Erdreich im Vergleich zum Einzelrohr sind

- a) Vergrößerung der Austauschfläche durch mehrere Rohre
- b) Reduzierung des Volumenstroms im einzelnen Rohr

zu a)

Durch die Verlegung mehrerer Rohr vergrößert sich die Kontaktfläche mit dem Erdreich. Die Erde tritt hierbei nicht nur als angrenzendes Medium wie beim Einzelrohr in Erscheinung, sondern auch als Trennschicht zwischen den Rohren des Registers. Im Prinzip wäre es nötig, dieses Rohr-Erde System getrennt zu simulieren, da jedes Teilrohr eine eigene Energiebilanz besitzt. Als Konsequenz hiervon müßte auch der weitere Temperaturverlauf in jedem Rohr getrennt betrachtet werden, wodurch das Modell erheblich komplizierter und aufwendiger würde.

Um dieses Problem zu umgehen, wird vereinfachend davon ausgegangen, daß jedes Teilrohr innerhalb eines Segmentes die gleiche Energiebilanz aufweist. Als Randbedingung für die Energiebilanz des Rohres wird nun nicht mehr das Erdreich direkt am Rohr verwendet, sondern es wird eine Mitteltemperatur des angrenzenden Erdreiches entlang des Gesamtregisters bestimmt. Abbildung 4 zeigt exemplarisch in Rot den für ein Rohrregister aus 5 Rohren als Kontaktfläche berücksichtigten Bereich des Erdreiches.

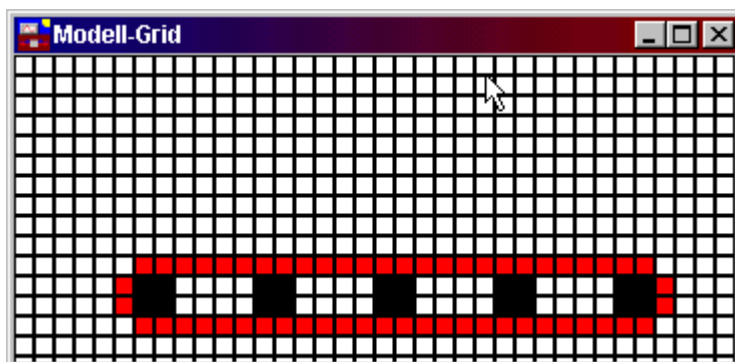


Abbildung 4: Modellgitter und Kontaktbereich bei Verwendung eines Registers von 5 Rohren, Abstand 2m

Das Erdreich zwischen den Rohren bleibt durch das thermodynamische Teilmodell mit dem Rest des Erdreiches verbunden, so dass man durch dieses Verfahren die Energiebilanz des Registers gut abschätzen kann, ohne das Konzept des Modells verändern zu müssen.

zu b)

Innerhalb des Registers splittet sich der Luftstrom auf die Einzelrohre auf. Hierbei verteilt sich die Strömungsgeschwindigkeit bzw. der Volumenstrom je nach Bauart des Registers wahrscheinlich nicht gleichmäßig auf alle Rohre. Allerdings ist über die genaue Verteilung der Druckwiderstände im Register und im Gesamtkanal nichts bekannt, so daß vereinfachend davon ausgegangen werden kann, daß sich das Luftvolumen gleichmäßig auf alle Teilrohre verteilt. Durch diese Annahme entfällt die getrennte Betrachtung des Temperaturverlaufs in den Einzelrohren.

Da bereits, wie in a) beschrieben, festgelegt wurde, daß die Energiebilanz in allen Rohren eines Segmentes gleich ist, kann nun auch festgelegt werden, daß aufgrund des gleichen Volumenstroms dieses auch für die Temperaturänderung gilt.

Durch die in a) und b) beschriebenen Annahmen ist es nun einfach, den Effekt eines Rohrregisters auf den Temperaturverlauf innerhalb des Erdwärmetauschers zu bestimmen.

Innerhalb des Registerbereiches muß hierzu lediglich der Volumenstrom auf die beteiligten Rohre aufgesplittet werden, so daß gilt

$$V_{\text{reg}} = V_0 / n$$

wobei V_{reg} der Volumenstrom innerhalb eines Registerrohres ist, V_0 der Basisvolumenstrom und n die Anzahl der Rohre im Register. Neben dem Volumenstrom muß natürlich der innere Wärmeübergangskoeffizient α neu bestimmt werden (siehe (0-41) Abschnitt 1.5.1)

Eine weitere Behandlung der Einzelrohre ist nicht nötig, da durch die Reduzierung des Volumenstroms bereits alle Effekte berücksichtigt sind. Analog hierzu könnte der Volumenstrom V konstant gehalten werden und die aktive Wärmeaustauschfläche A mit der Rohrwand erhöht werden ($n \cdot A$). Wie der nachstehenden Gleichung ersichtlich ist, ergeben beide Wege die gleiche Lösung:

$$T_{\text{Rohrluft,Aus}} = T_{\text{Rohrluft,Ein}} + \frac{(n \cdot A) \cdot \alpha (T_{\text{Rohrluft}} - T_{\text{R,i}})}{c_p \rho V} = T_{\text{Rohrluft,Ein}} + \frac{A \alpha (T_{\text{Rohrluft}} - T_{\text{R,i}})}{c_p \rho (V / n)}$$

Nach dem Ende des Registers ist keine gesonderte Behandlung des Rohres erforderlich: der Volumenstrom wird wieder auf den Basiswert zurückgesetzt und die Austrittstemperatur aus dem letzten Registerrohr, die ja gemäß der obigen Annahmen für alle Rohre gleich ist, wird als Eingangstemperatur für das nächste Segment verwendet. Ein weiterer Vorteil dieses Verfahrens ist, daß ein Rohrregister nicht vor einer Änderung zunächst wieder auf ein Einzelrohr reduziert werden muß. Es können also auch sich auffächernde Register direkt berechnet werden.

1.6 Berechnung der Kellerwandtemperaturen

Bei der Kellerwand handelt es sich um ein ähnliches System wie bei der Rohrwandung, mit dem Unterschied, daß aufgrund der unbewegten Kellerinnenluft der Wärmeübergang λ an der Kellerinnenwand um ein vielfaches geringer ist als bei der Kanalwandung. Es sollte an dieser Stelle bereits angesprochen werden, daß der Wärmeübergang zwar geringer ist als beim Erdkanal, jedoch keinesfalls gleich Null. Wurde der Erdkanal sehr nahe am Keller verlegt, so kommt es zu Rückkopplungen, die den tatsächlichen Wärmegewinn im Winter verfälschen, da es sich hierbei teilweise um dem Keller entzogenen Wärme handelt, die nachgeführt werden muß.

Die Außentemperatur der Kellerwand wird somit analog zur Rohraußenwandtemperatur berechnet, wobei für Δd , λ_R und T_{Rohrluft} sinngemäß Dicke und Wärmeleitfähigkeit der Kellerwand und T_{keller} einzusetzen sind. Es ergibt sich somit:

$$T_{\text{Kellerwand}} = \left[\frac{a \cdot \alpha}{(a + b)(a + \alpha)} T_{\text{keller}} + \frac{b}{a + b} T_E \right] \cdot \left[1 - \frac{(a + b)(a + \alpha)}{a^2} \right] \quad (1-42)$$

mit $a = \lambda_{\text{K-Wand}} / \Delta d_{\text{K-Wand}}$
 $b = \lambda_E / 0.5 \Delta$

Für die Erdtemperatur T_E an der Kellerwand wird wiederum ein gemittelter Wert über alle an die Kellerwand angrenzenden Erdzellen verwendet.

1.7 Simulation am vollständigen Modell

Abbildung 5 zeigt grafisch den Ablauf der Gesamtsimulation mit dem FD-Modell. Die Erläuterungen zu den jeweiligen Punkten befinden sich im Anschluß.

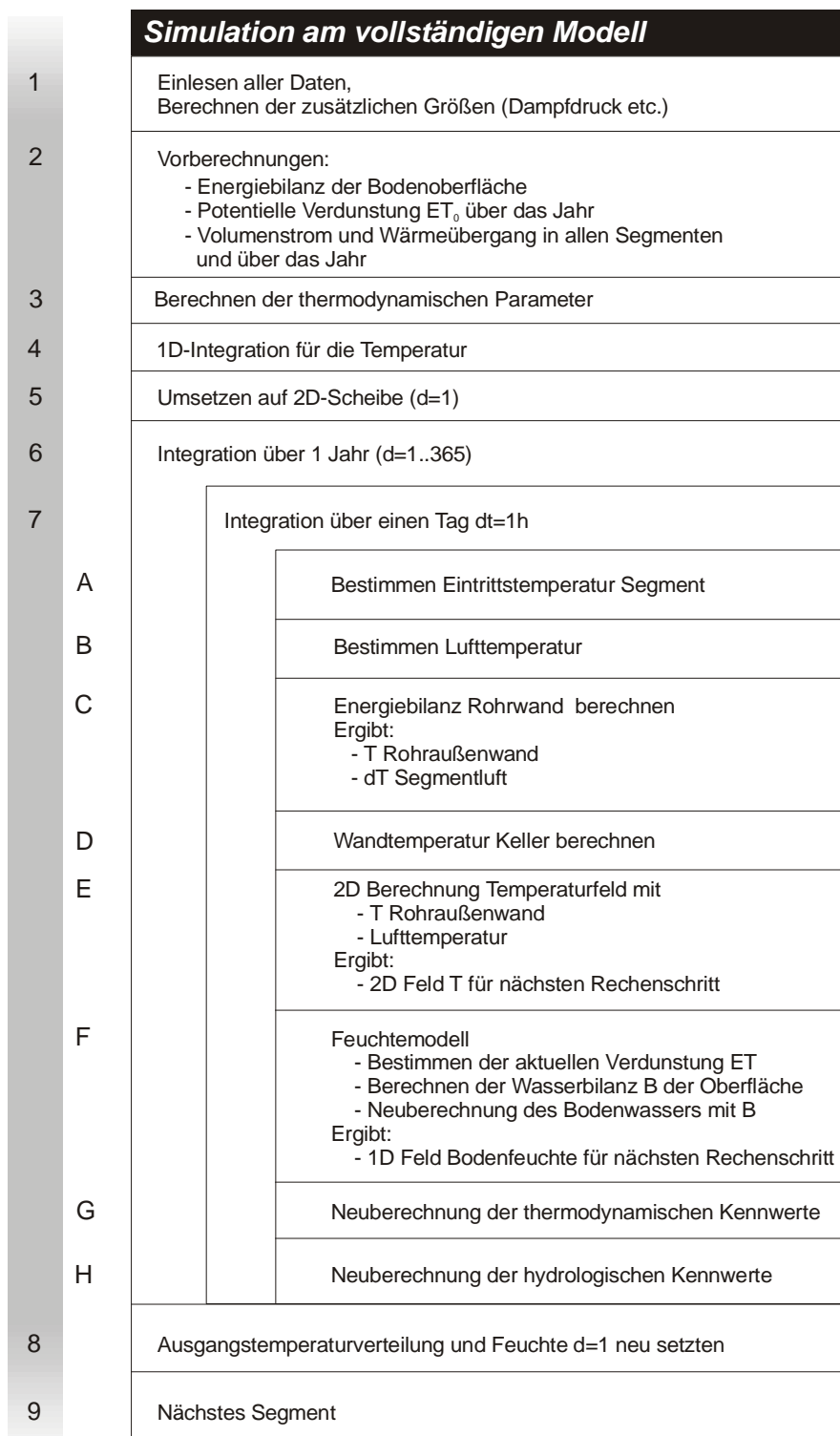


Abbildung 5: Ablaufdiagramm des Simulationsverfahrens

Erläuterungen zu den einzelnen Modellschritten

1 Einlesen der Daten, Berechnung der zusätzlichen Größen

Die Erdkanalgeometrie und die Klimadaten werden überprüft. Abbruch der Berechnung bei fatalen Fehleingaben. Die zusätzlichen Klimadaten für die PM-Gleichung, die nicht im Datensatz enthalten sind, werden berechnet: aktueller Dampfdruck, Sättigungsdampfdruck, langwellige Gegenstrahlung.

2 Vorberechnungen

- Die Strahlungsbilanz der Bodenoberfläche wird bestimmt. Eingangsdaten: T Oberfläche (wird gleich T Luft gesetzt), kurzwellige Globalstrahlung, langwellige Gegenstrahlung.
- Bestimmung der potentiellen Verdunstung ET_0 für jede Stunde des Jahres. (Die aktuelle Verdunstung wird in der Hauptschleife bestimmt, wenn das verfügbare Wasser im Boden bekannt ist)
- Der Volumenstrom wird anhand der Schaltzeiten des Kanals und der Anzahl der Rohre für jedes Segment vorbestimmt. Anhand des Volumenstromes kann der Wärmeübergang α für jedes Segment bestimmt.

3. Thermodynamische Parameter des Bodens anhand des Bodenmaterials und der Startfeuchte vorberechnen

4. 1D- Simulation durchführen

1D Simulation des Temperaturfeldes ohne Berücksichtigung der Verdunstung, Feuchte wird konstant auf dem Startwert gehalten

5. Umsetzen auf 2D- Scheibe, Berechnungsstart erstes Segment oder nächstes Segment abarbeiten

Die vorberechneten Werte werden aus dem 1D-Modell auf die 2D-Scheibe umgesetzt.

Das Modellgitter wird der aktuellen Kanalgeometrie angepaßt.

6. Integration über 1 Jahr

7. Integration über eine Tag . Zeitschritt 1 Stunde

- a) Bestimmen der Eintrittstemperatur in das aktuelle Segment. Im ersten Segment entspricht die Eintrittstemperatur der Lufttemperatur, in allen weiteren der Austrittstemperatur des vorangehenden Segments.
- b) Bestimmen der Lufttemperatur. Die aktuelle Lufttemperatur wird als obere Randbedingung für das thermodynamische Bodenmodell ausgelesen.
- c) Berechnen der Energiebilanz der Rohrwand anhand der Erdreichtemperatur am Rohr bzw. Rohrregister. Ergibt die Temperatur der Rohraußenwand (Randbedingung für die Berechnung des Erdtemperaturfeldes) und die Temperaturänderung der Luft im Segment (Eingangsgröße für das nächste Segment bzw. Endergebnis der Berechnung)
- d) Falls vorhanden, wird die Temperatur von angrenzenden Kellerwänden anhand der Innentemperatur des Kellers und des an den Keller angrenzenden Erdreichs bestimmt.
- e) Berechnung des 2D Temperaturfeldes anhand der aktuellen thermodynamischen Daten und der vorbestimmten Randbedingungen.

f) Berechnen des 1D Feuchtefeldes. Zunächst wird anhand der Feuchte der obersten Bodenschicht aus dem letzten Rechenschritt der β -Parameter und damit die aktuelle Verdunstung bestimmt. Die Verdunstung wird mit dem Niederschlag zur Wasserbilanz der Oberfläche verrechnet. Anhand der Wasserbilanz kann das Feuchtefeld des Bodens aktualisiert werden.

Wurde eine feinere Rechenaufösung als eine Stunde gewählt, so wird der letzte Teilschritt mehrmals ausgeführt, bis die Dauer des Hauptschrittes (1 h) erreicht wird.

g und h) Anhand des neuen Feuchtefeldes werden die thermodynamischen und hydrologischen Kennwerte des Bodens für den nächsten Rechenschritt aktualisiert.

8. Ende der Berechnung für das aktuelle Segment.

Das Temperaturfeld und die Bodenfeuchte werden wieder auf die Startwerte zurückgesetzt.

9. Die Berechnung fährt mit dem nächsten Segment fort bzw. ist beendet.

1.8 Literatur, Bibliographie

- Allen RG (2000): Ref-ET Reference Evapotranspiration Calculation Software, Handbuch, Univ. Idaho, 82 p.
- Allen, R.G. (1996). Assessing Integrity of Weather Data for use in Reference Evapotranspiration Estimation, *J. Irrigation and Drainage Engrg.*, ASCE. Vol 122 (2):97-106.
- Allen, R.G. and Pruitt, W.O. (1986). "Rational use of the FAO Blaney-Criddle formula.", *J. Irrig. and Drain. Engrg.*, ASCE, 112(2):139-155.
- Allen, R.G. and W.O. Pruitt. (1991). FAO-24 Reference Evapotranspiration Coefficients, *J. Irrigation and Drainage Engrg.*, ASCE. 117(5):758-773.
- Allen, R.G., M.E. Jensen, J.L. Wright, and R.D. Burman. (1989). Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. *Agronomy Journal*. 81:650-662.
- Allen, R.G., M. Smith, A. Perrier, and L.S. Pereira. (1994). An Update for the Definition of Reference Evapotranspiration. *ICID Bulletin*. 43(2):1-34.
- Allen, R.G., M. Smith, L.S. Pereira and A. Perrier. (1994). An Update for the Calculation of Reference Evapotranspiration. *ICID Bulletin*. 43(2):35-92.
- Allen, R.G., Pruitt, W.O., Businger, J.A., Fritschen, L.J, Jensen, M.E., and Quinn, F.H. (1996). "Evaporation and Transpiration." Chapter 4, p. 125-252 in: Wootton et al. (Ed.), *ASCE Handbook of Hydrology*. New York, NY.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. (1998). Crop Evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 300 p.
- Broadbridge, P und I. White (1988): Constant Rate Infiltration: a Versatile Nonlinear Model. 1. Analytic Solution, *Water Resour. Res* (24):145–154
- Brooks, R. H. und A. T. Corey (1964): Hydraulic Properties of Porous Media, *Hydrology Paper 3*, Colorado State University, Fort Collins, CO, 27 pp
- Clapp, R. B. und G.M. Hornberger (1978): Emirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties, *Water Resour. Res* (14): 601–604

- Frevert, D.K., R.W. Hill, and B.C. Braaten. (1983). Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. *J. Irrig. Drainage Engineering*, ASCE 109:265-270.
- Jensen, M.E., R.D. Burman, and R.G. Allen (ed). (1990). Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. American Society of Civil Engineers, Engrg Pract. Manual No. 70. 332 p.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy.Soc. London*. A193:120-146.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. Roy.Soc. London*. A193:120-146.
- Penman, H.L. (1963). Vegetation and hydrology. Tech. Comm. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England. 125 pp.
- Priestley, C. H. B. and Taylor, R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Rev.* (100):81-92.
- Shao, Y. und P. Irannejad (1999): On the Choice of Hydraulic Models in Land-Surface Schemes, *Boundary Layer Met.*(90): 83–115
- Snyder, R.L. and Pruitt, W.O. (1992). "ETo" Computer software and manual." Dept. Land, Air and Water Resources, Univ. California, Davis, CA.
- Van Genuchten, M. Th. (1980): A Close-Form Equation for Predicting the Hydraulic Conductivity of Unsaturated Soils, *Soil Sci. Soc. Am. J.* (44): 892–898
- Ventura F, Spano D, Duce P, Snyder RL (1999) An evaluation of common evapotranspiration equations, *Irrig Sci* (18): 163–170

2 Bestimmung fehlender Daten („Weather-Generator“)

Obwohl durch die integrierten Verfahren das Spektrum der benötigten Klimadaten stark reduziert wurde, wird es oft vorkommen, daß die in Abschnitt 1.2.2.3 aufgelisteten Klimadaten für den Untersuchungsort nicht oder nicht vollständig vorliegen. Insbesondere die Parameter *Globalstrahlung* und *Niederschlag* werden oft nicht erfaßt. Eine wichtige Fähigkeit der Software ist es daher, fehlende Klimadaten selbstständig berechnen zu können um trotz geringer Datengrundlage eine Berechnung durchführen zu können.

In den folgenden Abschnitten wird erläutert, welche Verfahren für die einzelnen Klimaelemente im Programm verwendet werden, um eventuelle Datenlücken zu schließen

2.1 Lufttemperatur

Die Angaben zur stündlichen Lufttemperatur zusammen mit sonst möglicherweise leeren Datenbank sind die Minimalanforderungen für die Simulationsrechnungen. Ohne diese Angaben kann keine sinnvolle Berechnung durchgeführt werden. Deswegen existiert keine Routine zum Erzeugen dieser Daten.

2.2 Luftfeuchte

Bei der Luftfeuchte handelt es sich, wie bei der Lufttemperatur, um eine Basisgrösse, die sich nur sehr schwer aus anderen Daten herleiten läßt. Es sollte daher in jedem Fall versucht werden, eine für den Untersuchungsort repräsentative Meßreihe zu verwenden. Es ist dabei besser, Feuchtedaten von etwas entfernt liegenden Stationen zu verwenden, als die Werte vom Programm erzeugen zu lassen.

Die Software EK-FiDiMo stellt dennoch eine Funktion zur Verfügung, mit der die relative Luftfeuchte aus den Temperaturdaten sehr grob hergeleitet werden kann.

Hierzu wird zunächst die minimale Lufttemperatur T_{\min} innerhalb eines 24 h Intervalls (00:00 – 23:00 Uhr) aus den Klimadaten bestimmt. Anhand dieser Temperatur wird die Taupunkttemperatur t_{dew} empirisch bestimmt:

$$t_{\text{dew}} = t_{\min}(24\text{h}) - X \quad (2-1)$$

Für humide Standort ist der Faktor X in der Gleichung gleich 0, d.h. es wird davon ausgegangen, dass zum Zeitpunkt mit der minimalen Lufttemperatur (zumeist kurz nach Sonnenaufgang) Kondensation eintritt. Für trockene Standorte kann der Faktor X bis auf 2 erhöht werden, so dass auch beim Temperaturminimum keine Kondensation auftritt. Nimmt man zudem an, dass sich der absolute Wassergehalt der Luft im Laufe eines Tages nicht ändert, so kann die relative Feuchte rF zu einer Stunde i anhand der Lufttemperatur und dem Verhältnis des aktuellen Sättigungsdampfdrucks zum Sättigungsdampfdruck bei Taupunkttemperatur berechnet werden:

$$rF(i) = 100 \cdot \frac{e_*(T(i))}{e_*(T_{\text{dew}})} \quad (2-2)$$

Die Festlegung des Parameters X erfolgt im Programm in den Standorteinstellungen unter „Differenz T_{dew} zu T_{min} “.

2.3 Kurzwellige Strahlung

Zur Bestimmung der Verdunstung werden Angaben über die stündliche Globalstrahlung (direkte und diffuse Sonnenstrahlung) sowie die langwellige Gegenstrahlung (Wärmestrahlung des Himmels) benötigt.

Während die langwellige Gegenstrahlung betragsmäßig im Laufe eines Tages wenig variiert und nur nachts für die Oberflächentemperaturen eine Bedeutung hat, ist die kurzwellige Sonnenstrahlung der maßgebliche Faktor für die Verdunstung.

Zwar läßt sich die maximal mögliche Sonnenstrahlung in Abhängigkeit von der Sonnenposition recht gut berechnen, allerdings liegt die tatsächlich verfügbare Energie aufgrund von Bewölkung oft deutlich unter diesem Wert.

Ähnlich wie die Lufttemperatur, so läßt sich auch die aktuelle Strahlung aufgrund des variierenden Bewölkungseinflusses nur sehr schlecht aus anderen Klimaelementen ableiten. Für eine realistische Untersuchung ist es daher anzuraten, zumindest Meßwerte für die Globalstrahlung an einem klimatologisch vergleichbaren Ort zu verwenden.

Für eine erste Abschätzung der Strahlung bietet das Erdkanalmodell jedoch eine automatische Erzeugung der Strahlungswerte an.

2.3.1 Bestimmung des Bewölkungsgrades

Der erste Schritt zur Bestimmung der kurzwelligen Strahlung ist die Festlegung eines stündlichen Bewölkungsgrades. Wie bereits geschrieben wurde, ist die direkte Ableitung aus den übrigen Klimagrößen praktisch unmöglich. Um dennoch eine realitätsnahen Strahlungsinput berechnen zu können, kann das Programm zufallsgesteuerte Bewölkungsdaten erzeugen.

Die so erzeugten Bewölkungsdaten werden auch benötigt, wenn die Niederschlagsdaten ebenfalls künstlich erzeugt werden sollen. Es ist daher wichtig, daß in diesen Fällen beide Meßgrößen, Strahlung und Niederschlag, aus dem selben Wolkendaten gewonnen werden sollten, um unlogische Konstellationen zu vermeiden.

Liegen zwar Niederschlagsdaten vor, aber keine Strahlungsdaten, so läßt sich eine Neugenerierung der Bewölkungsdaten allerdings nicht vermeiden, da das Programm keine Rückschlüsse vom Niederschlag auf die Strahlung zieht.

Zur Erzeugung der Bewölkungsdaten wird zunächst $p(n)$ als die Wahrscheinlichkeit definiert, mit der ein Gesamtbedeckungsgrad von n eintritt. Zulässige Bedeckungsgrade sind 1/8-tel bis 8/8-tel sowie ein wolkenfreier Himmel (0/8-tel).

In dem implementierten stochastischen Modell wird zunächst davon ausgegangen, dass die stündlichen Bedeckungsgrade $n(h,m)$ innerhalb eines Monats m um einen mittleren Bedeckungsgrad n_{av} im Bereich $[n_{av}-4, n_{av}+4]$ gleich verteilt sind, also jeder Bewölkungsgrad mit der gleichen Wahrscheinlichkeit eintritt.

Der mittlere Bedeckungsgrad kann als ein Maß für die Wetterqualität hinsichtlich der Bewölkung im jeweiligen Monat verwendet werden, wenn man Bewölkungsdaten unter Null und über 8 gesondert behandelt. Im Programm werden hierzu mehr oder minder willkürlich 3 Wetterqualitäten und deren mittlere Bedeckungsgrade festgelegt:

„schön“ :	n=0
„mittel“:	n=4
„schlecht“:	n=6

In Falle von „schön“ werden die aus der Wahrscheinlichkeitsverteilung resultierenden negativen Bedeckungsgrade $n(h,m)$ dem Bedeckungsgrad „0“ zugeordnet. Bei der Wetterlage „schlecht“ werden analog alle Bedeckungsgrade $n(h,m)$ über 8 dem Wert „8“ zugeordnet. Hierdurch wird im Wassertyp „schön“ die Wahrscheinlichkeit von geringer Bewölkung und beim Wassertyp „schlecht“ die Wahrscheinlichkeit einer vollständigen Bedeckung deutlich stärker gewichtet. Beim Wassertyp „mittel“ bleibt die Verteilung gleichverteilt im Intervall [0..8].

Das beschriebene Vorgehen berücksichtigt die Tendenz zur Wetterlagenbildung recht gut, d.h. sowohl bei ausgeprägt schöner als auch bei schlechter Wetterqualität ist zu erwarten, das Bedeckungsgrade nahe bei „0“ bzw. bei „8“ häufiger zu beobachten sind, als es bei einer gleichverteilten Menge ohne Wichtung der Fall wäre. Im Programm kann die Wetterqualität im Standortprofil für jeden Monat getrennt eingestellt werden.

Die Bestimmung des stündlichen Bedeckungsgrades erfolgt nach der Festlegung der mittleren Wetterqualität eines Monats für jede Stunde stochastisch, d.h. mit Hilfe eines Zufallszahlengenerators.

Eine weitergehende Aufteilung der Bewölkungsgrade auf die verschiedenen Stockwerke der Atmosphäre (hohe, mittlere und tiefe Wolken) erfolgt in dem Programm nicht, so daß bei der späteren Strahlungsberechnung ein gemittelter Wert verwendet werden muß.

Die folgende Abbildung zeigt am Beispiel des 15. Junis die Resultate des Wolkengenerators im Tagesverlauf

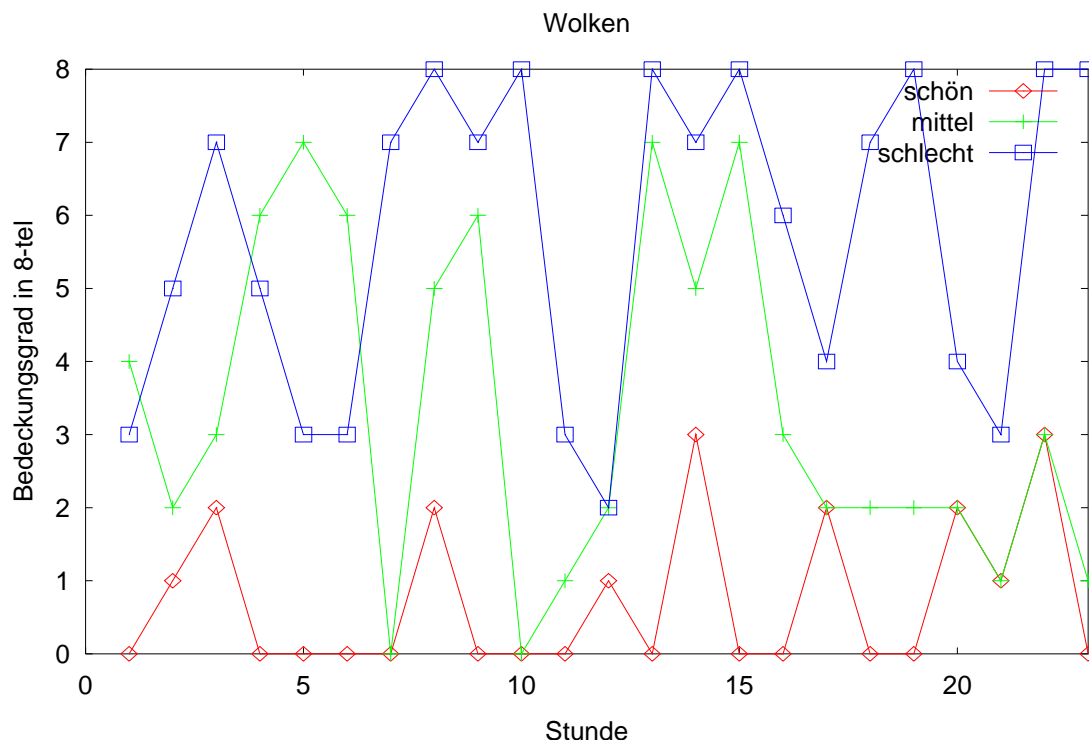


Abbildung 6: Vom Wolkengenerator simulierte Bedeckungsgrade am 15.6 für die drei Wetterqualitäten "schön", "mittel" und "schlecht"

2.3.2 Berechnung der Strahlungsenergie

Die Quantifizierung der zu einem bestimmten Zeitpunkt einfallenden Sonneneinstrahlung ist relativ einfach, wenn ausschließlich der Energieeintrag an der Erdoberfläche gesucht ist. Hierdurch entfällt die Notwendigkeit, exakte Annahmen über die Verteilung von strahlungsrelevanten Gasen und Partikeln in der Atmosphäre treffen zu müssen.

Für das in diesem Modell verwendete Verfahren nach Taesler und Anderson (1984) wird zunächst anhand der Sonnenhöhe die von der Strahlung zu durchquerende optische Luftmasse (m) bestimmt. In Abhängigkeit von der Trübung der Atmosphäre kann somit der Energieverlust, hervorgerufen durch Streuung an Partikeln und Molekülen, abgeschätzt werden. Die zusätzliche Abschwächung der Strahlung durch Absorption an Wasserdampfmolekülen wird aus dem Wasserdampfdruck in zwei Metern Höhe abgeleitet. Man erhält somit einen Ausgangswert für die kurzwellige Strahlung, die unter den gegebenen Bedingungen auf eine senkrecht zur Strahlungsrichtung stehende Fläche eintrifft.

Nach dem Lambert'schen Kosinusetz kann diese einfach auf eine horizontale Fläche umgerechnet werden:

$$Q_{kw, glob} = \sin \phi Q_{kw, dir} + Q_{kw, dif} \quad (2-3)$$

wobei $Q_{kw, glob}$ die auf die Bodenoberfläche eintreffende Globalstrahlung ist. $Q_{kw, dir}$ und $Q_{kw, dif}$ sind der direkte bzw. der diffuse Anteil der Strahlung und ϕ ist die Sonnenhöhe.

Letztendlich muß der Einfluß einer eventuell vorhandenen Bewölkung auf die Strahlungsflüsse an der Erdoberfläche untersucht werden.

In den folgenden Abschnitten werden die einzelnen Schritte zur Bestimmung der kurzwelligen Strahlung dargestellt.

2.3.2.1 Bestimmung der Sonnenhöhe

Zunächst ist der aktuelle Höhenwinkel ϕ in [dez°] der Sonne aus der Sonnendeklination δ [dez. Grad], dem Stundenwinkel w_t [h] und dem Breitengrad φ [dez. Grad] des Modellortes zu bestimmen:

$$\phi = \arcsin[\cos(w_t)\cos(\delta)\cos(\varphi) + \sin(\delta)\cos(\varphi)] \quad (2-4)$$

Zur Bestimmung des Höhenwinkels sind weiterhin folgende Gleichungen zu lösen:

$$\delta = \arcsin[\sin(23.4) \sin(\varepsilon)] \quad (2-5a)$$

$$\varepsilon = 279.3 + 0.9856 * N + 1.92 * \sin(356.6 + 0.9856 * N) \quad (2-5b)$$

$$w_t = 15(\text{MOZ} + \Phi_t - 12) \quad (2-5c)$$

$$\Phi_t = 0.1644 * \sin\{2 * [L + 1.92 * \sin(L + 77.3)]\} - 0.1277 * \sin(L + 77.3) \quad (2-5d)$$

$$L = 279.3 + 0.9856 * N \quad (2-5e)$$

Hierbei ist jeweils für N die Nummer des Tages im Jahr und für MOZ die aktuelle mittlere Ortszeit einzusetzen. L ist die geozentrisch scheinbar mittlere Länge, Φ_t die Zeitgleichung, w_t der Stundenwinkel der Sonne (negativ vor Mittag und positiv danach), ε ist die Ekliptik der Sonne und δ deren Deklinationswinkel.

2.3.2.2 Bestimmung der direkten Komponente der kurzwelligen Strahlung

Zur Bestimmung der kurzwelligen Strahlungskomponente wird zunächst die Ausgangsenergie der Sonnenstrahlung Q_{kw}^* bestimmt, die die Erdoberfläche erreichen würde, wenn nur molekulare und diffuse Streuung zu einer Abschwächung der Strahlungsintensität in den einzelnen Wellenlängenbereichen führen würde.

Hierzu ist folgendes Integral zu lösen:

$$Q_{kw}^* = \int_{0.29}^{10.0} I_0(\lambda) * \exp\{-\alpha_R(\lambda) + \alpha_D(\lambda)\} * m\} \Delta\lambda \quad (2-6)$$

Das Wellenlängenintegral wird auf den Bereich zwischen 0.29 und 10.0 μm beschränkt, welches keine Beeinträchtigung der Berechnung bedeutet, da sich in diesem Intervall bereits über 99 % der Gesamtenergie der Sonnenstrahlung befindet.

Die Größe $I_0(\lambda)$ beschreibt die Strahlungsintensität der Sonne im Bereich der Wellenlänge λ auf eine senkrecht zur Strahlung stehende Fläche am Außenrand der Erdatmosphäre, α_R ist die Streuung an kleinen Luftmolekülen („*Rayleigh-Streuung*“) und α_D steht für die diffuse Streuung an größeren Partikeln („*Mie-Streuung*“).

Zur Lösung des Integrals (2-6) wird der Wellenlängenbereich zwischen 0.29 und 10.0 μm in 62 Teilintervalle aufgeteilt, deren Strahlungsintensitäten einer Tabelle auf Basis der Daten von Houghton (1977) entnommen werden.

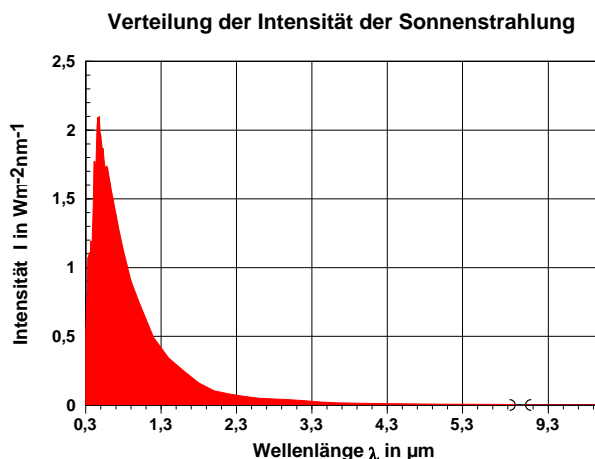


Abbildung 7: Verteilung der Intensität der Sonneneinstrahlung im Bereich von 0.29 bis 10.0 μm (Datenbasis: 62 Teilintervalle nach Houghton, 1977)

Die verwendeten Streukoeffizienten α_R und α_D [μm^{-1}] sind ebenfalls eine Funktion der betrachteten Wellenlänge (Taesler und Anderson, 1984) und werden für die Rayleigh-Streuung mit

$$\alpha_R(\lambda) = \lambda^{-4} 0.00816 \quad (2-7)$$

und für die Mie-Streuung mit

$$\alpha_D(\lambda) = \lambda^{-1.3} \beta_{tr} \quad (2-8)$$

angesetzt.

β_{tr} ist der dimensionslose Trübungsfaktor nach Ångström und eine Funktion der Jahreszeit sowie der örtlichen Begebenheiten. Für den Trübungsfaktor bietet das Programm vereinfachend 3 Stufen an:

0.004: sehr saubere Luft

0.007: mittel saubere Luft

0.012: oft trübe Luft (z.B. Stadt)

Die in (2-6) benötigte optische Luftmasse m in [m] ist ein Maß für die Dicke der von den Sonnenstrahlen innerhalb der Erdatmosphäre zu durchquerenden Luftschicht und kann aus der aktuellen Sonnenhöhe ϕ berechnet werden:

$$m \rightarrow \begin{cases} \frac{1}{\sin(\phi)} & ; \phi > 10^\circ \\ 1.22 \left[\frac{1.0144}{\sin(\phi + 1.44)} - 0.49 \right] & ; \phi \leq 10^\circ \end{cases} \quad (2-9)$$

Durch den sich im Laufe des Jahres verändernden Abstand zwischen Erde und Sonne ist es notwendig, die einfallende Strahlung Q_{kw}^* mit einer den Sonnenabstand berücksichtigenden Korrekturfaktor c zu gewichten

$$c \rightarrow 0.9998 + 0.0014\delta \quad (2-10)$$

Der Wert von c ist Anfang Januar (Perihel) mit $c \approx 1.034$ am größten und Anfang Juli (Aphel) mit $c \approx 0.967$ am kleinsten.

Als weiterer Korrekturterm ist außerdem die Absorption von Energie durch Wasserdampf in der Atmosphäre zu berücksichtigen. Hierzu wird die von Liljequist (1979) vorgeschlagene Formel

$$Q_{abs} \rightarrow 70 + 2.8e_{2m}m \quad (2-11)$$

verwendet. Hierbei ist m wiederum die optische Luftmasse nach () und e_{2m} der Dampfdruck in zwei Metern Höhe in [hPa], der sich aus der vorgegeben Lufttemperatur und Luftfeuchte berechnen läßt.

Unter Berücksichtigung dieser beiden Korrekturen ergibt sich für die direkte Komponente der kurzwelligen Strahlung Q_{kw_dir}

$$Q_{kw_dir} = cQ_{kw}^* - Q_{abs} \quad (2-12)$$

2.3.2.3 Bestimmung der diffusen Komponente der kurzwelligen Strahlung

Nachdem die Berechnung der direkten Strahlungskomponente für einen wolkenlosen Himmel vollständig ist, wird im nächsten Schritt die diffuse Sonnenstrahlung Q_{kw_dif} bestimmt. Diese kann, wenn man sie vereinfachend als isotrop ansieht, direkt aus der Sonnenhöhe und der direkten Strahlungskomponente ermittelt werden (Brown und Isfält 1974):

$$Q_{kw_dif} = Q_{kw_dir} \sin(\phi) \left(\frac{\gamma(\phi)}{1 - \gamma(\phi)} \right) \quad (2-13)$$

$$\text{mit} \quad \gamma(\phi) = \frac{1}{1 + 8 \sin(\phi)^{0.7}}$$

2.3.2.4 Berücksichtigung der Bewölkung

Als letzter Faktor ist der Einfluß der Bewölkung auf die kurzwellige Strahlung zu betrachten. Durch das Auftreten von Bewölkung reduziert sich die kurzwellige direkte Komponente der Sonnenstrahlung, während der diffuse Anteil etwas zunimmt. Hierbei kommt es zu Mehrfachreflexionen zwischen den Wolkenunterkanten und dem Erdboden, wobei tiefliegende Wolken zu einem höheren Reflexionsgrad führen als Wolken in den mittleren und hohe Schichten der Atmosphäre.

Zur Berechnung des Wolkeneinflusses wird die Bewölkung zumeist in drei Wolkenkategorien unterteilt: hohe Wolken (h), mittlere Wolken (m) und tiefe (t) Wolken. Aufgrund der unterschiedlichen Struktur und Temperatur (Eis, Wasserdampf) besitzen die verschiedenen Wolkenstockwerke eine unterschiedlich Albedo. Als typische Werte können, Taesler und Andersson (1984) folgend, die Werte $A_t=0.75$, $A_m=0.45$ und $A_h=0.40$ für tiefe, mittlere und hohe Wolken veranschlagt werden. Da im Modell keine Differenzierung zwischen unterschiedlichen Höhen vorgenommen wird, wird eine mittlere Albedo von 0.45 verwendet. Die Albedo des Erdbodens A_b wird für die diffuse Komponente benötigt und mit 0.25 als konstant angenommen.

Als Endergebnis ergibt sich für die direkte Komponente der Strahlung auf eine senkrechte Fläche:

$$Q_{kw_dir}^w = Q_{kw_dir} \left(1 - \frac{N_{ges}}{8} \right) \quad (2-14)$$

und für die diffuse Komponente auf eine horizontale und unabgeschirmte Fläche

$$Q_{kw_diff}^w = \left[\frac{Q_{kw_dir} \sin(\phi)}{(1 - \gamma(\phi))} \right] * \left(\frac{A_w - 1}{A_w A_b - 1} \right) - Q_{kw_dir} \sin(\phi) \quad (2-15)$$

Die Anwendung dieses Verfahrens weist nach Taesler und Andersson (1984) für jede Parametervariation eine Übereinstimmung von mehr als 80% mit gemessenen Werten auf, und kann somit im Rahmen dieses Modells als eine adäquate Methode zur Abschätzung der kurzwelligen Einstrahlung angesehen werden.

Abbildung 8 zeigt die simulierte Globalstrahlung am 15. Juni unter Verwendung der in Abbildung 6 dargestellten simulierten Bewölkungsgrade.

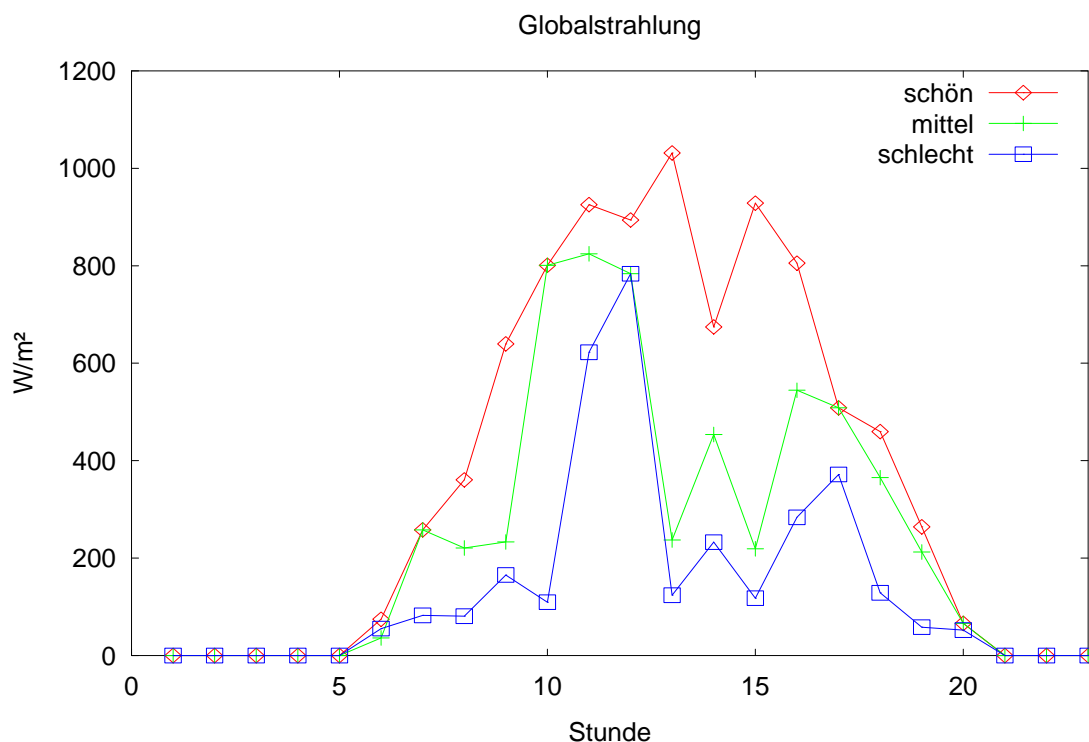


Abbildung 8: Simulierte Globalstrahlung am 15.6 für die drei Wetterqualitäten "schön", "mittel" und "schlecht"

2.4 Niederschlag

Die Verteilung und Intensität von Niederschlägen ist ein wichtiges Kriterium bei der Bestimmung der hydrologischen Verhältnisse im Erdreich.

Auch wenn man alle Sonderformen wie Schnee und Reif vernachlässigt, so ist der Regen eine meteorologische Größe die nur sehr schwer ohne Meßwerte zu bestimmen ist.

Ähnlich wie bei der Bewölkung wurde deswegen ein mehrstufiges Model entwickelt, um anhand einiger weniger Ausgangsdaten Stundenwerte für den Niederschlag erzeugen zu können.

2.4.1 Generelle Eigenschaften

Das Eintreten eines Niederschlagsereignisses und seine Intensität korreliert generell mit dem vorgefundenen Bewölkungsgrad, wobei allerdings eine hohe Standardabweichung charakteristisch ist. Dies bedeutet, daß in Stunden mit starker Bewölkung die Wahrscheinlichkeit eines Niederschlagsereignisses zwar höher liegt als in Stunden mit geringer oder ohne Bewölkung, eine Bewölkung jedoch nicht notwendigerweise auch Regen bedeutet.

Ähnlich verhält es sich mit der Niederschlagsmenge: die Wahrscheinlichkeit, daß viel Niederschlag fällt ist in Stunden mit starker Bewölkung generell höher als in Stunden mit geringer Bewölkung, wenngleich, vor allem im Sommer, auch niedrigere Bewölkungsgrade zu ergiebigen Schauern führen können.

Um diese Charakteristik möglichst gut nachzubilden, wurde das Niederschlagsmodul mit einem mehrstufigen Analyseverfahren ausgestattet.

Zur Bestimmung der Niederschlagsverteilung werden neben den Monatssummen des Niederschlags Informationen über den stündlichen Bedeckungsgrad benötigt. Da diese Daten in den meisten Fällen nicht vorliegen, kommt hier das bereits bei der Erzeugung der Strahlungsdaten im Abschnitt 2.3.1, Seite 39 vorgestellte Modul zur Berechnung von Bewölkungsdaten zum Einsatz.

Die monatlichen Niederschlagsmengen können in den Einstellungen zum Standortprofil eingegeben werden. Als Vorgabewerte sind die 100 jährigen Mittelwerte in Bochum/ Deutschland (7° 15' e.L., 51° 26' n. Br) im Programm gespeichert („Das Wetter in Bochum“, AG Klimaforschung „RUB“).

Eine sinnvolle Übereinstimmung der Meßgrößen *kurzwellige Strahlung* und *Niederschlag* ist, wie bereits erwähnt wurde, nur möglich, wenn beide auf Basis der gleichen Bewölkungsdaten generiert werden.

Da die Berechnungen der Bewölkung auf stochastischen Ansätzen beruht, liefert jeder Durchlauf des Wetter-Generators auch bei gleichen Basiswerten unterschiedliche Verteilungen. Im folgenden Abschnitt wird die Funktionsweise des Niederschlagsmoduls im einzelnen vorgestellt.

2.4.2 Ablauf der Niederschlagserzeugung

Bevor die Simulation beginnen kann, müssen die stündlichen Bedeckungsgrade $n(h,m)$ in der Datenbank vollständig vorhanden sein.

Schritt 1:

Alle Stunden eines Monats werden nach dem Bedeckungsgrad absteigend sortiert und in einer Liste zusammengestellt. Stunden mit gleichem Bedeckungsgrad werden innerhalb ihrer Klasse quasi zufallsverteilt in die Liste aufgenommen.

Schritt 2:

Die Zahl der potentiellen Niederschlagsstunden wird bestimmt. Als potentielle Niederschlagsstunden werden alle Stunden angesehen, in denen die Bewölkung größer gleich 3 Achtel beträgt.

Anhand der Monatssumme des Niederschlags wird eine durchschnittliche stündliche NS-Menge (NS_{mittel}) bestimmt. Dieser Mittelwert gibt die Niederschlagsmenge an, die in jeder potentiellen Niederschlagsstunde fallen müßte, um den Monatswert zu erreichen.

Schritt 3:

Die monatliche Niederschlagsmenge wird auf die einzelnen Stunden verteilt, indem, ausgehend von dem Tag mit der stärksten Bewölkung, in der sortierten Liste die monatliche Niederschlagsmenge verteilt wird.

Hierbei wird davon ausgegangen, daß bei einem Niederschlagsereignis der durchschnittliche stündliche Niederschlagswert mit hoher Wahrscheinlichkeit übertroffen wird, da es nicht in jeder potentiellen Niederschlagsstunde auch zu einem Niederschlagsereignis kommt.

Die stündliche Niederschlagsmenge berechnet sich somit nach

$$NS(t, m) = NS_{\text{mittel}} \cdot N\%$$

wobei $N\%$ der prozentuale Anteil bezogen auf den berechneten Durchschnittswert ist. Verteilungsfunktion für die Niederschlagsmenge anhand der Wetterqualität:

Zur Bestimmung von $N\%$ wird eine Gaußsche Normalverteilung nach der Formel

$$p(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left[-0.5\left(\frac{x-\mu}{\sigma}\right)^2\right] \quad (2-16)$$

verwendet, wobei μ der Mittelwert der Verteilung, σ die Standardabweichung und $p(x)$ die Wahrscheinlichkeit einer Niederschlagsmenge x ist. Die Summe aller Wahrscheinlichkeiten beträgt in der Gaußschen Normalverteilung 1.

Der Mittelwert und die Standardverteilung werden anhand der vom Anwender gewählten Wetterqualitäten, die bereits bei der Erzeugung der Wolkendaten zum Einsatz kamen, bestimmt:

„schön“: $\mu=500, \sigma=200$

„mittel“: $\mu=300, \sigma=250$

„schlecht“ $\mu=200, \sigma=300$

Bei der Wetterqualität „schön“ werden einzelne Regenereignisse mit hohen Niederschlagswerten bevorzugt erzeugt. Im Falle der Wetterqualität „schlecht“ werden mittelstarke Niederschlagswerte erzeugt, wobei gleichzeitig eine breitere Streuung angelegt wird als bei der Wetterlage „schön“. Hierdurch entstehen länger anhaltende Regenperioden mit mäßigen Niederschlägen (z.B. Landregen) häufiger als einzelne Schauer. Die Wetterlage „mittel“ erzeugt eine Mischung aus beiden Szenarien.

Die nachstehende Grafik zeigt die Funktion die Niederschlags-Verteilungsfunktion für die drei Wetterqualitäten.

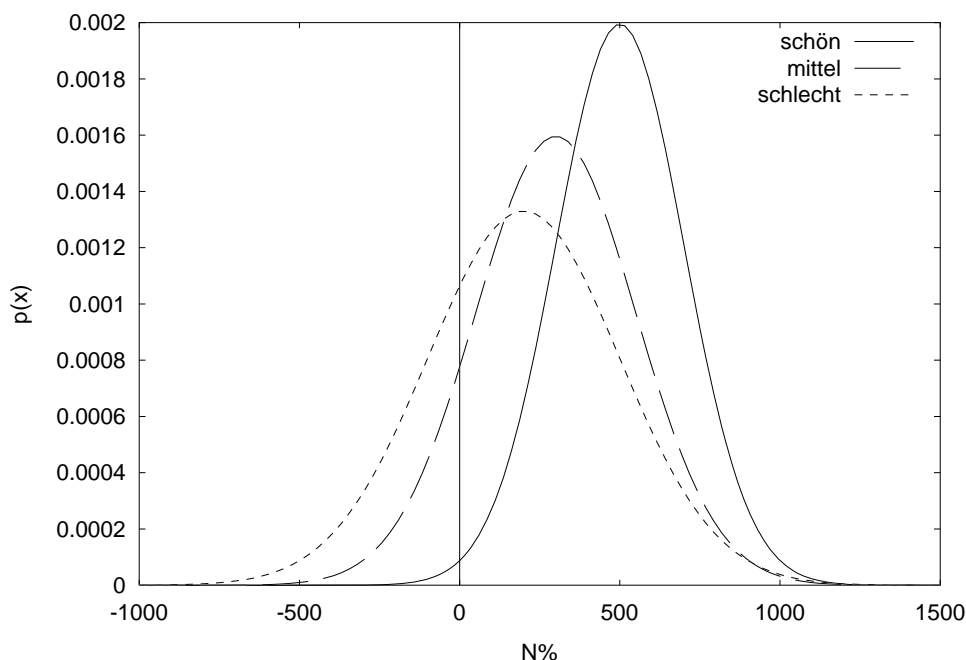


Abbildung 9: Normierte Verteilungsfunktionen nach Gauß für die drei Wetterqualitäten

Niederschlagswerte die zu einem negativen Wert von N% führen werden als Stunden ohne Niederschlag betrachtet. Hierdurch wird gewährleistet, daß nicht zu jeder potentiellen Niederschlagsstunde auch Niederschlag fällt.

Nachdem der stündliche Niederschlag für die Stunde mit der stärksten Bewölkung bestimmt wurde, wird die verbleibende Niederschlagsmenge für den betrachteten Monat um diesen Wert reduziert.

Im weiteren Verlauf des Berechnungsverfahrens wird nun mit der nächsten Stunde in der absteigend sortierten Liste wie beschrieben fortgefahren. Das Verfahren endet, wenn aller Niederschlag eines Monats verteilt wurde.

Die Abbildung 10 zeigt exemplarisch die Ergebnisse dieses Verfahrens für den 15. Juni. Als Ausgangswerte wurden die in Abbildung 6 gezeigte Wolkenverteilung sowie eine monatliche Niederschlagsmenge von 78.8 mm verwendet.

Man sieht deutlich, dass bei der Wetterqualität „schlecht“ der Niederschlag auf mehrere Stunden mit geringerer Intensität verteilt wird, während bei der Qualität „schön“ zwei ergiebige Schauer erzeugt wurden.

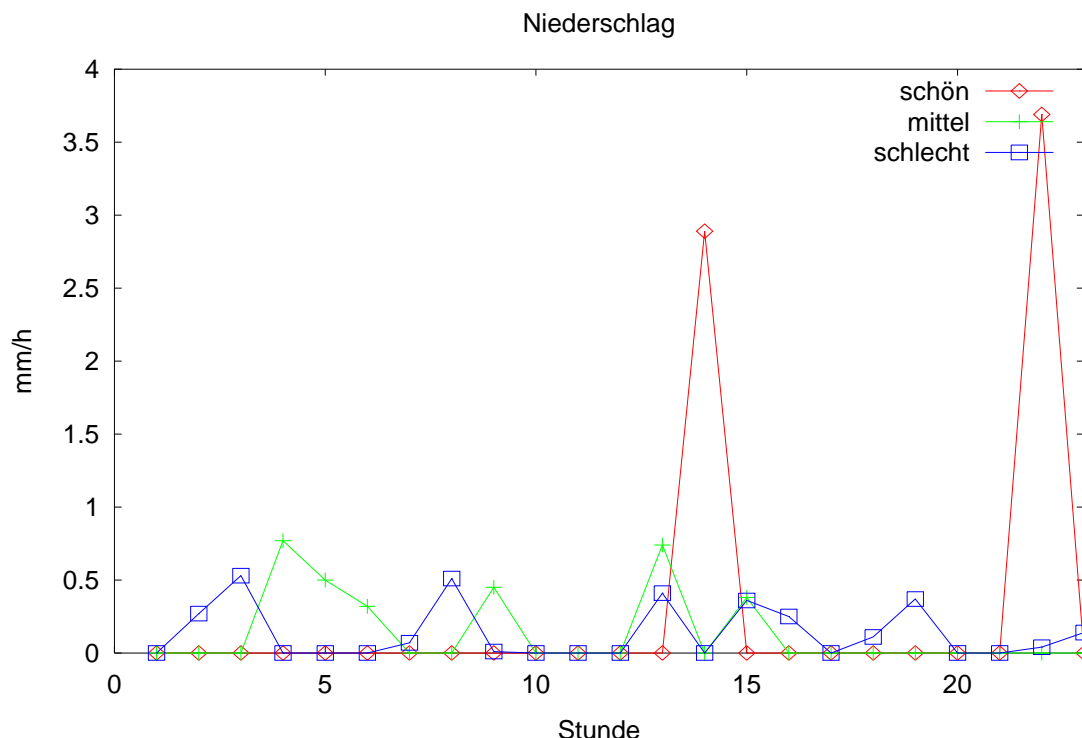


Abbildung 10: Simulierte Niederschlagsverteilung am 15.6 für die drei Wetterqualitäten "schön", "mittel" und "schlecht". Die Monatssumme betrug für alle Fälle 78.8 mm

2.5 Wind

Ähnlich wie die Luftfeuchte lässt sich der Wind ebenfalls nur sehr schwer aus anderen Wetterinformationen ableiten. Fehlen exakte Messungen, so ist ein geschätztes 24 h –Mittel anzugeben. Für Orte mit durchschnittlichen Windverhältnissen (also weder in Höhenlage noch an der See) ist ein Mittelwert von 2 m/s ein guter Anhaltspunkt. Zusätzliche Informationen über die durchschnittliche Windgeschwindigkeit findet man beispielsweise im Windatlas des Deutschen Wetterdienstes.

Da aufgrund der thermischen Schichtung der Atmosphäre im allgemeinen die Wingschwindigkeit tagsüber etwas höher liegt als nachts, wird bei der Erzeugung der Winddaten zwischen Tag und Nacht unterschieden. Als Tag wird hierbei gemäß FAO pauschal die Zeit von 7.00 bis 19.00 angenommen. Für die Tages- (u_{tag}) und Nacht- (u_{nacht})-Windgeschwindigkeiten ergibt sich:

$$u_{\text{tag}} = \frac{2 \cdot u_{24\text{h}}}{1 + 1/\text{TNR}}$$

$$u_{\text{nacht}} = \frac{2 \cdot u_{24\text{h}}}{1 + \text{TNR}}$$

wobei $u_{24\text{h}}$ der ortstypische Mittelwert und TNR das Tag/Nacht Verhältnis der Windgeschwindigkeit ist. Letzteres kann im Klimaprofil des Standortes angegeben werden, der Vorgabewert ist 2 m/s.

Die Auswirkungen des Windes auf das Endergebnis ist bei Erdwärmetauschern recht gering, so daß dieser sehr grobe Berechnungsansatz ausreichend genau ist.

3 Literatur

- Allen RG (2000): Ref-ET Reference Evapotranspiration Calculation Software, Handbuch, Univ. Idaho, 82 p.
- Allen, R.G. (1996). Assessing Integrity of Weather Data for use in Reference Evapotranspiration Estimation. J. Irrigation and Drainage Eng., ASCE. Vol 122 (2):97-106.
- Allen, R.G. and Pruitt, W.O. (1986). "Rational use of the FAO Blaney-Criddle formula." J. Irrig. and Drain. Engrg., ASCE, 112(2):139-155.
- Allen, R.G. and W.O. Pruitt. (1991). FAO-24 Reference Evapotranspiration Coefficients. J. Irrigation and Drainage Engr., ASCE. 117(5):758-773.
- Allen, R.G., M.E. Jensen, J.L. Wright, and R.D. Burman. (1989). Operational Estimates of Reference Evapotranspiration. Agronomy Journal. 81:650-662.
- Allen, R.G., M. Smith, A. Perrier, and L.S. Pereira. (1994). An Update for the Definition of Reference Evapotranspiration. ICID Bulletin. 43(2):1-34.
- Allen, R.G., M. Smith, L.S. Pereira and A. Perrier. (1994). An Update for the Calculation of Reference Evapotranspiration. ICID Bulletin. 43(2):35-92.
- Allen, R.G., Pruitt, W.O., Businger, J.A., Fritschen, L.J, Jensen, M.E., and Quinn, F.H. (1996). "Evaporation and Transpiration." Chapter 4, p. 125-252 in: Wootton et al. (Ed.), ASCE Handbook of Hydrology. New York, NY.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, and M. Smith. (1998). Crop Evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 56, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Rome, 300 p.
- Bruse, M., Fler H. (1998): Endbericht zum Projekt Erdwärmetauscher, Teil I, AG Solar NRW
- Frevert, D.K., R.W. Hill, and B.C. Braaten. (1983). Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, ASCE 109:265-270.
- Jensen, M.E., R.D. Burman, and R.G. Allen (ed). (1990). Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. American Society of Civil Engineers, Engrg Pract. Manual No. 70. 332 p.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy.Soc. London. A193:120-146.
- Penman, H.L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy.Soc. London. A193:120-146.
- Penman, H.L. (1963). "Vegetation and hydrology". Tech. Comm. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England. 125 pp.
- Priestley, C. H. B. and Taylor, R.J. (1972). "On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters." Monthly Weather Rev. 100:81-92.
- Snyder, R.L. and Pruitt, W.O. (1992). "ETo" Computer software and manual." Dept. Land, Air and Water Resources, Univ. California, Davis, CA.
- Ventura F, Spano D, Duce P, Snyder RL (1999) An evaluation of common evapotranspiration equations, Irrig Sci (18) 163–170