

TECHNISCHE UNIVERSITÄT MÜNCHEN
Fachbereich Landwirtschaft und Gartenbau
Weihenstephan

DIE EROSIVITÄT DER NIEDERSCHLÄGE IN BAYERN

Diplomarbeit
Angefertigt im Auftrag von
Herrn Prof. Dr. U Schwertmann
am Lehrstuhl für Bodenkunde
von
Helmut Rogler, 1981

Inhaltsverzeichnis:

1. Einleitung	1
2. Definitionen und Begriffsbestimmungen.....	1
2.1 Erosiver Regen	1
2.2 Maximale 30 - Minuten-Intensität.....	2
2.3 Regenenergie	2
2.4 R_e - Wert.....	2
2.5 Jahres- R- Wert.....	2
2.6 R-Faktor	2
3. Ermittlung und Verrechnung der Daten.....	2
3.1 Beschaffung der Niederschlagsregistrierstreifen.....	3
3.2 Ermittlung der Zeitspannen, in denen die Niederschläge keine Erosion verursachen können.....	3
3.3 ERMITTLUNG DER MAXIMALEN 30-MINUTEN-INTENSITÄT I_{30}	3
3.4 DER DIGITALISIERVORGANG, ERFAHRUNGEN MIT RECHNERN UND PROGRAMMEN	4
3.5 DIE ERZEUGTEN DATEN	4
3.5.1 Normierte Regenkurve	5
3.6 DIE VERRECHNUNG DER DATEN.....	5
3.7 DIE VERFLIXTE EDV IM JAHRE 1981	5
4. DIE EREIGNISZEITRÄUME EXTREM GROSSER R_e -WERTE	6
4.1 DIE LOGARITHMISCHE VERTEILUNG DER R_e -WERTE.....	6
4.2 DIE GUMBEL-VERTEILUNG	8
4.3 DIE POISSON-VERTEILUNG	10
4.4 BETRACHTUNGEN ÜBER WAHRSCHEINLICHKEITEN BESTIMMTER R_e -WERTE IN BAYERN	11
4.5 VERGLEICH UND ANWENDBARKEIT DER VERTEILUNGEN	13
4.5.1 Die Log-Normalverteilung	14
4.5.2 Die Gumbel-Verteilung.....	14
4.5.3 Die Poisson-Verteilung	15

5. DIE Re -WERTE	19
5.1 JAHRES- UND DURCHSCHNITTLICHE MONATSHÄUFIGKEITEN DER Re	19
5.2 GRÖSSENORDNUNG UND VERTEILUNG DER R _e - WERTE	22
5.3 DURCHSCHNITTSWERTE DER Re.....	32
5.4 DIE Re -WERTE, NACH NÄHERUNGSFORMELN BERECHNET	34
6. DIE R- FAKTOREN UND IHRE JAHRES- R- WERTE	36
6.1 DIE VARIATION DER JAHRES-R-WERTE	36
6.2 DIE VERTRAUENSBEREICHE DER R-FAKTOREN	39
6.3 DIE R-FAKTOREN UND IHRE AUSWERTUNGSZEITRÄUME	41
6.4 DIE MONATSANTEILE DER R-FAKTOREN	47
7. EIGENSCHAFTEN EROSIVER EINZELREGEN	49
7.1 DER NIEDERSCHLAG	50
7.2 DIE REGENDAUER	51
7.3 DIE REGENENERGIE.....	53
7.4 DIE MAXIMALE 30-MINUTEN-INTENSITÄT	55
7.5 ZUSAMMENFASSENDE CHARAKTERISIERUNG EROSIVER NIEDERSCHLÄGE	57
8. DURCHSCHNITTLICHE JAHRESSUMMEN DER EIGENSCHAFTEN EROSIVER REGEN	59
8.1 DIE EROSIVE JAHRESNIEDERSCHLAGSMENGE.....	60
8.2 DIE JAHRESREGENDAUER.....	61
8.3 DIE JAHRESREGENENERGIE	63
9. DIE SCHÄTZUNG DER R- FAKTOREN	66
9.1 DIE REGRESSIONSGLEICHUNGEN	68
9.2 DIE VERTRAUENSBEREICHE DER REGRESSIONSGLEICHUNGEN	69
9.3 DIE VERWENDUNG LANGJÄHRIG GEMITTELTER NIEDERSCHLAGSWERTE	72
10. DIE ANFERTIGUNG EINER ISOERODENTKARTE	74
10.1 DIE GEMEINDEKARTE ALS ARBEITSGRUNDLAGE	74
10.2 DIE NIEDERSCHLAGSKARTE ALS ARBEITSGRUNDLAGE	75
10.3 DIE ANFERTIGUNG EINER ISOERODENTKARTE OHNE ZUHILFENAHME ANDERER KARTEN.....	76
11. DIE ERMITTLUNG DER R- FAKTOREN IN DER PRAXIS	77
11.1 HILFSMITTEL ISOERODENTKARTE	77
11.2 HILFSMITTEL TABELLE	78
12. ZUSAMMENFASSUNG	81
LITERATURVERZEICHNIS	83
ANHANG	85

1. Einleitung

Die Gefahr erhöhter Erosion durch intensiveren Landbau erkannten in den 50er und 60er Jahren als erste die Amerikaner. WISCHMEIER und SMITH (1978) erarbeiteten eine Universelle Bodenabtragungsgleichung (UBAG), die es erlaubt, den durchschnittlichen jährlich zu erwartenden Bodenabtrag A in t/ha zu schätzen.

$$A = R * K * LS * C * P$$

Die verwendeten Faktoren haben darin folgende Bedeutung:

- A = jährlicher Abtrag in t/ha
- R = Regen- und Oberflächenabflußfaktor
- K = Bodenerodierbarkeitsfaktor
- LS = Topographiefaktor (Hanglänge und -neigung)
- C = Bedeckungs- und Bearbeitungsfaktor
- P = Erosionsschutzfaktor

Während die Faktoren P, C und LS relative Werte darstellen, die theoretisch zwischen 0 und 1 schwanken können, kennzeichnet der R- Faktor die Erosivität gebietsspezifischer Niederschläge und der K- Faktor den Bodenabtrag in t/ha * Jahr je Einheit R.

2. Definitionen und Begriffsbestimmungen

2.1 Erosiver Regen

1. Als erosiv gelten Regen mit einem Niederschlag $N_e \geq 10$ mm (N_e = Niederschlag eines Einzelregens).
2. Darüber hinaus sind Regen mit $N_e < 10$ mm dann als erosiv einzustufen, wenn sie eine Maximale 30- Minuten- Intensität von $I_{30} \geq 10$ mm/h aufweisen (BADER und SCHWERTMANN, 1980).
3. Der Beginn eines erosiven Regens erfolgt zu dem Zeitpunkt ab dem in den nächsten 6 Stunden mehr als 1.27mm (=1/20 inch) Niederschlag fallen. Analog dazu ist das Ende eines erosiven Regens mit dem Zeitpunkt festzulegen, bis zu dem in den letzten 6 Stunden weniger als 1.27mm Niederschlag auftraten (WISCHMEIER und SMITH, 1965).

2.2 Maximale 30 - Minuten-Intensität

Die Maximale 30-Minuten-Intensität ist der maximale Niederschlag eines 30-Minuten-Zeitraums, multipliziert mit dem Faktor 2 (Umrechnung in „Stundenwert“) und trägt die Einheit (mm/h) (BADER, Diplomarbeit 1978).

$$R_e = E_e * I_{30} * 10^{-3}$$

Als Intensität gilt somit der Quotient

$$I_{30} = \frac{\text{Niederschlag}(mm)}{\text{Re gendauer}(Stunden)}$$

2.3 Regenenergie

Die Schätzung der Energie eines Einzelniederschlags E_e erfolgt nach der Gleichung

$$E_e = \sum (11.89 + 8.73 \log I_i) * N_i$$

Dabei wird die Niederschlagsaufzeichnung eines Regens in n Zeitintervalle gleichmäßiger Steigung unterteilt und von jedem Zeitintervall i der Niederschlag N_i und die Intensität I_i ermittelt. Die Gleichung berechnet die Energie in J/m^2 (BADER und SCHWERTMANN, 1980).

2.4 R_e - Wert

Der R - Wert eines Einzelregens R_e ist das Produkt aus Energie E_e , Maximaler 30-Minuten-Intensität und dem Faktor 10^{-3} .

R_e wird in den Einheiten ($kJ*mm/m^2*h$) angegeben.

BADER und SCHWERTMANN (1980) verwendeten die Einheit ($100*J*mm/m^2*h$), weshalb ihre R -Werte (und R -Faktoren) um den Faktor 10 größer waren.

2.5 Jahres- R- Wert

Der Jahres- R - Wert ist die Summe aller an einem Ort (Wetterstation) gemessenen R -Werte eines bestimmten Jahres und hat die gleiche Einheit wie R_e .

2.6 R-Faktor

Der R - Faktor R ist der durchschnittliche Jahres- R - Wert eines Ortes, über einen längeren Auswertungszeitraum gemittelt.

3. Ermittlung und Verrechnung der Daten

Für diesen Vorgang waren folgende Arbeitsschritte notwendig:

1. Beschaffung der Niederschlagsregistrierstreifen
2. Feststellung der Zeitspannen, in denen die Niederschläge keine Erosion verursachen können
3. Ermittlung der erosiven Niederschläge (s. Kapitel „Erosiver Regen“)
4. Bestimmung der Maximalen 30-Minuten-Intensität I_{30}
5. Digitalisation der Regenkurven
6. Auswertung des Datenmaterials

Zum besseren Verständnis und als Anleitung etwaiger weiterer Auswertungen werden die genannten Arbeitsschritte nachfolgend näher erläutert:

3.1 Beschaffung der Niederschlagsregistrierstreifen

Die Streifen, nach Jahrgängen geordnet, sind in den Wetterämtern München und Nürnberg oder in den Hauptamtlichen Wetterhauptstationen (nachfolgend kurz Wetterstationen genannt) gelagert. In seltenen Fällen bewahrt sie auch das Zentralamt des Deutschen Wetterdienstes in Offenbach auf (meist für Auswertungszwecke).

Je nach Mentalität und Pflichtbewußtsein der Bediensteten dieser Institutionen wurden die Registrierstreifen per Post oder durch persönliche Vorsprache unter Vorzeigen einer Verpflichtungserklärung ausgehändigt. Eine sorgfältige Behandlung und gewisse Vorsicht beim Umgang mit diesen Unterlagen ist dabei gerechtfertigt, da die Registrierstreifen unwiederbringliche Originale darstellen.

3.2 Ermittlung der Zeitspannen, in denen die Niederschläge keine Erosion verursachen können

Treten die Niederschläge in Form von Schnee auf und/oder fallen sie auf eine Schneedecke, so können sie keine Erosion verursachen. Da Schneedecke und Art der Niederschläge meist auf dem Registrierstreifen nicht vermerkt sind, müssen diese Informationen aus Klimatabellen entnommen werden, die in den Wetterämtern aufliegen und nur dort persönlich einsehbar sind. Dabei werden diejenigen Tage, Wochen oder Monate ermittelt, in denen eine Schneedecke bzw. ein Schneefall registriert wurden. Niederschläge, die in diesen Zeiten auftreten, kommen nicht zur Auswertung.

Die Begriffe „Schneedecke“ und „Schneefall“ sind bei der Ermittlung solcher Zeitspannen folgendermaßen definiert:

Schneedecke:

Mehr als 50% der Bodenfläche ist mit Schnee bedeckt. Dabei wird die Angabe „Durchbrochen“ noch als Schneedecke gewertet, wogegen die Angabe „Flecken“ besagt, daß der Schnee nur noch teilweise vorhanden ist und keine Schneedecke mehr bildet.

Schneefall:

Niederschlag in Form von Schnee oder Schneeregen. Geht ein Niederschlag im Verlauf seiner Dauer von Schnee in Regen über, wird er erst ab dem Zeitpunkt des Regenbeginns gewertet (jedoch nur dann, wenn keine Schneedecke vorhanden ist).

3.3 ERMITTLUNG DER MAXIMALEN 30-MINUTEN-INTENSITÄT I_{30}

Die Maximale 30-Minuten-Intensität wurde bei der Erstellung der Diplomarbeit mit Hilfe einer Schablone festgestellt. Dieser Arbeitsgang kann jedoch auch in das Digitalisierprogramm integriert werden.

Zur Ermittlung von I_{30} ist folgender Hinweis von großer Bedeutung:

Gemessen wird der maximale Niederschlag eines 30-Minuten-Zeitraums. Für weitere Berechnungen multipliziert jedoch das Digitalisierprogramm den eingegebenen Meßwert mit dem Faktor 2, da I_{30} in mm/h definiert ist.

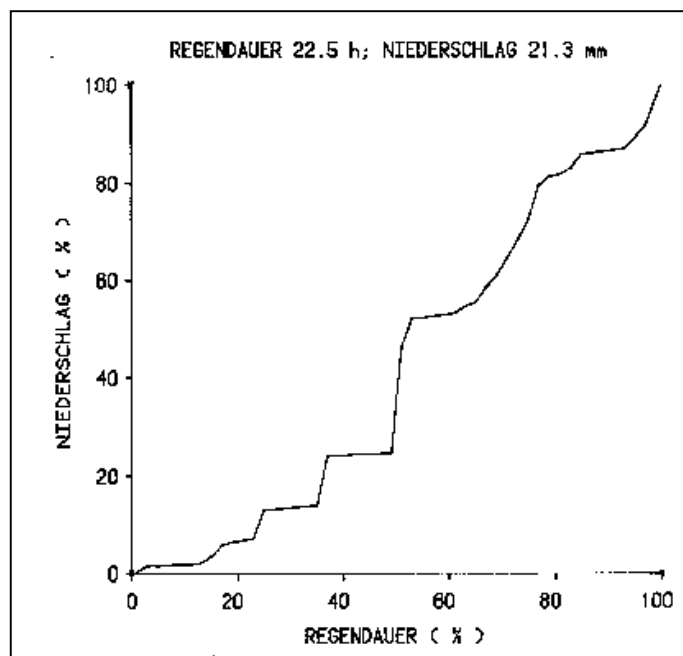
Als Schablone dient eine Folie, auf der ein 30-Minuten-Abschnitt eines Registrierstreifens fotokopiert ist. Diese Folie wird auf die Niederschlagskurve gelegt und solange verschoben, bis der Bereich maximaler Steigung in das Schablonenbild kommt. Der Niederschlag innerhalb der 30 Minuten ist abzulesen und mit dem Datum des Regenbeginns zu notieren (s. auch BADER, Diplomarbeit 1978).

3.4 DER DIGITALISIERVORGANG, ERFAHRUNGEN MIT RECHNERN UND PROGRAMMEN

Als Digitalisation wird hier die Ermittlung und Speicherung von Punktkoordinaten graphischer Aufzeichnungen mit Hilfe geeigneter Computer bezeichnet. In vorliegender Arbeit wurde dieses Verfahren u. a. dazu benutzt, den R_e - Wert einzelner Regen zu berechnen.

Das zur Berechnung der R_e - Werte letztendlich benutzte Rechenprogramm wurde von Karl Panzer (BStMLU) und Dr. Auernhammer (Inst. für Landtechnik, Weihenstephan) geschrieben. Das Programm arbeitet im Dialog, d.h. der Rechner ruft die erforderlichen Daten über den Bildschirm auf. Einzugeben sind dabei u.a. die Stationsnummer, das Datum des Regens und die maximale Intensität (gemessener, nicht mit 2 multiplizierter Wert!). Danach erfolgt die Digitalisation der Regenkurve.

Der Computer berechnet die Energie, die Dauer, den R_e - Wert und eine normierte Kurve des Regens. Er speichert die Daten und zeigt die eingegebenen Werte und das Ergebnis zur Kontrolle auf dem Bildschirm an.



Die Vorteile dieses Programmablaufs sind in der sofortigen Kontrolle der Eingaben und der Ergebnisse zu sehen.

3.5 DIE ERZEUGTEN DATEN

Wie in Kapitel 3.4 schon z.T. erwähnt, berechnet das Digitalisierprogramm die Daten Regenbeginn, Regenenergie, Niederschlagsmenge, Regendauer und den R_e - Wert des Regens. R_e wird dabei in den Einheiten ($100 \cdot J \cdot \text{mm}/\text{m} \cdot \text{h}$) ausgewiesen.

Außerdem berechnet das Programm den R_e - Wert nach der Näherungsformel von BADER und SCHWERTMANN (1980). Diese Daten, zusammen mit den einzugebenden Werten (Stationsnummer, Datum und I_{30}) und einer aus dem digitalisierten Kurvenverlauf berechneten Normierten Niederschlagskurve, werden gespeichert.

3.5.1 Normierte Regenkurve

Auf der Abszisse ist die relative Dauer des Regens (100% = 22.5 Stunden), auf der Ordinate der relative Niederschlag (100% = 21.3 mm) aufgetragen. Die Werte dieser normierten Kurve sagen aus, daß der Regen langsam begann. Nach 49% der Zeit (25.y-Wert) waren erst 24.7% des Niederschlags gefallen. Nach diesem Zeitpunkt jedoch stieg die Intensität des Regens erheblich an. Innerhalb 2 % der Zeit fielen allein 22 % des Niederschlags (46.7% - 24.7%, 26. bzw. 25.y-Wert). Nach diesem Zeitpunkt flacht die Kurve wieder ab, zeigt jedoch bis zum Ende des Regens noch zweimal einen Intensitätsanstieg.

Diese Normierten Kurven haben den großen Vorteil, den Regenverlauf ohne Zuhilfenahme der Registrierstreifen jederzeit zu rekonstruieren.

3.6 DIE VERRECHNUNG DER DATEN

Die Verrechnung der Daten erfolgte am Computer des BStMLU. Das Programm dazu schrieb Herr E. Weihs, der dem gleichen Ministerium angehört.

Dieses Programm berechnet absolute und relative Monats-, Jahres- und Durchschnittssummen, stellt die Anzahl der Daten eines jeden Monats und Jahres fest und berechnet aus den Normierten Kurven eine Durchschnittskurve. Durch einfaches Ändern des Einleseformats kann jeder gewünschte Wert (Energie, I_{30} , Niederschlag, Regendauer und R_e) verrechnet werden. Die Ergebnisse der Kapitel 5, 6 und 7 wurden z. T. auf diese Weise ermittelt.

3.7 DIE VERFLIXTE EDV IM JAHRE 1981

Dieser Abschnitt ist als Einschub zu verstehen und gehört nicht direkt zur Darstellung der vorliegenden Arbeit.

Die Niederschlagsregistrierstreifen wurden aus Gründen erheblicher Zeitersparnis im Institut für Landtechnik, Weihenstephan, digitalisiert, während das Auswertungsprogramm, kostenlose Rechenzeit und Speichermöglichkeiten am BStMLU zur Verfügung standen. Aus diesem Grund ergab sich die Notwendigkeit eines Datentransfers zwischen Weihenstephan und München. Da Außenstehende darin kein Problem sehen würden, soll hier kurz auf die Schwierigkeiten, die dabei auftraten, eingegangen werden.

Wie in Kapitel 3.4 erwähnt, arbeitete der Computer der Landtechnik Weihenstephan 1981 mit Disketten als Datenträger. Da das BStMLU keinen Diskettenleser zum Einlesen der Daten besaß, mußte auf das Rechenzentrum des Bayerischen Staatsministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten (BStMELF, ausgewichen werden. Dieses besaß eine IBM-Rechenanlage, die über eine Standleitung mit einem Diskettenleser verbunden war, der im Landeskuratorium für tierische Veredelung (LKV) stand.

Mit Hilfe dieses Diskettenlesers konnten z.B. Daten von Disketten auf ein Magnetband im Rechenzentrum des BStMELF übertragen werden.

Das Rechenzentrum des BStMLU besaß eine Siemens-Rechenanlage. Aus diesem Grund war es nicht möglich, die über den Diskettenleser des LKV auf einem IBM-Magnetband gespeicherten Daten im BStMLU einzulesen. Die Siemens-Rechenanlage konnte die sogenannten „Header-Zeichen“, die der IBM-Computer zwischen zwei Dateien bzw. am Anfang einer jeden Datei setzt, nicht lesen. Die Lösung dieses Problems bestand darin, die einzelnen Dateien auf dem IBM-Magnetband zu einer Datei zusammenzufassen und in der erforderlichen Schreibdichte auf ein Siemens-Magnetband zu kopieren.

Mit diesem Magnetband konnten dann am BStMLU die Daten eingelesen werden.

Der Datentransfer zwischen Weihenstephan und dem BStMLU wickelte sich nach diesen Gegebenheiten wie folgt ab:

- Mit den Disketten von Freising nach München zum BStMLU (Rosenkavalierplatz), dort ein Siemens- Magnetband abholen.
- Mit Magnetband und Disketten zum BStMELF (Nähe Odeonsplatz), das Magnetband abgeben.
- Mit den Disketten zum LKV (Nähe Kaiser-Ludwig-Platz, diese dort, zusammen mit einem Kopierbefehl („Kartenjob“), einlesen. Die Daten werden im Rechenzentrum des BStMELF auf ein IBM- Magnetband gespeichert, der Kopierbefehl veranlaßt die Übertragung dieser Daten auf das Siemens- Magnetband.
- Mit den Disketten zurück zum Odeonsplatz (BStMELF), dort das Siemens- Magnetband abholen.
- Mit Magnetband und Disketten zum Rosenkavalierplatz (BStMLU), Daten auf permanenten Speicher (Magnetplatten) einlesen.
- Mit den Disketten zurück nach Weihenstephan.

.... und das 1981, 12 Jahre nach der Mondlandung!

4. DIE EREIGNISZEITRÄUME EXTREM GROSSER R_e -WERTE

Es ist zwingend notwendig, dieses Kapitel vor allen weiteren Ausführungen zu setzen, da die Auswertungen folgender Kapitel auf den hier geschilderten Überlegungen aufbauen. Dazu ist es auch unumgänglich, verschiedenen Berechnungen vorzugreifen, wie z.B. der Verteilung der logarithmierten R_e -Werte. Diese werden jedoch an geeigneter Stelle nochmals dargelegt.

Eine sehr geringe Anzahl der ausgewerteten Regen und damit in ihrem Auftreten relativ selten, muß als höchst erosiv eingestuft werden. Ihre extrem großen R_e -Werte beeinflussen den R-Faktor einer Wetterstation in seiner Größe wie auch in der Streuung seiner Jahres-R-Werte erheblich und machen eine Voraussage der Erosivität der Niederschläge sehr unsicher.

Im Rahmen der Bestrebungen, Erosionsschutzmaßnahmen auf einen vernünftigen, wirtschaftlich vertretbaren Zeitraum abzustellen, sollten deshalb solche extrem großen und nur in größeren Zeitabschnitten auftretenden R_e -Werte aus der Berechnung der R-Faktoren ausgeschlossen werden. Grundlage dieser Entscheidungen ist die theoretische Auftrittswahrscheinlichkeit bzw. der Ereigniszeitraum solcher R_e -Werte. Dabei wird unter dem Begriff Ereigniszeitraum der Zeitraum in Jahren gesehen, innerhalb dem ein bestimmter R_e -Wert bei einer bestimmten Wetterstation theoretisch einmal auftritt.

Die Schätzung der Wahrscheinlichkeiten geschieht über eine bestimmte Verteilung der R_e -Werte. Es kann sich dabei um eine Verteilung aller R_e -Werte handeln, wie auch um eine Verteilung nur der als sehr groß eingestuften R_e . Beide Möglichkeiten werden nachfolgend gezeigt und auf ihre Anwendbarkeit überprüft.

4.1 DIE LOGARITHMISCHE VERTEILUNG DER R_e -WERTE

Zufallsgrößen, die nur positive Meßwerte annehmen können, sind sehr oft einseitig verteilt, ihre Verteilung läuft rechts flach aus. Beispiele hierfür sind vor allem im biologischen und wirtschaftlichen Bereich zu finden. Die logarithmischen Werte dieser Zufallsgrößen weisen jedoch in vielen Fällen eine Normalverteilung auf.

SACHS (1969) schreibt dazu (S.105;: „Besonders dann, wenn die Verteilung links durch den Wert Null begrenzt ist, kommt man durch Logarithmieren zu annähernd normalverteilten Werten. Durch das Logarithmieren wird der Bereich zwischen 0 und 1 in den Bereich von „minus unendlich“ bis 0 überführt und der linke Teil der Verteilung stark gestreckt.“

Wie Kapitel 5.2 noch zeigen wird, sind die R_e -Werte stark positiv schief verteilt, d.h. x-quer ist wesentlich größer als der Median. Die Verteilung läuft rechts flach aus, um obige Formulierung nochmals zu gebrauchen. Diese Art der Verteilung läßt nun die Vermutung zu, daß auch die R_e -Werte einer Lognormalverteilung folgen. Wird eine solche angenommen, so kann die Wahrscheinlichkeit bestimmter R_e -Größenklassen relativ einfach bestimmt werden.

Anmerkung:

Die Annahme auf Lognormalverteilung der vorliegenden R_e muß in Kapitel 5.2 abgelehnt werden. Dies soll jedoch hier unberücksichtigt bleiben, um diese Art der Wahrscheinlichkeitsberechnung aufzeigen zu können. Auch ist nicht auszuschließen, daß bei weiteren Auswertungen erosiver Regen die R_e sich doch einer Lognormalverteilung nähern.

Eine Normalverteilung wird durch μ und σ (Mittelwert und Standardabweichung der Grundgesamtheit) vollkommen definiert. Ist die Grundgesamtheit (wie in den meisten Fällen) unbekannt, können diese Parameter auch durch x-quer und s einer hinreichend großen Stichprobe geschätzt werden. In vorliegendem Fall wird die Lognormalverteilung durch x-quer und s der logarithmierten R_e geschätzt. Die Wahrscheinlichkeit der $R_e \geq$ einem bestimmten Wert x errechnet sich mit Hilfe einer Verteilungsfunktion.

Die Verteilungsfunktion $E_{(x)}$ der geschätzten Lognormalverteilung erhält ihre Werte durch die tabellierte Verteilungsfunktion der Standardnormalverteilung nach folgender Formel:

$$E_{(x)} = F\left(\frac{x - \bar{x}}{s}\right)$$

Danach ist die Wahrscheinlichkeit $G_{(x)}$, mit der die log. $R_e \geq x$ auftreten, $1 - E_{(x)}$.

Die Häufigkeit $H_{(x)}$, mit der die so definierten log. R_e pro Jahr an einem bestimmten Ort (Wetterstation) theoretisch vorkommen, kann über die durchschnittliche Anzahl Z der R_e dieses Ortes ermittelt werden nach der Gleichung:

$$H_{(x)} = G_{(x)} * Z$$

Zur näheren Erläuterung ein Rechenbeispiel:

Die Wetterstation München- Riem registrierte innerhalb der Auswertungsperiode durchschnittlich 19.8 erosive Regen pro Jahr (= Z). Der größte R_e -Wert betrug dabei 51.8, sein Logarithmus zur Basis 10 ist 1.71.

Die logarithmierten R_e aller Wetterstationen zusammen (=3323) haben einen Mittelwert x-quer von 0.33 und eine Standardabweichung s von 0.46. Unter Annahme der Lognormalverteilung läßt sich die Verteilungsfunktion $E_{(x)}$ an der Stelle $x = 1.71$ wie folgt bestimmen:

$$E_{(1,71)} = F\left(\frac{1,71 - 0,33}{0,46}\right) = F_{(3,0)}$$

- Der Tabellenwert $F_{(3,0)}$ (s. Standardnormalverteilung) beträgt 0.99865,
- die Wahrscheinlichkeit $G_{(1,71)}$, mit der log. $R_e \geq 1,71$ auftreten, hat die Größe $1 - 0,99865 = 0.00135$.
- Die Häufigkeit $H_{(1,71)}$ dieser bestimmten R_e -Werte errechnet sich zu $0.00135 * 19,8 = 0.0267$.

Nach vorliegender Auswertung treten also in München-Riem R_e -Werte ≥ 51.8 theoretisch durchschnittlich 0.0267 mal pro Jahr auf. Wird eine gleichmäßige Verteilung dieser Extremwerte vorausgesetzt, treten diese in 2.67% aller Jahre bzw. alle $1/0.0267 = 37$ Jahre einmal auf. Letztere Angabe ist als sog. Ereigniszeitraum definiert.

Ergebnisse von Berechnungen anderer Wetterstationen sind der Tabelle 4/3 zu entnehmen.

4.2 DIE GUMBEL-VERTEILUNG

Die Gumbel-Verteilung wird vor allem in der Wasserwirtschaft zur Bestimmung der Häufigkeit extremer Ereignisse wie Hochwässer, Starkregenfälle, Trockenzeiten u. ä verwendet (Taschenbuch der Wasserwirtschaft). Sie berechnet den in einem Zeitraum T zu erwartenden höchsten Meßwert X_T über eine Hilfsgröße Y_T nach folgender Formel, wobei T zuvor beliebig angenommen wird:

$$Y_{(T)} = -(0,834 + 2,303 \log \log \frac{T}{T-1})$$

$$X_{(T)} = \bar{x} + \frac{Y_T - y_n}{s_n} * s$$

Dabei bedeuten:

- \bar{x} -quer: Mittelwert der jährlich größten Ereignisse in der vorliegenden Beobachtungsreihe.
- s: Standardabweichung dieser größten Ereignisse
- y_n und s_n : Korrekturfaktoren, welche die Länge des vorliegenden Beobachtungszeitraumes berücksichtigen.
Sie liegen in tabellierter Form vor (s. Taschenbuch der Wasserwirtschaft oder Tabelle 4/1).

Tabelle 4/ 1: Korrekturfaktoren Y_n und S_n der Gumbel-Verteilung in Abhängigkeit vom Beobachtungszeitraum

Beobachtungszeitraum in Jahren	Y_n	S_n
10	0,4952	0,9496
15	0,5128	1,0206
20	0,5236	1,0628
25	0,5309	1,0915
30	0,5362	1,1124
35	0,5402	1,1285
40	0,5436	1,1413
45	0,5463	1,1519
50	0,5485	1,1607

Wie zu sehen ist, kann die Gumbel-Verteilung in der vorliegenden Form für die Berechnung eines Ereigniszeitraums nicht verwendet werden. Sie gibt den Ereigniszeitraum T fest vor und berechnet den maximalen Höchstwert X_T dieses Zeitraums.

Vorliegende Problemstellung ist jedoch umgekehrt. Es soll T berechnet werden bei vorgegebenem X_T . Um dies zu erreichen müssen obige Formeln nach T umgestellt werden:

- 20 -

$$X_T = \bar{x} + \frac{Y_T - y_n}{s_n} \cdot s$$

$$\frac{X_T - \bar{x}}{s} = \frac{Y_T - y_n}{s_n}$$

$$\frac{X_T - \bar{x}}{s} \cdot s_n = Y_T - y_n$$

$$Y_T = \frac{X_T - \bar{x}}{s} \cdot s_n + y_n \quad (8)$$

$$Y_T = - (0,834 + 2,303 \cdot \log \cdot \log \frac{T}{T-1})$$

$$-Y_T - 0,834 = 2,303 \cdot \log \cdot \log \frac{T}{T-1}$$

$$\frac{-Y_T - 0,834}{2,303} = \log \cdot \log \frac{T}{T-1}$$

$$10^{10} \left(\frac{-Y_T - 0,834}{2,303} \right) = \frac{T}{T-1} = Z \quad (Z = \text{Hilfsgröße!})$$

$$T = Z \cdot T - Z \quad ; \quad Z = Z \cdot T - T = T (Z - 1)$$

$$T = \frac{Z}{Z - 1}$$

$$T = \frac{10^{10} \left(\frac{-Y_T - 0,834}{2,303} \right)}{10^{10} \left(\frac{-Y_T - 0,834}{2,303} \right) - 1} \quad (9)$$

Nach dieser Formelumstellung kann nun der Ereigniszeitraum T für jeden beliebigen Extremwert X_T berechnet werden.

Dazu ein **Beispiel** (s. auch Tabellen 4/3 und 5/4):

Bei der Wetterstation München- Riem traten innerhalb der Auswertungsperiode folgende maximalen R_e -Werte auf:

Jahr	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976	1977
R_{emax}	21,1	7,0	18,7	14,9	15,6	51,8	18,8	34,9	26,4	12,0

Mittelwert und Standardabweichung dieser jährlich größten Ereignisse betragen \bar{x} -quer = 22.1 und $s = 13.0$.

Die tabellierten Werte s_n und y_n haben bei 10 Auswertungsjahren die Größe 0.9496 bzw. 0.4952. Danach ist der Ereigniszeitraum für den größten R_e -Wert (=51.8) wie folgt zu berechnen:

$$Y_{(T)} = \frac{51,8 - 22,1}{13,0} * 0,9496 + 0,4952 = 2,66$$

Y_T eingesetzt in die Gleichung ergibt:

$$T = \frac{1,0725}{0,0725} = 14,8 \text{ Jahre}$$

Der Ereigniszeitraum für ein $R_e \geq 52$ beträgt somit bei der Wetterstation München-Riem nach Gumbel ca. 15 Jahre.

4.3 DIE POISSON-VERTEILUNG

Die Poisson-Verteilung ist nach SACHS (1969) vor allem dann anwendbar, wenn (Zitat):

„...die durchschnittliche Anzahl der Ereignisse das Ergebnis einer sehr großen Zahl von Ereignismöglichkeiten und einer sehr kleinen Ereigniswahrscheinlichkeit ist“. Sie betrachtet das Auftreten von Ereignissen innerhalb einer beliebig wählbaren, räumlichen oder zeitlichen Stichprobe.

„Poisson- verteilte“ Ereignisse sind nicht gleichmäßig über die Gesamtzahl der Stichproben verteilt, sondern sie werden, bedingt durch ihre Zufälligkeit, in der einen Stichprobe häufiger auftreten als in einer anderen. Ist dabei die durchschnittliche Anzahl m der Ereignisse je Stichprobe relativ klein, so ist die Wahrscheinlichkeit, daß in einer bestimmten Stichprobe nur wenige bzw. keine Ereignisse auftreten, relativ groß.

Poisson- Verteilungen können (bei bekanntem m) solche Wahrscheinlichkeiten berechnen. Als Beispiel hierfür gelten der radioaktive Zerfall (Anzahl der alpha- Teilchen je Zeiteinheit), die Anzahl von Rosinen je Kuchenstück oder die Häufigkeit plötzlicher Unwetter in einem bestimmten Gebiet (nach SACHS, 1969).

Eine Poisson- Verteilung kann nun auch für die Berechnung der Ereigniszeiträume bestimmter R_e -Werte angewendet werden. Dabei gibt sie darüber Auskunft, in welchem prozentualen Anteil einer langen Serie ausgewerteter Niederschlagsjahre genau x ($x=0, 1, 2, 3, 4...$) definierte R_e pro Jahr auftreten. Mit anderen Worten: die Poisson- Verteilung gibt die Wahrscheinlichkeit $P_{(x)}$ dafür an, daß ein beliebig gewähltes Niederschlagsjahr genau x definierte R_e aufweist (Definition in Anlehnung an SACHS, 1969).

Diese Wahrscheinlichkeit wird wie folgt berechnet:

$$P_{(x)} = \frac{m^x * e^{-m}}{x!} * 100\%$$

Dabei bedeuten:

- m = Mittlere theoretische Häufigkeit der definierten R_e pro Jahr.
- x = Tatsächliche Häufigkeit pro Jahr.

Zur näheren Erläuterung nachfolgend ein **Rechenbeispiel**:

Wie schon erwähnt, gingen aus den Aufzeichnungen der Wetterstation München- Riem durchschnittlich 19.8 erosive Regen pro Jahr hervor, wobei der höchste gemessene R_e -Wert 51.8 beträgt. Innerhalb der gesamten Auswertungen (17 Wetterstationen, 3323 Regen) trat ein $R_e \geq 51.8$ 14 mal auf:

- Die Wahrscheinlichkeit der $R_e \geq 51.8$ kann damit geschätzt werden zu $14/3323 = 0.0042$.
- Die mittlere theoretische Häufigkeit pro Jahr (m) wird daraus errechnet mit $0.0042 * 19.8 = 0.08342$.

Mit Hilfe obiger Gleichung können somit folgende Wahrscheinlichkeiten berechnet werden:

$$P_{(0)} = 92\%, \quad P_{(1)} = 7.67\%, \quad P_{(2)} = 0.32\%, \quad P_{(3)} = 0.009\%$$

In 92% aller Jahre tritt also ein $R_e \geq 51.8$ nach dieser Berechnung in München nicht auf, in 7.67% aller Jahre tritt dieses R_e einmal auf und in 0.32 % aller Jahre zweimal.

Diese Häufigkeiten sagen natürlich nichts über die Kontinuität der Ereignisse aus. Um den Ereigniszeitraum bestimmter R_e - Werte berechnen zu können, muß (wie auch bei der Gumbel-Verteilung) eine gleichmäßige Reihenfolge der Ereignisse bzw. der Ereignisjahre (Jahre mit x R_e -Werten) vorausgesetzt werden.

Mit oben berechneten Wahrscheinlichkeiten ist danach in MünchenRiem ein $R_e \geq 51.8$ einmal in jedem 13. Jahr (0.0767^{-1}) und zweimal in jedem 313. Jahr (0.0032^{-1}) zu erwarten.

Wird $P_{(x>1)}$ wegen seiner geringen Größe vernachlässigt, kann der Ereigniszeitraum eines $R_e \geq 52$ in München-Riem mit etwa 13 Jahren angenommen werden.

(Weitere Ergebnisse siehe Tabelle 4/3).

4.4 BETRACHTUNGEN ÜBER WAHRSCHEINLICHKEITEN BESTIMMTER R_e -WERTE IN BAYERN

Bei der Lognormalverteilung wie auch bei der Poisson-Verteilung wird eine in Bayern überall gleiche Auftretswahrscheinlichkeit bestimmter R_e -Werte unterstellt. Dies kommt dadurch zum Ausdruck, daß einmal bei der Lognormalverteilung für jede Wetterstation die gleichen Parameter x -quer und s verwendet werden. Diese gelten als Schätzwerte von m und σ und errechnen sich aus den $\log. R_e$ -Werten aller ausgewerteten Regen zu x -quer = 0.33 und $s = 0.46$. Zum anderen wird bei der Poisson-Verteilung die Wahrscheinlichkeit bestimmter R_e aus der Gesamtanzahl der ausgewerteten Regen geschätzt (s. Kapitel 4.3, Rechenbeispiel).

Beide Berechnungsarten, die Lognormalverteilung wie auch die Poisson-Verteilung, setzen also voraus, daß die ausgewerteten Regen die Grundgesamtheit der erosiven Regen hinreichend charakterisieren.

Die Annahme, daß die Auftretswahrscheinlichkeit bestimmter R_e überall gleich ist, kann mit extrem großen R_e -Werten nicht überprüft werden. Dazu ist die Anzahl der ausgewerteten Regen zu gering bzw. sind diese R_e -Werte zu selten. Aus diesem Grund muß auf kleinere, d.h. häufigere R_e -Werte zurückgegriffen werden.

Es wird von der Überlegung ausgegangen, daß bei überall gleicher Auftretswahrscheinlichkeit b bestimmter R_e die Häufigkeit y dieser R_e nur von der Gesamtzahl erosiver Regen x eines Ortes abhängt nach der Beziehung $y = b \cdot x$. Häufigkeit und Anzahl der R_e müssen dabei auf den gleichen Zeitraum bezogen sein.

Trifft diese Überlegung bei jeder Wetterstation zu, muß zwischen der Häufigkeit bestimmter R_e und der Gesamtanzahl der R_e eine enge Beziehung bestehen.

Nachfolgend wird dies für $R \geq 10$ überprüft:

Tabelle 4/2: Anzahl der erosiven Regen mit $R_e \geq 10$

Wetterstation	Anzahl erosiver Regen (x)	Anzahl $R_e \geq 10$ (y)	Anteil (%)
München- Riem	198	19	9.6
Nürnberg	132	9	6.8
Freising	179	18	10.0
Kempten	260	17	6.5
Würzburg	141	6	4.3
Hof	229	23	10.0
Passau	206	15	7.3
Augsburg	191	18	9.4
Mühlendorf	258	19	7.4
Berchtesgaden	337	28	8.3
Weiden	144	13	9.0
Regensburg	123	8	6.5
Weißenburg	128	14	10.9
Bad Kissingen	142	12	8.5
Bamberg	154	10	6.5
Coburg	149	15	10.0
Oberstdorf	352	28	8.0
Summe:	3323	272	

Wie aus der Tabelle hervorgeht, ist der Anteil der $R_e \geq 10$ an der Anzahl erosiver Regen sehr unterschiedlich. In diesem Zusammenhang muß jedoch die Streuung berücksichtigt werden, die besonders bei kleinen Stichproben auftritt. Würzburg weicht dabei auffallend stark von den übrigen Werten ab.

Folgende Regression stellt nun die Straffheit der Beziehung fest:

$$y = 0.46 + 0.0795 x$$

$r = 0.888$, y -quer = 16, x -quer = 195.5, $s_y = 6.34$, $s_x = 70.85$, $n = 17$

Das Interzept a ist signifikant nicht verschieden von 0, kann also unberücksichtigt bleiben ($t = 0.22$, $t_{95\%} = 2.13$). Der 95 %-Vertrauensbereich für den Regressionskoeffizienten b beträgt $0.0582 - 0.1008$ ($s_{byx} = 0.01$). Die geschätzte Wahrscheinlichkeit der $R_e \geq 10$ in Höhe von $272/3323 = 0.082$ liegt in der Mitte des Vertrauensbereichs.

Aus diesen Gründen und aufgrund der hohen Korrelation von $r = 0.888$ ist die Annahme, daß die $R_e \geq 10$ bei jeder Wetterstation eine Wahrscheinlichkeit b von ca. 8% (0.08) aufweisen, mehr als gerechtfertigt.

4.5 VERGLEICH UND ANWENDBARKEIT DER VERTEILUNGEN

Wie anhand von Beispielrechnungen dargestellt wurde, können Ereigniszeiträume mit jeder der drei Verteilungen relativ einfach berechnet werden.

Tabelle 4/3 zeigt jedoch, daß erhebliche Unterschiede in der Größe der Ereigniszeiträume zwischen den Verteilungen auftreten:

- 27 -

Tabelle 4/3: Ereigniszeiträume (Jahre) der größten R_e einer Wetterstation, berechnet nach Lognormalverteilung (Log-NV), Gumbel (G.V.) und Poisson (P.V.)

Station	Durchschn. Anzahl Regen pro Jahr	Datum	Größ- ter R_e	Ereigniszeitraum bei Annahme		
				Log-NV	G.V.	P.V. ($x=1/2/3$)
München-Riem	19.8	29.6.73	51.8	37	15	13
Nürnberg	13.2	8.9.58	35.3	18	13	7 / 81
Freising	17.9	23.6.64	126.1	908	19	94
		26.6.60	70.2	112	5	22
Kempton	26.0	4.8.67	29.6	6	10	4 / 18 / 128
Würzburg	14.1	18.6.66	47.0	39	12	15
Hof	13.5	2.7.58	51.9	57	23	21
Passau	20.6	28.8.64	110.4	485	11	55
		26.6.60	101.5	360	9	34
Augsburg	19.1	9.5.63	56.9	52	16	17
Mühdorf	18.4	14.6.69	53.8	47	12	16
Berchtesgaden	33.7	3.6.58	104.5	245	13	26
		15.5.60	83.1	108	7	16
Weiden	14.4	7.6.60	44.1	33	14	12
Regensburg	12.3	26.6.65	40.3	29	14	10 / 160
Weißenburg	12.8	18.6.66	44.1	37	20	14
Bad Kissingen	14.2	15.7.58	128.3	1258	16	235
		14.8.62	85.9	286	7	40
Bamberg	11.8	24.6.75	68.6	159	16	29
Coburg	14.9	23.8.71	43.1	29	9	10 / 178
Oberstdorf	35.2	1.6.60	82.3	99	18	13

Das Problem besteht nun darin, zu beurteilen, welcher dieser drei verschiedenen theoretischen Ereigniszeiträume die natürlichen Gegebenheiten am nächsten kennzeichnet:

4.5.1 Die Log-Normalverteilung

Sie berechnet im Vergleich zu den anderen Verteilungen sehr lange Ereigniszeiträume. Besonders extrem großen R_e -Werten ordnet sie solche Ereigniszeiträume zu (z. B. Freising, Passau, Bad Kissingen). Da die Auftrittshäufigkeit gerade dieser Werte bestimmt werden soll, ist es wichtig zu klären, ob diese großen Zeitspannen gerechtfertigt sind.

Ein $R_e \geq 51.8$, wie es in München- Riem einmal gemessen wurde, trat innerhalb der gesamten Auswertung (3323 Regen, 184 Auswertungsjahre) 14 mal auf. Mit Hilfe der Lognormalverteilung errechnet sich ein Ereigniszeitraum in Bayern von 42 Jahren ($H_{(x)} = 0.00135 * 3323/184$). Nach dieser Angabe dürften $R_e \geq 51.8$ höchstens 5 mal in 184 Jahren auftreten.

Ein $R_e \geq 82.3$ trat innerhalb der 184 Jahre 8mal auf. Nach dem durch die Lognormalverteilung berechneten Ereigniszeitraum von 195 Jahren ($H_{(x)} = 0.000285 * 3323/184$) dürfte dieser R_e -Wert jedoch höchstens einmal vorkommen.

Diese Berechnungen zeigen, daß eine angenommene Lognormalverteilung die Wahrscheinlichkeit extrem großer R_e zu gering einschätzt. Die theoretische Auftrittshäufigkeit ist immer sehr viel geringer als die tatsächlich gemessene Häufigkeit. Dies kann als Hinweis dafür gelten, daß die R_e -Werte keiner Lognormalverteilung folgen. In Kapitel 5.2 wird dies bestätigt und die Annahme auf Lognormalverteilung hoch signifikant abgelehnt.

Die Möglichkeit, für die Berechnung der Ereigniszeiträume eine Lognormalverteilung zu verwenden, scheidet somit beim gegenwärtigen Stand der Erkenntnisse aus.

4.5.2 Die Gumbel-Verteilung

Sie berechnet gegenüber der Lognormalverteilung für einzelne R_e -Werte wesentlich andere Häufigkeiten. Extrem großen R_e -Werten (Bad Kissingen, Passau) ordnet sie weitaus kleinere Ereigniszeiträume zu als kleineren R_e (Hof, Weißenburg). Dies hat seine Ursache in der starken Abhängigkeit der Gumbel-Verteilung von der Größe und Streuung der jährlich größten R_e (siehe Tabelle 5/4). Ist die Standardabweichung dieser R_e groß, berechnet die Gumbel-Verteilung kürzere Ereigniszeiträume als bei kleiner Streuung. Als Beispiel hierfür sind die Wetterstationen Bamberg und Coburg zu nennen. Den Ereigniszeitraum des größten innerhalb Bayerns gemessenen R_e -wertes von 128.3 (Bad Kissingen) berechnet die Gumbel-Verteilung in Coburg mit 4651 Jahren, in Bamberg dagegen nur mit 126 Jahren.

Beiden Zahlen sind die Auswertungen des Zeitraums 1967 - 1976 zugrunde gelegt. Obwohl die beiden Wetterstationen Coburg und Bamberg nicht weit voneinander entfernt sind und fast gleiche Niederschlags- wie auch Regenverhältnisse aufweisen (siehe Tabellen in Kapitel 7 und 8 und Anhang Tabelle A/2), soll nach der Gumbel-Verteilung ein $R_e = 128.3$ in Coburg sehr viel seltener sein als in Bamberg.

In Bad Kissingen, der nächsten Wetterstation mit ähnlichen Niederschlags- und Regenverhältnissen, berechnet die Gumbel-Verteilung für den gleichen R_e -Wert einen Ereigniszeitraum von 16 Jahren (!).

Diese extremen Unterschiede in der Einschätzung eines Ereigniszeitraums werden in den angeführten Beispielen vor allem durch die unterschiedliche Standardabweichung in Verbindung mit dem x-quer der Stichprobe hervorgerufen. Ein weiterer Einflußfaktor ist jedoch in der Lage und Länge des Auswertungszeitraums (= Stichprobe) zu sehen. Tabelle 4/4 zeigt die Ereigniszeiträume eines $R = 128.3$ auf der Grundlage unterschiedlich langer bzw. unterschiedlich gelegener Auswertungszeiträume bei den Wetterstationen Hof und Mühldorf.

Tabelle 4/4:

Nach Gumbel berechnete Ereigniszeiträume des $R_e = 128.3$ bei verschiedenen Beobachtungszeiträumen der Wetterstationen Hof und Mühldorf

Wetterstation	von...	bis...	x-quer	s_x	s_n	y_n	Ereigniszeitraum (Jahre)
Hof	1958	1974	19.58	12.94	1.038	0.5175	10269
	1958	1967	18.13	14.84	0.9496	0.4952	1889
	1965	1974	19.46	9.82	0.9496	0.4952	60958
Mühldorf	1958	1971	23.92	16.09	1.0095	0.5100	1162
	1958	1967	18.73	11.81	0.9496	0.4952	10977
	1962	1971	22.07	17.51	0.9496	0.4952	522

Es ist zu sehen, daß die Ereigniszeiträume für den gleichen R_e -Wert bei einer Wetterstation allein aufgrund unterschiedlich gelegener Auswertungszeiträume erheblich voneinander abweichen. Daraus ist abzuleiten, daß die Angaben über die „Gumbel’schen Ereigniszeiträume in Tabelle 4/3 große Unsicherheiten aufweisen. Die zufällig bzw. willkürlich festgelegten Auswertungszeiträumen der 17 Wetterstationen lassen die Vermutung zu, daß bei der Wahl anderer Auswertungszeiten vollkommen andere Ereigniszeiträume errechnet worden wären.

Aufgrund dieser sehr unsicheren Aussagen wird es abgelehnt, die Gumbel-Verteilung für die Schätzung der Ereigniszeiträume zu verwenden.

4.5.3 Die Poisson-Verteilung

Sie weist in Tabelle 4/3 z.T. zwar ähnliche Ereigniszeiträume auf wie die Gumbel-Verteilung, zeigt jedoch eine gewisse Konsequenz in der Zuordnung dieser Ereigniszeiträume. Großen R_e -Werten werden allgemein größere Ereigniszeiträume zugewiesen als kleinen R_e -Werten. Auch kann durch die Poisson-Verteilung die Möglichkeit dargestellt werden, daß im gleichen Jahr mehrere R_e - Werte ähnlicher Größe auftreten (s. Kempten). Dies berücksichtigen die Gumbel-Verteilung und die Lognormalverteilung nicht.

Ein Test auf Poisson-Verteilung extrem großer R_e -Werte (z.B. $R_e \geq 100$) ist nicht durchführbar, da Werte dieser Größenordnung nur wenige Male gemessen wurden. Aus diesem Grund werden für den Test kleinere R_e - Werte verwendet, in der Annahme, daß sich diese in ihrem Auftreten ebenso verhalten wie extrem große. Um die Aussagekraft eines solchen Tests zu erhöhen, werden die Verteilungen von R_e - Werten verschiedener Größenordnungen untersucht. Die Tabelle 4/ 5, 4/ 6, 4/ 7 und 4/ 8 zeigen die tatsächlich festgestellte und im Vergleich dazu die theoretische, nach Poisson berechnete Anzahl der Auswertungsjahre mit $x R_e \geq 10, 20, 30$ bzw. 40. Ein jeweils durchgeführter Chi- Quadrat- Test lehnt (hochsignifikant) bei keiner der Gegenüberstellungen eine Poissonverteilung ab. Das Chi-Quadrat ist in jeder Tabelle angegeben.

Zur Veranschaulichung sind die Werte der Tabelle 4/5 graphisch in Schaubild 4/a wiedergegeben.

Schaubild 4/a: Tatsächlich gemessene und nach Poisson berechnete Anteile der Jahre mit x $R_e \geq 10$

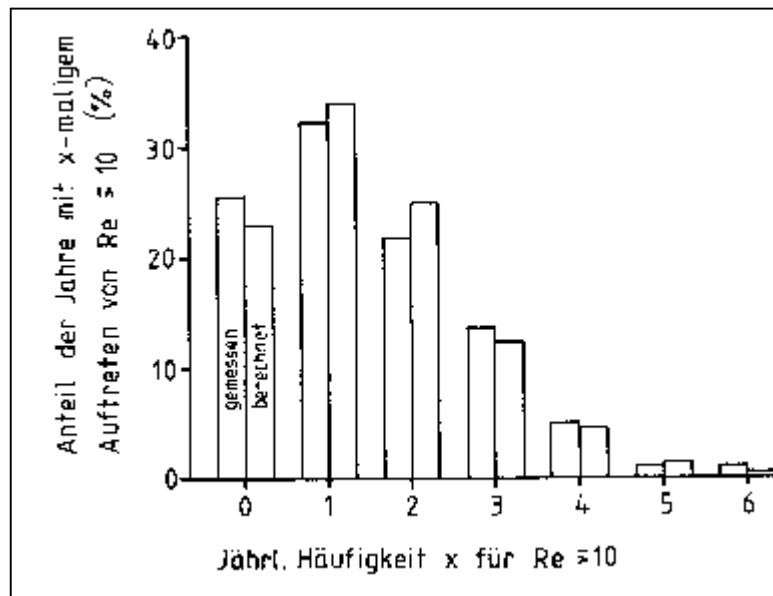


Tabelle 4/5: Anzahl der Jahre mit x $R_e \geq 10$

x	tatsächliche Anzahl (gezählt)	theoretische Anzahl (n. Poisson)	Chi- Quadrat
0	47	41.95	0.608
1	59	62.03	0.148
2	40	45.85	0.746
3	25	22.60	0.255
4	9	8.35	0.051
5	2	2.47	0.089
6	2	0.61	3.167
Su.	184	183.86	5.064

- 32 -

Tabelle 4/6: Anzahl der Jahre mit $x R_e \geq 20$

x	tatsächliche Anzahl	theoretische Anzahl	Chi-Quadrat
0	113	112.82	0.0003
1	58	55.18	0.144
2	8	13.50	2.240
3	4	2.20	1.470
4	<u>1</u>	<u>0.27</u>	<u>1.970</u>
	184	183.97	5.824

Tabelle 4/7: Anzahl der Jahre mit $x R_e \geq 30$

x	tatsächliche Anzahl	theoretische Anzahl	Chi-Quadrat
0	137	136.46	0.002
1	39	40.79	0.078
2	8	6.10	0.590
3	<u>-</u>	<u>0.60</u>	<u>0.600</u>
	184	183.95	1.270

Tabelle 4/8: Anzahl der Jahre mit $x R_e \geq 40$

x	tatsächliche Anzahl	theoretische Anzahl	Chi-Quadrat
0	154	153.79	0.0003
1	27	27.58	0.0120
2	3	2.47	0.113
3	<u>-</u>	<u>0.15</u>	<u>0.147</u>
	184	183.89	0.272

Aufgrund der Ergebnisse dieses Tests wird für die Schätzung der Ereigniszeiträume extrem großer Re-Werte die Poisson-Verteilung verwendet!

Eingangs dieses Kapitels wurde erwähnt, daß es wichtig wäre, Erosionsschutzmaßnahmen auf einen vernünftigen Zeitraum abzustellen. Vergleiche mit ähnlichen Überlegungen in der Wasserwirtschaft (Hochwasserschutz, Kanalbau) lassen in dieser Beziehung einen

Zeitraum von 30 Jahren als ausreichend und sinnvoll erscheinen.

Dem entsprechend sollten R_e -Werte, die theoretisch einen größeren Ereigniszeitraum als 30 Jahre aufweisen, aus der Berechnung von R-Faktoren ausgeschlossen werden. Dies sind, wie Tabelle 4/9 zeigt, nach Poisson folgende 5 R_e (nachfolgend als $R_{e_{max}}$ bezeichnet):

Tabelle 4/9: R_e -Werte mit einem Ereigniszeitraum (nach Poisson) von >30 Jahren:

VON >30 JAHREN

Wetterstation	Datum	R_e	Ereigniszeitraum
Bad Kissingen	15.7.58	128.3	235 Jahre
	14.8.62	85.9	40 Jahre
Freising	23.6.64	126.1	94 Jahre
Passau	28.8.64	110.4	55 Jahre
	26.6.60	101.5	34 Jahre

Ergebnis:

Bei der Berechnung der R-Faktoren (s. Kapitel 6) werden diese 5 $R_{e_{max}}$ nicht berücksichtigt. Voraussagen über zukünftige Bodenabträge mit Hilfe der R-Faktoren sind somit immer auf einen 30-jährigen Ereigniszeitraum zu beschränken.

5. DIE R_e -WERTE

5.1 JAHRES- UND DURCHSCHNITTLICHE MONATSHÄUFIGKEITEN DER R_e

Wie schon mehrmals erwähnt, wurden 3323 erosive Regen ausgewertet. Tabelle 5/1 zeigt die Jahreshäufigkeit, den Durchschnitt dieser (= Z) und die Gesamtzahl der ausgewerteten Regen einer Wetterstation. Außerdem ist die Standardabweichung und der Variationskoeffizient der Jahreshäufigkeiten aufgeführt.

Die Anzahl der ausgewerteten Regen je Wetterstation ist sehr unterschiedlich. Sie ist z. T. auf die Länge des Auswertungszeitraums (Hof, Mühldorf, Bamberg), insbesondere jedoch auf die jeweils am Standort vorherrschende Niederschlagstätigkeit zurückzuführen. Letzteres kommt deutlich durch die enge Korrelation zum Ausdruck, die zwischen der durchschnittlichen Anzahl der erosiven Regen pro Jahr Z und dem durchschnittlichen Jahresniederschlag des Auswertungszeitraums N besteht (s. Tabelle A/ 1).

$$Z = 0,8 + 0,0197 * N$$

$$(r = 0,98; s_y = 7,1; s_x = 354,3; Z_{\text{quer}} = 18,3; N_{\text{quer}} = 888,5; n = 17)$$

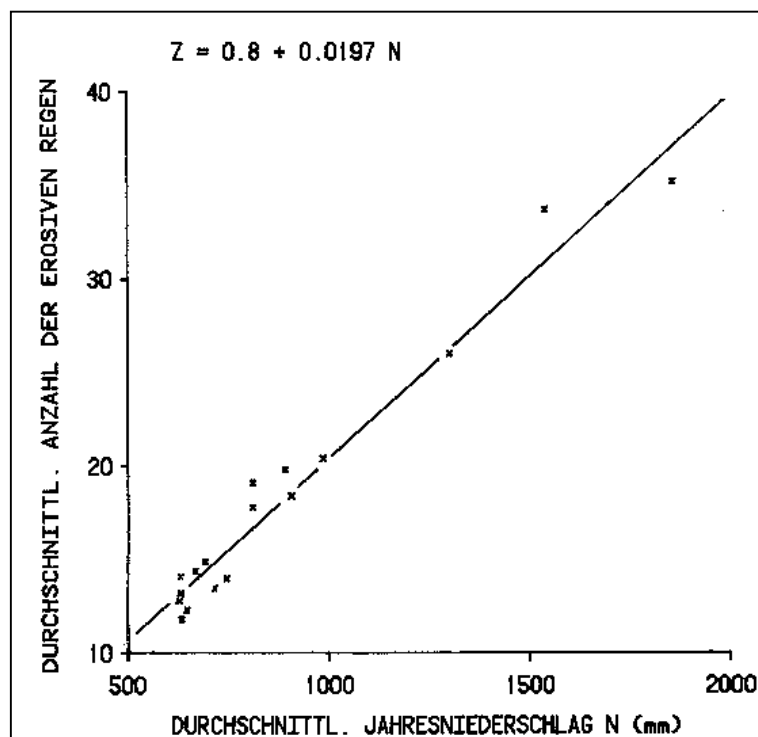
Bei dieser Regression muß die Nullhypothese Interzept $a = 0$ signifikant angenommen werden ($\text{tg}_{5\%}^2 = 2.131$, $t = 0.84$).

Der Vertrauensbereich des Regressionskoeffizienten liegt zwischen 0.0176 und 0.0218 (s. auch Schaubild 5/a).

Damit ist es möglich, als Faustzahl für die durchschnittliche Anzahl der erosiven Regen pro Jahr 2 % des Jahresniederschlags anzunehmen. Aufgrund dieser Aussage sind z.B. in Garmisch-Partenkirchen (Jahresniederschlag $N_{30} = 1388$ mm) pro Jahr etwa 28 erosive Regen zu erwarten.

Schaubild 5/a:

Beziehung zwischen der durchschnittlichen Anzahl erosiver Regen pro Jahr Z und dem durchschnittlichen Jahresniederschlag N des Auswertungszeitraums



In der Jahreshäufigkeit der Regen bzw. der Re- Werte sind große Abweichungen festzustellen. Die Größe dieser Abweichungen innerhalb einer Auswertungsperiode verdeutlicht die Standardabweichung *s* und der Variationskoeffizient *VK*.

Der Vergleich der Variationskoeffizienten einzelner Wetterstationen zeigt, daß die jährliche Häufigkeit erosiver Regen im südbayerischen Raum weit weniger Schwankungen unterworfen ist als im nordbayerischen Raum. Die südbayerischen *VK* haben eine Spannweite von 15% - 28% während die nordbayerischen *VK* von 25% bis 44% reichen.

Die geringsten Streuungen treten dabei in Passau (15%), Berchtesgaden (17 %) und Freising (19 %, auf, besonders große in Bamberg (44%), Weiden (43 %) und Weißenburg (41 %).

Tabelle 5/1: Jahreshäufigkeit, Summe und durchschnittliche Anzahl erosiver Regen *Z*, Standardabweichung *S* und Variationskoeffizient *VK* der Jahreshäufigkeiten

Jahr	München- Riem	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Augsburg	Mühldorf	Berchtesga- den	Weiden	Regensburg	Weißenburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
1958	-	13	16	18	13	12	21	17	13	28	18	16	14	19	-	-	31
1959	-	9	12	17	10	9	15	14	15	33	11	9	10	13	-	-	26
1960	-	18	15	35	16	16	21	19	19	42	13	14	12	13	-	-	44
1961	-	12	19	22	18	14	23	22	10	36	15	15	10	19	-	-	39
1962	-	9	15	22	11	7	19	9	14	30	4	8	7	8	-	-	23
1963	-	15	18	29	13	17	25	22	21	32	19	12	14	13	-	-	34
1964	-	6	20	28	9	11	17	21	18	34	7	14	9	8	6	-	41
1965	-	15	23	31	21	15	19	27	20	37	18	11	12	16	13	-	42
1966	-	19	22	30	19	15	24	23	31	41	25	18	26	21	25	-	41
1967	-	16	19	28	11	16	22	17	16	24	14	6	14	12	16	17	31
1968	17	-	-	-	-	18	-	-	18	-	-	-	-	-	15	11	-
1969	14	-	-	-	-	16	-	-	17	-	-	-	-	-	8	21	-
1970	16	-	-	-	-	16	-	-	22	-	-	-	-	-	10	17	-
1971	25	-	-	-	-	10	-	-	24	-	-	-	-	-	16	14	-
1972	15	-	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	-	12	16	-
1973	20	-	-	-	-	9	-	-	-	-	-	-	-	-	9	16	-
1974	22	-	-	-	-	16	-	-	-	-	-	-	-	-	8	17	-
1975	29	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	15	-
1976	22	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	8	5	-
1977	18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sum.	198	132	179	260	141	229	206	191	258	337	144	123	128	142	154	149	352
Z	19.8	13.2	17.9	26.0	14.1	13.5	20.6	19.1	18.4	33.7	14.4	12.3	12.8	14.2	11.8	14.9	35.2
S	4.8	4.2	3.4	5.9	4.2	3.3	3.1	5.1	5.2	5.6	6.1	3.8	5.2	4.5	5.2	4.3	7.3
VK(%)	24.0	31.9	19.1	22.8	29.4	24.5	15.2	27.7	28.2	16.6	42.5	30.9	40.6	31.6	43.8	28.9	20.7

Tabelle 5/2:

Tabelle 5/2: Durchschnittliche Anzahl erosiver Regen des Auswertungszeitraums Z und einzelner Monate

Monat	München- Riem	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Angsburg	Mühdorf	Berchtes- gaden	Weiden	Regensburg	Weißenburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Jan.	0,1	0,1	0,2	0,3	0,1	0,1	0,1	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Feb.	0,3	0,4	0,1	0,8	0,3	0,1	0,6	0,3	0,3	0,4	0,3	0,3	0,2	0,5	0,2	0,2	0,2
März	0,2	0,5	0,4	0,8	0,6	0,2	0,8	0,4	0,3	0,9	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,4
April	1,0	0,7	1,4	0,8	0,5	0,9	1,2	0,6	1,1	2,0	0,3	1,0	0,6	0,7	0,7	1,0	2,0
Mai	2,1	1,6	2,4	3,4	1,0	2,0	3,1	3,5	2,8	5,0	2,0	1,1	1,9	1,3	1,2	2,0	4,8
Juni	4,2	2,6	3,1	4,8	2,7	2,5	3,9	4,3	4,1	6,6	3,3	2,3	2,8	2,4	2,6	2,4	7,1
Juli	3,8	1,9	3,8	4,5	2,3	2,5	2,9	3,4	2,5	6,4	2,6	1,8	2,1	2,6	1,8	2,3	7,5
Aug.	4,3	2,4	3,1	4,9	1,8	2,4	3,4	2,9	2,9	5,6	2,1	2,6	2,1	1,9	2,3	3,3	6,4
Sept.	2,0	1,1	1,2	3,4	1,0	1,1	1,9	1,6	2,2	3,6	1,6	1,4	1,4	1,1	1,2	1,7	4,6
Okt.	0,9	0,9	1,8	1,1	1,4	0,9	1,5	1,3	1,4	1,4	1,0	1,0	0,8	1,3	0,7	1,1	1,6
Nov.	0,6	0,5	0,4	1,0	1,1	0,4	0,8	0,6	0,6	1,1	0,4	0,2	0,6	0,9	0,3	0,2	0,9
Dez.	0,3	0,5	0,2	0,2	1,1	0,4	0,4	0,2	0,1	0,5	0,5	0,6	0,1	1,1	0,6	0,5	0,2
Z	19,8	13,2	17,9	26,0	14,1	13,5	20,6	19,1	18,4	33,7	14,4	12,3	12,8	14,2	15,4	14,9	35,2

Neben den durchschnittlichen Jahreshäufigkeiten interessieren auch die durchschnittlichen Monatshäufigkeiten der R_e -Werte. Diese sind in Tabelle 5/2 aufgeführt, die zeigt, daß in den Monaten Mai bis August etwa 2/3 aller erosiven Regen auftreten.

Bei 10 bzw. 11 Wetterstationen ist ein Häufigkeitsmaximum im Juni, bei 3 bzw. 4 Wetterstationen im Juli und bei 3 Wetterstationen im August festzustellen. Angaben einzelner Wetterstationen und Monate sind der Tabelle zu entnehmen.

5.2 GRÖSSENORDNUNG UND VERTEILUNG DER R_e -WERTE

Die R_e -Werte werden, wie die R-Faktoren auch, in der Einheit 2 (kJ mm/in h) angegeben. Ihre Spannweite reicht von 0.2 bis 128.3, wobei etwa die Hälfte aller R_e eine Größe unter 2.0 aufweisen.

Die verschiedenen Größenklassen der R_e -Werte haben folgende Anteile:

Tabelle 5/3: Die Verteilung der R_e -Werte von Bayern

R_e -Werte	Anteil (%)	Summe (%)
0.2 - 1.0	24.0	24.0
1.1 - 2.0	27.3	51.3
2.1 - 3.0	15.0	66.3
3.1 - 4.0	8.1	74.4
4.1 - 5.0	4.8	79.2
5.1 - 6.0	4.0	83.2
6.1 - 7.0	3.3	86.5
7.1 - 8.0	2.3	88.8
8.1 - 9.0	1.3	90.1
9.1 - 10.0	1.7	91.8
10.1 - 128.3	8.2	100

Die absoluten Werte der Tabelle 5/3 sind in Form eines Histogramms in Schaubild 5/b wiedergegeben.

Die jährlich größten R_e -Werte (s. Kapitel 4.2, Gumbel-Verteilung) zeigt **Tabelle 5/4**. Der Durchschnittswert \bar{x} und die Standardabweichung s werden in den beiden letzten Zeilen ausgewiesen.

Tabelle 5/4: Die jährlich größten R_e -Werte, ihr Mittelwert \bar{x} und ihre Standardabweichung s

Auswertungs-jahr	München	Riem	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Angsburg	Mühl-dorf	Berchtes-gaden	Weiden	Regens-burg	Weissen-burg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberst-dorf
1.	21.1	35.3	12.1	6.6	7.8	51.9	10.5	12.8	23.2	104.6	15.3	13.4	19.3	128.3	4.6	11.9	9.4	
2.	7.0	21.0	11.1	15.8	41.6	27.9	23.1	11.4	40.2	45.7	31.2	4.4	10.3	9.8	5.4	20.3	44.7	
3.	18.7	6.5	70.2	23.5	14.9	7.6	101.5	15.1	37.7	83.1	44.2	3.5	11.1	6.9	8.2	10.5	82.3	
4.	14.9	24.2	12.4	9.4	9.2	28.2	19.4	36.4	13.1	37.6	21.6	29.6	13.2	13.6	6.9	17.9	27.7	
5.	15.6	9.5	17.6	13.9	8.5	3.7	9.4	13.9	7.6	40.9	6.5	12.8	14.6	86.0	43.0	43.1	32.6	
6.	51.8	12.3	17.4	16.8	7.2	12.7	9.9	57.0	10.7	16.6	20.3	7.8	12.4	9.6	16.1	36.1	14.6	
7.	18.8	4.5	126.1	23.1	14.9	6.2	110.4	19.8	13.4	42.5	5.8	15.8	5.1	4.6	5.1	14.0	30.4	
8.	34.9	7.0	30.4	12.8	11.6	22.6	6.8	31.6	21.7	23.9	13.5	40.4	5.0	36.8	49.2	8.9	17.3	
9.	26.4	13.5	19.8	21.0	47.0	8.0	46.6	17.3	9.9	17.5	13.2	15.2	44.1	20.0	36.8	39.3	29.3	
10.	12.0	16.7	8.1	29.6	7.5	12.5	14.2	19.0	9.8	29.1	13.2	6.9	16.4	13.9	7.2	17.6	9.9	
11.						17.5			36.7						5.6			
12.						25.7			53.8						68.6			
13.						41.1			47.8						13.5			
14.						9.3			9.3									
15.						25.6												
16.						17.5												
17.						14.8												
\bar{x}	22.1	15.1	32.5	17.3	17.0	19.6	35.2	23.4	23.9	44.2	18.5	15.0	15.2	33.0	20.8	22.0	29.8	
s	13.0	9.6	37.5	7.1	14.7	12.9	39.1	14.3	16.1	28.6	11.7	11.7	11.1	41.4	21.3	12.7	21.6	

Etwa 75% der jährlich größten R_e -Werte sind kleiner als 30. Die genauen Anteile zeigt **Tabelle 5/5**.

Tabelle 5/5: Die Verteilung der jährlich größten R_e -Werte

Jährlich größter R_e	Anteil (%)	Summe (%)
- 10.0	25.5	25.5
10.1 - 20.0	37.0	62.5
20.1 - 30.0	13.0	75.5
30.1 - 40.0	8.2	83.7
40.1 - 50.0	8.7	92.4
50.0	7.6	100

Die 14 $R > 50$ werden zur Ergänzung dieser Aufstellung in Tabelle 5/6 gezeigt:

Tabelle 5/6: Die 14 größten R_e -Werte von Bayern

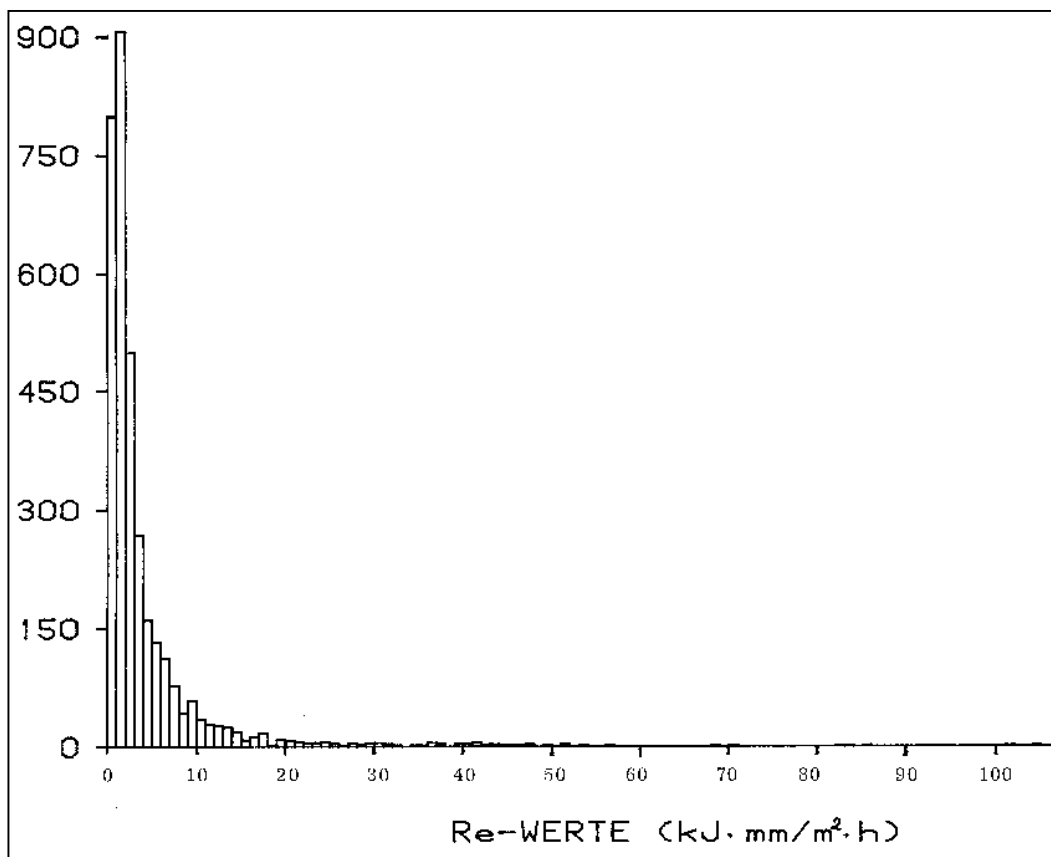
Wetterstation	Datum	N_e (mm)	I_{30} (mm/h)	E_e (J/m ²)	R_e (kJ·mm/m ² ·h)
München-Riem	29.6.73	34.2	58.0	893	51.8
Hof	2.7.58	37.1	53.6	969	51.9
Mühdorf	14.6.69	34.1	59.2	908	53.8
Augsburg	9.5.63	49.3	50.4	1130	57.0
Bamberg	24.6.75	63.3	43.2	1587	68.6
Freising	26.6.60	89.1	38.0	1848	70.2
Oberstdorf	1.6.60	48.2	64.0	1285	82.3
Berchtesgaden	15.5.60	42.0	73.8	1126	83.1
Bad Kissingen	14.8.62	37.4	75.0	1146	86.0
Passau	26.6.60	84.8	53.2	1909	101.5
Berchtesgaden	3.6.58	52.9	75.6	1383	104.6
Passau	28.8.64	53.1	82.0	1347	110.4
Freising	23.6.64	53.8	87.6	1439	126.1
Bad Kissingen	15.7.58	49.6	89.6	1432	128.3

Die Verteilung der R_e ist extrem positiv schief. Dies zeigt Tabelle 5/3 wie auch das Histogramm in Schaubild 5/b. Verteilungen der R_e -Werte einzelner Wetterstationen werden zur Ergänzung in den Schaubildern 5/c, 5/d, 5/e und 5/f gezeigt.

Die Frage, warum bei der Auswertung sehr viele kleine R_e -Werte gemessen wurden, ist nicht so leicht zu beantworten.

Ein Grund liegt sicherlich in der Definition des erosiven Regens (s. Kapitel 2). Je weiter die Grenzwerte des Niederschlags N_e und der Maximalen 30-Minuten-Intensität I_{30} herabgesetzt werden, desto mehr Regen geringerer Erosivität gelangen in die Auswertung.

Die Verteilung der R_e -Werte von Bayern



Die Verteilung der R_e -Werte von Weiden und Freising:

Schaubild 5/c:

VERTEILUNG DER R_e -WERTE VON WEIDEN

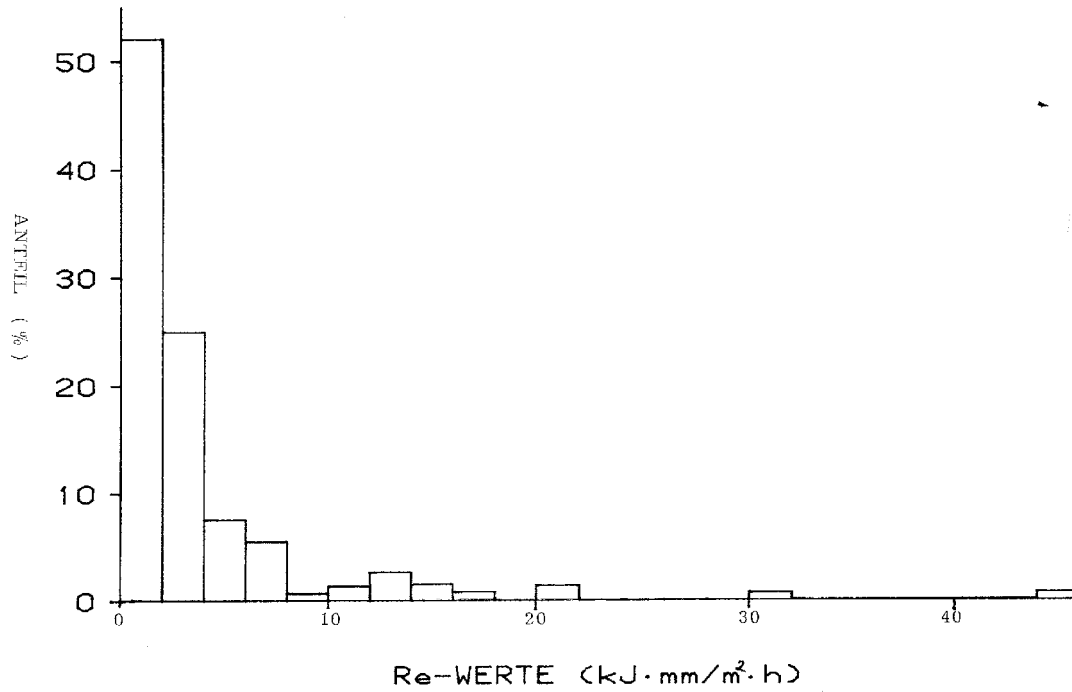
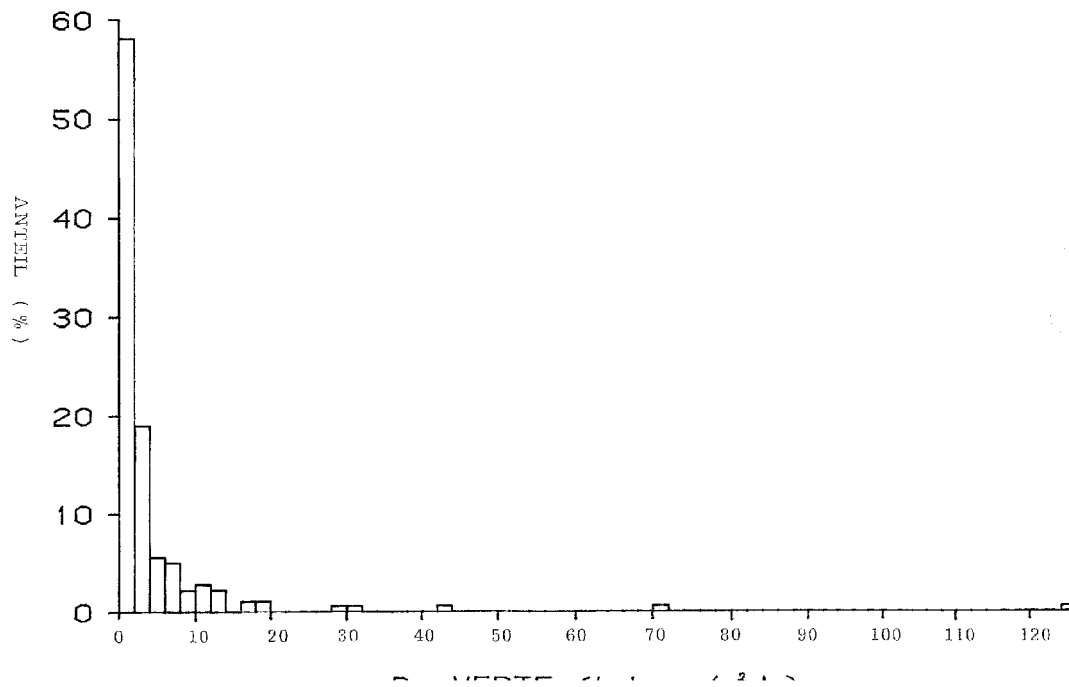


Schaubild 5/d:

VERTEILUNG DER R_e -WERTE VON FREISING



Die Verteilung der R_e -Werte von München- Riem und Oberstdorf

Schaubild 5/e:

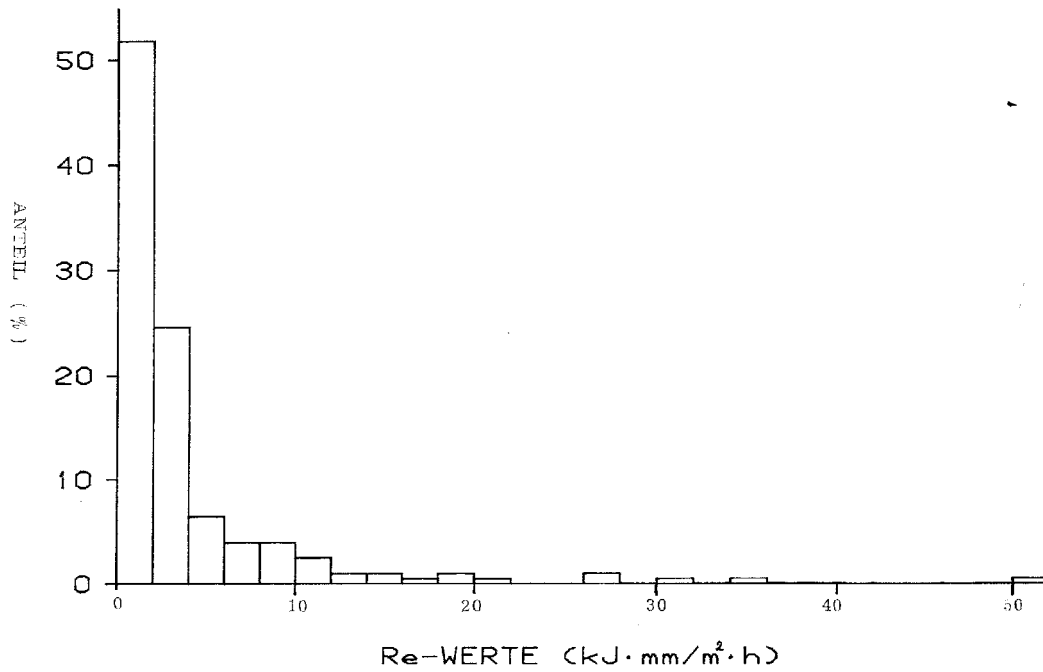
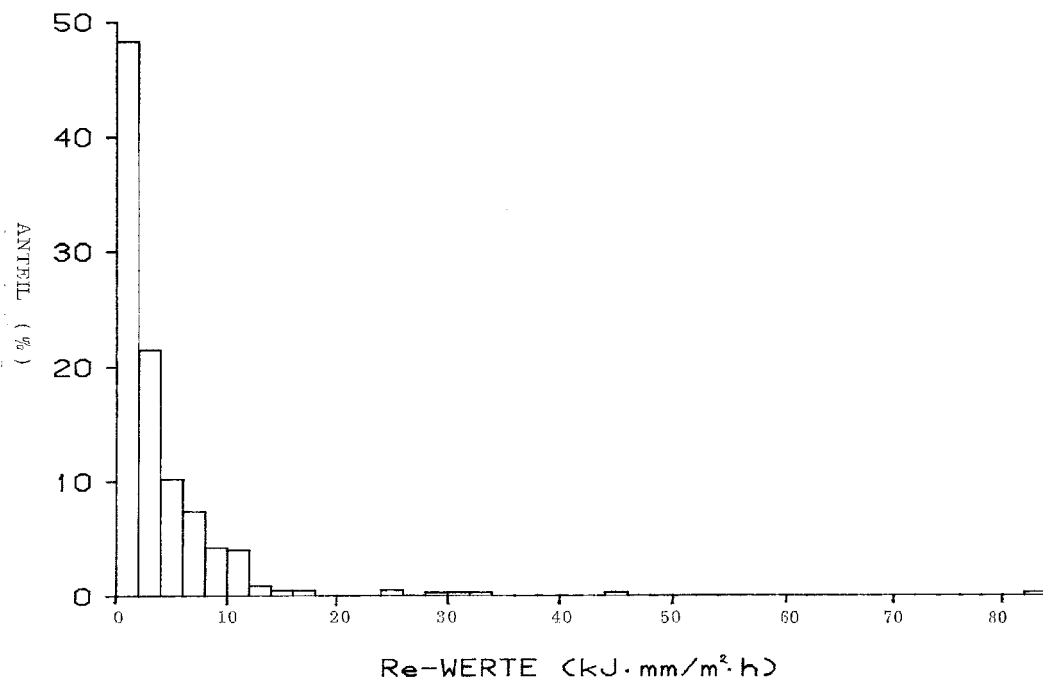
VERTEILUNG DER R_e -WERTE VON MUENCHEN-RIEM

Schaubild 5/f:

VERTEILUNG DER R_e -WERTE VON OBERSTDORF

WISCHMEIER und SMITH (1965) definierten einen erosiven Regen mit der Intensität > 0.25 inch/15 Minuten (= 12.7 mm/h) und dem Niederschlag $N_e > 0.5$ inch (= 12.7 mm). Hätte die Auswertung bayerischer Regen nach dieser Definition stattgefunden und nicht nach der Definition von BADER und SCHWFRTMANN (1980), wären 987 von 3323 Regen (=29.7%) als nicht erosiv eingestuft worden. Da diese Regen nur $Re < 3.2$ aufweisen, beeinflussen sie die Häufigkeit solcher Re -Werte sehr stark. Tabelle 5/7 zeigt die Anzahl dieser Regen, ihren Anteil an den Gesamregen und, im Vorgriff auf Kapitel 6, die Veränderung des R-Faktors, wenn diese schwach erosiven Regen nicht berücksichtigt würden.

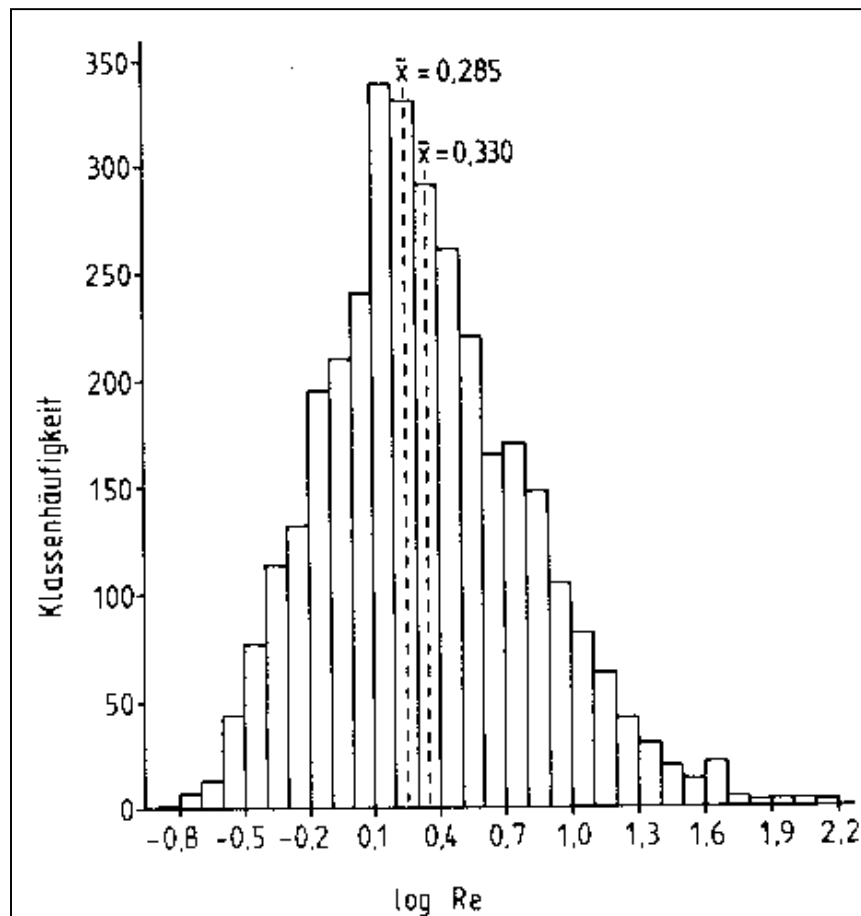
Tabelle 5/7: Anzahl der Regen mit $N_e \leq 12.7$ mm und gleichzeitig $I_{30} \leq 12.7$ mm/h. Ihr Einfluß auf den R-Faktor

Wetterstation	Anzahl	Anteil (%) an Gesamtanzahl	R-Faktor	Anteil (%) an R-Faktor	korrigierter R-Faktor
München-Riem	63	31.8	81.8	9.4	74.1
Nürnberg	40	30.3	46.4	10.8	41.4
Freising	59	33.1	71.3	10.3	64.0
Kempton	67	25.8	90.2	8.7	82.3
Würzburg	56	39.7	48.9	12.9	42.6
Hof	80	34.9	61.0	8.8	55.6
Passau	54	26.5	66.7	9.3	60.5
Augsburg	56	29.3	78.9	8.1	72.5
Mühltdorf	85	32.9	72.9	8.7	66.6
Berchtesgaden	68	20.2	151.6	4.7	143.8
Weiden	54	37.5	54.7	11.8	48.3
Regensburg	47	38.2	42.9	12.0	37.8
Weißenburg	38	29.7	48.8	10.2	43.8
Bad Kissingen	50	35.7	50.8	11.3	45.1
Bamberg	55	35.7	51.6	9.6	46.7
Coburg	43	28.9	64.6	8.8	58.9
Oberstdorf	72	20.5	142.6	6.8	132.9

Die Zahlen der Tabelle 5/7 zeigen die **Problematik der Definition erosiver Regen**. Auch geht daraus hervor, daß die Verteilung der Re -Werte, wie sie in dieser Arbeit zu sehen ist, nicht mit den Verteilungen amerikanischer Arbeiten oder sogar mit denen belgischer Arbeiten verglichen werden kann (s. BOLLINNE, LAURANT et BOON, 1979).

Die zur Basis 10 logarithmierten 3323 Re -Werte aller Wetterstationen folgen einer Verteilung, die wesentlich symmetrischer ist als die der nichtlogarithmierten Werte (s. Schaubild 5/g). Trotzdem zeigt auch diese Verteilung noch eine gewisse Schiefe, die nach $(x_{\text{quer}} - x)/s$ den Wert 0.098 annimmt.

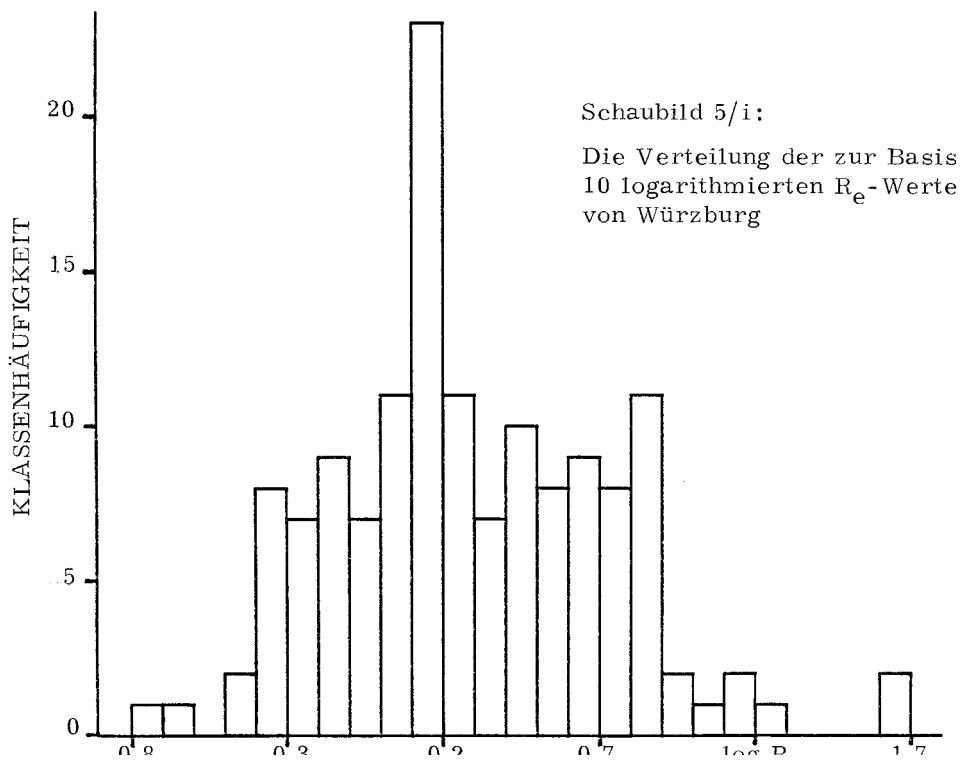
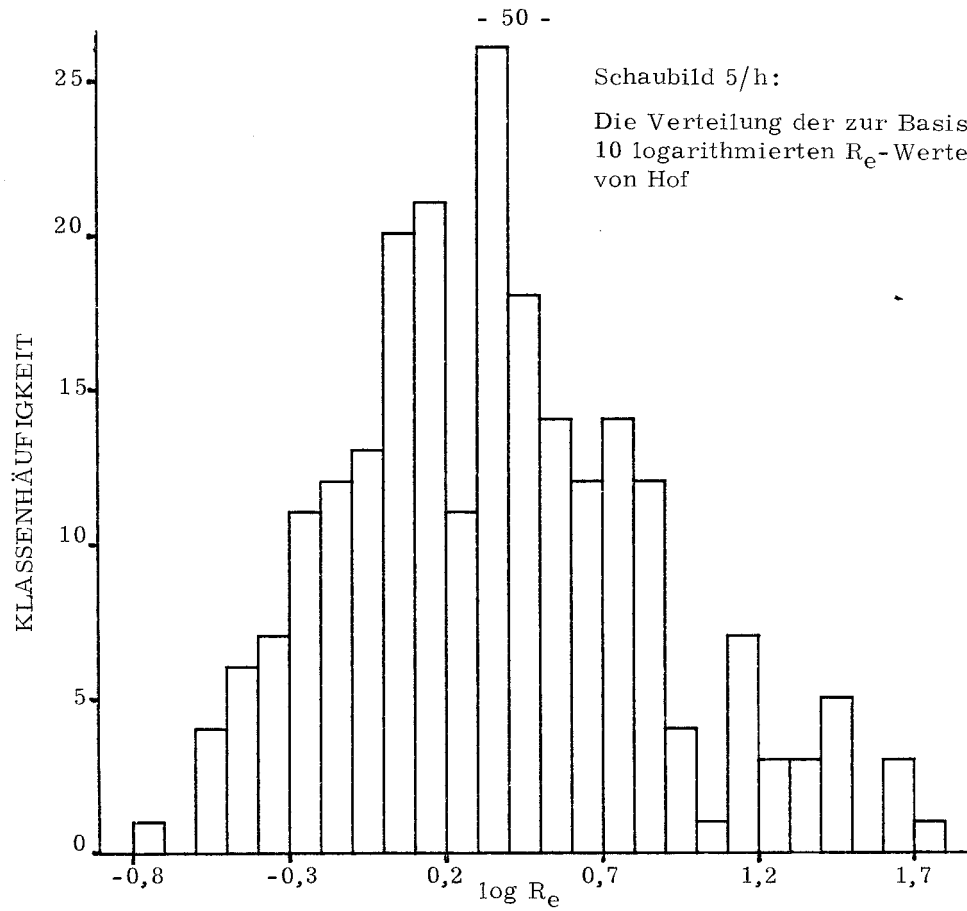
Die Annahme auf Lognormalverteilung muß hochsignifikant abgelehnt werden (Chi-Quadrat = 218, FG = 31 - 3).

Schaubild 5/g: Die Verteilung der zur Basis 10 logarithmierten R_e -Werte von Bayern

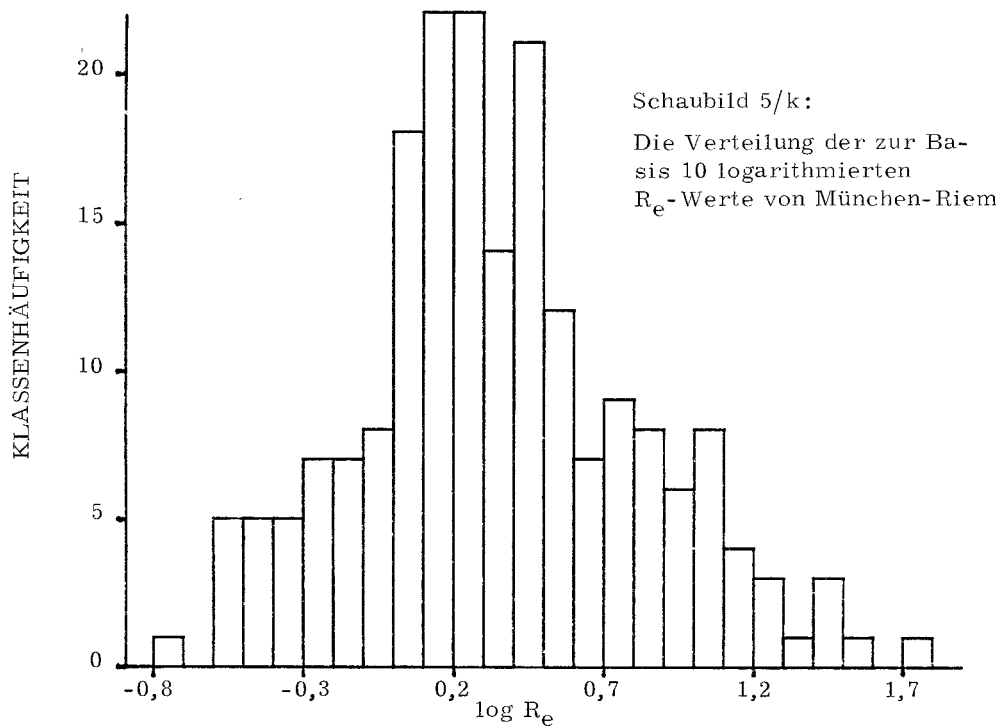
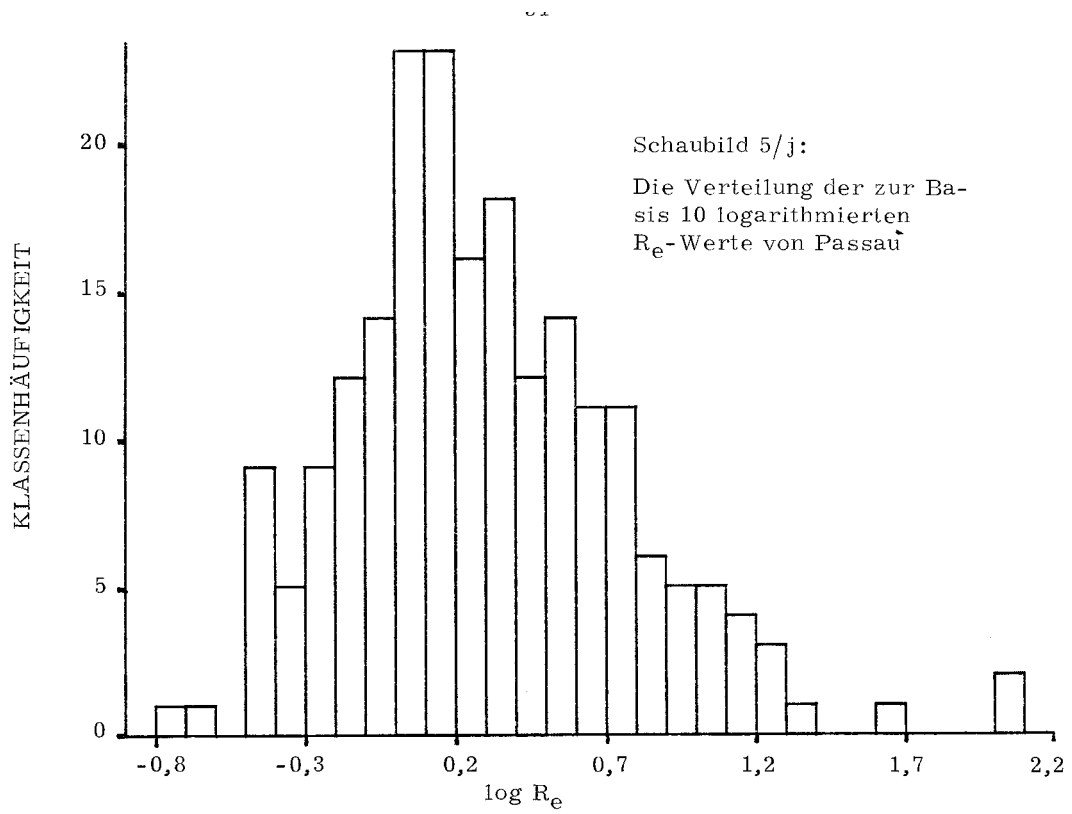
Logarithmierte R -Werte einzelner Wetterstationen sind ähnlich verteilt wie die $\log R_e$ aller Wetterstationen zusammen.

So beträgt die Schiefe bei München- Riem 0.098, bei Hof 0.029 und bei Oberstdorf 0.085. Die Schaubilder 5/h, 5/i, 5/j und 5/k zeigen Verteilungen logarithmierter R_e -Werte von zufällig ausgewählten Wetterstationen.

Die zur Basis 10 logarithmierten R_e -Werte von Hof und Würzburg:



Die Verteilung der zur Basis 10 logarithmierten R_e -Werte von Passau und München-Riem:



5.3 DURCHSCHNITTSWERTE DER R_e

Nachfolgende Berechnungen enthalten die als extrem selten eingestuften 5 R_e -Werte nicht. Eine Einbeziehung dieser Werte würde die Relationen der Ergebnisse z. T. erheblich verschieben.

Tabelle 5/8 zeigt die monatlichen Durchschnittswerte der R_e einzelner Wetterstationen. Ferner wurde der durchschnittliche R_e -Wert jeder Wetterstation berechnet (s. letzte Zeile).

Die monatlichen Durchschnittswerte der R_e haben ein Maximum in den Sommermonaten und sehr geringe Größen in den Wintermonaten. Auffallend sind dabei die beiden alpinen Wetterstationen Oberstdorf und Berchtesgaden. Während sich bei anderen Wetterstationen die Unterschiede in den Jahreszeiten deutlicher ausbilden, zeigen sie sich bei diesen beiden Wetterstationen weniger stark. Oberstdorf hat sogar mit Ausnahme des Juniwertes ein relativ konstantes R_e -Niveau.

Das Maximum der monatlichen Durchschnittswerte liegt bei 9 Stationen im Juni, bei 4 Stationen im Juli, bei 3 im August und bei 1 Station (Nürnberg) im September.

Eine Beziehung zwischen dem durchschnittlichen R_e -Wert der Wetterstation und dem durchschnittlichen Jahresniederschlag N (wie sie in Kapitel 5.1 für die Anzahl der Regen Z gefunden wurde) läßt sich hier nicht berechnen. Was dies für das Zustandekommen hoher R_e -Faktoren in niederschlagsreichen Gebieten (s. Kapitel 6) bedeutet, wird in Kapitel 7 näher erläutert.

Tabelle 5/8: Durchschnittliche R_e -Werte des Auswertungszeitraums und einzelner Monate

Tabelle 5/8: Durchschnittliche R_e -Werte des Auswertungszeitraums \bar{R}_e und einzelner Monate

Monat	München- Riem	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Angsburg	Mühl- dorf	Berchtes- gaden	Weiden	Regensburg	Weihen- burg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Jan.	0,3	1,4		0,9	1,1	0,3	0,3	-	-	1,6	-	-	-	0,9	0,5	-	-
Feb.	1,1	0,9	1,8	1,6	1,1	1,4	0,9	3,6	1,0	1,2	1,1	-	1,0	0,9	1,8	-	-
März	2,1	1,2	1,6	0,9	1,9	0,5	1,0	0,7	0,6	1,5	0,4	1,0	1,1	2,9	1,1	1,4	2,6
April	1,0	1,9	2,5	1,3	1,9	4,8	1,7	0,6	1,4	1,7	3,2	3,1	2,8	1,5	1,8	1,9	3,2
Mai	2,7	2,5	4,0	2,8	4,3	3,5	2,4	5,1	2,6	3,9	3,2	1,8	3,4	1,8	3,1	3,5	2,4
Juni	5,4	3,6	6,8	5,4	6,1	3,5	4,6	5,1	6,4	7,7	6,2	5,5	4,9	5,2	9,0	4,7	7,0
Juli	4,5	5,2	3,8	3,5	3,9	6,5	4,1	4,6	6,8	4,4	3,9	4,5	5,9	6,5	3,5	5,2	3,6
Aug.	5,7	4,4	4,7	4,3	4,1	7,5	4,9	3,8	4,0	5,6	3,8	3,9	2,9	4,3	5,5	6,6	3,9
Sept.	3,7	7,2	3,8	3,0	3,2	3,5	3,0	5,2	2,4	2,5	3,8	2,7	4,4	3,1	1,8	4,6	3,5
Okt.	1,8	1,7	2,0	2,7	1,7	1,3	1,4	1,1	1,8	1,8	1,4	1,6	1,3	1,4	1,1	1,2	2,6
Nov.	1,3	0,9	3,4	0,9	1,3	2,1	1,4	1,7	1,1	2,9	0,8	3,0	1,3	1,4	1,0	0,6	2,1
Dez.	1,3	0,6	1,2	0,8	1,6	1,5	1,7	0,5	0,6	3,4	1,0	1,1	0,4	1,8	0,7	2,1	3,9
\bar{R}_e	4,1	3,6	4,0	3,5	3,5	4,5	3,3	4,1	4,0	4,5	3,8	3,5	3,8	3,6	4,4	4,3	4,1

5.4 DIE R_e -WERTE, NACH NÄHERUNGSFORMELN BERECHNET

Wie in Kapitel 3 ausführlich erläutert, werden die R_e -Werte durch Digitalisation der Niederschlagsaufzeichnungen ermittelt. Um auf die Digitalisation bei weiteren Auswertungen verzichten zu können, berechneten BADER und SCHWERTMANN (1980) aus den Meßergebnissen der Wetterstation Hüll eine Beziehung zwischen R_e und den Werten N_e und I_{30} . Die R_e -Werte dieser Näherungsformel werden nachfolgend mit R_{e1} bezeichnet, ihre Einheit ist ($\text{kJ} \cdot \text{mm}/\text{m}^2 \cdot \text{h}$)

$$R_{e1} = 0,03047 * N_e * I_{30} - 0,1676 * N_e - 0,1549 * I_{30} + 2,408$$

$$r = 0,9939 \quad (13)$$

In der vorliegenden Auswertung weiterer 17 Wetterstationen konnte diese Regression auf ihre Anwendbarkeit überprüft werden, wobei die R_{e1} - mit den R_e -Werten verglichen wurden.

Die Formel ist für die Schätzung der R_e -Werte gut geeignet. Abweichungen zwischen R_e und R_{e1} sind jedoch im stärkeren Maße bei Regen vorhanden, die geringe I_{30} -Werte und gleichzeitig Niederschläge über 20 mm aufweisen. In besonderen Fällen können dabei negative Werte auftreten. Die Abweichungen sind sehr groß bei Niederschlägen über 70 mm mit I_{30} -Werten kleiner 4, 0 mm/h. Diese Art von Regen ist jedoch sehr selten,

Aus den Meßergebnissen vorliegender Arbeit wurde ebenfalls eine multiple Regression zwischen R_e einerseits und N_e und I_{30} andererseits berechnet.

Aus EDV-technischen Gründen konnte dabei nicht auf alle 3323 Regen zurückgegriffen werden. Es gingen deshalb „nur“ 3283 Messungen in die Berechnung ein. Der R_e -Wert dieser Gleichung wird nachfolgend mit R_{e2} bezeichnet.

$$R_{e2} = 0,024 * N_e * I_{30} - 0,8 \quad (\text{kJ} * \text{mm}/\text{m}^2 * \text{h}) \quad (14)$$

$$r = 0,986$$

Die Berücksichtigung von N_e und I_{30} in gesonderten Gliedern, wie bei BADER und SCHWERTMANN (1980), verbesserten die Beziehung praktisch nicht ($r, 0,989$).

Wie aus der Gleichung zu erkennen ist, kann R_e bei $N_e * I_{30} < 33,3$ negative Werte annehmen, Diese bleiben jedoch theoretisch immer größer als -0,8, im praktischen Fall wird der Wert -0,6 kaum unterschritten.

Ein Vergleich der Werte R_e , R_{e1} und R_{e2} unter Verwendung zufällig aus der Auswertung gegriffener Regen zeigt, daß R_{e2} meist geringfügig näher bei R_e liegt als R_{e1} . Auch kann R_{e1} negative Werte annehmen als R_{e2}

Tabelle 5/9 zeigt einen solchen Vergleich bei Regen verschiedener Wetterstationen, Die Regen wurden meist nach der Größe des R_e zufällig ausgesucht ($R_e = 1, 5, 10, 15, 20, 30, 50, 100$).

Tabelle 5/9: Ein Vergleich von R_e -Werten mit nach Näherungsformeln berechneten R_{e1} - bzw. R_{e2} -Werten

Wetterstation	Datum	N_e (mm)	I_{30} (mm/h)	R_e	R_{e1}	R_{e2}
Würzburg	15.11.59	11.3	2.8	0.4	1.0	-0.04
Nürnberg	15.10.60	31.6	2.0	0.7	-1.3	0.7
Weiden	28.07.61	11.5	5.6	1.0	1.6	0.7
Mühdorf	27.06.58	84.3	4.0	5.0	-2.1	7.3
München	07.07.73	28.5	16.4	10.1	9.3	10.4
Kempten	07.07.67	35.9	19.0	15.0	14.2	15.6
Bad Kissingen	18.06.66	32.9	27.2	20.0	19.9	20.7
Oberstdorf	22.06.61	37.9	28.0	24.7	24.0	24.7
Freising	08.06.65	78.4	21.0	30.4	36.1	38.7
Bamberg	06.06.71	50.3	39.4	49.2	48.1	46.8
Passau	26.06.60	84.8	53.2	101.5	117.1	107.5

Die Berechnung der R_e über Näherungsformeln spart kaum Arbeitszeit. Im Vergleich zur Digitalisation ist nicht nur das I_{30} sondern auch N_e „per Hand“ zu ermitteln.

Vorteile dieses Verfahrens sind dann zu sehen, wenn kein Computer und/ oder Digitalisiergerät vorhanden ist. Die Berechnung der R_e -Werte über Näherungsverfahren kann sehr einfach mit einem Taschenrechner durchgeführt werden. Ein großer Teil der Information über Eigenschaften erosiver Regen (Energie, Regendauer, Regenbeginn, Kurvenverlauf) geht dabei jedoch verloren.

Auf die Berechnung der R-Faktoren mit Hilfe von R_{e1} -Werten wird in Kapitel 6. 5 eingegangen,

6. DIE R- FAKTOREN UND IHRE JAHRES- R- WERTE

Tabelle 6/1 zeigt die Jahres- R-Werte der 17 Wetterstationen mit dem jeweiligen R-Faktor in der Einheit (kJ * mm/m² * h). Die 5 R_{emax} mit einem Ereigniszeitraum > 30 Jahren sind in den R-Faktoren nicht enthalten.

Tabelle 6/1: Jahres-R-Werte und R-Faktoren der Wetterstationen, Standardabweichung s_x , zeitliche Variation VK_z und großer Test auf Normalverteilung der Jahres-R-Werte (Median/R). Mittlerer Fehler des R-Faktors $s_{\bar{x}}$

Jahr	München	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Augsburg	Mühlendorf	Berchtesgad.	Weiden	Regensburg	Weißenburg	B. Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
1958	-	72,6	63,6	39,0	31,7	152,4	66,8	68,3	58,4	193,9	47,7	49,4	63,5	114,2	-	-	88,0
1959	-	45,9	47,9	84,1	78,3	76,4	55,9	74,6	88,5	156,6	65,0	21,4	26,1	40,5	-	-	119,9
1960	-	44,0	98,8	105,2	49,2	38,2	98,4	61,7	97,8	208,3	79,5	23,8	38,0	29,1	-	-	224,4
1961	-	49,0	42,3	44,3	61,3	54,1	81,1	84,5	47,2	160,6	65,4	71,7	43,2	51,6	-	-	171,0
1962	-	31,3	51,3	60,5	28,6	16,1	44,7	34,3	21,9	123,0	19,0	21,8	25,8	16,5	-	-	87,0
1963	-	53,7	75,8	113,4	29,9	35,1	53,5	134,5	54,2	91,1	71,6	25,2	37,3	33,1	-	-	131,2
1964	-	12,3	109,8	133,7	29,8	24,3	61,5	86,1	45,7	197,3	11,7	54,4	21,1	18,4	15,2	-	164,1
1965	-	39,9	88,3	84,3	59,9	82,3	43,5	96,2	71,7	136,5	55,6	75,7	21,1	82,8	24,9	-	147,4
1966	-	51,1	90,2	123,9	83,2	37,6	120,9	77,5	104,5	162,2	75,3	69,6	135,0	73,3	55,5	-	195,0
1967	-	64,5	45,2	113,4	36,6	45,6	40,8	71,2	37,2	87,1	56,8	16,0	76,7	47,9	35,7	60,6	98,4
1968	78,2	-	-	-	-	65,0	-	-	98,4	-	-	-	-	-	107,7	45,2	-
1969	30,0	-	-	-	-	98,5	-	-	121,7	-	-	-	-	-	43,4	62,9	-
1970	62,3	-	-	-	-	131,0	-	-	127,9	-	-	-	-	-	22,7	60,1	-
1971	77,0	-	-	-	-	36,3	-	-	45,5	-	-	-	-	-	102,9	85,7	-
1972	53,2	-	-	-	-	67,8	-	-	-	-	-	-	-	-	103,2	109,4	-
1973	146,2	-	-	-	-	34,9	-	-	-	-	-	-	-	-	29,4	38,2	-
1974	69,9	-	-	-	-	41,6	-	-	-	-	-	-	-	-	16,5	49,3	-
1975	155,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	84,8	96,4	-
1976	75,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28,6	38,2	-
1977	71,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
R-Faktor	81,8	46,4	71,3	90,2	48,9	61,0	66,7	78,9	72,9	151,6	54,7	42,9	48,8	50,8	51,6	64,6	142,6
s	39,1	16,8	24,5	33,3	20,8	37,5	26,2	25,7	33,4	42,3	22,9	23,8	35,4	31,0	35,3	24,7	46,4
VK _z (%)	48	36	34	37	43	61	39	33	46	28	42	55	73	61	68	38	33
s _{x̄}	12,4	5,3	7,8	10,5	6,6	9,1	8,3	8,1	8,9	13,4	7,2	7,5	11,2	9,8	9,8	7,8	14,7
s _{x̄} in % R	15,1	11,4	10,9	11,6	13,4	14,8	12,4	10,2	12,2	8,8	13,2	17,5	22,9	19,3	19,0	12,0	10,2
Median/R	0,9	1,0	1,0	1,0	0,9	0,7	0,9	1,0	0,9	1,0	1,1	0,9	0,8	0,9	0,6	0,9	1,0

6.1 DIE VARIATION DER JAHRES-R-WERTE

Die Jahres-R-Werte erlauben die Berechnung der Streuungen in zeitlicher und in räumlicher Hinsicht. Der „zeitliche“ Variationskoeffizient kennzeichnet die Variation der Jahres-R-Werte im Verlauf der Auswertung und wird in den Tabellen 6/1 und 6/3 als VK_z bezeichnet.

Der „räumliche“ Variationskoeffizient VK_r ist als Maß der Variation örtlich verschiedener Jahres-R-Werte zu sehen. Seine Werte sind in Tabelle 6/2 aufgeführt, in der aus Gründen der Vergleichbarkeit (gleiche Anzahl) nur die Werte des Zeitraums 1958-1967 berechnet sind. Die Wetterstationen Bamberg, Coburg und München-Riem fehlen, da ihre Auswertungen nicht bzw. nur zum Teil in dem erwähnten Zeitraum stattfanden.

Die räumliche Variation der Jahres-R-Werte VK_r wurde in Tabelle 6/2 zum einen mit den alpinen Wetterstationen Oberstdorf und Berchtesgaden (14 Wetterstationen), zum anderen ohne diesen berechnet (12 Wetterstationen).

Die Streuung der Jahres-R-Werte großer Teile Bayerns wird von einem VK_r ohne den alpinen Wetterstationen sicherlich besser gekennzeichnet als von einem VK_r , das die alpinen Wetterstationen berücksichtigt. Aus diesem Grund sollen für weitere Interpretationen nur die Werte der „12 Wetterstationen“ Verwendung finden.

Tabelle 6/2: Der VK_r der Jahres-R-Werte zwischen 14 bzw. 12 Wetterstationen (Zeitraum 1958 - 67)

Jahr	14 Wetterstationen			12 Wetterstationen		
	\bar{R}	s	VK(%)	\bar{R}	s	VK(%)
1958	79.3	45.4	57.3	69.0	33.5	48.6
1959	70.0	36.1	51.6	58.7	22.6	38.4
1960	85.5	62.3	72.8	63.6	30.6	48.0
1961	73.4	41.5	56.5	58.0	14.8	25.5
1962	41.6	30.8	74.0	31.0	14.3	46.2
1963	67.1	37.4	55.8	59.8	34.2	57.2
1964	69.5	60.8	87.4	50.7	40.3	79.4
1965	77.5	34.5	44.6	66.8	22.9	34.3
1966	99.9	43.5	43.5	86.8	29.5	34.0
1967	59.8	26.9	45.0	54.3	24.9	45.9

Obwohl die R_{emax} in der Berechnung der Variation nicht enthalten sind, zeigen die Jahre, in denen extrem große R_e -Werte gemessen wurden, sehr hohe VK_r (1958, 1960, 1962, 1963, 1964). Jahre mit nur relativ kleinen R_e -Werten weisen dagegen niedrige VK_r auf (1961, 1965, 1966) (s. Tabelle 5/4 und 5/6).

Die Jahre (d.h. die Witterung innerhalb der einzelnen Jahre) nehmen somit großen Einfluß auf die Variation der Jahres-R-Werte eines bestimmten Gebietes. In Verbindung mit dem über die Wetterstationen gemittelten Jahres-R-Wert \bar{R} (s. Tabelle 6/2), dem Niederschlag Mai-Oktober (s. Tabelle A/2) und der Anzahl erosiver Regen (s. Tabelle 5/1) können deshalb einige Zusammenhänge zwischen Witterung einerseits und Streuung und Größe der Jahres-R-Werte andererseits vermutet werden:

- Jahre mit relativ geringen Sommerniederschlägen weisen im verstärkten Maße zwar wenige aber z. T. hoch erosive Regen auf (große Neigung zu Sommergewittern?). Diese führen aufgrund ihrer geringen Anzahl nicht zu einem hohen \bar{R} des betrachteten Gebietes (Bayern), jedoch zu einer hohen räumlichen Variation der Jahres-R-Werte. Als Beispiel kann das Jahr 1964 angeführt werden, das einen relativ trockenen Sommer hatte, aus diesem Grund nur wenige erosive Regen aufweist (168 bei 12 Wetterstationen) und das zweit kleinste \bar{R} in Verbindung mit dem höchsten VK_r zeigt.

- Jahre mit hohen Sommerniederschlägen haben viele und meist wenig erosive Regen (häufige, wenig intensive Dauerregen?). Trotz der z. T. geringen R_e -Werte entstehen aufgrund ihrer großen Anzahl relativ große Jahres-R-Werte, die wegen der überall ähnlichen Niederschläge durch kleine VK_r gekennzeichnet sind.
Als Beispiel kann das Jahr 1966 dienen, innerhalb dem sehr hohe Sommerniederschläge registriert wurden. Die Anzahl der erosiven Regen in diesem Jahr ist wesentlich höher als die von 1964 (273 bei 12 Wetterstationen), das R zeigt den größten Wert (86.8) in Verbindung mit einem geringen VK_r (34%).

Die zeitliche Variation der Jahres-R-Werte (VK_z , Tabelle 6/1) ist, wie auch VK_r , allgemein sehr groß. Die größten Werte haben die Wetterstationen Weißenburg (73 %), Bamberg (68 %), Hof und Bad Kissingen (61 %). Relativ kleine Werte sind bei den Wetterstationen Augsburg (33 %), Berchtesgaden (28%) und Oberstdorf (33 %) zu finden. Der durchschnittliche VK_z aller Wetterstationen beträgt 46 %.

Die Stationen mit längeren Auswertungszeiträumen schneiden bei dem Vergleich der VK_z z. T. sehr ungünstig ab (Hof und Bamberg).

Eine längere Auswertungszeit bietet keine Garantie dafür, daß die zeitliche Streuung der Jahres-R-Werte und somit auch der Mittlere Fehler des R-Faktors $s_{x_{\text{quer}}}$ abnehmen. In diesem Zusammenhang wird auf das Kapitel 6.2 und 6.3 verwiesen.

Die besonders niedrigen VK_z der beiden Stationen Oberstdorf und Berchtesgaden lassen erkennen, daß das erosive Niederschlagsgeschehen im bayerischen Alpenraum homogener ist als in anderen Gebieten Bayerns. Dies ist auch am VK der erosiven Regen in Tabelle 5/1 zu erkennen.

Wie schon erwähnt, sind die 5 R_{emax} in obigen Berechnungen nicht enthalten. Bei Berücksichtigung der R_{emax} würden sich die Werte der betreffenden Station und somit auch die Relationen zu anderen Stationen z. T. stark ändern.

Den Einfluß dieser R_e -Werte auf die Streuung der Jahres-R-Werte und auf die Höhe des R-Faktors zeigt Tabelle 6/3.

Tabelle 6/3: VK_z der Jahres-R-Werte, R-Faktoren und ihre Mittleren Fehler $s_{\bar{x}}$ mit bzw. ohne den R_{emax} -Werten

Wetterstation	Mit R_{emax}				Ohne R_{emax}			
	R-Faktor	VK_z (%)	$s_{\bar{x}}$	$s_{\bar{x}}$ (%)	R-Faktor	VK_z (%)	$s_{\bar{x}}$	$s_{\bar{x}}$ (%)
Freising	83.9	68.1	18.1	21.6	71.3	34.4	7.8	10.9
Passau	87.9	64.9	18.1	20.6	66.7	39.2	8.3	12.4
Bad Kissingen	72.2	90.3	20.6	28.5	50.8	61.0	9.8	19.3

6.2 DIE VERTRAUENSBEREICHE DER R-FAKTOREN

Die Jahres-R-Werte einer Wetterstation können als Stichprobe einer nicht näher bekannten Grundgesamtheit von theoretisch unendlich vielen Jahres-R-Werten (mit dem Durchschnittswert $\mu = R_0$ -Faktor) betrachtet werden. Der R-Faktor (= xquer der Stichprobe) gilt dann als Schätzwert von μ dieser Grundgesamtheit.

Mit Hilfe eines t-Testes kann um den R-Faktor ein Bereich berechnet werden, innerhalb dem der R_0 -Faktor mit einer bestimmten Sicherheitswahrscheinlichkeit liegen muß. Diese Berechnung setzt voraus, daß die Grundgesamtheit normalverteilt ist.

Tabelle 6/1 zeigt unter anderem den Quotienten Median/R-Faktor, der die Stichproben in grober Weise auf Normalverteilung untersucht. Ein genauerer Test sollte nur mit Hilfe größerer Stichprobenumfänge (längere Auswertungszeiträume) durchgeführt werden.

Da der Quotient „Median/R-Faktor“ bei 14 von 17 Wetterstationen in einem Bereich liegt, in dem eine Normalverteilung mit einiger Sicherheit angenommen werden kann (0.9 - 1.1), wird zur Vereinfachung der nachfolgenden Berechnungen generell davon ausgegangen, daß die Stichproben und somit ihre Grundgesamtheiten normalverteilt sind.

Der Vertrauensbereich des R-Faktors V.B. kann somit wie folgt berechnet werden:

$$V.B. = R \pm t_{q\%}^{n-1} \cdot s_{\bar{x}} \quad (15)$$

Dabei bedeuten:

$t_{q\%}^{n-1}$ = Fraktile der t-Verteilung mit n-1 Freiheitsgraden und q% Sicherheitswahrscheinlichkeit bei zweiseitiger Alternative.

$$\text{Es ist } t_{95\%}^9 = 2.262, \quad t_{95\%}^{12} = 2.179,$$

$$t_{95\%}^{13} = 2.160, \quad t_{95\%}^{16} = 2.120$$

$s_{\bar{x}}$ = Standardabweichung des arithmetischen Mittelwertes \bar{x} (\bar{x} = R-Faktor) oder auch Mittlerer Fehler des R-Faktors

In Tabelle 6/4 sind die Vertrauensbereiche der R-Faktoren aufgeführt.

Tabelle 6/4: 95 %-Vertrauensbereiche der R-Faktoren

Wetterstation	R-Faktor	n	$s_{\bar{x}}$		$t_{95\%}^{n-1} \cdot s_{\bar{x}}$		Vertrauensbereich
			absol. in %R	absol. in %R	absol. in %R	absol. in %R	
München-Riem	81.8	10	12.4	15	28.0	34	54 - 110
Nürnberg	46.4	10	5.3	11	12.0	26	34 - 58
Freising	71.3	10	7.8	11	17.6	25	54 - 89
Kempten	90.2	10	10.5	12	23.8	26	66 - 114
Würzburg	48.9	10	6.6	13	14.9	31	32 - 64
Hof (1958-1974)	61.0	17	9.1	15	19.3	32	42 - 80
Hof (1958-1967)	56.2	10	12.6	22	28.4	50	28 - 85
Passau	66.7	10	8.3	12	18.8	28	48 - 85
Augsburg	78.9	10	8.1	10	18.3	23	61 - 97
Mühlendorf (1958-1971)	72.9	14	8.9	12	19.2	26	54 - 92
Mühlendorf (1958-1967)	62.7	10	8.6	14	19.5	31	43 - 82
Berchtesgaden	151.6	10	13.4	9	30.3	20	121 - 182
Weiden	54.7	10	7.2	13	16.3	30	38 - 71
Regensburg	42.9	10	7.5	17	17.0	40	26 - 60
Weißenburg	48.8	10	11.2	23	25.3	52	23 - 74
Bad Kissingen	50.8	10	9.8	19	22.2	44	29 - 73
Bamberg (1964-1976)	51.6	13	9.8	19	21.4	41	30 - 73
Bamberg (1964-1973)	54.0	10	11.6	21	26.2	49	28 - 80
Coburg	64.6	10	7.8	12	17.6	27	47 - 82
Oberstdorf	142.6	10	14.7	10	33.3	23	109 - 176

Die Vertrauensbereiche, innerhalb der die jeweiligen R_0 –Faktoren mit 95 % Sicherheit liegen, sind relativ groß. Die Größenordnungen liegen dabei zwischen $\pm 20 \%R$ (Berchtesgaden) und $\pm 52 \%R$ (Weißenburg). Dies ist ein Hinweis dafür, daß (statistisch gesehen) die berechneten R- Faktoren sehr ungenaue Schätzwerte der eigentlichen, theoretisch zugrunde liegenden R_0 -Faktoren darstellen.

Wie Ergebnisse der Wetterstationen Hof, Mühldorf und Bamberg zeigen, engen längere Auswertungszeiträume den Vertrauensbereich ein und machen eine Aussage über den R_0 -Faktor sicherer. In diesem Zusammenhang wird auf das Kapitel 6.1 und 6.3 verwiesen.

6.3 DIE R-FAKTOREN UND IHRE AUSWERTUNGSZEITRÄUME

Für die Wahl der Lage und Länge der Auswertungszeiträume (s. Tabelle 6/ 1) wurden keinerlei statistische oder andere Berechnungen angestellt. Um den Auswertungszeitraum auf maximal 22 Jahre ausdehnen zu können (siehe amerikanische Arbeiten), sollte die Auswertung generell mit dem Jahr 1958 beginnen. Die Wetterstationen München-Riem, Bamberg und Coburg hatten aus dieser Zeit nur unvollständige Aufzeichnungen. Teilweise fehlten sie auch ganz. Aus diesen Gründen mußte der Auswertungsbeginn bei den genannten Stationen auf einen späteren Zeitpunkt verlegt werden. Die R-Faktoren dieser drei Wetterstationen können deshalb nicht uneingeschränkt mit anderen R-Faktoren verglichen werden. Dies zeigen Ergebnisse folgender Tabelle:

Tabelle 6/5: R-Faktoren verschiedener und verschieden langer Auswertungszeiträume und VK_z ihrer Jahres-R-Werte

Station u. Zeitraum	R	Differenz (%)	s	VK_z (%)	
Hof	1958-67	56,2	13,9	39,7	70.6
	1965-74	64,0		31,9	49.8
	1958-74	61,0	37,5	61.4	
Mühldorf	1958-67	62,7	16,3	27,2	43.3
	1962-71	72,9		37,6	51.6
	1958-71	72,9		33,4	45.8
Bamberg	1964-73	54,0	6,5	36,6	67.8
	1967-76	57,5		37,4	65.0
	1964-76	51,6		35,3	68.4

Je nach Lage oder Länge des Auswertungszeitraums sind die gezeigten R-Faktoren wie auch die Standardabweichung ihrer Jahres-R-Werte z.T. sehr unterschiedlich. Die Spalte „Differenz“ in obiger Tabelle zeigt diesen Sachverhalt deutlich. Sie gibt die Differenz zwischen dem R-Faktor des älteren Zeitraums und dem R-Faktor des gleichlangen, jüngeren Zeitraums an.

Bei der Wetterstation Mühldorf beträgt der Unterschied zwischen dem R-Faktor des Zeitraums 1958-1967 (=100%) und dem des Zeitraums 1962-1971 16.3%.

Diese Unterschiede bei gleich langen, jedoch anders liegenden Auswertungszeiträumen lassen erkennen, daß ein R-Faktor nicht den einzig richtigen (da ja berechneten) Wert darstellt, sondern immer nur als Schätzung bzw. als Ergebnis einer Stichprobe verstanden werden kann.

Auswertungen, in späteren oder früheren Zeiträumen als den vorhandenen gelegen, hätten sicherlich zu anderen, wenn auch ähnlichen Ergebnissen geführt.

Begrenzender Faktor für die Länge des Auswertungszeitraums war ausschließlich der Arbeitsaufwand. BADER und SCHWERTMANN (1980) verwendeten für ihre Berechnungen einen 17-jährigen Zeitraum, WISCHMEIER und SMITH (1965) werteten in den USA generell 22 Jahre aus.

Dem gegenüber sind 10 Jahre, wie sie in dieser Arbeit meist verwendet werden, als relativ kurz anzusehen.

Längere Auswertungen bewirken, wie Tabelle 6/4 zeigt, eine Verringerung der Vertrauensbereiche und somit eine Erhöhung der Aussagesicherheit. Andererseits kann in Tabelle 6/5 keine generelle Abnahme der Variation (s und VK_z) bei Verlängerung des Auswertungszeitraums beobachtet werden. Dies kann jedoch sowohl auf eine besonders hohe Streuung der Jahres-R-Werte bei den Wetterstationen (Hof!) als auch auf eine nicht ausreichende Verlängerung des Zeitraums zurückgeführt werden.

Streuung und Vertrauensbereiche sind statistische Maßzahlen, die ein Problem nicht immer ausreichend kennzeichnen. In vorliegendem Fall kann die Schwankung des R-Faktors auch zeichnerisch dargestellt werden.

Schaubild 6/a zeigt die R-Faktoren einiger Wetterstationen im Verlauf der Auswertung, gemittelt über die jeweils vorhandenen Jahres-R-Werte. Die beiden R_{\max} -Werte der Wetterstation Bad Kissingen wurden in der Auswertung belassen.

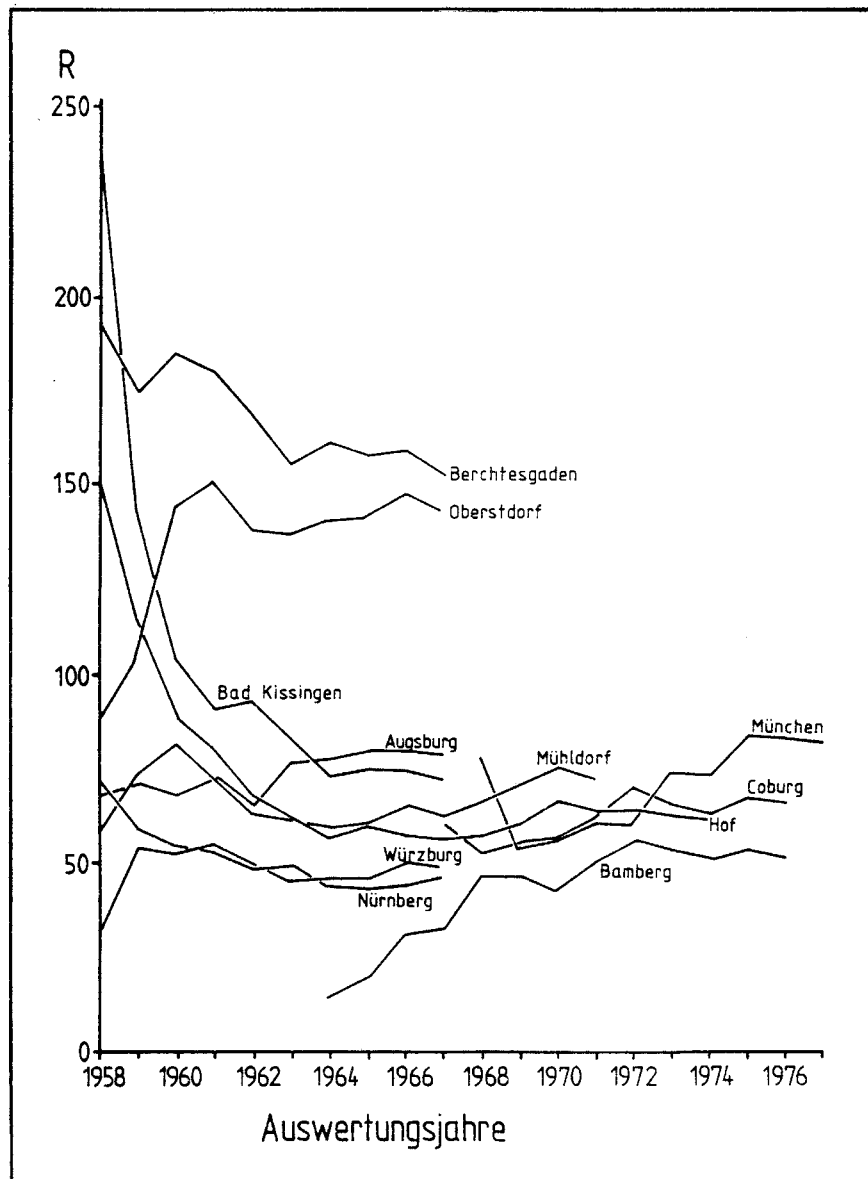


Schaubild 6/a: Die absoluten Schwankungen der R-Faktoren einiger Wetterstationen im Verlauf der Auswertung (mit R_{\max})

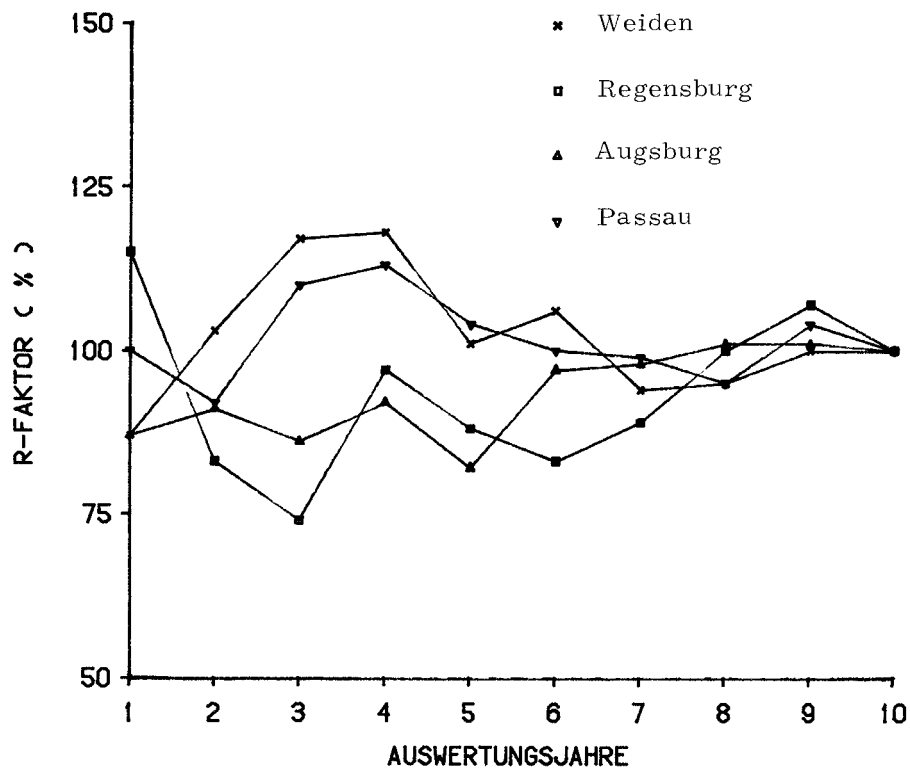
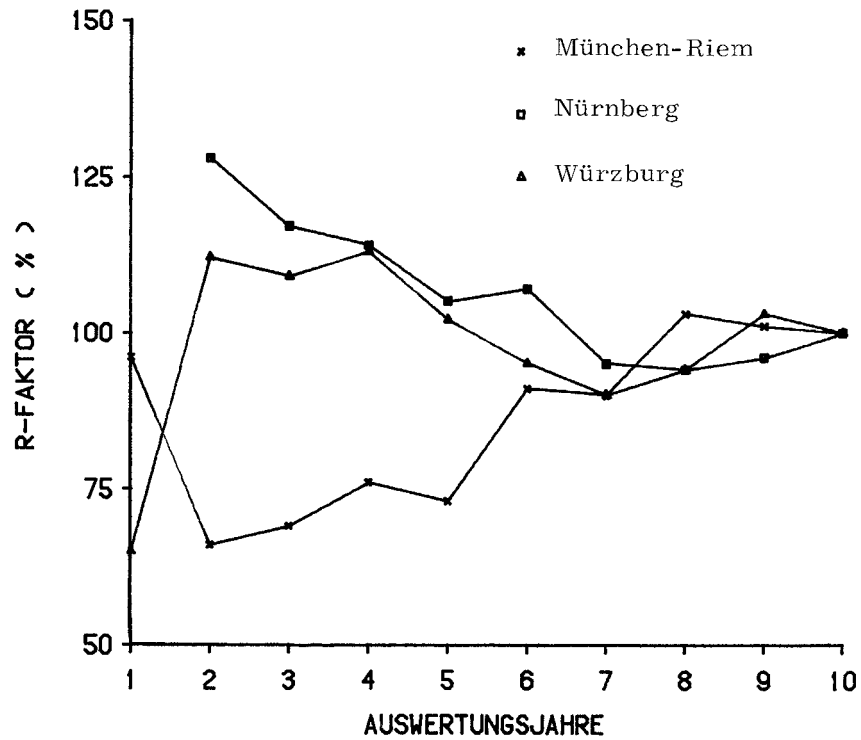
In diesem Schaubild erreichen die R-Faktoren trotz vorhergehenden, z.T. starken Schwankungen schon nach ca. 7 Jahren ein Niveau, das sie bis zum Ende der Auswertung in etwa beibehalten. Eine Ausnahme bilden hierbei die Wetterstationen Bamberg und München-Riem, deren R-Faktoren sich erst nach 8-9 Jahren auf das letztendliche Niveau einpendeln. Auch steigen die R-Faktoren der Stationen Hof und Mühlendorf nach 10 Jahren Auswertung noch einmal kräftig an. Durch eine erkennbare Parallelität zwischen einzelnen Kurven, die wahrscheinlich auf überregionale Witterungseinflüsse zurückzuführen ist (s. Kapitel 6.1), kann ein Anstieg der R-Faktoren anderer Stationen bei längerer Auswertung nicht ausgeschlossen werden.

Die Schaubilder 6/b, 6/c und 6/d zeigen die Schwankungen des R-Faktors in relativer Form. Der im Verlauf der Auswertung über die jeweils vorhandenen Jahres-R-Werte berechnete R-Faktor ist auf den nach Ende der Auswertung ermittelten R-Faktor (=100 %) bezogen, wobei die 5 R_{max} -Werte in den Berechnungen nicht enthalten sind.

- 69 -

Schaubild 6/b:

RELATIVE SCHWANKUNG DES R-FAKTORS IM VERLAUF DER AUSWERTUNG



- 10 -

Schaubild 6/c:

RELATIVE SCHWANKUNG DES R-FAKTORS IM VERLAUF DER AUSWERTUNG

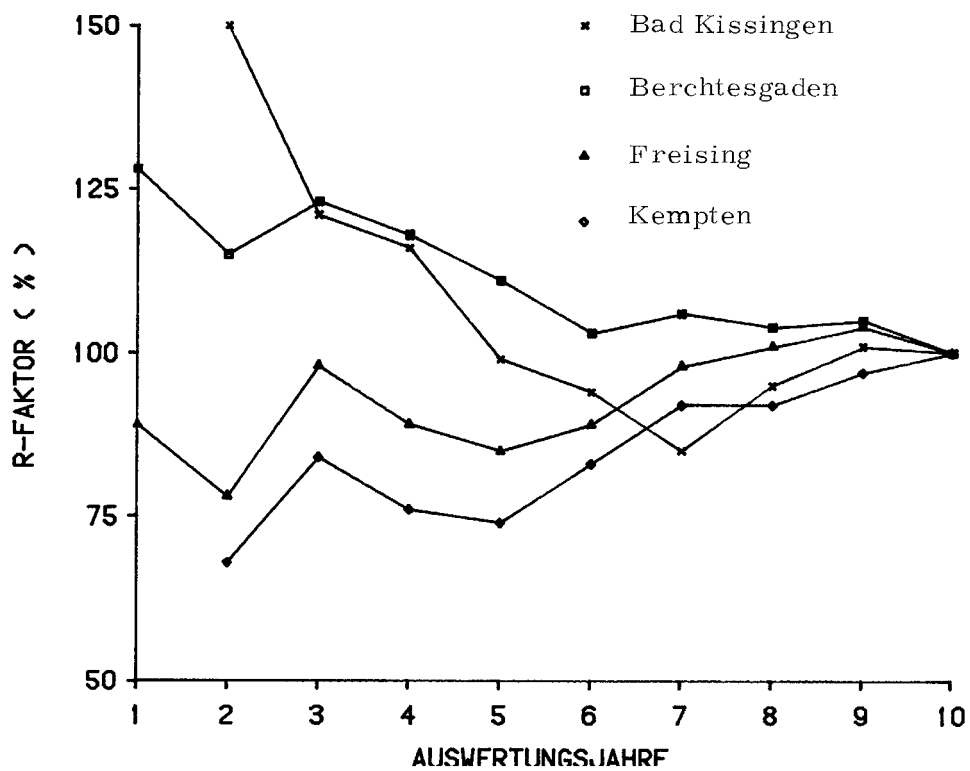
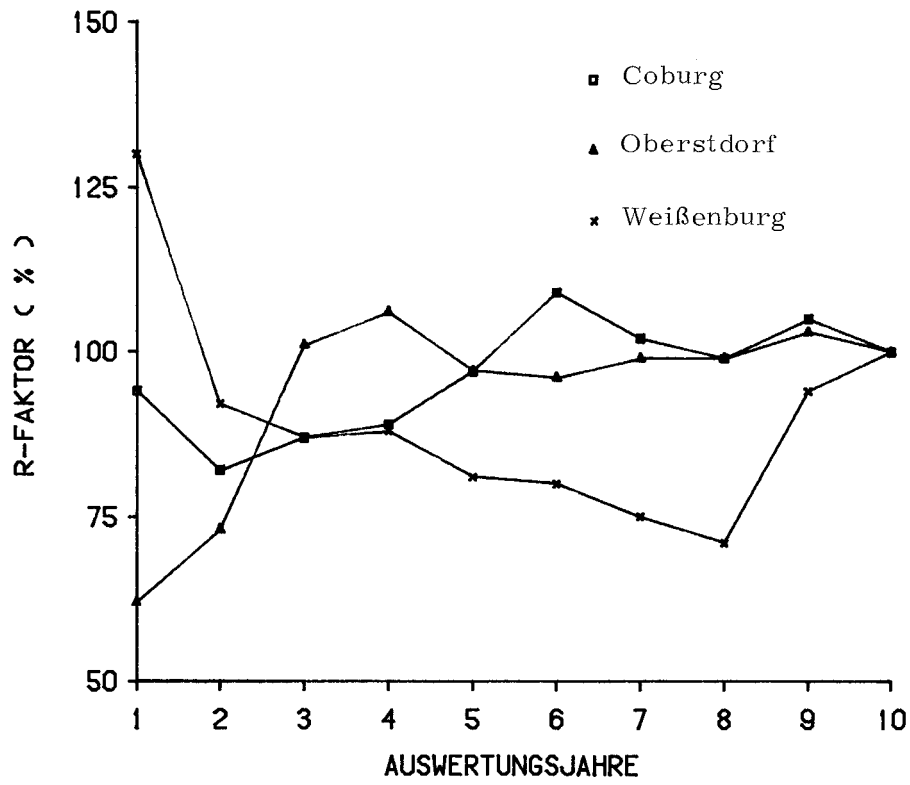
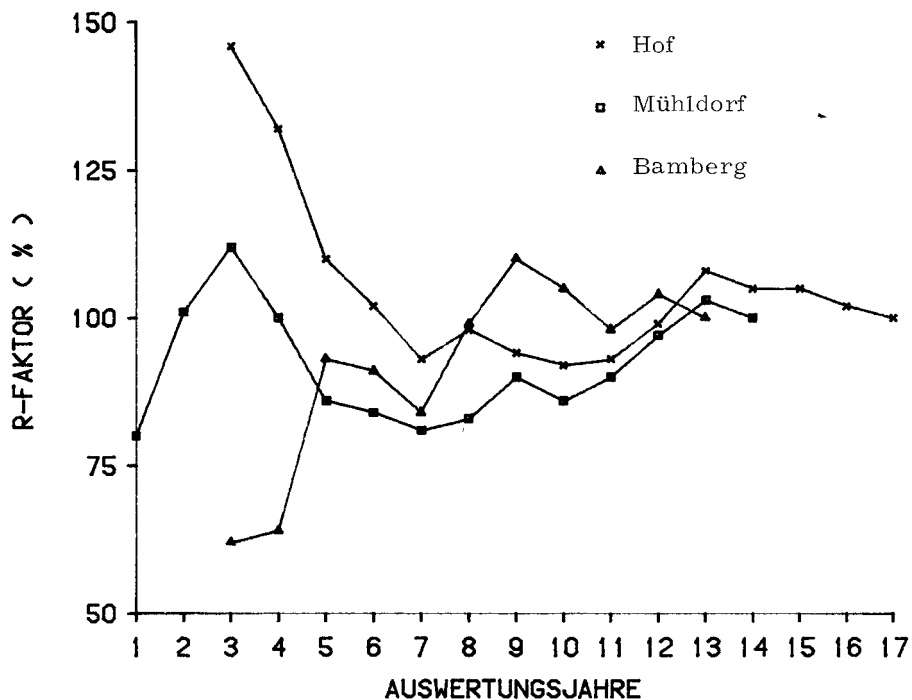


Schaubild 6/d:

RELATIVE SCHWANKUNG DES R-FAKTORS IM VERLAUF DER AUSWERTUNG



Diese Art der relativen Darstellung ermöglicht eine differenzierte Betrachtung der Schwankungen. Danach ist zu erkennen, daß bei den Wetterstationen, die 10 Jahre ausgewertet wurden, der R-Faktor nach 7 Jahren in einem Bereich von $\pm 10\%$ des 10-jährigen R-Faktors liegt. Ausnahmen bilden hierbei die Wetterstationen Bad Kissingen und Weißenburg. Besonders Weißenburg weist erhebliche Abweichungen auf, die im 8. Jahr -30% betragen!

Die R-Faktoren der alpinen Wetterstationen Oberstdorf und Berchtesgaden zeigen dagegen schon nach 5 bzw. 6 Jahren eine sehr große Stabilität (maximal 5% Abweichung). Dies drückt sich auch im Variationskoeffizienten bzw. im Vertrauensbereich aus (s. dort)

Bei den länger ausgewerteten Stationen liegt nur Hof nach 7 Jahren innerhalb des $\pm 10\%$ -Bereichs. Bamberg gibt -15% Abweichung an, während Mühlidorf sogar -20% aufweist. Auch ist bei Hof und Mühlidorf der schon erwähnte kräftige Anstieg nach dem 10. Auswertungsjahr zu erkennen.

Nach diesen Ausführungen darf nicht der Schluß gezogen werden, daß ein R-Faktor nach 7 Jahren Auswertung in einem Bereich von $\pm 10\%$ des tatsächlichen R-Faktors liegt (in Kapitel 6.2 wurde dieser als R_0 -Faktor bezeichnet). Diese $\pm 10\%$ beziehen sich nur auf den sehr unsicheren 10-jährigen R-Faktor.

Besonders Mühlidorf und Hof zeigen, daß nach dem 10. Auswertungsjahr noch eine deutliche Veränderung des R-Faktors möglich ist.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Mindestlänge des Auswertungszeitraums nach den gezeigten Berechnungen nicht einheitlich festgelegt werden kann sondern stationsspezifisch gesehen werden muß.

6.4 DIE MONATSANTEILE DER R-FAKTOREN

Im Verlauf des Jahres treten unterschiedlich hohe Anteile des R-Faktors auf. Während in den Wintermonaten kaum nennenswerte R-Anteile festzustellen sind, leisten die Sommermonate den Hauptbeitrag zum R-Faktor. Die Gründe hierfür sind allgemein wenig intensive Winterniederschläge, die außerdem meist auf eine Schneedecke fallen oder in Form von Schnee nieder-gehen. Die Niederschläge der Sommermonate sind dagegen sehr viel intensiver und häufiger (s. Tabellen 5/ 1 und 7/4).

Tabelle 6/6 zeigt die Monatsanteile der R-Faktoren, eine Verteilung durchschnittlicher Monatsanteile der 17 Wetterstationen sowie den Mittleren Fehler s_{xquer} und den Vertrauensbereich dieser Durchschnittswerte. Die 5 R_{max} sind in den Berechnungen nicht enthalten.

Monat	München-R.	Nürnberg	Freising	Kempen	Würzburg	Hof	Passau	Augsburg	Mühltdorf	Berchtesgaden	Weiden	Regensburg	Weilburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf	Mittelwert (x)	Variationskoeffizient (%)	Mittlerer Fehler s_x (= $\sqrt{17}$)	s_x in % von \bar{x}	95%-Vertrauensbereich des x
Jan.	0,3	0,2	0,7	-	-	-	-	-	-	0,2	-	-	-	0,4	0,1	-	-	0,1	175	0,05	43	0,2- 0,0
Feb.	0,4	0,8	0,2	1,4	0,7	0,3	0,8	1,4	0,4	0,3	0,6	-	-	0,4	0,9	0,8	-	0,6	78	0,10	19	0,8- 0,4
März	0,5	1,3	0,9	0,8	2,3	0,2	1,1	0,4	0,2	0,9	0,2	0,7	0,5	1,2	0,2	0,8	0,2	0,7	75	0,13	18	1,0- 0,4
April	1,3	2,9	4,9	1,2	1,9	7,3	3,1	0,4	2,2	2,2	1,7	7,2	3,4	2,0	2,5	2,9	4,5	3,0	64	0,47	15	4,0- 2,0
Mai	6,9	8,5	13,5	10,7	8,7	11,4	11,1	22,5	9,8	12,9	11,5	4,6	13,3	4,7	7,4	10,8	8,1	10,4	40	1,00	10	12,5- 8,3
Juni	27,7	20,3	28,5	28,5	33,8	14,0	26,8	27,7	36,5	33,6	37,6	29,5	27,9	24,4	45,6	17,5	34,6	29,1	26	1,86	6	33,0-25,2
Juli	20,8	21,1	19,6	17,7	18,6	26,8	17,7	19,9	23,2	18,5	18,3	18,7	25,5	33,5	11,9	18,6	18,9	20,6	23	1,14	6	23,0-18,2
Aug.	30,0	22,8	19,1	23,6	15,3	29,5	24,9	13,9	16,0	20,7	14,7	23,7	12,5	16,1	24,6	33,6	17,7	21,1	29	1,50	7	24,3-17,9
Sept.	9,1	17,0	5,9	11,1	6,5	6,4	8,6	10,5	7,2	5,8	11,2	8,9	12,6	6,7	4,1	12,0	11,3	9,1	36	0,79	9	10,8- 7,4
Okt.	2,0	3,3	5,0	3,6	4,9	1,8	3,1	1,9	3,3	1,7	2,5	3,8	2,1	3,6	1,5	2,0	2,9	2,9	37	0,26	9	3,4- 2,4
Nov.	1,0	1,0	1,9	1,0	2,9	1,4	1,7	1,3	1,0	2,1	0,6	1,4	1,7	2,5	0,6	0,2	1,3	1,4	50	0,17	12	1,7- 1,1
Dez.	0,5	0,7	0,3	0,2	3,7	0,8	1,0	0,1	0,1	1,1	0,9	1,5	0,1	3,9	0,7	1,6	0,6	1,0	108	0,27	26	1,6- 0,4

Tabelle 6/6: Monatsanteile der R-Faktoren, Verteilung durchschnittlicher Monatsanteile, Mittlerer Fehler und Vertrauensbereiche der Durchschnittswerte

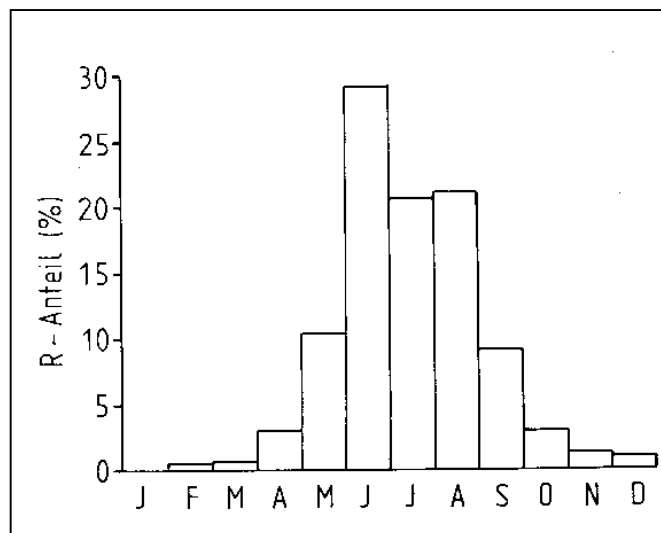
12 Wetterstationen weisen ein Maximum an Erosivität im Juni auf, eine Wetterstation (Bad Kissingen) im Juli und 4 im August. Freising, Augsburg und Weißenburg zeigen besonders hohe Anteile im Mai. Da Feldfrüchte wie Mais und Zuckerrüben zu dieser Zeit den Boden noch sehr wenig bedecken, ist an den genannten Orten im Mai mit einer hohen Erosionsgefahr bei diesen Früchten zu rechnen.

Auch die Verteilung der durchschnittlichen Monatsanteile zeigt ein Maximum im Juni (s. Tabelle 6/6, Spalte 18). Der Mai-Anteil liegt nach dieser Verteilung im bayerischen Durchschnitt bei etwa 10%. Die Monate Mai - Oktober erbringen im Durchschnitt der 17 Stationen ca. 93% des R-Faktors. In Schaubild 6/e ist diese Verteilung als Histogramm dargestellt.

Die Variation der einzelnen Monatswerte ist nach Spalte 19 in den Monaten Juni - August am geringsten. Ein besseres Maß für die Aussagesicherheit der Durchschnittswerte stellt der Mittlere Fehler $s_{x_{\text{quer}}}$ dar. Er ist, relativ zu x_{quer} gesehen, ebenfalls in den Monaten Juni August am niedrigsten und nimmt in den Wintermonaten z.T. erheblich zu (Spalte 21). Vergleiche mit einzelnen Monatswerten ergeben, daß diese bei relativ vielen Wetterstationen z.T. erheblich außerhalb des Vertrauensbereichs liegen (z.B. Station Hof: Juni und August, Station Bad Kissingen: Mai und Juli).

Schaubild 6/e:

Verteilung durchschnittlicher Monatsanteile der R-Faktoren aller 17 Wetterstationen



Die Anwendbarkeit der Verteilung durchschnittlicher Monatswerte, insbesondere für die Berechnung des C-Faktors, sollte deshalb genau überprüft werden. Dies kann z.B. mit Hilfe einer Clusteranalyse oder einer Diskriminanzanalyse geschehen. Erstere stellt dabei Ähnlichkeiten zwischen Daten fest um diese in homogene Gruppen einzuordnen, während mit der zweitgenannten versucht wird, Unterschiede in dem Datenmaterial zu erkennen um damit Gruppen von Daten zu trennen.

Die einzelnen Verteilungen der Monatsanteile könnten mit diesen Analysemethoden auf ihre Homogenität untersucht werden. Würde eine solche festgestellt, wäre ohne Bedenken eine Verteilung durchschnittlicher Monatsanteile innerhalb Bayerns überall anwendbar.

(Siehe NIEDERBUDDE und REINER, 1975: Diskriminanzanalytische Trennung von Löss-Parabraunerden nach Bodenhorizonten und Herkunftsorten mittels Tonmineraleigenschaften. Acker- und Pflanzenbau 141, 85-101).

7. EIGENSCHAFTEN EROSIVER EINZELREGEN

Wie schon mehrmals erwähnt, wurden bei der Auswertung eines Regens nicht nur der R_e -Wert festgestellt, sondern auch andere Kenngrößen wie der Niederschlag N_e , die Regendauer T_e , die Regenenergie E_e und die Maximale 30-Minuten-Intensität I_{30} .

Da die Durchschnittswerte dieser Eigenschaften erosiver Regen nicht überall und jederzeit gleich sind, sollen nachfolgend die Größenordnungen und bestehenden Unterschiede zwischen Wetterstationen und Jahreszeiten gezeigt werden. Die Werte der Wintermonate sind z.T. nicht repräsentativ, da bei verschiedenen Wetterstationen in dieser Zeit nur wenige Regen gemessen wurden. Die 5 $R_{e\max}$ sind in den Auswertungen nicht enthalten!

Tabelle 7/1: Durchschnittlicher Niederschlag (mm) erosiver Regen des Auswertungszeitraums \bar{N}_e und einzelner Monate

Monat	München-Riem	Nürnberg	Freising	Kempen	Würzburg	Hof	Passau	Angsburg	Mühlort	Berchtesgaden	Weiden	Regensburg	Weißburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Jan.	12	14	-	24	14	14	14	-	-	30	-	-	-	15	12	-	-
Feb.	16	12	10	18	11	13	15	16	13	16	14	-	15	13	15	-	-
März	13	15	17	14	18	11	17	12	14	19	11	11	20	29	11	11	45
April	16	12	13	21	13	18	15	14	14	22	12	13	15	12	12	15	18
Mai	15	12	20	22	15	16	17	18	15	21	13	13	15	14	15	14	24
Juni	18	17	23	22	17	15	21	19	20	24	16	18	17	16	19	18	24
Juli	18	16	14	17	14	15	15	14	21	18	13	15	14	16	12	12	20
Aug.	15	14	17	18	15	17	20	14	18	27	14	15	12	15	15	15	24
Sept.	16	16	19	18	15	15	15	18	15	17	15	14	16	14	14	16	22
Okt.	17	19	20	21	17	17	18	20	18	25	18	19	21	15	14	15	26
Nov.	17	14	21	16	15	16	18	17	18	28	14	22	15	17	12	14	28
Dez.	19	12	24	16	17	20	27	12	17	36	16	16	15	19	12	17	43
\bar{N}_e (mm)	17,3	14,7	17,9	19,3	15,4	16,1	17,9	16,6	17,8	22,2	14,5	15,5	15,2	15,6	14,8	15,2	23,1

7.1 DER NIEDERSCHLAG

Tabelle 7/1 zeigt den durchschnittlichen Niederschlag erosiver Einzelregen innerhalb eines jeden Monats und des gesamten Auswertungszeitraums $N_{e\text{quer}}$ in (mm).

An den Monatswerten ist nicht zu erkennen, daß Regen bestimmter Jahreszeiten durchschnittlich höhere Niederschläge aufweisen. Nur bei Oberstdorf und Berchtesgaden sind z. T. ergiebigere Regen in den Wintermonaten festzustellen.

Der durchschnittliche Niederschlag $N_{e\text{quer}}$ (berechnet über den gesamten Auswertungszeitraum) zeigt eine enge Beziehung zu dem durchschnittlichen Niederschlag des Zeitraums Mai-Oktobers N_s (N_s -Werte s. Tab. A/2). Wetterstationen mit höheren N_s -Werten weisen im Durchschnitt auch Einzelregen mit höheren Niederschlägen auf.

Der Zusammenhang zwischen beiden Werten ist an folgender Regression zu sehen:

$$N_{e\text{quer}} = 10,84 + 0,0116 \cdot N_s \quad (17)$$

$$r = 0,984; \quad y_{\text{quer}} = 16,9; \quad x_{\text{quer}} = 523,2; \quad s_y = 2,5; \quad s_x = 213,9; \quad n = 17$$

In **Schaubild 7/a** wird diese Funktion in Form einer Graphik dargestellt:

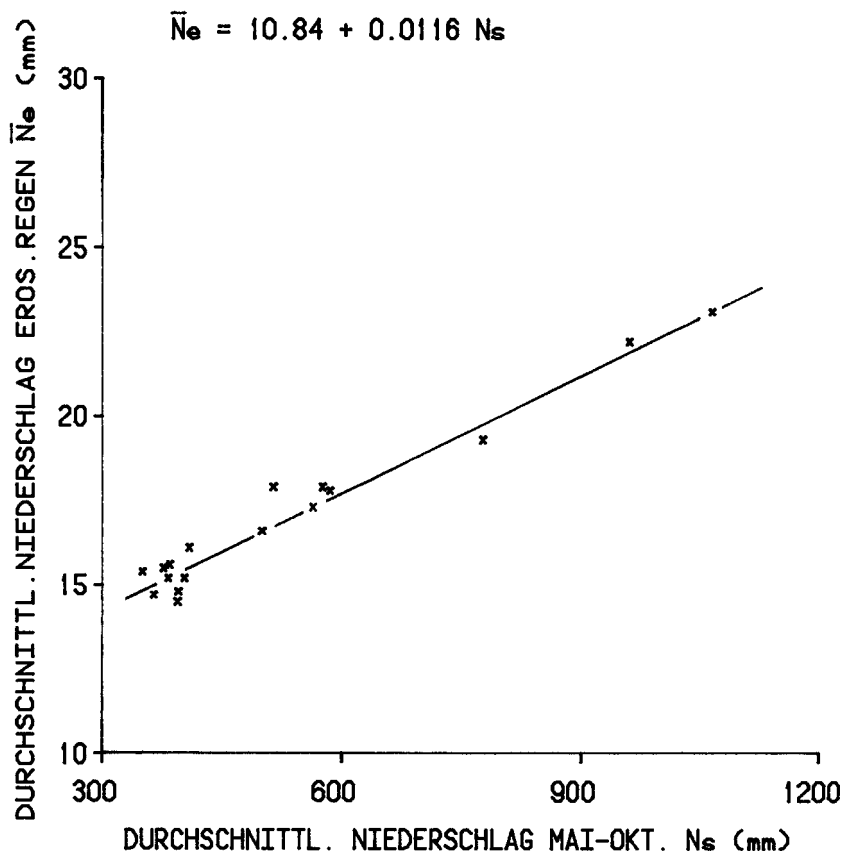


Schaubild 7/a: Beziehung zwischen dem durchschnittlichen Niederschlag erosiver Regen \bar{N}_e und dem durchschnittlichen Niederschlag^e Mai - Oktober N_s des Auswertungszeitraums

7.2 DIE REGENDAUER

Tabelle 7/2 zeigt die durchschnittliche Dauer eines erosiven Regens innerhalb eines jeden Monats und des gesamten Auswertungszeitraums \bar{T}_e quer in (h).

Tabelle 7/2: Durchschnittliche Dauer (h) erosiver Regen des Auswertungszeitraums \bar{T}_e und einzelner Monate

Monat	München- Riem	Nürnberg	Freising	Kempen	Würzburg	Hof	Passau	Angsburg	Mühldorf	Berchtes- gaden	Weiden	Regensburg	Weißenburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Jan.	19	15	-	24	8	21	12	-	-	29	-	-	-	11	16	-	-
Feb.	15	13	3	12	9	11	11	11	10	12	14	-	9	15	9	-	-
März	6	16	19	12	17	9	16	15	14	16	14	13	23	25	9	10	41
April	17	7	8	18	8	11	10	14	9	19	2	7	12	9	7	12	16
Mai	10	6	13	16	7	9	12	12	12	16	7	10	9	8	9	9	16
Juni	10	9	10	12	7	8	12	10	11	13	7	8	8	8	8	9	14
Juli	9	7	7	9	6	15	8	6	9	10	6	7	6	5	5	4	13
Aug.	12	6	9	9	6	17	9	9	9	13	8	8	5	5	6	6	14
Sept.	12	8	13	10	8	18	10	10	9	11	8	10	8	8	10	9	13
Okt.	13	17	17	13	13	16	16	17	14	20	15	16	18	11	13	11	16
Nov.	14	14	15	15	12	15	12	14	17	17	10	15	15	14	8	15	19
Dez.	15	12	25	13	15	17	18	16	15	22	13	14	17	16	11	14	21
\bar{T}_e (h)	11,1	9,0	10,9	11,5	8,8	8,8	11,1	10,3	10,6	13,4	8,0	9,3	8,6	8,7	8,1	8,0	14,4

Sehr deutlich ist eine Abnahme der Regendauer in den Sommermonaten zu erkennen. Wird von einigen Werten abgesehen, die nur auf 1-3 Regen basieren, sind die kürzesten Zeiten in den Monaten Mai bis September zu finden. Das Minimum liegt bei 10 Wetterstationen im Juli und bei weiteren 5 Stationen im Juli/August bzw. im Juli/September. Nach diesen Angaben treten im bayerischen Durchschnitt die kürzesten Regen meist im Juli auf.

Die durchschnittliche Regendauer innerhalb des Auswertungszeitraum $T_{e\text{quer}}$ nimmt mit Annäherung an die Alpen zu. Höhere Sommer- oder Jahresniederschläge (N_s bzw. N) bewirken eine längere Dauer der Einzelregen. Zwischen N_s und T besteht eine enge Korrelation, die durch folgende Gleichung zum Ausdruck kommt:

$$T_{e\text{quer}} = 5.7 + 0.0083 \cdot N \quad (18)$$

$$r = 0.948, y_{\text{quer}} = 10.0; x_{\text{quer}} = 523.2; s_y = 1.9; s_x = 213.9; n=17$$

Schaubild 7/b zeigt diese Gleichung in graphischer Form.

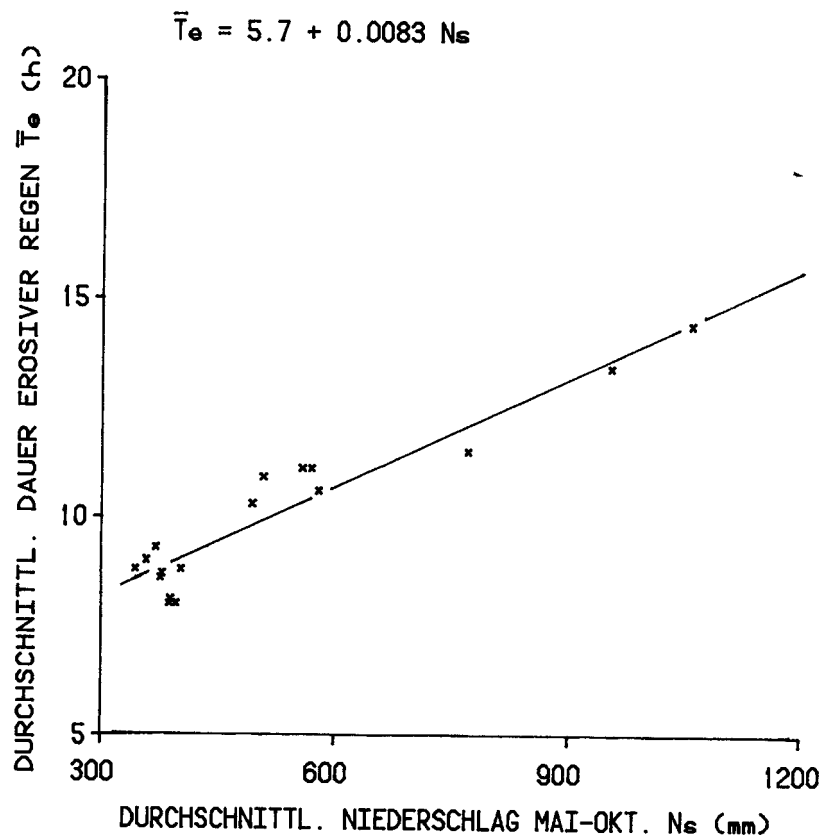


Schaubild 7/b: Beziehung zwischen der durchschnittlichen Dauer erosiver Regen \bar{T}_e und dem Niederschlag N_s

7.3 DIE REGENENERGIE

Den in Tabelle 7/ 3 gezeigten Durchschnittswerten liegen die gleichen Zeiträume zugrunde wie den Werten in Tabelle 7/1 oder 7/2.

Tabelle 7/3: Durchschnittliche Energie (J/m^2) erosiver Regen des Auswertungszeitraums \bar{E}_e und einzelner Monate

Monat	München- Riem	Nürnberg	Freising	Kempen	Würzburg	Hof	Passau	Angsburg	Mühl- dorf	Berchtes- gaden	Weiden	Regensburg	Weidenburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberst- dorf
Jan.	132	220	328	217	154	172	-	-	-	402	-	-	-	223	150	-	-
Feb.	222	175	280	170	205	226	275	191	235	196	225	-	225	189	249	-	-
März	235	202	241	192	254	234	155	183	273	147	155	241	255	425	161	171	612
April	217	207	227	300	216	235	183	216	312	256	234	210	240	190	207	238	287
Mai	248	214	322	348	282	267	312	266	337	234	234	210	255	231	263	258	374
Juni	323	300	422	389	322	275	345	367	422	314	314	333	306	303	391	332	431
Juli	325	317	262	307	281	315	275	394	328	255	272	292	305	354	238	265	345
Aug.	356	266	301	322	293	371	262	315	455	272	270	271	233	325	306	317	404
Sept.	275	314	307	306	263	253	320	240	269	270	247	247	300	243	223	303	368
Okt.	268	281	282	325	260	254	281	265	354	252	265	265	289	233	196	225	395
Nov.	244	195	327	229	217	242	255	251	426	199	366	366	210	248	188	174	413
Dez.	275	158	313	220	242	400	153	226	566	236	232	232	185	273	174	272	666
\bar{E}_e (J/m^2)	303	263	308	323	272	296	304	292	304	367	264	271	274	283	276	283	383

Die Regenenergie wurde nach Gleichung (2) geschätzt und trägt die Einheit (J/m^2). Sie ist allgemein in den Sommermonaten etwas höher als in den Wintermonaten. Ausnahmen bilden Berchtesgaden und Oberstdorf mit sehr hohen, jedoch nur wenige Male gemessenen Werten im November und Dezember bzw. März.

Die innerhalb eines jeden Monats berechneten Energiewerte haben (unter Ausschluß nicht repräsentativer Durchschnittswerte einiger Wintermonate) bei 11 Wetterstationen ihr Maximum im Juni, bei 3 Stationen im Juli und bei weiteren 3 im August. Allerdings bestehen nur geringe Unterschiede zu Werten anderer Sommermonate.

Wie schon bei $N_{e\text{quer}}$ und bei $T_{e\text{quer}}$ besteht auch zwischen der durchschnittlichen Energie $E_{e\text{quer}}$ und dem Niederschlag N_s ein enger Zusammenhang, den folgende Regression aufzeigt:

$$E_{e\text{quer}} = 214.7 + 0.1554 \cdot N \quad (19)$$

$$r = 0.973, \quad y_{\text{quer}} = 296, \quad x_{\text{quer}} = 523.2, \quad s_y = 34.2, \quad s_x = 213.9, \quad n = 17$$

Die Regression ist in einer Graphik in Schaubild 7/c zu sehen:

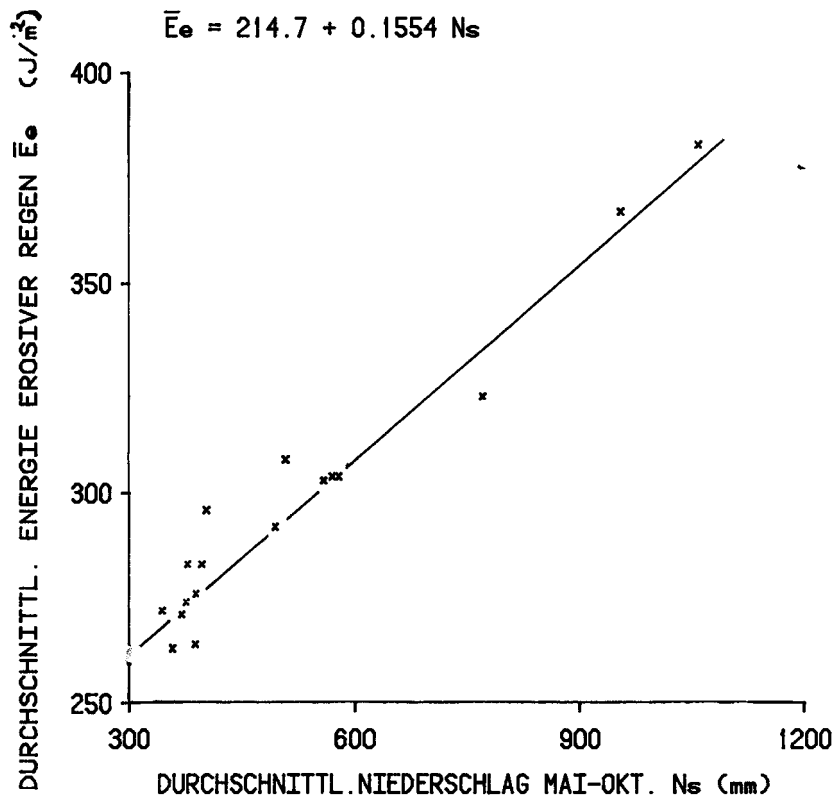


Schaubild 7/c: Beziehung zwischen der durchschnittlichen Energie erosiver Regen und dem Niederschlag N_s

In Gebieten mit allgemein hohen Niederschlägen sind danach die dort auftretenden Regen durchschnittlich energiereicher als in niederschlagsarmen Gebieten. Wie noch Kapitel 7.4 zeigen wird, ist dies nicht auf höhere Intensitäten zurückzuführen, sondern vor allem auf länger anhaltende und ergiebigeren Regen (s. Tabelle 7/2 und 7/1).

7.4 DIE MAXIMALE 30-MINUTEN-INTENSITÄT

Tabelle 7/4 läßt einen sprunghaften Anstieg der I_{30} - Werte in den Sommermonaten erkennen. Die Maxima liegen dabei mit Ausnahme von Nürnberg (September) in den Monaten Juni (7), Juli (6) und August (3). Die größten monatlichen Durchschnittswerte zeigt Bad Kissingen mit 20.1 mm/h im Juli und 17 mm/h im August (ohne $R_{\text{emax!}}$).

Tabelle 7/4: Durchschnittliche Maximale 30-Minuten-Intensität (mm/h) erosiver Regen des Auswertungszeitraums \bar{I}_{30} und einzelner Monate

Monat	München-Riem	Nürnberg	Freising	Kempen	Würzburg	Hof	Passau	Augsburg	Mühl-dorf	Berchtes-gaden	Weiden	Regensburg	Weilenburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Jan.	2,0	6,4	-	2,5	5,2	2,2	2,0	-	-	3,6	-	-	-	4,2	3,3	-	-
Feb.	4,5	5,0	9,4	4,8	6,2	6,8	3,7	11,5	4,8	4,9	5,2	-	4,3	4,8	7,3	-	-
März	8,8	5,8	5,9	4,5	5,5	3,2	3,7	4,3	3,0	5,2	2,5	5,1	4,9	6,3	3,9	6,3	4,2
April	4,8	8,7	9,5	4,5	6,6	9,0	7,4	3,0	6,5	4,7	11,5	9,8	7,0	7,2	9,0	6,8	7,8
Mai	9,3	11,0	8,1	7,6	12,1	10,4	8,0	11,5	8,4	8,1	12,1	7,7	10,4	8,1	9,8	11,5	6,4
Juni	12,2	11,7	14,8	12,0	13,8	10,9	12,2	12,9	12,6	13,7	15,2	12,8	13,1	14,1	15,1	11,7	12,7
Juli	12,1	14,8	11,9	10,2	12,8	15,6	12,7	13,6	14,4	11,5	12,4	14,4	16,7	20,1	13,3	15,2	9,7
Aug.	14,2	13,4	12,1	11,3	12,8	15,3	15,3	12,6	11,6	10,6	12,0	11,4	12,4	17,0	14,1	16,3	8,8
Sept.	9,2	15,3	9,6	8,9	10,0	10,9	10,2	11,5	9,0	7,8	11,2	10,1	12,1	10,2	7,5	12,8	8,7
Okt.	6,7	5,3	4,8	6,1	6,3	4,9	4,8	3,7	5,4	5,1	5,3	4,9	4,5	5,3	5,5	6,1	5,5
Nov.	4,4	4,4	8,8	4,2	4,9	6,3	4,8	5,6	3,6	5,3	4,4	7,7	5,4	4,9	4,7	3,0	4,5
Dez.	5,7	3,8	3,8	3,5	5,8	4,7	4,1	3,1	2,8	5,1	4,1	4,1	2,0	5,1	3,5	6,8	5,3
\bar{I}_{30}	10,8	11,0	10,6	9,2	10,1	11,5	10,1	11,1	10,0	9,6	11,4	10,4	11,5	11,7	11,3	12,2	9,1

Die Durchschnittswerte der Wetterstationen $I_{30\text{quer}}$ können ebenfalls deutlich unterschieden werden. Sie sind bei Wetterstationen hohen Niederschlags (N bzw. N_s) relativ gering (Berchtesgaden, Oberstdorf, Kempten), während sie bei niederschlagsärmeren Stationen (Bamberg, Nürnberg) auffallend große Werte aufweisen.

Diese Beziehung zu den Niederschlägen zeigt sich durch folgende Regression:

$$I_{30\text{quer}} = 12.2 - 0.0031 \cdot N_s \quad (20)$$

$$r = -0.73, \quad y_{\text{quer}} = 10.6, \quad x_{\text{quer}} = 523.2, \quad s_y = 0.91, \quad s_x = 213.9, \quad n = 17$$

Die relativ große Streuung der Meßpunkte, wie sie r zum Ausdruck bringt, ist in Schaubild 7/d zu sehen.

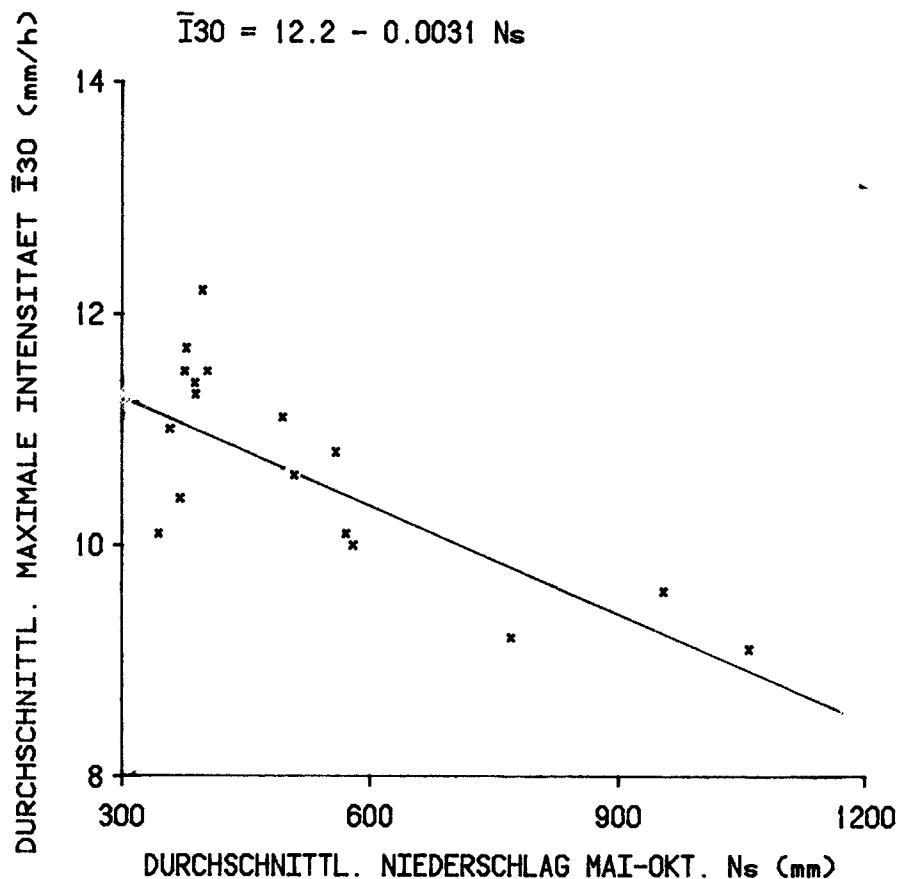


Schaubild 7/d: Beziehung zwischen der durchschnittlichen Maximalen 30-Minuten-Intensität erosiver Regen \bar{I}_{30} und dem Niederschlag N_s

Die vergleichsweise kleinen (negativen) Korrelations- und Regressionskoeffizienten bringen zum Ausdruck, daß die Beziehung innerhalb enger Niederschlagsbereiche sicherlich für eine Differenzierung von I_{30} -Werten nicht ausreicht. Aufgrund des Vertrauensbereichs des Regressionskoeffizienten von $VB = -0.0031 \pm 0.0015$ ($s_{byx} = 0.00073$) ist z.B. ein $I_{30\text{quer}}$ bei $N_s = 500$ mm nicht von einem $I_{30\text{quer}}$ bei $N_s = 600$ mm zu unterscheiden. Die Beziehung sollte deshalb nur für die Betrachtung von $I_{30\text{quer}}$ -Werten extremer Niederschläge verwendet werden, wie sie z.B. der unterfränkische Raum im Vergleich zum alpinen Raum zeigt.

7.5 ZUSAMMENFASSENDER CHARAKTERISIERUNG EROSIVER NIEDERSCHLÄGE

Aus Gründen besserer Übersicht sind in Tabelle 7/5 die Durchschnittswerte der Eigenschaften erosiver Regen zusammengefaßt. Damit wird, wie schon ausführlich erläutert, noch einmal gezeigt, daß die Art der Einzelniederschläge stark von der Höhe des durchschnittlichen Sommerniederschlags N_s (auch Jahresniederschlag!) abhängt.

Da Wetterstationen mit hohen Niederschlagswerten nur im Alpenvorland (München-Riem, Kempten) oder in den Alpen selbst (Oberstdorf, Berchtesgaden) zur Auswertung kamen, besteht jedoch auch die Möglichkeit, daß diese Abhängigkeit nicht niederschlagsspezifischer sondern gebietsspezifischer Natur ist. So können z.B. Veränderungen der Niederschlagseigenschaften durch gewisse Wetterstaulagen im Alpenvorland verursacht werden, die gleichzeitig für höhere Gesamtniederschläge verantwortlich sind.

Da diese Fragen mehr ein meteorologisches Problem darstellen, sollen sie hier nicht näher untersucht werden.

Mit Sicherheit haben Regen im Gebiet der bayerischen Alpen und im Alpenvorland gegenüber Regen anderer bayerischer Gebiete höhere Einzelniederschläge, eine längere Dauer, eine größere Gesamtenergie und eine geringere Maximale 30-Minuten-Intensität.

Die gezeigten Regressionsgleichungen haben alle relativ große Interzepts. Diese weisen Größenordnungen zwischen 57% von y_{quer} und 115% von y_{quer} auf. In Verbindung mit den z. T. sehr kleinen Regressionskoeffizienten wird deutlich, daß der Einfluß der x-Variable N_s auf den absoluten Wert der jeweiligen y-Variablen ($N_{e\text{quer}}$, $T_{e\text{quer}}$, $E_{e\text{quer}}$, $I_{30\text{quer}}$) gering ist. Er steigt jedoch mit zunehmendem Niederschlag an, was durch den immer kleiner werdenden Anteil des Interzepts am steigenden y-Wert zum Ausdruck kommt.

Danach ist festzustellen, daß die Eigenschaften erosiver Regen zwar sehr eng mit den Niederschlägen verbunden sind (Korrelationskoeffizienten !), die absolute Größe dieser Eigenschaften jedoch z.T. nur gering durch die Niederschläge verändert werden (Regressionskoeffizient). In diesem Zusammenhang sollte die Frage gestellt werden, ob nicht eher der Niederschlag N_s von den Regeneigenschaften abhängt als die Regeneigenschaften von N_s . Größere N -Werte errechnen sich ja letztendlich durch die Summation häufigerer und ergiebigerer Einzelregen.

Eine Beziehung zwischen den durchschnittlichen R_e -Werten $R_{e\text{quer}}$ und den durchschnittlichen Sommerniederschlägen N_s ist nicht vorhanden. Hier treten Korrelationen von $r = 0.21$ auf. Daraus ist der Schluß zu ziehen, daß die größeren R-Faktoren in Gebieten höherer Niederschläge nicht durch größere R_e -Werte zustande kommen. Die durchschnittlich größeren Einzelenergiewerte E_e werden bei der R_e -Berechnung durch kleinere I_{30} -Werte kompensiert (s. Gleichung 3).

Einzigste Ursache für die großen R-Faktoren in niederschlagsreichen Gebieten ist die Anzahl der erosiven Regen, die in solchen Gebieten stark ansteigen (s. Tabelle 5/1).

Tabelle 7/5: Durchschnittswerte der Eigenschaften erosiver Regen und Niederschlag N_s

Station	\bar{N}_e (mm)	\bar{T}_e (h)	\bar{E}_e (J/m ²)	\bar{i}_{30} (mm/h)	N_s (mm)
München-Riem	17,3	11,1	303	10,8	558
Nürnberg	14,7	9,0	263	11,0	358
Freising	17,9	10,9	308	10,6	508
Kempten	19,3	11,5	323	9,2	770
Würzburg	15,4	8,8	272	10,1	344
Hof	16,1	8,8	296	11,5	403
Passau	17,9	11,1	304	10,1	570
Augsburg	16,6	10,3	292	11,1	494
Mühdorf	17,8	10,6	304	10,0	579
Berchtesgaden	22,2	13,4	367	9,6	954
Weiden	14,5	8,0	264	11,4	388
Regensburg	15,5	9,3	271	10,4	370
Weißenburg	15,2	8,6	274	11,5	376
Bad Kissingen	15,6	8,7	283	11,7	378
Bamberg	14,8	8,1	276	11,3	389
Coburg	15,2	8,0	283	12,2	397
Oberstdorf	23,1	14,4	383	9,1	1058

8. DURCHSCHNITTLICHE JAHRESSUMMEN DER EIGENSCHAFTEN EROSIVER REGEN

Nachfolgend werden nicht wie im letzten Kapitel Daten einzelner Regen behandelt, sondern immer Jahressummen oder deren monatlichen Anteile. Die 5 R_{emax} sind in den Tabellen nicht enthalten.

Tabelle 8/1: Durchschnittlicher erosiver Jahresniederschlag N_r (mm) und seine monatlichen Anteile (%).
Durchschnittlicher Gesamtniederschlag N (mm) und prozentualer Anteil des N_r an N

Monat	München- Riem	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Angsburg	Mühdorf	Berchtes- gaden	Weiden	Regensburg	Weilenburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Jan.	0,3	0,7	-	1,0	2,0	0,4	0,4	-	-	0,8	0,0	-	-	1,4	1,0	-	-
Feb.	1,4	2,5	0,3	2,9	1,5	0,7	2,5	1,5	1,2	0,9	1,9	-	1,5	3,0	2,0	-	-
März	0,8	3,8	2,1	2,2	4,8	0,9	3,7	1,5	1,2	2,3	1,6	1,8	2,0	2,6	1,0	2,0	0,6
April	4,5	4,1	5,8	3,4	3,0	7,8	4,8	2,6	4,7	5,8	1,7	7,0	4,7	3,7	4,6	6,7	4,5
Mai	9,0	9,5	14,7	15,0	6,9	14,9	14,0	19,6	14,1	14,5	12,2	7,6	14,2	8,1	10,3	12,7	14,3
Juni	21,5	22,6	22,1	21,0	20,5	17,2	22,6	25,5	25,8	20,9	25,2	21,2	23,7	17,0	29,1	19,4	21,2
Juli	19,5	15,3	16,8	15,5	15,3	17,9	11,9	15,1	15,7	15,8	16,4	14,6	15,5	19,0	11,9	12,6	18,7
Aug.	24,3	16,7	16,0	17,7	12,2	19,4	18,3	12,9	15,7	19,8	14,3	20,0	13,0	13,0	19,7	22,2	19,0
Sept.	9,6	9,3	7,1	12,5	6,9	7,5	7,7	9,1	9,8	8,1	11,6	10,5	11,5	6,8	9,2	12,2	12,4
Okt.	4,6	9,0	11,0	5,0	11,0	7,0	7,4	8,2	7,5	4,7	8,5	9,9	8,5	9,0	5,3	7,2	5,1
Nov.	2,9	3,5	2,6	3,3	7,4	3,1	3,9	3,2	3,5	4,1	2,6	2,3	4,6	6,9	2,1	1,2	3,1
Dez.	1,6	3,0	1,5	0,6	8,5	3,2	2,9	0,8	0,7	2,4	3,9	5,1	0,8	9,5	3,7	3,8	1,1
N_r (mm)	343	194	320	501	218	217	368	318	328	748	209	191	195	222	175	227	813
N (mm)	891	632	811	1300	633	718	985	811	896	1539	669	648	629	747	635	693	1857
N_r (%)	38	31	39	39	34	30	37	39	37	49	30	29	31	30	28	33	44

8.1 DIE EROSIVE JAHRESNIEDERSCHLAGSMENGE

Tabelle 8/1 zeigt den durchschnittlichen erosiven Jahresniederschlag N_r , seine Monatsanteile in Prozent, den Gesamtjahresniederschlag N und N_r in % von N .

Die größten monatlichen Anteile von N_r sind, außer bei Nürnberg, genau in den Monaten zu finden, die auch den größten Anteil des R-Faktors aufweisen (s. Tabelle 6/6). Auch sind die zweit- und drittgrößten Monatsanteile meist genauso verteilt wie die entsprechenden R-Anteile.

Dies ist ein Hinweis für die enge Beziehung zwischen R-Faktor und durchschnittlichem Niederschlagswert, wie sie in Kapitel 9.1 näher erläutert wird.

N_r und N sind sehr eng korreliert, was folgende Regression zum Ausdruck bringt:

$$N_r = -143.6 + 0.539 \cdot N \quad (21)$$

$r = 0.988$, $N_{r\text{quer}} = 329$, $N_{\text{quer}} = 888$, $s_{N_r} = 191$, $s_N = 354$, $n = 17$

Schaubild 8/ a:

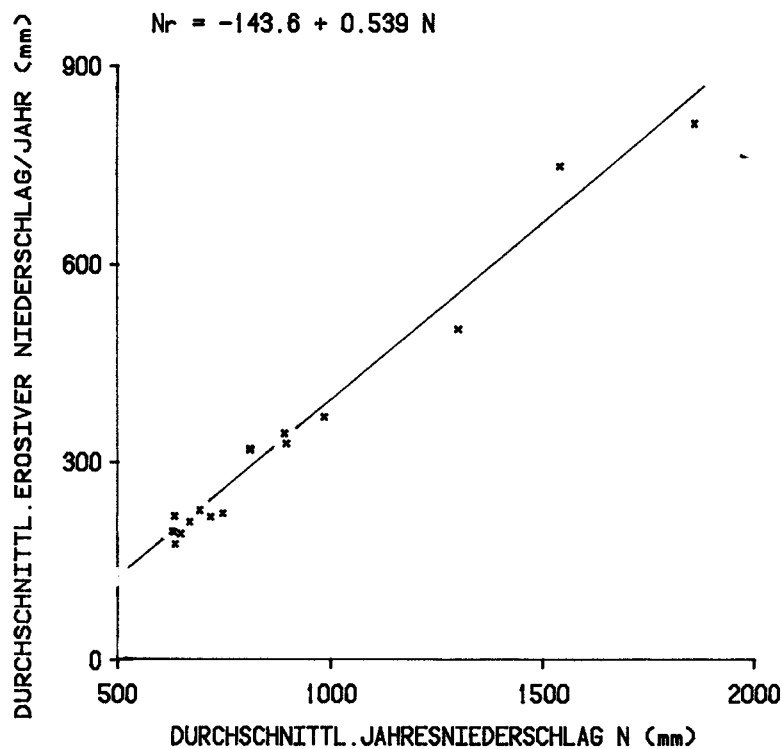


Schaubild 8/a: Beziehung zwischen dem durchschnittlichen erosiven Jahresniederschlag N_r und dem durchschnittlichen Gesamtjahresniederschlag N

Das im Vergleich zu $N_{r\text{quer}}$ relativ große negative Interzept gibt an, daß kleine durchschnittliche Jahresniederschläge überproportional weniger erosive Niederschläge N_r aufweisen als große Jahresniederschläge. Dies kommt auch durch die prozentualen Anteile des N in Tabelle 8/1 zum Ausdruck.

Die Wetterstationen Berchtesgaden und Oberstdorf weisen z.B. einen wesentlich größeren Anteil an erosiven Niederschlägen auf (49% bzw. 44%) als Würzburg (34%) oder Bamberg (28%). Der Grund liegt sicherlich in der Häufigkeit und Ergiebigkeit erosiver Einzelniederschläge, die bei den alpinen Wetterstationen weitaus größere Werte annehmen als bei Stationen im fränkischen Raum (s. Tabellen 5/1 und 7/1).

8.2 DIE JAHRESREGENDAUER

Tabelle 8/2 zeigt die durchschnittliche Jahresregendauer T der erosiven Regen in (Stunden/Jahr) und die monatlichen prozentualen Anteile von T.

Tabelle 8/2: Durchschnittliche Jahresregendauer T (h) und ihre monatlichen Anteile (%)

Monat	München- Riem	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Angsburg	Mühdorf	Berchtes- gaden	Weiden	Regensburg	Weißenburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Jan.	0,9	1,2	-	1,6	2,0	1,1	0,5	-	-	1,3	-	-	-	1,8	2,6	-	-
Feb.	1,9	4,3	0,1	3,1	2,2	1,1	2,8	1,7	1,4	1,0	3,5	-	1,6	6,2	2,2	-	-
März	0,5	6,8	3,8	3,1	8,2	1,3	5,6	3,0	2,0	3,1	3,6	3,5	4,2	4,0	1,4	3,3	0,8
April	7,7	4,4	5,6	4,9	3,1	8,7	5,3	4,2	5,2	8,1	0,6	6,4	6,4	4,8	5,1	9,9	6,2
Mai	9,6	8,6	16,0	18,1	5,3	15,7	16,5	20,6	17,2	17,3	12,0	9,6	15,3	7,9	12,0	14,6	15,6
Juni	19,0	20,0	16,4	18,5	15,1	18,0	20,6	21,9	23,1	18,8	20,0	16,8	19,9	15,0	22,3	17,8	19,6
Juli	15,7	11,2	14,4	13,5	10,5	11,6	9,6	10,8	11,0	13,7	13,3	10,3	10,5	10,5	9,8	6,8	18,9
Aug.	22,6	12,4	14,8	14,6	8,0	14,2	13,3	12,5	13,1	15,6	13,6	17,5	9,0	7,1	14,2	17,1	18,0
Sept.	10,7	7,4	7,9	11,5	6,3	7,6	8,2	8,4	10,6	8,5	11,2	11,6	10,2	7,2	12,2	12,3	11,6
Okt.	5,5	12,8	15,4	5,4	15,1	12,0	10,3	11,2	9,7	6,1	13,0	14,2	13,1	11,3	9,4	10,1	5,1
Nov.	3,9	6,0	3,0	4,9	10,9	5,3	4,2	4,1	5,5	4,0	3,6	2,7	8,1	10,0	2,5	2,4	3,4
Dez.	2,0	4,9	2,5	0,9	13,4	3,4	3,1	1,7	1,1	2,4	5,5	7,4	1,6	14,3	6,2	5,6	0,8
T (h)	220	119	195	298	124	118	228	198	195	450	115	114	195	124	96	119	507

Die größten monatlichen Anteile sind bei 15 Wetterstationen im Juni zu finden und bei 2 Stationen (München-Riem, Regensburg) im August. Auch hat die Jahresregendauer bei 13 Wetterstationen im gleichen Monat ihr Maximum wie die erosive Niederschlagsmenge N_r .

T selbst weist extreme Größenunterschiede auf. Sie reichen von 96 Stunden/Jahr bei der Wetterstation Bamberg über 220 Stunden/Jahr (München-Riem) bis 507 Stunden/Jahr bei Oberstdorf. Es ist festzustellen, daß eine Abhängigkeit zu dem durchschnittlichen Niederschlag N bzw. N_s besteht, die bei N_s durch folgende Regression zum Ausdruck kommt (s. auch Schaubild 8/b):

$$T = -95.6 + 0.557 \cdot N_s \quad (22)$$

$$r = 0.989, T_{\text{quer}} = 195.6, N_{s\text{quer}} = 523.2, s_y = 120.4, s_x = 213.9, n = 17.5$$

Schaubild 8/ b:

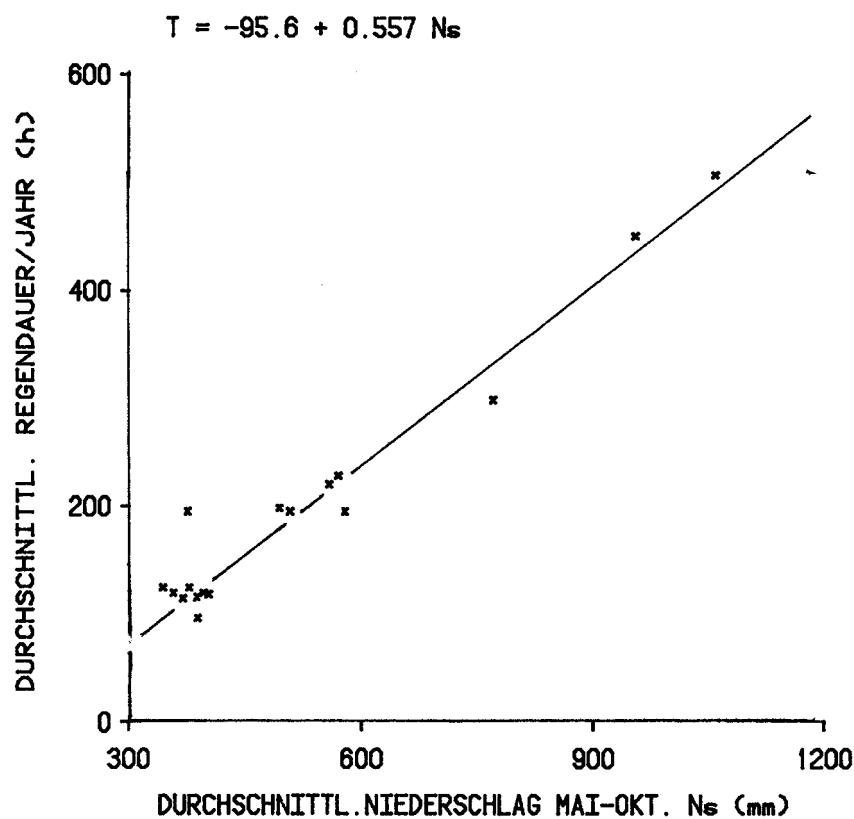


Schaubild 8/b: Beziehung zwischen der durchschnittlichen Jahresregendauer T und dem Niederschlag N_s

Die Regression zeigt (ähnlich wie Gleichung 21) keine Proportionalität zwischen den beiden Variablen. Hohe Niederschläge haben gegenüber geringen Niederschlägen überproportional größere T-Werte. Diese Erkenntnis ist eine zwingende Schlußfolgerung aus Ergebnissen der letzten Kapitel.

In Gebieten hohen Niederschlags fällt eine überproportional größere erosive Niederschlagsmenge, die aus weniger intensiven, länger anhaltenden Einzelregen zusammengesetzt ist.

8.3 DIE JAHRESREGENENERGIE

Die durchschnittliche Jahressumme E der Energiewerte einzelner Regen wird in der Einheit (kJ/m²) angegeben. Tabelle 8/3 enthält außer E auch die prozentualen Monatsanteile von E.

Tabelle 8/3: Durchschnittliche Gesamtenergie erosiver Jahresniederschläge E (kJ/m²) und ihre monatlichen Anteile (%)

Monat	München-Riem	Nürnberg	Freising	Kempten	Würzburg	Hof	Passau	Augsburg	Mühl- dort	Berchtes- gaden	Weiden	Regensburg	Weißburg	Bad Kissingen	Bamberg	Coburg	Oberstdorf
Jan.	0,2	0,6	-	0,8	1,7	0,2	0,3	-	-	0,6	-	-	-	1,2	0,7	-	-
Feb.	1,1	2,0	0,4	2,7	1,3	0,6	2,3	1,5	1,0	0,8	1,5	-	1,3	2,5	1,8	-	-
März	0,8	2,9	1,8	1,8	4,0	0,7	3,2	1,1	0,9	2,0	1,2	1,4	1,5	2,3	0,8	1,6	0,5
April	3,6	4,2	5,9	2,9	2,8	7,4	4,8	2,0	4,4	5,0	2,0	7,2	4,1	3,5	4,4	5,7	4,2
Mai	8,7	9,9	14,4	14,1	7,4	14,6	13,9	19,5	13,2	13,6	12,3	6,9	13,8	8,0	9,9	12,3	13,3
Juni	22,6	22,4	21,7	22,2	22,7	17,1	21,6	26,5	27,1	22,5	27,3	22,9	24,4	19,4	31,3	18,9	22,7
Juli	20,5	17,3	18,5	16,5	16,9	20,0	14,1	16,8	17,6	17,0	17,5	15,8	18,3	20,7	12,9	14,5	19,2
Aug.	25,5	18,3	17,4	18,8	13,8	21,6	19,0	13,6	16,5	20,6	15,0	21,1	13,9	13,4	21,6	24,9	19,2
Sept.	9,1	9,9	6,9	12,4	6,9	7,3	8,1	9,2	9,5	7,8	11,4	10,4	12,0	7,1	7,9	12,3	12,5
Okt.	4,0	7,3	9,5	4,7	9,5	5,5	6,4	6,5	6,4	4,0	6,6	7,9	6,6	8,0	4,2	5,9	4,7
Nov.	2,4	2,8	2,4	2,7	6,2	2,6	3,6	2,7	2,9	3,8	2,1	2,2	3,6	5,9	1,8	0,8	2,8
Dez.	1,4	2,3	1,2	0,5	7,0	2,5	2,7	0,5	0,6	2,3	3,1	4,2	0,5	8,0	2,9	3,2	1,0
E (kJ/m ²)	6,0	3,5	5,4	8,4	3,8	4,0	5,9	5,6	5,6	12,4	3,8	3,3	3,5	3,8	3,3	4,2	13,5

Die prozentualen Monatsanteile von E steigen in den Monaten Juni bis August sprunghaft an und erreichen ihr Maximum bei 13 Wetterstationen im Juni, bei einer (Bad Kissingen) im Juli und bei 3 Stationen im August (München-Riem, Hof, Coburg). Insgesamt gesehen enthält der Zeitraum Juni - August ca. 58 - 60 % der Jahresenergie (Bad Kissingen 53.5%, München-Riem 68.6%).

Der Monat Mai zeigt sehr uneinheitliche Werte, die von 6.9 % (Regensburg) bis 19.5 % (Augsburg) reichen und im Durchschnitt aller Wetterstationen bei etwa 12 % liegen. Ab September sinken die Anteile sehr rasch ab und erreichen in den Monaten November bis März Werte um 2-3%. Eine Ausnahme bildet Bad Kissingen, das im November und Dezember noch 5,9% bzw. 8% der Jahresenergie aufweist.

Die Wetterstationen haben sehr unterschiedliche Jahresregenenergien, die zwischen 3.3 kJ/m^2 (Regensburg und Bamberg) und 13.5 kJ/m^2 (Oberstdorf) liegen. E ist sehr eng mit dem durchschnittlichen Sommerniederschlag N_s korreliert und zeigt folgende Abhängigkeiten:

$$E = -1,8 + 0.0142 \cdot N_s \quad (23)$$

$$r = 0.99, y_{\text{quer}} = 5.6, x_{\text{quer}} = 523.2, s_y = 3.1, s_x = 213.9, n = 17$$

Schaubild 8/ c:

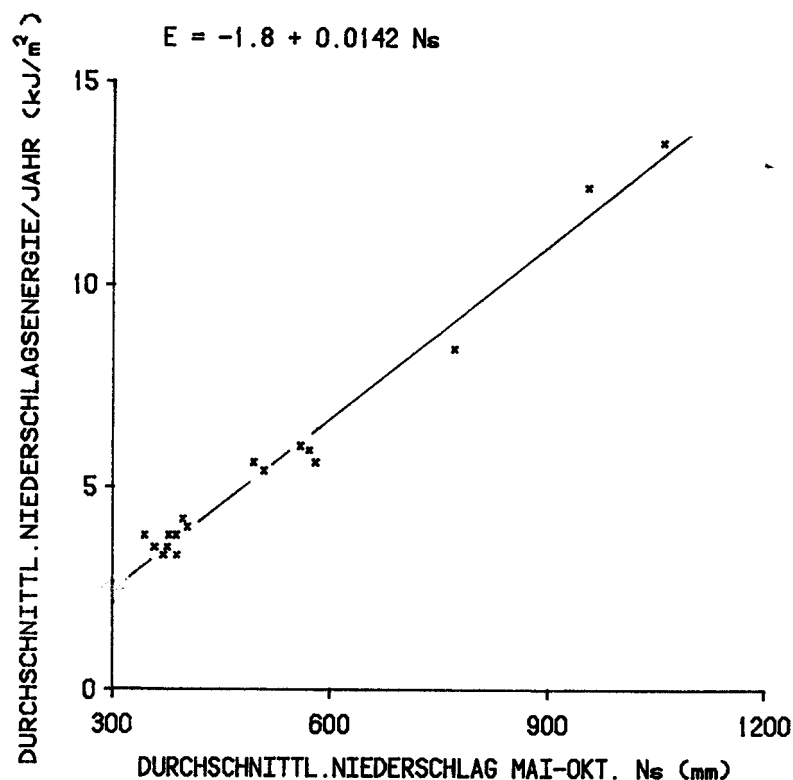


Schaubild 8/c: Beziehung zwischen der durchschnittlichen Gesamtenergie erosiver Jahresniederschläge E und dem Niederschlag N_s

Wie aus dem relativ großen Interzept hervorgeht (-32 % von y_{quer}), ist auch hier keine Proportionalität zwischen den Variablen vorhanden (s. Gleichung 21 und 22). Großen N_s -Werten ist im Vergleich zu kleinen Niederschlägen eine überproportional größere Energie E zuzuordnen.

Außer mit N_s steht E auch mit dem R -Faktor in enger Beziehung. Dies ist im Grunde nicht anders zu erwarten, da R_e direkt proportional der Energie E_e ist (s. Gleichung 3).

Gleichung (24) sagt jedoch aufgrund seines großen Interzepts (=15.5) aus, dass...

ein R -Faktor in Gebieten hoher Jahresenergiewerte (= hohe Niederschläge) sehr viel mehr von E abhängig ist als in Gebieten geringer Jahresenergie.

Dies erstaunt nicht, da auch R -Werte in Gebieten hoher Niederschläge weitaus mehr von E_e als von I_{30} beeinflusst werden (s. Ergebnisse der Kapitel 7.3 bis 7.5).

$$R = 15.5 + 10.03 \cdot E \quad (24)$$

$$r = 0.979, \quad y_{\text{quer}} = 72.1, \quad x_{\text{quer}} = 5.64, \quad s_y = 31.4, \quad s_x = 3.1, \quad n = 17$$

Schaubild 8/d:

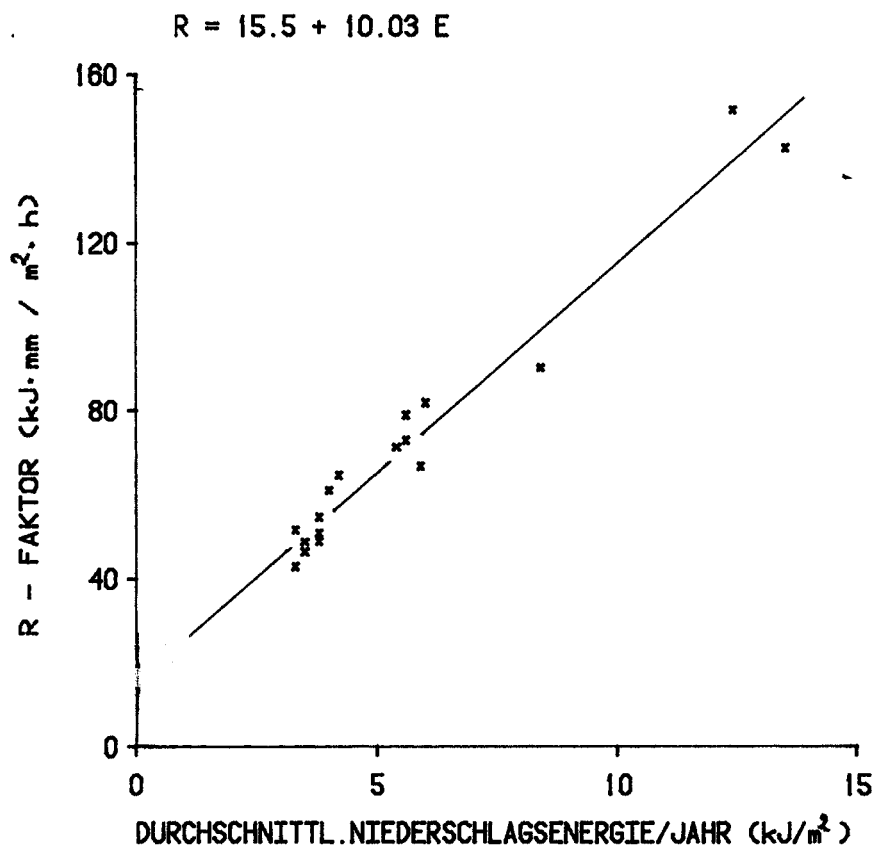


Schaubild 8/d: Beziehung zwischen dem R -Faktor und der durchschnittlichen Gesamtenergie erosiver Jahresniederschläge E

So wird der nach dieser Gleichung berechnete R -Faktor von Bamberg ($E = 3.3 \text{ kJ/m}^2$) zu 68% von E bestimmt ($48.6 = 100\%$), während der ebenso berechnete R -Faktor der Wetterstation Oberstdorf ($E = 13.5 \text{ kJ/m}^2$) zu 90% von E beeinflusst wird ($150.9 = 100\%$).

9. DIE SCHÄTZUNG DER R- FAKTOREN

Die Berechnung eines R-Faktors erfordert sehr viel Arbeitsaufwand, wie Kapitel 3 zeigt. Aus diesem Grunde wurde nach Möglichkeiten gesucht, den R-Faktor auf einfachere Weise zu schätzen.

Erste Anhaltspunkte für diese Überlegungen gaben die Wetterstationen Kempten, Oberstdorf und Berchtesgaden. Ihre hohen Niederschlagssummen in Zusammenhang mit den hohen R-Faktoren ließen auf eine enge Abhängigkeit zwischen diesen beiden Werten schließen.

Ein hinreichend enger korrelativer Zusammenhang zwischen einzelnen Jahres-R-Werten und den dazugehörigen Jahresniederschlägen ist nicht vorhanden. Dies deckt sich mit Ergebnissen von BADER (Diplomarbeit, 1978).

Sehr enge Korrelationen treten jedoch zwischen durchschnittlichen Jahres- R- Werten (= R-Faktoren) und durchschnittlichen Niederschlagswerten des gleichen Zeitraums auf.

Die Korrelationsberechnungen zwischen Durchschnittswerten sind statistisch gerechtfertigt, da der R-Faktor nicht die Erosivität eines bestimmten Jahres sondern die durchschnittliche jährliche Erosivität der Niederschläge eines längeren Zeitraums kennzeichnen soll.

Dabei schätzt der durchschnittliche Jahresniederschlag N wie auch der durchschnittliche Niederschlag Mai-Oktober N_s den R-Faktor über Regressionsgleichungen sehr gut.

Schaubild 9/a:

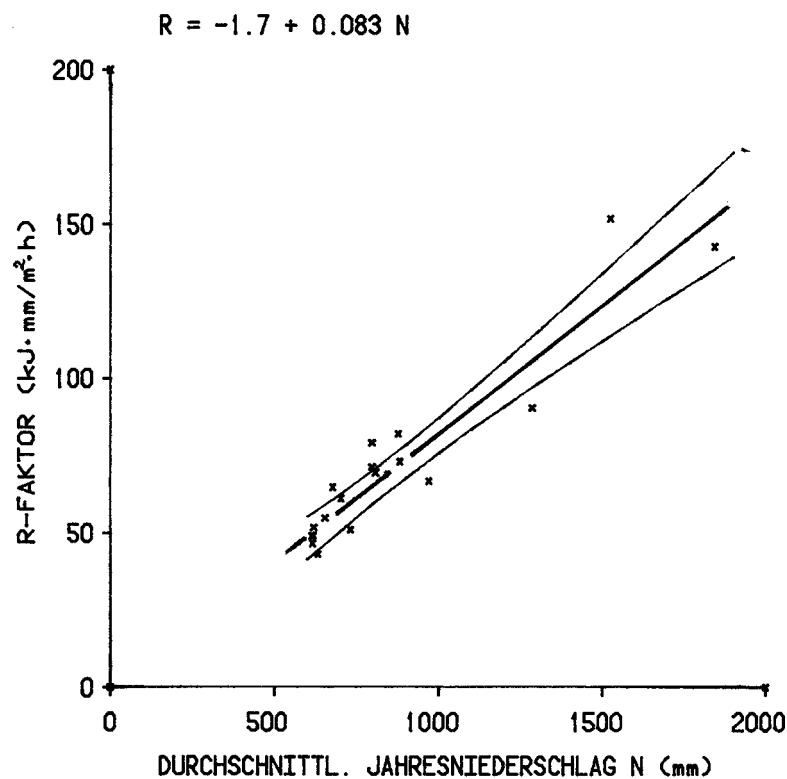


Schaubild 9/a: Beziehung zwischen dem R-Faktor und dem durchschnittlichen Jahresniederschlag N des Auswertungszeitraums mit einem 95 %-Vertrauensbereich der Regression

Bei der graphischen Darstellung dieser Beziehungen in den Schaubildern 9/a und 9/b fällt die inhomogene Verteilung der Meßpunkte auf. Der größte Anteil liegt dabei im unteren Bereich, der weitaus geringere Teil im oberen Bereich der Regressionsgeraden, wobei diese oberen Meßpunkte die Funktion stark beeinflussen.

Eine rein statistische Betrachtungsweise dieser Funktionen vermittelt deshalb sehr leicht den Eindruck einer Inhomogenitätskorrelation.

Schaubild 9/b:

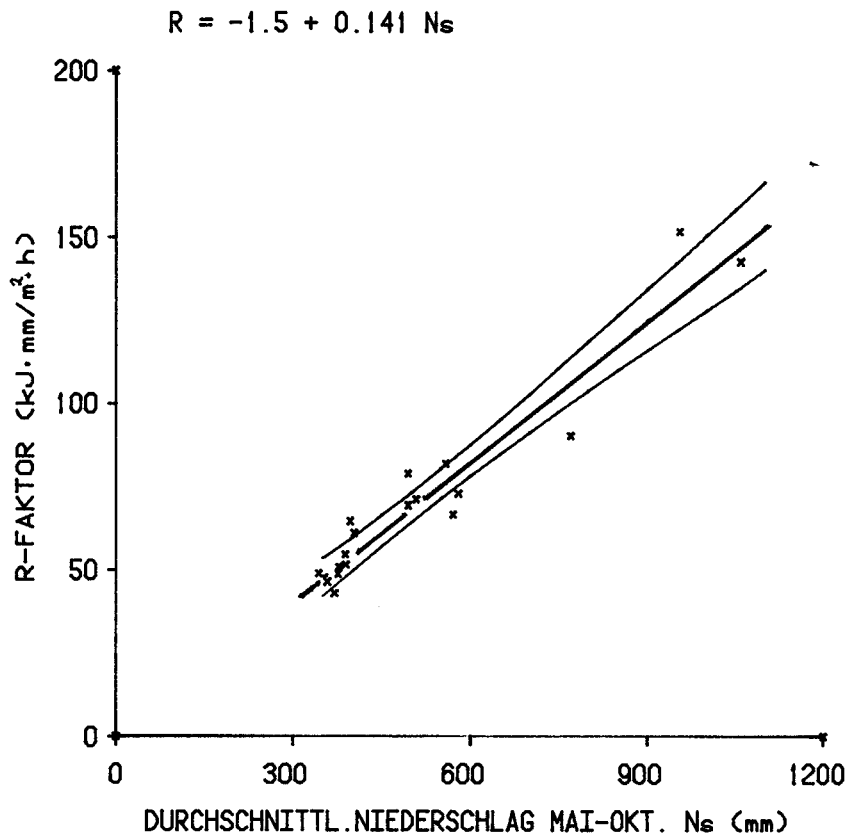


Schaubild 9/b: Beziehung zwischen dem R-Faktor und dem durchschnittlichen Niederschlag Mai-Oktober des Auswertungszeitraums N_s mit einem 95%-Vertrauensbereich der s Regression

SACHS (1969) schreibt dazu (S.387):

„Bei der Inhomogenitätskorrelation besteht das Material aus verschiedenen Teilmassen, die in verschiedenen Bereichen des Koordinatensystems liegen. Unterscheidet man die Teilmassen nicht, so wird durch die Lageunterschiede der Punktwolken ein Korrelationseffekt erzielt, der die Korrelationsverhältnisse innerhalb der Teilmassen völlig verändern kann.“

Diese scheinbare Inhomogenität der Meßpunkte ist jedoch nur auf die Standortverteilung der ausgewerteten Wetterstationen zurückzuführen.

Diese liegen zum großen Teil in Gebieten, in denen der Niederschlag relativ niedrig ist (z. B. Mittel- und Unterfranken, Teile der Oberpfalz).

9.1 DIE REGRESSIONSGLEICHUNGEN

Nachfolgende Berechnungen basieren auf den durchschnittlichen Jahresniederschlägen N bzw. auf den durchschnittlichen Niederschlägen Mai - Oktober N_s des Auswertungszeitraums (s. Tabelle A/1 und A/2) und auf den R-Faktoren 18 bayerischer Wetterstationen unter Einbeziehung der Wetterstation Hüll (BADER und SCHWERTMANN, 1980).

Zur besseren Übersicht werden die Werte R, N und N_s in Tabelle 9/1 nochmals gegenübergestellt:

Tabelle 9/1:

Tabelle 9/1: R-Faktor, durchschnittlicher Jahresniederschlag N und durchschnittlicher Niederschlag Mai - Oktober N_s des Auswertungszeitraums

Wetterstation	N (mm)	N_s (mm)	R ($\text{kJ} \cdot \text{mm} / \text{m}^2 \cdot \text{h}$)
Weißenburg	629	376	48.8
Nürnberg	632	358	46.4
Würzburg	633	344	48.9
Bamberg	635	389	51.6
Regensburg	648	370	42.9
Weiden	669	388	54.7
Coburg	693	397	64.6
Hof	718	403	61.0
Bad Kissingen	747	378	50.8
Augsburg	811	494	78.9
Freising	811	508	71.3
Hüll	823	494	69.4
München-Riem	891	558	81.8
Mühlendorf	896	579	72.9
Passau	985	570	66.7
Kempton	1300	770	90.2
Berchtesgaden	1539	954	151.6
Oberstdorf	1857	1058	142.6

Aus den Meßwerten der Tabelle 9/ 1 können folgende Regressionen ermittelt werden (Graphische Darstellung in Schaubild 9/a und 9/b):

$$R = -1.7 + 0.083 \cdot N \quad (25)$$

$$r = 0.942, R_{\text{quer}} = 71.9, N_{\text{quer}} = 884.3, s_y = 30.4, s_x = 344.0, N = 18$$

$$R = -1.5 + 0.141 \cdot N_s \quad (26)$$

$$r = 0.961, R_{\text{quer}} = 71.9, N_{s\text{quer}} = 521.6, s_y = 30.4, s_x = 207.7, n=18$$

Das Interzept beider Gleichungen kann von 0 signifikant nicht unterschieden werden ($t = 0.25$ bzw. 0.22). Die Vertrauensbereiche der Regressionskoeffizienten zeigen die Werte V.B. = 0.083 ± 0.015 und V.B. = 0.141 ± 0.025 .

Somit besteht die Möglichkeit, für die Schätzung des R-Faktors die Faustzahlen 8% Jahresniederschlag N oder 14% Sommerniederschlag N_s zu verwenden.

Zwischen den Niederschlagswerten und R ist somit eine sehr gute Proportionalität gegeben:

- Der R-Faktor ist bei dieser Art der Berechnung nur vom Niederschlag abhängig und hat keinerlei andere Einflußgrößen.
- Zusätzliche Einflußgrößen würden sich in einem größeren Interzept und in einem kleineren Korrelationskoeffizienten bemerkbar machen.

Für die Schätzung des R-Faktors können beide Gleichungen verwendet werden. Da jedoch R mit einem Anteil von ca. 93 % in dem gleichen Zeitraum auftritt (Mai - Oktober), in dem auch N_s gemessen wird und die Regression zwischen R und N_s einen etwas größeren Korrelationskoeffizienten aufweist, gilt:

Gleichung (26) wird für die Schätzung des R-Faktors bevorzugt.

9.2 DIE VERTRAUENSBEREICHE DER REGRESSIONSGLEICHUNGEN

Eine Regressionsgerade darf nicht als Ausdruck einer fest vorgegebenen Beziehung zwischen x und y angesehen werden. Vielmehr schätzt sie den Zusammenhang von x und y oder, anders ausgedrückt, sie deutet die Art und Weise an, mit der y von x abhängt. Je kleiner dabei die Anzahl der Meßpunkte, desto geringer wird die Aussagekraft der Regression.

Interzept und Regressionskoeffizienten (aber auch r) unterliegen in ihrer Größe Schwankungen, die von der Streuung und Größe der Meßpunkte abhängen. Eine veränderte Anzahl der Meßpunkte führt deshalb meist zu Veränderungen des Interzepts und des Regressionskoeffizienten.

SACHS (1969) schreibt dazu (S.430):

„Jede gegebene Regressionsgerade erfährt durch Veränderung von y eine Parallelverschiebung nach oben oder unten. Verändert man den Regressionskoeffizienten b, so beginnt die Gerade um ihren Mittelpunkt ($x_{\text{quer}}, y_{\text{quer}}$) zu rotieren.“

Aus diesen Gründen muß eine Regressionsgerade innerhalb eines bestimmten Schwankungsbereichs, des sogenannten Vertrauensbereiches, interpretiert werden. Bei der Verwendung ei-

ner Regressionsgerade zur Schätzung bestimmter Werte ist somit die Berechnung der Vertrauensbereiche dieser Werte unerlässlich. In den Tabellen 9/2 und 9/3 sind deshalb die Vertrauensbereiche der Gleichungen (25) und (26) (berechnet auf einem 95%-Niveau) dargestellt (s. auch Schaubild 9/a und 9/b).

Tabelle 9/2:

Tabelle 9/2: 95 %-Vertrauensbereiche der Regression
 $R = -1,7 + 0.083 \cdot N$

N	\hat{R}	$s_{\hat{R}} \cdot t_{95\%}^{16}$		Vertrauensbereich
		absolut	relativ (% \hat{R})	
600	48,3	6,9	14	41 - 55
700	56,6	6,0	11	51 - 63
800	64,9	5,4	8	59 - 70
900	73,2	5,3	7	68 - 79
1000	81,6	5,6	7	76 - 87
1100	89,9	6,3	7	84 - 96
1200	98,2	7,3	7	91 - 105
1300	106,6	8,4	8	98 - 115
1400	114,9	9,7	8	105 - 125
1500	123,2	11,0	9	112 - 134
1600	131,6	12,5	9	119 - 144
1700	139,9	13,9	10	126 - 154
1800	148,2	15,4	10	133 - 164
1900	156,5	16,9	11	140 - 173

Die in Tabelle 9/2 ausgewiesenen Vertrauensbereiche der Gleichung (25) sind allgemein größer als die der Gleichung (26). Dies kann sowohl anhand der absoluten wie auch der relativen Werte festgestellt werden. Mit Zunahme des Niederschlags überschneiden sich die Vertrauensbereiche immer mehr, was eine Verringerung der Aussagesicherheit bedeutet.

So liegt der R-Faktor 123, der durch den Niederschlag $N = 1500$ mm geschätzt wird, im Vertrauensbereich des R-Faktors 115 ($N = 1400$ mm) ebenso wie im Vertrauensbereich des R-Faktors 132 ($N = 1600$,).

Demgegenüber weisen die in Tabelle 9/3 gezeigten Vertrauensbereiche der Gleichung (26) dagegen aufgrund ihrer geringeren Größe kleinere Überschneidungen auf. Dies ist vor allem auf den größeren Korrelationskoeffizienten zurückzuführen, der in die Berechnung des Vertrauensbereiches eingeht.

Tabelle 9/3:

Tabelle 9/3: 95 %-Vertrauensbereiche der Regression
 $R = -1,5 + 0,141 \cdot N_s$

N_s	\hat{R}	$S_{\hat{R}} \cdot t_{95\%}^{16}$		Vertrauensbereich
		absolut	relativ (% \hat{R})	
350	47,8	5,7	12	42 - 54
400	54,8	5,1	9	50 - 60
450	61,9	4,6	7	57 - 66
500	68,9	4,4	6	65 - 73
550	76,0	4,4	6	72 - 80
600	83,0	4,7	6	78 - 88
650	90,0	5,2	6	85 - 95
700	97,1	5,8	6	91 - 100
750	104,1	6,6	6	98 - 111
800	111,2	7,4	7	104 - 119
850	118,2	8,3	7	110 - 127
900	125,2	9,3	7	116 - 134
950	132,3	10,2	8	122 - 142
1000	139,3	11,2	8	128 - 151
1050	146,3	12,2	8	134 - 159
1100	153,4	13,2	9	140 - 167

Allgemein sind diese Überschneidungen abhängig von der Stufung bzw. Einteilung der Niederschläge. Während Tabelle 9/2 in 100er „N- Schritten“ unterteilt ist, weist Tabelle 9/3 50er „ N_s -Schritte“ auf. Je kleiner dabei die Unterteilung der Niederschläge ist, desto geringer wird die Aussagekraft eines einzelnen Niederschlagswertes bei der Schätzung des R-Faktors.

Die 50er Schritte sind in der Abstufung der Sommerniederschläge N_s sicherlich als unterste Grenze anzusehen, wobei in Bereichen höherer Niederschläge ($N_s > 600$) 100er Schritte sinnvoller erscheinen. Durch diese Maßnahme erfahren die durch N_s geschätzten R-Faktoren eine Unterteilung in 7 bzw. 14 Einheiten (siehe Isoerodentkarte, Schaubild 10/a).

Aufgrund der Überschneidungen in Tabelle 9/2 sollten die Jahresniederschläge N mindestens Einteilungen in 100er Schritten aufweisen. Ab einem Niederschlag $N > 1000$ mm sind 200er Schritte zu bevorzugen. Dadurch überschneiden sich die Vertrauensbereiche noch in einem tolerierbaren Maß und die R-Faktoren werden in 8 bzw. 16 Einheiten unterteilt.

Zusammenfassend erscheint es sinnvoll, R-Faktoren nicht enger als in 8 bzw. 7 Einheiten abzustufen. R-Faktoren mit kleinerer Unterteilung geben eine Genauigkeit an, die bei dem derzeitigen Stand der Auswertung nicht vorhanden ist.

Es liegt nahe, bei der Anfertigung von R-Tabellen für untere Niederschlagsbereiche den R-Faktor in 10er Einheiten abzustufen (s. Kapitel 11.2).

9.3 DIE VERWENDUNG LANGJÄHRIG GEMITTELTEN NIEDERSCHLAGS- WERTE

Aus Gründen der Kausalität liegen den Regressionsgleichungen nur Niederschlagswerte des jeweiligen Auswertungszeitraums zugrunde. Dadurch können streng genommen mit Hilfe der Gleichungen nur die R- Faktoren der ohnehin ausgewerteten Wetterstationen geschätzt werden, da für andere Stationen durchschnittliche Niederschlagswerte ähnlicher Zeiträume fehlen.

Die Schätzung von R-Faktoren in nicht ausgewerteten Gebieten muß deshalb mit anderweitig ermittelten Niederschlägen erfolgen. Solche Werte wurden vom Deutschen Wetterdienst aus verschiedenen Zeiträumen errechnet, unter anderem auch aus dem Zeitraum 1931-1960 (SCHIRMER und VENT-SCHMIDT, 1979; siehe auch Tabellen A/1 und A/2).

Die Verwendbarkeit der Niederschlagswerte N_{30} und N_{s30} kann durch einen Vergleich mit den Niederschlägen der Auswertungszeiträume N bzw. N_s überprüft werden. Daraus ergeben sich folgende Regressionen (s. auch Schaubilder 9/c und 9/d):

Schaubild 9/c:

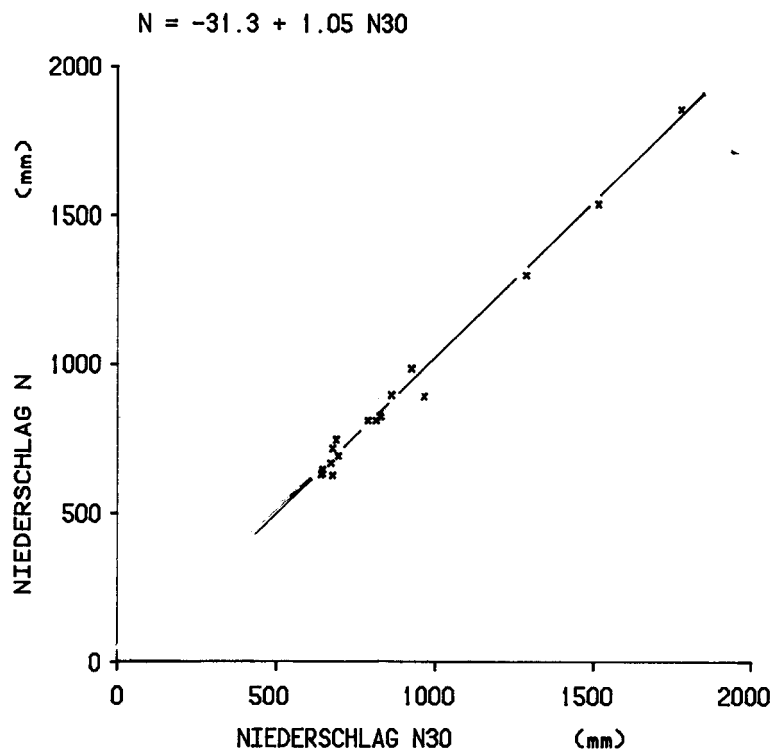


Schaubild 9/c: Beziehung zwischen dem Niederschlag N und dem durchschnittlichen Jahresniederschlag des Zeitraums 1931 - 1960 N_{30}

$$N = -31.3 + 1.05 \cdot N_{30} \quad (27a)$$

$$N_{30} = 38.5 + 0.95 \cdot N \quad (27b)$$

$$r = 0.995, N_{\text{quer}} = 884.9, N_{30\text{quer}} = 874.5, s_N = 344, s_{N_{30}} = 327.0, n = 18$$

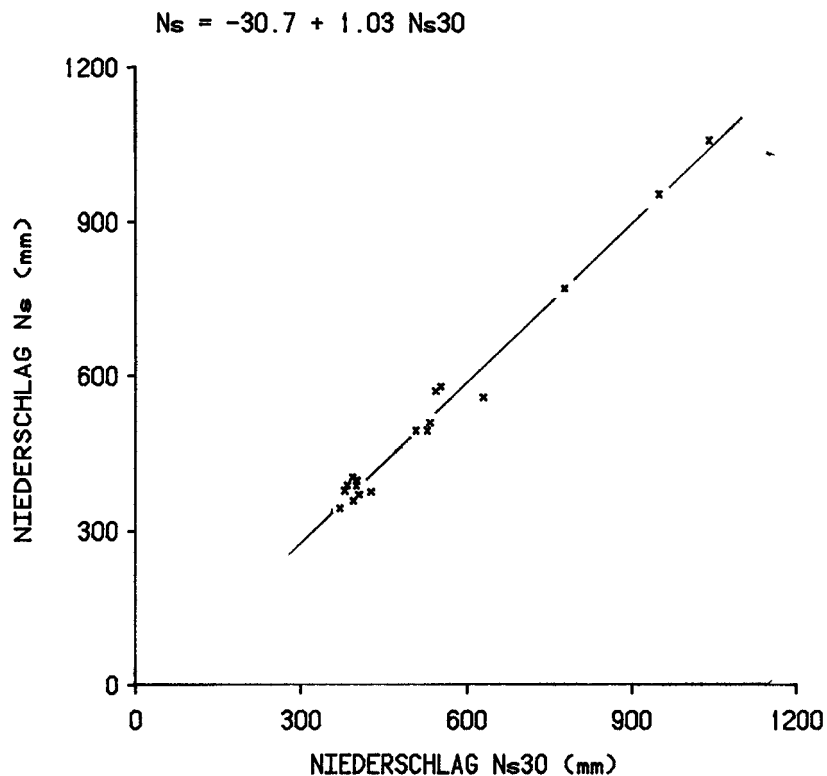
Schaubild 9/d:

Schaubild 9/d: Beziehung zwischen dem Niederschlag N_s und dem durchschnittlichen Niederschlag N_{s30} Mai-Oktober des Zeitraums 1931-1960

$$N_s = -30.7 + 1.03 \cdot N_{s30} \quad (28a)$$

$$N_{s30} = 37.5 + 0.95 \cdot N_s \quad (28b)$$

$$r = 0.992, N_{s\text{quer}} = 521.6, N_{s30\text{quer}} = 534.4, s_{N_s} = 208.0, s_{N_{s30}} = 199.0, n = 18$$

Die Interzepts der Gleichungen (27a), (27b) und (28a) sind signifikant nicht von 0 zu unterscheiden ($t = 1.3, 1.7$ und 1.6), dagegen verfehlt das Interzept der Gleichung (28b) mit $t = 2.2$ nur sehr knapp die Signifikanzgrenze ($t_{95\%} = 2.12$).

Alle Regressionskoeffizienten sind nicht signifikant verschieden von 1 ($t = 1.9, 2.08, 0.9, 1.7$) !

Schlussfolgerungen daraus:

Für weitere Berechnungen können ohne Bedenken statt N und N_s die Werte N_{30} und N_{s30} verwendet werden!

10. DIE ANFERTIGUNG EINER ISOERODENTKARTE

In etwa 70 - 80 % aller bayerischen Gemeinden werden Niederschlagsmessungen durchgeführt. Mit Hilfe der Gleichungen (25) und (26) ist es deshalb möglich, R-Faktoren weiter Gebiete Bayerns zu schätzen. Eingeteilt in Größenklassen können diese R-Faktoren (ähnlich wie die Niederschläge selbst) auch graphisch auf einer Karte dargestellt werden. Eine solche Karte wird als Isoerodentkarte bezeichnet, Linien gleichen R-Faktors als Isoerodentlinien.

In dieser Arbeit wurde versucht, die Isoerodentkarte nach zwei verschiedenen Methoden zu erstellen, wobei letztendlich sich nur eine als durchführbar erwies. Nachfolgend werden diese beiden Methoden (und eine dritte für zukünftige Arbeiten) vorgestellt.

10.1 DIE GEMEINDEKARTE ALS ARBEITSGRUNDLAGE

Im Bayerischen Staatsministerium für Landesentwicklung und Umweltfragen (BStMLU), an dessen Rechenanlage zum großen Teil die Auswertungen erfolgten, besteht die Möglichkeit, bayerische Gemeindekarten zu plotten, d.h. mittels EDV- technischer Geräte zu zeichnen. Es ist mit Hilfe der Rechenanlage sehr einfach, den einzelnen Gemeinden beliebige Werte zuzuordnen. Diese Werte können, eingestuft in Größenklassen, beim Plotten der Karte durch farbige Schraffur graphisch wiedergegeben werden. Auf diese Weise ist es z.B. möglich, die Einwohnerdichte oder die Anzahl industrieller Betriebe einer Gemeinde darzustellen.

Diese Methode ist nun auch geeignet, verschiedene Gebiete mit ihren R-Faktoren zu kennzeichnen:

In Gemeinden, in denen eine Niederschlagsmeßstelle steht, kann der R-Faktor durch die dort gemessenen Niederschläge des Zeitraums 1931 - 1960 geschätzt werden. Diese Niederschläge liegen ausgewertet in Tabellenform vor und wurden vom Wetteramt München freundlicherweise zur Verfügung gestellt.

Der Computer ordnet die berechneten R-Faktoren der jeweiligen Gemeinde zu. Nach Einteilung der R-Faktoren in Klassen erfolgt die daraus abgeleitete Schraffur der Gemeindeflächen durch den Plotter. Das Ergebnis ist eine bayerische Karte, die bei 70-80% aller Gemeinden das Niveau des R-Faktors farblich wiedergibt.

Auch wenn diese Karte auf den ersten Blick sehr einfach und brauchbar erscheint, zeigt sie bei näherer Betrachtung große Nachteile. Der größte Nachteil liegt sicherlich darin, daß punktförmige Niederschlagsmessungen innerhalb einer Gemeinde als repräsentativ für das gesamte Gemeindegebiet dargestellt werden. Dies mag in Gebieten, in denen sich das Niederschlagsniveau nur langsam ändert, zutreffen (z.B. Raum Nürnberg-Ansbach), in den meisten Gebieten Bayerns ist das jedoch nicht der Fall. So ändert sich z.B. in relativ kleinen Gebieten des Bayerischen Waldes oder des Fichtelgebirges die Niederschlagstätigkeit sehr rasch, d.h. innerhalb einer Gemeinde können Unterschiede von 100 - 200 mm Jahresniederschlag auftreten.

Ein weiterer Nachteil dieser Karte ist in ihrer Lückenhaftigkeit zu sehen. Wie schon erwähnt, liegen nicht von allen Gemeinden Bayerns Niederschlagsmessungen vor. Eine Extrapolation der R-Faktoren in „weißen Gemeinden“ mit Hilfe umliegender Gebiete kann nur als sehr unsicher angesehen werden (besonders in oben erwähnten Mittelgebirgslagen).

Da die Führung der Isoerodentlinien durch politische Grenzen sicherlich nicht optimal ist, müßte sie abweichend von den Gemeindegrenzen vorgenommen werden. Auch diese Maßnahme ist, nicht zuletzt durch die beiden erstgenannten Nachteile, mit einer hohen Unsicherheit behaftet.

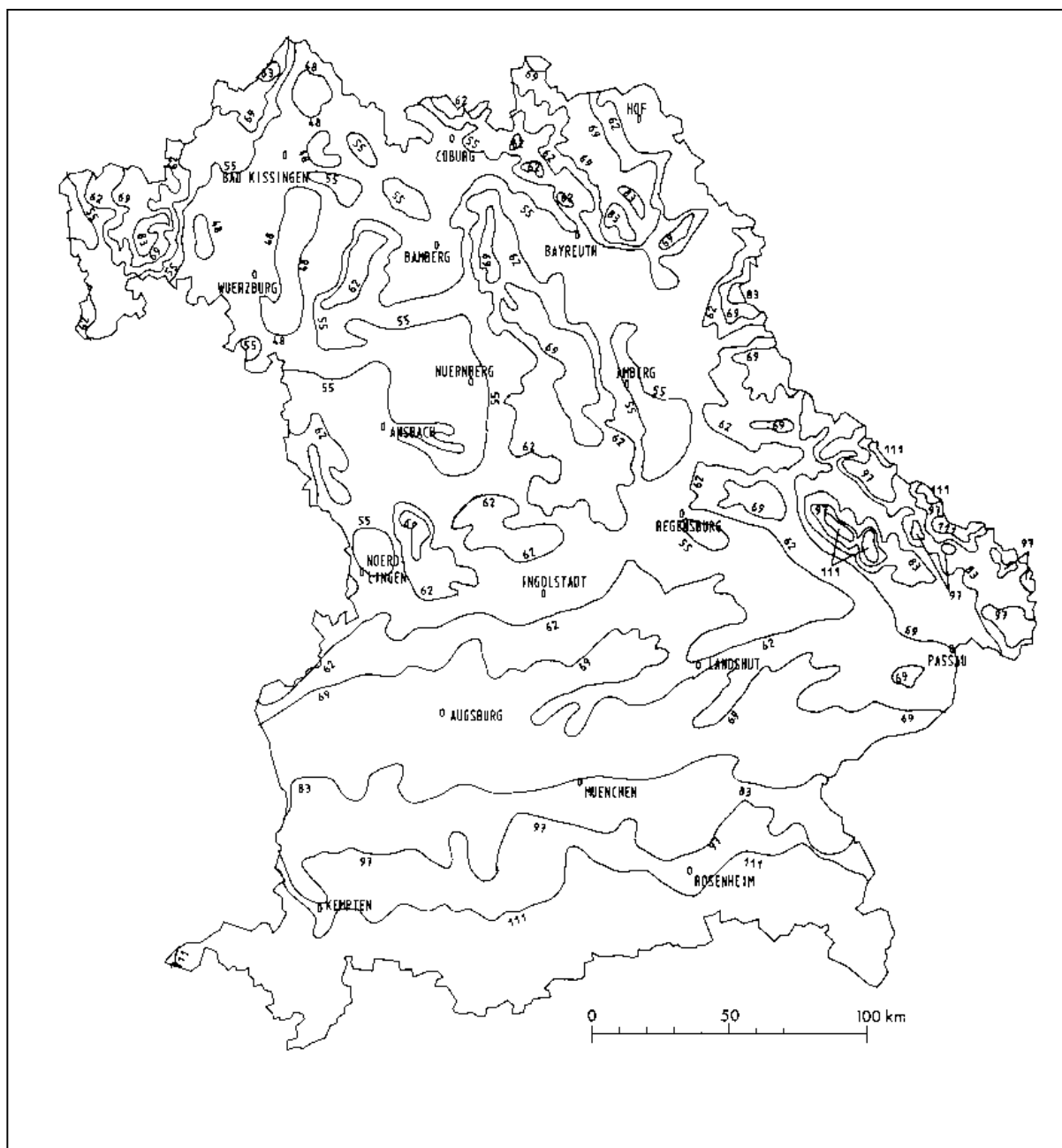
Aus diesen Gründen ist es wenig sinnvoll, eine Isoerodentkarte nach der oben beschriebenen Methode zu erstellen. Wie diese Methode in verbesserter Form doch noch zur Anwendung kommen könnte, wird in Kapitel 10.3 kurz erläutert.

10.2 DIE NIEDERSCHLAGSKARTE ALS ARBEITSGRUNDLAGE

Aufgrund des in Kapitel 10.1 erwähnten engen Netzes von Niederschlagsmeßstellen konnte der Deutsche Wetterdienst ein Kartenwerk erarbeiten, das über Mittelwerte von Niederschlägen verschiedener Zeiträume Auskunft gibt. Dem neuesten Kartenwerk sind die Niederschlagsmittel des Zeitraums 1931-1960 zugrunde gelegt. Die Karten zeigen Isoniederschlagslinien, die in 50 mm bzw. 100 mm Niederschlag abgestuft sind (SCHIRMER und VENT-SCHMIDT, 1979).

Die enge Beziehung zwischen dem R-Faktor und dem Niederschlag ermöglicht es, eine Niederschlagskarte als Grundlage für die Isoerodentkarte zu nehmen. Aufgrund der engen Korrelation zwischen R und N_s (Gleichung 26) bietet sich dabei die Karte der Niederschläge Mai - Oktober im besonderen Maße an.

Schaubild 10/a: Isoerodentkarte von Bayern (Basiskarte: Mittlere Niederschlagshöhen Mai- Oktober des Zeitraums 1931- 1960, Gleichung (26))



Die Angaben der Isoniederschlagslinien werden dazu benutzt, mittels der Gleichung (26) den zu der Linie gehörenden R-Faktor zu schätzen. Die Isoniederschlagslinien werden somit, durch den entsprechenden R-Faktor, zu Isoerodentlinien (s. Schaubild 10/a).

Durch die enge Beziehung zwischen dem R-Faktor und N_s und die sicherlich große Erfahrung des Deutschen Wetterdienstes in der Erstellung von Niederschlagskarten, hat eine so angefertigte Isoerodentkarte ohne Zweifel eine hohe Aussagekraft.

Die genaue Führung der Isoerodentlinien darf jedoch nicht darüber hinwegtäuschen, daß die geschätzten R-Faktoren, bedingt durch die Regressionsgleichung, relativ große Vertrauensbereiche aufweisen (s. Kapitel 9.2).

Tabelle : Vertrauensbereiche der R- Faktoren der Gleichung (26)

R- Faktor	48	55	62	69	83	97	111
VB_{5%}	+6	+5	+5	+4	+5	+6	+7

So besagt z.B. die Angabe „R = 48 +6“, daß die Erosivität der Niederschläge auf der Linie R = 48 (bei 95% Sicherheitswahrscheinlichkeit) ebenso den Wert R = 42 wie auch den Wert R = 54 annehmen kann. Anders ausgedrückt, mit 5% Irrtumswahrscheinlichkeit liegt der „wahre“ Wert des R-Faktors, der mit R = 48 geschätzt wird, nicht außerhalb der Grenzen R = 42 bzw. R = 54.

Die Isoerodentlinien weisen alle ungerade R-Faktoren auf. Der Grund hierfür liegt in der Ableitung der R-Faktoren von geradzahligem Niederschlagswerten ($N_s = 350, 400, 450\dots$). Auch ist die Abstufung der R-Faktoren nicht konstant.

Zwischen R = 48 und R = 69 sind Abstände in 7 R-Einheiten vorhanden, ab R = 69 betragen sie 14 Einheiten. Dies liegt an der Abstufung der Niederschlagskarte, die bis $N_{s30} = 500$ mm in 50mm- Schritten erfolgt, ab $N_{s30} = 500$ mm jedoch in 100mm- Schritten.

Die Form und Gestaltung der Isoerodentkarte ist also sehr stark von der Niederschlagskarte abhängig. Geradzahlige R- Faktoren und eine eigene Linienführung sind nur möglich, wenn eine Isoerodentkarte ohne Zuhilfenahme der Niederschlagskarte erstellt werden kann. Die Möglichkeiten hierfür werden im folgenden Kapitel dargelegt.

10.3 DIE ANFERTIGUNG EINER ISOERODENTKARTE OHNE ZUHILFENAHME ANDERER KARTEN

Der Deutsche Wetterdienst entwickelte seine Niederschlagskarten, wie schon erwähnt, auf der Basis eines dichten Netzes von Niederschlagsmeßstellen und langjähriger Erfahrung in der Abhängigkeit zwischen Niederschlag und Orographie.

Die Isoerodentkarte beruht dagegen auf weit weniger Messungen und keinerlei Erfahrungswerten. Aus diesem Grund müssen Hilfsunterlagen, eben diese Niederschlagskarten, für die Anfertigung der Isoerodentkarte herangezogen werden.

Die Isoerodentkarte könnte jedoch auf diese Hilfsmittel verzichten, wenn eine große Anzahl gemessener R-Faktoren und/oder die mit Hilfe der Regression geschätzten R-Faktoren aller Niederschlagsmeßstellen vorhanden wären. Letzteres stellt kein Problem dar während erstere Bedingung mit erheblichem Zeitaufwand verbunden ist.

In diesem Zusammenhang muß der Annahme widersprochen werden, daß der berechnete, d.h. digitalisierte, R-Faktor die Erosivität besser kennzeichnet als der durch die Regression geschätzte R-Faktor. Beide stellen vielmehr Schätzwerte dar. Der berechnete R-Faktor ist das Ergebnis einer relativ kleinen Stichprobe (s. Kapitel 6.2), der über die Regression geschätzte R-Faktor der theoretische Mittelwert einer großen Anzahl normalverteilter Stichproben.

Eine von Hilfskarten unabhängige Isoerodentkarte kann der Methode nach ähnlich angefertigt werden wie es in Kapitel 10.1 beschrieben wird.

Wie die Fläche einer Gemeinde, ist auch die punktförmige Lage einer Niederschlagsmeßstelle durch Digitalisation speicherbar. Jedem Punkt, der über den Plotter durch einen kleinen Kreis darzustellen ist, kann der Computer einen zuvor berechneten R-Faktor zuordnen. Nach Einteilung der R-Faktoren in Klassen zeichnet der Plotter eine Karte mit farbigen kleinen Kreisen, die einerseits die Lage der Meßstellen, andererseits (durch ihre Farbe) die Höhe der dazugehörigen geschätzten R-Faktoren wiedergibt.

Durch das sinnvolle Verbinden jeweils gleichfarbiger Punkte (= gleiche R-Klasse) entstehen Linien gleicher Erosivität. Dieser Vorgang kann dabei „mit der Hand“ oder, bei geeigneten Programmen, von einem Rechner durchgeführt werden.

Das Ergebnis eines solchen Verfahrens ist eine Isoerodentkarte, deren Linien von einer Niederschlagskarte unabhängig ist. Die R-Faktoren tragen geradzahlige Werte und die Abstufung dieser Werte ist (in Grenzen) frei wählbar.

11. DIE ERMITTLUNG DER R- FAKTOREN IN DER PRAXIS

Der Praxis bzw. der landwirtschaftlichen Beratung sollte es so einfach wie möglich gemacht werden, R-Faktoren für spezielle Standorte zu bestimmen und innerhalb ihrer Planungsarbeit einzusetzen. Dieses Kapitel erläutert deshalb die Bestimmung des R-Faktors in der Praxis.

11.1 HILFSMITTEL ISOERODENTKARTE

Soll der R-Faktor über die Isoerodentkarte bestimmt werden, ist als erstes die Lage des zu bewertenden Standorts (z.B. ein landwirtschaftliches Anwesen) auf der Karte festzustellen. Liegt dieser Standort zufällig in unmittelbarer Nähe einer Isoerodentlinie, kann ihm der R-Faktor dieser Linie sofort zugewiesen werden.

Liegt dagegen der Standort mehr oder weniger zwischen zwei Linien, ist zwischen den R-Faktoren dieser beiden Linien linear zu interpolieren.

Der Vorteil dieser Arbeitsweise ist in dem raschen und einfachen Ablesen des R-Faktors zu sehen. Kenntnisse über durchschnittliche Niederschlags summen sind nicht erforderlich.

Diesem Vorteil sind jedoch erhebliche Nachteile entgegenzusetzen. Bei Standorten in Gebieten steilen Erosionsanstieges (enge Folge von Isoerodentlinien, z.B. Bayerischer Wald) kann der R-Faktor nur sehr unsicher bestimmt werden. Der Grund liegt in dem viel zu großen Maßstab der Karte. Kleinere Maßstäbe täuschen wiederum eine räumliche Genauigkeit der Linienführung vor, die nicht vorhanden ist.

Andererseits können in Gebieten, in denen die Isoerodentlinien weit auseinander liegen (z.B. Augsburger Raum), durch die Interpolation relativ große Fehler entstehen. Mangels genauerer Kenntnisse der Niederschlagsituation muß linear interpoliert werden, was sicherlich nicht immer gerechtfertigt ist.

Vorliegende Isoerodentkarte kann also dem „Praktiker vor Ort“ nur geringe Dienste leisten. Sie gibt aufgrund ihres geringen Auflösungsvermögens nur sehr unsicher Auskunft über die Höhe des R-Faktors. Als bayerische Übersichtskarte, die überregional die Größenordnungen der Erosivität wiedergibt, ist sie jedoch sehr gut zu gebrauchen.

11.2 HILFSMITTEL TABELLE

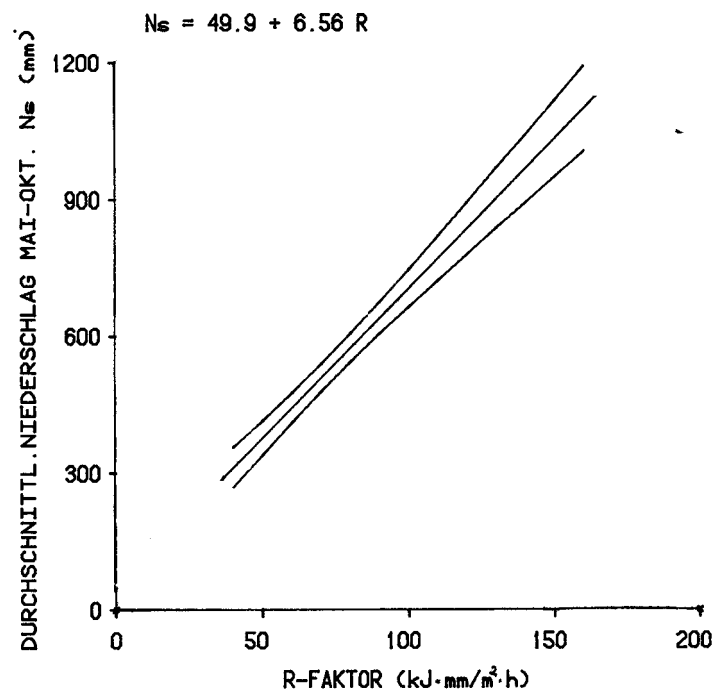
Um die genannten Nachteile der Isoerodentkarte auszuschalten, muß die flächenbezogene Ermittlung des R-Faktors durch eine rein rechnerische ersetzt werden. Die R-Faktoren können dabei nicht in beliebiger Größe angegeben werden, da sonst eine „tabellarische Verrechnung“ mit anderen Faktoren der Universellen Bodenabtragungsgleichung (SCHWERTMANN und Mitarbeiter, in Bearbeitung) nur unter sehr hohem Aufwand möglich wäre. Auch sind R-Faktoren ähnlicher Niederschläge (z. B. $N = 550$ und $N = 580$) statistisch nicht zu unterscheiden, was Berechnungen in Kapitel 9.2 sehr deutlich zeigen. Um eine statistische Unterscheidung der R-Faktoren zu ermöglichen, muß mindestens ein Abstand von 7 - 8, besser 10 Einheiten gegeben sein.

Aus diesen Gründen sollten bei der Ausarbeitung einer Tabelle die R-Faktoren eine Äquidistanz von 10 Einheiten aufweisen. Durch die gleiche Einteilung (die eine tabellarische Verrechnung erleichtert) wird zwar die größere Unsicherheit eines R-Faktors hohen Niederschlags nicht berücksichtigt (siehe $q\%$ in Tabelle 11/1), dieser Verlust an Genauigkeit hat jedoch wenig Bedeutung, da hohe Niederschlagswerte in Bayern nicht in intensiv bewirtschafteten Ackerbaugebieten zu finden sind.

Bei fest vorgegebenen R-Faktoren muß der Zusammenhang zwischen N_s und R (s. Kapitel 9.1) durch eine Regression „R nach N_s “ erklärt werden. Dabei wird nicht R in Abhängigkeit von N berechnet (Gleichung 26), sondern N_s in Abhängigkeit von R (s. Graphik in Schaubild 11/a):

$$N_s = 49.9 + 6.56 \cdot R \quad (29)$$

$$r = 0.961, N_{s\text{quer}} = 521.6, R_{\text{quer}} = 71.9, s_y = 207.7, s_x = 30.4, n = 185$$



Die Vertrauensbereiche der N_s -Werte können dazu benutzt werden, die fest vorgegebenen R-Faktoren in bestimmte Niederschlagsbereiche einzuordnen. Das nach einem R-Faktor berechnete N_s weist einen Vertrauensbereich auf, innerhalb dem dieser R-Faktor mit q% Sicherheitswahrscheinlichkeit gültig ist. Mit Hilfe der Vertrauensbereiche kann eine R-Tabelle aufgestellt werden, die es erlaubt, für jeden beliebigen Niederschlagswert den dazugehörigen R-Faktor festzustellen (siehe Tabelle 11/1 und 11/2).

Dabei wird zuerst bei den Wetterämtern Nürnberg oder München der für den Standort zutreffende Sommerniederschlag N_{s30} erfragt. Dieser Wert ist in den richtigen Niederschlagsbereich der R-Tabelle einzuordnen. Der zu dem Niederschlagsbereich gehörende R-Faktor ist der R-Faktor des betreffenden Standortes. Liegt der Sommerniederschlag N_{s30} des Standortes an der Grenze zwischen zwei Bereichen, kann der kleinere oder auch der größere R-Faktor gewählt werden. Dies ist von der Bedeutung abhängig, die dem Erosionsschutz am Standort beigemessen wird und muß vom Praktiker selbst entschieden werden.

.....

Tabelle 11/1: 95 %-Vertrauensbereiche und gemittelte Vertrauensbereiche mit sich ändernden Sicherheitswahrscheinlichkeiten (q % geschätzt) der Regression $N_s = 49,9 + 6,56 \cdot R$

R	\hat{N}_s	$t \cdot s_{\hat{N}_s}$	95 %-Vertrauensbereich	gemittelter Vertrauensbereich	q %
40	312,1	$\pm 43,7$	268,4 - 355,8	- 348	
50	377,7	$\pm 37,0$	340,7 - 414,7	349 - 412	92
60	443,2	$\pm 32,0$	411,2 - 475,2	413 - 477	95
70	508,8	$\pm 29,8$	479,0 - 538,6	478 - 541	96
80	574,3	$\pm 30,8$	543,5 - 605,1	542 - 605	95
90	639,9	$\pm 34,8$	605,1 - 674,7	606 - 669	93
100	705,4	$\pm 40,9$	664,5 - 746,3	670 - 734	88
110	771,0	$\pm 48,4$	722,6 - 819,4	735 - 799	82
120	836,5	$\pm 56,7$	779,8 - 893,2	800 - 864	78
130	902,1	$\pm 65,4$	836,7 - 967,5	865 - 930	73
140	967,6	$\pm 74,5$	893,1 - 1042,1	931 - 995	67
150	1033,2	$\pm 83,8$	949,4 - 1117,0	996 - 1061	60
160	1098,7	$\pm 93,3$	1005,4 - 1191,9	1062 - 1126	53

Zur Ermittlung des R-Faktors zwei Beispiele (s. Tabelle 11/2):

Der Ort Straubing, in einem bedeutenden Ackerbaugebiet gelegen, hat ein N_{s30} von 423 mm. Dieser Wert liegt in dem Niederschlagsbereich 413 - 477 mm, der zu $R = 60$ gehört. Somit ist einem Standort bei Straubing der R-Faktor 60 zuzuordnen.

Tabelle 11/2: Tabelle zur Ermittlung des R-Faktors aus dem durchschnittlichen Niederschlag Mai - Oktober des Zeitraums 1931 - 1960 N_{s30}

Durchschnittlicher Niederschlag Mai - Oktober des Zeitraums 1931 - 1960 (mm)	R-Faktor
- 348	40
349 - 412	50
413 - 477	60
478 - 541	70
542 - 605	80
606 - 669	90
670 - 734	100
735 - 799	110
800 - 864	120
865 - 930	130
931 - 995	140
996 - 1061	150
1062 - 1126	160

Der Ort Freising (Weihenstephan) hat ein N_{s30} von 508 mm, das in den Bereich 478 - 541 mm einzuordnen ist. Der dazugehörige R-Faktor von 70 ist ein Maß für die Erosivität der Niederschläge im Raum Freising.

Ein Nachteil dieser Ermittlungsmethode liegt zweifellos in der Notwendigkeit, den N_{s30} -Wert zu kennen. Auch kostet es dem Anwender etwas Überwindung, bei N_{s30} -Werten, die an der Grenze zwischen zwei Bereichen liegen, einen der beiden möglichen R-Faktoren zu wählen. Unentschiedenen Anwendern kann der Rat gegeben werden, die tabellarische Berechnung der Bodenabträge mit dem gemittelten R-Faktor durchzuführen, falls solche Tabellen vorhanden sind. Diese Maßnahme widerspricht zwar den Schlußbemerkungen von Kapitel 9.2, erscheint jedoch dem Praktiker sinnvoller.

Der Vorteil der R-Tabelle liegt zweifellos in der sehr einfachen, raschen und auch (entsprechend den bis jetzt vorliegenden Erkenntnissen) sehr genauen, standortbezogenen Ermittlung des R-Faktors. Die Tabelle ist aufgrund ihrer Größe wesentlich handlicher als die Isoerodentkarte. Die Grenzwerte der Niederschlagsbereiche und ihre R-Faktoren sind bei ständigem Gebrauch auch leicht im Gedächtnis zu behalten.

12. ZUSAMMENFASSUNG

- a) Auf der Grundlage eines Rechenverfahrens von WISCHMEIER (1959), das BADER und SCHWERTMANN (1980) in Bayern erstmals anwendeten, wurde bei 17 Wetterstationen die Erosivität R_e von insgesamt 3323 Einzelregen in 184 Auswertungsjahren ermittelt. Die Ergebnisse dienen als Grundlage für die Berechnung der R-Faktoren dieser Wetterstationen. Dabei wurden nur Regen mit einem Ereigniszeitraum < 30 Jahren berücksichtigt. Der Ereigniszeitraum wird mit Hilfe eines Wahrscheinlichkeitsmodells geschätzt, das die R_e -Werte als Poisson-verteilt ansieht.
- b) Die Anzahl der erosiven Regen pro Jahr beträgt an einer Wetterstation durchschnittlich 2 % des Niederschlagswertes N_{30} . Die R_e -Werte selbst haben eine Spannweite von 0.2 - 128.3, wobei etwa 80 % aller $R_e \geq 5.0$ sind. Eine Lognormalverteilung der R_e -Werte konnte nicht festgestellt werden.
Die Berechnung der R_e -Werte über Näherungsformeln ist möglich und relativ genau. R_n -Faktoren, nach R_{e1} -Werten einer Näherungsformel von BADER und SCHWERTMANN (1980) berechnet, sind im alpinen Niederschlagsbereich etwas kleiner als die nach WISCHMEIER (1959) berechneten R-Faktoren. In anderen Gebieten Bayerns sind diese beiden Faktoren nicht voneinander zu unterscheiden.
- c) Aufgrund der relativ hohen Streuungen der Jahres- R- Werte sind die Vertrauensbereiche der R-Faktoren sehr groß (+/- 20% bis +/- 52 %). Durch eine Verlängerung der Auswertungszeiträume könnten sie, besonders in gemäßigten Niederschlagsbereichen, wesentlich eingeeengt werden.
- d) Eine durchschnittliche Monatsverteilung des R-Faktors für ganz Bayern wurde berechnet. Die dabei unterstellte Homogenität der einzelnen Monatsverteilungen muß jedoch noch statistisch nachgewiesen werden (Cluster- bzw. Diskriminanzanalyse). Nach dieser Verteilung treten etwa 80% des R-Faktors in den Monaten Mai bis August auf (10% im Monat Mai).
- e) Regen im Gebiet der bayerischen Alpen und im Alpenvorland haben gegenüber Regen anderer bayerischer Gebiete durchschnittlich höhere Einzelniederschläge N_e , eine längere Dauer T_e , eine größere Gesamtenergie E_e und eine geringere Maximale 30-Minuten-Intensität I_{30} . Die Werte dieser Regeneigenschaften sind sehr eng korreliert mit dem Niederschlag N_s .
- f) Die erosive Jahresniederschlagsmenge N_r , die Jahresregendauer T und die Jahresregenenergie E sind ebenfalls sehr niederschlagsabhängig. Ihre Werte nehmen dabei gegenüber dem Niederschlag N bzw. N_s überproportional zu. Die Jahresenergie ist außerdem eng mit R korreliert, so daß der R-Faktor über diesen Energiewert ohne Ermittlung Maximaler 30-Minuten-Intensitäten geschätzt werden könnte.
- g) Die Schätzung des R-Faktors ist in einfachster Weise über die Niederschlagswerte N_{30} und N_{s30} möglich. R ist mit diesen Werten bzw. mit N und N_s eng korreliert und kann über die Regression $R = -1.5 + 0.141 \cdot N_{s30}$ überall in Bayern geschätzt werden, wobei der Vertrauensbereich der Gleichung beachtet werden muß. Als Faustzahlen bei der Schätzung des R-Faktors gelten 8% N_{30} bzw. 14% N_{s30} .

- h) Die Isoerodentkarte gibt das Niveau der geschätzten R-Faktoren innerhalb Bayerns an. Als Basiskarte dient die Karte der Mittleren Niederschlagshöhen Mai - Oktober des Zeitraums 1931- 1960 (SCHIRMER und VENT-SCHMIDT, 1979). Die praktische Ermittlung des R-Faktors am Standort geschieht jedoch über eine Tabelle. Sie zeigt die in Schritten von 10 Einheiten unterteilten R-Faktoren und ihre dazugehörigen Niederschlagsbereiche. Nach Einordnung des standortspezifischen Niederschlags N_{s30} in einen solchen Bereich kann der dazu gehörige R-Faktor abgelesen werden.

LITERATURVERZEICHNIS

1. BADER, S., 1978: Die Erosivität von Niederschlägen. Diplomarbeit am Lehrstuhl für Bodenkunde der Technischen Universität München, Weihenstephan
2. BADER, S. und U. SCHWERTMANN 1980: Die Erosivität der Niederschläge von Hüll (Bayern). (R-Faktor der Bodenabtragungsgleichung nach WISCHMEIER). Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung 21, 1-7
3. BOLLINNE, A., A.LAURANT et W. BOON, 1979: L'erosivité des précipitations à Florennes. -Bull. Soc. geogr. Liege 15, 77-99
4. PRECHT, M., 1977: Bio-Statistik, 1.Auflage R. Oldenbourg Verlag München Wien
5. ROGLER, H. und U.SCHWERTMANN 1981: Erosivität der Niederschläge und Isoerodentkarte Bayerns. Zeitschrift für Kulturtechnik und Flurbereinigung, Heft 2/81
6. SACHS, L., 1969: Statistische Auswertungsmethoden, 2. Auflage. Springer Verlag Berlin, Heidelberg, New York
7. SCHIRMER, H und VENT-SCHMIDT, 1979: Das Klima der Bundesrepublik Deutschland (Kartenwerk) Deutscher Wetterdienst Offenbach
8. SCHWERTMANN U., 1980: Stand der Erosionsforschung in Bayern. Daten und Dokumente zum Umweltschutz, Sonderreihe Umwelttagung, Heft 30, Vorträge der Tagung über Umweltforschung der Universität Rosenheim, S. 94-105
9. SCHWERTMANN U., und Mitarbeiter, in Bearbeitung: Die Vorausschätzung des Bodenabtrags durch Wasser in Bayern (Verfahren von WISCHMEIER und SMITH)
10. WISCHMEIER, W.H. 1959: A rainfall erosion index for an universal soil loss equation Soil Sci. Soc. Amer., Proc. 23, 246-249

11. WISCHMEIER, WH
and D. D. SMITH,.
1965 Predicting rainfall erosion losses from cropland east of
Rocky Mountains, US Dept. Agricultural Handbook
No. 282
12. WISCHMEIER, WH
and D. D. SMITH,.
1978: Predicting rainfall erosion losses-
a guide to conservation planning.
US Dept. Agricultural Handbook No. 537
13. TASCHENBUCH der Wasserwirtschaft, 1971, 5.Auflage. Verlag Wasser und Boden,
Alex Lindow & Co.

Anhang

Tabelle A/1:

Tabelle A/1

Jahresniederschläge und durchschnittlicher Jahresniederschlag des Auswertungszeitraums (N) und des Zeitraums 1931 - 1960 (N_{30}).

JAHR	MÜNCHEN-RIEM	NORNBERG	FREISING	KEMPTEN	WÜRZBURG	HOF	PASSAU	AUGSBURG	MOHL DORF	BERCHTESGADEN	WEIDEN	REGENSBURG	WEISSENBURG	BAD KISSINGEN	BAMBERG	COBURG	OBERTSDORF
1958	-	678	964	1404	679	825	1135	898	1000	1676	714	821	752	888	-	-	1953
1959	-	509	625	1135	461	587	788	663	816	1517	519	495	492	543	-	-	1484
1960	-	652	781	1464	628	727	1105	764	865	1536	701	650	588	676	-	-	1965
1961	-	683	758	1085	699	733	972	745	840	1522	682	648	576	863	-	-	1707
1962	-	570	747	1130	546	566	888	664	797	1495	505	590	540	660	-	-	1795
1963	-	555	666	1151	489	568	773	774	823	1133	616	570	624	572	-	-	1491
1964	-	400	805	1173	403	451	872	706	960	1591	472	585	456	473	411	-	1844
1965	-	860	1067	1579	1031	982	1064	1055	1006	1739	861	790	769	1019	915	-	2298
1966	-	805	986	1602	812	927	1265	1027	1123	1795	875	795	900	966	850	-	2297
1967	-	605	706	1280	579	733	991	814	845	1389	742	538	595	807	594	753	1733
1968	910	-	-	-	-	739	-	-	874	-	-	-	-	-	715	720	-
1969	741	-	-	-	-	732	-	-	782	-	-	-	-	-	575	696	-
1970	927	-	-	-	-	986	-	-	1030	-	-	-	-	-	705	879	-
1971	790	-	-	-	-	586	-	-	786	-	-	-	-	-	615	590	-
1972	769	-	-	-	-	628	-	-	-	-	-	-	-	-	638	714	-
1973	960	-	-	-	-	577	-	-	-	-	-	-	-	-	531	632	-
1974	1085	-	-	-	-	867	-	-	-	-	-	-	-	-	735	817	-
1975	965	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	515	617	-
1976	796	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	450	516	-
1977	962	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
N	891	632	811	1300	633	718	985	811	896	1539	669	648	629	747	635	693	1857
N_{30}	964	641	814	1287	646	677	925	788	862	1514	672	646	677	688	643	696	1776

Tabelle A/2:

Tabelle A/2

Niederschläge Mai-Oktober und durchschnittliche Niederschläge Mai-Oktober
des Auswertungszeitraums (N_s) und des Zeitraums 1931 - 1960 (N_{s30}).

JAHR	MÜNCHEN-RIEM	NORNBERG	FREISING	KEMPTEN	WÜRZBURG	HOF	PASSAU	AUGSBURG	MUHL DORF	BERCHTESGADEN	WEIDEN	REGENSBURG	WEISSENBURG	BAD KISSINGEN	BAMBERG	COBURG	OBERSTDORF
1958	-	380	489	654	344	499	639	469	587	1055	403	451	447	540	-	-	997
1959	-	298	382	685	286	270	473	423	574	1029	293	293	305	275	-	-	929
1960	-	401	526	1010	412	396	740	489	562	1025	440	406	372	388	-	-	1357
1961	-	397	465	633	427	327	565	491	529	890	413	380	357	456	-	-	991
1962	-	305	440	546	259	297	480	351	447	926	249	298	290	271	-	-	779
1963	-	364	462	812	260	476	506	518	544	797	394	375	407	325	-	-	964
1964	-	205	552	798	235	234	550	398	650	1015	285	324	233	250	224	-	1147
1965	-	413	645	859	492	429	551	611	590	991	465	430	385	421	390	-	1234
1966	-	482	643	926	426	509	724	658	757	1140	495	438	594	471	475	-	1272
1967	-	339	471	776	304	398	476	529	553	667	839	303	380	387	319	396	833
1968	641	-	-	-	-	442	-	-	637	-	-	-	-	-	479	407	-
1969	433	-	-	-	-	424	-	-	483	-	-	-	-	-	312	389	-
1970	540	-	-	-	-	583	-	-	604	-	-	-	-	-	642	455	-
1971	509	-	-	-	-	318	-	-	-	-	-	-	-	-	450	372	-
1972	415	-	-	-	-	423	-	-	-	-	-	-	-	-	432	481	-
1973	587	-	-	-	-	318	-	-	-	-	-	-	-	-	317	383	-
1974	689	-	-	-	-	513	-	-	-	-	-	-	-	-	432	474	-
1975	695	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	335	365	-
1976	547	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	253	252	-
1977	527	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
N_s	558	358	508	770	344	403	570	494	579	954	388	370	376	378	389	397	1058
N_{s30}	630	395	533	778	370	393	544	508	553	950	400	405	427	379	384	402	1041

Tabelle A/3:

Bei der Auswertung verwendeter Zahlenschlüssel für die Wetterstationen:

- 1 = München- Riem
- 2 = Nürnberg
- 3 = Freising
- 4 = Kempten
- 5 = Würzburg
- 6 = Hof/Saale
- 7 = Passau
- 8 = Augsburg
- 9 = Mühldorf
- 10 = Berchtesgaden
- 11 = Weiden
- 12 = Regensburg
- 13 = Weißenburg
- 14 = Bad Kissingen
- 15 = Bamberg
- 16 = Coburg
- 17 = Oberstdorf