



Anhang

- 8.1 **Wirksamkeit dezentraler Maßnahmen zur Abflussminderung – 174**
 - 8.2 **Hydraulische Eigenschaften unterschiedlicher Abflusstypen und Fließpfade – 174**
 - 8.3 **Das Verhältnisverfahren zur Bestimmung des Scheitelabflusses – 184**
 - 8.4 **Ableitung von Gebiets- und Bemessungsniederschlägen – 188**
 - 8.5 **Bestimmung der Abflusshöhe nach Lutz – 202**
 - 8.6 **Hydrologische Bodengruppe – 208**
 - 8.7 **Wegebau und Wasserführung – 211**
 - 8.8 **Kartierung von Fließwegen im Gelände – 215**
 - 8.9 **Geodaten und Geodatenanalyse – 216**
 - 8.10 **Einfluss der Bodenbedeckung auf CN-Werte bei kleinen Regen, bei Vorverschlämmung, bei natürlichen Regen und bei aufeinanderfolgenden Regen – 217**
- Literatur – 224**

8.1 Wirksamkeit dezentraler Maßnahmen zur Abflussminderung

Siehe [Tab. 8.1](#).

8.2 Hydraulische Eigenschaften unterschiedlicher Abflusstypen und Fließpfade

In diesem Anhang sind hydraulische Grundlageninformationen für unterschiedliche Abflusstypen und Fließpfade zusammengefasst, die z. B. zur Bestimmung der Konzentrationszeit eines Einzugsgebietes mit der Geschwindigkeitsmethode von Bedeutung sein können. Der Anhang gliedert sich nach den Abflusstypen in 1) Schichtabfluss, 2) Abfluss in Rinnen, Rillen und Hangmulden, 3) Abfluss in Gräben, teilgefüllten Rohren und anderen offenen Gerinnen, sowie in 4) Ansätze zur Bestimmung der Fließzeit durch Wasserkörper und Feuchtgebiete. Das letzte Unterkapitel 5) fasst Berechnungsansätze zur Bestimmung des hydraulischen Radius für unterschiedliche Gerinnetypen zusammen.

8.2.1 Schichtabfluss

Die Fließgeschwindigkeit des Schichtabflusses wird mit der GMS-Formel ermittelt ([► Gl. 5.5](#)), wobei ein typischer hydraulischer Radius von 0,2 cm angesetzt wird (übliche Spannweite 0,1–0,6 cm). In Ausnahmefällen, bei denen ein Einschneiden oder Zusammenlaufen des Abflusses erschwert ist, z. B. auf versiegelten Parkplätzen, können bei extremen Regen auch Schichtdicken von 1–2 cm auftreten [[18](#), [19](#)]. Die Rauheitsbeiwerte für Schichtabfluss ([► Tab. 8.2](#)) sind wesentlich niedriger als die von konzentriertem Abfluss in offenen Gerinnen. Dies liegt an den geringen Fließtiefen, wodurch das Mikorelief aus Feststoffen

wie Mulch, Pflanzenteilen oder Steinen den Abfluss stark bremst. Zusätzlich bremsen auch die auftreffenden Regentropfen, da sie Turbulenzen erzeugen und selbst beschleunigt werden müssen. Und auch der erosionsbedingte Feststofftransport verbraucht Energie.

Wegen der rauheitsfördernden Wirkung von Mulch bremsen konservierende Bodenbearbeitungs- und Bewirtschaftungsweisen den Schichtabfluss deutlich ab. Mehr als der Faktor 5 ist möglich ([► Tab. 8.2](#)). Berücksichtigt man weiter, dass durch Verschlämmung der Rauheitsbeiwert um den Faktor 4 ansteigen kann, kann der Unterschied zwischen unbedeckten und stark verschlammten Oberflächen und dicht bedeckten Oberflächen mehr als den Faktor 20 betragen. Es sei aber noch auf eine weitere Wirkung dichter Bodenbedeckung hingewiesen, die sich nicht direkt in der GMS-Gleichung bemerkbar macht. Je höher die ungerichtete Rauheit, z. B. durch Mulch, umso länger wird die Fließstrecke mit schichtförmigem Fließen, da sich mit zunehmender Bodenbedeckung das Wasser weniger leicht eigene Bahnen schaffen und zusammenfließen kann. In eigenen Bahnen fließt Wasser aber immer viel schneller, als wenn es breitflächig fließt. Dies beruht auf dem Einfluss des hydraulischen Radius und weil so niedrige Rauheitsbeiwerte, wie sie beim breitflächigen Abfluss möglich sind, beim konzentrierten Abfluss nie auftreten.

Ist die Größenordnung der Fließgeschwindigkeit des Schichtabflusses bekannt, kann die Fließzeit nach [► Gl. 5.3](#) ermittelt werden. Dazu wird zunächst die Länge des Schichtabflusses l_s pauschal oder mithilfe einfacher Annahmen abgeschätzt. Als pauschaler, eher konservativer Wert werden 30 m empfohlen [[22](#)]. Um dem Einfluss der Rauheit Rechnung zu tragen, wird [► Gl. 8.1](#) vorgeschlagen. Sie ergibt bei stark verschlammten Oberflächen eine typische Fließlänge von 21 m, in den meisten Fällen des Ackerbaus eine Fließlänge

8.2 · Hydraulische Eigenschaften unterschiedlicher Abflusstypen und Fließpfade

Tab. 8.1 Wirkung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen in kleinen Einzugsgebieten. Die Minderung des Wellenscheitels ist meist in Prozent angegeben und bezieht sich auf bestimmte Wiederkehrintervalle von Abflüssen, wie dem 5-, 10-, 20-, 50- oder 100-jährlichen Hochwasser (HQ5, HQ10, HQ20, HQ50 bzw. HQ100), oder Niederschlägen (z. B. N10, N20, N50, usw.). Abweichende Angaben sind gesondert gekennzeichnet. Bei Rückhaltebecken sind Beckenzahl, mittleres und, soweit bekannt, minimales und maximales Volumen (V_{mittel} , V_{min} , V_{max}) angegeben. Weiter wird in Spalte „Art“ zwischen Simulationsergebnissen (S) und Messdaten (M) unterschieden. Die Tabelle ist nach der Gebietsgröße sortiert. Es wurden nur Gebiete <75 km² berücksichtigt. Falls in einer Studie unterschiedliche Maßnahmen untersucht wurden, sind diese in individuellen Zeilen aufgeführt (Daten verändert nach [1]).

Projekt-, Gebiets- oder Gewässerbezeichnung [Quelle]	Art	Maßnahme	Gebietsgröße	Erzielte Scheitel-minderung
Einfluss von Kleinstrückhaltebecken auf Erosion und Wasserqualität in landwirtschaftlichen Einzugsgebieten [2]	M	4 Rückhaltebecken ($V_{\text{mittel}} = 366 \text{ m}^3$, $V_{\text{min}} = 221 \text{ m}^3$, $V_{\text{max}} = 486 \text{ m}^3$)	17 ha	Faktor 3 bei großen natürlichen Regen
Messung und Modellierung von konzentriertem Abfluss in begrüntem Abflussmulden [3, 4]	M/S	Zwei verschiedene begrünte Abflussmulden	Ca. 20 ha	45 % bei N10, bis zu 70 % des Gesamtabflusses
Einfluss von Einzugsgebietsgröße und Landnutzung auf die Effektivität begrünter Abflussmulden	S	Begrünte Abflussmulden	0,1–1 km ²	40 % unter ungünstigen Bedingungen, 15 % bis N50
Wirkung verschiedener Landnutzungen auf Oberflächenabfluss und Bodenerosion	S	Aufforstung von 14 auf 100 %	6 bzw. 9 km ²	Reduktion des Abflussvolumens 100 % bei HQ5, 20 % bei HQ100
Wirkung verschiedener Landnutzungen auf Oberflächenabfluss und Bodenerosion	S	Vollständige Umstellung auf Direktsaat	6 bzw. 9 km ²	Abflussminderung mindestens 17 % bei N100
DBU-Projekt „Hochwasserschutz und naturschutzgerechte Behandlung umweltschädigter Wälder und Offenlandbereiche der Durchbruchstäler des Osterzgebirges“	S	Vollständige Aufforstung der landwirtschaftlichen Flächen	3,5 km ² , 6,2 km ²	88 % (Gottleuba), 72 % (Trebnitz) bei HQ100
Hochwasser und Naturschutz im Weißeritzkreis (HochNatur) (DBU-Projekt 21278)	S	Umwandlung Ackerflächen in Grünland, Zwischenfruchtanbau, Aufforstung, Komplettbewaldung	16,7 km ² , 7,4 km ²	10–20 % (Höckenbach), 10–30 % (Weißbach) bei HQ100

(Fortsetzung)

Tab. 8.1 (Fortsetzung)

Projekt-, Gebiets- oder Gewässerbezeichnung [Quelle]	Art	Maßnahme	Gebietsgröße	Erzielte Scheitel-minderung
DBU-Projekt „Hochwasser- und Naturschutz im Weißeritzkreis“ (HochNatur)	S	Etablierung von Ufergehölzen	7,4 km ²	~14 % bei HQ5, ~24 % bei HQ100
Reduzierung des Hochwasserabflusses durch unterschiedliche Bodenbearbeitungsverfahren und Bewirtschaftungsformen	S	Begrünte Abflussmulden	7,6 km ²	2 % bei HQ1, HQ10, HQ50 und Q100
Reduzierung des Hochwasserabflusses durch unterschiedliche Bodenbearbeitungsverfahren und Bewirtschaftungsformen	S	Organischer Landbau	7,6 km ²	2 % bei HQ10, 1 % des HQ50
Obere Blies	S	5 Rückhaltebecken ($V_{\text{mittel}} = 10.863 \text{ m}^3$, $V_{\text{min}} = 149 \text{ m}^3$, $V_{\text{max}} = 41.036 \text{ m}^3$)	8,5 km ²	50 % bei HQ 100
DBU-Projekt „Hochwasser und Naturschutz im Weißeritzkreis“ (HochNatur)	S	Renaturierung des Grundbachgebietes	11 km ²	25–30 % bei HQ100
Thalfanger Bach	S	5 Rückhaltebecken ($V_{\text{mittel}} = 25.400 \text{ m}^3$)	17 km ²	20 % bei HQ50
Thalfanger Bach	S	5 Rückhaltebecken ($V_{\text{mittel}} = 13.961 \text{ m}^3$, $V_{\text{min}} = 1800 \text{ m}^3$, $V_{\text{max}} = 50.000 \text{ m}^3$)	17 km ²	30 % bei HQ100
Thalfanger Bach	S	Tieflockerung von Ackerstandorten und Wegebau-Maßnahmen	17 km ²	<5 % bei HQ10
Flurneueinrichtung und Dorferneuerung in der Geisenfelder Gruppe	S	119 Rückhaltebecken ($V_{\text{mittel}} = 250 \text{ m}^3$)	17 km ²	Schutz vor 20-jährlichen Ereignissen
Umsetzung erosionsmindernder und hochwasserreduzierender Maßnahmen im Einzugsgebiet des Stausees Baderitz	M/S	Konservierende Bodenbearbeitung	17 km ²	Direktabflussreduktion um bis zu 50 % bei N5–N10

(Fortsetzung)

Tab. 8.1 (Fortsetzung)

Projekt-, Gebiets- oder Gewässerbezeichnung [Quelle]	Art	Maßnahme	Gebietsgröße	Erzielte Scheitel-minderung
Paar	S	Aufforstung von 31 auf 43 % und 100 %	38 km ³	Reduktion des mittleren Hochwasserabflusses um 8, 38 und 46 %
Umweltverträglicher Hochwasserschutz an der Bauna	S	Gewässerrenaturierung	50 km ²	~ 10 % des HQ1, ~ 20 % des HQ20, ~ 15 % des HQ100
Umweltverträglicher Hochwasserschutz an der Bauna	S	28 Rückhaltebecken (V _{mittel} = 12.050 m ³ , V _{min} = 1500 m ³ , V _{max} = 50.000 m ³)	50 km ²	~ 18 % des HQ5, ~ 10 % bei HQ10-HQ50, ~ 20 % des HQ100
Untersuchung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen, Windacheinzugsgebiet	S	19 Rückhaltebecken, (V _{mittel} = 13.150 m ³ , V _{min} = 1500 m ³ , V _{max} = 50.000 m ³)	65 km ²	14 % des HQ10, 10 % des HQ100
Untersuchung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen, Windacheinzugsgebiet	S	Auwaldrenaturierung an den Windachzuflüssen	65 km ²	6 % des HQ10, 5 % des HQ100
Untersuchung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen, Windacheinzugsgebiet	S	Naturnahe Mischwaldaufforstung von 25 auf 40 % des Einzugsgebiets	65 km ²	20 % des HQ10, 3–11 % des HQ100
Untersuchungen an der Oberen Elsenz, Kraichgau	S	Rückhaltebecken (V _{mittel} = 13.150 m ³)	75 km ²	20–35 % des HQ100

um die 50 m, bei Querbearbeitung und hoher Mulchbedeckung bis zu 100 m, ebenso im Wald.

$$l_s = \frac{200}{\sqrt{k}} \quad (8.1)$$

mit

l_s - Pfadlänge des Schichtabflusses (m)

Für detaillierte Untersuchungen lässt sich l_s nach Starkregenereignissen im Feld oder mit Luftbildern anhand von Änderungen in der Struktur der Bodenoberfläche abschätzen [23]. Von Schichtabfluss überströmte Bereiche zeichnen sich üblicherweise durch eine ein-

heitlich glatte, oft auch verschlammte Oberfläche aus. Bündelt sich der Schichtabfluss zu flachem konzentriertem Abfluss, bilden sich auf der Bodenoberfläche Rillen, die den Abfluss zusammenführen. Die Länge des Schichtabflusses ergibt sich daher aus der mittleren Entfernung zwischen der Wasserscheide und dem Auftreten der ersten Rillen [23].

Bei Dammkulturen beschränkt sich der flächenhafte Abfluss auf die Dammlanken. Die Fließstrecke bleibt daher im Bereich weniger Dezimeter und kann vernachlässigt werden. Entsprechend bedeutender ist der flache konzentrierte Abfluss.

Tab. 8.2 Rauheitsbeiwerte k für Schichtabfluss und für flachen konzentrierten Abfluss mit Fließtiefen ≤ 3 cm. Werte für konzentrierten Abfluss > 5 cm sind **Tab. 5.1** zu entnehmen. Für Fließtiefen zwischen 3 und 5 cm ist zwischen den Werten beider Tabellen zu interpolieren

Bedeckung/Bearbeitung	Bodenbedeckung ^a (%)	k	Quelle
Asphalt, Betondecken, verschlammte Oberflächen		91	[20]
Wassergebundene Decken		50	[20]
Bestellte Ackerflächen	<5	17	[21]
	5–30	12	[21]
	30–70	5	[21]
	>70	3	[21]
Querbearbeitung ^b	<5	12	[21]
	5–30	8	[21]
	30–70	4	[21]
	>70	2	[21]
Kastenförmig ausgespülte Erosionsrinnen in Ackerflächen		25	Expertenschätzung
Pflugfurche (frisch ... abgesetzt)		2 ... 10	[21]
Grünland (Sommer... Winter)		4 ... 12	Expertenschätzung
Sukzessionsflächen, Hochstaudenfluren (dichter ... spärlicher Unterwuchs)		5 ... 10	Expertenschätzung
Wälder und Forsten (dichte ... spärliche Streu-/Krautschicht)		2 ... 6	[21]

^aSumme von direkt auf der Oberfläche aufliegenden Pflanzenteilen, Mulch und Steinen. Rückstände mit einem Abstand > 5 cm zur Bodenoberfläche beeinflussen den Schichtabfluss nicht

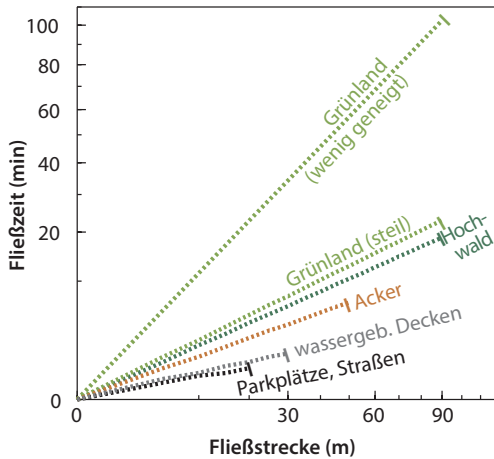
^bÜber einen mittleren Querbearbeitungsfaktor von 0,68 aus dem Wert für bestellte Ackerflächen geschätzt (abgeleitet aus Tab. 5 in [21])

Zur Illustration der geschilderten Zusammenhänge zeigt **Abb. 8.1** mittlere Fließzeiten des Schichtabflusses für verschiedene Oberflächenbeschaffenheiten als Funktion der Fließstrecke. Dies erlaubt eine überschlägige Abschätzung typischer Effekte unterschiedlicher Landnutzungen, die sich um den Faktor 100 in der Fließzeit des flächenhaften Abflusses unterscheiden können (vergleiche die Endpunkte der Kurven in **Abb. 8.1**).

8.2.2 Flacher konzentrierter Abfluss (Rillenabfluss)

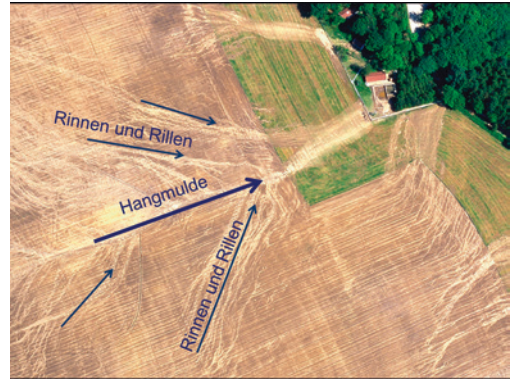
Flacher konzentrierter Abfluss fließt in fein verästelten Rillen und Rinnen oder gebündelt in Hangmulden (**Abb. 8.2**). Landnutzung und Bodenbedeckung haben einen starken Einfluss auf die Ausbildung der Fließpfade. Rinnen und Rillen bilden sich erosionsbedingt nur auf Ackerflächen aus. Auf Grünland oder im Wald fehlen sie meist und Schichtabflusses geht dort direkt in Hangmuldenabfluss über.

8.2 · Hydraulische Eigenschaften unterschiedlicher Abflusstypen und Fließpfade



■ **Abb. 8.1** Typische Längen des schichtförmigen Fließens bei unterschiedlichen Oberflächen (siehe Endpunkte der Kurven) und Fließzeiten, die sich daraus zusammen mit den unterschiedlichen Rauheiten ergeben. Beide Achsen sind logarithmisch skaliert, weil die Flächennutzung die Fließstrecke und noch mehr die Fließzeit stark beeinflusst und sich aus beidem ein weiter Bereich ergibt. Die angenommenen Gefälle (J in %) und Rauheitsbeiwerte (k in $m^{1/3} s^{-1}$) betragen für Grünland flach ($J = 1$, $k = 5$), Grünland steil ($J = 20$, $k = 5$), Hochwald ($J = 30$, $k = 5$), Acker ($J = 8$, $k = 16$), wassergebundene Decken ($J = 3$, $k = 50$) und Parkplätze, Straßen ($J = 3$, $k = 91$). Der hydraulische Radius wurde einheitlich mit $0,3$ cm angesetzt. Die Länge der Fließstrecke wurde nach ► Gl. 8.1 bestimmt

Rillen und Rinnen in Ackerflächen sind üblicherweise kastenförmig ausgespült, 2 – 12 cm tief und 5 – 30 cm breit. Wie beim Schichtabfluss kann die mittlere Strömungsgeschwindigkeit mit der GMS-Formel (► Gl. 5.5) abgeschätzt werden. Für allgemeine Bemessungsfragen kann ein mittlerer hydraulischer Radius von $R = 0,04$ m angenommen werden (Fließtiefe = 8 cm, Wasserspiegelbreite = 20 cm). Der hydraulische Radius ist damit um ca. den Faktor 10 größer als beim Schichtabfluss. Entsprechend schneller fließt der Abfluss in Rillen und Rinnen. Maßnahmen, die das Auftreten von Rillen und Rinnen verzögern (dichte ober-



■ **Abb. 8.2** Zeugnisse von flachem, konzentriertem Abfluss in fein verästelten, flächig auftretenden Rinnen und Rillen, der in der Hangmulde (Tiefenlinie) zusammenfließt (Quelle: W. Bauer, Agroluftbild, 1998, Aufnahme aus dem Landkreis Passau)

flächennahe Durchwurzelung > dichte Mulchbedeckung > hohe Aggregatstabilität) bremsen daher wesentlich den Abfluss des Gesamtanges. Für typische Oberflächen, bei denen Rinnen und Rillen auftreten, ergeben sich die mittleren Fließgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Neigung nach ► Tab. 8.3.

Ist die Fließgeschwindigkeit bekannt, lässt sich die Fließzeit nach ► Gl. 5.3 ermitteln. Wie beim Schichtabfluss ist hierfür die Länge des Fließpfades erforderlich. Typischerweise ist das die Entfernungen zwischen dem ersten Auftreten von Rillen bzw. Rinnen und der Flurstücksgrenze oder einer Hangmulde. Gliedert sich auf langen Hängen der Abfluss in Passagen von Schicht-, Rinnen- und Hangmuldenabfluss, kann als Faustwert für die Fließstrecke in Rinnen und Rillen die doppelte Schichtabflusslänge angesetzt werden, da auch die Ausbildung von Rinnen und Rillen primär von der Rauheit der Oberfläche abhängt.

$$l_R = 2 \cdot l_S \quad (8.2)$$

mit

l_R - Pfadlänge von Rinnen und Rillen (m)

■ **Tab. 8.3** Formeln zur überschlägigen Bestimmung der Fließgeschwindigkeit des Abflusses in Rinnen und Rillen für verschiedene Oberflächen in Abhängigkeit von der Neigung (J in %) und für einen typischen hydraulischen Radius von 0,04 m. Nur bei Dammkulturen wurde ein hydraulischer Radius von 0,025 m angenommen, da das Einzugsgebiet jeder Furche klein bleibt und die Form der parabelförmigen Rinnen durch das Dammformgerät vorgegeben ist

Oberfläche	Rauheitsbeiwert ($m^{1/3} s^{-1}$)	Geschwindigkeitsformel ($m s^{-1}$)
Schotterwege	45	$v = 5,6J^{1/2}$
Acker	30	$v = 3,8J^{1/2}$
Dammkulturen	30	$v = 2,7J^{1/2}$
Wald	10	$v = 1,3J^{1/2}$

8.2.3 Abfluss in Hangmulden

Konzentriert sich der Abfluss weiter in Hangmulden, spülen sich auf schwach bedeckten Ackerstandorten rechteckige Profile aus. Typische hydraulische Radien betragen dort $R=0,10$ m. Auf Grünland, Ackerstandorten mit dichter Bodenbedeckung oder im Wald ist die Bodenoberfläche besser vor einem Einschneiden geschützt oder tritt wenig Oberflächenabfluss auf. Dort sind die Tiefenlinien üblicherweise breite, flache Parabeln mit etwas geringeren hydraulischen Radien ($R=0,09$ m). In angelegten und hydraulisch sehr rauen, begrünten Abflussmulden (engl. grassed waterways) (siehe auch ► Abschn. 6.3) kann ein hydraulischer Radius von $R=0,07$ m (Breite 5 m, Tiefe 0,11 m) angesetzt werden. Daraus resultieren einfache Schätzgleichungen zur Bestimmung der Fließgeschwindigkeit in Hangmulden (■ Tab. 8.4).

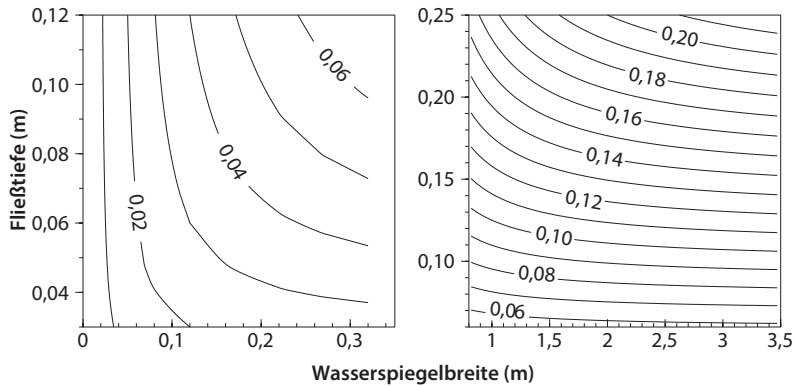
Ist die Fließgeschwindigkeit bekannt, lässt sich die Fließzeit wieder nach ► Gl. 5.3 ermitteln. Die dazu erforderliche Länge der Hangmulde kann oft anhand der Topographie abgeschätzt werden. Alternativ kann sie über die Differenz von Hanglänge – Schichtabflusslänge – Länge des Rinnen- und Rillenabflusses angenähert werden. Oft werden Längen von mehreren hundert Metern erreicht.

Zur Untersuchung spezieller Fälle oder wenn Oberflächenbeschaffenheit oder Fließpfadgeometrie von den genannten Annahmen abweichen, gilt die allgemeine GMS-Formel zur Bestimmung der mittleren Fließgeschwindigkeit (► Gl. 5.5) mit den Rauheitsbeiwerten aus ■ Tab. 5.1. Der hydraulische Radius ist entsprechend der Gleichungen in ■ Abb. 8.4 zu bestimmen oder nach ■ Abb. 8.3 abzuschätzen.

Für Dammkulturen (z. B. Hopfen, Kartoffel, Spargel) entfällt der flächenhafte Abfluss und die Dämme erzwingen von

■ **Tab. 8.4** Formeln zur überschlägigen Berechnung der Fließgeschwindigkeit in Hangmulden und Tiefenlinien für verschiedene Oberflächen in Abhängigkeit von der Neigung (J) und für typische hydraulische Radien

Oberfläche	Rauheitsbeiwert ($m^{1/3} s^{-1}$)	Geschwindigkeitsformel ($m s^{-1}$)
Acker	30	$v = 6,6J^{1/2}$
Grünland	25	$v = 5,0J^{1/2}$
Begrünte Abflussmulde	15	$v = 3,0J^{1/2}$
Wald	10	$v = 2,0J^{1/2}$



■ **Abb. 8.3** Hydraulische Radien in m rechteckiger Rinnen und Rillen (links) und Hangmulden (rechts) in Abhängigkeit von Fließtiefe (m) und Wasserspiegelbreite (m) nach den Gleichungen aus ■ Abb. 8.4. Für begrünte Abflussmulden gelten aufgrund der teilweise hohen Rauheit, der parabolischen Querschnitte und der in Folge größeren Wasserspiegelbreite andere Werte

Anfang an einen flachen, konzentrierten, linienhaften Abfluss. Solange die Dämme nicht brechen, bleibt das Einzugsgebiet jeder Dammfurche allerdings klein, weshalb der hydraulische Radius (0,02 m) typischerweise etwas geringer ist als in erosionsbedingten Rinnen. Dennoch fließt der Oberflächenabfluss in Dammkulturen wegen des Wegfalls des schichtförmigen Fließens schneller als in eben angebauten Kulturen, wenn die Dämme in Gefällerrichtung verlaufen. Wesentlich günstiger und ein hervorragendes Mittel zur Minderung der Abflussgeschwindigkeit stellen Dammkulturen dar, bei denen die Dammrichtung von der Gefällerrichtung abweicht, weil dann das Gefälle entlang der Fließstrecke abnimmt. Je stärker die Abweichung von der Gefällerrichtung wird, umso besser; allerdings dürfen die Dämme nicht quer zum Hang angelegt werden, sondern sollten mindestens noch eine Neigung der Fließstrecke von 1 % haben. Bei quer angelegten Dämmen besteht die Gefahr, dass sich das Wasser hinter dem Damm staut, ihn an einer Stelle durchbricht und dann auch alle unterhalb liegenden Dämme durchbrochen werden. Dieses Risiko besteht insbesondere dann, wenn die Dämme eine Hangmulde durchlaufen, weil sie dann in der Tiefenlinie zwangsweise quer zum Gefälle angeordnet sind. Wenn Hangmulden nicht

vermieden werden können, muss bei Dammkulturen, die zur Gefällerrichtung gedreht sind, in der Hangmulde unbedingt eine dauerhaft begrünte Abflussmulde angelegt werden.

8.2.4 Abfluss in Gräben, teilgefüllten Rohren und anderen offenen Gerinnen

Für den Abfluss in Gräben, Bächen und nicht vollständig gefüllten Rohren gelten die allgemeine GMS-Formel (► Gl. 5.5) und die Weg-Zeit-Geschwindigkeitsgleichung (► Gl. 5.3). Zur Bestimmung von Fließzeit und -geschwindigkeit ist zunächst wieder der Fließpfad zu bestimmen und in Abschnitte mit einheitlichen hydraulischen und geometrischen Eigenschaften zu unterteilen. Durchflossene Querschnittsfläche, benetzter Umfang und hydraulischer Radius ergeben sich aus den Ansätzen in ■ Abb. 8.4.

Bei Verrohrungen sind der Verlauf und die verwendeten Materialien oft unbekannt. Zur Bestimmung der Fließpfadlänge wird empfohlen, die Länge aus der direkten Entfernung in Luftlinie zwischen Rohreinlass und Auslass zu verwenden. Daraus ergibt sich auch die mittlere Neigung. Wenn der Leitungstyp nicht erkenn-



Gerinnequerschnitt	Fläche (A)	Benetzter Umfang (U)	Hydraulischer Radius (R)	Wasserspiegelbreite (B)	Fließgeschwindigkeit (%)
	$\frac{D \cdot U}{4} - B \cdot \frac{D - 2 \cdot h}{4}$	$D \cdot \cos^{-1}\left(1 - 2 \cdot \frac{h}{D}\right)$	$\frac{\frac{1}{4} \cdot \left(U - B \cdot \left(1 - 2 \cdot \frac{h}{D}\right) \right)}{\cos^{-1}\left(1 - 2 \cdot \frac{h}{D}\right)}$	$2 \cdot \sqrt{h \cdot (D - h)}$	100
	$b \cdot h$	$b + 2 \cdot h$	$A = \frac{b \cdot h}{b + 2 \cdot h}$	b	53
	$\frac{1}{2} \cdot (B + b) \cdot h$	$b + 2 \cdot \sqrt{\left(\frac{B-b}{2}\right)^2 + h^2}$	$\frac{h/2 \cdot (B + b)}{b + 2 \cdot \sqrt{\left(\frac{B-b}{2}\right)^2 + h^2}}$	$b + 2 \cdot m \cdot h$	52
	$\frac{2}{3} \cdot B \cdot h$	$h = \frac{B - b}{2 \cdot m}$	oder: $\frac{(b + m \cdot h) \cdot h}{b + 2 \cdot h \cdot \sqrt{1 + m^2}}$	B	41

⁽¹⁾ $\varphi = (4 \cdot h) / B$; für $\varphi > 1$ gilt $U = B/2 \cdot (\sqrt{1 + \varphi^2} + 1) / \varphi \cdot \ln(\varphi + \sqrt{1 + \varphi^2})$ und $R = 2 \cdot B \cdot h / (3 \cdot U)$

▣ **Abb. 8.4** Formeln zur Bestimmung von durchflossener Querschnittsfläche, benetztem Umfang und hydraulischem Radius (nach [28–30]). Zur Orientierung, welche Form zu einem hohen Hochwasserscheitel wegen einer hohen Fließgeschwindigkeit führt, ist in der letzten Spalte eine relative Fließgeschwindigkeit angegeben. Bei der Berechnung wurden typische Breiten und Böschungsneigungen sowie ein einheitliches Gefälle und einheitliche Rauheitswerte (Ausnahme Rohr) angenommen und die Wassertiefe so eingestellt, dass in allen Fällen die gleiche Wassermenge pro Zeiteinheit abgeleitet, also die Entwässerung nicht beeinträchtigt wird. Für die Ermittlung der genannten Parameter kann auch auf frei verfügbare, internetbasierte Hydraulikkrechner zurückgegriffen werden, z. B. Gerinnehydraulik online berechnen. ► <https://www.peacesoftware.de/einigewerte/gerinnehydraulik.html>

bar ist, können die Rauheitsbeiwerte von zusammengesetzten Betonrohrleitungen (z. B. für Rohrverbindungen unter Feldzufahrten oder bei Wasserführungen durch Straßen), von (perforierten) PVC-Rohren (neuere Drainagen) oder gebranntem Ton (alte Drainagen) angenommen werden. Die Rauheitsbeiwerte typischer Rohre liegen daher zwischen 70 und 95, wodurch Rohre besonders glatt sind, und der Abfluss in Rohren besonders schnell werden kann. Typische Nennweiten (DN) für Wasserführungen betragen 300 bis 500 mm, Drainagen sind meist kleiner als 200 mm.

Methoden zur Bestimmung der Fließzeit in kleinen Bächen und Flüssen sind in der Literatur bereits gut und umfangreich beschrieben [24]. Für Gewässer existieren zudem fortgeschrittene Verfahren zur Bestimmung von Rauheitsbeiwerten, wie die Anpassungsverfahren nach Einstein/Horton [25], Cowan [26] oder Sellin [27], die es ermöglichen, Rauheitsbeiwerte für gegliederte Gewässerbetten oder heterogene Fließabschnitte abzuschätzen.

8.2.5 Fließzeit durch Wasserkörper und Feuchtgebiete

Die Fließzeit durch Seen, Weiher und Teiche ist relevant, wenn die Konzentrationszeit eines Gebietes ermittelt werden muss und der Fließpfad durch Wasserkörper verläuft. Für Seen mit großem Volumen und hoher Wassertiefe ist dazu die Rückhalterwirkung (Retention) zu bestimmen. Für kleine Weiher und Teiche ist diese oft vernachlässigbar und es kann angenommen werden, dass der Wassertransport durch den Wasserkörper augenblicklich erfolgt (Prinzip der kommunizierenden Röhre), da die Fließstrecke kurz, der hydraulische Radius groß und die Rauheit gering sind. Es wird dann vereinfachend davon ausgegangen, dass jede Erhöhung des Zuflusses eine

unmittelbare Erhöhung des Wasserspiegels verursacht, wodurch im selben Augenblick die gleiche Wassermenge durch den Abfluss abgegeben wird. Die Fließzeit durch den Wasserkörper wird daher gleich null gesetzt. Bei der Bestimmung der Konzentrationszeit eines Einzugsgebietes können kleine Teiche und Weiher daher ignoriert und die Fließzeit bis zum Zu- bzw. ab dem Ablauf nach der Standardmethode mit der GMS-Gleichung bestimmt werden.

Für große Wasserkörper wie Seen kann die Fließzeit nach [22] mithilfe der Wellengeschwindigkeitsgleichung (8.3) und der Weg-Zeit-Geschwindigkeitsgleichung angenähert werden.

$$v_w = \sqrt{g \cdot D_m} \quad (8.3)$$

mit

v_w - Wellengeschwindigkeit (m s^{-1})


g - Erdbeschleunigung ($9,81 \text{ m s}^{-2}$)

D_m - Mittlere Tiefe des Wasserkörpers (m)

Fließgeschwindigkeiten nach der Wellengeschwindigkeitsgleichung sind allgemein sehr hoch. Wirkt der See als Speicher oder Rückhalterraum, weil der Wasserstand gezielt geändert wird, werden Speicherroutingverfahren notwendig, um den Einfluss auf eine Hochwasserwelle zu berechnen. Solche Seen finden sich aber normalerweise nicht in der ländlichen Flur. Sie erfordern wegen der Größe ihres Einzugsgebietes eine Betrachtung auf anderer Maßstabsebene. Die Wellengeschwindigkeitsgleichung kann auch zur Bestimmung der Fließzeit durch Feuchtgebiete verwendet werden, wenn diese über große freie Wasserflächen verfügen.

8.2.6 Bestimmung des hydraulischen Radius

Zur Bestimmung des hydraulischen Radius werden die Geometrie des Fließpfades und die Fließtiefe benötigt. Die Fließtiefe hängt

wiederum von der Geometrie des Fließpfades und der Abflusshöhe ab.  Abb. 8.4 fasst für typische Querschnittsformen die Gleichungen zur Berechnung von Querschnittsfläche, benutztem Umfang und hydraulischem Radius zusammen.

8.3 Das Verhältnisverfahren zur Bestimmung des Scheitelabflusses

Eines der ältesten und einfachsten Verfahren zur Bestimmung des Scheitelabflusses ist das Verhältnis- oder Zeitbeiwertverfahren. Es ist im englischen Sprachraum als „rational method“ Ende des 19. Jahrhunderts bekannt geworden [32]. Variationen des Verfahrens sind weltweit verbreitet und werden aufgrund ihrer einfachen Handhabung auch heute noch zur Ermittlung von Scheitelabflüssen verwendet, z. B. bei der Dimensionierung von Kanalnetzen oder von Entwässerungsmaßnahmen an technischen Bauwerken [33].

Beim Verhältnisverfahren wird davon ausgegangen, dass es hinreichend ist, die Niederschlagsintensität als konstant anzunehmen, und dass die Niederschlagsdauer der Konzentrationszeit des Einzugsgebietes entspricht. Die (mittlere) Regenintensität wird als kritische Regenintensität bezeichnet (Erläuterung s. u.). Unter stationären Bedingungen ergibt sich der zu erwartende (ungünstigste) Scheitelabfluss (q_p) an einem definierten Gerinnequerschnitt dann aus dem Produkt von kritischer Regenintensität (i_D), Einzugsgebietsfläche (A) und einer landnutzungsspezifischen Verhältniszahl (σ).

$$q_p = 2,78 \cdot \sigma \cdot i_D \cdot A_{EZG} \quad (8.4)$$

wobei



q_p - Scheitelabfluss ($l \cdot s^{-1}$)


σ - Verhältniszahl (-)

i_D - Kritische Regenintensität ($mm \cdot h^{-1}$)

A_{EZG} - Einzugsgebietsfläche (ha)

2,78 - Faktor zum Umrechnen der Einheiten

Die Verhältniszahl σ ist dimensionslos und variiert zwischen 0 und 1. Trotz identischem Wertebereich und identischer Dimension entspricht σ nicht dem volumetrischen Abflussbeiwert Ψ . Während der Abflussbeiwert die Abflussmenge relativ zur Niederschlagshöhe angibt, ergibt sich σ beim Umstellen von  Gl. 8.4 aus dem Verhältnis von Scheitelabflussrate zu Regenintensität multipliziert mit überregener Fläche. Konzeptionell kann man sich die Verhältniszahl σ als den (undurchlässigen) Teil der Einzugsgebietsfläche vorstellen, der Abfluss bildet. Nach [32] kann σ entweder direkt durch Abschätzen des relevanten Flächenanteils oder aus Literaturwerten ermittelt werden ( Tab. 8.5). Letztere gelten für den ungünstigsten Fall, bei dem die Niederschlagsdauer mit der Konzentrationszeit des Einzugsgebietes übereinstimmt. Entsprechend der Definition von σ ist die Massenbilanz beim Verhältnisverfahren nicht geschlossen. Daher es ist nicht möglich, mit der Methode auf das Wellenvolumen bzw. den volumetrischen Abflussbeiwert zu schließen. Dieser und weitere, mit dem Verhältnisverfahren verbundene Fallstricke, werden von [34] erläutert.

Das Verhältnisverfahren dient dazu, den für ein bestimmtes Wiederkehrintervall höchstmöglichen Scheitelabfluss zu bestimmen. Daher wird als kritische Regenintensität die maximal zu erwartende Niederschlagsrate angesetzt, die bei einem Regen auftreten kann, dessen Dauer (D) der Konzentrationszeit des Gebietes entspricht. Diese Annahme berücksichtigt den Umstand, dass die Niederschlagsintensität mit zunehmender Regendauer immer geringer wird. Zur Bestimmung der kritischen Regenintensität muss daher die Konzentrationszeit (t_C) bekannt sein. Dabei sollte t_C nach der Geschwindigkeitsmethode bestimmt werden, die in  Abschn. 5.3.3 beschrieben ist.

Mithilfe von t_C kann die kritische Regenintensität aus KOSTRA-Daten [36] abgeleitet werden. Dazu wird für ein gewähltes Wiederkehrintervall und für die nächsthöhere

8.3 · Das Verhältnisverfahren zur Bestimmung des Scheitelabflusses

■ **Tab. 8.5** Verhältniszahlen (σ) ausgewählter Landnutzungstypen. Die angegebenen Werte wurden durch Optimierung ermittelt und gelten nur für den Fall, dass die Niederschlagsdauer der Konzentrationszeit des Gebietes entspricht. Teilweise beziehen sich die Werte auf die hydrologische Bodengruppe (HBG) C (siehe ► Abschn. 8.6). Für HBG A und B können Abschläge und für HBG D können Zuschläge gemacht werden (0,05 je Klasse). Für Ackerflächen sind jeweils zwei Werte angegeben, um abflussmindernde Anbaubedingungen (-), wie Querbearbeitung oder Direktsaatverfahren, von abflussfördernden Bedingungen (+) zu unterscheiden. Verhältniszahlen anderer Landnutzungstypen und HBGs können der Literatur entnommen werden z. B. [35]

Landnutzung	Verhältniszahl (-)
Straßen und Parkplätze (Beton, Asphalt)	0,9
Stadtkerne mit dichter Versiegelung	0,7 – 0,9
Wohngebiete mit aufgelockerter Bebauung	0,3 – 0,7
Weideland (HBG C)	0,25
Reihenkulturen (HBG C)	0,65 ⁻ 0,70 ⁺
Getreide (HBG C)	0,25 ⁻ 0,45 ⁺
Wiesen (HBG C)	0,45
Wald (HBG C)	0,33 – 0,59

Dauerstufe von t_c , sofern $t_c < 2$ h ist, die Regensumme ermittelt. Für $t_c > 2$ h gilt die Dauerstufe, die t_c am nächsten kommt. Der Quotient aus Regenmenge und Dauerstufe liefert die kritische Regenintensität. Ein Überblick über verschiedene, für weite Teile Süddeutschlands typische Größenordnungen von i_D ist in ■ Tab. 8.6 gegeben.

Dem Verhältnisverfahren liegen die Annahmen zugrunde, dass Verhältniszahl, Niederschlagsintensität und Konzentrationszeit innerhalb des Einzugsgebietes konstant sind, weswegen sich der größte Abflussscheitel bei dem Regen einstellt, dessen Dauer der Konzentrationszeit entspricht. Praxiserfahrungen zeigen, dass diese Annahmen typischerweise nur in kleinen (<100 ha), einheitlich strukturierten Gebieten (z. B. gleichmäßige Verteilung versiegelter Fläche, homogene Fließpfadtopologie) mit Konzentrationszeiten zwischen 10 und 300 min zutreffen [35]. Hohe Unsicherheiten und Abweichungen in der Größe von 50 % und mehr gegenüber anderen Verfahren treten beim Verhältnisverfahren mitunter

deswegen auf, da Verluste und Gebietsrückhalt vernachlässigt werden und keine spezifische Ermittlung des abflusswirksamen Niederschlags erfolgt.

Die übliche Anwendung des Verfahrens gliedert sich in folgende Arbeitsschritte:

1. Bestimmung der Einzugsgebietsfläche A_{EZG}
2. Bestimmung der Konzentrationszeit t_c
3. Prüfen, ob die zugrundeliegenden Annahmen der Verhältnismethode die zu untersuchende Situation einschließen
4. Bestimmung der kritischen Niederschlagsintensität i_D
5. Auswahl der Verhältniszahl
6. Berechnung des Scheitelabflusses

8.3.1 Anwendungsbeispiel

Es soll der ungünstigste Scheitelabfluss am Fuß einer 5 ha großen, quadratischen Ackerfläche mit einem mittleren Gefälle von 5 % für einen Starkregen mit einem 30-jährigen Wiederkehrintervall ermittelt

■ **Tab. 8.6** Kritische Regenintensitäten (i_D) in mm h^{-1} für unterschiedliche Wiederkehrintervalle und Niederschlagsdauern im Bereich der für kleine Einzugsgebiete typischen Konzentrationszeiten; berechnet nach KOSTRA [36]. Die dargestellten Werte können näherungsweise für weite Teile Süddeutschlands verwendet werden. Davon ausgenommen sind Mittelgebirgslagen und Voralpenraum bzw. die Alpen, wo im Mittel etwa 10 % bzw. 17 % größere Werte anzusetzen sind

Niederschlagsdauer D (min)	Wiederkehrintervall			
	10 a	20 a	30 a	50 a
10	116	135	146	160
20	70	81	87	95
30	55	63	68	75
60	35	41	44	48

werden. Anhand der Geschwindigkeitsmethode wird die Konzentrationszeit ohne abflussmindernde Maßnahmen auf 24 min geschätzt (Ermittlung nicht dargelegt). Mit abflussmindernden Maßnahmen (Mulchsaat und Querbearbeitung) erhöht sich die Konzentrationszeit auf rund 54 min.

Für die Abschätzung des Scheitelabflusses wird anhand dieser Konzentrationszeiten die kritische Niederschlagsdauer für den ersten Fall mit 30, für den zweiten Fall mit 60 min angesetzt. Nach KOSTRA (vgl. ■ Tab. 4.3) ergibt sich für diese Regendauern und eine

Wiederkehrzeit von 30 Jahren eine Regenmenge von 35 mm bzw. 42 mm. Diese Werte entsprechen mittleren Niederschlagsintensitäten von 70 bzw. 42 mm h^{-1} . Aus ■ Tab. 8.5 ergibt sich im ersten Fall σ mit 0,70, im zweiten Fall mit 0,65 beim Anbau von Reihenkulturen auf einem Standort der hydrologischen Bodengruppe C. Im ersten Fall resultiert ein Scheitelabfluss von 680 l s^{-1} (■ Tab. 8.7). Im zweiten Fall beträgt der Scheitelabfluss 380 l s^{-1} , ist also durch Querbearbeitung und Mulchsaat etwa 50 % niedriger.

■ **Tab. 8.7** Abschätzung des höchsten Scheitelabflusses unterhalb einer 5 ha großen Ackerfläche mithilfe der Verhältnismethode für den ersten der in ■ Abb. 3.1 genannten Fälle

Größe	Einheit	Wert	Kommentar
Gebietsgröße A	ha	5	Gegeben
Konzentrationszeit t_c	min	24	Über die Geschwindigkeitsmethode ermittelt
KOSTRA-Niederschlagsdauerstufe D	min	30	KOSTRA-Dauerstufe, die der ermittelten Konzentrationszeit am nächsten kommt; bei größeren Differenzen kann interpoliert werden
Bemessungsniederschlagshöhe N_B	mm	35	Aus KOSTRA-Daten für einen 30-jährlichen Regen
Kritische Niederschlagsintensität i_D	mm h^{-1}	70	Aus N_B und D berechnet
Verhältniszahl σ	–	0,65	Wert aus ■ Tab. 8.5
Scheitelabflusswert q_p	l s^{-1}	680	Nach ► Gl. 8.4 berechnet

8.3.2 Das erweiterte Verhältnisverfahren

Das erweiterte Verhältnisverfahren (engl. „modified rational method“) erlaubt die Konstruktion einfacher Ganglinien auch bei Regen, deren Dauer von der Konzentrationszeit abweichen, während das normale Verhältnisverfahren nur die maximale Scheitelhöhe schätzt. Der Ansatz wurde entwickelt, um das Verhältnisverfahren zur Dimensionierung von Rückhaltemaßnahmen in Siedlungsgebieten verwenden zu können [35, 37]. Die Anwendung des Verfahrens auf 1400 Abflussereignisse aus 80 verschiedenen Einzugsgebieten in den USA zeigte, dass der Ansatz gleichwertige Ergebnisse wie andere Bemessungsansätze liefern kann, vorausgesetzt, dass der abflusswirksame Niederschlag für alle Ansätze gleich ermittelt wird [38].

Die Modellvorstellung des erweiterten Verhältnisverfahrens beruht darauf, dass bei Niederschlägen, deren Dauer die Konzentrationszeit des Gebietes übersteigt, höhere Abflussvolumina, aber kleinere Wellenscheitel entstehen müssen. Dieser Zusammenhang ergibt sich daraus, dass die Intensität eines Regen mit zunehmender Dauer zurückgeht. Umgesetzt wurde diese Vorstellung, indem die Ganglinie eines Regens

der Dauer $D = t_C$ als gleichschenkliges Dreieck mit einer Basislänge von $2 \cdot t_C$ definiert wurde (Abb. 8.5a). Die Scheitelanstiegs- und Wellenablaufzeit entsprechen also t_C , wodurch von einem sehr geringen Retentionsvermögen im Einzugsgebiet ausgegangen wird (zum Vergleich, beim Dreiecksganglinienverfahren werden, je nach Landnutzung, Wellenablaufzeiten in der Größenordnung von bis zu $2 t_C$ und damit eine asymmetrische Wellenform unterstellt, siehe Abschn. 3.2.1).

Übersteigt die Regendauer D die Konzentrationszeit t_C , resultiert eine trapezförmige Ganglinie (Abb. 8.5b). Ihr Scheitelabfluss wird mit dem normalen Verhältnisansatz (Gl. 8.4) bestimmt. Allerdings wird die kritische Niederschlagsintensität i_D nun für einen Regen mit der Dauer D bestimmt, wobei D größer ist als t_C . Dadurch wird die kritische Intensität und damit auch der Scheitelabfluss kleiner als bei $D = t_C$. Die Scheitelanstiegszeit beträgt weiterhin t_C . Der Scheitel wird über eine Zeitspanne von $(D - t_C)$ gehalten und fällt dann wieder über einen Zeitraum, der t_C entspricht, auf null ab. Für den Fall, dass die Regendauer kleiner als Konzentrationszeit ist, resultiert ebenfalls eine trapezförmige Ganglinie (Abb. 8.5c). Durch das Auseinanderziehen der Welle, das im Trapez zum Ausdruck kommt, ist

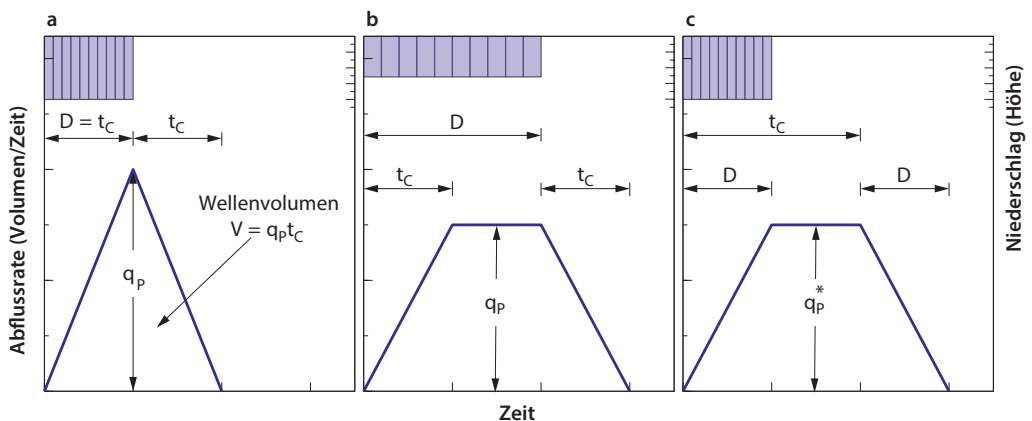


Abb. 8.5 Darstellung verschiedener Ganglinien (blaue Dreiecke und Trapeze), die aus dem modifizierten Verhältnisansatz resultieren, wenn die Regendauer (D) der Konzentrationszeit (t_C) des Gebietes entspricht (a), wenn $D > t_C$ (b) und für den Fall $D < t_C$ (c). Der Regen ist schematisiert durch die vertikalen Balken dargestellt

der Scheitelabfluss wie schon bei den langen Regen relativ gering, obwohl bei kurzen Regen hohe Intensitäten möglich sind. In diesem Fall kommt es zu einem Auseinanderziehen, weil zu keinem Zeitpunkt das gesamte Gebiet Abfluss liefert und die Lieferung je nach Entfernung des Liefergebietes zum Gewässer zu unterschiedlichen Zeiten im Gewässer ankommt. Der ungünstigste Fall ist daher $D = t_C$, weil der die höchste Intensität liefert, bei dem zum Zeitpunkt D (genau am Regenende) auch das gesamte Gebiet liefert und so der höchste Scheitelabfluss entsteht.

Im erweiterten Verhältnisverfahren wird dieser Zusammenhang bei kurzen Regen umgesetzt, indem der Scheitelabfluss (q_P^*) um das Verhältnis von D/t_C vermindert wird (► Gl. 8.5), da zum Zeitpunkt D erst ein Teil des Einzugsgebietes liefert. Dieser Anteil entspricht D/t_C . Erst bei $D = t_C$ liefert das gesamte Einzugsgebiet (D/t_C wird dann 1). Wellenanstiegs- und -ablaufzeit entsprechen bei kurzen Regen nicht mehr t_C , sondern sind auf die Regendauer D beschränkt. Die Phase konstanter Lieferung ergibt sich aus der Differenz ($t_C - D$). Dem liegt die Vorstellung zugrunde, dass selbst nach Ablauf von D (dem Regenende) das Einzugsgebiet weiterhin kontinuierlich liefert, weil der Abfluss schon unterwegs ist. Wie lange er unterwegs ist, bestimmt t_C . (■ Abb. 8.5c). Weitere Informationen sind den genannten Literaturstellen zu entnehmen.

$$q_P^* = 2,78 \cdot \sigma \cdot i_D \cdot A_{EZG} \cdot \frac{D}{t_C} \quad (8.5)$$

8.4 Ableitung von Gebiets- und Bemessungsniederschlägen

Niederschlagsdaten spielen für die Quantifizierung von Wasserflüssen in der Landschaft eine zentrale Rolle, z. B. wenn ein historisches Hochwasserereignis rekonstruiert oder eine Maßnahme zum Wasserrückhalt dimensioniert werden soll. Je nach Fragestellung kommen dabei unterschiedliche

Niederschlagsdaten zum Einsatz: Zur Rekonstruktion historischer Ereignisse werden idealerweise Messdaten verwendet. Die Dimensionierung von Maßnahmen orientiert sich dagegen meist an gebietspezifischen Niederschlagsszenarien mit bestimmten statistischen Eigenschaften. Dafür werden i. d. R. synthetische Modellregen eingesetzt, für die unterschiedliche Möglichkeiten der Ableitung existieren.

In den Unterkapiteln werden zunächst allgemeine Kenngrößen, Grundlagen und Definitionen von Niederschlägen wiederholt. Im Anschluss folgt die Ableitung von Gebietsniederschlägen aus (historischen) Messdaten. Danach wird auf synthetische Modell- und Bemessungsregen eingegangen. Am Ende sind einige Beispiele zur Erstellung von Gebiets- und Modellregen und zur statistischen Einordnung extremer Niederschläge aufgeführt.

8.4.1 Grundlagen, Kenngrößen und Definitionen

Niederschlag ist ein Sammelbegriff für aus der Atmosphäre ausfallendes Wasser und umfasst neben Regen, Schnee und Hagel auch Tau, Nebel und Reif. Für die Hochwasserentstehung ist nur der Regen, bei plötzlichem Wetterumschwung im Winter unter Umständen auch das schnelle Schmelzen großer Schneemengen relevant. Die an einem Ort maximal mögliche Regenmenge ist durch die in der Luftmasse verfügbare Menge an Wasserdampf limitiert. Sie wiederum wird von der Temperatur bestimmt. Je wärmer die Luftmasse, umso mehr Wasser kann sie aufnehmen. Aus diesem Grund sind die Niederschlagshöhen extremer Starkregen im Sommer deutlich höher als die im Winter. Aus dem gleichen Grund muss im Zuge der Klimaerwärmung auch mit einer Zunahme hochwasserauslösender Niederschlagsereignisse gerechnet werden (vgl. ► Abschn. 8.4.6).

Die wichtigsten Kenngrößen zur Beschreibung von Starkregenereignissen sind

Niederschlagshöhe und -dauer. Die Niederschlagshöhe beschreibt die Regenmenge, gemessen in einer Volumeneinheit (z. B. Liter) bezogen auf eine definierte Fläche (z. B. 1 m^2). Aus dem Quotienten einer Volumen- und einer Flächeneinheit ergibt sich eine Längeneinheit, weshalb die Niederschlagshöhe üblicherweise in mm oder seltener in cm angegeben wird. Wird die Niederschlagshöhe auf eine bestimmte Zeitspanne bezogen, ergibt sich die Regenintensität oder -stärke, typischerweise in mm h^{-1} oder mm d^{-1} .

Prozesse wie Erosion oder Oberflächenabfluss sind räumlich begrenzt und zeitlich an das Auftreten von Regenintensitätsspitzen gekoppelt. Ihre Betrachtung erfordert daher relativ hoch aufgelöste Niederschlagsdaten mit Zeitintervallen $\leq 1 \text{ h}$. Für langfristige Simulationen des Wasserhaushalts oder Klimaprojektionen genügen oft Zeitintervalle von $\geq 1 \text{ d}$. Neben der Niederschlagshöhe und -dauer sind in zweiter Instanz der zeitliche Verlauf der Niederschlagsintensität sowie die räumliche Verteilung bedeutsam. Für spezifische Bemessungsfragen ist zusätzlich die statistische Wiederkehrzeit (T_n) relevant. Sie gibt die Wahrscheinlichkeit, dass ein Ereignis definierter Stärke (Starkniederschlag, Hochwasser) eintritt oder überschritten wird, als durchschnittliche Zeitspanne in Jahren an. Dadurch kann anschaulich von zum Beispiel 50- oder 100-jährlichen Ereignissen gesprochen werden. Wichtig ist, dass das nur im Durchschnitt gilt und über die wahre Zeitspanne zwischen zwei z. B. 100-jährlichen Ereignissen keine Aussage gemacht werden kann.

Der Niederschlag, wie er an Wetterstationen gemessen wird, gilt nur für einen Punkt. Will man den Niederschlag in einem Einzugsgebiet wissen, braucht man den Gebietsniederschlag. Er beschreibt die über eine definierte Zeit summierte und über eine bestimmte Fläche gemittelte Niederschlagsmenge. Gebietsniederschläge beziehen sich daher immer auf eine konkrete Fläche, meist ein Einzugsgebiet und eine definierte Zeit-

spanne. Eine typische Gebietsniederschlagsangabe kann zum Beispiel lauten: In einem Gebiet hat es von 10 bis 16 Uhr in Summe 65 mm geregnet.

8.4.2 Bestimmung von Gebietsniederschlägen aus Messdaten

Messdaten können als Punktmessungen (Stationsdaten), Radaraufzeichnungen von Niederschlagsfeldern oder als Kombinationen daraus vorliegen. Die Art und Weise, wie Gebietsniederschläge aus Messdaten erzeugt werden, hängt von der Fragestellung, dem Naturraum und dem verwendeten Datentyp ab. Berücksichtigt werden hier nur Stationsdaten, die vor allem zur Rekonstruktion historischer Ereignisse oft die einzige verfügbare Quelle darstellen, und der Einsatz kombinierter Stations- und Radardaten. Beide Datentypen haben unterschiedliche Nachteile und Vorzüge und können meist kostenfrei über das Internet bezogen werden. Für praktische Anwendungszwecke wird die Nutzung der Radardaten empfohlen, weil sie flächen- und zeitdeckend vorliegen, hohe räumliche und zeitliche Auflösung haben und weil sie bereits Gebietsniederschläge sind (nämlich vom 1-km^2 -Rasterflächen).

8.4.3 Radardaten

Radardaten werden vom DWD in zwei Produkten bereitgestellt. In einer sogenannten Radar-Online-Aneichung (RADOLAN) kombiniert der DWD seit 2005 punktuell erfasste Regenmengen an über 1000 Niederschlagsstationen mit Wetterradardaten [39, 40]. Stationsdaten können den zeitlichen Verlauf und die Niederschlagshöhe an einem Ort zwar präzise erfassen, nicht aber die räumlichen Muster zwischen einzelnen Stationen. Für Wetterradar gilt das Gegenteil. Radar kann den bodennahen Niederschlag nicht

direkt messen, dafür aber die räumliche Verteilung von Wasser in der Atmosphäre sehr gut bestimmen. Die Kombination beider Datenquellen verbindet daher die Vorteile verschiedener Messtechniken. Die Aneicherung erfolgt stündlich, sodass die Daten fast in Echtzeit zur Verfügung stehen und für aktuelle Hochwasserprognosen verwendet werden können. Anschließend werden die Daten weiteren aufwendigen Korrekturverfahren unterzogen und die Daten von weiteren ca. 3000 Wetterstationen werden eingespeist. Diese Auswertungen dauern über ein Jahr, stehen also nicht aktuell zu Verfügung, verbessern aber das Ergebnis signifikant. Dieser Datensatz wird dann RADKLIM (Radar-Klimatologie) genannt [41] und stellt die beste, aktuell verfügbare Datenbasis in Deutschland bereit.

Radardaten können zeitlich hochaufgelöst (5-min, 60-min oder 24 h), in einer Intensitätsauflösung von 0,1 mm und in einer räumlichen Auflösung von 1 km² kostenfrei und flächendeckend für ganz Deutschland über das Internet¹ bezogen werden. Zur Analyse von Hochwasserereignissen sind Daten in wenigstens stündlicher Auflösung angeraten. Die Bereitstellung der Rasterdaten im Climate Data Center des DWD im Internet erfolgt binär und im ASCII-GIS-Format. Bei stündlichen Werten existiert daher pro Stunde eine Rasterdatei mit Niederschlagswerten für ganz Deutschland bzw. 24 Dateien pro Tag (bei 5-min Auflösung sind es entsprechend $5 \times 12 \times 24 = 1440$ Dateien pro Tag). Die Messwerte für einen bestimmten Ort können am einfachsten in einem Geographischen Informationssystem (GIS) bestimmt werden, indem die Radar-Rasterkacheln mit den Koordinaten des gewünschten Ortes überlagert werden. Die Koordinatenangaben der Rasterdaten beziehen sich dabei immer auf den linken unteren Eckpunkt des Gebiets in „Radar-Projektion“. Messwerte sind in

0,1 mm angegeben. D. h. ein Wert von 127 entspricht einer Niederschlagshöhe von 12,7 mm. Fehlwerte sind mit -1 kodiert, negative Werte kommen nicht vor. Neben den eigentlichen Daten ist auch eine Kurzeinführung in das RADOLAN-Format sowie eine Viewer-Software zum Betrachten der Daten unter der angegebenen Internetadresse im Climate Data Center des DWD zu finden. Eine offizielle Export- oder Abfragefunktion des DWD, die beispielsweise Ganglinien des (Gebiets-)Niederschlags für definierte Gebiete direkt aus den Radardaten erzeugt, existiert gegenwärtig nicht. Als Alternative steht seit Juni 2018 jedoch die quelloffene, auf Python basierende ArcGIS Erweiterung „Radproc“ zur Verfügung [42]. Sie schließt diese Lücke und erleichtert das Datenmanagement. Trotzdem ist die Handhabung der Radar-Daten gegenwärtig noch aufwendiger als die von Stationsdaten.

Um schließlich Gebietsniederschläge aus Radardaten und allgemein aus Rasterdaten abzuleiten, wird bei wasserwirtschaftlichen Fragestellungen in Einzugsgebieten <5 km² empfohlen, den Gebietsniederschlag als arithmetisches Mittel der einzelnen Rasterzellen zu bestimmen.

8.4.4 Stationsdaten

Stationsdaten von Niederschlagsmessern, sogenannten Ombrometern, erfassen direkt den zeitlichen Verlauf und die Niederschlagshöhe an einem Ort. Die entstehenden Ganglinien sind einfach und intuitiv zu handhaben. Stationsdaten sind auch historisch von hoher Bedeutung. Für die Nachrechnung abgelaufener Hochwasserereignisse und allgemein für Zeiträume vor der Jahrtausendwende sind Stationsdaten oft der einzig verfügbare Datentyp. Ein Nachteil von Stationsdaten ist, dass es sich um Punktmessungen handelt, die nur mithilfe von Annahmen in die Fläche übertragen werden können. Hinzu kommt, dass Niederschlagsstationen teils nur Tagessummen

1 Climate Data Center des DWD: ftp://ftp.dwd.de/pub/CDC/grids_germany/hourly/radolan

8.4 · Ableitung von Gebiets- und Bemessungsniederschlägen

erfassen und die zeitliche Auflösung, z. B. für die Simulation von Hochwasserprozessen, in feinere Intervalle umgerechnet werden muss. Geeignete Ansätze, Datenquellen und Hinweise zum Umgang mit Unsicherheiten werden im Folgenden kurz skizziert. Da ihre Anwendung jedoch häufig fundierte Kenntnisse erfordert, wird nicht vertieft darauf eingegangen. Sofern möglich, sollten für praktische Anwendungsfragen immer Radardaten verwendet werden, auch wenn diese in der Handhabung oft mühsamer sind.

Wichtige Quellen für Niederschlagsmessdaten sind insbesondere das Climate Data Center des Deutschen Wetterdienstes (FTP-Server: <ftp://ftp-cdc.dwd.de/pub/CDC/>). Darüber hinaus unterhalten private Anbieter z. B. Kachelmannwetter (► www.kachelmannwetter.com), aber auch Behörden wie die Wasserwirtschafts-, Umwelt- und Landwirtschaftsverwaltungen (z. B. Agrarmeteorologische Messnetz in Bayern, ► <http://www.wetter-by.de>), Nationalparke und diverse Kommunen und Zweckverbände der Wasserversorgung und Abwasserbeseitigung weitere (lokale) Messnetze. Auf Anfrage können diese Daten meist bereitgestellt werden.

Für die Bestimmung von Gebietsniederschlägen aus Punktmessungen sind, abhängig von der Gebietsgröße, ggf. Daten von mehreren Messstellen und Interpolationsverfahren erforderlich. Sie erlauben es, die an Niederschlagsstationen gemessenen Werte in die Fläche zu übertragen und damit Karten der räumlichen Niederschlagsverteilung oder Ganglinien des mittleren Gebietsniederschlags zu erstellen. In kleinen Gebieten (<10 km²) und einer Messstelle wird oft vereinfachend angenommen, dass der Messwert der Punktmessung repräsentativ für das gesamte Gebiet und damit dem Gebietsniederschlag gleichzusetzen ist. Dies ist aber mehr Hoffnung als Wissen, denn Radardaten zeigen, dass die Ausdehnung konvektiver Niederschlagszellen, die Sturzfluten auslösen können, in etwa 90 % der Fälle kleiner als 10 km ist [43], und die Gradienten darin sind

enorm, weil der Niederschlag am Rand der Zelle praktisch auf null abfällt [44]. Dass sich das Untersuchungsgebiet, die Konvektionszelle und die Messstation so ideal überdecken, dass die Daten der Messstation repräsentativ sind, ist also unwahrscheinlich. Daher werden Regenmesserdaten oft mit sogenannten Flächenreduktionsfaktoren auf die Größe des Einzugsgebietes skaliert [45–47].

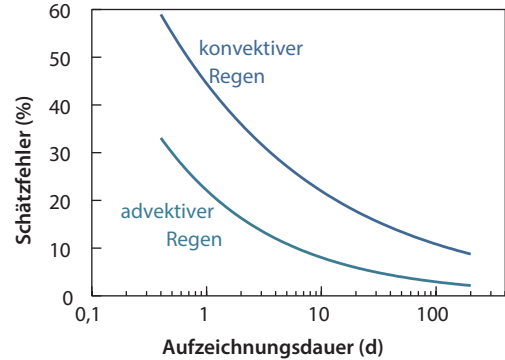
Ist das Gebiet größer als 10 km² oder ist keine Messstelle vorhanden, muss der Gebietsniederschlag aus anderen, weiter entfernten Messstellen geschätzt werden, wobei mindestens drei Messstationen berücksichtigt werden sollten. Einfache Ansätze umfassen beispielsweise die arithmetische Mittelung, Isohyeten oder Thiessen-Polygone. In größeren Gebieten oder Regionen mit ausgeprägten Höhenunterschieden sind aufwendigere Interpolationsmethoden, idealerweise geostatistische Verfahren, z. B. multiple Regressionen, Rasterpunkt-Verfahren [48, 49] oder Kriging [50] angeraten. Durch die Berücksichtigung der Höhenlage kann die Interpolationsgüte im Allgemeinen deutlich verbessert werden. Das gilt bereits für Untersuchungsgebiete, die Höhenunterschiede von einigen Hundert Metern aufweisen. Grundlagen zu den Verfahren können auch den einschlägigen Lehrbüchern entnommen werden (z. B. [51–55]).

Neben einer räumlichen Schätzung des Niederschlags ist in bestimmten Fällen auch eine Veränderung der zeitlichen Auflösung der vorhandenen Niederschlagswerte erforderlich. Das umfasst einerseits das Aggregieren, bei dem beispielsweise Stunden- zu Tageswerten aufsummiert werden. Aggregieren geht immer mit einem Verlust an Information über die Variation in feineren Zeiteinheiten (subskalige Variabilität) einher. Der umgekehrte Schritt wird Disaggregation genannt. Hier werden mithilfe bestimmter Annahmen zeitlich grob aufgelöste Daten in Werte feinerer Auflösung transformiert. Dadurch können Daten unterschiedlicher zeitlicher Auflösung kombiniert werden,

und die Schätzgüte des Gebietsniederschlags kann durch die Berücksichtigung zusätzlicher Stationsdaten verbessert werden. Mögliche Ansätze werden u. a. von Gebner [56] beschrieben.

Praxistaugliche Empfehlungen hinsichtlich der erforderlichen räumlichen und zeitlichen Auflösung von Niederschlagsmessdaten hängen immer von der Untersuchungsfrage ab und sind dadurch schwierig zu verallgemeinern. Obwohl bekannt ist, dass selbst in Gebieten $< 1,5 \text{ km}^2$ eine enorme, kleinräumige Niederschlagsvariation auftritt [57], liegen in der Praxis meist deutlich dünnere Messnetze aus Niederschlagsstationen vor. Zur Schätzung von Gebietsniederschlägen in Gebieten $< 200 \text{ km}^2$ empfehlen Schaake et al. [50], wenigstens drei meteorologische Stationen zu verwenden. Dabei wird angenommen, dass die Daten einer Niederschlagspunktmessung repräsentativ für eine Fläche von ca. 70 km^2 sind, was wesentlich unter der Auflösung von Radardaten liegt und daher nur ein Notbehelf sein kann.

Bedingt durch die Auflösung der Messgeräte und der Genauigkeit der Schätz- und Übertragungsmethoden ist die Bestimmung des (Gebiets-)Niederschlags generell mit großen Unsicherheiten behaftet. Im Allgemeinen sind diese bei konvektiven Niederschlägen (Gewitterzellen) deutlich größer als bei großflächigen Niederschlägen (Landregen) und bei kurzen Bezugszeiträumen (Stunden, Minuten) größer als bei langen. Messfehler des Niederschlags am Messpunkt des Niederschlags liegen üblicherweise im Bereich von 5–10 %. In Einzelfällen, z. B. bei starkem Wind oder Schnee sind auch Messfehler von 20–30 % möglich [54]. Hinzu kommen Unsicherheiten bei der Interpolation in die Fläche, wodurch in Summe häufig Fehler in der Größenordnung von mindestens 20 % auftreten. Bei kurzen, lokal begrenzten Starkregen ist der Fehler oft noch deutlich größer (Abb. 8.6) [55, 59]. Werden Stationsdaten verwendet, wird generell empfohlen, eine zumindest grobe Plausibilitätsprüfung



■ **Abb. 8.6** Größenordnung typischer Messfehler bei der Bestimmung der Gebietsniederschlagshöhe aus einer Messstation für ein 1 km^2 großes Gebiet in Abhängigkeit von dem Niederschlagstyp und der Aufzeichnungsdauer (Daten nach [54])

durchzuführen. Ein Prüfen auf negative Werte, Folgen identischer Werte und eine Plausibilisierung des Niveaus der Extremwerte lässt sich mit einfachen Mitteln umsetzen. Aufwendigere Prüfungen, z. B. auf zeitliche Konsistenz (Gradienten zwischen den Zeitschritten), innere Konsistenz (z. B. Vergleich Luftfeuchte mit Niederschlag) oder räumliche Konsistenz (Vergleich mit Nachbarstationen) sind für die meisten praktischen Anwendungen dagegen zu aufwendig.

8.4.5 Synthetische Gebietsniederschläge

Als synthetische Gebietsniederschläge (Modellregen) werden in der Praxis Daten der koordinierten Starkniederschlagsregionalisierung (KOSTRA) des Deutschen Wetterdienstes verwendet. Grundlagen des Datensatzes und ausgewählte Karten der Starkniederschlagshöhen für Deutschland sind im Hauptteil in ► Abschn. 4.4.2 beschrieben.

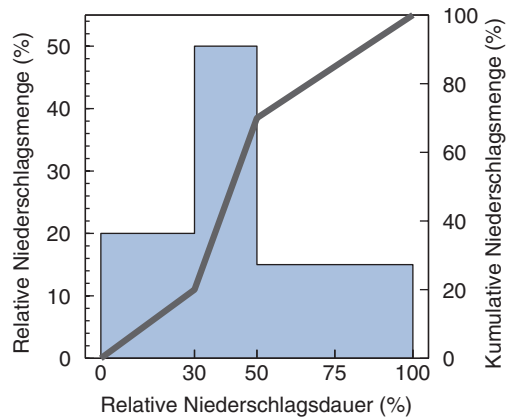
Entscheidend für Bemessungsaufgaben sind die Wahl von Jährlichkeit und Dauerstufe, da mit zunehmender Regendauer die Niederschlagshöhe zu-, die Regenintensität

■ **Tab. 8.8** Zeitliche Niederschlagsverteilung für Bemessungsniederschläge entsprechend DVWK [61]

Verteilung	Statistische Kennzeichen
Blockregen	Konstante Niederschlagsintensität während des gesamten Ereignisses
Anfangsbetont	in den ersten 20 % der Niederschlagsdauer fallen 50 % der Niederschlagssumme, in den nächsten 30 % der Niederschlagsdauer 20 % und im dritten und vierten Viertel der Niederschlagsdauer je 15 % der Niederschlagssumme
Mittenbetont	in den ersten 30 % der Niederschlagsdauer fallen 20 % der Niederschlagssumme, in den nächsten 20 % der Niederschlagsdauer 50 % und im dritten und vierten Viertel der Niederschlagsdauer je 15 % der Niederschlagssumme
Endbetont	im ersten und zweiten Viertel der Niederschlagsdauer fallen je 15 % der Niederschlagssumme, in den folgenden 30 % der Niederschlagsdauer 20 % und in den letzten 20 % der Niederschlagsdauer 50 % der Niederschlagssumme

aber abnimmt. Entsprechend nimmt bei größeren Dauerstufen das Abflussvolumen zu. Ebenso nimmt zunächst der Abflussscheitel auch zu, bis die Regendauer D der Konzentrationszeit t_c entspricht. Bei noch größeren Dauerstufen nimmt rechnerisch der Scheitel wieder ab, weil die mittlere Intensität abnimmt, während die Abflussvolumina mit zunehmender Dauerstufe weiter steigen. Für mittlere Bedingungen und Planungsaufgaben kann aber auch vereinfachend davon ausgegangen werden, dass der Regen der nächstgrößeren Dauerstufe immer noch der gleiche Regen ist, der den größten Scheitel erzeugt hat, nur dass in den hinzugekommenen Zeiten die Intensität deutlich geringer ist. Unter diesen Umständen bleibt der Abflussscheitel derselbe und damit konstant. Diese Perspektive hat den Vorteil, dass die maßgebende Niederschlagshöhe unabhängig von Gebietseigenschaften definiert werden kann. Dieses Vorgehen wurde beispielsweise im Leitfaden zum Kommunalen Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg [60] aufgegriffen, wo Starkniederschläge einheitlich als Regen mit einer Dauerstufe von $D=1$ h definiert wurden.

Zusätzlich zu Jährlichkeit und Dauerstufe ist zur Bestimmung von Bemessungsregen die zeitliche (und ggf. auch räumliche) Verteilung festzulegen. Dafür existieren unterschiedliche Ansätze, wobei in der wasserwirtschaft-



■ **Abb. 8.7** Empfohlene, mittenbetonte zeitliche Niederschlagsverteilung für Bemessungsniederschläge; die blaue Fläche zeigt den relativen Niederschlag, die Linie die kumulative Niederschlagsmenge

lichen Praxis meist DVWK-Empfehlungen [61, 62] verwendet werden. Sie unterscheiden anfangs-, mitten- und endbetonte Niederschlagsverteilungen sowie den Blockregen (■ Tab. 8.8 und ■ Abb. 8.7).

In der Realität ist die zeitliche Niederschlagsverteilung meist deutlich komplexer und mehrgipflige (sogenannte bi- und multimodale) Verteilungen sind die Regel. Entscheidend für die Praxis ist, dass die DVWK-Verteilungen unterschiedliche Abflussscheitel verursachen. Dies ist wichtig, weil der Abflussscheitel meist die Höhe des Schadens und die geschädigte Fläche


bestimmt. Die kleinsten Scheitelabflüsse entstehen meist, wenn ein Blockregen angenommen wird. Eine konstante Niederschlagsintensität ist allerdings in der Regel unrealistisch, gerade bei kurzen, konvektiven Starkregen. Die höchsten Scheitel treten normalerweise bei endbetonten Regen auf, da der Abflussbeiwert mit zunehmender Regendauer zunimmt. Sofern für Bemessungsaufgaben nicht vom ungünstigsten Fall ausgegangen werden soll, ist die Verwendung eines mittenbetonten Niederschlags mit drei verschiedenen Intensitätsstufen ein guter Kompromiss. Er wird daher, analog zu den Empfehlungen in [61], als Standard zur Abschätzung von Abflussscheiteln und für Dimensionierungsfragen empfohlen.



Alternativ zur DVWK-Empfehlung kann die zeitliche Verteilungen von Modellregen auch nach Euler (Typ 2) [63] oder anhand des statistischen Ansatzes von Otter und Königer [64] festgelegt werden. Beide Verfahren werden in Deutschland unter anderem zur Bemessung von Entwässerungssystemen eingesetzt [33]. Bei der Euler-Verteilung (Typ 2) tritt die größte Niederschlagsintensität bei 30 % der Regendauer auf. Die zeitliche Verteilung wird aus KOSTRA-Niederschlagsdauern und -höhen abgeleitet. Dabei wird angenommen, dass z. B. der größte Tagesniederschlag auch den größten Stundenniederschlag und den größten 10-min-Niederschlag eines bestimmten Wiederkehrintervalls enthält. Dadurch sind hohe Intensitäten, die für kleine Gebiete maßgebend sind, ebenso enthalten, wie Spitzenwerte größerer Dauer, die für größere Gebiete maßgebend sind und hohe Abflussvolumina verursachen.

Otter und Königer leiten die zeitliche Verteilung von Niederschlagsintensitäten aus historischen Ganglinien ab. Dadurch können normierte, regionale Intensitätsverläufe für Modellregengruppen erstellt werden [65]. Die Ableitung der Kenngrößen ist allerdings aufwendig und langjährige Niederschlagsganglinien ($\geq 20\text{--}30$ a) sind erforderlich. Ein solches Vorgehen ist auch

in anderen Ländern, darunter den USA, verbreitet. Dort werden gebietstypische Niederschlagsverteilungen skaliert, sodass die Niederschlagshöhe einer definierten Jährlichkeit erreicht wird [66]. Für Deutschland liegen entsprechende Auswertungen nicht flächendeckend vor. Um das Vorgehen nachzuziehen, kann die Methode auf Einzelereignisse angewendet werden. Dazu wird ein historisches Ereignis ausgewählt, z. B. das größte Ereignis der letzten 10 Jahre im Untersuchungsgebiet, der zeitliche Verlauf wird übernommen, und die Niederschlagshöhe wird in jedem Intervall so skaliert, dass sie einer definierten Jährlichkeit, z. B. nach KOSTRA-DWD entspricht (s. Bsp. in ► Abschn. 8.4.7.2). Aktuelle Auswertung bestätigen, dass mit derartigen Ansätzen der Hochwasserwellenablauf und die Wellenüberlagerung in größeren Einzugsgebieten realistischer wiedergegeben werden als durch Verwendung der DVWK-Verteilungen. Das gilt insbesondere für längere Regen und Gebiete mit ausgeprägten Höhenunterschieden, wie Mittelgebirgslagen oder (vor) alpine Landschaftsräume. Dort weicht die zeitliche Niederschlagsverteilung durch Stau-effekte und charakteristische atmosphärische Strömungsmuster häufig stark von den DVWK-Verteilungen ab [67].

Sind Jährlichkeit, Dauerstufe und zeitlicher Verlauf definiert, müssen daraus Folgen mit gleichen (äquidistanten) Zeitintervallen erstellt werden. Die Wahl des Zeitschrittes orientiert sich wieder an der Fragestellung. Prinzipiell gilt für Hochwasser: Je detaillierter die gewünschte Darstellung und je kleiner das Gebiet, desto feiner die erforderliche zeitliche Auflösung. Eine zu grobe Auflösung führt unweigerlich dazu, dass der Abflussscheitel zu niedrig ausfällt, da die Spitzen bei einer zu starken Mittelung nicht aufgelöst werden können. Bei Regendauern ≥ 10 h und Fließzeiten > 2 h genügen oft stündliche Werte; bei kürzeren Ereignissen und Fließzeiten sind Zeitintervalle von 5, 10 oder 20 min vorzuziehen. Beispiel: Angewendet auf einen 10-h, mittenbetontem Modellregen ($N=100$ mm),

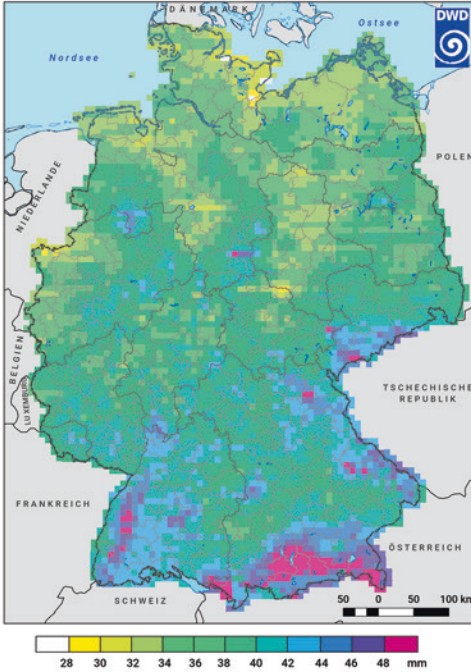
bei dem 20 % des Niederschlags in den ersten 30 % der Niederschlagsdauer fallen, wären nach  Tab. 8.8 20 mm Niederschlag in 3 h anzusetzen. Verteilt auf stündliche Intervalle ergeben sich für die ersten drei Zeitschritte der Ganglinie Niederschlagsintensitäten von $20 \text{ mm}/3 \text{ h} = 6,7 \text{ mm h}^{-1}$. In den nächsten zwei Intervallen wären es jeweils 25 mm h^{-1} , usw. Bei der Aufteilung der Werte in feinere Zeitschritte wird üblicherweise angenommen, dass die Regenintensität innerhalb der feineren Zeitschritte konstant ist.

Neben KOSTRA stehen weitere Datenprodukte zur Verfügung: Als Referenz zur Abschätzung noch seltener Extremwerte eignen sich beispielsweise die Maximierten Gebietsniederschlagshöhen (MGN) [68] oder für definierte Wiederkehrzeiten ($T_n = 1000 \text{ a}$ und $T_n = 10.000 \text{ a}$) der PEN-LAWA-Datensatz (Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags in Deutschland) [69]. Um den kombinierten Einfluss von Schneeschmelze und Starkregen zu erfassen, wurde der REWANUS-Datensatz (Regionalisierung der Extremwerte der Wasserabgabe aus Niederschlag und Schneedecke) entwickelt, der auf Anfrage beim DWD bezogen werden kann. Ein weiterer, zunehmend an Bedeutung gewinnender Datensatz sind Extremwertauswertungen von Radardaten [70, 71]. Verglichen mit den KOSTRA-Daten aus dem Bodenmessnetz unterscheiden sich die Radardaten vor allem im Raummuster bei kurzen Dauerstufen stark ( Abb. 8.8; vergleiche a und b). Die Radardaten zeigen insbesondere, dass kurze Starkregen (und damit Sturzfluten) überall auftreten können. Die Flecken der Karte entstehen nur, weil 17 Jahre Radardaten zu kurz sind, um an jedem Ort einen kurzen, heftigen Starkregen zu erfassen. Erst mit zunehmender Dauerstufe gleichen sich die räumlichen Unterschiede zwischen Daten aus dem Bodenmessnetz und denen aus dem Radar an ( Abb. 8.8; vergleiche c und d), und die Verteilung der Extremwerte wird im Wesentlichen von der Topographie bestimmt [72].

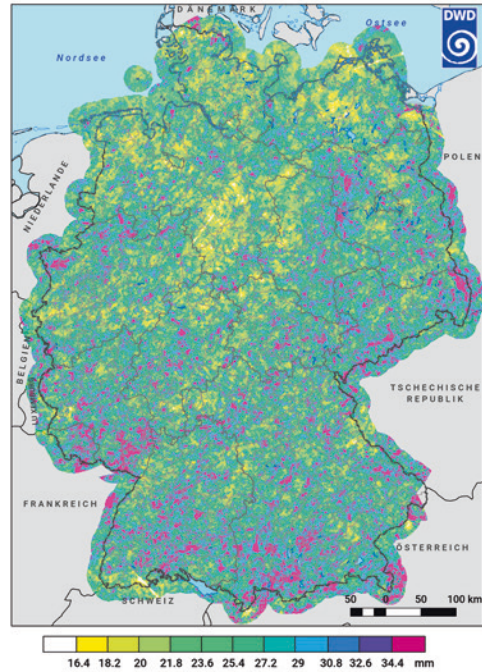
8.4.6 Veränderungen durch den Klimawandel

Eine Veränderung der Niederschlagsdynamik (Häufigkeit, Intensität) durch den Klimawandel ist omnipräsent [73], konkrete Angaben über Ausmaß und die räumlichen und zeitlichen Veränderungen sind jedoch noch immer mit großen Unsicherheiten behaftet. Auswertungen historischer Stationsmessdaten belegen eine starke Zunahme erosiver Starkregen in Deutschland in den vergangenen Jahrzehnten [74–76]. Gleiche Trends ergeben auch die Auswertungen von Radardaten und Klimaprojektionen. Letztere legen nahe, dass sich die Niederschlagsmenge 10-jährlicher Starkregeneignisse zwischen 2010 und 2040 um etwa 10 % erhöhen wird [77]. Ähnliche Ergebnisse sind auch für die Veränderung typische Großwetterlagen, wie *Tief Mitteleuropa* vorhanden, die in der Vergangenheit mit dem Auftreten schwerer Sturzfluten und Flussüberschwemmungen einhergegangen sind [78]. Die Autoren gehen davon aus, dass die Häufigkeit des Auftretens dieser Wetterlagen bei uns von 1950 bis 2100 um 50 % zunehmen wird. Zeitreihen von Stationsniederschlagsmessungen und Radardaten zeigten, dass die Erosivität seit den 1970er-Jahren bereits um 66 % zugenommen hat [79]. Diese Trends decken sich auch mit der Zunahme schwerer Gewitter und Hagelstürme [80], die auf dem physikalischen Zusammenhang zwischen Lufttemperatur und der in der Luft gespeicherten Wassermenge beruhen. Dabei ist der Anstieg bei Starkregen etwa doppelt so stark, als man allein aufgrund der Clausius-Clapeyron-Gleichung oder ihrer Vereinfachung, der August-Roche-Magnus-Gleichung, erwarten kann [76]. Außerdem nehmen die Intensitäten zu [81, 82]. Hinzu kommt, dass durch die Erderwärmung die Winde abgebremst werden [83], wodurch die Wahrscheinlichkeit steigt, dass konvektive Regenzellen längere Zeit über einem Ort verweilen. Auch wenn die Regenmenge insgesamt nicht steigt, führt das doch

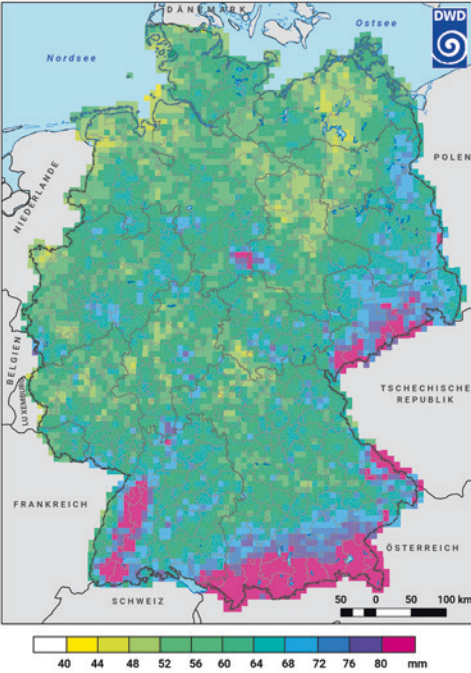
a $D = 1\text{ h}$ $T_n = 20\text{ a}$



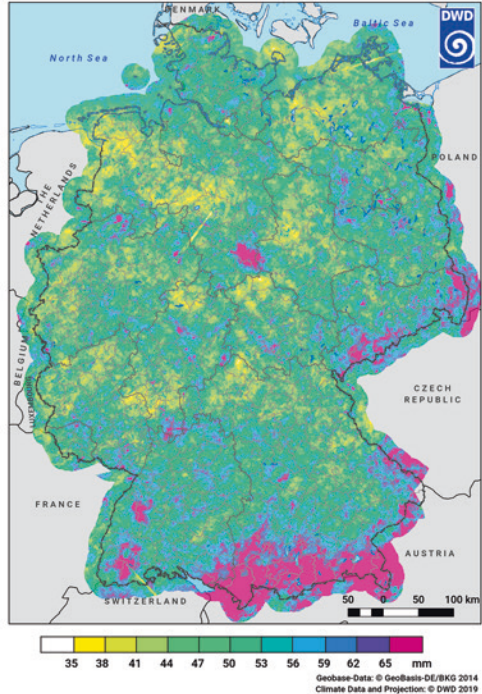
b $D = 1\text{ h}$ $T_n = 20\text{ a}$



c $D = 12\text{ h}$ $T_n = 20\text{ a}$



d $D = 12\text{ h}$ $T_n = 20\text{ a}$



▣ **Abb. 8.8** Vergleich der Extremwertauswertung einstündiger (obere Zeile) und 12-stündiger (untere Zeile), 20-jährlicher Niederschläge in Deutschland basierend auf dem Bodenmessnetz (1951–2010; linke Spalte) und den Radardaten (2001–2018; rechte Spalte). (Quelle: Deutscher Wetterdienst 2019)

dazu, dass in nächster Nachbarschaft Orte viel zu viel und viel zu wenig Regen bekommen. Das Simbach-Ereignis [84, 85] ist ein hervorstechendes Beispiel dafür. Ein im Grunde moderater Regen hat Schäden in Milliardenhöhe und mehrere Tote hinterlassen, weil sich das konvektive Zell-Cluster innerhalb von zwei Tagen um weniger als 10 km bewegt hat und dadurch über genau einem Einzugsgebiet abgerechnet ist. Zusammenfassend muss daher davon ausgegangen werden, dass sich die Anzahl schwerer Starkregen in den kommenden 30 Jahren (bis 2050) gegenüber dem aktuellen Stand (2015) etwa verdoppeln wird.

8.4.7 Anwendungsbeispiele zur Festlegung von Bemessungsniederschlägen

8.4.7.1 Erstellung eines Modellregens aus KOSTRA-Daten

■ Aufgabenstellung

Zum Wasserrückhalt in der Fläche sollen im Einzugsgebiet des Waginger Sees im Rupertiwinkel im Landkreis Traunstein (Oberbayern) Kleinstrückhaltebecken in der Landschaft installiert werden. Zur Abschätzung ihres Volumens werden unterschiedliche Bemessungsniederschläge nach KOSTRA benötigt. Es ist daher zu ermitteln, mit welchen Niederschlagshöhen in der Region zu rechnen ist, wenn es 1, 3, 12 oder 24 h (Dauerstufe $D=1, 3, 12$ und 24) regnet und die statistische Wiederkehrhäufigkeit dieser Regen 2, 10 oder 50 Jahren entspricht (Jährlichkeit $T_n=2, 10$ und 50 a). Um konkrete Abflussganglinien für die Zuflüsse Schinderbach und Höllenbach zu erstellen, ist es zudem erforderlich, die ermittelten KOSTRA-Niederschlagshöhen in Modellregen zu überführen. Benötigt wird dafür eine

Ganglinie mit etwa 10 gleichlangen Intervallen. Es kann von mittleren Verhältnissen ausgegangen werden und eine mittenbetonte Verteilung entsprechend [61] verwendet werden. Hier wird beispielhaft die Ganglinie für einen Fall ($D=3$ h, $T_n=10$ a) erzeugt.

■ Erforderliche Daten und Hilfsmittel

- Geographisches Informationssystem
- Koordinaten des Waginger Sees, alternativ topographische Karte
- KOSTRA-DWD Datensatz (Version 2010R)

■ Lösung

1. Bestimmung der Bemessungsniederschlagshöhen: Durch Überlagerung der KOSTRA-Rasterelemente mit dem Einzugsgebiet des Waginger Sees in einem Geographischen Informationssystem werden relevante Zellen identifiziert und mögliche Niederschlagsextreme für unterschiedliche Dauerstufen und Wiederkehrintervalle ermittelt (■ Tab. 8.9). Die kurzen Dauerstufen geben Auskunft über mögliche Niederschlagsmengen bei konvektiven Ereignissen (Gewittern), die langen Dauerstufen über ergiebige Landregen.
2. Ableitung einer Ganglinie für den Bemessungsniederschlag $N_B=53$ mm ($D=3$ h, $T_n=10$ a): Zunächst wird ein mittenbetonter Modellregen entsprechend der DVWK-Verteilung konstruiert. Für mittenbetonte Niederschläge gilt nach ■ Tab. 8.8, dass in den ersten 30 % der Niederschlagsdauer 20 % der Niederschlagssumme fallen, in den nächsten 20 % der Niederschlagsdauer 50 % und im dritten und vierten Viertel der Niederschlagsdauer je 15 % der Niederschlagssumme. Für den konkreten Fall ergibt sich für das erste Intervall von $3 \text{ h} \cdot 0,3 = 54$ min eine Regenmenge von $53 \cdot 0,2 = 11$ mm, usw.

Tab. 8.9 Niederschlagshöhen in mm für unterschiedliche Dauerstufen (D) und Wiederkehrintervalle (T_n) entsprechend KOSTRA, Version 2010R im Untersuchungsgebiet

	D=1 h	D=3 h	D=12 h	D=24 h
$T_n = 2 \text{ a}$	28	35	48	64
$T_n = 10 \text{ a}$	42	53	73	96
$T_n = 50 \text{ a}$	55	72	99	129

Tab. 8.10 Konstruktion einer mittenbetonten Ganglinie für einen Bemessungsniederschlag von 53 mm innerhalb von 180 min. Die Spalten 1 bis 5 sind der aufsummierte Zeiteanteil, der Niederschlagsanteil des Zeitschritts, die aufsummierte Zeit, der Niederschlag des Zeitschritts, der aufsummierte Niederschlag

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
Σt	ΔN_B	t (min)	ΔN_B (mm)	ΣN_B (mm)
0,3	0,2	54	11	11
0,5	0,5	90	27	37
0,75	0,15	135	8	45
1	0,15	180	8	53

8

Eine einfache tabellarische Lösung für beliebige Intervalle ist möglich, indem die relativen Zeit- und Niederschlagsanteile der gewählten Verteilung von **Tab. 8.8** in Spalte 1 und 2 von **Tab. 8.10** übernommen werden. Durch Multiplikation der relativen Zeit mit der Regendauer D (min) und der relativen Niederschlagsanteile (ΔN_B) mit der Bemessungsniederschlagshöhe (mm) resultieren absolute Werte (Spalte 3 und 4 in **Tab. 8.10**). Zur Kontrolle kann Spalte fünf erzeugt werden, in der die Werte aus Spalte 4 aufsummiert werden. Der unterste Wert muss mit der vorgegebenen Bemessungsniederschlagshöhe (N_B) übereinstimmen. Eine grafische Darstellung (**Abb. 8.9**) macht deutlich, dass im zweiten Intervall, in dem am meisten Regen fällt, die Intensität besonders hoch ist, weil die Dauer dieses Intervalls kürzer als das der anderen ist.

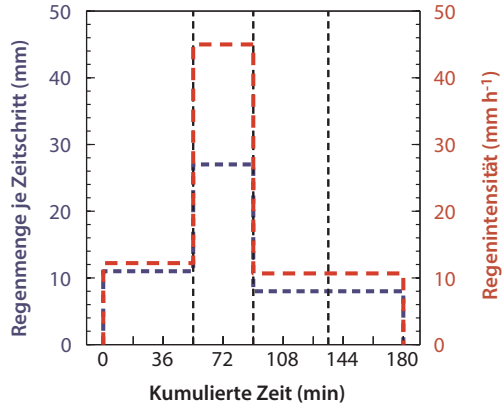
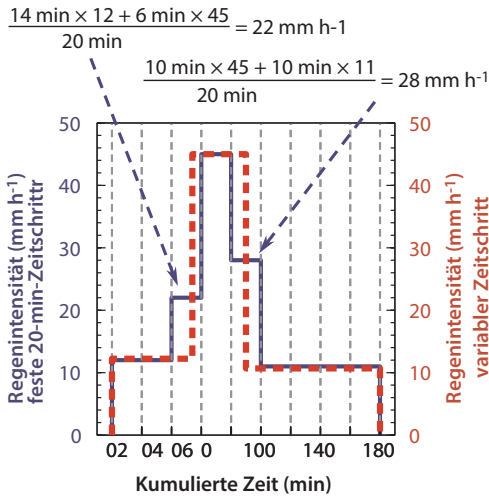


Abb. 8.9 Regenmenge je Zeitintervall und daraus abgeleitete Regenintensität für einen mittenbetonten Bemessungsniederschlag von 53 mm innerhalb von 180 min. Die Gitterlinien trennen die vier vorgegebenen Zeitintervalle für einen mittenbetonten Niederschlag

Um die Ganglinie für die Modellierung zu erzeugen, werden die Intervalle von **Tab. 8.10** in feinere und äquidistante Intervalle aufgeteilt. In den meisten Fällen (und auch für die vorliegende Fragestellung) reicht es, den Regen in ca. 10 gleichlange Intervalle aufzuteilen. In dem Fall wäre es besonders einfach, zehn Intervalle à 18 min zu bilden. Dann würde die erste Intensität für die ersten drei Zeitschritte gelten, die zweite Intensität für die nächsten zwei Zeitschritte und die letzten fünf Zeitschritte hätten die dritte bzw. die gleich hohe vierte Intensität (vergleiche die Markierungen auf der x-Achse von **Abb. 8.9**, die 18-min-Intervalle abgrenzen). Etwas schwieriger wird es, wenn man das Intervall z. B. auf $\Delta t = 20 \text{ min}$ festlegt.

8.4 · Ableitung von Gebiets- und Bemessungsniederschlägen



■ **Abb. 8.10** Aufteilung (Disaggregation) der Ganglinie des Bemessungsniederschlags mit wenigen, ungleich langen Zeitschritten aus ■ Abb. 8.9 (rote Linie) in neun gleich lange (äquidistante) Zeitintervalle von 20 min Länge (blaue Linie). Die Regenmenge je Zeitschritt ist ein Drittel (20 min/60 min) der dargestellten Intensität bei festem 20-min-Zeitschritt

Den Rechenweg im dritten und fünften Zeitintervall, in denen bei konstantem 20-min-Intervall die Regenintensität des mittenbetonen Modellregens wechselt, veranschaulicht ■ Abb. 8.10.

8.4.7.2 Skalierung eines historischen Regens

■ Aufgabenstellung

Aus Gründen des Gewässerschutzes sollen der Nährstoffeintrag und die Abschwemmung von Bodenmaterial in den Vilstal-Stausee in Niederbayern reduziert werden. Um die Stofffrachten in dem wichtigsten Zufluss, dem Schwimmbach, zu ermitteln und das Potenzial von Rückhaltemaßnahmen abzuschätzen zu können, sollen Modellrechnungen durchgeführt werden. Dafür ist eine Niederschlagsganglinie als Eingabegröße erforderlich. Es soll ein 6-stündiger KOSTRA-Niederschlag ($D = 6 \text{ h}$) verwendet

■ **Tab. 8.11** Niederschlagsganglinie eines historischen Regens (N) und daraus abgeleitete Ganglinie des Bemessungsregens (N_B)

(1)	(2)	(3)
Zeit (h)	N_h (mm)	N_B (mm)
1	3	10,2
2	2	6,8
3	1	3,4
4	4	13,6
5	5	16,9
6	3	10,2
Summe	18	61

werden, der statistisch alle 30 Jahre erreicht oder überschritten wird ($T_n = 30 \text{ a}$). Um lokale meteorologische Gegebenheiten zu berücksichtigen, soll die Ganglinie dabei der Ganglinie eines historischen, im Gebiet erfassten Regens (N_h) entsprechen (Spalte 1 und 2 in ■ Tab. 8.11).

■ Erforderliche Daten und Hilfsmittel

- Geographisches Informationssystem
- Einzugsgebietsgrenze des Untersuchungsgebietes (auch aus DGM oder topographischer Karte ableitbar)
- KOSTRA-DWD Datensatz (Version 2010R)

■ Lösung

1. Bestimmung der Bemessungsniederschlagshöhe (N_B): In einem Geographischen Informationssystem werden die Rasterelemente des KOSTRA-Datensatzes ($D = 6 \text{ h}$, $T_n = 30 \text{ a}$) mit dem Einzugsgebiet des Schwimmbachs überlagert (■ Abb. 8.11). Der nordwestliche Teil des Gebietes wird von Rasterelementen der Klasse 55–60 mm überdeckt, der übrige Teil von Rasterelementen mit 60–70 mm. Unter der Annahme, dass ein einheitlicher Wert das Gebiet hinreichend genau beschreibt,

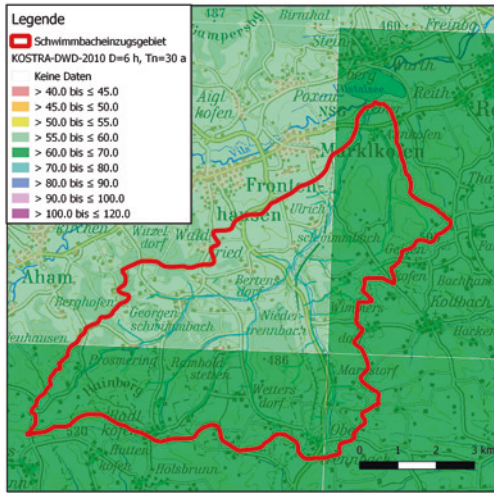


Abb. 8.11 Schematische Darstellung von Topographischer Karte (Hintergrund), Grenze des Schwimmbacheinzugsgebietes bei Marklkofen in Niederbayern (rote Linie) und Starkregenhöhe nach KOSTRA-DWD Version 2010R (grüne, halbtransparente Polygone) (Geobasisdaten: Bayerische Vermessungsverwaltung)

wird der Mittelwert gebildet und $N_B = 61$ mm festgelegt.

2. Ermittlung des Skalierungsfaktors (C_s) für das historische Ereignis. Der Faktor ergibt sich aus dem Quotienten der Bemessungsniederschlagshöhe ($N_B = 61$ mm) und der Höhe des gemessenen Niederschlags ($N_h = 18$ mm):

$$C_s = \frac{\sum N_B}{\sum N_h} = \frac{61}{18} = 3,39 \quad (8.6)$$

3. Skalierung des historischen Regens: Die Ganglinie des Bemessungsregens wird abgeleitet, indem jeder Wert des beobachteten Ereignisses (Spalte 2 in **Tab. 8.11**) mit dem ermittelten Skalierungsfaktor $C_s = 3,39$ multipliziert wird. Die resultierenden Werte zeigt Spalte 3 in **Tab. 8.11**. Die unterschiedlichen Regensummen des historischen und des skalierten Modellregens bei gleichem zeitlichem Verlauf sind in **Abb. 8.12** dargestellt.

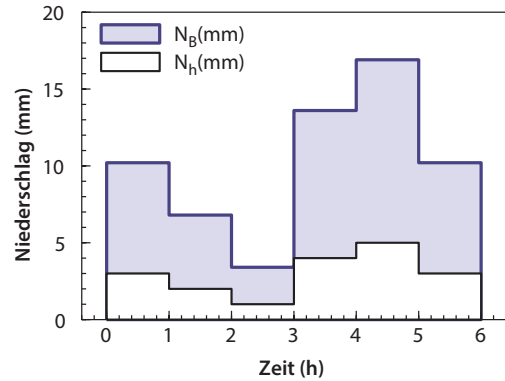


Abb. 8.12 Ableitung eines 6-h synthetischen Bemessungsregens (N_B) aus gemessenen historischen Daten (N_h) durch Multiplikation der stündlichen Messwerte mit einem Faktor ($C_s = 3,39$)

8.4.7.3 Rekonstruktion und Erstellung einer Niederschlagsganglinie aus Radardaten

Aufgabenstellung

In der Nacht vom 08. auf den 09.06.2016 traten bei Günzburg, Wertingen und Augsburg mehrere lokale Starkregen auf. Ausuferungen des Riemgrabens bei Günzburg verursachten dabei unter anderem die Vollsperrung der Bundesstraße B16. Ein Hauptproblem dieses Ereignisses war, dass die hohen Fließgeschwindigkeiten große Schlammfrachten aus der Fläche in ein kleines Gewässer, den Riemgraben, und von dort bis in eine Unterführung der B16, den Mühlwegtunnel, transportierten. Im Tunnel verstopfte der mitgeführte Schlamm die Straßenentwässerung und verhinderte so den Ablauf des Wassers über die Kanalisation², wodurch weiträumige Straßensperrungen erforderlich wurden. Um die Abflussbildung zu untersuchen

2 <http://www.augsburger-allgemeine.de/dillingen/Ueberflutungen-nach-Starkregen-Wodroht-jetzt-Hochwasser-id38030907.html>

und die Fließpfade im Einzugsgebiet des Riemgrabens ($A_{EZG} = 5,6 \text{ km}^2$) nachzuvollziehen, soll das Ereignis mithilfe einfacher Modellrechnungen rekonstruiert werden. Als Modelleingabe ist unter anderem eine Niederschlagsganglinie erforderlich, die aus Radardaten rekonstruiert werden soll, da die umliegenden Niederschlagsstationen die gewittrigen Schauer aufgrund der kleinen räumlichen Ausdehnung nicht erfasst hatten.

■ Erforderliche Daten und Hilfsmittel

- Geographisches Informationssystem
- Koordinaten des Einzugsgebietes des Riemgrabens bei Günzburg (z. B. WGN25 Datensatz) oder topographische Karte
- Radardaten des 08. und 09.06.2016 in stündlicher Auflösung (z. B. im ascii-Format, verfügbar im Climate Data Center des DWD, hier wird zur Illustration mit RADOLAN Daten gearbeitet, alternativ und teilweise besser geeignet ist der RADKLIM Datensatz)

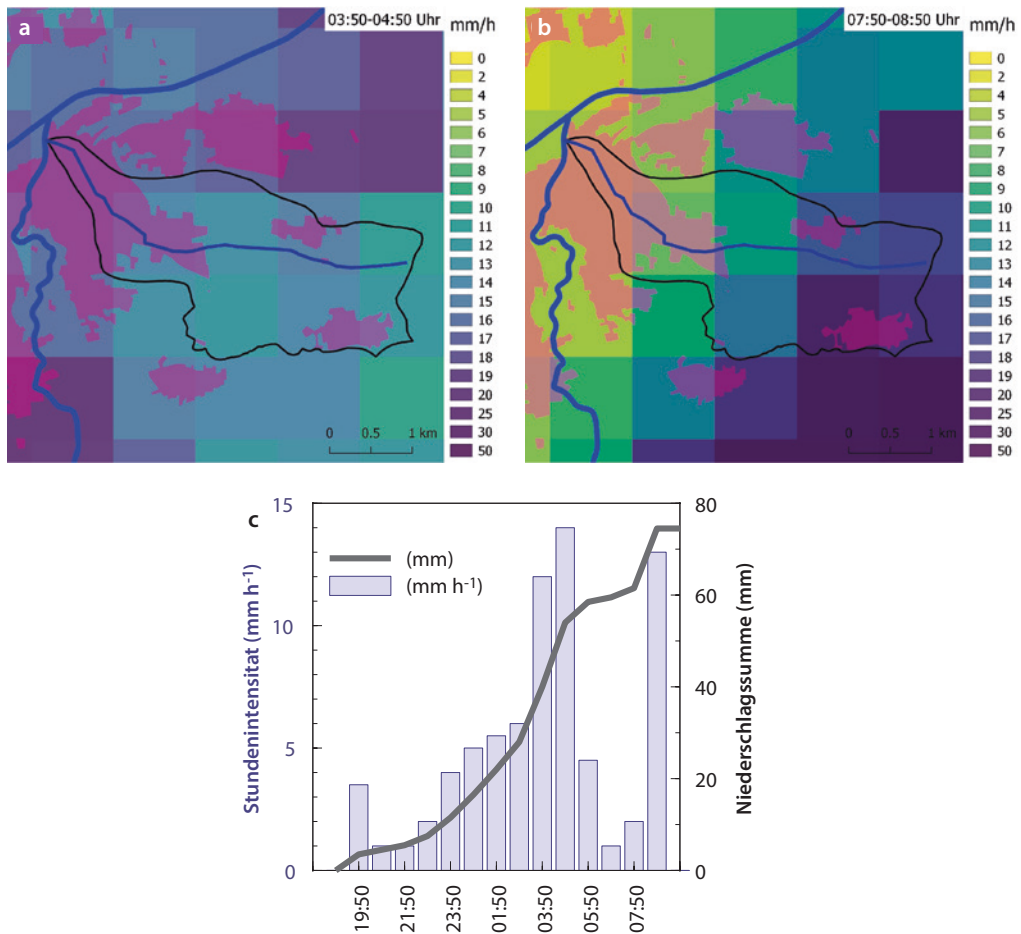
■ Lösung

Um die Niederschlagsganglinie zu erzeugen, müssen die relevanten Rasterzellen in den RADOLAN-Daten (Flächenabdeckung: ganz Deutschland, eine Datei pro Stunde) identifiziert werden. Die erforderliche Ganglinie ergibt sich, indem die Pixelwerte über den Zeitraum des Regens aneinandergereiht werden. Ist lediglich eine RADOLAN-Kachel relevant, können die Pixelwerte direkt ausgelesen werden. Wird das Gebiet von mehreren Rasterzellen überdeckt, ergibt sich der Gebietsniederschlag aus dem Mittel der einzelnen Zellen.

Die Identifizierung der Pixel kann auf unterschiedlichen Wegen erfolgen. Eine Möglichkeit besteht darin, die Koordinaten des Einzugsgebietes in das RADOLAN-Koordinatensystem zu übersetzen. Dadurch lassen sich die Zeilen- und Spaltenindizes der relevanten Rasterkacheln ermitteln und die Niederschlagswerte können direkt aus der Rasterdatei (ascii Format) entnommen werden. Dieser Ansatz erfordert

außer einem Werkzeug zur Koordinatentransformation keine weiteren speziellen Computerprogramme. Alternativ kann die Bestimmung der Rasterzellen und -werte visuell in einem Geographischen Informationssystem erfolgen. Die wesentlichen Arbeitsschritte dieses Weges werden im Folgenden skizziert; Details werden aufgrund der Vielzahl unterschiedlicher GIS-Programme und Versionen aber nicht beschrieben:

1. Erforderliche RADOLAN-Daten herunterladen und zusammen mit den Geodaten im GIS visualisieren (Hinweise zum Umgang mit der RADOLAN-Projektion sind im Downloadbereich des DWD zu finden). Ggf. Anlegen und Laden einer Layer-Datei, um alle RADOLAN-Daten einheitlich darzustellen.
2. Identifizierung der relevanten Rasterzellen durch Überlagerung des Untersuchungsgebietes mit den RADOLAN-Daten: Das Einzugsgebiet des Riemgrabens wird durch zehn RADOLAN-Zellen abgedeckt. Für die Bestimmung der Ganglinien des Gebietsniederschlags eignen sich Werkzeuge wie „Zonale Statistik“, die im Standardumfang von GIS-Programmen enthalten sind. Sie erlauben unter anderem, den Mittelwert der in dem Fall zehn Rasterzellen zu ermitteln, die mithilfe eines Polygons (Einzugsgebietsgrenze) identifiziert werden. Bei kurzen Regendauern kann der Schritt von Hand für jede RADOLAN-Datei einzeln durchgeführt werden. Müssen viele Dateien verarbeitet werden, bietet sich eine automatisierte Abarbeitung an. Eine Visualisierung der Arbeitsschritte im GIS bietet den Vorteil, dass zeitliche und räumliche Muster in den Regenmengen deutlich werden (■ Abb. 8.13, a und b).
3. Durch Aneinanderreihung der mittleren Rasterwerte jeder Stunde ergibt sich für die Nacht vom 08. auf den 09.06.2016 ein Gebietsniederschlag von rund 75 mm in



▣ **Abb. 8.13** Räumliche Verteilung der Niederschlagsstundensummen (bunte Kacheln) um 4 Uhr (a) bzw. 8 Uhr morgens (b) am 09.06.2016 über dem Einzugsgebiet (schwarze Linie) des Riemgrabens (dünne blaue Linie) bei Günzburg (rosa Fläche). Der Riemgraben mündet in die Günz und diese in die Donau (dicke blaue Linien). Den RADOLAN-Daten nach (c) fielen in der Nacht knapp 75 mm Niederschlag mit maximalen Stundenintensitäten von fast 15 mm h⁻¹ (Geobasisdaten: Bayerische Vermessungsverwaltung)

14 h. Es handelte sich um einen zeitlich mitten- bis endbetonten Verlauf (▣ Abb. 8.13 c).

8.5 Bestimmung der Abflusshöhe nach Lutz

Eine Alternative zum CN-Verfahren zur Bestimmung der abflusswirksamen Niederschlagshöhe ist das Verfahren von Lutz [86]. Es berücksichtigt wesentliche Mechanismen

und basiert auf Modellvorstellungen, die auch anderen Standardverfahren wie dem Konzept koaxialer Graphiken [87, 88] oder dem CN-Verfahren [89] zugrunde liegen. Die Ableitung des Verfahrens und die Schätzung der Variablen beruht auf Auswertung von 961 Niederschlag-Abfluss-Ereignissen aus 75 Einzugsgebieten in verschiedenen Regionen Deutschlands (Einzugsgebietsgröße 3–250 km²). Modifikationen des ursprünglichen Verfahrens und Vergleiche mit anderen Verfahren werden von [90] und

8.5 · Bestimmung der Abflusshöhe nach Lutz

[91] beschrieben. Da das Verfahren in der operationellen wasserwirtschaftlichen Praxis in Deutschland eine gewisse Bedeutung erlangt hat [92], wird es hier beschrieben.

Beim Lutz-Verfahren wird, wie beim CN-Verfahren, von einem gewissen Rückhalt zu Beginn eines Regens ausgegangen. Erst wenn der Niederschlag die Anfangsverluste übersteigt, fließt ein Teil des folgenden Regens ab. Die resultierende, abflusswirksame Niederschlagshöhe ergibt sich aus Standort- und ereignisspezifischen Eigenschaften: Berücksichtigt werden Anfangsverluste und ein maximaler Abflussbeiwert, die beide von der Landnutzung und hydrologischen Eigenschaften des Bodens abhängen, sowie ereignisspezifische Kenngrößen (Niederschlagshöhe, Vorfeuchte und Jahreszeit). Zudem verfügt das Modell über drei Parameter, die üblicherweise als Kalibriergrößen verwendet werden. Letztere stellen einen wesentlichen Unterschied zum CN-Verfahren dar, da sie eine Anpassung des Modells an gebietsspezifische Bedingungen ermöglichen. Der Einsatz von Kalibriergrößen birgt jedoch auch Nachteile, da die ursächlichen Gründe, die die Modellanpassung erfordern, meist im Unklaren bleiben. Zusätzlich sind lange Messreihen erforderlich, um die Kalibriergrößen robust zu bestimmen. Die Übertragung angepasster Modellparameter auf andere Gebiete, selbst auf Teilgebiete oder die Anwendung des Modells im Extrapolationsbereich ist damit streng genommen unzulässig.

Konzeptionell ergibt sich die abflusswirksame Niederschlagshöhe beim Lutz-Verfahren aus der Summe des von unbebauten ($N_{\text{eff,U}}$) und von bebauten Gebieten ($N_{\text{eff,S}}$) abfließenden Niederschlags (► Gl. 8.7–8.9). Unbebaut ist dabei nicht landwirtschaftlich zu verstehen, sondern meint nicht-versiegelte Flächen. Auf unbebauten Flächen wird der abfließende Niederschlag aus zwei Komponenten ermittelt: Die erste ist statisch und durch den maximalen Abfluss-

beiwert definiert (linker Term von ► Gl. 8.8). Der maximale Abflussbeiwert ist der prozentuale Anteil des Niederschlags, der bei einem unendlich langen und großen Regen abfließt. In diesem Aspekt ähneln sich Lutz- und CN-Verfahren stark, da die von Lutz verwendeten Abflussbeiwerte aus CN-Werten abgeleitet wurden. Sie variieren in Abhängigkeit von Landnutzung, hydrologischer Bodenklasse und der Bewirtschaftungsweise und können Nachschlagetabellen (► Tab. 8.12) entnommen werden. Die zweite Komponente des Modells (rechter Term von ► Gl. 8.8) trägt dem Umstand Rechnung, dass der Abflussanteil erst mit zunehmender Sättigung der Speicherkapazität des Bodens steigt. Hier gehen ereignisspezifische Variablen und gebietsspezifische Konstanten ein. Bei ungünstigen Bedingungen (z. B. undurchlässige Böden mit geringem Speichervermögen, spärliche Vegetationsbedeckung, hohe Vorfeuchte) wird der rechte Term klein und der Abfluss strebt gegen den vom linken Term definierten, maximal möglichen Abfluss. Bei günstigen Bedingungen (z. B. durchlässige Böden mit hohem Speichervermögen, hohe Vegetationsbedeckung, geringe Vorfeuchte) wird der rechte Term groß und der resultierende Abfluss in Folge gering. In bebauten Gebieten wird ein konstanter Abflussbeiwert verwendet und davon ausgegangen, dass nach Abdeckung des Anfangsverlustes der komplette Niederschlag abfließt (► Gl. 8.9), wobei auch für diese Gleichung Variationen beschrieben sind, um beispielsweise den Versiegelungsgrad zu berücksichtigen [93].

$$S = N - N_{\text{eff}} = N - (N_{\text{eff,U}} + N_{\text{eff,S}}) \quad (8.7)$$

Wobei

S - Gebietsrückhalt (mm)

N - Gebietsniederschlag (mm)

N_{eff} - Abfließender Teil des Niederschlags (mm)

$N_{\text{eff,U}}$ - Abfluss von unversiegelten Flächen (mm)

$N_{\text{eff,S}}$ - Abfluss von versiegelten Flächen (mm)

Tab. 8.12 Maximale Abflussbeiwerte (Ψ_{\max}) (–) für unterschiedliche hydrologische Bodengruppen und Landnutzungstypen (verändert nach [86]). Um ackerbauliche Bewirtschaftungspraktiken wie nicht-wendende Bodenbearbeitung (NW), Mulchsaat ($MS_{5-30\%}$), Mulchdirektsaat ($MS_{>30\%}$) und höhenlinienparallelen Anbau (HP) zu berücksichtigen, sind die jeweiligen maximalen Abflussbeiwerte um die unten angegebenen Faktoren zu reduzieren. Letztere wurden mithilfe linearer Regressionen aus CN-Werten abgeleitet. Dabei wurde angenommen, dass die von Lutz in den 1980er-Jahren definierten Ψ_{\max} -Werte den CN-Werten für „poor conditions“ entsprechen und infiltrationsfördernde Bedingungen („good conditions“) z. B. durch Fruchtfolgen mit Klee gras und Leguminosen, hohe durchgehende Bedeckung, gute Bodenstruktur und ausgeprägte Bodenfauna den Effekten einer nicht-wendenden Bodenbearbeitung gleichgesetzt werden können

	Acker ^a			Grünland		Sonstige	Wald
Hydrologische Bodengruppe ^b	Reihen- kulturen	Getreide- anbau	Klee gras, Lu zerne, etc.	Weide- land	Dauer- wiese	Haine, Obstanlagen, u. Ä.	Wald
A	0,62	0,54	0,51	0,34	0,10	0,17	0,17
B	0,75	0,70	0,68	0,60	0,46	0,48	0,48
C	0,84	0,80	0,79	0,74	0,63	0,66	0,62
D	0,88	0,85	0,84	0,80	0,72	0,77	0,70
Bewirtschaftung	Reduktionsfaktoren						
NW	6 %	3 %	–	–	–	–	–
$MS_{5-30\%}$	4 %	2 %	–	–	–	–	–
$MS_{>30\%}$	15 %	8 %	–	–	–	–	–
HP	5 %	4 %	–	–	–	–	–
HP + NW	11 %	7 %	–	–	–	–	–
HP + $MS_{5-30\%}$	9 %	8 %	–	–	–	–	–
HP + $MS_{>30\%}$	16 %	10 %	–	–	–	–	–
HP + NW + $MS_{>30\%}$	17 %	13 %	–	–	–	–	–

^aSonderkulturen wie Spargel, Hopfen, Gemüse oder Wein sind wie Reihenkulturen (z. B. Kartoffeln, Mais, Zuckerrübe und Sonnenblumen) zu behandeln

^bKurzbeschreibung der hydrologischen Bodengruppen:

A: Schotter, Kies, Sand (sehr durchlässig, kleinster Abfluss)

B: Feinsand, Löss, leicht tonige Sande (durchlässig, mäßiger Abfluss)

C: Bindige Böden mit Sand, Mischböden: lehmiger Sand, sandiger Lehm, tonig-lehmiger Sand (mäßig durchlässig, mittlerer Abfluss)

D: Tone, Lehm, dichter Fels, stauender Untergrund (relativ undurchlässig, großer Abfluss)

8.5 · Bestimmung der Abflusshöhe nach Lutz

und

$$N_{eff,U} = \left[(N - A_{V,U}) \cdot \Psi_{max} - \frac{\Psi_{max}}{a} \cdot \left(1 - e^{-a \cdot (N - A_{V,U})} \right) \right] \cdot \frac{A_{EZG} - A_S}{A_{EZG}} \quad (8.8)$$

$$N_{eff,S} = (N - A_{V,S}) \cdot \Psi_S \cdot \frac{A_S}{A_{EZG}} \quad (8.9)$$

Hier sind:

$A_{V,U}$ - Anfangsverlust unversiegelter Flächen (mm)

$A_{V,S}$ - Anfangsverlust versiegelter Flächen (mm)

Ψ_{max} - Maximaler Abflussbeiwert unversiegelter Flächen bei unendlich großen Regen (-)

a - Proportionalitätsfaktor (1/mm)

A_{EZG} - Einzugsgebietsfläche (km²)

A_S - versiegelte Einzugsgebietsfläche (km²)

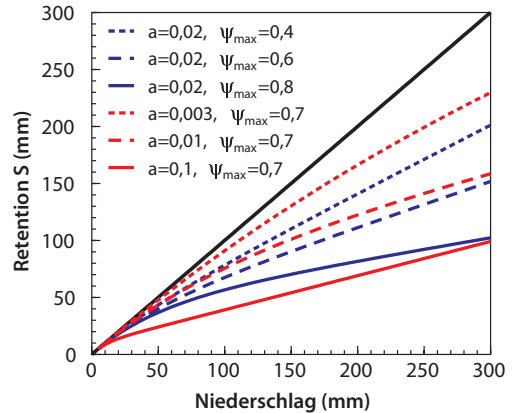
Ψ_S - Abflussbeiwert versiegelter Flächen (-)

Den größten Einfluss im ländlichen Raum haben der maximale Abflussbeiwert (Ψ_{max}) und der Proportionalitätsfaktor (a). Bei großem Faktor a strebt der zweite Term in der Klammer von ► Gl. 8.8 gegen null und der Abfluss wird durch den maximalen Abflussbeiwert bestimmt. Ein kleiner Faktor a reduziert dagegen den Abfluss bzw. erhöht den Rückhalt. Die Parameter a und Ψ_{max} sind gleichermaßen sensitiv und in ihrer Wirkung ähnlich wenn auch reziprok. Sie können sich zum Teil gegenseitig ersetzen (► Abb. 8.14).

In ländlichen Einzugsgebieten ohne nennenswerte Bebauung und Straßen gilt $N_{eff,S} = 0$ und $A_S = 0$, wodurch ► Gl. 8.9 entfällt und ► Gl. 8.8 vereinfacht werden kann:

$$N_{eff} = (N - A_{V,U}) \cdot \Psi_{max} - \frac{\Psi_{max}}{a} \cdot \left(1 - e^{-a \cdot (N - A_{V,U})} \right) \quad (8.10)$$

Die wesentlichen Einflussgrößen in dieser Gleichung sind der Gebietsniederschlag (N), der maximale Abflussbeiwert (Ψ_{max}) sowie der Proportionalitätsfaktor (a). Die Festlegung



► **Abb. 8.14** Einflüsse von maximalem Abflussbeiwert (Ψ_{max}) und Proportionalitätsfaktor (a) auf den Gebietsrückhalt (S) beim Lutz-Verfahren [86]

von Bemessungs- oder die Bestimmung von Gebietsniederschlägen ist in ► Abschn. 4.4 und 8.4 beschrieben. Maximale Abflussbeiwerte können in Abhängigkeit von der hydrologischen Bodengruppe (vgl. ► Abschn. 8.6) und der Landnutzung aus ► Tab. 8.12 geschätzt werden. Anfangsverluste sind in ► Tab. 8.13 zusammengestellt. Treten in einem Gebiet unterschiedliche Bodengruppen und Landnutzungen auf, sind einheitliche Teilgebiete abzugrenzen. Die abflusswirksame Niederschlagshöhe ist für diese Teilgebiete getrennt zu ermitteln. Werden versiegelte Flächen berücksichtigt, wird der maximale Abflussbeiwert dort konstant mit $\Psi_S = 1$ angesetzt. Gleiches gilt für Wasserflächen, die analog zu versiegelten Gebieten behandelt werden. Um weitere, für spezielle Bedingungen maximale Abflussbeiwerte aus CN-Werten abzuleiten, kann die Gleichung in der Klammer ($\Psi_{max} = 0,0118 \cdot CN - 0,214$) verwendet werden. Dies erfordert allerdings Umsicht, da das Lutz-Verfahren im Jahresverlauf wechselnde Abflussbedingungen (z. B. der Wechsel zwischen Brache und einer wachsenden Kultur und den wechselnden Abflussbedingungen innerhalb einer Kultur) nicht im maximalen Abflussbeiwert berücksichtigt, sondern in einer Wochenzahl, die für

■ **Tab. 8.13** Anfangsverluste für unterschiedliche hydrologische Bodengruppen und Landnutzungen nach Lutz; weiterführende Informationen zur hydrologischen Bodengruppen können ► Abschn. 8.6, eine Kurzbeschreibung ■ Tab. 8.12 entnommen werden

Hydrologische Bodengruppe	Anfangsverluste in mm			
	A	B	C	D
Landwirtschaftliche Flächen	7,0	4,0	2,0	1,5
Bewaldete Flächen	8,0	5,0	3,0	2,5
Versiegelte Flächen	1			

alle Landnutzungen einheitlich gilt. Würde man im Jahresverlauf wechselnde CN-Werte zur Ableitung des maximalen Abflussbeiwerts Ψ_{\max} verwenden, würde der Jahresgang quasi doppelt berücksichtigt werden.

8.5.1 Bestimmung des Proportionalitätsfaktors a

Zur Bestimmung des Proportionalitätsfaktors a werden die von Lutz [86] empfohlene Variante sowie zwei weitere, neu abgeleitete Alternativen beschrieben: Lutz berücksichtigt bei der Bestimmung von a zwei ereignisspezifische Variablen (WZ und q_B) und drei gebietsspezifischen Konstanten ($C_1 \dots C_3$). Dieses Vorgehen ist geeignet, wenn die Konstanten mit Messdaten kalibriert werden können. Der Faktor a ergibt sich dann aus:

$$a = C_1 \cdot e^{-C_2/WZ} \cdot e^{-C_3/q_B} \quad (8.11)$$

Wobei

WZ - Wochenzahl (-)

q_B - Basisabflussspende zum Ereignisbeginn ($l s^{-1} km^{-2}$)

$C_1 \dots C_3$ - Gebietsspezifische Konstanten mit den Einheiten C_1 (mm^{-1}), C_2 (-) und C_3 ($l s^{-1} km^{-2}$)

Die Ermittlung der gebietsspezifischen Konstanten (C_1 , C_2 und C_3) ist in ► Abschn. 8.5.2 beschrieben. Die Wochenzahl

in ► Gl. 8.11 bildet saisonale Effekte ab. Sie ist dreiecksförmig definiert und im Sommer, bei größter biotischer Aktivität, am kleinsten (■ Tab. 8.14). Je kleiner die Wochenzahl ist, desto kleiner wird a und desto kleiner der resultierende Abfluss. Umgekehrt resultieren außerhalb der Vegetationsperiode und insbesondere im Winter höhere Abflüsse, da WZ steigt und in Folge a größer wird. Ein Nachteil der Wochenzahl besteht darin, dass sie eine Vielzahl möglicher Einflüsse zusammenfasst und nur die mittlere (historische) Situation der Einzugsgebiete von Lutz [86] abbildet. Unterschiedliche Kulturen oder die Veränderungen von Klima (z. B. erfolgt die Einsaat von Mais heute etwa 3 Wochen früher als in den 1960er-Jahren, aus denen die Daten von Lutz stammen) können damit nicht abgebildet werden.

Die Vorfeuchte eines Einzugsgebietes beeinflusst sein Abflussverhalten ebenfalls, da sie die relative Sättigung der Speicherkapazität des Bodens bestimmt. Verbreitete Hilfsgrößen zur Abschätzung der relativen Sättigung stützen sich auf Vorregenindizes oder den Gewässerabfluss bzw. die Abflussspende vor Regenbeginn z. B. [94]. Das gilt auch für das Lutz-Verfahren, das die Abflussspende eines Gewässers vor Regenbeginn als Schätzgröße verwendet. Daher kann ohne Kenntnis der Abflusssituation vor einem Ereignis der Parameter a nicht bestimmt werden. Um den Faktor a trotzdem nach ► Gl. 8.11 bestimmen zu können, wurden drei Vorfeuchteklassen gebildet (trocken, mittel, nass) und ihnen durch Auswertung von Ereignisabflüssen mit Daten aus dem Donaueinzugsgebiet [95] eine mittlere Abflussspende zugewiesen (■ Tab. 8.15). Für Planungsfälle ist die Näherung hinreichend genau. Sind Messwerte der Abflussspende für konkrete Ereignisse verfügbar, sind diese den Klassenmitteln vorzuziehen.

Die zweite Möglichkeit, den Faktor a zu bestimmen, nutzt in Anlehnung an das CN-Verfahren anstelle der Wochenzahl die Bodenbedeckung, um die jahreszeitliche

8.5 · Bestimmung der Abflusshöhe nach Lutz

■ **Tab. 8.14** Zuordnung von Wochenzahlen für die Monate des Jahres

Monat	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Wochenzahl	23	21	18	15	11	8	5	8	11	15	18	21

■ **Tab. 8.15** Mittlere Abflussspende für das Lutz-Verfahren je nach Vorfeuchteklasse

Vorfeuchteklasse	Trocken	Mittel	Nass
Typische Situation	Im Sommer und Spätsommer nach längeren Perioden, in denen die Verdunstung größer als der Niederschlag war (der Deutsche Wetterdienst weist typischerweise auf Lehmböden einen nutzbaren Wasservorrat von weniger als 50 % der nutzbaren Feldkapazität aus)	Normalfall	Im Winter und Frühjahr, wenn der Bodenspeicher wieder aufgefüllt ist; im Sommer nach ergiebigen vorausgegangenen Regen (der Deutsche Wetterdienst weist typischerweise auf Lehmböden einen nutzbaren Wasservorrat nahe der nutzbaren Feldkapazität aus)
Abflussspende ($l s^{-1} km^{-2}$)	10	30	70

Veränderungen der Bedeckung und Verschlammung abzubilden [3, 96]:

$$a = C_1 \cdot 0,83 \left(1 - \frac{\sigma}{100}\right)^{0,24} \cdot e^{-C_3/qB} \quad (8.12)$$

mit

σ - Bodenbedeckung (%)

Dadurch wird der zeitlichen Dynamik landwirtschaftlicher Fruchtfolgen besser Rechnung getragen. Die Bedeckung kann im Gelände erhoben werden; alternativ kann der typische Jahresgang der Bedeckung wichtiger landwirtschaftlicher Kulturen aus [97] oder [98] verwendet werden. Vor allem für konkrete Niederschlags-Abfluss-Ereignisse und für einzelne Schläge wird dieses Vorgehen empfohlen. Werden größere Einzugsgebiete betrachtet, ist die Bedeckung entweder als flächengewichtetes Mittel zu bestimmen oder ► Gl. 8.11 der Vorzug zu geben. Im Rahmen der Messgenauigkeit und bei Verwendung einheitlicher Parameter C_1 , C_2 und C_3 liefern beide Gleichungen identische Ergebnisse.

Die dritte Möglichkeit, den Proportionalitätsfaktor a zu bestimmen, ist die größte, aber einfachste. Hier wird von Standardwerten für

$C_2=4,62$ und $C_3=2$ ausgegangen. Weiter wird eine mittlere Feuchte angenommen. Entsprechend ■ Tab. 8.15 gilt für die Abflussspende dann ein Wert von 30 ($l s^{-1} km^{-2}$) und ► Gl. 8.11 vereinfacht sich zu:

$$a = C_1 \cdot e^{-\frac{4,62}{WZ}} \cdot 0,94 \quad (8.13)$$

8.5.2 Bestimmung der Gebietskonstanten C_1 , C_2 und C_3

Die Gebietskonstanten beeinflussen den Faktor a und damit den geschätzten Abfluss stark. Dabei ist C_1 ein komplexer Parameter zur Beschreibung von Gebietseigenschaften, während C_2 und C_3 dazu dienen, die Einflüsse von Jahreszeit bzw. Bedeckung und Vorfeuchte unterschiedlich zu gewichten. Verglichen mit C_2 und C_3 ist C_1 sehr sensitiv. Nach Lutz [86] sind idealerweise alle Gebietskonstanten, insbesondere aber C_1 , gebietspezifisch zu bestimmen. Da dies häufig nicht möglich ist, empfiehlt er Standardwerte aus einer Regionalisierungsstudie, in der $C_1=0,02$, $C_2=4,62$ und $C_3=2$ festgelegt wurden.

Eine Überprüfung und Anpassung von C_1 , C_2 und C_3 an einen größeren, aktuelleren Datensatz existiert nicht. Auch eine Schätzgleichung, über die C_1 aus Gebietseigenschaften robust abgeleitet werden kann, ist nicht bekannt. Einzelne Studien aus den 1990er-Jahren sind lediglich aus Bayern bekannt, wo der Standardwert für C_1 mit 0,05 für Südbayern bzw. 0,01 für den Alpenraum definiert wurde [90, 93]. Eine naturräumliche Variation von C_1 liegt daher nahe. Eigene (unveröffentlichte) Anwendungen des Verfahrens auf einen Datensatz aus dem Donaeinzugsgebiet (22 Einzugsgebiete mit 15–150 km², 1174 Niederschlag-Abfluss-Ereignisse) von [95] bestätigten die für C_2 und C_3 empfohlenen Standardwerte von [86]. Gleichzeitig verdeutlichte sie auch die hohe Sensitivität von C_1 . Veränderungen im niedrigen, einstelligen Prozentbereich von C_1 wirken sich bereits deutlich auf das Ergebnis aus. Eine Anwendung des Verfahrens auf einen Datensatz künstlich berechneter Parzellen (336 Berechnungsversuche, Parzellengrößen 6–44 m²) aus [99, 100] zeigte, dass das Lutz-Verfahren durch Variation von C_1 auch an Niederschlag-Abfluss-Ereignisse auf dieser Raumskala angepasst werden kann. Dieses Ergebnis ist aus zweierlei Gründen bedeutsam: Einerseits, weil dabei sehr gute Ergebnisse erzielt wurden, obwohl die im Lutz-Verfahren empfohlenen Anfangsverluste verwendet worden waren, während im genannten Datensatz die Anfangsverluste teilweise 15–20 mm erreichten [101] und damit 5- bis 10-fach größer waren als die von Lutz angesetzten Werte in [Tab. 8.13](#). Andererseits ergab die Optimierung des C_1 -Parameters für die Parzellenversuche Werte, die im Mittel um eine Zehnerpotenz größer waren als die C_1 -Werte, die in 15–150 km² großen Gebieten ermittelt worden waren. Dadurch liegt eine Skalenabhängigkeit der Werte nahe. Im Hinblick auf die Festlegung und Wirkung von C_1 besteht daher noch Forschungsbedarf.

Gegenwärtig kommen daher nur drei Möglichkeiten zur Bestimmung von C_1 in Betracht: Möglichkeit 1 ist die Verwendung der oben genannten Standardparameter, trotz der hohen damit verbundenen Unsicherheit. Möglichkeit 2 ist die Übertragung von C_1 -Werten aus ähnlichen Gebieten, für die der C_1 -Wert bekannt ist. Dies ist gegenwärtig jedoch allenfalls in Gebieten >50 km² der Fall, wo das Verfahren häufig angewendet wird. Schwierig bleibt dabei allerdings, woran eine Ähnlichkeit zwischen zwei Gebieten festgemacht werden kann. Die Möglichkeit 3 besteht in der Optimierung der gebietspezifischen Konstanten an gemessenen Niederschlags- und Direktabflusssummen historischer Ereignisse. Dieses Vorgehen ist aufwendig, aber am genauesten, um C_1 und ggf. auch C_2 und C_3 zu bestimmen. Die Genauigkeit hängt dabei vom Umfang der verfügbaren Niederschlag-Abfluss-Daten ab. Es sollten wenigstens 20 unterschiedlich große Ereignisse aus verschiedenen Jahreszeiten vorliegen. Auch ein geeigneter Optimierungsalgorithmus bzw. dessen adäquate Parametrisierung sind wichtig, da C_1 , C_2 und C_3 unterschiedliche Wertebereiche umfassen und sich in ihrer Sensitivität stark unterscheiden. Korrelationen zwischen den Parametern sind vorhanden (vor allem zwischen C_1 und C_2), aber schwach, sodass eine einfache hierarchische Optimierung, beginnend mit C_1 , danach C_2 und C_3 ausreicht, um die gebietspezifischen Konstanten hinreichend genau festzulegen.

8.6 Hydrologische Bodengruppe

Die hydrologische Bodengruppe ist ein wichtiger Parameter zur Bestimmung des abflusswirksamen Niederschlags in verbreiteten Modellansätzen wie dem CN- oder dem Lutz-Verfahren. Das Konzept der hydrologischen Bodengruppe stammt aus den USA. In der Primärliteratur werden

hydrologische Bodengruppen anhand ihres Versickerungsvermögens und ihrer Neigung zur Abflussbildung unterschieden [102, 103]. Dort werden Standorte entsprechend ihrer Wasserleitfähigkeit und dem Auftreten stauender Horizonte einer von vier Gruppen zugewiesen:

- Gruppe A:** Böden, die selbst bei nassen Bedingungen ein geringes Potenzial haben, Oberflächenabfluss zu bilden. Sie umfassen im Wesentlichen gut bis sehr gut drainierte, sandige oder kiesige Böden mit einer gesättigten Wasserleitfähigkeit $> 8 \text{ mm h}^{-1}$ ($\triangleq 19,2 \text{ cm d}^{-1}$).
- Gruppe B:** Böden, die bei nassen Bedingungen mittlere Infiltrationsraten aufweisen. Sie umfassen vor allem mittel- bis tiefgründige, mittel bis gut drainierte Böden mittlerer bis grobkörniger Textur. Gruppe-B-Böden haben eine gesättigte Wasserleitfähigkeit von $4 \text{ bis } 8 \text{ mm h}^{-1}$ ($\triangleq 9,6\text{--}19,2 \text{ cm d}^{-1}$).
- Gruppe C:** Böden, die bei nassen Bedingungen geringe Infiltrationsraten haben. Sie umfassen Böden mit einem infiltrationshemmenden Horizont und Böden mit lehmiger Textur. Böden der Gruppe C haben eine gesättigte Wasserleitfähigkeit von $1 \text{ bis } 4 \text{ mm h}^{-1}$ ($\triangleq 2,4\text{--}9,6 \text{ cm d}^{-1}$). Von allen Gruppen treten Böden der Gruppe C am häufigsten auf.
- Gruppe D:** Böden mit einem hohen Potenzial zur Bildung von Oberflächenabfluss. Bei nassen Bedingungen weisen sie geringe Infiltrationsraten auf. Sie umfassen vorwiegend Böden mit hohem Tongehalt (smectitreich), Böden mit hoch anstehendem Grundwasserstand und flachgründige Böden über Festgestein. Die Böden haben eine geringe gesättigte Wasserleitfähigkeit von unter 1 mm h^{-1} ($\triangleq 2,4 \text{ cm d}^{-1}$). Auch undrainierte Niederungsstandorte, die in drainiertem Zustand auch einer anderen Gruppe zugeordnet werden könnten, fallen in diese Gruppe.

Für Deutschland existiert bisher keine einheitliche Karte der hydrologischen Bodengruppe, obwohl das CN- und das Lutz-Verfahren bereits seit den 1980er-Jahren weit verbreitet sind [61, 92]. Mögliche Ursachen sind, dass die bodenkundliche Datenbasis zwischen den Bundesländern variiert und auch, dass das aus den USA stammende Klassifizierungssystem nicht direkt übertragen werden kann. Zur Anwendung beider Verfahren muss die hydrologische Bodengruppe daher aus verfügbaren Bodeneigenschaften geschätzt oder aus Korngrößenanalysen ermittelt werden. Wegen des Fehlens einer deutschlandweiten Karte existieren heute unterschiedliche regionale Ableitungsverfahren und Karten der hydrologischen Bodengruppe – wenigstens für Reinland-Pfalz, Baden-Württemberg und Bayern –, die i. d. R. auf Anfrage über die jeweiligen Landesumweltämter verfügbar sind. Die aktuell in Bayern verfügbare Version (Stand 2019) basiert beispielsweise auf der Übersichtsbodenkarte 1:25.000. Sie ging aus einer Expertenschätzung hervor, bei der die Bodenart zunächst anhand einer Zuordnungstabelle aus [104] einer einzelnen hydrologischen Bodengruppe zugeordnet wurden (die Bodenart erlaubt Rückschlüsse auf die Korngrößenverteilung und damit auf die Wasserleitfähigkeit). Darauf aufbauend folgten weitere Klassifizierungsschritte, die Legendeneinträge und Angaben zu Oberboden und Deckschicht, Hydromorphologie, Relief, Rohbodenstandorten sowie die Lage von besiedelten Flächen und Gewässern, aber auch Spezialwissen aus einzelnen Regionen berücksichtigten.

Liegen keine Karten vor, lässt sich die hydrologische Bodengruppe auch aus einer Korngrößenanalyse oder der Reichsbodenschätzung ableiten. Dazu werden im Folgenden zwei Ansätze vorgeschlagen. Ein systematischer Vergleich und ihre Weiterentwicklung hin zu einem einheitlich anwendbaren und akzeptierten Verfahren sind anzustreben.

8.6.1 Bestimmung der hydrologischen Bodengruppe aus einer Korngrößenanalyse

Da Steine wesentlich zur Durchlässigkeit eines Standortes beitragen und das gesamte Bodenprofil zu betrachten ist, ist eine Zuordnung nach der Bodentextur einzelner Horizonte unzureichend. Daher wurde in **Tab. 8.16** ein Zuweisungsschlüssel basierend auf dem mittleren Tongehalt im obersten Meter (Gesamtboden incl. Steine) und dem medianen Korndurchmesser im Oberboden (incl. Steine) entwickelt. Der Tongehalt des Gesamtbodens ist dabei ein Maß für die Durchlässigkeit des Bodens. Dadurch, dass die Summe über die Gesamtbodentiefe angegeben wird, ist dieser Parameter unabhängig von der Horizontierung einzelner Böden. Damit können auch Böden mit unterschiedlichen Horizontmächtigkeiten verglichen werden. Der mediane Korndurchmesser [105] im Oberboden ist auch ein Maß dafür, ob grobe Primärteilchen (Sand, Steine) im Oberboden vorhanden sind, die ein Verschlämmen der Bodenoberfläche verzögern.

Tab. 8.16 Hydrologische Bodengruppe A bis D in Abhängigkeit vom Tongehalt im obersten Meter (Gesamtboden incl. Steine) und dem medianen Korndurchmesser im Oberboden (incl. Steine). Böden mit hochanstehendem Grundwasser oder flachgründige Böden über Festgestein sollten eine Bodengruppe tiefer eingestuft werden (also z. B. D statt C)

Ton (%)	Medianer Korndurchmesser (mm)	
0–100 cm	> 0,10	0,001–0,10
0–20	A	B
20–25	C	C
25–30	C	C
30–35	C	D
>35	D	D

Der mediane Korndurchmesser d_g in mm ergibt sich aus:

$$d_g = \exp(a_g) \tag{8.14}$$

wobei

$$a_g = \sum_{i=1}^n f_i \cdot \ln(M_i) \tag{8.15}$$

wobei

f_i - Massenanteil der Fraktion i am Gesamtboden

$\ln(M_i)$ - Mittelwert der natürlichen Logarithmen von Ober- und Untergrenze der Fraktion i (mm)

n - Zahl der vorhandenen Körnungsfractionen

Für die Schlufffraktion (2 μm bis 63 μm) ist $\ln(M_i) = (\ln(0,002) + \ln(0,063))/2 = -4,49$. Je mehr Körnungsfractionen vorhanden sind, umso besser. Es müssen aber auf alle Fälle Steinfraktionen mitberücksichtigt werden, sofern Steine vorkommen. Für die kleinste Fraktion, d. h. meist die Tonfraktion (< 2 μm), wird als Untergrenze für die Berechnung von $\ln(M_i)$ der Wert 0,04 μm angenommen. Für die obere Grenze der größten Steinklasse wird der Durchmesser des größten gefundenen Steines angenommen [105]. Der Vorteil des medianen Korndurchmessers ist, dass er unabhängig von der gewählten Einteilung der Kornfraktionen ist. Diese Einteilungen können sich je nach Datenquelle stark unterscheiden, besonders bei den Sand- und Steinfraktionen. Sofern keine Steine vorhanden sind, liegt der mediane Korndurchmesser nur bei den vier Bodenarten Sand (Ss), schwach toniger (St2), schwach lehmiger (Sl2) oder schwach schluffiger Sand (Su2) über 0,10 mm, sofern es sich nicht um ausgesprochen grobsandige Böden handelt (Bezeichnung und Abkürzung der Bodenarten nach [106]). Bei grobsandigem Sand kommen auch noch die tonigen (St3), lehmigen (Sl3) oder schwach schluffigen Sande (Su3) hinzu, während bei feinsandigem Sand nur der Sand (Ss) und der schwach schluffige Sand (Su2) einen medianen Korndurchmesser über 0,10 mm haben.

8.6.2 Bestimmung der hydrologischen Bodengruppe aus der Bodenschätzung

Falls keine Daten aus einer Korngrößenanalyse zur Verfügung stehen, kann die hydrologische Bodengruppe alternativ auch aus der (Reichs-)Bodenschätzung ermittelt werden. Bei der Bodenschätzung wurden beginnend Ende der 1930er-Jahre alle Flurstücke in sehr hoher Auflösung (mindestens 50 m) mit einem definierten Kartierschlüssel erfasst. Dieser Schlüssel basiert auf der Bodenart (mittlere Korngrößenverteilung der oberen 60 cm); bei Ackerstandorten wurden zusätzlich eine Zustandsstufe, die die Bodenentwicklung charakterisiert, und eine Klassifikation des geologischen Ausgangsmaterials verwendet; bei Grünlandstandorten sind neben der weniger stark differenzierenden Bodenart die Wasserverhältnisse und das Klima klassifiziert. Aus diesen Angaben werden dann Wertzahlen abgeleitet, die die Ertragsfähigkeit kennzeichnen. Der Vorteil des Datensatzes liegt darin, dass die Kartierung auf dem kompletten deutschen (und weitgehend auch österreichischen) Staatsgebiet durchgeführt wurde und somit für alle Grünland- und Ackerstandorte konsistente und einheitliche Klassifikationen vorliegen. Nur Waldflächen wurden nicht kartiert.

Die Ableitung hydrologischer Bodengruppen aus der Bodenschätzung unterscheidet sich dementsprechend zwischen Acker- und Grünlandstandorten. Auf Ackerstandorten erfolgt die Gruppeneinteilung anhand von Bodenart und Entstehung (Tab. 8.17). Auf Grünlandstandorten nach Bodenart und Wasserverhältnissen (Tab. 8.18). Weitere, bei der Bodenschätzung erhobene Daten wie Zustandsstufe, Klima oder Wertzahlen sind für die Ableitung der hydrologischen Bodengruppe nicht notwendig und bleiben unberücksichtigt.

Tab. 8.17 Zuordnung hydrologischer Bodengruppen zu den Ackerbeschrieben der Bodenschätzung. Zur Definition der Begriffe und Abkürzungen der Bodenschätzung, die sich trotz ähnlicher Namen und Abkürzungen von den bodenkundlichen Definitionen unterscheiden, siehe [106, 107]

Bodenart Entstehung	S	SI	IS	SL	sL	L	LT	T
Alg/ Dg/ Vg	A	A	A	A	A	B	B	C
V	A	A	B	B	C	C	D	D
Al, D	A	A	B	B	C	C	D	D
Lö	-	-	C	C	C	C	-	-

Tab. 8.18 Definition hydrologischer Bodengruppen für Grünlandbeschriebe und Moorstandorte der Bodenschätzung. Moore (Mo) lassen sich nicht allgemein zuordnen, da ihre Wirkung von der Entwässerung abhängt. Nicht-entwässerte Moore haben kaum noch zusätzliche Speichermöglichkeiten und auch stark entwässerte Moore nehmen Wasser kaum auf. In beiden Fällen ist D angemessen, während geringfügig entwässerte Moore je nach noch verfügbarer Wasseraufnahmefähigkeit in A bis C fallen können

Wasserstufe	Bodenart				
	S	IS	L	T	Mo
1	A	B	C	D	(D)
2	B	C	C	D	(D)
3	C	C	D	D	(D)
4	C	C	D	D	(D)
5	D	D	D	D	(D)

8.7 Wegebau und Wasserführung

Der Verlauf von Wegen und Wegseitengräben beeinflusst die Entwässerung kleiner Einzugsgebiete maßgeblich. Die Probleme und Ansatzpunkte sind dabei besonders vielfältig und variieren in Abhängigkeit vom Wegeverlauf, der Topographie und der konstruktiven Bauausführung von Weg und

Wegseitengraben. Sie werden hier nur schlaglichtartig beleuchtet.

Hinsichtlich des Wegverlaufs können grundsätzlich vier Fälle unterschieden werden (Abb. 8.15), die sich hydraulisch und hydrologisch unterschiedlich auswirken: Verläufe im oder nahe des Talwegs (1), höhenlinienparallele Wege (2), Wege auf dem Höhenrücken (3) und Wege mit einem Verlauf schräg zum Gefälle (4). Diese Differenzierung ist hilfreich, da sich die Größen der Wegezugsgebiete in Abhängigkeit vom Wegverlauf unterscheiden und da Abflussgeschwindigkeit und Bündelungswirkung mit dem Gefälle zunehmen.

Wie auf alten Flurkarten oder noch besser in Bodenschätzungsurkarten zu erkennen, wurden früher die Wege häufig entlang der Höhenrücken geführt, während in den feuchten Talmulden oft schmales Grünland

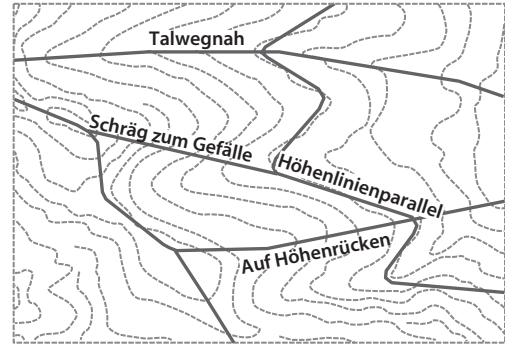


Abb. 8.15 Schematische Darstellung unterschiedlicher Wegverläufe in Abhängigkeit von der Topographie. Die Höhenlinien sind grau dargestellt

lag (Abb. 8.16). Entlang der Höhenrücken sammelten die Wege wenig Wasser, brauchten deswegen nicht befestigt werden und erforderten wenig Unterhalt. Im Rahmen von

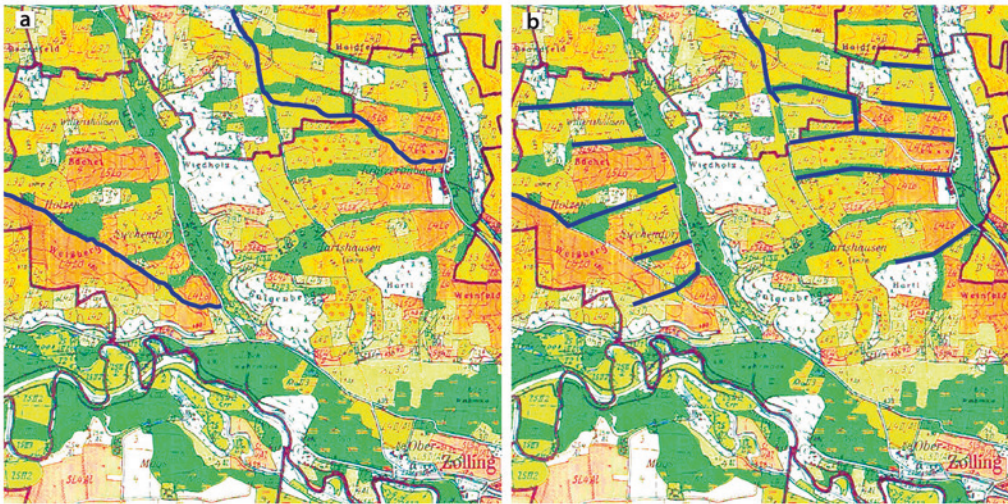


Abb. 8.16 Veränderung der Führung überwiegend landwirtschaftlich genutzter Wege zwischen 1950 und 2020. Hintergrund ist die Bodenschätzungsübersichtskarte (Blatt 7536, Freising Nord von 1958, verändert), in der das Grünland grün dargestellt ist, weiß sind Wälder und Gelbtöne sind Ackerflächen. Um 1950 (linke Tafel) verliefen die wenigen Wege (dicke blaue Linien) überwiegend auf Höhenrücken und Schultern, damit die Wege nicht ausgespült wurden. Um 2020 (rechte Tafel) sind diese Wege weitgehend verschwunden und durch eine Vielzahl von Wegen ersetzt, die nun in den Talmulden laufen, wo der Oberflächenabfluss sich sammelt. Sie haben dort die Grünlandstreifen ersetzt. Anmerkung: Aus Gründen der Übersichtlichkeit sind nicht alle Wege markiert. Die größeren Ortsverbindungswege, die leicht schräg in Nord-Süd-Richtung in den größeren Tälern und auf dem dazwischenliegenden Haupthöhenzug verlaufen, waren bereits 1950 vorhanden und verlaufen 2020 immer noch dort. Geändert haben sich im Wesentlichen die Felderschließungswege. Sie haben sich mehr als verdoppelt (+160 %)

privaten oder staatlichen Flurneuordnungen wurden dann die Wege häufig in die Talmulden gelegt und ersetzt dort das Grünland. Um die teuren Bauwerke zu schützen, wurden nun Wegseitengräben zur Wasserführung und Wegaussicherung notwendig. Die stark abflussbremsende, weil hydraulisch rau und flach ausgeformte Talmulde wurde also verbreitert durch einen hydraulisch effizienten Graben ersetzt. Gleichzeitig liefert der befestigte Weg selbst auch mehr Abfluss, als es ein Spurweg mit wassergebundenen Spuren vorher getan hat. Die Umorganisation der Wege im ländlichen Raum und die damit geschaffenen Netze aus Wegseitengräben sind daher vielerorts ein wesentlicher Grund für das beschleunigte Abflussverhalten.

Im steilen Gelände, also besonders in forstlich genutzten Bereichen, erfordert die Anlage von Wegen oft tiefe Einschnitte in die Geländeoberfläche. Dies ist besonders dann der Fall, wenn – um die Befahrbarkeit zu verbessern – trotz steiler Neigung die Steigung des Weges gering sein soll. Durch den Einschnitt werden unterirdische Abflussbahnen (Zwischenabfluss) angeschnitten [108]. Die abflussmindernde Wirkung des Waldes beruht wesentlich darauf, dass bei ihm wenig Oberflächenabfluss, dafür aber viel Zwischenabfluss auftritt [54]. Der Zwischenabfluss fließt viel langsamer als der Oberflächenabfluss, was die Hochwasserwelle streckt und so den Scheitel mindert. Auf langen Hängen trägt meist nur der Zwischenabfluss des unteren Hangteils zum Hochwasserabfluss bei, weil der Zwischenabfluss aus dem Oberrhang an durchlässigeren Stellen in tiefere Schichten versickern kann [109]. Wird der Bodenhorizont, in dem der Zwischenabfluss fließt, dagegen angeschnitten, so tritt der Zwischenabfluss in den Wegseitengräben über und wird rasch abgeleitet (■ Abb. 8.17). Die hochwassermindernde Wirkung eines Waldes kann reduziert oder durch das steile Terrain sogar umgekehrt werden, da die Abflusswelle ähnlich schnell wird wie die der

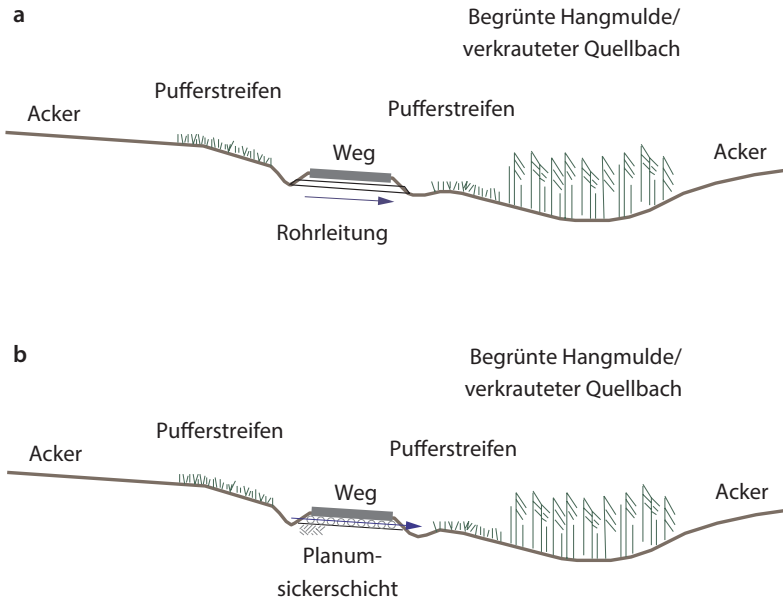


■ **Abb. 8.17** Gefrierender Zwischenabfluss an einem Forststraßenanschnitt. In dem Fall hätte wegen des anstehenden Festgesteins bereits ein Anschnitt des Hanges von einem halben Meter gereicht, um eine vollständige Exfiltration des Zwischenabflusses zu erzwingen (Bildquelle: Karl Auerswald)

agrarisch genutzten Gebiete, sodass sich beide Wellen ungünstig überlagern und sich die Scheitel addieren. Gerade in Wäldern kann der Wegebau daher enormen Einfluss auf die Gebietsentwässerung haben, was durch Messdaten aus dem Einzugsgebiet der Nahe in Rheinlandpfalz dokumentiert ist [110]. Ansätze zur Modellierung des Effektes sind von [108] und [111] beschrieben.

Beide Beispiele aus dem agrarischen bzw. dem forstlichen Raum zeigen, dass der Wegebau das Hochwassergeschehen im ländlichen Raum stark beeinflussen kann und stark beeinflusst hat. Hier besteht eine Verantwortung, aber auch Potenzial, um den Abfluss zu verlangsamen.

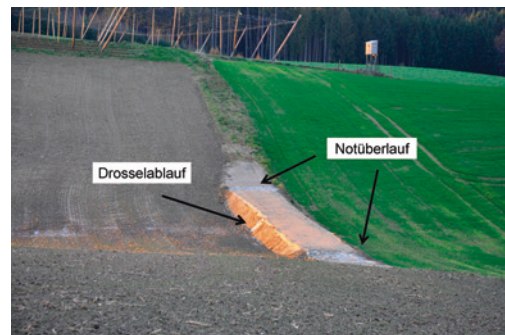
Wenn Wege in den ehemals begrünnten Tiefenlinien geführt werden, ist die Funktion der begrünnten Tiefenlinien so gut wie möglich wiederherzustellen. Dazu sollte der Wegseitengraben als breite, verkrautete Mulde ausgeführt werden und wichtiger noch, es sollten in regelmäßigen Abständen Ver-



▣ **Abb. 8.18** Schematische Darstellung zur Herstellung durchgängiger Wasserwege von der Berg- auf die Tal-seite durch Rohre (a) oder Planumsickerschichten (b) in eine talseitige Abflussmulde (verändert nach [112])

bindungsleitungen (z. B. tragfähige Rohre oder Sickerschichten durch das Planum, wenn wenig Feststofftransport zu erwarten ist) von der Berg- auf die Talseite installiert werden, um eine Durchgängigkeit in die Tiefenlinie zu gewährleisten (▣ Abb. 8.18).

Wegabschnitte, die (quasi) parallel zum Hang verlaufen, verkürzen die effektive Hanglänge. Da unterhalb wieder flächenhaftes und damit besonders langsames Fließen beginnt, wird dort der Abfluss stark verlangsamt, was sich günstig auswirken kann. Entscheidend für ihre Wirkung ist aber, wie ihre Entwässerung gestaltet wird. Problematisch ist vor allem, wenn wegen der Steilheit des Geländes ein tiefer Einschnitt erforderlich wird und damit Zwischenabfluss exfiltrieren kann, oder wenn das vom Oberrhang gesammelte Wasser gebündelt und damit schnell abgeleitet wird. Verlaufen hangparallele Wege durch Tiefenlinien, lassen sich dort durch Wegehöherlegungen mit geringem Aufwand kleine Rückhaltebecken anlegen



▣ **Abb. 8.19** Installation von Kleinrückhaltebecken in Muldenzügen durch Wegehöherlegung. Verlaufen mehrere Wege parallel zueinander, können Beckenkaskaden entstehen. Die Drosselung des Abflusses erfolgte hier durch ein schmales Rohr im Dammkörper. Als Notentlastung dienen zwei gemuldeten und befestigten Überläufe (Bildquelle: H&S Ingenieure Freising)

(▣ Abb. 8.19), die dieses Problem mindern oder lösen (siehe ► Abschn. 6.4). Ideal ist, wenn eine Weiterleitung dann in einer begrünten Abflussmulde erfolgt.

8.8 Kartierung von Fließwegen im Gelände

Dieses Kapitel gibt praktische Hinweise und Empfehlungen zur Erfassung von Fließwegen im Gelände, besonders in landwirtschaftlich geprägten Gebieten bis zu einer Größe von etwa 5 maximal 10 km².

Als Grundlage werden idealerweise Luftbilder mit überlagerten Höhenlinien, Einzugsgebietsgrenzen, Gewässernetz und Flurstücksgrenzen (im Maßstab 1:10.000) verwendet. Topographische Karten sind ebenfalls geeignet; die Verortung und Dokumentation von Strukturen wie Gräben oder Rohren ist in Luftbildern aber meist einfacher. Ein weiterer Vorteil von Luftbildern besteht darin, dass durch die Überlagerung mit den Flurstücken die Schläge schnell und einfach abgegrenzt und die Flächennutzungen abgeglichen werden können. Eine Darstellung der topographischen Wasserscheiden und ggf. auch digital abgeleiteter Fließwege erleichtert die Abgrenzung hydrologischer Einheiten im Feld, wobei die Gültigkeit der Wasserscheiden und Fließwege vor Ort zu prüfen ist, da Wege und Entwässerungsgräben oder Drainagen diese leicht verändern können. Weitere hilfreiche Datenquellen sind Drainagepläne, soweit am zuständigen Wasserwirtschaftsamt oder dem örtlichen Vermessungsamt vorhanden, die Bodenurschätzung³ aus den 1940er- und 1950er-Jahren, die Auskunft über (historische) Grünländer und (an)moorige Standortbedingungen gibt, sowie Auskünfte der Akteure vor Ort, wie Landwirte oder Mitarbeiter des örtlichen Bauhofs. Gerade Letztere sind durch den regelmäßigen Unterhalt der Wege und Gräben meist gut mit den örtlichen Gegebenheiten vertraut. Eine Zusammenstellung von Geodaten, die zur

Bearbeitung typischer hydrologischer Fragestellungen hilfreich sind, kann ► Abschn. 8.9 entnommen werden.

Eine Kartierung sollte alle Elemente erfassen, die den Wasserfluss in der Fläche lenken oder beeinflussen können. Ein strukturiertes Vorgehen und die Verwendung eines an die örtlichen Gegebenheiten angepassten Kartierschlüssels (■ Abb. 8.20) sind hilfreich. Wichtige Elemente und Strukturen werden im Folgenden entsprechend ihrer Geometrie aufgeführt:

- Lineare Strukturen: Reliefbedingte Hangmulden, Erosionsrinnen, Wegseitengräben, Rohrleitungen, Drainagen, befestigte Wege, die in Tiefenlinien verlaufen, Fließgewässer, Kleinstrukturen, wie Feldraine, sofern sie eine hydrologische z. B. wasserableitende Funktion haben, begrünte Abflussbahnen, vorhandene oder fehlende Pufferstreifen, usw.
- Punktuelle Elemente: Entwässerungs- und Sickerschächte, Bauwerke wie Rechen oder Rohreinlässe, wenn sie anfällig für Verklausungen sind, Mulden oder Vertiefungen, die potenziell als Standorte für Rückhaltebecken dienen könnten, größere befestigte Flächen, die bei Starkregen hohe Abflussmengen erzeugen können, Dolinen und alle weiteren Strukturen und Elemente, die Einfluss auf den Wasser- und Stoffhaushalt haben können, wie Lagerplätze für Wirtschaftsdünger.
- Flächige Elemente: Überschwemmungsgefährdete Gebiete, erosionsgefährdete Flächen, Bereiche, bei denen mit flächigem Stoffeintrag in ein Gewässer zu rechnen ist, z. B. Hangfüße, die ohne Pufferstreifen an ein Gewässer oder Graben grenzen, Flurstücke mit mehreren Zufahrten (Übererschließung), usw.

Für die Erfassung bietet sich an, das Gebiet in Teileinzugsgebiete zu untergliedern und von der Wasserscheide zum Gewässernetz oder in umgekehrter Richtung vorzugehen, um alle wesentlichen Entwässerungswege lückenlos

3 Online für Bayern z. B.: ► https://www.lfu.bayern.de/boden/boden_karten_daten/bsk25/index.htm (Stand Januar 2019)



8 **Abb. 8.20** Beispiel eines möglichen Kartierschlüssels (verändert nach [112])

zu erfassen. Wegseitengräben und Entwässerungssysteme wie Rohre und Drainagen (soweit ersichtlich) erfordern besondere Aufmerksamkeit, da sie Fließwege verkürzen können. Der beste Zeitraum für Geländeaufnahme ist außerhalb der Vegetationsperiode zwischen Oktober und April, wobei die Fließwege und -prozesse besonders bei der Schneeschmelze oder nach stärkeren Regenereignissen am besten erkennbar sind.

Aufbauend auf den im Feld erfassten Strukturen lassen sich Karten des aktuellen Zustands visualisieren. Sie stellen gleichzeitig eine sehr gute Basis zur Ableitung von Maßnahmen dar (Abb. 8.21). Idealerweise wird jedem im Gelände erfassten Element eine konkrete Maßnahmen- oder Handlungsempfehlung zugeordnet.

8.9 Geodaten und Geodatenanalyse

Geodaten stellen wichtige Informationen wie Eigenschaften und Verlauf von Fließpfaden oder Wasserscheiden und Einzugsgebietsgrößen bereit. Die relevanten

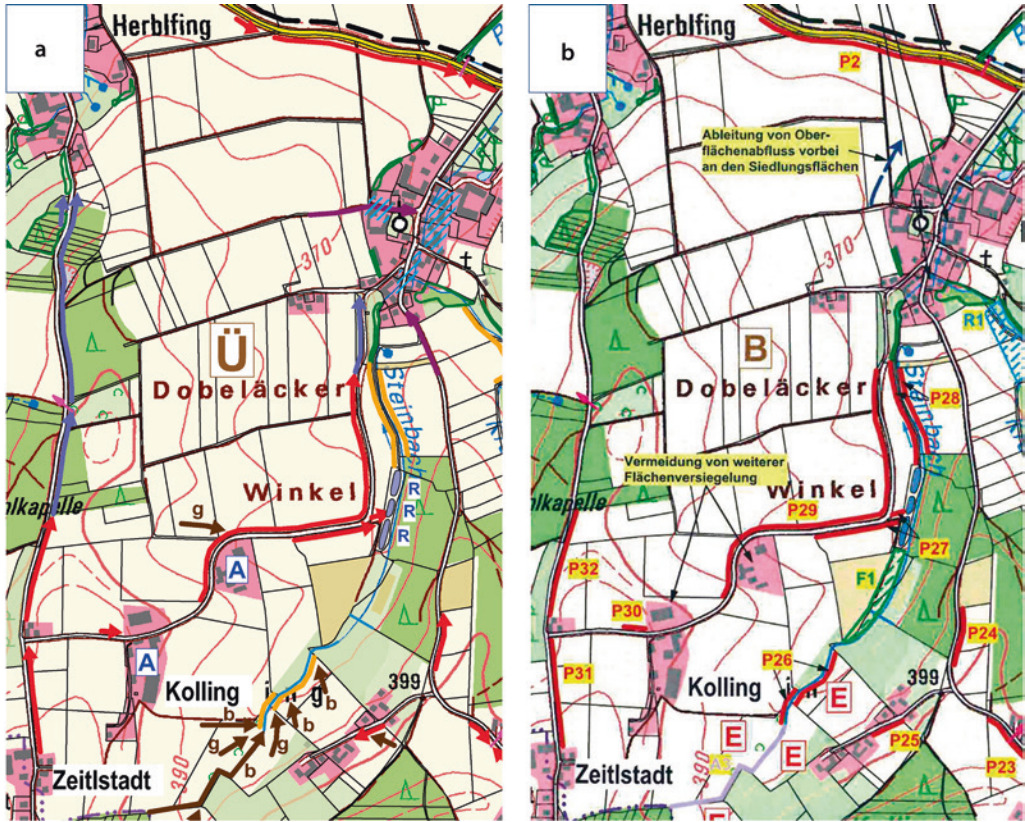
Daten und Analyseschritte richten sich nach der Aufgabenstellung. Eine Übersicht typischer Datensätze und deren Bedeutung für hydrologische Fragestellungen fasst Tab. 8.19 zusammen. Auf eine Angabe der Bezugsquelle wurde verzichtet, da diese länderspezifisch variiert.

Zur Visualisierung und Bearbeitung von Geodaten sind hydrologische Analysewerkzeuge erforderlich. Geeignete, nicht-kommerzielle Geographische Informationssystem (GIS) sind beispielweise QGIS⁴ (mit GRASS GIS Integration), SAGA GIS⁵ oder die Whitebox Geospatial Analysis Tools (GAT)⁶ [114]. Hervorhebenswert sind vor allem Letztere, da sie nicht nur kompakt, plattformunabhängig und quelloffen sind, sie verfügen aktuell auch über die umfangreichsten Werkzeuge und Methoden zur Bearbeitung von Rasterdaten. Dadurch sind sie gerade für hydrologische Fragestellungen

4 ► www.qgis.org

5 ► <http://www.saga-gis.org/>

6 ► <http://www.uoguelph.ca/~hydrogeo/Whitebox>



■ **Abb. 8.21** Auszug der Bestandskarte erfasster hydrologischer Strukturen, Prozesse und Fließwege im Gebiet Wallerfing (a). Die verwendeten Symbole entstammen der Legende in ■ **Abb. 8.20**. Die rechte Tafel (b) zeigt die im zweiten Schritt abgeleitete Maßnahmenkarte, in der jedem Element der Bestandskarte eine Maßnahme zugeordnet ist (Codierung mit Großbuchstaben oder Kombinationen aus Buchstaben und Zahlen z. B. P29) (aus [113])

vielen kommerziellen GIS Produkten überlegen (Stand 2019).

8.10 Einfluss der Bodenbedeckung auf CN-Werte bei kleinen Regen, bei Vorverschlämmung, bei natürlichen Regen und bei aufeinanderfolgenden Regen

CN-Werte lassen sich durch natürliche Regen oder künstliche Beregnungsversuche nur ermitteln, wenn dabei auch

Oberflächenabfluss auftritt. In Beregnungsversuchen wählt man daher üblicherweise große Regenhöhen und große Regenintensitäten. Die Beregnungen, mit denen der Einfluss der Bedeckung auf die CN-Werte ermittelt worden war (vgl. ■ **Abb. 4.3**), hatten daher überwiegend eine Regenintensität von etwa 65 mm h^{-1} , die eine Stunde lang appliziert worden war. Es stellt sich daher die Frage, ob so ermittelte CN-Werte auch bei weniger extremen, eher realistischen Regen gültig sind. Von Wolfgarten [115] wurden Beregnungsversuche bei unterschiedlicher Bodenbedeckung gemacht, die es erlauben, diese Frage zu prüfen. Im Speziellen

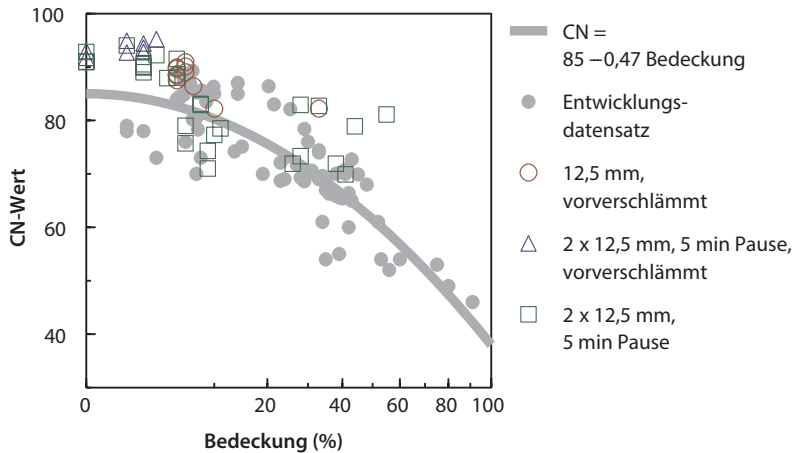
Tab. 8.19 Übersicht hilfreicher Datensätze zur Kartierung von Fließwegen und zur Bestimmung hydraulischer Eigenschaften

Datensatz	Maßstab/Auflösung	Bemerkung
Digitales Geländemodell (DGM)	1–5 m	Vorzugsweise ein DGM mit 1–2 m Auflösung verwenden, da z. B. der Verlauf von Gräben bei größerer Rasterweite bereits nicht mehr ersichtlich ist.
Drainagepläne	Diverse	Bedeutsam, besonders wenn unterirdische Fließpfade (gelöste Stoffe) relevant sind.
Flurkarte	1:5000	–
Kommunale Flächen	Nach Bedarf	Ermöglicht die Visualisierung potenziell leicht verfügbarer Flächen, z. B. zur Identifizierung von Maßnahmenstandorten oder für einen Flächentausch.
Ländliche Wege (ATKIS-Basis-DLM)	1:25.000	Auszug aus dem amtlichen digitalen Basis-Landschaftsmodell
Luftbilder	–	Frei verfügbare Luftbilder lassen sich meist problemlos in Geographische Informationssysteme einbinden.
Mündliche Mitteilungen, Fotos oder Videos, z. B. von Anwohnern, Flächennutzern, Gemeinde- oder Bauhofmitarbeitern, etc.	–	Oft wertvoll, wenn auch meist subjektiv und räumlich begrenzt.
Bodenschätzungskarten aus den 1950er-Jahren	1:25.000	Kennzeichnet die Lagen historisch (an-)mooriger Standorte und Grünlandflächen
Topographische Karten	1:10.000 - 1:25.000	Zentrale Grundlage, da das Relief die Fließrichtung des Oberflächenabflusses vorgibt
Überschwemmungsgebiete	1:1000	Amtliche festgesetzte Gebiete nach §76 des Wasserhaushaltsgesetz bzw. der Ländergesetze
Wasserwirtschaftliches Gewässernetz	1:25.000	Fließgewässernetz und Einzugsgebietsgrenzen

applizierte er Regen mit einer Höhe von nur 12,5 mm in einer Viertelstunde, zwei Regen von 12,5 mm in jeweils einer Viertelstunde, die von einer fünfminütigen Pause unterbrochen waren (Gesamthöhe also 25 mm) und Regen, die auf stark verschlammte Bodenoberflächen durch vorangegangene Regen appliziert wurden. Trotz dieser besonderen Situationen folgten die aus seinen Daten ermittelten CN-Werte weitgehend den Erwartungen von ► Gl. 4.4 (▣ Abb. 8.22). Die stark vorverschlammten Flächen hatten

CN-Werte, die am oberen Ende der Streubreite lagen, aber der Unterschied war relativ gering. Im Mittel waren die CN-Werte bei Vorverschlämmung um 3 höher. Bei sieben Berechnungen trat kein Oberflächenabfluss auf. Bei einer Regenhöhe von 12,5 mm ist das dann der Fall, wenn der CN-Wert unter 80 liegt. Daher treten in ▣ Abb. 8.22 für diese Regenhöhe keine kleineren CN-Werte auf, obwohl sie vorkamen, aber eben mangels Abfluss nicht bestimmt werden konnten. Dies erklärt auch, warum unter

8.10 · Einfluss der Bodenbedeckung auf CN-Werte bei kleinen Regen ...



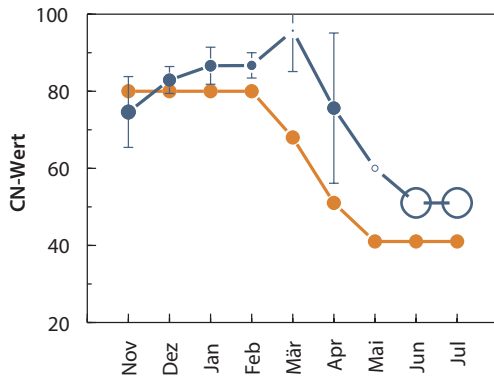
■ **Abb. 8.22** CN-Werte, berechnet aus den Abflussmessungen von Wolfgarten [115], der geringe Regenhöhen (12,5 und 25 mm), Regen mit einer Regenpause von 5 min und teilweise stark vorverschlämzte Bodenoberflächen gewählt hatte. Die hier empfohlene Gleichung zur Berechnung des CN-Wertes aus der Bodenbedeckung und der ihr zugrundeliegende Entwicklungsdatensatz sind zum Vergleich mit eingezeichnet. Die x-Achse ist wurzelskaliert, um die Auflösung bei geringer Bodenbedeckung zu verbessern, da dort viele Werte vorliegen. Deswegen erscheint die lineare Gleichung zu Prognose des CN-Wertes gekrümmt

diesen Bedingungen nur CN-Werte oberhalb, aber nicht unterhalb von ► Gl. 4.4 ermittelt werden konnten. Mit einer Regenhöhe von 25 mm lassen sich keine CN-Werte unter 67 ermitteln und traten daher auch nicht auf. Insgesamt ist ► Gl. 4.4 aber offensichtlich in der Lage, CN-Werte für eine große Vielfalt an Bedingungen zu prognostizieren.

Bei natürlichen Regen ist eine Validierung der CN-Werte noch schwieriger. Zum einen sind die Regen nicht standardisiert, lassen sich also nur schwer vergleichen. Zum anderen sind sie häufig klein, wodurch sich kleine CN-Werte nicht oder nur unsicher berechnen lassen, da kein oder nur wenig Abfluss auftritt. In Folge wirken sich Fehler in der Niederschlags- und Abflussmessung oder Besonderheiten wie lokale Verdichtungen stark aus. Dennoch soll eine Validierung an einem kleinen Datensatz gezeigt werden, der Dikau [116] entnommen wurde.

Der Datensatz stammt von einer 720 m² großen, 60 m langen, 21 % geneigten Parzelle, auf der Wintergerste wuchs. Während der Vegetationsperiode lösten 25 Regen Abfluss aus. Der kleinste Regen, der Abfluss auslöste,

hatte 2,6 mm (im März). Die beiden größten Abflüsse, die keinen Abfluss erzeugten, hatten 49 mm. Sie traten einmal im Juni und einmal im Juli auf, weswegen in diesen beiden Monaten kein CN-Wert errechnet werden kann. Für diese beiden Monate kann daher nur der CN-Wert berechnet werden, der mindestens unterschritten wird. Aus den Abflüssen wurden CN-Werte berechnet und zu Monatsmitteln zusammengefasst. Zusätzlich wurden nach dem in ► Kap. 4 beschriebenen Verfahren die monatlichen CN-Werte aus der Bedeckung vorhergesagt. Es wurde dazu der mittlere Jahresgang der Bodenbedeckung von Wintergerste nach [97] zugrunde gelegt. Analog zu ► Kap. 4 wurde in den Monaten November bis März eine Bodenfeuchte nahe der Feldkapazität, in den Monaten ab Mai eine Bodenfeuchte nahe 50 % Feldkapazität und im April ein dazwischenliegender Wert angenommen. Vergleicht man die aus Abflussmessungen berechneten CN-Werte mit den aus der Bedeckung vorhergesagten, so zeigt sich eine bemerkenswerte Übereinstimmung im Jahresgang (► Abb. 8.23). Die vorhergesagten Werte



▣ **Abb. 8.23** Mit ▶ Gl. 4.4 aus dem typischen Jahresgang der Bedeckung nach [97] vorhergesagte CN-Werte von Wintergerste (orange Symbole und Linien) und aus Abflussmessungen von [116] berechnete CN-Werte für Wintergerste (blaue Symbole und Linien; die Symbolgröße variiert in Abhängigkeit vom größten Niederschlag des Monats zwischen 2,4 mm im März und 49 mm im Juni und Juli; die gefüllten Symbole zeigen Monate, in denen Abfluss auftrat und daher ein CN-Wert berechnet werden konnte; die offenen Symbole zeigen Monate, in denen kein Abfluss auftrat und bei denen daher nur der CN-Wert berechnet werden konnte, unterhalb dessen der wahre CN-Wert liegen muss; traten mehrere Abflüsse in einem Monat auf, wurden die CN-Werte entsprechend der Regenhöhe gewichtet gemittelt, um große Ereignisse stärker zu berücksichtigen, da sie wichtiger sind und da bei ihnen die Berechnung des CN-Wertes genauer ist; die Fehlerbalken zeigen den 95 %-Vertrauensbereich des arithmetischen Mittels)

liegen etwas unter den gemessenen. Dies ist darauf zurückzuführen, dass die Regen zu klein waren, um kleinere CN-Werte ermitteln zu können. Nur bei Regen, bei denen aufgrund besonderer Umstände, z. B. einer hohen Intensität, Oberflächenabfluss auftrat, gingen in die Berechnung ein. Teilweise gab es wesentlich größere Regen, bei denen kein Abfluss auftrat. Da bei diesen Regen kein CN-Wert errechnet werden kann, können diese Regen auch nicht in die Mittelwertbildung aufgenommen werden. Dies verschiebt den Mittelwert fälschlich nach oben. Ungeachtet dieser typischen Schwierigkeit bei der Auswertung natürlicher Regen zeigt sich aber, wie auch schon in der Modellierung der

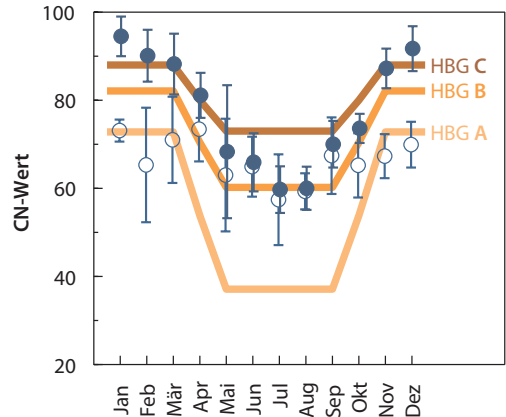
Infiltration durch [117], dass die Bedeckung einen dominanten Einfluss auf die Abflussbildung hat und daher zur Prognose der CN-Werte verwendet werden kann.

Die aus der Bedeckung vorhergesagten CN-Werte, die mit den Messwerten gut übereinstimmen, legen eine verschlammungs-gesteuerte Infiltration nahe. Dies deckt sich mit einer umfangreichen mechanistischen Modellierung des Oberflächenabflusses aller Datensätze von Dikau [116], bei der die durch die Bedeckung gesteuerte Verschlämmung wesentlich für die Abflusentstehung war [117]. Dazu wurde das die Verschlämmung abbildende Modell HKIN [118, 119] verwendet, aber auch andere Modelle, denen andere Modellvorstellungen zugrunde liegen, wie das mit Sättigungsflächen arbeitende TOPMODEL [120] oder das Modell NASIM [121], das die Infiltration bodenfeuchte-abhängig berechnet. Eine verschlammungs-gesteuerte Infiltration erklärte bei diesen Modellierungen die Messwerte gut, auch wenn in einzelnen Fällen Schneeschmelze, Zwischenabfluss und Makroporenfluss ebenfalls eine Rolle spielten [117].

In ▣ Tab. 4.2, in der die Jahresgänge der CN-Werte verschiedener Landnutzungen zusammengestellt sind, fällt auf, dass der Jahresgang für Wald deutlich weniger ausgeprägt ist als bei Ackerkulturen. Dies verwundert nicht, nachdem bei Wald – besonders bei hohem Nadelbaumanteil – die jahreszeitliche Variation der Abflussdisposition fast nur durch den Jahresgang der Bodenfeuchte bedingt wird, da selbst bei Laubbäumen im unbelaubten Zustand eine Bodenbedeckung durch Streu gegeben ist. In ▣ Tab. 4.2 ist daher nur ein mittlerer Jahresgang der Bodenfeuchte berücksichtigt. Wenig überraschend ist der Wald deutlich abflussmindernder als Ackerflächen, wenn die Ackerflächen wenig bedeckt sind. Allerdings dreht sich das Bild in Zeiten, in denen Ackerflächen sehr gut bedeckt sind, wegen des wenig ausgeprägten Jahresgangs von Wald um. Es gibt wenig Datensätze, die diese etwas überraschende Einstufung unter

deutschen Bedingungen überprüfen lassen. Tempel [110] hat mehrjährig zwei Wald-einzugsgebiete im Hunsrück gemessen und die Messwerte auch mit einem physikalisch basierten Modell (MMS/PRMS, [122–124]) nachvollzogen. Diese Modellierung hat den Vorteil, dass sie es erlaubt, zwischen echtem Oberflächenabfluss und exfiltrierendem Zwischenabfluss zu trennen. Von Tempel [110] werden die Messwerte nicht und auch die Modellierungsergebnisse nur als Monats-summen mitgeteilt. Berechnet man CN-Werte aus Monatssummen statt aus Ereigniswerten, führt dies zu CN-Werten, die wesentlich zu niedrig sind, weil auch alle kleinen, voll-ständig infiltrierenden Regen dem abflussaus-lösenden Niederschlag angerechnet werden. Allerdings ist bei Wald eine Zuordnung des Abflusses zu einem Regenereignis auch wegen des langsamen Abflusses schwierig. Dadurch fällt möglicherweise bereits der nächste Regen, während der Abfluss des vor-hergehenden Regens noch nicht beendet ist. Dies wird besonders dann häufig der Fall sein, wenn exfiltrierender Zwischenabfluss, der noch langsamer fließt als echter Oberflächen-abfluss, eine bedeutende Rolle einnimmt. Dies war bei den beiden Einzugsgebieten der Fall, wodurch eine korrekte Zuordnung von Regen und Abfluss praktisch nicht mehr mög-lich und die Unterschätzung der CN-Werte bei Verwendung von Monatssummen kaum zu vermeiden ist. Trotz dieser prinzipiellen Schwierigkeiten sollte durch die Monats-summen der Jahresgang noch hinreichend aufgelöst werden, auch wenn die Tendenz zur Unterschätzung der CN-Werte bestehen bleibt.

Eine weitere, grundsätzliche Schwierig-keit bei der Modellierung des Oberflächen-abflusses, gerade von Waldgebieten, ist die große Standortheterogenität. In Waldgebieten ist sie meist wesentlich ausgeprägter als in landwirtschaftlich genutzten Gebieten. Die Böden der Untersuchungsgebiete von Tempel [110] entsprachen in den Kamm- und Ober-hanglagen der hydrologischen Bodengruppe A. Große Teile des Mittelhanges gehörten



■ **Abb. 8.24** Empfohlene CN-Werte für Wald bei den hydrologischen Bodengruppen A, B und C (Linien) und aus den Daten von Tempel [110] für zwei Wald-einzugsgebiete im Hunsrück berechnete CN-Werte. Die offenen Symbole wurden aus den Monatssummen von Oberflächenabfluss und Niederschlag berechnet, die gefüllten Symbole berücksichtigen zusätzlich den Zwischenabfluss. Die Fehlerbalken geben das 95%-Vertrauensintervall an ($n = 6$; zwei Einzugs-gebiete und drei Jahre)

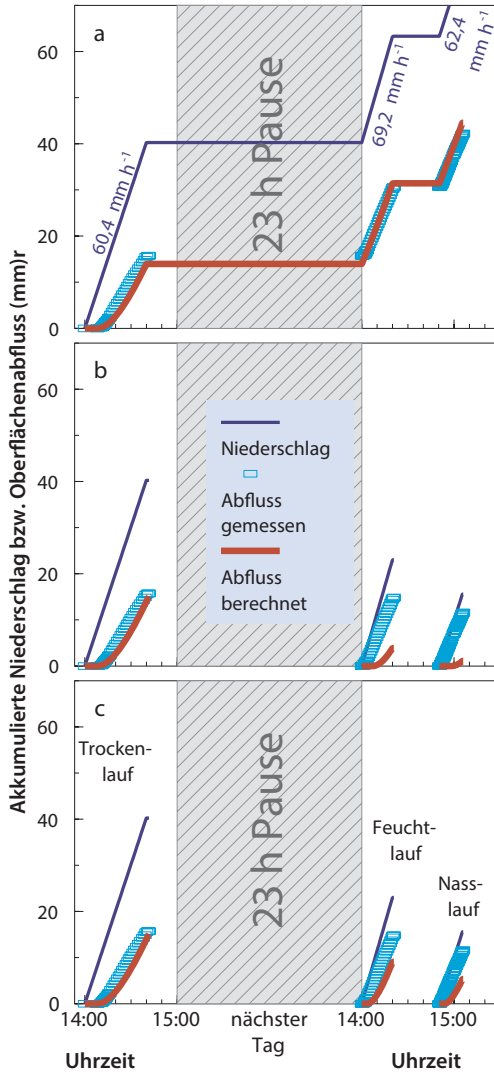
zur Bodengruppe B, und der Unterhang, der durch Hangzugswasser dauerhaft feucht, teil-weise pseudovergletzt und auch wesentlich feinkörniger war, entsprach Bodengruppe C. In ■ **Abb. 8.24** sind daher die empfohlenen Jahresgänge der CN-Werte von Wald für alle drei Bodengruppen eingetragen und mit den aus den Daten von Tempel [110] berechneten Werten verglichen. Die nur aus dem Ober-flächenabfluss berechneten CN-Werte liegen in den Sommermonaten nahe bei den für die hydrologische Bodengruppe B vorausgesagten Werten, während sie in den Wintermonaten unter der Vorhersage liegen. Nimmt man auch noch den Zwischenabfluss bei der Berechnung hinzu, ändert sich in den Sommermonaten wenig, in den Wintermonaten steigen die CN-Werte aber deutlich an. Insgesamt liegen dann die aus den Daten von Tempel [110] berechneten CN-Werte in allen Monaten etwa in dem Bereich, der für die hydrologischen Bodengruppen B und C erwartet werden kann. Ein wesentlicher Konflikt mit den empfohlenen CN-Werten ist nicht erkennbar.

Das CN-Modell ist ein Ereignismodell und ein häufiger Fehler in seiner Anwendung resultiert daraus, dass zeitlich nah aufeinanderfolgende Regen als getrennte Ereignisse betrachtet werden. Allerdings ist nirgends definiert, wodurch ein Ereignis vom nächsten Ereignis abzutrennen ist, wie das z. B. bei der Definition von Erosionsereignissen gegeben ist, wo innerhalb eines Ereignisses regenfreie Perioden von bis zu 6 h möglich sind [79, 125]. Bei der Definition von Ereignissen ist wichtig, dass mit jedem neuen Ereignis wieder Anfangsverluste ($0,2 \cdot S$) (vgl. ► Abschn. 4.3) berücksichtigt werden, während dies bei einer Fortsetzung des vorhergegangenen Regens nicht der Fall ist. Dies bedeutet, dass nach dem vorhergehenden Ereignis genug Zeit verstrichen sein muss, damit der Speicher, der den Anfangsverlust bewirkt (Interzeption durch Pflanzen, Speicherung auf der Bodenoberfläche durch die Mikrotopographie und Speicherung im Oberboden) wieder soweit entleert ist, dass er für eine erneute Befüllung bereitsteht. Folgt ein Regentag auf einen Regentag, so ist die Evapotranspiration und die Umverteilung innerhalb des Bodens meist zu gering, um den Oberbodenspeicher wieder zu entleeren, der am meisten zum Anfangsverlust beiträgt. Daher tritt kaum ein Anfangsverlust auf, wenn ein Regentag auf einen Regentag folgt und der Folgeregen muss als Fortsetzung des ersten Regens angesehen werden. Dies zeigt sich schön bei Beregnungsversuchen. Die in den 1960er-Jahren in den USA etablierte [126, 127] und in der Folge dann auch in Deutschland eingesetzte Methodik [128, 129] sieht einen sogenannten Trockenlauf am ersten Tag, einen sogenannten Feuchtlauf 24 h später und einen Nasslauf nach einer weiteren, meist halbstündigen Pause vor.

Unter anderem wurden von Martin [130] viele solche Beregnungszyklen zu unterschiedlichen Jahreszeiten auf 32 sehr unterschiedlichen Böden, vom Dünsand bis zum schwerem Ton, durchgeführt. Die Daten wurden später zusammen mit weiteren Beregnungsdaten in einer frei zugänglichen

Datenbank veröffentlicht [99–101]. Hier wird der erste Datensatz aus den Juli-Beregnungen von [130] gezeigt. Dabei handelt es sich um eine kolluvial überprägte Parabraunerde aus Löß bei Straubing in Bayern, ein sogenannter Weißlehm. Martin hatte hier am ersten Tag etwa 40 mm in 40 min appliziert, was nach der Definition des Deutschen Wetterdienstes einem heftigen Starkregen entspricht. Am nächsten Tag folgte ein halbstündiger Feuchtlauf mit 23 mm und nach einer halben Stunde Pause ein 15-min Nasslauf mit weiteren 16 mm. Die Regen fanden an Schönwettertagen statt. Daher ist zunächst auf Grund der für Beregnungsversuche geringen Menge des Trockenlaufs und der hohen Verdunstung im Juli von einer besonders schnellen Regeneration des Anfangsspeichers auszugehen. Es wurden ja nur die Parzellen beregnet, während die Umgebung trocken blieb. Dennoch zeigen die Messergebnisse deutlich, dass Feucht- und Nasslauf keine eigenständigen Ereignisse sind, sondern als Fortsetzung des Trockenlaufs angesehen werden müssen. Modelliert man alle drei Beregnungen als ein durch Pausen unterbrochenes Ereignis mit dem CN-Modell, wobei ein CN-Wert von 86 zugrunde gelegt wurde, dann überlagern sich Modellierung und Messung nahezu perfekt (► Abb. 8.25 a). Dies gilt für jeden einzelnen Lauf. Am Ende des Trockenlaufs (gemessener Abfluss 16 mm) ist der berechnete Abfluss nur 2 mm niedriger, am Ende des Feuchtlaufs (gemessener kumulierter Abfluss 31 mm) beträgt der berechnete Abfluss ebenfalls 31 mm und am Ende des Nasslaufs (gemessener kumulierter Abfluss 42 mm) beträgt der berechnete Abfluss 45 mm.

Behandelt man dagegen die drei Läufe als unabhängige Regen, bleibt die Modellierung und damit die gute Übereinstimmung beim Trockenlauf gleich, beim Feucht- und Nasslauf werden aber die Abflussmengen grob unterschätzt. Statt der gemessenen 15 mm im Feuchtlauf werden nur 4 mm berechnet und statt der gemessenen 12 mm in Nasslauf wird nur 1 mm errechnet (► Abb. 8.25b).



▣ **Abb. 8.25** Mit dem CN-Modell berechneter und gemessener kumulativer Oberflächenabfluss bei drei aufeinanderfolgenden Beregnungen (Trocken-, Feucht- und Nasslauf) einer Parabraunerde aus Löß im Vergleich zum kumulierten Niederschlag (Messdaten aus [130]). **a** Die drei Regen werden als ein Ereignis aufgefasst und Regen wie Oberflächenabfluss über den gesamten Beregnungszyklus kumuliert (Gesamtregenge­menge 79 mm; nicht ganz dargestellt; die Zahlen an der Regenlinie geben die jeweilige Intensität wieder). **b** Die drei Regen werden als unabhängige Ereignisse mit Gesamtregenge­mengen von 40, 23 und 16 mm aufgefasst und daher auch getrennt modelliert. **c** Die drei Regen werden als unabhängige Ereignisse aufgefasst und getrennt modelliert. Für die Folgeregen wird aber der vorhergegangene Regen durch Feuchtekorrektur des CN-Wertes berücksichtigt. Der CN-Wert steigt dadurch von 86 im Trockenlauf (auch in (a) und (b) verwendet) auf 93 im Feuchtlauf und auf 94 im Nasslauf

erwartet, obwohl 12 mm abgefließen sind (▣ Abb. 8.25c).

Dies ändert sich auch nicht grundsätzlich, wenn die CN-Werte für den Feucht- und Nasslauf mit Hilfe von ► Gl. 4.3 entsprechend der nun höheren Bodenfeuchte angepasst werden. Zwar steigt dann der CN-Wert von 86 im Trockenlauf auf 93 im Feuchtlauf und auf 94 im Nasslauf und die Diskrepanzen zu den gemessenen Abflüssen werden geringer, aber das grundsätzliche Problem bleibt weiterbestehen. Im Nasslauf werden dann trotz des hohen CN-Wertes nur 5 mm Abfluss

▣ Abb. 8.25b und c zeigen deutlich, dass bei einer individuellen Betrachtung der einzelnen Regen der Anfangsverlust die wesentliche Ursache für diese Fehleinschätzung ist. Die berechneten Abflusskurven beginnen wesentlich später als die gemessenen Abflüsse und können daher auch nicht so hohe Abflusssummen erreichen. Im Feuchtlauf wurde bereits nach 51 s der erste Oberflächenabfluss gemessen und beim Nasslauf sogar schon nach 30 s während es im Trockenlauf 499 s (8,3 min) gedauert hatte. Auch dies wird in dem speziellen Fall nahezu perfekt vom CN-Modell vorhergesagt, bei dem Abfluss nach 495 s auftritt. Die Verzögerungen im Feucht- und Nasslauf beruhen nur darauf, dass zunächst ein Abflussfilm aufgebaut werden muss, bis es überhaupt zum Abfluss kommt. Rechnerisch ergibt sich aus der Anfangsverzögerung beim Feuchtlauf eine Schichtdicke von 1 mm und beim Feuchtlauf eine Schichtdicke von 0,5 mm. Dieses Oberflächenwasser fließt aber nach Regenende ebenfalls ab (s. a. [129]). Aus dem Nachfluss errechnen sich ebenfalls Schichtdicken von ca. 0,5 mm.

Das gleiche Verhalten wie bei dem in **Abb. 8.25** berechneten Boden trat bei nahezu allen von Martin [130] berechneten 32 Böden und bei allen seinen 96 Berechnungszyklen mit je drei Läufen auf. Auch bei den übrigen in der Datenbank [99–101] enthaltenen Berechnungen, sofern sie mehrere Läufe umfassten, trat dieses Verhalten auf (siehe beispielsweise auch die Abbildung in [129]). Kurz aufeinanderfolgende Regen müssen daher zwingend als ein Ereignis aufgefasst und gemeinsam berechnet werden. Sie über eine höhere Bodenfeuchte mit Hilfe von **Gl. 4.3** abzubilden ist dagegen unzureichend (**Abb. 8.25**), wird dem Mechanismus nicht gerecht und ist wohl eine verbreitete Ursache für systematische Fehler in der Anwendung des CN-Verfahrens.

Es stellt sich die Frage, wie groß die Regenpause sein muss, damit ein Folgeregen als unabhängiges Ereignis betrachtet werden kann. Da die Fehleinschätzung nicht aus einer Unterschätzung des CN-Wertes resultierte, sondern aus einer Überschätzung des Anfangsabzugs, ist dazu die Frage zu beantworten, wann der den Anfangsabzug verursachende Speicher wieder zur Verfügung steht. Bei dem in **Abb. 8.25** dargestellten Ereignis infiltrierten 25 mm von den im Trockenlauf applizierten 40 mm. Unterstellt man im Juli eine tägliche Verdunstung von 5 mm d^{-1} , könnte der Anfangsspeicher nach fünf Tagen wieder zur Verfügung stehen. Nach drei Tagen ist vielleicht die Hälfte des Anfangsspeichers wieder verfügbar. Den Anfangsverlust von 0,2 S auf 0,1 S zu vermindern, wäre dann eine einfach umsetzbare Lösung in dieser Zwischenzeit. Eine Feuchtekorrektur des CN-Wertes sollte dann aber nicht vorgenommen werden. Die eignet sich dagegen besser, um hohe Bodenfeuchte zu berücksichtigen, die nicht durch abflussauslösende Starkregen hervorgerufen wurden. Solche Bedingungen sind besonders im Winterhalbjahr wegen der dann geringen Evapotranspiration gegeben.

Literatur

1. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall (2015) Dezentrale Maßnahmen zur Hochwasserminderung. Merkblatt DWA-M 550: Hennef
2. Fiener P, Auerswald K, Weigand S (2005) Managing erosion and water quality in agricultural watersheds by small detention ponds. *Agric Ecosyst Environ* 110:132–142. [▶ https://doi.org/10.1016/j.agee.2005.03.012](https://doi.org/10.1016/j.agee.2005.03.012)
3. Fiener P, Auerswald K (2006) Influence of scale and land use pattern on the efficacy of grassed waterways to control runoff. *Ecol Eng* 27:208–218. [▶ https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2006.02.005](https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2006.02.005)
4. Fiener P, Auerswald K (2005) Measurement and modeling of concentrated runoff in grassed waterways. *J Hydrol* 301:198–215. [▶ https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.030](https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2004.06.030)
5. Fiener P, Auerswald K (2006) Seasonal variation of grassed waterway effectiveness in reducing runoff and sediment delivery from agricultural watersheds in temperate Europe. *Soil Tillage Res* 87:48–58. [▶ https://doi.org/10.1016/j.still.2005.02.035](https://doi.org/10.1016/j.still.2005.02.035)
6. Seidel N (2008) Untersuchung der Wirkung verschiedener Landnutzungen auf Oberflächenabfluss und Bodenerosion mit einem Simulationsmodell. Dissertation, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Freiberg
7. Sonnemann S, Münch A, Dittrich I, Eisenhauer D-R (2008) Einfluss des Waldanteils, der Baumartenzusammensetzung und der Bestandsstruktur sowie der Waldbewirtschaftung auf das Abflussregime von Flusseinzugsgebieten im Osterzgebirge. In: Schmidt PA, Eckehard GW, Eisenhauer DR (Hrsg) Waldbehandlung, Waldmehrung und Auengestaltung unter Berücksichtigung von Hochwasservorsorge und Naturschutz im Osterzgebirge. DBU-Projekt (Abschlussbericht), pp 147–159
8. Matschullat J, Richert E, Bianchin S, et al (2007) Hochwasser- und Naturschutz im Weißeritzkreis. TU Bergakademie Freiberg, Internationales Hochschulinstitut Zittau, Büro für Hydrologie und Bodenkunde, Endbericht DBU-Vorhaben 21278, Freiberg
9. Weiß A (2009) Beitrag unterschiedlicher Bodenbearbeitungsverfahren und Bewirtschaftungsformen der Landwirtschaft zur Reduzierung des Hochwasserabflusses. Dissertation, Kasseler Wasserbau-Mitteil 17: Universität, Kassel
10. Kreiter T (2007) Dezentrale und naturnahe Retentionsmaßnahmen als Beitrag zum Hochwasserschutz in mesokaligen Einzugsgebieten der Mittelgebirge. Dissertation, Universität, Trier

11. Dohm B, Kreiter T (1999) Bemessung und Optimierung von Kleinrückhalten im Rahmen dezentraler Hochwasserschutzkonzepte. Diplomarbeit, Fachbereich Bauingenieurwesen, Fachhochschule, Trier
12. Lukas A (2003) Wasserrückhaltung durch Ländliche Entwicklung – Evaluierung von dezentralen Wasserrückhaltemaßnahmen. Diplomarbeit, Lehrstuhl Bodenordnung und Landentwicklung, Technische Universität, München
13. Kornmann M, Schmidt W, Müller E (2006) Umsetzung erosionsmindernder und hochwasserreduzierender Maßnahmen auf Einzugsgebietsebene am Beispiel des Stausees Baderitz. Schriftenr Sächs Landesanst Landwirtschaft 9:79–86, Dresden
14. Binder F, Macher C, Klöcking B (2006) Integrale Planung von Erstaufforstungen am Beispiel der Paar in der Gemeinde Geltendorf. LWF Wissen, 55:73:82 Bayer Landesanst Wald und Forstwirt, Freising
15. Röttcher K, Tönsmann F (2001) Möglichkeiten und Grenzen des dezentralen Hochwasserschutzes am Beispiel der Bauna. Wasser & Boden 53:29–34
16. Rieger W (2012) Prozessorientierte Modellierung dezentraler Hochwasserschutzmaßnahmen. Mitt des Inst Wasserwesen Wasserwirt Ressourcenschutz, 116: Universität der Bundeswehr München, Neubiberg
17. Assmann A (1999) Die Planung dezentraler, integrierter Hochwasserschutzmaßnahmen mit dem Schwerpunkt der Standortausweisung von Retentionsarealen an der Oberen Elsenz, Kraichgau. LFLBW-Schriftenr 11: Landesamt für Flurneueordnung und Landentwicklung Baden-Württemberg, Kornwestheim
18. Welle PJ, Woodward DE (1986) Time of concentration. Hydrology Technical Note No. N4. U.S. Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Chester
19. Savat J (1977) The hydraulics of sheet flow on a smooth surface and the effect of simulated rainfall. Earth Surf Proc Land 2:125–140. [▶ https://doi.org/10.1002/esp.3290020205](https://doi.org/10.1002/esp.3290020205)
20. Woolhiser DA (1975) Simulation of unsteady overland flow. In: Mahmood K, Yevjevich V (Hrsg) Unsteady flow in open channels 2: chapter 12. Water Resources Publication, Fort Collins
21. Engman ET (1986) Roughness coefficients for routing surface runoff. J Irrig Drain Eng 112:39–53
22. Natural Resources Conservation Service (2010) Time of concentration. In: National Engineering Handbook. Part 630 Hydrology, chapter 15. US Department of Agriculture, Washington
23. Seybert TA (2006) Stormwater management for land development. Methods and calculations for quantity control. Wiley, Hoboken
24. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (2003) Hydraulik naturnaher Fließgewässer. Teil 1 Grundlagen und empirische hydraulische Berechnungsverfahren. Karlsruhe
25. Keulegan G (1938) Laws of turbulent flows in open channels. J Natl Bur Stand 21:707–741
26. Cowan WL (1956) Estimating hydraulic roughness coefficients. Agric Eng 37:473–475
27. Sellin RHJ (1964) A laboratory investigation into the interaction between the flow in the channel of a river and that over its flood-plain. La Houille Blanche 7:793–802
28. Chow VT (1959) Open channel hydraulics. Blackburn Press, Caldwell, New Jersey, USA
29. Freimann R (2014) Hydraulik für Bauingenieure: Grundlagen und Anwendungen. Hanser, München
30. Wikipedia (2017) Hydraulischer Durchmesser. Wikipedia. [▶ https://de.wikipedia.org/wiki/Hydraulischer_Durchmesser](https://de.wikipedia.org/wiki/Hydraulischer_Durchmesser). Zugegriffen: 22. Jan. 2018
31. Sächsisches Landesamt für Umwelt und Geologie (2003) Hydraulische Bemessung von Freigefälledruckleitungen zum Abwassertransport. Dresden
32. Kuichling E (1889) The relation between the rainfall and the discharge of sewers in populous districts. Trans Am Soc Civ Eng 20:1–56
33. Deutsche Vereinigung für Wasserwirtschaft, Abwasser und Abfall (2006) Hydraulische Bemessung und Nachweis von Entwässerungssystemen. Arbeitsbl DWA-A 118: Hennef
34. Pennington M (2012) The rational method—frequently used, often misused. [▶ https://www.waternz.org.nz/Attachment?Action=Download&Attachment_id=846](https://www.waternz.org.nz/Attachment?Action=Download&Attachment_id=846)
35. Cleveland G, Thompson DB, Fang X (2011) Use of the rational and modified rational methods for hydraulic design. Res Rep 0-6070-1: Texas Tech Center for Multidisciplinary Research in Transportation, Lubbock
36. Junghänel T, Ertel H, Deuschländer T (2017) KOSTRA-DWD-2010R. Bericht zur Revision der koordinierten Starkregenregionalisierung und -auswertung des Deutschen Wetterdienstes in der Version 2010. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main
37. Poertner H (1974) Practices in Detention of Urban Stormwater Runoff. APWA Special Rep 43: American Public Works Association, Washington
38. Dhakal N, Fang X, Thompson DB, Cleveland TG (2014) Modified rational unit hydrograph method and applications. Proc Inst Civ Eng Water Manag 167:381–393 [▶ https://doi.org/10.1680/wama.13.00032](https://doi.org/10.1680/wama.13.00032)

39. Bartels H, Weigl E, Reich T, et al (2004) Projekt RADOLAN: Routineverfahren zur Online-Aneichung der Radarniederschlagsdaten mit Hilfe von automatischen Bodenniederschlagsstationen (Ombrometer). Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main
40. Weigl E (2011) Verifikation, Aneichstationsdichte und Ombrometerverfügbarkeit. *Newsl Hydrometeorol* 6:4–13
41. DWD (2018) RADKLIM. Erstellung einer radargestützten hochaufgelösten Niederschlagsklimatologie für Deutschland zur Auswertung der rezenten Änderungen des Extremverhaltens von Niederschlag. Beschreibung des Kompositformats und der verschiedenen Reprozessierungsläufe. Offenbach am Main
42. Krecklow J (2018) Radproc – A GIS-compatible Python-Package for automated RADOLAN Composite Processing and Analysis. Version 0.1.2. ► <https://doi.org/10.5281/zenodo.1313701>
43. Mahlke H (2017) Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum. Dissertation, Wiss Ber Inst Meteor Klimaforsch 65: Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe
44. Lochbihler K, Lenderink G, Siebesma AP (2017) The spatial extent of rainfall events and its relation to precipitation scaling. *Geophys Res Lett* 44:8629–8636. ► <https://doi.org/10.1002/2017GL074857>
45. Allen RJ, DeGaetano AT (2005) Areal reduction factors for two eastern United States regions with high rain-gauge density. *J Hydrol Eng* 10:327–335. ► [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(2005\)10:4\(327\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(2005)10:4(327))
46. Asquith W, Famiglietti J (2000) Precipitation areal-reduction factor estimation using an annual-maxima centered approach. *J Hydrol* 230:55–69. ► [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00170-0](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00170-0)
47. De Michele C, Rosso R (2002) A multi-level approach to flood frequency regionalisation. *Hydrol Earth Syst Sci* 6:185–194
48. National Oceanic and Atmospheric Administration (1972) National Weather Service River Forecast System Forecast Procedures. NWS-Hydro-14, NOAA Technical Memorandum. US Department of Commerce, Washington
49. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (1982) Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluß-Modellen in kleinen Einzugsgebieten. Teil I: Analyse. Regeln zur Wasserwirtschaft 112: Paul Parey, Hamburg
50. Goovaerts P (2000) Geostatistical approaches for incorporating elevation into the spatial interpolation of rainfall. *J Hydrol* 228:113–129. ► [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00144-X](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00144-X)
51. Dyck S, Peschke G (1995) Grundlagen der Hydrologie. Verlag für Bauwesen GmbH, Berlin
52. Merz R (2006) Regionalisierung von Ereignisgrößen. In: Günter B, Godina R, Merz R (Hrsg) Methoden der hydrologischen Regionalisierung. *Wiener Mitt* 197:179–194 Technische Universität, Wien
53. Patt H, Jüpner R (2013) Hochwasser-Handbuch Auswirkungen und Schutz. Springer, Berlin
54. Wohlrab B, Ernstberger H, Meuser A (1992) Landschaftswasserhaushalt. Paul Parey, Hamburg
55. Maniak U (2016) Hydrologie und Wasserwirtschaft. Springer, Berlin
56. Gebner D (1995) Klimatologie und Regionalisierung starker Gebietsniederschläge in der nordalpinen Schweiz. *Zürcher Geogr Schr* 59: ETH Zürich
57. Fiener P, Auerswald K (2009) Spatial variability of rainfall on a sub-kilometer scale. *Earth Surf Proc Land* 34:848–859
58. Schaake J, Duan Q, Smith M, Koren V (2000) Criteria to select basins for hydrologic model development and testing. 15th Conference on Hydrology P1.8:1–4, American Meteorological Society, Long Beach
59. Bronstert A, Agarwal A, Boessenkool B et al (2018) Forensic hydro-meteorological analysis of an extreme flash flood: the 2016-05-29 event in Braunsbach, SW Germany. *Sci Total Environ* 630:977–991. ► <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2018.02.241>
60. Landesanstalt für Umwelt, Messungen und Naturschutz Baden-Württemberg (2016) Leitfaden Kommunales Starkregenrisikomanagement in Baden-Württemberg. Karlsruhe
61. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau (1984) Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluß-Modellen in kleinen Einzugsgebieten. Teil II: Synthese. Regeln zur Wasserwirtschaft 113: Paul Parey, Hamburg
62. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft u. Kulturbau (1999) Hochwasserabflüsse. DVWK-Schriften 124: Wirtschafts- und Verlagsgesellschaft Gas und Wasser mbH, Bonn
63. Althaus J (1985) Vergleich von Modellregeln zur Kanalnetzrechnung. *Mitt Inst Wasserwirtsch Hydrol und Landwirtschaftl Wasserbau* 56: Universität, Hannover
64. Otter J, Königer W (1986) Bemessungsregen für Kanalnetz, Regenüberläufe und Regenbecken. *Gas-Wasser-Abwasser* 66:124–128
65. Schaardt V (1999) Belastungsannahmen bei der Kanalnetzrechnung größerer Einzugsgebiete. *gwf Wasser Abwasser* 1:27–31

66. Natural Resources Conservation Service (2015) National Engineering Handbook. Part 630 Hydrology. US Department of Agriculture, Washington. ► <http://t1p.de/NRCS-NEH>
67. Stahl N, Casper M (2017) Eine neue ereignisbasierte Variante zur Ableitung von synthetischen Niederschlagsverteilungen zur Generierung von Hochwasserganglinien mit dem Niederschlag-Abfluss-Modell LARSIM am Beispiel des Isareinzugsgebietes. Hydrol und Wasserbewirtschaftung 61:93–119. ► https://doi.org/10.5675/HyWa_2017,2_2
68. Deutscher Wetterdienst (2015) Maximierte Gebietsniederschlagshöhen für Deutschland (MGN). Offenbach am Main
69. Institut für technisch-wissenschaftliche Hydrologie (2010) Praxisrelevante Extremwerte des Niederschlags. (PEN-LAWA). Hannover
70. Winterrath T, Brendel C, Hafer M, et al (2018) RADKLIM Version 2017.002: Reprocessed gauge-adjusted radar-data, one-hour precipitation sums (RW). Offenbach am Main. ► https://doi.org/10.5676/dwd/radklim_rw_v2017.002
71. Winterrath T, Brendel C, Hafer M, et al (2018) RADKLIM Version 2017.002: Reprocessed quasi gauge-adjusted radar data, 5-minute precipitation sums (YW). Offenbach am Main. ► https://doi.org/10.5676/dwd/radklim_yw_v2017.002
72. Winterrath T, Brendel C, Hafer M, et al (2017) Erstellung einer dekadischen radargestützten hochauflösenden Niederschlagsklimatologie für Deutschland zur Auswertung der rezenten Änderung des Extremverhaltens von Niederschlag. DWD-Berichte 251: Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main
73. Huntington TG (2006) Evidence for intensification of the global water cycle: review and synthesis. J Hydrol 319:83–95. ► <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2005.07.003>
74. Auerswald K, Fischer F, Winterrath T et al (2019) Klimabedingte Veränderung der Regenerosivität seit 1960 und Konsequenzen für Bodenabtragsschätzungen. In: Bachmann G, König W, Utermann J (Hrsg) Bodenschutz, Ergänzbares Handbuch der Maßnahmen und Empfehlungen für Schutz, Pflege und Sanierung von Böden, Landschaft und Grundwasser (Loseblattsammlung). Erich Schmidt, Berlin
75. Müller EN, Pfister A (2011) Increasing occurrence of high-intensity rainstorm events relevant for the generation of soil erosion in a temperate lowland region in Central Europe. J Hydrol 411:266–278. ► <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2011.10.005>
76. Bürger G, Heistermann M, Bronstert A et al (2014) Towards subdaily rainfall disaggregation via Clausius-Clapeyron. J Hydrometeorol 15:1303–1311. ► <https://doi.org/10.1175/JHM-D-13-0161.1>
77. Feldmann H, Schädler G, Panitz HJ, Kottmeier C (2013) Near future changes of extreme precipitation over complex terrain in Central Europe derived from high resolution RCM ensemble simulations. Int J Climatol 33:1964–1977. ► <https://doi.org/10.1002/joc.3564>
78. Ziese M, Junghänel T, Becker A (2016) Andauernde Großwetterlage Tief Mitteleuropa entfaltet ihr Unwetterpotential mit starken Gewittern und massiven Schadensgeschehen in Deutschland. Deutscher Wetterdienst, Offenbach am Main
79. Auerswald K, Fischer FK, Winterrath T, Brandhuber R (2019) Rain erosivity map for Germany derived from contiguous radar rain data. Hydrol Earth Syst Sci 23:1819–1832. ► <https://doi.org/10.5194/hess-23-1819-2019>
80. Kunz M, Sander J, Kottmeier C (2009) Recent trends of thunderstorm and hailstorm frequency and their relation to atmospheric characteristics in southwest Germany. Int J Climatol 29:2283–2297. ► <https://doi.org/10.1002/joc.1865>
81. Westra S, Fowler HJ, Evans JP et al (2014) Future changes to the intensity and frequency of short-duration extreme rainfall. Rev Geophys 52:522–555. ► <https://doi.org/10.1002/2014RG000464>
82. Lenderink G, van Meijgaard E (2008) Increase in hourly precipitation extremes beyond expectations from temperature changes. Nat Geosci 1:511–514. ► <https://doi.org/10.1038/ngeo262>
83. Coumou D, Lehmann J, Beckmann J (2015) Climate change The weakening summer circulation in the Northern Hemisphere mid-latitudes. Science 348:324–7. ► <https://doi.org/10.1126/science.1261768>
84. Hübl J, Heiser M, Braito S, et al (2017) Ereignisdokumentation und Ereignisanalyse Rottal-Inn 2016, Ereignisanalyse Simbach. IAN REPORT 180(2): Institut für Alpine Naturgefahren, Universität für Bodenkultur, Wien
85. Hübl J, Heiser M, Braito S, et al (2017) Ereignisdokumentation und Ereignisanalyse Rottal-Inn 2016, Ereignisdokumentation. IAN REPORT 180(1): Institut für Alpine Naturgefahren, Universität für Bodenkultur, Wien
86. Lutz W (1984) Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen. Mitt Inst Hydrol Wasserwirt 24: Universität Karlsruhe
87. Linsley RK, Kohler MA, Paulhus JLH (1949) Applied hydrology. McGraw-Hill, New York

88. Kohler MA, Linsley RK (1951) Predicting the Runoff from Storm Rainfall. US Department of Commerce, Weather Bureau, Res Paper 34, Washington
89. Natural Resources Conservation Service (2004) Estimation of direct runoff from storm rainfall. In: National Engineering Handbook. Part 630 Hydrology, chapter 10. US Department of Agriculture, Washington 90
90. Ott M (1997) Untersuchungen zur Ermittlung regional gültiger Hochwasserabflüsse am Beispiel des südbayerischen Donaupraums – Erfassung von abflußrelevanten Bodeneigenschaften bei der Anwendung eines einfachen Niederschlag-Abfluß-Modells. Ber Fachgeb Wasserbau Wasserwirt 5: Universität, Kaiserslautern
91. Koehler G (1999) Regionalisierung von Hochwasserabflüssen für kleine Einzugsgebiete im südlichen Donauebiet. In: Koehler G (Hrsg) Bemessungsabflüsse für kleine Einzugsgebiete. Ber Fachgeb Wasserbau Wasserwirt 9:165–178, Universität, Kaiserslautern
92. Plate EJ, Ihringer J, Lutz W (1988) Operational models for flood calculations. J Hydrol 100:489–506. ► [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(88\)90198-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(88)90198-9)
93. Bayerisches Landesamt für Umwelt (2016) Loseblattsammlung Hydrologische Planungsgrundlagen. Augsburg
94. Graeff T, Zehe E, Blume T et al (2012) Predicting event response in a nested catchment with generalized linear models and a distributed watershed model. Hydrol Process 26:3749–3769. ► <https://doi.org/10.1002/hyp.8463>
95. Seibert SP, Jackisch C, Pfister L, et al (2016) Exploring the interplay between state, structure and runoff behavior of lower mesoscale catchments. Hydrol Earth Syst Sci Discuss 1–51. ► <https://doi.org/10.5194/hess-2016-109>
96. Van Oost K (2003) Spatial modelling of soil redistribution processes in agricultural landscapes. Dissertation, Katholieke Universiteit, Leuven
97. Schwertmann U, Vogl W, Kainz M (1987) Boden-erosion durch Wasser – Vorhersage des Bodenabtrags und Bewertung von Gegenmaßnahmen. Ulmer, Stuttgart
98. Deutsches Institut für Normung (2017) Bodenbeschaffenheit – Ermittlung der Erosionsgefährdung von Böden durch Wasser mit Hilfe der ABAG. DIN 19708:2017-08, Beuth Verlag, Berlin
99. Seibert SP, Auerswald K, Fiener P, et al (2011) Surface runoff from arable land—a homogenized data base of 726 rainfall simulation experiments. ► <https://doi.org/10.1594/GFZ.TR32.2>
100. Fiener P, Seibert SP, Auerswald K (2011) A compilation and meta-analysis of rainfall simulation data on arable soils. J Hydrol 409:395–406. ► <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.08.034>
101. Fiener P, Auerswald K, Winter F, Disse M (2013) Statistical analysis and modelling of surface runoff from arable fields in central Europe. Hydrol Earth Syst Sci 17:4121–4132. ► <https://doi.org/10.5194/hess-17-4121-2013>
102. Musgrave GW (1955) How much of the rain enters the soil? Water. US Department of Agriculture. Yearbook, Washington
103. Natural Resources Conservation Service (2009) Hydrologic soil groups. In: National Engineering Handbook. Part 630 Hydrology, chapter 7. US Department of Agriculture, Washington
104. Maidment D (1993) Handbook of Hydrology. McGraw-Hill Education, New York
105. Scheinost AC, Sinowski W, Auerswald K (1997) Regionalization of soil water retention curves in a highly variable soilscape, I. Developing a new pedotransfer function. Geoderma 78:129–143
106. Ad-hoc Arbeitsgruppe Boden (2005) Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Aufl. Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe in Zusammenarbeit mit den Staatlichen Geologischen Diensten, Hannover
107. Bayerisches Landesamt für Steuern (2009) Merkblatt über den Aufbau der Bodenschätzung. Nürnberg
108. Bowling L, Lettenmaier DP (2001) The effects of forest roads and harvest on catchment hydrology in a mountainous maritime environment. In: Wigmosta MS, Burges SJ (Hrsg) Land Use and Watersheds 2:145–164 AGU Water Science and Applications. ► <https://doi.org/10.1029/WS002p0145>
109. Klaus J, Jackson CR (2018) Interflow is not binary: a continuous shallow perched layer does not imply continuous connectivity. Water Resour Res 54:5921–5932. ► <https://doi.org/10.1029/2018WR022920>
110. Tempel M (2006) Abflussverhalten kleiner, forstlich genutzter Bacheinzugsgebiete am Beispiel des Einzugsgebietes des Oberen Gräfenbaches im Soonwald/Hunsrück. Dissertation, Johannes Gutenberg-Universität Mainz
111. Wigmosta MS, Nijssen B, Storck P (2002) The distributed hydrology soil vegetation model. In: Singh VP, Frevert DK (Hrsg) Mathematical models of small watershed hydrology and applications 1:7–42. Water Resource Publications, Littleton
112. Ingenieurbüro Lenz (2017) Planungshandbuch. Initiative boden.ständig. Ringelai. ► https://www.boden-staendig.eu/_Resources/Persisent/8e414f5335c25a92c760d80cd91699c2dc

- [ba11dc/Planungshandbuch-bodenstaendig-Stand-2017-11.pdf](#)
113. Ingenieurbüro Lenz A (2017) Sanierung des landwirtschaftlichen Stoffhaushalts durch Ländliche Entwicklung. Boden-Ständig Projekt Wallerfing, Ringelai. ► www.boden-staendig.eu
 114. Lindsay JB (2016) Whitebox GAT: a case study in geomorphometric analysis. *Comput Geosci* 95:75–84. ► <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2016.07.003>
 115. Wolfgang HJ (1989) Acker- und pflanzenbauliche Maßnahmen zur Verminderung der Bodenerosion und der Nitratverlagerung im Zuckerrübenanbau. Dissertation. Universität, Hannover
 116. Dikau R (1986) Experimentelle Untersuchungen zu Oberflächenabfluß und Bodenabtrag von Meßparzellen und landwirtschaftlichen Nutzflächen. *Heidelberger Geographische Arbeiten* 81. Selbstverlag des Geographischen Institut, Universität, Heidelberg
 117. Schröder R (2000) Modellierung von Verschlammung und Infiltration in landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. Dissertation, Universität, Bonn
 118. Schröder R, Auerswald K (2000) Modellierung des Jahresgangs der verschlammungsinduzierten Abflussbildung in kleinen landwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten. *Z Kulturtechnik Landentwickl* 41:167–172
 119. Auerswald K, Schröder R (2001) Simulation von verschlammungsgesteuertem Abfluss heterogen genutzter Einzugsgebiete. *Wasser und Boden* 53:17–20
 120. Beven K, Kirkby MJ (1979) A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrol Sci Bull* 24:43–69
 121. Ostrowski MW, Wolf U, Rohde F (1984) Die Berechnung der aktuellen Infiltration mittels Bodenfeuchtesimulation. *Wasserwirtschaft* 74:3–7
 122. Leavesley GH, Lichty RW, Troutman BM, Saindon LG (1983) Precipitation-runoff modelling system—user's manual. Investigation Rep 83-4238. US Geological Survey Water Resources, Denver
 123. Leavesley GH, Markstrom SL, Brewer MS, Viger RJ (1996) The modular modelling system (MMS)—the physical process modeling component of a database-centered decision support system for water and power management. *Water Air Soil Pollut* 90:303–311
 124. Leavesley G, Markstrom S, Viger R, Hay L (2007) The modular modelling system (MMS): a toolbox for water and environmental resources management. In: Wheeler H, Sorooshian S, Sharma K (Hrsg) *Hydrological modelling in arid and semi-arid areas*. International Hydrology Series. University Press, Cambridge, S 87–98
 125. Wischmeier WH (1959) A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *Soil Sci Soc Am Proc* 23:246–249
 126. Meyer LD (1960) Use of the rainulator for runoff plot research. *Soil Sci Soc Am Proc* 24:319–322
 127. Wischmeier WH, Mannering JV (1969) Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Sci Soc Am Proc* 33:131–137
 128. Auerswald K (1985) Erosionsgefährdung unter Zuckerrüben und Sommergerste. *J Agron Crop Sci* 155:34–42
 129. Auerswald K, Eicher A (1992) Comparison of German and Swiss rainfall simulators—accuracy of measurement and effect of rainfall sequence on runoff and soil loss rates. *Z Pflanzenernähr Bodenkd* 155:191–195. ► <https://doi.org/10.1002/jpln.19921550306>
 130. Martin W (1988) Die Erodierbarkeit von Böden unter simulierten und natürlichen Regen und ihre Abhängigkeit von Bodeneigenschaften. Dissertation, Technische Universität, München

Open Access Dieses Kapitel wird unter der Creative Commons Namensnennung 4.0 International Lizenz (► <http://creativecommons.org/licenses/by/4.0/deed.de>) veröffentlicht, welche die Nutzung, Vervielfältigung, Bearbeitung, Verbreitung und Wiedergabe in jeglichem Medium und Format erlaubt, sofern Sie den/die ursprünglichen Autor(en) und die Quelle ordnungsgemäß nennen, einen Link zur Creative Commons Lizenz beifügen und angeben, ob Änderungen vorgenommen wurden.

Die in diesem Kapitel enthaltenen Bilder und sonstiges Drittmaterial unterliegen ebenfalls der genannten Creative Commons Lizenz, sofern sich aus der Abbildungslegende nichts anderes ergibt. Sofern das betreffende Material nicht unter der genannten Creative Commons Lizenz steht und die betreffende Handlung nicht nach gesetzlichen Vorschriften erlaubt ist, ist für die oben aufgeführten Weiterverwendungen des Materials die Einwilligung des jeweiligen Rechteinhabers einzuholen.

