



Das Modell für Stickstoff und Kohlenstoff in Agrarökosystemen

**Eine vollständige Dokumentation –
Version 1.1.1**

von Dr. Claas Nendel

2012

1 Einführung

MONICA ist ein dynamisches, prozess-orientiertes Simulationsmodell, das den Transport und die biochemische Umsetzung von Kohlenstoff, Stickstoff und Wasser in Agrarökosystemen beschreibt. Zu diesem Zweck werden im Tagesschritt die wichtigsten Prozesse im Boden und in der Pflanze mechanistisch abgebildet und auf eine Weise miteinander verknüpft, dass Rückkopplungen der einzelnen Prozesse möglichst naturnah wiedergegeben werden. MONICA arbeitet eindimensional und umfasst einen räumlichen Ausschnitt von etwa 1 m² Fläche bei einer Profiltiefe von 2 m. MONICA wurde auf der Grundlage des Modells HERMES entwickelt. HERMES (Kersebaum, 1989) war das erste in Deutschland entwickelte Simulationsmodell für die ganzjährige Abbildung der N-Dynamik von Ackerstandorten. Es arbeitet mit einem generischen, Photosynthese-getriebenen Pflanzenmodell nach dem Vorbild von SUCROS (van Keulen et al., 1982) und ist deshalb in der Lage, eine Vielzahl von Kulturpflanzen zu berücksichtigen. Das Prozessmodell beruht insgesamt auf einfachen Algorithmen und benötigt nur wenige Input-Variablen.

HERMES ist ein reines Stickstoffmodell. Um Aussagen bezüglich der Kohlenstoffdynamik unter den Bedingungen eines sich wandelnden Klimas treffen zu können, musste HERMES modifiziert werden. Der simple Algorithmus für die Berechnung der Stickstoffmineralisation aus organischer Substanz musste einem umfangreicheren Ansatz weichen, der dem dänischen DAISY-Modell (Hansen et al., 1991) entlehnt wurde. Es berechnet den Kohlenstoffumsatz und leitet daraus Aussagen über den Stickstoffgehalt ab. Mit diesem Ansatz lässt sich auch die Dynamik der mikrobiellen Biomasse im Boden abbilden. Als weitere Änderung wurde ein Algorithmus eingeführt, der den Einfluss des atmosphärischen CO₂-Gehaltes auf die Photosynthese und die Transpiration der Pflanze erklärt. Auf diese Weise ist es möglich, die erhöhte Photosyntheseleistung und die verbesserte Wassernutzungseffizienz von Pflanzen unter erhöhten CO₂-Konzentrationen zu simulieren, wie sie in Freiland-Anreicherungsversuchen beobachtet wurden. Zuletzt wurde das neue Modell, das den Namen MONICA erhielt, mit automatischer Düngung und Bewässerung ausgerüstet. Somit ist es möglich, MONICA im Szenarienbetrieb über lange Zeiträume laufen zu lassen, ohne das Management der virtuellen Pflanze ständig anpassen zu müssen.

2 Systembeschreibung / Modellstruktur

Das Modell MONICA wurde entwickelt, um Wasser- und Stoffflüsse in Agrarökosystemen zu simulieren. Es betrachtet dabei Prozesse im Boden (Temperaturdynamik, Feuchtedynamik, Umsetzung organischer Substanz, Verlagerung von Ammonium und Nitrat, Hydrolyse von Harnstoff, Emission von Kohlendioxid) und in der Pflanze (Photosynthese, Transpiration, N-Aufnahme, Wachstum, Ontogenese, Ertragsbildung).

Seine Schnittstellen erlauben eine nachgeschaltete ökonomische Analyse der Ausgabegrößen N-Düngung, Bewässerung und Ertrag sowie eine ökologische Bewertung der Ausgabegrößen N-Auswaschung, CO₂-Emission, Humusentwicklung.

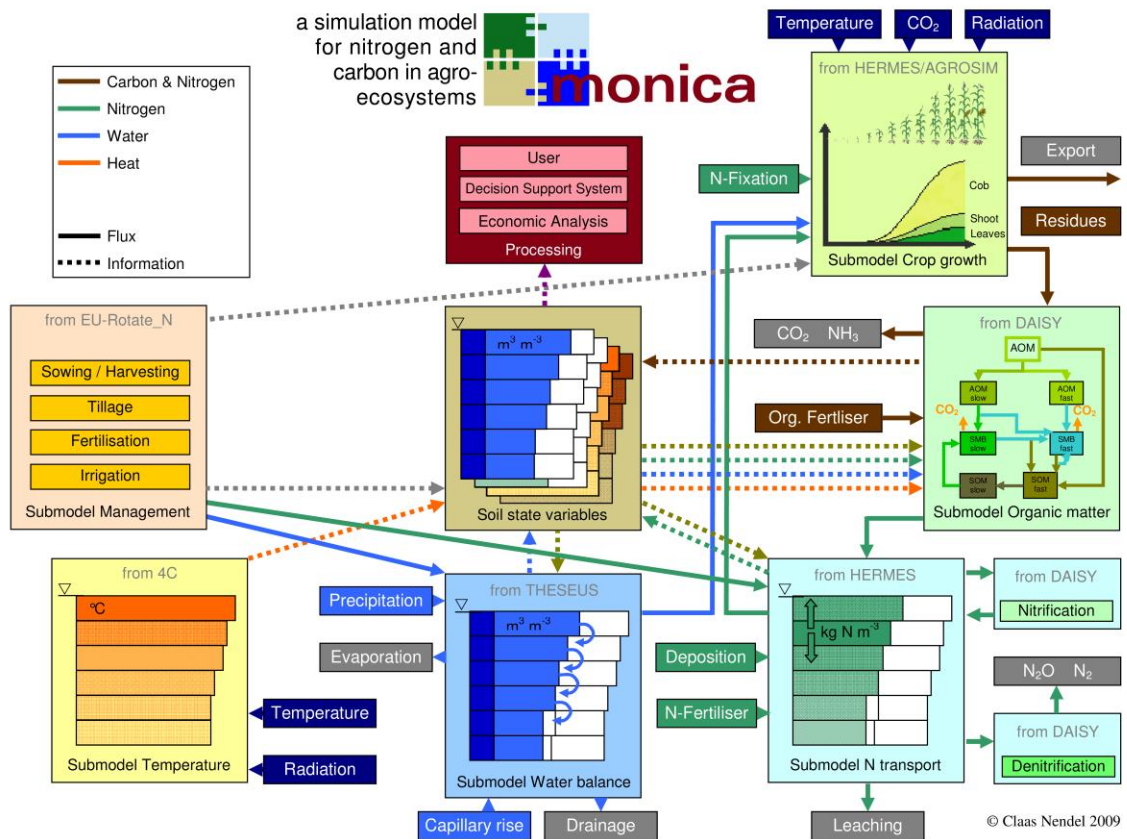


Abbildung: Schema des Modells MONICA

MONICA ist in der Programmiersprache C++ geschrieben und modular aufgebaut (Abb). Parameter sind in einer MySQL Datenbank hinterlegt. Im stand-alone-Betrieb folgt die Eingabe der benötigten Information über Boden, Management sowie Klimadaten dem HERMES-Format. An einer eigenen grafischen Benutzeroberfläche wird gearbeitet.

3 Modelltheorie

3.1 PROZESSE IM BODEN

3.1.1 Bodentemperatur

Das Bodentemperaturmodell wurde dem Modell 4C (2002) entnommen. Dieser Ansatz verwendet eine empirische Funktion von Neuspina (1979) für die Beschreibung der Wärmeleitfähigkeit

$$\lambda_h = \frac{3.0 \cdot \rho_B - 1.7}{1.0 + (11.5 - 5.0 \cdot \rho_B) \cdot e^{\left(\frac{-50 \cdot \theta}{\rho_B}\right)^{1.5}}} \cdot 418.4 \quad ()$$

λ_h	Wärmeleitfähigkeit des Bodens	[J m ⁻¹ s ⁻¹ K ⁻¹]
ρ_B	Trockenrohdichte des Bodens	[Mg m ⁻³]
θ	Wassergehalt des Bodens	[m ³ m ⁻³]

Die Wärmekapazität des Bodens wird nach Abrahamsen und Hansen (2000) kalkuliert.

$$c_s = \theta \cdot \rho_w \cdot c_w + \varepsilon \cdot \rho_a \cdot c_a + o \cdot \rho_h \cdot c_h + (1 - \theta - \varepsilon - o) \cdot \rho_q \cdot c_q \quad ()$$

c_s	Spezifische Wärmekapazität des Bodens	[J m ⁻³ K ⁻¹]
c_w	Spezifische Wärmekapazität des Wassers	[J m ⁻³ K ⁻¹]
c_a	Spezifische Wärmekapazität der Luft	[J m ⁻³ K ⁻¹]
c_h	Spezifische Wärmekapazität der organischen Substanz im Boden	[J m ⁻³ K ⁻¹]
c_q	Spezifische Wärmekapazität von Quarz	[J m ⁻³ K ⁻¹]
ρ_w	Dichte des Wassers	[Mg m ⁻³]
ρ_a	Dichte der Luft	[Mg m ⁻³]
ρ_h	Dichte der organischen Bodensubstanz	[Mg m ⁻³]
ρ_q	Dichte der mineralischen Bodensubstanz	[Mg m ⁻³]
θ	Volumetrischer Wassergehalt des Bodens	[m ³ m ⁻³]
ε	Volumetrischer Luftgehalt des Bodens	[m ³ m ⁻³]
o	Volumetrischer Gehalt der organischen Substanz im Boden	[m ³ m ⁻³]

Die Bodenoberflächentemperatur wird aus der Minimum- und der Maximumtemperatur der Luft und aus der Globalstrahlung nach Williams (1984) berechnet.

$$T_s(t) = (1 - \alpha(t)) \cdot (T_{min}(t) + (T_{max}(t) - T_{min}(t)) \cdot \sqrt{0.03 \cdot R_g(t)}) + (\alpha(t) \cdot T_s(t - \Delta t)) \quad ()$$

$T_s(t)$	Bodenoberflächentemperatur zum Zeitpunkt t	[°C]
T_{min}	Minimum-Lufttemperatur in 2m Höhe	[°C]
T_{max}	Maximum-Lufttemperatur in 2m Höhe	[°C]

R_g	Globalstrahlung	[MJ m ⁻²]
$\alpha(t)$	Albedo zum Zeitpunkt t	[]
$T_s(t-\Delta t)$	Bodenoberflächentemperatur zum vorangegangenen Zeitpunkt	[°C]

3.1.2 Schneebedeckung

Schneedecken werden nach einer Idee von Riley und Bonesmo (2005) simuliert. Im fallenden Niederschlag unterhalb einer Temperatur von 1.8 °C wird von MONICA ein zunehmender Anteil Schnee angenommen und einer Schneedecke zugeführt.

$$n_l = \begin{cases} 1 & T_a \geq T_{as} \\ \frac{T_a - T_{ls}}{T_{as} - T_{ls}} & \text{für } T_{ls} < T_a < T_{as} \\ 0 & T_a \leq T_{ls} \end{cases} \quad ()$$

n_l	Anteil des Niederschlags in Form von Wasser	[mm mm ⁻¹]
T_a	Tagesmitteltemperatur	[°C]
T_{ls}	Grenztemperatur für flüssiges Wasser im Schnee	[°C]
T_{as}	Grenztemperatur für Schneeakkumulation	[°C]

Die entsprechenden Mengen Niederschlags in flüssiger und in Schneeform ergeben sich aus:

$$N_l = n_l \cdot k_l \quad ()$$

N_l	Niederschlag in Form von Wasser	[mm]
n_l	Anteil des Niederschlags in Form von Wasser	[mm mm ⁻¹]
k_l	Korrekturfaktor Niederschlag als Wasser	[mm]

und

$$N_s = (1 - n_l) \cdot k_s \quad ()$$

N_s	Niederschlag in Form von Schnee	[mm]
n_l	Anteil des Niederschlags in Form von Wasser	[mm mm ⁻¹]
k_s	Korrekturfaktor Niederschlag als Schnee	[mm]

Die Dichte der Schneedecke wird wie folgt kalkuliert:

$$\rho_s(t) = \frac{1.01 \cdot \rho_s(t - \Delta t) \cdot S + \rho_{sn} \cdot p_s}{S + p_s} \quad ()$$

$\rho_s(t)$	Schneedichte zum Zeitpunkt t	[kg dm ⁻³]
$\rho_s(t-\Delta t)$	Schneedichte zum vorangegangenen Zeitpunkt	[kg dm ⁻³]
S	Schneehöhe	[mm]
ρ_{sn}	Neuschneedichte	[kg dm ⁻³]

ρ_s Anteil Schnee am Niederschlag [mm mm⁻¹]
mit

$$\rho_{sn} = \rho_{snmin} + \rho_{snmax} \cdot \frac{T_a - T_{ls}}{T_{as} - T_{ls}} \quad ()$$

ρ_{sn} Neuschneedichte [kg dm⁻³]
 ρ_{snmin} minimale Neuschneedichte [kg dm⁻³]
 ρ_{snmax} maximale Neuschneedichte [kg dm⁻³]
 T_a Tagesmitteltemperatur [°C]
 T_{ls} Grenztemperatur für flüssiges Wasser im Schnee [°C]
 T_{as} Grenztemperatur für Schneeakkumulation [°C]

Der Schnee beginnt oberhalb einer Temperatur von 0.31 °C zu schmelzen und sich zu verdichten:

$$W_{sm} = \begin{cases} 0 & \text{für } T_a < T_{sm} \\ a_{sm} \cdot (T_a - T_{sm}) & \text{für } T_a \geq T_{sm} \end{cases} \quad ()$$

W_{sm} Wasser aus Schneeschmelze [mm]
 a_{sm} Schneealterung (limitiert bei 4.7) []
 T_a Tagesmitteltemperatur [°C]
 T_{sm} Basistemperatur Schneeschmelze [°C]

mit

$$a_{sm} = 1.4 \cdot \frac{\rho_s}{0.1} \quad ()$$

a_{sm} Schneealterung (limitiert bei 4.7) [kg dm⁻³]
 ρ_s Schneedichte [kg dm⁻³]

Flüssiges Wasser in der Schneedecke wiedergefroren unterhalb –1.7 °C:

$$W_{sf} = 1.5 \cdot (T_{sm} - T_a)^{0.36} \quad ()$$

W_{sf} Wiedergefrorenes Wasser in der Schneedecke [mm]
 T_a Tagesmitteltemperatur [°C]
 T_{sm} Basistemperatur Schneeschmelze [°C]

Die Wasserhaltekapazität des Schnees innerhalb vorgegebener Kapazitätsgrenzen wird berechnet als

$$C_s = \frac{0.1 \cdot C_{smax}}{\rho_s} \quad ()$$

C_s Wasserhaltekapazität des Schnees [mm]
 C_{smax} Maximale Wasserhaltekapazität des Schnees [mm]

ρ_s

Schneedichte

[kg dm⁻³]

Daraus ergibt sich die Menge Wassers, das in der Schneedecke gehalten wird:

$$W_{sr} = C_s \cdot W_s \quad ()$$

W_{sr} Zurückgehaltenes Wasser in der Schneedecke [mm]

C_s Wasserhaltekapazität des Schnees [mm]

W_s Wasseräquivalent der Schneedecke [mm]

mit

$$W_s = W_f \cdot W_l \quad ()$$

W_s Wasseräquivalent der Schneedecke [mm]

W_f Wasseräquivalent des gefrorenen Wassers [mm]

W_l Flüssiges Wasser in der Schneedecke [mm],

$$W_f(t) = W_f(t - \Delta t) + N_s - W_{sm} + W_{sf} \quad ()$$

$W_f(t)$ Wasseräquivalent gefrorenes Wasser zum Zeitpunkt t [mm]

$W_f(t - \Delta t)$ Wasseräquivalent gefrorenes Wasser zum
vorangegangenen Zeitpunkt [mm]

W_{sm} Wasser aus Schneeschmelze [mm]

W_{sf} Wiedergefrierendes Wasser in der Schneedecke [mm]

und

$$W_l(t) = W_l(t - \Delta t) + N_l + W_{sm} - W_{sf} \quad ()$$

$W_l(t)$ Flüssiges Wasser in der Schneedecke zum Zeitpunkt t [mm]

$W_l(t - \Delta t)$ Flüssiges Wasser in der Schneedecke zum
vorangegangenen Zeitpunkt [mm]

W_{sm} Wasser aus Schneeschmelze [mm]

W_{sf} Wiedergefrierendes Wasser in der Schneedecke [mm]

Der Zufluss flüssigen Wassers aus der Schneedecke an die Bodenoberfläche ergibt sich für den Fall $W_l > W_{sr}$ als

$$W_i = W_l - W_{sr} \quad ()$$

W_i Aus der Schneedecke fließendes Wasser [mm]

W_l Flüssiges Wasser in der Schneedecke [mm]

W_{sr} Zurückgehaltenes Wasser in der Schneedecke [mm]

Schließlich lässt sich die Schneehöhe errechnen:

$$S = \frac{W_s \cdot \rho_w}{\rho_s} \quad ()$$

S	Schneehöhe	[mm]
W_s	Wasseräquivalent des Schnees	[mm]
ρ_s	Schneedichte	[kg dm ⁻³]
ρ_w	Dichte von Wasser	[kg dm ⁻³]

3.1.3 Bodenfrost

Bodenfrostalgorithmen stammen von Olsen and Haugen (Olsen und Haugen, 1997), wobei gleichförmige thermale Eigenschaften über das gesamte Bodenprofil angenommen werden. Es wird dabei nicht auf die im Bodentemperaturmodul berechneten Temperaturen zurückgegriffen, da dieses den Wärmetransfer im Phasenübergang Wasser – Eis nicht berücksichtigt. Parameterwerte sind dem SOIL-Modell (Jansson, 1991) entnommen. Das Modul benötigt die durch die Schneedecke modifizierte Oberflächentemperatur als Eingangsinformation. Der Ansatz zur Beschreibung des Auftauens ist der des ECOMAG-Modells (Motovilov et al., 1999).

Für die Berechnung der Wärmeleitfähigkeit des gefrorenen Bodens wird ein mittlerer Wassergehalt bei Feldkapazität angenommen. Nach Hanson et al. (2004) wird dieser Wassergehalt korrigiert um

$$\theta_{FCmf} = \theta_{FCm} + \left(1 + \theta_{FCm} \cdot (13.05 \cdot \theta_{FCm}^{1.06})\right) \quad ()$$

θ_{FCmf}	Mittlerer Wassergehalt bei Feldkapazität (gefroren)	[m ³ m ⁻³]
θ_{FCm}	Mittlerer Wassergehalt bei Feldkapazität	[m ³ m ⁻³].

Das Verhältnis des Wärmezufusses aus dem Unterboden zur latenten Wärme ergibt sich aus

$$q_Q = \frac{0.3 \cdot d_F}{Q_I} \quad ()$$

q_Q	Verhältnis des Wärmezufusses vom Unterboden zur latenten Wärme	[]
Q_I	latente Wärme	[MJ]
d_F	Anzahl Frosttage	[d]

mit

$$Q_I = 335 \cdot \theta_{FCm} \quad ()$$

Q_I	latente Wärme	[MJ]
θ_{FCm}	Mittlerer Wassergehalt bei Feldkapazität	[m ³ m ⁻³].

Die Frosttiefe wird anschließend ermittelt aus

$$z_F = \sqrt{\left(\frac{q_Q}{2}\right)^2 + 2 \cdot \theta_{FCmf} \cdot \frac{dd_n}{Q_l} - \frac{q_Q}{2}} \quad ()$$

z_F	Frosttiefe	[m]
q_Q	Verhältnis des Wärmezufusses vom Unterboden zur latenten Wärme	[]
θ_{FCmf}	Mittlerer Wassergehalt bei Feldkapazität (gefroren)	[m ³ m ⁻³]
Q_l	latente Wärme	[MJ]
dd_n	Summe negativer Gradtage seit Frostbeginn	[°C d].

Für den Fall von Bodenfrost wird das tägliche Fortschreiten der Taufont in die Tiefe berechnet:

$$\Delta z_T = \begin{cases} \sqrt{\frac{2 \cdot \lambda_h \cdot |T_s|}{79000 \cdot \theta_{FC}}} & \text{für } T_s \geq 0^\circ\text{C} \\ -\sqrt{\frac{2 \cdot \lambda_h \cdot |T_s|}{79000 \cdot \theta_{FC}}} & T_s < 0^\circ\text{C} \end{cases} \quad ()$$

Δz_T	Tiefeninkrement der Taufont	[m]
λ_h	Wärmeleitfähigkeit des Bodens	[J m ⁻¹ s ⁻¹ K ⁻¹]
T_s	Temperatur unter der Schneedecke	[°C]
θ_{FCm}	Mittlerer Wassergehalt bei Feldkapazität	[m ³ m ⁻³]

mit

$$T_s = \frac{T_a}{1 + \frac{(10S)}{F}} \quad ()$$

T_s	Temperatur unter der Schneedecke	[°C]
S	Schneehöhe	[m]
T_a	Tagesmitteltemperatur	[°C]
z_F	Frosttiefe	[m]

Es wird angenommen, dass im Falle von Bodenfrost keine Wasserbewegungen in der betroffenen Bodenschicht stattfinden ($\lambda = 0$). Infiltrierendes Wasser aus Niederschlag oder aus dem schmelzenden Schneespeicher dringt in den Boden bis zur Sättigungsgrenze. Überschüssiges Wasser wird im Oberflächenspeicher zurückgehalten oder entsprechend dem Oberflächenabfluss zugeführt. Wenn der Boden wieder aufgetaut ist, d.h. wenn die Taufont die Frosttiefe erreicht hat ($z_T \geq z_F$), kann das Gravitationswasser das Profil passieren und Wasser aus dem Oberflächenspeicher nachlaufen. Die Variablen z_T , z_F , dd_n und d_F werden wieder auf Null gesetzt.

3.1.4 Bodenfeuchte

Für die Beschreibung der Bodenwasserdynamik wurde ein Kapazitätsansatz gewählt (Wegehenkel, 2000). Die Kapazitätsparameter werden aus der Korngrößenzusammensetzung abgeleitet und durch den Humusgehalt und die Trockenrohdichte des Bodens modifiziert. Die entsprechenden Wassergehalte bei Sättigung, bei Feldkapazität und am Permanenten Welkepunkt für unterschiedliche Trockenrohdichten sowie die Korrekturwerte für die Humusklassen (Ad-hoc-AG Boden, 2005) finden sich bei Wessolek et al. (2009) und sind in der Datenbank hinterlegt.

Wenn ein Pflanzenbestand etabliert ist, wird ein Teil des Niederschlags an der Bestandesoberfläche zurückgehalten und verdunstet von dort. Die Interzeption I berechnet sich nach

$$I = (2.5 \cdot h_c \cdot \beta) - S_i \quad ()$$

I	Interzeption	[mm]
h_c	Bestandeshöhe	[m]
β	Bedeckungsgrad	[m ² m ⁻²]
S_i	Interzeptionsspeicher	[mm]

Der übrige Niederschlag fällt zu Boden und wird einem Oberflächenspeicher zugeführt, von dem das Niederschlagswasser in den Boden infiltriert. Solange der Oberflächenspeicher Wasser enthält, ist er die einzige Quelle für die Evaporation. Perkolation von Wassermengen oberhalb der Feldkapazität wird bestimmt von den bodenhydraulischen Kennwerten und einem empirischen, bodenartabhängigen Ratenkoeffizienten.

$$\lambda = 1.15 \cdot f_s^2 + 0.1 \cdot f_c + 0.35 \cdot f_u \quad ()$$

λ	Empirischer Perkulationsratenkoeffizient	[]
f_s	Sandgehalt des Bodens	[kg kg ⁻¹]
f_c	Tongehalt des Bodens	[kg kg ⁻¹]
f_u	Schluffgehalt des Bodens	[kg kg ⁻¹]

Für den Fall dass der Grundwasserspiegel innerhalb des Bodenprofils liegt, kann ein konstanter Grundwasserabfluss angepasst werden, um das Steigen und Fallen des Grundwasserspiegels in Abhängigkeit von der Wasserbilanz im Boden abzubilden. Virtuellen Bodenschichten mit einem Wassergehalt unterhalb 70% der Feldkapazität wird Wasser von der jeweils unten angrenzenden Schicht zugeführt, wenn diese einen Wassergehalt oberhalb der Feldkapazität aufweist (Kapillarer Aufstieg).

Die Referenz-Evapotranspiration für eine kurz geschnittene Grasfläche ET_0 wird mit Hilfe der Penman-Monteith-Methode berechnet (1998).

$$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T+273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_a}{r_s}\right)} \quad ()$$

Δ	Gradient der Dampfdruckkurve	[kPa K ⁻¹]
R_n	Nettostrahlung an der Bestandesoberfläche	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
G	Bodenwärmeflussdichte	[MJ m ⁻² d ⁻¹]

T	Tagesmitteltemperatur der Luft in 2 m Höhe	[°C]
u_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe	[m s ⁻¹]
e_s	Sättigungsdampfdruck	[kPa]
e_a	aktueller Dampfdruck	[kPa]
γ	Psychrometerkonstante	[kPa K ⁻¹]
r_a	Atmosphärischer Widerstand	[s m ⁻¹]
r_s	Oberflächenwiderstand	[s m ⁻¹]

Für die Berechnung der Referenz-Transpiration errechnet sich der Oberflächenwiderstand unter der Annahme eines 12cm hohen Grasbestandes als:

$$r_s = \frac{r_1}{1.44} \quad ()$$

r_1	Stomata-Widerstand; 100 s m ⁻¹	[s m ⁻¹]
-------	---	----------------------

Für den tatsächlichen Pflanzenbestand werden die Bestandeshöhe und der Blattflächenindex berücksichtigt.

$$r_s = \frac{r_1}{LAI \cdot h} \quad ()$$

r_1	Stomata-Widerstand	[s m ⁻¹]
LAI	Blattflächenindex	[m ² m ⁻²]
h	Bestandeshöhe	[m]

Der Stomata-Widerstand wird im Pflanzenwachstumsmodul berechnet. Für alle anderen Variablen in dieser Gleichung wird auf die Vorgaben der FAO verwiesen (Allen et al., 1998)

Die fruchtartspezifische potentielle Evapotranspiration wird berechnet mit Hilfe von ebenso fruchtartspezifischen Faktoren (K_c) während der Wachstumsperiode und Faktoren für den unbedeckten Boden in der Zeit zwischen Ernte und Auflaufen der neuen Frucht. Die K_c -Faktoren sind an die Entwicklungsstadien der Fruchtart gekoppelt. Die Anteile von Evaporation und Transpiration an der Gesamtverdunstung werden vom Bedeckungsradius abgeleitet. Die Berechnung der aktuellen Evaporation und den aktuellen Bodenwassergehalt.

3.1.5 Evaporation

Die Referenz-Evapotranspiration für eine kurz geschnittene Grasfläche ET_0 wird mit Hilfe der Penman-Monteith-Methode berechnet (1998).

$$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T+273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_a}{r_s}\right)} \quad ()$$

Δ	Gradient der Dampfdruckkurve	[kPa K ⁻¹]
R_n	Nettostrahlung an der Bestandesoberfläche	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
G	Bodenwärmeflussdichte	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
T	Tagesmitteltemperatur der Luft in 2 m Höhe	[°C]

u_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe	$[\text{m s}^{-1}]$
e_s	Sättigungsdampfdruck	$[\text{kPa}]$
e_a	aktueller Dampfdruck	$[\text{kPa}]$
γ	Psychrometerkonstante	$[\text{kPa K}^{-1}]$
r_a	Atmosphärischer Widerstand	$[\text{s m}^{-1}]$
r_s	Oberflächenwiderstand	$[\text{s m}^{-1}]$

Die fruchtartspezifische potentielle Evapotranspiration wird berechnet mit Hilfe von ebenso fruchtartspezifischen Faktoren (K_c) während der Wachstumsperiode und Faktoren für den unbedeckten Boden in der Zeit zwischen Ernte und Auflaufen der neuen Frucht. Die K_c -Faktoren sind an die Entwicklungsstadien der Fruchtart gekoppelt.

$$ET_p = ET_0 \cdot k_c - I \quad ()$$

ET_p	Potenzielle Evapotranspiration	$[\text{mm}]$
ET_0	Referenz-Evapotranspiration	$[\text{mm}]$
k_c	fruchtartenspezifischer Faktor	$[\]$
I	Evaporation aus dem Interzeptionsspeicher	$[\text{mm}]$

Der Anteil der Evaporation an der gesamten Evapotranspiration wird über den Grad der Bodenbedeckung abgeleitet.

$$E_p = ET_p \cdot (1 - \beta) \quad ()$$

E_p	Potentielle Evaporation	$[\text{mm}]$
ET_p	Potentielle Evapotranspiration	$[\text{mm}]$
β	Bodenbedeckungsgrad	$[\]$

Die Evaporation wird durch die Verfügbarkeit von Wasser im Boden für die Verdunstung und durch den Dampfdruckgradienten in der Bodenluft begrenzt. Der Reduktionsfaktor $\varepsilon_1(z)$ beschreibt die Limitierung der Evaporation durch mangelnde Wasserverfügbarkeit und wird mit einer empirischen Funktion aus dem HERMES-Modell beschrieben (Abbildung). Dafür wird die relative Wasserverfügbarkeit berechnet:

$$W_{ERel}(z) = \begin{cases} 0 & \theta < 0.33 \cdot \theta_{PWP} \\ \frac{\theta - (0.33 \cdot \theta_{PWP})}{\theta_{FC} - (0.33 \cdot \theta_{PWP})} & \theta \geq 0.33 \cdot \theta_{PWP} \end{cases} \quad \text{für} \quad ()$$

$W_{ERel}(z)$	Relative Wasserverfügbarkeit zur Evaporation in Schicht z	$[\]$
θ	Wassergehalt in Schicht z	$[\text{m}^3 \text{m}^{-3}]$
θ_{PWP}	Wassergehalt am Permanenten Welkepunkt in Schicht z	$[\text{m}^3 \text{m}^{-3}]$
θ_{FC}	Wassergehalt bei Feldkapazität in Schicht z	$[\text{m}^3 \text{m}^{-3}]$

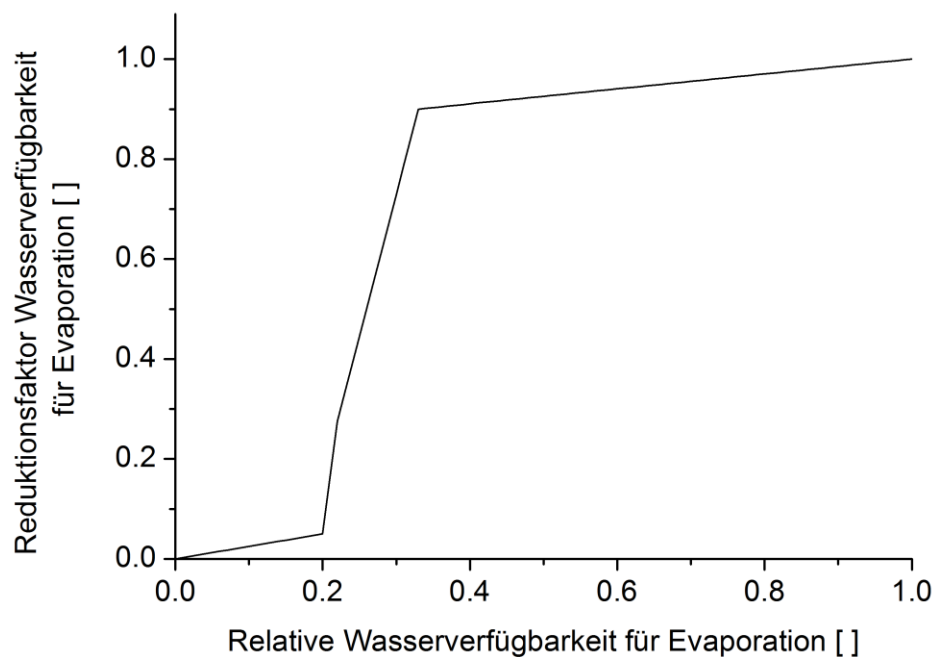


Abbildung: Der Reduktionsfaktor Wasserverfügbarkeit für die Evaporation $\varepsilon_1(z)$ in Abhängigkeit von der relativen Wasserverfügbarkeit für die Evaporation (Kersebaum, 1989).

Die Limitierung der Evaporation durch den Dampfdruckgradienten der Bodenluft wird mit Hilfe zweier weiterer Faktoren beschrieben. Der erste von ihnen, Deprivationsfaktor $\varepsilon_2(z)$ genannt, berücksichtigt die Tiefe der jeweiligen Bodenschicht und damit, wenn auch nur implizit, die Steigung des Dampfdruckgradienten im luftgefüllten Bodenvolumen.

$$\varepsilon_2(z) = (a_1 - a_2) \cdot \frac{\zeta + 1}{\log(\zeta + 1) - \zeta} \quad ()$$

$\varepsilon_2(z)$ Reduktionsfaktor Ausnutzungstiefe []

ζ Krümmung der Deprivationsfunktion []

mit

$$a_1 = \log \left(\frac{\frac{z_{E\max}}{\Delta z} + \zeta \cdot z}{\frac{z_{E\max}}{\Delta z} + \zeta \cdot (z - 1)} \right) \quad ()$$

ζ Krümmung der Deprivationsfunktion []

$z_{E\max}$ Maximal Einflusstiefe der Evaporation [m]

z Nummer der Bodenschicht []

Δz Schichtmächtigkeit [m]

und

$$a_2 = \frac{\zeta}{\frac{z_{E\max}}{\Delta z} \cdot (\zeta + 1)} \quad ()$$

ζ Krümmung der Deprivationsfunktion []

z_{Emax}	Maximal Einflusstiefe der Evaporation	[m]
Δz	Schichtmächtigkeit	[m]

Der zweite Faktor beschreibt in einer stark vereinfachten Weise den Umstand, dass kaum Wasser aus seiner Bodenschicht verdunstet, wenn die darüber liegende Schicht mehr Wasser enthält als sie selbst, da sich ein abwärts gerichteter Dampfdruckgradient einstellt.

$$\varepsilon_3(z) = \begin{cases} 0.1 & \theta_z \leq \theta_{z-1} \\ 1.0 & \theta_z > \theta_{z-1} \end{cases} \quad \text{für} \quad ()$$

$\varepsilon_3(z)$	Reduktionsfaktor Dampfdruckgradient in Schicht z	[]
θ	Wassergehalt in Schicht z	[m ³ m ⁻³]
θ_{z-1}	Wassergehalt in Schicht z-1	[m ³ m ⁻³]

Die oben beschriebenen Reduktionsfaktoren verschmelzen zu einem Reduktionsfaktor für die Evaporation

$$\varepsilon_z = \varepsilon_1(z) \cdot \varepsilon_2(z) \cdot \varepsilon_3(z) \quad ()$$

ε_z	Reduktionsfaktor für Evaporation in Schicht z	[]
$\varepsilon_1(z)$	Reduktionsfaktor für Wasserverfügbarkeit in Schicht z	[]
$\varepsilon_2(z)$	Reduktionsfaktor Ausnutzungstiefe	[]
$\varepsilon_3(z)$	Reduktionsfaktor Dampfdruckgradient in Schicht z	[]

Wenn Wasser sich an der Bodenoberfläche staut, wird die Evaporation nur aus diesem Oberflächenspeicher gespeist. Dabei wird angenommen, dass von der freien Wasseroberfläche 10% mehr Wasser verdunstet als von der Oberfläche eines feuchten Bodens. Im Falle einer Schneedecke wird die Evaporation auf null gesetzt. Die Sublimation von Schneekristallen wird nicht explizit modelliert. Im Schneemodul wird dieser Prozess jedoch bei der Alterung der Schneedecke mit impliziert.

Die gesamte aktuelle Evaporation ergibt sich aus der Summe der beeinflussten Bodenschichten.

$$E_a = \sum_{z=1}^{z_{max}} E_p \cdot \varepsilon_z \quad ()$$

E_a	Aktuelle Evaporation	[mm]
E_p	Potenzielle Evaporation	[mm]
ε_z	Reduktionsfaktor für Evaporation in Schicht z	[]
z	Nummer der Bodenschicht	[]
z_{Emax}	Unterste von Evaporation beeinflusste Bodenschicht	[]

3.1.6 Umsatz der organischen Substanz im Boden

Die Berechnung des Umsatzes organischer Substanz im Boden basiert auf Routinen, die im DAISY-Modell verwendet werden (Hansen et al., 1991). Die Kohlenstoffdynamik im Boden wird mit Hilfe von drei Paaren (schnelle und langsame Umsetzung) konzeptioneller Pools (Humus, mikrobielle Biomasse und frische organische Substanz) beschrieben. Die Ratenkoeffizienten der Abbauprozesse sind temperatur- und feuchteabhängig und bilden die Umweltbedingungen des simulierten Standorts ab. Abbau- und Atmungsraten der mikrobiellen Biomasse sind zusätzlich vom Tongehalt des Bodens beeinflusst. Effizienzparameter bestimmen den Verlust von CO_2 während der einzelnen Umsatzprozesse. N-Freisetzung in Form von NH_4^+ ist eine Konsequenz des C-Verlustes als CO_2 aus dem System, in dem ansonsten konstante C-N-Verhältnisse für die Pools gewahrt werden.

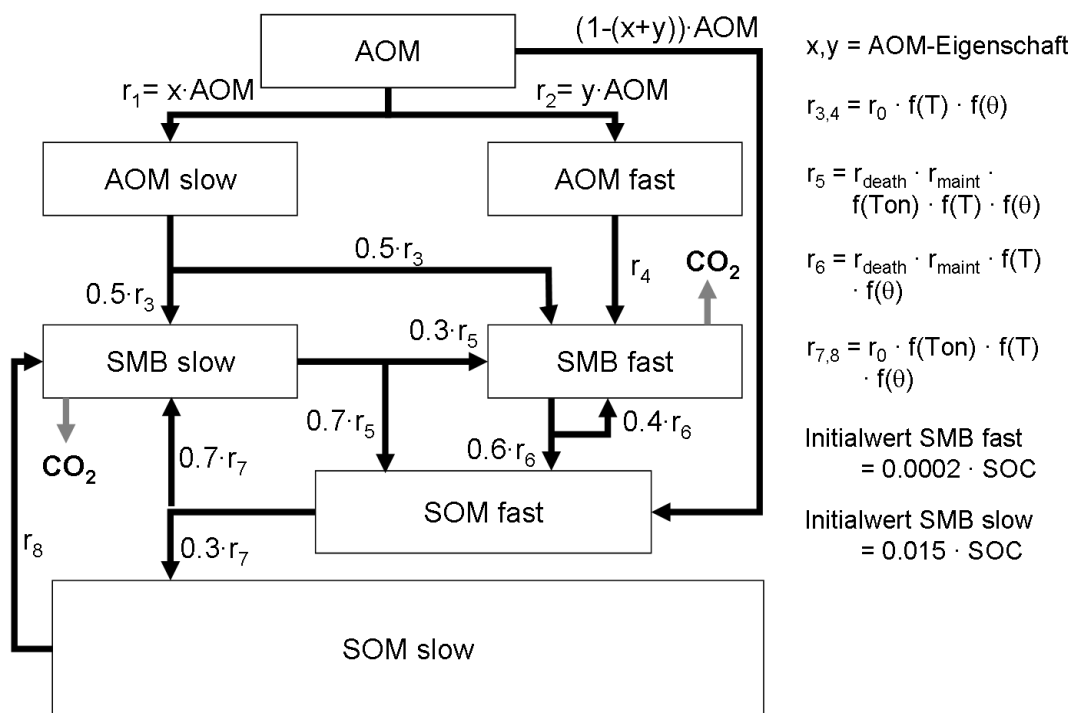


Abbildung: Strukturdiagramm des Umsatzmoduls für organische Substanz. AOM = Frische zugeführte organische Substanz; SMB = Mikrobielle Biomasse; SOM = Humus, jeweils charakterisiert durch eine schnelle (fast) oder langsame (slow) Umsatzrate. r_0 = Umsatzrate bei Standardbedingungen; r_{death} = Sterberate der mikrobiellen Biomasse; r_{maint} = Erhaltungsatmung der mikrobiellen Biomasse; $f(\text{Ton})$, $f(T)$, $f(\theta)$ = Abbaukoeffizienten für organische Bodensubstanz in Abhängigkeit vom Tongehalt, der Temperatur und der Feuchte des Bodens (Abrahamsen und Hansen, 2000).

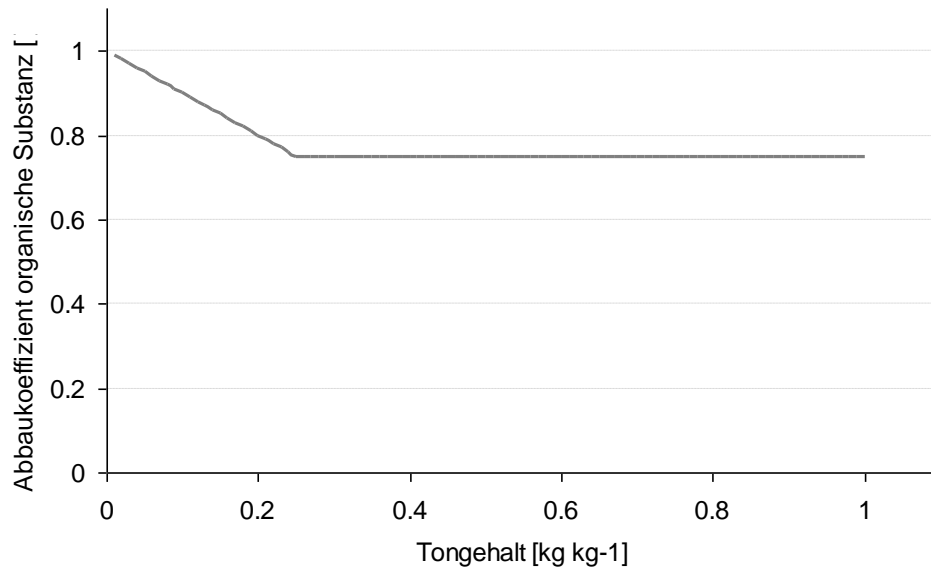


Abbildung: $f(Ton)$ – Abbaukoeffizient für organische Bodensubstanz in Abhängigkeit vom Tongehalt des Bodens (Abrahamsen und Hansen, 2000).

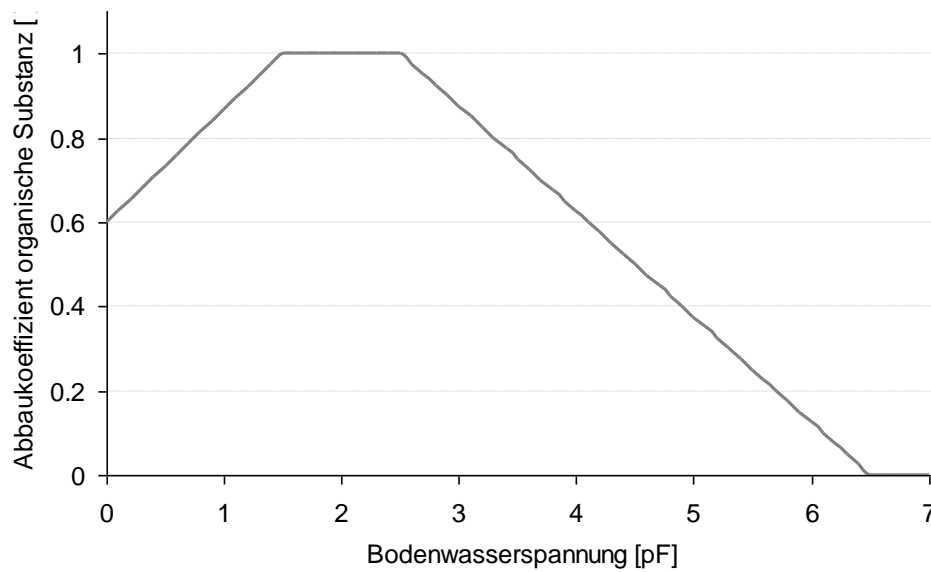


Abbildung: $f(\theta)$ – Abbaukoeffizient für organische Bodensubstanz in Abhängigkeit von der Wasserspannung im Boden (Abrahamsen und Hansen, 2000).

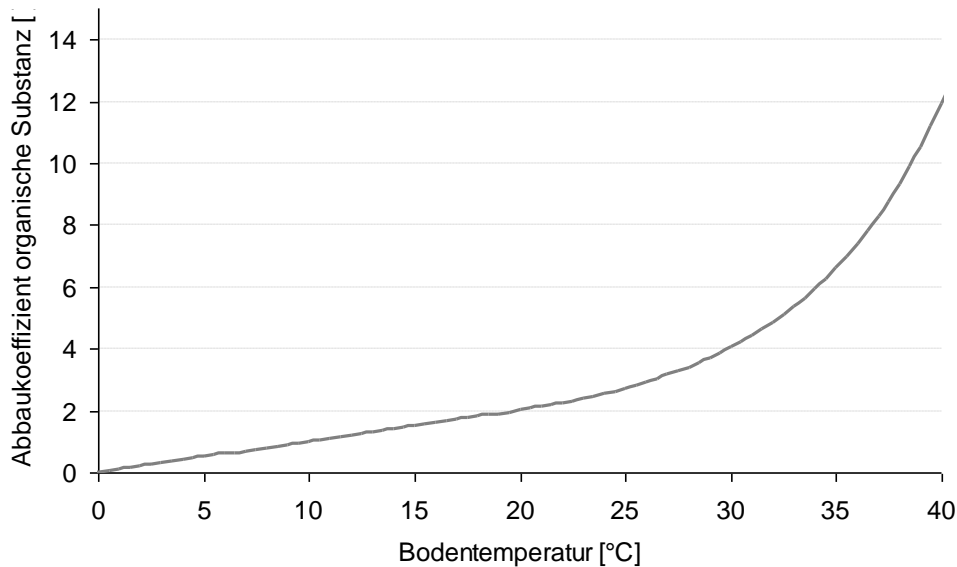


Abbildung: $f(T)$ – Abbaukoeffizient für organische Bodensubstanz in Abhängigkeit von der Bodentemperatur (Abrahamsen und Hansen, 2000).

Im Feld verbleibende Rückstände der mit dem Pflanzenwachstumsmodell simulierten Pflanzen werden dem Mineralisationsprozess mit einem dynamischen C-N-Verhältnis zugeführt. Dieses errechnet sich aus der Rückstandsmenge, dem N-Gesamtgehalt der Pflanze und einem Gewichtungsfaktor, der den N-Gehalt der Pflanzenrückstände im Verhältnis zum N-Gehalt des marktfähigen Anteils angibt. Es reflektiert die Wachstumsbedingungen des Bestands während der Saison bezüglich der N-Versorgung und stammt aus dem Modell EU-Rotate_N (Rahn et al., 2010). Während dem langsam abbaubaren Anteil des Pflanzenmaterials ein konstantes C-N-Verhältnis zugeordnet ist, variiert das C-N-Verhältnis des schnell abbaubaren Anteils in Abhängigkeit vom N-Gesamtgehalt in der Pflanze.

$$CN(AOM_f) = \frac{C_{AOM} \cdot f(AOM_f)}{N_{AOM} - \left(\frac{C_{AOM} \cdot f(AOM_s)}{CN(AOM_s)} \right)} \quad ()$$

Hier bezeichnet CN das C-N-Verhältnis, C_{AOM} den C-Gehalt und N_{AOM} den N-Gehalt der zugeführten organischen Substanz (AOM). f ist der jeweilige Anteil von AOM, der der schnell (AOM_f) oder der langsam (AOM_s) abbaubaren Fraktion zugeordnet wird. Die C-N-Verhältnisse und Partitionierungskoeffizienten für verschiedene Pflanzenrückstände wurden mit Hilfe der stufenweisen chemischen Fraktionierung bestimmt (Jensen et al., 2005). Parameter für die Freisetzung von N aus Festmist und Gülle wurden dem DAISY-Modell entlehnt (Abrahamsen und Hansen, 2000). Pflanzenrückstände mit einem weiten C-N-Verhältnis führen dazu, dass mineralisches N im Boden von Mikroorganismen immobilisiert wird. Im Falle, dass mineralisches N im Boden nicht ausreichend vorhanden ist, werden die Abbauprozesse in den verschiedenen Pools, deren N-Bilanz negativ ist, unterbrochen.

N-Volatilisation von Stallmist und Gülle wird mit Hilfe einer empirischen Funktion beschrieben, die im ALFAM-Modell (Søgaard et al., 2002) implementiert ist. Eine Funktion, die zusätzlich die Abhängigkeit der Ausgasung N-haltiger Verbindungen vom Boden-pH beschreibt, wurde aus Daten von He et al. (He et al., 1999)

abgeleitet. Dazu wurde eine Michaelis-Menten-Kinetik an die Daten angepasst und anschließend die Beziehung zwischen pH und der Halbwertszeit der N-Volatilisation auf pH 7.0 normiert.

Die Hydrolyse von Harnstoff und die entsprechend folgenden gasförmigen N-Verluste nach der Applikation von Harnstoffdünger werden auf der Grundlage des Modells AMOVOL (Sadeghi 1988) berechnet. Dabei werden das temperaturabhängige Gleichgewicht zwischen Ammonium-Ionen in Lösung und gasförmigem Ammoniak, sowie der Effekt der organischen Bodensubstanz, der Bodentemperatur und des Bodenwassergehalts auf den Hydrolyse-Prozess selbst berücksichtigt. Der atmosphärische Widerstand der Grenzoberfläche bestimmt letztendlich den Verlust gasförmigen Ammoniaks aus dem Boden.

3.1.7 Nitrifikation und Denitrifikation

Die mikrobiell gesteuerte Oxidation von Ammonium zu Nitrat (Nitrifikation) sowie die Reduktion von Nitrat bei Sauerstoffmangel (Denitrifikation) werden ebenso nach Vorlage des DAISY-Modells berechnet. Dabei wird der Einfluss von Bodentemperatur, -feuchte und Tongehalt auf den Stoffumsatz in Form von auf den Wertebereich [0, 1] normierte Faktoren berücksichtigt, deren Funktionen im Folgenden abgebildet sind.

$$N_{act} = \kappa_{NO} \cdot c_{NH_4^+} \cdot f_N(T) \cdot f_N(\theta) \quad ()$$

N_{act}	Aktuelle Nitrifikationsrate	[kg N m ⁻³ d ⁻¹]
κ_{NO}	Nitrifikationsratenkoeffizient bei Standardbedingungen	[d ⁻¹]
$c_{NH_4^+}$	Konzentration NH ₄ ⁺ im Boden	[kg N m ⁻³]
$f_N(T)$	Reduktionsfaktor Temperatur (Abb.)	[]
$f_N(\theta)$	Reduktionsfaktor Bodenfeuchte (Abb.)	[]

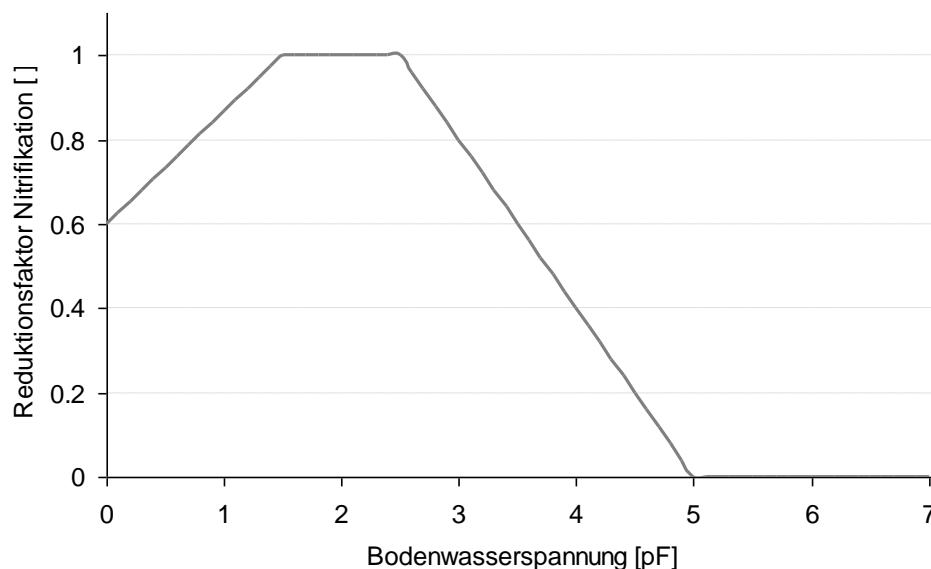


Abbildung: $f_N(\theta)$ – Reduktionsfaktor für den Prozess der Nitrifikation in Abhängigkeit von der

Bodenwasserspannung (Abrahamsen und Hansen, 2000).

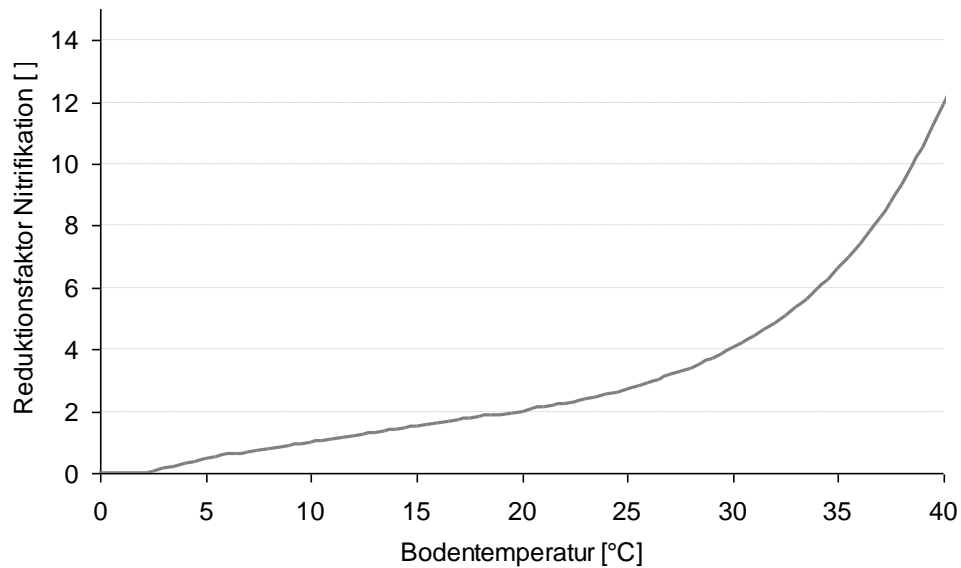


Abbildung: Reduktionsfaktor für die Prozesse der Nitrifikation ($f_N(T)$) und der Denitrifikation ($f_D(T)$) in Abhängigkeit von der Bodentemperatur (Abrahamsen und Hansen, 2000).

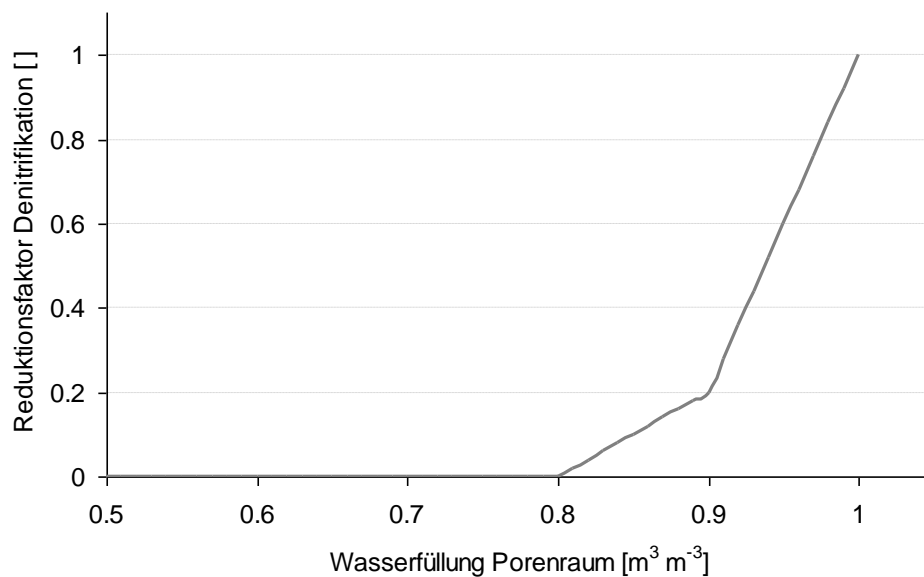


Abbildung: $f_D(\theta)$ – Reduktionsfaktor für den Prozess der Denitrifikation in Abhängigkeit vom Befüllungsgrad des Porenraums (Abrahamsen und Hansen, 2000).

$$D_{act} = \min \left\{ \begin{array}{l} D_{pot} \cdot f_D(\theta) \\ v_{NO_3} \cdot c_{NO_3} \end{array} \right. \quad ()$$

D_{act}	Aktuelle Denitrifikationsrate	[kg N m ⁻³ d ⁻¹]
D_{pot}	Potentielle Denitrifikationsrate	[kg N m ⁻³ d ⁻¹]
$f_D(\theta)$	Reduktionsfaktor Bodenfeuchte (Abb.)	[]
v_{NO_3}	Transportrate NO ₃ ⁻	[d ⁻¹]
c_{NO_3}	Konzentration NO ₃ ⁻ im Boden	[kg N m ⁻³]

mit

$$D_{pot} = \kappa_{D0} \cdot \phi_{CO_2} \cdot f_D(T) \quad ()$$

D_{pot}	Potentielle Denitrifikationsrate	[kg N m ⁻³ d ⁻¹]
κ_{D0}	Anaerobe Denitrifikationsrate	[kg N m ⁻³ d ⁻¹]
ϕ_{CO_2}	Mikrobielle CO ₂ -Freisetzungsrate	[kg C d ⁻¹]
$f_D(T)$	Reduktionsfaktor Temperatur (Abb.)	[]

Die so ermittelten Raten werden mit den Konzentrationen in den entsprechenden NH₄⁺ und NO₃⁻-Pools der einzelnen virtuellen Bodenschichten verrechnet.

3.1.8 Stofftransport

Mit dem sich im Boden bewegenden Wasser werden auch Nährstoffe transportiert. MONICA beschreibt derzeit ausschließlich den Transport von gelösten Nitrat-Ionen, jedoch sind Erweiterungen für Ammonium und Sulfat sowie gelöste organische Verbindungen denkbar. Stofftransport wird in MONICA mit Hilfe der Konvektions-Dispersion-Gleichung beschrieben:

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \cdot \left(\theta \cdot D \cdot \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial qc}{\partial z} \quad ()$$

θ	Wassergehalt des Bodens	[m ³ m ⁻³]
c	Stoffkonzentration in Lösung	[kg m ⁻³]
D	Dispersionskoeffizient	[m ² d ⁻¹]
z	Bodentiefe	[m]
t	Zeit	[d]

mit dem Wasserfluss

$$q = -K(\psi_m) \cdot \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} - 1 \right) \quad ()$$

q	Wasserflussdichte	[m d ⁻¹]
ψ_m	Matrixpotenzial des Bodens	[cm WS]
$K(\psi_m)$	Hydraulische Leitfähigkeit	[m d ⁻¹]
θ	Wassergehalt des Bodens	[m ³ m ⁻³]
z	Bodentiefe	[m],

dem Dispersionskoeffizienten

$$D = D_0 \cdot \frac{1}{\tau} + \alpha_v \cdot \left| \frac{q}{\theta} \right| \quad ()$$

D	Dispersionskoeffizient	[m ² d ⁻¹]
D_0	Diffusionskoeffizient (0.000214)	[m ² d ⁻¹]

τ	Tortuosität	$[\text{m}^2 \text{ m}^{-2}]$
α_v	Dispersionslänge (0.0049)	$[\text{m}]$
q	Wasserflussdichte	$[\text{m d}^{-1}]$
θ	Wassergehalt des Bodens	$[\text{m}^3 \text{ m}^{-3}]$

und der Porenkontinuität, die als Kehrwert der Tortuosität beschrieben wird.

$$\tau = \frac{\theta}{a \cdot e^{10 \cdot \theta}} \quad ()$$

τ	Tortuosität	$[\text{m}^2 \text{ m}^{-2}]$
θ	Wassergehalt des Bodens	$[\text{m}^3 \text{ m}^{-3}]$
a	Faktor (0.002)	$[\]$

Zur Lösung der Konvektions-Dispersions-Gleichung wird das explizite „Finite Differenzen-Verfahren“ angewendet.

Für $q_{1/2} > 0$

$$\begin{aligned} & \frac{\theta_{i,t+\Delta t} \cdot c_{i,t+\Delta t} - \theta_{i,t} \cdot c_{i,t}}{\Delta t} = \\ & \left(\theta_{i-\frac{1}{2},t} \cdot D_{i-\frac{1}{2},t} - \frac{\Delta z}{2} \cdot q_{i-\frac{1}{2},t} + \frac{\Delta t \cdot q_{i,t} \cdot q_{i-\frac{1}{2},t}}{2 \cdot \theta_{i-\frac{1}{2},t}} \right) \cdot \frac{c_{i-1,t} - c_{i,t}}{(\Delta z)^2} \\ & - \left(\theta_{i+\frac{1}{2},t} \cdot D_{i+\frac{1}{2},t} - \frac{\Delta z}{2} \cdot q_{i+\frac{1}{2},t} + \frac{\Delta t \cdot q_{i,t} \cdot q_{i+\frac{1}{2},t}}{2 \cdot \theta_{i+\frac{1}{2},t}} \right) \cdot \frac{c_{i,t} - c_{i+1,t}}{(\Delta z)^2} \\ & - \frac{q_{i+\frac{1}{2},t} \cdot c_{i,t} - q_{i-\frac{1}{2},t} \cdot c_{i-1,t}}{\Delta z} \end{aligned} \quad ()$$

und für $q_{1/2} < 0$

$$\begin{aligned} & \frac{\theta_{i,t+\Delta t} \cdot c_{i,t+\Delta t} - \theta_{i,t} \cdot c_{i,t}}{\Delta t} = \\ & \left(\theta_{i-\frac{1}{2},t} \cdot D_{i-\frac{1}{2},t} - \frac{\Delta z}{2} \cdot q_{i-\frac{1}{2},t} + \frac{\Delta t \cdot q_{i,t} \cdot q_{i-\frac{1}{2},t}}{2 \cdot \theta_{i-\frac{1}{2},t}} \right) \cdot \frac{c_{i-1,t} - c_{i,t}}{(\Delta z)^2} \\ & - \left(\theta_{i+\frac{1}{2},t} \cdot D_{i+\frac{1}{2},t} - \frac{\Delta z}{2} \cdot q_{i+\frac{1}{2},t} + \frac{\Delta t \cdot q_{i,t} \cdot q_{i+\frac{1}{2},t}}{2 \cdot \theta_{i+\frac{1}{2},t}} \right) \cdot \frac{c_{i,t} - c_{i+1,t}}{(\Delta z)^2} \\ & - \frac{q_{i+\frac{1}{2},t} \cdot c_{i+1,t} - q_{i-\frac{1}{2},t} \cdot c_{i,t}}{\Delta z} \end{aligned} \quad ()$$

θ	Wassergehalt des Bodens	$[\text{m}^3 \text{ m}^{-3}]$
c	Stoffkonzentration in Lösung	$[\text{kg m}^{-3}]$
D	Dispersionskoeffizient	$[\text{m}^2 \text{ d}^{-1}]$
q	Wasserflussdichte	$[\text{m d}^{-1}]$

i	Bodenschicht	[]
z	Bodentiefe	[m]
t	Zeit	[d]

Wenn hohe Wasserflüsse auftreten, wird aus Gründen der numerischen Stabilität der Zeitschritt verkleinert.

$t = 1.0$	für $q < 5.0 \text{ mm d}^{-1}$	[d]
$t = 0.5$	für $q > 5.0 \text{ mm d}^{-1}$ und $q < 10.0 \text{ mm d}^{-1}$	[d]
$t = 0.25$	für $q > 10.0 \text{ mm d}^{-1}$ und $q < 15.0 \text{ mm d}^{-1}$	[d]
$t = 0.125$	für $q > 15.0 \text{ mm d}^{-1}$	[d]

3.2 PFLANZENWACHSTUM UND PHÄNOLOGISCHE ENTWICKLUNG

3.2.1 Photosynthese

Die Modellierung des Pflanzenwachstums folgt einem generischen Ansatz, der auf dem SUCROS- Modell (van Keulen et al., 1982) basiert. Die tägliche Netto-Produktion der Trockenmasse durch Photosynthese und Atmung wird durch die Globalstrahlung und Temperatur angetrieben.

Die Berechnung der Brutto-CO₂-Assimilation erfolgt mittels der Abschätzung der Bewölkungszeit

$$A_g = O_r \cdot A_o + (1 - O_r) \cdot A_c$$

A_g	Brutto-CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
O_r	Relative Bewölkungszeit	[d d ⁻¹]
A_o	CO ₂ -Assimilation bei Bewölkung	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
A_c	CO ₂ -Assimilation bei klarem Himmel	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]

mit

$$O_r = \frac{R_c - (0.5 \cdot R_s \cdot 10^9)}{0.8 \cdot R_c}$$

O_r	relative Bewölkungszeit	[d d ⁻¹]
R_s	Globalstrahlung	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
R_c	Einstrahlung bei klarem Himmel	[J m ⁻²]

Die Brutto-CO₂-Assimilation setzt sich dabei zusammen aus der Assimilation bei Bewölkung und bei klarem Himmel.

$$A_c = \begin{cases} PHCL & \text{für } LAI < 5 \\ PHCH & \text{für } LAI \geq 5 \end{cases}$$

$$A_o = \begin{cases} PHOL & \text{für } LAI < 5 \\ PHOH & \text{für } LAI \geq 5 \end{cases}$$

A_o	CO ₂ -Assimilation bei Bewölkung	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
A_c	CO ₂ -Assimilation bei klarem Himmel	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
LAI	Blattflächenindex	[m ² m ⁻²]

Dazu werden folgende Hilfsalgorithmen verwendet:

$$PHCL = \begin{cases} PHC3 \cdot \left(1 - e^{-\frac{PHC4}{PHC3}}\right) & \text{für } PHC3 < PHC4 \\ PHC4 \cdot \left(1 - e^{-\frac{PHC3}{PHC4}}\right) & \text{für } PHC3 \geq PHC4 \end{cases} \quad ()$$

$$PHCH = 0.95 \cdot (PHCH1 + PHCH2) + 20.5 \quad ()$$

$$PHOL = \begin{cases} PHO3 \cdot \left(1 - e^{-\frac{PHC4}{PHO3}}\right) & \text{für } PHO3 < PHC4 \\ PHC4 \cdot \left(1 - e^{-\frac{PHO3}{PHC4}}\right) & \text{für } PHO3 \geq PHC4 \end{cases} \quad ()$$

$$PHOH = 0.9935 \cdot PHOH1 + 1.1 \quad ()$$

mit

$$PHC3 = PHCH \cdot \left(1 - e^{-0.8 \cdot LAI}\right) \quad ()$$

LAI	Blattflächenindex	[m ² m ⁻²]
-----	-------------------	-----------------------------------

$$PHC4 = N_{atmo} \cdot LAI \cdot A \quad ()$$

N_{atmo}	Atmosphärische Tageslänge	[h]
LAI	Blattflächenindex	[m ² m ⁻²]
A	CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]

$$PHO3 = PHOH \cdot \left(1 - e^{-0.8 \cdot LAI}\right)$$

LAI	Blattflächenindex	[m ² m ⁻²]
-----	-------------------	-----------------------------------

$$PHCH1 = h_p \cdot A \cdot N_{eff} \cdot \frac{X}{(1 + X)} \quad ()$$

h_p	Sonnenhöchststand (senkrechte Projektion)	[°]
A	CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
N_{eff}	Effektive Tageslänge	[h]

$$X = \log \left(\frac{1 + 0.45 \cdot R_c}{N_{eff} \cdot 3600} \right) \cdot \frac{\varepsilon_N}{h_p \cdot A} \quad ()$$

R_c	Einstrahlung bei klarem Himmel	[J m ⁻²]
ε_N	Netto-Strahlungsnutzungseffizienz der CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ J ⁻¹ ha ⁻¹ h ⁻¹]
N_{eff}	Effektive Tageslänge	[h]
h_p	Sonnenhöchststand (senkrechte Projektion)	[°]

A	CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
-----	------------------------------------	--

$$PHCH2 = (5 - h_P) \cdot A \cdot N_{eff} \cdot \frac{Y}{(1 + Y)} \quad ()$$

h_P	Sonnenhöchststand (senkrechte Projektion)	[°]
A	CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
N_{eff}	Effektive Tageslänge	[h]

$$Y = \log \left(\frac{1 + 0.55 \cdot R_c}{N_{eff} \cdot 3600} \right) \cdot \frac{\varepsilon_N}{(5 - h_P) \cdot A} \quad ()$$

A	CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
ε_N	Netto-Strahlungsnutzungseffizienz der CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ J ⁻¹ ha ⁻¹ h ⁻¹]
R_c	Einstrahlung bei klarem Himmel	[J m ⁻²]
h_P	Sonnenhöchststand (senkrechte Projektion)	[°]

$$PHOH1 = 5 \cdot A \cdot \varepsilon_N \cdot \frac{Z}{1 + Z} \quad ()$$

A	CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]
ε_N	Netto-Strahlungsnutzungseffizienz der CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ J ⁻¹ ha ⁻¹ h ⁻¹]

$$Z = \frac{R_o}{N_{eff} \cdot 3600} \cdot \frac{\varepsilon_N}{5 \cdot A} \quad ()$$

Z		[]
ε_N	Netto-Strahlungsnutzungseffizienz der CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ J ⁻¹ ha ⁻¹ h ⁻¹]
N_{eff}	Effektive Tageslänge	[h]
A	CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ h ⁻¹]

$$h_P = \sin(90 + \delta - \varphi) \cdot \left(\frac{\pi}{180} \right) \quad ()$$

h_P	Sonnenhöchststand (senkrechte Projektion)	[rad]
δ	Solare Deklination	[°]
φ	Breitengrad	[°]

$$\varepsilon_N = (1 - \alpha_C) \cdot \varepsilon_L$$

ε_N	Netto-Strahlungsnutzungseffizienz der CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ J ⁻¹ ha ⁻¹ h ⁻¹]
α_C	Albedo des Pflanzenbestandes	[]
ε_L	Strahlungsnutzungseffizienz der CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ J ⁻¹ ha ⁻¹ h ⁻¹]

$$N_{atmo} = 12 \cdot \frac{\left(\pi + 2 \cdot \arcsin\left(\frac{\delta_{sin}}{\delta_{cos}}\right) \right)}{\pi} \quad ()$$

N_{atmo} Atmosphärische Tageslänge [h]

$$N_{eff} = 12 \cdot \frac{\left(\pi + 2 \cdot \arcsin\left(\frac{(-\sin(\frac{8 \cdot \pi}{180}) + \delta_{sin})}{\delta_{cos}}\right) \right)}{\pi} \quad ()$$

N_{eff} Effektive Tageslänge [h]

$$N_{photo} = 12 \cdot \frac{\left(\pi + 2 \cdot \arcsin\left(\frac{(-\sin(\frac{-6 \cdot \pi}{180}) + \delta_{sin})}{\delta_{cos}}\right) \right)}{\pi}$$

N_{photo} Photoperiodische Tageslänge [h]

$$R_c = 0.5 \cdot 1300 \cdot \bar{R}_{photo} \cdot e^{\left(\frac{-0.14}{\bar{R}_{photo}}\right)}$$

R_c Einstrahlung bei klarem Himmel [$J m^{-2}$]

$$R_o = 0.2 \cdot R_c$$

R_o Einstrahlung bei bewölktem Himmel [$J m^{-2}$]

$$\bar{R}_{photo} = 3600 \cdot \left(\delta_{sin} \cdot N_{astro} + \frac{24}{\pi} \cdot \delta_{cos} \cdot \sqrt{1 - \left(\frac{\delta_{sin}}{\delta_{cos}}\right)^2} \right)$$

\bar{R}_{photo} Mittlere photosynthesewirksame Strahlung [$J m^{-2}$]

[CO₂] beeinflusst die Photosynthese-Rate und den Stomata-Widerstand der Pflanze, der wiederum auf die Transpiration wirkt (Nendel et al., 2009). Zunächst präsentierten Mitchell et al. (1995) einen Algorithmensatz für die Berechnung der maximalen Photosynthese-Rate basierend auf den Ideen von Farquhar und von Caemmerer (1982) und Long (1991)

$$A = \frac{(C_i - \Gamma^*) \cdot V_{cmax}}{C_i + K_c \cdot \left(1 + \frac{O_i}{K_o}\right)} \quad ()$$

A	CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ d ⁻¹]
C_i	Interzelluläre CO ₂ -Konzentration	[μmol mol ⁻¹]
Γ^*	Kompensationspunkt der Photosynthese, bezogen auf C _i in Abwesenheit der Dunkelatmung	[μmol mol ⁻¹]
O_i	Interzelluläre O ₂ -Konzentration	[μmol mol ⁻¹]
V_{cmax}	Maximale gesättigte Carboxylierungsrate der Rubisco	[μmol m ⁻² s ⁻¹]
K_c	Michaelis-Menten-Konstante für CO ₂	[μmol mol ⁻¹]
K_o	Michaelis-Menten-Konstante für O ₂	[μmol mol ⁻¹]

Die Abhängigkeiten von C_i , O_i , K_c , K_o und V_{cmax} und ihrer Parameter von der Temperatur wurden von Long (1991) beschrieben. C_i wird demnach aus der atmosphärischen CO₂-Konzentration C_a berechnet nach

$$C_i = C_a \cdot 0.7 \cdot \frac{(1.674 - 6.1294 \cdot 10^{-2} \cdot T + 1.1688 \cdot 10^{-3} \cdot T^2 - 8.8741 \cdot 10^{-7} \cdot T^3)}{0.73547}$$

C_i	Interzelluläre CO ₂ -Konzentration	[μmol mol ⁻¹]
T	Mittlere Tageslufttemperatur in 2m Höhe	[°C]

Entsprechend wird O_i berechnet nach

$$O_i = 210 + \frac{(0.047 - 1.3087 \cdot 10^{-4} \cdot T + 2.5603 \cdot 10^{-6} T^2 - 2.1441 \cdot 10^{-8} \cdot T^3)}{2.6934 \cdot 10^{-2}}$$

O_i	Interzelluläre O ₂ -Konzentration	[μmol mol ⁻¹]
T	Mittlere Tageslufttemperatur in 2m Höhe	[°C]

Die saisonale Dynamik der atmosphärischen CO₂-Konzentration von 1958 bis heute wird mit folgender Funktion beschrieben

$$C_a = 222 + e^{0.0119(t_{dec}-1580)} + 2.5 \cdot \sin\left(\frac{t_{dec} - 0.5}{0.1592}\right) \quad ()$$

C_a	Atmosphärische CO ₂ -Konzentration	[μmol mol ⁻¹]
t_{dec}	Datum in Dezimalform	[] .

Der Algorithmus für Lichtintensitäten unterhalb der Sättigung, den Mitchell et al. (1995) vorstellten, wurden nicht angewendet. Stattdessen wird A_{max} an die Licht-Interzeption nach dem Vorbild von Goudriaan und van Laar (1978) angepasst. Für die Transition zwischen photosynthetischer Quanten-Nutzungseffizienz und lichtgesättigter Photosynthese schlugen Mitchell et al. (1995) folgenden Algorithmus vor:

$$\varepsilon_L = \frac{0.37 \cdot (C_i - \Gamma^*)}{4.5 \cdot C_i + 10.5 \cdot \Gamma^*} \quad ()$$

ε_L	Strahlungsnutzungseffizienz der CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ J ⁻¹ ha ⁻¹ h ⁻¹]
C_i	Interzelluläre CO ₂ -Konzentration	[μmol mol ⁻¹]
Γ^*	Kompensationspunkt der Photosynthese, bezogen auf C _i in Abwesenheit der Dunkelatmung	[μmol mol ⁻¹]

Der Kompensationspunkt der Photosynthese ergibt sich aus

$$\Gamma^* = \frac{0.5 \cdot 0.21 \cdot V_{cmax} \cdot O_i}{V_{cmax} \cdot K_o}$$

C_i	Interzelluläre CO ₂ -Konzentration	[μmol mol ⁻¹]
Γ^*	Kompensationspunkt der Photosynthese, bezogen auf C _i in Abwesenheit der Dunkelatmung	[μmol mol ⁻¹]
V_{cmax}	Maximale gesättigte Carboxylierungsrate der Rubisco	[μmol m ⁻² s ⁻¹]
K_o	Michaelis-Menten-Konstante für O ₂	[μmol mol ⁻¹]

Die maximale gesättigte Carboxylierungsrate der Rubisco V_{cmax} wird berechnet aus

$$V_{cmax} = 98 \cdot \frac{A_{max}}{34.668} \cdot k(T)_{vcmax}$$

V_{cmax}	Maximale gesättigte Carboxylierungsrate der Rubisco	[μmol m ⁻² s ⁻¹]
A_{max}	Pflanzenspezifische maximale CO ₂ -Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha ⁻¹ d ⁻¹]
$k(T)_{vcmax}$	Temperaturfunktion für V_{cmax}	[]

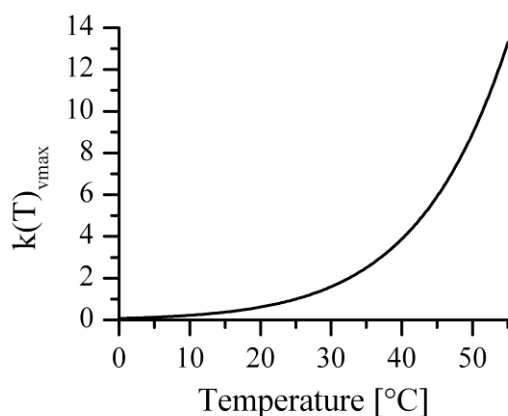


Abbildung: Temperaturfunktion für V_{cmax} (Long, 1991).

Für Pflanzen, die einen C₄-Stoffwechsel betreiben, wird kein direkter Einfluss der atmosphärischen CO₂-Konzentration auf die Photosynthese angenommen. Die

pflanzenspezifische maximale CO₂-Assimilationsrate wird lediglich durch eine einfache Temperaturfunktion modifiziert.

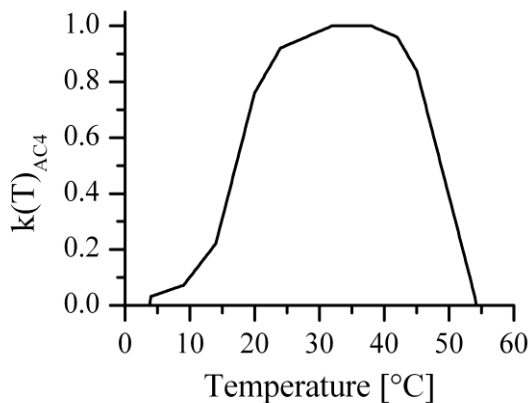


Abbildung: Temperaturfunktion der CO₂-Assimilationsrate für C₄-Pflanzen (Sage und Kubien, 2007).

3.2.2 Atmung

Die Erhaltungsatmung wird für die Photoperiode und für Dunkelheit mit Hilfe von AGROSIM-Algorithmen (Mirschel und Wenkel, 2007) berechnet:

$$M_{photo} = \sum (W_i \cdot m_i) \cdot 2^{a \cdot (T_{photo} - b)} \cdot (2 - L_N) \quad ()$$

$$M_{dark} = \sum (W_i \cdot m_i) \cdot 2^{a \cdot (T_{dark} - b)} \cdot L_N \quad ()$$

M_{photo}	Erhaltungsatmung in der Photoperiode	[Pa]
M_{dark}	Erhaltungsatmung in der Dunkelheit	[Pa]
W_i	Trockenmasse von Organkompartiment i	[kg m ⁻²]
m_i	Spezifische Erhaltungsatmung von Organkompartiment i	[kg m ⁻²]
T_{photo}	Mittlere Temperatur in der Photoperiode	[°C]
T_{dark}	Mittlere Temperatur in der Dunkelperiode	[°C]
a, b	Parameter	[]
L_N	Normierte Tageslänge	[Pa]

mit

$$L_N = 2 - \left(\frac{L_P}{12} \right) \quad ()$$

L_N Normierte Tageslänge [d]

L_P Photoaktive Tageslänge [d]

und

$$T_{photo} = T_{max} - \left(\frac{T_{max} - T_{min}}{4} \right) \quad ()$$

$$T_{dark} = T_{min} + \left(\frac{T_{max} - T_{min}}{4} \right) \quad ()$$

T_{photo}	Mittlere Temperatur in der Photoperiode	[°C]
T_{max}	Maximum-Tagestemperatur	[°C]
T_{min}	Minimum-Tagestemperatur	[°C].

Entsprechend wird die Wachstumsatmung berechnet.

Mit den aus der Photosynthese gebildeten Assimilaten wird zunächst prioritär die Erhaltungsatmung bedient, dann erst die Wachstumsatmung. Die Assimilate werden den Organ-Kompartimenten nach einer Partitionierungs-Matrix zugewiesen, welche nach den Ontogenesestadien der Pflanze gegliedert ist. Die Ontogenese der Pflanze wiederum wird aus der Summe der Gradtage berechnet und, wenn notwendig, für jedes Stadium durch den Tageslängen- und Vernalisationsanspruch modifiziert.

3.2.3 Wurzelwachstum

Die Simulation des Wurzelwachstums orientiert sich an dem Entwurf von Pedersen et al. (2010). Dabei wird die Wurzeltrockenmasse nach Gerwitz & Page (1974) über die Tiefe verteilt, wobei die Durchwurzelungstiefe exponentiell mit der modifizierten Thermalsumme zunimmt. Die pflanzenspezifische maximale Durchwurzelungstiefe wird mit Hilfe der bodenspezifischen maximalen Durchwurzelungstiefe modifiziert, welche aus dem Sandgehalt und der Lagerungsdichte des Bodens berechnet wird:

$$R_{max} = \frac{R_{Bmax} + 2 \cdot R_{Pmax}}{3} \quad ()$$

R_{max}	Maximale Durchwurzelungstiefe	[m]
R_{Pmax}	Pflanzenspezifische maximale Durchwurzelungstiefe	[m]
R_{Bmax}	Bodenspezifische maximale Durchwurzelungstiefe	[m]

und

$$r_{Bmax} = f_s \cdot \left(\frac{(1.1 - f_s)}{0.275} \right) \cdot \left(\frac{1.4}{\rho_B} + \frac{\rho_B^2}{40} \right) \quad ()$$

R_{Bmax}	Bodenspezifische maximale Durchwurzelungstiefe	[m]
f_s	Sandgehalt des Bodens	[kg kg ⁻¹]
ρ_B	Lagerungsdichte des Bodens	[kg m ⁻³]

wobei der Einfluss des Sandgehalts auf Gehalte < 0.55 kg kg⁻¹ limitiert wird.

Die pflanzenspezifische Penetrationsrate der Wurzel in die Tiefe k_{rzc} wird bei niedrigen Tongehalten verringert.

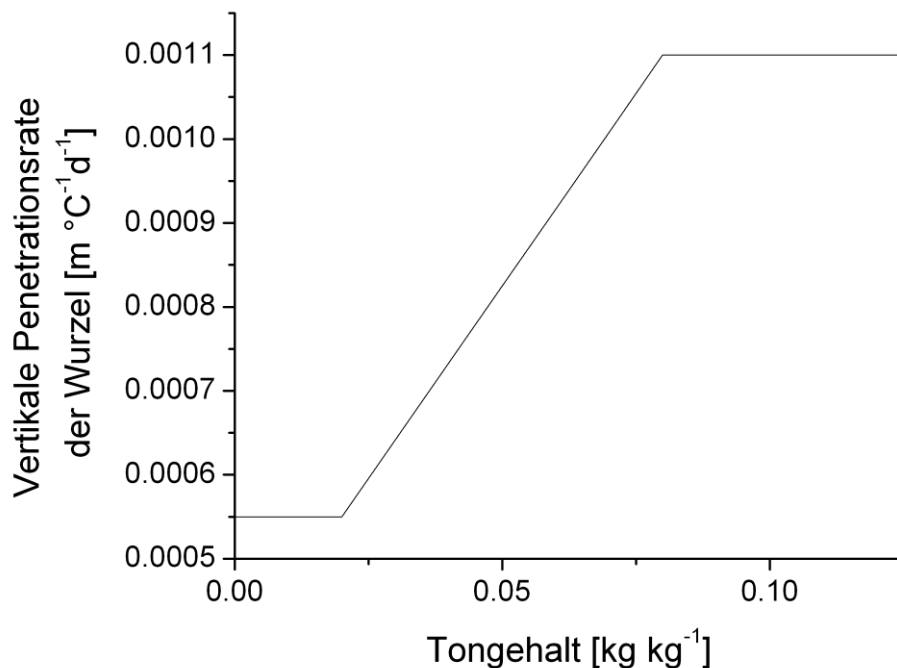


Abbildung: Vertikale Penetrationsrate der Winterweizenwurzel in Abhängigkeit vom Tongehalt des Bodens.

Die Wärmesumme für das Wurzelwachstum wird mit Hilfe einer das Wachstum begrenzenden minimalen Temperatur gebildet:

$$DD_{root} = T_{av} - T_{rmin} \quad ()$$

DD_{root}	Wärmesumme Wurzelwachstum	[°C d]
T_{av}	Mittlere Tagestemperatur	[°C]
T_{rmin}	Minimum-Temperatur für das Wurzelwachstum	[°C]

Der tägliche Wärmesummand ist auf 20°C beschränkt.

Damit ergibt sich die Durchwurzelungstiefe aus

$$R_z = R_{ini} + (DD_{root} - DD_{lag}) \cdot k_{rz} \quad ()$$

R_z	Aktuelle Durchwurzelungstiefe	[m]
R_{ini}	Durchwurzelungstiefe bei Aussaat	[m]
DD_{root}	Wärmesumme Wurzelwachstum	[°C d]
DD_{lag}	Verzögerung der Wurzelinitiation	[°C d]

Die Wurzellänge in der jeweiligen Bodenschicht ergibt sich dann aus

$$L_{root} = W_{root} \cdot l_r \quad ()$$

L_{root}	Gesamte Wurzellänge	[m m ⁻²]
W_{root}	Biomasse im Kompartiment Wurzel	[kg m ⁻²]
l_r	Pflanzenspezifische Wurzellänge	[m kg ⁻¹]

Der Verteilungsfaktor für die Wurzeldichte wird für jede Bodenschicht wie folgt berechnet:

$$\lambda_z = \begin{cases} \lambda_0 e^{-a_z \cdot z} & ; z < R_z \\ \lambda_0 e^{-a_z \cdot z} \cdot \left(1 - \frac{z - R_z}{q \cdot R_z - R_z}\right) & ; q \cdot R_z < z < R_z \\ 0 & ; z > q \cdot R_z \end{cases} \quad ()$$

λ_z	Verteilungsfaktor der Wurzellängendichte in Tiefe z	[m m ⁻³]
λ_0	Verteilungsfaktor der Wurzellängendichte in Tiefe 0	[kg m ⁻³]
a_z	Formfaktor	[]
z	Tiefe	[m]
R_z	Durchwurzelungstiefe	[m]
q	Verhältnis absolute zu simulierter Durchwurzelungstiefe	[]

Unter Verwendung der auf den Bereich [0;1] normierten Faktoren wird die Wurzellängendichte für jede Bodenschicht errechnet:

$$\Lambda_z = \frac{\lambda_z}{\sum_{z=1}^{z_{max}} \lambda_z} \cdot L_{root}$$

Λ_z	Wurzellängendichte in Tiefe z	[m m ⁻³]
λ_z	Verteilungsfaktor der Wurzellängendichte in Tiefe z	[m m ⁻³]
z_{max}	Maximale Profiltiefe	[m]
L_{root}	Gesamte Wurzellänge	[m m ⁻²]

Der Wurzeldurchmesser wird schließlich für Pflanzen mit oberirdischem Speicherorgan (Getreide, Mais, Raps, etc) als mit der Tiefe abnehmend, für Pflanzen mit unterirdischem Speicherorgan (Zuckerrübe, Kartoffel, Möhre, etc.) als konstant angenommen:

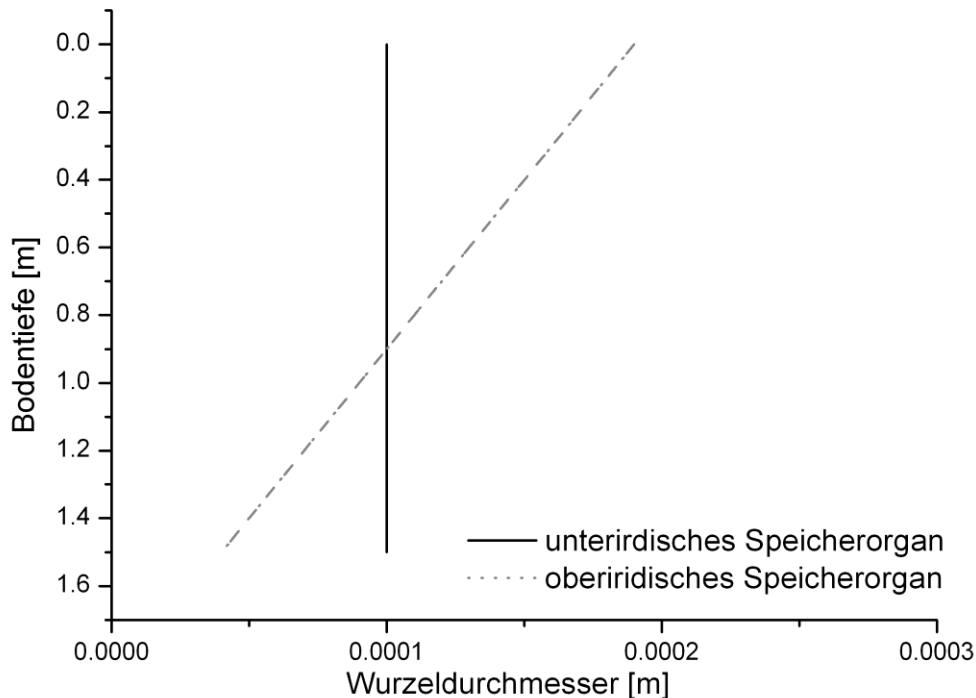


Abbildung: Wurzeldurchmesser in Abhängigkeit von der Bodentiefe für Pflanzen mit oberirdischem (---) und unterirdischem (—) Speicherorgan.

3.2.4 Phänologische Entwicklung

Die Simulation der Entwicklung der Pflanze erfolgt nach dem Prinzip der Wärmesummierung. Die dafür wirksame Temperatur wird durch eine Minimaltemperatur, der Basistemperatur, begrenzt. Für das Auflaufen der gesäten Kulturen muss eine für das Keimen günstige Bodenfeuchte vorhanden sein, also mindestens 30% Kapillarwassergehalt, jedoch keine Überstauung von Wasser an der Geländeoberfläche. Wenn das der Fall ist, wird die Temperatur der obersten Bodenschicht zur Summenbildung herangezogen.

$$DD_{0,t} = DD_{0,t-1} + (T_{S10} - T_{B0}) \cdot \Delta t \quad ()$$

$DD_{0,t}$	Aktuelle Wärmesumme im Entwicklungsstadium 0	[°C d]
$DD_{0,t-1}$	Wärmesumme im Stadium 0 am Vortag	[°C d]
T_{S10}	Bodentemperatur in 0 – 10 cm Bodentiefe	[°C]
T_{B0}	Basistemperatur Stadium 0	[°C]
Δt	Zeitschritt	[d]

Wenn die pflanzenspezifische Temperatursumme für das Auflaufen des Sämlings erreicht ist, beginnt das nächstfolgende Entwicklungsstadium. Ab jetzt wird die Tagesmitteltemperatur aufsummiert. Die Stressfaktoren Trockenheit und N-Mangel beschleunigen die Summenbildung, Faktoren für Vernalisation und Tageslänge verlangsamen sie.

$$DD_{n,t} = DD_{n,t-1} + (T_{av} - T_{Bn}) \cdot b_S \cdot b_V \cdot b_D \cdot \Delta t \quad ()$$

$DD_{n,t}$	Aktuelle Wärmesumme im Entwicklungsstadium n	[°C d]
$DD_{n,t-1}$	Wärmesumme im Stadium n am Vortag	[°C d]
T_{av}	Tagesmitteltemperatur der Luft in 2m Höhe	[°C]
T_{Bn}	Basistemperatur Stadium n	[°C]
b_S	Beschleunigungsfaktor Umweltstress	[]
b_V	Vernalisationsfaktor	[]
b_D	Tageslängenfaktor	[]
Δt	Zeitschritt	[d]

mit

$$b_S = \max\left(1 + (1 - \zeta_W)^2, 1 + (1 - \zeta_N)^2\right) \quad ()$$

b_S	Beschleunigungsfaktor Umweltstress	[]
ζ_W	Stressfaktor Wassermangel	[]
ζ_N	Stressfaktor Stickstoffmangel	[]

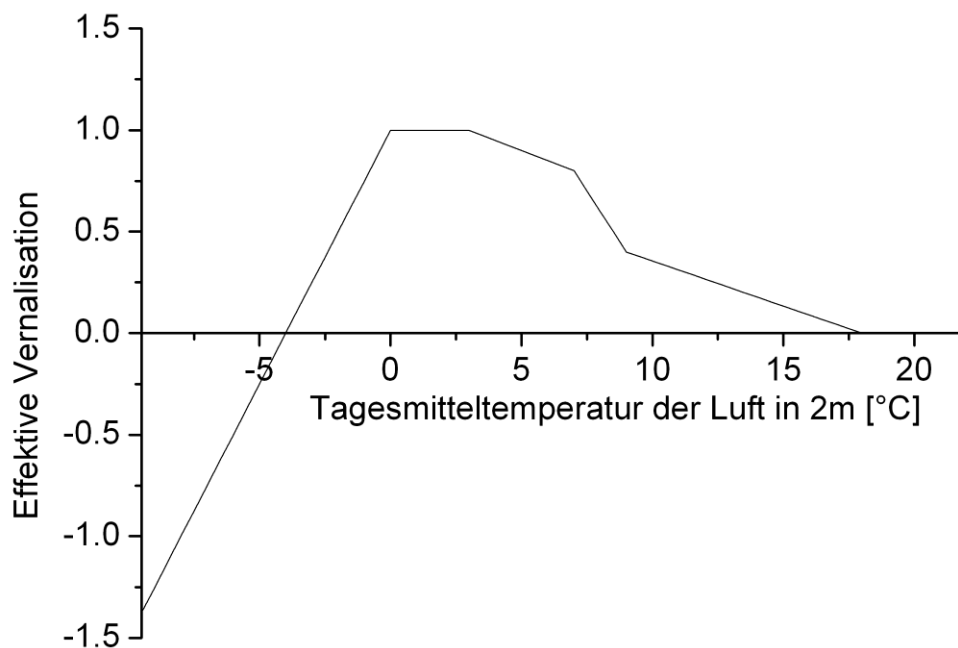


Abbildung: Die effektive Vernalisation in Abhängigkeit von der Tagesmitteltemperatur der Luft.

Die Erfüllung des Vernalisationsanspruchs der Pflanze wird wie folgt berücksichtigt:

$$b_V = \begin{cases} \frac{(d_V - d_{VT})}{(d_{VR} - d_{VT})} & \text{für } d_{VT} \geq 1 \\ 1 & \text{für } d_{VT} < 1 \end{cases} \quad ()$$

b_V	Vernalisationsfaktor	[]
d_V	Aktuelle Anzahl Vernalisationstage	[d]
d_{VT}	Schwellwert Vernalisation	[°C d]
d_{VR}	Pflanzenspezifisches Vernalisationsbedürfnis	[°C d]

mit

$$d_V = d_{V-1} + b_{Veff} \cdot \Delta t \quad ()$$

d_V	Aktuelle Anzahl Vernalisationstage	[d]
d_{V-1}	Anzahl Vernalisationstage bis Vortag	[d]
b_{Veff}	effektive Vernalisation	[]
Δt	Zeitschritt	[d]

und

$$d_{VT} = \min(d_{VR}, 9) - 1 \quad ()$$

d_{VT}	Schwellwert Vernalisation	[°C d]
d_{VR}	Pflanzenspezifisches Vernalisationsbedürfnis	[°C d]

Der Vernalisationsfaktor ist stets positiv.

Die Tageslänge wird in Bezug auf eine pflanzenspezifische Basis-Tageslänge und auf das Tageslängenbedürfnis der Pflanze berücksichtigt

$$b_D = \frac{N_{photo} - N_{basis}}{N_{req} - N_{basis}} \quad ()$$

b_D	Tageslängenfaktor	[]
N_{photo}	Photoperiodische Tageslänge	[h]
N_{basis}	pflanzenspezifische Basis-Tageslänge	[h]
N_{req}	pflanzenspezifisches Tageslängenbedürfnis	[h]

3.2.5 Assimilatverteilung

Die Assimilate, die aus dem Photosynthesemodul bereitgestellt werden, müssen auf die einzelnen Organe der Pflanze verteilt werden. Die Verteilungskoeffizienten werden einer Matrix entnommen, die über die Entwicklungsstadien der Pflanze gespannt wird.

Tabelle: Matrix der Assimilatverteilung am Beispiel Winterweizen.

	Wurzel	Blatt	Spross	Frucht	Dauerstruktur
Aussaat bis Auflaufen	0.50	0.50	0.00	0.00	0.00
Auflaufen bis Doppelring	0.20	0.20	0.60	0.00	0.00
Doppelring bis Blühbeginn	0.13	0.20	0.67	0.00	0.00
Blüte	0.00	0.00	0.03	0.97	0.00
Kornfüllung	0.00	0.00	0.00	1.00	0.00

Seneszenz	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
-----------	------	------	------	------	------

Die tagesaktuelle Verteilung wird mittels linearer Regression zwischen den Elementen der Matrix und dem relativen Entwicklungsstadium berechnet

$$a_i = a_{i,j} + ((a_{i,j+1} - a_{i,j}) \cdot DD_{rels}) \quad ()$$

und

$$DD_{rels} = \frac{DD_{acts}}{DD_{crops}} \quad ()$$

a_i	Aktueller Assimilatverteilungskoeffizient für das Organ i	[]
$a_{i,j}$	Verteilungskoeffizient zu Beginn des Stadiums j	[]
$a_{i,j+1}$	Verteilungskoeffizient zu Beginn des folgenden Stadiums $j+1$	[]
DD_{rels}	relative phänologische Entwicklung innerhalb des Stadiums	[]
DD_{acts}	Aktuelle Temperatursumme im Entwicklungsstadium	[°C d]
DD_{crops}	Pflanzenspezifische Temperatursumme im Entwicklungsstadium	[°C d]

Die Anzahl der Organe und der Entwicklungsstadien sowie deren Benennung kann für jede Pflanze frei gewählt werden.

Der tägliche Assimilatzuwachs des jeweiligen Organs ergibt sich dann aus

$$\frac{d}{dt}W_i = A_g \cdot a_i \cdot dt \quad ()$$

W_i	Biomasse des Organs i	[kg TM ha ⁻¹]
A_g	Brutto-CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ ha ⁻¹ d ⁻¹]
a_i	Verteilungskoeffizient zu Beginn des Stadiums j	[]
t	Zeit	[d]

Tägliche Massenabnahme aufgrund der Seneszenz des einzelnen Organs wird entsprechend berechnet.

3.2.6 Blattfläche

Die tägliche Änderung des Blattflächenindexes einer Pflanze wird in MONICA wie folgt berechnet

$$\frac{d}{dt}LAI = \frac{d}{dt}W_{L+} \cdot \left(\phi_{Ls} + \frac{DD_{acts}}{DD_{crops}} \cdot (\phi_{Le} - \phi_{Ls}) \cdot dt \right) - \frac{d}{dt}W_{L-} \cdot \phi_{L0} \cdot dt \quad ()$$

LAI	Blattflächenindex	[m ² m ⁻²]
W_{L+}	Blattmasseninkrement	[kg TM m ⁻² d ⁻¹]
W_{L-}	Blattmassendekrement	[kg TM m ⁻² d ⁻¹]
ϕ_{Ls}	spezifische Blattfläche zu Beginn des Stadiums	[m ² kg TM ⁻¹]
ϕ_{Le}	spezifische Blattfläche zum Ende des Stadiums	[m ² kg TM ⁻¹]
ϕ_{L0}	Initiale spezifische Blattfläche	[m ² kg TM ⁻¹]

DD_{acts}	Aktuelle Temperatursumme im Entwicklungsstadium	[°C d]
DD_{crops}	Pflanzenspez. Temperatursumme im Entwicklungsstadium	[°C d]
t	Zeit	[d]

Anschließend wird der Bedeckungsgrad aus dem Blattflächenindex ermittelt.

$$\beta = 1 - e^{-0.5 \cdot LAI} \quad ()$$

β	Bedeckungsgrad	[m ² m ⁻²]
LAI	Blattflächenindex	[m ² m ⁻²]

3.2.7 Transpiration

Die Transpiration der Pflanze wird aus der Referenz-Evapotranspiration berechnet. Die Referenz-Evapotranspiration für eine kurz geschnittene Grasfläche ET_0 wird mit Hilfe der Penman-Monteith-Methode berechnet (1998).

$$ET_0 = \frac{0.408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T+273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_a}{r_s}\right)} \quad ()$$

ET_0	Referenz-Evapotranspiration	[mm]
Δ	Gradient der Dampfdruckkurve	[kPa K ⁻¹]
R_n	Nettostrahlung an der Bestandesoberfläche	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
G	Bodenwärmeflussdichte	[MJ m ⁻² d ⁻¹]
T	Tagesmitteltemperatur der Luft in 2 m Höhe	[°C]
u_2	Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe	[m s ⁻¹]
e_s	Sättigungsdampfdruck	[kPa]
e_a	aktueller Dampfdruck	[kPa]
γ	Psychrometerkonstante	[kPa K ⁻¹]
r_a	Atmosphärischer Widerstand	[s m ⁻¹]
r_s	Oberflächenwiderstand	[s m ⁻¹]

Der Oberflächenwiderstand berechnet sich unter der Annahme eines 12cm hohen Grasbestandes als:

$$r_s = \frac{r_1}{1.44} \quad ()$$

r_1	Stomata-Widerstand; 100 s m ⁻¹	[s m ⁻¹]
-------	---	----------------------

Für die Transpiration des tatsächlichen Pflanzenbestandes werden die Bestandeshöhe und der Blattflächenindex berücksichtigt.

$$r_s = \frac{r_1}{LAI \cdot h} \quad ()$$

r_1	Stomata-Widerstand	[s m ⁻¹]
-------	--------------------	----------------------

LAI	Blattflächenindex	$[m^2 m^{-2}]$
h	Bestandeshöhe	$[m]$

Der Stomata-Widerstand wird entsprechend nach dem Vorschlag von Yu et al. (2001) berechnet:

$$r_1 = \frac{C_s \left(1 + \frac{e_a}{e_s}\right)}{a \cdot A_g}, \quad ()$$

r_1	Stomata-Widerstand	$[s^{-1}]$
C_s	CO ₂ -Konzentration der Blatumgebung (= C_a)	$[\mu mol mol^{-1}]$
A_g	Brutto-CO ₂ -Assimilationsrate	$[kg CO_2 ha^{-1} d^{-1}]$
e_a	Aktueller Dampfdruck der Luft	$[Pa]$
e_s	Sättigungsdampfdruck der Luft	$[Pa]$

C_s wird in diesem Fall gleich der atmosphärischen CO₂-Konzentration C_a gesetzt. Die saisonale Dynamik der atmosphärischen CO₂-Konzentration von 1958 bis heute wird mit folgender Funktion beschrieben

$$C_a = 222 + e^{0.0119(t_{dec}-1580)} + 2.5 \cdot \sin\left(\frac{t_{dec}-0.5}{0.1592}\right) \quad ()$$

mit dem Datum in Dezimalform t_{dec} . Diese Funktion schreibt außerdem die atmosphärischen CO₂-Konzentration unter der Annahme des A1B-Szenarios des IPCC (IPCC 2007) bis ins Jahr 2100 fort.

Die fruchtartsspezifische potentielle Evapotranspiration wird berechnet mit Hilfe von ebenso fruchtartsspezifischen Faktoren (K_c) während der Wachstumsperiode und Faktoren für den unbedeckten Boden in der Zeit zwischen Ernte und Auflaufen der neuen Frucht. Die K_c -Faktoren sind an die Entwicklungsstadien der Fruchtart gekoppelt.

$$ET_p = ET_0 \cdot k_c - I \quad ()$$

ET_p	Potenzielle Evapotranspiration	$[mm]$
ET_0	Referenz-Evapotranspiration	$[mm]$
k_c	fruchtartenspezifischer Faktor	$[]$
I	Evaporation aus dem Interzeptionsspeicher	$[mm]$

Die Anteile von Evaporation und Transpiration an der Gesamtverdunstung werden vom Bedeckungsgrad abgeleitet.

$$T_p = ET_p \cdot \beta \quad ()$$

T_p	Potenzielle Transpiration	$[mm]$
ET_p	Potenzielle Evapotranspiration	$[mm]$
β	Bedeckungsgrad	$[]$

Für die Wasserentnahme aus der jeweiligen Bodenschicht wird die Transpiration schichtweise unter Berücksichtigung der Wurzelverteilung und -effektivität und möglichem Sauerstoffmangel berechnet.

$$T_z = T_p \cdot \frac{\omega_z \cdot \Lambda_z}{\sum_{i=1}^{z_{max}} \omega_i \cdot \Lambda_i} \cdot \zeta_o \quad ()$$

T_z	Aktuelle Transpiration in Tiefe z	[mm]
T_p	Potenzielle Transpiration	[mm]
ω_z	Wurzeffektivität in Tiefe z (Abb.)	[]
Λ_z	Wurzellängendichte in Tiefe z	[m m ⁻³]
ζ_o	Stressfaktor Sauerstoffmangel	[]

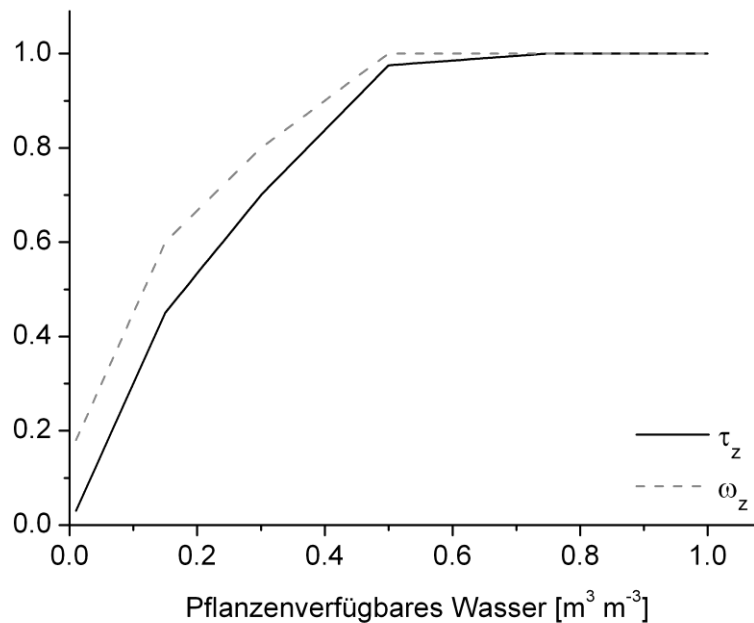


Abbildung: Reduktionsfunktion für die Transpiration (τ_z) und für die Effektivität der Wasseraufnahme der Wurzel (ω_z) in Abhängigkeit von der Wasserverfügbarkeit in der jeweiligen Bodenschicht.

Dabei wird, ausgehend von der Bodenoberfläche, von oben nach unten Wasser entsprechend der berechneten schichtweisen Transpiration aus den Bodenschichten entnommen. Vorausgesetzt ist, dass dort ausreichend Wasser vorhanden ist. Für jede Schicht wird zu diesem ein potenzielles Transpirationsdefizit berechnet.

$$\zeta_{Wpot} = \left(\frac{T_z}{d \cdot 1000} - (\theta - \theta_{PWP}) \right) \cdot \Delta z \cdot 1000 \quad ()$$

ζ_{Wpot}	Potenzielles Transpirationsdefizit in Tiefe z	[mm]
T_z	Aktuelle Transpiration in Tiefe z	[mm]
Δz	Mächtigkeit der Bodenschicht	[m]
θ	Wassergehalt der Bodenschicht	[m³ m ⁻³]

θ_{PWP}	Wassergehalt am permanenten Welkepunkt	$[m^3 m^{-3}]$
----------------	--	----------------

Parallel dazu wird eine aufgrund von mit abnehmenden Wassergehalten abnehmender Wasserleitfähigkeit im Boden reduzierte Transpiration in der Bodenschicht berechnet

$$T_{red} = T_z \cdot (1 - \tau_z) \quad ()$$

T_{red}	Reduzierte Transpiration in Tiefe z	[mm]
T_z	Aktuelle Transpiration in Tiefe z	[mm]
τ_z	Reduktionsfaktor Wasserverfügbarkeit (Abb.)	[]

Das tatsächliche Transpirationsdefizit der jeweiligen Schicht wird aus dem größeren der beiden Werte ermittelt und für die erneute Berechnung der aktuellen Transpiration verwendet.

$$\zeta_{Wact} = \max(\zeta_{Wpot}, T_{red}) \quad ()$$

ζ_{Wact}	Aktuelles Transpirationsdefizit in Tiefe z	[mm]
ζ_{Wpot}	Potenzielles Transpirationsdefizit in Tiefe z	[mm]
T_{red}	Reduzierte Transpiration in Tiefe z	[mm]

Die gesamte tatsächliche Transpiration der Pflanze ergibt sich aus der Summe der Schichtwerte

$$T_a = \sum_{z=1}^{z_{max}} T_z \quad ()$$

T_a	Aktuelle Transpiration	[mm]
T_z	Aktuelle Transpiration in Tiefe z	[]
z_{max}	Maximale Bodentiefe	[m]

Das Pflanzenwachstum wird durch Wassermangel limitiert. Trockenstress ist durch das Verhältnis zwischen aktueller und potentieller Transpiration indiziert (Kersebaum, 1995).

3.2.8 N-Aufnahme der Pflanze

Die N-Aufnahme der Pflanze aus dem Boden wird nach der Idee von Kersebaum (1989) modelliert. Der tägliche Stickstoffbedarf der Pflanze wird berechnet durch

$$N_{pot} = \left(N_{target} \cdot W + N_{maxroot} \cdot W_{root} + N_{target} \cdot \frac{W_b}{p_N} - N_{crop}^* \right) \cdot \Delta t \quad ()$$

N_{pot}	Tägliches Stickstoffaufnahmevermögen	$[kg N ha^{-1}]$
N_{target}	Maximale N-Konzentration in oberirdischen Pflanzenteilen	$[kg N kg TM^{-1}]$
W	Oberirdische Trockenmasse	$[kg TM ha^{-1}]$
$N_{maxroot}$	Maximale N-Konzentration in der Wurzel	$[kg N kg TM^{-1}]$
W_{root}	Wurzel-Trockenmasse	$[kg TM ha^{-1}]$

W_b	Unterirdische Trockenmasse (nicht Wurzel)	[kg TM ha ⁻¹]
P_N	N-Verteilungskoeffizient	[]
N_{crop}^*	Gesamt-N-Gehalt der Pflanze im vergangenen Zeitschritt	[kg N ha ⁻¹]
Δt	Zeitschritt	[d]

Er beträgt maximal 6 kg N ha⁻¹d⁻¹. Die tägliche N-Aufnahme wird bestimmt durch die Wurzellänge und einen Begrenzungsfaktor, der mit der Ontogenese der Pflanze linear abnimmt und dem abnehmenden Anteil aktiver Wurzeloberfläche zu reinen Leitungswurzeln Rechnung trägt.

$$\Delta N_{lim} = L_{root} \cdot \left(N_{upmax} - \frac{DD_{act}}{DD_{crop}} \right) \quad ()$$

ΔN_{lim}	Limit der täglichen N-Aufnahme	[kg N m ⁻²]
L_{root}	Gesamte Wurzellänge	[m m ⁻²]
N_{upmax}	Pflanzenspezifische maximale N-Aufnahme	[kg N m Wurzel ⁻¹]
DD_{act}	Aktuelle Wärmesumme	[°C d]
DD_{crop}	Pflanzenspezifische gesamte Wärmesumme	[°C d]

Es wird angenommen, dass N ausschließlich in der Nitratform aufgenommen wird. Der Transport erfolgt konvektiv mit dem Transpirationsstrom.

$$N_{konvmax} = \sum_{z=1}^{q \cdot R_z} T_z \cdot c_z \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad ()$$

$N_{konvmax}$	Maximale konvektive N-Aufnahme	[kg N m ⁻²]
R_z	Durchwurzelungstiefe	[m]
q	Verhältnis absolute zu simulierter Durchwurzelungstiefe	[]
T_z	Transpiration	[mm]
C_z	N-Konzentration in der Bodenlösung	[kg N m ⁻³]
Δz	Schichtmächtigkeit	[m]
Δt	Zeitschritt	[d]

Übersteigt die konvektive Anlieferung das Aufnahmevermögen der Pflanze, berechnet sich die Aufnahme in den einzelnen Schichten

$$N_{konv_z} = T_z \cdot c_z \cdot \frac{N_{pot}}{N_{mas}} \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad ()$$

N_{konv_z}	Tägliche konvektive N-Aufnahme aus der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]
T_z	Transpiration aus Tiefe z	[mm]
c_z	N-Konzentration in der Bodenlösung	[kg N m ⁻³]
N_{pot}	Tägliches Stickstoffaufnahmevermögen	[kg N ha ⁻¹]
N_{mas}	Limit der täglichen N-Aufnahme	[kg N m ⁻²]
Δz	Schichtmächtigkeit	[m]

Δt

Zeitschritt

[d]

Reicht der konvektive N-Antransport jedoch nicht aus, um das Aufnahmepotenzial zu befriedigen, wird zusätzlich ein Antransport durch Diffusion berücksichtigt (Baldwin et al. 1973), dessen maximaler Betrag wie folgt berechnet wird:

$$N_{diffmax} = \sum_{z=1}^{q \cdot R_z} N_{diffmax_z} = \sum_{z=1}^{q \cdot R_z} 2 \cdot \pi \cdot r_w \cdot \Lambda_z \cdot D \cdot \frac{C_z - C_{min}}{r_z} \cdot \Delta z \cdot \Delta t \quad ()$$

$N_{diffmax}$	Maximale diffusive N-Aufnahme	[kg N m ⁻²]
R_z	Durchwurzelungstiefe	[m]
q	Verhältnis absolute zu simulierter Durchwurzelungstiefe	[]
$N_{diffmax_z}$	Maximale diffusive N-Aufnahme aus der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]
r_w	Wurzelradius	[m]
Λ_z	Wurzellängendichte in Tiefe z	[m m ⁻³]
D	Effektiver Dispersionskoeffizient	[m ² d ⁻¹]
C_z	N-Konzentration in der Bodenlösung	[kg N m ⁻³]
C_{min}	Min. N-Konzentration an der Wurzeloberfläche (1.4·10 ⁻⁶)	[kg N m ⁻³]
r_z	Halbe Wurzeldistanz	[m]
Δz	Schichtmächtigkeit	[m]
Δt	Zeitschritt	[d]

mit der halben Distanz zwischen benachbarten Wurzeln unter Annahme einer Gleichverteilung

$$r_z = (\pi \cdot \Lambda_z)^{-0.5} \quad ()$$

r_z	Halbe Wurzeldistanz	[m]
Λ_z	Wurzellängendichte in Tiefe z	[m m ⁻³]

und dem effektiven Dispersionskoeffizienten

$$D = \frac{1}{\tau} \cdot D_0 + D_v \cdot \left| \frac{q}{\theta} \right| \quad ()$$

D	Effektiver Dispersionskoeffizient	[m ² d ⁻¹]
τ	Tortuosität	[]
D_0	Diffusionskoeffizient in Lösung (2.14·10 ⁻⁵)	[m ² d ⁻¹]
D_v	Dispersionsfaktor (0.05)	[m]
q	Wasserflussdichte	[m d ⁻¹]
θ	Vol. Wassergehalt	[m ³ m ⁻³]

mit

$$\tau = \frac{\theta}{a \cdot e^{b \cdot \theta}} \quad ()$$

τ	Tortuosität	[]
θ	Vol. Wassergehalt	[m ³ m ⁻³]
a, b	Faktoren	[].

Übersteigt die zusätzliche diffusive Anlieferung das Aufnahmevermögen der Pflanze, wird sie, begrenzt durch das Aufnahmevermögen, über die Bodenschichten verteilt.

$$N_{diffz} = (N_{pot} - N_{konvmax}) \cdot \frac{N_{diffmaxz}}{N_{diffmax}} \quad ()$$

N_{diffz}	Tägliche diffusive N-Aufnahme aus der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]
N_{pot}	Tägliches Stickstoffaufnahmevermögen	[kg N m ⁻²]
$N_{konvmax}$	Maximale konvektive N-Aufnahme	[kg N m ⁻²]
$N_{diffmax}$	Maximale diffusive N-Aufnahme	[kg N m ⁻²]
$N_{diffmaxz}$	Maximale diffusive N-Aufnahme aus der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]

Die tatsächliche N-Aufnahme berechnet sich schließlich aus

$$N_{upz} = N_{konvz} + N_{diffz} \quad \text{für } N_{upz} \leq N_z - N_{minav} \quad ()$$

N_{upz}	Tägliche N-Aufnahme aus der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]
N_{konvz}	Tägliche konvektive N-Aufnahme aus der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]
N_{diffz}	Tägliche diffusive N-Aufnahme aus der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]
N_z	N-Gehalt der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]
N_{minav}	Minimaler N-Gehalt in der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]

und

$$N_{up} = \sum_{z=1}^{q \cdot R_z} N_{upz} \quad ()$$

N_{up}	Tägliche N-Aufnahme	[kg N m ⁻²]
R_z	Durchwurzelungstiefe	[m]
q	Verhältnis absolute zu simulierter Durchwurzelungstiefe	[]
N_{upz}	Tägliche N-Aufnahme aus der Bodenschicht z	[kg N m ⁻²]

3.2.9 Stressfaktoren

Die Pflanze wird im Modell MONICA durch vier Stressfaktoren im Wachstum beeinträchtigt: Wassermangel, Stickstoffmangel, Sauerstoffmangel und Hitzestress.

Wassermangel zeichnet sich dadurch aus, dass die potenzielle Transpiration eine Größe annimmt, die durch das im Boden vorhandene Wasser nicht gedeckt werden kann. Das Verhältnis der aktuellen zur potenziellen Transpiration bildet den Reduktionsfaktor für Trockenstress.

$$\zeta_w = \frac{T_a}{T_p} \quad ()$$

ζ_w	Reduktionsfaktor Trockenstress	[]
T_a	Aktuelle Transpiration	[mm]
T_p	Potenzielle Transpiration	[mm]

Der Wasserstress greift im Modell an der Bereitstellung der Assimilate aus der Photosynthese, sobald der Reduktionsfaktor einen für jede Pflanzenart und deren Entwicklungsstadien spezifischen Schwellenwert unterschreitet.

$$A_{gm} = A_g \cdot \zeta_w \quad \text{für } \zeta_w < \bar{\zeta}_w \quad ()$$

A_{gm}	Assimilatmenge	[kg CO ₂ ha ⁻¹ d ⁻¹]
A_g	Brutto-CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ ha ⁻¹ d ⁻¹]
ζ_w	Reduktionsfaktor Trockenstress	[]
$\bar{\zeta}_w$	Pflanzen- und stadien-spezifischer Schwellenwert für Trockenstress	[]

Im Falle von Trockenstress wird für bestimmte Entwicklungsstadien außerdem eine Beschleunigung der Ontogenese angenommen.

Um die Wirkung *mangelnder N-Versorgung* auf die Pflanze ermitteln zu können, wird die kritische N-Konzentration in der Pflanze als Funktion ihrer relativen Entwicklung verwendet.

$$N_{crit} = a \cdot (1.0 + b \cdot e^{-5.26 \cdot D_{rel}}) \quad ()$$

N_{crit}	Kritische N-Konzentration in der Pflanze	[kg N kg TM ⁻¹]
D_{rel}	Relative ontogenetische Entwicklung der Pflanze	[]
a, b	Pflanzenspezifische Parameter	[]

mit

$$D_{rel} = \frac{D_{act}}{D_{crop}} \quad (),$$

D_{rel}	Relative ontogenetische Entwicklung der Pflanze	[]
D_{act}	die aktuelle Temperatursumme	[°C d]
D_{crop}	Pflanzenspezifische Temperatursumme über die gesamte Entwicklungszeit	[°C d]

Das Konzept baut auf den Ideen von Greenwood auf (1990). Die optimale N-Konzentration wird durch Multiplikation der kritischen N-Konzentration mit einem Luxus-N-Versorgungsfaktor erhalten, welcher dem EU-Rotate_N-Modell (Rahn et al., 2010) entnommen wurde.

$$N_{target} = N_{crit} \cdot k_{lux} \quad ()$$

N_{target}	Optimale N-Konzentration in der Pflanze	[kg N kg TM ⁻¹]
N_{crit}	Kritische N-Konzentration in der Pflanze	[kg N kg TM ⁻¹]
k_{lux}	Luxus-N-Versorgungsfaktor	[]

Stickstoffmangel wird angezeigt, wenn der N-Gehalt in der Pflanze den kritischen N-

Gehalt unterschreitet. Der Reduktions-Faktor ergibt sich aus

$$\zeta_N = 1 - e^{-N_m \cdot \left(5 \cdot \frac{N_{act} - N_m}{N_{crit} - N_m} \right)}$$

ζ_N	Reduktionsfaktor N-Stress	[]
N_m	Minimale N-Konzentration in der Pflanze	[kg N kg TM ⁻¹]
N_{act}	Aktuelle N-Konzentration in der Pflanze	[kg N kg TM ⁻¹]
N_{crit}	Kritische N-Konzentration in der Pflanze	[kg N kg TM ⁻¹]

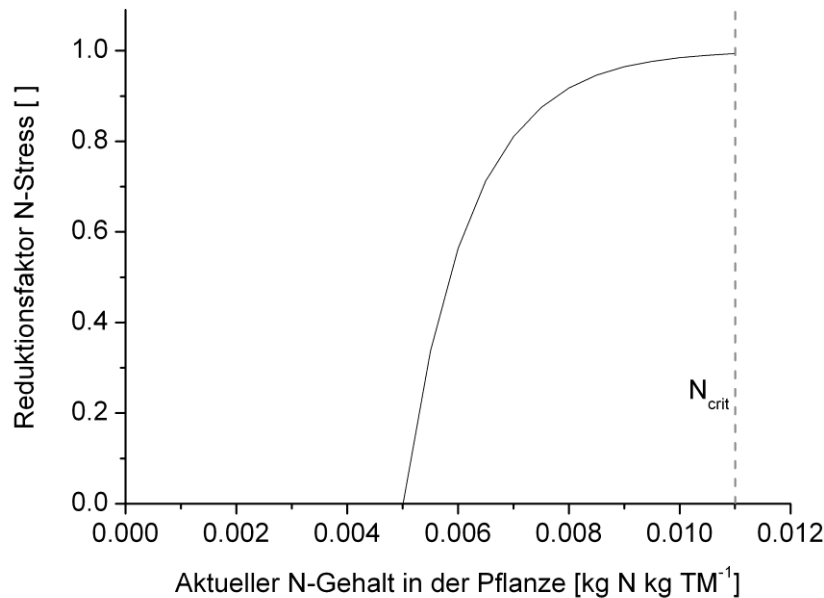


Abbildung: Reduktionsfunktion für N-Stress in Abhängigkeit vom aktuellen N-Gehalt der oberirdischen Pflanzenteile. N_{crit} = kritischer N-Gehalt.

Im Falle von N-Stress wird für bestimmte Kulturen und Entwicklungsstadien eine Beschleunigung der Ontogenese angenommen.

Der *Mangel an Sauerstoff* im durchwurzelten Raum des Bodens wird über das Verhältnis des Luftgehalts im Boden zu einem kritischen Luftgehalt bestimmt. Dabei wird angenommen, dass die Abnahme der Sauerstoffkonzentration im verbleibenden Luftvolumen nach vier Tagen zu maximalen Mangelercheinungen führt.

$$\zeta_O = 1 - \left(\frac{t_{anox}}{4} \right) \cdot (1 - \zeta_{Omax}) \quad ()$$

ζ_O	Reduktionsfaktor Sauerstoffstress	[]
t_{anox}	Zeit unter Luftmangel (max = 4)	[d]
ζ_{Omax}	Maximales Sauerstoffdefizit	[]

mit

$$\zeta_{Omax} = \left(\frac{\varepsilon}{\varepsilon_{crit}} \right) \text{ für } \varepsilon < \varepsilon_{crit} \quad ()$$

ζ_{Omax}	Maximales Sauerstoffdefizit	[]
ε	Luftgehalt im Boden	[m ³ m ⁻³]
ε_{crit}	Pflanzenspezifischer kritischer Luftgehalt im Boden	[m ³ m ⁻³]

Der Stressfaktor Sauerstoffmangel verringert die Wasseraufnahme der Wurzel.

Hitzestress wirkt auf die Ausbildung von Fruchtanlagen während der Blüte. Hitze im Sinne des Modells wird definiert als das Überschreiten eines pflanzenspezifischen Schwellwertes während der Tageslichtperiode. Die Temperatur für diesen Tagesabschnitt wird nach Mirschel & Wenkel (2007) angenommen als

$$T_{photo} = T_{max} - \frac{T_{max} - T_{min}}{4} \quad ()$$

T_{photo}	Temperatur während der Photoperiode	[°C]
T_{max}	Tagesmaximumtemperatur	[°C]
T_{min}	Tagesminimumtemperatur	[°C]

Während einer definierten pflanzenspezifischen Phase besonderer Sensitivität wird der Effekt der Extremtemperaturen auf die Pflanze nach Challinor et al. (2005) abgebildet

$$F_H = 1 - \left(\frac{T_{photo} - T_{critH}}{T_{limH} - T_{critH}} \right) \cdot r_F \quad ()$$

F_H	Hitzeeinwirkung auf Fruchtanlagen	[d ⁻¹]
T_{photo}	Temperatur während der Photoperiode	[°C]
T_{critH}	kritische Temperatur für Hitzestresseffekt	[°C]
T_{limH}	Maximale Temperatur für Hitzestresseffekt	[°C]
r_F	tägliche Öffnungsrate der Blüten	[d ⁻¹]

Die tägliche Öffnungsrate der Blüten während der Blühperiode wird dafür berechnet nach der Idee von Moriondo et al. (2011).

$$r_F = p_{F,d} - p_{F,d-1} \quad ()$$

r_F	tägliche Öffnungsrate der Blüten	[d ⁻¹]
$p_{F,d}$	Anteil heute geöffneter Blüten	[]
$p_{F,d-1}$	Anteil gestern geöffneter Blüten	[]

mit

$$p_F = \frac{1}{1 + \left(\frac{1}{0.015} - 1 \right) \cdot e^{-1.4 \cdot D_{BF}}} \quad ()$$

p_F	Anteil geöffneter Blüten	[]
D_{BF}	Tage nach Blühbeginn	[d]

Der Reduktionsfaktor ergibt sich aus dem kleinsten Wert für F_H der während der sensiblen Phase auftritt.

$$\zeta_H = \min(F_{H1}, \dots, F_{Hn}) \quad ()$$

ζ_H	Reduktionsfaktor Hitzestress	[]
F_{H1}	Hitzeeinwirkung am ersten Tag der sensitiven Phase	[d ⁻¹]
F_{Hn}	Hitzeeinwirkung am letzten Tag der sensitiven Phase	[d ⁻¹]

Er reduziert die Assimilatzuweisung an das Speicherorgan.

$$W_s = A_g \cdot a_s \cdot \zeta_H \quad ()$$

W_i	Biomasse des Speicherorgans	[kg TM ha ⁻¹]
A_g	Brutto-CO ₂ -Assimilation	[kg CO ₂ ha ⁻¹ d ⁻¹]
a_s	Assimilatverteilungskoeffizient für das Speicherorgan	[]
ζ_H	Reduktionsfaktor Hitzestress	[]

Im Falle von Trocken- und N-Stress wird für bestimmte Entwicklungsstadien außerdem eine Beschleunigung der Ontogenese angenommen.

3.2.10 Ertrag

Der marktfähige Ertrag einer Kultur zurzeit aus dem simulierten Trockenmasseertrag des Speicherorgans berechnet

$$E_{FM} = W_s \cdot HI \cdot DM \quad ()$$

E_{FM}	Frischmasseertrag	[kg FM m ⁻²]
W_s	Trockenmasse Speicherorgan	[kg TM m ⁻²]
HI	Ernteeffizienz	[]
DM	Trockenmassegehalt	[kg TM kg FM ⁻¹]

Der Rohproteingehalt im Ertrag berechnet sich aus dem Verhältnis zwischen Ertrag und Ernterückständen und einem pflanzenspezifischen Parameter, der die Verteilung von Stickstoff zwischen diesen Kompartimenten bestimmt.

$$P_{FM} = \frac{N_A}{W_s + (p_N \cdot W_R)} \cdot \frac{I}{N_P} \quad ()$$

P_{FM}	Rohproteingehalt im Trockenmasseertrag	[kg Rohprotein kg TM ⁻¹]
N_A	N-Gehalt in oberirdischer Trockenmasse	[kg N m ⁻²]
W_s	Trockenmasse Speicherorgan	[kg TM m ⁻²]
p_N	N-Verteilungskoeffizient	[]
W_R	Trockenmasse oberirdischer Ernterückstände	[kg TM m ⁻²]
N_P	Mittlerer N-Gehalt des Rohproteins (= 0.16)	[kg N kg Rohprotein ⁻¹]

mit

$$p_N = \frac{N_R}{N_Y} \quad ()$$

P_N	N-Verteilungskoeffizient	[]
N_R	Durchschnittliche N-Konzentration in Ernterückständen	[kg N kg TM ⁻¹]
N_Y	Durchschnittliche N-Konzentration im Ertrag	[kg N kg TM ⁻¹]

3.2.11 Automatische Stickstoffdüngung und Bewässerung

Um eine optimale Wasser- und N-Versorgung des Pflanzenbestandes in Langzeitszenarien zu gewährleisten, können die N-Düngung und die Bewässerung automatisiert erfolgen. Für die N-Düngung wird zunächst der Düngertyp spezifiziert. Das Modell bestimmt den ersten geeigneten Tag für die Düngung anhand des Saattermins und der Feuchte im Oberboden und berechnet den N_{\min} -Gehalt im Boden bis zu einer kulturartspezifischen Bodentiefe. Aus einer Datenbank (Feller et al., 2007) werden zwei pflanzenspezifische Zielwerte für die N-Düngung (für die gegebene Bodentiefe und für 30 cm) ausgelesen und als Basis für die Kalkulation des N-Defizits im Boden verwendet. Dieses Defizit wird dann vom Modell der obersten virtuellen Bodenschicht zugewiesen (Nendel, 2009). Dieser Ansatz ahmt die N_{\min} -Methode von Wehrmann und Scharpf (1979) nach, welche in Mitteleuropa für die frühjährliche N-Düngeempfehlung weite Verbreitung gefunden hat.

Ähnlich verhält es sich mit der automatisierten Bewässerung, bei der die Unterschreitung einer vom Nutzer spezifizierten kritischen Bodenfeuchte die Applikation einer ebenso vom Nutzer eingestellten Bewässerungsmenge auslöst. Beide Methoden sind dem EU-Rotate_N-Modell (Rahn et al., 2010) entlehnt und reflektieren unter sich ändernden klimatischen Bedingungen in einem Langzeit-Szenario das Verhalten des Landwirts, der stets darum bemüht ist, die N- und Wasserversorgung seines Bestandes im Optimalbereich zu halten.

4 Räumliche und zeitliche Diskretisierung

MONICA ist ein 1D-Punktmodell. Es arbeitet auf einem Pedon mit einer variablen Tiefenausdehnung (voreingestellt: 2 m), aber mit einer infinitesimal kleinen Ausdehnung in der Fläche. Interpretiert wird das Modell jedoch auf einer Fläche von 1 m². In der Anwendung im DSS wird das Modell auf einer Pixelgröße von 100 × 100 m angewendet. Diese Fläche wird im DSS als homogen angenommen.

Die zeitliche Diskretisierung beträgt 1 d. Aus Gründen einer stabilen Numerik kann das Modell im Bedarfsfall Stoff- und Wasserflüsse intern mit einer kleineren zeitlichen Auflösung rechnen.

5 Eingangsdaten und Parameter

5.1 MODELLPARAMETER

	Beschreibung	Einheit	Wert
τ	Tortuosität	[]	0.002
A_{max}	Max. Assimilationsrate des Referenzbestands		30
LAI_R	Blattflächenindex des Referenzbestands		1.44
	Erhaltungsatmung Parameter 1		0.08
	Erhaltungsatmung Parameter 2		44
	Minimale N-Konzentration in der Wurzel	[kg kg ⁻¹]	0.005
	Minimum verfügbarer N im Boden	[kg m ⁻³]	0.00075
α_R	Albedo des Referenzbestands	[]	0.23
α_I	Stomataleitfähigkeit alpha	[]	40
β_1	Sättigungsparameter beta	[]	2.5
	Reduktionsfaktor Wachstumsatmung (30%)	[]	0.7
	Maximale tägliche N-Aufnahme der Pflanze	[kg N ha ⁻¹]	6
	Wachstumsatmung Parameter 1		0.1
	Wachstumsatmung Parameter 2		38
	Schichtdicke	[m]	0.1
n	Anzahl Schichten	[]	20
	Startwert pv-index	[]	0
α_C	Albedo des Pflanzenbestands	[]	0.2
α_B	Albedo unbewachsener Boden	[]	0.7
	Messhöhe Windgeschwindigkeit	[m]	2
	Applikationstag für automatische N-Düngung	[Julianischer Tag]	74
	Betrachtungstiefe für Berechnungssteuerung	[m]	0.3
	Gesättigte hydraulische Leitfähigkeit	[mm d ⁻¹]	8640
	Oberflächenrauigkeit	[m]	0.02
	Reduktionsfaktor hydraulische Leitfähigkeit	[]	0.1
	Grenztemperatur Schneeakkumulation	[°C]	1.8
	K _c -Faktor unbewachsener Boden	[]	0.6
t	Zeitschritt	[d]	1
	Grenztemperatur flüssiges Wasser im Schnee	[°C]	-3
	Korrekturfaktor Schnee Niederschlagsmessung	[]	1.14
	Korrekturfaktor Regen Niederschlagsmessung	[]	1
	Maximale Dichte Neuschnee	[Mg m ⁻³]	0.25
	Minimale Dichte Neuschnee	[Mg m ⁻³]	0.1
	Min. Retentionskapazität für Wasser in Schnee	[mm]	0.05
	Max. Retentionskapazität für Wasser in Schnee	[mm]	0.17
	Wiedergefrieren Parameter 1	[]	1.5
	Wiedergefrieren Parameter 2	[]	0.36
	Grenztemperatur Wiedergefrieren	[°C]	-1.7
	Grenztemperatur Schneeschmelze	[°C]	0.31
	Packdichte-Faktor Schnee	[]	0.01
	Evaporation Parameter ζ	[cm]	40
	Kritischer Bodenwassergehalt Evaporation	[m ³ m ⁻³]	0.1
	Maximum Wirtiefe Evaporation	[dm]	5
	N _τ		0.65
	Startwert Oberflächentemperatur	[°C]	10
	Bodentemperatur Profilbasis	[°C]	9.5
ρ_q	Dichte Quarz	[kg m ⁻³]	2650
ρ_a	Dichte Luft	[kg m ⁻³]	1.25
ρ_w	Dichte Wasser	[kg m ⁻³]	1000

σ_h	Dichte organische Bodensubstanz	[kg m ⁻³]	1300
c_a	Spezifische Wärmekapazität Luft	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	1005
c_q	Spezifische Wärmekapazität Quarz	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	750
c_w	Spezifische Wärmekapazität Wasser	[J kg ⁻¹ K ⁻¹]	4192
	Dispersionslänge	[m]	0.049
	a	[]	0.002
	Standard Diffusionskoeffizient Nitrat	[m ² d ⁻¹]	0.000214
	Auswaschungstiefe	[m]	2
	Maximale Perkulationsrate	[mm d ⁻¹]	8
	Grundwasserabflussrate	[mm d ⁻¹]	0.05
	Spezifische Wärmekapazität org. Bodensubstanz	[kg m ⁻³]	1920
	Bodenfeuchte Initialwert	[% Feldkapazität]	0.8

5.2 PFLANZENPARAMETER

5.2.1 Standardparameter

Beschreibung	Einheit	Sorten-spezifisch
Identifikationsnummer	[]	
Name der Fruchtart	[]	
Maximale Assimilationsrate	[kg CO ₂ ha Blatt ⁻¹]	
Carboxylierungspfad (1=C3, 2=C4)	[]	
Minimumtemperatur für die Assimilation	[°C]	
Pflanzenspezifische maximale Durchwurzelungstiefe	[m]	
Minimum N-Konzentration in oberirdischen Pflanzenteilen	[kg N kg ⁻¹]	
Kritische N-Konzentration in oberirdischen Pflanzenteilen nach der Reife (p_n)	[kg N kg ⁻¹]	
Kurvenkrümmung der kritischen N-Konzentration über die Biomasse (b_0)	[]	
Initiale N-Konzentration in der oberirdischen Biomasse	[kg N kg ⁻¹]	
N-Konzentration in der Wurzel	[kg N kg ⁻¹]	
Initialer K_c -Faktor	[]	
Entwicklungsbeschleunigung durch N-Stress [j/n]	[1;0]	
N-Fixierung aus der Luft [j/n]	[1;0]	
Luxus-N-Versorgungskoeffizient	[]	
Maximale Pflanzenhöhe	[m]	●
Verhältnis der N-Konzentration in Ernterückständen und marktfähigen Anteil	[]	●
Probenahmetiefe für N_{min} -Methode	[m]	
N_{min} -Sollwert für Probenahmetiefe	[kg N ha ⁻¹]	
N_{min} -Sollwert für 0.3 m Bodentiefe	[kg N ha ⁻¹]	
Standard-Strahlungsnutzungseffizienz		
Parameter Pflanzenhöhe (P1)	[]	
Parameter Pflanzenhöhe (P2)	[]	
Entwicklungsstadium, in dem die maximale Pflanzenhöhe erreicht wird	[]	
Maximaler Durchmesser der Sprossachse	[m]	
Entwicklungsstadium, in dem der maximale	[]	

Durchmesser erreicht wird		
Wärmesumme, nach der die automatische Bewässerung eingeschaltet wird	[°C d]	
Wärmesumme, nach der die automatische Bewässerung abgeschaltet wird	[°C d]	
Maximale N-Aufnahme	[kg m Wurzel ⁻¹]	
Parameter Wurzelverteilung	[]	
Übliche Pflanzdichte	[m ⁻²]	
Verzögerung Wurzelwachstum nach Saat	[°C d]	
Minimumtemperatur für das Wurzelwachstum	[°C]	
Übliche Ablagetiefe der Saat	[m]	
Penetrationsrate der Wurzel	[m °C ⁻¹ d ⁻¹]	
Form-Faktor der Wurzelverteilung	[]	
Spezifische Wurzellänge	[m kg ⁻¹]	
Entwicklungsstadium nach Schnitt	[]	
Kritische Temperatur für Hitzestress	[°C]	●
Obere Grenztemperatur für Hitzestress	[°C]	
Wärmesumme, ab der die sensitive Phase für Hitzestress beginnt	[°C d]	●
Wärmesumme, ab der die sensitive Phase für Hitzestress endet	[°C d]	●
Trockenstress während der Blüte vermindert Fertilität [j/n]	[1;0]	
Wachstumsruhe nach Schnitt	[d]	

5.2.2 Ontogeneseabhängige Parameter

Beschreibung	Einheit	Sorten-spezifisch
Temperatursumme	[°C d]	●
Basistemperatur	[°C]	
Vernalisationsbedürfnis	[]	●
Tageslängenbedürfnis (>0 = Langtag, <0= Kurztag)	[h]	●
Basistageslänge	[h]	●
Trockenstress-Schwellenwert	[]	●
Kritischer Luftgehalt des Bodens	[m ³ m ⁻³]	
Spezifische Blattfläche	[ha kg ⁻¹]	●
Maximale N-Konzentration der Wurzel	[]	
K _c -Faktor	[1;0]	●
Bezeichnung Entwicklungsstadium	[]	
BBCH-Code zu Beginn des Stadiums	[]	
BBCH-Code zum Ende des Stadiums	[]	
Optimaltemperatur untere Grenze	[°C]	●
Optimaltemperatur obere Grenze	[°C]	●

5.2.3 Organspezifische Parameter

Beschreibung	Einheit	Sorten-spezifisch
--------------	---------	-------------------

Organbezeichner	[]
Initiale Trockenmasse	[kg ha ⁻¹]
Erhaltungsatmung	[kg CO ₂ kg TM ⁻¹]
Oberirdisch (j/n)	[1;0]
Wachstumsatmung	[kg CO ₂ kg TM ⁻¹]
Speicherorgan (j/n)	[1;0]

5.2.4 Ontogeneseabhängige und organspezifische Parameter

Beschreibung	Einheit	Sorten-spezifisch
Assimilat-Verteilungskoeffizient	[]	●
Nekroserate	[d ⁻¹]	

5.3 VARIABLE EINGANGSDATEN

5.3.1 Simulation

- Startdatum	[ddmmyyyy]
- Enddatum	[ddmmyyyy]

5.3.2 Standort

- Geografische Breite	[° ']
- Höhe über NN	[m]
- N-Deposition	[kg m ⁻² a ⁻¹]
- Horizontgrenzen im Boden	[m]
- Sandgehalt des Bodens	[kg kg ⁻¹]
- Tongehalt des Bodens	[kg kg ⁻¹]
- Steingehalt des Bodens	[kg kg ⁻¹]
- Lagerungsdichte des Bodens	[kg m ⁻³]
- Humusgehalt des Bodens	[kg kg ⁻¹]
- C/N-Verhältnis des Bodens	[]
- pH-Wert des Bodens (CaCl ₂)	[]
- Grundwasserflurabstand (min, max)	[m]
- Geländeneigung	[m m ⁻¹]

5.3.3 Pflanze

- Saatdatum	[ddmmyyyy]
- Pflanzenart	[]
- Bodenbearbeitungsdaten	[ddmmyyyy]
- Bearbeitungstiefe	[m]
- Bewässerungsdaten	[ddmmyyyy]
- Anteil der benetzten Oberfläche	[%]
- Bewässerungsmenge pro Gabe	[mm]
- N-Düngungsdaten	[ddmmyyyy]
- N-Düngertyp	[]

- N-Düngermenge pro Gabe	[kg N m ⁻²]
- Erntedatum	[ddmmyyyy]
- Anteil Feldabfuhr Ernterückstände	[%]

5.3.4 Wetter

- Niederschlag Tagessumme	[mm]
- Tagesmitteltemperatur in 2m Höhe	[°C]
- Tagesminimumtemperatur in 2m Höhe	[°C]
- Tagesmaximumtemperatur in 2m Höhe	[°C]
- Relative Luftfeuchte Tagesmittel	[Pa Pa ⁻¹]
- Globalstrahlung Tagessumme	[MJ m ⁻²]
- Windgeschwindigkeit in 2 m Höhe	[m s ⁻¹]
- Atmosphärische CO ₂ -Konzentration	[ppm]

6 Referenzen

- Abrahamsen, P. und S. Hansen (2000): Daisy: an open soil-crop-atmosphere system model. Environ. Mod. Software, 15: 313-330.
- Ad-hoc-AG Boden, 2005. Bodenkundliche Kartieranleitung. 5. Auflage. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, Hannover, 438 S.
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes und M. Smith (1998): Crop evapotranspiration. Guidelines for computing crop water requirements. 56.
- Farquhar, G.D. und S. von Caemmerer (1982): Modelling of photosynthetic response to environmental conditions. In: O.L. Lange, P.S. Nobel, C.B. Osmond und H. Ziegler (Hrsg.), Encyclopedia of plant physiology. New series. Volume 12B. Physiological plant ecology. II. Water relations and carbon assimilation. Springer, Berlin, 549- 587.
- Feller, C., M. Fink, H. Laber, A. Maync, P.J. Paschold, H.C. Scharpf, J. Schlaghecken, K. Strohmeyer, U. Weier und J. Ziegler, 2007. Fertilization of field vegetables - a comprehensive database. Institute of Vegetable and Ornamental Crops, Großbeeren, 266 S.
- Gerwitz, A. und E.R. Page (1974): An empirical mathematical model to describe plant root systems. J. Apl. Ecol., 11: 773-781.
- Goudriaan, J. und H.H. van Laar (1978): Relations between leaf resistance, CO₂ concentration and CO₂ assimilation in maize, beans, lalang grass and sunflower. Photosynthetica, 12 (3): 241-249.
- Greenwood, D.J., D.A. Stone und A. Draycott (1990): Weather, nitrogen supply and growth rate of field vegetables. Plant Soil, 124 (2): 297-301.
- Hansen, S., H.E. Jensen, N.E. Nielsen und H. Svendsen (1991): Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter-wheat using the Danish simulation-model DAISY. Fert. Res., 27 (2-3): 245-259.
- Hansson, K., J. Simunek, M. Mizoguchi, L.C. Lundin und M.T. van Genuchten (2004): Water flow and heat transport in frozen soil: Numerical solution and freeze-thaw applications. Vadose Zone J., 3 (2): 693-704.
- He, Z.L., A.K. Alva, D.V. Calvert und D.J. Banks (1999): Ammonia volatilization from different fertilizer sources and effects of temperature and soil pH. Soil Sci., 164 (10): 750-758.
- Jansson, P.E., 1991. The SOIL model - Users manual. 91-6. Swedish University of Agricultural Sciences, Uppsala.
- Jensen, L.S., T. Salo, F. Palmason, T.A. Breland, T.M. Henriksen, B. Stenberg, A. Pedersen, C. Lundström und M. Esala (2005): Influence of biochemical quality on C and N mineralisation from a broad variety of plant materials in soil. Plant Soil, 273: 307-326.
- Kersebaum, K.C. (1989): Die Simulation der Stickstoff-Dynamik von Ackerböden. Dissertation, Hanover University, Germany, 141 S.

- Kersebaum, K.C. (1995): Application of a simple management model to simulate water and nitrogen dynamics. *Ecol. Mod.*, 85: 145-156.
- Lasch, P., F.W. Badeck, M. Lindner und F. Suckow (2002): Sensitivity of simulated forest growth to changes in climate and atmospheric CO₂. *Forstwissenschaftliches Centralblatt*, 121: 155-171.
- Long, S.P. (1991): Modification of the response of photosynthetic productivity to rising temperature by atmospheric CO₂ concentrations - Has its importance been underestimated. *Plant Cell Environ.*, 14 (8): 729-739.
- Mirschel, W. und K.-O. Wenkel (2007): Modelling soil-crop interactions with AGROSIM model family. In: K.C. Kersebaum, J.-M. Hecker, W. Mirschel und M. Wegehenkel (Hrsg.), *Modelling water and nutrient dynamics in soil crop systems*. Springer, Stuttgart, 59- 74.
- Mitchell, R.A.C., D.W. Lawlor, V.J. Mitchell, C.L. Gibbard, E.M. White und J.R. Porter (1995): Effects of elevated CO₂ concentration and increased temperature on winter-wheat - Test of ARCWHEAT1 simulation model. *Plant Cell Environ.*, 18 (7): 736-748.
- Motovilov, Y.G., L. Gottschalk, K. Engeland und A. Belokurov (1999): ECOMAG: Regional model of hydrological cycle - Application to the NOPEX region. 1051-88.
- Nendel, C. (2009): Evaluation of Best Management Practises for N fertilisation in regional field vegetable production with a small scale simulation model. *Eur. J. Agron.*, 30: 110-118.
- Nendel, C., K.C. Kersebaum, W. Mirschel, R. Manderscheid, H.J. Weigel und K.-O. Wenkel (2009): Testing different CO₂ response algorithms against a FACE crop rotation experiment. *NJAS - Wageningen J. Life Sci.*, 57 (1): 17-25.
- Neusypina, T.A. (1979): Rascet teplovo rezima pocvi v modeli formirovanija urozaja. *Teoreticeskij osnovy i kolicestvennyye metody programmirovaniya urozaev*. Leningrad, 53- 62.
- Olsen, P.A. und L.E. Haugen (1997): Jordas termiske egenskaper. 8-14.
- Rahn, C.R., K. Zang, R.D. Lillywhite, C. Ramos, J.M. de Paz, J. Doltra, H. Riley, M. Fink, C. Nendel, K. Thorup-Kristensen, A. Pedersen, F. Piro, A. Venezia, C. Firth, U. Schmutz, F. Rayns und K. Strohmeyer (2010): EU-Rotate_N - a European decision support system - to predict environmental and economic consequences of the management of nitrogen fertiliser in crop rotations. *Eur. J. Hort. Sci.*, 75 (1): 20-32.
- Riley, H. und H. Bonesmo, 2005. Modelling of snow and freeze-thaw cycles in the EU-Rotate_N decision support system. 9.
- Sage, R.F. und D.S. Kubien (2007): The temperature response of C₃ and C₄ photosynthesis. *Plant Cell Environ.*, 30 (9): 1086-1106.
- Søgaard, H.T., S.G. Sommer, N.J. Hutchings, J.F.M. Huijsmans, D.W. Bussink und F. Nicholson (2002): Ammonia volatilization from field-applied animal slurry - the ALFAM model. *Atmos. Environ.*, 36 (20): 3309-3319.
- van Keulen, H., F.W.T. Penning de Vries und E.M. Drees (1982): A summary model for crop growth. In: F.W.T. Penning de Vries und H.H. van Laar (Hrsg.), *Simulation of plant growth and crop production*. PUDOC, Wageningen, 87- 97.
- Wegehenkel, M. (2000): Test of a modelling system for simulating water balances and plant growth using various different complex approaches. *Ecol. Mod.*, 129 (1): 39-64.
- Wehrmann, J. und H.C. Scharpf (1979): Mineral nitrogen concentration of soil as a gauge of need for nitrogen-fertilizer (N-min method). *Plant Soil*, 52 (1): 109-126.
- Wessolek, G., M. Kaupenjohann und M. Renger, 2009. *Bodenphysikalische Kennwerte und Berechnungsverfahren für die Praxis*. Technische Universität, Berlin.
- Williams, J.R., C.A. Jones und P.T. Dyke (1984): A modeling approach to determining the relationship between erosion and soil productivity. *Trans. ASAE*, 27 (1): 129-144.
- Yu, Q., J. Goudriaan und T.D. Wang (2001): Modelling diurnal courses of photosynthesis and transpiration of leaves on the basis of stomatal and non-stomatal responses, including photoinhibition. *Photosynthetica*, 39 (1): 43-51.

7 Impressum

Dr. Claas Nendel

Leibniz-Zentrum für Agrarlandschaftsforschung

Institut für Landschaftssystemanalyse
Leibniz Centre for Agricultural Landscape Research
Institute for Landscape Systems Analysis
Eberswalder Straße 84
15374 Müncheberg (Germany)
T: +49 33432 82 355
F: +49 33432 82 334
E: nendel@zalf.de
I: www.zalf.de