

Grundlagen der Hydrologie

4. Niederschlag, Verdunstung & Energiebilanz¹

Übung im WiSe 2022/23 - TU Bergakademie Freiberg

¹ Begleitend zur Vorlesung **Grundlagen der Hydrologie** von Jun.Prof. Dr. Conrad Jackisch, Rückfragen in der Vorlesung oder per eMail conrad.jackisch@tbt.tu-freiberg.de

Ziele der Übung sind:

- Festigen eines allgemeinen meteorologischen Verständnisses von Luftmassenbewegung und Niederschlagsbildung an Luftmassengrenzen
- Sicheres Anwenden der Strahlungs- und Energiebilanz für verschiedene Landschaftseinheiten und Verwenden des Bowen-Verhältnis'
- Einblick in die Stadtklimatologie
- Verständnis der Verdunstung als Kopplung von Energie- und Wasserbilanz
- Überblick über gängige Messverfahren der Verdunstung
- Einblick in Modelle zur Abschätzung der Verdunstung und sicheres Anwenden dieser
- Gebietscharakterisierung mit der Budyko-Kurve

Fronten, Wasserdampf und Niederschlag

Im ersten Abschnitt dieses Übungsblatts geht es um Niederschlag und Niederschlagsbildung. Insbesondere Regen ist ein zentraler Antrieb der hydrologischen Prozesse. Der meiste Regen ist in Mitteleuropa an Fronten gebunden. Bei einem Frontendurchgang ist generell auch mit Regen zu rechnen.

Aufgabe 4.1: Warm- und Kaltfronten

Beim Deutschen Wetterdienst (DWD) können Sie sich Analyse und Prognosekarten für Europa laden. Ein schneller Zugriff steht über http://www1.wetter3.de/archiv_dwd_dt.html bereit. Für diese Aufgabe nutzen wir die Bodenwetterkarte in Abb. 1.

1. Mit welchen Buchstaben ist auf der Bodenwetterkarte (Abbildung 1) (i) eine Warmfront und (ii) eine Kaltfront markiert?
2. Welche Seite der Abbildung 2 zeigt den Warmfrontdurchzug, welche den Kaltfrontdurchzug? Wo befinden sich jeweils 'Kaltluft' und 'Warmluft'?
3. Zeichnen Sie in beide Abbildungen jeweils die Lage der niederschlagserzeugenden Bewölkung ein (nach dem einfachen Bejerknes'schen Frontenschema von 1922 aus der Vorlesung). Welchen Niederschlagscharakter erwarten Sie jeweils?

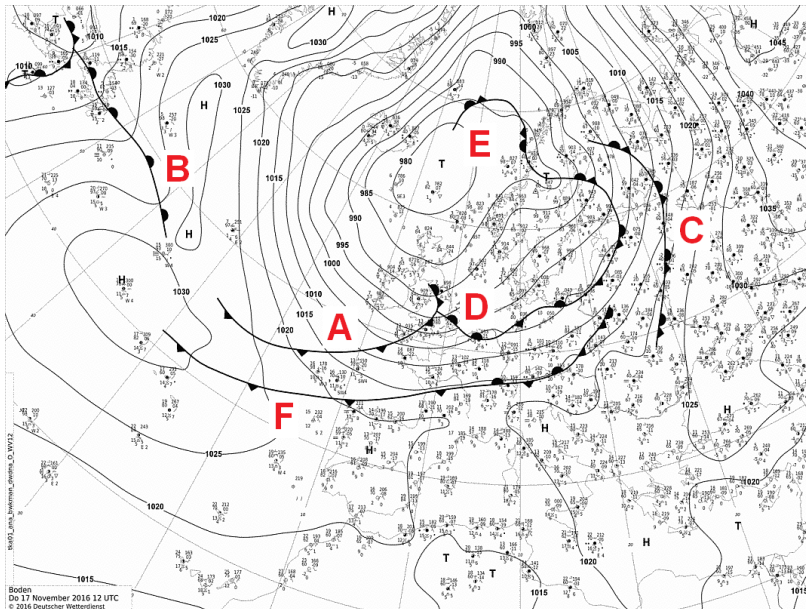


Abbildung 1: Bodenwetterkarte vom Donnerstag, 17.11.2016 - 12 UTC mit feinen schwarzen Linien = Linien gleichen Luftdrucks (Isobaren) – dicke Linien mit ausgefüllten Dreiecken und Halbkreisen = Fronten – weitere Angaben = Stationsmeldungen

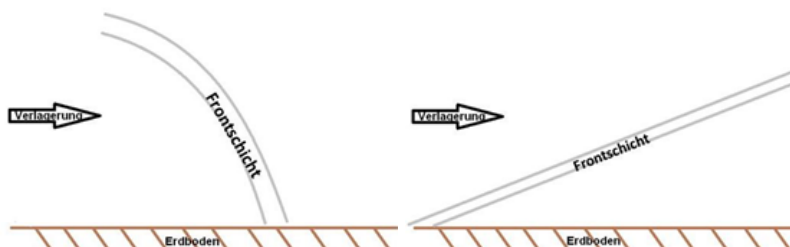


Abbildung 2: Schema der Frontalschicht einer Warmfront und einer Kaltfront

Aufgabe 4.2: Wasserdampf in der Luft

Bei einer Temperatur von $\vartheta = 26^\circ\text{C}$ weist ein Luftpaket eine relative Feuchte von $f=72\%$ auf. Jetzt wird dieses Luftpaket durch einen Nord-Westwind an die Hänge des Erzgebirges geführt, wo es orografisch bedingt aufsteigen muss und sich dabei abkühlt. Durch diese Abkühlung auf $\vartheta = 6^\circ\text{C}$ bildet sich Regen. Für das Luftpaket setzen sie folgende Maße fest: Länge $l=400\text{ m}$, Breite $b=300\text{ m}$ und Höhe $h=200\text{ m}$.

1. Welche Niederschlagshöhe (h_N) würde ich messen? Wie viel Liter pro Quadratmeter wären dies?
2. Wie groß ist das mit einem Niederschlagsmesser (nach Hellmann mit Auffangfläche $A_{\text{Hellm}} = 200\text{ cm}^2$) aufgefangene Volumen ($V_{H,N}$)?

Gegeben:

- Spezifische Gaskonstante für Wasserdampf: $R_w = 461.6\text{ J kg}^{-1}\text{ K}^{-1}$
- Magnusformel zur Berechnung des Sättigungsdampfdrucks e_w^* in (hPa) über ebener Wasserfläche reinen Wassers bei gegebener Temperatur ϑ in ($^\circ\text{C}$):

$$e_w^* = 6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right)$$

- relative Feuchte f :

$$f = \frac{e}{e_w^*}$$

mit e für den aktuellen Dampfdruck in (hPa)

Einführung in die Energiebilanz der Erdoberfläche

Neben der Wasserbilanz (also die Bilanz der Massenflüsse) ist die Energiebilanz (also die Bilanz der Energieumsetzungen und Flüsse an der Erdoberfläche und in der Grenzschicht) die zweite große Grundlage der Hydrologie.

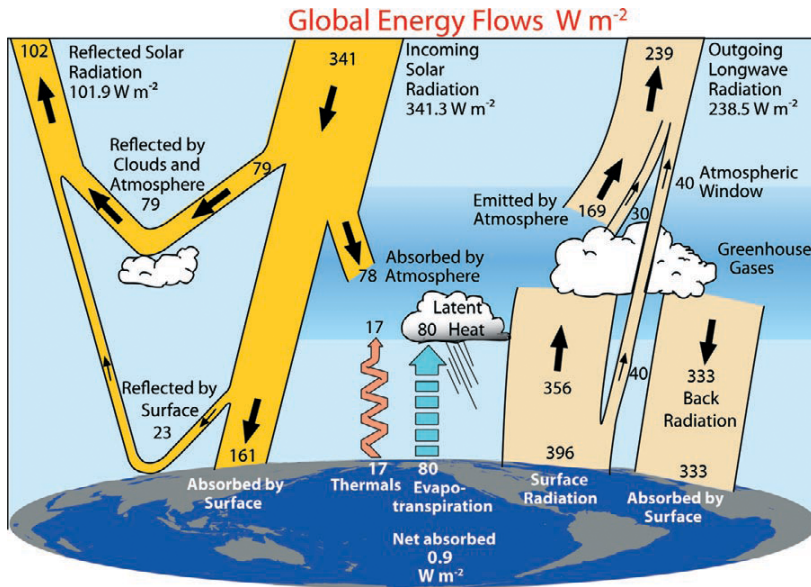


Abbildung 3: Globale Energiebilanz [W m^{-2}] aus Trenberth et al. 2009

Beginnen wir zunächst mit der Strahlungsbilanz der Erdatmosphäre. Die Nettostrahlung R_n ergibt sich aus der Summe von auf die Oberfläche treffender kurzwelliger Nettostrahlung R_{ns} und langwelliger Nettostrahlung R_{nl} . Achtung: In den meisten Fällen ist R_{nl} in dieser Bilanz negativ (kurzwellige Einstrahlung – Strahlungsumsatz an einer Fläche – langwellige Ausstrahlung).

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} \quad (1)$$

Abbildung 3 gibt dazu einen Überblick.

Aufgrund von Reflexion an Wolken und des unterschiedlichen Winkels jedes Ortes auf der Erdoberfläche zur Strahlungsquelle "Sonne" ist die tatsächlich empfangene kurzwellige Globalstrahlung R_G von Ort und Zeitpunkt abhängig. Neben der unterschiedlichen Einstrahlung gibt es auch eine unterschiedliche Reflexion und Absorption der kurzwelligen Strahlung. Die unterschiedlichen Reflexionscharakteristika werden über die Albedo α zusammengefasst. Im Strahlungshaushalt der Erde ergibt sich damit allgemein:

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_G \quad (2)$$

Abbildung 4 gibt dazu Beispiele.

An der Erdoberfläche lässt sich die Energiebilanz zu folgender Bilanzgleichung zusammenfassen:

$$R_n - H - \lambda ET - G = 0 \quad (3)$$

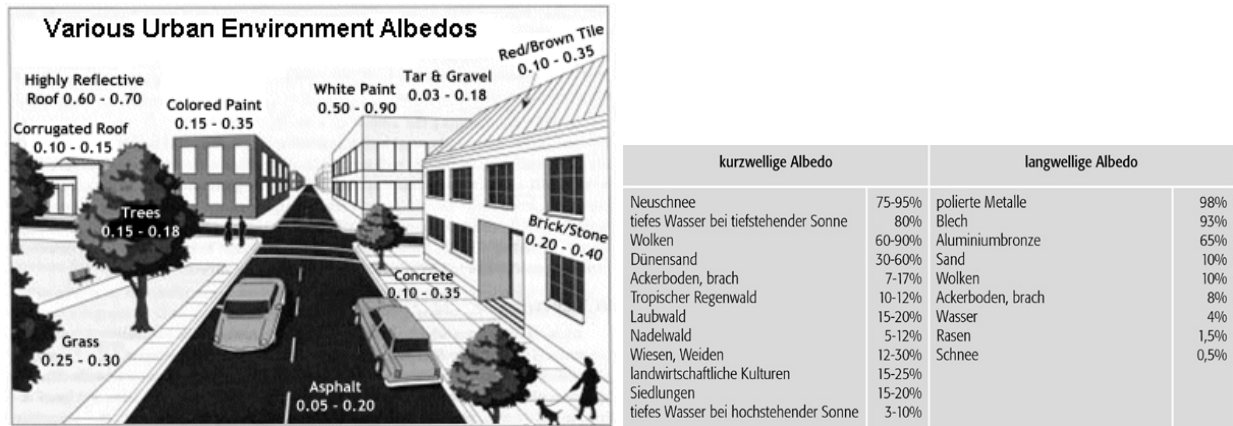


Abbildung 4: Beispiele für Albedo

d.h. die empfangene Nettostrahlung R_n ist gleich der Summe aus fühlbarem Wärmestrom H , latentem Wärmestrom λET und Bodenwärmestrom G (jeweils in W m^{-2}).

Dabei haben verschiedene Oberflächen unterschiedliche Anteile der Bilanzterme, was in Abbildung 5 schematisch zusammengefasst ist. Vor allem das Verhältnis aus fühlbarem und latentem Wärmestrom ist dabei von großem Erklärungswert. Dieses wird als Bowen-Verhältnis β bezeichnet:

$$\beta = H / \lambda ET \quad (4)$$

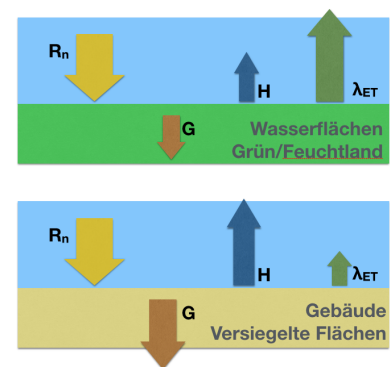
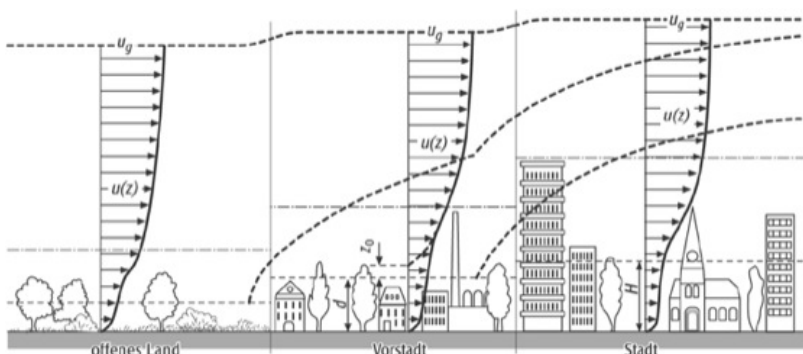


Abbildung 5: Anteil der Energieflüsse in der Bilanz an verschiedenen Standorten (Größe der Pfeile).

Kurze Einführung in die Stadtklimatologie

Für die folgenden Aufgaben müssen wir die allgemeine Energiebilanz noch etwas erweitern und einen kurzen Einblick in die Stadtklimatologie nehmen. Der zentrale Punkt dabei ist, dass sich mit der Strahlungsumsetzung an Oberflächen die Luft (und die Oberflächen) erwärmen. Abbildung 8 modifiziert unsere vereinfachte Energiebilanz und führt eine Luftschicht mit einer Höhe z_L über der Höhe der Umsatzfläche z_0 ein.



Die Energiebilanz der Luftschicht ist damit über die Differenz des fühlbaren Wärmestroms H an den Rändern der Schicht defi-

Oberfläche	Bo
Mittel Ozeane	0,14
Mittel Festland	0,84
globales Mittel	0,2
humide Gebiete und bewässerte Landwirtschaftsflächen	0,2
Grasland	0,5
Wälder	1,0
Städte	1,5
semiaride Gebiete	5
Wüsten	10

Abbildung 6: Beispiele für des Bowen Verhältnisses β , hier Bo .Abbildung 7: Luftmasse der Grenzschicht und typische vertikale Profile der Windgeschwindigkeit u über die Höhe z .

niert:

$$\Delta E = (H(z_0) - H(z_L)) \Delta t \cdot A \quad (5)$$

Hierbei ist Δt ein Zeitinkrement (s) und A die Fläche (m^2). Die Temperaturänderung ΔT (K) in der Luftschicht lässt sich mit dieser Energiebilanz und der Wärmekapazität c_p (bei $p=\text{const.}$ in $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$) sowie der Masse der Luft $m = \rho A(z_L - z_0)$ (kg) berechnen:

$$\Delta T = \Delta E / c_p m \quad (6)$$

Zusammengefasst ergibt sich:

$$\Delta T = \frac{(H(z_0) - H(z_L)) \Delta t}{(z_L - z_0) c_p \rho} \quad (7)$$

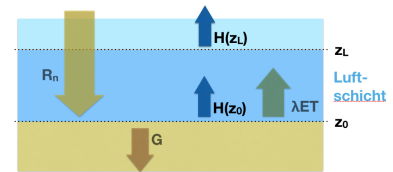


Abbildung 8: Energieflüsse mit Luftschicht an der Grenzfläche.

Aufgabe 4.3: Verdunstungsabkühlung im Stadtklima von Coimbra

Die Stadt Coimbra (Zentralportugal) leidet in den Sommermonaten oft unter starker Hitze. Die Gemeindeverwaltung möchte gerne die Lebensqualität verbessern. Daher wurde zur Abkühlung ein kleiner Bach in der Nähe der Innenstadt aufgestaut, so dass ein See entstand.

1. Berechnen Sie die mittlere Temperatur ohne und mit See für die unteren 100 m im Innenstadtbereich (gemittelt über die gesamte Höhe dieser Schicht) in den heißesten Tagesstunden (13-17 Uhr) an einem wolkenlosen Sommertag.

Die notwendigen Kenngrößen sind in Tabelle 1 gegeben. Die turbulenten Wärmeflüsse über See und Stadtgebiet sind als vollständig vermischt anzunehmen und der Bodenwärmestrom G sei vernachlässigbar.

	Stadt	See	Einheit
α	0.2	0.088	
β	10	0.1	
R_{nl}	-120	-80	W m^{-2}
A	13.5	1.5	km^2
R_G	800		W m^{-2}
ρ_{Luft}	1		kg m^{-3}
$c_{p, \text{Luft}}$	1005		$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
$H(z_L)$	$0.85 \cdot H(z_0)$		

Tabelle 1: Kenngrößen Coimbra

Aufgabe 4.4: Verdunstung und Energiebilanz über Stadt und Wasser

Die Globalstrahlung um die Mittagszeit beträgt in der Stadt Schilda $R_G = 800 \text{ W m}^{-2}$. Im stationären Zustand werden 60% der kurzwelligen Nettostrahlung langwellig zurückgestrahlt, der Rest teilt sich auf den fühlbaren und latenten Wärmestrom auf.

Berechnen Sie die Oberflächentemperatur T_0 , den sensiblen Wärmestrom H und die Verdunstung ET für beide Flächentypen versiegelte Fläche und Wasser.

Die Albedo ist mit $\alpha_w = 0.3$ und $\alpha_s = 0.2$ für Wasser und Stadtgebiet gegeben. Das Bowen Verhältnis ist auch hier $\beta_w = 0.1$ und $\beta_s = 10$. Zur Berechnung wird das Stefan-Boltzmann-Gesetz zur Berechnung der Temperatur aus der langwelligen Abstrahlung verwendet:

$$R_{nl} = \epsilon \sigma T_0^4 \quad (8)$$

und nach Umstellung

$$T_0 = (R_{nl}/(\epsilon\sigma))^{1/4} \quad (9)$$

wobei ϵ als Emissionsvermögen mit 1 angenommen wird und die Stefan-Boltzmann Konstante σ auf $5.67 \times 10^{-8} \text{ W/m}^2\text{K}^{-4}$ gerundet wird. Sie benötigen zudem die Verdampfungswärme von Wasser $\lambda = 2.257 \times 10^6 \text{ J kg}^{-1}$.

Kurze Einführung in die Verdunstung – die Verbindung von Wasser- und Energiebilanz

Die Verdunstung oder Evapotranspiration verbindet Energie- und Wasserbilanz. Sie macht nicht nur einen beträchtlichen Anteil in der Wasserbilanz aus, sondern ist auch die am schwierigsten zu bestimmende Variable.

Die potenzielle Verdunstung ETP wird standardmäßig als Verdunstung an einer freien Wasseroberfläche bestimmt. Am verbreitetsten ist dazu die Messung an einer Verdunstungspfanne (Pan Class A in Abbildung 9). Die aktuelle Verdunstung ET_{act} wird meistens mittels eines Lysimeters (Abbildung 10) gemessen. Dies sind ungestörte Bodenmonolithe mit Vegetation, welche permanent gewogen werden. Mit der Messung von Niederschlag und Dränage ist der Fluss über den atmosphärischen Rand die einzige Unbekannte in der Wasserbilanzgleichung.

Da diese Messeinrichtungen ausgesprochen aufwändig sind, wird sehr häufig auf Modelle zur Abschätzung der potenziellen und aktuellen Verdunstung zurückgegriffen. Hierbei muss man sich darüber im klaren sein, dass sämtliche Modelle auf starken konzeptionellen und physikalischen Annahmen beruhen. Für einen Einstieg in das Thema sei z.B. auf McMahon et al. 2013² verwiesen.

Empirisches Modell nach Haude

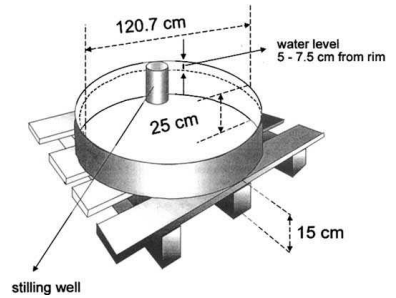
Bereits 1801 wurde von Dalton ein physikalisch begründetes Modell zur Berechnung der Verdunstung einer freien Wasseroberfläche in Abhängigkeit von Sättigungsdefizit und Windgeschwindigkeit abgeleitet. Die Dalton Formel ist dabei allgemein als Funktion des Sättigungsdefizits formuliert:

$$E = f(e_w^* - e) \quad (10)$$

und stellt eine allgemeine Funktion für den Wasserdampfaustausch dar. Auf dieser Grundlage wurde von Haude 1955 ein empirisches Verfahren zur Berechnung der potenziellen Verdunstung [mm d^{-1}] entwickelt:

$$ETP_{\text{Haude}} = a_{\text{Haude}}(e_w^* - e) \quad (11)$$

Dabei ist a_{Haude} ein empirischer monatlicher Pflanzenfaktor (Tabelle 2) und $e_w^* - e$ das Sättigungsdefizit der Luft mit Wasserdampf.



stilling well

Abbildung 9: Pan Class A Verdunstungspfanne zur Messung der potenziellen Verdunstung an einer freien Wasseroberfläche

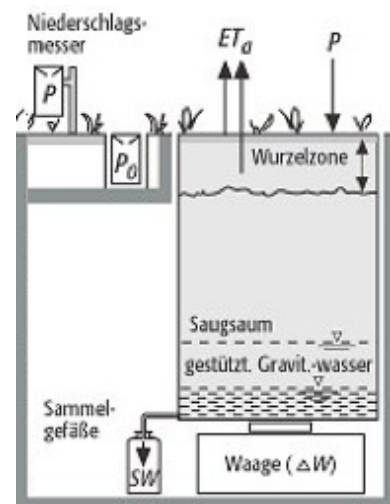


Abbildung 10: Lysimeter zur Messung der aktuellen Verdunstung über die Wasserbilanz

² McMahon et al.: Estimating actual, potential, reference crop and pan evaporation using standard meteorological data: a pragmatic synthesis. HESS 2013. <http://www.hydro1-earth-syst-sci.net/17/1331/2013/>

Hier benötigen wir wieder die Magnusformel zur Berechnung des Sättigungsdampfdruck e_w^* (hPa) bei gegebener Temperatur ϑ (°C):

$$e_w^* = 6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right) \quad (12)$$

und die Definition der relativen Feuchte f :

$$f = \frac{e}{e_w^*} \quad (13)$$

Das Sättigungsdefizit wird damit zu:

$$S = e_w^* - e = \left[6.1078 \cdot \exp\left(\frac{17.1 \cdot \vartheta}{235 + \vartheta}\right)\right] \cdot (1 - f) \quad (14)$$

Kultur	Jan.	Feb.	März	Apr.	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Winterraps	0.18	0.18	0.20	0.32	0.37	0.35	0.26	0.20	0.18	0.18	0.18	0.18
Roggen	0.18	0.18	0.20	0.30	0.38	0.36	0.28	0.20	0.18	0.18	0.18	0.18
Winterweizen	0.18	0.18	0.19	0.26	0.34	0.38	0.34	0.22	0.21	0.20	0.18	0.18
Sommergerste	0.15	0.15	0.18	0.25	0.30	0.36	0.26	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Gras	0.20	0.20	0.21	0.29	0.29	0.28	0.26	0.25	0.23	0.22	0.22	0.20
Mais	0.15	0.15	0.18	0.18	0.18	0.26	0.26	0.26	0.24	0.21	0.14	0.14
Zuckerrüben	0.15	0.15	0.18	0.15	0.23	0.30	0.36	0.32	0.26	0.19	0.14	0.14

Tabelle 2: Empirischer Pflanzenfaktor a_{Haude} nach Haude für verschiedene Kulturpflanzen nach Löpmeier, 1994

Empirisches Modell nach Turc

Ursprünglich für Frankreich und Nordafrika entwickelte Turc 1961 einen Ansatz, welcher neben der Lufttemperatur auch die Globalstrahlung und Sonnenscheindauer zur Berechnung von täglichen Verdunstungsraten (mm d^{-1}):

$$ETP_{\text{Turc}} = 0.0031 \cdot C \cdot (R_G + 209) \cdot \frac{\vartheta}{\vartheta + 15} \quad (15)$$

wobei $C = 1 + ((50 - f)/70)$ bei $f < 50\%$ und $C = 1$ bei $f > 50\%$ mit f als relative Luftfeuchte (%), R_G als Globalstrahlung (J cm^{-2}) über die Faustformel $R_G = R_0 \cdot (0.19 + 0.55 \cdot (S/S_0))$. Dabei ist S/S_0 der Quotient aus Sonnenscheindauer des Tages und astronomisch möglicher Sonnenscheindauer. Verdunstungen $ETP_{\text{Turc}} < 0.1$ werden üblicherweise auf 0.1 gesetzt.

Klassisches Penman Modell und aktuelle Verdunstung nach Penman-Monteith

Aus einer Kombination von Energiebilanz und dem aerodynamischen Ansatz von Dalton entwickelte Penman 1956 ein Modell zur Annäherung der potenziellen Verdunstung für stets feuchte, bewachsene Landflächen:

$$ETP_{\text{Penman}} = \frac{s}{s + \gamma} \cdot \left(\frac{R_n - G}{\lambda} + f(e_w^* - e) \right) \quad (16)$$

Hier ist s die Steigung der Sättigungsdampfdruckkurve (Pa K^{-1}), γ die Psychrometerkonstante (ca. 0.6 hPa K^{-1}) sowie R_n die Nettostrahlung, G der Bodenwärmestrom und λ die Verdampfungswärme von Wasser.

Dieser Ansatz wurde 1965 von Monteith zur Berechnung der aktuellen Verdunstung weiterentwickelt, indem ein aerodynamische Widerstand r_a und ein Stomatawiderstand r_s eingeführt werden.

$$ET_{\text{APM}} = \frac{1}{\lambda} \frac{s \cdot (R_n - G) + \frac{\rho c_p}{r_a} (e_w^* - e)}{s + \gamma \cdot (1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (17)$$

Zudem wurden nun die spezifische Wärme der Luft c_p und deren Dichte ρ explizit verwendet.

Auf Basis dieses Modells wurde von Allen 1998 für die FAO eine Vorgabe für die Gras-Referenzverdunstung erstellt. Es wurden eine Graslänge von 0.12 m , ein Stomatawiderstand r_s von 70 s m^{-1} , ein aerodynamischer Widerstand r_a von $208/u_2 \text{ s m}^{-1}$ (u_2 ist die Referenzwindgeschwindigkeit in 2 m in m s^{-1}) und eine Albedo von 0.23 festgelegt:

$$ET_{\text{FAO}} = \frac{0.408 \cdot s(R_n - G) + \frac{900}{\theta + 273} \cdot u_2(e_w^* - e)}{s + \gamma \cdot (1 + \frac{70}{208} u_2)} \quad (18)$$

Die Steigung der Kurve der Beziehung von Sättigungsdampfdruck und Temperatur s kann dabei wie folgt berechnet werden:

$$s = \frac{4098 [0.6108 \cdot \exp(\frac{17.27 \cdot \theta_{\text{mean}}}{\theta_{\text{mean}} + 237.3})]}{(\theta_{\text{mean}} + 237.3)^2} \quad (19)$$

Aufgabe 4.5: Tagesverdunstung aus Lysimeterdaten und Modellen

Die Zeitreihe in Tabelle 3 zeigt Niederschlagsinput, meteorologische Daten und Speicheränderung eines Lysimeters aus der Station Brandis in Sachsen. Der Sickerwasserfluss war über die Beobachtungszeit null.

1. Welchen Messbereich und welche Präzision muss die Lysimeterwaage haben, um Verdunstungsmengen von 0.1 mm d^{-1} noch zu erfassen? Das zylindrische Lysimeter hat eine Höhe von 2 m , einen Durchmesser von 1 m und eine Lagerungsdichte von $1.6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$. Die Porosität des Bodens beträgt $0.4 \text{ m}^3 \text{ m}^{-3}$. Der Behälter des Bodenmonolithen wiegt 370 kg
2. Liefern Lysimeter die aktuelle oder potentielle Verdunstung, begründen Sie ihre Antwort? Was sind die Vor- und Nachteile dieser Verdunstungsmessung?
3. Berechnen Sie aus der Zeitreihe in Tabelle 3 die Tagesverdunstungsraten mit Hilfe der Lysimeterwasserbilanz in mm d^{-1} .
4. Schätzen Sie die potentielle Verdunstung nach Turc und nach Haude (Landnutzung ist Roggen).

5. Berechnen Sie die aktuelle Verdunstung nach Penman-Monteith (FAO) einmal für eine konstant angenommene Windgeschwindigkeit von Mittel 2 m s^{-1} sowie auf Basis der verfügbaren Daten (also mit den gemessenen Windgeschwindigkeiten) in Tabelle 4.
6. Vergleichen Sie die berechnete Werte mit der Beobachtung und beurteilen Sie das Resultat.

Datum	R_G W m^{-2}	T_{\min} $^{\circ}\text{C}$	T_{\max} $^{\circ}\text{C}$	T_{mean} $^{\circ}\text{C}$	f %	P mm d^{-1}	ΔS mm d^{-1}	ET_{Lys} mm d^{-1}	$(e_w^* - e)$ hPa	ET_{Haude} mm d^{-1}	ET_{Turc} mm d^{-1}
01.06.86	261.23	7.70	20.60	72	0.0	-3.7
02.06.86	261.23	7.70	21.20	81	3.0	0.8
03.06.86	263.54	7.70	21.90	84	13.2	10.7
04.06.86	263.54	10.8	21.90	87	7.5	6.2
05.06.86	240.28	10.8	22.10	71	12.2	10.1
06.06.86	214.24	9.60	22.10	85	19.0	16.4
07.06.86	214.24	9.60	22.30	81	5.8	3.4
08.06.86	214.24	9.30	22.50	80	0.0	-3.2
09.06.86	214.24	9.30	22.60	67	0.0	-5.5
10.06.86	214.24	9.30	22.60	61	0.0	-9.0
11.06.86	217.13	10.1	22.60	76	4.4	0.1
12.06.86	217.13	10.2	22.10	79	0.2	-1.7
13.06.86	217.01	10.2	22.10	73	0.0	-3.6
14.06.86	217.01	10.4	22.10	55	0.0	-7.4
15.06.86	217.01	10.4	22.10	58	0.0	-10.1
16.06.86	217.01	10.4	22.10	69	0.0	-10.2
17.06.86	217.01	10.3	22.10	63	0.0	-9.2
18.06.86	232.75	10.3	22.10	76	0.0	-5.3
19.06.86	234.49	10.3	22.40	77	0.0	-6.6
20.06.86	234.49	10.5	23.00	70	0.0	-7.4

Tabelle 3: Lysimeterstation Brandis

Die Budyko Kurve

Wir wechseln nun die Skalen hin zu Gebietskenngrößen - also auf großer räumlicher und zeitlicher Skala. Das Budykodiagramm (Abbildung 11) beschreibt hierfür das Verhältnis zwischen Niederschlag P , potentieller und realer Verdunstung (ET_{pot} , ET_{real}) in einem Einzugsgebiet unter Berücksichtigung der Wasser- und Energiebilanz. Konkret wird der Ariditätsindex ET_{pot}/P gegen den Evaporationsindex ET_{real}/P geplottet. Damit ergeben sich zwei theoretische Grenzen: Zum einen ist der Evaporationsindex Wasserdargebotslimitiert. Langfristig kann nicht mehr verdunstet werden, als Niederschlag empfangen wurde. Das Maximum von $\max(ET_{\text{real}}/P) = 1$.

Das zweite Limit ergibt sich aus der begrenzt verfügbaren Energie zur Verdunstung bei $ET_{\text{real}} = ET_{\text{pot}}$.

Datum	R_G W m^{-2}	R_{ns} $\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$	T_{mean} $^{\circ}\text{C}$	f %	u_2 m s^{-1}	$(e_w^* - e)$ kPa	s kPa	$ET_{\text{FAO}_2\text{m/s}}$ mm d^{-1}	ET_{FAO} mm d^{-1}
01.06.86	261.23	72	1.0
02.06.86	261.23	81	1.0
03.06.86	263.54	84	2.0
04.06.86	263.54	87	1.0
05.06.86	240.28	71	1.0
06.06.86	214.24	85	2.0
07.06.86	214.24	81	2.0
08.06.86	214.24	80	2.0
09.06.86	214.24	67	2.0
10.06.86	214.24	61	4.0
11.06.86	217.13	76	4.0
12.06.86	217.13	79	1.0
13.06.86	217.01	73	1.0
14.06.86	217.01	55	2.0
15.06.86	217.01	58	4.0
16.06.86	217.01	69	8.0
17.06.86	217.01	63	4.0
18.06.86	232.75	76	4.0
19.06.86	234.49	77	4.0
20.06.86	234.49	70	4.0

Tabelle 4: Lysimeterstation Brandis

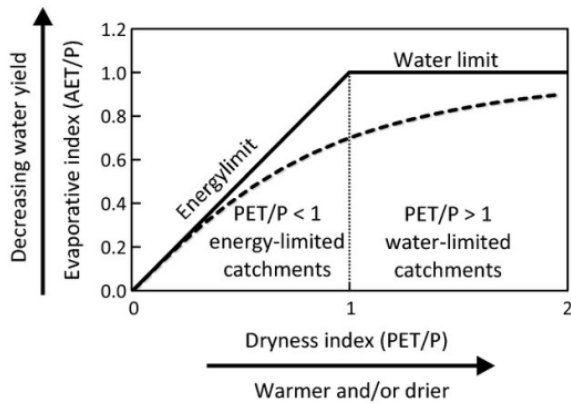


Abbildung 11: Budykodiagramm

Reale Einzugsgebiete finden sich im Diagramm entlang der sogenannten Budykokurve wie im Beispiel von Daten aus dem sog. MOPEX Datensatz in den USA (Abbildung 12). Hier ist auch zu erkennen, wie aussagekräftig die Methode ist.

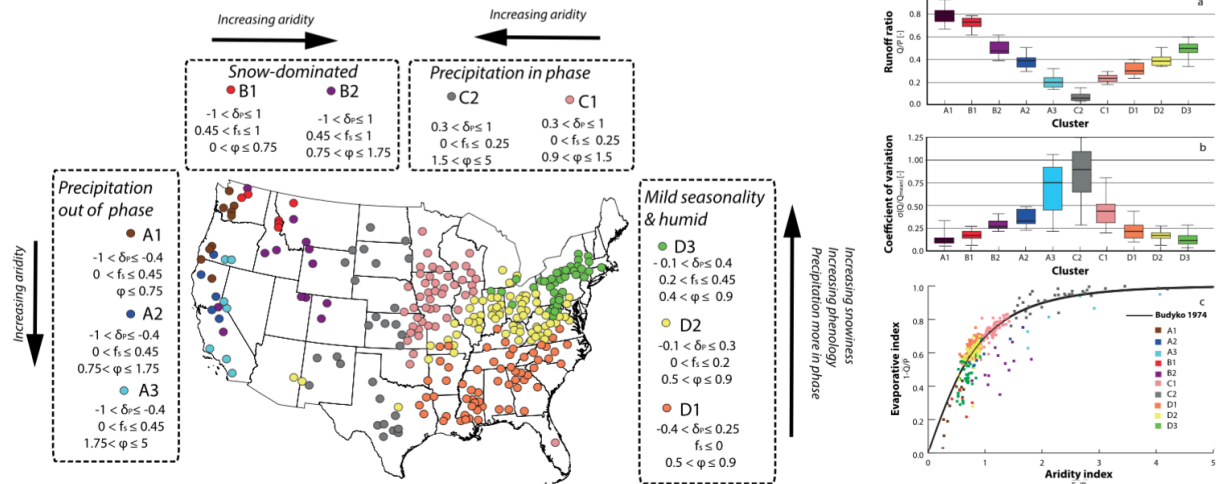


Abbildung 12: Budykodiagramm aus dem MOPEX-Datensatz Berg-huijs et al., Patterns of similarity of seasonal water balances: A window into streamflow variability over a range of time scales, WRR 2014, doi: 10.1002/2014WR015692.

Aufgabe 4.6: Budykodiagramm

Reale Einzugsgebiete finden sich im Budykodiagramm entlang der sogenannten Budykokurve. Beantworten Sie dazu folgende Fragen mittels Tabelle 5 und Abbildung 13:

1. Was versteht man unter einem wasserlimitierten Einzugsgebiet?
2. Was versteht man unter einem energielimitierten Einzugsgebiet?
3. Warum können sich in Abbildung 1 keine realen Einzugsgebiete oberhalb der mit 'Limit 1' beschrifteten Linie befinden?
4. Warum können sich in Abbildung 1 keine realen Einzugsgebiete oberhalb der mit 'Limit 2' beschrifteten Linie befinden?
5. Markieren Sie im Diagramm die Lage der Gebiete in Tabelle 5 und begründen sie kurz.

	ET_{pot}/P	ET_{real}/P
See in Südeuropa
See in Nordfinnland
Schwäbische Alb*
Sahara
Nordpol

Tabelle 5: Aufgabe 4.6.5 *Schwäbische Alb hat eine dünne Bodenaufgabe über Karst

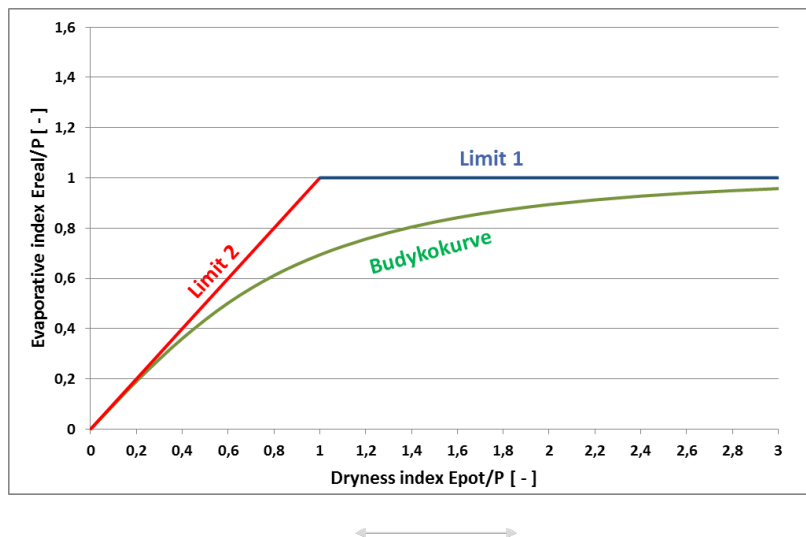


Abbildung 13: Aufgabe 4.6.5. Budyko-diagramm