

3 Wasser in der Atmosphäre

3.1 Niederschlag

3.1.1 Niederschlagsbildung

Bei der Betrachtung des Wasserhaushaltes steht der Niederschlag auf der Einnahmeseite der Bilanz. Unter dem Niederschlag versteht man das Ausscheiden des in der Luft enthaltenen Wasserdampfes in fester oder flüssiger Form an der Erdoberfläche. Obwohl der Niederschlag die Hauptquelle all unseres Wassers ist, sind heute die Prozesse, die zur Niederschlagsbildung führen, immer noch nicht genau bekannt. Die Erklärung der Bildung von Regen und Schnee ist deshalb so schwierig, weil in einer Niederschlag produzierenden Wolke die miteinander in Wechselwirkung tretenden Teilchen viele Größenordnungen überspannen können. Von den kleinen Aerosolteilchen von 10^{-2} μm über die Regentropfen von ca. 10^3 μm bis zu den großen Hagelkörnern von $> 10^4$ μm Durchmesser sind es über 6 Größenordnungen. Hier liegt auch der Grund, weshalb im Labor erhaltene Resultate der Wolken- und Niederschlagsphysik nur schlecht auf die freie Atmosphäre übertragen werden können.

Zur Bildung von Niederschlag müssen drei Voraussetzungen erfüllt sein:

- Sättigung der Luft mit Wasserdampf (relative Feuchte wird 100 %). Dieser thermodynamische Zustand, bei dem die Temperatur gleich der Taupunkttemperatur T_d wird, ist praktisch immer das Resultat einer Abkühlung, die ein aufsteigendes expandierendes Luftpaket erfährt.
- Phasenübergang (Kondensation, Gefrieren etc.).
- Wachstum von Tröpfchen und Eisparkeln.

3.1.2 Einfluss der Urbanisierung

Eine anthropogene Niederschlagsbeeinflussung kann auch durch Phänomene des Stadtklimas eintreten, wie es Abb. 3.1 illustriert. Die Ausprägung im Niederschlagsfeld hängt dabei, abgesehen von den physikalischen Prozessen der Niederschlagsbildung, wesentlich von der Stadtgröße und der geografischen Lage ab, vor allem in Bezug zu umgebenden Höhen- und Gebirgszügen (Luv- und Lee-Erscheinungen) bzw. zu großen Wasserflächen (Stabilisierung der Luftmassen im Sommer, Feuchtzufuhr im Winter).

Folgende Faktoren können zu einer Erhöhung des Niederschlags durch den Stadteinfluss beitragen:

- a) **Wärmeineffekt:** Die im Vergleich zum Umland wesentliche Überwärmung des Stadtgebietes führt zu Vertikalbewegungen über der Stadt (Konvektion) und damit zur Bildung bzw. Verstärkung von Wolken und zur Auslösung von Niederschlägen (sofern dies die atmosphärischen Verhältnisse zulassen). Infolge des Transportweges der Luftpakete vom Boden bis zum Wolkenniveau stellt sich der erzeugte Niederschlag im leeseitigen Stadtbereich ein.
- b) **Rauhigkeitseffekt:** Die Baumassen im Stadtgebiet wirken als Hindernisse auf die bodennahe Strömung und führen zu einer Abbremsung und Verwirbelung (Turbulenzen). Das dadurch bedingte längere Verweilen der advektiven Niederschlagsprozesse über dem Stadtgebiet führt insbesondere

Die Niederschlagsintensität ergibt sich aus der Niederschlagshöhe und der zugehörigen Zeit, die Angabe erfolgt in mm/h. Sie ist eine stark variierende meteorologische Größe, die bei sommerlichen Schauerniederschlägen mehrere Zehnerpotenzen innerhalb von Minutenbruchteilen durchlaufen kann, wie in Abb. 3.2 zu sehen ist.

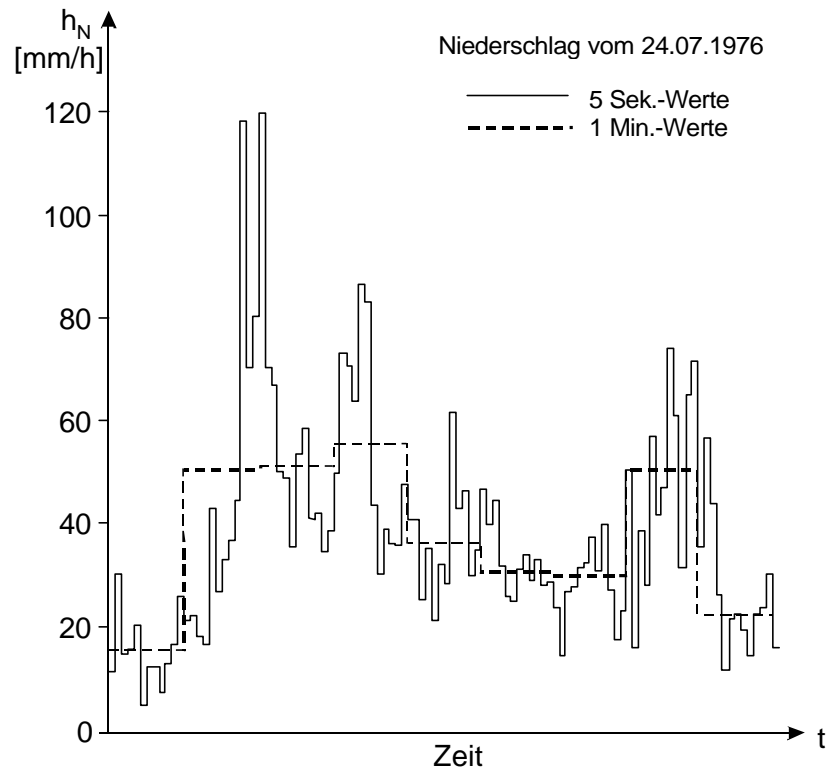


Abb. 3.2 Zeitliche Verteilung von Niederschlagsereignissen (nach BAUMGARTNER & LIEBSCHER 1990)

Tabelle 3.1 Niederschlagsintensitäten (Nomenklatur des DWD)

Ziffer	Bezeichnung	Intensität
0	leichter Niederschlag	$< 0.5 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$
1	mittlerer Niederschlag	$0.5 - 4.0 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$
2	starker Niederschlag	$\geq 4.1 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$

Der Deutsche Wetterdienst (DWD) verwendet die in Tab. 3.1 aufgeführten Definition für die Niederschlagsstärke.

3.1.4 Punktuelle Niederschlagsmessung

Der fallende Niederschlag wird mit verschiedenen Typen von Messgeräten, die aus einem Auffanggefäß mit einer Öffnung bestimmter Größe bestehen, an meteorologischen Stationen und Niederschlagsmessstellen quasi punktuell gemessen. Am häufigsten wird der Regenschirm nach Hellmann eingesetzt, der mit einer Auffangfläche von 200 cm^2 einen Meter über dem Erdboden aufgestellt ist (Abb. 3.3). Die Ablesung erfolgt täglich um 7 Uhr volumetrisch mit einem Messzylinder, bzw. in der modernen Variante über eine elektronische Aufzeichnung. Dabei wird das aufgefangene Wasser über einen Kipp-Zähler unterhalb des Hellmann-Gefäßes registriert. Im Gebirge wird oberhalb 500 m der Gebirgsregenschirm mit 500 cm^2 Auffangfläche eingesetzt. In schwer erreichbaren Gebieten werden Totalisatoren aufgestellt, sie sammeln den Niederschlag größerer Zeiträume.

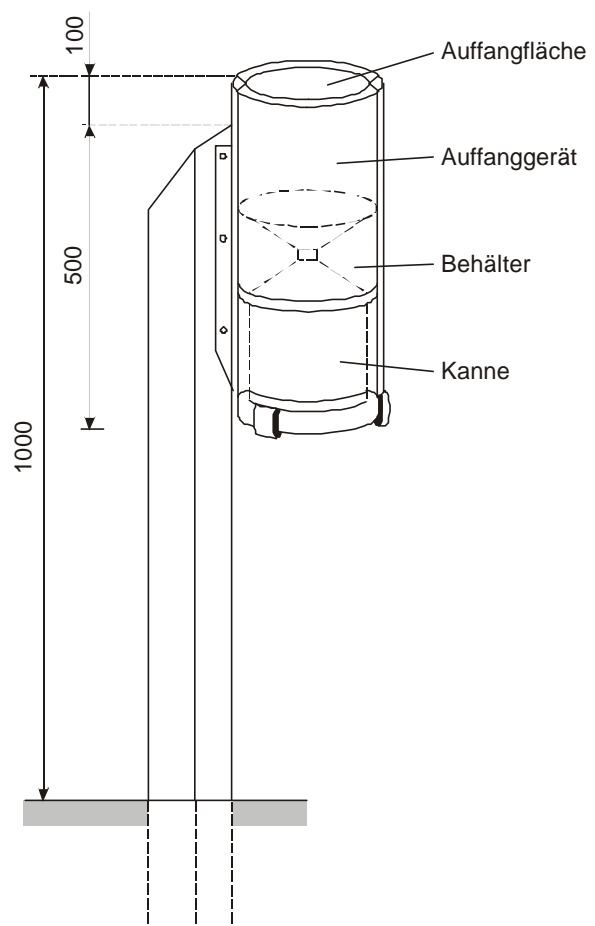


Abb. 3.3
Niederschlagsmessgerät nach Hellmann

Anhand der Niederschlagsregistrierung können die Dauer des Niederschlags und seiner Intensitäten ermittelt werden. Die genannten Messgeräte werden auch für die Messung des festen Niederschlags verwendet. Beim Regenschirm nach Hellmann muss der aufgefangene Schnee aufgetaut und das Wasseräquivalent gemessen werden. Regenschreiber müssen im Winterbetrieb entweder beheizt oder mit einem Frostmittel (z.B. Kühlsole) versehen werden, damit ein schnelles Schmelzen des aufgefangenen Niederschlags gewährleistet ist.

Die Niederschlagsmessung weist einen systematischen Fehler auf, der drei Anteile besitzt: Alle Niederschlagsmesser erzeugen in ihrer Umgebung eine Deformation des Windfeldes, die bei Regen zu einem

Fehler von 2 bis 5 % und bei Schnee von 15 bis 35 % führt. Weitere Fehler entstehen durch Benetzungsverdunstung (5 bis 10 %) und Verdunstung aus der Sammelkanne (1 bis 3 %). Die Niederschlagsmessung liefert somit stets zu geringe Werte. Durch Anordnung der Auffangfläche des Regenmessers im Bodenniveau kann der windbedingte Fehler vermieden werden. In Gebieten mit Schneedecke sind andere Lösungen erforderlich. Zur rechnerischen Korrektur des Niederschlagsmessfehlers wurden verschiedene Verfahren entwickelt (RICHTER 1997).

3.1.5 Messung des Gebietsniederschlags

Hydrologisch interessieren vor allem Flächenniederschläge. Da innerhalb eines Niederschlagsgebietes Niederschlagsmenge und -intensität, insbesondere bei Regenschauern, örtlich sehr verschieden sein können, ist die Dichte des Messnetzes im allgemeinen viel zu gering, um die wahre Niederschlagsverteilung - vor allem für kürzere Bezugszeiträume - ausreichend zu erfassen. Eine Möglichkeit zur besseren Erfassung von Niederschlagsfeldern bietet die Radarbeobachtung des Flächenniederschlags.

Eine andere Möglichkeit besteht darin, aus den gemessenen Punktwerten des Niederschlags einzelner Stationen den Gebietsniederschlag als Flächenmittel für das betrachtete Gebiet (Einzugsgebiet, Flussgebiet) zu ermitteln. Da die räumliche Struktur des Niederschlagsfeldes nicht exakt bekannt ist, werden Punktwerte des Niederschlags über Näherungsverfahren auf die Fläche übertragen. Die räumliche Niederschlagsverteilung ist von der Art des Niederschlags, vom Relief des Gebietes und von der Länge des betrachteten Zeitintervalls abhängig. Dies ist neben der Anzahl der für die Gebietsmittelbildung verfügbaren Niederschlagsstationen und ihrer räumlichen Verteilung bei der Wahl des Verfahrens für die Bildung von Gebietsmitteln zu beachten. Einige der häufig verwendeten Verfahren sind nachfolgend erläutert (DYCK & PESCHKE 1995).

(i) Einfaches arithmetisches Mittel:

Das Gebietsmittel ergibt sich bei n Stationen zu

$$\bar{P} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n P_i, \quad \text{in mm.} \quad (3.1)$$

Das Verfahren liefert gute Schätzungen für das Flachland, wenn die Messstellen gleichmäßig verteilt sind und sich nicht zu stark in ihren Mittelwerten unterscheiden. Voneinander abweichende Gebietsmittel ergeben sich, wenn einerseits nur die im Gebiet selbst liegenden Stationen, und andererseits auch die noch nahe am Gebiet befindlichen berücksichtigt werden, wie das folgende Beispiel zeigt.

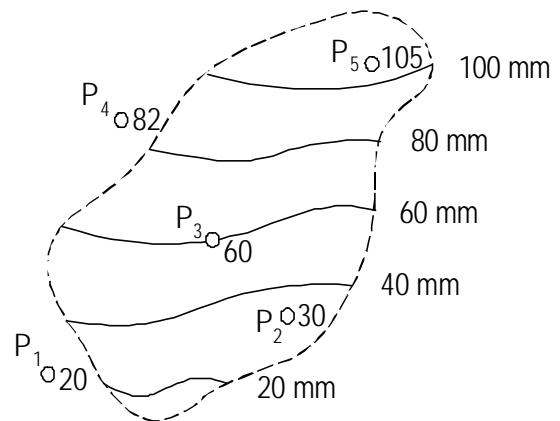


Abb. 3.4 Berechnung des Gebietsniederschlags, Methode (i)

Erstere Berechnung liefert für das Gebietsmittel 65 mm, während sich nach der zweiten $\bar{P} = 59.4$ mm ergibt.

(ii) Polygonmethode:

Hier wird einer ungleichmäßigen räumlichen Anordnung der Niederschlagsstationen dadurch Rechnung getragen, dass jeder von ihnen eine repräsentative Fläche zugeordnet wird. Dazu werden Stationen geradlinig miteinander verbunden; die Mittelsenkrechten auf den Verbindungsgeraden bilden um jede Station Polygone und ordnen ihr eine effektiven Flächenanteil innerhalb der Wasserscheiden des Einzugsgebietes zu. Diese Teilflächen A_i werden planimetriert und auf die Einzugsgebietsfläche A_E bezogen. Die Niederschlagswerte der Stationen P_i werden mit den A_i/A_E gewichtet. Für das Gebietsmittel gilt dann

$$\bar{P} = \sum_{i=1}^n P_i \frac{A_i}{A_E} = \frac{1}{A_E} \sum_{i=1}^n P_i \cdot A_i. \quad (3.2)$$

Für das oben beschriebene Beispiel ergibt sich eine Flächenaufteilung, wie in Abb. 3.5 gezeigt, und ein berechneter Gebietsniederschlag von $\bar{P} = 62$ mm.

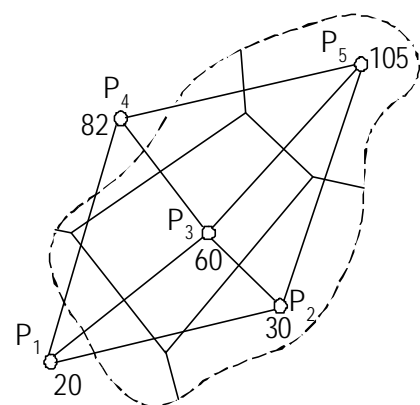


Abb. 3.5 Berechnung des Gebietsniederschlags, Methode (ii)

(iii) Isohyetenmethode:

Aus den Niederschlagshöhen benachbarter Stationen werden über deren räumlichen Abstand Linien gleicher Niederschlagshöhe interpoliert. Die Flächen A_i zwischen den Isohyeten werden ausplanimetriert, und ihnen wird eine Niederschlagshöhe P_i zugeordnet. Die mittlere Niederschlagshöhe des Gesamtgebietes ergibt sich nach Gl. (3.2). Der Vorteil des Verfahrens liegt in der Möglichkeit, bekannte Einflüsse auf die räumliche Niederschlagsverteilung bei der Linienführung der Isohypsen zu berücksichtigen, wie z.B. reliefbedingte Effekte (Luv- und Leewirkung der Gebirge, Tallagen von Stationen u.ä.). Dem steht ein hoher Zeitaufwand für das Zeichnen der Niederschlagskarten gegenüber. Die Isohyetenmethode wird daher bevorzugt für Zeitintervalle von einem Jahr und für mehrjährige Jahresmittel verwendet. Der nach dieser Methode für das Beispielsgebiet berechnete mittlere Niederschlag beträgt $\bar{P} = 63.1$ mm.

(iv) Zuordnung von Flächenanteilen über die hypsometrische Kurve:

In Gebieten mit größeren Höhenunterschieden, bei denen die horizontale Variation des Niederschlags gegenüber der vertikalen vernachlässigt werden kann, können die Flächenanteile der einzelnen Stationen in der hypsometrischen Kurve festgelegt werden, wie in Abb. 3.6 gezeigt wird. Dort sind auf der linken Seite die Höhenlinien des Gebietes, auf der rechten die Höhenlagen der Stationen aufgezeigt.

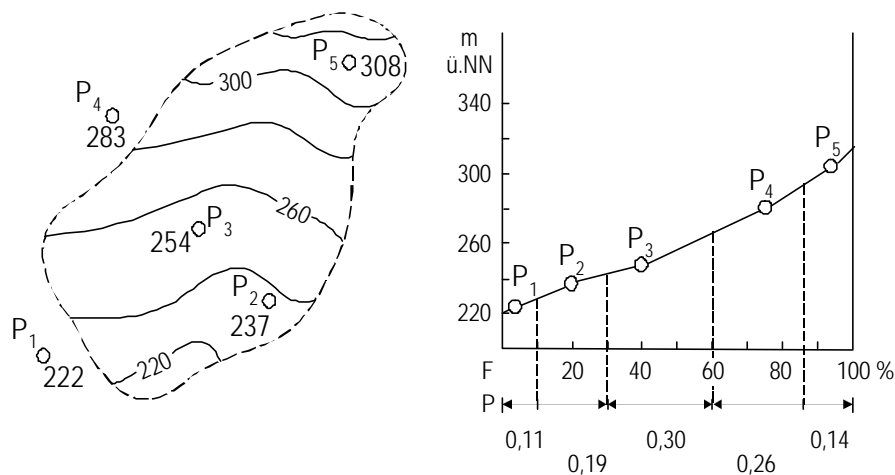


Abb. 3.6 Berechnung des Gebietsniederschlags, Methode (iv)

Die Methode sollte nur für größere Zeitintervalle angewendet werden, für die eine Höhenabhängigkeit des Niederschlags gegeben ist (z.B. ab Monatsmittel). Für das hier betrachtete Beispiel ergibt sich das Gebietsmittel des Niederschlags unter Verwendung der Formel (3.2) zu $\bar{P} = 61.9$ mm.

3.1.6 Zeitliche Variabilität des Niederschlages

Der Niederschlag ist großen zeitlichen Schwankungen unterworfen. In allen Regionen der Erde folgen den mehr oder weniger langen niederschlagsfreien Zeiten Niederschläge von unterschiedlicher Höhe, Intensität und Dauer. Auch innerhalb eines Niederschlagsereignisses kann sich die Niederschlagsintensität laufend ändern. Die zeitliche Variabilität des Niederschlages kann in Darstellungen der zeitlichen Folge (Ganglinien) der Niederschlagshöhen in verschiedenen Zeitskalen sichtbar gemacht, wobei unterschiedlich lange Zeitabschnitte zur Summation bzw. Mittelung gewählt werden (s. Abb. 3.2). Naturgemäß ist die zeitliche Variabilität für die verschiedenen Regionen der Erde je nach Länge des Zeitabschnittes für die Mittelung sehr unterschiedlich. So reicht z.B. die Spanne der täglichen Niederschlagshöhen von 0 - 2 000 mm·d⁻¹, die der monatlichen von 0 - 10 000 mm und die der jährlichen von 0 - 40 000 mm·a⁻¹. Die entsprechenden Maximalwerte der Niederschlagshöhen sind für Mitteleuropa wesentlich geringer. Hier werden z.B. nur selten größere tägliche Niederschlagshöhen als 200 mm·d⁻¹ beobachtet. Die höchste Niederschlagshöhe in der Bundesrepublik Deutschland wurde im Jahre 1969 an der Station Buchenberg mit 296 mm·d⁻¹ gemessen.

Die mit Regenmessern ausgerüsteten Niederschlagsmessstellen liefern im allgemeinen nur Tageswerte des Niederschlags. Wird der zeitliche Niederschlagsverlauf für kleinere Zeitintervalle benötigt, dann sind die Niederschlagsregistrierungen der automatischen Regenschreiber auszuwerten. Die Auswertung erfolgt im allgemeinen für Stundenintervalle, für spezielle Aufgaben auch bis zu 10-Minuten-Intervallen. Den Informationsverlust bei wachsendem Bezugszeitintervall zeigt Abb. 3.2. Anzahl und Dauer der niederschlagsfreien Zeiträume nehmen ab, bis schließlich die intermittierende Eigenschaft des Niederschlags nicht mehr wiedergegeben wird, was im gemäßigtem Klima etwa bei Monatsmitteln auftritt.

Da ausreichende Regenschreiberaufzeichnungen oft nicht zur Verfügung stehen, werden Beziehungen zur Umrechnung der Tageswerte P_d in Niederschlagshöhen für kürzere Dauern benötigt. Zunächst ist der sich auf den festen Zeitraum bis 7 Uhr beziehende Tageswert auf eine Ereignisdauer von 24 h umzurechnen. Für den 24-h-Wert gilt näherungsweise

$$P_{24} = 1,13 \cdot P_d \quad \text{in mm.} \quad (3.3)$$

Für Niederschlagsdauern $15 < D < 1440$ (D in min) kann angesetzt werden

$$P_D = P_{24} \left(\frac{D}{1440} \right)^{0,25}, \quad \text{in mm.} \quad (3.4)$$

Ist für größere Gebiete auf Dauern $D > 24$ h umzurechnen, dann kann mit D in Tagen angesetzt werden

$$P_D = P_{24} \cdot D^{0,40} \quad \text{in mm.} \quad (3.5)$$

Die Grundlage für eine detaillierte Analyse der netzmäßig gewonnenen Werte bilden im allgemeinen die täglichen Niederschlagshöhen. In der Bundesrepublik Deutschland beziehen sich die Werte jedoch nicht auf den Kalendertag, sondern auf die Zeit von 7 bis 7 Uhr MEZ. Die derzeitige Ausstattung des Messnetzes erlaubt nur für etwa 10 % der Niederschlagsstationen eine höhere zeitliche Auflösung und einen Bezug auf den Kalendertag. Die tägliche Niederschlagsmessung um 7 Uhr gibt einen Summenwert über alle Niederschläge der letzten 24 Stunden. Der tägliche Niederschlagswert gibt keine Auskunft darüber, wann, über welche Zeitspanne, mit welcher maximalen Intensität und welcher zeitlichen Verteilung der Niederschlag gefallen ist. Daher ist in der täglichen Niederschlagsmessung nicht alle Information enthalten, die für hydrologische Berechnungen benötigt wird. Für hydrologische Modellberechnungen werden oft 1-, 3- oder 6-stündliche Niederschlagshöhen benötigt. Diese können aus Niederschlagsregistrierungen herausgezogen werden.

Für die weitere statistische Behandlung der Niederschlagsmesswerte werden Monats- und Jahressummen gebildet. Gegenüber den täglichen Niederschlagswerten nimmt die zeitliche Variabilität monatlicher Niederschlagshöhen stark ab. Dennoch sind die Schwankungen von Monat zu Monat erheblich. Extrem starke Niederschlagsereignisse sind meist noch in den Monatswerten erkennbar. Aus den mittleren Niederschlagshöhen der einzelnen Monate ergibt sich der mittlere Jahrgang. Zur besseren Vergleichbarkeit werden hierfür die Monatswerte in Prozent der mittleren Jahreshöhe umgerechnet.

3.1.6 Räumliche Variabilität des Niederschlages

Wie bereits mehrfach erwähnt, unterliegt der Niederschlag starken räumlichen Unterschieden. Die räumliche Verteilung der Niederschlagshöhen wird in Niederschlagskarten dargestellt, wobei Linien gleicher Niederschlagshöhe (Isohyeten) gekennzeichnet sind. Durch eine räumliche Mittelung von Niederschlägen bei der Bildung von Gebietsniederschlägen wird die räumliche Variabilität verwischt. Die Größe der räumlichen Variabilität hängt von der betrachteten Zeitskala und von verschiedenen meteorologischen und orografischen Gegebenheiten, wie z.B. Klima, Niederschlagsart, Höhenlage, Exposition zur Windrichtung, ab. Kleinräumig gesehen ist die räumliche Variabilität für Niederschläge in kleinen Zeitskalen am größten.

Starke Niederschläge in kurzen Zeiträumen stellen eine maßgebliche Belastung für wasserwirtschaftliche, verkehrstechnische und landwirtschaftliche Anlagen dar. Für Entwässerungsnetze und Verkehrsflächen werden Bemessungsregen von wenigen Minuten Dauer benötigt.

Geht man von einem Basisregen $P(T,D) = P(1,15)$ mit jährlichem Auftreten ($T = 1$) und 15 min Dauer ($D = 15$) aus, der $100 \text{ l s}^{-1} \cdot \text{ha}^{-1}$ beträgt, dann kann dieser auf andere Dauer- und Wiederkehrintervalle umgerechnet werden. Die Formel dafür lautet (DYCK & PESCHKE 1995):

