

Inhalt

Abflussbildung - wie viel Wasser fließt ab?	1
Abflusskonzentration - in welcher zeitlichen Abfolge?	2
Schneehydrologie	3
Verdunstung	4
Tracer	5
Erosion	5

Abflussbildung - wie viel Wasser fließt ab?

Abflussbeiwert (Mittel oder Spitzen, kann nach Schneeschmelze auch größer als 1 sein):

Anteil des Niederschlages in einem Ereignis, das zum Direktabfluss beiträgt:

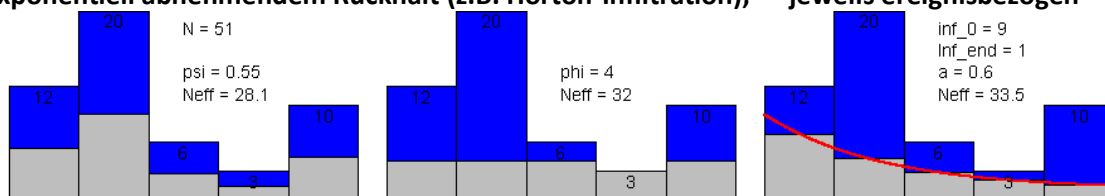
$$\psi = \frac{N_{eff}}{N} = \frac{N - R}{N} = \frac{\text{Volumen } Q_D}{\text{Volumen } N} = \frac{Q_D * t}{N * A} \quad N_{eff} + R = N$$

Direktabflussschätzung mit Ganglinienseparation

Q_{Direkt} : Oberflächen-, + Zwischenabfluss; Q_{Basis} : Grundwasserabfluss

Oberflächenabfluss: Infiltrationsüberschuss (Horton, Niederschlagsintensität > Infiltrationskapazität) + Sättigungsüberschuss (Oberflächenspeicherkapazität des Bodens durch Bodenvorfeuchte gefüllt)

Bestimmung N_{eff} aus N mit konstantem Anteil (Abflussbeiwert Psi), konstantem Verlust (Phi-Verfahren), oder exponentiell abnehmendem Rückhalt (z.B. Horton-Infiltration); jeweils ereignisbezogen



- Infiltration nach Horton: $INF = (INF_0 - INF_{end}) * e^{-a * t} + INF_{end}$

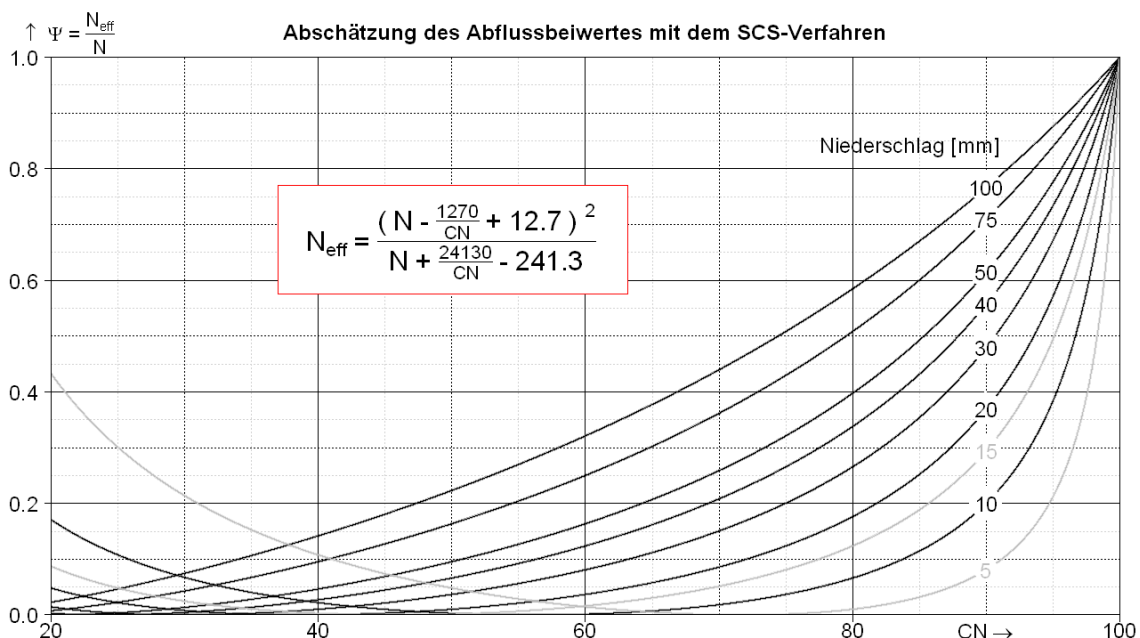
Parameter	Ton (Wikipedia)	Grasboden (Wikipedia)	Übungsaufgabe
INF_0	210 mm/h	900 mm/h	10 mm/h
INF_{end} (gesättigt)	2 mm/h	290 mm/h	3 mm/h
a	0.8/min	2/min	0.03/min

- Gebietsrückhalt errechnen oder in Koaxialdiagrammen ablesen. Faktoren:

Vorfeuchte des Gebiets (Basisabfluss oder Vorregenindex), Jahreszeit, Dauer und Höhe des Starkregens

- Effektiven Niederschlag mit SCS-Verfahren abschätzen. Faktoren:

Bodentyp (Versickerungsvermögen), Bodennutzung, Vorfeuchte (klassifiziert als CN aus Tabellen abzulesen)



(Darstellung mit R 2.14.2, Skript auf Anfrage verfügbar. CN=CurveNumber)

- Pardé-Koeffizient zur Abflussregimeklassifikation (nival, glazial, pluvial)

$$PK_{\text{Monat}} = MQ_{\text{Monat}} / MQ_{\text{Jahr}} \quad MQ: \text{Mittlerer Abfluss}$$

Bei advektiven Niederschlägen (Dauerhaft) hat die Landnutzung einen geringeren Effekt auf die Abflussmenge als bei konvektiven Ereignissen (Schauer). Bei letzteren kann z.B. die Kanalentlastung einen wesentlichen Teil des Abflusses sein, da Kanalisation oft nur nach Gewitterereignissen R15.1 (15-Minütige 1-jährliche Niederschläge) dimensioniert ist.

- *Different runoff generation processes are apparent in different climatic zones, morphological settings, seasons*
- *Surface processes are strongly dependent on the state of vegetation and soils, thus, can be more dominant in the initial phase(s) of landscape development*
- *Combined measurements / model experiments yield new insights, given the model include the dominating process*
- *The transient behavior of runoff generation has hardly been addressed in previous research*

Einfluss auf die Abflussbildung haben

ereignisbezogene Größen: räumlich verteilte Niederschlagsmenge, -Intensität und -Dauer, und die Niederschläge des vorangegangenen Zeitraums, sowie

Gebietseigenschaften: Topographie (Neigung), Landnutzung/Vegetation, Bodeneigenschaften (Infiltrationskapazität = Infiltrabilität, abh. v Bodenart (Ton, Schluff, Sand), Verdichtung, Versiegelungsgrad), Geologie, Grundwasserflurabstand.

Abflusskonzentration - in welcher zeitlichen Abfolge?

Übertragungsfunktion: Transformation des Effektivniederschlags in Abfluss

Konzeptionelle Impulsantwortverfahren: Isochronen-Verfahren und Einheitsganglinie (Unit Hydrograph)

Isochronenverfahren für konstante Fließgeschwindigkeit im EZG (d.h. homogene Neigung und Rauigkeit)

Kirpich-Formel (1940): Fließzeit [min] = $0.0195 * \text{Gerinnelänge[m]}^{0.77} * \text{Hangneigung} \left[\frac{\text{m}}{\text{m}} \right]^{-0.385}$

Für gewünschten Fließzeitintervallen die Gerinnelänge bestimmen und ein Zeit-Flächen-Diagramm erstellen. Dieses normiert liefert die Ordinaten der Impulsantwort.

EGL, engl. Unit Hydrograph: $N_{\text{eff}} = P_{\text{eff}} \approx I = \text{Intensität} \rightarrow \text{EG-Modell } h(t) \rightarrow Q_D = R_D = \text{Runoff}$

1.: Ermittlung von $h(t)$ aus $I(t)$ und $Q(t)$ 2.: Ermittlung von $Q(t)$ aus $I(t)$ und $h(t)$

I: Direktes verfahren, II: Methode der kleinsten Quadrate für diskrete Werte oder lineare Speicherkaskade,

III: Momentenmethode: mean, sd, Schiefe, Zentrum/Schwerpunkt

Proportionalitäts- oder Verstärkungsprinzip + Superpositionsprinzip => Linearitätsprinzip

Zeitlich invariantes Systemverhalten, Homogene Niederschlagsverteilung

EGL anwenden: Diskrete Formel $Q_{D,j} = \left(\sum_{i=1}^j h_i * N_{eff, j-i+1} \right) * A_E$	Q_D	Direktabfluss [m³/s]
	h_i	Ordinaten der EGL [1/s]
	N_{eff}	Effektivniederschlag [mm]
	A_E	Fläche EZG [m²]
	i	Laufvariable von N_{eff} [-]
	j	Laufvariable von Q_D [-]
EGL ermitteln: Kontinuierliche Form Ansatz lineare Speicherkaskade $h(t) = \frac{t^{n-1}}{k^n * \Gamma(n)} * e^{-t/k}$ $Q(t) = \frac{N * A_E}{k * (n-1)!} * \left(\frac{t}{k} \right)^{n-1} * e^{-t/k}$	t	Zeit [s]
	n	Speicheranzahl in Kaskade [-] In Landschaft nicht diskret Wenn diskret: Bestimmung aus Isochronenverfahren
	k	Speicherkonstante Quasi Halbwertszeit [1/s], Widerstand beim Rauslaufen aus dem Speicher Hohe Dämpfung (träge Landschaft) → hohes k (hohes ungesättigtes Bodenvolumen, geringes Gefälle, dichte Vegetation, hohe Porosität)
	Γ	Gammafunktion, = $(n-1)!$ bei diskreten n

n und k kann man aus den Momenten von Q und I berechnen.  library(berryFunctions); ?lsc

Schneehydrologie

$M_S = V_S * \rho_S = A_S * h_S * \rho_S$ $SWE = \frac{\rho_S}{\rho_W} * h_S$	M_S	Wassergehalt des Schnees [kg]
	V_S	Schneevolumen [m³]
	ρ_S	Mittlere Schneedichte [kg/m³]
	A_S	Ausdehnung der Schneedecke [m²]
	h_S	Mittlere Schneehöhe [m]
	SWE	Schneewasseräquivalent [mm; m]
	ρ_W	Wasserdichte = 1000 [kg/m³]

Schnee/Messgröße	Schneedichte [kg/m³]	Kurzwellige (0.3-4µm) Albedo [-]
Neuschnee	30-200 (Temperaturabhängig: Je kälter, desto lockerer)	0.75-0.90
Altschnee, Firn	200-500, 500-800	0.50-0.60
Eis	800-900	≈ 0.40

Langwellige (4-100µm) Albedo ≈ 0.01

→ Schnee ist auf Infrarotbildern schwarz und schmilzt im Frühjahr von unten

Zeit, Wärme, Druck und Rekristallisation führen zu groben Schneekörnern umschlossen von freiem Wasser, also zur größeren Dichte von älterem Schnee.

Berechnung der Schneeschmelze

- Energiebilanzverfahren

$R + H = L + G$	R	Nettostrahlung = $(1 - \alpha) * \text{Globalstrahlung}$ [W/m²]
	H	Fühlbare Wärmezufuhr durch Luft und Regen [W/m²]
	L	Latente verdunstungs- und Schmelzwärme
	G	Schnee- und Bodenerwärmung
$SWE_S = \frac{L_S}{\rho_W * \gamma_S}$ $L_S = 1 \text{ W/m}^2 \rightarrow h = 0.26 \text{ mm/d}$	SWE_S	Schmelzende Wassermenge [mm/d] = $M_S / \rho_W / A / t$
	L_S	Latente Schmelzwärme [W/m²]
	ρ_W	Dichte flüssigen Wassers = 1000 kg/m³
	γ_S	Spezifische Schmelzwärme = 333 500 J/kg = W*s/kg
$z.B. L_S = R_n + H_{Luft} + H_{Regen}$ $H_{Regen} = \rho_W * c_W * \Delta T * P$	H_{Regen}	Wärmeenergie Regen [W/m²]
	c_W	spez. Wärme des Wassers = 4200 W*s/kg/K
	ΔT	Temperaturunterschied Luft – Schnee [K=°C]
	P	Regenintensität [m/s, mm/d]

- Tag-Grad Verfahren (degree-day method or temperature-index method)

$M_S = \alpha * T_L$	M_S	Schmelzende Wassermenge [mm/d]	Vegetationsbedeckung	$\alpha \left[\frac{\text{mm}}{\text{d} * ^\circ\text{C}} \right]$
	α	Tag-Grad-Faktor [mm/d/°C]		
	T_L	Lufttemperatur [°C]	Offenes Gelände	4-7
		(Tägl. Mittelwert positiver Temperaturen: $\sum T_{T>0} / 24$)	offener Laubwald	3-4.3
			Nadelwald, dichter Mischwald	1.5-2.3
			dichter Nadelwald	1-1.5
			Hochgebirge, Gletscher	> 6

Verdunstung

Potenzielle und tatsächliche (aktuelle) Verdunstung, letztere bei begrenztem Wasserdargebot, bezogen auf offener Wasserfläche oder Standardrasen (Reference Crop Evaporation)

Verfahren zur Messung der Verdunstung - Kosten, Genauigkeit, Einschränkungen

Einfache direkte Verfahren: • Piche-Evaporimeter, • Czeratzki-Evaporimeter, • Verdunstungspfanen
• Lysimeter

Meteorologische Verfahren: • Eddy-Kovarianz-Methode, • Bowen-Ratio-Methode

Pflanzenphysiologische Verfahren: • Sap-Flow, • Pflanzen-Porometer, • Gasaustausch

Berechnung der Verdunstung

- Energieangebot an der Landoberfläche:

$\lambda * ET = L = R_n - G - H$ Bowen Ratio bei G=0: $B = \frac{H}{L}$	λ	Spezifische Verdunstungswärme Wasser = 2.45 MJ/kg
	ET	Evapotranspiration [mm/s = kg H ₂ O/m ² /s]
	L	latente Wärme =Verdunstungsenergie bei Umwandlung von flüssig in gasförmig
	R_n	Strahlungsenergie (=Nettostrahlung) [W/m ²]
	G	Bodenerwärmung (Wärmefluss) [W/m ²]
	H	Lufterwärmung, fühlbare Wärme [W/m ²]

- Wasserdampftransport (proportional zum vertikalen Gradienten des Dampfdruckgradientes):

$e_s(T) = 6.107 * 10^{\frac{7.5 * T}{237 + T}}$ $\Delta e = \frac{4057 * e_s(T)}{(235 + T)^2}$ $ET = \frac{1}{r} * \frac{\Delta e}{\delta z}$	e_s	Sättigungsdampfdruck [hPa] (Magnusformel)
	T	Temperatur [°C]
	Δe	Steigung der Wasserdampfsättigungskurve [hPa/°C]
	ET	Wasserdampftransport [m/s]
	r	Verdunstungswiderstand [s/m]
	$C = 1/r$	Verdunstungsleitfähigkeit [m/s]
	$\frac{\Delta e}{\delta z}$	Vertikale Gradient des Wasserdampfdrucks

- Berechnungsansatz nach **Penman-Monteith** (1975): Kombination der Formeln. Faktoren:

Nettostrahlung, Lufttemperatur, relative Luftfeuchte, (Bodenerwärmung), Stomata-(Pflanzen-) und aerodynamischer Widerstand

$ET = \frac{\Delta e * (R_n - G) + \rho_a * c_p * \frac{e_s - e_a}{r_a}}{\lambda * \left(\Delta e + \gamma * \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right) \right)}$	ET	Tatsächliche (actual) Verdunstung [mm/d]
	Δe	Steigung der Wasserdampfsättigungskurve [hPa/°C]
	R_n	Strahlungsenergie (=Nettostrahlung) [W/m ²]
	G	Bodenerwärmung (Wärmefluss) [W/m ²]
	ρ_a	Dichte der Luft = 1.2 kg/m ³
	c_p	spez. Wärmekapazität der Luft = 1.013 kJ /kg/°C
	$e_s - e_a$	Sättigungsdefizit der Luft [kPa]
	λ	Verdampfungsenthalpie = 2.45 MJ/kg
	γ	Psychrometrische Konstante = 0.486 hPa/°C
	r_s	(Netto-) Oberflächen(=Pflanzen-)widerstand [s/m]
	r_a	Aerodynamischer Widerstand [s/m]

aerodynamischer Widerstand aus mikrometeorologischen Ableitungen (Windgeschwindigkeit, Pflanzenhöhe, Rauigkeitslänge, Schubspannungsgeschwindigkeit), semi-empirischen Ansätzen, oder Tabellen und Nomogrammen (als Funktion der Bewuchshöhe und Windgeschwindigkeit)

Pflanzenwiderstand abhängig von Sonnenlicht (photosynthetisch aktive Strahlung, PAR), Bodenwassergehalt θ , Wasserdampfsättigungsdefizit innerhalb des Blattes bzw. zur umgebenden Luft („= Trockenheit“), CO₂-Konzentration, Blatttemperatur

Berechnungsverfahren der ETpot und Datenbedarf

Turc: Tagesmittel Temperatur, Tagessumme Globalstrahlung, tägliche Sonnenscheindauer

Haude: Sättigungsdefizit 14 Uhr, Pflanzenfaktor

Priestley-Taylor: Parameter Luftfeuchte, Steigung der Wasserdampfsättigungskurve, psychrometrische Konstante, Nettostrahlung, Bodenwärmefluss

Makkink: Pflanzenfaktor, psychrometrische Konstante, Globalstrahlung

Tracer

Arten: Farben, Salze, Temperatur, radioaktive Stoffe und Isotope

Anwendung: Herkunft von Wasser-oder Luftmassen, Aufenthaltszeiten und Prozessraten

Ideal: Wenig (wenn, dann bekannt) sorbtiv, reaktiv, toxisch, und pre-experimental vorhanden;
gut wasserlöslich, kostengünstig, einfach zu analysieren und nachzuweisen.

Durchflussbestimmung mit Salztracer:

$Q = \frac{(C_T - C_0) * V_T}{\sum((C - C_0) * \Delta t)}$	C_T	Konzentration der zugeführten Tracerlösung
	C_0	Hintergrundkonzentration des Gewässers
	V_T	Volumen der Tracerlösung
	C	Zeitlicher Verlauf der Konzentration im Gewässer
	Δt	Zeitschritte der Konzentrationsmessung

Erosion

Sedimentaustragsverhältnis (Sediment delivery ratio, SDR): Anteil des aus EZG ausgetragenen Materials zum ursprünglich losgelösten, hauptsächlich von EZG-Fläche abhängig, aber auch von Bilanzzeitraum, Niederschlagsintensität und Gebietseigenschaften.

Sedimentschlüsselkurve: (Suspended Sediments, SS) von Durchfluss abhängig: $ss=a*Q^b$, Faktoren für Basisabfluss, Primär- und Sekundär-Ereignisse unterschiedlich.

Sedimentaufnahme (trap efficiency, TE) im Stausee: $TE = SED_{out} / SED_{in}$, Faktoren: Stauroaum, Wasserstand, Zufluss, Korngröße, Fließgeschwindigkeit, ...

USLE (Universal Soil Loss Equation) → Allgemeine Bodenabtragsgleichung (ABAG)
Schicht- und Rillenerosion im Hangmaßstab für Agrarflächen, empirisch vielfach überprüft

E=R K L S C P

E	mittlerer jährlicher Bodenverlust	$\frac{t}{ha}$	
R	Erosivitätsfaktor des Niederschlags	$\frac{J \text{ mm}}{m^2 h}$	$R = \sum I 30 * (8.95 + 8.44 * \log(I)) * \left[\frac{J}{m^2} \right]$ $I(30) = (max \ 30min.) \text{ Niederschlagsintensität } [mm/h]$
K	Bodenerodibilitätsfaktor	$\frac{kg \ h}{N \ m^2}$	aus Textur, OBS, Struktur und Permeabilität Nomogramme oder Regressionsgleichung
L	Hanglängenfaktor	-	$LS = \left(\frac{x}{22.13} \right)^n * (0.065 + 4.56 \sin(\alpha) + 65.45 \sin(\alpha)^2)$ $x = \text{Hanglänge } [m]; \ n = f(\alpha); \ \alpha = \text{Neigungswinkel}$
S	Hangneigungsfaktor	-	
C	Vegetations- und Bedeckungsfaktor	-	aus Bodenbedeckung, Blätterdachdichte und -höhe abhängig von Wachstumsperiode der Ackerfrucht
P	Erosionsschutzfaktor	-	Beschreibung von Schutzmaßnahmen aus Tabellen

L S C P = 1 für Standardplot (unbewachsen, in Falllinie bearbeitet; 22,4 m; 9 % Neigung)

Vorteile: einfache Anwendung, leichte Rasterimplementation, geringer Datenbedarf, keine hydrologische Modellierung nötig

Nachteile: keine physikalische Basis, lokale Anpassungen nötig (R, C-Faktor), nur Flächen- und Rillenerosion, konzipiert für Ackerflächen, Deposition unberücksichtigt