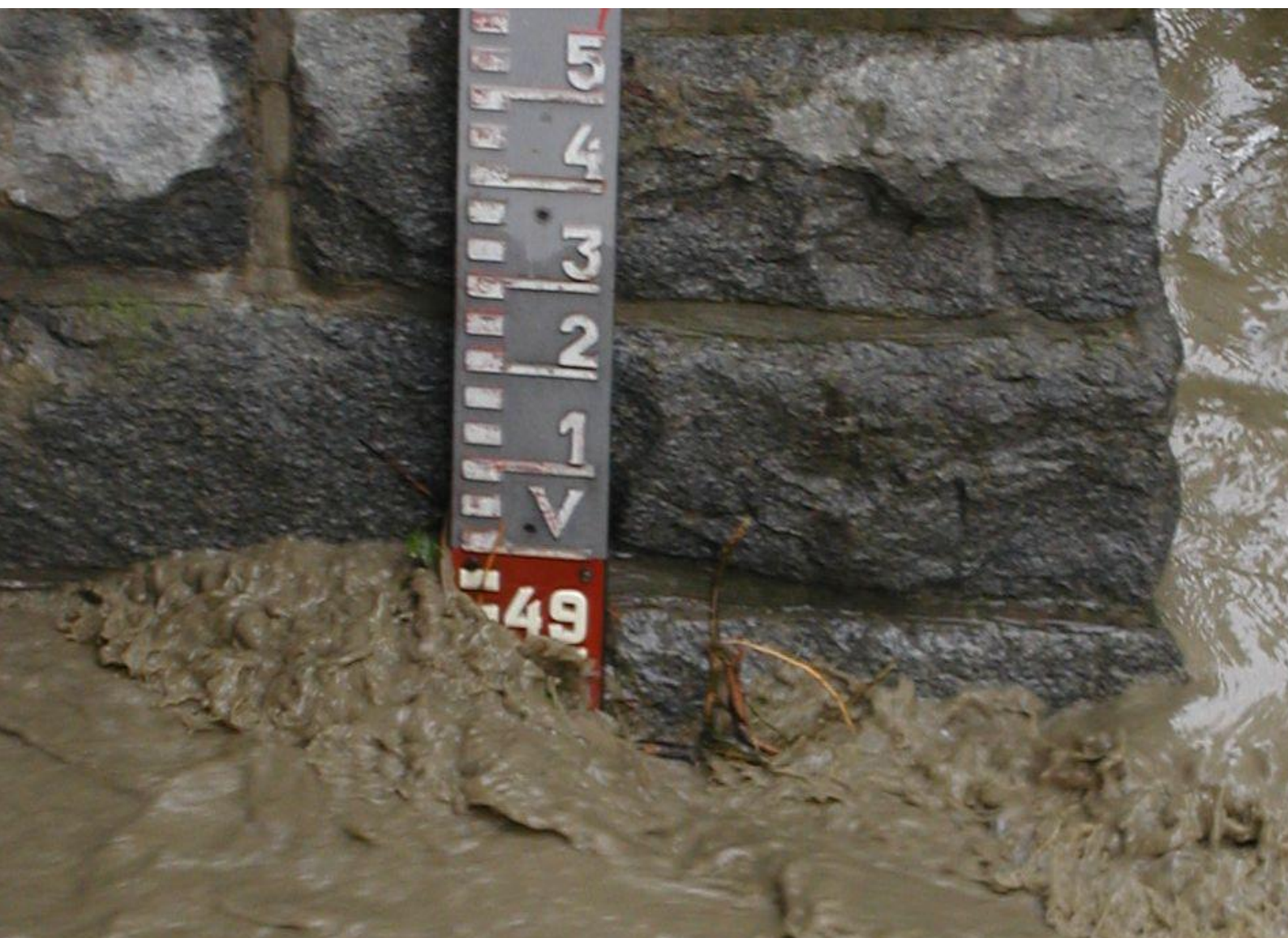




lebensministerium.at

Leitfaden

Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserkennwerten





NACHHALTIG FÜR NATUR UND MENSCH SUSTAINABLE FOR NATURE AND MANKIND

Lebensqualität / *Quality of life*

Wir schaffen und sichern die Voraussetzungen für eine hohe Qualität des Lebens in Österreich.
We create and we safeguard the prerequisites for a high quality of life in Austria.

Lebensgrundlagen / *Bases of life*

Wir stehen für vorsorgende Verwaltung und verantwortungsvolle Nutzung der Lebensgrundlagen Boden, Wasser, Luft, Energie und biologische Vielfalt.
We stand for a preventive preservation and responsible use of the bases of life, soil, water, air, energy, and biodiversity.

Lebensraum / *Living environment*

Wir setzen uns für eine umweltgerechte Entwicklung und den Schutz der Lebensräume in Stadt und Land ein.
We support an environmentally benign development and the protection of living environments in urban and rural areas.

Lebensmittel / *Food*

Wir sorgen für die nachhaltige Produktion insbesondere sicherer und hochwertiger Lebensmittel und nachwachsender Rohstoffe.
We provide for the sustainable production in particular of safe and high-quality foodstuffs and of renewable resources.



Leitfaden

Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserkennwerten

Dezember 2011

IMPRESSUM:

Medieninhaber und Herausgeber

Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft,
Abteilung VII3 - Wasserhaushalt, Marxergasse 2, 1030 Wien

Leitung und Koordination

Peter Lorenz

Autoren und Redaktion

Wolfgang Gattermayr, Christian Kölbl, Christian Krammer, Peter Lorenz, Karl Maracek,
Clemens Mathis, Johannes Moser, Robert Schatzl, Hans Wiesenegger, Maximilian Wimmer

Titelbild

Hydrographischer Dienst, Lattenpegel

Portrait

BMLFUW (Rita Newman)

Druck

AV+Astoria Druckzentrum GmbH, Faradaygasse 6, 1030 Wien, 2011

Copyright

Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft

Alle Rechte vorbehalten

Einheitliche Hochwasserkennwerte für Österreich



2011 blieb Österreich von großräumigen Hochwasserereignissen verschont. Dennoch muss uns bewusst sein, dass Hochwasserkatastrophen wie die der Jahre 2002, 2005 oder 2009 immer wieder auftreten können. Klar ist auch, dass jedes Hochwasser anders ist und eine spezifische Charakteristika aufweist.

Mit der EU-Hochwasserrichtlinie, die 2007 in Kraft getreten ist, ist es uns gelungen, europaweit einheitliche Vorgaben für den Schutz vor Hochwasser zu schaffen. Ziel dieser Richtlinie ist es, durch ein Bündel von Maßnahmen die negativen Auswirkungen von Hochwasser auf die menschliche Gesundheit sowie auf Umwelt, Infrastrukturen und Eigentum zu vermeiden beziehungsweise zu begrenzen.

Um jedoch die entsprechenden Hochwasserschutzmaßnahmen zu entwickeln, ist es wichtig, die aufgetretenen Ereignisse zu analysieren und darauf aufbauend einheitliche Bemessungswerte festzulegen. Weiters sind kontinuierliche und über viele Jahre laufende hydrographische Messungen Voraussetzung, um statistische Aussagen über das Ausmaß eines Hochwasserereignisses zu treffen. Die Entscheidung über ein Hochwasserschutzprojekt muss jedenfalls nach einheitlichen Methoden erfolgen. So kann der effiziente Einsatz unserer Ressourcen sichergestellt werden.

Wir machen Österreich Schritt für Schritt sicherer und investieren sehr viel Geld für den Schutz unserer Bevölkerung vor verschiedenen Naturgefahren.

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'N. Berlakovich'.

DI Nikolaus Berlakovich
Umwelt- und Landwirtschaftsminister

Erstellt von der *Arbeitsgruppe Hochwasserstatistik* des Hydrographischen Dienstes in Österreich

Bei der Erstellung haben mitgewirkt:

- Wolfgang Gattermayr** Amt der Tiroler Landesregierung – Abteilung Wasserwirtschaft, Sachgebiet Hydrographie und Hydrologie
- Christian Kölbl** via donau - Österreichische Wasserstraßen-Gesellschaft mbH
- Christian Krammer** Amt der Niederösterreichischen Landesregierung – Abteilung BD 3, Hydrologie und Geoinformation
- Peter Lorenz** Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Sektion Wasser – Abteilung Wasserhaushalt
- Karl Maracek** Amt der Burgenländischen Landesregierung – Abteilung 9 – Wasser und Abfallwirtschaft – Hauptreferat Wassermengenwirtschaft – Referat Hydrographischer Dienst
- Clemens Mathis** Amt der Vorarlberger Landesregierung – Abteilung VIIId – Wasserwirtschaft, Informationswirtschaft und Hydrographie
- Johannes Moser** Amt der Kärntner Landesregierung – Abteilung 8 – Kompetenzzentrum Umwelt, Wasser und Naturschutz, Unterabteilung Wasserwirtschaft – Sachgebiet Hydrographie
- Robert Schatzl** Amt der Steiermärkischen Landesregierung – Fachabteilung 19A, Referat Hydrographie
- Hans Wiesenegger** Amt der Salzburger Landesregierung – Fachabteilung Wasserwirtschaft, Referat 4/33 Hydrographischer Dienst
- Maximilian Wimmer** Amt der Oberösterreichischen Landesregierung – Direktion Umwelt und Wasserwirtschaft – Abteilung Oberflächengewässerwirtschaft / Hydrografie

Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis	7
Abbildungsverzeichnis	9
Tabellenverzeichnis	10
Vorwort	11
1 Einleitung.....	13
2 Grundlagen	15
2.1 Definition „Hochwasser“	15
2.2 Hochwasserentstehung und Hochwassertypen.....	15
2.3 Hochwasserkenngrößen	17
2.4 Hochwasserabschätzung.....	17
2.5 Datenproblem	18
2.6 Bemessungshochwasser	19
2.7 Verfahrensschritte in der Praxis - Hochwasserabschätzung und Bemessungshochwasser	20
2.8 Historische Hochwasser	22
2.9 Hochwassermarken	23
3 Statistische Analysen und Auswerteverfahren	25
3.1 Datengewinnung.....	25
3.2 Stichprobe und ihre Fehler	30
3.3 Prüfung der Hochwasserkollektive	32
3.4 Beobachtungsdauer - Extrapolationsbereich.....	35
3.5 Häufigkeit von Hochwasserereignissen	36
3.6 Parameterschätzmethoden	45
3.7 Wahrscheinlichkeitsverteilungen	50
3.8 Indirekte statistische Verfahren (GRADEX)	53
3.9 Abschnittsweise Anpassung von Verteilungsfunktionen	54
3.10 Anpassungstests	55
3.11 Vertrauensbereich.....	56
3.12 Statistische Extrapolationsmethoden in Abhängigkeit von der Datengrundlage	59
3.13 Quantifizierung historischer Hochwasser	62
3.14 Abschätzung seltener Hochwasser	63
3.15 Abschätzung außerordentlicher Hochwasser, PMF	66
3.16 Risiko- und Restrisikobetrachtung (Extremhochwasser).....	67

4	Informationserweiterung	69
4.1	Zeitliche Informationserweiterung	70
4.2	Räumliche Informationserweiterung	71
4.3	Kausale Informationserweiterung	71
4.4	Vertrauensbereich bei Einbeziehung von Informationserweiterungen	72
5	Regionale Hochwasserabschätzung (regionalhydrologische Analysen)	75
5.1	Grundlagen	75
5.2	Regionale Übertragung	76
5.3	Abschätzung von Hochwasserkennwerten in kleinen Einzugsgebieten ohne Pegelbeobachtung.....	84
6	Niederschlag-Abfluss-Modelle.....	87
6.1	Grundsätzliches	87
6.2	Wesentliche Eingangsgrößen und Parameter	89
7	Klimawandel	93
8	Unsicherheiten und Fehlerquellen bei der Abschätzung von Hochwasserkennwerten	95
9	Zusammenfassung	99

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1:	Rolle der Hydrographie und des Wasserbaues bei der Hochwasserbemessung	20
Abbildung 2:	Hochwassermarken vom Inn in Innsbruck / Johanneskirche	23
Abbildung 3:	Abhängigkeit der mittleren Geschwindigkeit v_m vom Wasserstand W bei gleichem Fließzustand	26
Abbildung 4:	Veränderung des Pegelschlüssels „auf die sichere Seite“; Auswirkung der Veränderung auf das Ergebnis einer Hochwasserwahrscheinlichkeitsuntersuchung	27
Abbildung 5:	Stabilitätsuntersuchung	29
Abbildung 6:	Sohllagen aus den Abflussmessungen	30
Abbildung 7:	Kriterien für hydrologisch unabhängige Hochwasserscheitelwerte (DVWK, 1999 b)	40
Abbildung 8:	Anzahl der Überschreitungen pro Jahr bei einem bestimmten Schwellenwert ξ_0	41
Abbildung 9 :	R-Kurve zur Bestimmung des Schwellenwertes ξ_0	41
Abbildung 10:	Extremwerte und zwei Gruppen von Verteilungen: GEV und GPD	43
Abbildung 11:	Verfahren nach KREPS	46
Abbildung 12:	Beispiel eines L-Momentenverhältnisdiagramms	49
Abbildung 13:	Die 3 Typen der GEV-Verteilung	51
Abbildung 14:	Die 3 Typen der GPD-Verteilung	52
Abbildung 15:	Schematische Skizze der HW-Wahrscheinlichkeiten berechnet mit dem GRADEX-Verfahren sowie transformierter Niederschlag	53
Abbildung 16:	Verschiedene Möglichkeiten der Anpassung einer Verteilungsfunktion an ein Hochwasserkollektiv	54
Abbildung 17:	Verteilungsfunktion und Vertrauensbereich	57
Abbildung 18:	Darstellung der Jahreshochwasser mit Einbezug historischer Hochwasser	63
Abbildung 19:	Berücksichtigung historischer Hochwasser	65
Abbildung 20:	Beispiel für die Darstellung von statistikbasierten, regionalisierten Hochwasser-Gebietsfaktoren GF_{100} für das obere Gail- und Drautal, Kärnten; HD Kärnten, (MOSER 2011)	78
Abbildung 21:	Beispiel eines Hq_{100} -Spendendiagramms für das Einzugsgebiet der Gail	79
Abbildung 22:	Beispiel eines Gebietsgefälle- bzw. Konzentrationszeitdifferenzierten Hq_{100} -Spendendiagramms für das südliche Gailtal durch Einbindung von standardisierten N-A-Berechnungen, HD Kärnten, (MOSER 2011)	80
Abbildung 23:	Beispiel eines Hq -Abflusspenden-Längenschnittes für die Gail	80
Abbildung 24:	Beispiel eines HQ -Abfluss-Längenschnittes für die Gail	81
Abbildung 25:	Funktionen der Flächenabminderung	90

Tabellenverzeichnis

Tabelle 1:	Hochwasserkenngrößen	17
Tabelle 2:	Möglicher Ablauf bei der Suche in Archiven	24
Tabelle 3:	Einfluss von Abflussfehlern auf die tatsächliche T_n -Jährlichkeit von berechneten $HQ(Tn)$ Werten (LINSLEY, 1986)	28
Tabelle 4:	Kritische Werte $w(\alpha, n)$ für den Ausreißertest	33
Tabelle 5:	Erforderliche repräsentative Beobachtungsdauer für extremwertstatistische Analysen	35
Tabelle 6:	Vergleich der Jährlichkeiten aus einer PDS und einer AMS	44
Tabelle 7:	Unterschiedliche Datentypen und gängige Methoden zur Ermittlung von Hochwasserkennwerten	61
Tabelle 8:	Fehlerquellen bei der Ermittlung statistischer Kennwerte	95
Tabelle 9:	Fehlerquellen bei der Übertragung auf unbeobachtete Gebiete	96
Tabelle 10:	Strategien zur Reduktion von Fehlern	97
Tabelle 11:	Schema – HW-Abschätzung / HW-Bemessung	103

Vorwort

Die außergewöhnlichen Hochwasser der letzten Jahre machten eine Neubewertung der Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserkennwerten notwendig. Die in diesem Zusammenhang durchgeführten Analysen zeigten, dass für eine flächendeckende Regionalisierung (z. B. Projekt HORA - **H**ochwasser**R**isiko**Z**onierung **A**ustria) bundesweit einheitliche Verfahren von großem Vorteil sind. Eine neue Herausforderung bedeutet zusätzlich die Bewertung möglicher Einflüsse des Klimawandels auf das Hochwasserverhalten der Gewässer. Diese aktuellen Probleme veranlassten den Hydrographischen Dienst eine Arbeitsgruppe einzurichten, wobei als Schwerpunkt die Erstellung dieses Leitfadens festgelegt wurde.

Mit dem Leitfaden sollen die in Österreich gängigen Verfahren beschrieben werden, die in der Praxis angewendet werden können. Dabei sollen vor allem die Nachvollziehbarkeit und die Plausibilität der Auswerteverfahren im Mittelpunkt stehen. Die Betrachtung der mit den hydrologischen Kennwerten verbundenen Unsicherheiten rückt stärker in den Vordergrund und erfordert neue Strategien.

Dieser Leitfaden richtet sich einerseits an HydrologInnen und andererseits an die EmpfängerInnen und NutzerInnen von Hochwasserkennwerten.

Wesentliche *Inhalte* des Leitfadens:

- Beschreibung der statistischen Analyse von Hochwasser und gängiger statistischer Verfahren zur Hochwasserabschätzung
- Gängige Schätz- und Regionalisierungsverfahren
- Möglichkeiten und Grenzen der Anwendbarkeit der Verfahren
- Zuverlässigkeit der statistischen Kennwerte
- Strategien im Umgang mit hydrologischen Kennwerten und den damit verbundenen Unsicherheiten
- Aktualisierung von hydrologischen Kennwerten
- Umgang mit zukünftigen Veränderungen (Klimawandel)
- Beispiele zur Verdeutlichung der Theorie (siehe „Anleitung zur Berechnung von Hochwasserkennwerten in der Praxis“)

Wesentliche Ziele des Leitfadens:

- Unterscheidung zwischen hydrologischen **Hochwasserkennwerten** und **Bemessungswerten**
- Harmonisierung der Ermittlung von Hochwasserkennwerten in Österreich
- Darstellung und Empfehlung von gängigen Verfahren
- Gewährleistung der Nachvollziehbarkeit der ermittelten Hochwasserkennwerte
- Erstellung einer Beispielsammlung für eine praxisgerechte Anwendung

Grundsätzliche Bemerkungen zum Leitfaden:

- Hydrologische Verfahren liefern statistische bzw. regionalisierte **Erwartungswerte** und mögliche **Konfidenz- bzw. Schwankungsbereiche**.
- Durch Angabe des Schwankungsbereiches kann das Versagensrisiko verringert werden.
- **Bemessungswerte** sind im Zuge von wasserwirtschaftlichen Projektierungen unter Berücksichtigung anderer, nicht unbedingt hydrologischer Aspekte festzulegen.
- Die Festlegung eines T_n -jährlichen Bemessungshochwassers erfordert neben hydrologischen Überlegungen auch die Berücksichtigung von Gefahren und Risikoüberlegungen sowie von wirtschaftlichen und politischen Vorgaben.
- Mögliche Auswirkungen des Klimawandels, erhöhte Feststoffführung und Murgänge etc. sollten erst bei der Festlegung des Bemessungshochwassers Berücksichtigung finden. Sie sind daher in die hydrologischen Hochwasserkennwerte nicht eingerechnet.
- Vorläufig nicht behandelt werden die statistische Betrachtung von Hochwasserfrachten und der Zusammenhang zwischen Hochwasserspitzen und Frachten (bivariate Statistik)
- Zur **Harmonisierung** der Ermittlung von Hochwasserkennwerten ist eine adäquate Software notwendig, welche die im Leitfaden beschriebenen Methoden umfasst.
- Geplant ist die Schaffung einer **Datenbank** für Hochwasserereignisse und Hochwasserkennwerte beim Hydrographischen Dienst.

Künftige Erweiterung des Leitfadens:

- Regionalisierungsverfahren
- Niederschlag-Abfluss-Modelle
- Füllenstatistik
- Abschätzung des Vertrauensbereiches in unbeobachteten Einzugsgebieten

1 Einleitung

Für die Berechnung und Darstellung von Hochwasserabflussräumen und die Projektierung von Hochwasserschutzmaßnahmen ist die Analyse von Hochwasserereignissen und in weiterer Folge die Bekanntgabe von Hochwasserkennwerten wesentlich.

So sind in den „Technischen Richtlinien für den Schutzwasserbau“ („RIWA-T 2006“) die Größenordnungen des Schutzgrades von Siedlungsflächen und bedeutenden Wirtschafts- und Verkehrsanlagen angegeben. Dabei ist von einem HQ_{100} bzw. HQ_{30} auszugehen, Risikounter-suchungen haben sich bis auf ein HQ_{300} zu erstrecken. Im „Leitfaden zur Bestimmung des Bemessungshochwassers von Speichern“ ist für den Bemessungsfall sogar ein HQ_{5000} zu berechnen. Diese Kennwerte sind streng statistisch definierte Begriffe, mit denen Hydrologen in der konfrontiert sind.

Extreme Hochwasser treten zeitlich und räumlich sehr unregelmäßig auf. Dabei kann es Perioden geben, in denen kaum größere Hochwasser auftreten bzw. beobachtet werden, an die wiederum Perioden mit folgenschweren Katastrophenhochwassern folgen können. Die Grundlagendaten, auf denen statistische und hydrologische Verfahren aufbauen, können daher aus natürlichen und messtechnischen Gründen zum Teil unterschiedliche Qualität und Repräsentativität aufweisen, weshalb eine gewisse Bandbreite an Ergebnissen möglich ist. Die Einschätzung und Angabe von Hochwasserkennwerten ist deshalb stets mit Unsicherheiten behaftet.

Über die Vielfalt der statistischen Verteilungsfunktionen und die Frage nach dem „besten“ Parameterschätzverfahren hinaus darf auf keinen Fall vergessen werden, dass letztlich die langjährige Beobachtung des Wasserstandes und die sorgfältige Ermittlung des Abflusses die Grundlage jeder Aussage über die Eintrittswahrscheinlichkeit von Hochwasserscheitelabflüssen bestimmter Größe bildet. Die Güte dieser Umsetzung ist von einer Fülle von Faktoren abhängig, z. B. von der Anzahl und dem Messbereich der ausgeführten Durchflussmessungen, von der exakten Erfassung von Sohl-, Pegelnullpunkts- und Profiländerungen im Messstellenbereich, von Einflüssen wie Verkrautung, Bewuchs und Vereisung und nicht zuletzt vom Geschick und von der Erfahrung des Bearbeiters. Es ist klar, dass die Qualität der Abflussbearbeitung direkten Einfluss auf die Qualität des Hochwasserkollektives hat und somit die Güte der daraus abgeleiteten Bemessungswerte beeinflusst. Wissenschaftlich fundierte Aussagen über diesen Zusammenhang stehen noch aus. Es ist daher dringend notwendig, vor einer statistischen Analyse die Grunddaten sorgfältig zu untersuchen, um die Fehler zu minimieren. In diesem Leitfaden werden dazu einige Hinweise gegeben. Fehler, die sich aus falschen Grunddaten ergeben, können durchaus die Größenordnung der statistischen Vertrauensbereiche erreichen oder überschreiten.

Trotz sorgfältiger Überprüfung bleibt eine gewisse Unsicherheit bei jeder statistischen Aussage auf Grund der Unsicherheit der Ausgangdaten bestehen, auch wenn sie nicht mathema-

tisch formuliert werden kann. Diese Unsicherheit sollte Anlass sein, starre Regelungen für Bemessungswerte, die an Jährlichkeiten gebunden sind, zu überdenken.

Selbst bei fehlerfreien Durchflusswerten sind weitere Quellen der Unsicherheit nicht zu beseitigen: Der stochastische Charakter der Hochwasserentstehung bringt es mit sich, dass aus den beobachteten Stichproben nur auf dem Weg einer Schätzung die Parameter der Verteilungsfunktion ermittelt werden können. Der beschränkte Datenumfang der Stichprobe und die natürliche Variabilität des Vorganges, von dessen Verhalten die Stichprobe ja nur eine Momentaufnahme ist, bringen eine weitere Unsicherheit mit sich, die in der Angabe der Größe des T_n -jährlichen Hochwassers allein und ohne die zugehörigen Vertrauensbereiche nicht zum Ausdruck kommt. Sehr wesentliche Bedeutung kommt der Repräsentativität des Datenkollektivs zu: Repräsentiert die Stichprobe die Gesamtheit?

Grundsätzlich ist im Zuge von Hochwasseranalysen und bei der Ermittlung von Hochwasserkennwerten die Anwendung von verschiedenen Verfahren möglich bzw. sogar sinnvoll. Es gibt kein Einheitsverfahren, das für sämtliche Flussgebiete gelten könnte. Dazu sind die hydrologischen Verhältnisse und Datengrundlagen in den einzelnen Flussgebieten zu unterschiedlich.

Statistische Verfahren liefern ein breites Spektrum an Ergebnissen. Je nach Wahl der Verteilung und Wahl des Konfidenzbereiches erhält man für eine bestimmte Jährlichkeit unterschiedliche Ergebnisse.

Die Festlegung des Erwartungswertes z. B. von $HQ(T_n)$ erfordert letztendlich neben der rein statistischen Analyse auch die Berücksichtigung zusätzlicher, hydrologisch relevanter Informationen.

Regionalisierungsverfahren sollten grundsätzlich auf statistischen Grundlagen aufbauen (z. B. Regionalisierung statistischer Auswertungen von Hochwasserkollektiven). In Ergänzung können bzw. sollten im Bedarfsfall Niederschlag-Abfluss-Modelle/Flussgebietsmodelle und empirische Erfahrungswerte hinzugezogen werden.

2 Grundlagen

2.1 Definition „Hochwasser“

Laut ÖNORM B2400 versteht man unter einem Hochwasser einen „Wasserstand oder Abfluss, der eine zu bestimmende Grenze – im Allgemeinen das niederste (kleinste) Jahreshochwasser – überschreitet. Dieser Grenzwert wird aus den Wasserstands- bzw. Durchflusswerten oder den örtlichen topographischen Gegebenheiten bestimmt. In der hydrographischen Statistik auch Bezeichnung für den Scheitelwert einer Hochwasserganglinie“.

Beschreibung des $HQ(T_n)$ (= T_n -jährliches Hochwasser) gemäß ÖNORM B 2400: „In einer unendlich langen gedachten Reihe von Beobachtungsjahren wird das T_n -jährliche Hochwasser im Durchschnitt alle T_n Jahre erreicht oder überschritten. Aus dieser Angabe ist der Zeitpunkt, wann dieses Ereignis eintritt, nicht bestimmbar.“

z. B. HQ_{100} , HQ_{30} , etc.

2.2 Hochwasserentstehung und Hochwassertypen

2.2.1 Häufige Ursachen für Hochwasser

- Niederschlagsereignisse (Starkregen)
- Schneeschmelze
- Eisstoß (meist in Kombination mit Niederschlag oder Schneeschmelze)
- Starker Grundwasserzuström als Folge von Grundwasserhochständen
- Übertritte aus Nachbarflüssen
- Bruch von Staudämmen oder Staumauern, Ausbruch natürlich aufgedämmter Seen
- Rückstau durch oder Aufbruch von Verklausungen

2.2.2 Faktoren, die einen Einfluss auf die Größe des Hochwasserdurchflusses haben

ereignisabhängige Faktoren

- Intensität, Dauer und Menge des Niederschlages
- räumliche Verteilung des Niederschlages
- Zugrichtung der Niederschlagsfront in Bezug zum Einzugsgebiet
- Höhe der Schneefallgrenze

- Schnee- und Gletscherschmelzrate
- aktuelle Infiltrationseigenschaften der Böden im Einzugsgebiet (abhängig von Bodenfeuchte, Verdichtungsgrad, Bodenfrost, Bodenbedeckung)
- Eiserscheinungen in Flüssen (während eines Eisstoßes)
- Bewirtschaftung von Rückhalteräumen (z. B. Rückhaltebecken, Stauseen) oder plötzliche Veränderung des vorgegebenen Rückhalteraaumes, z. B. durch Dammbrüche, Verklausungen oberhalb des betrachteten Profils
- beim Bruch von Dämmen und Staumauern: Größe der Bresche, zeitliche Entwicklung, Füllungsgrad vor dem Bruch
- usw.

ereignisunabhängige Faktoren

- Größe und Form des Einzugsgebietes
- Höhenlage
- Steilheit des Geländes, vorhandene Terrassierungen
- Dichte des Gewässernetzes
- Wellenablaufgeschwindigkeit im Fluss und in den Zubringern (abhängig von Gefälle, Rauigkeitseigenschaften)
- Verteilung der geologischen Randbedingungen und der Bodeneigenschaften im Einzugsgebiet
- Verteilung der Landnutzung (z. B.: Wald, versiegelte Flächen)
- Regulierungsgrad von Flüssen und damit zusammenhängend Hochwasserrückhalt in den Vorländern (Überschwemmungsgebiete)
- usw.

2.2.3 Faktoren, die einen Einfluss auf die Wasserstände bei Hochwasser im jeweiligen Profil haben

- die Durchflussmenge und somit alle Faktoren, die den Durchfluss in irgendeiner Form beeinflussen
- die hydraulischen Eigenschaften des Gerinnes im jeweiligen Profil und dessen Nahbereich (Querschnitt, Gefälle, Rauigkeit, Hindernisse im Profil, Einengungen unterhalb, etc.) sowie deren Veränderungen während eines Hochwassers, insbesondere Verklausung, Einengung durch Eisstau, Ablagerung von Geschiebe oder Schwebstoffen, Regulierung von beweglichen Wehren, Rückstau von einem Vorfluter (im Mündungsbereich)

2.3 Hochwasserkenngrößen

Folgende Kenngrößen sind für praktische Anwendungen von Nutzen und können statistischen Auswertungen unterzogen werden:

Tabelle 1: Hochwasserkenngrößen

<i>Kenngröße</i>	<i>Anwendungsbeispiele</i>
<i>Hochwasserstand</i> [cm, m]	Deiche, Dämme, Entlastungen, Warngrenzen
<i>Hochwasser-Scheitelabfluss</i> [m ³ /s]	Bemessungen aller Art
<i>Abflussfülle, Abflussfracht</i> [m ³]	Rückhaltebecken, Talsperren, Schöpfwerke
<i>Anstiegsgeschwindigkeit</i> [cm/h]	Alarmierung
<i>Hochwasser-Dauer</i> [h]	Standicherheit Deiche, Dämme
<i>Hochwasser-Ganglinie</i>	Steuerung von Rückhaltebecken und Talsperren
<i>Fließgeschwindigkeit</i> [m/s], <i>Schleppspannung</i> [N/m ²]	Planung
<i>Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Hochwasserwelle</i> [km/h]	Vorhersage, Alarmierung
<i>Abflussbeiwert</i>	Bemessung anhand von N-A-Modellen

Von diesen Kenngrößen werden in der Regel meist nur Hochwasser-Scheitelabflüsse ausgewertet, die auch relativ leicht auf benachbarte Profile bezogen werden können.

Bei Seen können die Wasserstände statistischen Analysen unterzogen werden.

2.4 Hochwasserabschätzung

Als Grundlage wasserwirtschaftlicher Projekte ist es notwendig, die Scheiteldurchflüsse für bestimmte Wiederkehrintervalle möglichst genau abzuschätzen. Darunter wird nicht nur die **Quantifizierung eines Spitzenabflusses** oder einer Abflussfracht verstanden, sondern nach Möglichkeit auch die Ausweisung des zugehörigen **Vertrauensintervalls** (siehe Abschnitt 3.11).

Wenn in den nachstehenden Kapiteln von der Ermittlung von Hochwasserkennwerten die Rede ist, so sind dabei i. d. R. **Erwartungswerte** gemeint. Unter Erwartungswerten sollen die nach dem gewählten Verfahren (statistisch, regionalisierend, etc.) ermittelten wahrscheinlichsten Kennwerte für das jeweilige Wiederkehrintervall verstanden werden.

Davon zu unterscheiden sind **Bemessungswerte** (siehe Abschnitt 2.6), welche z. B. Sicherheitszuschläge enthalten, oder auch unabhängig von statistischen Jährlichkeiten festgelegt werden können.

Die bei der Hochwasserabschätzung auftretenden Schwierigkeiten ergeben sich aus folgenden Gesichtspunkten:

2.5 Datenproblem

Die Ermittlung der Durchflüsse an einem Gewässerabschnitt erfordert eine möglichst kontinuierliche Wasserstandsaufzeichnung an Pegeln, die jedoch mit Messunsicherheiten (Wellenschlag, Gerätefehler etc.) behaftet ist. Da eine direkte Erfassung des Durchflusses nicht möglich ist, wird aus dem Wasserstand mit Hilfe einer Wasserstands-Durchflussbeziehung der Durchflusswert ermittelt. Diese Beziehung beschreibt die hydraulische Situation und gilt nur für den jeweiligen Durchflussquerschnitt. Sie kann nicht mit ausreichender Genauigkeit hydraulisch berechnet werden und wird daher aus den Durchflussmessungen (Einzelmessungen) ermittelt oder zumindest damit kalibriert. In Folge des seltenen Auftretens von großen Hochwasserabflüssen fehlen in der Regel für hohe Durchflusswerte Messungen. Man extrapoliert daher den Pegelschlüssel, ohne den exakten Verlauf zu kennen. Erschwerend kommt hinzu, dass diese Beziehung bei instabiler Sohle auch zeitlich veränderlich ist. Es kann auch ein Fließwechsel von strömendem zu schießendem Abfluss auftreten.

Bei Messverfahren, welche die Fließgeschwindigkeiten direkt messen (Ultraschall, Radar), ist ebenfalls mit Messunsicherheiten zu rechnen, die sich bei der Ermittlung des Durchflusses auswirken.

Von vielen Gewässerabschnitten (abseits der Pegel) gibt es wenige bis keine Beobachtungsdaten. Für solche Bereiche können die Kennwerte nur durch Übertragung bzw. Regionalisierung aus beobachteten Stellen ermittelt werden (siehe Abschnitt 5).

2.5.1 Skalenproblem

Hochwasserkennwerte sind nicht ohne weiteres von größeren in kleinere Einzugsbiere und umgekehrt übertragbar.

meteorologische Ursachen

Je nach Größe des Einzugsgebietes können Niederschläge unterschiedlicher Entstehung maßgeblich für die Größe des Hochwassers sein:

- in größeren Einzugsgebieten sind meist lang anhaltende, großräumige Niederschläge mit geringerer Intensität oder auch Schneeschmelze für extreme Hochwasser ausschlaggebend.
- in kleineren Einzugsgebieten sind dagegen meist konvektive, d. h. kleinräumige Niederschläge mit hoher Intensität (Starkregen) für extreme Hochwasser verantwortlich.

hydrologisch-morphologische Einflussfaktoren

Mit kleiner werdender Einzugsgebietsgröße nimmt die Hochwasserabflusssspende in der Regel zu. Ursachen dafür sind z. B.

- gleichzeitige Überregnung des gesamten Einzugsgebietes mit höheren Intensitäten als bei großen Einzugsgebieten,
- meist zunehmender Anteil von Flächen mit hoher Abflussbildung,
- geringe Wellenverformung wegen kurzer Fließzeiten.

2.5.2 Extrapolationsproblem

Bei der Abschätzung der Hochwasserwahrscheinlichkeiten mittels Verteilungsfunktionen nehmen die Unsicherheiten bei Extrapolation über die Beobachtungsdauer hinaus deutlich zu (siehe Abschnitt 3.4).

Für wasserbauliche Bemessungsfragen sind aber gerade seltenere Ereignisse von Bedeutung. So ist z. B. die Hochwasserentlastungsanlage einer Talsperre auf ein Wiederkehrintervall von $T=5000$ Jahren auszulegen (siehe GUTKNECHT et al., Leitfaden zum Nachweis der Hochwassersicherheit von Talsperren, 2007), obwohl die dafür erforderliche Datengrundlage unzureichend ist.

2.5.3 Ausreißerproblem

Die Länge von Abflussbeobachtungen ist sehr unterschiedlich. Infolge des stochastischen Charakters der Hochwasserereignisse (der weitgehend unbekannt ist) ist das Auftreten seltener, d. h. großer Ereignisse innerhalb kurzer Reihen sehr zufällig. Dadurch ergibt sich bei der Einschätzung der Auftrittswahrscheinlichkeit im Beobachtungszeitraum ein sehr niedriges empirisches Wiederkehrintervall, das aber nicht dem tatsächlichen entspricht. Die Schwierigkeit liegt in der Zuordnung des Wiederkehrintervalls für den Ausreißer.

2.5.4 Regionalisierungsproblem

Die Übertragung von Kennwerten aus Pegelbeobachtungen in nicht beobachtete Gewässerabschnitte ist nicht immer direkt und in gleicher Qualität realisierbar. Grundsätzlich ist eine sehr gute Übertragbarkeit gegeben, wenn sehr ähnliche Einzugsgebiets- und hydro-klimatische Verhältnisse vorliegen. Das ist zum Beispiel der Fall, wenn die fragliche Gewässerstelle in der Nähe eines repräsentativen Pegels liegt, und wenn an diesem Pegel aussagekräftige Daten vorliegen.

Nicht aussagekräftige Pegeldata, wie zum Beispiel bedingt durch eine kurze Messreihe, das Fehlen von größeren Hochwasserereignissen etc. sind ebenfalls über Regionalisierungs- und Abgleichverfahren zu korrigieren oder zu verifizieren. Erst dann ist eine Übertragung der Pegeldata in unbeobachtete Einzugsgebiete sinnvoll.

Dazu sind verschiedene Verfahren und Aspekte unter Abschnitt 4 (Informationserweiterung) und Abschnitt 5 (Regionale Hochwasserabschätzung) angeführt.

Im Regelfall werden statistische Erwartungswerte regionalisiert. Die direkte Regionalisierung der dazugehörigen statistischen Vertrauensbereiche (Konfidenzbereiche) ist nur in Pegelnähe möglich. In unbeobachteten Gebieten abseits von Pegeln ist die Regionalisierung des Vertrauensbereichs nur mehr als indirekte Abschätzung möglich. Ein direkter Bezug zur Statistik ist nicht mehr vorhanden.

2.6 Bemessungshochwasser

Bemessungshochwasser: Hochwasser, das einer Schutzmaßnahme mit einem definierten Schutzgrad zugrunde gelegt wird.

Bei Hochwasserschutzprojekten müssen Hydrographie und Wasserbau eng zusammenarbeiten. Die Festlegung des Bemessungshochwassers läuft in mehreren Schritten ab:

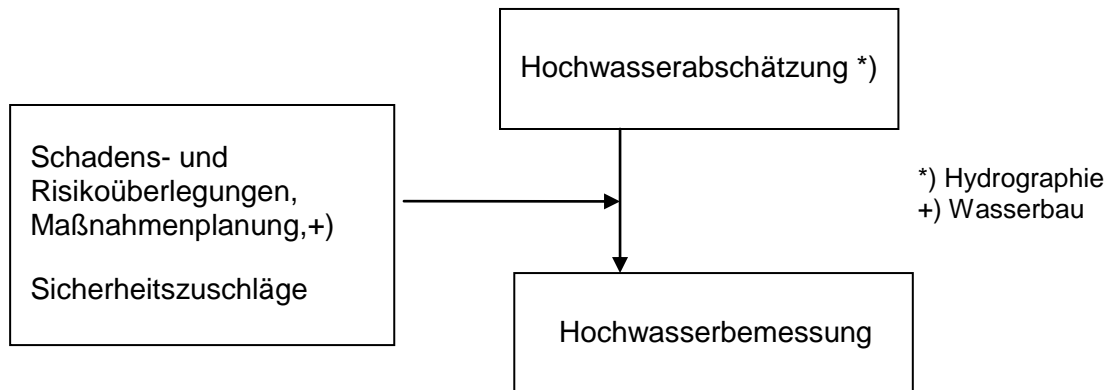


Abbildung 1: Rolle der Hydrographie und des Wasserbaues bei der Hochwasserbemessung

Die früher übliche Methode, den Wasserstand bzw. Abfluss anhand des bisher höchsten bekannten Hochwassers mit einem eventuellen Sicherheitszuschlag anzusetzen, wird nicht mehr verwendet, weil dabei das Sicherheitsmaß bzw. das (Rest)Risiko nicht erkennbar ist.

Derzeit wird für die **Festlegung des Bemessungshochwassers** von der statistischen Auftretswahrscheinlichkeit eines bestimmten Hochwasserereignisses bzw. von der statistischen Wiederholungszeitspanne (Jährlichkeiten) ausgegangen. Die Festlegung des Bemessungshochwassers unter Zugrundelegung bestimmter Jährlichkeiten (HQ_{30} , HQ_{50} , HQ_{100} etc.) stellt aus hydraulisch-hydrologischer Sicht eine willkürliche Vorgangsweise dar. Generell sind die Schutzbedürftigkeit des eingedämmten Bereichs (Leben und Gesundheit der Menschen, Sachwerte u. ä.), die Kosten der Maßnahmen sowie die Beeinflussung von Natur und Landschaft als Grundlage für die Wahl der Jährlichkeit entscheidend. Im Flussbau hat sich für den Schutz von Siedlungsgebieten die Festlegung auf ein HQ_{100} (Hochwasserdurchfluss mit einem Wiederkehrintervall von 100 Jahren, Auftretswahrscheinlichkeit $n=0,01$) etabliert.

2.7 Verfahrensschritte in der Praxis - Hochwasserabschätzung und Bemessungshochwasser

Zur Hochwasserabschätzung sind je nach Datenbasis verschiedene Verfahren zulässig. Stehen im Gebiet repräsentative Durchflussbeobachtungen zur Verfügung, kommt ein **extremwertstatistisches Verfahren** zur Anwendung, das zur Festlegung von Hochwasserkennwerten meist ausreichend ist (lokale Statistik).

Methoden der Regionalisierung dienen dazu, für Gebiete ohne Durchflussbeobachtungen Hochwasserkenngrößen zu bestimmen und für beobachtete Gebiete die aus den Pegeldaten ermittelten Werte zu verbessern (regionale Statistik).

Letztendlich fließen in der Praxis zumeist auch noch diverse Gutachten und Erfahrungen in die Festlegung der hydrologischen Hochwasserkennwerte mit ein.

Ausgehend von diesen hydrologischen Kennwerten erfolgt die Festlegung des Bemessungshochwassers im Zuge der Projekterstellung unter Berücksichtigung anderer, nicht unbedingt hydrologischer Kriterien (Sicherheitsaspekte, prozessabhängige, politische und wirtschaftliche Überlegungen, etc.).

Zur einheitlichen Betrachtungsweise der einzelnen Schritte werden daher die folgenden Begriffe beschrieben:

Lokale Statistik

Auswertung der Durchflüsse der Messstelle mittels hochwasserstatistischer Analyse. Bei der pegelbezogenen Auswertung ist die berechnete Verteilungsfunktion im Extrapolationsbereich durch die wenigen großen Hochwasserwerte besonders bei kurzer Beobachtungsdauer schlecht abgesichert. Je nach Datenreihe werden unterschiedliche statistische Verteilungen zur Anpassung an die Beobachtungen angewendet.

Regionale Statistik

Eine Verbesserung der lokalen Statistik lässt sich mit Hilfe regionaler Analysen erreichen. Dabei wird eine Verteilungsfunktion festgelegt, die für alle regionaltypischen Messstellen bzw. Einzugsgebiete gültig ist.

Anmerkung: Bei repräsentativen Kollektiven sind die Ergebnisse von lokaler und regionaler Statistik nahezu ident.

Regionalisierungsverfahren

Sind extremwertstatistische Verfahren nicht möglich bzw. nicht aussagekräftig, da zum Beispiel zu kurze Durchflussbeobachtungen oder überhaupt keine Messdaten vorliegen, so kommen Regionalisierungsverfahren zur Anwendung.

Unterstützend können Erkenntnisse aus Niederschlag-Abfluss-Modellen herangezogen werden.

Statistischer Erwartungswert

Mit Hilfe der lokalen bzw. regionalen Statistik wird der Erwartungswert ermittelt. Dabei handelt es sich um jenen Wert, der mit einer Wahrscheinlichkeit von 50% über- bzw. unterschritten werden kann („wahrscheinlichster Wert“).

Konfidenzintervall

Zur Bekanntgabe von statistisch ermittelten Hochwasserkennwerten wird die Wahl eines **80%-Vertrauensbereichs** empfohlen. Für Flussabschnitte mit vergleichbaren hydrologischen Charakteristiken zwischen Pegelmessstellen ist eine Übertragung des Vertrauensbereichs zulässig.

Anmerkung: Das Konfidenzintervall schließt einen Bereich um den geschätzten Wert ein, der – vereinfacht gesprochen – mit einer zuvor festgelegten Wahrscheinlichkeit (dem Konfidenzniveau) die wahre Lage des Parameters trifft.

Regionalisierter Erwartungswert

Die statistischen Erwartungswerte werden unter Zuhilfenahme von Regionalisierungsverfahren in unbeobachtete Gebiete übertragen.

Schwankungsbereich der Ergebnisse

Dies ist jener Bereich, innerhalb dessen die statistischen bzw. regionalisierten Erwartungswerte schwanken können. Dabei werden auch die Ergebnisse und Unsicherheiten verschiedener Methoden der Herleitung berücksichtigt.

Bemessungshochwasser

Hochwasserwert, der einer Schutzmaßnahme mit einem **definierten Schutzgrad** zugrunde gelegt wird. Dieser wird unter Angabe der Jährlichkeit, aufbauend auf den hydrologischen Kennwerten (Erwartungswert und Schwankungsbereich), prozessabhängig ermittelt und beinhaltet unter anderem die Festlegung von Zuschlägen für die Geschiebeführung, Treibholz oder Ähnlichem.

Siehe auch Tabelle 11: Schema – HW-Abschätzung / HW-Bemessung”.

Seltene Hochwasser

Als seltene Hochwasser werden solche mit einer Wiederkehrperiode zwischen 30 und 100 Jahren bezeichnet.

Geht man von der durchschnittlichen Länge der Abflussreihen in Österreich von 30 Stationsjahren aus, ist darin mit einer Wahrscheinlichkeit von rund 64 % mindestens ein seltenes Hochwasser der Jährlichkeit 30 enthalten (Die Wahrscheinlichkeit, dass ein HQ_{30} in 30 Jahren nicht erreicht wird, ist gleich 0,36. Das heißt, die Wahrscheinlichkeit, dass ein HQ_{30} in 30 Jahren erreicht bzw. überschritten wird, ist somit $1 - 0,36 = 0,64$; siehe auch Formel 3.6).

Außerordentliche Hochwasser

Außerordentliche (sehr seltene) Hochwasser haben eine Wiederkehrperiode von mehr als 100 Jahren.

Extremhochwasser

Das Extremhochwasser (EHQ) ist definiert als außerordentliches (sehr seltenes) Ereignis, das die Dimensionierungswerte (wesentlich) übersteigt. Die Festlegung dieses Ereignisses berücksichtigt zahlreiche Faktoren, die ihrerseits sehr variabel sind. Deshalb ist eine genaue Definition, wie auch die Angabe einer Wiederkehrperiode, nicht unbedingt notwendig und zweckmäßig.

2.8 Historische Hochwasser

Die Definition historischer Hochwasser kann aus zwei unterschiedlichen Blickwinkeln erfolgen. Entweder wird mittels der kontinuierlich beobachteten Messreihen (systematische Messungen) argumentiert oder die Festlegung stützt sich auf die Größe der Ereignisse, und das historische Hochwasser wird mit Hilfe von Wiederkehrperioden definiert.

Basierend auf den vorhandenen Messreihen beschreibt STEDINGER (1987) die historischen Hochwasser wie folgt: „*Records of historical floods – floods that occurred before the beginning of systematic streamflow gauging*”. Nach dieser Definition wären historische Hochwasser solche, die vor der systematischen Erfassung der Abflüsse abgelaufen sind. Das würde heißen, dass für jede Pegelstation individuelle Zeitspannen für die Definition der historischen Hochwasser herangezogen werden müssten. Es könnte einerseits der Fall eintreten, dass ein Hochwasser mit einer Jährlichkeit von 30 Jahren schon ein historisches Ereignis ist. Andererseits würde dies z. B. für einige Pegelstationen an der Donau mit langer Beobachtungsdauer bedeuten, dass erst ein vor rund 200 Jahren abgelaufenes Hochwasser als historisches Ereignis bezeichnet würde.

Die zweite mögliche Definition der historischen Hochwasser legt die **Außergewöhnlichkeit** der Ereignisse zu Grunde. Im Nachfolgenden wird als historisches Hochwasser ein solches bezeichnet, das **sehr selten** und mit einer Wiederkehrperiode von 100 und mehr Jahren auftritt.

In Österreich wurden überschlägig 18000 Stationsjahre (600 Stationen * 30 Jahre) beobachtet und somit sind in diesen Messreihen nach der Wahrscheinlichkeitsstatistik ca. 180 Hochwasser mit einer Jährlichkeit ≥ 100 enthalten. Für die Praxis bedeutet dies, dass in den Messreihen nicht genügend historische Hochwasser enthalten sind, um Extrapolationen von „historischen Dimensionen“ (größer 100 Jahren) machen zu können. Daher sind Hochwasser, von denen nur verbale oder schriftliche Berichte vorliegen, in die Analyse zu integrieren. Diese enthalten die notwendigen Informationen zur Abschätzung von Spitzenwerten mit Wiederkehrperioden im Bereich von 100 Jahren und mehr.

Die historischen Zusatzinformationen unterliegen meist folgender **Zensurierung**:

- Zum einen liegt nur eine Folge unsystematischer, meist vereinzelter und durch lange Zeiträume getrennte Hochwasserbeobachtungen vor.
- Zum andern ist das Ausmaß der Ereignisse selten genau bestimmbar, meist kann nur eine untere Grenze, etwa auf Grund von Schadensberichten, angegeben werden.

2.9 Hochwassermarken

Hochwassermarken sind Zeugen von abgelaufenen Hochwassern. Sie können unter Umständen zur Quantifizierung der historischen Hochwasserscheitel verwendet werden.



Abbildung 2: Hochwassermarken des Inn in Innsbruck / Johanneskirche

Oft dient es der Sache schon wesentlich, wenn die Häufigkeit der extremen Hochwasser an einem Gewässer bestimmt werden kann. Besteht die Möglichkeit, eine Einordnung nach den angerichteten Schäden zu machen, kann mit entsprechendem Fachwissen (Historiker) eine

Aussage zur Wiederkehrperiode erfolgen. Sind an einer Brücke oder an einer Hausmauer Hochwassermarken zu finden, ist die Einordnung der Ereignisse einfacher. Es sollte jedoch geklärt werden, welchen Veränderungen das Gerinne in Laufe der Zeit unterworfen war (Regulierungen, Sohleintiefung, etc.). Daraus kann sich eventuell eine neue Rangfolge der Hochwasserereignisse ergeben.

Meist ist das Aufspüren von Hochwassermarken mit langwierigen Archivarbeiten verbunden, doch ist der Gewinn für die Extrapolation hoch und wird häufig unterschätzt. Erfahrungsgemäß stehen aber in gering besiedelten Einzugsbieten (Gebirgsregionen) keine diesbezüglichen Informationen zur Verfügung.

Tabelle 2: Möglicher Ablauf bei der Suche in Archiven

<i>Institution</i>	<i>hierarchische Ebene</i>	<i>Art der Quelle</i>
<i>Bibliotheken</i>	Landesbibliotheken, Stadtbibliotheken, Klöster	Historische Bücher, Zeitungen, Annalen hist. naturw. Gesellschaften, Vorträge, Aufsätze
<i>Archive</i>	Stadt- und Gemeindefarchive, Landesarchive, Klöster	Handschriftliche Chroniken, Berichte, Protokolle, Zeichnungen, Pläne
<i>Behörden/Ämter</i>	Ämter d. Landesregierungen Bauämter	Neue bis historische Berichte, Studien, Projekte, Pläne, Fotos
<i>Anrainer</i>	ältere Einwohner, Pegelbeobachter	Persönliche Erinnerungen, Notizen
<i>Stumme Zeugen</i>	ufernahe Bauten (Brücken, Gebäude)	In Stein gemeißelte Marken

Die Tabelle 2 gibt eine Übersicht zur möglichen Vorgehensweise bei der Suche nach Hochwassermarken bzw. -spuren. Die Reihenfolge, – Bibliothek, Archiv, Bauämter und zuletzt Anrainerbefragung –, kann gewählt werden und führt in der Regel auch zum Ziel.

3 Statistische Analysen und Auswerteverfahren

3.1 Datengewinnung

3.1.1 Prüfung der Grunddaten

Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Grunddaten für eine extremwertstatistische Ermittlung von Hochwasserkennwerten mit Fehlern behaftet sind. Unter Umständen kann es notwendig werden, bestehende Kollektive zu korrigieren und auch bereits verwendete Hochwasserkennwerte anzupassen.

3.1.2 Ungenauigkeiten in den Wasserstandsdaten

Bei der Erfassung des Wasserstandes können folgende Probleme auftreten:

- Ablesefehler bzw. Fehler bei der Aufzeichnung der Daten,
- Datenlücken bei Ausfall oder Zerstörung im Hochwasserfall und Rekonstruktion anhand von Anschlaglinien,
- Bei zu geringer zeitlichen Auflösung der Beobachtungen (speziell bei reiner Lattenpegelbeobachtung) wird die wahre Hochwasserspitze nicht immer erfasst. Es kommt zu einer systematischen Unterschätzung des jeweiligen Hochwasserdurchflusses.

3.1.3 Plausibilität der Durchflussangaben

In der Regel liegen für eine Hochwasserwahrscheinlichkeitsuntersuchung bereits Beobachtungsreihen von Hochwasserdurchflüssen vor, die routinemäßig mit Hilfe von vorhandenen Pegelschlüsseln ermittelt wurden. Bei der außerordentlich großen Zahl an Messstellen, die der Hydrographische Dienst zu betreuen hat, ist verständlich, dass speziell bei Gewässern mit kleinen Einzugsgebieten auch eine sorgfältige Prüfung nicht in jedem Fall fehlerfreie Werte garantiert.

Insbesondere im Verlauf von extremen Ereignissen kann es zur Beeinträchtigung der Messstelle kommen und der Wasserstand muss mit Hilfe von Hochwasserspuren und Marken rekonstruiert werden. Die Ermittlung des Durchflusses ist in solchen Fällen ebenfalls nur mit einer großen Unsicherheit anzugeben. Auch sind die am Pegel nicht erfassten Durchflussmengen (Ausuferungen bzw. Umläufigkeiten) nur schwer quantifizierbar.

Mit Hilfe von Doppelsummenanalysen der Scheitelabflussspenden zwischen dem untersuchten Pegel und seinen eventuell vorhandenen Ober- und Unterliegerpegeln bzw. Pegeln in

Nachbargebieten kann man Unstimmigkeiten auf die Spur kommen. Dabei müssen bei dieser Analyse an allen Pegelstellen dieselben Ereignisse berücksichtigt werden, wobei auch die Niederschlagsverteilung von Interesse ist. Lokale Extremniederschläge können in kleinen Einzugsgebieten zu hohen Scheitelabflüssen führen, sodass der Spendenvergleich mit benachbarten Gewässern nicht unbedingt aufschlussreich sein muss.

3.1.4 Plausibilität der Pegelschlüssel (W-Q-Beziehung)

Besteht auf Grund der hydrologischen Plausibilitätsuntersuchung der großen Hochwasser an der untersuchten Messstelle der Verdacht, dass die Durchflussangaben unter Umständen nicht stimmen können, so muss die Schlüsselkurve überprüft und gegebenenfalls verbessert werden.

Treten Zweifel an der Richtigkeit einer Schlüsselkurve auf, so ist auch zu prüfen, ob ihre Form mit dem wirksamen Durchflussquerschnitt zusammenpasst. Kennt man die Profilgeometrie an der Messstelle und somit die Abhängigkeit der Querschnittsfläche vom gemessenen Wasserstand, so kann die Form des Pegelschlüssel überprüft werden: Plausibel ist, dass mit steigendem Wasserstand auch die mittlere Fließgeschwindigkeit zunimmt. Allerdings ist der Zuwachs nicht linear, d. h. die Geschwindigkeitskurve ist konvex (siehe Abbildung 3, Verlauf der Kurve a).

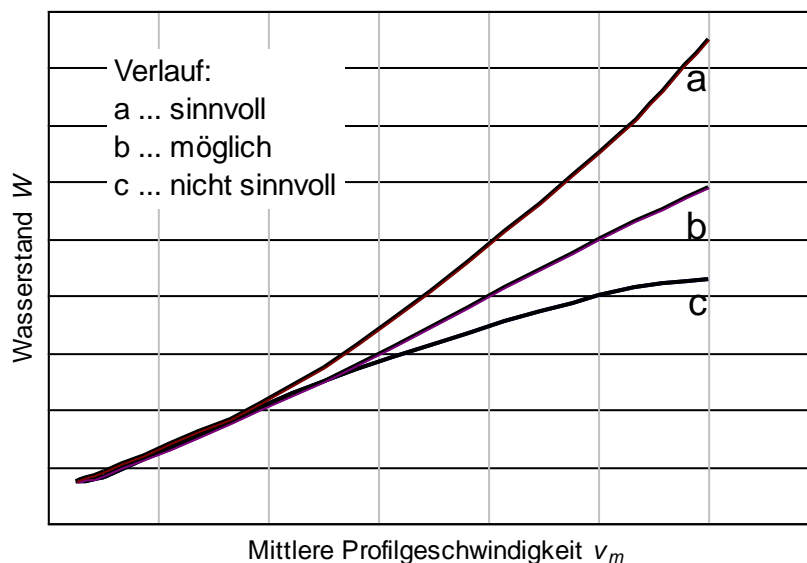


Abbildung 3: Abhängigkeit der mittleren Geschwindigkeit v_m vom Wasserstand W bei gleichem Fließzustand (z. B. „Strömen“)

Es wird auch empfohlen, die bei den Durchflussmessungen erhobenen Werte (z. B. F , v_m , v_{0max} , $k \cdot \sqrt{i}$) für den durchflossenen Querschnitt gegen den Wasserstand aufzutragen. Streuen diese Werte sehr stark um die Ausgleichslinie, so deutet dies auf Sohlinstabilitäten bzw. Querschnittsveränderungen hin.

Für den höheren W/Q Bereich ist es sinnvoll neben der Extrapolation von Abflussmessungen hydraulische Verfahren zur Ermittlung der Schlüsselkurve heranzuziehen. Durch diese Verfahren sind eventuell vorkommende Fließwechsel leichter erkennbar. Ebenso ist der Einfluss

von Vorlandabflüssen (Bermenprofile) mit diesen Methoden besser erfassbar, wenn Abflussmessungen fehlen.

Eine Eichung bzw. Umrechnung der Wasserstands-Durchflussbeziehung bei sehr großen Hochwassern ist auch durch Messung der Oberflächengeschwindigkeit v_o (z. B. mit Radar) und Aufstellung der Beziehung von v_{o-m}/v_m möglich. In diesem Fall wird v_{o-m}/v_m aus Messungen extrapoliert.

Für eine detaillierte Untersuchung ist eine möglichst genaue Kenntnis des Einzugsgebiets und des Pegelprofils von Vorteil. Eine Begehung sollte auch dazu genutzt werden, zu klären, ob die Messstelle bei Hochwasser umströmt wird. Gegebenenfalls sind Gelände- und Profilaufnahmen durchzuführen. In vielen Fällen können auch bestehende Abflussuntersuchungen wertvolle Hinweise liefern.

3.1.5 Korrektur von Pegelschlüsseln

Auf keinen Fall dürfen falsch verstandene Sicherheitsüberlegungen – Abflusskurven „auf der sicheren Seite“ – in die Grunddaten eingebaut werden. Abbildung 4 zeigt einen Pegelschlüssel unverändert und verändert in Richtung einer Überschätzung der Hochwasserabflüsse. Wird das vorhandene Hochwasserkollektiv einmal mit der unveränderten und einmal mit der überschätzenden Abflusskurve in Durchflüsse umgesetzt, ist zu erkennen, dass die Überschätzung im Datenkollektiv zu einer Überschätzung des HQ_{100} führt.

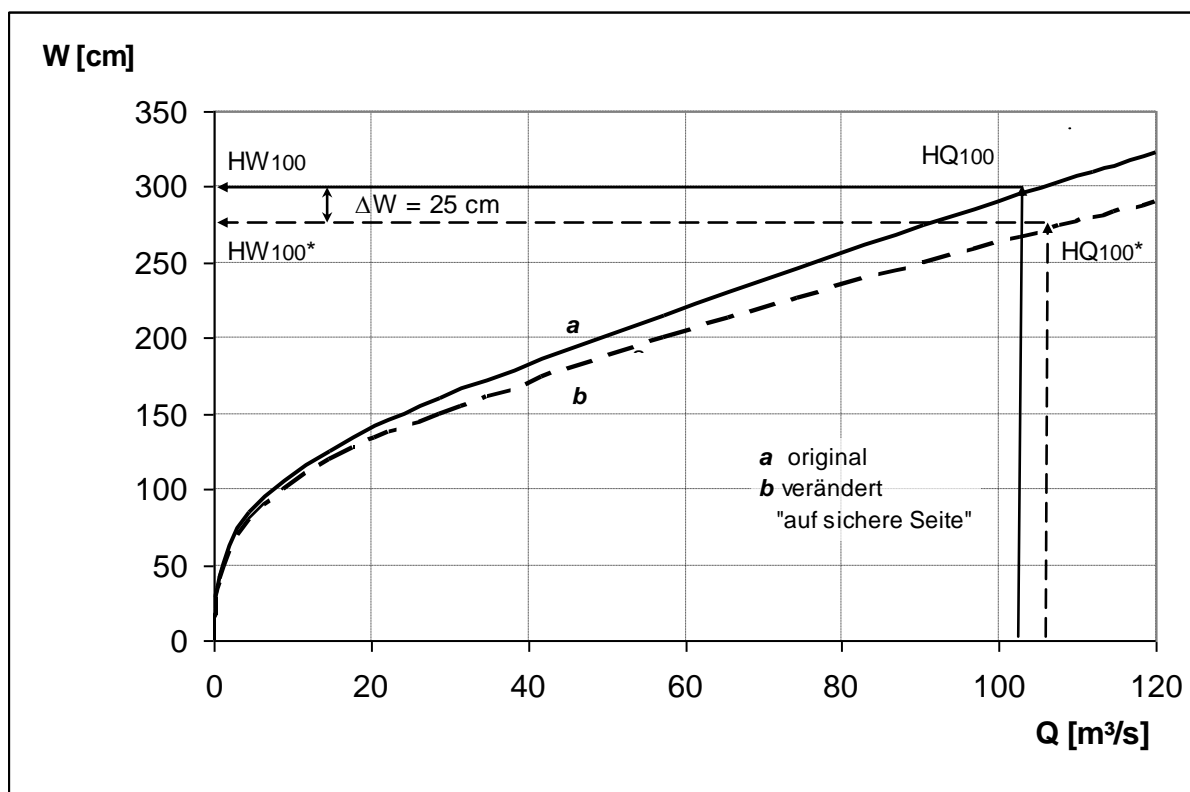


Abbildung 4: Veränderung des Pegelschlüssels „auf die sichere Seite“; Auswirkung der Veränderung auf das Ergebnis einer Hochwasserwahrscheinlichkeitsuntersuchung

Setzt man nun die HQ_{100} -Durchflüsse mit den zugehörigen Abflusskurven in HW_{100} -Wasserstände um, so zeigt sich, dass der kleinere „ HQ_{100} -Durchfluss“ einen deutlich höheren Was-

serstand ergibt als der scheinbar auf der sicheren Seite hin veränderte. Der „sichere“ Pegelschlüssel entpuppt sich als eine gefährliche Überschätzung der Abflussfähigkeit des Gerinnes.

3.1.6 Genauigkeit der Abflusserfassung

In stabilen Gerinnen mit optimalen Fließbedingungen und geringer Feststoffführung können die Hochwasserabflüsse mit relativ hoher Genauigkeit gemessen werden (ca. $\pm 5\%$). Leider findet man solche optimalen Bedingungen wegen der oft steilen Gerinne mit starkem Feststofftransport, der hohen Herstellungskosten künstlicher Gerinne, der wasserbaulichen Einschränkungen und Umweltschutzüberlegungen nur bei wenigen Messstationen. Bei den meisten Pegelstationen sind genaue Hochwassermessungen wegen der großen Fließgeschwindigkeiten, dem Feststoff- und Geschiebetransport, der Bettveränderungen, der schnell wechselnden Wasserstände usw. schwierig.

Die Qualität der Hochwassermessungen wurde zwar gegenüber früher durch den Einsatz neuer Technologien erhöht, doch sind sie immer noch ungenauer als die Messungen im Mittelwasserbereich. Zu beachten ist auch, dass die Wasserstands-Durchfluss-Beziehung bei vielen Stationen in die hohen Abflussbereiche extrapoliert werden muss, da bei großen Fließgeschwindigkeiten und Geschiebetransport vielfach nicht mehr mit dem hydrometrischen Flügel gemessen werden kann.

Tabelle 3 zeigt eine Abschätzung des Einflusses von Messfehlern auf berechnete T_n -Jährlichkeiten von Hochwasserereignissen. Bei einer Überschätzung des Abflusses von 40% berechnet man statt einem HQ_{100} ungefähr ein HQ_{1000} .

Tabelle 3: Einfluss von Abflussfehlern auf die tatsächliche T_n -Jährlichkeit von berechneten $HQ(T_n)$ Werten (LINSLEY, 1986)

Q-Fehler [%]	Tatsächlicher Wert T_n [Jahre] für		
	HQ_{10} berechnet	HQ_{50} berechnet	HQ_{100} berechnet
+40	52	520	1000+
+30	34	325	670
+20	24	120	240
+10	19	95	190
0	10	50	100
-10	7	23	30
-20	5	15	25
-30	3	9	13
-40	2	5	7

3.1.7 Untersuchung der Sohlstabilität

Üblicherweise wird eine Stabilitätsuntersuchung so durchgeführt, dass eine Grafik des Mittel- und Niederwassers erstellt wird (siehe Abbildung 5). Aus dem Ansteigen bzw. Sinken dieser Ganglinien wird auf Anlandungen bzw. Eintiefungen geschlossen. Diese Vorgangsweise kann sich als zu grob erweisen: Sohländerungen können auch innerhalb eines Jahres rasch auftreten und wieder verschwinden und das in Ausmaßen, die sich auf die Spiegellagen der Hochwasserdurchflüsse auswirken.

Es ist daher sinnvoll, zusätzlich den Verlauf der mittlern und tiefsten Sohlage aus den Durchflussmessungen einzutragen, um die tatsächliche Sohlstabilität besser verfolgen zu können.

Je nach Profilform wirken sich Eintiefungen und Anlandungen mehr oder weniger stark auf die Spiegellage bei Hochwasser aus. Bei einer Umgestaltung des Profils sollte der Einfluss der Änderung der Rauigkeit, des Gefälles, der Sohlbreite und Sohlage sowie der Böschungsneigung auf den Pegelschlüssel untersucht werden.

Eine rein schematische Vorgangsweise, bei der eine Parallelverschiebung des alten Pegelschlüssels erfolgt, entspricht zumeist nicht der Realität und ist daher bei Neufestlegungen von Pegelschlüsseln zu hinterfragen.

3.1.8 Prüfung durch Bilanzierung

Die Bilanzierung von Durchflussganglinien benachbarter Pegelstationen im selben Einzugsgebiet lässt – unter Berücksichtigung von Zuflüssen aus Zwischeneinzugsgebieten – einen guten Rückschluss auf die Qualität der Durchflussangaben zu und ermöglicht auch das Auffinden von Fehlern und deren Korrektur.

Dieses Verfahren wird seit 1976 beim Hydrographischen Dienst in Österreich standardmäßig angewandt.

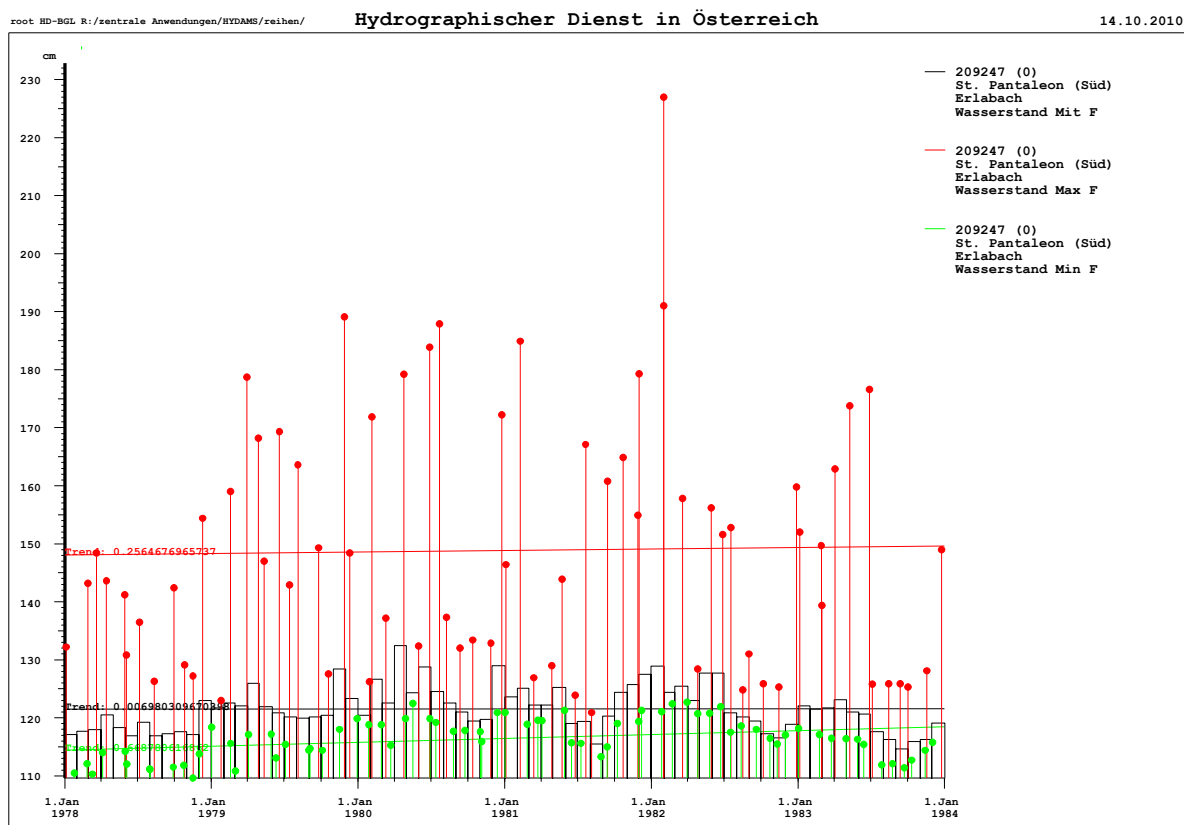


Abbildung 5: Stabilitätsuntersuchung (grün: NW_{Monats} , rot: HW_{Monats} , schwarz: MW_{Monat})

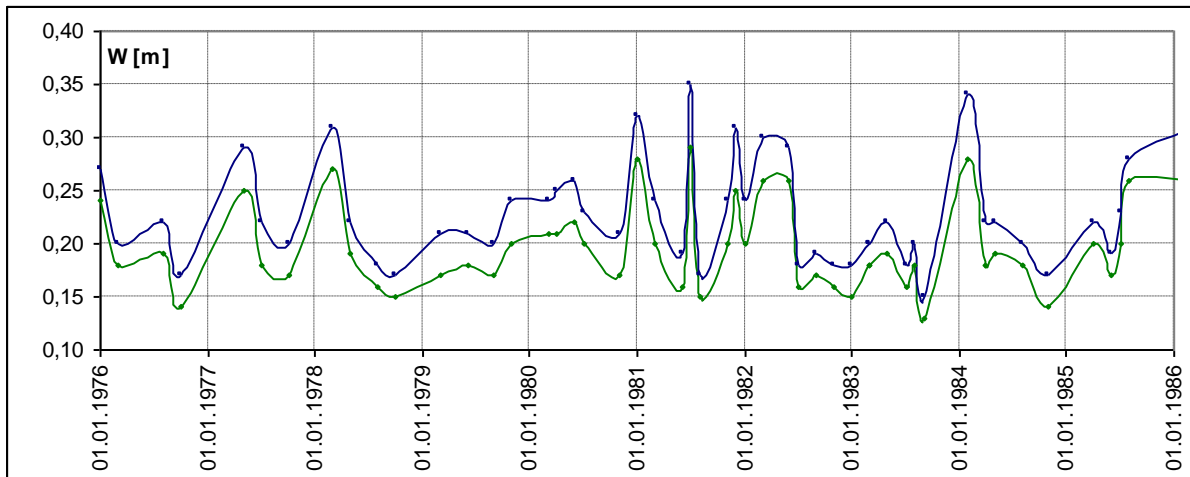


Abbildung 6: Sohlagen aus den Abflussmessungen (blau: mittlere $W-t_m$, grün: tiefste $W-t_{max}$)

3.2 Stichprobe und ihre Fehler

Bei der statistischen Analyse von Hochwasserabflüssen wird davon ausgegangen, dass die verwendete Stichprobe

- frei von **Fehlern** in den Datengrundlagen ist
- nur voneinander unabhängige Elemente enthält (**Unabhängigkeit**),
- nicht durch Veränderungen im Gebiet oder am Gewässer beeinflusst ist (**Homogenität**),
- das langfristige Abflussverhalten wiedergibt (**Repräsentativität**).

3.2.1 Fehlerfreiheit (Konsistenz)

Die Prüfung der verwendeten Datenreihen auf **Konsistenz** bedeutet die Identifikation und Entfernung bzw. Korrektur von fehlerhaften Messwerten. Bei der Wasserstandsmessung in Fließgewässern sind z. B. Ablesefehler, Eisstau im Bereich des Pegels, die Verlegung der Messstelle oder die Veränderung des Messquerschnittes mögliche Fehlerquellen.

3.2.2 Unabhängigkeit

Von großer Bedeutung bei der Zusammenstellung der Datenreihe (Stichprobe) ist, dass die einzelnen Messwerte die Forderung der **Unabhängigkeit** erfüllen. Dies wird häufig durch die Verwendung jährlicher Serien als Stichprobe erreicht. Wird als Stichprobe eine partielle Serie verwendet, ist eine Prüfung der Unabhängigkeit notwendig (siehe Abbildung 7).

3.2.3 Homogenität

Weiterhin müssen die verwendeten Datenreihen das Kriterium der **Homogenität** erfüllen, d. h. die Messwerte dürfen nicht wesentlich durch anthropogene oder natürliche Veränderung im Gewässer oder Einzugsgebiet während des Auswertungszeitraumes gestört sein. Dieses Kriterium ist oft nicht erfüllt. Inhomogenitäten dürfen aber nur dann beseitigt werden, wenn sie nachweislich auf anthropogene Veränderungen des Hochwasserabflusses zurückzuführen

sind. Deswegen ist zunächst zu prüfen, ob z.B die Veränderung im Abflussverhalten durch einen Wechsel der Messgeräte und Messmethoden, durch Stationsverlegungen, allmähliche Erosion oder Anlandung des Gewässerquerschnittes vorgetäuscht wird. In beiden Fällen muss der Pegelschlüssel korrigiert und müssen die Scheitelabflüsse neu berechnet werden. Auch kann eine nicht repräsentative Beobachtungsperiode den Eindruck der Inhomogenität erwecken.

Bei anthropogenen Veränderungen muss zwischen sprunghaften und allmählichen Veränderungen unterschieden werden.

Sprunghafte Veränderungen, die unter Umständen direkt quantifiziert werden können, sind zum Beispiel:

- Überleitungen und Entnahmen
- HW-Rückhaltebecken
- Speicher

Zu den **allmählichen Veränderungen**, die in der Regel nur schwer zu quantifizieren sind, gehören:

- Eingriff in die Retentionseigenschaften
- Veränderungen der Abflussbereitschaft im Einzugsbiet durch Nutzungsänderungen

Bei der statistischen Analyse der Hochwasserabflüsse können beispielsweise drei Kategorien gebildet werden (SPREAFICO et al. 1986, 1988, 1991a):

Kategorie 1: Messstellen mit keiner bis geringer Beeinflussung des Abflussregimes

Das Abflussregime dieser Stationen hat sich während der Beobachtungsperiode kaum verändert. Die Hochwasserstatistik wird mit den Hochwasserwerten der gesamten Beobachtungsperiode durchgeführt.

Kategorie 2: Stationen mit mittlerer Beeinflussung des Abflussregimes

Es handelt sich hier um Stationen, in deren Einzugsgebiet während der Beobachtungsperiode anthropogene Veränderungen stattgefunden haben (Speicherausbauten, Zu- und Ableitungen, Gewässerausbauten, Abflussregulierung usw.). Oft können die Veränderungen nicht einem einzelnen Eingriff zugeordnet werden, sondern sie bestehen aus Überlagerungen von verschiedenen wasserwirtschaftlichen Maßnahmen. Diese Eingriffe können sich unterschiedlich auf die Abflüsse auswirken.

Entsprechend der Größe und der Art der Beeinflussung ist die geeignete Untersuchungsperiode für die Hochwasseranalysen festzulegen.

Kategorie 3: Stationen mit großer Beeinflussung des Abflussregimes

Bei dieser Kategorie handelt es sich hauptsächlich um Stationen, in deren Einzugsgebiet Speicherseen mit Zu- und Ableitungen oder Rückhaltebecken errichtet worden sind. Meist ist der Zeitpunkt des Eingriffes bekannt und die Untersuchungsperiode kann entsprechend dem Zeitpunkt und den Auswirkungen des Eingriffes festgelegt werden.

3.2.4 Repräsentativität

Darüber hinaus muss die Stichprobe **repräsentativ** sein, sowohl **zeitlich** (repräsentativer Beobachtungszeitraum) als auch **mengenmäßig** (bezogen auf den Talquerschnitt - Erfassung des gesamten Hochwasserdurchflusses). Dies ist z. B. dann nicht gegeben, falls die Datenreihe vorwiegend Perioden mit überdurchschnittlich großen oder unterdurchschnittlich kleinen Hochwasserereignissen umfasst. Dies betrifft sehr häufig kurze Reihen, aber u.U. auch längere Zeitreihen ohne größere Hochwasser bzw. ohne größere Hochwasserzyklen (sogenannte Katastrophenhochwasser oder Jahrhunderthochwasser), die die Grundgesamtheit nicht richtig wieder geben.

Abflussreihen, die in relativ hochwasserarmen Jahren beginnen und in hochwasserreichen Zeiten enden (oder auch umgekehrt), können einen (scheinbar) signifikanten Trend aufweisen, der jedoch auf das unterschiedliche Niederschlagsgeschehen im Einzugsgebiet zurückzuführen ist. Insoweit diese Niederschlagsereignisse aber als zufällig anzusehen sind, soll eine Trendbereinigung der Abflüsse in diesem Fall nicht durchgeführt werden.

3.3 Prüfung der Hochwasserkollektive

Konsistenz, Homogenität und Repräsentativität sind in der Praxis nicht immer sauber voneinander zu unterscheiden. Im Folgenden sind einige wichtige Methoden der Datenprüfung angeführt:

3.3.1 Prüfung durch Analyse der Datenreihe selbst

Inhomogenitäten können im einfachsten Fall entdeckt werden, indem statistische Parameter der Datenreihe für separate Zeitabschnitte berechnet und miteinander verglichen werden. z. B. Mittelwert (**Trendanalyse**) oder Varianz.

Die Homogenität der jährlichen Spitzenabflüsse kann mit verschiedenen statistischen Methoden untersucht werden. Beispielsweise mit dem *U-Test von Mann-Withney*, dem *Kruskal-Wallis-Test*, dem *Spearman rank correlation coefficient*, dem *Kendall rank correlation coefficient*, dem *Spearman rank order serial correlation coefficient* und dem *Rank order correlation test for trend*. Diese Tests liefern des Öfteren unterschiedliche Resultate.

Mittels **Sprunganalyse** kann festgestellt werden, ob sich zu einem bestimmten Zeitpunkt signifikante Änderungen im mittleren Verhalten des Hochwasserkollektivs ergeben.

3.3.2 Prüfung durch Vergleich der Datenreihe mit einer als homogen erkannten Reihe

Eine Möglichkeit der Homogenitätsprüfung besteht im Vergleich der **Verteilungsfunktion** der zu prüfenden Reihe mit der Verteilungsfunktion einer Datenreihe, die mit der ersten im Zusammenhang steht. So ist es möglich, die Verteilungsfunktionen der Hochwasserabflüsse benachbarter Messstellen miteinander zu vergleichen. Auch die Verteilungen verschiedener, jedoch kausal zusammenhängender Größen wie Niederschlag und Abfluss können miteinander verglichen werden.

Eine weitere Methode der Homogenitätsprüfung ist die **Doppelsummenanalyse**, mit der Inhomogenitäten nicht nur erkannt, sondern gegebenenfalls auch bereinigt werden können (siehe Abschnitt 3.1.1).

Wurden bei der Doppelsummenanalyse Inhomogenitäten festgestellt, kann entweder nur die unbeeinflusste Periode verwendet werden, oder es wird eine Korrektur der beeinflussten Daten vorgenommen. Hierfür werden die Werte der zu korrigierenden Reihe aus den Werten der als homogen erkannten Vergleichsreihe unter Zuhilfenahme des in der Doppelsummenanalyse berechneten Anstieges der Ausgleichsgeraden während der unbeeinflussten Periode ermittelt.

3.3.3 Test auf Ausreißer

Mit einem **Ausreißertest** kann die Frage beantwortet werden, ob einer oder wenige extreme Beobachtungswerte einer anderen Grundgesamtheit entstammen oder nicht (z. B. ein extremes Hochwasser in der Reihe der Jahreshöchstdurchflüsse). Für diesen hier behandelten Ausreißertest ist die Normalverteilung (NV) Voraussetzung. Bestehen Zweifel, sind die Werte zu transformieren. Meist genügt es, wenn mit den Logarithmen der Werte gerechnet wird. Die Nullhypothese (alle Beobachtungswerte entstammen einer Grundgesamtheit) wird verworfen, wenn

$$x_{Max} > \bar{x} + w(\alpha, n) \cdot s(x) \quad (3.1a)$$

gilt. Die Streuung $s(x)$ und der Mittelwert \bar{x} der (transformierten) Beobachtungsreihe sind zu berechnen, die Testgröße $w(\alpha, n)$ wird in Abhängigkeit von der Irrtumswahrscheinlichkeit α und der Anzahl der Beobachtungen n der nachstehenden Tabelle entnommen (bzw. den Tabellen in den Lehrbüchern der Statistik).

Tabelle 4: Kritische Werte $w(\alpha, n)$ für den Ausreißertest

Umfang n	Irrtumswahrscheinlichkeit		
	0,01	0,05	0,10
10	2,540	2,294	2,146
15	2,800	2,494	2,327
20	2,959	2,623	2,447
25	3,071	2,718	2,537
30	3,156	2,792	2,609
35	3,224	2,853	2,668
40	3,281	2,904	2,718
50	3,370	2,987	2,800
60	3,440	3,052	2,865
80	3,543	3,152	2,965
100	3,618	3,226	3,039

Die Hypothese kann auch auf Minima angewendet werden. Die Alternativhypothese lautet dann, dass der kleinste Beobachtungswert einer anderen Grundgesamtheit entstammt. Obige Gleichung wird damit zu

$$-x_{Min} > \bar{x} - w(\alpha, n) \cdot s(x) \quad (3.1b)$$

Als Ergebnis zeigt sich dann mit einer statistischen Sicherheit $S = (1 - \alpha)$ in %, ob ein Ausreißer in der Reihe vorliegt.

Gehören die Datenwerte nicht einer Normalverteilung an, muss die Auswahl der Grenzwerte für die Ausreißer vorsichtiger erfolgen. Nach einem Theorem von TSCHEBYSCHJEFF muss ein

Intervall von ± 4 Standardabweichungen verwendet werden, um sicherzustellen, dass zumindest 94% der Daten (einer beliebigen Verteilung) in dieses Intervall fallen. Diese grundsätzlichen Tests erfordern mindestens 10 Messwerte (besser: 25 oder mehr!) (NOBILIS et al., 2006).

Für sehr kurze Reihen von Hochwasserbeobachtungen ($n < 10$) kann überschlägig als Ausreißer ein Wert angesehen werden, der größer als das Dreifache des Medians der Beobachtungsreihe ist (MANIAK, 1988).

Gegebenenfalls ist der Ausreißer-Test mehrfach anzuwenden, wenn mehrere extreme Beobachtungswerte geprüft werden sollen.

Ursache für Ausreißer können außergewöhnliche hydrologische Vorgänge (z. B. Aufstau durch Lawinen, Muren, Ausbruch von Gletscherseen etc.) und Fremdeinwirkungen wie anthropogene Einflüsse sein. Nur durch Detailuntersuchungen kann geklärt werden, welche Ursachen dieser Ausreißer hat und wie weit diese wirksam sind. Bei anthropogen beeinflussten Ausreißern ist abzuwägen, inwieweit diese in Zukunft wiederkehren können, und dem entsprechend muss über eine Berücksichtigung entschieden werden.

Die Überprüfung der Daten kann eines der folgenden Ergebnisse haben:

- (1) Der verdächtige Messwert ist nachweislich infolge eines Mess-, Übertragungs-, Schreib-, Rechen- oder sonstigen Fehlers entstanden.
- (2) Es ist keine Ursache zu finden, warum der Wert so beträchtlich abweicht bzw. der Bearbeiter ist nicht in der Lage, die Herkunft der Daten exakt zu überprüfen (historische Daten).
- (3) Der Ausreißer ist nachweislich ein äußerst seltenes Ereignis.

Grundsätzlich muss versucht werden – unabhängig zu welchem Ergebnis die Datenprüfung führte – das Hochwasserkollektiv so zu verändern, dass der Einfluss des Ausreißers auf die Verteilung verringert wird. Hierfür stehen unterschiedliche Methoden zur Verfügung.

Beim „Winsorisieren“ der Stichprobe werden die Beobachtungen der Größe nach geordnet und der als Ausreißer verdächtige Wert wird reduziert. Die Datenkorrektur lässt sich beispielsweise mit der Ersetzung durch

- den Maximalwert (= Grenze HQ_{max}),
- den Nachbarwert (= nächste kleinere Wert) oder
- den Mittelwert der HQ -Werte

durchführen.

Dadurch wird der Stichprobenumfang nicht verändert. Das „Winsorisieren“ soll dann verwendet werden, wenn die Datenkontrolle zum zuvor definierten Ergebnis (3) gelangte. Auch im Fall (2) kann dieses Vorgehen empfohlen werden, nicht aber im Fall (1).

Beim so genannten „Censoring“ oder „Trimming“ der Stichprobe werden die Ausreißer aus der Stichprobe entfernt. Ein derartiges Stutzen der Stichprobe kann einseitig oder auch an beiden Verteilungsenden vorgenommen werden.

Bei einer groben Abschätzung der Jährlichkeit des Ausreißers ist es notwendig, dem Wert ein fiktives Wiederkehrintervall $n^* > n$ zuzuordnen; dies kann durch Vergleich mit Nachbarpegeln oder durch Auswertung historischer Hochwasser erfolgen (DVWK 1999 b).

3.4 Beobachtungsdauer - Extrapolationsbereich

Die Zuverlässigkeit der statistischen Berechnungen ist unter anderem stark abhängig vom Stichprobenumfang. Bei der Abschätzung der Hochwasserwahrscheinlichkeiten mittels Verteilungsfunktionen nehmen die Unsicherheiten bei Extrapolation über die Beobachtungsdauer hinaus deutlich zu.

Liegen längere Messreihen vor (z. B. länger als 30 Jahre), ist die Anwendung statistischer Verfahren mit den Jahreshöchstwerten des Abflusses angebracht. Wie lang eine Messreihe sein muss, damit ausreichend genaue Wahrscheinlichkeitsaussagen getroffen werden können, ist mathematisch kaum festzulegen, da ja die Grundgesamtheit oder wenigstens eine genügend lange homogene Messreihe nicht vorhanden ist. Bei kurzen Messreihen ist allenfalls die Verwendung partieller Reihen ins Auge zu fassen.

Tabelle 5: Erforderliche repräsentative Beobachtungsdauer für extremwertstatistische Analysen

<i>Beobachtungsdauer</i>	<i>Statistische Eignung</i>
<10 Jahre	nein
10 – 20 Jahre	schwach
20 – 30 Jahre	bedingt
> 30 Jahre	ja

Die statistische Eignung hängt aber nicht nur von der Länge der Beobachtungsreihe, sondern vielmehr von ihrer Repräsentativität ab.

Da die kontinuierliche Abflussermittlung an vielen Pegelstellen in Österreich erst seit 30 bis 40 Jahren erfolgt, ist eine Informationserweiterung (z. B. Regionalisierung, Ereignistypen, Einbeziehen historischer Ereignisse) bei der Abschätzung seltener Ereignisse anzustreben (siehe Abschnitt 4).

Bei der Durchführung einer Stabilitätsuntersuchung (siehe Abschnitt 3.1.7) ist es möglich, Wasserstandsbeobachtungen vor dem Ermittlungsbeginn von Abflüssen für eine Erweiterung des Hochwasserkollektivs zu nutzen. Dabei werden Hochwasserstände mit einem Pegelschlüssel aus jüngerer Zeit unter Berücksichtigung der Ergebnisse der Stabilitätsuntersuchung umgesetzt. Voraussetzung dafür ist, dass im betrachteten Zeitraum entweder nur geringe Sohl- und Profiländerungen eingetreten sind oder anhand von „historischen“ Durchflussmessungen eine Überprüfung der erforderlichen Wasserstandskorrektur möglich ist.

Lange Stichproben bringen aber nicht immer eine bessere Extrapolationsmöglichkeit und realistischere Verteilungen mit sich, da sich die Regimebedingungen und damit das Kollektivverhalten in langen Zeiträumen vielfach ändern.

Bei Anwendung von Regionalisierungsverfahren bzw. unter Einbindung von aussagekräftigen, repräsentativen Nachbarpegeln können auch kurze Beobachtungsreihen brauchbare Informationen liefern.

3.5 Häufigkeit von Hochwasserereignissen

3.5.1 Wahrscheinlichkeit - Jährlichkeit

Bei der univariaten statistischen Analyse unterscheidet man zwischen

$$\begin{aligned}
 P_{\bar{u}} &= P(X \geq x_1) && \textbf{Überschreitungswahrscheinlichkeit} \\
 &&& \text{(Wahrscheinlichkeit, dass der Wert } X \geq x_1 \text{ auftritt)} \\
 P_u &= P(X < x_2) && \textbf{Unterschreitungswahrscheinlichkeit} \\
 &&& \text{(Wahrscheinlichkeit, dass der Wert } X < x_2 \text{ auftritt)} \\
 P(x_1 < X < x_2) &= P_{u,x_1} - P_{\bar{u},x_1} && \textbf{Eintrittswahrscheinlichkeit} \\
 &&& \text{(Wahrscheinlichkeit, dass der Wert } X \text{ im} \\
 &&& \text{Bereich } x_1 < X < x_2 \text{ auftritt)}
 \end{aligned} \tag{3.2}$$

Zwischen Über- und Unterschreitungswahrscheinlichkeit besteht die simple Beziehung:

$$P_u + P_{\bar{u}} = 1 \tag{3.3}$$

Als **Jährlichkeit** T_n eines Merkmales bezeichnet man die Anzahl der Jahre, in denen der Merkmalswert im Durchschnitt einmal erreicht oder überschritten wird. Andere Bezeichnungen sind **Wiederholzeitspanne** oder **Wiederkehrintervall**. In der ÖNORM B 2400 wird die Jährlichkeit einfach als Reziprokwert der Überschreitungswahrscheinlichkeit

$$P_{\bar{u}} = P(X \geq x_i) = \frac{1}{T_n} \tag{3.4}$$

bzw.

$$P_u = P(X < x_i) = 1 - \frac{1}{T_n} \tag{3.5}$$

definiert.

Der Begriff der **Jährlichkeit** ist allgemein gebräuchlich, kann aber im Gegensatz zum Begriff der Wahrscheinlichkeit zu Missverständnissen führen. Natürlich ist die Wahrscheinlichkeit des Erreichens oder Überschreitens des $HQ(T_n)$ -Wertes in jedem diskreten Zeitintervall gleich, z. B. bei einem 100-jährlichen Ereignis in jedem Jahr 0,01. Auch ist der Begriff Wiederkehrintervall insofern missverständlich, als das Ereignis nicht alle n Jahre wiederkehrt, sondern im Durchschnitt alle n Jahre erreicht oder überschritten wird.

Für wasserwirtschaftliche Planungen benötigt man Angaben darüber, mit welcher Wahrscheinlichkeit (statistischen Sicherheit S) ein Abfluss $HQ \geq HQ(T_n)$ in m Jahren nicht auftritt.

Diese Aussage lässt sich aus der Beziehung gewinnen:

$$S = \left(1 - \frac{1}{T_n}\right)^m \tag{3.6}$$

Die Wahrscheinlichkeit, dass ein HQ_{100} in 100 Jahren nicht erreicht wird, ist gleich 0,37. Das heißt, die Wahrscheinlichkeit, dass ein HQ_{100} in 100 Jahren erreicht bzw. überschritten wird, ist somit $1 - 0,37 = 0,63$.

Umgekehrt lässt sich auch die Jährlichkeit T_n und damit das zugehörige $HQ(T_n)$ ermitteln, dessen Überschreiten in m Jahren mit einer vorgegebenen statistischen Sicherheit S nicht zu erwarten ist:

$$T_n = \frac{1}{1 - S^{1/m}} \quad (3.7)$$

3.5.2 Empirische Wahrscheinlichkeit (Plotting-Position)

Die **empirischen Wahrscheinlichkeiten** bilden eine wichtige Grundlage für die Prüfung einer gewählten theoretischen Verteilungsfunktion durch einen statistischen Anpassungstest, da die Testverfahren von kennzeichnenden Unterschieden zwischen der gewählten Verteilung und den Hochwasserwerten ausgehen.

Da der Stichprobenumfang in der Regel relativ klein ist, wäre die Bildung von Klassen mit anschließender Berechnung der Summenhäufigkeit nicht zielführend. Stattdessen wird für jeden Wert der Stichprobe die empirische Überschreitungswahrscheinlichkeit geschätzt. Die empirischen Verteilungen, die sehr stark vom Datenkollektiv abhängen, haben aber den Nachteil, dass sie gleichen oder wenig unterschiedlichen Werten verschiedene Wahrscheinlichkeiten zuordnen und keine Aussagen über Wiederkehrintervalle, die seltener als die Beobachtungsreihe sind, zulassen.

Sofern nur die Rangzahlen i der Beobachtungswerte und die Anzahl der Messwerte n in die Berechnung einfließen, besteht das Problem, dass die Wahrscheinlichkeit einer Überschreitung des größten beobachteten Hochwassers als 0 geschätzt wird. Ein größeres Hochwasser als in der Datenreihe enthalten, kann aber in historischer Zeit abgelaufen sein (wir haben aber keine Kenntnis davon), oder es könnte sich erst in der Zukunft ereignen. Daher wird ein Parameter α eingeführt. Dieser muss so bestimmt werden, dass dem kleinsten Hochwasser der Datenreihe nicht der Wert 1 und dem größten Hochwasser nicht der Wert 0 für die Überschreitungswahrscheinlichkeit zugeordnet wird.

Die allgemeine Form der „Plotting-Position“ lautet:

$$P_{ii}(X \geq x_i) = \frac{i - \alpha}{n + 1 - 2\alpha} \quad (x_1 \geq x_2 \geq \dots, x_n) \quad (3.8)$$

P_{ii} : Überschreitungswahrscheinlichkeit
 i : Rangzahl
 α : Parameter (0..1)
 n : Anzahl der in der Stichprobe vorhandenen Werte

Zahlreiche Autoren haben Werte für α bestimmt: Z. B. hat CHEGODAYEV α so gewählt, dass dem höchsten Wert einer Messreihe eine Jährlichkeit zugeordnet wird, die in mehr als der Hälfte aller Fälle erreicht oder überschritten wird. Für die GUMBEL-I-Verteilung ergibt sich bei $\alpha = 0.3$ die beste Anpassung.

Trotz der Vielzahl von verschiedenen Formeln wird häufig die Formel nach WEIBULL verwendet, obwohl deren Extrapolationsbereich einen stark positiven Bias aufweist, d. h. dass den hohen Stichprobenwerten eine zu niedrige Jährlichkeit zugeordnet wird. Für hydrologische Zwecke geeignete Formeln liegen zwischen den Extremen von WEIBULL und HAZEN (siehe Anhang 3 – Plotting Position Formeln).

Bei der **Auswertung von partiellen Serien** (*PDS - partial duration series*) werden die empirischen Wahrscheinlichkeiten folgendermaßen berechnet:

Die mit der fiktiven Annahme $n = j$ berechneten Werte P_{PDS} werden nach untenstehender Gleichung in P_{AMS} (*AMS - annual maximum series*) umgerechnet und an dieser Stelle geplottet, was den Vorteil hat, dass die empirische Wahrscheinlichkeit direkt der scheinbaren Jährlichkeit entspricht.

$$P_{\bar{U},AMS} = P_{\bar{U},PDS} \cdot \frac{j}{n} \quad \text{bzw.} \quad P_{U,AMS} = 1 - (1 - P_{U,PDS}) \cdot \frac{j}{n} \quad (3.9)$$

j : Anzahl der Jahre

n : Anzahl der Werte

3.5.3 Jährliche Serie – der AMS Ansatz

Bei der **AMS-Methode** (*annual maximum series, AMS*) wird von allen Beobachtungen eines Jahres nur der Maximalwert betrachtet. Diese extreme Datenverdichtung erlaubt im Allgemeinen, diese Werte als Realisierungen unabhängiger stochastischer Größen zu betrachten. Unter der Annahme, dass diese Größen alle durch dieselbe Verteilungsfunktion beschrieben werden können, kann dann eine solche an die Daten angepasst werden.

Als Standard für die Anpassung parametrischer Verteilungsfunktionen hat sich das **D/E-Verfahren** (*distribution/estimation-procedure*) etabliert, bei dem zunächst eine parametrisierte Familie von Verteilungsfunktionen (*distributions*) festgelegt wird und dann realistische Werte für die Parameter durch ein geeignetes Schätzverfahren (*estimation*) ermittelt werden. In der Literatur finden sich zahlreiche, meist zwei- oder dreiparametrische Verteilungsfunktionen; hier sind die LogNormalverteilung, die Pearson- und LogPearson-Verteilung besonders zu nennen.

Im Folgenden werden einige wichtige neuere Verteilungen und entsprechende Anpassungsverfahren vorgestellt.

3.5.4 Partielle Serie – der PDS Ansatz

Das Basismodell

Bei dem auf TODOROVIC zurückgehenden **PDS-Ansatz** (*partial duration series, PDS*) wird als Datenmaterial nicht die Serie der jährlichen Maximalereignisse zugrunde gelegt, sondern man versucht, die Verteilung von relevanten extremen Ereignissen zu modellieren, wobei Beobachtungen als relevant angesehen werden, die über einem kritischen Schwellenwert ξ_0 liegen.

Ausgehend von dieser Idee werden nun Häufigkeiten und Ausmaß der betrachteten Überschreitungen (*exceedences*) als unabhängiger Prozess modelliert. Im einfachsten Fall sieht man die Anzahl N von kritischen Ereignissen im Zeitraum $[0, t]$ mit

$$W\{N = n\} = \frac{(\lambda t)^n}{n!} \exp(-\lambda t) \quad n \geq 0 \quad (3.10)$$

als **poissonverteilte Zufallsgröße** an und das Ausmaß der Überschreitungen X als davon unabhängigen Zufallsprozess mit **exponentieller Verteilungsfunktion**

$$F(x) = 1 - \exp\left(-\frac{x}{\alpha}\right). \quad (3.11)$$

Das T -Jahresereignis x_T wird so bestimmt, dass das Niveau x_T im Mittel nur einmal in T Jahren überschritten wird. Da der Parameter λ gerade die erwartete Anzahl von Ereignissen pro Zeiteinheit beschreibt, erhält man die Größe des T -Jahresereignisses leicht durch

$$x_T = F^{-1}\left(1 - \frac{1}{\lambda T}\right) = \alpha \cdot \ln(\lambda T). \quad (3.12)$$

Die Maximum-Likelihood-Parameterschätzer für dieses Modell sind einfach, nämlich

$$\hat{\alpha} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^n x_i \quad \text{und} \quad \hat{\lambda} = \frac{N}{t}, \quad (3.13)$$

sodass komplizierte Verfahren für dieses Basismodell nicht benötigt werden.

Der oben beschriebene **Poisson/Exponentialverteilungsansatz** ist bereits flexibel und leistungsfähig, sodass man mit den gegenüber AMS sehr einfachen Verteilungsannahmen schon sehr realistisch modellieren kann. Eine Unstimmigkeit, die in der Praxis oft auftritt, besteht darin, dass die Varianz des Häufigkeitsprozesses deutlich größer ist als der Mittelwert, wohingegen sie bei einem echten Poissonprozess eigentlich gleich sein sollte. Dieses Manko lässt sich meist, aber nicht immer, durch die Wahl eines geeigneten Schwellenwertes vermeiden. BEN-ZVI (1997) schlägt deshalb vor, in solchen Fällen die **zweiparametrische negative Binomialverteilung** mit Ereigniswahrscheinlichkeit

$$W\{N = n\} = \binom{r+n-1}{n} \cdot p^r (1-p)^n \quad 0 \leq r, n, 0 \leq p \leq 1 \quad (3.14)$$

zur Modellierung der Ereignishäufigkeit zu verwenden.

Komplexe Ansätze

Die verschiedenen Modifikationen des **PDS-Basismodells** beschäftigen sich aber ansonsten vorwiegend mit der Verwendung komplexer Verteilungen zur Beschreibung des Ausmaßes der Überschreitungen wie etwa die **Gamma - und LogNormalverteilung** und bevorzugt die **GP-Verteilung** (*GP = generalized Pareto*).

Wie zu erwarten ist, beschreiben diese komplexen Modelle die vorhandenen Daten in der Regel besser als das einfache Basismodell. Für die Vorhersage und die Schätzung von Quantilen zeigt sich jedoch oft, dass die durch die vereinfachten Annahmen erzeugten Modellfehler

in der Regel durch die größere Stabilität, die bei der Schätzung einer kleineren Anzahl von Parametern gegeben ist, mehr als kompensiert werden.

Datenaufbereitung

Das entscheidende Problem bei der Anwendung der PDS-Methode ist - unabhängig von der gewählten Modellannahme - die Gewinnung der Datenserie aus den Aufzeichnungen:

Zunächst muss sichergestellt werden, dass nicht ein tatsächlich aufgetretenes Ereignis, das in der Abklingphase mehrere sekundäre Maxima aufweist, mehrmals in die Serie aufgenommen wird. Zu diesem Zweck wird üblicherweise verlangt, dass zwischen zwei potentiellen Überschreitungen eine bestimmte Mindestzeit verstreicht und dass außerdem ein Mindestniveau unterschritten wird.

Statistisch fundierte Kriterien gibt es dazu kaum, dafür Faustregeln, wie etwa die in DVWK (1999 b) definierte Regel:

Voneinander unabhängige Hochwasserscheitelwerte liegen dann vor, wenn der Abfluss zwischen zwei benachbarten Hochwasserscheiteln mindestens bis auf die halbe Höhe des kleineren Scheitelwertes - bezogen auf das MQ der betrachteten Jahresreihe - abgesunken ist. Von dieser Bedingung kann abgewichen werden, wenn die benachbarten Scheitelwerte einen Abstand von mindestens 7 Tagen haben (Abbildung 7).

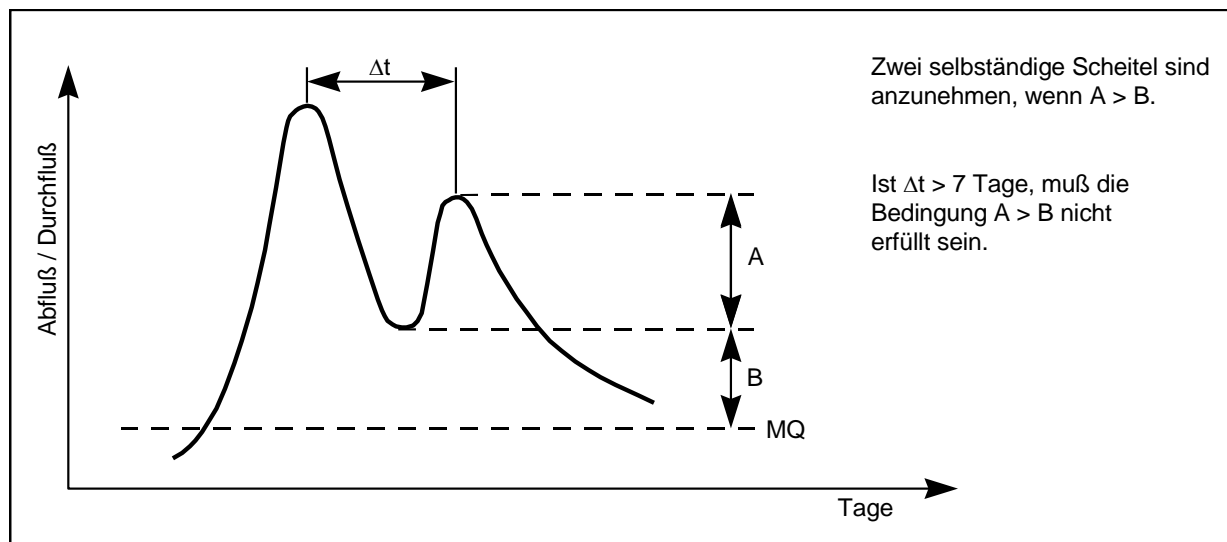


Abbildung 7: Kriterien für hydrologisch unabhängige Hochwasserscheitelwerte (DVWK, 1999 b)

Schwieriger ist die Wahl des kritischen Schwellenwertes ξ_0 . Ein zu klein gewählter Wert kann zur Folge haben, dass die Annahmen bezüglich der Ereigniseintritte nicht mehr erfüllt sind oder dass die zugehörigen Überschreitungen nicht mehr unabhängig sind.

Ein zu großer Wert ist in gewissem Sinn weniger kritisch, denn für das Poisson/Exponential- sowie für das Poisson/GP-Verteilungsmodell gilt: Sind die Verteilungsannahmen für einen kritischen Schwellenwert ξ_0 gegeben, so sind sie auch für ein Niveau $\xi_1 > \xi_0$ gültig (die zuvor angesprochene Robustheit). Dabei verringert sich aber die Anzahl der Überschreitungen mit wachsendem Schwellenwert ξ_0 , was dann den Vorteil des PDS-Ansatzes zunichte macht, und es kann in machen Fällen zu vergrößerter Instabilität bei der Quantilschätzung kommen.

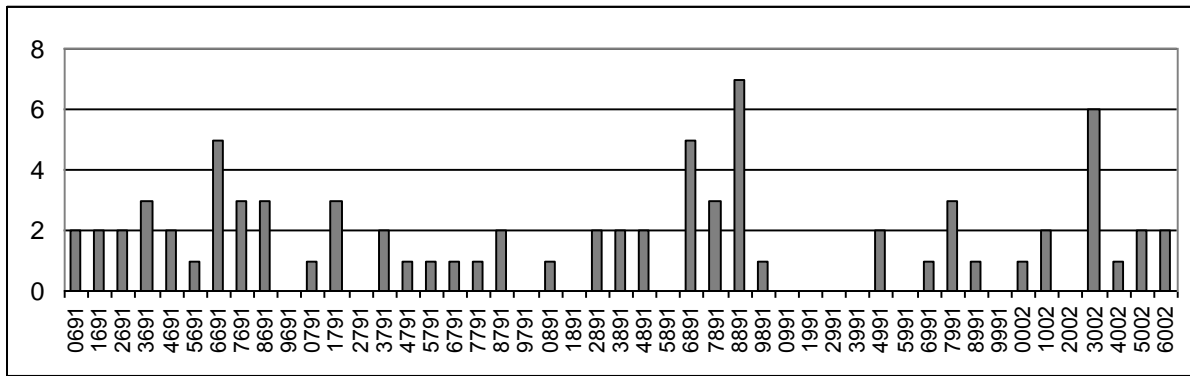


Abbildung 8: Anzahl der Überschreitungen pro Jahr bei einem bestimmten Schwellenwert ξ_0

ASHKAR UND ROUSSELLE (1987) empfehlen, für die Wahl des Schwellenwertes die Annahme poissonverteilter Ereigniseintritte zu nutzen. Da für diese Ereigniseintritte Erwartungswert und Varianz der Überschreitungen pro Jahr gleich sein müssen, wählt man das kritische Niveau sinnvollerweise möglichst klein, sodass für deren Schätzer

$$\frac{\hat{\mu}_{\xi_0}}{\hat{\sigma}_{\xi_0}^2} \cong 1 \qquad \hat{\mu}_{\xi_0} : \text{Erwartungswert}, \hat{\sigma}_{\xi_0}^2 : \text{Varianz} \qquad (3.15)$$

möglichst gut erfüllt ist. Dies geschieht unter Verwendung der so genannten *R-Kurve*, bei der der Quotient aus Erwartungswert und Varianz gegen den verwendeten Schwellenwert ξ_0 aufgetragen wird. In einem solchen Diagramm lässt sich sehr oft rasch feststellen, bei welchem Niveau ξ_0 die Annahme einer Poissonverteilung zuminderst keine Widersprüche hervorruft.

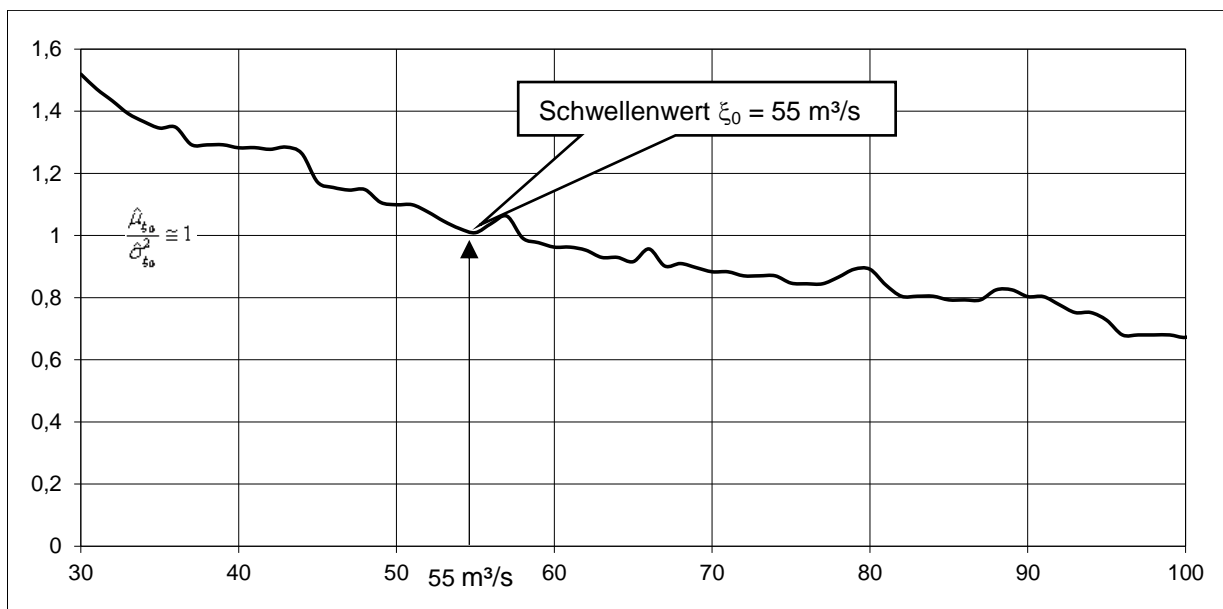


Abbildung 9: R-Kurve zur Bestimmung des Schwellenwertes ξ_0 ($\frac{\hat{\mu}_{\xi_0}}{\hat{\sigma}_{\xi_0}^2} \cong 1$)

Eine andere Methode, die auf BEN-ZVI (1997) zurückgeht, verwendet die Anpassung der Überschreitungverteilung zur Bestimmung des Schwellenwertes: beginnend mit den fünf größten beobachteten Werten wird so lange die nächst kleiner Beobachtung hinzugefügt, bis

ein geeigneter Anpassungstest zeigt, dass die angenommene Verteilung die ausgewählte Teilmenge der beobachteten Daten nicht mehr adäquat beschreiben kann; der zuletzt angenommene Wert stellt dann eine geeignete Schwelle dar.

Des Öfteren findet sich in der Literatur auch der Vorschlag, den Schwellenwert in Abhängigkeit von der Anzahl n der Beobachtungsjahre so zu wählen, dass eine bestimmte Anzahl von Überschreitungen, etwa $2n$, gewährleistet ist, wobei sicherzustellen ist, dass es sich um voneinander unabhängige Ereignisse handelt.

In der Praxis wird der Schwellenwert so gewählt, dass durchschnittlich zwei bis drei Überschreitungen pro betrachtetem Jahr erfasst werden. Dies garantiert, dass bei Vorliegen der sonstigen Anforderungen an ein **PDS-Modell** dieses leistungsfähiger ist als ein entsprechendes **AMS-Modell**.

3.5.5 Partielle Serie - selektive Zeitreihenzerlegung

Die **selektive Zeitreihenzerlegung** stellt eine geeignete Methode dar, um Extremereignisse, die mit der übrigen Verteilung nicht vereinbar sind, aus den Zeitreihen zu extrahieren. Die Extremereignisse sind unabhängig von systematischen Änderungen in der Struktur der Zeitreihe, wie zum Beispiel Trends oder jahreszeitlich bedingte Schwankungen, jedoch abhängig vom Beobachtungszeitraum und somit nicht absolut definiert.

Dem Detektionsverfahren dieser Extremereignisse liegt die Annahme zugrunde, dass die Residuen ohne die noch enthaltenen Extremereignisse normalverteilt sind. Dann kann die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten eines extremen Wertes in einer Zeitreihe vorgegebener Länge berechnet werden.

Ist ein extremer Wert überzufällig, das heißt, er wird in der bestehenden Verteilung nicht erwartet, handelt es sich um ein Extremereignis. Dazu wird nach Abzug der strukturierten Komponenten der am weitesten vom Mittelwert der Residuen entfernt liegende Wert als potentiell Extremereignis vorgemerkt. Von den restlichen Werten werden Mittelwert x und Standardabweichung s berechnet.

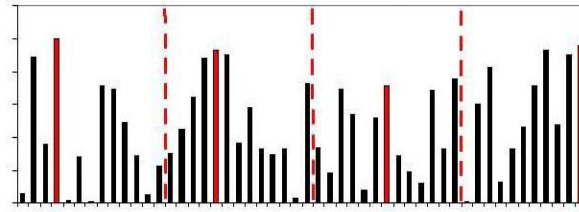
Die reduzierte Reihe wird dann dem Anpassungstest an die Normalverteilung nach KOLMOGOROV-SMIRNOV unterzogen. Lehnt dieser die Normalverteilung mit z. B. 95% Signifikanz oder höher ab, muss formal die Extremereignissuche abgebrochen werden. Wird die Normalverteilung nicht abgelehnt, kann die Wahrscheinlichkeit für das Auftreten des potentiellen Extremereignisses berechnet werden.

3.5.6 Vergleich Jahresserie (AMS) – partielle Serie (PDS)

Bei der Auswertung von **Jahresserien** (*annual maximum series, AMS*) gehen erwartungsgemäß im Vergleich zur Bearbeitung einer **partiellen Serie** (*partial duration series, PDS*) Informationen verloren:

In einem Jahr mit mehreren großen Hochwasserereignissen werden bei Auswertung von Jahresserien das zweit- und drittgrößte Ereignis nicht berücksichtigt, andererseits werden sehr kleine Jahreshöchstwerte in hochwasserarmen Jahren aufgenommen, die im eigentlichen Sinn gar nicht als Hochwasser einzustufen sind.

1. Block-Extrema (Fenster gleicher Länge; Bsp.: Jahresmaxima): **GEV**



2. Schwellwertüberschreitungen (*POT = Peak over Threshold*): **GPD**

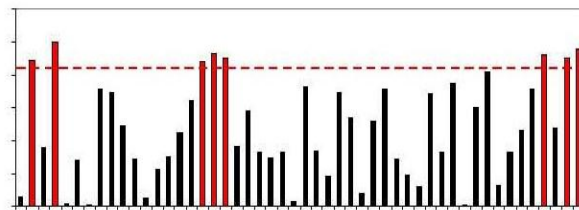


Abbildung 10: Extremwerte und zwei Gruppen von Verteilungen: GEV und GPD
(siehe auch Abschnitt 3.7.1 und 3.7.2)

Die Ergebnisse einer Analyse von Jahresreihen bzw. partiellen Serien differieren umso stärker, je kleiner die gesuchte Unterschreitungswahrscheinlichkeit ist. Im extrem seltenen Bereich gleichen sich die Ergebnisse einander an, da es sehr unwahrscheinlich ist, dass ein extrem seltener Wert nicht gleichzeitig Jahreshöchstwert ist.

Die theoretische Beziehung zwischen den Jährlichkeiten aus einer AMS und einer PDS derselben Grundgesamtheit kann folgendermaßen beschrieben werden:

Die durchschnittliche Anzahl von Ereignissen pro Jahr bei der PDS ist gleich n/j . Die Wahrscheinlichkeit P' , dass ein Wert der PDS Jahreshöchstwert ist, beträgt dann

$$P' = \left(1 - P_{PDS} \frac{j}{n}\right) \frac{n}{j} \quad (3.16)$$

daraus folgt

$$T_{PDS} = \frac{1}{\ln T_{AMS} - \ln(T_{AMS} - 1)} \quad (3.17)$$

oder

$$T_{AMS} = \frac{e^{1/T_{PDS}}}{e^{1/T_{PDS}} - 1} \quad (3.18)$$

j : Anzahl der Jahre

n : Anzahl der Stichprobenwerte

Eine Auswertung der Formel ergibt die in der nachstehenden Tabelle angeführten Werte:

Tabelle 6: Vergleich der Jährlichkeiten aus einer PDS und einer AMS

<i>T_n in Jahren</i>	
<i>Partielle Serie</i>	<i>Jahresreihe</i>
0.5	1.16
1	1.58
1.4	2.00
2	2.54
5	5.52
10	10.5
20	20.5
50	50.5
100	100.5

Das heißt, für $T_{PDS} = 1a$ ist aus der jährlichen Serie der *HQ*-Wert für $T_n = 1.58a$ zu berechnen usw.

Für die Umrechnung der Wahrscheinlichkeit P in Jährlichkeit T gelten folgende Gleichungen:

Jahresreihe (AMS):

$$T_{AMS} = \frac{1}{1 - P_{U,AMS}} \quad (3.19)$$

$$P_{U,AMS} = 1 - \frac{1}{T_{AMS}} \quad (3.20)$$

partielle Serie (PDS):

$$T_{PDS} = T_{AMS} \frac{n}{j} \quad (3.21)$$

$$P_{U,PDS} = 1 - \frac{1}{T_{PDS}} = 1 - \frac{1}{T_{AMS}} \frac{j}{n} \quad (3.22)$$

j: Anzahl der Jahre

n: Anzahl der Stichprobenwerte

Die errechneten Jährlichkeiten zwischen partiellen Serien und Serien der Jahreshöchstwerte bei kleinen Wiederkehrintervallen ($T_n < 10$ Jahre) weichen deutlich voneinander ab. Die kleinen Jährlichkeiten werden durch die partielle Serie besser beschrieben. Die jährliche Serie ist daher mit der oben angegebenen Formel oder gemäß Tabelle 6 zu modifizieren.

3.5.7 Überprüfung der Voraussetzungen

Implizite Voraussetzung sowohl für AMS- als auch für PDS Methoden ist zum einen die **stochastische Unabhängigkeit** der Beobachtungen, zum anderen die **Stationarität** des betreffenden Prozesses, also im Wesentlichen die Konstanz von Erwartungswert und Varianz.

Als Standardverfahren, die nicht von parametrischen Voraussetzungen abhängen, sind folgende Tests üblich:

- Test auf Unabhängigkeit: *Wald-Wolfowitz*
- Test auf Trendfreiheit : *Mann-Kendall, Spermanns Rho, Sneyers*
- Homogenitätstest : *Wilcoxon*

Als graphische Diagnoseinstrumente können die **empirische Autokorrelationsfunktion** sowie **LOESS-Kurven** für Trends in der Datenreihe verwendet werden.

3.6 Parameterschätzmethoden

Da die Grundgesamtheit der Hochwasserabflüsse an einer Pegelstelle, mathematisch formuliert durch die Verteilungsfunktion und ihre Parameter, nicht genau bekannt ist, muss der Typ der Verteilungsfunktion gewählt werden. Man spricht von einer Schätzung, weil die aus der mehr oder weniger repräsentativen Stichprobe berechneten (geschätzten) Parameter nur bedingt den wahren Parametern der Grundgesamtheit entsprechen.

Die Verteilungsfunktion wird beschrieben von zwei, drei oder mehreren Parametern Θ . Je mehr Parameter eine Verteilung hat, umso flexibler oder anpassungsfähiger ist diese. Eine „Überanpassung“ durch zu viele Parameter ist jedoch nicht erwünscht, da die Verteilung dann zu empfindlich auf Ausreißer reagiert.

Bei Anwendungen der im Folgenden beschriebenen Parameterschätzverfahren wird davon ausgegangen, dass die Parameter der Verteilung fixe Werte sind, die aus den Stichprobenwerten berechnet werden können. Dem gegenüber werden in der **Bayes'schen Statistik** die Parameter als Zufallsvariable betrachtet, was dem Charakter von hydrologischen Stichproben besser entspricht.

Folgende Anforderungen werden an die Parameterschätzverfahren gestellt:

Konsistenz: Der Parameterwert konvergiert mit wachsendem Stichprobenumfang gegen den wahren Wert

Erwartungstreue: Die Schätzmethode begeht keinen systematischen Fehler, Abweichungen vom wahren Wert sind rein zufällig.

Effizienz: Die Streuung der Schätzwerte um den wahren Wert ist minimal.

Unter Umständen ist es notwendig, zurückliegende Berechnungen nachzuvollziehen. Daher werden auch ältere und heute nicht mehr gebräuchliche Methoden beschrieben.

3.6.1 Freihandanpassung

Liegt eine ausreichend lange Beobachtungsreihe der Durchflüsse vor und ist nur eine geringe Extrapolation erforderlich, dann wird das Hochwasserkollektiv in einem **Wahrscheinlichkeits-Netzdruck (WK)** eingetragen und ihm eine empirische Verteilungsfunktion angepasst.

Bei diesem einfachen und übersichtlichen Verfahren wird die Frage nach der theoretischen Verteilungsfunktion nicht gestellt. Ordnet sich die Punktfolge der Hochwasserwerte im WK-Netzdruck (z. B. GUMBEL-Papier) zu einer Geraden, so kann angenommen werden, dass sie

der Verteilung, die dem Netzdruck zugrunde liegt, gehorcht. Wichtig dabei ist, dass auch eine passende Plotting-Position-Formel verwendet wird.

Es sei erwähnt, dass nur einparametrische Verteilungsfunktionen (ein Formparameter) als extrapolierfähige Gerade im WK-Netz abgebildet werden.

3.6.2 Methode nach Kreps

Eine spezielle Methode wurde von KREPS (1975) entwickelt:

Zunächst werden die 10 größten Werte des Kollektivs mit Hilfe der Plotting-Formel von Hazen ($T_n = n/[i - 0,5]$) in einem doppelt-logarithmischen Netz eingetragen ($n =$ Anzahl Werte). Dem kleinsten Wert des Kollektivs wird $T_n = 0,3$ zugeordnet. Außerdem wird nach GUMBEL das HQ_{25} , HQ_{50} , HQ_{100} und HQ_{200} berechnet; diese Punkte werden ebenfalls in die Grafik eingetragen.

Dann wird durch die obere Punktwolke (etwa zwischen $T_n = 5$ und $T_n = 200$) eine Ausgleichsgerade gelegt, und man verbindet diese im unteren Bereich mit HQ_{min} . Nun kann man bei der Ordinate das gewünschte $HQ(T_n)$ ablesen.

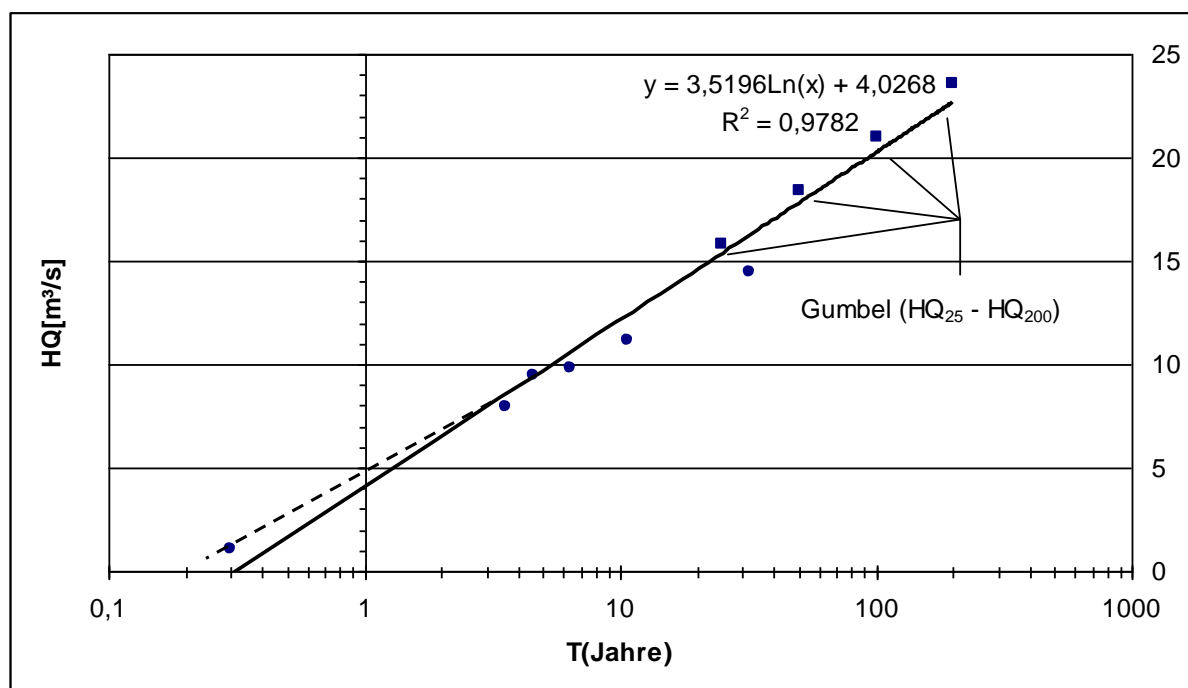


Abbildung 11: Verfahren nach KREPS

3.6.3 Gumbel-Methode

Die **GUMBEL-Methode** wird in Österreich in Form eines modifizierten „Kleinste-Quadrat-Verfahrens“ angewendet (GUMBEL 1958). Die Ergebnisse gleichen sich mit wachsendem n immer mehr der Momentenmethode an.

Die reduzierte Variable y_i ergibt sich nach der empirischen Wahrscheinlichkeit nach WEILBULL aus Gleichung (3.20)

$$y_i = -\ln\left[-\ln\left(1 - \frac{i}{n+1}\right)\right] \quad (3.23)$$

$$y_n = \frac{1}{n} \sum y_i \quad (3.24)$$

$$\sigma_n^2 = \frac{1}{n} \sum (y_i - y_n)^2 \quad (3.25)$$

Für $n \rightarrow \infty$ gilt:

$$y_n = \gamma_E = 0.5772156649 \text{ (Eulersche Zahl)}$$

$$\sigma_n = \frac{\pi}{\sqrt{6}} = 1.28255$$

y_n bzw. σ_n in Abhängigkeit von n liegt auch tabelliert vor. Die zwei Parameter der GUMBEL-Verteilung ergeben sich nun wie folgt:

$$a = \frac{\sigma_n}{s_x} \quad \text{und} \quad u = x_m - y_n \frac{s_x}{\sigma_n} \quad (3.26)$$

3.6.4 Momentenmethode (MOM)

Die **Momentenmethode (MOM)** stellt die gebräuchlichste Methode dar. Hierbei verwendet man aus der Stichprobe berechenbare Kenngrößen wie Mittelwert, Varianz, Schiefe als Schätzwerte für die Parameter der theoretischen Verteilungsfunktion. Sie werden dabei so bestimmt, dass sich die gewählte Dichtefunktion der Stichprobe möglichst gut anpasst. (Mittelwert: 1. Moment, Varianz und Schiefe als 2. und 3. Zentralmoment der Stichprobe).

Für die Berechnung werden so viele Momente herangezogen, wie die Verteilung Parameter hat.

Die mit der MOM geschätzten Parameter sind meist nicht erwartungstreu. Für die wichtigsten hydrologischen Verteilungsfunktionen existieren daher von der Stichprobenzahl abhängige Faktoren, mit denen die Momente korrigiert werden.

3.6.5 Wahrscheinlichkeitsgewichtete Momente (PWM)

Die **Methode der Wahrscheinlichkeitsgewichteten** (*probability weighted moments, PWM*) beruht auf einer Verallgemeinerung der herkömmlichen Momente einer Verteilung. Wenn X eine Zufallsvariable mit der Verteilung F ist, so definiert man für reelle i, j, k

$$m_{i,j,k} = E\left[X^i F^j (1-F)^k\right] = \int_0^1 x(F)^i F^j (1-F)^k dF. \quad (3.27)$$

Für natürliche Zahlen von i erhält man damit die üblichen nichtzentralen Momente als $m_{r,0,0}$.

In der Anwendung der PWM Methode werden allerdings nur Momente der Gestalt $m_{l,r,0}$ oder $m_{l,0,s}$ mit jeweils ganzzahligem r und s verwendet, denn diese können unverzerrt durch Linearkombination der geordneten Stichprobe geschätzt werden. Setzt man etwa $M_k = M_{l,k,0}$

$$\hat{M}_k = \frac{1}{n} \cdot \sum_{i=1}^{n-k} \binom{n-i}{k} \cdot x_{(i)} / \binom{n-1}{k}, \quad (3.28)$$

wobei $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$ die geordnete Stichprobe ist. Da sich auf der anderen Seite \hat{M}_k für viele Verteilungen als relativ einfache Funktion der Parameter darstellen lässt, erhält man durch Gleichsetzung und Umformung der betreffenden Gleichungen sehr einfache Schätzer für die Parameter der Verteilung und damit auch für die Quantile und Wiederkehrzeiten. Der Schätzer hat zwei Vorteile gegenüber den herkömmlichen Maximum-Likelihood (ML)- und MOM-Schätzern:

- Sie lassen sich in fast allen Fällen als direkte Funktion der Datenserie ausdrücken und sind somit wesentlich einfacher zu berechnen als die ML-Schätzer, die in der Regel nur iterativ gefunden werden können.
- Die Daten kommen nur linear vor, während bei MOM-Verfahren zweite und dritte Potenzen verwendet werden, was zu großer Empfindlichkeit gegenüber extremen Werten führt.

3.6.6 L-Momente

Die Methode der **linearen oder L-Momente** geht in ihrer allgemein gültigen Form auf HOSKING (1990) zurück und ähnelt vom Ansatz der PWM: Wenn X eine Zufallsvariable ist und $X_{i:n}$ die i -te Ordnungsstatistik aus einer Stichprobe vom Umfang n , dann definiert man

$$\lambda_r = \frac{1}{r} \sum_{k=0}^{r-1} (-1)^k \binom{r-1}{k} \cdot E(X_{r-k:r}) \quad r \geq 1 \quad (3.29)$$

als das r -te L-Moment der Verteilung von X . Die L-Momente haben wie die PW-Momente gegenüber den klassischen Momenten den Vorteil kleinerer Fehler und hoher Stabilität auch für kleine Stichprobenumfänge; tatsächlich sind PW- und L-Momente insofern äquivalent, als sich die einen als Linearkombination der anderen ergeben, sodass sich die oben angesprochenen Eigenschaften der PWM etwa bei der Schätzung von Parametern und Quantilen der GEV-Verteilung direkt übertragen lassen:

$$\lambda_r = \frac{1}{r} \sum_{k=0}^{r-1} (-1)^k \binom{r-1}{k} \cdot \binom{r+k}{k} \cdot m_k \quad (3.30)$$

Der Vorteil der L-Momente gegenüber den PW-Momenten liegt in ihrer größeren Anschaulichkeit und leichteren Interpretierbarkeit: Die ersten vier L-Momente $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \lambda_4$ lassen sich wie die herkömmlichen Momente in dieser Reihenfolge zur Bewertung des Orts, der Streuung, der Schiefe (Skewness) und der Wölbung (Kurtosis) der zugrunde liegenden Verteilung verwenden. Ebenso können **L-Momentenverhältnisse** als dimensionslose Größen verwendet werden – dies sind neben dem **L-Variationskoeffizienten** (*L-coefficient of variation, L-CV*) die **L-Skewness** $\tau_3 = \lambda_3 / \lambda_4$ und **L-Kurtosis** $\tau_4 = \lambda_4 / \lambda_2$.

Die Kombination von Stabilität des Schätzers und Anschaulichkeit machen die L-Momente besonders geeignet zur Diagnostik und zur Auswahl der anzupassenden Verteilung, etwa mit Hilfe von **L-Momentenverhältnisdiagrammen** (*L-moment ratio diagrams, L-MRD*), wie etwa von VOGEL und FENESSY empfohlen (siehe auch Abschnitt 3.10 - Anpassungstests).

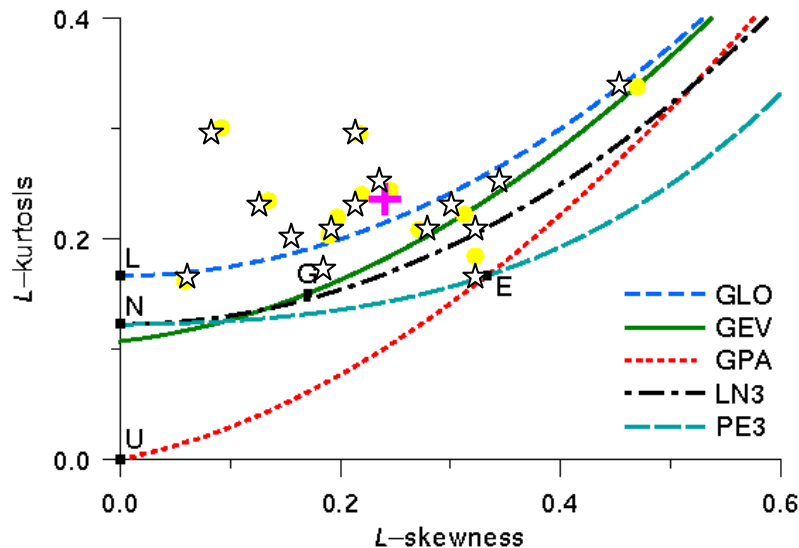


Abbildung 12: Beispiel eines L-Momentenverhältnisdiagramms

3.6.7 Maximum-Likelihood Methode (MLM)

Die Verwendung von **Maximum-Likelihood-Schätzern** (*maximum-likelihood estimate - MLE*), die so gewählt werden, dass die Dichte der angenommenen Verteilung als Funktion der Parameter und unter Konstanthalten der beobachteten Datenwerte maximal wird, hat vom theoretischen Standpunkt zahlreiche günstige Eigenschaften, insbesondere minimale Varianz, die aber in der Regel nur asymptotisch gelten und deswegen bei den in der Hydrologie oft nur kurzen Datenreihen nicht gegeben sind.

Anmerkung: Tests haben gezeigt, dass Fehler des ML-Schätzers bei Vorliegen einer GEV-Verteilung erst ab einer Größenordnung von 500 Werten mit dem Fehler der MOM- und PWM-Schätzer vergleichbar wird. Dementsprechend vorsichtig sollte daher die Anwendung von ML-Schätzern in der Hydrologie erfolgen.

Ein weiterer Nachteil ist die Tatsache, dass die Maximierung der Dichte nur numerisch vorgenommen werden kann, wobei in der Praxis Probleme mit der Konvergenz der entsprechenden Algorithmen auftreten können.

Die Parameterbestimmung lässt sich als Optimierungsaufgabe mit der Zielfunktion L formulieren, die als **Likelihood Funktion** bezeichnet wird:

$$L(u_1, \dots, u_m) = f(x_1, u_1, \dots, u_m) \cdot f(x_2, u_1, \dots, u_m) \cdot \dots \cdot f(x_n, u_1, \dots, u_m) \quad (3.31)$$

$u_1, \dots, u_m:$	die m zu bestimmenden Parameter der Dichte- bzw. Verteilungsfunktion
$f(x_i, u_1, \dots, u_m):$	Funktionswerte der Dichtefunktion der gewählten Verteilung für den i-ten Beobachtungswert x von n Werten

Die gesuchten Parameter sind so zu wählen, dass $L(u_1, \dots, u_m)$ maximal wird. Hierfür ist das Gleichungssystem der partiellen Ableitungen von $L(u_1, \dots, u_m)$ nach allen u zu lösen, was i.A. eine numerische Rechnung erfordert. In der Praxis wählt man als zu maximierende Größe statt L besser $\text{Log}(L)$, da sich die **Likelihood Funktion** dann als Summe darstellen lässt.

3.6.8 Weitere Variationen der Momentenmethode

Die **indirekte Momentenmethode** verwendet einfach die Momente der logarithmischen Daten zur Anpassung der Verteilung, wodurch zwar die Schiefe der Stichprobe reduziert wird, was aber in der Praxis die Unterschätzung der Häufigkeit besonders großer Ereignisse zur Folge hat, weil durch den Logarithmus größere Beobachtungen näher zum Mittelteil der Daten gezogen werden.

Die **Methode der gemischten Momente** verwendet sowohl Momente der ursprünglichen als auch der logarithmierten Variablen, wodurch die Schätzung von Momenten höherer Ordnung vermieden werden kann. Abgesehen davon, dass nicht klar ist, welche Kombination von normalen und logarithmischen Momenten vorzuziehen ist, weist dieses Verfahren keine besondere Anschaulichkeit oder Stabilität auf.

3.7 Wahrscheinlichkeitsverteilungen

3.7.1 Verallgemeinerte Extremwertverteilung

Für die Anpassung an Extremwerte, die nach Größe aufsteigend geordnet sind, werden in der Praxis **asymptotische Extremwertverteilungsfunktionen** verwendet, von denen es drei Formen gibt. Benannt nach den Autoren eingehender theoretischer Untersuchungen werden sie als **FISHER-TIPPETT-Verteilungen I, II und III** bezeichnet. GUMBEL hat daraus die theoretische asymptotische Verteilung für Extremwerte abgeleitet (**verallgemeinerte Extremwertverteilung, generalized extrem value distribution – GEV**) und JENKINSON hat eine gemeinsame Form für die drei Typen gefunden.

Die GEV hat die Verteilungsfunktion

$$F(x) = \begin{cases} \exp\left(-\left(1-k\frac{x-\xi}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}\right) & \xi + \frac{\alpha}{k} \leq x & k < 0 & \text{(EV2 oder Typ II)} \\ \exp\left(-\exp\left(-\frac{x-\xi}{\alpha}\right)\right) & x \in \mathfrak{R} & k = 0 & \text{(EV1 oder Typ I)} \\ \exp\left(-\left(1-k\frac{x-\xi}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}}\right) & x \leq \xi + \frac{\alpha}{k} & k > 0 & \text{(EV3 oder Typ III)} \end{cases} \quad (3.32)$$

mit dem Lageparameter ξ , dem Skalierungsparameter α und dem Gestaltparameter k . Für den Fall $k = 0$ ergibt sich der Sonderfall der **doppelt exponentiellen oder GUMBEL-Verteilung**, für $k < 0$ eine nach unten und für $k > 0$ eine nach oben beschränkte Verteilung. Üblicherweise spricht man von den Extremwertverteilungen der Type I bis III.

Zur Abschätzung der Parameter k , ξ , α aus den Datenreihen werden verschiedene Methoden verwendet. In der Praxis liegen die Werte des Gestaltparameters k zwischen $-0,5$ und $+0,5$;

darüber hinaus existiert ein leistungsfähiger Test für die Hypothese $k = 0$, also auf Vorliegen einer GUMBEL-Verteilung innerhalb des übergeordneten Modells.

Es ist zu beachten, dass die Anwendung bestimmter Parameterkombinationen eine rechtsseitige Begrenzung der Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion bewirken kann, so dass damit eine (eventuell unrealistische) Obergrenze für $HQ(T_n)$ gezogen wird.

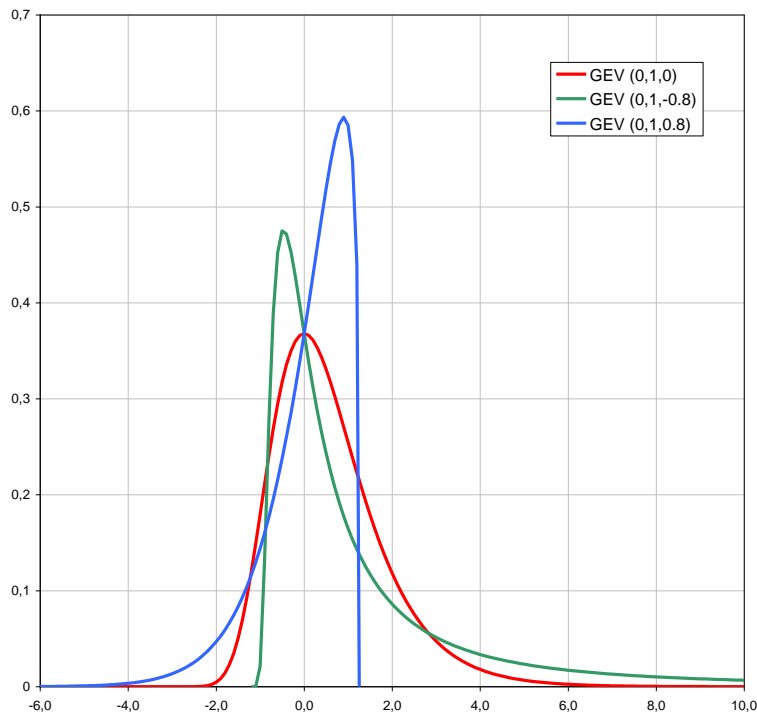


Abbildung 13: Die 3 Typen der GEV-Verteilung

(x-Achse: Wert der Stichprobe z. B. Q-Wert, y-Achse: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion, probability density function – pdf)

3.7.2 Verallgemeinerte Pareto-Verteilung

Die **verallgemeinerte Pareto-Verteilung** (*generalized pareto-distribution - GPD*) hat die Verteilungsfunktion

$$F(x) = \begin{cases} 1 - \left(1 - \frac{kx}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}} & 0 \leq x & k < 0 \\ 1 - e^{-\frac{x}{\alpha}} & 0 \leq x & k = 0 \\ 1 - \left(1 - \frac{kx}{\alpha}\right)^{\frac{1}{k}} & 0 \leq x \leq \alpha/k & k > 0 \end{cases} \quad (3.33)$$

mit dem Skalierungsparameter α und dem Gestaltparameter k . Die GPD ist nach unten und für $k > 0$ auch nach oben beschränkt; sie enthält als Spezialfälle die **Gleichverteilung** ($k = 1$), die **Exponentialverteilung** ($k = 0$) und die **Paretoverteilung** ($k < 0$). Sie ist selbst Spezialfall der **Wakeby-Verteilung** innerhalb der **LogPearson-Verteilung**. Sie wird auch zur Beschreibung von AMS-Daten verwendet, hat aber besondere Bedeutung auf Grund ihrer Wichtigkeit beim PDS-Ansatz, zum einen, weil sich die Verteilung des Maximums einer poissonverteilten

Anzahl von unabhängigen GP-verteilten Zufallsvariablen im Wesentlichen als GEV-Verteilung ergibt, wodurch der Konnex zwischen AMS- und PDS-Methode hergestellt wird, zum anderen, weil sie relativ robust gegenüber der Wahl eines kritischen Schwellenwertes ist.

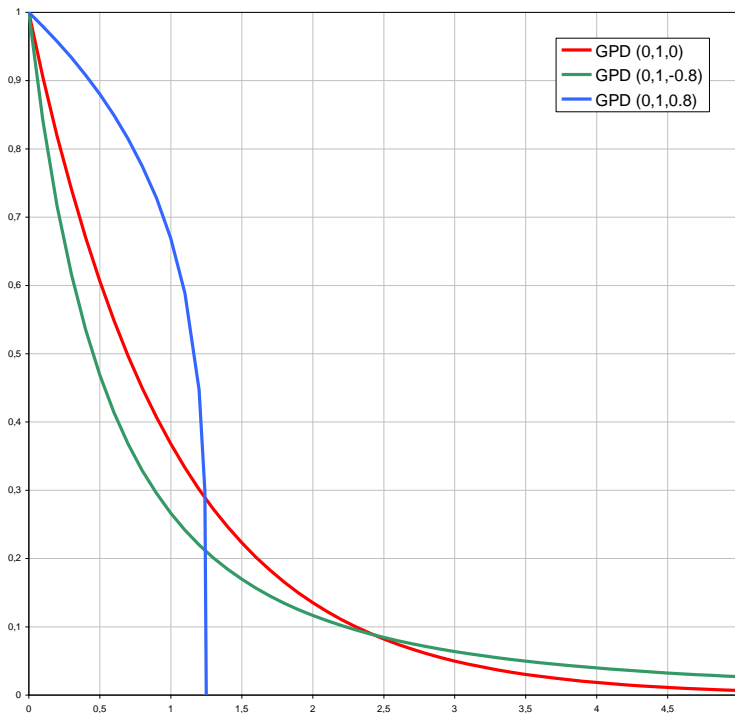


Abbildung 14: Die 3 Typen der GPD-Verteilung

(x-Achse: Wert der Stichprobe z. B. Q-Wert, y-Achse: Wahrscheinlichkeitsdichtefunktion - WDF, probability density function – pdf)

3.7.3 Weitere Verteilungen

Neben der bereits beschriebenen GEV und Pareto-Verteilung kommen zudem etliche weitere Verteilungen, wie die **Pearson III-; LogPearson III-; Gamma-, LogNormal-Verteilung** etc. zur Anwendung. Im Regelfall bieten die diversen Software-Programme für Abflussstatistik die genannten Verteilungen als Wahlmöglichkeit an.

Die **Box-Cox-Transformation**, im Wesentlichen die Umformung der Daten durch Exponentiation mit einer Zahl λ , mit dem Sonderfall der logarithmischen Transformation $\lambda = 0$ und die Anpassung der Normalverteilung an die transformierten Daten ergeben ein flexibles System von Verteilungsfunktionen, das in der Statistik breite Anwendung findet. In der Praxis wird es eher zögerlich akzeptiert, da sich die Wahl und Interpretation von λ kaum sachlich argumentieren lässt. Zu diesem Typ von Verteilung zählen z. B. die **LogLogistische-Verteilung und das System der Halphen-Verteilungen**.

3.7.4 Mehrparametrische Verteilungen

Verteilungen mit mehr als drei Parametern, die natürlich flexibler bei der Anpassung an reale Daten sind, werden auf Grund der höheren Instabilität bei der Parameterschätzung in der Regel nicht zur Analyse von einzelnen Standorten (lokale Statistik) verwendet, sondern für Simulationen und für die Regionalisierung, wo ausreichend Daten zur Verfügung stehen.

Die am meisten verbreitete Verteilung in dieser Klasse ist vermutlich die **fünfparametrische Wakeby-Verteilung**, die sich am leichtesten in inverser Form angeben lässt: für einen Wert $F \in (0,1)$ ist der entsprechende Wert x gegeben durch

$$x(F) = -a(1-F)^b + c(1-F)^{-d} + e \quad (3.34)$$

mit $a, b, c, d > 0$. In der Praxis finden sich sowohl Anwendungen bei regionalisierenden Analysen, als auch bei der Simulation von künstlichen Daten.

Ebenfalls zur Anwendung kommt in diesem Zusammenhang die **Zwei-Komponenten-Extremwertverteilung** (*two-component extreme value distribution, TCEV*), deren Verteilungsfunktion dem Produkt zweier GUMBEL oder EV1- Verteilungen entspricht. Erwähnung soll auch die **vierparametrische Kappa-Verteilung** finden, die zur Simulation in regionalisierenden Untersuchungen verwendet wird und zur Bewertung der hydrologischen Homogenität von Einzugsgebieten oder für die Beurteilung der Anpassungsgüte einer Verteilungsfunktion genutzt wird.

3.8 Indirekte statistische Verfahren (GRADEX)

Der Ansatz des **GRADEX-Verfahrens** besteht aus einer Kombination einer Niederschlagsstatistik mit einer Hochwasserstatistik durch ein einfaches Niederschlag-Abfluss-Modell.

Ab einem Hochwasser einer festgelegten Jährlichkeit, z. B. 10-jährliches Wiederkehrintervall, wird im GRADEX-Verfahren eine Sättigung des Gebiets angenommen. Jeder darüber hinaus gehende Niederschlag, d. h. Niederschlag einer größeren Jährlichkeit, trägt zur Gänze zu einem zusätzlichen Abfluss bei. Das Hochwasserverhalten jenseits dieser Jährlichkeit kann somit aus dem Niederschlagsverhalten geschätzt werden. Durch die Annahme einer vollständigen Sättigung stellen die Ergebnisse aus dem GRADEX-Verfahren im Allgemeinen eine obere Schranke der Bestimmung von Hochwasser-Wahrscheinlichkeiten dar (MERZ et al., 1999).

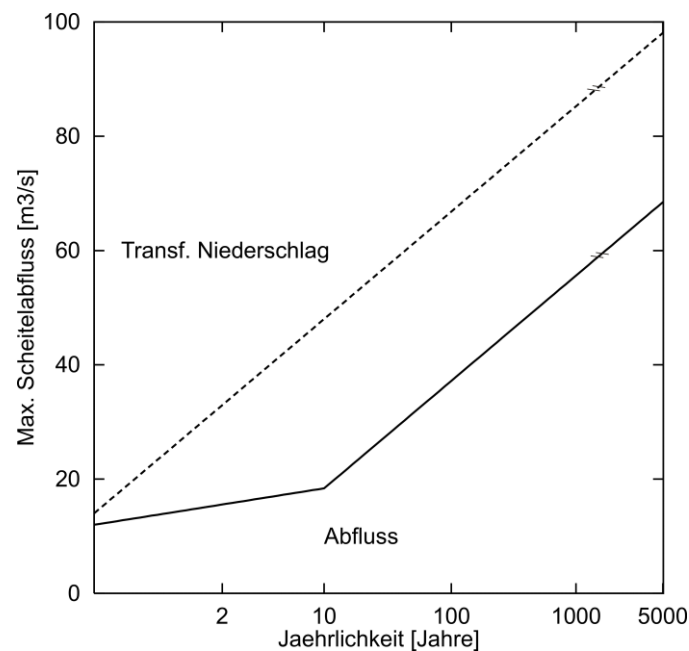


Abbildung 15: Schematische Skizze HW-Wahrscheinlichkeiten berechnet mit dem GRADEX-Verfahren sowie transformierter Niederschlag (GUTKNECHT und DROBIR, 2007)

Hilfreich ist das GRADEX-Verfahren vor allem bei kurzen bzw. unsicheren Abflussreihen, wo es gilt, einen Variationskoeffizienten als Maß für die Neigung der Verteilungskurve festzulegen.

3.9 Abschnittsweise Anpassung von Verteilungsfunktionen

Zeigt die Auftragung der Werte des Hochwasserkollektivs im Wahrscheinlichkeitsnetz (WK-Netz) deutliche Knickstellen und lässt sich das unterschiedliche Verhalten in den verschiedenen Durchflussbereichen hydrologisch begründen, dann ist die abschnittsweise Anwendung einer Verteilungsfunktion gerechtfertigt.

Neben der Anordnung der Hochwasserwerte im WK-Netz als Gerade treten am häufigsten die in Abbildung 16 dargestellten Fälle b und c auf.

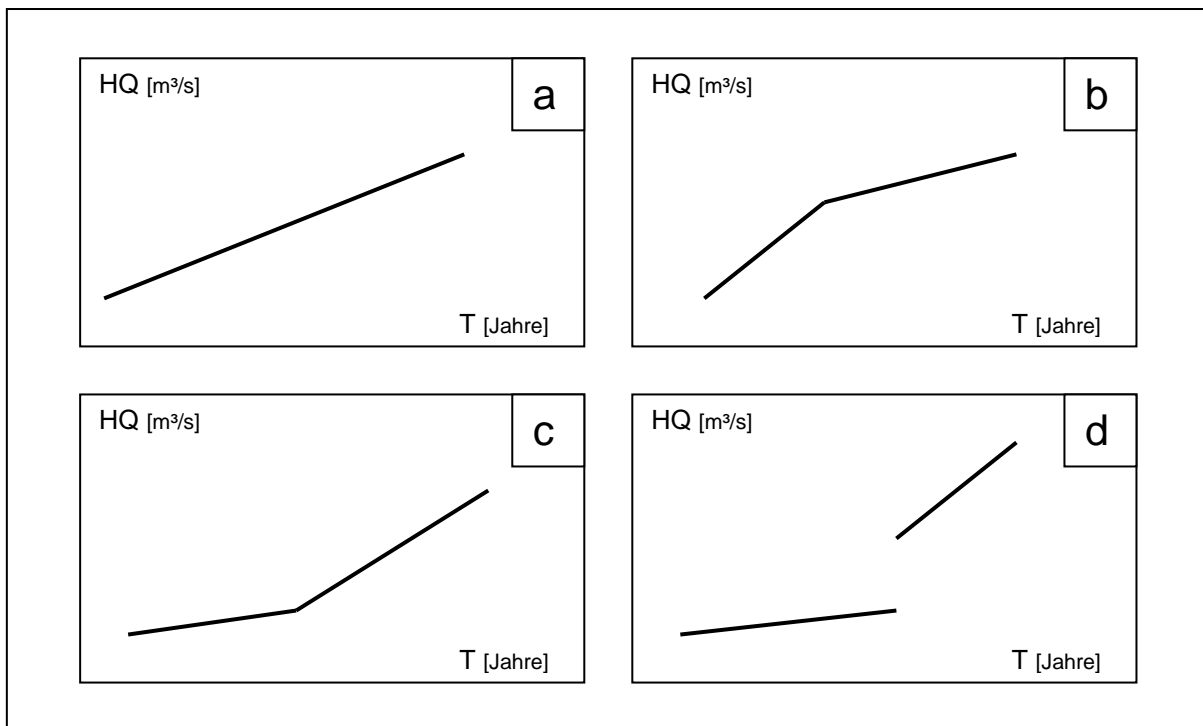


Abbildung 16: Verschiedene Möglichkeiten der Anpassung einer Verteilungsfunktion an ein Hochwasserkollektiv (DYCK, 1980)

Bei der Anpassung einer Verteilungsfunktion sind folgende Fälle denkbar:

- **eine Gesamtheit**

Fall a: stark gegliederte größere Flussgebiete bzw. Gebiete mit einheitlichen Gebietsrückhalt in den verschiedenen Abflussbereichen.
(bei schlechter Anpassung großer Hochwasser: Prüfung der großen Hochwasser auf Fehler, Ermittlung der verbesserten Plotting-Position historischer Hochwasser)

- **zwei oder mehrere Teilbereiche**

Fall b: Flüsse mit größeren Ausuferungsflächen (Flachland, große Einzugsgebiete), welche auch extreme Hochwasserspitzen dämpfen.

Fall c: Gebiete mit uneinheitlichem Rückhalt in den Abflussbereichen (Nassflächen und undurchlässige Flächen), mit Starkregen oder Schneeschmelze und Regen (kleine Einzugsgebiete)

Fall d: unterschiedliche hydrometeorologische Ursachen, z. B. normale Hochwasser und Extremereignisse

3.10 Anpassungstests

Betrachtet man die Vielzahl der zur Verfügung stehenden Extremwertverteilungen und die Ähnlichkeiten zwischen vielen von ihnen, so unterscheiden sie sich als „Werkzeug“ oftmals nur wenig. Trotzdem sucht der Anwender nach einer Hilfe, die „beste“ von ihnen auswählen zu können. Dies bedeutet aber lediglich, dass die vorliegende Stichprobe mit einem Minimum an Informationsverlust durch die gewählte Methode repräsentiert werden kann.

Um zu prüfen, ob die Datenserie mit der angenommenen Verteilungsfunktion verträglich ist, können klassische statistische Verfahren wie der **Kolmogorow-Smirnow-Test**, der die maximale absolute Differenz zwischen empirischer und postulierter Verteilungsfunktion bewertet, oder der χ^2 -**Anpassungstest**, der die zu erwartenden mit den tatsächlichen Klassenhäufigkeiten vergleicht, verwendet werden.

Der DVWK (1999 b) schlägt zur Optimierung einer Anpassung die Verwendung des $n\omega^2$ -Test vor. Dieser kann als Vergleichswert bei der Anpassung durch mehrere Verteilungen dienen: Die Anpassung ist umso besser, je kleiner $n\omega^2$ ist. Dieser Test entspricht dem χ^2 -Test, umgeht aber die Klasseneinteilung.

Diese Verfahren sind aber in der Regel nicht mächtig genug, um zwischen mehreren annähernd gleich guten Verteilungen unterscheiden zu können. Illustrativer sind da oft die Wahrscheinlichkeitspapiere, auf denen eine empirische Verteilungsfunktion aus der zu Grunde gelegten Verteilung annähernd als Gerade erscheint, und die einen visuellen Vergleich erlauben. Dabei ist die Wahl der Plotting-Position, nach der die empirische Verteilung berechnet wird, für die Güte der Anpassung an den Enden des beobachteten Wertebereichs entscheidend.

Die formale Entsprechung zu den Wahrscheinlichkeitspapieren mit ihrer visuellen Beurteilung der Linearität eines funktionalen Zusammenhanges ist der **Korrelationskoeffiziententest** (*probability plot correlation coefficient test, PPCC*) mit der Teststatistik

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n n(x_i - \bar{x})(w_i - \bar{w})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n n(x_i - \bar{x}) \sum_{i=1}^n n(w_i - \bar{w})}} \quad (3.35)$$

wobei die $x_1 \leq x_2 \leq \dots \leq x_n$ wieder die geordneten Stichprobenwerte und die w_i die Quantile der angepassten Verteilung F an den Plotpositionen q_i sind:

$$w_i = F^{-1}(1 - q_i). \quad (3.36)$$

Der Wert r ist als Gerade der **empirische Quantil-Korrelationskoeffizient**, bei dem kleine Werte auf einen Mangel an linearem Zusammenhang deuten und zur Ablehnung der jeweili-

gen Verteilungsfunktion als Modell führen, die kritischen Werte des Tests hängen von der untersuchten Verteilung ab, liegen aber für alle gebräuchlichen Verteilungsfamilien vor.

Eine sehr gebräuchliche Methode, um die Auswahl der in Frage kommenden Verteilungen einzugrenzen, ist das bereits im Abschnitt 3.6.6 angesprochene **L-Momentenverhältnisdiagramm (L-MRD)**, in dem zweiparametrische Verteilungen als Punkte, dreiparametrische Verteilung i.a. als Kurven und mehrparametrische als Flächen erscheinen. Für die vorliegende Datenserie werden dann die Schätzer $\hat{\tau}_3$ und $\hat{\tau}_4$ berechnet und der Punkt mit entsprechenden Koordinaten in das Diagramm eingetragen. Je nach dem in welchem Gebiet der Punkt liegt bzw. welches die nächstgelegenen Punkte und Kurven von Verteilungsfamilien sind, kann abgeschätzt werden, welche Verteilung ein gültiges Modell für die Daten abgibt.

3.11 Vertrauensbereich

Mit dem Begriff **Vertrauensbereich (auch Konfidenzintervall)** einer Verteilungsfunktion ist das Wertintervall gemeint, in dem auf Grund einer vorliegenden Stichprobeninformation bestimmte Kenngrößen bzw. Parameter der zugehörigen Grundgesamtheit erwartet werden. Angemerkt wird, dass es neben dieser statistischen Unsicherheit auch weitere Fehlerquellen gibt, die zu Abweichungen führen können, welche über diesen Vertrauensbereich hinaus gehen.

Lässt man diese möglichen Abweichungen außer Acht, die sich aus den Fehlern in den Grunddaten und aus der Unkenntnis der richtigen Verteilungsfunktion ergeben, betrachtet man also **die Daten als fehlerfrei und die Verteilung als bekannt**, so verbleibt trotzdem eine statistische Unsicherheit der Aussage über den Schätzwert für das T -jährliche Hochwasser. Der berechnete Vertrauensbereich hängt wesentlich von folgenden Faktoren ab:

- vom Umfang der Stichprobe
- von der Variabilität des statistisch zu beschreibenden Prozesses, zahlenmäßig erfasst durch die Varianz der Stichprobe
- von der Extrapolationsweite der statistischen Aussage, zahlenmäßig durch die Jährlichkeit definiert
- von der verwendeten Verteilungsfunktion
- von der verwendeten Parameterschätzmethode

Tendenziell wirken sich die Einflussfaktoren wie nachstehend beschrieben aus:

Die Unsicherheit nimmt

- mit steigendem Stichprobenumfang ab,
- mit steigender Stichprobenvarianz zu,
- mit steigender Extrapolationsweite (Jährlichkeit) zu.

Der Einfluss der Parameterschätzmethode ist abhängig vom Typ der Verteilungsfunktion und eher gering.

Zu einer zahlenmäßigen Erfassung dieser Unsicherheit führt die Überlegung, dass für das gesuchte T_n -jährliche Hochwasser nur ein **Schätzwert** angegeben werden kann: Würde aus

verschiedenen Teilreihen jeweils das T_n -jährliche Hochwasser bestimmt, so ergäbe sich für die verschiedenen Ergebnisse eine Häufigkeitsverteilung, im folgenden **Querverteilung** genannt, welche Mittelwert und Varianz hat (siehe Abbildung 17: Verteilungsfunktion und Vertrauensbereich (DVWK, 1999 b)).

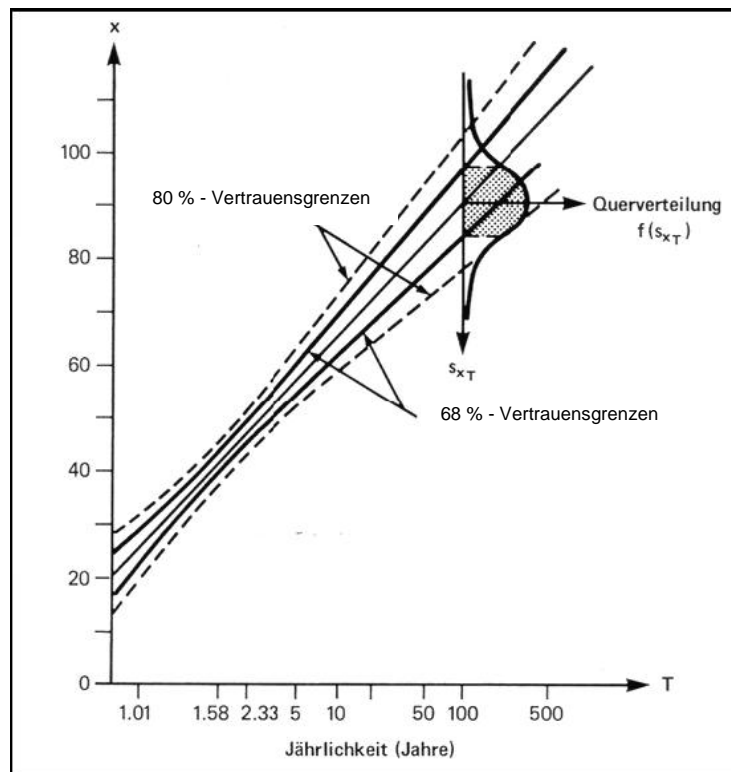


Abbildung 17: Verteilungsfunktion und Vertrauensbereich (DVWK, 1999 b)

Diese Varianz ist das Maß für die vorgenannte **Unsicherheit**, die von den zuvor angeführten Faktoren abhängt. Als **Mittelwert oder Erwartungswert** der Querverteilung wird der aus der Stichprobe berechnete Schätzwert für das T -jährliche Hochwasser gewonnen.

Obwohl aus den Parametern Mittelwert und Varianz a priori keine Aussagen über den Funktionstyp der Querverteilung möglich sind, begeht man keinen großen Fehler, wenn man dafür die Normalverteilung annimmt. Eine allgemein gültige Näherung ist in DVWK (1999 b) angeführt. Streng genommen muss für jeden Verteilungstyp und für jede Parameterschätzmethode eine eigene Formel bestimmt werden. Die **Schätzung der Konfidenzgrenzen** $x_{unten,\alpha}$ und $x_{oben,\alpha}$ um

$$x_p = F^{-1}(P) \quad (3.37a)$$

einer angepassten Verteilung F mit der Irrtumswahrscheinlichkeit α geht am einfachsten von der Annahme aus, dass X_p normalverteilt ist mit dem Mittelwert m_{xp} und der Standardabweichung s_{xp} .

Dann gilt mit $m_{xp} = x_p$ und $u_{1-\alpha/2}$ als Wert der normierten Normalverteilung bei $1-\alpha/2$

$$x_{u,\alpha} = x_p - u_{1-\frac{\alpha}{2}} \cdot s_{xp} \quad (3.37b)$$

$$x_{o,\alpha} = x_p + u_{1-\frac{\alpha}{2}} \cdot s_{xp} \quad (3.37c)$$

Für s_{xp} wird oft die vereinfachte Beziehung benutzt:

$$s_{xp}^2 = m_2 / n \cdot [1 + k_p q_3 + 0.25 \cdot k_p^2 (q_4 - 1)] \quad (3.37d)$$

mit $k_p = (x_p - m / s)$.

Im Bereich $x_{unten,\alpha}$ und $x_{oben,\alpha}$ liegt dann der wahre, aber unbekannte Wert x_p mit der Wahrscheinlichkeit $1-\alpha$ (Bezeichnungen siehe Anhang 1 und Anhang 2– Stichprobenmomente bzw. DVWK, 1999 b)

Um eine möglichst generelle Methode zur Abschätzung von Konfidenzintervallen bereitzustellen, sind Resampling-Verfahren (z. B. *Bootstrapping*) von Vorteil. Dem Bootstrapping-Verfahren liegt die Theorie zugrunde, dass aus einer beobachteten Stichprobe $\{x_1, x_2, \dots, x_n\}$ eine Vielzahl von Bootstrap-Stichproben $B_i^* = \{x_1^*, x_2^*, \dots, x_n^*\}$ gleicher Länge generiert wird.

Beim **nichtparametrischen Bootstrap-Verfahren** erfolgt die Erzeugung durch zufälliges Ziehen von Werten aus der beobachteten Stichprobe mit Zurücklegen, sodass in einer Bootstrap-Stichprobe jeder der beobachteten Werte zwischen 0- und n -mal enthalten sein kann.

Dem gegenüber erfolgt bei **parametrischen Verfahren** zunächst die Anpassung einer theoretischen Verteilungsfunktion an die Stichprobe.

Als Nachteil des Bootstrap-Verfahrens wird angesehen, dass eine durchgeführte Berechnung nicht mehr exakt reproduziert werden kann.

Welches Verfahren letztendlich zur Anwendung kommen soll, kann nur im Zuge einer Gesamtbetrachtung der statistischen Ergebnisse (andere Verteilungen der verschiedenen Konfidenzbereiche) entschieden werden.

In **HyStat** (Statistiksoftware, IAWG-Institut für Angewandte Wasserwirtschaft und Geoformatik) sind beide o.a. Verfahren zur Abschätzung von Konfidenzintervallen implementiert. Beim Bootstrapping (parametrisches Verfahren) werden die Stichproben anhand der für die beobachtete Stichprobe gewählten Verteilungsfunktion $P(X \leq x)$ generiert. Mit Hilfe jeder dieser erzeugten Stichproben werden die Parameter einer Verteilungsfunktion $P_i^*(X \leq x)$ (sowohl Art der Verteilung als auch Parameterschätzmethode entsprechen jener der untersuchten Verteilung) und anhand $P_i^*(X \leq x)$ das Quantil Q_i^* mit der betrachteten Unterschreitungswahrscheinlichkeit α bestimmt.

Nach KLUGE (1996) sind Quantilswerte einer definierten Unterschreitungswahrscheinlichkeit α für die meisten Verteilungsfunktionen asymptotisch normalverteilt mit einem Mittelwert

entsprechend dem aus der zur Verteilungsfunktion $P(X \leq x)$ gehörenden Quantilsfunktion ermittelten Quantilwert Q .

Die Varianz σ^2 dieser Normalverteilung kann anhand der aus den Bootstrap-Stichproben geschätzten Quantilswerte Q_i^* berechnet werden (siehe **HyStat**-Handbuch S 133-134):

$$\sigma^2 = \frac{1}{q-1} \sum_{i=1}^q (Q_i^* - Q)^2 \quad (3.37e)$$

q...Anzahl der erzeugten Bootstrap-Stichproben

Die Berechnung und Darstellung der Vertrauensintervalle ist wichtig für Risikoabschätzungen. In hydrologischen Gutachten sollten sowohl der Erwartungswert, als auch die Werte der oberen und unteren Schranke (z. B. Signifikanzniveau $p = 68\%$, 80% , 95%) ausgewiesen werden. Ein **Signifikanzniveau von $p = 80\%$** erscheint sinnvoll und wird daher **empfohlen**.

Anmerkung: Das Konfidenzband zeigt den Schwankungsbereich, der infolge der zufälligen Stichprobe besteht. Es ist jedoch nicht von vorneherein bekannt, ob mit wachsendem Stichprobenumfang sich der Wert der oberen oder unteren Grenze nähert.

Insbesondere für den nicht seltenen Fall, dass Hochwasserdekaden mit überdurchschnittlich hohen oder niederen Hochwassern aufgetreten sind, kann der wahre Wert weit außerhalb des durch ein Signifikanzniveau bezeichneten Konfidenzintervall liegen. Es kommt vor, dass sich z. B. die 80%-Konfidenzbereiche von Teilreihen z.T. nicht decken bzw. außerhalb des Konfidenzbandes der langen Reihe liegen können.

Für benachbarte **Flussabschnitte mit ähnlicher hydrologischer Charakteristik** ist eine Übertragung des Vertrauensbereichs zulässig. Im Gegensatz dazu ist für (regionalisierte) **Hochwasserkennwerte unbeobachteter Einzugsgebiete** die Bekanntgabe eines statistisch ermittelten Vertrauensbereiches nicht ohne weiteres möglich. Da bei der Regionalisierung zusätzliche Unsicherheiten einfließen, ist auf jeden Fall davon auszugehen, dass die Unschärfe des regionalisierten Erwartungswertes (ausgedrückt als „Vertrauensbereich“) größer ist als für beobachtete Gebiete.

Der auf solche Art ermittelte Erwartungswert ist nur ein „Richtwert“ und die Angabe eines Vertrauensbereichs stellt in diesem Fall nur eine grobe Abschätzung dar.

3.12 Statistische Extrapolationsmethoden in Abhängigkeit von der Datengrundlage

3.12.1 Datengrundlage

kontinuierliche Messreihen (systematische Beobachtungen)

Mit **kontinuierlichen Messreihen** sind lange Abflussreihen gemeint, die systematisch aus dem Wasserstand mit Hilfe der W/Q -Beziehung (Pegelschlüssel) ermittelt wurden.

Die Daten im Nieder- und Mittelwasserbereich bis hin zu kleineren Hochwassern sind im Allgemeinen mit geringen Fehlern behaftet, denn in diesem Bereich sind Abflussmessungen

(Flügelmessungen) vorhanden. Die Messfehler betragen im Mittel ca. 5% und sind für die extremwertstatistische Auswertung vernachlässigbar (siehe Abschnitt 3.1.6).

Hochwasserabflüsse mit einem Wiederkehrintervall von 10 Jahren und mehr sind nur in Ausnahmefällen durch eine Abflussmessung belegt. Die Wasserstände werden anhand von extrapolierten Schlüsselkurven auf Durchflüsse umgerechnet. Diese sind daher mit einer größeren Unsicherheit behaftet. Im extrapolierten Bereich liegen aber eigentlich die wichtigen Informationen für die Hochwasserabschätzung. Die Ungenauigkeit der Hochwasserabflüsse kann mittels Fehleranalysen abgeschätzt werden und liegt im Mittel zwischen 10% und 20%.

Einzelereignisse

Als weitere Datenkategorie können **nichtsystematisch ausgewertete Pegelbeobachtungen** betrachtet werden, die oft nur durch einzelne Flügelmessungen ergänzt werden. Die beobachteten Wasserstände werden mit numerischen Modellen in Abflüsse umgerechnet, mit geschätzten mittleren Fehlern zwischen 10% und 30 %, bei Wildbächen auch darüber hinaus.

historische quantitative Abflussdaten

Die **historischen quantitativen Abflussdaten** haben größere Unsicherheiten als jene Abflusswerte, die aus den kontinuierlichen Wasserstandsreihen mit der W/Q-Beziehung berechnet wurden. Bei der Verwendung historischer quantitativen Abflussdaten muss eine gewisse Homogenität in den Abflussverhältnissen gegeben sein und eine Übertragung der Hochwasserstände in Hochwasserdurchflüsse hinreichend gesichert sein. Exakte Hochwassermarken und genügend brauchbare Informationen über geometrische und hydraulische Gegebenheiten sind Voraussetzung.

historische qualitative Daten

Die **historischen qualitativen Daten** beruhen auf Informationen zu einzelnen Schadensereignissen. Hier ist mit unbekanntem Fehlern zu rechnen. Für die Extrapolation ist jedoch entscheidend, dass eine möglichst lange Reihe herangezogen wird. Der Einfluss auf den Hochwasserkennwert ist meist nicht bedeutend, doch das Vertrauensintervall kann stark beeinflusst werden.

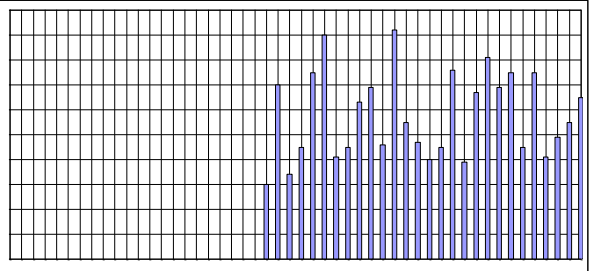
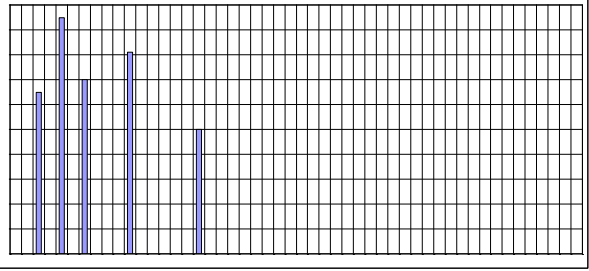
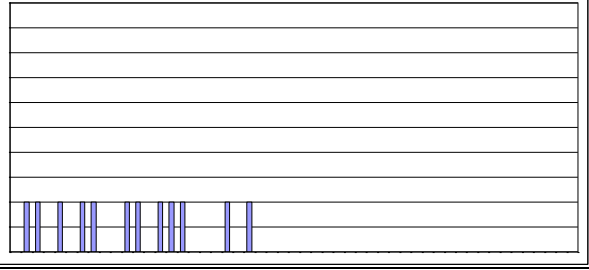
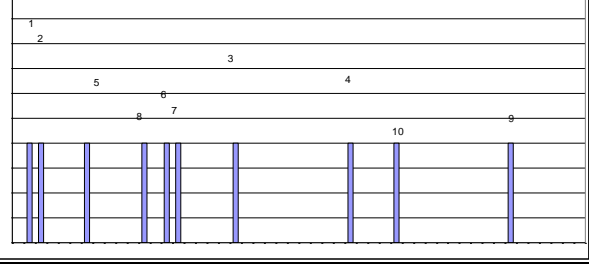
historische rangierte Daten

Unter „rangierten Daten“ versteht man die Ordnung von historischen Hochwassern nach ihrer geschätzten Größe, wobei man die Klassifizierung nur anhand von Schadensberichten vornimmt. Bei **historischen rangierten** Daten kann es sich daher nur um eine grobe Abschätzung handeln, denn man stützt sich dabei auf Berichte von Augenzeugen oder Chronisten. Die Problematik dieser Berichte besteht darin, sie richtig zu beurteilen und einzuordnen. Die Daten werden nicht direkt in der Hochwasserstatistik verwendet, sondern für Plausibilitätsüberlegungen herangezogen.

3.12.2 Extrapolationsmethoden

Die unterschiedlichen Datenkategorien erfordern differenzierte Methoden zur Ermittlung von Hochwasserkennwerten. Dafür stehen verschiedene Möglichkeiten zur Verfügung. Als Verteilungen werden insbesondere die GEV-, die Gumbel-, die Log-Pearson- oder die Pareto-Verteilung eingesetzt.

Tabelle 7: Unterschiedliche Datentypen und gängige Methoden zur Ermittlung von Hochwasserkennwerten

systematische Daten		
Verteilungsfunktion:	GEV, Gumbel, Pearson, ...	
Parameterschätzverfahren:	Momentenschätzer, Methode der Kleinsten Abweichungsquadrate, ML-Schätzer	
historische quantitative Daten		
Verteilungsfunktion:	GEV, Gumbel, ...	
Parameterschätzverfahren:	Momentenschätzer, ML-Schätzer	
historische qualitative Daten		
Verteilungsfunktion:	Pareto-Verteilung	
Parameterschätzverfahren:	Log-ML-Schätzer, Schätzer für zensierte Daten	
historische rangierte Daten		
Verteilungsfunktion:	grafische Auswertung	
Parameterschätzverfahren:	Plotting-Position	

kontinuierliche Messreihen (systematische Messungen)

Aus den **Jahresmaxima langer Abflussreihen** können mit Hilfe statistischer Verteilungsfunktionen die $HQ(T_n)$ -Werte geschätzt werden. Die Parameterschätzung erfolgt mittels Momentenmethode oder mit den Maximum-Likelihood-Schätzern, wobei den L-Momenten der Vorzug gegeben werden soll (Begründung siehe Abschnitt 3.6).

historisch quantitative Daten

Bei den aus Hochwassermarken hydraulisch abgeleiteten **historischen quantitativen Abflussdaten** kann entweder der „Peak-over-Threshold-Ansatz – POT“ („Schwellenwert-Ansatz“) angewendet werden, oder die Werte können als weitere Datenpunkte in die Jahresreihe aufgenommen und mittels der GEV berechnet werden. Mit dem Ansatz für zensierte Daten lässt sich das längere Beobachtungsintervall einbeziehen, auch wenn nicht für die Gesamtperiode Jahresmaxima vorliegen (siehe Abschnitt 3.14). Die kontinuierlichen Messreihen lassen sich mit den historischen quantitativen Daten kombinieren.

historische qualitative Daten

Die **historischen qualitativen Daten** müssen zuerst mit einem Schwellenwert in „quasiquantitative“ Daten umgerechnet werden. Danach können sie als zusätzlicher Wert in die Hochwasserstatistik einbezogen und an die Pareto-Verteilung angepasst werden.

historische rangierte Daten

Für die **rangierten Daten** lässt sich indirekt über eine graphische Auswertung (Plotting-Position) der Abfluss grob abschätzen. Dazu eignen sich nur die größten Ereignisse, denn über diese sind ausreichend verlässliche Angaben vorhanden. Bei der grafischen Auswertung wird jedem Rang eine bestimmte Wiederkehrperiode zugeordnet. Aus der berechneten Verteilungsfunktion der systematischen Daten lässt sich der Abfluss eines jeden Ranges schätzen und so in die Hochwasserstatistik integrieren. Bei Plausibilitätsüberlegungen enthalten die rangierten Daten wertvolle Hinweise zur Wiederkehrperiode der extremsten Abflüsse.

3.13 Quantifizierung historischer Hochwasser

Voraussetzung für eine plausible Quantifizierung ist, dass ausreichende Informationen über die historischen Querschnitts- und Gefällsverhältnisse als auch Hochwassermarken vorliegen. Nach COOK (1987) lassen sich folgende Verfahren klassifizieren:

Erweiterung der W/Q -Beziehung

Über eine Erweiterung des Pegelschlüssels (Hochwasserast) kann der Abfluss über den Wasserstand (Hochwassermarke) näherungsweise bestimmt werden. Voraussetzung ist, dass die Profilgeometrie auch im Extrapolationsbereich ähnlich ist. Das Resultat kann jedoch mit einem beträchtlichen Fehler behaftet sein.

Slope-conveyance Methode (hydraulische Rückrechnung mit Hilfe eines einzelnen Profiles)

Diese Methode berücksichtigt die individuellen Gegebenheiten des Gewässersbettes wie Rauigkeit, Querprofilfläche, hydraulischen Radius und Energieliniengefälle. Sie basiert auf der Manning-Strickler-Formel unter Verwendung eines einzigen Querprofils. Diese Methode kann zur Berechnung von Hochwasserabflussspitzen aus Brückenprofilen herangezogen werden. Die Resultate sind oft besser als bei der Erweiterung der W/Q -Beziehung.

Slope-area Methode (Wasserspiegellagenberechnung für kleineren Abschnitt)

Diese Methode wird hauptsächlich eingesetzt, um mit Hilfe von Hochwassermarken und Gerinnecharakteristika den Abfluss zu ermitteln. Die Anwendung erfordert die Kenntnis der lokalen Gerinnegeometrie und es werden zwei bis vier Querprofile sowie ein Längsprofil benötigt. Als problematisch erweist sich oft, dass das Wasserspiegelgefälle und die Rauigkeit (k -Wert) bei Hochwasserabfluss sehr schwer zu bestimmen sind. Daher wird meist vereinfacht das Wasserspiegelgefälle dem Sohlgefälle gleichgesetzt und daraus der k -Wert geschätzt. Diese Methode liefert brauchbare Resultate.

Step-backwater Methode (hydraulische Flussgebietsmodellierung)

Bei diesem Verfahren werden die Abflüsse iterativ berechnet, bis eine Übereinstimmung zwischen den Querprofilflächen und dem Abfluss erreicht ist. Die Eichung wird mit einem bekannten Hochwasserereignis vorgenommen. Der Vorteil besteht darin, dass die gesamte Gerinnegeometrie in die Berechnung eingeht. Benötigt werden ebenfalls mehrere Quer- und

ein Längsprofil. Diese indirekte Methode erweist sich als sehr brauchbar, um Hochwasserabflüsse zu bestimmen oder auch W/Q -Beziehungen zu erweitern.

3.14 Abschätzung seltener Hochwasser

Für die Abschätzung seltener Hochwasser ($30 < T_n \leq 100$) ist die Einbeziehung möglichst vieler Zusatzinformationen essenziell. Ein besonderes Augenmerk ist auf extreme Ereignisse zu legen, was die Berücksichtigung historischer Hochwasser zweckmäßig erscheinen lässt.

Die einfachste Form der Darstellung einer Zeitreihe erfolgt mittels Frequenzdiagramm. Die rangierten Daten werden gemäß einer theoretischen Verteilungsfunktion aufgetragen. Mit Hilfe der Plotting-Position kann die Wiederkehrperiode eines Ereignisses ermittelt werden. Dazu wird eine Formel benötigt, die jedem Wert eine scheinbare Jährlichkeit zuordnet (Formel 3.41). Eine weitere Formel (3.42) für die Plotting-Position erlaubt die Einbeziehung von historischen Daten.

Eine weitere Möglichkeit besteht in der Verwendung von statistischen Verteilungsfunktionen zur Anpassung der Daten. Eine Methode zur Parameterschätzung der Verteilungsfunktion gemeinsam mit den systematischen Daten und den historischen Ereignissen ist im Abschnitt 3.14.2 beschrieben.

3.14.1 Grafische Auswertung mittels Frequenzdiagramm und Plotting-Position-Formel

Die allgemeine Formel der Plotting-Position (Formel 3.8) berücksichtigt nur die Zeitspanne der systematischen Messreihe. Die vor der systematischen Messung abgelaufenen Hochwasser sind jedoch punktuell über eine bestimmte Zeitperiode verteilt. Dies führt dazu, dass für die **historischen Hochwasser eine zu niedrige Jährlichkeit** bestimmt wird. Daher wurde der Versuch unternommen, durch Einbeziehen der Zeitspanne der historischen Hochwasser den Betrachtungszeitraum zu verlängern. Das erlaubt die Jährlichkeit eines historischen Hochwassers abzuschätzen, ohne dass eine bestimmte Verteilungsfunktion angepasst werden muss: In dieser Richtlinie wird eine Formel vorgeschlagen, die mit Schwellenwerten arbeitet.

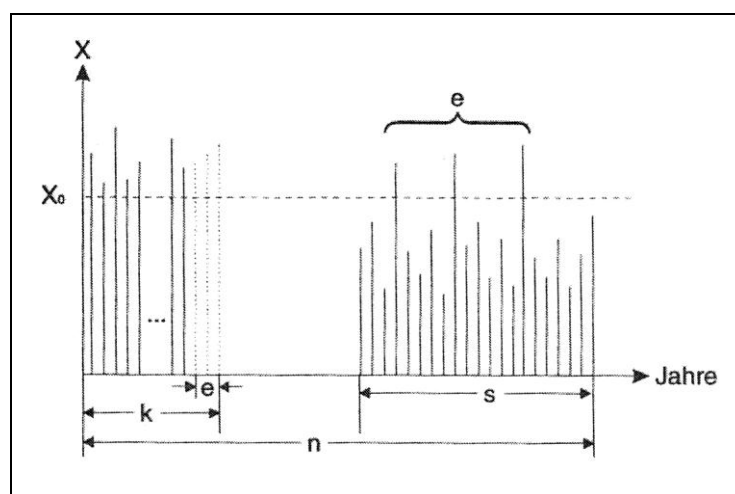


Abbildung 18: Darstellung der Jahreshochwasser mit Einbezug historischer Hochwasser (Abkürzungen siehe Formel), (GEES, 1997)

Ein Gewichtungsfaktor G bewirkt, dass dem Maximum der gesamten Messreihe (historische Daten und systematische Messreihe), die Rangordnung 1 zugewiesen wird.

$$P_i = \frac{i - \alpha}{k + 1 - 2\alpha} \cdot P_e \quad \text{für } i = 1, 2, \dots, k \quad (3.39)$$

$$P_i = P_e + (1 - P_e) \frac{i - k - \alpha}{n - k + 1 - 2\alpha} \cdot G \quad \text{für } i = k+1, \dots, g \quad (3.40)$$

$$G = \frac{n - k}{s - e} \quad (\text{Gewichtungsfaktor})$$

P_i : Überschreitenswahrscheinlichkeit des i -ten Wertes

P_e : Überschreitenswahrscheinlichkeit der k größten Werte

α : Parameter (0.3, nach CHEGODAYEV)

n : Anzahl Jahre der gesamten Messreihe (historisch und systematisch)

g : bekannte Anzahl Hochwasser in n Jahren

k : Anzahl größte Hochwasser in n Jahren

s : systematische Messreihe

e : Anzahl Hochwasser über einem Schwellenwert in der systematischen Messreihe

Setzt man für $P_e = k/n$ ein, erhält man folgende Formel:

$$P_i = \frac{i - \alpha}{k + 1 - 2\alpha} \cdot \frac{k}{n} \quad \text{für } i = 1, 2, \dots, k \quad (3.41)$$

$$P_i = \frac{k}{n} + \left(\frac{n - k}{n} \right) \cdot \frac{i - k - \alpha}{n - k + 1 - 2\alpha} \cdot \frac{n - k}{s - e} \quad \text{für } i = k+1, \dots, g \quad (3.42)$$

Die Formel (3.41) berücksichtigt die k größten Hochwasser. Die Auswahl kann entweder mittels eines Schwellenwertes oder einer bestimmten Anzahl von Werten erfolgen. Die Formel (3.42) ermöglicht die Abschätzung der Überschreitenswahrscheinlichkeit der restlichen Werte unterhalb des gewählten „Schwellenwertes“.

Nun ist es möglich, die „Plotting Position“ zu bestimmen. Für eine Abschätzung der Wiederkehrperioden der historischen Hochwasser ist diese Formel sehr gut geeignet. Man muss sich für den Schwellenwert für die einzubeziehenden Hochwasser entscheiden und α festlegen.

Aus dem zugehörigen Beispiel in der „Anleitung zur Berechnung von Hochwasserkennwerten in der Praxis“ ist ersichtlich, dass die Jährlichkeit nach Einbezug der historischen Hochwasser erheblich größer wird. Das mittels der Formel (3.41) berechnete Ergebnis entspricht somit eher der Realität als dasjenige gemäß der Formel (3.8).

3.14.2 Wahrscheinlichkeitsrechnung unter Einbeziehung historischer Daten

Es existieren verschiedene Methoden zur Einbeziehung historischer Hochwasser in die Parameterschätzung der Verteilungsfunktion. Alle Methoden haben die Annahme gemeinsam, dass ein Schwellenwert zu definieren ist, der jenen Durchfluss angibt, ab dem die Jährlichkeit großer Ereignisse der systematischen Reihe auf den Gesamtzeitraum bezogen wird. Im histo-

rischen Zeitraum soll dieser Schwellenwert mit Ausnahme der berücksichtigten historischen Hochwasser nicht überschritten werden.

Auch das Verfahren nach DVWK geht davon aus, dass alle Ereignisse über einem definierten Schwellenwert als historische Hochwasser angesehen werden (auch Werte innerhalb der systematischen Reihe). Das kleinste historische Hochwasser $\min HQ_h$ innerhalb des Zeitraums n_h liefert den Schwellenwert für den gesamten betrachteten Zeitraum ($n + n_h$). Im Zeitraum ohne systematische Beobachtungen n_h liegen insgesamt m_h Hochwasserereignisse, die größer/gleich $\min HQ_h$ sind ($m_h \geq 1$); im Zeitraum mit systematischen Beobachtungen befinden sich m solcher Ereignisse ($m \geq 0$), (siehe Abbildung 19).

Da Informationen im historischen Zeitraum n_h über Jahreshöchstabflüsse kleiner $\min HQ_h$ fehlen, wird näherungsweise davon ausgegangen, dass diese sich in ihren Merkmalen (Momente) so verhalten, wie die bekannten ($n - m$) Ereignisse in der systematisch beobachteten Zeitreihe.

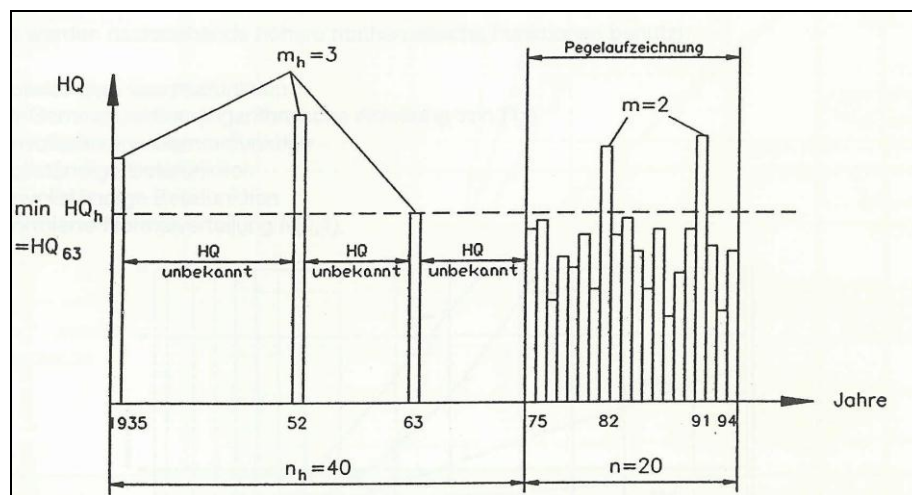


Abbildung 19: Berücksichtigung historischer Hochwasser (DVWK, 1999 b)

Somit müssen die $(n - m)$ Ereignisse im beobachteten Zeitraum, die kleiner sind als $\min HQ_h$, mit einem Gewichtungsfaktor G versehen werden:

$$G = \frac{n_h - m_h}{n - m} + 1. \quad (3.38)$$

Wegen der Vereinfachungen in diesem Verfahren kann der **Gewichtungsfaktor G** auf einen ganzzahligen Wert auf- oder abgerundet werden. Damit sind die $(n - m)$ Ereignisse G mal zu vervielfachen, während alle Werte größer/gleich $\min HQ_h$ nur einmal in der Stichprobe vorhanden sind.

Mit dieser erweiterten Stichprobe kann dann wie gewohnt die statistische Analyse durchgeführt werden.

3.14.3 Berücksichtigung zensierter Daten in die statistische Extrapolation

Von **zensierten Daten** spricht man, wenn von einzelnen Werten der Stichprobe nicht alle Merkmale bekannt sind. Aus historischen Quellen können z. B. Informationen zu extremen (den größten) Hochwasserereignissen gewonnen werden. Diese Daten können jedoch meist

infolge fehlender Hochwassermarken nicht quantifiziert werden. Es besteht jedoch in manchen Fällen die Möglichkeit, einen Schwellenwert t zu ermitteln, bei dem bestimmte Schäden zu beobachten waren, z. B. wird eine Brücke regelmäßig überströmt. Der Durchlass der Brücke schluckt eine gewisse Wassermenge, bevor das Wasser über die Brückenoberkante läuft. Diese Wassermenge kann abgeschätzt werden oder ist bekannt (Dimensionierungswassermenge).

An diesen Datensatz muss eine Verteilung angepasst werden. Gut geeignet für die Approximation ist die „Verallgemeinerte Pareto-Verteilung“ GPD. Betrachtet werden alle Werte x über einer Schranke t . Die **bedingte Verteilung** lautet $P(X_i > x / X_i > t)$.

3.15 Abschätzung außerordentlicher Hochwasser, PMF

Unter **außerordentlichen Hochwassern** sollen solche Ereignisse verstanden sein, deren Jährlichkeit bei $T_n > 100$ Jahren liegt (siehe Abschnitt 2.7).

Außerordentliche Hochwasserereignisse entstehen aus einem Zusammentreffen mehrerer ungünstiger Faktoren (z. B. Starkregen und hohe Abflussbereitschaft im Einzugsgebiet) und sind daher aus den systematischen Beobachtungen – die meist wesentlich kleinere Jährlichkeiten aufweisen – nicht direkt ableitbar. Da diese Extrapolation oft große Unsicherheiten in sich birgt, ist die gleichzeitige Anwendung mehrerer Verfahren angebracht (kombinierter Ansatz, siehe unten).

Die *Abschätzungen* anhand von **empirischen Formeln oder statistischen Methoden** liefern als Lösung nur den **Scheitelwert**; die Berechnung einer Hochwasserganglinie ist mit diesen Methoden nicht möglich. Dasselbe gilt für Verfahren, welche den Abfluss für eine Wiederkehrperiode von 100 Jahren mit einem mehr oder weniger empirisch gewählten Faktor multiplizieren. Dieser Faktor z. B. für ein HQ_{5000} variiert im Normalfall zwischen 1,5 und 2,0 und liegt für kleine Gebiete sogar darüber. Der als Basis dienende HQ_{100} -Wert sollte in diesem Fall zuvor aus einem repräsentativen Datenkollektiv oder über Regionalisierung berechnet werden und muss gut abgesichert sein.

Für bestimmte Fragestellungen sind **Volumen und Form** eines Hochwasserereignisses viel wichtigere Kenngrößen als die maximale Abflussspitze. Dies ist zum Beispiel der Fall bei Projekten, welche die Wirkung von großen Stauanlagen auf die Reduktion von Hochwasserspitzen untersuchen. Diese Informationen sind auch für die Hochwasser-Risikozonierung von Bedeutung.

Die Abschätzung von außerordentlichen Hochwasserereignissen erfolgt heute meist über eine gleichzeitige Anwendung der Methoden der **Extremwertstatistik und der Niederschlag-Abfluss-Modellierung** (N-A-Modellierung). Diese **parallele Betrachtungsweise** ist sinnvoll, da damit die Größenordnung des Ereignisses besser eingegrenzt werden kann. Mit dem kombinierten Ansatz ist auch die Erstellung von Hochwasserganglinien möglich.

Die N-A-Modellierung hat jedoch den Nachteil, dass aus den beobachteten Daten meist nicht ausreichend genaue Kenntnisse über das natürliche Verhalten des Niederschlag-Abfluss-Prozesses bei Extremereignissen abgeleitet werden können.

Über eine **stochastische Simulation des Niederschlag-Abfluss-Prozesses** lassen sich Hochwasserereignisse unterschiedlicher Größe ableiten. Für den Einsatz dieser Methodik sind die statistischen Eigenschaften der Teilprozesse aus Messdaten abzuleiten, in den Extrembereich

zu extrapolieren und entlang der Gewässerläufe zu regionalisieren. Hierbei ist zu prüfen, ob durch die Extrapolation der statistischen Kenngrößen in den Bereich der sehr seltenen Ereignisse die physikalischen Randbedingungen ausreichend genau eingehalten werden.

3.16 Risiko- und Restrisikobetrachtung (Extremhochwasser)

In den letzten Jahren hat sich im Umfeld des Hochwasserschutzes eine neue Denkweise etabliert. Dieser neue Ansatz basiert auf der Erkenntnis, dass ein absoluter Schutz praktisch nie erreicht werden kann und das Augenmerk auch auf eine bessere Bewältigung des **verbleibenden Risikos** gelegt werden muss. Früher wurden die Schutzbauten so dimensioniert, dass sie ihre Funktion bis zu einem bestimmten Bemessungswert erfüllen mussten, im Allgemeinen bis zu einer Dimensionierungswassermenge, die maximal einem 100- bis 150-jährlichen Ereignis entspricht. Die Erfahrung mit den jüngsten Katastrophenereignissen hat gezeigt, dass die Schäden meist durch Ereignisse verursacht wurden, die das Bemessungshochwasser der Schutzbauten überstiegen. Diese außergewöhnlichen Ereignisse müssen besser in die Vorsorge einbezogen werden, um die nach der Realisierung von Schutzmassnahmen verbleibenden Risiken zu vermindern. Diese Gefahren werden gemeinhin „**Restrisiken**“ genannt. Exakt zu unterscheiden sind Untersuchungen über **erhöhte Risiken** (Wassermengen, die über die Bemessungswassermenge hinausgehen) und über das **Restrisiko** (Versagen von Hochwasserschutzeinrichtungen).

Das **Extremhochwasser (EHQ)** ist definiert als außerordentliches (sehr seltenes) Ereignis, das die Dimensionierungswerte (wesentlich) übersteigt. Die Wahl dieses Ereignisses berücksichtigt zahlreiche Faktoren, die ihrerseits sehr variabel sind. Deshalb ist eine genaue Definition, insbesondere die Angabe einer Wiederkehrperiode, nicht unbedingt notwendig und zweckmäßig. Der Begriff des Extremhochwassers beinhaltet auch Unsicherheiten bezüglich der mit den Gefahrensituationen verbundenen Prozesse und ist nicht ausschließlich an einen Spitzenabfluss gebunden. In diesem Sinn wird das Extremhochwasser als eine „Prüfwassermenge“ für das Hochwasserschutzprojekt interpretiert, analog zur Praxis in der Statik oder Geotechnik. In dem Fall, wo der Spitzenabfluss für die Bestimmung eines Extremereignisses maßgebend ist, wird diesem Ereignis in Österreich in der Regel eine Wiederkehrperiode von 300 Jahren zugeordnet (siehe RIWA-T).

Dieses **Extremhochwasser** muss vom **maximalen Hochwasser HHQ oder Q_{max}** unterschieden werden. Das maximale Hochwasser ist effektiv der größte beobachtete Wert in einem Einzugsgebiet mit Abflussbeobachtung. Dieser Wert kann jedoch häufig unterhalb des Extremhochwassers liegen. Er unterscheidet sich auch von einem **Sicherheitshochwasser**, das bei der Dimensionierung von Staumauern verwendet wird. Für die Abschätzung eines Extremhochwassers müssen jene Umstände berücksichtigt werden, die für das untersuchte System eine bedeutende zusätzliche Belastung darstellen. Unter diesem Gesichtspunkt ist die Situationsanalyse (Typ des Einzugsgebietes, vorhandene Daten, beteiligte Prozesse, resultierende Gefahren) maßgebend für die Wahl der charakteristischen Eigenschaften dieses Ereignisses.

4 Informationserweiterung

Die traditionelle Vorgehensweise bei Anwendung einer Hochwasserstatistik basiert auf der Annahme, dass die Vielfältigkeit und Komplexität der Hochwasserprozesse durch eine geringe Anzahl von beobachteten Hochwasserabflüssen beschrieben werden können. Oft muss weit über die Länge einer vorliegenden Beobachtungsreihe hinaus extrapoliert werden. Die Abflussprozesse bei Extremereignissen können sich jedoch gegenüber den häufig beobachteten Hochwasserereignissen stark unterscheiden. Sinnvoll ist es daher, weitere Informationen über die hochwasserbildenden Prozesse im betreffenden Gebiet in die Berechnung einfließen zu lassen. Zusatzinformationen zur Verbesserung der lokalen Schätzung von Hochwasserkenngößen können – nach DYCK (1980) - in **zeitliche, räumliche und kausale Informationen** unterschieden werden.

Zusatzinformationen wie etwa historische Hochwasser oder regionale Hochwasserstatistik werden häufig zur Bestimmung von Hochwasserkennwerten herangezogen. So zählt es zur langjährigen Praxis beim Hydrographischen Dienst in Österreich, die rein statistische Berechnung durch Anwendung anderer Methoden abzusichern, wobei u.a. Hüllkurven und Spendediagramme Verwendung finden können. Für die Informationserweiterung bestehen folgende Möglichkeiten (siehe auch DYCK, 1980):

zeitliche Informationserweiterung

- **extern** durch Berücksichtigung historischer Hochwasser und zwecks Verlängerung von Durchflussreihen (siehe Abschnitt 3.12), Analyse der zeitlichen Variabilität statistischer HW-Kennwerte, Clustering
- **intern** durch Verwendung aller Hochwasserwerte über einem Schwellenwert (siehe Abschnitt 3.5.4)

räumliche Informationserweiterung

- durch Anwendung regionaler Analogie (Regionalisierungsansätze, z. B. Indexflood, Mehrfachregressionen, Geostatistik)

kausale Informationserweiterung

- **extern** durch Einbeziehung von Niederschlag (GRADEX-Verfahren, siehe Abschnitt 3.8) und Retentionswirkungen
- **extern** durch Berücksichtigung anthropogener Beeinflussungen
- **intern** durch Zerlegung der Hochwasserereignisse in genetisch homogene Kollektive (siehe Abschnitt 3.9)

Die eingesetzten Methoden sollten sich möglichst im Hinblick auf die Voraussetzungen und Annahmen bezüglich der zu beschreibenden hydrologischen Prozesse und Einflussfaktoren unterscheiden, um so einander ergänzende Information in die Berechnung einzubringen. Ebenso sollte die Informationserweiterung möglichst unterschiedliche Daten einbeziehen, z. B. unterschiedliche Datentypen wie Abfluss, Niederschlag, bzw. auch unterschiedliche Messstellen. Art und Umfang der verwendbaren Zusatzinformationen unterscheiden sich für jedes Gebiet je nach Datenlage. Manche Informationen erlauben eine quantitative Abschätzung, wie dies bei der räumlichen Informationserweiterung mittels regionaler Hochwasserstatistik der Fall ist. Andere Informationen erlauben nur qualitative Aussagen über ein plausibles Hochwasserverhalten und erfordern ein entsprechendes Maß an Experteneinschätzung. Gerade solche qualitativen Informationen beleuchten oft jene Aspekte des Hochwasserverhaltens, die in quantitativen, aus Messwerten abgeleiteten Aussagen nicht ausreichend zur Geltung kommen. Ein Beispiel hierfür sind Rückschlüsse aus der Morphologie und Gebietsbeschaffenheit auf das Hochwasserverhalten.

4.1 Zeitliche Informationserweiterung

Zur zeitlichen Informationserweiterung wird die Reihe der am Pegel beobachteten Hochwasserscheitel mit längeren hydrologischen Beobachtungen im Gebiet in Beziehung gesetzt. Eine bekannte Erscheinung bei der Interpretation von Abflussreihen besteht darin, dass große Ereignisse manchmal gehäuft in einigen wenigen Jahren auftreten, gefolgt von Jahrzehnten ohne große Hochwasser. Beispiele sind die Jahre 1965/66 mit außerordentlich großen Hochwassern im Süden und Osten Österreichs oder die Jahre 1897 bis 1899 und 1954 bis 1959 mit großen Hochwassern im österreichischen Donaueinzugsgebiet.

Durch diese ungleichmäßige Verteilung von Hochwasserereignissen ist es möglich, dass eine Datenreihe von z. B. 30 Jahren keine großen Hochwasser enthält, obwohl bei Betrachtung eines längeren Zeitraumes große Hochwasser auftreten werden. Auch der umgekehrte Fall einer Häufung von überdurchschnittlich großen Hochwassern im Datenkollektiv ist möglich.

Die Betrachtung eines größeren Zeitfensters gibt jedenfalls ein zuverlässigeres Bild. Dies kann über zwei Informationsquellen erfolgen, erstens durch Heranziehung längerer Abflussreihen von Nachbargebieten und zweitens durch die Analyse historischer Hochwasserereignisse.

Beim Vergleich längerer Abflussreihen von Nachbargebieten wird versucht, gleichzeitig aufgetretene Hochwasserereignisse an beiden Messstellen in Deckung zu bringen, um abschätzen zu können, wie sich die kurze Zeitreihe in die längere einordnet.

Eine zweite Möglichkeit der zeitlichen Informationserweiterung besteht in der Berücksichtigung historischer Hochwasserereignisse (siehe Abschnitt 3.12). In einigen Gebieten liegen Informationen über historische Hochwasser vor. Art und Umfang der Informationen können sehr unterschiedlich sein. Neben Berichten in Archiven und Chroniken, die vielmals nur sehr ungenaue und unsichere Rückschlüsse auf historische Abflussmengen zulassen, können Hochwassermarken an Gebäuden (insbesondere an Flüssen mit großen Einzugsgebieten) und Fotografien herangezogen werden, um die Höchststände der Hochwasser einzuschätzen. Danach kann eine Reihung der Jährlichkeiten historischer Hochwasser und der größten Hochwasser des Kollektivs erfolgen.

4.2 Räumliche Informationserweiterung

Zur räumlichen Informationserweiterung wird die Reihe der beobachteten Abflüsse einer Pegelstation mit der Reihe von Nachbarpegeln in Bezug gesetzt. Ein mögliches Konzept ist die **Gruppierung („Pooling“)** von Gebieten in „homogene“ Regionen mit vergleichbarem Hochwasserverhalten. Die Idee des Ansatzes ist es, fehlende Information des Pegels selbst durch Analogieschlüsse aus Nachbarpegeln zu ersetzen.

Es existiert eine Reihe von formalen Methoden, die es erlauben, lokale Hochwasserabflüsse mit jenen von Nachbargebieten in Bezug zu setzen, z. B. die **„Index Flood“-Methode** (DALRYMPLE, 1960), die **„Region of Influence“-Methode** (BURN, 1997; IH, 1999), Regression von Hochwasserkenngrößen mit Gebietseigenschaften (z. B. SCHUMANN UND PFÜTZNER, 2002) und geostatistische Verfahren (siehe Abschnitt 5.2.4).

Seit Langem praktizierte Methoden der räumlichen Informationserweiterung sind einfache Regionalisierungsverfahren wie **regionale Spendendiagramme**, bei denen für eine homogene Region die statistischen Hochwasserkennwerte der Pegel als Spenden (z. B. Hq_{100}) gegen die Einzugsgebietsfläche graphisch aufgetragen werden. Es sollte dann ein deutlicher Zusammenhang zwischen Einzugsgebietsfläche und Hochwasserspenden erkennbar sein. Ebenso können in regionale Spendendiagramme Ergebnisse anderer Regionalisierungsverfahren eingetragen werden (siehe Abschnitt 5.2.4 und 5.2.2).

Bei größeren Einzugsgebieten, wo die Zunahme der Einzugsgebietsfläche entlang des Flusslaufes verhältnismäßig gering ist (dies betrifft insbesondere Unterläufe von Flüssen) und mehrere Pegel am selben Flusslauf vorhanden sind, stellen hydrologische Längenschnitte das geeignetere Werkzeug zur Darstellung der regionalen Zusammenhänge dar. Dabei ist es wichtig, allfällige Retentionserscheinungen infolge von Ausuferungen zu berücksichtigen.

4.3 Kausale Informationserweiterung

Bei der kausalen Informationserweiterung werden die Beobachtungen mit den Prozessen der Hochwasserentstehung in Bezug gesetzt. Die Kenntnis der **hochwasserbildenden Prozesse** ist besonders dann von Vorteil, wenn weit über die Länge der vorliegenden Beobachtungsreihe hinaus extrapoliert werden muss.

Folgende Schlüsse lassen sich aus der Beurteilung der **Abflussreaktion** ziehen:

- Der Aufbau des Bodens und die Geologie bestimmen die Abflussreaktion auf Starkniederschläge. Während Böden mit günstigem Aufbau in der Lage sind, das meiste Wassers zu speichern, fließt bei anderen ein Großteil des Niederschlags ab.
- Diese Unterschiede lassen sich auf verschiedene Abflussprozesse zurückführen. Welcher Abflussprozess ausgelöst wird, hängt von den Bodenverhältnissen ab.
- Um zu verstehen, auf welche Weise große Hochwasser in einem Gebiet entstehen, sind gebietsspezifische Kenntnisse der Abflussprozesse nötig. Es müssen weitere Aspekte wie die Vegetation, die Gewässernetzdichte, die Geomorphologie, die Geologie und letztendlich die räumliche und zeitliche Niederschlagsverteilung mitberücksichtigt werden.

Die Abflussreaktion ganzer Einzugsgebiete hängt vom Flächenanteil und der räumlichen Lage der verschieden reagierenden Teilflächen sowie den Neigungsverhältnissen ab. Je nach Anteil und Verteilung sind Niederschläge mit unterschiedlichen Verläufen und Dauern für die Ent-

stehung großer Hochwasser entscheidend. Wie diese Faktoren zusammenspielen, kann mit Niederschlag-Abfluss-Modellen untersucht werden.

Wichtig für die Verbesserung der Hochwasserabschätzung ist daher die **lokale Gebietskenntnis** (Begehung, Stumme Zeugen). Dies ist insbesondere bei kleinen Einzugsgebieten von besonderer Bedeutung. Einerseits können Informationen über Geologie, Boden, Landnutzung, Topographie, Klima und anthropogene Eingriffe Hinweise auf unterschiedliches Verhalten geben. Diese Informationen können in formale Regionalisierungsmethoden, wie z. B. Mehrfachregressionen, eingebunden werden. Jedoch ist das Zusammenspiel von Klima, Topographie, Geologie etc. bei der Entstehung von Hochwasser äußerst komplex.

Möglich ist die Einbeziehung von Niederschlagsdaten. Ein einfaches und robustes Verfahren ist das GRADEX-Verfahren, das aus einer Kombination von Niederschlagsstatistik und Hochwasserstatistik in Form eines vereinfachten Niederschlag-Abflussmodells besteht.

Komplexere Verfahren zur Bestimmung von Hochwasserwahrscheinlichkeiten aus dem Niederschlag werden in der Literatur unter dem Begriff „Abgeleitete Hochwasserstatistik“ zusammengefasst. Ihnen liegt in der Regel ein stochastisches Niederschlagsmodell und ein Abflussmodell zugrunde (siehe SIVAPALAN et al., 2005).

Die Analyse von Abflussbeiwerten beobachteter Hochwasser ist ein weiteres Beispiel kausaler Informationserweiterung.

Eine weitere kausale Informationsquelle ist die **Analyse der Hochwassergenese**. Werden verschiedene Hochwasserprozesse durch getrennte statistische Untersuchungen analysiert, können diese in Typen klassifiziert werden: Hochwasser zufolge großflächiger Aufgleitniederschläge, lokaler konvektiver Starkregen, sowie Regen-auf-Schnee-Ereignisse und Schneeschmelzhochwasser. Eine einfache Form dieser Analyse findet sich in einer saisonalen Aufgliederung.

Daneben existieren noch **Sonderformen der Hochwasserentstehung**, wie etwa **Eisstöße** oder Hochwasser nach Einstau durch Murenabgänge, welche nach Möglichkeit getrennt behandelt werden sollten. Derartige Erscheinungen sind lokalspezifisch und entziehen sich einer regionalen Übertragung.

Die statistischen Eigenschaften der Hochwasserkollektive, aufgegliedert nach **Prozesstypen**, zeigen oft deutliche Unterschiede. Bei kleinen Einzugsgebieten mit häufigen konvektiven Starkregen ist z. B. die Schiefe der Verteilung wesentlich größer als bei Einzugsgebieten mit einem großen Anteil an Schneeschmelzhochwasser.

4.4 Vertrauensbereich bei Einbeziehung von Informationserweiterungen

Jede der verwendeten Informationen ist mit einem eigenen zugehörigen Vertrauensbereich oder Unschärfe-Bereich verbunden. In der klassischen Hochwasserstatistik entspricht dies den Konfidenzintervallen (DVWK, 1999 b), oder auch dem Ergebnisspektrum bei Verwendung mehrerer Verteilungsfunktionen. Die Größe des Unschärfe-Bereiches hängt von der Qualität der verwendeten Daten und der Eignung und Güte des verwendeten Modells ab. Bei qualitativer Information, wie z. B. bei Einbeziehung der Morphologie, kann kein quantitativer Vertrauensbereich angegeben werden, es ist aber oftmals möglich, eine grobe Einschätzung eines Bereiches anzugeben. Die Ermittlung des maßgebenden Hochwasserabflusses erfolgt dann

durch Kombination der einzelnen Schätzwerte und Überlagerung der einzelnen Vertrauensbereiche.

Dabei sind zwei Möglichkeiten denkbar: Im ersten Fall führen die einzelnen Informationsquellen zu einer konsistenten Schätzung, d. h. die Vertrauensbereiche der einzelnen Schätzungen überlappen sich. In diesem Fall ist es sinnvoll, den maßgebenden Hochwasserabfluss in den Überlappungsbereich zu legen. Die Gesamtunsicherheit wird dadurch reduziert. Formale Verfahren wie z. B. **Bayes Statistik** können hier zur Anwendung kommen, oder die Schätzung des maßgebenden Hochwasserabflusses erfolgt manuell auf Basis von Experteneinschätzung. Im zweiten Fall sind die einzelnen Schätzwerte inkonsistent, d. h. es gibt keinen eindeutigen Bereich, in dem sich die einzelnen Vertrauensbereiche überlagern. Grund hierfür können Datenfehler oder Aspekte sein, die in den bisher verwendeten Verfahren nicht berücksichtigt wurden. In diesem Fall wird empfohlen, die verwendeten Daten und Methoden nochmals zu überprüfen und die Ursachen der Inkonsistenz zu ergründen bzw. neue Informationsquellen in die Berechnung mit einzubeziehen. Lässt sich die Inkonsistenz nicht beheben, ist mit einem großen Unsicherheitsbereich zu rechnen, der die einzelnen Streubereiche umfasst.

5 Regionale Hochwasserabschätzung (regionalhydrologische Analysen)

5.1 Grundlagen

Für die **Bemessung** von Bauwerken im oder am Gewässer werden in der Regel hochwasserstatistische Aussagen an Querschnitten benötigt, für die keine gemessenen Durchflüsse vorliegen. Vorhandene hochwasserstatistische Informationen müssen daher so aufbereitet werden, dass räumlich übertragbare Aussagen möglich sind. Dabei werden die regionalspezifischen Aspekte berücksichtigt, die sich z. B. aus den abflussbildenden Eigenschaften oder aus der Niederschlagscharakteristik des jeweiligen Einzugsgebiets ergeben.

Die Praxis zeigt, dass es sinnvoll ist, zwischen mittelgroßen Einzugsgebieten ($10 \text{ km}^2 < A_E < 500 \text{ km}^2$) und kleinen Gebieten ($A_E < 10 \text{ km}^2$) zu unterscheiden. Schätzmethoden für mittelgroße Einzugsgebiete können nicht einfach auf kleine Gebiete übertragen werden, da die Abflussbildung und die Abflusskonzentration nicht von den gleichen Prozessen dominiert werden.

Dank der großen Fortschritte der elektronischen Datenverarbeitung ist man heute in der Lage, viele verschiedene Schätzverfahren anzuwenden und ihre Ergebnisse vergleichend zu analysieren, was in der Vergangenheit aus Zeit- und Kostengründen in diesem Umfang nicht möglich war. So gelangt man heute zu einer breit abgestützten und damit insgesamt besser abgesicherten Hochwasserabschätzung. Dabei nutzt man die Tatsache, dass jede Methode ihre Stärken und Schwächen hat und diese je nach Einzugsgebiet unterschiedlich zum Tragen kommen.

Ein weiterer wichtiger Unterschied zwischen älteren und neueren Ansätzen ergibt sich bezüglich ihrer Zielgröße: Bei den älteren Ansätzen, die meist auf Hüllkurven basieren, wird in der Regel ein Q_{max} bestimmt, die neueren Methoden erlauben die Angabe eines $HQ(T_n)$.

Generell ist es möglich, entweder die Hochwasserspendenwerte für unterschiedliche Jährlichkeiten oder die Verteilungsfunktion (eigentlich die Parameter der Funktion) zu regionalisieren. Beim ersten Ansatz wird davon ausgegangen, dass die Verteilungen der Hochwasserscheitel in einer Region näherungsweise gleich sind und sich nur in einem Skalen-, dem so genannten „**index-flood**“-Parameter unterscheiden, der die Einzugsgebietsgröße, die Niederschlags- und die Abflusscharakteristik des jeweiligen Gebietes repräsentieren soll.

Es wird empfohlen, immer mehrere Methoden anzuwenden, um das Risiko einer groben Unterschätzung zu vermeiden, wodurch insgesamt genauere Ergebnisse erzielt werden können.

Die Hochwasserabschätzung für unbeobachtete Gebiete kann in vier Arbeitsschritte gegliedert werden:

- Anwendung verschiedener geeigneter Methoden
- Analyse der Streuung der Ergebnisse
- Ausscheidung nicht plausibler Ergebnisse
- Ermittlung des Schätzwertes für $HQ(T_n)$ mit zugehörigem Streubereich und Validierung der Ergebnisse

5.2 Regionale Übertragung

5.2.1 Regionaler Abgleich der extremwertstatistischen Ergebnisse von Hochwasserkollektiven

Im Rahmen der regionalen Statistik kommen die Verfahren der Extremwertstatistik zur Anwendung, es werden jedoch zusätzliche Regionalisierungsverfahren hinzugezogen, um Unsicherheiten in den statistischen Auswertungen bzw. Hochwasserkollektiven zu verringern.

Der statistischen Auswertung von repräsentativen Pegeln in der Region kommt besondere Bedeutung zu. Im Spendendiagramm oder als Gebietsfaktoren zeigen sie das abflussstatistische Spektrum in der Region auf.

5.2.2 Regionale Übertragungsfunktionen

Die Analyse sowie die Inter- und Extrapolation raumvarianter Strukturen sind Schwerpunkte regionalhydrologischer Untersuchungen. Dabei spielen die sogenannten **regionalen Übertragungsfunktionen** eine wichtige Rolle. Das grundlegende Prinzip besteht darin, hydrologische Kennwerte oder die Parameter eines hydrologischen Modells in Beziehung variabler und invariabler Gebietskenngrößen zu setzen. Zur Herleitung dieser Funktionen geht man von Einzugsgebieten mit Abflussermittlungen aus, in denen **sowohl Hochwasserkennwerte als auch Gebietskenngrößen** zur Verfügung stehen.

Typische Gebietskenngrößen sind:

- das Einzugsgebiet als Ganzes (z. B. geographische Lage, Fläche, Höhen- und Neigungsverhältnisse, Expositionen, Form),
- die Gerinne (z. B. Länge, Gefälle),
- die Verhältnisse im Untergrund (z. B. Durchlässigkeit, Speicherkapazität),
- die Vegetations- und Landnutzungsverhältnisse (z. B. Anteil bewaldeter Flächen),
- die klimatischen Bedingungen (z. B. Strahlung, Temperatur, Niederschlag),
- die anthropogenen Beeinflussungen (z. B. Versiegelungsgrad),
- Speicher sowie
- Zu- und Ableitungen.

Einfache Schätzformeln

Die sogenannten empirischen Verfahren (Hochwasserformeln) bilden eine Gruppe innerhalb der regionalen Übertragungsfunktionen. Sie haben ihre Wurzeln oftmals im ausgehenden 19. Jahrhundert und finden in der Praxis noch teilweise Anwendung.

Ein einfaches und früher weit verbreitetes Verfahren zur Regionalisierung von Hochwasserkennwerten sind **Hüllkurven** der Hochwasserabflüsse. Hierbei werden die größten beobachteten Hochwasserabflüsse in einer Region gegen die Gebietsgröße aufgetragen (WUNDT, 1949). Die Hüllkurve ist jene Kurve, die über allen beobachteten Ereignissen liegt. Die Hüllkurve ist somit ein Hinweis für den maximalen Hochwasserabfluss in dieser Region. Den Werten der Hüllkurve ist jedoch keine Wiederkehrwahrscheinlichkeit bzw. Jährlichkeit zugeordnet, was die Anwendbarkeit von Hüllkurven für Bemessungszwecke stark einschränkt.

Aus den Hüllkurvenuntersuchungen entwickelten sich einfache empirische Ansätze zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen unbeobachteten Einzugsgebieten. Viele dieser Formeln werden im Bereich von Wildbächen schon seit Langem angewandt. Mit diesen Formeln wird der Hochwasserabfluss in der Regel als Funktion der Einzugsgebietsfläche und mehrerer Koeffizienten berechnet.

Die empirischen Hochwasserformeln sind meist von der Gestalt

$$HQ = a \cdot A_E^b \quad (5.1)$$

Der Exponent b liegt, wie zahlreiche Untersuchungen zeigen, zwischen 0,5 und 0,8. Dementsprechend sagt die Hochwasserformel aus, wie eine Hochwasserspitze von der Einzugsgebietsfläche abhängt: Sie wächst nicht proportional zu dieser, sondern unterproportional

Ein Beispiel ist die 90%-Abflussformel nach WUNDT (1949):

$$HQ = 13,8 \cdot A_E^{0,6} \quad (5.2)$$

wobei A_E die Einzugsgebietsfläche [km²] ist. Andere Formeln wie jene von HOFBAUER (1916) (in HAGEN, 2005)

$$HQ_{\max} = 60 \cdot \alpha \cdot A_E^{0,6} \quad (5.3)$$

erlauben durch gebietsabhängige Koeffizienten, hier Koeffizient α , eine Anpassung an lokale Verhältnisse.

Die regionale Streuung der Koeffizienten a und b weist darauf hin, dass der Parameter A_E (Einzugsgebietsfläche) nicht ausreicht, um Hochwasserspitzen zu berechnen; es müssen offensichtlich noch weitere Parameter eingeführt werden. Weitere geeignete Gebietsparameter sind etwa Gefällsverhältnisse, die Höhenlage, Oberflächenbeschaffenheit, der Waldanteil, Hydrogeologie, Gletscherfläche. Meist ist jedoch keine systematische Abhängigkeit ableitbar. Viele neuere Formeln erfordern auch Angaben zum Ereignisniederschlag (HAGEN, 2005).

Anmerkung: Die meisten Formeln liefern nur Hochwasserspitzen **ohne Angabe der Auftretenswahrscheinlichkeit**.

Von einer ausschließlichen Anwendung der in der Praxis verbreiteten Hochwasserformeln z. B. von WUNDT, HOFBAUER, KÜRSTEINER etc. zur Ermittlung von Hochwasserabflussspitzen (bestimmter Jährlichkeit) wird **dringend abgeraten**, diese sollten nur für Vergleichszwecke als grobe Orientierungshilfe herangezogen werden.

Die Anpassung diverser Koeffizienten wie z. B. bei HOFBAUER (siehe oben) ist meist nicht nachvollziehbar und entbehrt objektiver Grundlagen.

Auf Hochwasserstatistik und Regionalisierung basierende Schätzformeln

In Anlehnung an WUNDT (1949) werden mit dem Ansatz

$$GF_{100} = \frac{HQ_{100}}{A_E^{0.6}} \quad (5.4)$$

die **Gebietsfaktoren** GF_{100} auf Basis von statistischen Auswertungen und Analysen von Pegeln unter Hinzuziehung von Regionalisierungsansätzen wie Hq_{100} –Spendenvergleichen, hydrologische Längenschnitte, etc ermittelt und regional dargestellt.

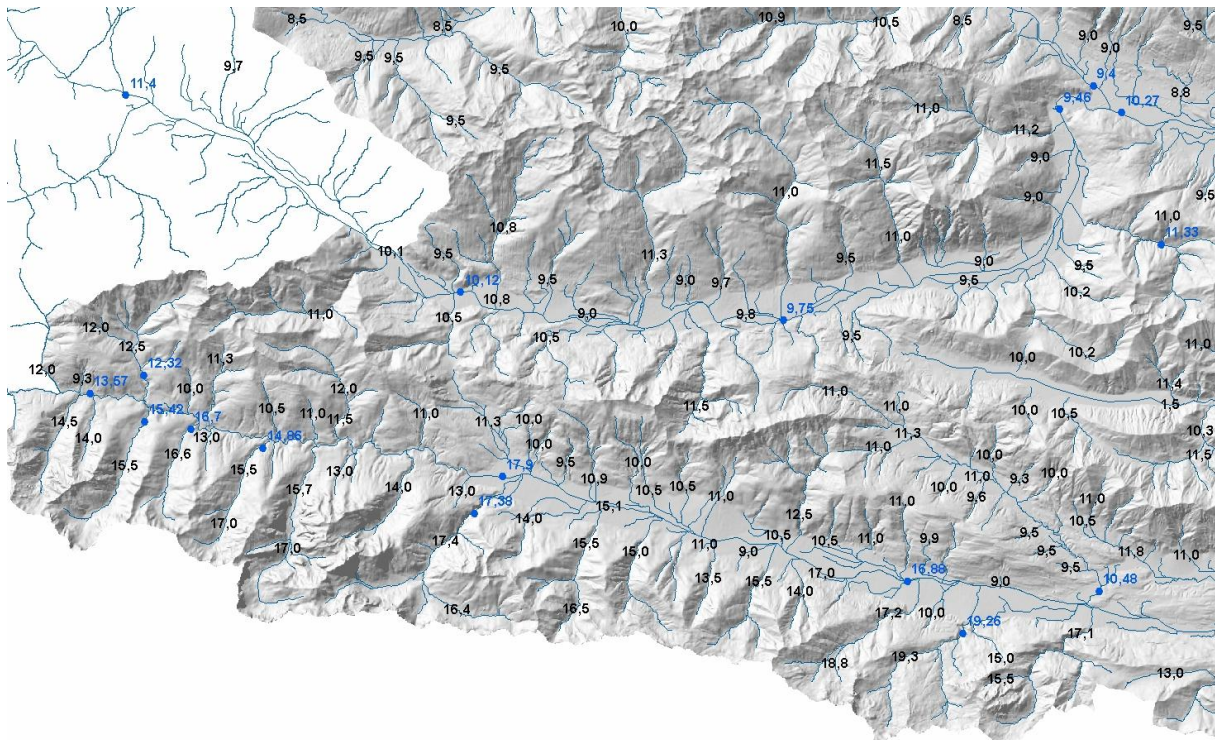


Abbildung 20: Beispiel für die Darstellung von statistikbasierten, regionalisierten Hochwasser-Gebietsfaktoren GF_{100} für das obere Gail- und Drautal, Kärnten; HD Kärnten, 8MOSER 2011); $HQ_{100} = GF_{100} \cdot A_E^{0.6}$ A_E ...Einzugsgebiet (km²)

Die so ermittelten Gebietsfaktoren geben Aufschluss über die regionalen hydrologischen Ähnlichkeiten und sind auf hydrologisch ähnliche unbeobachtete Einzugsgebiete übertragbar. Diese Informationen lassen sich noch durch Hinzuziehen von Zusatzinformationen (Gebietsgefälle, Einzugsgebietsgröße, N-A-Modelle, etc.) und Erfahrung verfeinern. Dabei ist auf das

unterschiedliche Hochwasserverhalten zwischen Flüssen und kleineren Zubringern (Bächen) Rücksicht zu nehmen. Nach Möglichkeit sind in einem hydrologisch-klimatisch-topographisch ähnlichen Gebiet Pegel mit unterschiedlichen Einzugsgebietsgrößen auszuwerten.

Die Ermittlung der Gebietsfaktoren GF_{100} beobachteter Einzugsgebiete nach statistischen Gesichtspunkten und Analysen ist im ersten Schritt sehr aufwändig. Die weiteren Ansätze auf Grundlage des Basisnetzes sind dann einfach anzuwenden. Die Übertragbarkeit der Kennwerte auf unbeobachtete Einzugsgebiete hängt sehr stark von der hydrologischen Homogenität der Region und der Anzahl und Qualität der im Gebiet befindlichen Pegel ab. Bei der Extrapolation auf deutlich kleinere Einzugsgebiete ist mit größeren Unsicherheiten zu rechnen. Daher wird eine Einbeziehung anderer Verfahren empfohlen.

Spendendiagramme und hydrologische Längenschnitte

Regionale Spendendiagramme zählen zu den einfachen Regionalisierungsverfahren. Hierzu werden Pegelgebiete zu Regionen bzw. Gruppen zusammengefasst. Für jede Region werden die Hochwasserkennwerte als Spenden (z. B. MHq , Hq_{100}) gegen die Gebietsfläche graphisch aufgetragen. Wird das Hochwasserverhalten der Gebiete in dieser Region als ähnlich angenommen, so nimmt die Hochwasserspende mit zunehmender Gebietsfläche in ähnlicher Weise ab.

Sehr wesentlich ist der Vergleich der statistischen Ergebnisse von Abflusspegeln mit den klimatisch-hydrologisch-topographisch-geologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes. Hier bieten geographische Informationssysteme (GIS-Modelle) die Möglichkeit einer sehr detaillierten Gebietsauswertung und einer Verknüpfung der statistischen Daten.

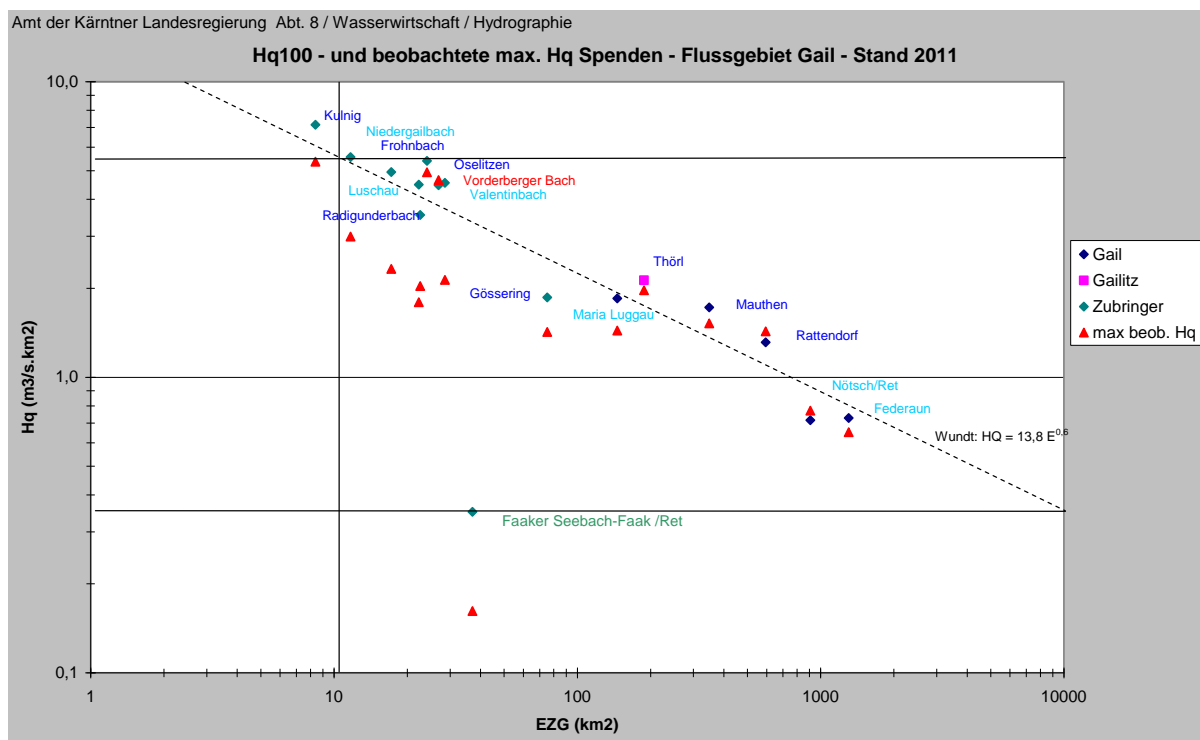


Abbildung 21: Beispiel eines Hq_{100} - Spendendiagramms für das Einzugsgebiet der Gail

Für die Darstellung des Spendendiagramms als detaillierte Bemessungsgrundlage wird eine Differenzierung des Diagramms nach zusätzlichen Merkmalen wie z. B. Steilheit des Einzugsgebietes (Gebietsgefälle), Geologie, Abflussbeiwerten, Fließretention etc. empfohlen.

Dies kann durch Einbindung der Ergebnisse von Regionalisierungsverfahren wie z. B. N-A-Modellen geschehen (siehe auch Beispiel in der Anleitung „Ermittlung von Hochwasserkennwerten in der Praxis“).

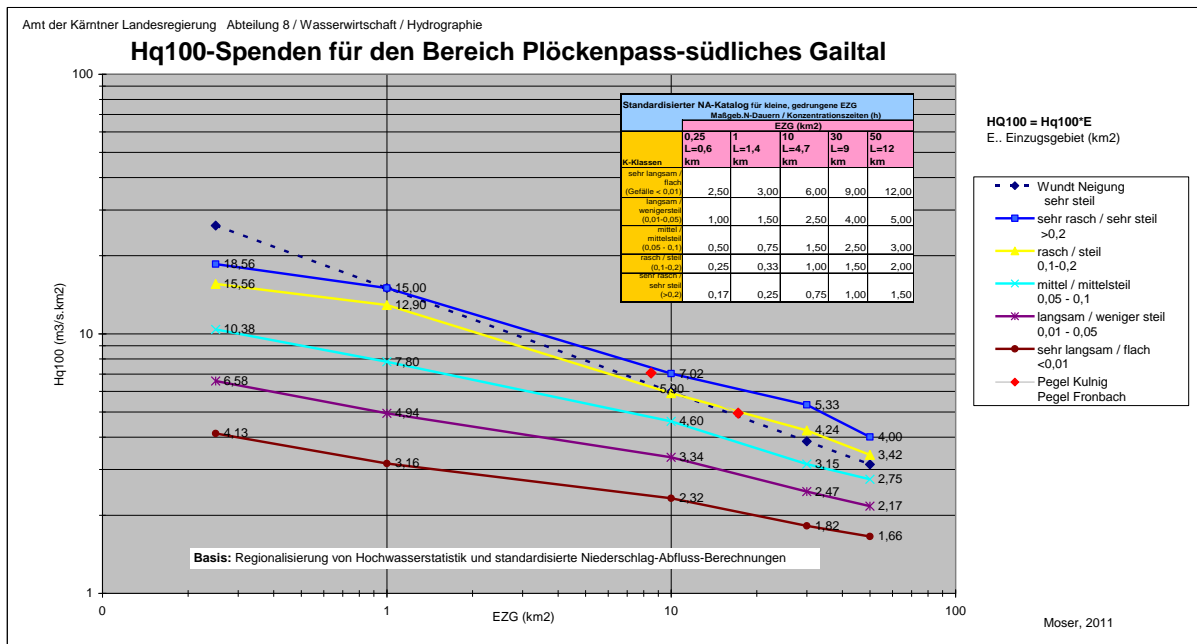


Abbildung 22: Beispiel eines Gebietsgefälle- bzw. Konzentrationszeitdifferenzierten Hq_{100} -Spendendiagramms für das südliche Gaital durch Einbindung von standardisierten N-A-Berechnungen, HD Kärnten (MOSER 2011)

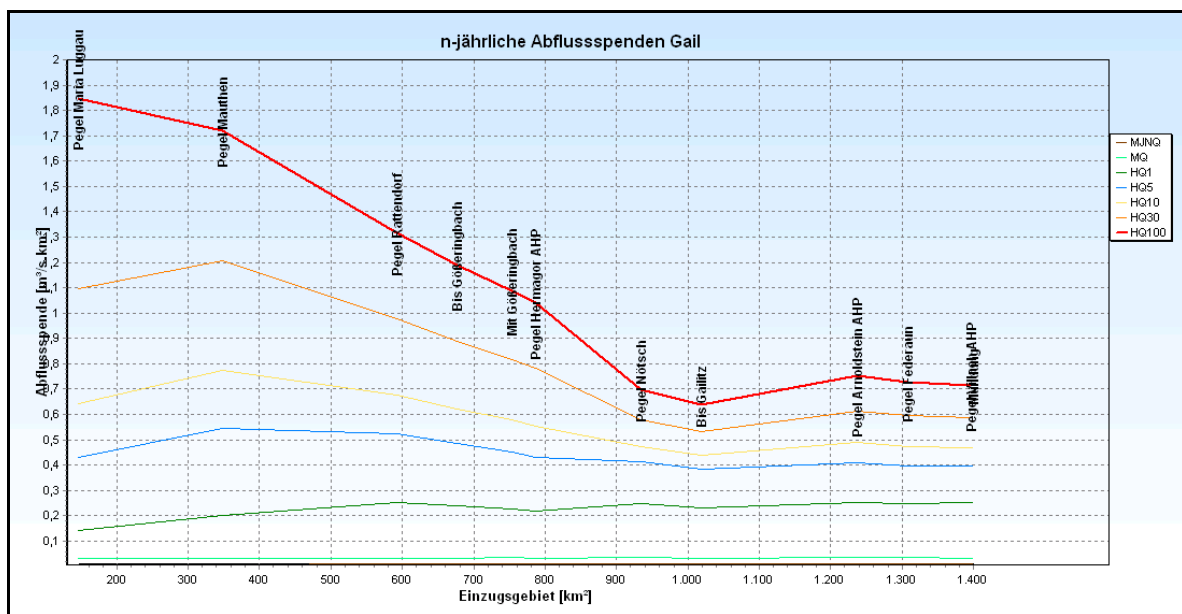


Abbildung 23: Beispiel eines Hq -Abflussspenden-Längenschnittes für die Gail

Beim **hydrologischen Längenschnitt** werden Hochwasserkennwerte, die aus Beobachtungen abgeleitet wurden, gegen die Lauflänge oder gegen die Einzugsgebietsgröße aufgetragen. Der Längenschnitt ist auf Plausibilität zu prüfen, gegebenenfalls ist ein Abgleich zwischen benachbarten Pegeln durchzuführen. Zwischen den beobachteten Stellen wird in der Regel

linear interpoliert. Auf Grund von Gebietseigenheiten können auch Knickstellen oder Sprungstellen (z. B. bei Einmündung von Zubringern) auftreten.

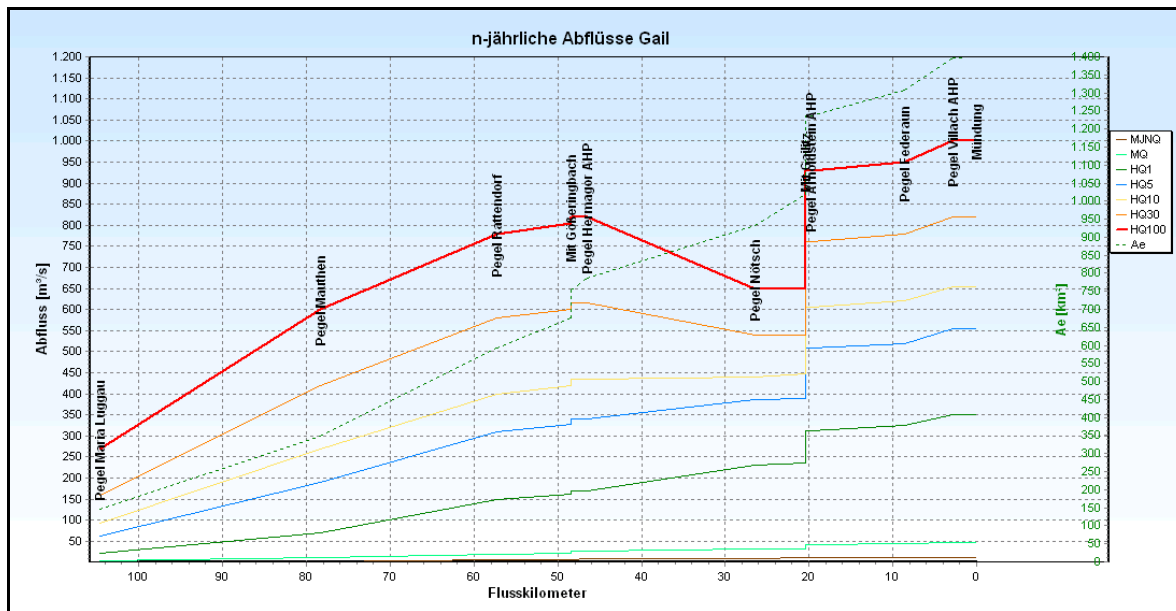


Abbildung 24: Beispiel eines HQ-Abfluss-Längenschnittes für die Gail

Durch die graphische Darstellung des Abflusses in Bezug auf den Flusskilometer erlauben hydrologische Längenschnitte eine bessere Einschätzung des Abflusses zwischen beobachteten Stellen und erleichtern Abflussbilanzierungen. Durch die Bilanzüberlegungen ist es unter Umständen möglich, Fehler in den beobachteten Abflussdaten zu erkennen.

Hydrologische Längenschnitte eignen sich für die Bestimmung von Hochwasserkennwerten an unbeobachteten Stellen von größeren Flüssen. Für kleinere Flüsse, bei denen lokale Effekte eine starke Veränderung im Abflussverhalten entlang des Flusslaufes hervorrufen können, sind Längenschnitte weniger geeignet. Da hydrologische Längenschnitte in erster Linie graphische Darstellungen der Abflussveränderung entlang von Gewässerläufen sind, kann ohne zusätzliche Information nicht über die letzte Beobachtungsstelle hinaus extrapoliert werden.

5.2.3 Gruppierungsmethoden

Als zweite wesentliche Gruppe sind Verfahren zu nennen, welche vom klassischen Verständnis der Regionalisierung im Sinne einer Unterteilung der Landoberfläche in **Regionen mit ähnlichem oder einheitlichem hydrologischen Regime** ausgehen. Zielsetzung ist in der Regel, Raumeinheiten in Gruppen nach Maßgabe einer Ähnlichkeitsdefinition zusammenzufassen. Sind die gefundenen Einheiten zudem räumlich zusammenhängend, so kann - im Gegensatz zu den räumlich nicht zusammenhängenden Raumtypen - von Regionen gesprochen werden; es liegt eine Regionalisierung im engeren Sinne vor.

Mit diesen Verfahren werden hydrologisch relevante Raumstrukturen erkannt. Dadurch kann die räumliche Variabilität hydrologischer Größen erklärt bzw. modelliert werden und die Komplexität der realen Welt wird damit reduziert. Die Verfahren basieren auf Gebietskenngrößen bzw. auf hydrologischen Größen.

Die Ausweisung hydrologisch ähnlich reagierender Gebiete stellt gerade im Hochwasserbereich eine sehr große Herausforderung dar und gelingt - wie die Erfahrungen zeigen - oftmals

nicht. Dem ist auch hinzuzufügen, dass es Einzugsgebiete, Regionen oder Raumtypen mit gleichen oder sehr ähnlichen hydrologischen Eigenschaften im umfassenden Sinn nicht gibt; Ähnlichkeiten lassen sich - wenn überhaupt - nur problembezogen, also bezüglich einer bestimmten hydrologischen Größe, bestimmen. Bei der Abschätzung hydrologischer Größen in Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen ist folgendes Vorgehen angeraten:

- Bildung von Raumtypen oder Regionen nach einem geeigneten, zielgrößenorientierten Typisierungsansatz;
- Zuordnung des Gebietes ohne Messdaten zu einem Raumtyp bzw. zu einer Region;
- Übernahme der typspezifischen hydrologischen Kennwerte oder Modellparameter.

Die beiden Ansätze „Gruppierungsmethoden“ und „regionale Übertragungsfunktionen“ lassen sich unter dem Oberbegriff **regionale Übertragung** zusammenfassen. Je nach Fragestellung kann es sinnvoll sein, die beiden Verfahrensgruppen zu kombinieren:

Mit einer vorgeschalteten problembezogenen Untersuchung lassen sich hydrologisch ähnlich reagierende Einzugsgebiete oder Regionen identifizieren, die als Basis für die Entwicklung regionaler Übertragungsfunktionen dienen können.

Die Erfahrung zeigt, dass sich bei regional differenzierten Modellen - im Vergleich zu sogenannten Globalmodellen - die Werteintervalle der Modellparameter verkleinern und damit die Aussagekraft und Güte der regionalhydrologischen Modelle verbessern lassen.

Eine weitere Methode zur räumlichen Übertragung von Hochwasserkennwerten ist die Ausweisung von „homogenen“ Regionen, in denen ein einheitliches Hochwasserverhalten angenommen wird. Die Idee dieses Ansatzes ist, dass die Daten aller Einzugsgebiete innerhalb einer Region zusammengefasst (d. h. „gepoolt“) werden, um damit die Aussagekraft über das Hochwasserverhalten zu steigern.

Regionale Momente und Parameter (Index-Flood-Methode)

Die bekannteste Methode, welche auf die Bestimmung **homogener Regionen** (im Englischen oft „*Pooling Group*“ genannt) beruht, ist die **Index-Flood-Methode (IF)**. Die IF-Methode oder besser der IF-Ansatz, denn je nach gewählter Verteilungsfunktion und Schätzverfahren und auch in Abhängigkeit von der Datensituation existieren zahlreiche Versionen, geht in der üblichen Formulierung auf den *Flood Studies Report des National Environmental Research Council* zurück und beruht auf der erweiterten Idee der regionalisierten Schätzer: Das Modell nimmt an, dass sich die Verteilung F_i der Ereignisse am Ort i als Produkt eines lokalen Skalierungsfaktors, der **Index-Flood** μ_i und einer für das homogene Gebiet charakteristischen dimensionslosen **Wachstumskurve** F_R („*growth curve*“) ergibt:

$$F_i(x) = \mu_i F_R(x) \quad (5.5)$$

Als **Index-Flood** wird i.A. naheliegenderweise der lokale Mittelwert verwendet, der ja sowohl das niedrigste Moment ist (egal ob klassisch oder L oder PW) und meistens auch ein Parameter der Verteilung. Die Wachstumskurve wird dann für einen Erwartungswert 1 und regionalisierte (gewichtete) Mittelwerte der lokalen Parameter- bzw. Momentenschätzer angepasst und die Quantile $x_{p,R}$ bestimmt:

$$x_{p,i} = \mu_i x_{p,R} \quad (5.6)$$

Dieses Verfahren verlangt einen lokalen Schätzer μ_i und kann daher nur an bereits beobachteten Messorten angewendet werden. Mittels Regression kann aber die IF an noch nicht beobachteten Orten geschätzt werden.

Die Index-Flood-Methode besteht aus drei Schritten. Im **ersten Schritt** werden homogene Regionen gefunden. In einem **zweiten Schritt** werden die Hochwasserwahrscheinlichkeitskurven der Pegel innerhalb einer Region mit dem mittleren Jahreshochwasser (der „*Index flood*“) normiert und zu einer einzigen (dimensionslosen) regionalen Verteilung (der „*growth curve*“) zusammengefasst. Für Gebiete mit Abflussmessungen wird schließlich in einem dritten Schritt das aus den Abflussmessungen bestimmte mittlere Jahreshochwasser mit der „*growth curve*“ multipliziert, wodurch sich die gesuchten Hochwasserwerte ergeben. Für Einzugsgebiete ohne Abflussmessungen wird das mittlere Jahreshochwasser aus Beziehungen zu diversen Einzugsgebietscharakteristiken ermittelt.

5.2.4 Geostatistische Interpolation von Hochwasserkenngrößen

Geostatistische Verfahren beruhen auf der Tatsache, dass benachbarte Gebiete ein ähnliches Hochwasserverhalten aufzeigen, da sich Klima und Gebietseigenschaften nur allmählich im Raum ändern. Geostatistische Verfahren, wie z. B. *Kriging*, werden zur räumliche Interpolation vieler hydrologischer Größen wie Abfluss, Niederschlag, Grundwasserstände oder Bodenfeuchte verwendet.

Eine Erweiterung der rein räumlichen Interpolation ist die geostatistische Interpolation mittels Zusatzinformation, wie z. B. Georegression, *External drift Kriging* oder *Cokriging*. Entscheidend bei der Interpolation mittels Zusatzinformation ist die geeignete Wahl der Zusatzvariablen. Die Auswahl von Zusatzvariablen kann anhand der Korrelationen mit Hochwasserkenngrößen erfolgen. Ungeeignete Zusatzinformationen können die Interpolation aber verschlechtern (BLÖSCHL und GRAYSON, 2000). Eine hydrologisch sinnvolle Erweiterung von *Kriging* ist *Top-Kriging* (SKØIEN et al., 2005), welches die Topologie der Einzugsgebiete berücksichtigt.

Eine wichtige Rolle bei der geostatistischen Interpolation spielt die Einzugsgebietsgröße. Um den Einfluss der Gebietsgröße auf die Hochwasserwerte bei der Regionalisierung zu beschreiben, können die Hochwasserspenden auf eine einheitliche hypothetische Gebietsfläche normiert werden:

$$q_N = q_A A^\alpha A_N^{-\alpha} \quad (5.7)$$

wobei q_N die auf die hypothetische Gebietsfläche A_N normierte Abflussspende und q_A die Abflussspende der Gebietsfläche A ist. Typische Werte für den Exponenten α sind 0,25 bis 0,45. Der Exponent spiegelt die dominierenden hydrologischen Prozesse in der Region wider. Sind großräumige Prozesse für die Hochwasser ausschlaggebend, sollte ein eher kleiner Wert gewählt werden. Sind aufgrund lokaler Faktoren die Spenden in kleinen Gebieten sehr viel größer als in großen Gebieten, sollte ein größerer Exponent gewählt werden.

5.3 Abschätzung von Hochwasserkennwerten in kleinen Einzugsgebieten ohne Pegelbeobachtung

5.3.1 Problemstellung

Die Erfahrungen in Österreich zeigen, dass es sinnvoll ist, bei der Abschätzung von Hochwasserkennwerten zwischen **mittelgroßen Einzugsgebieten** ($10 \text{ km}^2 < A_E < 500 \text{ km}^2$) und **kleinen Einzugsgebieten** ($A_E < 10 \text{ km}^2$) zu unterscheiden. Schätzmethoden für mittelgroße Einzugsgebiete können nämlich nicht bedenkenlos auf kleine Einzugsgebiete übertragen werden, da die Abflussbildung und die Abflusskonzentration in kleinen Einzugsgebieten nicht von den gleichen Prozessen geprägt werden wie in größeren Gebieten. Die kleinräumig wechselnden Verhältnisse, welche die Abflusscharakteristik von Kleineinzugsgebieten prägen, erfordern neben der Modellierung auch Geländeaufnahmen (Kartierungen). Bei mittelgroßen Gebieten können die entsprechenden Parameter hingegen meist flächendeckenden digitalen Datensätzen (Bodeneignungskarten, Bodennutzungskarten etc.) entnommen werden.

Kleine Einzugsgebiete kommen in Österreich sowohl im alpinen Bereich vor, wo sie meist Wildbachcharakter aufweisen, als auch im Mittelgebirge oder Flachland. Sie unterscheiden sich sehr wesentlich in ihrem Abflussverhalten und in der Reaktion auf Starkregenereignisse.

Grundsätzlich ist die Übertragung von charakteristischen Hochwasserkennwerten aus einem Einzugsgebiet mit Abflussbeobachtung in ein benachbartes unbeobachtetes Kleineinzugsgebiet mit weiteren Unsicherheiten behaftet.

Ein wesentliches Problem bei alpinen Kleineinzugsgebieten stellt auch der erhöhte Feststofftransport dar, der in den hydrologischen Kennwerten zumeist nicht enthalten ist und erst im Zuge der Bemessung Berücksichtigung findet.

Bei der mengenmäßigen Abschätzung des Scheitelwertes von abgelaufenen Hochwasserereignissen z. B. mittels Hochwasser-Anschlaglinien ist daher der Feststoffanteil (Gesteine, Treibholz, etc.) vom Wasserabfluss abzutrennen, was sich in der Regel als sehr schwierig darstellt.

Dennoch sind Hochwasserkennwerte für unterschiedliche Bemessungsfragen zu ermitteln. Dies geschieht je nach Anforderung und allgemeiner Datengrundlage mit unterschiedlichen Verfahren, in der Regel anhand von Spendendiagrammen, empirischen Formeln oder ereignisbasierten Niederschlag-Abfluss-Modellen. Es ist durchaus sinnvoll, mehrere Verfahren anzuwenden, um damit den Streubereich der Schätzwerte aufzuzeigen und Unsicherheiten einzuschränken.

Die Hydrologie kleiner Einzugsgebiete ist also durch die kleinräumige Variabilität der Gebietseigenschaften geprägt. Einzelne dieser Eigenschaften können, bezogen auf die Flächenanteile, eine regional unterschiedliche Ausprägung erreichen. Die hohe Variabilität der Gebietseigenschaften kommt in Kartenwerken normalerweise nicht zum Ausdruck, da der Maßstab dafür zu klein bzw. die Generalisierung zu hoch ist. Die Auflösung räumlicher Informationen muss in einer plausiblen Relation zur Einzugsgebietsgröße sein.

5.3.2 Datenerhebung

Nachfolgend werden jene Kennwerte bzw. Datengrundlagen angeführt, die für die Abschätzung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten erforderlich sind. Für die Erhebung dieser Grundlagen wird eine Begehung des Einzugsgebietes empfohlen.

Gebietskenngrößen

- Einzugsgebietsgröße
- Mittlere Höhenlage und Vergletscherung
- Exposition
- Einzugsgebietsform (Formparameter)
- durchschnittliche Hangneigung
- Talgefälle (gewichtetes Gefälle)
- Gewässermorphologie (z. B. Gerinnequerschnitt, Abflusskapazität, Ausuferungsflächen, Ufer)
- Gewässernetzdichte
- Vegetationskomplex (Wald, Wiesen, Grad der Versiegelung)
- Boden und Geologie (Durchlässigkeit und Speichervermögen)
- Untergrundstrukturen, wie räumliche Verteilung der Gesteinstypen (Lithologien) mit ihren Auswirkungen auf Abflussprozesse wie z. B. Klüftung, Verkarstung, tiefgründige Auflockerung durch Hangbewegungen (Retentionspotentiale) oder z. B. ausgedehnte Lockersedimentkörper, Tiefenspeicher
- usw.

Hydrologische Grundlagen und Daten

- Vorhandene aktuelle hydrologische Gutachten und Projekte
- Repräsentative Hochwasserkollektive inklusive extremwertstatistischer Auswertung an Pegeln in der Region (kleine, mittelgroße, aber auch größere Einzugsgebiete)
- Hochwasserspendendiagramme
- Bemessungsniederschläge
- Dokumentierte Einzelereignisse in der Region
- Abflussbeiwerte aus Ereignisanalysen
- Konzentrationszeitanalysen
- Niederschlagsdaten (Niederschlagsdauer, Menge, Vorregennmengen) und Abflusswellen von dokumentierten bzw. beobachteten Hochwasserereignissen in der Region
- Hochwasserabflusentstehung von dokumentierten Ereignissen, z. B. konvektive Starkregen, Dauerregen, Schneeschmelze – Taufluten
- Langzeitberechnungsversuche (siehe MARKART et al., 2004)

Gebietsbegehung

- Überprüfung und Detailerhebung der Gebietsdaten / Ereignisdaten vor Ort.
- Zur Abschätzung der Abflussbeiwerte bietet die „Geländeanleitung zur Abschätzung des Oberflächenabflussbeiwertes bei konvektiven Starkregen“ (MARKART et al. 2004) eine Hilfestellung (siehe <http://bfw.ac.at>).

5.3.3 Berechnungsverfahren

Je nach Fragestellung, Datenlage, erforderlicher Treffsicherheit und Qualität der Kennwerte können **einfache bzw. auch detaillierte Verfahren** wie z. B. Niederschlag-Abfluss-Modelle zur Anwendung kommen.

Eine ähnliche Vorgangsweise (abgekürztes Verfahren, detailliertes Verfahren) wird auch im Leitfaden zur Bemessung von Talsperren (GUTKNECHT und DROBIR, 2007) vorgeschlagen.

Einfache Verfahren (Basisverfahren)

- Regionaler Extremwertstatistik, Regionalisierungsverfahren, regionale Darstellungen

Detaillierte Verfahren

- Detaillierte Berechnungsverfahren, N-A-Modelle

Die Basisverfahren sollten jedoch immer zur Anwendung kommen, auch wenn eine detaillierte Niederschlag-Abflussmodellierung als Verfahren vorgesehen ist.

Sehr wesentlich für die Abstimmung der Kennwerte von unbeobachteten Einzugsgebieten ist auch der Vergleich mit den Hochwasserkennwerten von ähnlichen Einzugsgebieten auf Basis von Pegelauswertungen der Region.

Insbesondere sind die Kriterien und Merkmale der Vergleichbarkeit zu beachten. Dabei handelt es sich im Wesentlichen um Gebietskennwerte. So haben Spendendiagramme oder auf Basis von statistisch basierten Gebietsfaktoren durchgeführte Berechnungen nur die Einzugsgebietsgröße als Kriterium. Eine darüber hinaus gehende Ähnlichkeit der zu vergleichenden Einzugsgebiete geht aus dem Spendendiagramm explizit nicht hervor bzw. wird häufig vorausgesetzt.

Im Wesentlichen finden sich diese Merkmale in Niederschlag-Abfluss-Berechnungen wieder, weshalb diese sehr geeignet erscheinen, um Spendendiagramme nach diesen Merkmalen zu verfeinern.

Bei der Anwendung von Niederschlag-Abfluss-Modellen sollte der Bezug zur Abflussstatistik von beobachteten Einzugsgebieten in der Region jedoch erhalten bleiben, d. h. N-A-Modelle sollten an Einzugsgebieten mit repräsentativer Pegelbeobachtung auch betreffend des n-jährlichen Scheitelwertes „statistisch kalibriert“ werden. In weiterer Folge kann der so adaptierte Modellansatz auf unbeobachtete Einzugsgebiete übertragen werden.

Nach dem Einbezug von verschiedenen Verfahren sollten die Resultate der Hochwasserabschätzung überprüft werden. Zur Plausibilisierung der Schätzwerte ist die Beurteilung der örtlich vorhandenen Gerinnekapazität in Verbindung mit der Ausuferungshäufigkeit empfehlenswert und oft auch erforderlich. Eventuell sind auch Wasserstände von historischen Ereignissen bekannt, welche sich für hydraulische Abschätzungen verwenden lassen.

6 Niederschlag-Abfluss-Modelle

6.1 Grundsätzliches

Niederschlag-Abfluss-Modelle (N-A-Modelle) kommen insbesondere dann zum Einsatz, wenn mangels beobachteter Ereignisse synthetische Hochwasserganglinien benötigt werden. In Einzugsgebieten ohne Niederschlag- und Abflussbeobachtungen und ohne Berücksichtigung von Ergebnissen der Abflussstatistik und Regionalisierung ist jedoch der Einsatz von N-A-Modellen für die Ermittlung von Hochwasserkennwerten bestimmter Jährlichkeit nur begrenzt möglich, da die Ergebnisse mit großen Unsicherheiten behaftet sein können. Da N-A-Modelle für die Kalibrierung neben Gebietskennwerten (z. B. Geologie, Bodennutzung, Bodenfeuchte, Orographie, etc.) insbesondere zeitlich hoch aufgelöste Messwerte (Niederschlags- und Abflussbeobachtungen) guter Qualität benötigen, diese aber häufig fehlen, haben N-A-Modelle in solchen Fällen im Vergleich zu anderen Verfahren eine geringere Aussagekraft.

Liegt ein Bezug zur Abflussstatistik direkt oder mittels Regionalisierung vor, ist die Anwendung von N-A-Modellen eine anerkannte Methode zur Ermittlung von Hochwasserwellen bestimmter Jährlichkeit.

Untersuchungen zeigen, dass Modellrechnungen unter Verwendung eines T_n -jährlichen Niederschlages bestimmter Dauer D kein $HQ(T_n)$ ergeben (BLÖSCHL 2007). Es wurde damit die seit einiger Zeit bestehende Vermutung erhärtet, dass die bisher geübte Praxis Durchflussscheitel erzeugt, die ein erheblich längeres Wiederkehrintervall aufweisen als die Jährlichkeit des verwendeten Bemessungsregens. So könnte ein 100-jährlicher Bemessungsregen eine mehrhundertjährige Hochwasserspitze erzeugen. Es ist daher im konkreten Fall anzugeben, wie der Hochwasserkennwert ermittelt wurde (z. B. HQ aus N_{100} der Dauer D). Damit ergibt sich auch kein Widerspruch zur Begriffsdefinition des statistisch ermittelten $HQ(T_n)$ laut ÖNORM B2400.

Können N-A-Modelle eingesetzt werden, bieten sich für die Hochwasserabschätzung verschiedene Möglichkeiten. In diesem Zusammenhang muss erwähnt werden, dass der Übergang zwischen N-A-Modellen und den Verfahren der regionalen Übertragung fließend ist. Ein wesentliches Unterscheidungsmerkmal ist aber, dass die N-A-Modelle auf Modellparametern aufgebaut sind, die aus den Gebietseigenschaften eines Einzugsgebietes abgeleitet wurden und dass die Verfahren der regionalen Übertragung in der Regel mit regionalisierten Inputparametern operieren.

Die N-A-Modellierung zur Bestimmung von Bemessungsgrößen kennt zwei unterschiedliche Vorgehensweisen:

ereignisbezogene Modellierung

Die ereignisbezogene Modellierung berechnet einzelne Hochwasserereignisse, indem ein Bemessungsniederschlag auf ein Einzugsgebiet appliziert wird. Dabei beeinflusst die Wahl der Randbedingungen (Bodenfeuchte, Niederschlags-Intensitätsverlauf) die Ergebnisse entscheidend.

Bei der ereignisbezogenen Modellierung ohne Bezug zur Abflussstatistik ist es wegen der vielfältigen Einflussfaktoren bei der Festlegung der Randbedingungen **nicht möglich, eine Wiederkehrperiode zuverlässig anzugeben**. Bereiche hierzu können jedoch abgeschätzt werden. Die Wiederkehrperiode spielt jedoch beim Hochwasserschutz gerade bei der Differenzierung der Schutzziele eine zentrale Rolle. So wird zum Beispiel bei hoher Vorbefeuchtung des Bodens der hundertjährige Bemessungsniederschlag anders in einen Abfluss transformiert als bei vorangegangener Trockenheit und großem Sättigungsdefizit des Bodens. Es gibt aber derzeit keine Möglichkeit, die Vielzahl der Randbedingungen, die den Abflussbildungsprozess steuern, bei extremen Bedingungen physikalisch basiert abzubilden. In diesem Zusammenhang ist auch zu beachten, dass die Extrapolation von Bemessungsniederschlägen bis zum 100-jährlichen Ereignis - und darüber hinaus - eine zusätzliche Unsicherheit mit sich bringt.

Daher ist eine auf regionalisierte Abflussstatistik bezogene „statistische“ Kalibrierung der Parameter des N-A-Modells (direkt oder in der Zusammenschau beider Verfahren und im speziellen durch die Vorgabe des $HQ(T_n)$ -Scheitelwertes aus der regionalisierten Extremwertstatistik) ein gängiger Weg, um Niederschlag-Abfluss-Modelle zur Ermittlung von Hochwasserkennwerten einzusetzen.

Langzeitsimulation

Die **Langzeitsimulation** verwendet über lange Zeit beobachtete oder simulierte Reihen der Modell-Input-Parameter (Niederschlag, Temperatur, Strahlung etc., je nach Komplexität des verwendeten Modells) und simuliert eine durchgehend lange Abflussreihe, die anschließend extremwertstatistisch ausgewertet wird.

Die Langzeitsimulation ist an und für sich gut geeignet. Bei der praktischen Durchführung können jedoch Schwierigkeiten auftreten. So ist es heute noch mit sehr großem Aufwand verbunden, für ein beliebiges Einzugsgebiet genügend lange repräsentative Reihen der Modellinputparameter zu erstellen (räumliche Interpolation aus benachbarten Niederschlagsstationen oder Verwendung von Wettergeneratoren).

Um die Nachteile der beiden Ansätze zu minimieren, wurden kombinierte Methoden entwickelt.

N-A-Modelle liefern bei ausreichender Kenntnis der Einzugsgebietseigenschaften brauchbare und gebietsspezifische Schätzwerte, sofern die maßgebende Geologie und die relevanten Abflussprozesse im Untergrund ausreichend recherchiert wurden und praxisgerecht in Rechnung gestellt werden können. Diesbezüglich wird auf die Projektergebnisse von HOWATI - Hochwasser Tirol (ROGGER et al., 2011) verwiesen, wo die Ermittlung von Hochwasserkennwerten aus Pegelstatistik und N-A-Modellierung gegenübergestellt und an Hand von Leiteinzugsgebieten abgeglichen wurde.

6.2 Wesentliche Eingangsgrößen und Parameter

6.2.1 Niederschlag

In Österreich stehen flächendeckend folgende Niederschlagsauswertungen zur Verfügung:

- maximierte Modellniederschläge (MaxModN-Daten, LORENZ und SKODA, 2000).
- gewichtetes Mittel zwischen ÖKOSTRA- und MaxModN-Daten
- extremwertstatistisch ausgewertete Messstellendaten (ÖKOSTRA-Niederschläge)

Es stehen Niederschlagshöhen für die Jährlichkeiten $T_n = 1$ a bis 100 a und die Dauerstufen D von 5 Minuten bis 6 Tage zur Verfügung.

Die Daten sind unter <http://lebensministerium.at/ehyd> digital abrufbar bzw. auf Anfrage für $T_n = 5000$ a bei den hydrographischen Landesdiensten erhältlich.

Für Bemessungsaufgaben wird die Verwendung der Bemessungsniederschlagswerte (gewichtete Mittel zwischen ÖKOSTRA- und MaxModN-Daten) als Mindestannahme empfohlen.

Niederschlagsdauer/maßgebender Niederschlag: Die Niederschlagsdauer ist insofern ausschlaggebend, als mit zunehmender Niederschlagsdauer die mittlere Niederschlagsintensität abnimmt bzw. mit kürzerer Dauer zunimmt.

Die Bestimmung der maßgebenden Regendauer erfolgt über Sensitivitätsanalysen. Ein vereinfachter Ansatz geht davon aus, dass der Abfluss ein Maximum erreicht, wenn die Niederschlagsdauer der Konzentrationszeit (Zeit, die das Wasser vom entferntesten Punkt des Einzugsgebietes bis zur betrachteten Stelle benötigt) entspricht. In diesem Fall trägt die gesamte Einzugsgebietsfläche zum Abfluss bei.

Flächenabminderung des Niederschlages: Die vorliegenden Bemessungsniederschläge für eine bestimmte Jährlichkeit und Dauerstufe beinhalten keine Flächenabminderung. Je größer die Einzugsgebietsfläche wird, umso mehr ist die angegebene Menge abzumindern. Dies gilt insbesondere für kurzzeitige konvektive Niederschläge. Allgemein wird zwischen der sanften dauerstufenabhängigen und der starken Abminderung unterschieden. Die starke Abminderung sollte für konvektiv geprägte Ereignisse verwendet werden.

Sanfte Flächenabminderung (dauerstufenabhängig) nach LORENZ UND SKODA (2000):

$$N_{\text{Gebiet}} = N_{\text{Punkt}} \cdot e^{-kA_E^{0.5}} \quad \text{mit } k = 0.19D^{-0.56} \quad (6.1)$$

Modifizierte sanfte Flächenabminderung (dauerstufenabhängig) nach BLÖSCHL (2009):

$$N_{\text{Gebiet}} = N_{\text{Punkt}} \cdot e^{-kA_E^{0.435}} \quad \text{mit } k = 0.41D^{-0.43} \quad (6.2)$$

Starke Flächenabminderung (dauerstufen- und intensitätsabhängig) nach SKODA ET AL. (2007):

$$N_{\text{Gebiet}} = N_{\text{Punkt}} \cdot e^{-\omega A_E^\xi} \quad \text{mit } \omega = 0,0026 + 0,0447 h_{\text{max}}/D, \quad \xi = 0,59 \quad (6.3)$$

Darüber hinaus hat auch die Einzugsgebietsform einen Einfluss auf die Flächenabminderung. Dies ist insbesondere bei langgestreckten Einzugsgebieten zu beachten.

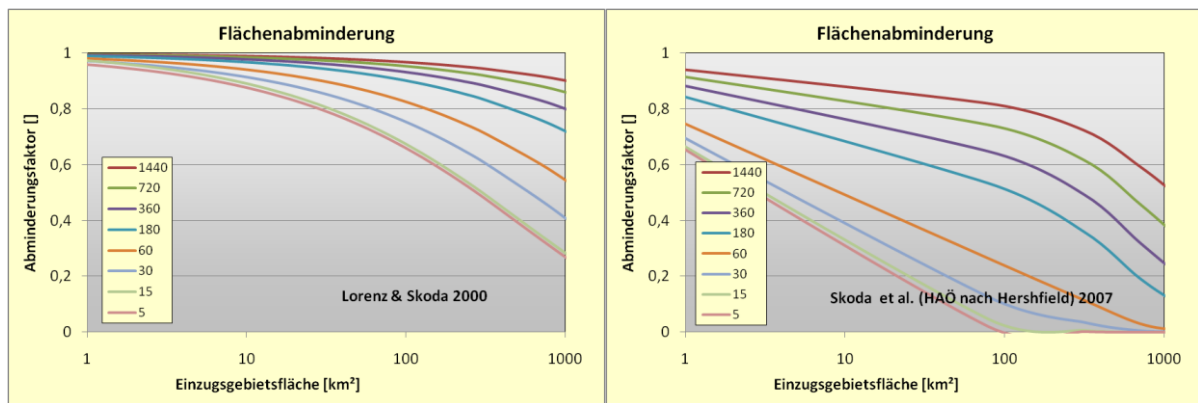


Abbildung 25: Funktionen der Flächenabminderung

Niederschlagsverteilung: Die zeitliche Niederschlagsverteilung ist in der Natur meist heterogen. Bei kleinen Einzugsgebieten ist die Annahme einer gleichmäßigen Überregnung des Einzugsgebietes zulässig. Je größer das Einzugsgebiet wird, umso mehr kommen verschiedene Verteilungsszenarien ins Spiel. (zeitlich: gleichmäßig, anfangsbetont, mittenbetont, endbetont, doppelwellig; räumlich: verschiedene Überregnungslageszenarien N_{100} , N_{30} etc.)

6.2.2 Konzentrationszeit

Die Konzentrationszeit bestimmt die für die Berechnung maßgebende Niederschlagsdauer. Hierzu gibt es viele empirische Formeln bzw. einfache bis flächendetaillierte Ansätze, die den Verlauf bzw. die Form der Einheitsganglinien (Impulsantwort des Einzugsgebietes) bzw. der „Abflussspeicher“ bestimmen.

Die Konzentrationszeit hängt im Wesentlichen ab von z. B.: Gefälle, Einzugsgebietsgröße, Fließlänge, Oberflächenbeschaffenheit (Vegetation und Boden; Flächenabfluss, ohne ständig benetztes Gerinnesystem und Gerinneabfluss), Lage der maßgeblich beitragenden Teilflächen, Geologie, etc.

Das Verhalten des Einzugsgebietes (Konzentrationszeit) ist auch von der Dauer und Intensität des Niederschlagsereignisses abhängig. Daher sollte man möglichst große Hochwasser (beobachtete und synthetische HQ) in dieser Hinsicht analysieren.

6.2.3 Abflussbeiwert

Der Ereignisabflussbeiwert drückt das Verhältnis des Direktabflussvolumens der Hochwasserwelle zur Ereignisniederschlagsmenge aus.

$$\int Q \cdot dt = \varphi \cdot N \cdot A_E \quad (6.4)$$

$$\text{bzw. } \varphi = \frac{\int Q \cdot dt}{N \cdot A_E}$$

mit	Q	Durchfluss [m ³ /s]
	N	Niederschlagshöhe [m]
	φ	Abflussbeiwert []
	A_E	Einzugsgebietsfläche [m ²]
	dt	Zeit [s]

In der Rationalformel („*Rational Method*“) wird eine Beziehung zwischen der Niederschlags-
spende und dem maximalen Durchfluss hergestellt. Auch dieses Verhältnis wird als „Abfluss-
beiwert“ bezeichnet: Er ist neben der Niederschlagsspende und Einzugsgebietsfläche ein ent-
scheidender Faktor in der Beziehung

$$Q_{\max} = \varphi_r \cdot r_N \cdot A_E \quad (6.5)$$

mit	Q_{\max}	Spitzendurchfluss (m ³ /s)
	r_N	Niederschlagsspende (m ³ /s/km ²)
	φ_r	Abflussbeiwert der Rationalformel

Der Abflussbeiwert der Rationalformel „ φ_r “ ist in der Regel kleiner als der Ereignisabfluss-
beiwert.

Die Größe der Abflussbeiwerte richtet sich nach den spezifischen Gebietsverhältnissen, wie
Bewuchs, Boden, Geologie, Gefälle, etc., aber auch nach ereignisbedingten Faktoren, wie
Höhe, Dauer und Intensität des Niederschlags, Vorbefeuchtung, Jahreszeit.

Ereignisbedingt können im Gebiet höchst unterschiedliche Abflussbeiwerte auftreten,
weshalb eine Festlegung der Abflussbeiwerte nicht ausschließlich nach Gebietsfaktoren
(Bewuchs, Boden...) geschehen sollte.

Grundsätzlich ist anzumerken, dass Abflussbeiwerte eine zeitlich und räumlich variable
Größe darstellen.

Detaillierte Informationen sind im Leitfaden zur Niederschlag-Abfluss-Modellierung zu fin-
den. Hier wird nur Grundsätzliches zur Niederschlag-Abfluss-Berechnung angesprochen.

7 Klimawandel

Der Einfluss von Klimaänderungen auf das Hochwasserverhalten ist gegenwärtig nicht quantifizierbar. Derzeit ist noch unklar, in welchem Ausmaß sich die Hochwasserabflüsse infolge des Klimawandels verändern werden. Um den Hochwasserschutz rechtzeitig auf die geänderten klimatischen Bedingungen anpassen zu können, müssen die Hochwasserkollektive fortwährend aktualisiert und überprüft werden.

Ein (Sicherheits-)Zuschlag auf Grund möglicher zukünftiger Klimaverschiebungen mit erhöhten Abflüssen wird vorläufig in den hydrologischen Gutachten nicht berücksichtigt.

Entsprechende Zuschläge erfolgen erst im Zuge der technischen Planung der vorzusehenden Maßnahmen (z. B. Zuschläge auf die Größe des Hochwasserrückhalteraumes bei Speicherbauwerken).

Dazu erscheint es sinnvoll, im konkreten Anlass Detailuntersuchungen hinsichtlich möglicher Auswirkungen von Klimaveränderungen durchzuführen.

Die Auswirkungen des Klimawandels sind in Österreich auf Grund seiner klimatisch-geographischen Lage und topographischen Gliederung (Alpenvorland, Alpengebiet, Alpenhauptkamm, etc.) doch sehr heterogen anzunehmen. Details dazu siehe „Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft“ (ÖWAV, 2008)

8 Unsicherheiten und Fehlerquellen bei der Abschätzung von Hochwasserkennwerten

Wie bereits in Abschnitt 3.2 angeführt, existiert eine Vielzahl an möglichen Fehlerquellen bei der Abschätzung statistischer Kennwerte. In diesem Abschnitt wird beispielhaft ein Überblick der verschiedenen Fehlerquellen angegeben und werden Gegenstrategien dargestellt.

Tabelle 8: Fehlerquellen bei der Ermittlung statistischer Kennwerte

Fehlerquellen bei der Ermittlung statistischer Kennwerte (lokale Statistik)		
(A) fehlerhafte Datengrundlagen	(a) fehlerhaft registrierte Wasserstände	<ul style="list-style-type: none"> • mangelnde Auflösung der Skala/mangelnde Ablesegenauigkeit • automatisierte Registrierung weicht vom tatsächlichen Pegelstand ab • Defekte an Aufzeichnungsgeräten • zu geringe zeitliche Auflösung (z. B. nur 7 Uhr-Werte) • Ablesefehler etc.
	(b) fehlerhafte Umrechnung in Durchflüsse	<ul style="list-style-type: none"> • Fehler bei Durchflussmessungen • Hysteresiseffekte • Temporäre Staueffekte (Verkläusung, Eis, Mündungsbereiche mit Rückstau) • Schlüsselkurve in unsicheren Randbereich extrapoliert • Einfluss aufkommender Vegetation über längere Periode nur ungenau abschätzbar (Übergang zwischen Schlüsselkurven) • Unkenntnis des korrekten Zeitpunktes des Wechsels einer Schlüsselkurve (z. B. vor/nach Hochwasserscheitel) • Geschiebebeeinflusster Wasserstand

(B) Datenkollektiv repräsentiert nicht die natürliche Grundgesamtheit	(a) zu kurze Zeitreihe (Beobachtungsperiode zu kurz)	
	(b) Extremhochwasser nicht voll erfasst (z. B. bei Lattenpegel) und Datenlücken	
	(c) fehlende große Hochwasser	
	(d) relevante Prozesse nicht erfasst (Sommer- Winterhochwasser)	
(C) Inhomogenität	(a) Trends (Klimawandel, ...), Periodizitäten nicht erkannt	
	(b) vom Mensch bewirkte Beeinflussung der Hochwasserscheitel	<ul style="list-style-type: none"> • Retentionen und deren Veränderung, Hochwasserschutzbauten • Bewirtschaftung des Einzugsgebietes • Überleitungen (Ableitungen, Beileitungen) • Speicher
(D) Wahl der Verteilungsfunktion	(a) falsches Modell von der tatsächlichen Verteilung	<ul style="list-style-type: none"> • unpassende Verteilungsfunktion • Kombination unterschiedlicher Hochwasserursachen nicht richtig erfasst
	(b) Fehler bei der Extrapolation auf große Jährlichkeiten	

Tabelle 9: Fehlerquellen bei der Übertragung auf unbeobachtete Gebiete

Fehlerquellen bei der Übertragung auf unbeobachtete Gebiete (Regionalisierung)		
(E) falsche Datengrundlage	(a) Fehler in der Pegelstatistik (siehe oben)	
	(b) Fehler bei sonstigen hydrologischen oder gebietsbezogenen Kenngrößen (z. B. Niederschlag), die für die Regionalisierung angesetzt werden	
(F) falsches Modell zur räumlichen Übertragung	(a) es werden nicht die richtigen / nicht alle wichtigen Parameter verwendet (tw. nicht verfügbar im erforderlichen Detaillierungsgrad)	
	(b) die Natur wird unzureichend durch das Modell beschrieben	<ul style="list-style-type: none"> • Abflussbildungsprozesse • Wellenablaufprozesse • Zusammenhänge unterschiedlicher Parameter mit der Zielgröße • statistischer Zusammenhang hydrologischer Größen (z. B. ein T_n-jährlicher Niederschlag muss nicht ein T_n-jährliches Hochwasser ergeben)

Tabelle 10: Strategien zur Reduktion von Fehlern

Strategien zur Reduktion von Fehlern	
Verbesserung der <i>W-Q</i> -Relation durch Nachrechnung (hydraulische und numerische Modellierung) oder durch weitere Hochwassermessungen und ev. berührungslose Fließgeschwindigkeitsmessung (z. B. Radar)	verbessert A - b
Verlängerung von Zeitreihen („historische Hochwasser“)	verbessert B
Vergleich der Messdaten von Nachbarpegeln (ggf. Bilanzierung, auch unter Beziehung von Niederschlag)	deckt u.U. grobe Fehler bei A verbessert A
Vergleich einer kurzen Zeitreihe mit einer langen bei Nachbarpegeln	verbessert Re-präsentativität B
Vergleich der ermittelten statistischen Kennwerte mit Nachbarpegeln	verbessert Nachbildung der natürlichen Verteilung D-a , hilft bei der Aufdeckung grober Fehler A
Kombination mit Regionalisierungsverfahren	verbessert A, B, C, D und E
Kalibrierung/Validierung von Regionalisierungsmodellen an Pegeln mit guter Datengrundlage	verbessert F
Verlängerung der Messreihen und Aktualisierung der Hochwasserkollektive	verbessert A, B, C, D und E
Verbesserung der Datenerfassung (z. B. Einsatz redundanter und kontinuierlicher Registrierungssysteme)	verbessert A-a, B-b

9 Zusammenfassung

Im vorliegenden Leitfaden werden gängige Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserkennwerten beschrieben, die in der Praxis Anwendung finden können. Damit soll die Transparenz und die Nachvollziehbarkeit in der Methodik bei der Ermittlung von Hochwasserkennwerten gewährleistet werden.

Weil es eine Vielzahl an Verfahren und damit an Ergebnissen gibt, ist die Erstellung einer flächenhaften, österreichweit regionalisierten und harmonisierten Basis an Hochwasserkennwerten zweckmäßig. Das wiederum erfordert sowohl ein breites und umfassendes Wissen, als auch gleichermaßen eine orts- und gewässerspezifische Detailkenntnis.

Vom Hydrographischen Dienst in Österreich werden sowohl hydrologische Kennwerte erstellt, als auch externe Expertisen zur Hochwasserbemessung überprüft.

Der Leitfaden richtet sich daher in erster Linie an HydrologInnen, aber auch an die NutzerInnen von Hochwasserkennwerten.

Von der Hochwasserabschätzung zum Bemessungshochwasser

Zur Hochwasserabschätzung sind je nach Datenbasis verschiedene Verfahren zulässig. Bei Vorhandensein von repräsentativen Pegeldaten kommt als erstes ein extremwertstatistisches Verfahren zur Anwendung. Sind statistische Verfahren nicht möglich oder die Ergebnisse nicht aussagekräftig, so können Regionalisierungsverfahren und N-A-Modelle eingesetzt werden. In der Praxis fließt auch noch hydrologische Erfahrung bei der Festlegung der Hochwasserkennwerte mit ein.

Ausgehend von diesen hydrologischen Kennwerten, die wertfrei auf Basis von hydrographischen Grundlagen ermittelt werden, erfolgt die Festlegung des Bemessungshochwassers im Zuge der Projekterstellung unter Berücksichtigung anderer, nicht unbedingt hydrologischer Kriterien (Sicherheitsaspekte, prozessabhängige, politische und wirtschaftliche Überlegungen, etc. (siehe dazu Tabelle 11).

Statistische Analysen und Auswerteverfahren

Grundsätzlich sind die hydrographischen Daten vor einer statistischen Analyse auf deren Richtigkeit bzw. Plausibilität und Repräsentativität zu prüfen.

Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass die Grunddaten für die extremwertstatistische Ermittlung von Hochwasserkennwerten mit Fehlern behaftet sind. Unter Umständen kann es notwendig werden, bestehende Datenkollektive zu korrigieren.

In diesem Leitfaden sind hierfür zahlreiche Prüfungsmethoden und Tests angeführt.

Die empirischen Wahrscheinlichkeiten bilden eine wichtige Grundlage für die Prüfung einer gewählten theoretischen Verteilungsfunktion durch einen statistischen Anpassungstest, da die Testverfahren von kennzeichnenden Unterschieden zwischen beiden Verteilungen ausgehen.

Da die Grundgesamtheit der Hochwasserscheitel an einer Pegelstelle, mathematisch formuliert durch die Verteilungsfunktion und ihre Parameter, nicht genau bekannt ist, muss der Typ der Verteilungsfunktion passend gewählt werden. Man spricht von einer Schätzung, weil die aus der mehr oder weniger repräsentativen Stichprobe berechneten (geschätzten) Parameter nur bedingt den wahren Parametern der Grundgesamtheit entsprechen.

Die Verteilungsfunktion wird von zwei, drei oder mehr Parametern beschrieben. Je mehr Parameter eine Verteilung hat, umso flexibler oder anpassungsfähiger ist diese. Eine „Überanpassung“ durch zu viele Parameter ist jedoch nicht erwünscht, da die Verteilung dann zu empfindlich auf Ausreißer reagiert.

Betrachtet man die Vielzahl der zur Verfügung stehenden Extremwertverteilungen und die Ähnlichkeiten zwischen vielen von ihnen, so unterscheiden sie sich als „Werkzeug“ oftmals nur wenig. Trotzdem sucht der Anwender nach einer Hilfe, die „beste“ von ihnen auswählen zu können. Dies bedeutet aber lediglich, dass die vorliegende Stichprobe mit einem Minimum an Informationsverlust durch die gewählte Methode repräsentiert werden kann.

Zur Bekanntgabe von statistisch ermittelten Hochwasserkennwerten an Pegelmessstellen wird die Wahl der oberen Schranke eines 80%- Konfidenzintervalls empfohlen. Für Flussabschnitte zwischen Pegelmessstellen ist eine Übertragung des Vertrauensbereichs zulässig.

Das Konfidenzintervall schließt einen Bereich um den geschätzten Wert ein, der – vereinfacht gesprochen – mit einer zuvor festgelegten Wahrscheinlichkeit (dem Konfidenzniveau) die wahre Lage des Parameters trifft.

Zuverlässigkeit von statistischen Hochwasserkennwerten

Die statistische Ermittlung von Hochwasserkennwerten unterliegt einigen möglichen Fehlerquellen. Wesentliche Ursachen für Fehler bzw. Ungenauigkeiten der ermittelten statistischen Kennwerte sind:

- falsche bzw. fehlerhafte Datengrundlagen (Beobachtungsfehler, Nichterfassung von Scheitelwerten, falsche Schlüsselkurven, etc.)
- nichtrepräsentative Zeitreihen (z. B. hochwasserarme Beobachtungsperiode)
- unpassende Verteilungsfunktion
- statistische Streubreite der Beobachtungsdaten

Als Gegenstrategien zum Erkennen und zur Reduktion derartiger Fehler dienen:

- Regionalisierungsansätze, Vergleich mit Nachbarpegeln
- hydraulische Nachrechnung von Schlüsselkurven
- Vergleich mit Nachbarpegeln mit langen Zeitreihen
- Vergleich mit langen Niederschlagszeitreihen (siehe GRADEX-Verfahren)

Neufestlegung von Hochwasserkennwerten

Die Berechnung von Hochwasserkennwerten basiert i. d. R. auf der längsten zur Verfügung stehenden Beobachtungsreihe. Eine Verlängerung des Hochwasserkollektives mit weiteren Hochwasserspitzen kann die statistisch ermittelten Hochwasserkennwerte mehr oder weniger verändern. Eine ständige Anpassung der bekanntgegebenen Werte ist nicht immer zweckmäßig, sie sollte aber jedenfalls bei markanter Änderung des Kollektivs erfolgen (die gewählte Verteilungsfunktion hat keine Gültigkeit mehr). Als Faustregel gilt, dass, falls die neue Hochwasserverteilung außerhalb des gewählten Vertrauensbereiches liegt, eine Neufestlegung der Kennwerte angezeigt ist.

Informationserweiterung

Die traditionelle Vorgehensweise bei Anwendung einer Hochwasserstatistik basiert auf der Annahme, dass die Vielfältigkeit und Komplexität der hochwasserbildenden Prozesse durch eine geringe Anzahl von Beobachtungen von Hochwasserabflüssen erfasst werden können. Oft muss weit über den Bereich des bisher Beobachteten hinaus extrapoliert werden. Die Abflussprozesse bei Extremereignissen können sich jedoch gegenüber den häufiger beobachteten Hochwasserereignissen stark unterscheiden. Sinnvoll ist es daher, weitere Informationen über die Prozesse und Zusammenhänge von Hochwasser im betreffenden Gebiet in die Berechnung einfließen zu lassen und bei der Bestimmung von Hochwasserkennwerten neben statistischen Analysen, soweit verfügbar, auch zusätzliche Informationen, wie etwa historische Hochwasser oder regionale Hochwasserstatistik zu berücksichtigen. So zählt es zur langjährigen Praxis beim Hydrographischen Dienst in Österreich, die rein statistische Abschätzung durch Anwendung anderer Methoden, z. B. Hüllkurven und Spendendiagramme, abzusichern.

Zur Verbesserung der lokalen Schätzung von Hochwasserkenngrößen können zeitliche, räumliche und kausale Informationen herangezogen werden.

- zeitliche Informationserweiterung
 - extern: Berücksichtigung historischer Hochwasser und dadurch Verlängerung von Durchflussreihen, Analyse der zeitl. Variabilität statistischer HW-Kennwerte, Clustering
 - intern: Verwendung aller Hochwasserwerte über einem Schwellenwert
- räumliche Informationserweiterung
 - durch Anwendung regionaler Analogie (Regionalisierungsansätze, z. B. Spendendiagramme, hydrologische Längenschnitte, INDEX-FLOOD-Methode, Mehrfachregressionen, Geostatistik)

- kausale Informationserweiterung

extern: durch Einbeziehung von Niederschlag (GRADEX-Verfahren, und Retentionswirkungen) bzw. durch Berücksichtigung anthropogener Beeinflussungen intern: durch Aufgliederung der Hochwasserereignisse auf genetisch homogene Kollektive

Regionalisierungsverfahren

Für die Bemessung von Bauwerken im oder am Gewässer werden in der Regel Hochwasserkennwerte für Durchfluss-Querschnitte benötigt, für die keine gemessenen Durchflüsse vorliegen. Vorhandene hochwasserstatistische Informationen müssen daher so aufbereitet werden, dass räumlich übertragbare Aussagen möglich sind. Dabei werden die regionalspezi-

fischen Aspekte, die sich z. B. aus den abflussbildenden Eigenschaften oder aus der Niederschlagscharakteristik des jeweiligen Einzugsgebiets ergeben, berücksichtigt.

Generell ist es möglich, entweder **Hochwasserspendenwerte** für unterschiedliche Jährlichkeiten oder die **Verteilungsfunktion** (bzw. deren Parameter) zu regionalisieren. Beim ersten Ansatz wird davon ausgegangen, dass die Verteilung der Hochwasserscheitel in einer Region näherungsweise gleich ist und sich nur in einem Skalen-, dem so genannten „*index-flood*“-Parameter unterscheidet, der die Einzugsgebietsgröße, die Niederschlags- und Abflusscharakteristik des jeweiligen Gebietes repräsentieren soll.

Die Palette von Regionalisierungsverfahren reicht von Spendendiagrammen, hydrologischen Längenschnitten über Hochwasserabflussstatistik basierende Gebietsfaktoren, die INDEX-FLOOD Methode bis zur Regionalisierung der Hochwasserkennwerte und vielem mehr.

Diesbezüglich ist noch kein Ende in Sicht; die Entwicklung wird noch weitergehen, vor allem durch Nutzung von GIS-Werkzeugen und Modellrechnungen.

Niederschlag-Abfluss-Modelle

In Fällen, bei denen wegen fehlender Ausgangsdaten andere Regionalisierungsmethoden nicht eingesetzt werden können, oder wenn synthetische Hochwasserganglinien benötigt werden, kommen Untersuchungen mit Niederschlag-Abfluss-Modellen (N-A-Modellen) zum Einsatz.

N-A-Modelle kommen insbesondere zum Einsatz, wenn (synthetische) Hochwasserganglinien benötigt werden. Weiters können die Ergebnisse von N-A-Untersuchungen zur Plausibilisierung der Hochwasserkennwerte herangezogen werden, welche mit anderen Verfahren (lokale oder regionale Statistik, Regionalisierung) abgeschätzt wurden,.

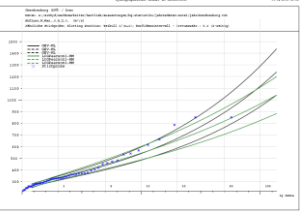
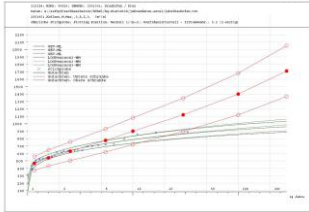

In Einzugsgebieten ohne Niederschlag- und Abflussbeobachtungen und ohne Berücksichtigung von Ergebnissen der Abflussstatistik und Regionalisierung ist der Einsatz von N-A-Modelle für die Ermittlung von Hochwasserkennwerten bestimmter Jährlichkeit nur begrenzt bzw. nicht möglich. Da die derzeit verfügbaren N-A-Modelle für die Kalibrierung sowohl zeitlich hoch aufgelöste Messwerte (Input- und Output-Parameter) als auch Gebietskennwerte (z. B. Geologie, Bodennutzung, Bodenfeuchte etc.) benötigen, diese aber häufig fehlen, sind N-A-Modelle in solchen Fällen keine Alternative zu den anderen Verfahren der regionalen Übertragung.

Klimawandel

Der Einfluss von Klimaänderungen auf das Hochwasserverhalten von Gewässern ist gegenwärtig nicht quantifizierbar. Ein genereller (Sicherheits-)Zuschlag auf Grund möglicher zukünftiger Klimaverschiebungen mit erhöhten Abflüssen als Folge soll daher in den hydrologischen Gutachten nicht berücksichtigt werden.

Entsprechende Zuschläge erfolgen erst bei der technischen Planung der vorgesehenen Maßnahmen (z. B. Zuschläge auf die Größe des Hochwasserrückhalteraumes bei Speicherbauwerken).

Tabelle 11: Schema -- HW-Abschätzung / HW-Bemessung

Hydrographischer Dienst (Hydrologie)		HD, BWV, WLW, extern			BWV, WLW, HD, Projektanten	
Hauptteil		Ergänzungen (allfällig)			Zuschläge	
Beobachtete Einzugsgebiete		N-A-Modelle	Gutachten SV	HW-Kennwerte	Basis-hochwasser	Bemessungs-hochwasser
Lokale HW-Statistik	Regionale HW-Statistik					
<i>Methode:</i> Extremwertstatistik	<i>Methode:</i> Extremwertstatistik und Regionalisierung der Verteilungsparameter, Abgleich	<i>Methode:</i> einfache bzw. detaillierte Modelle	<i>Methode:</i> Hochwasser-Formeln, Erfahrungswerte	<i>Methode:</i> Einbeziehung div. Berechnungsergebnisse	<i>Methode:</i> nach Kriterien BWV, WLW (Risiko, EZG Nutzung, etc.)	<i>Methode:</i> nach Kriterien BWV, WLW
<i>Ergebnis:</i> Erwartungswert + Konfidenzbereich	<i>Ergebnis:</i> Erwartungswert + Schwankungsbereich	<i>Ergebnis:</i> Erwartungswert + Konfidenz- bzw. Schwankungsbereich			<i>Ergebnis:</i> Basisbemessungswert	<i>Ergebnis:</i> Bemessungsereignis
		↕			↑ Basis HQ	↑ Bemessungsereignis
Unbeobachtete Einzugsgebiete: Regionalisierung						
<i>Methode:</i> Regionalisierungsverfahren (Spendendiagramme, Längenschnitte, Gruppierungsmethoden, Gebietsfaktoren, Einzelereignisse		↕			↑ Basis HQ	↑ Bemessungsereignis
<i>Ergebnis:</i> Erwartungswert + Schwankungsbereich					Basisbemessungswert innerhalb Konfidenzband	Prozessbezogenen Zuschläge (Geschiebe, Wildholz)
HW-Abschätzung					HW-Bemessung	

Literatur

- ASHKAR, F., ROUSSELLE J. (1987): Partial duration series modeling under the assumption of a poissonian flood count. *Journal of Hydrology*, 90: 135-144.
- BEN-ZVI, A. (1991): Observed advantage for negative binominal over poisson distribution in partial duration series. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 5, 135-146.
- BEN-ZVI, A. (1994): Fit of probability distribution to upper sub-samples of partial duration series. In K.W: Hipl, Hrsg. *Stochastic and Statistical Methods in Hydrology and Environmental Engineering. Extrem values: flood and droughts*, Band 1, 95-107, Elsevier Science Publisher.
- BÈROD, D., CONSUEGRA, D. (1995): Etude Consecru, Traitements statistiques des séries de débits, Rapport IATE/HYDRAM, EPFL, Lausanne.
- BLASCHKE, H. (1973): Erarbeitung hydrologischer Grundlagen. Hydrologie-Fortbildungskurs 1973. *Wiener Mitteilungen, Wasser-Abwasser-Gewässer*, Band 14, Wien.
- BLÖSCHL, G., SIVAPALAN, M. (1997): Process controls on regional flood frequency: Coefficient of variation and basin scale. *Water Resources Research*, 12, pp. 2967-2980.
- BLÖSCHL, G., GODINA, R., MERZ, R. (2001): VUT-Flood – ein Modellsystem zur Ermittlung von Hochwasserabflüssen bestimmter Jährlichkeit. Übersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes, Länderbericht Österreich, Bericht Nr. I-19 der KHR.
- BLÖSCHL, G., GRAYSON, R. (2000): Spatial observations and interpolation. Chapter 2 in R. Grayson and G. Blöschl (Eds.) *Spatial Patterns in Catchment Hydrology: Observations and Modelling*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 17-50.
- BLÖSCHL, G. (2007): Einsatz von Simulationsmethoden bei der Bestimmung extremer Abflüsse. *Wiener Mitteilungen, Wasser-Abwasser-Gewässer*, Band 206, 227-246
- BLÖSCHL, G. (2009): Skriptum Ingenieurhydrologie (Vorl. Nr. 223.027) www.hydro.tuwien.ac.at/lehre/lva/downloads.html .
- COOK, J. L. (1987): Quantifying Peak discharge from historical floods. In: Kirby W. H. et al. (Editors): analysis of extraordinary Flood Events. *Journal of Hydrology*, 96 (1987) 29-40, Amsterdam.
- DALRYMPLE, T. (1960): Flood Frequency Analysis, *Water Supply Paper 1543_a*. US Geol. Survey, Reston, VA.
- DIXON W.J. (1950): Analysis of extreme values. *Ann. Math. Stat.* 21.
- DVWK (1999 a): Hochwasserabflüsse, Einsatz von Niederschlag-Abfluss-Modellen zur Ermittlung von Hochwasserabflüssen, Schriftenreihe des DVWK, 124, Bonn
- DVWK (1999 b): Statistische Analyse von Hochwasserabflüssen., DVWK-Merkblätter zur Wasserwirtschaft, 251, Bonn.
- DVWK (1982): Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten., Teil I: Analyse, DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft, 112, Hamburg.

- DVWK (1984): Arbeitsanleitung zur Anwendung von Niederschlag-Abfluss-Modellen in kleinen Einzugsgebieten., Teil II: Synthese, DVWK-Regeln zur Wasserwirtschaft, 113, Hamburg.
- DYCK, S. (Hrsg.) (1980): Angewandte Hydrologie., Teil 1: Berechnung und Regelung des Durchflusses der Flüsse, Verlag von Wilhelm Ernst & Sohn, Berlin, München.
- GEES, A. (1997): Analyse historischer und seltener Hochwasser in der Schweiz- Bedeutung für das Bemessungshochwasser, Universität Bern.
- GUTKNECHT, D., DROBIR H. (2007): Leitfaden zum Nachweis der Hochwassersicherheit von Talsperren.
- GUMBEL, E.J. (1958): Statistics of Extremes. Columbia Univ. Press, New York.
- HAGEN, K. (2005): Bemessungshilfen für Hochwasserabflüsse in Wildbächen. BFW-Praxisinformation 8, 18 – 20.
- HOSKING, J. R. M. (1990): L-moments: analysis and estimation of distributions using linear combinations of order statistics. *Journal of the Royal Statistical Society, Series B*, **52**, 105-124
- HOSKING, J., WALLIS, J., WOOD, E. (1985): Estimation of the GEV by the method of probability-weighted moments. *Technometrics*, *27*, 251-261.
- JENKINSON, A.F. (1969): Statistic of Extremes, Estimation of Maximum Floods. World Meteorological Organisation, Geneva, *WMO Technical Note No. 98*, Chapter 5.
- KOHL, B., STEPANEK, L. (2005): ZEMOKOST – neues Programm für die Abschätzung von Hochwasserabflüssen. - In: BFW-Praxisinformation 8, S. 21 – 22.
- KOHL, B. (2010): Berechnung von Bemessungshochwasserwerten für 10 Leiteinzugsgebiete in Tirol mit dem N/A – Modell ZEMOKOST, Projektbericht HOWATI.
- KREPS, H. (1975): Praktische Arbeiten in der Hydrologie, 25 Jahre im Dienste der hydrologischen Landesabteilung Steiermark, IHP, Wien.
- KLEEBERG, H.-B., SCHUMANN, A. H. (2001): Ableitung von Bemessungsabflüssen kleiner Überschreitungswahrscheinlichkeiten., *Wasserwirtschaft*, *91* (2001), *2*, 90 – 95.
- KLEEBERG, H.-B., SCHUMANN, A. H. (2001): Zur Ableitung von Hochwasserabflüssen geringer Überschreitungswahrscheinlichkeiten., Berichtigung, *Wasserwirtschaft*, *91* (2001), *12*, 608.
- KLUGE, C. (1996): Wahrscheinlichkeitsanalysen von Hochwasserdurchflüssen – Statistische Verfahren zur Anpassung ausgewählter Verteilungsfunktionen. *Dresdner Berichte 7*, TU Dresden.
- LAWA (1978 ff.): Pegelvorschrift., Hamburg.
- LINSLEY, R.K. (1986): Flood estimates: How good are they?; Water Resources Research.
- LUTZ, W. (1984): Berechnung von Hochwasserabflüssen unter Anwendung von Gebietskenngrößen., Diss. Universität Karlsruhe, *Mitt. d. Inst. f. Hydrol. u. Wasserwirtschaft*, Heft 24, Karlsruhe.
- LORENZ, P., SKODA, G. (2000): Bemessungsniederschläge kurzer Dauerstufen ($D \leq 12$ Stunden) mit inadäquaten Daten. *Mitteilungsblatt des Hydrographischen Dienst in Österreich* 80.

- LORENZ, P., SKODA, G. (2001): Bemessungsniederschläge auf der Fläche für kurze Dauerstufen ($D \leq 12$ Stunden) mit inadäquaten Daten. *Wiener Mitteilungen Band 164: Niederschlag-Abfluss Modellierung - Simulation und Prognose*, 179-200.
- NOBILIS, F., SKODA, G. (2006): Beispieldokumentation zur weiterführenden statistischen Behandlung hydrographischer Daten im operationellen Dienst, Wien.
- MANIAK, U. (1988): Hydrologie und Wasserwirtschaft: e. Einf. für Ingenieure, Berlin: Springer 1988.
- MARKART, G., KOHL, B., SOTIER, B., SCHAUER, T., BUNZA, G., STERN, R. (2004): Provisorische Geländeanleitung zur Anschätzung des Oberflächenabflusses auf alpinen Boden-/Vegetationseinheiten bei Starkregen (Version 1.0). *BFW-Berichte*.
- MERZ, R., BLÖSCHL, G., PIOCK-ELLENA, U. (1999): Zur Anwendbarkeit des Gradex-Verfahrens in Österreich. *Österr. Wasser- und Abfallwirtschaft*, 51, Heft 11/12, pp. 291-305.
- MERZ, R. (2006): Regionalisierung von statistischen Hochwasserkenngrößen. *Wiener Mitteilungen Band 197: Methoden der hydrologischen Regionalisierung*, Wien.
- MERZ, R., BLÖSCHL, G., HUMER, G. (2008): Hochwasserabflüsse in Österreich – das HORA Projekt, *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 60, S.129-138.
- MOSER, J. (2011): Standard zur Abschätzung von HQ_{100} kleiner Einzugsgebiete in Kärnten. Amt der Kärntner Landesregierung.
- MOSER, J. (2011): Abschätzung von Hochwasserkennwerten in Kärnten – Grundlagen und Beispiele. Amt der Kärntner Landesregierung.
- ÖNORM B 2400-7 (2003): Hydrographische Kenngrößen und ihre statistischen Grundlagen. Wien.
- ÖWAV (2008): Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft, Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft und ÖWAV.
- RIWA-T (2006): Technische Richtlinie für die Bundeswasserbauverwaltung. BMLFUW.
- ROGGER, M.; KOHL, B.; PIRKL, H.; HOFER, M.; KIRNBAUER, R.; MERZ, R.; KOMMA, J.; VIGLIONE, A.; BLÖSCHL, G (2011): HOWATI - Hoch Wasser Tirol - Ein Beitrag zur Harmonisierung von Bemessungshochwässern in Österreich. - In: *Österreichische Wasser- und Abfallwirtschaft*, 63, Nr.7/8, Seite 153-161.
- SACKL, B. (1994): Ermittlung von Bemessungsganglinien in beobachteten und unbeobachteten Einzugsgebieten. *Schriftenreihe zur Wasserwirtschaft*, H.13, Techn. Univ. Graz.
- SCHUMANN, A.H. (1997): Regionale Hochwasserstatistik unter Verwendung wahrscheinlichkeitsgewichteter Momente. In: *Wasser und Boden*, Heft 1.
- SCHUMANN, A., PFÜTZNER, B. (2002): Regionalized Flood Estimation at ungauged sites supported by GIS, Proceedings of an International Conference on Flood Estimation, Berne, März 6-8, 2002, International Commission for the Hydrology of the Rhine basin, CHR Report II-17, Swiss Federal Office for Water and Geology, S. 669-677.
- SIVAPALAN, M., BLÖSCHL, G., MERZ, R. & GUTKNECHT, D. (2005): Linking flood frequency to long-term water balance: incorporating effects of seasonality. *Water Resour. Res.*, 41.

- SKODA, G., WEILGUNI, V., HAIDEN, T. (2007): Konvektive Starkniederschläge – Niederschlag in 15, 60 und 180 Minuten. in : BMLFUW (2007): HAÖ – Hydrologischer Atlas Österreichs – 3, Lieferung 3.
- SKØIEN, J., MERZ, R., BLÖSCHL, G. (2006): Top-kriging - geostatistics on stream networks, *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 10, 277–287.
- SPREAFICO, M., STADLER, K. (1986): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern. *Mitteilung der Landeshydrologie und -geologie* Nr. 7, Bern.
- SPREAFICO, M., STADLER, K. (1988): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern. *Mitteilung der Landeshydrologie und -geologie* Nr. 8, Bern.
- SPREAFICO, M., ASCHWANDEN, H. (1991a): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern. *Mitteilung der Landeshydrologie und -geologie* Nr. 16, Bern.
- STEDINGER, J.R. (1987): Historical flood frequency data: It's value and use. In: SINGH (Editor) *International Symposium of Flood Frequency and Risk Analysis*, Baton Rouge, Amsterdam.
- TODOROVIC, P. (1978): Stochastic models of flood. *Water Resources Research* 14(2).
- VOGLE, R., FENESEY N. (1994): L-moment diagrams should replace product moment diagrams. *Water Resources Research* 29(6).
- WEINGARTNER, R. (1999): Regionalhydrologische Analysen – Grundlagen und Anwendungen. *Beiträge zur Hydrologie der Schweiz*, Nr. 37, Bern.
- WILTSHIRE, S. E. (1986a): Identification of homogeneous regions for flood frequency analysis. *Journal of Hydrology* 84, 287-302.
- WILTSHIRE, S. E. (1986b): Regional flood frequency analysis I: Homogeneity statistics, *Hydrological Science Journal*, 31, 321-333
- WUNDT, W. (1949): Die größten Abflußpenden in Abhängigkeit von der Fläche. *Die Wasserwirtschaft*, 40, 59-64.

Anhang 1: Stichprobenmomente

Art	Bezeichnung	Formel	Ordnung k
Ursprungsmomente	$m_{k,0,n}$	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i^k$	1, 2, ..
Zentralmomente	$m_{k,n}$	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^k$	2, 3, ..
Erwartungstreue Zentralmomente	m_k	$\alpha_k m_{k,n}$	2, 3, ..
Ursprungsmomentenquotienten	$q_{k,0,n}$	$\frac{m_{k,0,n}}{m_{2,0,n}^{k/2}}$	3, 4, ..
Zentralmomentenquotient	$q_{k,n}$	$\frac{m_{k,n}}{m_{2,n}^{k/2}}$	3, 4, ..
Erwartungstreue Zentralmomentenquotienten	q_k	$\alpha_k \cdot q_{k,n}$	3, 4, ..
Wahrsch.-gewichtete Momente	w_k	$\frac{1}{n} \sum P_i^k x_{(i)}$	0, 1, 2, ..
Erwartungstreue wahrsch.-gewichtete Momente	w_k^*	$\frac{1}{n} \sum_{i=k+1}^n \frac{\binom{i-1}{k}}{\binom{n-1}{k}} x_{(i)}$	0, 1, 2, ..
<i>Korrekturfaktoren für Erwartungstreue</i>	α_k	$\alpha_2 = n/(n-1)$ $\alpha_3 = n^2/((n-1) \cdot (n-2))$ $\alpha_4 = n^3/((n-1)(n-2)(n-3))$	

Erläuterungen

n : ... Stichprobenumfang

x_i : ... Stichprobenelemente $i = 1, 2, \dots, n$

$x_{(i)}$: ... geordnete Stichprobenelemente

P_i : ... Eintragungswahrscheinlichkeit

Anhang 2: Stichprobenmomente

Mittelwert	$m \ (m_{1,0,n})$	$\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$	
Varianz	$s^2 \ (m_2)$	$\frac{\sum_{i=1}^n (x_i - m)^2}{n - 1}$	
Standardabweichung	s	$\sqrt{m_2}$	
Variationskoeffizient	cv	$\frac{s}{m}$	
Schiefekoeffizient	$cs \ (q_3)$	$\alpha_3 \frac{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m)^3}{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - m^2)^{3/2}}$	
Exzess (Wölbung)	e	$\frac{1}{n} \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - m)^3}{(n-1) \cdot (n-2) \cdot s^3} - 3$	

Anhang 3: Plotting-Positions Formeln

	$P_{\hat{U}} = \frac{i - \alpha}{n + 1 - 2\alpha}$	α	Empirische Jährlichkeit (T) für $i = 1$	Statistik	Verteilung
Weibull	$P_{\hat{U}} = \frac{i}{n + 1}$	0	$n + 1$	Mittel	frei
Chegodayev	$P_{\hat{U}} = \frac{i - 0.30}{n + 0.40}$	0.30	$1.43 n + 0.57$	Median	frei
Median	$P_{\hat{U}} = \frac{i - 0.3175}{n + 0.365}$	0.3175	$1.47 n + 0.50$	Median	
APL / Hosking	$P_{\hat{U}} = \frac{i - 0.35}{n}$	0.35	$1.54 n$		PWM
Blom	$P_{\hat{U}} = \frac{i - 0.375}{n + 0.25}$	0.375	$1.60 n + 0.40$		NV
Cunnane	$P_{\hat{U}} = \frac{i - 0.40}{n + 0.20}$	0.40	$1.67 n + 0.30$		(NQ)
Gringorten	$P_{\hat{U}} = \frac{i - 0.44}{n + 0.12}$	0.44	$1.76 n + 0.20$	Mittel	EV-1 (HQ)
Hazen	$P_{\hat{U}} = \frac{i - 0.50}{n}$	0.50	$2 n$		empirisch