BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ — HYDROLOGIE

NR. 33

Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission
und der Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden
Gesellschaft

ABSCHÄTZUNG DER ABFLÜSSE IN FLIESSGEWÄSSERN AN STELLEN OHNE DIREKTMESSUNG

Bericht zum Teilprojekt C des Nationalen Forschungsprogrammes Nr. 2
«Grundlegende Probleme des schweizerischen Wasserhaushaltes»

mit Beiträgen von

H. Aschwanden, U. Castellazzi, H. Geiger, R. Gloor, E. Kölla, F. Naef,
A. Stehli, M. Spreafico, M. Walter, R. Weingartner und P. Zuidema

Redaktion:

M. Spreafico
Landeshydrologie, Bundesamt für Umweltschutz

Publiziert mit der Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds
zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung

Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly + Frey, Bern, 1985
Druck: Druckerei Brändli, Bern

VORWORT

"DAS WASSER IST EIN FREUNDLICHES ELEMENT FUER DEN,
DER DAMIT BEKANNT IST UND ES ZU BEHANDELN WEISS"
J.W. von Goethe

Im Projekt "Abschätzung der Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung" des Schweizerischen Nationalfonds für die wissenschaftliche Forschung erarbeiteten von 1982-85 verschiedene Forschungsinstitute Grundlagen für eine bessere Schätzung von Nieder-, Mittel- und Hochwasserabflüssen. Die Zusammenfassung der einzelnen Forschungsstudien zu einem Gemeinschaftsprojekt ermöglichte die optimale Zusammenarbeit und den gegenseitigen Austausch von Erkenntnissen.
Die Resultate der einzelnen Forschungsarbeiten sind resp. werden in unterschiedlicher Form noch andernorts publiziert. Der Zweck des vorliegenden Berichtes liegt darin, die wichtigsten Arbeiten und Ergebnisse aller Forschungsinstitute in einer gemeinsamen Publikation darzustellen.
Die Studien haben für die Forscher wichtige neue Erkenntnisse gebracht. Für den Praktiker bilden die entwickelten Schätzverfahren wertvolle Hilfsmittel zur Lösung wasserwirtschaftlicher Problemstellungen. Trotzdem bestehen heute noch Kenntnislücken. Diese gilt es nun weiter zu verringen, damit die Voraussetzungen des Eingangszitates erfüllt werden können.

Der Präsident der
Hydrologischen Kommission

Prof. Dr. D. Vischer

Der Präsident der interdepartementalen Gruppe für operationelle Hydrologie

Dr. Ch. Emmenegger

INHALTSVERZEICHNIS

Seite

1. Uebersicht über das Forschungsprojekt "Abschätzung der Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung" 1

   Le projet de recherche "Estimation des débits des cours d'eau sans mesures directes" 13

   Review of the research study "Assessment of discharges in rivers and streams at locations with no direct measurement" 25

2. Estimation des débits d'étiage sur des cours d'eau sans mesures directes 37

3. Abschätzungen im Mittelwasserbereich 101

4. Regionalisierung der Starkniederschläge und Ermittlung typischer Niederschlagsganglinien 141

5. Abschätzung von Hochwassern in kleinen Einzugsgebieten 195

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE NR. 33, 1986

UEBERSICHT ÜBER DAS FORSCHUNGSPROJEKT "ABSCHÄTZUNG DER ABFLÜSSE IN FLIESSGEWÄSSERN AN STELLEN OHNE DIREKTMESSUNG"

M. Spreafico

Landeshydrologie und -geologie,
Bundesamt für Umweltschutz, 3003 Bern

1. UEBERSICHT UEBER DAS FORSCHUNGSPROJEKT "ABSCHAETZUNG DER ABFLUESSE IN FLIESSGEWAESSERN AN STELLEN OHNE DIREKTMESSUNG"

1.1 Problemstellung

Die Planung, Projektierung und Ueberprüfung wasserwirtschaftlicher Massnahmen und Anlagen an Fliessgewässern setzt voraus, dass die Abflussverhältnisse am Standort möglichst zuverlässig und während genügend langer Zeit bekannt sind. Je nach der Problemstellung und der zu ihrer Lösung anzuwendenden Berechnungsmethoden werden entweder extreme Hoch- oder Niederwasserabflusswerte mit einer bestimmten Ueber- oder Unterschreitungswahrscheinlichkeit oder aber Abflussganglinien, Dauerkurven sowie Mittelwerte benötigt. Bei den Mittelwerten interessieren hauptsächlich Tages-, Monats- und Jahresmittel der Abflüsse. Weil nur aufgrund einer genügend grossen Stichprobe Aussagen über die Ueber- oder Unterschreitungswahrscheinlichkeit von Abflüssen möglich sind, müssen für die Lösung von Problemen des Hochwasser- und des Niederwasserschutzes in der Regel langjährige Abflussreihen bekannt sein. Es ist dabei zu beachten, dass die Abflüsse in vielen schweizerischen Gewässern durch menschliche Eingriffe in den Wasserkreislauf beeinflusst werden.
Insbesondere beim Wildbachverbau, beim Flussbau und beim Gewässerschutz zeigte sich in jüngster Zeit ein gesteigertes Bedürfnis nach Informationen über Extremabflüsse in kleineren und grösseren Gewässern und nach Kenntnis des Abflussverhaltens von Einzugsgebieten. Die Wahl der hydraulischen Ausbaugrösse hat bekanntlich einen wesentlichen Einfluss auf die Kosten von Gewässerkorrektionen. Die genaue Kenntnis der Abflussverhältnisse würde die Projektierung solcher Massnahmen vereinfachen und es erlauben, die finanziellen Mittel effizienter einzusetzen. Für die qualitativen Untersuchungen der Fliessgewässer sind Abflusswerte für die Berechnung von Stofffrachten notwendig. Vielfach ist an der Probenahmestelle bei kleinen Gewässern keine Abflussmessstation vorhanden, sodass man auf Methoden der Abschätzung von Abflussmengen zurückgreifen muss! Zur sinnvollen Bestimmung von Restwassermengen muss das langjährige Abflussregime bekannt sein. An Gewässern mit bereits künstlich veränderter Wasserführung müssen bei Restwasseruntersuchungen die Abflüsse unter natürlichen Bedingungen rekonstruiert werden.
Gleiche oder ähnliche Probleme treten auch bei anderen Zweigen der Wasserwirtschaft, wie beispielsweise bei der Wasserversorgung, Bewässerung, Entwässerung und Wasserkraftnutzung auf.

Dank den Messnetzen der Landeshydrologie und einzelner Kantone verfügt man an den meisten grösseren schweizerischen Fliessgewässern über Abflussbeobachtungen. Wie die tägliche Praxis aber zeigt, ist dies bei kleinen und mittelgrossen Gewässern in Einzugsgebieten von 1-100 km^2 vielfach nicht der Fall. In hinreichender Nähe jener Stellen, wo für den Hydrologen oder wasserbaulich Tätigen die Abflussverhältnisse bekannt sein sollten, ist oft keine oder zumindest keine genügend lang betriebene Abflussmessstation vorhanden.

Zur Verbesserung der Situation bieten sich grundsätzlich 3 Alternativen an:

1) Bau und Betrieb zusätzlicher Messstationen
2) Entwicklung neuer Methoden resp. Anpassung bekannter internationaler Verfahren für die Abschätzung von Abflüssen an Stellen ohne Direktmessung
3) Kombination obiger Alternativen.

Im vorliegenden Bericht werden Studien im Zusammenhang mit der Alternative 2) beschrieben.

1.2 Ziele des Forschungsprojektes

Ausgehend von der erwähnten Problemstellung wurden die Ziele wie folgt festgelegt:

"Das Forschungsprojekt soll Grundlagen für eine bessere Abschätzung der Abflüsse an Stellen ohne Direktmessung liefern. Insbesondere sollen Antworten auf die folgenden Fragen gesucht werden:

- Welche Berechnungsmethoden sind für die Abschätzung der Abflüsse in schweizerischen Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung geeignet ?
- Was für Grundlagendaten sind notwendig, um diese Methoden anwenden zu können ?
- Kann durch neue Methoden eine Verbesserung der Aussagezuverlässigkeit gegenüber den bisher angewandten Verfahren erreicht werden ?

Die Forschungsergebnisse sollen so konkret dargestellt werden, dass eine Umsetzung der Resultate in die Praxis unmittelbar möglich ist. Weiter soll das Projekt Entscheidungshilfen für die zukünftige Messnetzplanung in der Schweiz liefern."

1.3 Organisation des Forschungsprojektes

1.3.1 Thematische Gliederung

Ausgehend von der angesprochenen Problemstellung wurden 3 Forschungsthemen mit der Absicht formuliert, Teilaspekte dieser Themen durch Forschungsstudien untersuchen zu lassen.

a) Thema 1
"Bestimmung des Niedrigstabflusses und des Verlaufs von Niederwasserabflüssen in kleinen Fliessgewässern"

Für die praktische Arbeit ist bei der Niederwasserführung nicht allein die Grösse des Durchflusses in l/sec, sondern auch dessen Dauer und Häufigkeit, das jahreszeitliche Auftreten sowie die räumliche Ausdehnung der Niederwasserabflüsse von Interesse.

Die unter dem Thema 1 ausgeführte Forschungsstudie "Estimation des débits d'étiage sur des cours d'eau sans mesures directes" verfolgte das Ziel, dem wasserwirtschaftlichen Planer Verfahren zur Verfügung zu stellen, welche diesem die Lösung der folgenden Probleme ermöglichen:

- Schätzung des Niederwasserabflusses an Fliessgewässern ohne Direktmessung
- Uebertragung der Niederwasserabflüsse von einem Einzugsgebiet in ein anderes, ausgehend von Niederwasserbeobachtungen
- Vorhersage, resp. Vorausbestimmung der Niederwasserabflüsse.

b) Thema 2
"Bestimmung des Abflussregimes von Fliessgewässern hinsichtlich Zeitreihen, Wahrscheinlichkeiten und Mittelwerten"

Für die Behandlung praktisch aller auf die Nutzung ausgerichteten wasserwirtschaftlichen Massnahmen oder deren Beurteilung werden mehr oder weniger lange Reihen der mittleren täglichen Abflusswassermengen benötigt, wobei diese je nach der konkreten Problemstellung in Form von Zeitreihen (Ganglinien) oder Wahrscheinlichkeiten (Dauerkurven) in die einschlägigen Berechnungen eingeführt werden. Ausserdem werden auch Jahres- und Monatsmittel des Abflusses benötigt.

Die in diesem Thema angesiedelte Forschungsstudie "Abschätzung der Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung - Regimetypisierung" versuchte, ausgehend von einer hydrographischen Raumgliederung, eine Methode für die genaue Abschätzung

von mittleren Jahres- und Monatsabflüssen in kleinen Einzugsgebieten zu erarbeiten. Daneben sollten auch bekannte, in der Praxis angewandte Verfahren auf ihre Eignung in Flussgebieten der verschiedenen Abflussregimetypen getestet und Möglichkeiten zur Erweiterung untersucht werden.

c) Thema 3
"Bestimmung der Spitzen und des Verlaufs von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten"

Die Forschungsstudie "Ermittlung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen" hatte zum Ziel, die Grundlagen für eine Arbeitsanleitung zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen für den Praktiker zu erarbeiten. Hiezu sollten die vorliegenden Statistiken über den Punktniederschlag der EAFV regionalisiert werden. Mittels Feldversuchen sowie Simulationen der Bodenwasserbewegung mit Hilfe von numerischen Modellen sollen auch vertiefte Einblicke in den Hochwasserabflussbildungsprozess von schweizerischen Einzugsgebieten beschafft werden. Bekannte Modelle und empirische Formeln waren auf ihre Anwendbarkeit hin zu überprüfen. Ein neues Modell sollte entwickelt werden, welches den Bedürfnissen der Praxis gerecht wird (rasche und einfache Ermittlung der notwendigen hydrologischen und physiographischen Eingabedaten, Verbesserung der Schätzgenauigkeit gegenüber älteren Verfahren).

1.3.2 Forschungsinstitutionen

Die in den Kapiteln 2 bis 5 beschriebenen Forschungsarbeiten wurden als Teilprojekt C "Abschätzung der Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung" dem Nationalen Forschungsprogramm "Grundlegende Probleme des schweizerischen Wasserhaushaltes" des Schweizerischen Nationalfonds angegliedert. Die Projektdauer wurde auf 3 Jahre festgelegt. Der bescheidene Forschungskredit bedingte, dass die einzelnen Forschungsinstitute beträchtliche personelle und sachliche Eigenleistungen zu erbringen hatten.
Als Voraussetzung wurde zudem verlangt, dass die Forschungsinstitute bereits einschlägige Erfahrungen auf dem Gebiet der Abflussregimeforschung besitzen. Die Landeshydrologie unterstützte die Arbeiten personell und mit hydrologischen Unterlagen.
Begutachtet wurden die Forschungsvorhaben von einer Gruppe mit schweizerischen und ausländischen Experten.
Koordiniert und begleitet wurden die Studien durch einen Projektleiter.
Die Organisation ist in Fig. 1.1 dargestellt.

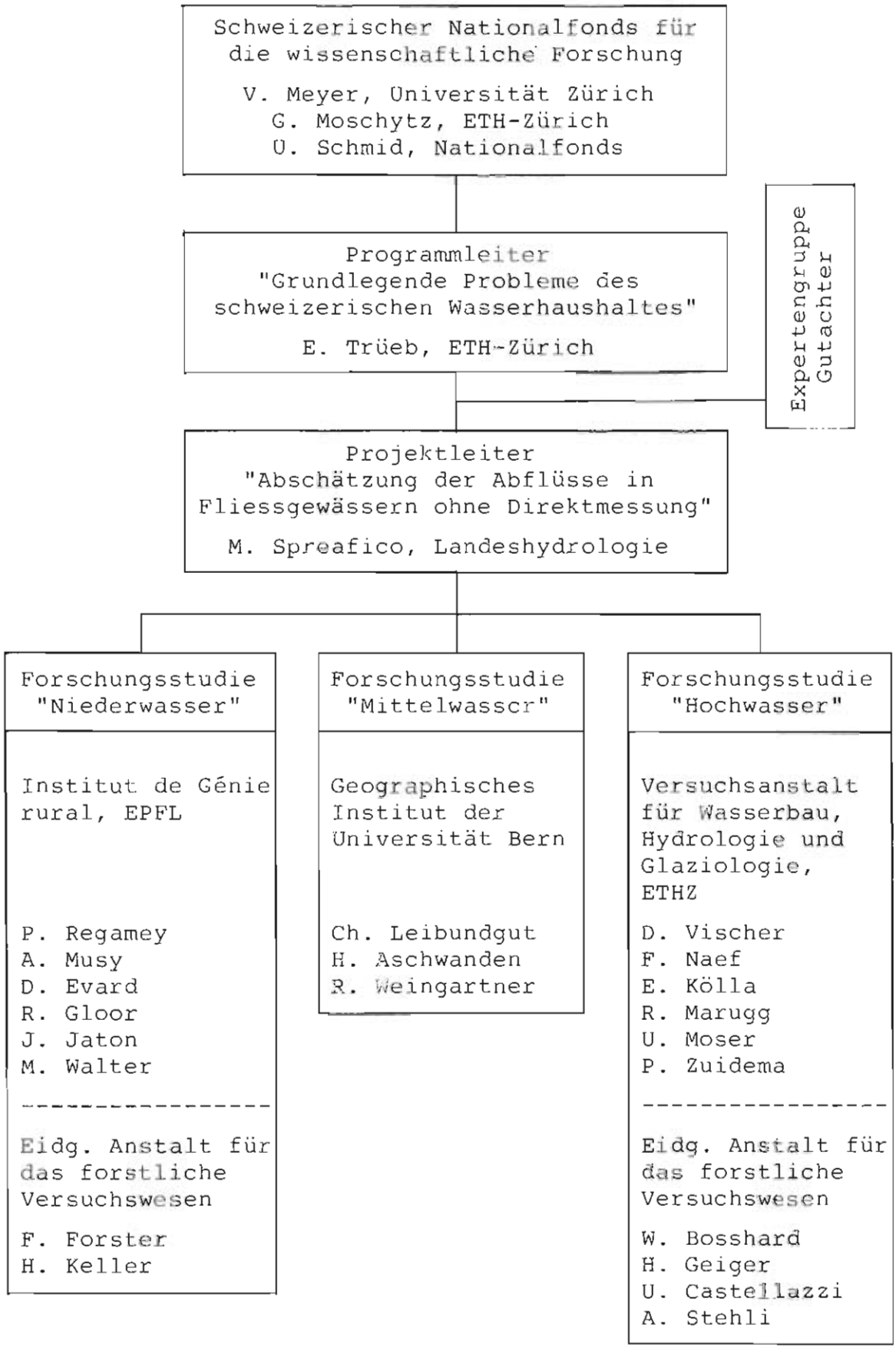


Fig. 1.1 Organisation der Arbeiten

1.4 Ausgesuchte Resultate

Generell ist festzustellen, dass die Zielsetzungen der einzelnen Forschungsthemen erreicht oder überschritten worden sind. Für alle Abflussbereiche konnten mittels grossräumiger Untersuchungen von hydrologischen Beobachtungen, Feldversuchen und theoretischen Ueberlegungen neue Schätzverfahren entwickelt werden. Dem Praktiker erlauben diese Verfahren, die Abflüsse an Stellen ohne Direktmessung mit vertretbarem Aufwand abzuschätzen.
Erwartungsgemäss lassen sich dabei mittlere Jahres- und Monatsabflüsse wesentlich genauer abschätzen, als Hoch- resp. Niederwasserabflüsse. Eine weitere wesentliche Erhöhung der Schätzgenauigkeit mit Hilfe einfacher Schätzverfahren darf heute als unwahrscheinlich taxiert werden.
Bei allen Arbeiten zeigte sich ein grundsätzliches Problem: Obwohl die Schweiz über relativ dichte Abfluss- und Niederschlagsmessnetze verfügt, genügen die vorhandenen Beobachtungen kaum oder überhaupt nicht, um solche statistische, grossräumige Analysen durchzuführen. Insbesondere Hoch- und Niederwasserabflüsse sollten in kleinen und mittelgrossen Einzugsgebieten vermehrt beobachtet werden. Der genauen, langjährigen und gesamtschweizerisch homogenen Erfassung muss grösste Aufmerksamkeit geschenkt werden. Die beteiligten Forscher sind der Ansicht, dass das Vergrössern resp. das Verbessern des Datenmaterials eine wesentliche Voraussetzung für mögliche Verbesserungen ihrer Schätzverfahren darstellen.

Die Resultate der Forschungsstudie "Niederwasser" können wie folgt zusammengefasst werden:

- Die erarbeiteten Verfahren erlauben die Schätzung der Niederwasserabflüsse in einzelnen Regionen des Mittellandes.
- Die zeitliche und räumliche Extrapolation der Niederwasserabflüsse im Mittelland ist möglich.

Als Arbeitswerkzeuge stehen zur Verfügung:

- Ein Konvolutionsmodell zur Herstellung von Reihen täglicher Niederwasserabflüsse, basierend auf Tagesniederschlägen und anhand einer kalibrierten Uebertragungsfunktion.
- Ein vereinfachtes Konvolutionsmodell zur Herstellung von Reihen monatlicher Niederwasserabflüsse, basierend auf Monatsniederschlägen und anhand einer kalibrierten oder synthetischen Uebertragungsfunktion.
- Eine Relation zur Bestimmung einer synthetischen Uebertragungsfunktion für Standorte im Mittelland, als Funktion physikalischer Einzugsgebietsparameter.
- Ein einfaches Verfahren für die kurzfristige (einige Tage) Vorhersage der Niederwasserabflüsse aufgrund einer Analyse der Rezessionskurven, der räumlichen Verteilung der spezifischen Abflüsse und der Evapotranspiration.

Im weiteren wurden erarbeitet:

- Grundlagenmaterial über Niederwasserabflüsse im schweizerischen Mittelland
- Analyse einer Niederwassermesskampagne an 60 Stationen im Mittelland
- Eine Evaluation der wichtigsten das Niederwasser bestimmenden hydrologischen Parameter und Einzugsgebietscharakteristiken sowie der Versuch einer Gruppierung derselben mit Hilfe von Verfahren der multivariablen Statistik.

Als wichtigste Resultate der Forschungsstudie "Mittelwasser" sind zu nennen:

- Die Regionen "Alpenraum" und "Mittelland und Jura" sind für Regimeuntersuchungen getrennt zu behandeln, da sie durch unterschiedliche Regimetypen charakterisiert sind.
- Das mittlere Abflussverhalten der schweizerischen Fliessgewässer kann durch 16 Regimetypen genügend genau beschrieben werden.
- Die Regimetypen können räumlich festgelegt werden. Bei den alpinen und südalpinen Einzugsgebieten lässt sich eine solche Raumzuteilung durch die Parameter Gebietshöhe und Vergletscherung vornehmen. Im "Mittelland und Jura" konnte mit einfachen Raumparametern keine räumliche Festlegung der Regimetypen gefunden werden. Hier erfolgte dieselbe mit statistischen Hilfsmitteln. Die Resultate sind in der beiliegenden Regimekarte dargestellt (in der Kartentasche).
- Das neue Verfahren, welches im Vergleich mit herkömmlichen Modellen eine sicherere Abschätzung der mittleren Jahres- und Monatsabflüsse an schweizerischen Fliessgewässern ohne Direktmessung erlaubt.

Im weiteren wurden erarbeitet:

- Ein umfangreiches Grundlagenmaterial über die Mittelwasserführung (Jahr, Monat) in schweizerischen Gewässern
- Eine vergleichende Studie von verschiedenen gängigen Verfahren für die Abschätzung der Jahresabflüsse.

Die Resultate der Forschungsstudie "Hochwasser" sind die folgenden:

- Es konnte ein physikalisch plausibles Verfahren für die Abschätzung von Hochwasserspitzenabflüssen ($HQ_{2.33}$, HQ_{20}, (HQ_{100})) in kleinen Einzugsgebieten gefunden werden, das bessere Resultate als herkömmliche Schätzverfahren liefert.

- Die Ergebnisse der Starkregenanalyse zeigen, dass keine Abhängigkeiten zwischen den Starkregenwerten und physiographischen Faktoren wie Meereshöhe, Exposition und Talorentietierung gefunden werden konnten.
- Es liegen nun Isolinienkarten im Massstab 1:500'000 der 100-jährlichen 24-Stundenregen, der 100-jährlichen 1-Stundenregen, des mittleren 1-Stundenregens und des mittleren 24-Stundenregens für die Schweiz vor, aus denen die Regenintensitäten als Eingangsgrössen für die Hochwasserberechnung ermittelt werden können.

An weiteren Resultaten resp. Tätigkeiten sind zu nennen:

- Ein Programm für die Simulation der verschiedenen Wasserbewegungen in und über dem Boden. Mit Hilfe eines Entscheidungsbaumes kann der massgebende Abflussvorgang eines in sich homogenen Teilgebietes anhand von Gebietsmerkmalen bestimmt werden.
- Die Durchführung und Analyse von Beregnungsversuchen an Talhängen
- Die Auswertung der grössten Hochwasserwellen in ca. 100 Einzugsgebieten und die Bestimmung von Kenngrössen (Niederschlagsmengen, Abflusskoeffizienten, standardisierte Hydrographen)
- Eine Ueberprüfung von gängigen Hochwassermodellen hat gezeigt, dass die dafür notwendigen Parameter in den ausgewerteten Gebieten so stark streuen, dass die damit berechneten Hochwasserspitzen Abweichungen aufweisen, die mindestens so gross sind, wie bei dem hier vorgeschlagenen Schätzverfahren.
- Ein systematischer Vergleich von Hochwasserschätzformeln in ca. 170 Einzugsgebieten der Schweiz
- Eine quantitative Typisierung der Starkregenganglinien von Zürich, Davos, Lausanne und Locarno

Die Untersuchungen zeigten deutlich die Problematik von Genauigkeitsaussagen. Infolge natürlicher Gegebenheiten (grosse und sehr kleine Fliessgeschwindigkeiten, Feststofftransport, Geschwemmsel, Bettveränderungen, Verkrautung, Wasser-Feststoffgemisch, usw.), wasserbaulicher Einschränkungen und Auflagen des Umweltschutzes ist es trotz sorgfältiger Datenerfassung heute manchenorts unmöglich, Extremabflüsse sehr genau zu bestimmen. Da diese Daten aber zur Eichung von Schätzformeln und von komplizierten Niederschlag-Abfluss-Modellen gebraucht werden, kommt es zu einer Kombination von Fehlern aus den Eingabedaten und den Unzulänglichkeiten bei der Modellierung. Es stellt sich deshalb heute noch dringender als früher die Frage nach der Genauigkeit hydrologischer Beobachtungen.

Untersuchungen, ob die heutigen Dimensionierungsverfahren der obigen Problematik genügend Rechnung tragen, wären ebenfalls sehr nützlich.

Zusammenfassend ist zu sagen, dass die Forschungsresultate einen wertvollen Beitrag für die Bereitstellung hydrologischer Grundlagen in der wasserwirtschaftlichen Planung geliefert haben. Sie bilden auch wichtige Entscheidungshilfen für die zukünftige Planung hydrologischer Messnetze.

1.5 Zukünftige Arbeiten

Die vorliegenden Forschungsstudien sollten und konnten nur Teilbereiche der komplexen Problemstellung bearbeiten. Weitere Untersuchungen in Richtung der Erfassung des Abflussverhaltens in kleinen Einzugsgebieten laufen gegenwärtig bei verschiedenen Forschungsinstituten und der Landeshydrologie. Die Letztere wird im Rahmen des Machbaren versuchen, in ausgesuchten Regionen vermehrt auch kleine bis mittelgrosse Gewässer möglichst genau zu messen.
Im Folgenden werden einige Lücken im unmittelbaren Zusammenhang mit den ausgeführten Forschungsstudien genannt:

- Zur Eichung der Verfahren wurde die Grosszahl der vorhandenen Abflussbeobachtungen verwendet. Die Ueberprüfung der Verfahren konnte dadurch nur an wenigen zusätzlichen Abflussmessstationen erfolgen. Eine weitergehende Ueberprüfung anhand neuer Messstationen oder Beobachtungen aus dem benachbarten Ausland ist wünschenswert.

- Die Resultate der Niederwasserstudie gelten nur für grosse Teile des schweizerischen Mittellandes. Es wäre abzuklären, inwieweit die entwickelten Methoden auch für andere Regionen der Schweiz Gültigkeit haben.

- Es fehlen weitgehend Untersuchungen für die Abschätzung von mittleren Tagesabflüssen. Der im Forschungsthema "Mittelwasser" verwendete Ansatz lässt sich zeitlich nicht beliebig ausweiten. Erste Abklärungen zeigen, dass im alpinen Raum bereits bei Halbmonats- oder Dekadenwerten die unterste zeitliche Grenze erreicht wird. Es sind deshalb Konzepte zu erarbeiten, welche sich für die Abschätzung der Abflüsse im Einzeljahr im Bereich Monat bis Tag eignen.

- Fortschritte bei der Abschätzung der Abflüsse sind zu erwarten, wenn die Kenntnisse über die räumliche und zeitliche Variation von Niederschlag und Verdunstung verbessert werden können.

1.6 Verdankungen

An dieser Stelle sei den Vertretern des Schweizerischen Nationalfonds für die administrative, dem Programmleiter Prof. E. Trüeb für die fachliche Unterstützung sowie der Expertengruppe für die fachmännischen Stellungnahmen gedankt. Speziell zu erwähnen gilt es Herrn Prof. Dr. A. Herrmann von der Technischen Universität Braunschweig, welcher sich als Gutachter zur Verfügung gestellt hat. Ohne die Mithilfe der Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, der interdepartementalen Gruppe für operationelle Hydrologie, verschiedener Bundesstellen, kantonalen Aemtern und privaten Büros wäre das Projekt in dieser Art nicht zu realisieren gewesen.

MATERIAUX POUR LA GEOLOGIE DE LA SUISSE
HYDROLOGIE NO 33, 1986

LE PROJET DE RECHERCHE "ESTIMATION DES DÉBITS DES COURS D'EAU SANS MESURES DIRECTES"

M. Spreafico

Service hydrologique et géologique national,
Office fédéral de la protection de l'environnement
3003 Berne

1. LE PROJET DE RECHERCHE "ESTIMATION DES DEBITS DES COURS D'EAU SANS MESURES DIRECTES"

1.1 Données du problème

La planification et l'établissement de projets concrets d'aménagements et d'installations hydrauliques sur les cours d'eau, ainsi que les contrôles nécessaires après l'achèvement des travaux impliquent que l'on connaisse avec précision et sur une longue période les conditions d'écoulement à l'emplacement prévu. Suivant les cas, et selon les méthodes de calcul utilisées, on peut avoir besoin de valeurs extrêmes de crues ou d'étiages avec leur probabilité de dépassement par le haut ou par le bas, de séries chronologiques de débits, de niveaux (ou débits) classés ou encore de moyennes. Les moyennes habituellement nécessaires sont les valeurs journalières, mensuelles ou annuelles des débits. Le calcul de la probabilité de dépassement d'une valeur de débit (par le haut ou par le bas), nécessaire pour résoudre des problèmes relatifs à la protection contre les crues et les étiages, n'est possible, en règle générale, que sur la base de longues séries de mesures des débits. Remarquons à ce propos que les débits de nombreux cours d'eau suisses ont été modifiés par des interventions humaines dans le cycle de l'eau.
Venant des spécialistes de la correction des torrents, de l'aménagement des cours d'eau et de la protection des eaux, on a constaté ces dernières années une demande de plus en plus forte d'informations sur les débits extrêmes des petits cours d'eau et des rivières importantes ainsi que sur le comportement hydrologique des bassins versants. Lors de la correction d'un cours d'eau, le dimensionnement du profil hydraulique a une grande influence sur le coût des travaux. Une bonne connaissance des conditions d'écoulement simplifierait l'établissement des projets et permettrait une meilleure utilisation des fonds à disposition. Pour l'étude de l'état sanitaire des cours d'eau aussi, les valeurs des débits sont nécessaires car elles permettent le calcul de la charge polluante. Il est rare qu'une station de jaugeage se trouve tout près de l'emplacement des prélèvements. Dans ces cas là, on doit avoir recours à des méthodes d'estimation des débits.
De même, les valeurs des débits naturels doivent être connues sur plusieurs années pour la détermination des débits réservés. Si le débit du cours d'eau a déjà été modifié artificiellement, les débits naturels doivent parfois être reconstruits.

Ces mêmes problèmes, ou des problèmes analogues, apparaissent dans d'autres domaines de l'économie hydraulique (approvisionnement en eau, irrigation, drainage et utilisation des forces hydrauliques, par exemple).

Grâce aux réseaux d'observation du Service hydrologique national et de quelques cantons, il existe en Suisse des données sur les débits de la plupart des rivières importantes. Mais on constate en pratique que les mesures sont rares sur les petits et moyens cours d'eau (bassins versants de 1 à 100 km^2). Il n'existe souvent pas de station hydrométrique (ou alors la série de mesures est trop courte) à proximité des emplacements pour lesquels les hydrologues ou les spécialistes en corrections de cours d'eau voudraient avoir des données.

Trois possibilités peuvent être envisagées pour améliorer la situation:

1) construction et exploitation de nouvelles stations de mesure
2) développement de nouvelles méthodes ou adaptation de procédés internationalement reconnus pour estimer les débits en l'absence de mesures directes
3) une combinaison des possibilités précédentes.

Ci-dessous sont décrites des études entrant dans la deuxième catégorie.

1.2 Buts du projet de recherche

A la lumière des problèmes cités plus haut, les buts du projet ont été définis comme suit:

"Le programme de recherche doit fournir les bases pour améliorer l'estimation des débits sans mesures directes. Il s'agira en particulier de fournir une réponse aux questions suivantes:

- quelles sont les méthodes de calcul permettant la meilleure estimation des débits des cours d'eau suisses aux endroits où n'existent pas de mesures directes ?
- quelles sont les données de base nécessaires pour pouvoir utiliser ces méthodes ?
- peut-on, grâce à des méthodes nouvelles, atteindre une amélioration par rapport aux méthodes utilisées jusqu'à présent ?

Le résultat des études devra être présenté de façon à pouvoir être utilisé dans la pratique sans trop de difficultés. Il devra aussi fournir des critères facilitant la planification des réseaux de mesure en Suisse.

1.3 Organisation du projet de recherche

1.3.1 Thèmes choisis

En tenant compte des problèmes cités plus haut, trois thèmes de recherches ont été choisis, certains aspects de ces thèmes devant devenir le sujet d'une étude.

a) Thème 1
"Détermination des débits minimums et du déroulement des étiages dans les petits cours d'eau"

Dans la pratique, il est important de connaître, non seulement les débits en l/s lors des basses eaux, mais aussi la durée, la fréquence, la répartition dans l'année et l'extension géographique des étiages.

L'étude menée à bien dans le cadre du thème 1, intitulée "Estimation des débits d'étiage sur des cours d'eau sans mesures directes", avait pour but de mettre à disposition des spécialistes de la planification en économie hydraulique des méthodes leur permettant de résoudre les problèmes suivants:

- estimation des débits d'étiage sur les cours d'eau sans mesures directes
- transfert des valeurs des étiages mesurées dans un bassin à d'autres bassins
- prévision et prédétermination des débits d'étiage.

b) Thème 2
"Détermination du régime d'écoulement des cours d'eau au moyen de séries chronologiques, probabilités et valeurs moyennes"

Pour pratiquement tous les problèmes relatifs à des aménagements hydrauliques utilisant la force hydraulique, on doit faire appel à des séries plus ou moins longues de débits moyens journaliers. Selon le type de problème, ces valeurs sont utilisées dans les calculs sous forme de séries chronologiques (enregistrements limnigraphiques) ou de probabilités (courbes de débits classés). Souvent aussi, les débits moyens annuels et mensuels sont utilisés.

L'étude réalisée dans le cadre de ce thème, "Abschätzung der Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessungen - Regimetypisierung" (Estimation des débits des cours d'eau sans mesures directes - Caractéristiques du régime) s'est

attachée à mettre au point une méthode pour estimer les débits moyens annuels et mensuels de petits bassins, par régions hydrogéographiques. A part cela, des procédés connus, utilisés dans la pratique, devaient être appliqués à différents régimes d'écoulement et des possibilités d'amélioration être étudiées.

c) Thème 3
"Détermination des débits de pointe et déroulement des crues dans de petits bassins versants"

L'étude "Ermittlung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen" (Détermination des débits de crue dans les petits bassins sans mesures directes) avait pour but de fournir aux praticiens des lignes directrices pour l'estimation du débit des crues. Pour cela, les séries de mesures ponctuelles des précipitations réalisées par l'EAFV devaient être régionalisées. Des travaux sur le terrain ainsi que des simulations par modèles numériques des mouvements de l'eau dans le sol devaient apporter une meilleure connaissance des processus de formation des crues dans les bassins versants de Suisse. La validité de modèles connus et de formules empiriques devait être testée. Enfin, un nouveau modèle devait être développé en tenant compte des besoins des praticiens (détermination rapide et simple des paramètres hydrologiques et morphologiques nécessaires, amélioration de la précision des résultats par rapport aux anciennes méthodes).

1.3.2 Instituts de recherches

Les études décrites dans les chap. 2 à 5 ont été rattachées au Sous-projet C (Estimation des débits des cours d'eau sans mesures directes) du Programme national de recherche intitulé "Problèmes fondamentaux du cycle de l'eau en Suisse" du Fonds national suisse. La durée des études a été limitée à 3 ans. Les crédits à disposition n'étant pas très importants, il était indispensable que les Instituts de recherches mettent fortement à contribution leur personnel et leurs installations. Une des conditions, pour les Instituts de recherche intéressés au Programme, était qu'ils aient une certaine expérience dans le domaine des régimes d'écoulement. Les données du Service hydrologique national ont été mises à disposition des équipes de chercheurs. Le personnel dudit Service a aussi pu être mis à contribution.
Les projets de recherches ont été examinés par un groupe d'experts suisses et étrangers.
L'organisation mise sur pied pour le projet est représentée dans la Fig. 1.1

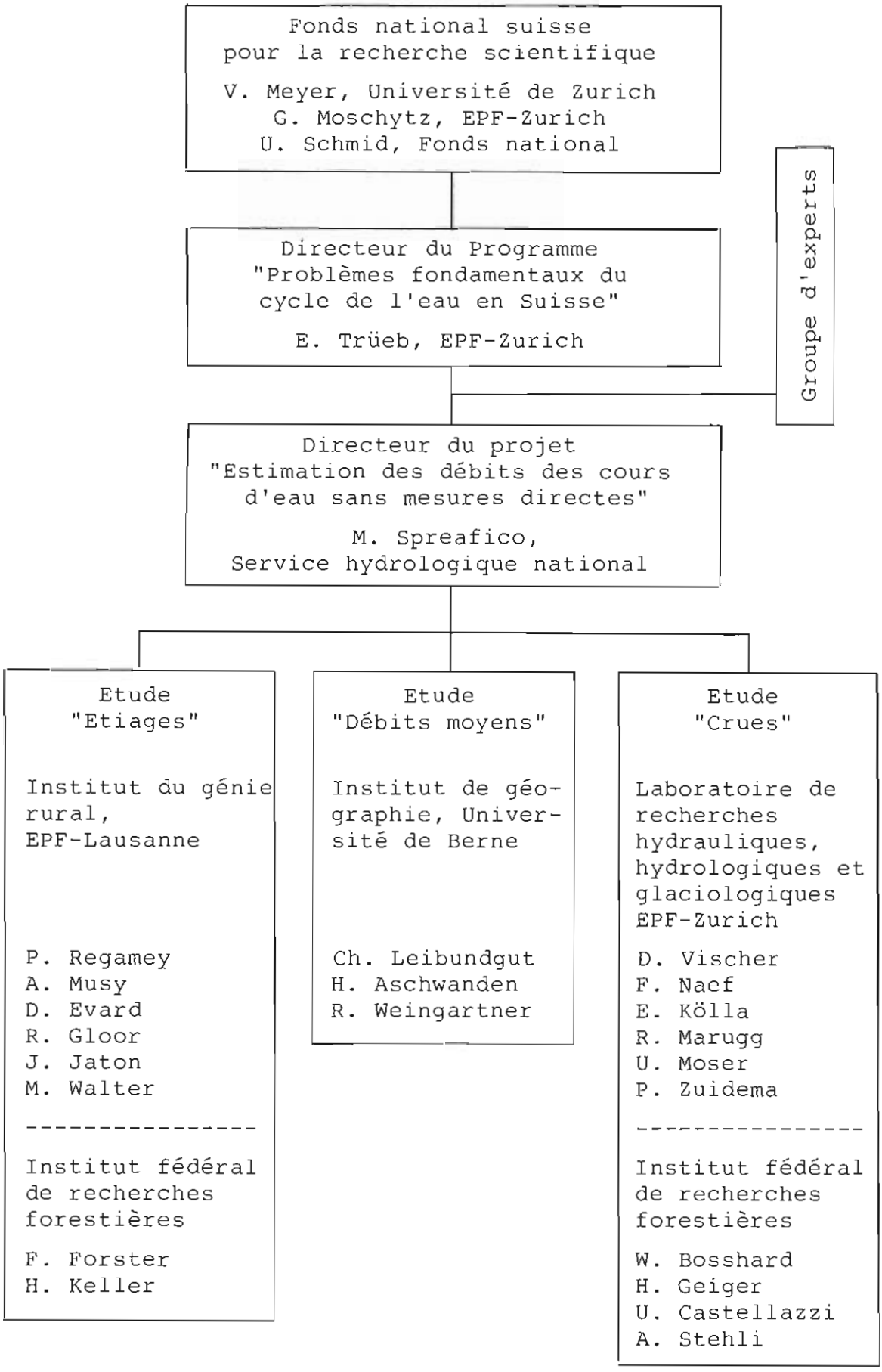


Fig. 1.1 Organisation des travaux

1.4 Principaux résultats obtenus

De façon générale, les buts fixés aux diverses études ont été atteints, voire dépassés. Les recherches effectuées sur les séries de mesures hydrologiques et sur le terrain, ainsi que les études théoriques ont permis de développer de nouvelles méthodes, dans toute la gamme des débits. L'ingénieur praticien peut désormais estimer les débits d'un cours d'eau à des emplacements où aucune mesure n'a été effectuée, en appliquant des procédés relativement simples.

L'estimation des débits moyens annuels et mensuels donne, comme on s'y attendait, des résultats nettement meilleurs que celle des débits de crue ou des étiages. Il est très improbable que l'on arrive, dans l'état actuel des connaissances, à une meilleure précision par des méthodes plus simples.

Tous les travaux ont mis en lumière le même problème: bien qu'en Suisse les réseaux pour la mesure des précipitations et des débits soient relativement denses, les mesures à disposition se sont révélées insuffisantes pour les analyses statistiques effectuées à l'échelle de l'ensemble du pays. Pour les crues et les étiages en particulier, la densité des mesures devrait être augmentée. Il faudra veiller à obtenir des séries continues sur de nombreuses années, de bonne qualité et réparties sur toutes les régions de Suisse. Les spécialistes ayant collaboré au projet sont d'avis que l'amélioration, en quantité et en qualtié, des données est une des conditions primordiales permettant d'envisager un affinement des méthodes.

Les résultats de l'étude "Etiages" peuvent être résumés comme suit:

- les méthodes développées permettent une estimation des débits d'étiage dans une bonne partie du Moyen-Pays
- l'extrapolation spatiale et temporelle des débits d'étiage est possible, pour ce qui concerne le Moyen-Pays.

Les outils de travail suivants ont été développés et sont actuellement disponibles:

- un modèle de convolution permettant la reconstruction des débits journaliers d'étiage, sur la base des précipitations journalières et à l'aide d'une fonction de transfert synthétique
- un modèle simplifié de convolution permettant le calcul de séries de débits d'étiage mensuels, sur la base des précipitations mensuelles et grâce à une fonction de transfert synthétique ou calibrée

- une relation permettant la détermination d'une fonction synthétique de transfert, dépendant des caractéristiques physiques des bassins du Moyen-Pays
- une méthode simplifiée pour la prévision à court terme (quelques jours) des débits par l'analyse des courbes de tarissement, de la répartition spatiale des débits spécifiques et de l'évapotranspiration.

Les travaux suivants ont encore été effectués:

- étude des données sur les étiages (annuels, mensuels) à disposition pour la région du Moyen-Pays suisse
- analyse des résultats d'une campagne de mesure des débits d'étiage à 60 stations du Moyen-Pays
- évaluation des principaux paramètres hydrologiques et des caractéristiques des bassins déterminant les étiages, avec un essai de regroupement par analyse multivariée.

En ce qui concerne l'étude "Débits moyens" les principaux résultats peuvent être résumés comme suit:

- les régions "Alpes" et "Moyen-Pays et Jura" étant caractérisées par des régimes hydrologiques différents, elles doivent être étudiées séparément.
- 16 types de régimes suffisent à caractériser les débits des cours d'eau suisses.
- ces types de régimes correspondent à des régions géographiques. Dans les Alpes et sur leur versant sud, l'altitude moyenne du bassin et la surface des glaciers suffisent à définir un type de régime. Dans la région "Moyen-Pays et Jura", les régions correspondant à un certain type de régime n'ayant pas pu être définies au moyen de paramètres morphologiques simples, on a eu recours à des méthodes statistiques. Les résultats sont représentés sur les 4 cartes des régimes en annexe.
- la nouvelle méthode permet une évaluation sans mesures directes des débits moyens mensuels et annuels des cours d'eau suisses meilleure que selon les modèles habituellement utilisés.

Les travaux suivants ont aussi été effectués:

- une compilation des données sur les débits moyens annuels et mensuels existantes pour les cours d'eau suisses
- une étude comparative des différentes méthodes utilisées habituellement pour l'estimation des débits annuels.

Les résultats de l'étude "Crues" sont les suivants

- une méthode pour l'estimation des débits de crue ($HQ_{2.33}$, HQ_{20}, (HQ_{100})) dans les petits bassins versants, fondée sur des bases physiques plausibles, a pu être mise sur pied. Elle donne de meilleurs résultats que les procédés habituels
- les résultats de l'analyse des fortes pluies n'ont pas pu mettre en évidence de relation entre les valeurs de ces pluies et les facteurs morphologiques tels que l'altitude, l'exposition et l'orientation de la vallée
- une carte au 1:500'000 des isohyètes des pluies centennales de 24 heures et 1 heure, des pluies moyennes de 1 heure et 24 heures pour l'ensemble de la Suisse existe dorénavant. On peut en tirer les intensités de pluie nécessaires au calcul des crues.

Autres résultats et activités à mentionner:

- mise au point d'un programme pour la simulation des mouvements de l'eau dans le sol et à la surface. Grâce à un arbre de décision, la formation de l'écoulement de surface peut être déterminée pour une partie homogène de bassin, à l'aide de coefficients caractéristiques du bassin
- essais d'arrosage par aspersion sur des versants de vallées et analyse des résultats
- analyse des plus fortes crues d'une centaine de bassins et détermination de grandeurs clés (précipitations, coefficients d'écoulement, hydrographes standardisés)
- comparaison entre les modèles de crues couramment utilisés. Cette comparaison a montré que, pour différents bassins, les paramètres nécessaires au calcul varient tellement que les valeurs obtenues pour les crues présentaient une dispersion aussi forte que celles fournies par le modèle d'estimation proposé
- comparaison systématique des formules de calcul des crues pour environ 170 bassins suisses
- calcul des coefficents caractéristiques des hyétogrammes de fortes pluies à Zurich, Davos, Lausanne et Locarno.

Ces études ont mis en lumière le problème de la précision des mesures. En de nombreux endroits, il est aujourd'hui pratiquement impossible de mesurer des débits extrêmes avec une bonne précision. Les raisons en sont nombreuses, soit inhérentes aux phénomènes (vitesse de l'eau trop faible ou trop forte, matière solide transportée, présence de végétation aquatique, changement du lit de la rivière etc.), soit dues à des aménagements artificiels des cours d'eau ou encore aux exigences de la protection de l'environnement. Ces données étant cependant utilisées pour l'ajustement des formules d'estimation

des crues et pour le calage des modèles précipitation-débit, on cumule les erreurs provenant de mesures imprécises et celles des modèles eux-mêmes. Aujourd'hui encore plus qu'autrefois, la question de la précision des mesures en hydrologie est à l'ordre du jour. Il serait utile de faire une étude pour savoir si les méthodes actuellement utilisées pour le dimensionnement des ouvrages hydrauliques tiennent suffisamment compte de ces incertitudes.

On peut dire en résumé que les études décrites ci-dessus ont apporté des résultats hydrologiques intéressants pour la planification hydraulique. Ces résultats seront aussi utiles pour définir la conception future des réseaux de mesures hydrologiques.

1.5 Travaux futurs

Les recherches résumées ci-dessus ne devaient aborder, et n'ont en effet traité qu'une petite partie des nombreux problèmes se posant là où les mesures hydrologiques directes font défaut. Actuellement des études sont en cours dans des instituts de recherche et au Service hydrologique national sur le régime d'écoulement des petits bassins versants. Le Service hydrologique national va, dans la mesure du possible, s'efforcer d'intensifier ses mesures sur les petits ou moyens cours d'eau.
Signalons encore quelques lacunes mises en évidence par ces études:

- la plus grande partie des séries de mesures de débits existantes ont été utilisées pour mettre au point les nouvelles méthodes d'estimation des débits. Le contrôle de ces méthodes n'a donc pu être effectué qu'en de rares stations de jaugeage. Il serait souhaitable de pouvoir le faire avec les données provenant de stations nouvellement construites ou de stations situées à l'étranger près de nos frontières.

- l'étude sur les étiages a donné des résultats valables pour la plus grande partie du Moyen-Pays. Il conviendrait d'étudier les conditions d'application des méthodes développées dans d'autres régions de la Suisse.

- très peu a été fait dans le domaine des débits moyens journaliers. La structure utilisée pour l'étude "débits moyens" ne peut pas être étendue à des périodes plus courtes. Dans la région alpine, 15 jours ou 10 jours constituent la limite inférieure, ainsi que l'ont montré quelques essais. Il faudra développer de nouveaux modèles permettant l'estimation des débits pour des périodes plus courtes, de l'ordre d'un jour jusqu'à un mois.

- l'estimation des débits sans mesures directes pourra progresser lorsque nos connaissances sur les variations spatio-temporelles des précipitations et de l'évaporation auront elles-mêmes été améliorées.

1.6 Remerciements

Nous remercions les représentants du Fonds national suisse pour leur assistance dans les questions administratives, Monsieur le Professeur E. Trüeb, directeur du Programme pour son aide et ses conseils ainsi que le groupe d'experts pour leurs critiques et leur suggestions. Mentionnons touts spécialement M. le Professeur Dr A. Herrmann de l'Université technique de Brunswick qui a bien voulu examiner le rapport.

Sans l'aide de la Commission d'Hydrologie de la Société helvétique des sciences naturelles, du Groupe interdépartemental pour l'hydrologie opérationnelle, de différents services des administrations fédérale et cantonale ainsi que de bureaux privés, ce projet n'aurait pas pu être mené à bien.

CONTRIBUTIONS TO THE GEOLOGY OF SWITZERLAND
HYDROLOGY NO. 33, 1986

REVIEW OF THE RESEARCH STUDY "ASSESSMENT OF DISCHARGES IN RIVERS AND STREAMS AT LOCATIONS WITH NO DIRECT MEASUREMENT"

M. Spreafico

National Hydrological and Geological Survey
Federal Office for the Protection of the Environment,
3003 Bern

1. REVIEW OF THE RESEARCH STUDY "ASSESSMENT OF DISCHARGES IN RIVERS AND STREAMS AT LOCATIONS WITH NO DIRECT MEASUREMENT"

1.1 Formulation of the problem

Planning, projecting and controlling the necessary measures and facilities to ensure economic supply and distribution from rivers and streams demands the optimum information available on flow conditions at any given location. Depending on how the problem is formulated and the methods of calculation employed, data required will include either high and low water discharge values coupled with probabilities of being exceeded or not equalled, or flow indicators, continuous curves and average values. The most important averages for the flows are the daily, monthly and yearly averages. Generally, since data on the likelihood of higher or lower flows than usual can only be obtained through sufficiently comprehensive spot checks, the problems of high and low water protection can only be resolved by using a series of flow measurements taken over many years.

It has recently become apparent that there is now a much greater demand for information about extreme flows in rivers and streams and for information about the behaviour of discharges from source areas, especially where controlling mountain torrents, rivers and water protection measures are concerned. The choice of hydraulic extension works is known to have a substantial influence on the cost of correcting streams. Precise data on flow conditions would simplify planning such measures and permit the more efficient use of funds. When assessing the quality of streams, discharge values are needed for calculating sediment load. The long term flow regime must be known for accurate calculation of the quantity of artificial minimum discharge. Where streams have already been altered artificially, investigations of the residual waters demand the reconstruction of the flows under natural conditions. The same or similar problems arise in other branches of water management, as for example in water supply, irrigation, drainage and the use of water power.

Runoff data is available for most large Swiss streams thanks to the measuring network established by the National Hydrological Survey and some cantons. However everyday experience indicates that such data is often lacking for small and medium streams with catchment areas of 1-100 km^2. There is often no flow measuring equipment, or at least no equipment which has been in service for long enough, sufficiently close to sites where discharge values are needed for water engineers or for water construction projects.

Basically there are 3 ways of improving the situation:

1) Construction and operation of additional measuring stations
2) Developing new methods or adapting known international procedures for the on-site assessment of flows without direct measurement
3) A combination of 1 and 2

This report describes studies in connection with method 2.

1.2 Aims of the research project

The way the problem was formulated led to the establishment of the following goals:

"The research project should establish fundamental rules for improving discharge assessment at locations without direct measurement. In particular, answers should be found to the following questions:

- What methods of calculation are suited to the assessment of flows in Swiss streams in places where there is no direct measurement ?
- What basic data is necessary to employ such methods ?
- Can new techniques provide more accurate information in comparison with the procedures employed previously ?

Results of the study should be so clear that they could be put into practise immediately. In addition the project should provide guidelines for decision-making for planning future measuring stations in Switzerland."

1.3 Organisation of the research study

1.3.1 Thematic structure

Three research themes were selected after problem evaluation, with the intention of investigating specific aspects through research studies.

a) Theme 1
"Determination of minimum flow and the behaviour of low water discharges in small streams"

Practically speaking other factors besides flow quantity in terms of l/sec are of interest when checking low water discharge; duration, frequency, seasonal occurrence and extent.

The research study "Assessment of flow waters in streams without direct measurement" aimed to provide water engineers with procedures which would simplify the solution of the following problems:

- Assessment of low water flows in streams without direct measurement
- Transfer of low water flows measurement results from one drainage area to another
- Forecast and prediction of low water flows.

b) Theme 2
"Determination of the flow pattern from streams employing time series, probabilities and average values"

More or less extensive series of figures giving the average daily flow quantities are necessary, when processing or assessing virtually all operational water engineering measures, though depending on the problem to be resolved these can be included in the form of time series (graphs), or probabilities (duration curves) in the relevant calculations. Annual and monthly flow averages are also required.

The research study located under Theme 2 "Assessment of flows in streams at places with no direct measurement - regime classification" attempted to establish a method for accurately assessing average annual and monthly flows in small catchment areas, on the basis of a hydrographic area division. At the same time currently used procedures were to be investigated to find out if they were suitable for drainage areas with different types of flow regime and to see if they could be extended.

c) Theme 3
"Determination of the peaks and behaviour of flood discharges in small drainage areas"

The research study "Investigation of flood discharges in small drainage areas without flow measurements" was intended to work out an operational introduction to the assessment of peak flows for practitioners. Additionally the available EAFV statistics for point precipitation were to be regionalised.

Field trials and simulated soil water movements using numeric models would also provide deeper insight into the storm run-off development process in Swiss catchment areas.
Known models and empirical formulas would be cheked for effectiveness. A new model would be developed, adapted to practical requirements (fast and simple provision of the necessary hydrological and physiographical input data, improvement of the assessment accuracy compared with older procedures).

1.3.2 Research bodies

The research work described in chapters 2 to 5 would be incorporated in the Swiss National Foundation's national research programme (basic problems of the hydrologic cycle in Switzerland) as partial project C "on site assessment of the flows in streams without direct measurement". The project duration was fixed at 3 years. The modest research grant demanded that the individual research bodies had to provide substantial personnel and practical support.
In addition it was assumed that the research bodies would already have relevant experience in the field of flow research. The National Hydrological Survey supported the work with staff and with hydrological documents.
The research plans were evaluated by a group of Swiss and foreign experts.
The studies were coordinated by a project leader.
The organisation is shown in Fig. 1.1

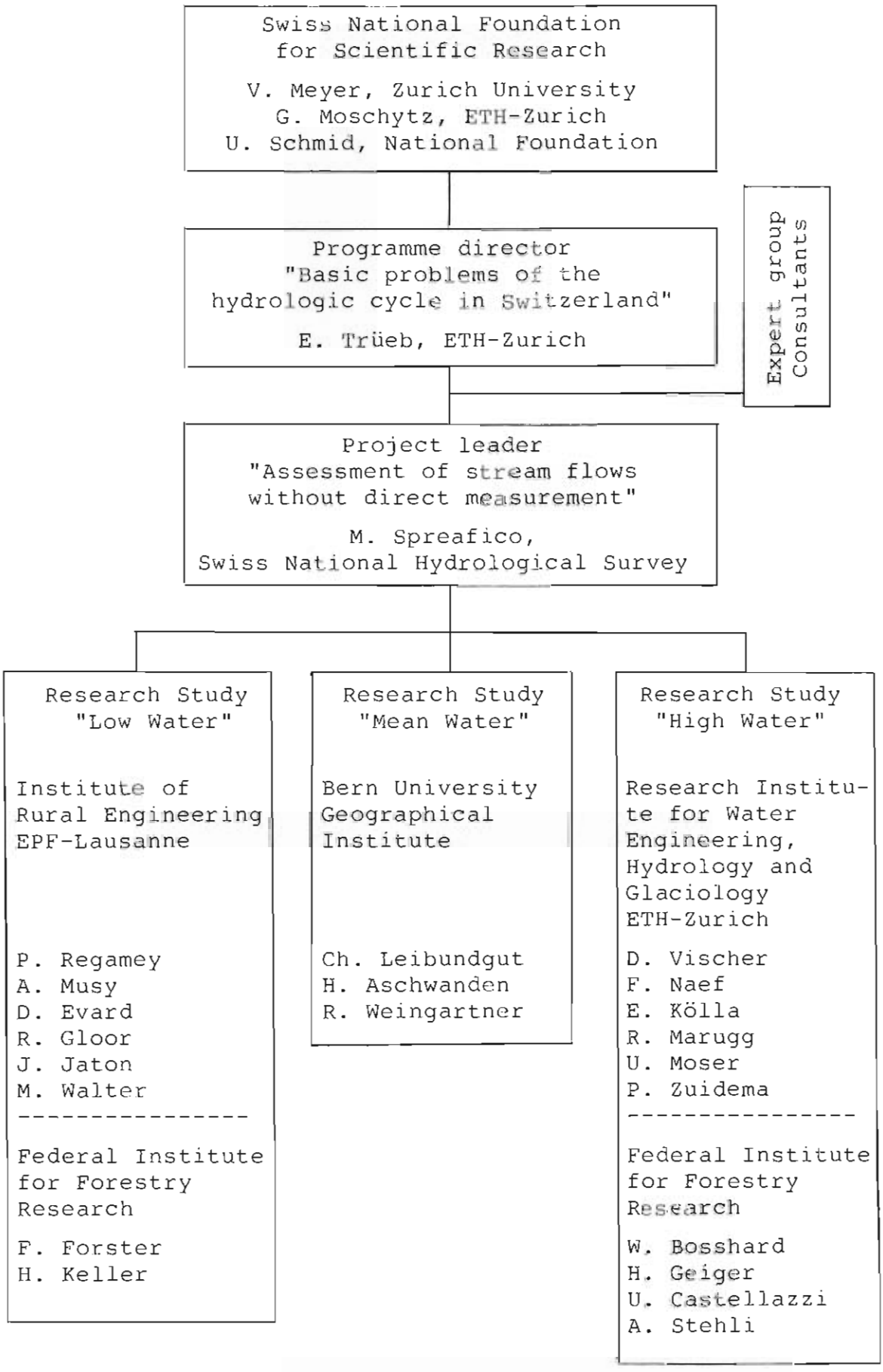


Fig. 1.1 Organisation

1.4 Selected results

In general, the targets of the individual research themes were achieved or exceeded. Extensive analysis of hydrological observations, field tests and theoretical considerations permitted the development of new estimation procedures for all flow stages. These procedures permit field staff to estimate flows where there is no measuring equipment on site without undue effort.
As was to be expected, they enable average annual and monthly flows to be estimated much more accurately than the high or low water flows. It is unlikely that there will be any substantial increase in assessment accuracy employing any symple methods of estimation.
A basic problem appeared at every stage: even though Switzerland has a relatively dense flow and precipitation measuring network, the available data is barely sufficient, or even totally inadequate, to support such extensive, statistical analyses. In particular there should be more extensive observations of high and low water flows in small and medium catchment areas. Special attention should be paid to precise, long term coverage of Switzerland as a whole. The research staff involved believe that increasing or improving the data is a prior condition for any improvement of their assessment procedures.

Results of the research study "Low water" can be summarised as follows:

- The procedures worked out permit the assessment of the low-water flows in specific regions of the Central Plain.
- The time and extent of low-water flows in the Central Plain can be extrapolated.

Available working instruments:

- An all purpose model for the production of serial low water flows, based on daily precipitation and employing a calibrated transfer function.
- A simplified all purpose model for the production of serial monthly low water flows, on the basis of monthly precipitation figures and using calibrated or synthetic transfer functions.
- A ratio for the determination of a synthetic transfer function for sites in the Central Plain as a function of physical catchment area parameters.
- A simple procedure for the short term (a few days) prediction of low-water flows on the basis of analysing the recessive curves, the local distribution of the specific flows and the evapotranspiration.

The following material was also produced:

- Basic data on low water flows in the Swiss Central Plain
- Analysis of a low water measurement programme at 60 sites in the Central Plain
- An evaluation of the most important hydrological parameters affecting low water and the catchment area characteristics as well as an attempt to arrange them employing multivariate statistical procedures.

The most important results of the "Mean water" research study to be noted are:

- The "Alpine" and "Central Plain and Jura" regions have to be treated separately in regime investigations, since they are characterised by different climatic conditions.
- The average flow behaviour of Swiss streams can be described with sufficient accuracy using 16 classifications.
- The classifications can be established on a geographical basis. As far as the Alpine and southern Alpine catchment areas are concerned, this geographical distribution can be carried out on a basis of altitude and glacierization parameters. It was not possible to make local conclusions on classification types in the "Central Plain and Jura" using simple geographical parameters. However statistical methods proved effective. The results are shown in the classification map (in the map folder).
- The new procedure which permits a more reliable assessment of the average yearly and monthly flows in Swiss streams without on site inspection by comparison with traditional methods.

The following were also worked out:

- Comprehensive basic data on the average pattern (year, month) in Swiss streams
- A comparative study of different current procedure for estimating annual flows.

The results of the "High water" research study are as follows:

- A physically plausible procedure could be found for the assessment of maximum high water flows ($HQ_{2.33}$, HQ_{20}, (HQP_{100})) in small catchment areas, which gave better results than the usual methods of calculation.
- The results of analysing periods of heavy rainfall show that there is no connection between the heavy precipitation values and physiographic factors such as altitude above sea level, exposition and valley orientation.

- 1:500'000 isoline maps are now available for Switzerland which show the twenty-four hour one hundred year rain storm, the one hundred year one hour rainfall, the average one hour rainfall and the average twenty-four hour rainfall, from which rainfall intensity can be used as input data for calculating high water figures.

Other results and activities worth mentioning are:

- A programme for simulating differing water movements in and above ground. By using a decision tree the relevant flow behaviour of a homogenous valley area can be determined on the basis of regional features.
- The implementation and analysis of rain trials on valley slopes
- An analysis of peak floods in some 100 catchment areas and the determination of key dimensions (precipitation quantity, flow coefficients, standardised hydrographs
- A review of current flood flow models produced such variations, in relevant parameters in the areas evaluated, that the calculated peak floods showed divergences at least as large as when employing the suggested assessment procedures.
- A systematic comparison of high water assessment formulas in some 170 catchment areas in Switzerland.
- A quantitative classification of the heavy rain graphs in Zurich, Davos, Lausanne and Locarno.

The investigations clearly demonstrated the problems of degrees of accuracy. These days natural factors (high and low flow speeds, the transport of suspended and floating matter, stream bed changes, weed growth, water-solid mixture, etc.), water engineering restrictions and the demands imposed for environmental protection often make it impossible to determine extreme flows with much accuracy. However, since such data is needed to standardise assessment procedures and for the production of complex rainfall-runoff models, there is a consequent combination of errors from the input data and inaccuracies in the model production. This means that the question of the accuracy of hydrological observations is now even more critical than before.

Investigations into whether the current measuring procedures pay sufficient attention to these problems were also very usefull.

One can say that in general the research results provided a valuable contribution to the preparation of hydrological groundwork in water engineering planning. They also provide important assistance in taking decisions for planning future hydrological measuring networks.

1.5 Future tasks

The preceding research studies could only tackle a small sector of the complex problem. Additional investigations to establish flows in small catchment areas are currently being carried out by different research bodies and the National Hydrological Survey. The Survey will try as hard as it can to obtain more and as accurate as possible data in small and medium streams in specific regions.
One should also mention a few difficulties observed in direct connection with the completed research studies:

- In order to standardise procedures, most of the available flow data was employed, so checking the procedures could only be carried out at a few additional flow measuring station. An extensive review based on new measuring stations or observations from neighbouring foreign countries is desirable.
- The results of the low water study are applicable in large areas of the Swiss Central Plain. The extent to which the methods developed are applicable to other parts of Switzerland should also be established.
- There are no extensive studies of the assessment of average daily flows. The arrangement used in the mean flow study cannot be extended at will because of time factors. Initial work indicates that in the Alpine area the lower time limit will already be reached by half-monthly or ten-day values. So concepts must be elaborated which permit the assessment of flows in a given year for monthly or daily periods.
- Progress can be expected in flow assessment when more is known about variations in the area and time of precipitation and evaporation.

1.6 Thanks

Thanks are due to the representatives of the Swiss National Foundation for its administrative support, to the Programme Director - Prof. E. Trueb - for professional help as well as to the expert group for its professional approach. Special mention should also be made of Prof. Dr. A. Herrmann of the Brunswick Technical University, who offered his services as consultant. And the project could not have been carried out without the help of the Hydrological Commission of the Swiss Natural Research Society, the interdepartmental group for operational hydrology, different federal government bodies, cantonal and private offices.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE NR. 33, 1986

ESTIMATION DES DÉBITS D'ÉTIAGE SUR DES COURS D'EAU SANS MESURES DIRECTES

R. Gloor et M. Walter

Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne
Institut de Génie Rural -EPFL- Ecublens,
1015 Lausanne

2. ESTIMATION DES DEBITS D'ETIAGE SUR DES COURS D'EAU SANS MESURES DIRECTES

Zusammenfassung

Eine Abschätzung und Vorhersage von Niederwasserabflüssen in kleinen (< 100 km^2) Einzugsgebieten des schweizerischen Mittellandes, mit Hilfe von Daten aus beobachteten Einzugsgebieten, wird versucht. Verschiedene Methoden, wie Regressionen, Zeitreihenanalyse, Regionalisierung und Klassifizierung hydro- meteorologischer Parameter und Konvolution, werden untersucht. Dem Praktiker werden schliesslich 2 Verfahren vorgeschlagen: Erstens die Konvolution mittels einer synthetischen Uebertragungsfunktion zur Bestimmung des Niederwassers und zweitens eine Kombination von punktuellen charakteristischen Niederwasserabflüssen und regionalisierten spezifischen Niederwasserabflüssen für die Vorhersage. Andere Methoden können von Interesse sein, benötigen jedoch für ihre Anwendung weitere, heute nicht in ausreichendem Masse zur Verfügung stehende Daten.

Résumé

Sur la base des connaissances hydrologiques des bassins versants actuellement observés, nous essayons de développer une méthodologie de prédétermination et de prévision des débits d'étiage pour l'ensemble du Plateau suisse (bassins versants <100 km^2). Différentes techniques sont analysées, telles la régression, la statistique, l'analyse de séries temporelles, la régionalisation ou la classification des paramètres et la convolution. Deux méthodes sont finalement proposées aux praticiens: 1. la convolution à l'aide d'une fonction de transfert synthétique pour la prédétermination; 2. une utilisation combinée des courbes de tarissement et d'une régionalisation des débits spécifiques d'étiage pour la prévision. D'autres méthodes peuvent présenter un certain intérêt; elles nécessitent cependant des données supplémentaires pour les rendre opérationnelles.

Abstract

Based on hydrological knowledges on actual surveyed watersheds, we try to develope procedures of drought prediction and forecast for the Swiss Plateau (watersheds <100 km^2). Different methods are analysed, as: regressions, statistics, time-series, regionalization or classification of hydro-meterorological parameters and convolution. Two procedures are finaly proposed to the practician: 1. the use of the convolution method with a synthetic transfert function for prediction; 2. the use of a combined "master recession curve-space distribution of specific drought flow" method for forecast. Other methods would be of interest, but needs more datas.

2.1 Introduction

Avec la prise de conscience par l'homme de tous les problèmes d'environnement, une bonne connaissance du régime hydrologique des cours d'eau spécialement en période des basses eaux et des étiages, est devenue indispensable. Cette connaissance ne peut bien entendu pas toujours être acquise par de simples mesures in-situ; il n'est en effet pas possible d'envisager d'équiper tous les cours d'eau de stations de mesures.

Il convient donc de s'accommoder d'un nombre de stations de mesures limité. Sur le Plateau suisse par exemple où ce nombre est proportionnellement le plus élevé, on doit se contenter d'environ 50 stations hydrométriques, dont toutes ne conviennent pas aux basses eaux, et d'environ 150 stations pluviométriques. La disponibilité des données est par conséquent très locale et souvent très ponctuelle dans le temps.

Dès lors deux problèmes sont posés:

- la connaissance de l'évolution des paramètres hydrologiques dans le temps (passé et futur) aux différents points de mesures
- la connaissance des grandeurs hydrologiques entre les points de mesures, c'est-à-dire aux endroits sans mesures directes.

Le présent projet a pour mission d'apporter des éléments de réponse à ces deux questions fondamentales, et spécialement à la deuxième, dans le domaine des basses eaux, à savoir: la variation spatio-temporelle des étiages sur le Plateau suisse.

Les deux principaux buts de cette étude peuvent ainsi être résumés comme suit:

1. Améliorer les connaissances scientifiques concernant le processus de formation et de variation spatio-temporelle des basses eaux et des étiages.
   Il s'agit notamment de développer des méthodes de prévision des basses eaux et des étiages sur la base des données hydrométéorologiques existantes.

2. Fournir à l'ingénieur praticien la possibilité de connaître à n'importe quel moment et en tout lieu les débits de basses eaux et d'étiage d'un cours d'eau.
   Pour ce faire, il convient donc de développer une méthodologie simple d'application qui se base essentiellement sur la connaissance des stations hydrométriques, pluviométriques et climatologiques officielles et publiées. Une observation continue du cours d'eau en question doit être exclue, même si quelques mesures ponctuelles peuvent être envisagées, afin de mieux situer le cours d'eau en question dans le contexte général.

2.2 Plan de recherche

Lors de la demande de subside en 1982, nous avons proposé le plan de recherche suivant, englobant les points:

- études de base (bibliographie, inventaire des données et des méthodes, critique des données, délimitation du cadre de l'étude)
- étude des séries globales des débits (développement de méthodes, calibrage et tests, extension spatiale)
- étude des séries partielles des débits (développement de méthodes, calibrage et tests, extension spatiale)
- étude des segments de tarissement (développement de méthodes, calibrage et tests, extension spatiale).

Tableau 2.1 Plan de recherche soumis lors de la demande de subside

Forme de la réponse hydrologique étudiée / Type d'étude	Courbe des débits classés	Courbe de tarissement Séries partielles	Courbe de tarissement Séries globales
Analyse déterministe	Analyse factorielle en vue de dégager les critères principaux d'extrapolation spatiale	Première phase de recherche	
Analyse probabiliste	Deuxième phase de recherche		

Suite à la première phase de l'étude (bibliographie, inventaire des données et des méthodes) nous avons proposé un léger réajustement du plan de recherche, tenant compte notamment de l'utilisation possible des techniques de déconvolution et de convolution (Walter et Jaton 1983). Ainsi, notre étude se base sur le plan de recherche suivant:

Tableau 2.2 Plan de recherche finalement retenu (Walter et Jaton 1983)

Forme de la réponse hydrologique étudiée / Type d'étude	Séries globales	Séries partielles	Mesures ponctuelles
	lère phase	2ème phase	
Analyse déterministe	Relation PQ par méthode de déconvolution convolution	Une fois le débit initial Q_o connu (lère phase) Analyse des courbes de tarissement Processus de convolution en utilisant les probabilités de pluviométrie	Campagne de mesure
Analyse statistique	Analyse statistique des différents indicateurs d'étiage et de fct. de transfert en rapport avec les paramètres physique du bassin versant	Analyse statistique des couples (Q_o , α) en fonction des paramètres physique du bassin versant	Analyse statistique des différents événements de mesure

Les chapitres suivants décriront plus en détail les différentes étapes de ce plan de recherche et les principaux résultats obtenus à ce jour.

2.3 Description des travaux

2.3.1 Situation actuelle et études de base

Avant de pouvoir entamer la recherche proprement dite, il convient d'effectuer un certain nombre d'études préliminaires telles que la recherche bibliographique, l'inventaire des données existantes et leur critique, l'inventaire des méthodes, etc. Ces différents travaux constituent par la suite la base de la recherche et permettent notamment d'en délimiter le cadre en fonction du problème posé, du temps imparti et des connaissances disponibles.

a) Etude bibliographique (Walter 1982)

Une étude bibliographique détaillée a constitué la base de l'étude. Elle a notamment permis de définir et d'affiner le plan de recherche présenté ci-dessus en fonction des travaux effectués par d'autres chercheurs. Parallèlement elle a permis de constituer une bibliothèque spécialisée dans le domaine des basses eaux et des étiages.

b) Inventaire et analyse des données

Les différentes données hydrologiques, météorologiques et géologiques sont inventoriées et critiquées du point de vue des aptitudes dans le domaine des basses eaux et des étiages. Des données fiables constituent en effet la base essentielle à toute recherche.

- Stations limnigraphiques: Dans le but de connaître les stations limnigraphiques susceptibles de fournir des séries chronologiques pouvant servir de base ou de références à notre étude, nous avons analysé les différentes stations du Plateau suisse, sur la base des documents et des visites des lieux (Schmidt et al. 1983). Les stations analysées appartiennent essentiellement au Service hydrologique national (SHN), mais également à des instituts de l'EPFZ (VAW, IFRF) et de l'EPFL (IGR).

  En tenant compte des trois critères principaux (surface du bassin versant inférieure à 100 km^2, Plateau suisse ou basses Préalpes, taux d'urbanisation du bassin versant minimal) seulement 12 bassins versants entrent en ligne de compte et peuvent être classés à l'aide des critères (sensibilité de la mesure, stabilité de la courbe de tarage, type et état du seuil, sous-écoulement à la station) selon 3 priorités:

excellents:	Parimbot à Ecublens	6.7 km^2	dès 1979
	Necker à Mogelsberg	88.2 km^2	dès 1971
	Rietholzbach à Mosnang	3.3 km^2	dès 1975
bons:	Mentue à Dommartin (sensibilité réduite)	12,4 km^2	dès 1961
	Aach à Salmsach (sous-écoulement, urbanisation)	48.5 km^2	dès 1961
médiocre:	Goldach à Goldach	49.8 km^2	dès 1961
	Grossbach à Gross	9.1 km^2	dès 1971

Même dans le cas de bonnes stations de mesure (sans sous-écoulement, seuil correct, bonne sensibilité dans les basses eaux, etc) on ne se trouve pas à l'abri de surprises telles que par exemple les variations importantes du débit au cours d'une journée. Ces variations

peuvent, en cas de très basses eaux, facilement représenter le 30 % ou plus du débit. Quel est alors le débit d'étiage à considérer?
Les raisons de telles fluctuations peuvent être multiples: pompages pour l'irrigation, alimentation en eau potable, rejets, etc. Leur localisation nécessiterait alors une étude minutieuse du bassin versant en question. Une telle enquête demande cependant la mise en oeuvre de moyens importants.

- Stations pluviométriques: Pour la connaissance de la pluviométrie dans la zone d'étude, à savoir le Plateau et les basses Préalpes, nous nous sommes basés sur les stations pluviométriques de l'Institut suisse de météorologie.

  La pluie représentative de chaque bassin versant a été calculée par moyenne arithmétique sur la base des postes pluviométriques du bassin et des alentours, dans la limite d'une exposition similaire.

- Station climatique: Le calcul de l'évapo-transpiration potentielle par la formule de Turc par exemple, nécessite la connaissance d'autres paramètres climatiques, tels que la température de l'air et l'ensoleillement. Ces données proviennent des stations climatiques de l'Institut suisse de météorologie.

  Les données pluviométriques et climatiques ne posent guère de problèmes à notre niveau. En effet, il s'agit de données fiables et bien réparties sur le Plateau suisse. La densité de stations de mesure, notamment pluviométriques, semble suffisante pour l'étude d'un problème tel que les étiages.

- Géologie, hydrogéologie, géophysique: Parmi les informations les plus difficiles à obtenir figurent la géologie et l'hydrogéologie. En effet, les documents existants à cet égard sont trop incomplets et souvent d'une échelle mal appropriée. A l'heure actuelle, aucune cartographie systématique de la géologie et de l'hydrogéologie est disponible au niveau national et à une échelle appropriée (env. 1:100'000). Pour notre étude nous disposons de cartes établies ponctuellement pour certains bassins versants (par ex. Mentue, Rietholzbach, Biberenkanal, etc).

  Pour le canton de Vaud, une carte complète de géophysique et notamment de résisitivité électrique existe (Meyer de Stadelhofen 1978).

c) Inventaire des méthodes

A l'aide de la recherche bibliographique détaillée citée plus haut (Walter 1982), nous avons essayé de faire le point sur les différentes méthodes et techniques appropriées à la prévision et à la prédétermination des basses eaux. Comme nous le verrons plus loin, il n'y a aucune méthode universelle. Chacune a son domaine d'application et convient pour certains aspects du problème. Une juxtaposition judicieuse de différentes méthodes saura donc mieux répondre aux besoins.

Nous nous contentons de citer ici les différentes méthodes et demandons au lecteur de consulter les ouvrages spécialisés pour de plus amples informations.

Parmi les différentes méthodes recensées, nous avons retenu:

- les programmes d'analyse des courbes de tarissement développées dans le cadre de la thèse de L.S. Pereira (Pereira 1977)
- un modèle statistique de prévision des étiages à l'aide de l'information pluviométrique (Michelet 1979)
- le modèle de déconvolution-convolution DECBORD (Jaton 1982) avec la sous-routine principale DECONV (CTGREF 1976)
- l'analyse factorielle ou l'analyse en composantes principales
- la classification ascendante hiérarchique ou "cluster analysis"
- l'analyse discriminante
- la méthode de régression linéaire multiple
- la méthode de la variable régionalisée ou de krigeage

d) Compléments d'informations

L'inventaire des données et des méthodes que nous venons de faire dans les paragraphes précédents nous révèle une certaine insuffisance. En effet, nombreuses sont les informations manquantes dont nous aurons besoin pour notre étude.

Afin de nous procurer un maximum d'informations complémentaires, nous avons effectué, entre autres:

- Des campagnes hydrométriques durant l'été 1983 (Gloor et Walter 1984), dont le but était l'obtention de "photos instantannées" des débits d'étiage sur l'ensemble du Plateau.

Quelques 55 cours d'eau répartis entre le Léman et le lac de Constance ont pu être jaugés jusqu'à huit fois à intervalles d'une semaine. Ainsi nous avons également pu obtenir pour certains cours d'eau une idée de la variation temporelle du tarissement.

La figure 2.1 montre la répartition des points de mesures, des débits spécifiques observés au 14 juillet 1983 (dénommés débit spécifique initial) ainsi que les coefficients de tarissement $\alpha 1$ et $\alpha 2$ mesurés lors de cette campagne. Sur la même figure, nous représentons également les limites géographiques de l'étude.

Notons que le coefficient de tarissement $\alpha 1$ se détermine visuellement sur la base des mesures effectuées tandis que le coefficient de tarissement $\alpha 2$ se calcule sur la même base comme la moyenne arithmétique des coefficients partiels entre les 14/15.7 et 21/22.7.83, les 21/22.7 et 28/29.7.83 et les 14/15.7 et 28/29.7.83.

- Une campagne hydrogéologique (Schmidt et al. 1983, Evard 1984 a + b), faisant suite aux campagnes hydrométriques. Une inspection in-situ un peu plus détaillée des bassins versants de la Mentue, du Necker, du Rietholzbach et du Biberenkanal fut entreprise dans le but de sélectionner et de définir les paramètres physiques et hydrogéologiques principaux pour l'explication du tarissement.

  Cette reconnaissance du terrain n'a bien entendu pas pu donner une réponse satisfaisante à toutes les questions d'ordre géologique et hydrogéologique. Une meilleure connaissance locale et compréhension des liens entre topographie, morphologie et hydrogéologie fut cependant acquise.

  En effet, il semble judicieux de calculer une "perméabilité" moyenne pondérée sur le bassin versant, en tenant compte de l'importance des différents affleurements et de leurs "perméabilités" respectives. Un tel paramètre s'ajoutera donc aux caractéristiques topographiques, morphologiques ou climatiques et permettra de mieux expliquer le processus de tarissement.

  Une exploitation systématique d'un tel "indice géologique" reste cependant hypothétique dans la mesure où une information géologique uniforme et suffisante fait actuellement défaut sur le Plateau suisse.

- Une recherche de données hydrométriques complémentaires auprès de certaines administrations cantonales (Argovie, Thurgovie et Zürich). Ces cantons disposent en effet actuellement d'un réseau hydrométrique développé, dont les données sont publiées annuellement.

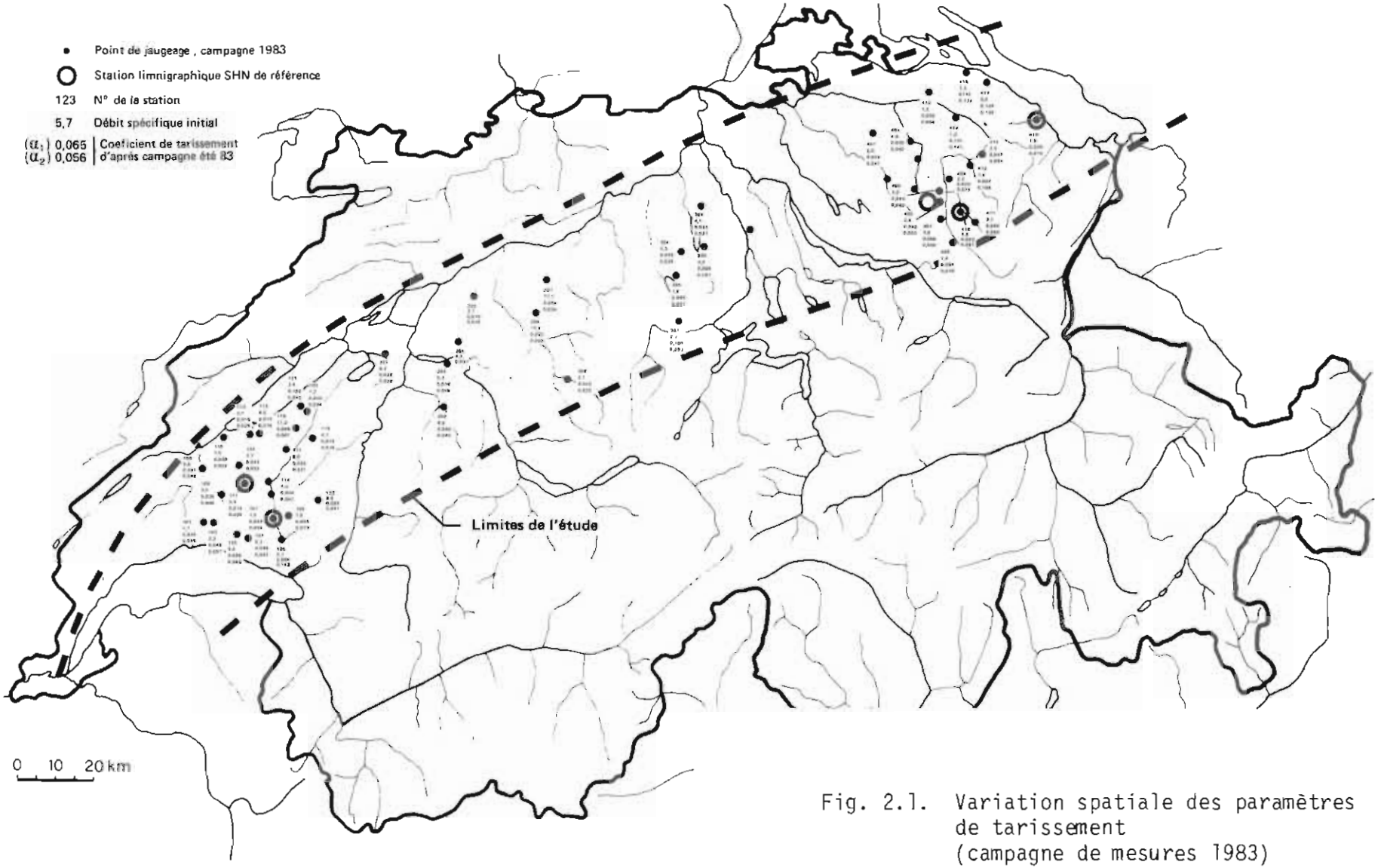


Fig. 2.1. Variation spatiale des paramètres de tarissement (campagne de mesures 1983)

D'autres cantons disposent également de stations de mesures hydrométriques. Ces stations ne sont cependant pas toujours suivies, faute de personnel, et les données, si elles existent, ne sont malheureusement que très difficilement accessibles.

Sur le plan des méthodes, nous avons adapté à nos besoins, voire créé, quelques programmes et modèles, notamment:

- pour l'analyse des séries chronologiques de pluies et de débits une série de programmes spécifiques (Grandjean 1982, Gloor et Walter 1985a).
- pour la reconstitution des débits, nous avons procédé à une adaptation de la méthode de déconvolution-convolution, et notamment de la fonction de production (détermination des pluies de base) et de la fonction de transfert (transformation des pluies en débits). Dans une première phase, nous avons choisi le pas de temps du jour, abandonné par la suite au profit de celui du mois, largement suffisant dans le cas des étiages.
- le calcul de la courbe des débits classés s'effectue à l'aide du programme (QCLAS) qui, sur la base d'un fichier des débits journaliers ou mensuels, opère un classement des valeurs par ordre décroissant, en calcule les fréquences expérimentales et imprime la courbe des débits classés.

  Tous ces programmes sont actuellement installés et opérationnels sur l'ordinateur de l'EPFL, un Cyber CDC-6400. Quelques-uns sont également disponibles, de manière simplifiée, pour des calculatrices de type HP-41 CV (Gloor et Walter 1985b).

e) Hypothèses de base et limitations:

Lors de nos travaux nous avons été amenés à émettre, à plusieurs reprises, des hypothèses, soit pour des raisons de simplification, soit pour des raisons de manque de connaissances ou de données. Nous essayons ici d'en réunir les principales contraintes et hypothèses afin de situer le cadre technique des travaux décrits par la suite.

- Hypothèses relatives à la situation géographique et aux caractéristiques géométriques et physiques des bassins versants de base (voir fig. 2.1):
  - . les bassins versants sont situés sur le Plateau ou les basses Préalpes
  - . les bassins versants étudiés sont de surface inférieure à 100 km^2 environ
  - . les bassins versants doivent être exempts de lacs (les glaciers sont exclus de par la situation géographique)

. les bassins versants ne doivent pas comporter de grandes agglomérations urbaines (imperméabilité des sols, d'où système naturel de recharge-décharge perturbé).

- Hypothèses relatives à la géologie et l'hydrogéologie des bassins versants:

. les bassins versants doivent se trouver dans les formations géologiques du Plateau suisse (donc à l'exclusion du Karst par exemple)
. les bassins versants doivent être exempts d'aquifères importants (dans le cas contraire, il faudra s'accommoder d'une grande incertitude au niveau de l'estimation des basses eaux).

- Hypothèses relatives à la climatologie:

. les précipitations moyennes d'un bassin versant sont calculées selon la méthode de la moyenne arithmétique des différentes stations
. le calcul de l'évapotranspiration potentielle se fait selon la formule de Primault dans le cas de l'analyse au pas de temps journalier ou selon la formule de Turc dans le cas de l'analyse au pas de temps mensuel
. la variation spatiale des facteurs température et ensoleillement peut être considérée comme très faible (la densité des stations climatiques est donc suffisante)
. l'influence de la neige et de sa fonte peut être négligée (cas des étiages estivaux).

- Hypothèses relatives à l'analyse des courbes de tarissement, respectivement des séries chronologiques (méthodes):

. les courbes de tarissement sont approchées par une loi exponentielle simple
. le tarissement peut être décomposé suivant deux facteurs principaux: climatologique et géologique
. lors de reconstitutions de séries chronologiques il est suffisant de reproduire correctement les périodes de basses eaux seulement, la précision de la reconstitution des débits dépend du caractère du bassin versant, notamment de l'existence et de l'importance d'un éventuel aquifère.

- Limite de l'étude:

En fonction des différents points soulevés ci-dessus, nous limitons nos recherches au seul Plateau, en y incluant toutefois les basses Préalpes (élargissement de l'éventail de données).

Cette délimitation entraîne automatiquement une limitation grossière des contextes géologiques rencontrés (terrains tertiaires ou quaternaires; moraine ou molasse en général). Des géologies particulières (par ex. Karst) sont donc exclues.

Du point du vue climatologique, cette délimitation signifie une limitation aux seuls régimes hydrologiques pluviaux (supérieurs et inférieurs), ainsi que partiellement aux régimes nivo-pluviaux préalpins et jurassiens. Les aspects alpins (influence des glaciers ou de la fonte des neiges) et sud-alpins (régime pluvial particulier) ne sont donc pas étudiés.

La présente étude a été effectuée suivant des approches déterministes et statistiques (analyse de séries chronologiques, analyse de courbes de tarissement, études multiregressives, ajustements statistiques, etc); nous n'avons en aucun moment proposé une approche stochastique. Ce qui peut paraître une erreur, n'est en fait qu'une limitation volontaire de l'éventail des méthodes eu égard notamment à la durée de l'étude.

Nous avons en outre étudié à la fois les aspects temporel et régional du tarissement en nous servant des séries chronologiques de débits existantes ou des données recueillies lors de notre campagne de mesure de l'été 1983.

2.3.2 Aspect temporel des étiages

Nous nous intéressons, dans ce paragraphe, à l'étude dans le temps des basses eaux, avec ou sans recharges. L'étude est menée par le biais de l'analyse

. des courbes de tarissement, ou
. des courbes des débits de base

de quelques stations limnigraphiques observées en continu.

a) Analyse des courbes de tarissement:

Le tarissement d'un cours d'eau est défini comme la décroissance régulière des débits de basses eaux en fonction du temps.

Le terme de courbe de tarissement est réservé à la partie de l'hydrogramme survenant au bout d'un temps tel que tout le ruissellement de surface a cessé; le cours d'eau n'est plus alors alimenté que par les nappes souterraines. Diverses lois peuvent être proposées pour la description du

tarissement (Gloor 1983), telle que la loi exponentielle simple utilisée dans notre étude:

$$Q = Q_o \cdot e^{-\alpha t}$$

Nous avons repris la méthodologie d'analyse des courbes de tarissement développée par L.S. Pereira (Pereira 1977) pour les petits bassins versants de montagne. Elle dégage les caractéristiques statistiques principales de l'ensemble des segments de tarissement simples observés à une station et permet de définir une courbe moyenne appelée "courbe caractéristique de tarissement" (en anglais: master recession curve). Plusieurs courbes caractéristiques de tarissement peuvent cependant exister pour un seul bassin versant; elles sont caractéristiques d'époques climatiques différentes.

Ces époques peuvent être définies sur une base calendaire fixe (Pereira 1977) ou en fonction des paramètres climatologiques, précipitations et évapotranspiration potentielle, (Ballerini 1982), convenant mieux pour le Plateau. En effet, nous pouvons calculer une évapotranspiration potentielle moyenne ou lissée $\overline{ETP}$, comme la moyenne pondérée des évapotranspirations potentielles des pas de temps i-4 à i (Marx et Walter 1983):

$$\overline{ETP} = \frac{ETP_{i-4} + 3ETP_{i-3} + 5ETP_{i-2} + 7ETP_{i-1} + 9ETP_i}{25}$$

Cette évapotranspiration potentielle lissée $\overline{ETP}$ peut être reliée au débit initial Q_o de la courbe de tarissement simple correspondante.

Il est alors possible de distinguer trois époques hydrologiques et climatologiques différentes, comme le montre la figure 2.2 pour le cas du Parimbot à Ecublens.

Un tel diagramme peut être utilisé pour le choix de l'époque correspondant à n'importe quel tarissement, à condition d'en connaître le débit initial Q_o. Il recouvre donc une grande importance pour la prévision des débits d'étiages (voir paragraphe 2.4.2).

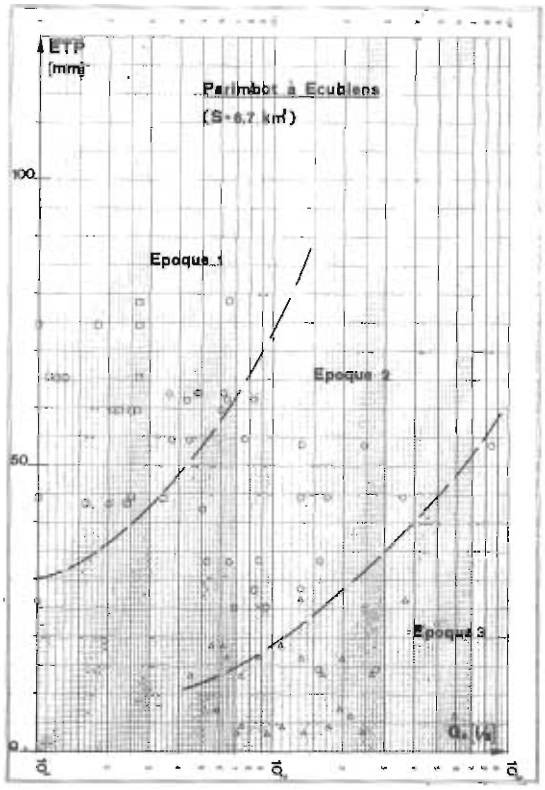


Fig. 2.2 Relation débit initial - évapotranspiration potentielle avec séparation des époques (Parimbot à Ecublens)

b) Analyse des courbes de débits de base

L'analyse de l'allure globale des séries chronologiques de débits journaliers, plus précisément de la courbe qui relie les différents débits minima, peut conduire à la définition d'un indice annuel de tarissement ou plus exactement de décharge de l'aquifère, appelé α_4. Il intègre d'une manière globale toutes les faibles recharges intervenant pendant la période de décrue printanière et estivale de nos régions à climat tempéré (Walter 1984).

Cet indice annuel peut être décomposé en deux termes dépendant de la climatologie et de la géologie

$$\alpha_4 = \alpha_G + \alpha_C$$

où α_G = composante géologique du tarissement
α_C = composante climatique du tarissement

Suivant l'état de recharge de l'aquifère, l'influence climatique prend plus ou moins d'importance. Dans le cas limite du tarissement pur (en l'absence suffisamment prolongée de toute recharge) l'influence de l'hydrogéologie et de la géologie devient prépondérante.

Sur un plan plus déterministe, la formule de Boussinesq appliquée au tarissement des nappes libres profondes se schématise par

$$\alpha = \frac{\pi^2 KD}{4m_e L^2}$$

D étant l'épaisseur utile de l'aquifère qui peut être décomposé en DC (partie de l'aquifère sensible aux variations climatiques) et DG (partie de l'aquifère sensible à l'influence géologique) et α s'écrit alors:

$$\alpha = \frac{\pi^2 K}{4m_e L^2} (DG + DC) = \alpha_G + \alpha_C$$

Toutes les études effectuées sur le tarissement des cours d'eau et des sources visent à obtenir une approximation de ce coefficient α_G dit "de tarissement pur". Ce terme ne peut être qu'approché à l'aide des diverses observations disponibles, à moins de disposer d'une période tout à fait exceptionnelle d'observation du tarissement.

c) Liaison entre les différents coefficients de tarissement (α) utilisés:

Comme nous l'avons vu dans les paragraphes précédents, nous utilisons différentes approches du coefficient de tarissement α, plus ou moins proches du coefficient de tarissement pur α_G, à savoir:

- les coefficients de tarissement α_1 et α_2 déduits de la campagne de mesure 1983 (paragraphe 2.3.1), qui s'est déroulée dans une période d'étiage, sont proches de ceux du tarissement pur (α_G). Malgré la période propice à la mesure du tarissement pur, environ 30% des valeurs mesurées sont entachées de biais dus à des épisodes de recharge locales ou des pompages éventuels (Gloor et Walter 1984).
- le coefficient de tarissement α_3 (paragraphe 2.3.2), déduit de la partie la plus basse de la courbe caractéristique du tarissement (Pereira 1977), peut également être considéré comme approche du coefficient de tarissement pur α_G.
- le coefficient de tarissement α_4, indice annuel de décharge de l'aquifère (paragraphe 2.3.2), se détermine sur la base de la courbe des débits minima d'une série chronologique de débits (Walter 1984). Ce coefficient peut être exprimé par une régression linéaire en fonction de la précipitation et de la température. La constante de la régression linéaire correspondra donc bien au coefficient de tarissement pur α_G.

- un "coefficient de tarissement" α_5 peut en outre être déduit de la fonction de transfert du bassin versant trouvée par déconvolution de séries chronologiques de débits et de pluies (paragraphe 2.3.3). Cette fonction de transfert étant par définition indépendante de la climatologie, le "coefficient de tarissement" α_5 correspond bien au coefficient de tarissement pur α_G.

2.3.3 Relation pluie-débit

Par une analyse adéquate des séries chronologiques pluri-annuelles des débits et des pluies, nous essayons de trouver une relation pluie-débit satisfaisante permettant la reconstitution de longues séries de débits à l'aide de séries pluviométriques généralement plus longues (Michelet 1979, Walter et Jaton 1983).

Une des méthodologie consiste alors en un modèle de reconstitution du débit de base, se basant notamment sur une série de "pluies de base". Ces "pluies de base" représentent le solde de la pluie totale, une fois cette dernière amputée des hauteurs d'eau correspondant au ruissellement de surface d'une part et à l'évapotranspiration réelle d'autre part. La détermination de ces pluies de base, ou pluies infiltrées, qui constituent la recherche de la fonction de production du modèle, représente la partie déterministe. La seconde fonction, dite de transfert, constitue la partie analytique.

a) Séparation du débit de base et calcul de la capacité maximale du réservoir sol

Pour l'étude des étiages nous nous intéressons uniquement aux débits de base et non aux limnigrammes complets. La séparation des débits de base des débits enregistrés se fait alors:

- selon la méthode traditionnelle dans le cas du pas de temps de l'étude du jour. La ligne de séparation relie les débits minima au début du tarissement suivant (cassure de la courbe des débits en représentation semi-logarithmique). Cette séparation doit donc se faire sur la base des limnigrammes.
- en reliant les débits journaliers minima mensuels dans le cas du pas de temps de l'étude du mois, en se basant sur l'annuaire hydrologique seulement.

Le calcul de la capacité maximale du réservoir sol, seul paramètre du modèle, peut se faire par la formule:

$$RMAX = 0{,}086 \frac{1}{S}\left(\frac{Q_{o,i}}{\alpha_i}\right)_{max}$$

où
- S = surface du bassin versant (km^2)
- RMAX = réserve maximale (mm)
- $Q_{o,i}$ = débit de base initial au 1er mai de l'année i (l/s)
- α_i = coefficient de tarissement minimal de l'année i (j^{-1})
- $\left(\frac{Q_{o,i}}{\alpha_i}\right)_{max}$ = rapport maximal observé

Les valeurs Q_o et α se déterminent par une analyse de la courbe des débits de base, qui, dans la partie des basses eaux, peut être représentée par une équation exponentielle de tarissement

$$Q(t) = Q_o \, e^{-\alpha t}$$

ce qui permet de déterminer le coefficient de tarissement α (pente de la droite en représentation logarithmique).

b) Fonction de production au pas de temps journalier

Les pluies efficaces ou de base sont définies dans le cas des étiages comme la partie de la pluie qui s'infiltre en profondeur et alimente les nappes profondes. Ces dernières influencent alors le débit de base.

La recherche des quantités de pluie (pluies de base PBJ) qui influencent le débit à long terme (débit de base QBJ) passe par la définition de la fonction de production du modèle. Cette fonction de production fonctionne comme un filtre et réduit la pluie totale des quantités relatives au ruissellement et à l'évapotranspiration (Walter et Jaton 1983).

Comment alors arriver à déterminer cette composante de la précipitation qui influence le débit à long terme?

Pour résoudre le problème, nous avons utilisé un modèle à un paramètre de bilan hydrique journalier du sol (Thiery 1977) pour générer les termes de ruissellement, d'évaporation réelle et de pluie de base.

Après une première séparation des débits en terme de débit ruisselé et de débit de base, les quantités de pluies correspondant au ruissellement PRJ sont déduites des pluies journalières brutes PJ pour former la pluie non-ruisselée PNRJ:

$$PNRJ = PJ - PRJ$$

Cette pluie non-ruisselée PNRJ est alors comparée à l'évapotranspiration potentielle journalière ETPJ. Elle contribuera à l'alimentation du réservoir sol seulement dans le cas ou PNRJ>ETPJ. Dans le cas contraire, on prélèvera, en plus de la pluie non-ruisselée, dans la réserve sol, pour satisfaire l'évapotranspiration.

c) Fonction de production simplifiée au pas de temps mensuel

La fonction de production présentée ci-dessus, nécessitant beaucoup de données, peut se simplifier par le passage au pas de temps mensuel, ce qui n'influence guère les résultats finals.

Le calcul de ces pluies efficaces se fait alors au pas de temps du mois, à l'aide d'un modèle déterministe simple à réservoir unique (Thiery 1977) traduisant le bilan hydrique mensuel.

On admet que les précipitations P sont diminuées de l'évapotranspiration mensuelle ETR avant de s'infiltrer dans le sol. Si les pluies mensuelles n'ont pas réussi à satisfaire la demande en évaporation (P < ETR), la quantité non satisfaite est puisée dans le réservoir sol R. Ce dernier, dont la capacité maximale est égale à RMAX, alimente la nappe profonde d'une quantité PEFF. La vidange du réservoir dans la nappe profonde est proportionnelle au rapport R/RMAX et si la réserve du mois est supérieure à la réserve maximale (R > RMAX), le trop plein alimente directement la nappe.

d) Identification de la fonction de transfert (ou réponse impulsionnelle) et son calibrage

Une fois la fonction de production connue et les débits de base déterminés, il convient d'analyser ensemble les séries chronologiques des débits de base et des pluies efficaces, afin de déterminer la fonction de transfert adéquate. La fonction de transfert, ou réponse impulsionnelle, intègre alors tout le processus de transformation des précipitations efficaces (entrée) aux débits (sortie) et constitue ainsi une approche du comportement à long terme du bassin versant vis-à-vis de l'impulsion pluie efficace. La fonction de transfert nous renseigne

donc sur le devenir de l'eau souterraine, sur la durée de son stockage temporaire et sur son écoulement à l'exutoire à long terme.

Pour déterminer cette fonction de transfert nous utilisons le modèle de déconvolution (Jaton 1982), dont l'équation de base est l'intégrale de Duhamel, ou intégrale de convolution, dans laquelle le débit Q s'exprime comme suit:

$$Q(t) = \int_0^t P(t) \cdot u(t - \tau) d\tau$$

avec Q(t) = débit au temps t (= sortie du système)
P(t) = pluie au temps t (= entrée du système)
u(t) = fonction de transformation du système, ou "noyau", ou encore "réponse impulsionnelle"

L'emploi d'une telle intégrale est fréquent en hydrologie de surface, en prévision de crue notamment. Dans ce cas, le pas de temps de calcul (τ) généralement utilisé peut être très court (qq minutes à qq heures). L'analyse conjointe des entrées et des sorties du système (bassin versant) est alors une analyse fine, avec une réponse impulsionnelle relativement courte, et une mémoire du système réduite. Ces deux derniers points signifient pratiquement que l'hydrogramme unitaire (fonction de transfert) du bassin ne dure que quelques heures, voire quelques jours, et que la durée des enregistrements nécessaires pour son identification peut elle aussi être courte (quelques semaines).

Dans le cas des variations du débit de base au fil des mois, c'est le pas de temps mensuel qui semble le mieux adapté. L'intégrale de convolution écrite sous forme discrète, est alors la suivante:

$$Q(t) = \Sigma u(\tau, t-(i-1)\tau) \cdot PE_i \cdot \tau$$

avec Q(t) = débit de base au temps t, (= sortie du modèle)
t = temps du débit et borne de la pluie
τ = pas de temps choisi pour le calcul (1 mois)
i = indice courant des mois pour lesquels la
= pluie efficace est influente
$u(\tau, t_i)$ = valeur de la réponse impulsionnelle ou de la fonction de transfert du système bassin versant (en quelque sorte réponse à une impulsion unitaire de PE)
PE_i = pluie efficace du mois courant i, (= entrée du modèle)

Dans le cas du programme DECONV, l'identification de la réponse impulsionnelle (déconvolution) se fait en introduisant comme données du modèle une série de pluies efficaces et une série de débits de base observés simultanément. On cherche à connaître dans ce cas la réponse im-

pulsionnelle u, ou en d'autres termes la fonction qui transforme les pluies "efficaces" (correspondant à la partie de la pluie totale qui alimente les réserves souterraines) en débit de base (débit "permanent" du cours d'eau, provoqué par la vidange lente des nappes souterraines).

Parmi les différentes méthodes analytiques d'identification de cette réponse impulsionnelle, la méthode choisie pour notre étude est celle du Centre d'Informatique Géologique de l'Ecole des Mines de Paris, qui consiste à développer une réponse impulsionnelle sur une base de vecteurs orthogonaux hiérarchisés (de Marsilly et Poitrinal 1973).

Relevons qu'il est également possible d'utiliser le programme DECONV à des fins de convolution, c'est-à-dire de reconstitution de séries de débits. Il suffit alors d'introduire comme données la série de pluies observées et la réponse impulsionnelle du système déterminé précédemment. Le programme calcul alors la série des débits provoqués par ces pluies.

L'utilisation de tout modèle, donc également de DECONV, nécessite une phase de calibrage et une phase de test.

Pour notre étude, nous avons retenu deux périodes de calibrage de 4 ans, à savoir:

- les années 1977 à 1980, représentatives d'une période à pluviométrie élevée (supérieure à la moyenne)
- les années 1975 à 1978, afin de tenir compte aussi bien des années sèches que des années humides.

Le choix de la durée de calibrage s'est porté sur 4 ans suite à une petite étude de sensibilité opérée sur la Mentue à Dommartin. Le gain apporté par une période de calibrage plus longue (par ex. 7 ans) est négligeable. En effet, 48 valeurs mensuelles semblent suffisantes pour le calibrage du modèle au pas de temps mensuel.

Outre la longueur de la période de calibrage, il convient de choisir la longueur de la réponse impulsionnelle (LRI). Remarquons qu'elle doit être égale à une puissance de deux. Nous avons effectué des essais sur la Mentue à la Mauguettaz en adoptant des longueurs LRI égales à 4, 16 et 32 mois; une longueur de 16 mois semble optimale.

e) Fonction de transfert synthétique

Lors du calibrage, nous déterminons la réponse impulsionnelle (LRI) propre au bassin versant en question. Pour tous les bassins versants équipés de stations limnigraphiques, la détermination d'une fonction de transfert est possible alors que la grandeur de ces différentes fonctions de transfert est très variable, leur forme est semblable.

Une variation spatiale des réponses impulsionnelles ne semble guère exister, abstraction faite d'une forte liaison de l'amplitude de ces fonctions avec la surface du bassin versant correspondant (fig. 2.3).

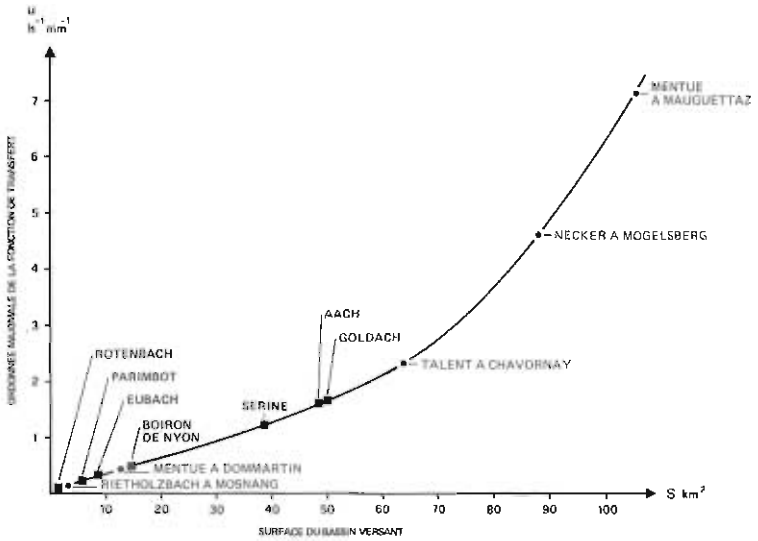
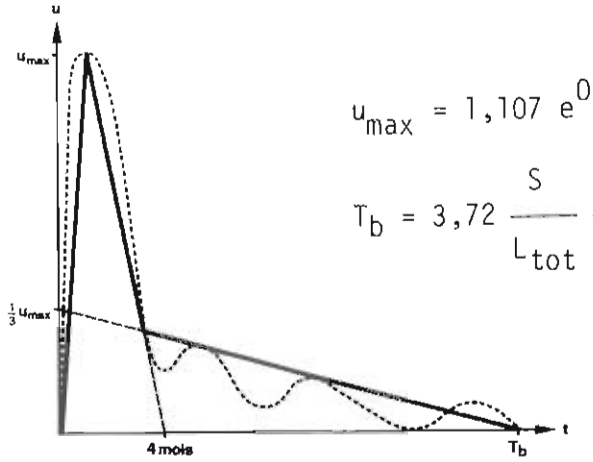


Fig. 2.3 Relation entre l'ordonnée maximale de la fonction de transfert et la surface du bassin versant

Les différentes fonctions de transfert calibrées, qui présentent une ou plusieurs pointes successives, semblent toutes avoir une première pointe maximale d'une durée d'environ 4 mois. Les pics secondaires sont beaucoup plus faibles.

La longueur de la fonction de transfert peut être estimée d'une manière approximative par une régression linéaire multiple (déterminée sur la base de 55 bassins versants) faisant intervenir des paramètres géométriques du bassin versant.

Dès lors, nous avons exploité les constatations faites et proposons une méthodologie universelle de détermination de la fonction de transfert approchée ou "synthétique" d'un bassin versant. Elle repose sur les deux fonctions suivantes:



$$u_{max} = 1{,}107\ e^{0{,}018S} \qquad (2.1)$$

$$T_b = 3{,}72\ \frac{S}{L_{tot}} + 0{,}32\ \frac{\Delta H_1}{\Delta H_2} + 0{,}42L + 1{,}07 \qquad (2.2)$$

Fig. 2.4 Fonction de transfert synthétique

avec u_{max} = ordonnée maximale de la fonction de transfert synthétique ($ls^{-1}mm^{-1}$)
Tb = temps de base (mois)
S = surface du bassin versant (km^2)
L_{tot} = longueur totale du chevelu hydrographique (km)
L = longueur totale du thalweg principal (km)
ΔH_1 = dénivélation maximale du bassin versant (m)
ΔH_2 = dénivélation des 20% aval du bassin versant (m)

L'ordonnée maximale de la fonction de transfert s'explique ainsi à environ 95%, tandis que le temps de base est expliqué à environ 85%.

f) Tests

Avant de passer à l'application proprement dite de la méthode, et notamment à la reconstitution des débits de basses eaux et d'étiages, il convient de tester les fonctions de transfert trouvées quant à leur aptitude à reproduire les séries chronologiques de débits observés. Nous avons donc testé séparément les fonctions de transfert "calibrées (obtenues par déconvolution) et les fonctions de transfert "synthétiques".

Nous avons appliqué, là où elles ont pu être déterminées par déconvolution, les fonctions de transfert calibrées à la série de pluies des années 1980 à 1983; les séries de débits reconstituées ont été comparées aux séries observées correspondantes. Les mêmes débits ont également été reconstitués à l'aide des fonctions de transfert synthétiques correspondantes. La figure 2.5 compare,

dans le cas du Rietholzbach à Mosnang, les deux séries reconstituées avec les valeurs observées.

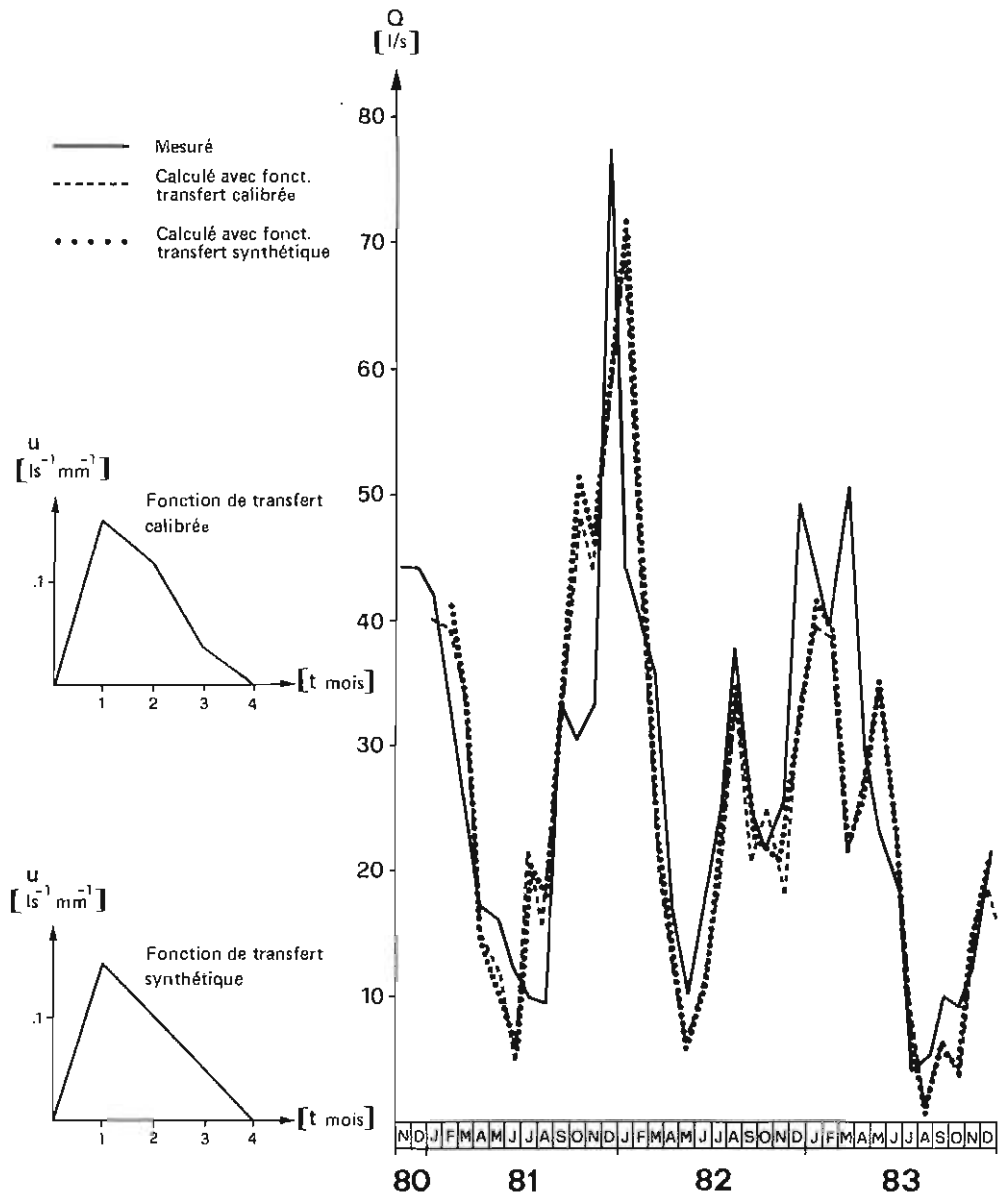


Fig. 2.5 Reconstitution de séries chronologiques de débits (Rietholzbach à Mosnang)

2.3.4 Aspect spatial des étiages

Parallèlement à l'étude temporelle du tarissement exposée au paragraphe 2.3.3, il convient de s'intéresser à la variation spatiale des paramètres caractéristiques des étiages. En effet, ce qui nous intéresse en dernier lieu, c'est de pouvoir prévoir les basses eaux en tout endroit du Plateau.

Pour y parvenir, nous avons eu recours aux techniques bien connues d'analyse des données ou de statistique descriptive multidimensionnelle. Ces méthodes peuvent d'entrée être divisées en deux grandes familles complémentaires:

- des méthodes qualitatives, telles que l'analyse factorielle
- des méthodes quantitatives, telles que les méthodes de classification.

a) Régionalisation à priori

D'une manière générale, les différents régimes hydrologiques caractérisent les types d'écoulements rencontrés. Ainsi nous trouvons par exemple, sur le Plateau et les basses Préalpes, les débits spécifiques d'étiage suivants:

Tableau 2.3 Régimes hydrologiques et débits spécifiques

Régimes hydrologiques (Aschwanden et Weingartner 1984)	Débit spécifique d'étiage (Larras 1972)
régime nival de transition	6 - 15 ls^{-1} km^{-2}
régime nivo-pluvial préalpin	5 - 8 ls^{-1} km^{-2}
régime pluvial supérieur	2,5 - 4 ls^{-1} km^{-2}
régime pluvial inférieur	1,3 - 3 ls^{-1} km^{-2}

Un des principaux buts de notre campagne de mesures de l'été 1983 était la vérification d'une telle correspondance. Une première analyse des données (Perret 1983) a déjà relevé des débits spécifiques nettement plus importants, dans le secteur de la Broye par exemple, que pour les autres régions. En effet, les débits spécifiques mesurés dans la région de la Broye sont de l'ordre de 10 ls^{-1} km^{-2}, alors que les différents bassins versants peuvent être attribués au régime pluvial par leurs altitudes moyennes respectives (Aschwanden et Weingartner 1984).

Une analyse plus détaillée met donc en évidence la dépendance du débit spécifique, à l'intérieur d'un régime hydrologique, d'autres facteurs que la seule altitude moyenne. Le contact du cours d'eau avec une nappe phréatique apparaît très vite comme élément essentiel. Ceci a été constaté lors de la campagne 1983 pour les régimes de la Broye et de la Thur notamment.

La résistivité électrique apparente peut fournir une explication, du moins partielle, de ces grandes variations. En effet, la résistivité électrique apparente augmente avec la perméabilité du sol ou de la roche (Meyer de Stadelhofen 1978).

Une étude multirégressive sur 9 bassins du canton de Vaud, faisant intervenir entre autre la résistivité électrique apparente, permet d'estimer le débit spécifique par la relation:

$$q = -0{,}22\ RL_3 + 0{,}24\ \Delta H + 0{,}18\ r_a - 15 + \Delta q \quad \text{avec } R^2 = 0{,}82$$

ou
- q = débit spécifique estimé ($ls^{-1}\ km^{-2}$)
- Δq = résidu du krigeage des débits spécifiques mesurés (campagne 1983) ($ls^{-1}\ km^{-2}$)
- RL_3 = longueur totale des cours d'eau d'ordre 3 selon Strahler estimée sur CN 1:25'000 (km)
- ΔH = dénivellation maximale du bassin versant (m)
- r_a = rapport entre la surface de résistivité électrique apparente supérieure à 70 Ohm.m et la surface totale du bassin versant (%)

Certains débits spécifiques très élevés mesurés lors de notre campagne peuvent ainsi être expliqués. Nous citons l'exemple des bassins versants de la Mentue et du Ruisseau des Vaux à la Mauguettaz. Les deux points de mesure sont distants de 2 km seulement et les débits spécifiques mesurés le 28 juillet 1983 de 4,2 $ls^{-1}\ km^{-2}$ et 9,7 $ls^{-1}\ km^{-2}$ respectivement. En appliquant l'équation précédente, on obtient 4,5 $ls^{-1}\ km^{-2}$ et 9,5 $ls^{-1}\ km^{-2}$, soit un écart de 7% et 2%.

Malheureusement aucune confirmation ne peut être trouvée à l'aide de la géologie ou de l'hydrogéologie de cette région, les documents adéquats faisant cruellement défaut.

Une représentation graphique des débits spécifiques mesurés lors de notre campagne 1983 est donnée à la figure 2.6 pour les parties Est et Ouest du Plateau. Il s'agit d'une représentation graphique obtenue par kriegeage et qui constitue donc une représentation lissée des mesures. Sa superposition à la géologie locale à l'échelle 1:500'000 ne permet pas de tirer des explications fiables. Les zones à débits spécifiques élevés semblent correspondre soit à la couche géologique du Burdigalien (perméabilité par fissuration) soit aux secteurs morainiques avec d'importants réservoirs aquifères (par ex. Broye, Thur à Wil).

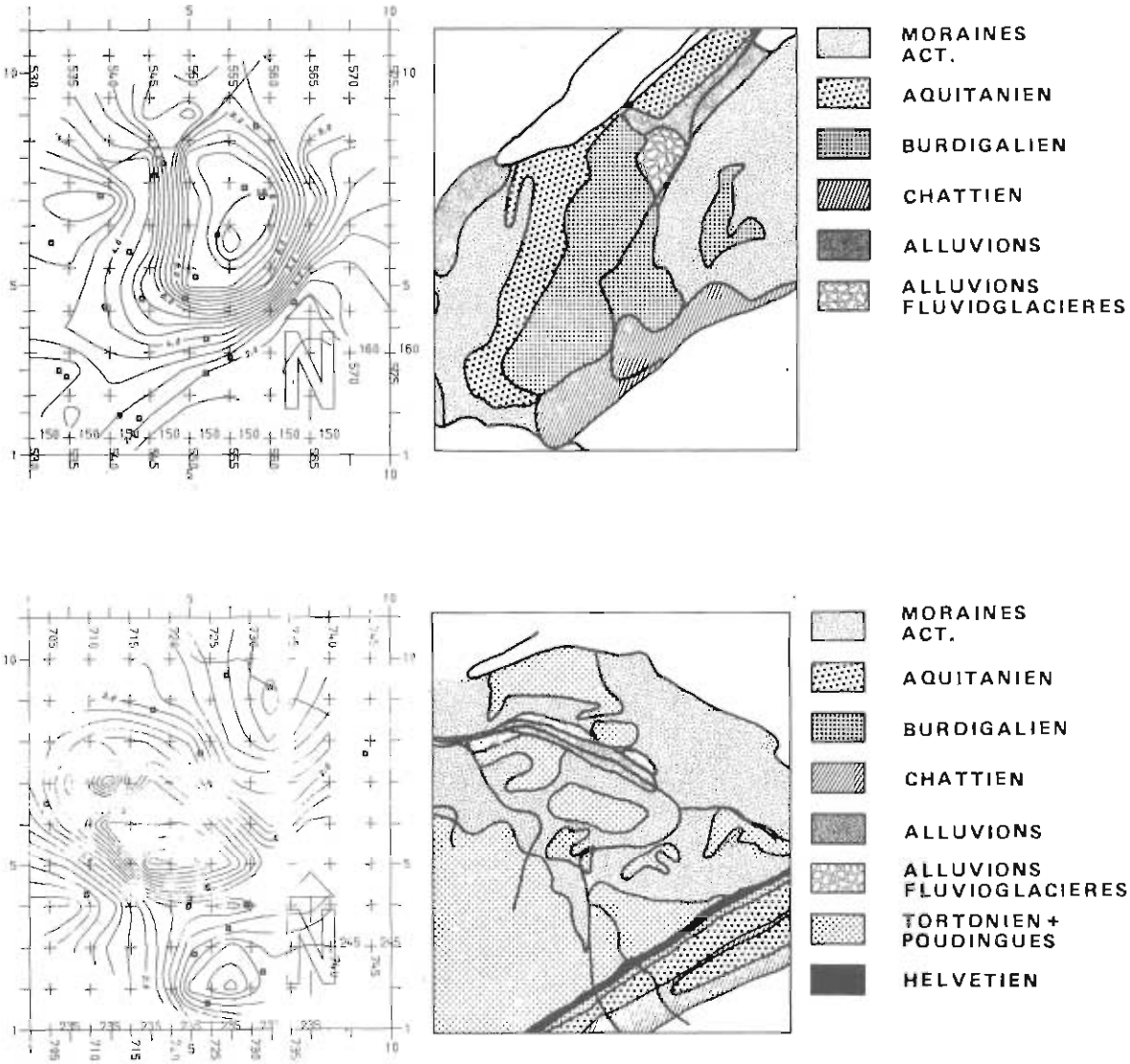


Fig. 2.6 Comparaison des débits spécifiques mesurés avec la géologie.

b) Catalogue des paramètres

Pour faciliter la recherche des informations, nous avons regroupé les différents paramètres hydrologiques, climatologiques, morphologiques et géologiques mesurés ou élaborés sur les différents bassins versants en deux catalogues (Walter 1985a), à savoir:

- un 1er catalogue regroupant l'information relative aux quelques 50 bassins versants observés lors de la campagne 1983
- un 2ème catalogue regroupant l'information relative à 24 bassins versants observés par le Service Hydrologique National ou les cantons et répondant aux critères des basses eaux.

Ces catalogues recouvrent les groupes et paramètres suivants:

- hydrologiques: q_o et α observés lors de la campagne 1983, ainsi que leurs dérivés q_o/α (capacité d'emmagasinement) et

  $\beta = \frac{\log 10}{\alpha}$ (décroissance de α par cycle logarithmique)

- climatologiques: tels la précipitation et l'évapotranspiration potentielle de l'année ou des mois précédents calculée d'après Turc
- morphologiques: regroupant les paramètres géométriques traditionnels pour définir un bassin versant
- géologiques: représentés par l'indice géologique GEO exprimant les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques du bassin versant vis à vis des étiages. Cet indice se détermine de la façon suivante:

  en travaillant sur une coupe longitudinale du bassin, les perméabilités des différentes couches géologiques présentes sont pondérées par leurs surfaces apparentes respectives. Cette base (carte géologique de l'Atlas suisse, à l'échelle 1:500'000) doit être complétée par l'interprétation et l'expérience du géologue, faute d'informations précises en profondeur.

  Pour les différentes formations géologiques rencontrées dans le Plateau, la littérature nous donne les perméabilités globales $\bar{K}$ suivantes:

moraine	10^{-3} à 10^{-4}	mj^{-1}
molasse tortonien	$5 \cdot 10^{-5}$	mj^{-1}
burdigalien	10^{-5}	mj^{-1}
aquitanien	10^{-6}	mj^{-1}
chattien	10^{-7}	mj^{-1}

L'indice GEO se calcul alors comme suit:

$$GEO = \bar{K}_{b.v.} \cdot \frac{\Delta Hl}{2} \cdot 1000$$

ou GEO = indice géologique
$K_{b.v.}$ = perméabilité moyenne pondérée du bassin versant (mj^{-1})
ΔHl = dénivellation maximale du bassin versant (m)

Exemple: Furtbach à Bussnang

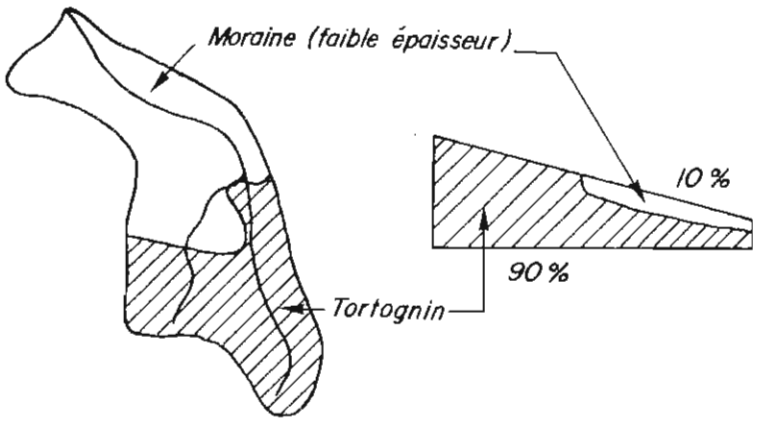


Fig. 2.7 Apparence géologique prédominante (plan et coupe) du Furtbach à Bussnang

c) Régionalisation des paramètres mesurés lors de la campagne 1983

Une première analyse des résultats bruts de la campagne de mesures de l'été 1983 (Gloor et Walter 1984) nous fournit:

1. six à sept valeurs de débits consécutifs par site d'observation, à intervalles d'une semaine et, par conséquence
2. la variation temporelle des débits d'étiage de chaque cours d'eau
3. un coefficient de tarissement observé α_1 approché
4. les débits spécifiques par zones
5. la pluviométrie moyenne par bassin versant pour la période de la campagne.

Suivant la pluviométrie locale, les recharges sont plus ou moins importantes durant une partie de la période de la campagne. Il semble cependant que les trois dernières semaines de juillet 1983 représentent un état d'étiage

généralisé sur le Plateau (Gloor et Walter 1984). Il est donc intéressant d'analyser la répartition spatiale de quelques paramètres caractéristiques d'étiage.

De nombreux essais de répartition spatiale du coefficient de tarissement α_1 pris sur cette même période de fin juillet 1983, ont été effectués sans donner entière satisfaction. La répartition des valeurs brutes est présentée à la figure 2.1. Il en va de même pour les différentes analyses multiregressives, qui n'ont pas permis d'expliquer correctement le coefficient de tarissement α_1 par les différents paramètres physiques choisis. Toutefois, le coefficient de tarissement α_1 observé est révélateur des conditions de vidanges de l'aquifère. Si aucune explication suffisante n'a pu être trouvée à ce jour, il faut l'attribuer en bonne partie à l'absence de documents permettant de quantifier les dimensions et la nature des aquifères des petits bassins versants.

Les débits spécifiques q_o seuls accusent cependant une assez bonne structure spatiale. Une vérification n'a toutefois pas pu être effectuée dans ce travail par manque de données et reste donc à faire.

d) Méthodes qualitatives d'analyse: analyses factorielle et ascendante hiérarchique

La méthode de l'analyse factorielle permet de décrire un échantillon en se basant essentiellement sur les connaissances d'algèbre linéaire. Les résultats peuvent alors être présentés sous forme graphique regroupant les points sur un axe ou dans un plan. La représentation simultanée dans un même plan des individus et des variables peut apporter des informations supplémentaires, notamment en observant leurs positions respectives. Dans notre cas, le recours à cette méthode descriptive permet de se faire une idée des similitudes existant entre les différents bassins versants en fonction des paramètres précités.

Une analyse sur 18 bassins versants possédant des données hydrologiques fiables a permis de dégager la représentation suivante où les individus sont mis en relation avec les paramètres morphologiques, géologiques, climatiques et hydrologiques (Forster et Keller 1985).

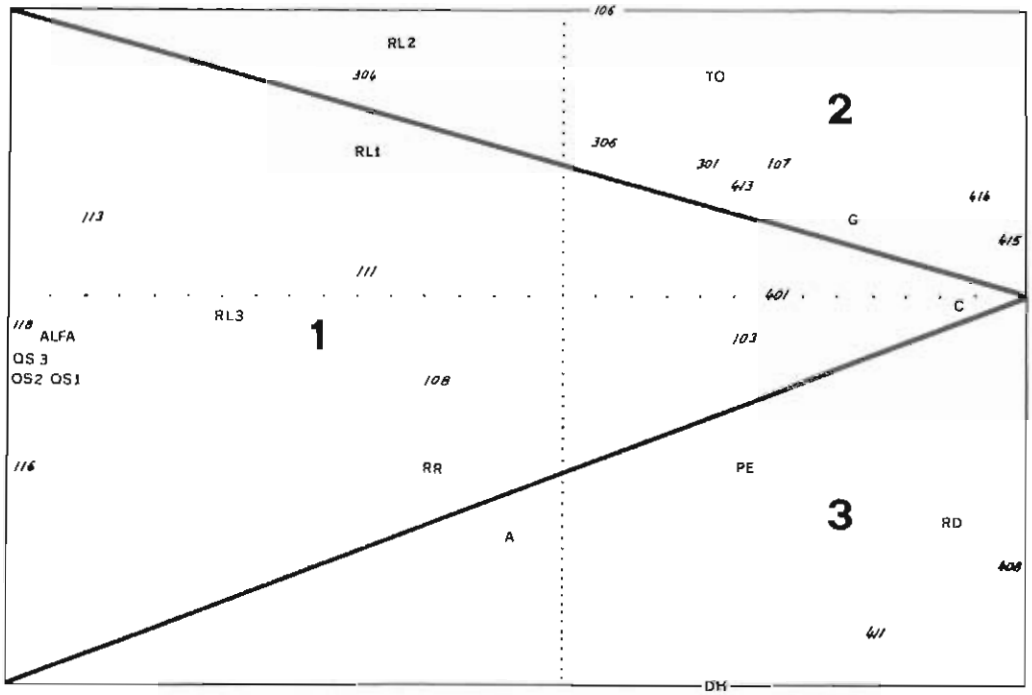


Fig. 2.8 Résultats de l'analyse factorielle (Forster et Keller 1985)

avec RL1 à RL3 = longueurs totales des tronçons 1 à 3 d'après Strahler (1:25'000)
RB = coefficient de bifurcation
RD = densité de drainage
TO = orientation du bassin versant
TP = indice de pente du bassin versant (L/ΔH1)
TH = dénivellation du bassin versant (ΔH1)
TS = surface du bassin versant
G = indice géologique
C = indice climatique ($C = \sum_{i=1}^{6} Pi - 3\ T16$);
avec T16: température moyenne de janvier à juin et Pi: pluie mensuelle (janvier à juin)
QS1 à QS3 = débits spécifiques mesurés au 15, 21 et 28 juillet 1983
ALFA = coefficient de tarissement α_1

Sur la figure 2.8 ci-dessus, nous avons délimité 3 zones regroupant trois de nos quatre secteurs de mesures, à savoir:

les numéros 1... Ouest de la Suisse
les numéros 3... Région de Lucerne
les numéros 4... Est de la Suisse

Les paramètres hydrologiques se regroupent parfaitement dans la première zone, ce qui correspond bien au secteur où nous avons observé la plus grande variation spatiale (canton de Vaud). Dans la même zone nous trouvons également les paramètres hydrographiques, ce qui souligne cette première constatation.

D'autre part, la faible distance entre les variables QS1, QS2, QS3 et ALFA montre la bonne corrélation entre ces dernières. Ce fait est confirmé par l'examen de la matrice des coefficients de corrélation linéaire.

Une autre manière de classer les différents bassins versants, décrits par un certain nombre de paramètres, consiste en l'analyse ascendante hiérarchique, mieux connue sous son nom anglais "cluster analysis" (Forster et Keller 1985). Les différents paramètres sont alors relativisés, afin de leur donner le même poids. Du point de vue géométrique, à chaque bassin versant correspond un point de l'espace à n dimensions, où chaque dimension représente un paramètre. La formation des groupes tient alors compte des distances entre les différents points. Cette analyse a permis de regrouper les 49 bassins versants de la campagne 1983 en 3 classes (Forster et Keller 1985).

Ces différents systèmes de classement aboutissent à des résultats comparables. Il n'est toutefois pas possible, à l'heure actuelle, de vérifier ces classements par manque de données.

e) Méthodes quantitatives d'analyse: analyse discriminante et régression linéaire multiple

Les différentes classes précitées sont exprimées en fonction des paramètres principaux de constitution, qui sont les paramètres morphologiques et géologiques (invariables dans le temps). A l'intérieur d'une classe, les paramètres hydrologiques sont expliqués par les paramètres climatologiques (variables dans le temps), en plus des paramètres morphologiques et géologiques (invariables dans le temps).

La chronologie des opérations réalisées dans notre travail a été la suivante (Forster et Keller 1985):

1. Analyse discriminante: calcul des distances aux différents groupes, d'où critères d'appartenance d'un nouveau bassin à l'un ou l'autre des groupes;

2. Régression linéaire multiple: calcul des paramètres hydrologiques à l'intérieur des groupes.

L'analyse discriminante pas à pas est effectuée sur la base des groupements formés par l'analyse ascendante hiérarchique précédente. Elle constitue un outil mathématique qui permettra ultérieurement l'attribution à l'une ou l'autre des classes existantes d'un nouvel élément (bassin versant).

Un nouveau bassin versant sera alors attribué à la classe dont la fonction discriminante fournit, avec les paramètres de ce bassin, la valeur la plus élevée.

Pour les trois groupes trouvés lors de l'analyse ascendante hiérarchique, les fonctions discriminantes suivantes ont été retenues:

	GEO	ΔH_1	N_2	L	CONST.
Groupe 1 F1 =	-0,067	+ 0,026	- 0,17	+ 0,60	- 7,1
Groupe 2 F2 =	3,3		+ 0,017	+ 0,20	- 18,4
Groupe 3 F3 =	1,3	+ 0,057	+ 0,50	- 0,42	- 33,5

où GEO = indice géologique
$\Delta H1$ = dénivellation maximale du bassin versant (m)
N_2 = nombre de cours d'eau d'ordre 2 d'après Strahler
L = longueur totale du thalweg principal (km)

L'ordre des paramètres correspond à l'ordre de leur entrée dans l'analyse discriminante. Les fonctions précitées correspondent à un seuil de confiance de 95%.

A l'intérieur des groupements ainsi clairement définis, les paramètres hydrologiques peuvent être expliqués par les paramètres morphologiques, géologiques et climatiques au moyen des régressions linéaires multiples. Ces équations de régression sont également obtenues par une procédure pas à pas, retenant finalement les paramètres explicatifs optimaux.

Dans notre étude, nous avons essayé d'expliquer les paramètres α_2 et q_o/α_2 (avec q_o au 15 juillet 1983) (Forster et Keller 1985).

Les différentes explications trouvées restent nettement insuffisantes (coefficients de régression multiples très faibles) et ni les α_2, ni les q_o/α_2 ont pu être expliqués par ces paramètres pour le groupe 3.

Si l'explication de q_o/α_2 tient compte de la géologie pour le groupe 2, il n'en va pas de même pour le groupe 1. L'information géologique doit donc être contenue dans les résidus de l'explication de q_o/α_2 du groupe 1.

f) Régionalisation des fonctions de transfert

Il est important de pouvoir connaître la fonction de transfert en tout point du Plateau à partir de quelques bassins observés. Un tel passage ne peut cependant pas s'effectuer sans difficultés et des hypothèses simplificatrices sont inévitables.

a) S'il est quasiment impossible de régionaliser directement les fonctions de transfert réelles obtenues par déconvolution, vu le faible nombre de stations de références, il est plus aisé de le faire sur la base d'une fonction de transfert synthétique (fig. 3.6). Comme nous l'avons vu précédememnt, chaque bassin versant à une fonction de transfert qui lui est propre. Il convient dès lors d'expliquer, par des paramètres faciles à régionaliser, les principales caractéristiques de cette fonction de transfert, à savoir, par exemple:

u_{max} = ordonnée maximale de la fonction de transfert
u'_{max} = ordonnée au temps t = o de la ligne de queue
TB = temps de base de la fonction de transfert

Nous rappellons que la durée de la partie principale de la fonction de transfert est admise constante et égale à 4 mois, ce qui semble confirmé pour la plupart des bassins versants et qui constitue une simplification évidente.

Une analyse par régression linéaire multiple a permis d'exprimer l'ordonnée maximale de la fonction de transfert de tous les bassins versants analysés à l'aide de quelques paramètres physiques de ces derniers, tels que la surface, le numéro d'ordre de Strahler et la longueur des cours d'eau d'après Strahler (base 1:25'000), la longueur du thalweg, la dénivélation maximale du bassin versant et son altitude moyenne. Il apparaît alors que la surface du bassin versant à elle seule explique les 95% de la variance. Ainsi, nous avons retenu la relation suivante:

$$u_{max} = 1{,}107\ e^{0{,}018 S} - 1$$

relation qui donne le graphique de la figure 2.3.

La durée de la vidange "rapide" de l'aquifère étant fixée à 4 mois, il nous reste à définir la queue de la fonction de transfert synthétique, à savoir son ordonnée et sa durée, respectivement le temps de base de la fonction entière.

Une nouvelle fois c'est la régression linéaire multiple qui nous a permis de lier le temps de base à quelques paramètres physiques du bassin versant (base CN 1:25'000), à savoir:

- la surface S
- la longueur totale du chevelu hydrographique L_{tot}
- la longueur totale du talhweg principal L
- la dénivélation maximale du bassin versant
  $\Delta H_1 = H_{max} = H_{min}$
- la dénivélation des 20% aval du bassin versant
  $\Delta H_2 = H_{80\%} - H_{min}$

La régression ainsi trouvée (chap. 2.3.3) explique le temps de base de la fonction de transfert à 85%. Il est évident que cette explication pourra être améliorée en tenant compte également de caractéristiques géologiques et hydrogéologiques, ce qui demandera cependant un effort supplémentaire considérable (grandeurs difficiles à chiffrer).

Concernant l'ordonnée u'_{max}, c'est-à-dire l'ordonnée de la queue de la fonction de transfert au temps t = 0, nous faisons l'hypothèse suivante, basée sur les différentes fonctions de transfert calibrées,

$$u'_{max} = 1/3\ u_{max}$$

faute d'avoir pu trouver une relation quelconque expliquant cette ordonnée. Cette hypothèse simplificatrice semble cependant donner de bons résultats

b) D'autre part, nous pouvons essayer de régionaliser la fonction de transfert en fonction de la géologie. En effet, une interprétation plurimodale (voir figure 2.4) peut lier les différents modes aux différents types d'affleurement géologiques rencontrés dans le bassin (Walter 1985b). Cette démarche a été essayée sur deux bassins versants du canton de Vaud, la Mentue à la Mauguettaz et à Dommartin, soit deux bassins emboîtés, pour lesquels nous disposons d'une riche information géologique.

Ainsi, nous formulons les hypothèses suivantes:

1. Les différents temps de réaction des différentes formations géologiques sont des constantes pour chaque type de géologie rencontré
2. Les différents temps de base des modes sont des constantes pour chaque type de géologie rencontré
3. L'ordonnée maximale du premier mode est déterminée d'après la relation u_{max} = fct (S) (fig. 2.3)

Une exploitation systématique, ainsi qu'une vérification de cette approche se sont par contre avérées difficiles, voire impossibles, en raison de l'absence d'informations géologiques détaillées. D'autre part, le nombre très limité de bassins observés permettant un calibrage d'une fonction de transfert, est nettement insuffisant. Il n'est donc pas possible pour l'instant de donner de règles pour la détermination des ordonnées maximales des modes deux et suivants. La partie terminale de la fonction de transfert semble toutefois porteuse d'informations hydrogéologiques.

2.3.5 Autres aspects

Les séries de débits minimums mensuels observés (quand ils existent) et simulés par l'une ou l'autre des méthodes d'extension temporelle, constituent des échantillons de valeurs pouvant être analysés statistiquement.

Un des premiers traitements possibles consiste à représenter ces séries sous forme de courbes de débits classés et d'en tirer des débits d'étiage caractéristiques.

D'après les définitions des débits caractéristiques d'étiage, nous nous sommes intéressés plus particulièrement au DC1O, ou débit caractéristique d'étiage atteint ou dépassé en moyenne 1O mois par an.

Un second traitement possible est l'analyse fréquentielle des débits annuels d'étiage (débit journalier le plus faible observé au cours de l'année hydrologique ou calendaire).

a) Etude des courbes de débits classés

Un travail préliminaire concernant les débits d'étiage sur des cours d'eau représentatifs de quelques régimes hydriques a permis de dresser les différentes courbes des débits journaliers classés (Schmidt 1982). Les débits carac-

téristiques d'étiages correspondant aux diverses définitions données peuvent se lire instantanément sur une telle courbe.

Le choix du pas de temps mensuel biaise cependant l'échantillonnage des valeurs journalières, et la courbe des débits mensuels classés se situe très nettement en dessous de la courbe des débits journaliers classés que l'on connaît habituellement.

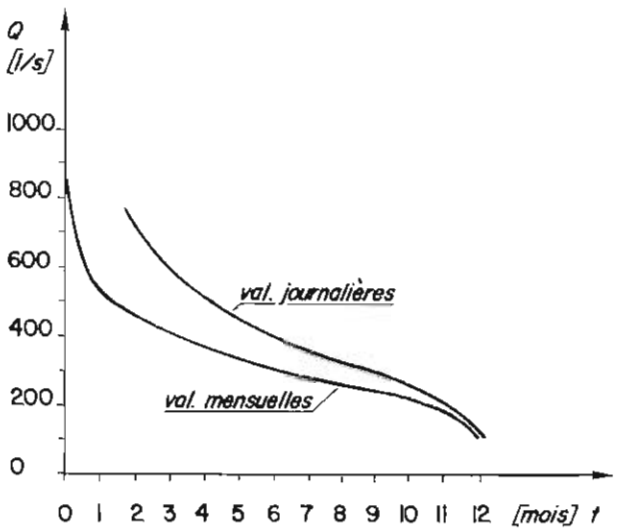


Fig. 2.9 Courbes des débits journaliers et mensuels classés (Biberenkanal à Kerzers, S = 50 km^2)

Ainsi nous admettons que la valeur de DC10 lue sur la courbe des débits minimums mensuels classés doit en moyenne être majorée d'environ 20% pour correspondre aux valeurs tirées de la courbe des débits journaliers classés. Pour les autres débits (DC11, DC 355) lus sur la même courbe, l'écart absolu va en diminuant mais sa valeur relative peut être considérée comme constante et égale à environ 20%.

b) Analyse fréquentielle des débits spécifiques annuels d'étiage (q365)

Lors d'une analyse fréquentielle on recherche la loi d'ajustement qui arrive le mieux à représenter l'échantillon, constitué dans notre cas par des débits spécifiques minimums annuels observés ou calculés. Pratiquement, la méthode graphqiue consiste à placer les valeurs sur un papier probabiliste dont les axes sont gradués en fonction de la loi choisie, de manière à obtenir une droite d'ajustement.

La figure suivante montre ainsi les ajustements des débits spécifiques annuels d'étiage des 12 bassins versants observés par le Service Hydrologique National et retenus

au début de l'étude (Schmidt et al. 1983). La loi d'ajustement retenue est la loi log-normal à 3 paramètres. Ce choix est intervenu après avoir comparé cinq lois différentes sans obtenir des résultats significativement différents.

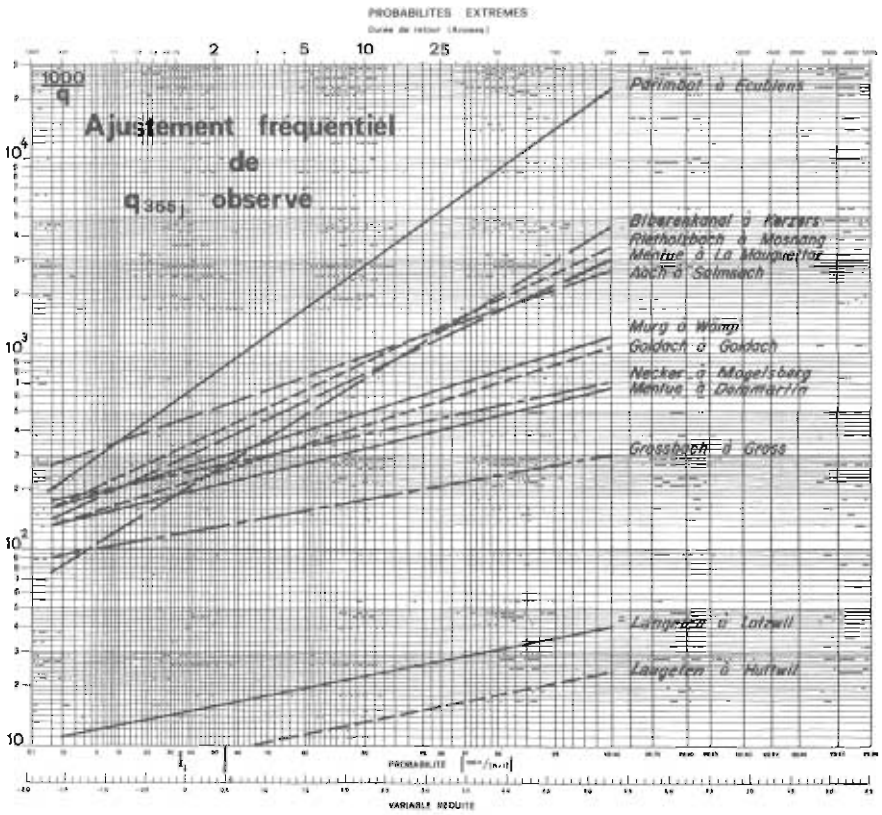


Fig. 2.10 Ajustement des débits spécifiques annuels d'étiage sur une loi log-normal à 3 paramètres

Comme le montre bien le graphique précédent, aucune systématique ne semble se dégager ni en ce qui concerne la pente de la droite, ni en ce qui concerne sa position. Malheureusement tous les essais d'explication des paramètres constructifs des courbes d'ajustement par des paramètres physiques des bassins versants n'ont fait que confirmer cette constatation.

Les caractéristiques de l'ajustement fréquentiel des débits spécifiques annuels d'étiage d'un cours d'eau semblent donc être propres au bassin versant. Pour un cours d'eau quelconque, un tel ajustement doit par conséquent obligatoirement se baser, à défaut de valeurs observées, sur des débits calculés ou reconstitués (convolution).

Dans le cas des étiages, une méthodologie "directe" de détermination des débits caractéristiques, analogue à la méthode Bruschin-Falvay développée pour les crues, ne semble à l'heure actuelle guère possible. Les caractéristiques de l'aquifère associées aux conditions de sa vidange sont en effet déterminantes, et non la climatologie comme dans le cas des crues. L'utilisation de courbes fréquentielles régionales devient donc impossible, les caractéristiques de l'aquifère souterrain étant trop variables d'un bassin versant à un autre et les informations géologiques et hydrogéologiques trop souvent incomplètes.

2.4 Résultats

La présentation des principaux résultats obtenus à ce jour se fera sous l'angle scientifique d'abord et sous l'angle d'application pratique par la suite.

Nous nous permettons de rappeler au lecteur qu'il s'agit de résultats souvent provisoires, dans la mesure où leur vérification n'a pas pu être effectuée, faute de données adéquates.

2.4.1 Résultats scientifiques

Le présent chapitre sera pour plus de clareté subdivisé, selon les aspects temps et espace. Un troisième paragraphe traitera quelques aspects particuliers.

a) Aspect temporel

Nous nous intéressons ici à la prédétermination ou la prévision des débits d'étiage dans le temps, les conditions initiales étant connues.

La prédétermination de débits d'étiage nécessite généralement des analyses fréquentielles basées sur des débits observés, ou par défaut calculés. Dans le deuxième cas il convient donc avant tout de reconstituer des séries chronologiques de débits d'étiage.

- Pour la reconstitution des débits au pas de temps mensuel à partir des précipitations réelles nous utilisons la méthode dite "de déconvolution-convolution" voir chap. 2.3.3). Cette méthode permet de tenir compte aisément des fréquentes recharges de notre climat tempéré.

  En relation avec cette méthode et avec l'étude de séries chronologiques globales nous discutons:

- la longueur nécessaire des séries chronologiques
- la fonction de production
- la fonction de transfert
- la précision de la reconstitution

Pour le calibrage de la méthode, un minimum de données est nécessaire. Dans notre cas, des séries chronologiques de débits minimums mensuels et de précipitations totales mensuelles d'une longueur minimale sont indispensables. Afin de préciser cette longueur minimale, nous avons effectué le calibrage de la méthode sur la Mentue à Dommartin à l'aide de 4 ans (1977-1980) et de 7 ans (1974-1980) de mesures respectivement. Dans les deux cas nous avons trouvé la même fonction de transfert. Quatre ans de mesures semblent donc suffisants pour le calibrage et constituent en même temps une durée minimale eu égard à la longueur de la fonction de transfert nécessaire au calcul (16 mois).

Par contre il est très important de choisir, pour le calibrage, une période de climatologie représentative. Les fonctions de transfert trouvées pour le Biberenkanal à Kerzers sont différentes suivant que la période est humide (1977-1982) ou sèche (1971-1976). En période humide, le volume de la fonction de transfert est plus réduit.

Toute transformation pluie-débit nécessite une fonction de production, c'est-à-dire une transformation de la pluie brute en pluie nette. Dans le cas de notre méthode de déconvolution-convolution, nous assimilons la fonction de production à un réservoir linéaire unique (Thiery 1977).

Le calcul de l'évapotranspiration potentielle s'effectue par la formule de Turc, mieux adaptée que celle de Primault, comme nous avons pu le constater lors des essais.

L'analyse des différentes réponses impulsionnelles ou fonctions de transfert obtenues par calibrage fait ressortir une grande similitude de forme entre elles. Dès lors nous pouvons adopter une fonction de transfert type telle que présentée à la figure 2.4.

Les caractéristiques principales de cette fonction de transfert synthétique se déterminent facilement à partir des paramètres physiques du bassin versant (chap. 2.3.3).

Pour donner une idée de la précision qui peut être obtenue lors de la reconstitution des débits, nous avons calculé les écarts relatifs entre les valeurs mesurées et calculées pour trois bassins versants témoins. Les

calculs ont été effectués à l'aide de fonctions de transfert calibrées.

Tableau 2.4 Comparaison entre débits observés et calculés (fonction de transfert calibrée)

Date	Rietholzbach à Mosnang			Mentue à Dommartin			Aach à Salmsach		
	Q_s [l/s]	Q_o [l/s]	$\frac{Q_s-Q_o}{Q_o}$ [%]	Q_s [l/s]	Q_o [l/s]	$\frac{Q_s-Q_o}{Q_o}$ [%]	Q_s [l/s]	Q_o [l/s]	$\frac{Q_s-Q_o}{Q_o}$ [%]
4.81	15	17	-12	115	130	-11			
5.	11	16	-31	107	120	-11			
6.	6	12	-50	84	110	-24			
7.	20	10	100	77	80	-4			
8.	18	9	100	58	60	-3			
9.	29	33	-12	60	60	0			
10.	50	30	67	112	130	-14			
11.	45	33	36	110	110	0			
12.	58	76	-24	187	180	4			
1.82	70	43	63	193	220	-12			
2.	43	43	0	148	140	6			
3.	22	35	-37	141	150	-6			
4.	13	17	-12	115	120	-4	166	210	-21
5.	5	10	-50	84	100	-16	83	170	-51
6.	10	11	-1	97	90	8	79	130	-39
7.	21	25	-16	78	80	-3	102	100	2
8.	35	37	-5	50	90	-44	165	280	-41
9.	22	24	-8	72	80	-10	309	220	40
10.	22	21	5	67	100	-33	328	460	-29
11.	20	25	-20	131	170	-23	363	260	40
12.	31	49	-37	151	190	-20	327	360	-9
1.83	41	43	-5	204	180	13	320	440	-27
2.	39	39	0	184	140	31	341	310	10
3.	21	50	-58	161	230	-30	259	330	-21
4.	25	29	-14	152	290	-47	156	300	-48
5.	35	23	52	172	370	-53	203	230	-12
6.	24	18	33	220	160	37	219	200	9
7.	8	4	100	167	60	178	170	70	142
8.	1	5	-80	108	60	80	161	90	79
9.	6	10	-40	80	60	33	205	110	86
10.	5	9	-44	68	60	13	172	100	72
11.	14	12	17	50	60	-17	184	90	104
12.	20	21	-5	33	110	-70	190	170	12
Moyenne	24	25	25	116	130	26	214	220	42
Ecart-t.	16	16		50	71		87	116	

Même si les différents écarts calculés sont très variables dans le temps et pour les différents bassins, ils restent très faibles en moyenne. Ils sont imputables aux variations climatiques, qui ne peuvent évidemment pas être simulées exactement à l'aide d'une fonction de transfert "moyenne".

- L'étude des séries chronologiques globales de débits au pas de temps journalier permet de définir une courbe exponentielle représentant la tendance annuelle du tarissement (Walter 1984). Cette courbe relie en fait les différents débits minimaux rencontrés dans la période de tarissement, tout en intégrant par ce biais les différentes recharges. Une telle courbe peut être définie par les trois paramètres suivants:

Q_o = débit au 1er mai

Q_{min} = débit minimal de l'année

α_4 = "coefficient" de tarissement ou tendance annuelle

Une exploitation directe des paramètres Q_o et α_4 pour la détermination du débit minimal d'étiage de l'année s'est avérée impossible. Ceci tient en bonne partie à la nature même du coefficient α_4.

Une explication individuelle des paramètres Q_o et α_4, de même que du débit minimal annuel Q_{min}, peut être essayée à l'aide de la régression linéaire multiple en fonction des paramètres climatologiques de l'année. De telles régressions linéaires multiples ne donnent cependant pas non plus satisfaction, sauf dans le cas de Q_{min}, qui peut être exprimé en fonction des précipitations d'octobre à mars (P1O3), des précipitations de mai à juillet (P57) et de l'inverse de la température moyenne des mêmes mois ($T57^{-1}$).

Ces équations de régression établies sur les années antécédentes à 1980, ont été testées sur les mêmes bassins versants pour l'année 1983, avec satisfaction en ce qui concerne les bassins versants du Plateau. Le Necker fait en effet déjà partie des Préalpes. Quant aux écarts constatés pour le bassin de la Mentue, ils restent inexpliquée.

Tableau 2.5 Calcul du débit minimal de 1983 par régression linéaire et comparaison avec le débit observé

	AACH		BIBERENKANAL		NECKER		MENTUE	
	Coef.	1983	Coef.	1983	Coef.	1983	Coef.	1983
P_{WIN} [mm]	.0438	435	.1432	435	-.420	551	.3684	673
P_{57} [mm]	.0417	252	.2449	302	-.990	400	.6996	359
T_{57}^{-1} 10^3 [$^oC^{-1}$]	3.65	62	8.18	60	22.92	66	.0908	62
Cte	-203		-485		-231		-278	
Q_{min} est. [l/s] (28.7.83)		52		147		654		226
Q_{min} mes. [l/s] (28.7.83)	IGR	71	IGR	197	SHN	280	IGR SHN	410 440
$\Delta Q/Q_{mes.}$ [%]		-26		-25		+134		-45

La méthodologie d'analyse des segments de tarissement au pas de temps journalier développée par Pereira (Pereira 1977) pour les bassins versants de montagne est applicable au Plateau, à condition de pouvoir définir les "époques" par des critères climatologiques.

Parmi les critères possibles, nous avons choisi un indice d'évapotranspiration potentielle mensuelle, calculé de la manière suivante à partir des ETP mensuelles (selon Turc) des mois précédents:

$$\overline{ETP}_i = \frac{1}{25} (9ETP_i + 7ETP_{i-1} + 5ETP_{i-2} + 3ETP_{i-3} + ETP_{i-4})$$

Cet indice d'évapotranspiration potentielle mensuelle peut être mise en relation avec les débits spécifiques initiaux relatifs, c'est-à-dire ceux du début de la prévision (Fig. 2.2) (Ballerini 1982; Marx et Walter 1983).

Les époques définies à l'aide de cet indice sont au nombre de trois:

Epoque 1 : été
Epoque 2 : printemps, automne
Epoque 3 : hiver

Les courbes de tarissement propres à chaque époque sont caractéristiques pour chaque bassin versant.

La combinaison des deux graphiques (fig. 2.15) permet la prévision à court terme (quelques jours) du débit d'étiage proche du débit garanti. Il s'agit là du débit d'étiage théorique, sans recharges intermédiaires, calculé sur la base d'une courbe de tarissement moyenne. Ainsi, l'incertitude varie avec les conditions météorologiques durant l'intervalle de prévision, autrement dit avec la longueur de ce dernier. A titre d'exemple, nous avons obtenu, pour le Parimbot à Ecublens, les écarts relatifs suivants:

Tableau 2.6 Prévision des débits (Parimbot à Ecublens)

Prévision du	au	Nb jours	$\overline{ETP}$ (mm)	q_o ($ls^{-1}km^{-2}$)	Epoque	Qobs (l/s)	Qcalc (l/s)	ΔQ (%)
5.5.79	31.5.79	26	32	46	3	35	34	- 3
10.9.79	19.9.79	9	59	2,3	1	10,4	10,6	+ 2
28.7.80	7.8.80	10	44	14,2	2	41	39	- 5
20.8.80	26.8.80	6	53	6,4	2	27	27,5	+ 2

b) Aspect spatial

La prédétermination ou la prévision des débits d'étiage d'un cours d'eau sans mesures directes demande obligatoirement une extension spatiale des connaissances aux points de mesures. Une telle extension peut être effectuée de diverses manières et nous présentons les principaux résultats dans l'ordre suivant:

- Prédétermination des débits d'étiage (par la méthode de convolution ou par l'analyse multivariate).

- Prévision des débits d'étiage par les courbes caractéristiques de tarissement

Comme nous l'avons dit au chapitre précédent, et vu qu'il s'agit de connaître les débits pour des bassins versants sans mesures directes, une reconstitution des débits d'étiage est indispensable. Deux méthodes existent pour permettre un passage de bassins observés aux bassins non observés, à savoir:

- la méthode de convolution pour la reconstitution de séries chronologiques de débits au pas de temps mensuel en dehors des bassins versants observés en continu, nécessite la définition spatiale de la fonction de production et de la fonction de transfert ou de leurs éléments constitutifs. En plus, il faut disposer des conditions climatologiques locales et des caractéristiques du bassin versant en question.

Une utilisation très large de la fonction de production peut se faire sans difficulté majeure. Il suffit en effet de disposer des enregistrements climatologiques nécessaires (précipitations, températures et ensoleillement) sur le bassin versant en question ou dans ses environs.

Quant à la fonction de transfert, une régionalisation directe des différentes fonctions calibrées sur les quelques bassins versants observés en continu n'a pas fourni des résultats positifs. Il est par contre possible, comme nous l'avons vu précédemment, de définir une fonction de transfert type pour laquelle nous connaissons les valeurs des paramètres principaux u_{max} et Tb pour tout point du Plateau. Une reconstitution de la fonction de transfert synthétique devient alors possible pour n'importe quel bassin versant du Plateau et, partant, la convolution de séries chronologiques de débits connaissant les précipitations totales mensuelles correspondantes.

Une extension spatiale des deux paramètres principaux u_{max} et Tb a en effet pu être trouvée (voir chapitre 2.3.3).

Une analyse par régression linéaire multiple effectuée globalement sur 21 des 50 bassins versants de la campagne de mesure 1983 n'a pas donné satisfaction. L'explication de la variable

$$\beta_1 = \frac{\log 10}{\alpha_1}$$

(α_1 étant le coefficient de tarissement observé lors de la campagne)

au seuil de confiance de 80% et 90% n'a pas dépassé 77% et 40%. Une répartition en classes "homogènes" des différents bassins versants de la campagne a donc été nécessaire. L'analyse discriminante effectuée dans ce but a permis de trouver trois classes (Forster et Keller 1985) en fonction de paramètres hydrographiques et géologiques, avec les équations suivantes (niveau de signification de 95%):

classe 1 F1=0.026ΔH1-0.170N2+0.60L-0.067GEO- 7.1
classe 2 F2= 0.017N2+0.20L-3.300GEO-18.4
classe 3 F3=0.057ΔH1+0.500N2-0.42L-1.300GEO-33.5

avec ΔH1 = dénivellation maximale (H_{max} - H_{min}) (m)
N2 = nombre de tronçons d'ordre 2 (Strahler)
L = longueur du thalweg (km)
GEO = indice geologique

Les différentes classes n'ont pas forcément de signification géographique malgré une prédominance nette des bassins occidentaux dans la classe 1 et des bassins orientaux dans la classe 3. Un nouveau bassin versant se placera dans la classe donnant la valeur maximale de la fonction discriminante.

Une fois ces classes trouvées, il est possible d'exprimer les paramètres hydrologiques en fonction de paramètres morphologiques, climatologiques et géologiques (Forster et Keller 1985).

Les relations obtenues montrent cependant une fois de plus la difficulté d'expliquer le coefficient de tarissement α de manière satisfaisante. La prise en compte de paramètres des aquifères (actuellement inexistants) permettrait certainement d'améliorer le niveau d'explication Au vu des mêmes résultats, il apparaît également que les débits spécifiques semblent mieux structurés spatialement que les coefficients de tarissement.

L'analyse du champ des débits spécifiques mesurés successivement à 4 dates, distantes d'une semaine, au cours de l'été 1983, sur le Plateau, relève une structure spatiale cohérente par zone qui peut partiellement être expliquée par la géologie (Fig. 2.6).

Dès lors, cette connaissance peut être combinée avec les résultats de l'analyse des segments de courbes de tarissement (Pereira 1977). Il est en effet possible d'effectuer une telle analyse sur une station de référence au profit d'une longue série chronologique de débits. Cette connaissance peut être ajoutée à l'information supplémentaire d'une station climatologique voisine pour définir le graphique de la figure 2.15.

Il suffit alors de pouvoir disposer des informations climatologiques nécessaires au calcul de l'évapotranspiration potentielle de Turc (faible variation spatiale) pour permettre la prévision d'un débit d'étiage (voisin du débit garanti) d'un bassin versant non mesuré.

c) Autres aspects

Débits fréquentiels:
Connaître un débit d'étiage aussi précisément que possible à l'aide d'une méthode adéquate, ne constitue cependant qu'une partie du résultat. En effet, l'utilisateur souhaite en général connaître en même temps la probabilité d'occurence ou temps de retour de ce débit calculé.

Malheureusement, il n'est actuellement pas possible de fournir à l'utilisateur une méthode de détermination des débits fréquentiels aussi simple que la méthode Bruschin-Falvay (Bruschin et Falvay 1984) pour les crues. Une telle méthode se heurte dans le cas des étiages à la grande importance que prennent les caractéristiques de l'aquifère et ses conditions de vidange, propres à chaque bassin versant, par rapport à la climatologie.

Néanmoins, nous pouvons proposer, en l'état actuel des connaissances, d'effectuer des traitements statistiques sur les débits observés, s'ils existent, ou calculés par convolution par exemple. L'ajustement des débits calculés selon une loi statistique appropriée (loi des valeurs extrêmes) permet alors d'attribuer au débit minimal retenu une fréquence d'apparition (temps de retour).

Débits caractéristiques:
Comme dans le cas de l'analyse fréquentielle il est possible d'établir, sur la base des débits observés ou calculés, une courbe des débits classés pour le bassin versant en question et d'y lire le ou les débit(s) caractéristique(s) voulu(s).

Les débits caractéristiques lus, par exemple, sur une courbe des débits mensuels classés doivent par la suite être majorés d'environ 20% (passage courbe mensuelle à courbe journalière).

Remarque: On notera le caractère relativement grossier d'une telle courbe de débits classés mensuels. On ne pourra donc pas connaître avec précision tous les débits caractéristiques, sauf les valeurs mensuelles. Pour les autres valeurs, on se contentera d'une interpolation entre les débits caractéristiques mensuels les plus proches.

2.4.2 Résultats pratiques

Nous présentons ici les principaux résultats qui peuvent avoir un intérêt direct pour le praticien. Il s'agit surtout de méthodes simples, nécessitant peu d'informations au préalable.

Faisant une nouvelle fois la distinction entre prédétermination et prévision, nous proposons principalement deux techniques: la convolution et l'extrapolation d'une courbe de tarissement pure.

a) Prédétermination d'un débit d'étiage

L'analyse par déconvolution des séries chronologiques des bassins versants témoins à permis de définir une fonction de transfert type (fig. 2.4). Les caractéristiques de cette fonction de transfert type, à savoir l'amplitude maximale et le temps de base, peuvent aisément être déterminées (chap. 2.3.3), ce qui permet sa construction en tout point du Plateau.

Connaissant en plus la pluviométrie mensuelle moyenne du bassin versant (ou d'une station à proximité), il est alors possible, à l'aide du modèle de convolution (Gloor et Walter 1985a), de calculer la série chronologique des débits mensuels correspondante. Un tel calcul peut également être rffectué à l'aide d'une calculatrice du type HP-41CV (Gloor et Walter 1985b/d). La marche à suivre peut être définie comme suit:

Tableau 2.7 Marche à suivre pour la prédétermination des débits

pas	but recherché ?	comment procéder ?
1	pluviométrie brute moyenne mensuelle	choix d'une ou de plusieurs stations pluviométriques à proximité du bassin versant suivi d'un calcul de pluie moyenne (par ex. Thiessen)
2	évapotranspiration potentielle mensuelle	application de la formule de Turc avec les données de la station climatologique la plus proche (programme TURCM (HP-41CV))
3	pluie nette moyenne mensuelle	programme PNET (HP-41CV)
4	fonction de transfert	- calcul des caractéristiques du bassin versant telles surface (S), longueur du thalweg (L) et longueur du chevelu hydrographique L_{tot} (1:25'000) ainsi que la courbe hypsométrique, d'où ΔH_1 et ΔH_2 - déterminer les paramètres U_{max} et Tb par leurs relations respectives - construire la fonction de transfert synthétique sur le modèle de la fonction de transfert type
5	reconstitution de la série des débits minimums mensuels	programme CONVOL (HP-41CV)
6	fréquence d'apparition	effectuer un ajustement statistique des différents débits minimums annuels calculés, puis lecture des fréquences (loi statistique des extrêmes à choisir

Exemple: Parimbot à Ecublens (Jaton 1983) (Base 1:25'000)

S = 6,7 km^2 $\Delta H1$ = 230 m (H_{max}-H_{min})
L = 5,7 km $\Delta H2$ = 18 m ($H_{80\%}$-H_{min})
L_{tot} = 14,08 km

-Pt. 1. Stations pluviométriques: - Ferlens (IGR)
- Servion (IGR)
- Ecublens (IGR)
- La Tour de Gourze (ISM)

pluviométrie mensuelle moyenne calculée par la méthode de Thiessen sur la base des totaux mensuels.

-Pt. 2. Calcul de l'évapotranspiration potentielle mensuelle par la formule de Turc (station climatologique de référence: (Payerne) à l'aide du programme TURCM sur calculatrice HP-41CV.

-Pt. 3. Calcul de la pluviométrie nette pour le bassin versant du Parimbot au pas de temps mensuel: programme PNET sur calculatrice HP-41CV.

-Pt. 4. Détermination de la fonction de transfert synthétique:
- lecture de u_{max} sur le graphique u_{max} = fonct.(S) (Fig. 2.3)

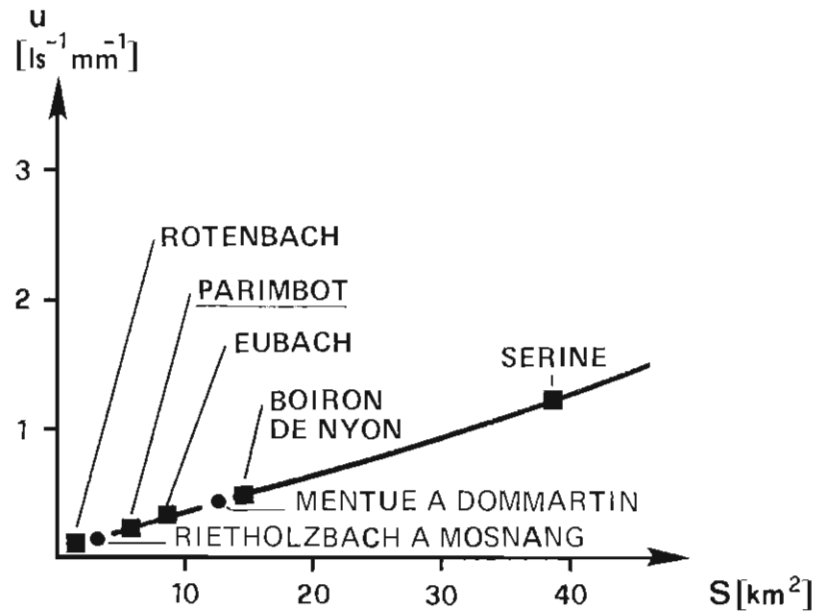


Fig. 2.11 Extrait de la relation u_{max} - S

et clacul de Tb par son équation:

Tb = fonct. (S,L,L_{tot}, ΔH1,ΔH2)

d'où:

u_{max} = 0,25 ls^{-1} mm^{-1}

Tb = 9 mois

la fonction de transfert synthétique du Parimbot se présente alors comme suit:

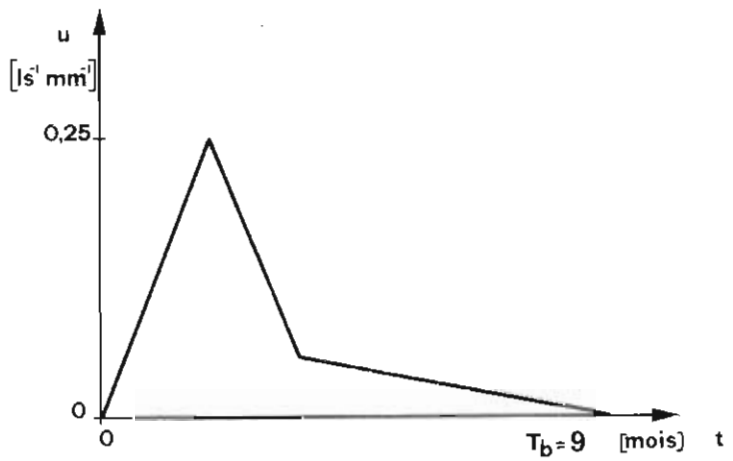


Fig. 2.12 Fonction de transfert synthétique du Parimbot

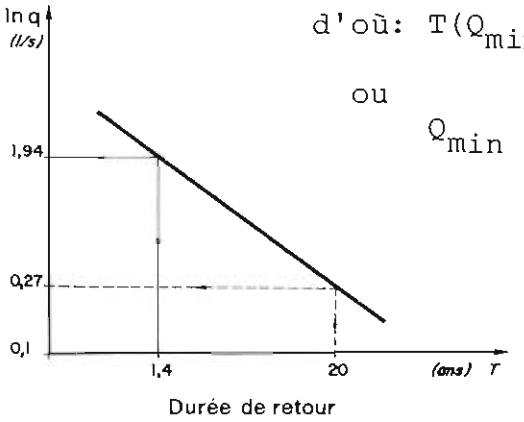
-Pt. 5. Calcul de la série chronologique des débits minimums mensuels: programme CONVQ sur calculatrice HP-41CV

d'où: $Q_{min\ 6.1982}$ = 13 l/s

($Q_{min\ 6.1982}$ obs. = 15 l/s)

l'écart est de 13%

-Pt. 6. Détermination de la fréquence



d'où: $T(Q_{min\ 6.1982}$ = 13 l/s) = 1,4 ans

ou

Q_{min} (T=20 ans) = 1,8 l/s

Fig. 2.13
Ajustement statistique des débits (Parimbot à Ecublens) selon une loi théorique de Fréchet

b) Prévision d'un débit d'étiage

Une campagne de mesure des étiages touchant simultanément un grand nombre de bassins versants d'une région permet d'établir une carte des débits spécifiques d'étiages pour cette région. A titre d'exemple, nous avons constitué la carte de l'Ouest de la Suisse (Fig. 2.14) en nous basant sur les mesures de la campagne de l'été 1983 (Gloor et Walter 1984) valables pour T = 2 à 5 ans.

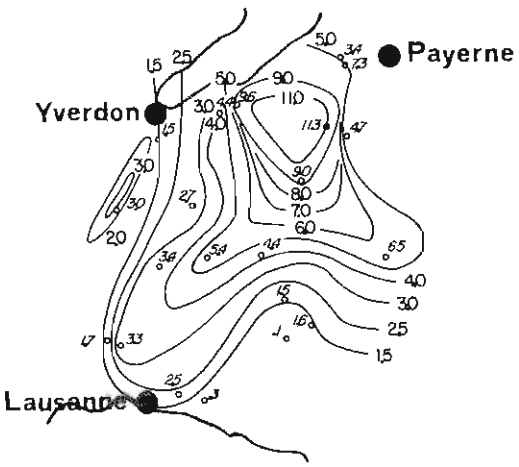


Fig. 2.14
Carte iso-débits spécifiques mesurés le 28.7.1983 (Suisse romande)

A l'aide de cette carte d'iso-débits spécifiques, nous pouvons déterminer la différence du débit spécifique d'étiage de tout point de la zone par rapport à un bassin de référence.

D'autre part nous avons présenté les résultats de la méthode de Pereira (Pereira 1977), qui, en analysant les segments de tarissement au pas de temps journalier d'un bassin versant observé, permet l'établissement de courbes de tarissement caractéristiques par époques. Les époques peuvent être définies sur la base d'une analyse des débits spécifiques q_o en fonction de l'évapotranspiration potentielle moyenne $\overline{ETP}$ d'après Turc. Le tout peut être résumé dans un graphique tel que celui présenté ici pour le Parimbot à Ecublens

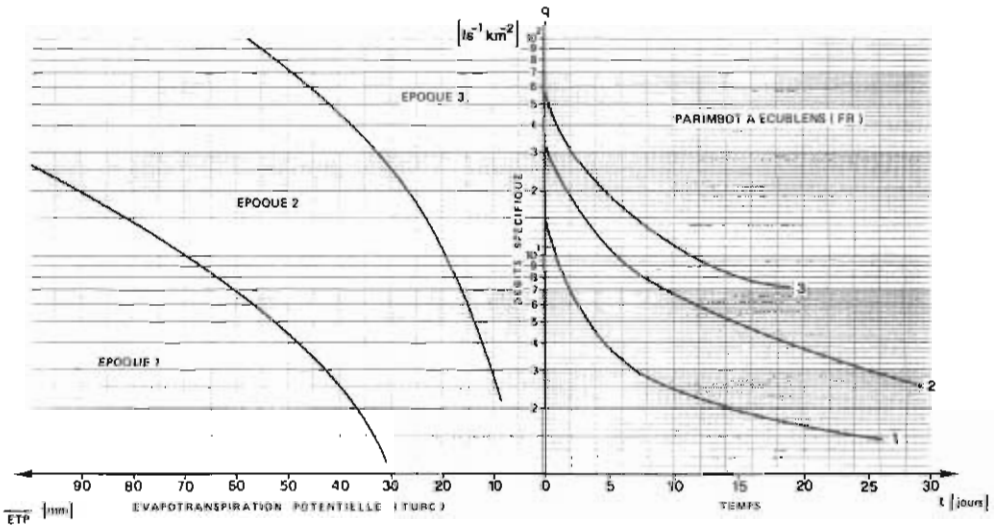


Fig. 2.15 Relations caractérisitques q - $\overline{ETP}$ et q - t (Parimbot à Ecublens

Le cumul des deux aspects (cartes des iso-débits spécifiques et tarissement en fonction des époques) peut alors être exploité en vue de la prévision du débit d'étiage d'un bassin versant quelconque (Gloor et Walter 1985c). Le tableau suivant en donne la marche à suivre:

Tableau 2.8 Marche à suivre pour la prévision des débits

pas	but recherché	comment procéder ?
1	débit spécifique initial $q_0(t_0)$ à la station de référence	choix dans l'annuaire hydrographique d'un débit d'étiage non influencé et division de celui-ci par la surface du bassin versant
2	définition de l'époque	calcul pour le bassin versant de référence de l'ETP (formule de Turc) et de l'$\overline{ETP}$ correspondant au moment du débit spécifique initial q_0 coisie. Détermination du point $(q_0, \overline{ETP})$ dans le graphique correspondant.
3	prévision du débit spécifique q(t) à la station de référence	lecture du débit spécifique correspondant au temps $t = t_0 + \Delta t$ sur la courbe caractéristique de tarissement correspondant à l'époque déterminée.
4	débit spécifique $q_x(t)$ du bassin versant x	lecture sur la carte des iso-débits spécifiques de la région de l'écart entre le bassin x et le bassin de référence. Cette différence s'ajoute au débit spécifique du bassin de référence (avec son signe). $q_x(t) = q(t) + \Delta q$
5	débit d'étiage $Q_x(t)$	multiplier le débit $q_x(t)$ trouvé par la surface du bassin versant x.

Exemple: Détermination du débit d'étiage au 31 mai 1979 de la Mentue à Dommartin (12,5 km^2), connaissant le débit du Parimbot à Ecublens (6,7 km^2) le 5 mai 1979 (Q_o = 313 l/s).

-Pt. 1. Débit spécifique initial du Parimbot

$$q_o(t_o) = \frac{Q_o}{S} = 46 \quad ls^{-1}\ km^{-2}$$

-Pt. 2. Calcul de l'évapotranspiration potentielle moyenne $\overline{ETP}$ (station climatologique de Payerne)

$$\overline{ETP} = 34 \text{ mm}$$

et détermination de l'époque correspondante (= époque 3)

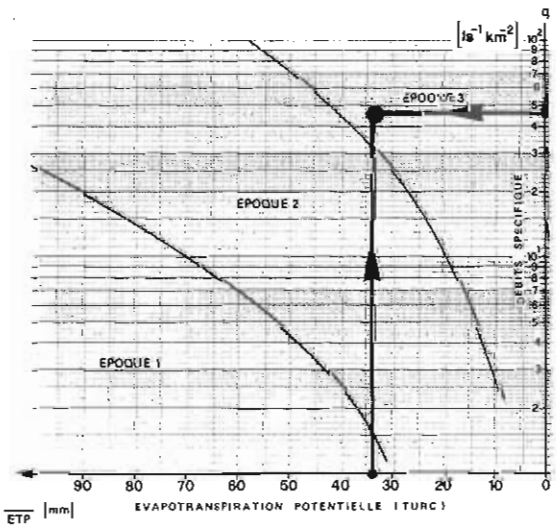
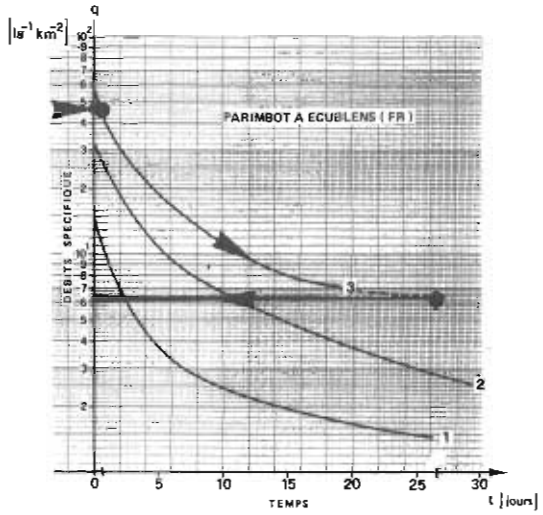


Fig. 2.16
Relation ETP-q pour le bassin versant du Parimbot

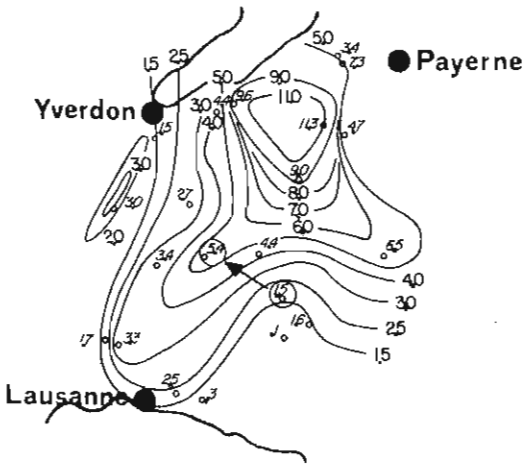
-Pt. 3. Détermination du débit spécifique au temps t pour le Parimbot (Δt = 26 jours)



$q(t) = 6,4\ ls^{-1}\ km^{-2}$

Fig. 2.17
Courbes caractéristiques de tarissement du Parimbot à Ecublens

-Pt. 4. Détermination de l'écart des débits spécifiques entre Parimbot et Mentue.



$q_{Par.} = 1,5\ ls^{-1}\ km^{-2}$

$q_{Ment.} = 5,4\ ls^{-1}\ km^{-2}$

$\Delta q = +3,9\ ls^{-1}\ km^{-2}$

Fig. 2.18
Carte iso-q de la Suisse romande

d'où le débit spécifique estimé de la Mentue à Dommartin

$$q_X(t) = q(t) + \Delta q = 10,3\ ls^{-1}\ km^{-2}$$

-Pt. 5. Débit d'étiage au 31.5.79 de la Mentue à Dommartin

$$Q = q(t) \cdot S_X = 128,8\ l/s$$

($Q_{mesuré}$ = 140 l/s: écart - 8%)

Remarque: Cette méthode de prévision suscite actuellement quelques remarques:

1. La prévision ne peut être qu'une prévision à court terme (quelques jours)
2. La carte iso-q n'est valable que pour un temps de retour correspondant à son élaboration (T = 2 à 5 ans)
3. Le choix du débit spécifique initial à la station de référence doit tenir compte d'éventuelles recharges (à exclure).
4. Il convient de s'assurer que le choix du bassin versant d'application n'est pas influencé par une géologie particulière (par ex. du type karstique, à exclure).
5. Le bassin versant d'application doit se situer dans un contexte climatologique semblable au bassin de référence.

D'autres applications effectuées ont donné les résultats suivants en prenant le Parimbot à Ecublens (FR) comme bassin de référence:

Tableau 2.9 Prévision des débits d'étiage et comparaison avec les valeurs observées

Prévision du / au	5.5.1979 31.5.1979		10.9.1979 19.9.1979		28.7.1980 7.8.1980		20.8.1980 26.8.1980		Ecart avec le b.v. de réf.
ETP [mm]	34		66		60		63		
Epoque	3		1		2		1		
	Q_0 est. [l/s]	Q_0 obs. [l/s]	Q_0 est. [l/s]	Q_0 obs. [l/s]	Q_0 est. [l/s]	Q_0 obs. [l/s]	Q_0 est. [l/s]	Q_0 obs. [l/s]	$ls^{-1}km^{-2}$
Parimbot à Ecublens ($S=6.7km^2$)	34.0 (-3%)	35.0	11.0 (+2 %)	10.0	39.0 (-5 %)	41.0	18.0 (-33%)	27.0	Réf.
Mentue à Donmartin ($S=12.5km^2$)	128.8 (-8%)	140.0	68.8 (+15 %)	60.0	121.0 (+1%)	120.0	82.8 (-18%)	100.0	+3.9
Broye à Payerne ($S=392.0km^2$)	3136.0 (-16%)	3750.0	1764.0 (+24%)	1420.0	3410.0 (-5%)	3600.0	2195.0 (-35%)	3390.0	+2.9*
Biberenkanal à Kerzers ($S=51.1km^2$)	398.5 (-9%)	440.0	219.7 (-12%)	250.0	435.0 (-30%)	620.0	276.0 (-23%)	360.0	+2.7
Sarine à Thöris-haus ($S=352.0km^2$)	recharge		2675.0 (+9%)	2450.0	4154.0 (+17%)	3540.0	3062.0 (-24%)	4020.0	+6.0*
Langeten à Huttwil ($S=59.9km^2$)	904.5 (-12%)	1030.0	671.0 (+3%)	650.0	946.0 (-7%)	1020.0	761.0 (-30%)	1080.0	+10.0*
Emme à Burgdorf ($S=673.0km^2$)	recharge		3971.0 (-21%)	5040.0	7067.0 (-17%)	6066.0	recharge		+4.7*
Murg à Wängi ($S=38.0km^2$)	671.0 (-18%)	820.0	390.0 (-28%)	540.0	718.0 (-24%)	940.0	recharge		+3.4
Aach à Salmsach ($S=48.5km^2$)	247.0 (-22%)	320.0	73.0 (-34%)	110.0	277.0 (+20%)	230.0	126.0 (-3%)	130.0	-0.1
Rietholzbach à Mosnang ($S=3.3km^2$)	17.8 (+15%)	15.5	5.9 (-21%)	7.5	19.8 (-19%)	24.4	recharge		+0.2
Necker à Mogels-berg ($S=88.2km^2$)	600.0 (-6%)	640.0	282.0 (-19%)	350.0	653.0 (-5%)	690.0			+1.6
Barona à Bignasco ($S=122.0km^2$)	recharge		744.0 (-16%)	890.0	1305.0 (+11%)	1180.0	927.0 (-36%)	1450.0	+4.9*

* écart calculé sur la base de l'annuaire hydrographique.

Les résultats peuvent certes être améliorés dans la partie Est de la Suisse en se basant sur un bassin de référence issu de cette zone. Il est toutefois intéressant de noter que les applications à des bassins de cette région, et même à un bassin du Tessin, ont fourni des résultats satisfaisants. Dans tous les cas nous avons pris le bassin versant du Parimbot à Ecublens comme bassin de référence. On notera aussi l'apparente applicabilité de cette méthode de prévision aux bassins versants de plus de 100 km^2.

2.5 Conclusions

Le tableau suivant résume les différentes approches proposées en vue de l'estimation des débits d'étiage. Nous distinguons deux catégories, à savoir: les cours d'eau avec mesures de débits et les cours d'eau sans mesures de débits.

Tableau 2.10 Méthodes d'estimation des débits d'étiage

Réponse Hydrologique étudiée	Stations avec mesures (de référence)	Stations sans mesures
Séries globales	① détermination de la fonction de transfert calibrée (déconvolution, min. 4 ans d'obs.)	
	②	construction de la fonction de transfert synthétique
	③ . reconstitution des débits historiques . établissement de la courbe des débits classés . ajustements statistiques des débits observés et/ou calculés ⬇ $Q_{min}(T)$, DC_{10}, etc	
Séries partielles	④ étude multirégressive des paramètres Q_o, α et Q_{min} ⬇ $Q_{min} = Q_o e^{-\alpha t}$	pour l'instant pas possible
Segments de tarissement	⑤ . détermination des courbes caractéristiques de tarissement par époque (Pereira) . établissement du critère climatologique pour le choix des époques . établissement de courbes de variation des débits spécifiques minimums instantanés ⬇ $Q(t) = Q_o e^{-\alpha t}$	⑥ correction à l'aide des cartes ⬇ $Q_x(t) = Q(t) + \Delta Q$

Suivant la disponibilité de données à une ou plusieurs stations de références nous pouvons mettre en oeuvre les méthodes suivantes (les numéros se réfèrent au tableau 2.10):

Tableau 2.11 Utilisation des méthodes en fonction de la disponibilité des données

Données disponibles	Méthodes applicables Stations avec	Stations sans	Précision
longues séries (> 10 ans)	1,3	2,3,5,6	bonne
courtes séries (< 4 ans)	1,3	2.3.5.6	variable
épisodiques-continues	2,3	2,3,5,6	variable
épisodiques-ponctuelle	2,3	2,3,5,6	variable

Les différentes méthodes développées ou adaptées dans le cadre de la présente étude permettent la prédétermination d'un débit minimal "garanti" (par ex. l'exprapolation de la courbe caractéristique de tarissement). Il s'agit de méthodes susceptibles d'évoluer dans la mesure où leur élaboration, faite sur la base de peu de données, n'a pas pu être suffisamment testée et vérifiée.

Les connaissances actuelles permettent la prévision des débits d'étiage pour tout point du Plateau avec une précision d'environ 20%. L'échéance de la prévision est cependant limitée à quelques jours ou semaines (période sans précipitations).

On notera d'autre part la grande difficulté de déterminer correctement le début de la prévision et le débit initial correspondant. Il est alors indispensable de disposer d'au moins quelques jours d'enregistrement à la station de référence pour pouvoir déceler la dernière période de recharge avec son influence sur les débits.

Lors de la prévision des débits minimums, il n'est pas encore possible d'y inclure les périodes de recharge. Ces dernières peuvent cependant être prises en compte dans la méthode de convolution, en se basant sur les précipitations. Une telle méthode ne peut donc convenir qu'à la reconstitution de séries et à la prédétermination des débits, à moins de faire parallèlement la prévision des précipitations.

L'explication multirégressionnelle des paramètres hydrologiques par des grandeurs morphologiques, géologiques et clima-

tiques a permis de trouver un regroupement des différents bassins versants en trois classes distinctes. Le nombre de données à la base de ce classement ne permet cependant pas de tester les critères objectifs d'attribution d'un nouveau bassin à l'un ou l'autre des groupes. La méthodologie, bien que prometteuse, n'est pour l'instant pas applicable à grande échelle.

Des cartes iso-débits spécifiques d'étiages permettent l'extrapolation spatiale des débits minimums mesurés ou prévus aux stations sans mesures directes. Les cartes sont basées sur la connaissance simultanée des débits d'étiages d'un grand nombre de points d'une région. Cette information peut s'obtenir par des campagnes de mesures adéquates, telles que celles exécutées dans le cadre de ce projet en été 1983.

Les cartes iso-débits spécifiques établies sur la base de mesures instantanées sont valables pour l'ordre de grandeur de la fréquence attribuée à ces mesures. Une couverture de toutes les fréquences n'est pour l'instant pas possible et demande encore quelques réflexions et données complémentaires.

Le type de fonction de transfert synthétique proposé (superposition de deux triangles) est certes très simplifié. Il demande en outre une vérification sur un grand nombre de bassins versants. En fonction du résultat de ces vérifications il sera possible d'apporter d'éventuelles améliorations à cette fonction de transfert synthétique.

On ne perdra cependant pas de vue l'avantage incontestable de la fonction de transfert synthétique proposée, à savoir sa simplicité. La convolution peut ainsi être effectuée sur n'importe quelle machine (une calculatrice HP41 CV par exemple).

D'une manière générale, nous nous sommes efforcés, tout au long de la présente étude, d'améliorer des méthodes, peut-être complexes dans leurs éléments, mais simples d'application (données faciles à obtenir, support pratique, etc). Les résultats de notre étude constituent un premier pas vers l'estimation des débits à des stations sans mesures directes et nous espérons qu'ils puissent constituer la base de futurs travaux de recherche dans ce domaine.

Seule une application aussi large que possible des méthodes proposées, même si elles ne sont pas toujours optimales, peut rassembler les éléments nécessaires à leur amélioration.

Un effort soutenu doit être fourni par les autorités pour permettre l'acquisition rapide des informations hydrogéologiques indispensables à des études dans le domaine des basses eaux et des étiages. Ces informations font actuellement cruellement défaut.

Il en va de même en ce qui concerne la quantité et la qualité des données hydrologiques en période des basses eaux actuellement disponibles.

2.6 Problèmes non-résolus et suggestions

Les travaux de recherche effectués dans le domaine des basses eaux et des étiages dans le cadre du présent projet ont mis en évidence un certain nombre de questions, qui n'ont pas pu trouver une réponse dans le temps imparti au projet. Nous avons donc jugé utile d'établir une liste des principaux problèmes non-résolus, problèmes qui peuvent constituer autant d'idées pour de futures recherches.

1. Mesures des basses eaux: Actuellement un grand nombre de stations de mesures du Service hydrologique national et d'autres Institutions, ne se prêtent pas à la mesure des basses eaux et des étiages. Il conviendrait donc
   - d'adapter là où cela est possible, l'équipement à une telle mesure (par exemple canal basses eaux)
   - d'installer des limnimètres à minimas sur un grand nombre de stations.

2. Connaissances hydrogéologiques : Les seules informations hydrogéologiques disponibles sur le Plateau suisse se limitent actuellement à l'Atlas de la Suisse, soit à une carte à l'échelle 1:500'000, exception faite de la région du Lac de Constance, où une carte à l'échelle 1:100'000 existe. Une couverture intégrale du Plateau suisse (voire de la Suisse) à une échelle d'au moins 1:100'000 est indispensable et urgente.

3. Test des méthodes : Les différentes méthodes élaborées doivent être testées sur de nouvelles données inexistantes pour l'instant (pt. 1).
   Des mesures complémentaires sur quelques stations non prises en compte actuellement doivent donc être effectuées au préalable (environ 4 ans).

4. Fonction de transfert : La convolution à l'aide de la fonction de transfert synthétique proposée doit être effectuée sur un grand nombre de cours d'eau et les résultats comparés aux mesures (pt. 1). Ceci permettra de juger de la validité de cette fonction de transfert synthétique et si nécessaire, de l'améliorer.

5. Variation du débit : Les cartes iso-débits spécifiques peuvent actuellement être établies pour des parties du Plateau suisse sur la base de notre campagne de mesures de l'été 1983. Ces valeurs correspondent à un temps de retour d'environ 2 à 3 ans. Nous ne connaissons actuellement pas la configuration des lignes iso-débits spécifiques pour d'autres temps de retour.

6. Autres régions : Les résultats présentés sont valables pour le Plateau suisse exclusivement. Une étude complémentaire devrait donc permettre d'étendre ces connaissances aux autres régions de la Suisse et d'adapter les méthodes aux nouvelles conditions.
Exemple: les étiages hivernaux des Alpes, peuvent-ils être approchés de manière semblable aux étiages estivaux du Plateau?

2.7 Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier très sincèrement toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont collaboré à la réussite du présent travail. Nos remerciements vont tout particulièrement aux personnes et institutions extérieures au projet qui nous ont aidées spontanément lors des campagnes de mesures ou encore fourni de nombreux renseignements fort utiles.

2.8 Définitions des termes utilisés

Basses eaux : Faibles débits, écoulement en période sèche

Courbe des débits classés : Courbe représentant l'analyse fréquentielle des débits journaliers (cumuls) classés par ordre croissant ou décroissant

Courbe de tarissement: Courbe chronologique décroissante des débits en période sèche (suit la fin de la décrue)

Débit caractéristique: Débit atteint ou dépassé X jours (mois) par année. Les débits caractéristiques peuvent être lu sur la courbe des débits classés

Epoque : Période hydrologique homogène du point de vue du tarissement

Etiage : Débits les plus faibles d'un cours d'eau
- étiage annuel: débit le plus faible de l'année (hydrologique ou calendaire)
- étiage exceptionnel ou absolu: débit le plus faible jamais observé

Fonction de transfert: (= réponse impulsionnelle), fonction permettant le passage des pluies nettes aux débits; se détermine par déconvolution d'une série de pluies et de débits du bassin versant

Prédétermination : Détermination d'une grandeur avec une probabilité d'apparition, mais sans échéance spatio-temporelle précise

Prévision : Détermination d'une grandeur avec une échéance spatio-temporelle précise

Recharge : Augmentation du débit de la rivière ou des réserves d'eau dans le sol par apport extérieur (précipitations par exemple)

Sous-écoulement : Partie du débit de la rivière qui passe en dehors (en gén. par dessous) la section de mesure

Tarissement : Décroissance du débit d'un cours d'eau dans le temps en l'absence d'alimentation extérieure (précipitations).

2.9 Symboles utilisés

α ou ALFA	: coefficient de tarissement
α_G	: partie du coefficient de tarissement imputable à la géologie
α_C	: partie du coefficient de tarissement imputable à la climatologie
C	: indice climatique $C = \Sigma P_i - 3\bar{T}_{16}$
ETP	: évapotranspiration potentielle (Primault ou Turc)
$\overline{ETP}$	: évapotranspiration potentielle lissée
ETR	: évapotranspiration réelle
GEO ou G	: indice géologique
H_{min}	: altitude minimale du bassin versant
H_{max}	: altitude maximale du bassin versant
$H_{80\%}$	: altitude correspondant à 80% de la surface du bassin versant (courbe hypsométrique)
ΔH_1 ou TH	: dénivellation maximale du bassin versant ($H_{max}-H_{min}$)
ΔH_2	: dénivellation des 20% aval du bassin versant ($H_{80\%}-H_{min}$)
i	: indice courant
$\bar{K}_{b.v.}$	: perméabilité moyenne pondérée du bassin versant
L	: longueur du thalweg (base CN 1:25'000)
L_{tot}	: longueur du chevelu hydrographique du bassin versant
N_i	: numéro d'ordre de Strahler
PJ	: pluie journalière
PRJ	: pluie ruisselée journalière
PNRJ	: pluie non ruisselée journalière
PE_i	: pluie efficace du mois i
P_{WIN}	: précipitations totales de l'hiver (octobre - mars)
P_{57}	: précipitations totales mai - juillet
Q(t)	: débit en fonction du temps
Q_o	: débit initial
QMIN	: débit minimal
q_o ou QS	: débit spécifique
Δq	: résidu du krigeage des débits spécifiques (campagne 1983)
RB	: coefficient de bifurcation
RD	: densité du drainage
RL_i	: longueur du cours d'eau d'ordre i d'après Strahler (base CN 1:25'000)
RMAX	: réserve maximale ou capacité maximale d'emmagasinement du bassin versant
r_a	: rapport entre la surface de résistivité électrique apparente supérieure à 70 Ohm.m et la surface totale du bassin versant
S	: surface du bassin versant
T	: temps de retour

T_{16} : température moyenne des mois janvier à juin
T_{57} : température moyenne des mois mai à juillet
T_b : temps de base ou longueur de la fonction de transfert
t : temps
τ : pas de temps choisi pour la pluie
TO : orientation du bassin versant
TP : indice de pente du bassin versant ($L/\Delta H_1$)
u ou $u(\tau_i t_i)$: valeur de la réponse impulsionnelle ou de la fonction de transfert
u_{max} : ordonnée max. de la fonction de transfert
u'_{max} : ordonnée max. (fictive) de la queue de la fonction de transfert pour t = o

2.10 Bibliographie

ASCHWANDEN, H., WEINGARTNER R. (1984: Die Abflussregimes der Schweiz. Teil. 2: Mittelländische und jurassische Abflussregimes. Geogr. Institut der Univ. Bern, 94 p. + Annexes (3p.).

BALLERINI, S. (1982: Etude du tarissement du Bassin du Parimbot à Ecublens (FR). Travail de diplôme EPFL, IGR, 50 p. + Annexes (46 p.)

BRUSCHIN, J., FALVEY, H. (1974): Risques relatifs aux crues. EPFL-HYDREP. No 141, 18 p.

C.T.G.R.E.F. (1976): Méthode de déconvolution par projection. Problème linéaire, programme DECONV. C.T.G.R.E.F.-Groupement de Bordeaux, Section de Génie rural, 17 pages + Annexes (19 p.).

DE MARSILLY, G., POITRINAL, D. (1973): Méthode de déconvolution par projection, principe et applications (séminaire GUTS sur la déconvolution, C.E.N.G.-Grenoble, juin 1973). Centre Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines, Paris, 25 p.

EVARD, D. (1984a): Drainage du bassin versant. Note interne IGR, 9 p.

Evard, D. (1984b): Approche paramétrique de l'aspect spatio-temporel du tarissement. Note interne IGR, 12p.

FORSTER, F., KELLER, H. (1985): Etude multivariate et estimation des paramètres hydrologiques, aspect spatial. EPFL-IGR et EAFV. Rapport FNRS No 10, 24 p. + Annexes (20 p.).

GLOOR, R. (1983): Journées d'étude en hydrologie de surface du 29 juin 1983 - Basses eaux et étiages, compte rendu. EPFL-IGR No 175, 102 p. + Annexes (19 p.).

GLOOR, R., WALTER, M. (1984): Campagne de mesure été 1983, EPFL-IGR, Rapport FNRS No 4, 12 p. + Annexes (72 p.)

GLOOR, R., WALTER, M. (1985a): Estimation des débits d'étiage sur des cours d'eau sans mesures directes. Rapport final FNRS, EPFL-IGR, 85 p. + Annexes (25 p.)

GLOOR, R., WALTER, M. (1985b): Manuel d'utilisation de la méthode de convolution. Rapport FNRS No 8, EPFL-IGR.

GLOOR, R., WALTER, M. (1985c): Prévision à court terme des débits d'étiage sur le Plateau suisse. Ingénieurs et Architectes suisses, à paraître.

GLOOR, R., WALTER, M. (1985d): Reconstitution des débits minima mensuels, à paraître.

GRANDJEAN, P. (1982): Etude des périodes de faibles précipitations. Mémoire de 3ème cycle, IGR, 24 p. + Annexes (65 p.).

GUILBOT, A., AVALOS-LINGAN, R. (1976): Prévision des étiages de l'Oise à Sempigny. Méthode purement probabiliste. Laboratoire d'Hydrologie Mathématique de Montpellier, 32 p.

JATON, J.F. (1982): Contribution à l'étude des relations pluies-débits dans les petits bassins versants ruraux. Thèse EPFL No 453, 171 p. + Annexes (18 p.).

JATON, J.F. (1983): Etude monographique succinte du bassin versant du Parimbot. EPFL-IGR No 168, 20 p. + Annexes (28 p.)

LARRAS, J. (1972): Prévision et prédétermination des étiages et des crues. Ed. Eyrolles, Paris 159 p.

MARX, M., WALTER, M. (1983): Etude des étiages du bassin versant de la Mentue en fonction de l'ETP et de la pluviométrie. Rapport interne IGR, 18 p. + Annexes (50 p.)

MEYER DE STADELHOFEN, C. (1978): Atlas des résistivités apparentes du moyen pays vaudois. Service cantonal vaudois de l'urbanisation. Cahier de l'aménagement régional No 15. Lausanne, 19 cartes.

MICHELET, C. (1979): Prévision de l'étiage à l'échelle fine à l'aide de l'information pluviométrique application à la réestimation des risques d'étiages dans le cas d'information incomplète. EDF, Chatou, 61 p. + Annexes (56 p.)

PEREIRA, L.S. (1977): Etude de tarissement sur des petits bassins versants de montagne. Institut d'Hydromécanique et d'Aménagement des Eaux. EPFZ, 265 p.

PERRET, T. (1983): Etude de la répartition spatio-temporelle des débits spécifiques d'étiage des cours d'eau de Plateau suisse, analyse des résultats de la campagne de mesure 1983. Travail de diplôme EPFL.

SCHMIDT, F. (1982): Détermination des débits d'étiages des cours d'eau représentatifs de quelques régimes hydriques. Travail de diplôme EPFL, 97 p. + 2 Annexes (442 p.).

SCHMIDT, F. et al. (1983): Inventaire des stations. Rapport FNRS No 2, EPFL-IGR, 11 p. + Annexes (45 p.)

THIERRY, D. (1977): Calculs de pluies efficaces au pas de temps journalier avec les sous-programmes CLIMAT et CLIDAT. BRGM, Orléans.

WALTER, M. (1982): Etude bibliographique. Rapport FNSR No 1. EPFL-IGR, 27 p. + Annexes (2 p.).

WALTER, M., JATON, J.F. (1983): Synthèse méthodologique. Rapport FNRS No 3. EPFL-IGR, 20 p.

WALTER, M. (1984): Détermination of aview interannuel drought's characteristics of Swiss watersheds using simple climatological datas. Précongrès SY No 30 au 25ème Congrès International de Géographie, Friburg i. Br, 9 p.

WALTER, M. (1985a): Dossier de données. Note interne IGR.

WALTER, M. (1985b): Reconstitution des débits mensuels d'étiage de petits bassins versants. 4ème Congrès Mondial sur les Ressources en Eau, Bruxelles, pp 1085-1095.

WALTER, M., JATON, J.F. (1985): Estimation des débits d'étiage et des disponibilités en eau pour l'irrigation des bassins versants de la Serine, de la Promenthouse, de l'Asse et du Boiron de Nyon. EPFL-IGR, 43 p. + Annexes (25 p.).

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE NR. 33, 1986

ABSCHÄTZUNGEN IM MITTELWASSERBEREICH

H. Aschwanden, R. Weingartner

Geographisches Institut der Universität Bern,
Abt. Gewässerkunde, Hallerstrasse 12, Bern

3. ABSCHAETZUNGEN IM MITTELWASSERBEREICH

(Mit einer Kartenbeilage im Anhang)

Zusammenfassung

Das gesteigerte Nutzungsinteresse am Rohstoff 'Wasser' erfordert die zuverlässige Kenntnis des Abflussverhaltens von Einzugsgebieten. Wo Messungen fehlen, ist der Hydrologe gezwungen, die Abflussverhältnisse abzuschätzen. Die vorliegende Untersuchung leistet einen Beitrag zur Methodik der Abschätzung von langjährigen Monatsmitteln des Abflusses in schweizerischen Einzugsgebieten (10-500 km^2). Da im alpinen Raum die Messung und die Aufbereitung der relevanten klimatischen Einflussgrössen noch heute sehr grosse Schwierigkeiten bieten, wird ein Verfahren vorgeschlagen, das auf der Abschätzung des mittleren Jahresabflusses und auf der Uebertragung der monatlichen Pardé-Koeffizienten einer Repräsentativstation beruht.

Résumé

L'intérêt d'utilisation des ressources en eau va en augmentant, ce qui rend nécessaire une meilleure connaissance des conditions d'écoulement dans les bassins versants. En l'absence de mesures, les hydrologues sont obligés de faire des estimations de ces conditions d'écoulement. Le présent rapport devrait contribuer à améliorer les méthodes de détermination des débits moyens mensuels dans les bassins versants de Suisse (10-500 km^2). Parce que la mesure des principales caractéristiques du climat en montagne est aujourd'hui encore très difficile, de même que le traitement de ces données, on propose ici une méthode basée sur l'estimation des débits moyens annuels et le transfert des coefficients d'écoulement selon Pardé d'un bassin représentatif.

Abstract

The intensified interest in the natural resource 'water' demands a sure knowledge of the runoff process in drainage basins. If measurements are lacking, one is forced to estimate the discharge conditions. This paper contributes to better methods for predicting the mean monthly discharge in Swiss catchments (10-500 km^2). Because the measurement of the climatic controlling factors in an alpine region is still today difficult, a simplified method based on the transfer of the mean monthly (Pardé-) runoff coefficients is presented here.

3.1 Einleitung und Problemstellung

Von alters her bilden Flüsse die Lebensader einer Landschaft. Der Mensch ist vielfältig mit dem Gerinneabfluss, dessen Menge und Schwankung verbunden: Wasserkraft, Wasserversorgung, Vorflutung, Bewässerung, Schiffahrt und Erholung einerseits, hydrologische Risiken andererseits sind nur einige Stichworte. Der gesteigerte Nutzungsanspruch an den Rohstoff 'Wasser' erfordert eine zuverlässige Kenntnis des Abflussverhaltens von Einzugsgebieten. Je nach Fragestellung werden für die anzuwendenden Berechnungsverfahren Hoch- oder Niedrigwasserabflusswerte mit ihren Auftretenswahrscheinlichkeiten oder aber spezielle Mittelwerte wie Jahres-, Monats- oder Tagesmittel benötigt. Wegen der zeitlich stark wechselnden Abflussverhältnisse liegen den Berechnungen meist langjährige Abflussmessreihen zugrunde. Die tägliche Praxis zeigt nun, dass lange, aussagekräftige Abflussmessreihen am Ort der Planung resp. des Projektes vielfach fehlen. Oft sind sogar in der Nähe jener Stelle, wo die Abflussverhältnisse bekannt sein sollten, keine Messdaten verfügbar. Der Hydrologe oder der Ingenieur ist in solchen Fällen gezwungen, die zur Lösung notwendigen Abflussdaten abzuschätzen.

Während beispielsweise in anderen Ländern für den Mittelwasserbereich Karten der Abflussmengen oder sogar Abschätzformeln vorliegen, besteht für schweizerische Einzugsgebiete diesbezüglich eine Forschungslücke. Wohl veröffentlichten Kasser und Schweizer(1955), Binggeli(1974), de Quervain (1979), Jensen(1979), Lang(1979), Jaton(1980) und andere verschiedene Untersuchungen; die Gültigkeit der vorgeschlagenen Modelle ist jedoch zeitlich oder räumlich sehr eng begrenzt. Obwohl die hydrologische Forschung in der Schweiz einen hohen Stand erreicht hat und viele Einzugsgebiete im Detail erforscht sind, fehlen Gesamtübersichten in planungsrelevanten (mittleren) Massstäben, die grossräumige Einblicke in die Abflussverhältnisse vermitteln (Weingartner 1985).

Für den Mittelwasserbereich ergab sich aus dem Nationalfonds-Projekt heraus konkret folgende Problemstellung:

- Welche Berechnungsmethoden sind für die Abschätzung der mittleren Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung geeignet ?
- Welche Grundlagendaten sind notwendig, um diese Methoden anwenden zu können ?
- Welche Verbesserung der Aussagezuverlässigkeit kann gegenüber den bisher angewandten Berechnungsmethoden erreicht werden ?
- Welche Modelle eignen sich für die Beschreibung der Abflussverhältnisse in was für Typen von Einzugsgebieten ?

Der letzte Punkt zielt auf eine Raumgliederung der Schweiz nach Abflussregimes, welche das Abflussverhalten der Einzugsgebiete integral zu charakterisieren vermögen (Aschwanden, Leibundgut u. Weingartner 1984). Als Abflussregime wird hier der mittlere Jahresgang des Abflusses, dargestellt durch die

Quotienten Monatsabfluss/Jahresabfluss (Pardé-Koeffizienten, in der hydrogeographischen Literatur auch als Abflusskoeffizienten bezeichnet), verstanden (Pardé 1933).

Von der Thematik her sind die hier zur Diskussion stehenden Abschätzverfahren deutlich von den Prognoseverfahren zu unterscheiden, die, basierend auf der Kenntnis eines beobachteten oder allenfalls prognostizierten meteorologischen oder hydrologischen Geschehens, Ausmass und Zeitpunkt eines Ereignisses beinhalten. Während die deutsche Sprache nur den Terminus 'Vorhersage' kennt, macht die englische Sprache diesen Unterschied mit den Begriffen 'forecast' und 'prediction', wobei der letztere für die probabilistische Aussage in unserem Sinne steht.

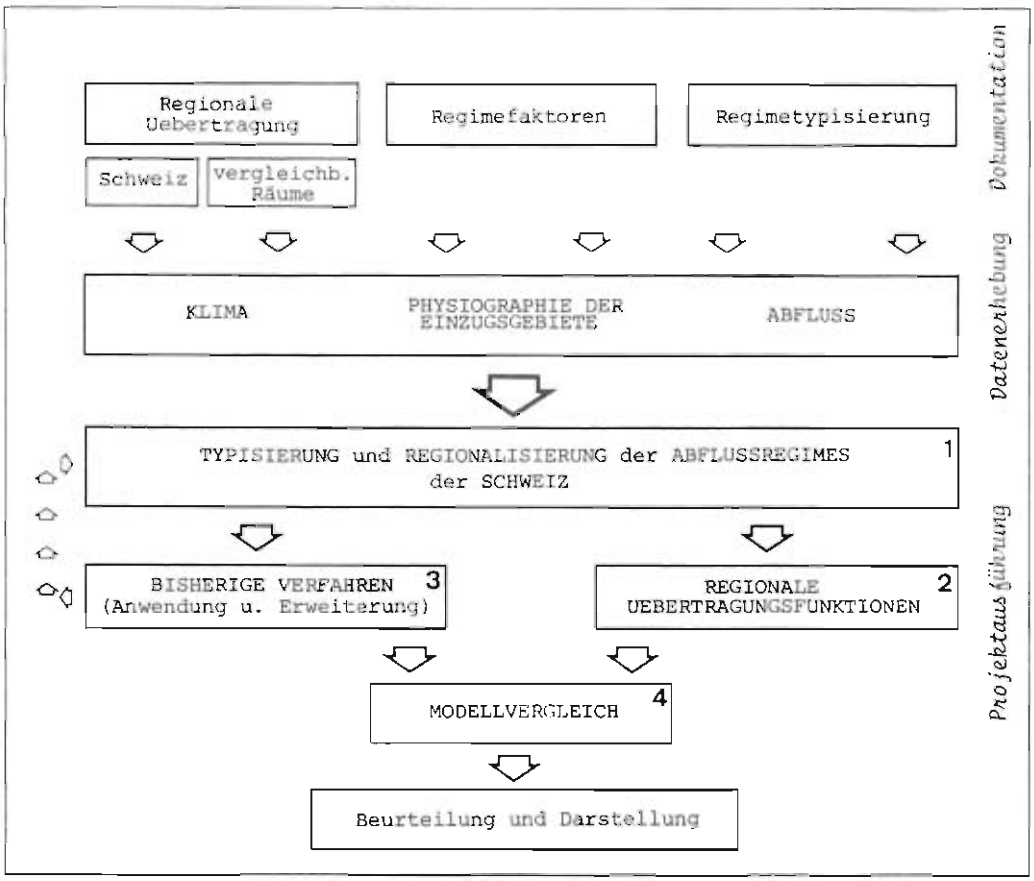
3.2 Forschungskonzept

Aufgrund der Problemstellung ergibt sich das folgende Forschungskonzept, das die drei Phasen Dokumentation, Datenbeschaffung und Projektausführung beinhaltet (Fig. 3.1):

A. Dokumentation

Regimetypisierung: Infolge des hohen Stellenwertes der Abflussregimetypisierung muss die Dokumentation diesen Aspekt besonders berücksichtigen: Die Regionalisierung der Schweiz nach Abflussregimes erlaubt nämlich einerseits eine Abschätzung des saisonalen Abflussverhaltens, andererseits wird damit auch eine wichtige, räumliche Basis zur Bildung von regionalen Uebertragungsfunktionen und zur Ueberprüfung bisher angewandter Schätzverfahren geschaffen. Intensive Bemühungen auf dem Gebiet der Abflussregimeforschung sind vor allem Ende der 1960er Jahre zu verzeichnen. Sie fanden ihren Niederschlag in Keller et al.(1968). Verschiedene Autoren, so unter anderen auch der 'Begründer' der Regimeforschung, M. Pardé, befassten sich mit den schweizerischen Verhältnissen (Kap. 3.4). Diese Arbeiten bilden die Grundlagen zu dieser Untersuchung. Es ist zu prüfen, inwieweit diese Arbeiten und ihre Typisierungsansätze für eine gesamtschweizerische Erfassung der Abflussregimes Verwendung finden können.

Regionale Uebertragung: Die vorliegende Untersuchung lässt sich gemäss der Problemstellung und der Zielsetzung in die Forschungsrichtung der 'Regionalen Uebertragung hydrologischer Messergebnisse und Modelle' einordnen. Angesichts der Tatsache, dass sich einerseits der Wissenschafter immer stärker spezialisiert, andererseits dem Planer trotz neuen Erkenntnissen nur wenige Entscheidungsgrundlagen zur Verfügung stehen, gewinnt dieser Forschungszweig zunehmend an Bedeutung, wie auch die steigende Anzahl der Publikationen beweist. Der gesteigerte Nutzungsanspruch an das Wasser zwingt heute die Hydrologen dazu, ihre meist in der topologischen Dimension gewonnenen Erkenntnisse auf planungsrelevante Di-



Figur 3.1 Methodisches Vorgehen aufgrund des Forschungskonzeptes:
1 Regionalisierung der Schweiz nach Abflussregimes
2 Berechnung von regionalen Uebertragungsfunktionen
3 Anwendung und Anpassung bisheriger Verfahren
4 Vergleich und Beurteilung

mensionen umzusetzen. Die Literaturstudien sollen darüber Aufschluss geben, welche dieser Verfahren für schweizerische Verhältnisse geeignet sind bzw. modifiziert werden können.

Steuerfaktoren: Obwohl die abflusssteuernden Regimefaktoren grundsätzlich bekannt sind, stellt sich immer wieder die Frage, mit welchen einfach zu erhebenden Variablen die Regimefaktoren beschrieben werden können. Vor allem bei den Einzugsgebietsfaktoren, insbesondere bei der Erfassung der hydrogeologischen und pedologischen Verhältnisse, herrschen diesbezüglich unterschiedliche Auffassungen. Leibundgut (1984:153) beispielsweise schlägt als wichtigste Messgrössen die Fläche, die Höhenlage, die Hangneigung, Durchlässigkeitsbeiwerte und die Landnutzung mit den Kategorien Wald, Dauergrünland, Ackerland, Siedlung, vegetationslose Flächen, Was-

serflächen und Retentionsflächen (Sumpf, Moor) vor. Offen bleibt vorerst die statistische Relevanz dieser physiographischen Charakteristika für den Abfluss. Eine Analyse der bisher angewandten regionalen Uebertragungsfunktionen kann dazu weitere Aufschlüsse geben.

B. Datenbeschaffung

Aufgrund der Resultate der Dokumentationsphase lässt sich abschätzen, welche Daten notwendig sind, um die Projektarbeiten auszuführen. Ein besonderes Augenmerk gilt dem Umstand, dass die Daten gesamtschweizerisch verfügbar sein müssen, damit die Resultate der Untersuchung gemäss der Zielsetzung des Projektes unmittelbar der Praxis zugänglich gemacht werden können.

C. Projektausführung

Die Projektausführung beinhaltet folgende Arbeitsschritte (Fig. 3.1):

1. Regionalisierung der Schweiz nach Abflussregimes:

Das Ziel dieses Arbeitsschrittes besteht in einer Raumgliederung der Schweiz nach natürlichen, anthropogen unbeeinflussten Abflussregimes. Die Regimetypisierung erfolgt auf der Basis der dimensionslosen Regimekurve, also der Ganglinie der langjährigen monatlichen Abflusskoeffizienten nach Pardé (1933). Die Resultate werden kartographisch dargestellt.

2. Anwendung, Anpassung und Erweiterung bisheriger Verfahren

Die bisher angewandten oder neu publizierten Verfahren werden auf ihre Eignung für schweizerische Einzugsgebiete geprüft. Wo zwingend und möglich, werden Anpassungen und Erweiterungen vorgenommen.

3. Berechnung von regionalen Uebertragungsfunktionen:

Als Alternative zu den bisher angewandten Abschätzverfahren wird ein Modell geprüft, das auf der Approximation der Abflussregimekurve durch Fourierreihen beruht. Für die Parameter der Fouriergleichungen werden mit statistischen Methoden Schätzgleichungen berechnet. Als Prädiktoren dienen Variablen, die die hydrometeorologischen Verhältnisse und die physiographischen Charakteristika der Einzugsgebiete beschreiben. Das so konzipierte Modell gestattet es, bei Eingabe aktueller Variablenwerte über die Schätzung der Parameter der Modellfunktion eine Berechnung der gesuchten Abflussganglinie vorzunehmen.

4. Vergleich und Beurteilung der Verfahren:

In einem letzten Arbeitsschritt werden die verschiedenen Verfahren miteinander verglichen. Die Raumgliederung der Schweiz

nach Abflussregimes bildet die räumliche Basis für den Vergleich. Die Beurteilung der Verfahren erfolgt anhand der Uebereinstimmung von berechneter und tatsächlich beobachteter Abflussganglinie mit Hilfe der Reststreuung. Mit diesen Grundlagen können Empfehlungen zuhanden der Praxis ausgearbeitet werden.

3.3 Forschungsstand und Datenlage

3.3.1 Verfahren der regionalen Uebertragung

Die Verfahren der regionalen Uebertragung lassen sich aufgrund der Verknüpfung der Zielgrösse mit den steuernden Faktoren grob in statistische (empirische) Verfahren und Verfahren der Bilanzierung des Wasserkreislaufes einteilen. Der Stand der Forschung bezüglich der Abschätzverfahren für Monats- und Jahreswerte des Abflusses ist wie folgt zu beurteilen:

- Als regionale Uebertragungsfunktionen werden vorzugsweise statistische Modelle angewendet; insbesondere haben die Regressionsverfahren dank ihrer einfachen Struktur und der leichten Handhabung (auch bezüglich Rechenaufwand) weite Verbreitung gefunden. Gegenüber anderen Verfahren weisen sie den Vorteil auf, dass ihre Güte anhand von geeigneten statistischen Masszahlen der Modelleichung beurteilt werden kann. Dies ist beispielsweise bei der Uebertragung des spezifischen Abflusses eines gemessenen Gebietes auf ein ungemessenes nicht ohne weiteres möglich.

- Die Niederschlags- und Temperaturverhältnisse sind die wichtigsten Einflussgrössen. Obwohl bei regressionsanalytischen Verfahren oft Variablen zur Kennzeichnung der physiographischen Charakteristika - teilweise sogar in grosser Zahl - mitberücksichtigt werden, erweisen sie sich nur selten als signifikant. Es scheint, dass bei einer Mittelwertsbetrachtung der Einfluss der physiographischen Verhältnisse der Einzugsgebiete etwas überschätzt wird. Untersuchungen, die ausschliesslich physiographische Charakteristika als Einflussgrössen verwenden, zeigen, dass mit einem solchen Ansatz nur mässige Resultate erzielbar sind.

- Die Abschätzung des mittleren Jahresabflusses durch klimatische Einflussgrössen weist eine höhere Schätzgenauigkeit auf als die Schätzung der Monatsabflüsse, wo verstärkt die Retentionseigenschaften der Einzugsgebiete zum Tragen kommen. Gerade die quantitative Erfassung dieser entscheidenden physiographischen Charakteristika bereitet Mühe. Verbesserungen lassen sich dadurch erzielen, indem man den Abfluss und allenfalls die Niederschläge der Vormonate in die Berechnung miteinbezieht, d.h. die Regressionsmodelle um eine autoregressive Komponente erweitert.

  In der Schweiz stellt sich das Problem der geeigneten Variablen für die Abschätzung der Monatsabflüsse in besonde-

rem Masse: die meisten Regimetypen sind glazial oder zumindest nival geprägt, d.h. mittel- und langfristige Speicherung sind bedeutende Abflusssteuerfaktoren. Dieser Abflusssteuerung wird man mit dem Niederschlag und der Temperatur als Einflussgrössen - sie allein sind gesamtschweizerisch verfügbar - kaum gerecht. Aus dieser Sicht scheint es zum jetzigen Zeitpunkt wenig empfehlenswert, monatliche Schätzgleichungen anzustreben.

- Zeitreihenmodelle erweisen sich für die Verlängerung von Abflussmessreihen als sehr wertvoll. Ihrer raumvarianten Erweiterung im Sinne von regionalen Uebertragungsfunktionen sind Grenzen gesetzt (Streit 1979). Aehnliches gilt auch für diskriminanzanalytische Modelle. Sie erlauben es zwar, mit Hilfe von Messwerten des Niederschlags, der Temperatur und der naturräumlichen Ausstattung eines Einzugsgebietes vorherzubestimmen, in welche vorher festgelegte Abflussklasse die aus den gegebenen Bedingungen resultierenden Abflussverhältnisse gehören. Da diese Identifikationsanalyse nur eine Zuteilung zu einer Klasse vornimmt, hängt die praktische Anwendbarkeit der diskriminanzanalytischen Verfahren stark von der Zielsetzung und den Genauigkeitsansprüchen (Klassenbildung) des Anwenders ab.

- Die Bilanzierung des Wasserkreislaufes als Möglichkeit der Abschätzung des Abflusses an einer Stelle ohne Direktmessung wird erstaunlich wenig erwähnt. Dies mag daran liegen, dass für eine höhere zeitliche Auflösung (etwa Monatsmittel) und allenfalls in vergletscherten Gebieten die Speicheränderungen quantitativ erfasst werden müssen. Dies bereitet noch grössere Schwierigkeiten als die Bezifferung von Indikatorvariablen für die Speicherungsmechanismen bei regressionsanalytischen Verfahren. Es ist aber abzusehen, dass im Zusammenhang mit räumlichen Informationssystemen und digitalen Geländemodellen die Quantifizierung des Wasserkreislaufes als Methode zur Erfassung der Abflussverhältnisse eine verstärkte Beachtung finden wird.

Schätzverfahren wurden bisher in schweizerischen Arbeiten wenig untersucht, da vor allem die Prognoseverfahren ein Interessenschwerpunkt der hydrologischen Forschung bildeten: "Mit zunehmendem Bedarf an Wasser werden hydrologische Prognosen immer wichtiger. Die optimale Nutzung der Wasserreserven für Trinkwasser, Bewässerung und Energienutzung erfordern eine Planung, welche diesen Ansprüchen und gleichzeitig der Erhaltung der Umwelt, insbesondere der Wasserqualität, Rechnung trägt" (Vischer 1973:3).
Erste Arbeiten gehen auf Kasser und Schweizer(1955) zurück, die die globale Sommerabflussmenge der Rhone aufgrund des Winterniederschlags und des Winterabflusses prognostizieren. Jensen u. Lang(1973) befassen sich mit der Vorhersage des Schmelzwasserabflusses aus stark vergletscherten Einzugsgebieten auf regressionsanalytischem Wege. Dayer u. Rey(1984) verwenden zur Optimierung eines alpinen Pumpspeicherwerkes ein Transferfunktionsmodell. Modelle zur Simulation von Schneeschmelzprozessen in unvergletscherten Einzugsgebieten

stammen von Martinec(1979) und von Braun(1985). Den operationellen Einsatz von Prognosemodellen beschreiben Vischer u. Jensen(1981) am Beispiel des Rheins bei Rheinfelden. Solche Prognoseverfahren können als Uebertragungsfunktionen nicht genutzt werden, da sie sich inhaltlich deutlich von diesen unterscheiden: sie beinhalten die Vorhersage des Ausmasses, des Zeitpunktes und allenfalls des Verlaufs eines Ereignisses basierend auf einer bestimmten gemessenen oder prognostizierten meteorologischen, klimatischen oder hydrologischen Situation. Unsere Problemstellung bezieht sich aber auf das langjährige mittlere Abflussverhalten eines Einzugsgebietes.

Die Untersuchungen von Binggeli(1974), Jaton(1980) und Baumgartner et al.(1983) zielen in Richtung Abschätzverfahren. Binggeli(1974) findet für das Aaregebiet und für Rheinzuflüsse aus Alpenvorlandgebieten eine lineare Abhängigkeit der mittleren Abflussspende von der mittleren Höhenlage der Einzugsgebiete. Jaton(1980) errechnet auf der Basis der Testgebiete der Landeshydrologie im Bereich des Mittellandes und der Voralpen eine Abhängigkeit des mittleren Jahresabflusses vom Gebietsniederschlag. Durch Uebertragung der Pardé-Koeffizienten eines 'Repräsentativgebietes' auf ein ungemessenes Untersuchungsgebiet wird der Jahresabfluss in Monatsmittel aufgelöst. Als Kriterium für den räumlichen Analogieschluss vom Repräsentativgebiet zum Untersuchungsgegebiet wählt Jaton(1980) die mittlere Einzugsgebietshöhe und die Einzugsgebietsgrösse. Die Testgebiete der Landeshydrologie dienen Jaton als 'Repräsentativgebiete'.

Diese beiden Arbeiten, die einen Hinweis auf mögliche Uebertragungsfunktionen geben, sind räumlich an das Mittelland und die Voralpen gebunden. Ungleich viel schwieriger stellt sich die Situation im Alpenraum dar: Vor allem Lang(1979, 1984) setzt sich mit den besonderen Problemen der Abflusssteuerung im Alpenraum und ihrer quantitativen Erfassung auseinander. Er kommt aufgrund seiner Arbeiten zum Schluss, dass eine Schätzung des mittleren Abflussverhaltens (Langfristprognose) von vergletscherten Einzugsgebieten nicht möglich ist, da sie eine Vorratsänderung der Gletscher einschliesst. Die dazu notwendigen meteorologischen Vorhersagen sind zur Zeit nicht verfügbar.

Trotz dieser Vorbehalte schätzen Baumgartner et al.(1983) die jährliche mittlere Abflusshöhe im Alpenraum mit einem Regressionsmodell, bei dem nur die Temperatur und der Niederschlag als unabhängige Variablen erscheinen.

3.3.2 Datenlage

Abfluss:
Abflussdaten werden von der Landeshydrologie Bern (Bundesamt für Umweltschutz), den kantonalen Aemtern und von Drittstellen, vor allem Hochschulinstituten und Kraftwerksgesellschaften, erhoben und meist in Hydrographischen (Hydrologischen) Jahrbüchern veröffentlicht. Ein umfassendes Verzeichnis mit

Angabe der Bezugsquellen geben Spreafico und Buttet(1983).

Niederschlag:
Die Beschaffung von Niederschlagsdaten, d.h. die Messung und die Publikation der Messergebnisse, ist eine der Aufgaben der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA). Sie unterhält zu diesem Zwecke mehrere Beobachtungsnetze; die Resultate der Messungen werden regelmässig in den Annalen publiziert. Für hydrologische Fragestellungen wird der Gebietsniederschlag benötigt. Die meisten der bekannten Berechnungsverfahren beruhen auf einer grösseren Anzahl Niederschlagsstationen und sind daher in erster Linie für gut ausgerüstete Testgebiete oder grosse Einzugsgebiete geeignet. Bei einer SMA-Messnetzdichte von ca. 1 Station/100 km^2 muss man in den planungsrelevanten Dimensionen davon ausgehen, dass keine oder allenfalls nur sehr wenige Niederschlagsstationen zur Verfügung stehen. In diesem Falle empfiehlt Schädler(1985:179) die Charakteristikenmethode. Ihre Anwendungsmöglichkeit hängt von der Verfügbarkeit von Niederschlags-Karten ab. Gesamtschweizerisch ist einzig für mittlere Jahres-Niederschlagsummen eine geeignete Grundlage vorhanden (Uttinger 1949).

Temperatur:
Die Klimamessnetze der SMA sind weniger dicht als das Niederschlags-Messnetz. Zur approximativen Bestimmung der Gebietsmitteltemperatur muss deshalb mit Höhengradienten gerechnet werden. Baumgartner et al.(1983) geben für die Alpennordseite 0.51 °C, für die inneralpinen Gebiete 0.50 °C und für die Alpensüdseite 0.61 °C Temperaturabnahme pro 100 m Höhenzunahme an.

Verdunstung:
Die Bestimmung der Verdunstung ist ein schwieriges Problem. Es sind zwar eine ganze Reihe von Abschätzverfahren bekannt, doch fehlen für die Anwendung der komplexeren, zur Bestimmung der potentiellen Verdunstung benutzten Verfahren meist die notwendigen Klimadaten. Zudem stellt Lang(1978:28) fest, "dass es an gut gesicherten Grundlagen fehlt, um an Hand der Gebietscharakteristiken und der klimatischen Gegebenheiten die entsprechenden Beziehungen aufzustellen, die es dann erlauben, die Resultate von einem Gebiet auf ein anderes zu übertragen".

Die Gebietsverdunstung kann auch aus Wasserbilanzen bestimmt werden. In unvergletscherten Einzugsgebieten reduziert sich die Wasserbilanzgleichung für langjährige Messreihen auf $A=N-V$ und die Bestimmung der Verdunstung (V) läuft auf die Messung von Abfluss (A) und Niederschlag (N) hinaus, denn $V=N-A$. Das Restglied entspricht eigentlich dem Abflussdefizit; es wird aber meist der Gebietsverdunstung gleichgesetzt. Bei dieser Verdunstungsbestimmung summieren sich aber die Fehler in der Messung und Berechnung von Abfluss, Niederschlag und Speicheränderung: die teilweise unsichere hydrogeologische Abgrenzung der Einzugsgebiete und der systematische Fehler der Niederschlagsmessung sind besonders zu erwähnen. Nach Angaben von Sevruk(1985) beträgt der letztere im Alpenraum mehr als 25%.

Die Nachteile dieses Verfahrens sind bekannt, doch bietet es gegenwärtig die einzige Möglichkeit, die Verdunstung gesamtschweizerisch zu bestimmen. Baumgartner et al.(1983) haben dazu eine umfassende Studie (inkl. Verdunstungskarten) veröffentlicht.

3.3.3 Fazit

Die Messung und die Aufbereitung klimatischer Grössen für hydrologische Modellrechnungen ist vor allem im alpinen Raum mit grössten Schwierigkeiten verbunden. Namentlich sind die Unsicherheiten in der Bestimmung der räumlichen und zeitlichen Variation des Gebietsniederschlages und der Gebietsverdunstung zu erwähnen. Die Untersuchungen von Lang(1979) zu den Steuerfaktoren zeigen, dass es schwierig sein dürfte, den Abfluss monatsweise abzuschätzen. Vielmehr scheint das Konzept von Jaton(1980) auch im Alpenraum anwendbar zu sein, das eine Auflösung des Jahresmittels in Monatsmittel über die dimensionslose Regimekurve vorsieht. Sein Ansatz kann auf die gesamte Schweiz ausgedehnt werden, und die Auswahl eines 'Repräsentativgebietes' durch eine Raumgliederung der Schweiz nach Abflussregimes verbessert werden. Die Arbeit von Baumgartner et al.(1983) macht schliesslich deutlich, dass auch im Alpenraum mit einfachen statistischen Modellen eine Abschätzung der mittleren Abflussverhältnisse möglich ist.

Untersuchungen zur Möglichkeit der Approximation der interannuellen Abflussganglinien durch Fourierreihen und der Abschätzung ihrer Modellparameter durch klimatische und physiographische Einflussgrössen zeigen, dass dieser Weg der regionalen Uebertragung nicht praktikabel ist (Aschwanden 1985). Das ursprüngliche Konzept reduziert sich bezüglich der Projektausführung somit auf folgende Punkte, denen der erweiterte Ansatz der Repräsentativgebiete von Jaton(1980) zugrundegelegt ist.

1. Regionalisierung der Schweiz nach Abflussregimes
2. Anwendung, Anpassung und Erweiterung bisheriger Verfahren zur Abschätzung des Jahresabflusses und Modellvergleich
3. Abschätzung der Monatsmittel des Abflusses auf der Basis der Resultate aus Schritt 1 und 2.

3.4 Typisierung der Abflussregimes der Schweiz

Mit den Abflussregimes der Schweiz befassten sich unter anderen Pardé(1920,1933), Walser(1960), Grimm(1968), Keller (1968), Gaudet(1975) und Schmidt(1980). Sie vermitteln einen ersten, kleinmassstäblichen, teilweise regional begrenzten Einblick in die Vielfalt der schweizerischen Abflussregimes. Mittels einer Grundgliederung sollte in der vorliegenden Untersuchung eine erste Ordnung dieser Vielfalt erreicht werden, indem Regimes, die ähnlichen Steuerfaktoren unterliegen,

zusammengefasst werden. Dabei spielte neben klimageographischen Ueberlegungen vor allem die Untersuchung von Pardé (1933) eine wichtige Rolle. Sie geht vom Ansatz aus, dass über die Komplexität des mittleren Regimes, also über die Anzahl der Maxima und Minima im Kurvenverlauf, Rückschlüsse auf die Steuermechanismen gezogen werden können. Unter Einbezug der mittleren Einzugsgebietshöhe als räumliches Trennkriterium ergibt sich folgende regionale Grundgliederung der Schweiz:

1. Nordalpine eingipflige Regimes in Einzugsgebieten >1550m mittlerer Höhe: **alpine Regimes**

2. Nordalpine mehrgipflige Regimes in Einzugsgebieten <1550m mittlerer Höhe: **mittelländisch-jurassische Regimes**

3. Da sich die mittlere Einzugsgebietshöhe auf der Alpensüdseite als schlechtes Trennkriterium ein- und mehrgipfliger Regimes erweist, wird die südalpine Zone vorerst als Einheit betrachtet: **südalpine Regimes**

Somit sind also beispielsweise im nordalpinen Raum über 1550m mittlerer Einzugsgebietshöhe stets eingipflige mittlere Abflussregimekurven zu erwarten.

In der Folge wurden für die einzelnen Grossregionen spezifische **Typisierungskriterien** ausgearbeitet: Bei den konventionellen Typisierungsansätzen wird eine Variablenhierarchie definiert und die Beobachtungen werden mittels Schwellenwerten klassiert. Die Schwierigkeiten liegen hier bei der Festlegung der Variablenhierarchie und der Schwellenwerte. Die bei Regionalanalysen häufig angewendeten Verfahren der Distanzgruppierung weisen diese Schwäche nicht auf. Die dabei allerdings notwendige Transformation der Daten kann das Klassifikationsergebnis in kaum vorhersagbarer Weise beeinflussen.
Für die Typisierung der schweizerischen Regimes wird deshalb ein kombinierter Typisierungsansatz vorgeschlagen: Mit einer statistischen Datenanalyse wird untersucht, welche hydrologischen Kenngrössen oder Parameter der Abflussganglinie zu einer Differenzierung der Regimes beitragen. Hier wird wie bei den Distanzgruppierungsverfahren die tatsächliche Verteilung der Variablen mitberücksichtigt. In einem zweiten Schritt werden aufgrund der Resultate der Datenanalyse eine Variablenhierarchie und Schwellenwerte festgelegt. Mit diesem Ansatz kann auch die bei den Distanzgruppierungsverfahren als nachteilig empfundene starre Gleichberechtigung der Variablen umgangen werden.

Die Typisierung der **alpinen Regimes** erfolgt in Anlehnung und Ausweitung der Untersuchung von Gaudet(1975). Die Grundidee fusst auf der Erkenntnis, dass in alpinen Einzugsgebieten die entscheidenden Prozesse zwischen Mai und September ablaufen; der Anteil dieses Zeitraumes an der Jahresabflussfracht liegt zwischen 70% und 90%. Eine Typisierung muss sich deshalb an diesen Monaten orientieren, zumal die Minimalabflüsse im Winterhalbjahr wenig bis nichts zur Unterscheidung der Regimes beitragen.

In einem ersten Schritt werden die Pardé-Koeffizienten der Sommermonate gemäss ihrer Grösse geordnet. Es entstehen charakteristische Rangfolgen, welche die vier alpinen Regimetypen ergeben. Die begriffliche Ansprache erfolgt aufgrund der Rangplätze der glazialen Monate Juli und August sowie der nivalen Monate Mai und Juni (Tab. 3.1).

Tabelle 3.1 Die alpinen Regimetypen (vgl. auch Figur 3.2)

Regimetyp	Untertyp	Rangfolge	Signifikanzen	mH(m)	V(%)
glaciaire	a-glaciaire	Jul-Aug-Jun-Sep	Aug>Jun	> 2400	> 36
glaciaire	b-glaciaire	Jul-Aug-Jun-Sep	Jul>Aug,Aug>Jun,Jun>Sep	> 2100	22-36 (40)
glacio-nival	a-glacio-nival	Jul-Jun-Aug-Mai	Aug>Mai,(Jun>Aug,Jul>Jun)	> 2000	12-22
glacio-nival	b-glacio-nival	Jun-Jul-Aug-Mai	Jul>Aug,Aug>Mai,(Jun>Jul)	> 1900	6-12 oder
				> 2300	1-12
nivo-glaciaire		Jun-Jul-Mai-Aug	Jun>Jul,Jul>Mai	1500-1900	3-12 oder
				1900-2300	1- 6
nival alpin		Jun-Mai-Jul-Aug	Mai>Jul,Jul>Aug,(Jun>Mai)	1550-1900	≤ 3 oder
		Mai-Jun-Jul-Aug	Jun>Jul,Jul>Aug	> 1900	≤ 1

mH: mittlere Einzugsgebietshöhe V: areale Vergletscherung ( ): fakultativ

Es hat sich in einem nächsten Schritt gezeigt, dass innerhalb einzelner Regimetypen charakteristische Unterschiede bestehen. So weisen beispielsweise einige glaziale Regimes eine grosse Differenz zwischen den Pardé-Koeffizienten der in der Rangfolge benachbarten Monate Juli und August auf, während sie bei anderen nur wenig ausgeprägt ist. Mittels einer 'Einfachen Varianzanalyse' werden deshalb die Mittelwertsunterschiede zwischen benachbarten Monatskoeffizienten untersucht und die Signifikanz beziehungsweise Nichtsignifikanz als weiteres Typisierungskriterium herbeigezogen, welches eine Gliederung einzelner Regimetypen in Untertypen erlaubt (Tab. 3.1).

Das starke Abweichen der Einzeljahre vom Periodenmittel ist - im Gegensatz zu den alpinen Regimes - ein typisches Merkmal der **mittelländisch-jurassischen** Regimes. Es liegt in den zeitlich unterschiedlich wirkenden Steuerfaktoren begründet: Der Schneeschmelze, welche je nach Temperaturverlauf und Schneerücklage früher oder später, mehr oder weniger intensiv ausfällt, steht mit dem Niederschlag ein im Einzeljahr oft gleichwertiges oder sogar dominierendes Steuerelement gegenüber. Ferner ist auch den hydrogeologischen Speichermechanismen eine grössere Aufmerksamkeit zu schenken.
Trotz der schlechten zeitlichen Repräsentativität ist eine Typisierung aufgrund des mittleren Abflussregimes sinnvoll: Innerhalb eines Regimetyps sind die Abflussverhältnisse im Einzeljahr ähnlich, so dass im Mittel einer längeren Periode stark verwandte Regimes entstehen. Damit werden über eine Typisierung der mittleren Abflussregimes Einzugsgebiete mit ähnlichem Abflussverhalten im Einzeljahr zusammengefasst. Im Gegensatz zum Alpenraum ist es aber weit schwieriger wenn

nicht unmöglich, vom mittleren Abflussverhalten auf das Verhalten im Einzeljahr zu schliessen.
Die hierarchische Anwendung der drei Typisierungskriterien 'Lage des Maximums', 'Lage des abflussreichsten Doppelmonats' und 'Variationsbreite der Regimekurve' führt zu den in Tab. 3.2 zusammengestellten Regimetypen.

Tabelle 3.2 Die mittelländisch-jurassischen Regimetypen (vgl. auch Figur 3.2)

Regimetyp	Lage des Minimums	Max. Doppelmonat	Variationsbreite	Räumlicher Richtwert der mittl. Höhe
nival de transition	Dez-Feb	Mai/Juni	> 1	1200 - 1550 m
nivo-pluvial préalpin	Dez-Feb	April/Mai	± 1	900 - 1350 m
pluvial supérieur	Jul-Okt	März/April	< 1	700 - 900 m
pluvial inférieur	Jul-Okt	Februar/März	< 1	< 750 m
nivo-pluvial jurassien	Jul-Okt	März/April	> 1	800 - 1100 m
pluvial jurassien	Jul-Okt	Februar/März	> 1	< 900 m

Die andersartigen **südalpinen** Klimaverhältnisse kommen unter 2300m mittlerer Einzugsgebietshöhe zum Tragen. Darüber sind die alpinen, glazialen und nivalen Steuermechanismen ausschlaggebend. Ueber die Variationsbreite der Regimekurve (VB) lassen sich nival beeinflusste (VB >1) von nival unbeeinflussten Regimes (VB < 1) unterscheiden. Mittels des Nivalitätskoeffizienten (NK) ergibt sich eine weitere Gliederung der nival beeinflussten Regimes (Tab. 3.3). Dabei wird über das Verhältnis der Monatsabflüsse im Bereich des Maximums indirekt die Lage des Maximums beschrieben.

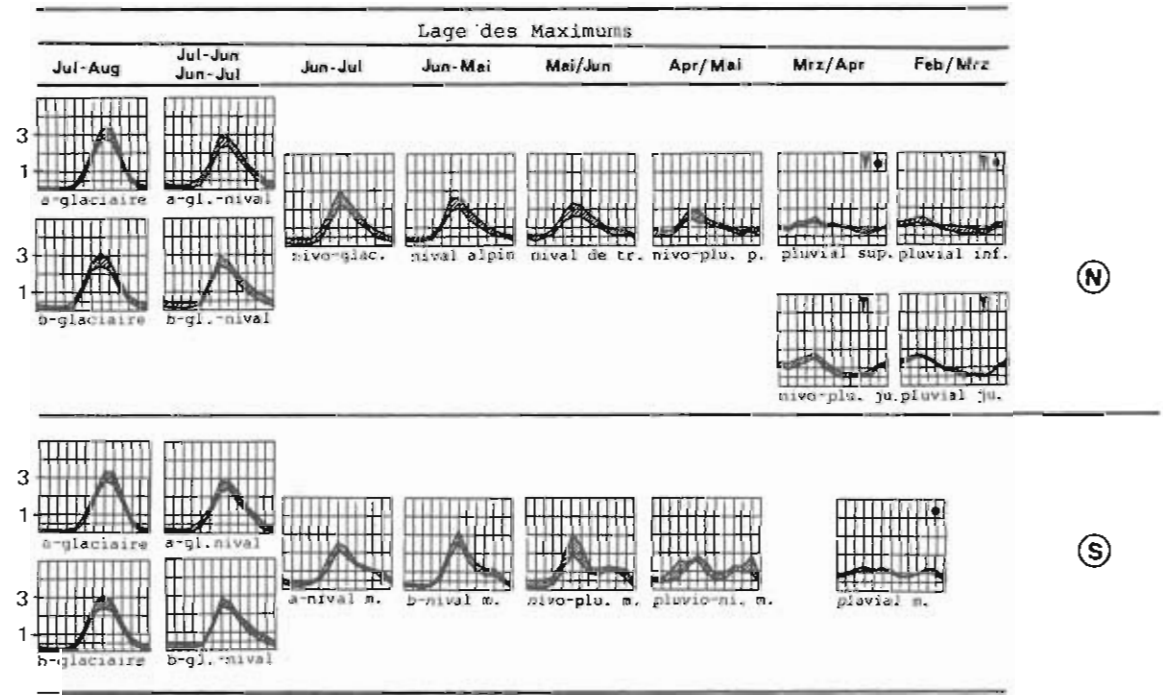
$$NK = \frac{AK(Mai)+AK(Jun)}{AK(Apr)+AK(Mai)} \quad , \qquad \begin{matrix} NK & \text{Nivalitätskoeffizient} \\ AK & \text{Abflusskoeffizient} \end{matrix} \qquad (3.1)$$

Das gegenüber den mittelländisch-jurassischen Regimes ausgeprägtere sekundäre Maximum im Herbst wird wegen der grossen Variationen der herbstlichen Monatsabflüsse nicht als Typisierungskriterium verwendet.

Tabelle 3.3 Die südalpinen Regimetypen (vgl. auch Fig. 3.2)

Regimetyp	Variationsbreite	Nivalitätskoeffizient	mittl. Höhe
nival méridional	>> 1	> 1.50	1800-2300 m
nivo-pluvial méridional	>> 1	1.50 - 1.03	1200-1800 m
pluvio-nival méridional	> 1	< 1.03	700-1200 m
pluvial méridional	< 1		300- 700 m

Fig. 3.2 zeigt die 16 Regimetypen im Ueberblick: Trotz der Uebereinstimmung im Maximalbereich unterscheiden sich die nord- und südalpinen Regimetypen deutlich, insbesondere im Bereich der herbstlichen Abflüsse, so dass einerseits die Notwendigkeit der Grundtypisierung bestätigt wird und andererseits die unterschiedlichen Regimebezeichnungen verständlich werden. Bei den Regimes mit Maxima zwischen April/Mai und Juli liegt das Hauptminimum stets im Winterhalbjahr. Als 'pluvial' bezeichnen wir ein Regime dann, wenn die Variationsbreite der mittleren Pardé-Koeffizienten weniger als 1 MQ(Periode) beträgt. Bei diesen Regimes bestehen im allgemeinen besonders deutliche Unterschiede zwischen dem Periodenmittel und den Verhältnissen im Einzeljahr, wobei die hohe zeitliche Variabilität der maximalen Monatsabflüsse letztlich zu einem ausgeglichenen mittleren Regime führt. Eine Ausnahme bildet das pluviale Regime des Jura, wo die besonderen hydrogeologischen Verhältnisse ein relativ ausgeprägtes Regime mit einer Variationsbreite >1 MQ(Periode) entstehen lassen. Die nivalen und glazialen Steuerfaktoren weisen eine grössere zeitliche Konstanz auf; dadurch gewinnt die Mittelwertskurve zusehends an Repräsentativität für das Einzeljahr.



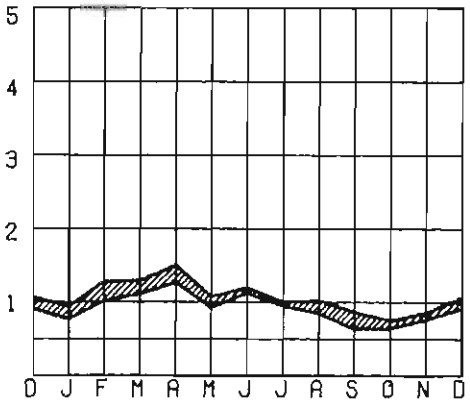
Figur 3.2 Gesamtschau der Abflussregimetypen
▼ Hauptminimum im Sommerhalbjahr
● Variationsbreite <1 MQ(Periode)

Zur Typisierung und Regionalisierung standen gesamtschweizerisch gegen 100 repräsentative Abflussstationen zur Verfügung, deren Messreihen konsistent und homogen sind und eine empirisch festgelegte Beobachtungszeit erreichen oder überschreiten, deren Abflüsse anthropogen unbeeinflusst sind und

nicht durch Seen modifiziert werden und deren zugehörige Einzugsgebiete Grössen zwischen 10 und 500 km^2 aufweisen. Ueber diese Repräsentativstationen lassen sich nuñ die einzelnen Regimetypen beschreiben: Neben detaillierten Angaben zum Regime selbst, insbesondere zur Bandbreite der monatlichen Pardé-Koeffizienten, können dank des integralen Charakters der Abflussregimes weitergehende Aussagen erzielt werden. Tab. 3.4 vermittelt dazu ein Beispiel. Auf der dieser Publikation beigelegten Karte der schweizerischen Abflussregimes finden sich für jeden Typ die Variationsbreite der monatlichen Padé-Koeffizienten und die repräsentativen Stationen. Für Einzelheiten sei jedoch auf Aschwanden und Weingartner(1985) verwiesen.

Tabelle 3.4 Charakteristik des 'régime pluvial supérieur'

Monat	A-Koeff	V-Koeff
JAN	0.78-0.95	42-56 %
FEB	1.02-1.29	40-54 %
MRZ	1.12-1.30	32-46 %
APR	1.27-1.51	27-43 %
MAI	0.93-1.09	33-48 %
JUN	1.13-1.21	35-67 %
JUL	0.96-1.01	40-53 %
AUG	0.86-1.03	39-54 %
SEP	0.65-0.88	40-81 %
OKT	0.65-0.76	40-71 %
NOV	0.77-0.87	37-88 %
DEZ	0.92-1.08	33-63 %



PLUVIAL SUPERIEUR

STAO/PER	MH	maxK	minK	DIFF	maxD	minD	DEQUER	VAR	q
GLAH6180	840	1.36	0.71	0.65	2.66	0.95	1.69	50	32.7
GOLD6280	833	1.51	0.69	0.82	2.63	0.95	1.72	51	28.4
STEA6280	710	1.27	0.76	0.51	2.00	0.69	1.35	39	33.5
TOEW6582	782	1.33	0.64	0.69	3.08	1.07	1.96	58	23.4

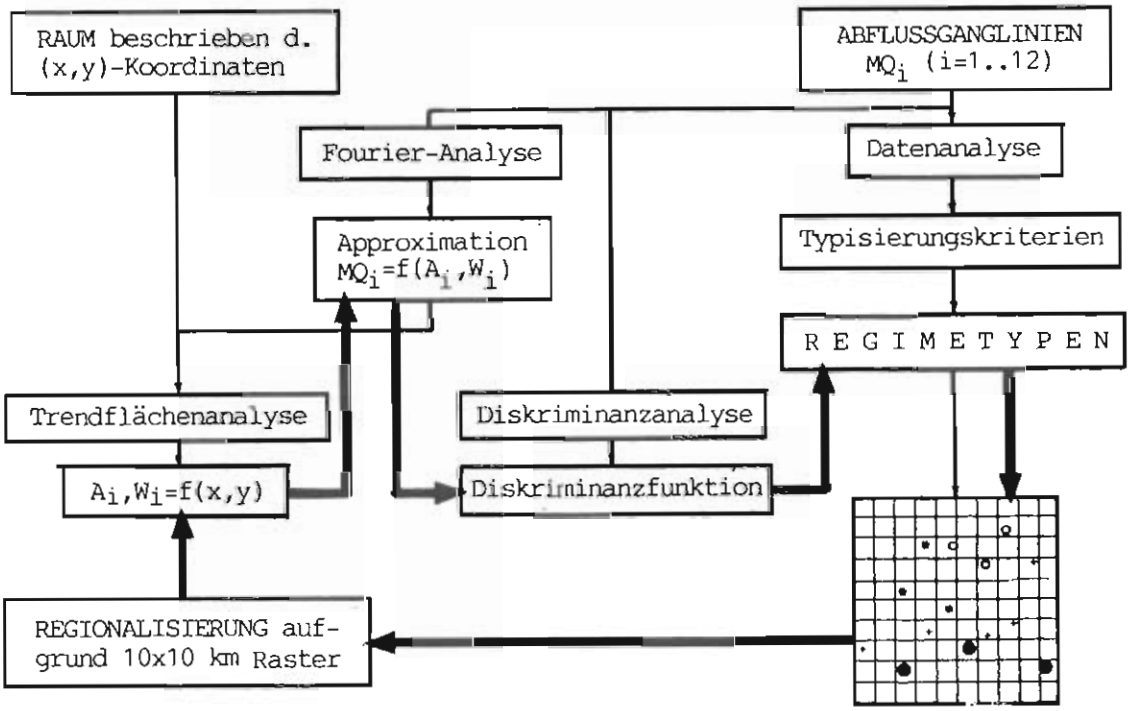
STAO/PER	Repraesentative Station und Beobachtungszeitraum
MH	Mittlere Einzugsgebietshoehe in mueM
maxK	Abflusskoeffizient des Maximums der mittleren Regimekurve
minK	Abflusskoeffizient des Minimums der mittleren Regimekurve
DIFF	Variationsbreite der mittleren Regimekurve
maxD	maximale Abflusskoeffizienten-Differenz eines Einzeljahres
minD	minimale Abflusskoeffizienten-Differenz eines Einzeljahres
DEQUER	mittlere Abflusskoeffizienten-Differenz der Einzeljahre
VAR	mittlerer Variationskoeffizient der Monate Jan-Dez in %
q	mittlerer spezifischer Abfluss des Beobachtungszeitraumes in l/sec*km^2

Die räumliche Umsetzung der Regimetypen als Grundlage zur Abschätzung der Abflussregimes an Stellen ohne Direktmessung erfolgt in den einzelnen Grossregionen nach unterschiedlichen Ansätzen.

Im Alpenraum werden die Regimetypen mit den integralen Raumparametern areale Vergletscherung und mittlere Einzugsgebietshöhe, welche einen hohen Erklärungswert für die Schnee- und Gletscherschmelzprozesse besitzen, verknüpft. Es entstehen daraus Gebietstypen. Die Angabe von räumlichen Schwellen-

werten gestattet es, den Regimetyp auch in ungemessenen Einzugsgebieten abzuschätzen (Tab. 3.1). Für die Einzugsgebiete im Inn-Gebiet gelten infolge der grossen mittleren Gebietshöhen von meist mehr als 2300m etwas andere typspezifische Schwellenwerte der Vergletscherung: 'a-glaciaire' 30%, 'b-glaciaire' 20-30%, 'a-glacio-nival' 12-20% und 'b-glacio-nival' 6-12%.

Im mittelländisch-jurassischen Raum ist es nicht möglich, die Regimetypen mit einfachen Raumparametern räumlich optimal zu trennen: Ueberlagerung eines Höheneffektes und eines West-Ost-Effektes. Deshalb musste der in Figur 3.3 aufgezeigte Weg über eine Fourier- und Trendflächenanalyse gewählt werden. Die in Tab. 3.2 ausgewiesenen Werte zur räumlichen Einordnung verstehen sich deshalb als Richtwerte.



Figur 3.3 Regionalisierung der Abflussregimes im Mittelland und Jura
MQ langjährige Monatsmittel des Abflusses
A Amplituden der Fourier-Gleichung
W Phasenwinkel der Fourier-Gleichung
→ Analyseschritte
➡ Regionalisierungsschritte

Im Südalpenraum hat sich die mittlere Einzugsgebietshöhe als trennscharfer räumlicher Parameter erwiesen (Tab. 3.3).

Fazit: Die vorliegende Regimetypisierung der Schweiz geht inhaltlich weiter als die eingangs erwähnten Untersuchungen: Neben der kartographisch im Massstab 1:500'000 dargestellten Raumgliederung der Schweiz nach Abflussregimes, die eine flä-

chendeckende Beurteilung des saisonalen Abflussverhaltens auf der Basis von Pardé-Koeffizienten erlaubt, können dank des integralen Charakters der Regimes Abflusscharakteristika ausgewiesen werden, die über die mittlere Regimekurve hinausgehen.

3.5 Abschätzung des mittleren Jahresabflusses

3.5.1 Untersuchungsgebiete

Die Testgebiete der Landeshydrologie repräsentieren nicht alle ausgewiesenen Regimetypen; auch sind einzelne Landesteile nur ungenügend vertreten. Im Interesse eines grossen Stichprobenumfangs werden deshalb zur Eichung der Abschätzverfahren weitere Einzugsgebiete aus dem eidgenössischen und den kantonalen Messnetzen in die Untersuchung einbezogen. Sie erfüllen bezüglich Datenqualität folgende Bedingungen:

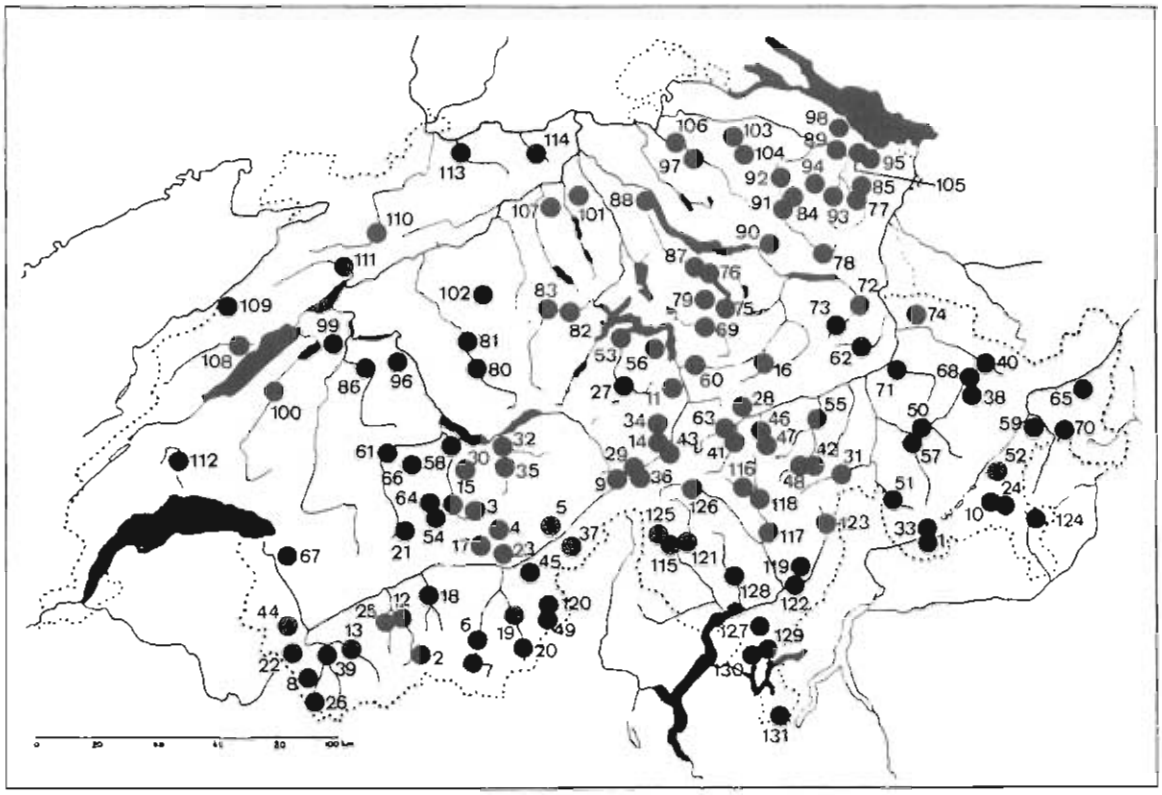
- Natürliche, anthropogen unbeeinflusste Abflussverhältnisse
- Abflussmessreihen homogen
- keine grösseren Seen im Einzugsgebiet
- eine regimetypabhängige, notwendige Beobachtungszeit aufgrund empirisch festgelegter Genauigkeiten ist erreicht oder überschritten.

Die räumliche Lage der 131 Untersuchungsgebiete zeigt Fig. 3.4. Sie sind nur teilweise mit den Repräsentativstationen der Regimetypisierung identisch.

3.5.2 Das Wasserbilanzverfahren

Die Anwendung der Wasserbilanzgleichung ist die einfachste Methode zur Abschätzung des Jahresabflusses. Die Güte dieses Modellansatzes hängt einzig von der Genauigkeit der Messung und Berechnung des Gebietsniederschlages, der Gebietsverdunstung und der Speicheränderungen ab. Im vorliegenden Fall wird die Bilanzgleichung der Form $A=N-V+\Delta S$ verwendet. Dabei nimmt man an, dass die für den Niederschlag und die Verdunstung eingesetzten Werte denselben systematischen Fehler aufweisen, welcher sich dann in $A=N-V$ kompensiert und im berechneten Abfluss nicht mehr erscheint. Für unvergletscherte Gebiete wird langfristig $\Delta S=0$ gesetzt, während im alpinen Raum die Massenbilanz des Aletschgletschers als Indikator für die Veränderungen im glazialen Speicher benutzt wird. Diese Werte werden jährlich im 'Glaziologischen Jahrbuch' der Gletscherkommission der SNG veröffentlicht.

Die Auswertung der Anwendung der Wasserbilanzmethode ergibt einige interessante Aspekte. Nur gerade in 47% der Fälle lassen sich befriedigende Resultate erzielen (Abweichungen ±10%). Für 28% der Untersuchungsgebiete ergeben sich Abweichungen zum gemessenen Wert von über ±20%. Meist erweist sich der berechnete Abfluss als zu gross. Es bestehen auch regionale Un-



Figur 3.4 Räumliche Lage der Untersuchungsgebiete (auf die Stationsnummern wird im weiteren nicht referenziert)

terschiede: es zeigt sich, dass vor allem die Abflusshöhen glazial und nival geprägter Abflussregimes der Alpennordseite zu gross, jene der pluvialen Abflussregimes und der Regimes der Alpensüdseite zu klein geschätzt werden. Auffallend sind die zu hoch geschätzten Abflusswerte der südlichen Walliser-täler.

Für die Unsicherheit der Abflussschätzung mit der Wasserbilanzmethode, welche sich in unserem Falle vorwiegend im Ueberschätzen der Abflusshöhen äussert, fallen folgende Gründe in Betracht:

1. Niederschlag:
   Die starke Häufung der zu hohen Werte im Wallis und etwas weniger ausgeprägt der zu kleinen Abflusshöhen auf der Alpensüdseite, lässt die Vermutung zu, dass zumindest in diesen Gebieten die Niederschlags-Karte von Uttinger(1949) - sie wurde als Grundlage zur Bestimmung der Charakteristiken verwendet - systematische Fehler zeigt: In den südlichen Wallisertälern wird der Gebietsniederschlag über-, auf der Alpensüdseite (Tessin, Bergell, Puschlav) leicht unterschätzt.

2. Verdunstung:
   Der Berechnung der Wasserbilanzen wurden die Verdunstungswerte von Baumgartner et al.(1983) zugrundegelegt. Ihre Verdunstungsbestimmung basiert auf Wasserbilanzen der WMO-Standardperiode 1931-60 ohne Berücksichtigung der Gletscherspenden. Es muss daher angenommen werden, dass die Verdunstungswerte systematisch zu klein sind. So beträgt beispielsweise die spezifische Massenbilanz des Aletschgletschers im Zeitraum 1931-60 ca. -13 mm/Jahr (-385 mm insgesamt).

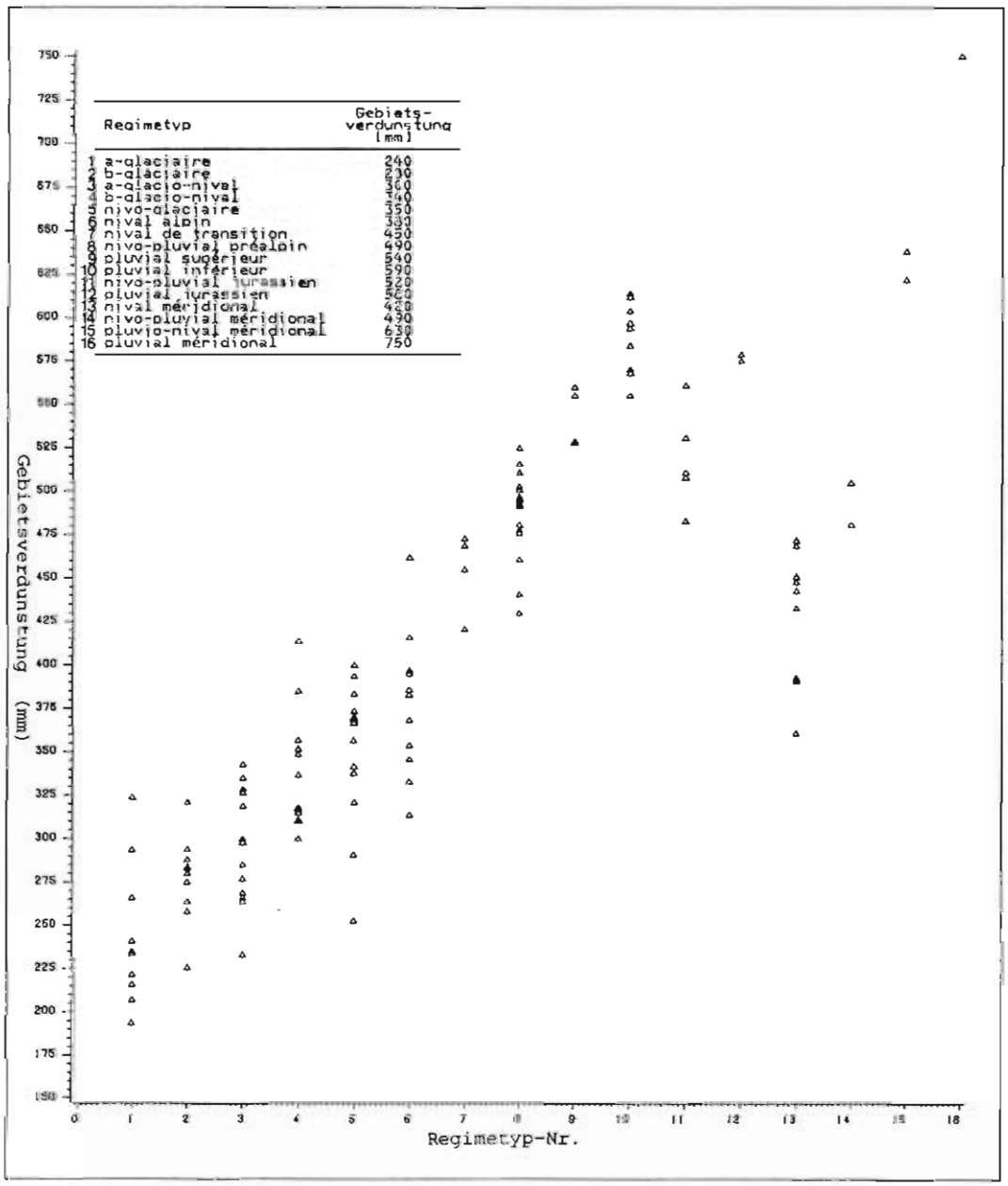
3. Uebertragung der Massenbilanzen:
   Zur Abschätzung der Speicheränderung alpiner Gebiete wurden die spezifischen Massenbilanzen des Aletschgletschers auf andere Gletscher übertragen. Verglichen mit den Grössenordnungen des Fehlers beim Niederschlag und bei der Verdunstung ist der Fehler infolge Verwendung eines falschen Massenbilanzwertes vernachlässigbar klein und kommt als Grund für das Ueberschätzen der Abflusshöhen kaum in Frage.

4. Geschlossenheit der Einzugsgebiete:
   Die Geschlossenheit der Einzugsgebiete ist ein Problem, das sich nicht mit endgültiger Sicherheit beurteilen lässt. Die tektonische Lage der Schweiz, insbesondere der Decken- und Faltenbau der Alpen und des Jura, bringt es mit sich, dass vielerorts mit Fremdwasserzuflüssen und unkontrollierbaren Wasserverlusten gerechnet werden muss. Eine Analyse der Wasserbilanzen von Einzugsgebieten mit einem grossen Anteil an durchlässigen Festgesteinen und ihrer Nachbargebiete zeigt, dass das Abflussverhalten solcher Gebiete sehr schwierig abzuschätzen ist, zumal daraus keine Gesetzmässigkeiten abzuleiten sind. Das Fehlen von Grundlagen macht sich hier besonders stark bemerkbar. Von einer Quantifizierung der Fremdwasserzutritte oder der Wasserverluste aufgrund der geologischen Verhältnisse sind wir noch weit entfernt.

Zur Ueberschätzung der Abflusshöhen bei Anwendung der Wasserbilanzmethode tragen also gleichzeitig mehrere Komponenten bei, wobei die Unsicherheit in der Bestimmung des Gebietsniederschlages und der Gebietsverdunstung die wichtigsten sind. Für die Anwendung der Wasserbilanzmethode als Möglichkeit der Abschätzung der Abflüsse ist es aus diesem Grunde dringend notwendig, über verbesserte Grundlagen für die Niederschlags- und Verdunstungsbestimmung zu verfügen. Welche Probleme konkret anstehen, ist in den Berichten 'Die Verdunstung in der Schweiz' (Lang et al. 1978), 'Der Niederschlag in der Schweiz' (Sevruk et al. 1985) und 'Die Schneedecke in der Schweiz aus hydrologischer Perspektive' (Schädler et al. 1985) aufgearbeitet.

3.5.3 Approximative Bestimmung nach WUNDT

Die Verdunstungswerte nach Baumgartner et al.(1983) zeigen wegen ihrer Höhenabhängigkeit auch eine Abhängigkeit vom Regimetyp. Die Faustregel zur Abschätzung der Abflüsse von Wundt(1953:253), wonach der Niederschlag um 500 mm zu reduzieren sei, kann somit für schweizerische Verhältnisse dahingehend modifiziert werden, als dass der Niederschlag um einen regimetypabhängigen Verdunstungswert zu reduzieren ist: A=N-V(Regimetyp). Für die Verdunstung können dabei approximativ die mittleren Werte nach Fig. 3.5 eingesetzt werden.



Figur 3.5 Abhängigkeit der mittleren Gebietsverdunstung vom Regimetyp.

3.5.4 Uebertragung von Abflussspenden

Ein sehr häufig angewandtes Verfahren der Abschätzung der Jahresabflüsse besteht in der Uebertragung der Abflussspenden von übergeordneten oder allenfalls benachbarten Einzugsgebieten auf das interessierende Untersuchungsgebiet. Eine Analyse der Abflussspenden der Untersuchungsgebiete zeigt folgendes:

Die mittleren Abflussspenden nehmen generell mit der Entfernung vom Alpenkamm und der damit verbundenen Zunahme der Pluvialität von 56 $l/s \cdot km^2$ (régime a-glaciaire) auf 14 $l/s \cdot km^2$ (régime pluvial jurassien) ab. Die tiefen Abflussspenden jurassischer Einzugsgebiete sind auf die hydrogeologischen Verhältnisse zurückzuführen. Andererseits sind die hohen Abflussspenden der Alpensüdseite, welche in der Grössenordnung der glazialen Regimes liegen, mit den besonderen geologischen und hydrometeorologischen Verhältnissen erklärbar. Zwischen den einzelnen Regimetypen existieren starke Ueberschneidungsbereiche, da die Variationsbreiten jeweils recht gross sind. Es ist aus diesem Grunde nicht sinnvoll, den einzelnen Regimetypen charakteristische Abflussspenden zuzuordnen. Insgesamt lassen sich drei Bereiche erkennen:

1. 30-70 $l/s \cdot km^2$: glaziale und nivoglaziale Regimes, alle südalpinen nivalen Regimetypen
2. 25-60 $l/s \cdot km^2$: nivale Uebergangsregimes im Bereich der Alpen und Voralpen, pluviale Regimes der Alpensüdseite
3. 10-35 $l/s \cdot km^2$: pluviale Regimetypen des Mittellandes, Einzugsgebiete im Jura

Die Uebertragung der Abflussspenden auf ungemessene Einzugsgebiete (Formel 3.2) und der Verbesserungsvorschlag von Dyck (1980:74) durch Einbezug der Niederschlagsverhältnisse (Formel 3.3) kann anhand der gewählten Untersuchungsgebiete in 35 Fällen überprüft werden. Ausser jurassischer und pluvial beeinflusster südalpiner Einzugsgebiete sind in dieser Stichprobe alle Regimetypen vertreten.

$$Q(u) = \frac{FN(u)}{FN(b)} \cdot Q(b) \qquad (3.2)$$

$$Q(u) = \frac{N(u) \cdot FN(u)}{N(b) \cdot FN(b)} \cdot Q(b), \qquad (3.3)$$

FN	Einzugsgebietsgrösse (km^2)
Q	Abflussmenge (m^3/s)
N	Niederschlagsmenge (mm)
u	Untersuchungsgebiet
b	Referenzgebiet

Es zeigt sich, dass bei einer unveränderten Uebertragung der Abflussspenden des übergeordneten auf ein ungemessenes, kleineres Einzugsgebiet die Abflussverhältnisse immer unterschätzt werden. Wird zu Vergleichszwecken die gemessene Abflussspende gleich 100% gesetzt, erreicht dieses einfache Modell im Mittel 85% der effektiven Abflussmenge. Der Einbezug

der Niederschlagsverhältnisse erbringt eine signifikante Verbesserung; die geschätzten Abflüsse liegen nun im Mittel bei 94% der gemessenen. Im Sinne einer weiteren Modellverbesserung wird zusätzlich ein Modellansatz vorgeschlagen, der davon ausgeht, dass die Veränderungen der Abflussspende grundsätzlich mit den Veränderungen der Niederschlagsmengen (ΔN), sowie den Veränderungen der mittleren Höhe (ΔmH) und der Vergletscherung (ΔV) erklärbar sind:

$$\frac{Mq}{Mq_{ref}} = f\ (\Delta N,\ \Delta mH,\ \Delta V) \qquad (3.4)$$

Die regressionsanalytische Lösung ergibt zur Verbesserung der Resultate bei der Uebertragung von Abflusspenden auf ungemessene Einzugsgebiete folgende Beziehung (die Modellparameter gelten für Einzugsgebiete der Grösse 10-500 km^2):

$$Mq = (0.6617 \cdot \frac{mH}{mH_{ref}} + 0.3904 \cdot \frac{N}{N_{ref}}) \cdot Mq_{ref} \qquad (3.5)$$

Falls die notwendigen Abflussdaten vorliegen, ist die Uebertragung von Abflussspenden auf ungemessene Einzugsgebiete unter Einbezug der Niederschlags- und Höhenverhältnisse zu empfehlen. Dabei sollte beachtet werden, dass

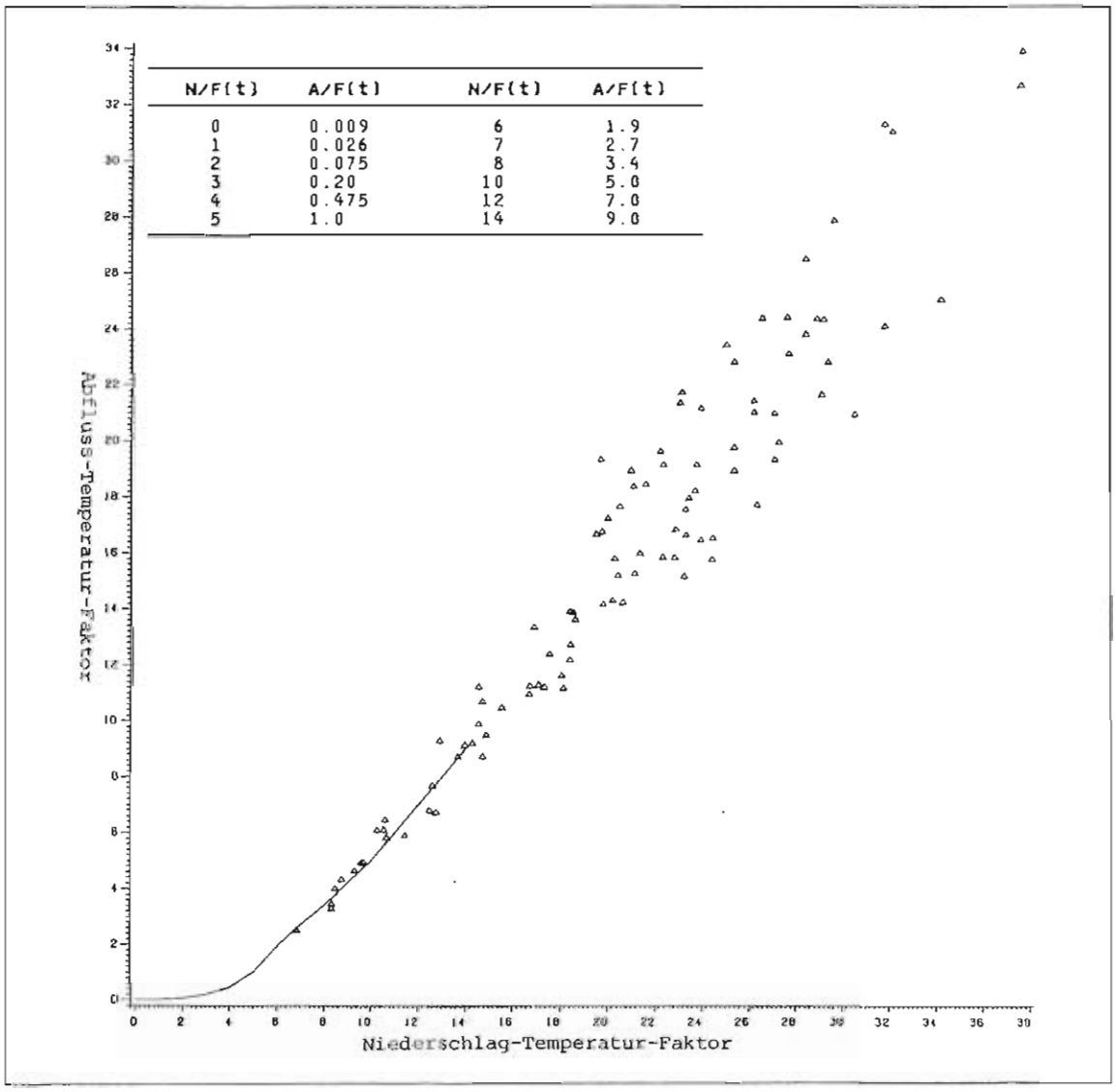
1. die Uebertragung einzugsgebietsintern erfolgt, d.h. dass immer von einem grösseren auf ein kleineres Teilgebiet geschlossen wird, und
2. die Abflussspenden nicht von vergletscherten auf unvergletscherte Teilgebiete übertragen werden.

Diese Einschränkungen bieten den Vorteil, dass lokale Besonderheiten nicht allzu stark ins Gewicht fallen, da die Abflussspenden innerhalb desselben Einzugsgebietes übertragen werden.

3.5.5 Abschätzverfahren der WMO

Ein interessantes Verfahren publizierte die WMO(1983:5.57). Es beruht auf Niederschlags- und Temperaturdaten. Die Grundidee besteht darin, dass zwischen N/F(t) und A/F(t), wo N die Jahresniederschlagssumme , A die Abflusshöhe (je in cm) und F(t) ein Temperaturfaktor bedeutet, ein einfacher Zusammenhang besteht. Die Beziehung zwischen N/F(t) und A/F(t) liegt in Tabellenform vor. Sind die Niederschlags- und Temperaturverhältnisse eines Einzugsgebietes bekannt, kann damit die Abflusshöhe bestimmt werden.

Werden die tabellierte Beziehung zwischen N/F(t) und A/F(t), sowie zusätzlich die berechneten Werte der Untersuchungsgebiete in einem Diagramm eingetragen, erkennt man, dass die schweizerischen Einzugsgebiete mehrheitlich ausserhalb des von der WMO tabellierten Bereiches liegen (Fig. 3.6).



Figur 3.6 Beziehung zwischen A/F(t) und N/F(t) für schweizerische Einzugsgebiete: Gültigkeitsbereich der tabellierten Werte der WMO (ausgezogene Linie) und Streubereich der schweizerischen Einzugsgebiete

Die Beziehung zwischen A/F(t) und N/F(t) lässt sich mit einem doppelt-logarithmischen Regressionsansatz quantifizieren, doch deutet die zunehmende Variationsbreite im Bereich der hohen Niederschläge und der tiefen Temperaturen an, dass im Einzelfall wenig befriedigende Resultate zu erwarten sind.

3.5.6 Regressionsverfahren

Die Regressionsverfahren bilden ein beliebtes statistisches Hilfsmittel zur Abschätzung der Abflüsse. Tab. 3.5 zeigt, welche Einflussgrössen sich in bisherigen Untersuchungen als signifikant erwiesen haben.

Tabelle 3.5 Signifikante Einflussgrössen in Regressionsmodellen (Zielgrösse: MQ(Jahr))

Autor (Jahr)	Einflussgrössen im Modell
Brenken(1959), Jaton (1980), Dyck(1980)	Jahresniederschlag
Wundt(1937), Baumgartner et al.(1983)	Jahresniederschlag, Gebietsmitteltemperatur
Liebscher(1970)	Jahresniederschlag, Verhältnis Sommer- zu Winterniederschlag, Gebietsmitteltemperatur
Schumacher(1976)	Winterniederschlag, Verhältnis Sommer- zu Winterniederschlag, Gebietsmitteltemperatur
Mailhol(1982)	Jahresniederschlag, mittlere Einzugsgebietshöhe
Binggeli(1974), Jaton(1980)	mittlere Einzugsgebietshöhe

Diesbezügliche Untersuchungen in schweizerischen Einzugsgebieten stammen von Baumgartner et al.(1983), Jaton(1980) und Binggeli(1974).

- Binggeli(1974) setzt den spezifischen Jahresabfluss Mq(a) in Abhängigkeit zur mittleren Einzugsgebietshöhe. Für die untersuchten Regionen erzielt er damit gute Resultate:

  Einzugsgebiet der Aare (540-2600 m):
  $Mq(a) = 0.020 * mH + 5.444 \quad (r=0.96, n=14)$ (3.6)

  Rheinzuflüsse der Ostschweiz (480-1085 m):
  $Mq(a) = 0.063 * mH - 19.972 \quad (r=0.95, n=8)$ (3.7)

- Jaton(1980) schätzt die Abflusshöhe (mm) aufgrund des Gebietsniederschlags oder, wo dieser fehlt, mit Hilfe der mittleren Einzugsgebietshöhe. Als Datenbasis dienen ihm elf Testgebiete der Landeshydrologie, die alle im Raume Mittelland/Voralpen liegen und die Regimetypen 'nival de transition', 'nivo-pluvial préalpin', 'pluvial supérieur' und 'pluvial inférieur' abdecken. Der mittlere Höhenbereich der Einzugsgebiete erstreckt sich von 540 m (Biberenkanal-Kerzers) bis 1252 m (Sitter-Appenzell):

  $A = 1.29 * N - 920.5 \quad (r=0.983, n=11)$ (3.8)
  $A = 1.99 * mH - 720.2 \quad (r=0.937, n=11)$ (3.9)

Mit Hilfe einer räumlich differenzierenden Korrelationsanalyse zwischen dem Abfluss einerseits und dem Niederschlag sowie der mittleren Einzugsgebietshöhe andererseits kann gezeigt werden, dass sich diese regional geeichten Berechnungsverfahren nicht auf andere Gebiete übertragen lassen: Mit Ausnahme des Aareeinzugsgebietes und mit Vorbehalten des Inngebietes (kleiner Stichprobenumfang) ist die Beziehung zwischen dem Abfluss und der mittleren Einzugsgebietshöhe nicht gegeben bzw. der Zusammenhang zu schwach, um für eine gesamtschweizerische Abschätzung der Abflüsse in Frage zu kommen. Bei der Beziehung der Abflussspende zur mittleren Höhenlage von Einzugsgebieten scheint es sich demnach um ein regionales Phänomen zu handeln, das gesamtschweizerisch nicht beobachtet werden kann. Es ist interessant, dass die mittlere Einzugsgebietshöhe, die bei der räumlichen Festlegung der Regimetypen die dominante Rolle spielt, für die quantitativen Aspekte der Abflussverhältnisse praktisch unbedeutend ist.

Jaton(1980) erreicht mit dem Modellansatz, bei dem der Niederschlag als steuernde Variable auftritt, da gute Ergebnisse, wo sie aufgrund der Regimetypen (pluvial und Uebergangsbereich nival-pluvial) auch zu erwarten sind. Der räumliche Gültigkeitsbereich deckt sich mit jenen Regionen, wo auch die Wasserhaushaltsmethode befriedigende Resultate erbringt. Wie die Korrelationsanalysen zeigen, ist aber auch hier eine Ausdehnung auf andere Landesteile ohne Erweiterung des Modellansatzes durch Einbezug zusätzlicher Einflussgrössen nicht möglich.

- **Baumgartner** et al.(1983) verwenden zur Abschätzung der Abflusshöhen im Alpenraum einen multiplen Regressionsansatz. Als unabhängige Variablen gehen der Niederschlag und die Temperatur in das Modell ein. Zur Eichung wurden auch rund 130 schweizerische Einzugsgebiete aus allen Landesteilen verwendet. Die Abschätzung der Abflusshöhen erfolgt räumlich differenziert. Die Unterteilung des Alpenraumes in Klimazonen ist - soweit sie die Schweiz betrifft - in Tab. 3.7 dargestellt. Für die Abschätzung ergeben sich folgende Beziehungen:

Nordalpen	A =-329-33.2*T+1.011*N	(r=1.00)	(3.10)
Innere Alpen	A =-384-33.3*T+1.017*N	(r=1.00)	(3.11)
Südalpen	A =-364-32.5*T+0.997*N	(r=0.99)	(3.12)

Die multiplen Korrelationskoeffizienten muten allerdings unwahrscheinlich an, bedeuten sie doch, dass das Abflussverhalten der Einzugsgebiete des Alpenraumes mit der Temperatur und dem Niederschlag statistisch vollständig erklärt werden kann. Allein die Unsicherheit in der Bestimmung der Gebietsniederschläge spricht gegen diesen vollständigen, linearen Zusammenhang von Abfluss, Niederschlag und Temperatur. Die Anwendung der Abschätzformeln auf die Untersuchungsgebiete und ihre Beurteilung anhand der Reststreuung zeigen, dass mit diesen Beziehungen die Abflussverhältnisse auf der Alpennordseite über-, jene auf der Alpensüdseite unterschätzt werden (Aschwanden 1985). Es zeigt sich somit dasselbe Bild wie bei der Anwendung des Wasserbilanzverfahrens (vgl. Kap. 3.5.2).

Folgerungen

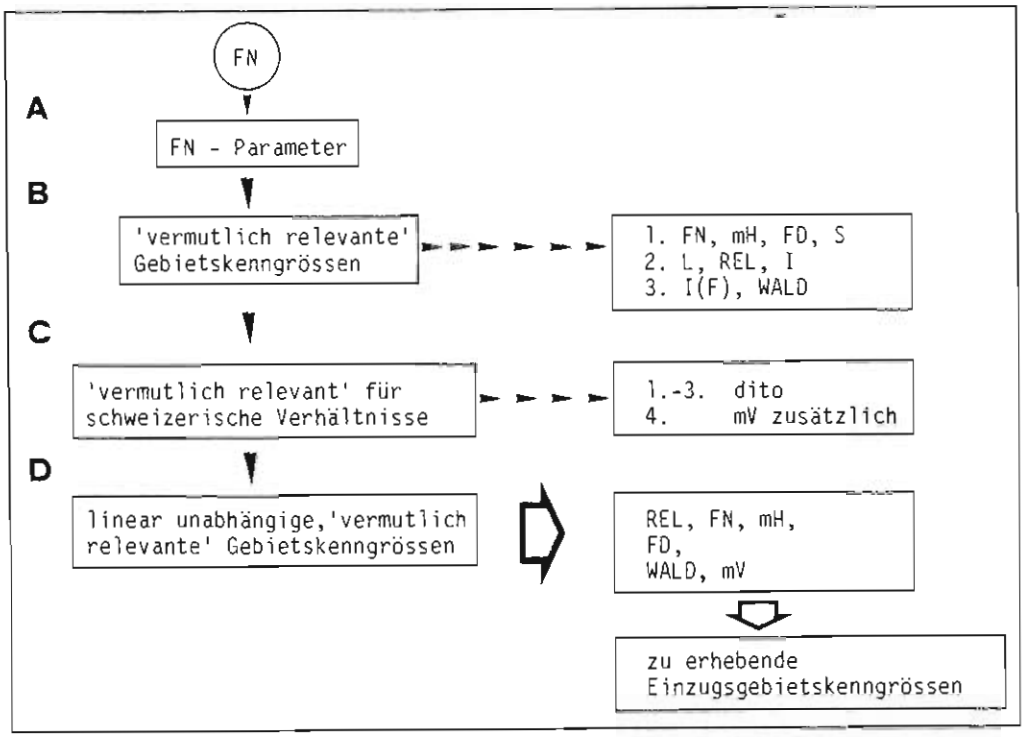
Aufgrund dieser Ergebnisse drängt sich eine Neuformulierung von Regressionsbeziehungen für schweizerische Einzugsgebiete auf. Dabei stellt sich vorrangig das Problem der relevanten Einflussgrössen. Neben den klimatischen und meteorologischen Steuerfaktoren wird das Abflussverhalten eines Einzugsgebietes mehr oder weniger stark durch seine naturräumliche Ausstattung geprägt. Das Beispiel des Sperbel- und Rappengrabens, die bei gleichen klimatischen Bedingungen dasselbe saisonale Abflussverhalten zeigen, infolge unterschiedlicher Vegetationsbedeckung aber verschiedene Abflusshöhen aufweisen, ist bekannt.

Die klimatischen Einflussgrössen sind mit den Niederschlags- und den Temperaturverhältnissen gegeben. Für die Auswahl von Variablen, die die naturräumliche Ausstattung der Einzugsgebiete beschreiben und auch etwa als Einzugsgebietsparameter oder Gebietskenngrössen bezeichnet werden, empfiehlt Streit (1979:53) von folgenden Grundsätzen auszugehen:

- Die Gebietskenngrössen sollen gesamthaft die morphometrischen Eigenschaften, die pedologische und hydrologische Situation und die Oberflächenbedeckung eines Einzugsgebietes repräsentieren.
- Aus der Vielzahl von möglichen Einflussgrössen sollen nur diejenigen ausgewählt werden, die nach dem "hydrologischen Erkenntnisstand als vermutlich relevant für den Abflussprozess gelten können".
- Im Hinblick auf die praktische Anwendung ist auf eine einfache, zeitsparende Quantifizierbarkeit der Gebietskenngrössen zu achten.

Bezüglich der Zielsetzung dieser Arbeit ist der letzte Punkt dahingehend zu erweitern, dass nur Variablen verwendet werden, die gesamtschweizerisch verfügbar sind.

Vergleicht man die physiographischen Charakteristika untereinander, wird man feststellen, dass gewisse Eigenschaften der Einzugsgebiete miteinander korreliert sind. Hohe Korrelationen zeigen an, dass bestimmte Grössen im statistischen Sinne die gleiche Information tragen. Will man Abflussunterschiede durch diese Variablen erklären, genügt es, nur eine zu berücksichtigen, da die übrigen Variablen zu einer Differenzierung nichts beitragen. Solche Interdependenzen in Variablensätzen stören bei einigen multivariaten Methoden (Regressionsanalyse, Diskriminanzanalyse). Aus arbeitsökonomischen Gründen versucht man deshalb schon bei der Datenerhebung nur unkorrelierte Grössen zu erfassen. Das Vorgehen, das im vorliegenden Fall zur Optimierung der Erhebung von Einzugsgebietsparametern für Abschätzungen im Mittelwasserbereich führt, lässt sich schematisch wie folgt darstellen (Fig. 3.7):



FN	Einzugsgebietsgrösse	REL	Reliefenergie
mH	mittl. Einzugsgebietshöhe	I	mittl. Geländeneigung
FD	Flussdichte	I(F)	Flussgefälle
S	Retentionsflächen (Seen etc)	WALD	Waldflächenanteil
L	Einzugsgebietslänge	mV	mittl. areale Vergletscherung

Figur 3.7 Vorgehen zur Optimierung der Erhebung von Einzugsgebietsparametern für die Abschätzung von langjährigen Abflussmittelwerten.

A Parametrisierung
B Analyse bisheriger Untersuchungen
C Ergänzungen bedingt durch Gebirgslage der Schweiz
D Hauptkomponentenanalyse zur Elimination von Interdependenzen

Die morphometrischen Eigenschaften eines Einzugsgebietes, seine Boden- und Gesteinsverhältnisse, sowie die Oberflächenbedeckung und die Landnutzung lassen sich quantifizieren (A). Eine Analyse der bisherigen Untersuchungen zur regionalen Uebertragung zeigt innerhalb dieser Einzugsgebietsparameter Gebietskenngrössen, die als "vermutlich relevant" für den Abfluss gelten können (B). Dieser vorläufige Variablensatz wird mit weiteren, spezifisch schweizerischen Einzugsgebietsparametern ergänzt. Mit Hilfe einer Hauptkomponentenanalyse basierend auf Daten des Instituts für Kulturtechnik der ETH Zürich (Sydler et al. 1982) werden unter diesen Einflussgrössen linear unabhängige ausgewählt (D). Es sind dies: Einzugsgebietsgrösse, mittlere Höhe, Reliefenergie, Flussdichte,

Waldanteil und areale Vergletscherung. Der Waldanteil und die Flussdichte der Untersuchungsgebiete konnten aus zeitlichen Gründen nicht erhoben werden.

Formulierung von neuen Regressionsbeziehungen

Eine weitere Hauptkomponentenanalyse, die die erwähnten physiographischen Charakteristika und zusätzlich die klimatischen Einflussgrössen einschliesst, führt schliesslich zu einem Prädiktorvariablensatz, der der Abschätzung der mittleren Jahresabflusshöhen zugrunde gelegt wird. Die einzelnen Variablen, ihre Bedeutung und allenfalls ihre Transformation in die Normalverteilung sind in Tab. 3.6 zusammengestellt.

Zum Festlegen der optimalen Regressionsbeziehungen wurden nicht nur verschiedene Modellansätze mit unterschiedlichen Kombinationen der Prädiktorvariablen durchgerechnet, sondern auch die räumliche Bezugsbasis variiert. Die Resultate lassen sich wie folgt zusammenfassen:

Tabelle 3.6 Prädiktorvariablensatz zur Abschätzung der Jahresabflusshöhen (mm).

Variable	Transformation in Normalverteilung	Bedeutung
N(SO)	-	mittlerer sommerlicher Gebietsniederschlag (Apr-Sep) mm
N(SO-WI)	x^2	Quotient Sommer- und Winterniederschlag
T	$\ln(x+273.15)$	jährliche Gebietsmitteltemperatur °C
FN	-	Einzugsgebietsgrösse km^2
mH	x^2*10^{-6}	mittlere Höhe des Einzugsgebietes m
REL	-	Reliefenergie m
mV	$\ln(x+1)$	mittlere areale Vergletscherung während der Beobachtungsperiode %

- Globalmodelle eignen sich für die Abschätzung der Abflüsse in ungemessenen Einzugsgebieten weniger gut als regional differenzierte Teilmodelle.

- Klimagebietsspezifische Regressionsbeziehungen zeigen bessere Resultate als regimetypbezogene Abschätzverfahren. Für eine klimatische Betrachtungsweise spricht auch die Analyse des Abflussverhaltens der Untersuchungsgebiete. Es zeigt sich einerseits eine Abhängigkeit der Abflusshöhen vom Regimetyp, andererseits treten innerhalb der Regimetypen immer wieder ähnliche Muster auf: die Untersuchungsgebiete im Reuss- und Limmateinzugsgebiet weisen überdurchschnittliche Abflussspenden auf, diejenigen des Rhone- und Inngebietes stark unterdurchschnittliche. Das Aaregebiet nimmt eine

Mittelstellung ein. Einzugsgebiete im Rheingebiet streuen ziemlich breit, weisen aber im Bereich der nivalen Regimetypen eher hohe Werte auf. Die Abflussspenden vergleichbarer Regimetypen auf der Alpensüdseite liegen über denjenigen der Alpennordseite.
Die Klimagliederung, die sich im vorliegenden Fall als geeignet erwiesen hat, ist in Tab. 3.7 dargestellt. Sie ist auch auf der Karte "Die Abflussregimes der Schweiz" dargestellt.

- Die klimatischen Einflussgrössen erhalten ein weitaus grösseres Gewicht als die physiographischen Charakteristika. Es zeigt sich, dass mit klimatischen Einflussgrössen zwischen 78-94% der Varianz des Abflussverhaltens erklärt werden kann. Der Erklärungsgewinn bei Berücksichtigung der physiographischen Charakteristika beträgt lediglich 1.1% auf der Alpennordseite, 1.2% in der inneralpinen Zone und 8.7% auf der Alpensüdseite. Die besonderen Abflussverhältnisse der Südabdachung der Alpen sind somit nicht nur durch andere Niederschlagsverhältnisse, sondern auch durch die Physiographie der Einzugsgebiete, insbesondere durch die hohe Reliefenergie, bedingt.

Tabelle 3.7 Klimagliederung zu den regional differenzierten Abschätzverfahren für den Jahresabfluss

Bezeichnung	Klimagebiet nach Baumgartner (1983)	Räumliche Verbreitung
Alpennordseite	sehr N-reiche Nordalpen des atlantischen Klimagebietes	Aare, Reuss, Limmat, Rhein ab Bad Ragaz, Rhone ab Einfluss in den Genfersee
Inneralpine Zone	N-arme innere Alpen im Grenzbereich mehrerer Klimabereiche	Rhone bis zum Genfersee, Rhein bis Bad Ragaz, Inn
Alpensüdseite	N-reiche Südalpen an der Nordgrenze der mediterranan Zone	Ticino, Adda, Etsch

- Die Verfahren, die einzig auf physiographischen Charakteristika basieren, eignen sich höchstens für eine grobe Abschätzung der Abflüsse. Sie liefern nicht bessere Ergebnisse als die Faustregel, die zur Approximation der Abflusshöhe den Niederschlag um eine regimetypspezifische Verdunstungshöhe reduziert (Fig. 3.5).

Die massgebenden Regressionsbeziehungen sind in Tab. 3.8 zusammengefasst. Bezüglich der statistisch relevanten Einflussgrössen zeigt sich Altbekanntes: hoher Niederschlag und starke Vergletscherung fördern den Abfluss, hohe Temperaturen (in unvergletscherten Einzugsgebieten) und geringe Winternieder-

schläge (entspricht einem hohen Wert des Quotienten von Sommer- und Winterniederschlag) vermindern den Abfluss. Der abflusshindernde Effekt einer hohen Reliefenergie im Falle der Alpensüdseite lässt sich hydrologisch nicht oder nur sehr vage interpretieren. Es muss in diesem Zusammenhang allerdings darauf aufmerksam gemacht werden, dass die Regressionsanalyse rein statistische Zusammenhänge untersucht, die einer kausalanalytischen Begründung nicht zugänglich zu sein brauchen.

In allen Regionen sind für die Abschätzung der Abflusshöhen Niederschlag- und Temperaturdaten notwendig. Ausser auf der Alpensüdseite ist auch das Verhältnis vom Sommer- zum Winterniederschlag bedeutsam. Von den physiographischen Charakteristika übt einzig die Vergletscherung und, wie erwähnt, auf der Alpensüdseite die Reliefenergie einen gewissen Einfluss aus.

Tabelle 3.8 Regional differenzierte Regressionsbeziehungen zur Abschätzung der langjährigen Abflusshöhe (mm) schweizerischer Einzugsgebiete. Die Bedeutung der einzelnen Variablen ist in Tab. 3.6 erklärt.

Räumlicher Gültigkeitsbereich	Abschätzformel	
Alpennordseite	$A = 1.39*N(SO) - 158.45*N(SO-WI)^2$ $- 11'142.54*\ln(T+273.15)$ $+ 66.59*\ln(mV+1) + 62'792,\ r^2=0.95$	(3.13)
Inneralpine Zone	$A = 1.08*N(SO) - 134.73*N(SO-WI)^2$ $+ 105.99*\ln(mV+1) + 362,\ r^2=0.80$	(3.14)
Alpensüdseite	$A = 2.06*N(SO) - 18'901.57*\ln(T+273.15)$ $- 0.24*REL + 105'978,\ r^2=0.87$	(3.15)

Streng genommen sind Regressionsbeziehungen nur in jenem Bereich gültig, der durch die Variationsbreiten der steuernden Einflussgrössen abdeckt wird und der zur Eichung der Modellparameter verwendet wurde. Eine Extrapolation über diesen Bereich hinaus kann zu massiven Fehleinschätzungen führen. Aus diesem Grunde sind zum Schluss die Anwendungsbereiche der obgenannten Regressionsbeziehungen tabellarisch zusammengestellt (Tab. 3.9).

3.5.7 Modellvergleich und Empfehlung

Alle vorgestellten Modelle beruhen auf Klimadaten und Gebietskenngrössen, die heute gesamtschweizerisch verfügbar und einfach zu erheben sind. Ihre Anzahl ist minimal gehalten. Eine vergleichende Betrachtung der hier kurz vorgestellten

Tabelle 3.9 Anwendungsbereich der Regressionsbeziehungen: Mittelwert und Variationsbreite der einzelnen Einflussgrössen. Die Bedeutung der Variablen ist in Tab. 3.6 erklärt.

Variable	Alpennordseite	Inneralpine Zone	Alpensüdseite
N(SO)	483-1040-1509	588- 974-1442	829-1133-1300
N(SO-WI)	1.0- 1.4- 1.8	0.6- 1.3- 1.8	0.9- 1.5- 2.1
T	-1.9- 4.4- 8.7	-4.9--0.3- 4.9	-1.4- 2.9-11.3
FN	14 - 162- 495	12 - 120- 346	14 - 131- 471
mH	529-1339-2465	1560-2316-2945	340-1814-2531
REL	197-1598-3578	1400-2211-3584	374-2124-3053
mV	0 - 5 - 36	0 - 14 - 67	0 - 3 - 17

Modelle zeigt, dass die neu formulierten Regressionsbeziehungen für die Alpen, das Mittelland und die Alpensüdseite die besten Schätzverfahren darstellen. Die Berücksichtigung der Einzugsgebietsparameter vermindert namentlich auf der Alpensüdseite die Reststreuung. Am besten lassen sich die Abflüsse der mittelländischen Regimetypen abschätzen. Die mittlere Reststreuung beträgt lediglich 7.3%. Das regional differenzierte Modell von Baumgartner et al.(1983), das nur klimatische Einflussgrössen verwendet, erreicht bezüglich der Reststreuung ähnliche Werte wie die erwähnten Regressionsbeziehungen, doch werden im Mittelland die Abflusshöhen systematisch über- (im Mittel 106.9% der gemessenen Werte), auf der Alpensüdseite unterschätzt (94.4%). Das Verfahren der WMO (1983), das wie der Ansatz von Baumgartner von Niederschlags- und Temperaturdaten ausgeht, zeigt diesselbe Tendenz. Von einer vorbehaltlosen Anwendung des Wasserbilanzverfahrens ist infolge der datenbedingten Ungenauigkeiten abzuraten. Die Uebertragung von Abflussspenden unter Berücksichtigung der Höhen- und Niederschlagsverhältnisse zeigt eine Reststreuung von nur 8-9%. Diese Werte liegen im Gütebereich der Regressionsansätze. Unter diesen Aspekten können folgende zwei Verfahren empfohlen werden:

1. Uebertragung der Abflussspende einer flussabwärts liegenden Messstation unter Einbezug der Niederschlags- und Höhenverhältnisse (Formel 3.5).

2. Anwendung der neu formulierten, regional gültigen Regressionsbeziehungen, die auf klimatischen und physiographischen Einflussgrössen beruhen (Formeln 3.13-3.15). Dem Gültigkeitsbereich der Modellparameter muss dabei Beachtung geschenkt werden (Tab. 3.9).

Einen Spezialfall stellt der Jura dar: trotz teilweiser nivopluvialer Regimesteuerung weisen jurassische Einzugsgebiete die geringsten Abflussspenden auf. Die speziellen hydrogeo-

logischen Verhältnisse rechtfertigen regional auf den Jura begrenzte Abschätzverfahren. Der geringe Stichprobenumfang lässt dies aber nicht zu. Als einziges Verfahren liefert die Beziehung von Baumgartner et al.(1983) für den nordalpinen Raum hier realistische Werte:

$$A = -329 - 33.2 * T + 1.011 * N \quad (mm) \qquad (3.16)$$

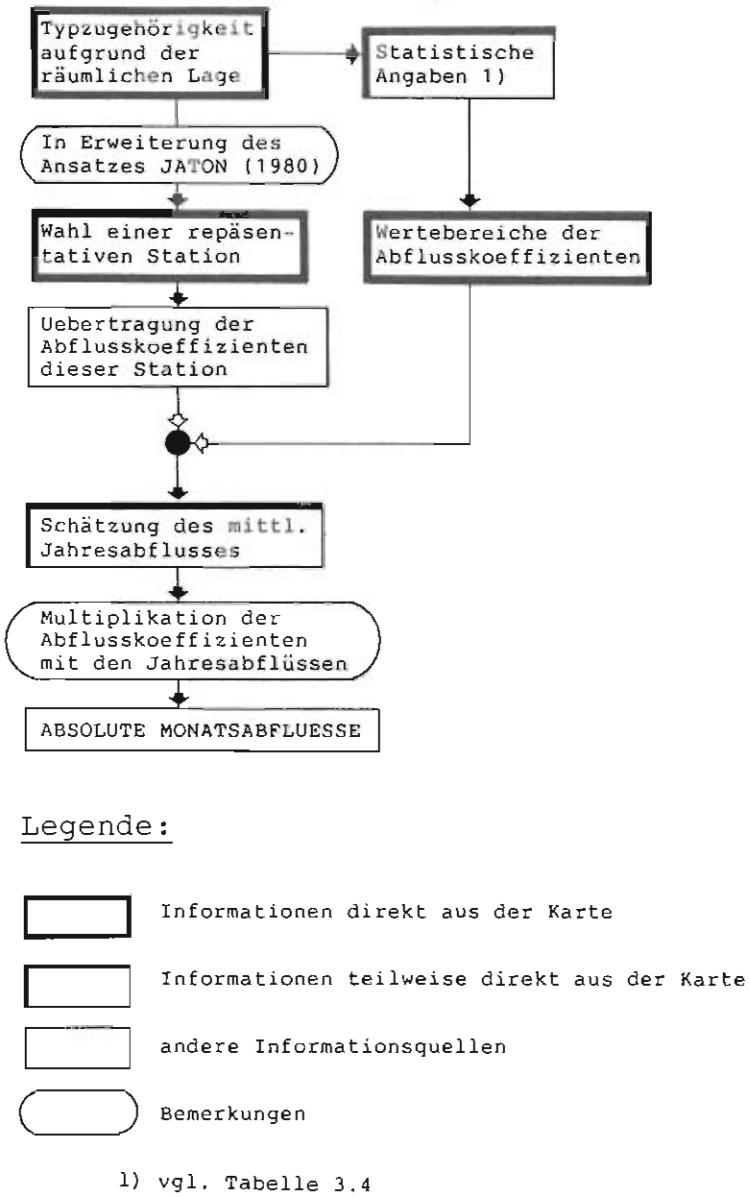
Aufgrund seiner geologischen Struktur weist der Jura eine geringe Flussdichte auf. Da gerade in letzter Zeit auch kantonale Messnetze aufgebaut wurden, darf im Falle des Jura beinahe von einer Vollerhebung gesprochen werden: einzig die Zuflüsse der Birs im Delsberger Becken (La Scheulte, La Sorne) und einige Vorfluter im Waadtländer und Genfer Jura (Entwässerung Richtung Genfersee) werden nicht erfasst. Damit sind ausreichend Möglichkeiten der Uebertragung von Abflussspenden gegeben, soweit dies in Karstverhältnissen überhaupt zulässig ist.

3.6 Abschätzung der mittleren Monatsabflüsse

Der Praktiker sieht sich vor das Problem gestellt, für ein Einzugsgebiet ohne Direktmessung (10-500 km^2) die natürlichen monatlichen Mittelwasserverhältnisse abzuschätzen. Er wird damit allgemein mit dem Problem der regionalen Uebertragung, das heisst der Anwendung hydrologischer Modelle auf Gebiete, für die sie mangels Messdaten nicht direkt kalibriert sind, konfrontiert. Aufgrund der vorliegenden gesamtschweizerischen Untersuchung bietet sich ihm der folgende zweistufige Weg an, der in Fig. 3.8 dargestellt ist.

Das zu untersuchende Einzugsgebiet wird in einem ersten Schritt einem der 16 Regimetypen zugeordnet. Als Entscheidungshilfe dient die Karte "Abflussregimes der Schweiz", welche auch Auskunft gibt, ob heutzutage eine regimeverändernde, anthropogene Beeinflussung vorliegt. Die Kenntnis des Regimetyps weist sowohl auf das zu erwartende hydrologische Grundverhalten (Tab. 3.4) als auch auf die für den betreffenden Regimetyp repräsentativen Stationen (s. Erläuterung zur Karte). Danach werden die Pardé-Koeffizienten einer repräsentativen Station unter Anwendung räumlicher Analogieschlüsse übertragen. Dadurch, dass diese Uebertragung innerhalb eines Regimetyps geschieht, wird der Fehler minimiert. Der Merkmalskatalog, aufgrund dessen die Repräsentativstation ausgewählt wird, umfasst im wesentlichen Grössen, die den Regimetyp bestimmen, nämlich die mittlere Einzugsgebietshöhe und die Vergletscherung, sowie Grössen, deren Einfluss auf den Abfluss als gesichert gelten kann (Fig. 3.7).

Mit diesem regional-taxionomischen Ansatz könnte die in der Frage "repräsentativ wofür ?" gipfelnde Problematik der 'representative basins' einer Lösung entgegengebracht werden, zumal das Abflussregime das hydrologische Verhalten eines Einzugsgebietes integral zu charakterisieren vermag. Unter



Figur 3.8 Vorgehen bei der Abschätzung der mittleren Monatsabflüsse an Stellen ohne Direktmessung

den regimespezifischen Repräsentativgebieten kommt den Testgebieten der Landeshydrologie eine besondere Bedeutung zu: Sie sind gut dokumentiert, aktuell bezüglich Messung und weitgehend frei von anthropogener Beeinflussung. Leider sind nicht alle Regimetypen durch Testgebiete vertreten. Ein Ausbau wäre wünschenswert, damit das gesamtschweizerisch Spektrum des Abflussverhaltens abgedeckt wird.

In einem zweiten Schritt müssen nun zur quantitativen Abschätzung der Monatsabflüsse die Werte der übertragenen Pardé-Koeffizienten mit dem geschätzten Jahresabfluss multipliziert werden.

Das konkrete Vorgehen kann an einem Beispiel aufgezeigt werden: gesucht seien die mittleren monatlichen Abflussmengen der Einzugsgebiete der Mentue bei Yvonand und der Langeten bei Lotzwil, deren Daten bei der Modelleichung nicht verwendet wurden:

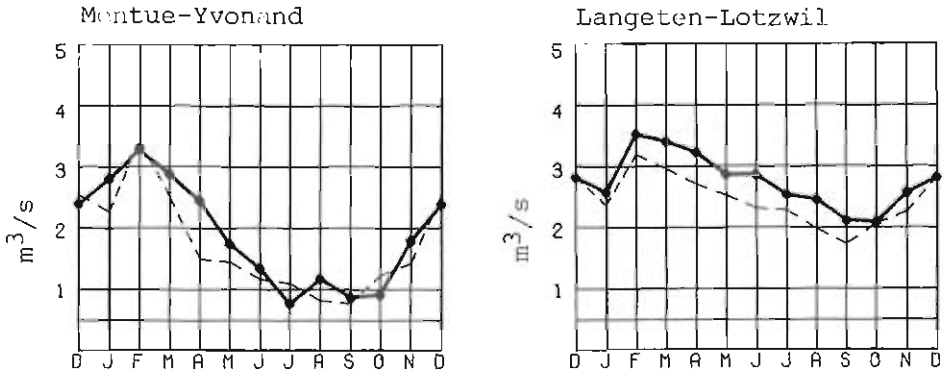
Einzugsgebiet	FN (km^2)	mH (m)	REL (m)	N (mm)	V (mm)	T (^oC)
Langeten-Lotzwil	115.0	713	619	1313	564	7.3
Mentue-Yvonand	105.0	679	482	1058	577	7.6

Aufgrund der "Karte der Abflussregimes der Schweiz" kann für die Mentue die Zugehörigkeit zum 'régime pluvial jurassien' als wahrscheinlich angenommen werden. Mögliche Repräsentativgebiete stellen die Sisseln-Eiken und die Ergolz-Augst dar. Als hydrologisch analoges Einzugsgebiet wird mit Hilfe der physiographischen Charakteristika die Sisseln festgelegt. Die Langeten gehört zum 'régime pluvial inférieur'. Ihr Repräsentativgebiet folgt aus der Nachbarschaft zur Langeten-Huttwil.

Die Berechnung der mittleren Abflusshöhe aufgrund der obgenannten klimatischen und physiographischen Merkmale nach Formel 3.13 und die Umrechnung auf die jährliche Abflussmenge ergibt folgende Werte:

Mentue: A=555mm --> MQ=1.85m^3/s effektiv: MQ=1.69m^3/s
Langeten: A=755mm --> MQ=2.75m^3/s effektiv: MQ=2.43m^3/s

Die Abschätzung der mittleren Monatsabflüsse erfolgt durch Multiplikation der übertragenen Pardé-Koeffizienten mit dem geschätzten Jahresabfluss. Der graphische Vergleich der berechneten mit der beobachteten Abflussganglinie ist in Fig. 3.9 dargestellt.



Figur 3.9 Vergleich der berechneten mit der beobachteten Abflussganglinie:
—— berechnet
---- beobachtet

In beiden Fällen kann das saisonale Abflussverhalten, insbesondere die Lage des Abflussmaximums, sowie die zu erwartende Grössenordnung der Monatsabflüsse richtig abgeschätzt werden. Die Abweichungen vom beobachteten Wert ergeben sich bei der Langeten durch das Ueberschätzen des Jahresabflusses, bei der Mentue offenbar durch das etwas unterschiedliche Abflussverhalten des Repräsentativgebietes 'Sisseln-Eiken', das sich in einer langsameren Speicherentleerung im Zeitraum nach dem Abflussmaximum äussert.

Insgesamt darf festgestellt werden, dass die Uebertragung von Pardé-Koeffizienten von Repräsentativstationen auf ungemessene Einzugsgebiete desselben Regimetyps zusammen mit der Bestimmung des Jahresabflusses auf Regressionsbasis oder mit der Uebertragung der Abflussspenden ein gangbarer Weg zur Abschätzung der Monatsabflüsse darstellt. Mögliche Fehlerquellen liegen in der Schätzungenauigkeit der Regressionsbeziehungen für den Jahresabfluss, in der Unsicherheit der Festlegung des Regimetyps des interessierenden Untersuchungsgebietes und in der Wahl einer falschen Repräsentativstation innerhalb desselben Regimetyps.

3.7 Ausblick

Der Gerinneabfluss ist im Wasserkreislauf dasjenige Element, das mit der grössten Genauigkeit erfasst werden kann. Bei sorgfältiger Messung liegt der Fehler unter 5%. Bei den abflusssteuernden klimatischen Einflussgrössen muss mit weit grösseren Ungenauigkeiten gerechnet werden. Die Frage, inwieweit es aufgrund dieser Ausgangslage überhaupt möglich ist, für den Abfluss zuverlässige Abschätzverfahren anzugeben, ist somit angesprochen. Die Untersuchung hat gezeigt, dass im alpinen Raum für eine solche Abschätzung eine verbesserte Kenntnis der Gebietsniederschläge, aber auch der Gebietsverdunstung unbedingt notwendig ist. Die Gebietsverdunstung wird herkömmlicherweise aus der Wasserbilanz bestimmt. Lang (1985) schlägt vor, im Gebirge den Gebietsniederschlag aus dem Abfluss zu bestimmen. Somit erreichen wir eine verbesserte Kenntnis über die räumliche und zeitliche Variation des Niederschlages und der Verdunstung, die für zuverlässigere Abschätzverfahren die Voraussetzung ist, nur über die Messung des Abflusses. Liegt vielleicht das Erfolgsrezept für verbesserte Abschätzverfahren des Abflusses paradoxerweise vorerst einmal darin, weiterhin den Abfluss zu messen ?

3.8 Literatur

ASCHWANDEN, H. (1985): Zur Abschätzung der Abflüsse in ungemessenen schweizerischen Einzugsgebieten. Publ. Gewässerkunde Nr. 66, Geogr. Inst. Univ. Bern.

ASCHWANDEN, H., LEIBUNDGUT, Ch., WEINGARTNER, R. (1984): Abflussregimeforschung und ihre praktische Bedeutung. in: Geographica Helvetica, Nr. 3:149-153, Zürich.

ASCHWANDEN, H., WEINGARTNER, R. (1985): Die Abflussregimes der Schweiz. Publ. Gewässerkunde Nr. 65, Geogr. Inst. Univ. Bern, 238 S.

BAUMGARTNER, A., REICHEL, E., WEBER, G. (1983): Der Wasserhaushalt der Alpen. Verlag Oldenbourg, München.

BINGGELI, V. (1974): Hydrologische Studien im zentralen Schweizerischen Alpenvorland, insbesondere im Gebiet der Langete. Beitr. z. Geol. d. Schweiz-Hydrologie, Nr. 22, Bern.

BRAUN, L. (1985): Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower alpine regions of Switzerland. Zürcher Geogr. Schriften, Nr. 21, 165 S., Zürich.

BRENKEN, G. (1959): Versuch einer Klassifikation der Flüsse und Ströme der Erde nach wasserwirtschaftlichen Gesichtspunkten. Diss., TH Karlsruhe, 42 S.

DAYER, G., REY, Y. (1984): Discharge forecasting from glacierized areas to optimize hydroelectric power management. in: Zürcher Geogr. Schriften, Nr. 14:59-66, Zürich.

DYCK, S. (1980): Angewandte Hydrologie. W. Ernst, Berlin.

GAUDET, F. (1975): Les cours d'eaux alpins de régime glaciaire. Diss., Université de Lille.

GRIMM, F. (1968): Das Abflussverhalten in Europa - Typen und regionale Gliederung. in: Wiss. Veröffentl. d. Deut. Inst. f. Länderkunde, Neue Folge 25/26, Leipzig.

JATON, J.-F. (1980): Détermination des écoulements annuels et mensuels moyens d'un bassin versant. EPFL Publ. No. 190, Lausanne.

JENSEN, H. (1979): Statistische Untersuchung der Beziehungen zwischen den Schneereserven und dem Sommerabfluss alpiner Gebiete. in: Mitt. d. VAW-ETHZ, Nr. 41:123-144, Zürich.

JENSEN, H., LANG, H. (1973): Forecasting discharge from a glaciated basin in the Swiss alps. in: IAHS-Publ. No. 107:1047-1054.

KASSER, P., SCHWEIZER, W. (1955): Voraussage der globalen Sommerabflussmenge der Rhone bei Porte du Scex aufgrund von Winterniederschlag und Winterabfluss. in: Wasser- und Energiewirtschaft, 47, H. 5-7:104-107, Baden.

KELLER, R. (1968): Die Regime der Flüsse der Erde. in: Freiburger Geogr. Hefte Nr.6:65-86, Freiburg i. Br..

KELLER, R., et al. (1968): Flussregime und Wasserhaushalt. Freiburger Geogr. Hefte Nr. 6, 240 S., Freiburg i. Br.

LANG, H. (1985): Höhenabhängigkeit der Niederschläge. in: Beitr. z. Geol. d. Schweiz-Hydrologie, Nr. 31, Bern.

LANG, H. (1984): A view on our knowledge of water resources in relation to climate in the alps. in: Zürcher Geogr. Schriften, Nr. 14:53-58, Zürich.

LANG, H. (1979): Schnee und Eis als Faktoren im Wasserhaus-

halt: ein Beitrag zur Hydrologie des Alpenraumes. Habil. ETH Zürich, 93 S.

LANG, H. (Vorsitzender der Studiengruppe 'Verdunstung') (1978): Die Verdunstung in der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz-Hydrologie, Nr. 25, 95 S., Bern.

LEIBUNDGUT, Ch. (1984): Zur Erfassung hydrologischer Messwerte und deren Uebertragung auf Einzugsgebiete verschiedener Dimensionen. in: Geomethodica, Veröff. 9 BGC:141-170, Basel.

LIEBSCHER, H. (1970): A method for runoff-mapping from precipitation and air temperature data. in: IAHS-Publ. No. 92, Vol. I:115-121.

MAILHOL, J.C. et al. (1982): Synthesis of Burgundy's small river yields for the purpose of hydro-power production. Proc. Int. Sympos. Berne, Sonderheft Landeshydrologie Vol. 3:943-949, Bern.

MARTINEC, J., RANGO, A. (1979): Discharge forecast in mountain basins based on satellite snow cover mapping. in: Operational Applications of Satellite Snowcover Observations, NASA, Nevada.

PARDE, M. (1920): Le régime des cours d'eau suisses. in: Révue de Géogr. alpine, VIII:359-457, Grenoble.

PARDE, M. (1933): Fleuves et Rivières. Verlag A. Colin, Paris.

QUERVAIN, de, M. (1979): Schneedeckenablation und Gradtage im Versuchsfeld Weissfluhjoch. in: Mitt. d. VAW-ETHZ, Nr. 41:215-232, Zürich.

SCHAEDLER, B. (1985): Gebietsniederschläge. in: Beitr. z. Geol. d. Schweiz-Hydrologie, Nr. 31:171-184, Bern.

SCHAEDLER, B. (Vorsitzender der Arbeitsgruppe für operationelle Hydrologie) (1985): Die Schneebedeckung in der Schweiz aus hydrologischer Perspektive. GHO-Mitt. Nr. 1, Landeshydrologie Bern.

SCHMIDT, F. (1981): Détermination des débits d'étiages des cours d'eau représentatifs de quelques régimes hydriques. Dipl.-Arbeit EPF-Lausanne.

SCHUMACHER, M. (1976): Karten der langjährigen mittleren Abfluss- und Verdunstungshöhe für das Gebiet der Bundesrepublik Deutschland. in: Deutsche Gewässerkundl. Mitt. 20, H. 3:61-70, Koblenz.

SEVRUK, B. (Vorsitzender der Arbeitsgruppe 'Niederschlag') (1985): Der Niederschlag in der Schweiz. in: Beitr. z. Geol. d. Schweiz-Hydrologie, Nr. 31, Bern.

SPREAFICO, M., BUTTET, P. (1983): Verzeichnis der schweizerischen Pegelstand- und Abflussmessstationen an Oberflächengewässern. Mitt. Nr. 5 der Landeshydrologie, Bundesamt für Umweltschutz, Bern.

STREIT, U. (1979): Raumvariante Erweiterung von Zeitreihenmodellen. Giessener Geogr. Schriften, H. 46, 109 S., Giessen.

SYDLER, P.A., WIDMOSER, P., ZOLLINGER, F. (1982): Statistische Untersuchungen von Extremabflüssen in kleinen Einzugsgebieten. Schlussbericht zum NF-Projekt 2.727.077, Inst. für Kulturtechnik d. ETH Zürich, 103 S.

UTTINGER, H. (1949): Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901-1940. Verlag des schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes, 27 S., Zürich.

VISCHER, D. (1974): Hydrologische Prognosen für die Wasserwirtschaft. Mitt. d. VAW-ETHZ, Nr. 12, 164 S., Zürich.
VISCHER, D., JENSEN, H. (1981): Abflussprognosen am Beispiel des Rheins bei Rheinfelden. in: Beschaffung hydrologischer Unterlagen in der Schweiz, Mitt. Landeshydrologie Nr. 3:1-15, Bern.
WALSER, E. (1960): Die Abflussverhältnisse in der Schweiz während der Jahre 1910 bis 1959. in: Wasser- und Energiewirtschaft, Nr.8-10:197-215, Baden.
WEINGARTNER, R. (1985): Theoretische und praktische Studien zu einem 'Hydrologischen Atlas der Schweiz'. Diss. Geogr. Inst. d. Univ. Bern.
WMO (1983): Guide to hydrological practices. WMO-Publ. No. 168, Genf.
WUNDT, W. (1953): Gewässerkunde. Springer Verlag, Berlin.
WUNDT, W. (1937): Beziehungen zwischen Mittelwerten von Niederschlag, Abfluss, Verdunstung und Lufttemperatur für die Landflächen der Erde. Dt. Wasserwirtschaft, 32. Jg., H. 5 u. 6.

Dank

Wir danken Herrn Dr. Spreafico (Landeshydrologie Bern) für seine umsichtige Projektleitung, Herrn Dr. Leibundgut (Geographisches Institut der Universität Bern) für die Betreuung, dem Schweiz. Nationalfonds für die finanzielle Unterstützung, verschiedenen Amts- und Drittstellen für das Ueberlassen von Daten, sowie allen, die in irgendeiner Form zu dieser Untersuchung beigetragen haben.

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE NR. 33, 1986

REGIONALISIERUNG DER STARKNIEDERSCHLÄGE UND ERMITTLUNG TYPISCHER NIEDERSCHLAGSGANGLINIEN

Heinz Geiger, Albert Stehli, Urs Castellazzi

Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, 8903 Birmensdorf

4. REGIONALISIERUNG DER STARKNIEDERSCHLAEGE UND ERMITTLUNG TYPISCHER NIEDESCHLAGSGANGLINIEN

Zusammenfassung

Mit Hilfe von Methoden aus multivariater Statistik und Geostatistik wird die räumliche Variabilität von Starkniederschlägen unterschiedlicher Dauer und Wiederkehrperioden untersucht. Die Starkniederschläge lassen sich nach der Befreiung von einem allfälligen Schneeanteil ohne Berücksichtigung des Reliefs räumlich interpolieren. Dies ermöglicht eine computergestützte Konstruktion von Isolinienkarten im Massstab 1 : 500 000. Im zweiten Teil der Arbeit werden Angaben zur Auftretenshäufigkeit und zum Intensitätsverlauf verschiedener Ganglinientypen von Starkniederschlägen der Messstationen Lausanne, Zürich, Davos und Locarno vermittelt.

Résumé

La variabilité spatiale des précipitations extrêmes, dont la durée et la période de retour sont différentes, est étudiée ici, à l'aide de méthodes de statistique multivariée et de géostatistique. Les éventuelles quantités de neige mêlées aux précipitations sont éliminées et l'interpolation de ces précipitations extrêmes se fait indépendamment de la topographie du terrain. Cela permet l'élaboration d'une cartographie, à l'échelle 1 : 500 000, effectuée au moyen de l'ordinateur. La deuxième partie du travail concerne la fréquence et la distribution temporelle de l'intensité de fortes précipitations, données transmises sous différents types de hyétogrammes. Ces indications proviennent des stations météorologiques de Lausanne, Zurich, Davos et Locarno.

Abstract

Multivariate statistics as well as geostatistics is used to analyse spatial and temporal variability of storm precipitation for different return periods and storm durations. After filtering the original data, interpolation was possible without taking in account the effect of topography. Snowfall events were taken out of the data set. Therefore it was possible to create by computer a storm precipitation map on a scale of 1:500 000. The second part contains information about frequency and intensity of different temporal patterns caused by storm precipitations at the weather stations of Lausanne, Zurich, Davos and Locarno.

4.1 Generelle Problemstellung und Projektziele

Ein grosser Teil der Methoden zur Hochwasserabschätzung für kleine Einzugsgebiete beruht auf der Kenntnis der Starkregen. Aufgrund der Daten der kurz zuvor in Betrieb genommenen Niederschlagsmessnetze, hatte man im letzten Jahrhundert begonnen maximale, der Hochwasserberechnung zugrundezulegende Intensitätswerte zu ermitteln (Bürkli - Ziegler, 1880). Selbstverständlich mussten diese Maxima mit zunehmender Anzahl Beobachtungen immer wieder durch neue Rekorde ersetzt werden, was nicht unbedingt befriedigte. Man versuchte deshalb in der Folge, solche Regenmaxima mit physikalisch-meteorologischen Methoden zu ermitteln und gelangte so zum Konzept des "vermutlich maximalen Niederschlages" (Grebner, 1985).

Ein anderer Weg führte über die Anwendung der Methoden der mathematischen Statistik. Damit können den Messwerten Ueberschreitungswahrscheinlichkeiten zugeordnet werden. Für einige Ortschaften der Schweiz sind von verschiedenen Tiefbauämtern Starkregen statistisch bearbeitet worden, bevor Hörler und Rhein (1962) nach einem einheitlichen Verfahren für 19 Städte Regenintensitätskurven veröffentlichten. Später hat die Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen (EAFV) 503 Messstationen des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes nach den Methoden der Extremwertstatistik ausgewertet und in Form von Frequenz- und Niederschlags-Intensitäts-Diagrammen publiziert (Zeller et al., 1976 - 1983). Die Niederschlags-Intensitäts-Diagramme stellen das massgebliche Hilfsmittel zur Abflussermittlung dar. Aus ihnen lässt sich für einen bestimmten Messstandort die mittlere Intensität eines Niederschlages einer bestimmten Dauer und Jährlichkeit ableiten.

Das im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes "Grundlegende Probleme des schweizerischen Wasserhaushaltes" im Jahre 1982 gestartete gemeinsame Forschungsprojekt der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) an der ETH Zürich und der EAFV trägt den Titel "Ermittlung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen". Es setzte sich zum Ziel, eine entsprechende Arbeitsanleitung aufzustellen. Dazu sollten von der VAW bestehende Verfahren überprüft und das geeignetste weiterentwickelt, oder aber ein neues Verfahren erarbeitet werden (Naef et al.,1986). Die EAFV übernahm ihrerseits die Aufgabe, die Frage der räumlichen Uebertragbarkeit der vorerst nur für die unmittelbare Umgebung der Messstellen gültigen Niederschlagsdaten zu untersuchen und entsprechene Regeln abzuleiten, eine Aufgabe, die in der neueren hydrologischen Fachliteratur mit dem Begriff "Regionalisierung" bezeichnet wird. Da verschiedene Niederschlag-Abfluss-Modelle als Eingangsgrössen nicht nur Starkregen mit konstanter Intensität, sogenannte Blockregen, verwenden können, sondern auch Regenganglinien, wurde in einem 2. Projektteil der Frage nach typischen Niederschlagsganglinien nachgegangen.

Um diese Fragen im beschränkten Zeitrahmen eines Nationalfondsprojektes überhaupt bearbeiten zu können, mussten im voraus die möglichen Aussagen auf Punktniederschläge begrenzt werden. Fragen des Gebietsniederschlages mussten unbehandelt bleiben, was die Anwendung der gewonnene Resultate auf Kleineinzugsgebiete (kleiner als 50 Quadratkilometer) beschränkt. Im weiteren sollte mit der zu Projektbeginn vorhandenen Datenbasis ohne zusätzliche Auswertungen weiterer Messstationen auszukommen sein.

Das Ziel dieses Berichtes besteht darin, die im Rahmen dieses Nationalfondsprojektes durchgeführten Arbeiten zu beschreiben, die angewandten Methoden zu erläutern und einige Resultate mitzuteilen. In einer umfassenden Publikation, die weit über den Rahmen des Nationalfondsprojektes hinausgeht, werden die vollständigen Ergebnisse Aufnahme finden (Zeller et al., in Vorbereitung). Im ersten Teil dieses Beitrages (Kapitel 4.2) wird das Problem der Regionalisierung behandelt und im zweiten Teil wird auf die Typisierung der Niederschlagsganglinien eingegangen (Kapitel 4.3).

4.2 Regionalisierung der Starkniederschläge

4.2.1 Grundsätzliches Vorgehen

Mit jeder Forschungsarbeit wird Neuland betreten. Auf dem Weg zum Ziel tauchen Hindernisse auf, die es zu überwinden oder zu umgehen gilt. Die Komplexität der Probleme und der Aufwand zu ihrer Lösung werden gewöhnlich unterschätzt. Auch das vorliegende Projekt bildet keine Ausnahme dieser Regel. Wenn im folgenden das gewählte Vorgehen erläutert wird, so wird es rückblickend dargestellt, so, wie es heute im logischen Zusammenhang erscheint. Dabei wird in erster Linie der zum Ziel führende, direkte Weg beschrieben, die Ab- und Umwege hingegen nur kurz gestreift.

Die zu bearbeitenden Aufgaben und die Lösungsideen lassen sich anhand eines Ablaufschemas (Abb.1) in folgende Schritte unterteilen:

Schritt 1

Die Ausgangsdaten umfassten einerseits die Information, die in den 6 Bänden der "Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes" (Zeller et al., 1976 - 1983) enthalten ist, andrerseits waren zusätzliche physiographische und klimatologische Daten erhoben worden, um Lage und Klima der Stationen besser erfassen zu können. Diese Datenbasis umfasste über 100 000 Werte, die geeignet organisiert werden mussten. Dazu wurde eine Datenbank geschaffen, die im Abschnitt 4.2.2.1 näher erläutert wird.

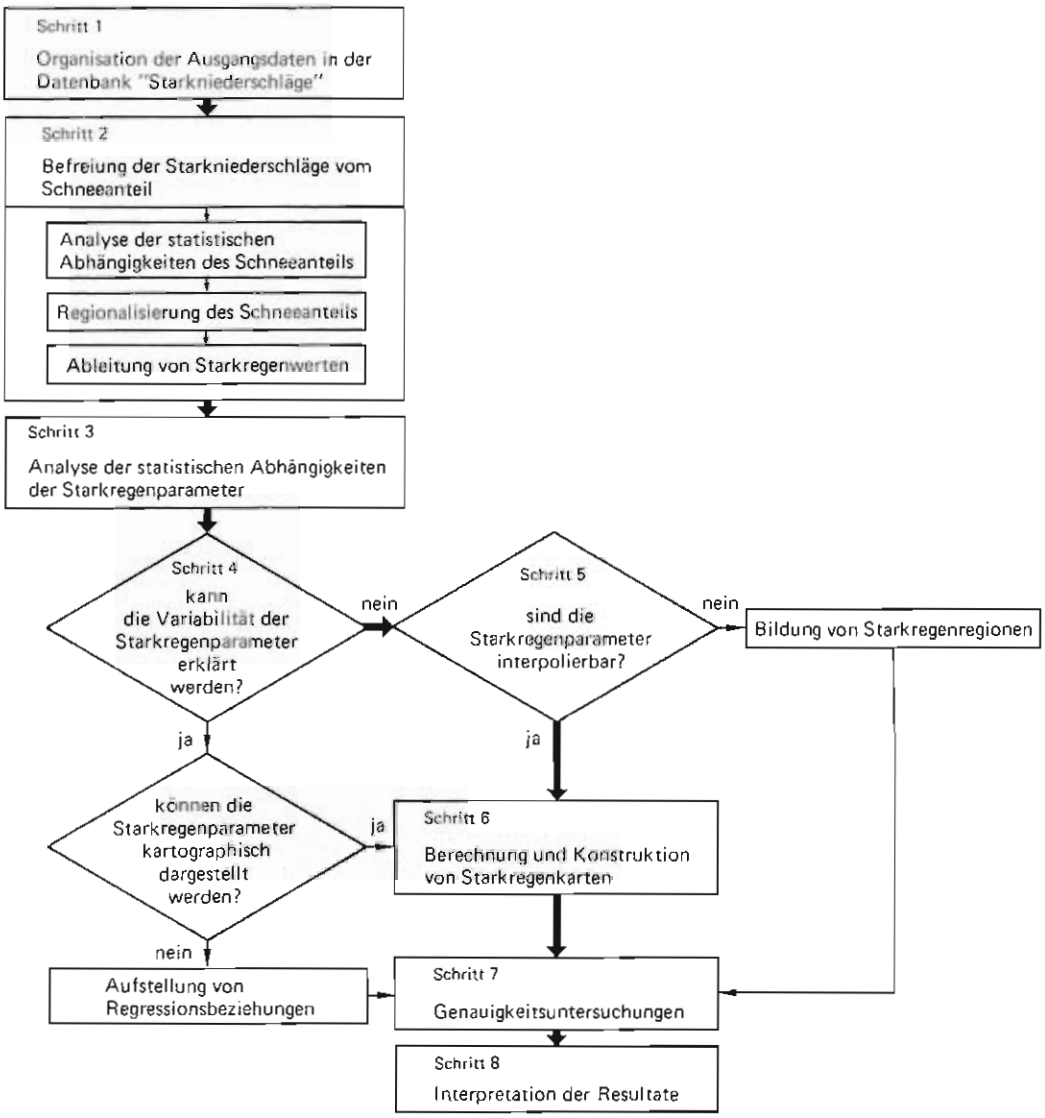


Abb. 1: Der Ablauf der Untersuchungen zur Regionalisierung der Starkniederschläge im Rahmen möglicher Lösungswege

Schritt 2

Niederschlagsmessgeräte erfassen sämtliche Arten von Niederschlägen, wie Regen, Schnee, Hagel usw.; bei der Mehrzahl der Messstellen ist die Niederschlagsart allerdings vom Beobachter nicht vermerkt , so dass man darüber im Ungewissen ist. Da jedoch in Kleineinzugsgebieten die Höchsthochwasser durch sommerliche Gewitterregen hervorgerufen werden (Zeller, 1975), sind letztlich nur die reinen "Regen"-Ereignisse massgebend.

An 71 von insgesamt 503 Stationen konnte aufgrund von zusätzlichen Angaben des Beobachters eine Unterscheidung in reine "Regen"- und in "Regen + Schnee"-Niederschläge vorgenommen werden. Eine statistische Analyse des Schneeanteils an den Starkniederschlägen der erwähnten 71 Stationen lieferte die Basis für dessen Regionalisierung. Dadurch konnten die Daten der verbleibenden 432 Messstationen vom Schneeanteil befreit und die für die weiteren Untersuchungen benötigten Starkregenparameter (vergl. Definition in Kapitel 4.2.2.1) abgeleitet werden.

Schritt 3

Nach diesen vorbereitenden Arbeitsschritten folgte eine eingehende Untersuchung über die statistischen Abhängigkeiten der Starkregenparameter von physiographischen Faktoren in unterschiedlichen Klimaregionen.

Schritt 4

Als Ergebnis dieser Untersuchungen stellten sich eine Reihe von Fragen, deren Beantwortung für den weiteren Projektablauf entscheidend war. Die wichtigste Unbekannte stellte die räumliche Variabilität dar. Gemeint ist damit die Art und Weise, wie sich die Starkregenparameter benachbarter Stationen voneinander unterscheiden. Denkbar sind verschiedene Muster, für die auch Lösungen zur Regionalisierung aus der Literatur bekannt sind. Der einfachste Fall bestünde darin, dass die Starkregenparameter rein zufällig, ohne erkennbare Gesetzmässigkeiten variieren. Zur Regionalisierung könnte man Stationen gleichen Niederschlagsverhaltens zu Gruppen zusammenfassen, also Starkregen-Regionen bilden. Dieser Weg wurde zu Projektbeginn begangen. Mittels einer Clusteranalyse konnten so die Regionen "Mittelland", "Voralpen", "inneralpine Region" und "südliche Region" gebildet werden (Geiger, 1982). Diese grobe Regionalisierung befriedigte nicht, da sie allzu generelle Resultate lieferte.

Dass die Starkregenparameter allerdings nicht rein zufällig variieren, war aufgrund der früher durchgeführten Auswertungen (Zeller et al., 1976 - 1983) stark zu vermuten. Deshalb wurde nach physiographischen und klimatologischen Faktoren gesucht, die die Variabilität erklären können. So hat etwa Miller (1972) im gebirgigen westlichen Teil der USA mittels Regressionsgleichungen die Starkregenwerte mit dem mittleren Jahresniederschlag, dem Breitengrad, dem Geländegefälle und der Distanz zur Meeeresküste in Beziehung gebracht. Um solche Zusammenhänge, allerdings mit anderen Faktoren, auch für schweizerische Verhältnisse zu erforschen, wurden entsprechende Grössen in die Datenbank aufgenommen und statistisch analysiert. Verschiedene multivariate Ansätze führten nicht zum Ziel, die Variabilität der Starkregenparameter zu beschreiben.

Schritt 5

Nachdem keine Erklärung der Variabilität der Starkregenparameter gefunden werden konnte, hat man erkannt, dass diese mehr oder weniger kontinuierlich variieren, d.h., dass benachbarte Stationen ähnliche Werte aufweisen. Ein solches Variationsmuster zeigen auch andere Klimaelemente, wie etwa die Jahresniederschläge oder, noch ausgeprägter, die mittleren Jahrestemperaturen. Da diese mittels Isolinien regionalisiert werden können und solche Isoliniendarstellungen letztlich auf Interpolationen beruhen, stellte sich die Frage nach der Interpolierbarkeit der Starkregenparameter. Die Prüfung dieser Frage bildete eine Hauptaufgabe innerhalb des gesamten Projektes und erfolgte durch umfangreiche statistische Untersuchungen. Das Ergebnis liess die Schlussfolgerung zu, dass die Starkregenparameter interpolierbar sind.

Schritt 6

Die Konstruktion von Isolinienkarten ist sehr aufwendig, der Wunsch, den Computer zu Hilfe zu nehmen, entsprechend gross, besonders wenn nicht nur eine einzige Karte, sondern deren vier zu entwerfen sind. Die eine Schwierigkeit bestand darin, geeignete Computerprogramme zu finden, die andere stellte sich beim Anpassen dieser Programme an den immensen Datenumfang.

Schritt 7

Genauigkeitsuntersuchungen sollen Auskunft über die Güte der Regionalisierung geben. Hierfür sind geeignete Fehlermasse zu definieren. Es ist zu berücksichtigen, dass einerseits auch die Datenbasis mit zufälligen und systematischen Fehlern behaftet sein kann und andrerseits die richtigen, "wahren" Werte nicht bekannt sind.

Schritt 8

Die Interpretation der Resultate basiert auf der Genauigkeitsuntersuchung und richtet sich nach dem Ziel des Projektes und der Anwendung der Resultate.

Die einzelnen Schritte sind in den folgenden Kapiteln näher beschrieben. Wenn zu Beginn dieses Abschnittes von Hindernissen auf dem Weg zum Projektziel die Rede war, so soll nun nicht unerwähnt bleiben, dass auf der Suche nach alternativen Wegen auch Entdeckungen gemacht worden sind. Eine solche Entdeckung bildete die Geostatistik. Dieses Werkzeug, das ursprünglich vor allem auf dem Gebiet der Lagerstättenerkundung eingesezt wurde, ist unseres Wissens erstmals von Laborde (1981) zur Konstruktion von Starkregenkarten eingesetzt worden und wir selbst sind erst im Laufe der Projektbearbeitung auf diese Arbeiten gestossen. Jetzt konnten die anfäng-

lich eher intuitiven Vorstellungen über die Variabilität der Starkregen auch mathematisch erfasst und die Grundlagen zur Interpolation und Konstruktion der Isolinien gelegt werden.

4.2.2 Datenmaterial und Untersuchungsmethoden

4.2.2.1 Ausgangsdaten und Datenbank

Das bereits zu Projektbeginn vorgelegene Datenmaterial stammt aus der Bearbeitung von rund 500 Messtationen des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes (Zeller et al., 1976 - 1983). Die Messtellen liegen hauptsächlich südlich einer Linie Lausanne-Bern-Zürich-Romanshorn. Weite Teile des Mittellandes und des Juras sind deshalb nicht vollständig erfasst worden, so dass die Datenbasis dort relativ schwach ist. Eine Zusammenstellung über die Verteilung der Messtationen auf die verschiedenen Höhenstufen und nach ihrer Lage gibt Tabelle 1. Von den 503 Stationen verfügen deren 468 über Tagessammler, an 57 Messorten gibt es zusätzlich noch einen Pluviographen und 35 Stationen bestehen lediglich aus einem Pluviographen.

Tabelle 1: Verteilung der Messstationen nach ihrer Lage auf die verschiedenen Höhenstufen

Höhenstufe	Lage					
m ü.M.	Tal	Hang	Pass	Gipfel	Kessel	Total
bis 600	124	32	0	0	1	157
bis 1000	84	57	5	5	3	154
bis 1400	48	41	1	4	7	101
bis 1800	24	23	1	2	5	55
bis 2200	7	8	3	2	4	24
bis 2600	1	3	5	3	0	12
Total	288	164	15	16	20	503

Für jede ausgewertete Station existieren Frequenz- und Niederschlags-Intensitäts-Diagramme. Abbildung 2 zeigt ein Frequenzdiagramm für die Messstelle Davos Platz. Auf der Ordinate ist die Niederschlagsmenge und auf der Abszisse die Jährlichkeit (Wiederkehrperiode) aufgetragen. Die Frequenzgerade stellt dabei die Verteilungsfunktion in einem Wahrscheinlichkeitspapier für die 1. Extremalverteilung dar. Diese Gerade ist durch 2 Werte definiert, etwa mit den Punkten der Niederschlagsmengen für die Jährlichkeiten von 2.33 und 100 Jahren. (Das arithmetische Mittel aller für die Untersuchung verwendeten jährlichen Höchstwerte hat bei der

Anwendung der 1. Extremalverteilung gerade die Jährlichkeit von 2.33 Jahren.) Davos Platz gehört zu jenen Messstationen, bei denen eine Unterscheidung in "Schnee + Regen" - und in "Regen"-Ereignisse möglich ist. Da die Beobachter regelmässig Angaben über die gefallenen Neuschneemengen machten, konnten die Schneefälle speziell erfasst werden. Bei Mischniederschlägen wurde der zu 0.1 g/cm^3 angenommene Wasserwert der Neuschneemenge in Abzug gebracht (10 cm Schnee entsprechen 1 cm Wasser). Eine nähere Beschreibung dieser Auftrennung in "Regen"- und "Regen+Schnee"-Ereignisse findet man in Zeller et al., (in Vorbereitung).

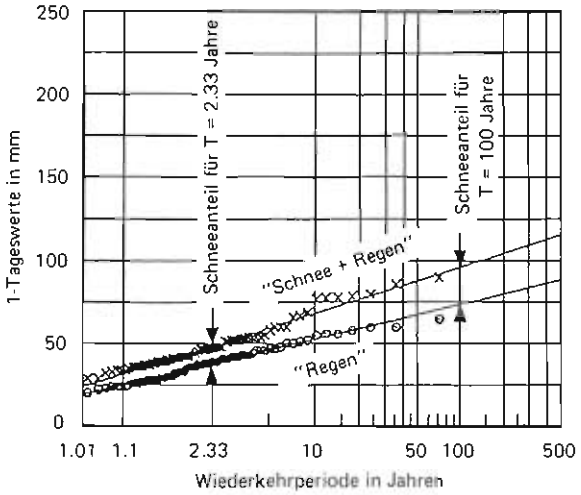


Abb. 2: Frequenzdiagramm für "Schnee + Regen"- und "Regen"-Ereignisse für die Messstation Davos Platz und die Jahre 1901 - 1970 (aus Zeller et al., 1976)

Aus Abbildung 2 geht der beachtenswerte Unterschied in den Frequenzgeraden für beide Niederschlagsarten hervor. Die relative Differenz zwischen diesen Geraden wird als Schneeanteil definiert, also z.B.:

$$Diff_{T100} = \frac{x_{T100\ (Schnee+Regen)} - x_{T100\ (Regen)}}{x_{T100\ (Schnee+Regen)}}$$

mit: $x_{T100(Schnee+Regen)}$: 100jährlicher "Schnee+Regen"-Wert für eine bestimmte Niederschlagsdauer

$x_{T100(Regen)}$: 100jährlicher "Regen"-Wert für eine bestimmte Niederschlagsdauer

Frequenzdiagramme existieren für extreme Summen über 1-, 2- und 5-Tage, über 1- und 3-Monate sowie für die Jahresniederschläge. Da diese Werte an Beobachtungstermine und an Kalendertage gebunden sind, werden sie als "kalendarisch" bezeichnet, im Gegensatz zu den "nicht-kalendarischen" Werten, die aus kontinuierlich aufzeichnenden Messgeräten abgeleitet werden und zu einem beliebigen Zeitpunkt beginnen. Zu diesen letzteren gehören die 10- und die 20-Minuten- sowie die 1- und die 4-Stundenhöchstwerte.

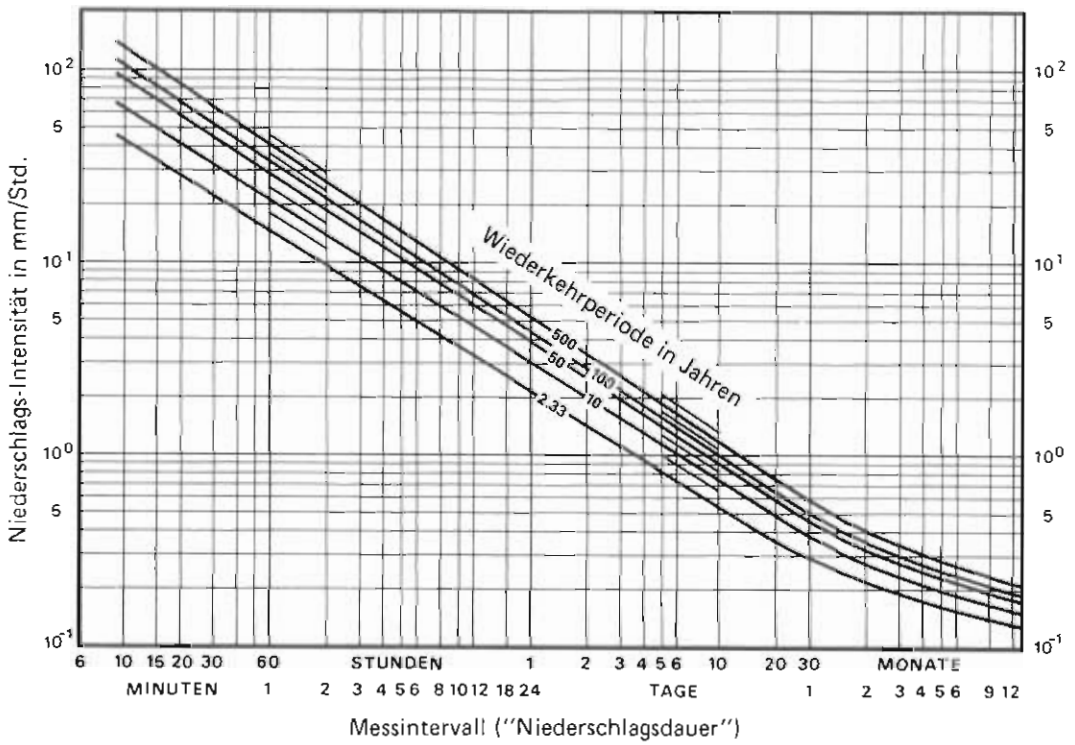


Abb. 3: Niederschlags-Intensitäts-Diagramm für die Messstation Davos Platz und die Jahre 1901 - 1970 (aus Zeller et al., 1976).

Für die praktische Verwendung zur Hochwasserabschätzung müssen die Frequenz-Diagramme zu Niederschlags-Intensiäts-Diagrammen umgeformt werden, indem einfach die Niederschlags-Mengen in mittlere Niederschlags-Intensitäten umgewandelt werden. Dabei müssen die kalendarischen Werte noch mit einem Korrekturfaktor multipliziert werden, um nicht-kalendarische Werte zu erhalten. Aus dem so entstandenen Niederschlags-Intensitäts-Diagramm (Abb. 3) kann jetzt für eine beliebige Niederschlagsdauer und für eine beliebige Jährlichkeit eine mittlere Regenintensität, ein sog. Blockregen, abgelesen werden. Der Zeitbereich unter 24 Stunden ist allerdings nur bei Stationen mit Pluviographen durch Messungen belegt, bei allen anderen Stationen erfolgte, ausgehend von den bekannten Intensitäten für 1-, 2- und 5-Tage, eine Extrapolation, die mit Ausnahme eines Teils der Stationen der Alpensüdseite linear erfolgen konnte. Das Niederschlags-Intensitäts-Diagramm lässt sich deshalb beim überwiegenden Teil der Stationen durch 4 Punkte exakt definieren. Aus ihnen können Niederschlagsintensitäten anderer Wiederkehrperioden und

Messintervalle berechnet werden. Aufgrund praktischer Erwägungen sind folgende 4 Werte gewählt worden:

2.33-jährlicher (mittlerer) 1-Stundenwert
100-jährlicher 1-Stundenwert
2.33-jährlicher (mittlerer) 24-Stundenwert
100-jährlicher 24-Stundenwert

Gelingt es nun, eine Regionalisierung dieser 4 Parameter, die als "Starkregenparameter" bezeichnet werden, zu erreichen, so lässt sich für jeden Punkt im Gelände ein Niederschlags-Intensitäts-Diagramm für eine Regendauer bis zu 5 Tagen angeben. Die wesentlichsten Werte, die die Starkniederschlagshäufigkeiten bestimmen, haben in einer Datenbank Aufnahme gefunden. Zusätzlich wurden klimatologische und physiographische Faktoren ermittelt, sowie Lagekoordinaten, Meereshöhe, zugehörige Flusseinzugsgebiete usw. Die wichtigsten Grössen sind in der Tabelle 2 zusammengefasst.

Tabelle 2: Inhalt der Datenbank "Starkniederschläge"

Relation	Attribute
Stations-charakteristika	Stationsnummer, Name, Kantonszugehörigkeit, Flussname, Meereshöhe und Lagekoordinaten, bis zu 3 Talorientierungen, Höhendifferenz zur Talsohle, Zenitwinkel und Azimut der Fallinie des Geländes an der Messstelle, Horizontabschirmung gegen Westen, Stationslage (Tal, Kessel, Gipfel, Pass, Hang)
Gerätedaten	Angaben über Geräteart bzw. vorliegende Niederschlagsart: Tagessammler, Pluviograph, Schneeausscheidung
Niederschlagsart	Art der gemessenen Niederschläge: "Regen", "Regen + Schnee" oder "Sommerniederschläge"
Flussgebiete	Einzugsgebiete der Flüsse, wobei grosse Flussgebiete aus mehreren kleinen bestehen können
kalendarische Werte	kalendarische Starkniederschlagsintensitäten der Jährlichkeiten T = 2.33 und T = 100 für 1, 2 und 5 Tage, 1 und 3 Monate und 1 Jahr, sowie Typ der Verteilungsfunktion
nicht-kalendarische Werte	nicht-kalendarische Starkniederschlagsintensitäten der Jährlichkeiten T = 2.33 und T = 100 für 1 Stunde, 24 Stunden, 1 Monat und 1 Jahr, sowie Typ der Verteilungsfunktion
Verteilungsfunktion	1. Extremalverteilung, 2. Extremalverteilung, Normalverteilung
Klimawerte	Anzahl Tage mit Niederschlag, Schnee, Gewitter, für Sommer- und Winterhalbjahr

Diese Datenbank beruht auf dem vom Rechenzentrum der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich angebotenen "Information-Management-Facility" - System. Es handelt sich um ein auf dem Relationenmodell (Zehnder, 1983) aufgebauten Datenbanksystem, das eine klare Trennung zwischen den Daten und ihrer Verwendung schafft und die Datenintegrität gewährleistet. Der Aufbau einer solchen Datenbank ist mit einem erheblichen Aufwand verbunden und erfordert den Einsatz eines Spezialisten. Diese Nachteile werden aber durch den Gewinn an Datensicherheit mehr als aufgewogen. Zudem können gleichzeitig mehrere Benützer auf die Daten zugreifen, ohne diese unbefugt verändern zu können.

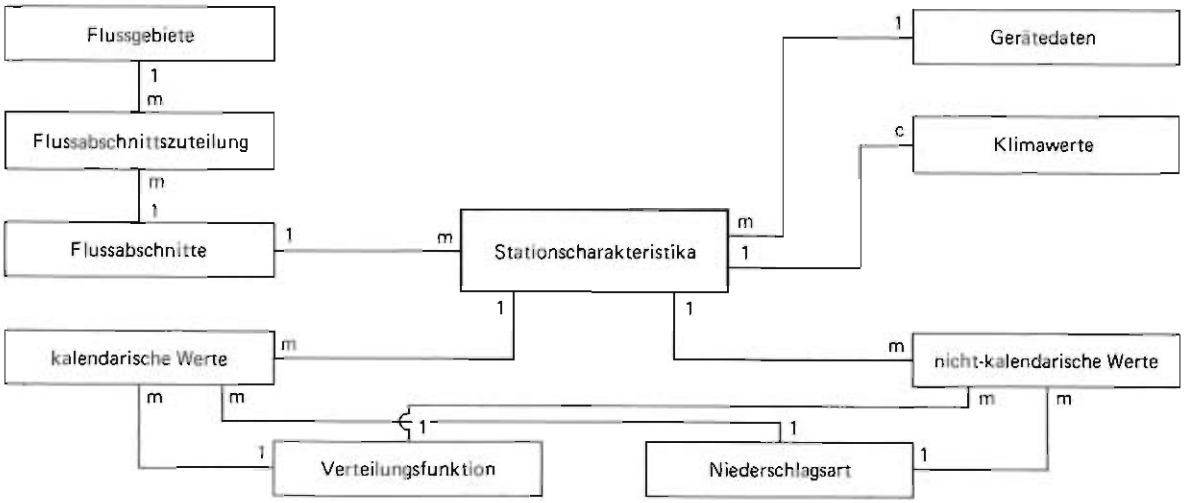


Abb. 4: Konzeptionelles Schema der Datenbank "Starkniederschläge"

Ein stark vereinfachtes Schema der Datenbank "Starkniederschläge" ist in der Abbildung 4 aufgeführt. Die einzelnen Rechtecke symbolisieren Tabellen, die sogenannten Relationen, in deren Kolonnen verschiedene Attribute aufgeführt werden. Gewisse Attribute zeichnen sich dadurch aus, dass sie eine Zeile einer Tabelle eindeutig definieren; sie werden dann als Identifikationsschlüssel verwendet und ermöglichen das Absuchen und Navigieren in der Datenbank. Die logische Struktur wird durch die Art der Beziehungen unter den einzelnen Tabellen definiert, die durch die Zeichen 1, c oder m angegeben werden. Die Datenbank ist so konzipiert, dass die 1-m Beziehung am häufigsten auftritt. Diese besagt, dass z.B. zu einer Zeile in der Tabelle "Stationscharakteristika" mehrere Zeilen in der Tabelle "kalendarische Werte" gehören. Für die Station Zürich (MZA) etwa sind die kalendarischen Werte sowohl für die Beobachtungsperioden 1901-1970, als auch 1864-1977 abgelegt worden. Eine andere 1-m Beziehung besteht zwischen den Tabellen "Niederschlagsart" und "nicht-kalendarische Werte": für die Niederschlagsart "Regen" werden sich nämlich 71 Stationen mit nicht-kalendarischen Werten finden lassen.

Nicht immer gibt es zu jeder Zeile einer Tabelle Angaben in einer anderen Tabelle. Ein Beispiel dazu sind die Klimawerte, die nicht für jede Station bekannt sind. Solche Beziehungen sind mit dem Symbol 1-c (conditional) festgehalten.

Gegenseitige Mehrfachbeziehungen m-m sind nicht gestattet, da sie keinen eindeutigen Zugriff erlauben. Eine solche Beziehung existiert zwischen den Tabellen "Flussgebiete" und "Flussabschnitte". Durch Einführen einer Hilfstabelle "Fluss-

abschnittszuteilung" kann jedoch wieder eine zulässige logische Struktur geschaffen werden.

4.2.2.2 Die Methode des Modellvergleichs

Bei den statistischen Berechnungen sind vor allem Einfach- und Mehrfachregressionen zur Anwendung gekommen, die mit dem Software-Paket BMDP (Dixon et al.,1981) des Rechenzentrums der ETH-Zürich elegant gelöst werden können. Auf diese Methoden wird nicht näher eingegangen, hingegen sei ein Hinweis auf die von uns häufig benützte Methode des Modellvergleichs (Riedwyl, 1980) angebracht, welche auf der Varianzanalyse beruht und dazu dient, Regressionsmodelle zu vereinfachen.

Die Anwendung dieser Methode soll am Beispiel der Beziehungen zwischen dem Schneeanteil und der Stationshöhe für die kalendarischen Werte in der Region "Nord" (umfassend die Stationen nördlich des Alpenkammes, inkl. Wallis und Graubünden, exkl. Misox) erläutert werden.

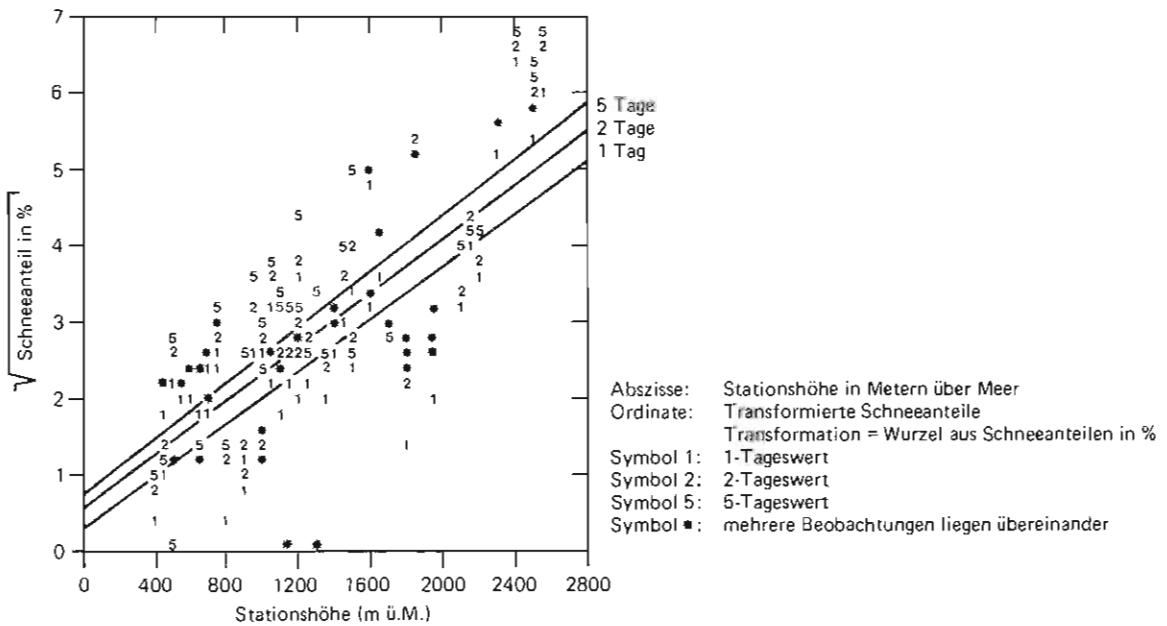


Abb. 5: Schneeanteile an den mittleren kalendarischen 1-, 2- und 5-Tageshöchstwerten der Region "Nord", in Abhängigkeit der Stationshöhe; ursprüngliche Regressionsgeraden.

Abbildung 5 zeigt die 3 Regressionsgeraden für die 1-Tages-, die 2-Tages- und die 5- Tageshöchstwerte mit der Jährlichkeit von 2.33 Jahren. Auf der Ordinate sind aus später zu erläuternden Gründen nicht direkt die Schneeanteile, sondern deren Quadratwurzelwerte eingetragen. Diese Regressionsgeraden sind nicht parallel und öffnen sich leicht mit zunehmender Sta-

tionshöhe. Angesichts der Streuungen um die Regressionsgeraden liegt es nun aber nahe, einen parallelen Geradenverlauf zu vermuten. Die Methode des Modellvergleichs erlaubt zu prüfen, ob eine Parallelisierung der Regressionsgeraden im statistischen Sinne statthaft ist, d.h. zu prüfen, ob sich parallele Regressionsgeraden signifikant von nicht parallelen unterscheiden. Mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 % kann tatsächlich angenommen werden, dass eine Parallelisierung zulässig ist, sodass das einfachere Modell der Abbildung 6 zustande kommt.

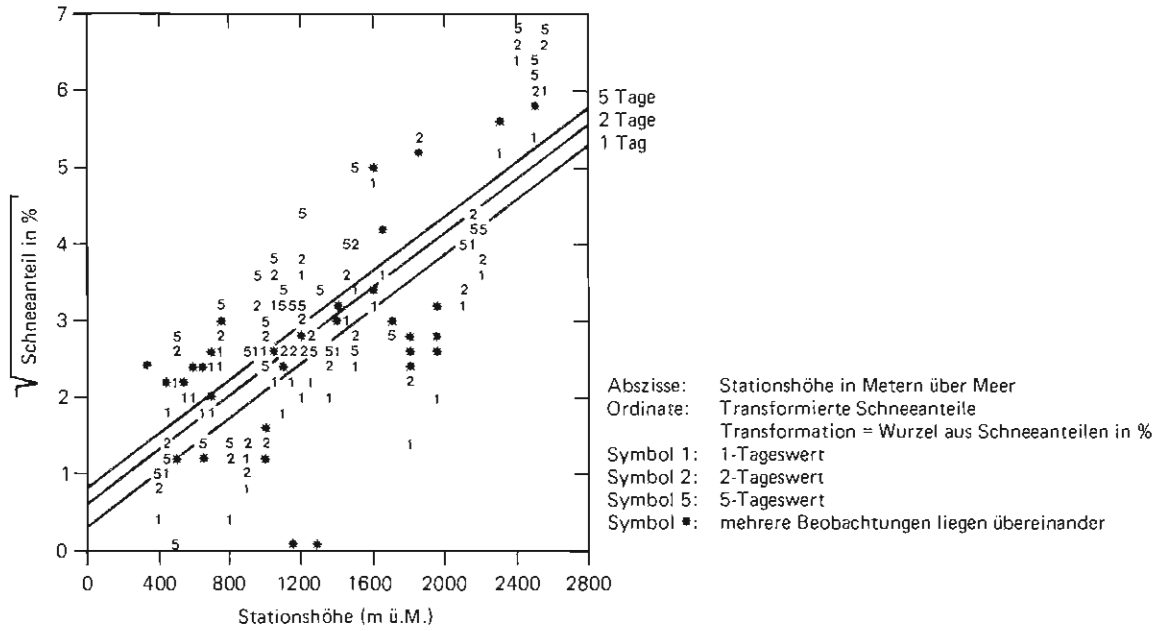


Abb. 6: Schneeanteile an den mittleren kalendarischen 1-, 2- und 5-Tageshöchstwerte der Region "Nord", in Abhängigkeit der Stationshöhe; parallelisierte Regressionsgeraden

4.2.2.3 Die Analyse der räumlichen Struktur der Daten

Aus einem jungen Zweig der mathematischen Statistik, der Geostatistik, wurden zwei eng verwandte Methoden verwendet, nämlich die Strukturanalyse zur Untersuchung der räumlichen Variabilität von Daten und das Punkt-Kriging als Interpolationsmethode. Da diese Methoden noch verhältnismässig unbekannt sind, erscheint es angebracht, kurz darauf einzutreten. Für eingehenderes Studium sei auf das Schrifttum verwiesen. (Journel und Huijbregts, 1978; Schwentker et al., 1981; Dutter, 1985)

Die Geostatistik befasst sich mit sogenannten regionalisierten Variablen z. Dies sind gemessene Grössen einer Zufallsfunktion, die mehr oder weniger kontinuierlich im Raume variieren. Die Zufallsfunktion ordnet jedem Punkte $\underline{x}$ ($\underline{x}$: Ortsvektor des Punktes mit den Raumkoordinaten r, s, t) eine Zufallsvariable $Z(\underline{x})$ mit einer Wahrscheinlichkeitsverteilung

zu (Abb. 7).

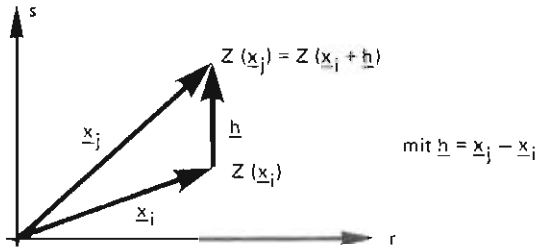


Abb. 7:

Regionalisierte Variable in der r-s-Ebene

Die wahren 100-jährlichen 24-Stundenhöchstwerte sind ein Beispiel für eine Zufallsfunktion. Die aufgrund von Messungen und Frequenzanalysen berechneten (im Sinne der Statistik "geschätzten") 100-jährlichen 24-Stundenhöchstwerte stellen entsprechende Realisierungen dieser Zufallsfunktion dar und bilden also die regionalisierten Variablen. In der Geostatistik steht nun nicht die Wahrscheinlichkeitsverteilung der Zufallsfunktion im Vordergrund des Interesses, sondern die räumliche Abhängigkeit. Solche Abhängigkeiten können mit der Variogrammfunktion $\gamma(\underline{h})$ erfasst werden. Im zweidimensionalen Fall ist die Zufallsfunktion nur von den Ortskoordinaten r und s abhängig, und das Variogramm wird folgendermassen definiert:

$$\gamma(\underline{h}) = 1/2 \, \mathrm{Var}\,(Z(\underline{x}_i) - Z(\underline{x}_i + \underline{h}))$$

$$\text{mit } \mathrm{Var}(Z) = E\,((Z - E(Z))^2)$$

E: Erwartungswert

Das Variogramm ist also eine Funktion des Vektors $\underline{h}$, der die relative Lage eines Punktepaares beschreibt und entspricht der halben Varianz der Differenz der Zufallsvariablen im Abstand $\underline{h}$. Es lässt sich zeigen, dass unter gewissen Voraussetzungen das Variogramm gleich der Differenz aus der Varianz der Zufallvariablen Z und der Kovarianz der sich im Abstand h befindlichen Zufallsvariablen Z_i und Z_j ist, also

$$\gamma(h) = \mathrm{Var}(Z) - \mathrm{Kov}(Z_i, Z_j)$$

$$\text{mit } \mathrm{Kov}(Z_i, Z_j) = (E(Z_i - E(Z))\,(Z_j - E(Z)))$$

Aus dieser Darstellung geht der enge Zusammenhang zur Kovarianzfunktion hervor, die in der Zeitreihenanalyse eine wichtige Rolle spielt. Der Vektor $\underline{h}$ ist durch seinen Richtungswinkel φ und seinen Betrag $|\underline{h}|$ definiert. Fixiert man nun den Richtungswinkel, so kann das Variogramm für dieses φ

ermittelt werden. Zwei Beispiele von Variogrammfunktionen zeigt Abbildung 8.

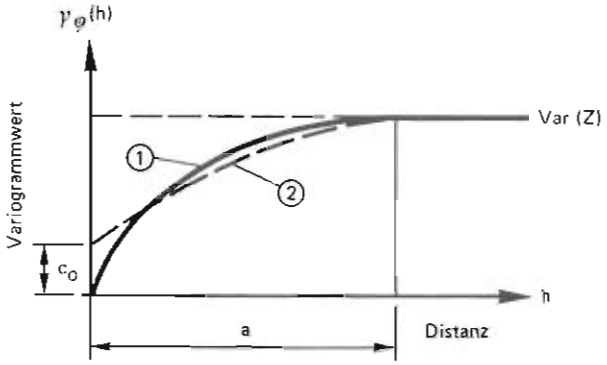
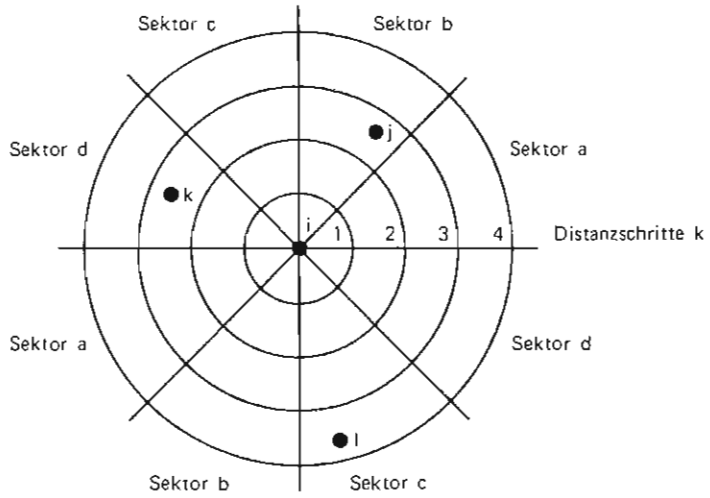


Abb. 8:

graphische Darstellung zweier Variogrammfunktionen

Das abgebildete Variogramm (1) stellt gewissermassen einen Idealfall dar und wird wie folgt interpretiert: In Richtung φ zeigt es an, dass für ein kleines $\underline{h}$, d.h. für eng benachbarte Punkte, γ sehr klein ist, also auch die Differenz entsprechender Nachbarpunkte klein ist. Mit zunehmender Grösse von $\underline{h}$ nimmt die Aehnlichkeit ab, bis das Variogramm den Wert der Varianz erreicht. Man kann deshalb sagen, dass sich Punkte gegenseitig bis zur sogenannten Reichweite a beeinflussen. Nicht immer muss der Variogrammwert in der Nähe des Ursprungs null sein. Er kann auch einen festen Wert c_o haben, wie die Kurve (2) zeigt. Dies bedeutet, dass sich auch eng benachbarte Zufallsvariablen noch um einen endlichen Betrag unterscheiden. c_o wird als Klumpungs- oder Nugget-Effekt bezeichnet. Da das Variogramm definitionsgemäss für $\underline{h} = 0$ ebenfalls null ist, existiert in diesem Falle beim Ursprung eine Unstetigkeitsstelle. Wird nun der Richtungsvektor φ verändert, so wird man wieder ein neues Variogramm erhalten. Sind für alle Richtungen die Variogramme gleich, so spricht man von isotropem Datenmaterial, andernfalls von Anisotropie.

Bisher war vom sog. theoretischen Variogramm die Rede, das üblicherweise unbekannt ist und aufgrund konkreter Daten nur "geschätzt" werden kann. Man spricht dann vom empirischen Variogramm. Beim Vorliegen von unregelmässig im Raum verteilten Daten, wie etwa den Starkregenparametern, stellt sich natürlich sofort das Problem, das empirische Variogramm zu ermitteln. Dies erfolgt so, dass in Analogie zur Klasseneinteilung beim Bilden von Häufigkeiten im eindimensionalen Fall, eine Einteilung in Sektoren und Felder geschieht.



1, 2, 3, 4: Distanzschritte
i: Zentrumspunkt
j, k, l: Stichprobenpunkte

Abb. 9: Felder- und Sektoreneinteilung für die Berechnung des empirischen Variogrammes (Schematisch, nach Schwentker et al., 1981)

Stellt man sich die in Abbildung 9 abgebildete Scheibe als durchsichtige Schablone vor, so kann diese von Punkt zu Punkt verschoben und jedesmal der Anteil am Variogramm aus den verschiedenen Feldern, die mit Punkten besetzt sind, berechnet werden. Das so ermittelte Variogramm gilt nun nicht mehr für beliebige Werte von $\underline{h}$ und φ, sondern nur für feste Distanzschritte $k \cdot \Delta h$ ($k=\overline{1},2,....n$) und die entsprechenden Sektoren. Man erhält dann so ein empirisches Variogramm

$$\gamma(\underline{h}) = \frac{1}{2\,n(h)} \cdot \sum_{1}^{n(h)} (Z(\underline{x}_i + \underline{h}) - Z(\underline{x}_i))^2$$

Die entsprechende Berechung erfolgt mit dem Computerprogramm VAGEMO (Schwentker et al., 1981).

Ein Beispiel eines solchen empirischen Variogrammes ist in Abbildung 10 dargestellt. Analysiert wurden 496 24-Stunden-starkregenwerte mit einer Jährlichkeit von 2.33 Jahren. Ein Distanzschritt beträgt dabei 12 Kilometer und das Variogramm wurde richtungsunabhängig berechnet, d.h. für den 1. Variogrammwert wurden beispielsweise sämtliche Differenzen von Punkten benützt, die sich in einem Entfernungsbereich von 12 km befinden. Das empirische Variogramm lässt sich für die ersten Distanzschritte gut mit einer Geraden durch den Ursprung approximieren. Dies bestätigt die plausible Vermutung, dass eng benachbarte Werte gleich gross sind.

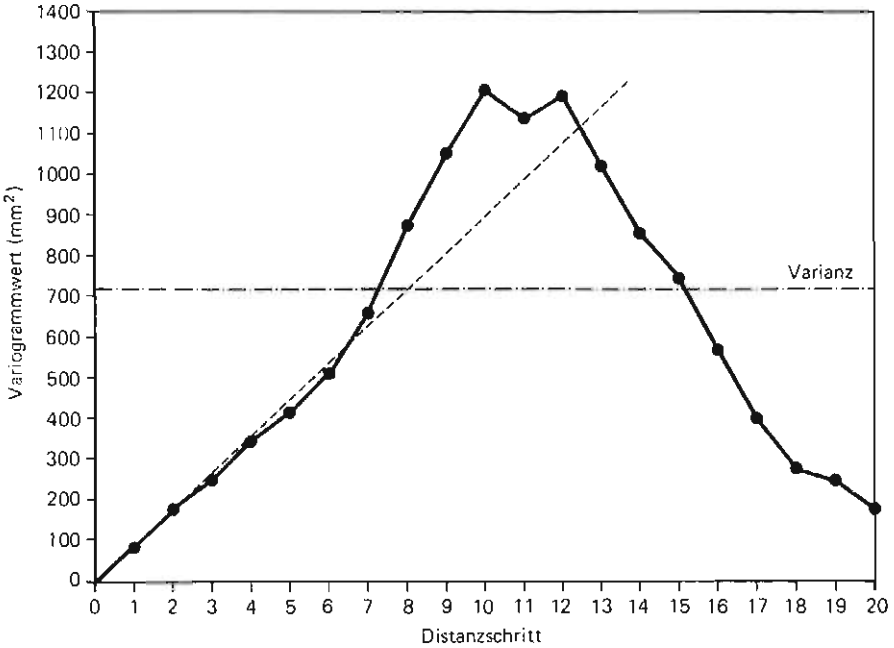


Abb. 10: Empirisches (——) und theoretisches (----) Variogramm für die 24-Stundenstarkregen der Schweiz. Distanzschrittweite = 12 km, 496 Werte.

Nach ungefähr 7 Distanzschritten erreicht die Variogrammfunktion den Wert der Varianz, um dann, etwas unerwartet, weiter anzusteigen. Dieser Gipfel lässt sich allerdings durch das Datenmaterial erklären. Abbildung 26 zeigt nämlich, dass im Bereiche Tessin - Vierwaldstättersee - Ostschweiz besonders hohe Werte auftreten und wegen ihrer zentralen Lage eben sehr viele Punktepaare im Abstand von ungefähr 140 Kilometern existieren, die grosse Differenzen aufweisen. Aehnlich lässt sich auch das Abfallen des Variogrammes erklären, wobei noch anzufügen ist, dass mit zunehmender Distanz die zur Berechnung zur Verfügung stehenden Punktepaare immer geringer werden und eine Interpretation fraglich machen. Eine Regel besagt, dass man das Variogramm etwa bis zur halben Maximaldistanz noch vernünftig interpretieren kann (Journel und Huijbregts, 1978), was hier etwa 150 Kilometern entspricht. Das Variogramm erweist sich im übrigen als ein wertvolles Hilfsmittel, um die Struktur der Daten zu erhellen. Insbesondere kann festgestellt werden, ob Daten isotrop sind, wie geschmeidig sie variieren und wie weit sie sich gegenseitig noch beeinflussen.

4.2.2.4 Interpolationsmethode

Als Interpolationsmethode wurde das ebenfalls aus der Geostatistik stammende Punkt-Kriging verwendet:

Geht man von n in der r-s-Ebene wild verteilten Punkten $\underline{x}_i$ mit den Werten $z(\underline{x}_i)$ aus, so stellt sich die Frage, wie gross

der unbekannte Wert Z_o an der Stelle $\underline{x}_o$ ist. Für diese Interpolationsaufgabe wird nun angenommen, dass sich der gesuchte Wert als gewichtetes Mittel aus den Nachbarpunkten errechnen lässt, d.h.:

$$\hat{Z}(\underline{x}_o) = \sum_{i=1}^{n} a_i(\underline{x}_i) \cdot z(\underline{x}_i)$$

mit $\hat{Z}(\underline{x}_o)$:	Schätzwert für den unbekannten Wert $Z(x_o)$
$z(\underline{x}_i)$:	Stützwert an der Stelle $\underline{x}_i$
a_i:	Gewichte
n:	Anzahl Nachbarpunkte

Fordert man Erwartungstreue der Schätzung, d.h. $E(\hat{Z}_o - Z_o) = 0$ und minimale Varianz der Schätzung, d.h. $E(\hat{Z}_o - Z_o)^2 =$ minimal, so lässt sich zeigen, dass ein Minimumproblem mit der Nebenbedingung $\Sigma a_i = 1$ vorliegt. Die Lösung führt zu einem linearen Gleichungssystem wie folgt:

$$a_1\gamma(x_1-x_1) + a_2\gamma(x_1-x_2) + \ldots + a_n\gamma(x_1-x_n) - \lambda = \gamma(x_o-x_1)$$

$$a_1\gamma(x_2-x_1) + a_2\gamma(x_2-x_2) + \ldots + a_n\gamma(x_2-x_n) - \lambda = \gamma(x_o-x_2)$$

$$a_1\gamma(x_n-x_1) + a_2\gamma(x_n-x_2) + \ldots + a_n\gamma(x_n-x_n) - \lambda = \gamma(x_o-x_n)$$

$$a_1 + a_2 + \ldots + a_n = 1$$

Unbekannt sind n Gewichte a_i und der Lagrange Multiplikator λ. Die Koeffizienten sind die Werte des Variogramms und zwar des theoretischen Variogramms, welches dadurch entsteht, dass an das empirische Variogramm ein Variogrammtyp angepasst wird. Einige der üblicherweise verwendeten Variogrammtypen zeigt Abbildung 11. Die Auflösung des linearen Gleichungssystems liefert die gesuchten Gewichte a_i. Im weiteren lässt sich auch die Schätzgenauigkeit ermitteln, die sog. Kriging-Varianz.

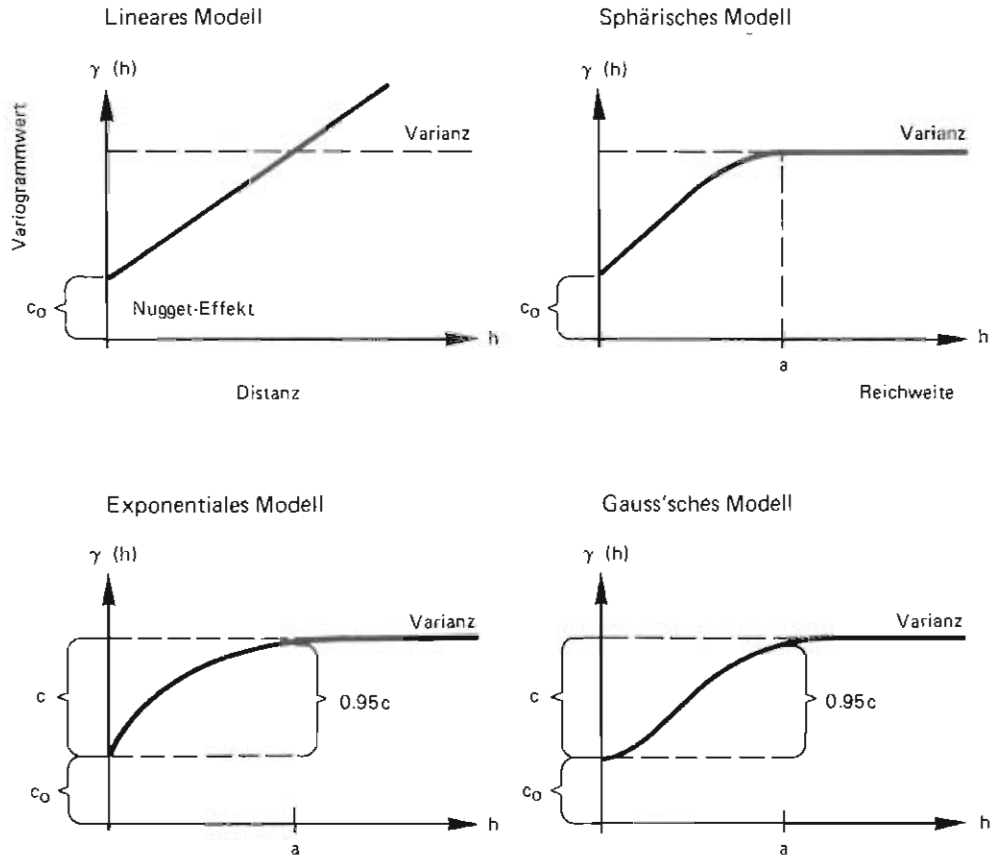


Abb. 11: Theoretische Variogrammtypen (nach Schwentker et al., 1981)

Die Anzahl der zur Interpolation verwendeten Nachbarpunkte ist durch die Methode nicht gegeben. Weit entfernte Stützpunkte liefern nur geringe Beiträge an die Interpolation und eine Genauigkeitsuntersuchung hat ergeben, dass die Berücksichtigung der 10 am nächsten gelegenen Punkte genügt. Wie bei der Interpolation durch das Punkt-Kriging die räumliche Datenstruktur berücksichtigt wird, geht aus Abbildung 12 hervor. Das Beispiel soll zeigen, wie aus 10 Umgebungsstationen der mittlere 24-Stundenhöchstwert mit der Jährlichkeit von 2.33 Jahren für die Station Kiley Alp im Diemtigtal berechnet wird. Als Variogramm wurde das in Abbildung 10 aufgeführte verwendet.

Zu jeder Station ist in Abbildung 12 der entsprechende Gewichtskoeffizient eingetragen worden. Man erkennt, dass der am nächsten gelegenen Station Adelboden das grösste Gewicht von 0.42 zufällt. Blankenburg liegt etwas weiter weg und hat ein Gewicht von 0.30. Interessant ist, dass das benachbarte, von der Kiley Alp praktisch gleich weit entfernte Zweisimmen nur einen verschwindend kleinen Gewichtsbeitrag von -0.03 liefert.

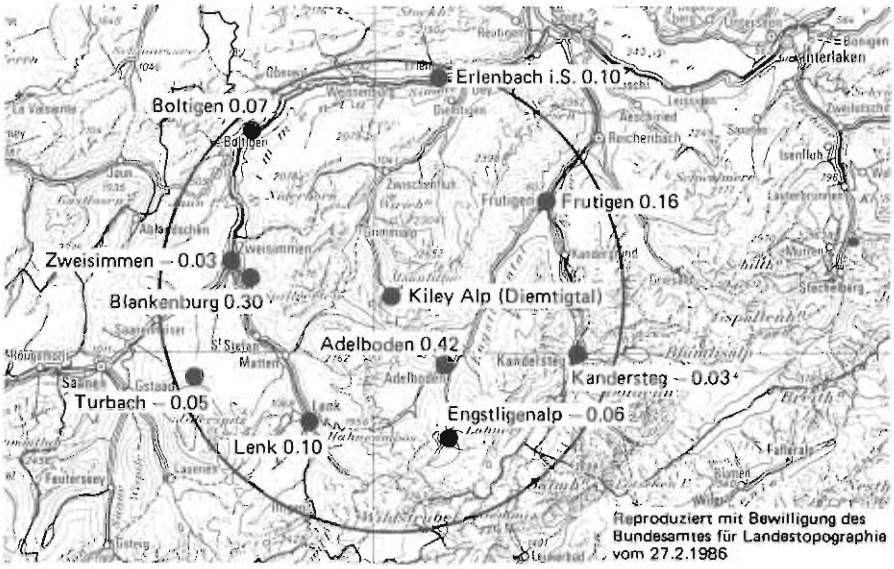


Abb. 12: Stützwerte für die Interpolation des Regenwertes der Station Kiley Alp

Eng benachbarte Stationen haben theoretisch gleiche Regenwerte. Die Differenz in den Gewichtungsbeiträgen zeigt, dass der Informationszuwachs durch Zweisimmen gering ist. Die relativ isolierte Station Frutigen hingegen weist wieder einen hohen Informationswert und daher einen markanten Gewichtskoeffizienten von 0.16 auf, obschon sie von der Kiley - Alp weiter entfernt ist als Zweisimmen. Wie Boltigen und Erlenbach zeigen, ist eine Interpretation der Gewichtskoeffizienten nicht für alle Stationen in einfacher Weise vorzunehmen. Die Beeinflussung der Gewichtsbestimmung durch die gegenseitige Lage ist im Detail schwer zu durchschauen, aber letztlich braucht es dazu ja auch die Auflösung eines linearen Gleichungssystems mit 10 Unbekannten.

4.2.3. Regionalisierung der Schneeanteile an den Starkniederschlägen

4.2.3.1 Die statistischen Abhängigkeiten des Schneeanteils von physiographischen Faktoren

Der Schneeanteil an den Starkniederschlägen konnte für 71 Tagessammler, deren Lage in Abbildung 13 eingetragen ist, aus den Messungen direkt bestimmt werden. Mit einer eingehenden statistischen Untersuchung wollte man nun die wesentlichsten Faktoren, die die Grösse des Schneeanteils beeinflussen, aufdecken.

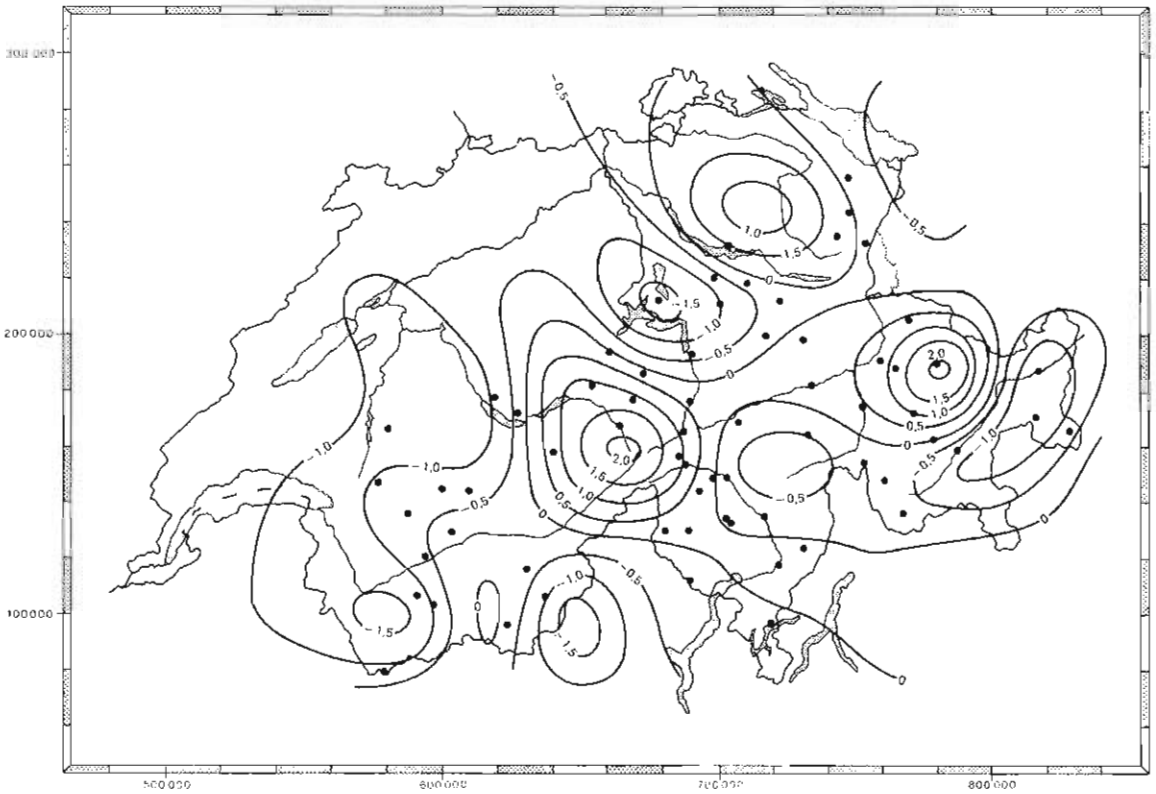


Abb. 13: Situation der Stationen mit Schnee-Regen-Ausscheidung und Isolinien der transformierten Residuen der Schneeanteile an 100-jährlichen 1-Tageshöchstwerten

Erwartungsgemäss erwies sich die Stationshöhe als geeigneter Faktor. Auf der Suche nach regionalen Unterschieden für die Schneeanteil-Stationshöhen-Beziehung fand man die Bildung von 2 Regionen als zweckmässig, nämlich eine Region Nord mit den Niederschlagsmessstationen der Alpennordseite (inkl. der Kantone Wallis und Graubünden und Gotthardgebiet, exklusive Misox) und eine Region Süd (Tessin inkl. Misox). Eine feinere Regioneneinteilung liess sich der geringen Anzahl Stationen wegen nicht rechtfertigen.

In Abbildung 14 sind für 100-jährliche nicht-kalendarische 24-Stundenhöchstwerte und die Region Nord, die Schneeanteile gegenüber der Meereshöhe aufgetragen. Da sich die Beziehung als nicht linear erwies, sind auf der Ordinate die Wurzelwerte der Schneeanteile eingezeichnet. Die Gültigkeit der erwähnten Beziehungen beschränkt sich auf einen Höhenbereich zwischen 600 und 3600 Metern ü. M. Bei tief gelegenen Stationen ist der Schneeanteil vernachlässigbar und in sehr grossen Höhen fällt praktisch immer Schnee (vergl. Abb. 21).

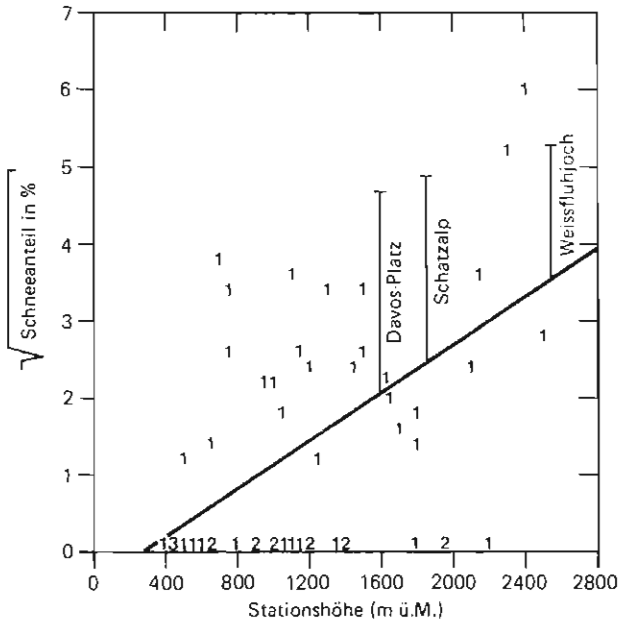


Abb. 14: Nicht-kalendarische Schneeanteile an 100-jährlichen 24-Stundenwerten, mit eingetragenen Residuen für die Region Davos. (1,2,3 = Anzahl Beobachtungen)

Die nicht lineare Regressionsgleichung aus Abbildung 14 hat die Form:

$$\sqrt{\overline{Diff}} = a + b \cdot Höhe$$

mit $\overline{Diff}$:	mittlerer prozentualer Schneeanteil an den Starkniederschlägen
Höhe:	Stationshöhe in m ü.M.
a, b:	Koeffizienten

Ein einzelner Messwert Diff lässt sich folglich darstellen als:

$$Diff = (\sqrt{\overline{Diff}} + \epsilon)^2 = (a + b \cdot Höhe + \epsilon)^2$$

Wobei ϵ das Residuum darstellt. Die Streuung der gemessenen Schneeanteile um die Regressionsfunktion ist noch recht erheblich. Deshalb versuchte man mit einer Analyse der Residuen weitere Einflussfaktoren aufzudecken. Die bei den Stationscharakteristiken der Tabelle 2 erwähnten physiographischen Faktoren konnten keine wesentlichen Einflüsse mehr ausüben. Es wurde daher der Schluss gezogen, dass die Regressionsfunktion den Höheneinfluss auf den Schneeanteil herausfiltert und die Residuen letzlich regionalisierte Variablen darstellen. Fast wie ein Schulbeispiel präsentieren sich in Abbildung 14

die Stationen der Region Davos. Die Residuen von Weissfluhjoch (2540 m ü.M.), Schatzalp (1868 m ü.M.) und Davos Platz (1588 m ü.M.) sind praktisch alle gleich gross und unabhängig von der Stationshöhe, also in idealer Weise regionalisierte Variable.

Mit der im Abschnitt 4.2.2.2 erwähnten Methode des Modellvergleiches sind die erwähnten Regressionsgleichungen für die Schneeanteile an kalendarischen (Abbildung 15) und an nichtkalendarischen Werten (Abbildung 16) ermittelt worden.

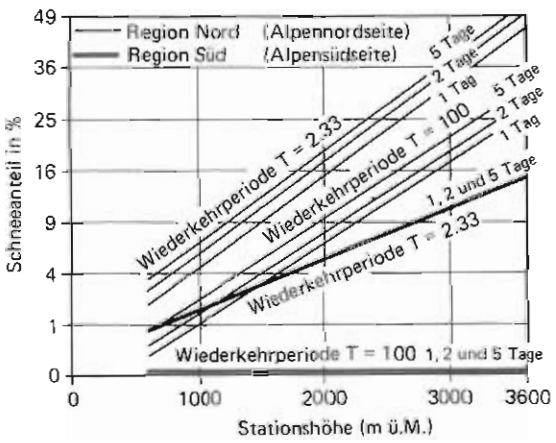


Abb. 15:
Schneeanteil in % an kalendarischen 1 bis 5 Tage dauernden Starkniederschlägen der Wiederkehrperioden T=2.33 und T=100; Regionen Nord und Süd.

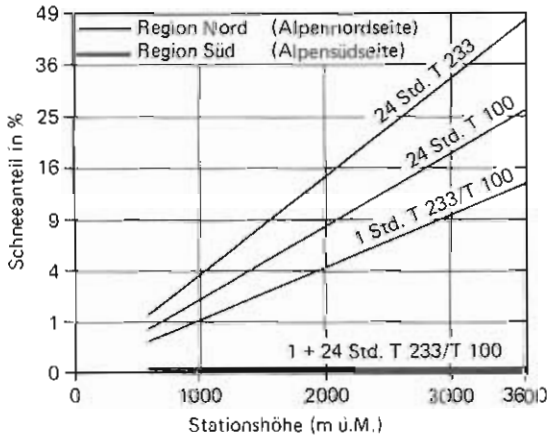


Abb. 16:
Schneeanteil in % an nichtkalendarischen 1- und 24-Stundenniederschlägen der Wiederkehrperioden T=2.33 und T=100; Regionen Nord und Süd.

4.2.3.2 Die Befreiung der Starkniederschläge vom Schneeanteil

Mit den oben erwähnten Regressionsmodellen ist der Höheneinfluss auf die Schneeanteile herausgefiltert worden. Die Residuen sind offenbar nur noch von der geographischen Lage abhängig oder - vorsichtiger ausgedrückt - mit dem vorliegenden Datenmaterial können keine weiteren Einflussfaktoren gefunden werden. Eine Strukturanalyse der Residuen 100-jährlicher 1-Tageswerte zeigt das Variogramm der Abbildung 17. Infolge der relativ geringen Anzahl Messpunkte ergibt sich ein ziemlich unregelmässiger Verlauf und es ist nicht schlüssig festzustellen, ob ein Nuggeteffekt existiert oder nicht.

Eine ausgeprägte räumliche Abhängigkeit zwischen den Residuen benachbarter Stationen ist jedenfalls nicht vohanden und gegenseitige Beeinflussungen beschränken sich auf eine Entfernung bis etwa 30 Kilometer.

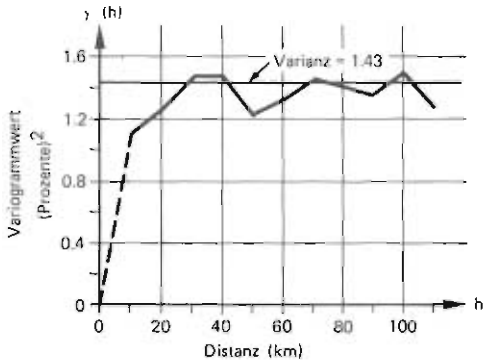


Abb. 17:
Variogramm der Residuen der Schneeanteile 100-jährlicher 1-Tagesniederschläge

Eine plausible Erklärung für dieses Variogramm liegt in der Auswahl jener Stationen, die für die Ermittlung des Schneeanteils an den ursprünglichen Beobachtungen herangezogen worden sind. Da diese Auswertungen aufwendig sind, wurde darauf geachtet, dass die Anzahl der Stationen möglichst gering, ihre Repräsentativität jedoch gross war. So wurde etwa, falls es vom Datenangebot her möglich war, bei den alpinen Tälern am Talanfang und am Talende eine Station ausgesucht. Das Variogramm bestätigt nun im Nachhinein, dass diese Stationsauswahl sehr effizient war, da wenig Redundanz herrscht.

Um für jene 429 Messstationen ohne bekannten Schneeanteil eine diesbezügliche Angabe machen zu können, wurden die Residuen an jedem Standort interpoliert, zum entsprechenden Regressionsmodell in Abhängigkeit der Stationshöhe addiert und gemäss Gleichung 1 rücktransformiert. Wie mittels des angeführten Regionalisierungsverfahrens die Berechnung von reinen "Regen"-Werten durchgeführt wird, soll am Beispiel der Station Furka für die 100-jährlichen 1-Tageshöchstwerte gezeigt werden. Die Station liegt auf 2418 m ü.M. und in der Region Nord. Aufgrund der Regressionsgeraden aus Abbildung 15 berechnet man die Quadratwurzel aus dem Schneeanteil zu 3.26. Mittels Punkt-Kriging wird nun das Residuum zu 2.68 interpoliert. (Die Abb. 13 dient lediglich zur Veranschaulichung des Verlaufes der Residuen und ist in diesem Massstab für Berechnungszwecke ungeeignet. Man würde aus der Karte nämlich nur ein Residuum von ca. 2 herauslesen.) Durch Addieren der beiden Summanden und Quadrieren erhält man letztlich den prozentualen Schneeanteil zu:

$$\sqrt{\text{Diff}} = 3.26 + 2.68 = 5.94$$

$$\text{oder} \qquad \text{Diff} = 35.3\ \%$$

Somit wird der 100-jährliche 1-Tageswert für die "Regen"-Ereignisse um 35.3 Prozent kleiner als jener für die "Schnee + Regen" - Ereignisse und beträt 122 mm. Dieser Berechnungs-

gang lässt sich natürlich gut automatisieren, so dass nun für verschiedene Messintervalle und Jährlichkeiten "Regen"-Werte berechnet und in der Datenbank abgelegt werden konnten. Als Starkregenwerte stehen sie nun für die im folgenden beschriebenen Untersuchungen zur Verfügung.

4.2.4 Statistische Abhängigkeit der Starkregenparameter von physiographischen Faktoren

4.2.4.1 Höhenabhängigkeit

Der Begriff der Höhenabhängigkeit der Niederschläge bedarf einer etwas eingehenderen Betrachtung. Gemeint ist damit die Veränderlichkeit von Niederschlagsmengen mit der Meereshöhe. Einzelereignisse stehen dabei weniger im Vordergrund, bei ihnen ist infolge Verdunstung während des Fallens eher mit einer Niederschlagsabnahme zu rechnen (Lang, 1985). Meistens interessiert die Höhenabhängigkeit von Jahressummen von Niederschlägen. Da offensichtlich aber Niederschlagsmessstationen nicht in der Vertikalen angeordnet werden können, sind nebst der Meereshöhe immer noch zusätzliche Faktoren im Spiel, die die Niederschläge beeinflussen. Ein illustratives Beispiel dazu stammt von Uttinger (1951). Für das Gebiet Wägital untersuchte er anhand von 32 temporären Messstationen die Beziehung zwischen den Jahresniederschlägen einerseits und von Stationshöhe und Süddistanz von Lachen andererseits. Als zweifache Regressionsgleichung gibt er an:

$$N = 107 + 7.4\ x\ + 2.9\ h$$

N = Jahresniederschlag in cm
x = Süddistanz zu Lachen in km
h = Stationshöhe über Meer in hm

Das obige Modell erklärt 88 Prozent der Gesamtvarianz und ist folglich recht erschöpfend. Der partielle Regressionskoeffizient der Variablen h von 2.9 gibt dabei an, dass sich bei fester Süddistanz x der Jahresniederschlag bei einem Anstieg von 100 Meter um 2.9 cm erhöht. Unter der Voraussetzung, dass das erwähnte Regressionsmodell die wesentlichsten unabhängigen Variablen enthält, stellt dieser partielle Regressionskoeffizient die Höhenabhängigkeit im oben definierten Sinn dar. Eine einfache Regression von Jahresniederschlag und Stationshöhe führt hingegen zu folgender Gleichung (Uttinger, 1951):

$$N = 112 + 8.6\ h$$

Mit dieser Gleichung wird nur 58 Prozent der Variation erklärt, da offenbar die wesentliche Einflussgrösse "Süddi-

stanz" unberücksichtigt bleibt. Die Höhenabhängigkeit ist aber in dieser Gleichung viel stärker ausgeprägt und ergibt 8.6 cm pro 100 Meter. Dieses einfache Beispiel zeigt, wie komplex das Problem der Höhenabhängigkeit ist und dass es wohl nur mit Mehrfachregressionen befriedigend gelöst werden kann. Bei den Starkregen kommt noch hinzu, dass die abhängigen Grössen, die Starkregenparameter, nicht direkte Beobachtungswerte sind, sondern abgeleitete Grössen ohne direkten Zeitbezug. Wenn etwa 100-jährliche 1-Tageswerte verglichen werden, so beziehen sich die gemachten Aussagen auf die Veränderungen in den Ueberschreitungswahrscheinlichkeiten und nicht auf Beobachtungswerte zu gleichen Zeitpunkten.

In der Literatur wird oft statt der Stationshöhe eine mittlere Umgebungshöhe als unabhängige Grösse eingeführt (de Montmollin et al. 1980; Laborde, 1981). Obschon z. T. signifikante Verbesserungen der Regressionsmodelle resultierten, ist in der vorliegenden Untersuchung nur mit dem Parameter "Stationshöhe" gearbeitet worden.

Die Suche nach statistischen Zusammenhängen zwischen Stationshöhe und Starkregenparametern erwies sich als sehr langwierig. Um andere Einflussfaktoren möglichst kontrollieren zu können, mussten die Untersuchungen nach verschiedenen Regionen differenziert oder sogar nur einzelne Täler näher analysiert werden. Mit zunehmender Stratifizierung des Datenmaterials nimmt jedoch der Stichprobenumfang rasch ab, so dass kaum noch statistisch gesicherte Aussagen gemacht werden können.

Folgenden Fragen wurde nachgegangen:

Höhenabhängigkeit:

- differenziert nach verschiedenen Regionen, wobei diese Regionen nach geographischen und klimatischen Gesichtspunkten ausgeschieden wurden
- in Richtung der Talachsen
- senkrecht zu den Talachsen
- in 11 quer zum Alpenkamm liegenden Profilen
- unter Berücksichtigung der Richtungen der Talachsen
- unter Berücksichtigung der Abschirmung gegen Westen

Stellvertretend für viele analysierte Beziehungen zeigt Abbildung 18 die Abhängigkeit der 100-jährlichen 1-Tagesregen der Alpennordseite (ohne Graubünden, Wallis und Reusstal) vom Faktor "Höhendifferenz" Δh, der die Differenz der Messstation zur Höhe des entsprechenden Talbodens angibt. Die Streuung der Messpunkte ist gewaltig, die Steigung der Regressionsge-

raden jedoch mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit von 5 Prozent signifikant von null verschieden. Der Faktor "Höhendifferenz" erklärt aber so wenig von der gesamten Varianz, dass offenbar noch wichtigere Einflussfaktoren, die allerdings unbekannt sind, vorhanden sein müssen.

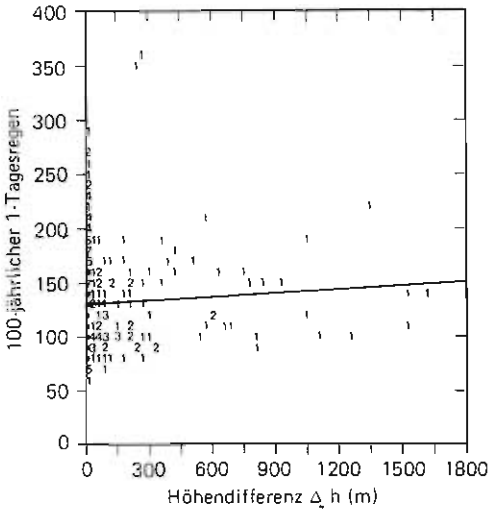


Abb. 18:
Variation 100-jährlicher 1-Tagesregen mit dem Faktor "Höhendifferenz Δh". (1,2,3 = Anzahl Beobachtungen)

Wenn nun im folgenden von Höhenabhängigkeiten die Rede ist, so muss man sich solche Punktschwärme vorstellen, die wohl signifikante, jedoch wenig aussagekräftige Regressionsbeziehungen repräsentieren. Werden die Messstationen nach ihrer topographischen Lage klassiert, so ergeben sich für die 4 Starkregenparameter sämtlicher Stationen, unabhängig von Messdauer und Jährlichkeit, folgende Abhängigkeiten:

Tabelle 3: Abhängigkeit der Regenintensität von der Höhe, aufgegliedert nach der Stationslage

Lage	Abnahme der Regenintensität mit der Höhe	Zunahme der Regenintensität mit der Höhe
Hang	ja	–
Tal	ja	–
Gipfel	tendenziell	–
Pass	–	tendenziell
Kessel	–	tendenziell

Eine Stratifizierung des Datenmaterials nach Flussgebieten ergibt die nachfolgende Tabelle 4.

Tabelle 4: Höhenabhängigkeit in Flussgebieten
+ = höhenabhängiger Regen
– = höhenunabhängiger Regen

	Reusstal ohne Gotthard und Gütsch	Puschlav	Engadin	Hinterrhein	Vorderrhein	Hinterrhein und Misox	Simmental	Rhonetal
2.33-jährlicher 1-Stundenwert	+	+	–	–	–	–	–	–
100-jährlicher 1-Stundenwert	+	+	–	–	–	+	–	–
2.33-jährlicher 24-Stundenwert	+	+	–	–	–	+	–	–
100-jährlicher 24-Stundenwert	+	+	+	–	–	+	–	–

Differenzierte Aussagen für einzelne Starkregenparameter lassen sich für die Alpennordseite machen.

Tabelle 5: Abhängigkeit der Regenintensitäten von ausgewählten Faktoren auf der Alpennordseite (ohne Wallis, Graubünden und Tessin)

Starkregen-parameter	Zunahme der Regenintensität nach Osten	nach Norden	mit der Höhe	mit Höhe zum Talboden
2.33-jährliche 1-Stundenwerte	ja	nein	nein	nein
100-jährliche 1-Stundenwerte	ja	ja	nein	nein
2.33-jährliche 24-Stundenwerte	ja	nein	ja	ja
100-jährliche 24-Stundenwerte	ja	ja	ja	ja

Sowohl die mittleren, als auch die 100-jährlichen 1-Stundenwerte sind unabhängig von der Höhe und somit werden mit einem grösseren Datenmaterial die Aussagen von Zeller und Gensler

(1980) bestätigt. Weitere Analysen haben gezeigt, dass die Richtung der Talachsen keinen Einfluss auf die Höhenabhängigkeit hat.

Um die Hypothese zu prüfen, ob die Lage der Messstationen grundsätzlich ungeeignet sei für den Nachweis von Höhenabhängigkeiten, wurde eine Region gebildet, in der Uttinger (1951) eine Abhängigkeit der Jahresniederschläge von der Höhenlage nachweisen konnte. In den Abbildungen 19 und 20 wurden die jeweiligen Werte durch ihren Mittelwert dividiert, um die Vergleichbarkeit zu ermöglichen. Eine Gegenüberstellung der beiden Abbildungen zeigt deutlich, dass die oben erwähnte Hypothese nicht aufrechterhalten werden kann. Die Starkregen (Extremwerte) zeigen ein deutlich anderes Verhalten als die Jahressummen (Mittelwerte) der Niederschläge, für die auch mit unserem Datenmaterial eine Höhenabhängigkeit nachgewiesen wird.

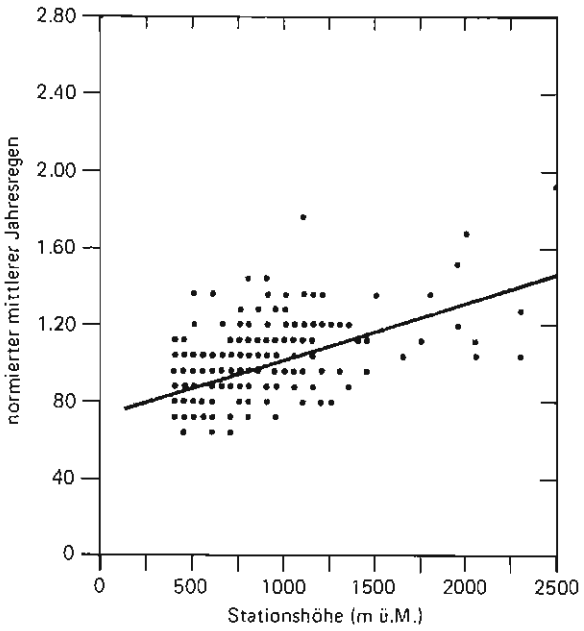


Abb. 19:
Höhenabhängigkeit mittlerer (2.33-jährlicher)1-Jahresregen

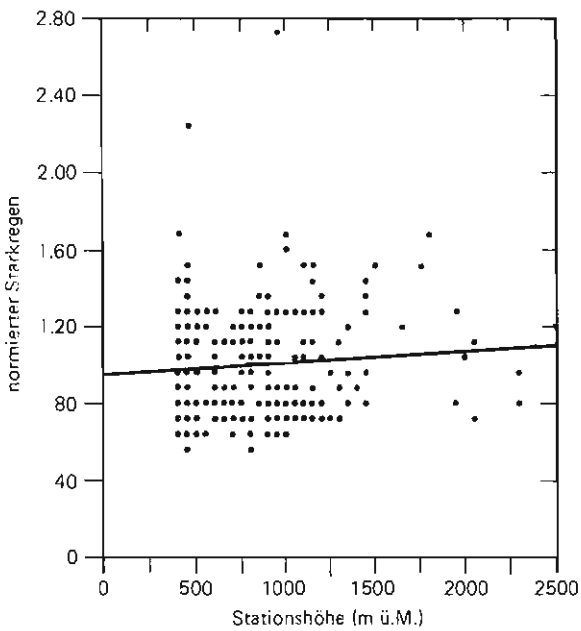


Abb. 20:
Höhenabhängikeit extremer (100-jährlicher) 1-Tagesregen

Zusammengefasst lassen die durchgeführten Untersuchungen folgende Schlüsse zu:

a) ausgeprägte, generell gültige Höhenabhängigkeiten für die 4 Starkregenparameter lassen sich nicht feststellen.

b) bei einer Stratifizierung des Datenmaterials nach Regionen, nach ihrer topographischen Lage, nach Talrichtungen usw., also in eng begrenzten Geländeräumen, treten sowohl positive, als auch negative Höhengradienten auf, wobei die entsprechenden Regressionsbeziehungen nur einen geringen Anteil an der Varianz zu erklären vermögen.

Zu diesen Feststellungen sind allerdings folgende Einschränkungen zu machen:

c) Die Aussagen gelten für das untersuchte Datenmaterial, mit der gegebenen geographischen Stationsverteilung.

d) Die Aussagen gelten für den Höhenbereich zwischen 300 und 2500 m ü.M.

Der letzte Punkt d) soll nun noch etwas eingehender erläutert werden. In sehr hohen Lagen fällt aller Niederschlag in fester Form. Da die für Starkregenereignisse verantwortlichen Niederschläge die Eisphase durchlaufen (Waldvogel, 1985), reicht in unseren Breitengraden die Lufttemperatur nicht aus, um auch in hohen Lagen die festen Niederschläge zum Schmelzen zu bringen. Wo genau diese "Regengrenze" ist, lässt sich mangels geeigneter Messstationen nicht genau festlegen, sie dürfte sich aber zwischen 3500 und 4000 m ü.M. bewegen (G. Gensler, mündlich). Vom praktischen Standpunkt aus ist die genaue Festsetzung dieser Regengrenze nur von untergeordneter Bedeutung, denn unterhalb der Regengrenze befindet sich zwischen 2800 und 3000 m ü.M. die Firnlinie (Müller et al., 1976) und erst unterhalb dieser sind Hochwasserabflüsse infolge Regens von Bedeutung. Zu den oben angeführten Aussagen ist deshalb noch eine weitere hinzuzufügen:

e) Im Bereich der Regengrenze ist ein ausgeprägter negativer Höhengradient vorhanden. Quantitative Angaben können aufgrund der vorliegenden Kenntnisse nicht gemacht werden. Schematisch lässt sich deshalb die Höhenabhängigkeit durch Abbildung 21 darstellen.

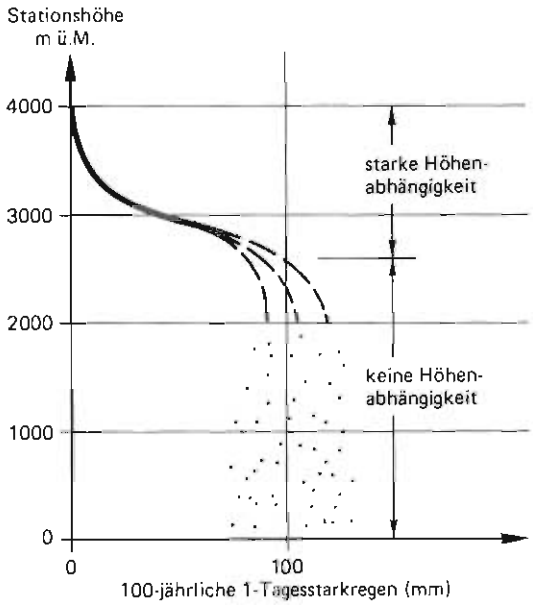


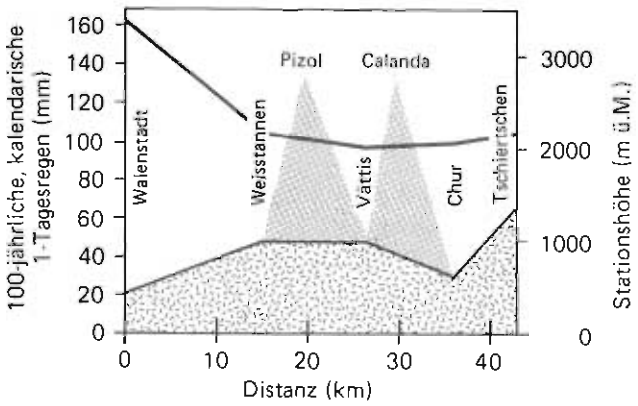
Abb. 21:
Schematische Darstellung der Höhenabhängigkeit 100-jährlicher 1-Tagesstarkregen

4.2.4.2 Abhängigkeiten von weiteren Parametern

Wie am Anfang des Kapitels 4.2.4.1 erwähnt, müssten nebst dem Faktor "Höhe" auch noch weitere Faktoren zur Erklärung der Variabilität der Starkregenparameter hinzugezogen werden. Diese Suche blieb allerdings weitgehend erfolglos. Von allen in Tabelle 2 erwähnten Faktoren haben nur noch die Lagekoordinaten signifikante Einflüsse (Tabelle 5). Eine generelle Zunahme der Starkregenwerte auf der Alpennordseite in Richtung Osten kann bei allen 4 Parametern festgestellt werden, eine Zunahme gegen Norden manifestiert sich allerdings nur bei den 100-jährlichen Werten.

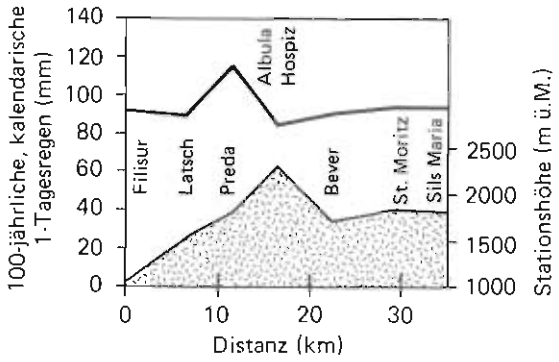
4.2.4.3 Variation der Starkregenwerte über die Gebirgszüge hinweg

Die bis jetzt erwähnten Untersuchungsresultate lassen die starke Vermutung aufkommen, dass die Starkregenwerte interpoliert werden können. Heikel könnten sich in dieser Beziehung allerdings die Gebirgsübergänge erweisen. Leider eignet sich das Untersuchungsmaterial nicht besonders gut, um dieses Problem schlüssig lösen zu können: es fehlen nämlich geeignete Messstationen in den Gipfelregionen. Die Passstationen, die für diese Untersuchungen herangezogen werden können, sind wohl zahlreicher, doch sind bei ihnen die Messfehler nicht zu unterschätzen. Drei Beispiele sollen solche Gebirgsübergänge aufzeigen:



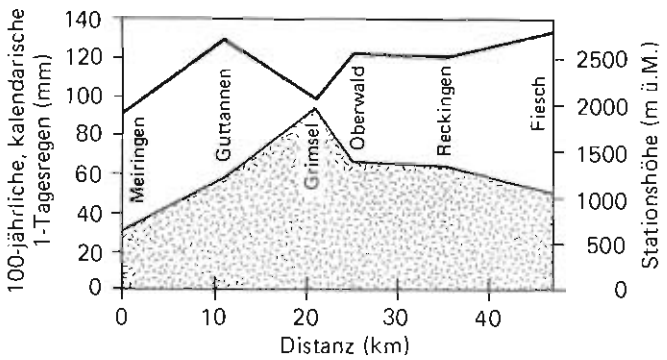
Von Walenstadt über Weisstannen, Vättis und Chur nach Tschiertschen sind mehrere Erhebungen zu überwinden. Die 100-jährlichen 1-Tagesregen nehmen dabei massiv von Walenstadt nach Weisstannen ab, um dann etwa konstant zu bleiben.

Abb. 22: Niederschlag und Topographie im Profil Walenstadt - Tschiertschen



Beim Uebergang vom Albulatal ins Engadin fällt das Starkregenmaximum bei Preda auf. Man könnte einen gewissen Staueffekt vermuten, doch ist dieses Maximum von der Messdauer her nicht gut gesichert. Die Starkregenanalyse von Preda beruht nur auf 21 Jahren.

Abb. 23: Niederschlag und Topographie im Profil Filisur - St.Moritz



Ein weiteres Beispiel zeigt den Uebergang von Meiringen über die Grimsel nach Fiesch. Nach dem Anstieg der 100-jährlichen 1-Tagesregen von Meiringen nach Guttannen folgt bei der Grimsel eine möglicherweise durch Messprobleme bedingte Senke und bei Oberwald und Reckingen werden fast wieder gleich hohe Werte wie bei Guttannen erreicht.

Abb. 24: Niederschlag und Topographie im Profil Meiringen - Grimsel - Fiesch

Solche Profile sind für alle 4 Starkregenparameter untersucht worden. Da keine Gesetzmässigkeiten entdeckt werden konnten, wurde der Schluss gezogen, dass einer Interpolation über Gebirgszüge hinweg nichts entgegen steht.

4.2.4.4 Strukturanalyse der Starkregenparameter und Interpolierbarkeit

Die Analyse des Schneeanteils an den Starkniederschlägen (Kapitel 4.2.3) hat eine deutliche Höhenabhängigkeit sichtbar gemacht. Mittels Regressionsfunktionen ist dieser Höheneinfluss herausgefiltert worden und die Strukturanalyse der Residuen hat gezeigt, dass sie als regionalisierte Variablen aufgefasst werden können, was bedeutet, dass die Residuen

mehr oder weniger stark im Raum variieren. Im Gegensatz dazu können für Starkregenparameter keine wesentlichen Einflussfaktoren aufgedeckt werden, so dass diese Starkregenparameter direkt als regionalisierte Variablen aufgefasst werden können. Die 4 empirischen Variogramme sind in Abbildung 25 eingezeichnet, wobei sie zur besseren Vergleichbarkeit normiert worden sind, d. h. die Variogrammwerte wurden durch die Varianz dividiert.

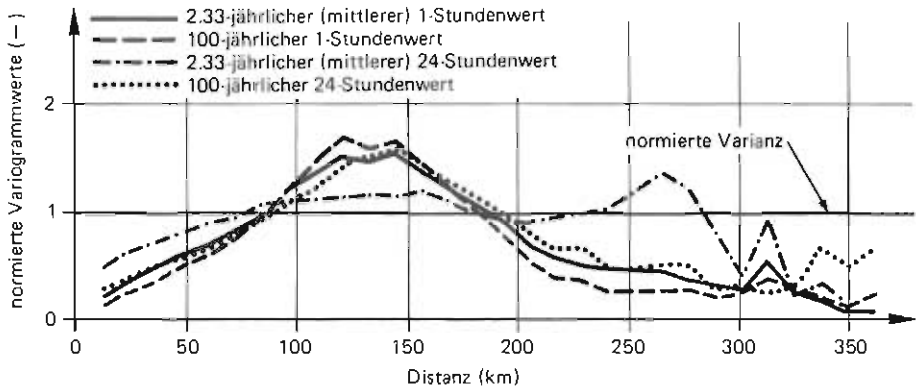


Abb. 25: Normierte, empirische Variogramme

Die 2.33-jährlichen (mittleren) 1-Stundenwerte und die 24-Stundenwerte der Jährlichkeiten T=2.33 und T=100 verhalten sich sehr ähnlich, lediglich die 100-jährlichen 1-Stundenregen weisen ein eigenes Verhalten auf. Diese haben offenbar einen Nuggeteffekt, jene kaum. Allen gemeinsam ist die Reichweite von ca. 80 Kilometern und mit Ausnahme der 100-jährlichen 1-Stundenwerte wird zwischen Messstationen, die rund 100 bis 120 Kilometer voneinander entfernt sind, ein Maximum an Variabilität verzeichnet. Variogramme wurden auch für einzelne Regionen aufgezeichnet. Dabei sind Unterschiede zutage getreten, die jedoch nicht den grundsätzlichen Verlauf betreffen.

Mit der erfolglosen Suche nach Abhängigkeiten der Starkregenparameter von physiographischen Faktoren, mit den Untersuchungen ihrer Variation über die Gebirgszüge hinweg und mit der Strukturanalyse ist der Nachweis erbracht worden, dass die Starkregenparameter interpoliert werden können. Dies darf als eines der wichtigsten Erkenntnisse dieses Forschungsprojektes gewertet werden. Wie die Interpolation zu geschehen hat, ist eine Frage von zweitrangiger Bedeutung. Die Verwendung des Punkt-Kriging ist eine logische Folge der Strukturanalyse. Zudem ist diese Interpolationsmethode flexibel, im statistischen Sinne optimal und computergerecht. Grundsätzlich könnte jedoch auch ein anderes Interpolationsverfahren angewandt werden, wie etwa eine distanzabhängig gewichtete Mittelung. Verschiedene Untersuchungen haben auch gezeigt

(u.a. Schwentker, 1982), dass die in der Hydrologie übliche Thiessen-Interpolation sehr ähnliche Resultate wie das Punkt-Kriging liefert.

4.2.5 Starkregenkarten und ihre Verwendung

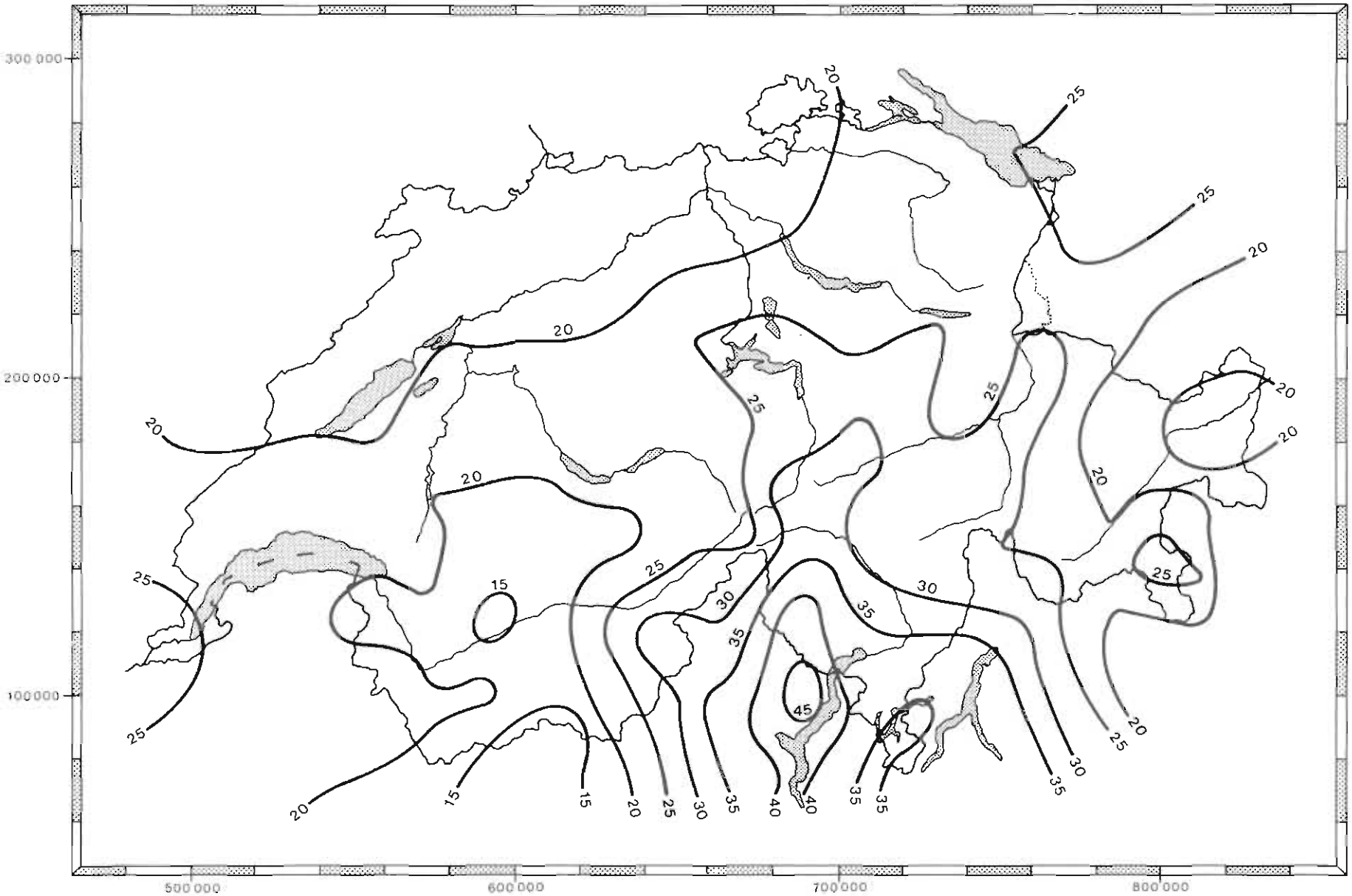
4.2.5.1 Starkregenkarten für 2.33- (mittlere) bzw. 100-jährliche 1-Stunden- und 24-Stundenwerte

Als Basis für die Interpolation mittels Punkt-Kriging ist für jeden Starkregenparameter ein über die ganze Schweiz einheitliches Variogramm gewählt worden. In einem ersten Schritt erfolgte mit dem Computerprogramm PKRIG (Schwentker et al., 1981) eine Interpolation auf die Knoten eines Gitternetzes, wobei zur Interpolation jedes Knotens aus den 503 Stützwerten die jeweils 10 am nächsten gelegenen Stationen verwendet wurden. In einem zweiten Schritt wurden anschliessend mit dem Computerprogramm ISOVAG (Klingelé, 1982) Isolinien gezeichnet.

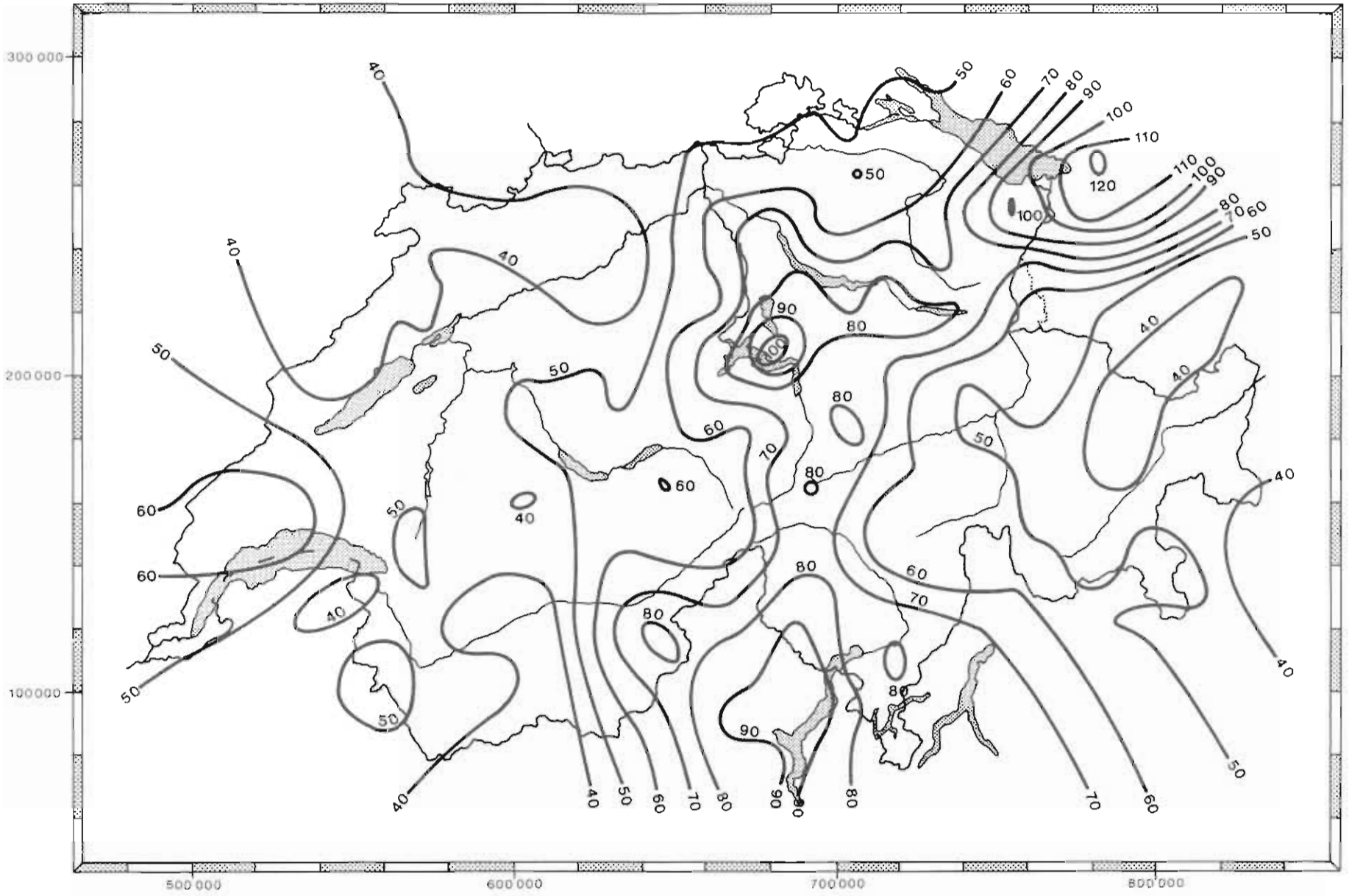
Es sei an dieser Stelle wiederholt, dass die Datenbasis nördlich einer Linie Genf-Lausanne-Bern-Zürich-Romanshorn relativ schwach ist und die Karten in diesem Gebiet folglich weniger genau sind, als südlich davon. Die 1-Stundenkarten beruhen auf einer geringeren Anzahl Messungen als die 24-Stundenwerte. 1-Stundenwerte konnten nur bei Pluviographenstationen direkt bestimmt werden, für die übrigen Messstellen erfolgte eine indirekte Ermittlung.

Betrachtet man die vier Starkregenkarten in den Abbildungen 26 - 29, so können folgende Feststellungen gemacht werden: Nördlich des Alpenkammes ist eine tendenzielle Zunahme der Starkregen Richtung Osten zu verzeichnen. Starkregenzentren liegen im schweizerisch-italienischen Grenzgebiet südwestlich von Locarno, im Raum Vierwaldstättersee-Walensee und bei Bregenz. Die 1-Stundenwerte sind ausgeglichener als die 24-Stundenwerte. Bei den 2.33-jährlichen (mittleren) 1-Stundenwerten ist das Maximum rund zweimal, bei den 100-jährlichen 1-Stundenwerten zweieinhalbmal gösser als das Minimum. Demgegenüber variieren die 2.33-jährlichen 24-Stundenwerte um den Faktor 4, die 100-jährlichen sogar um den Faktor 5. Die Unterschiede zwischen Nord und Süd treten vor allem bei den 24-Stundenwerten auf, wo sich die regional andersartigen meteorologischen Verhältnisse stark auswirken. Die Westschweiz zeigt bezüglich Starkregen und Isolinienverlauf ein relativ heterogenes Bild mit dem landesweiten Minimum im mittleren Wallis jedoch fehlenden, ausgeprägten Maximalwerten.

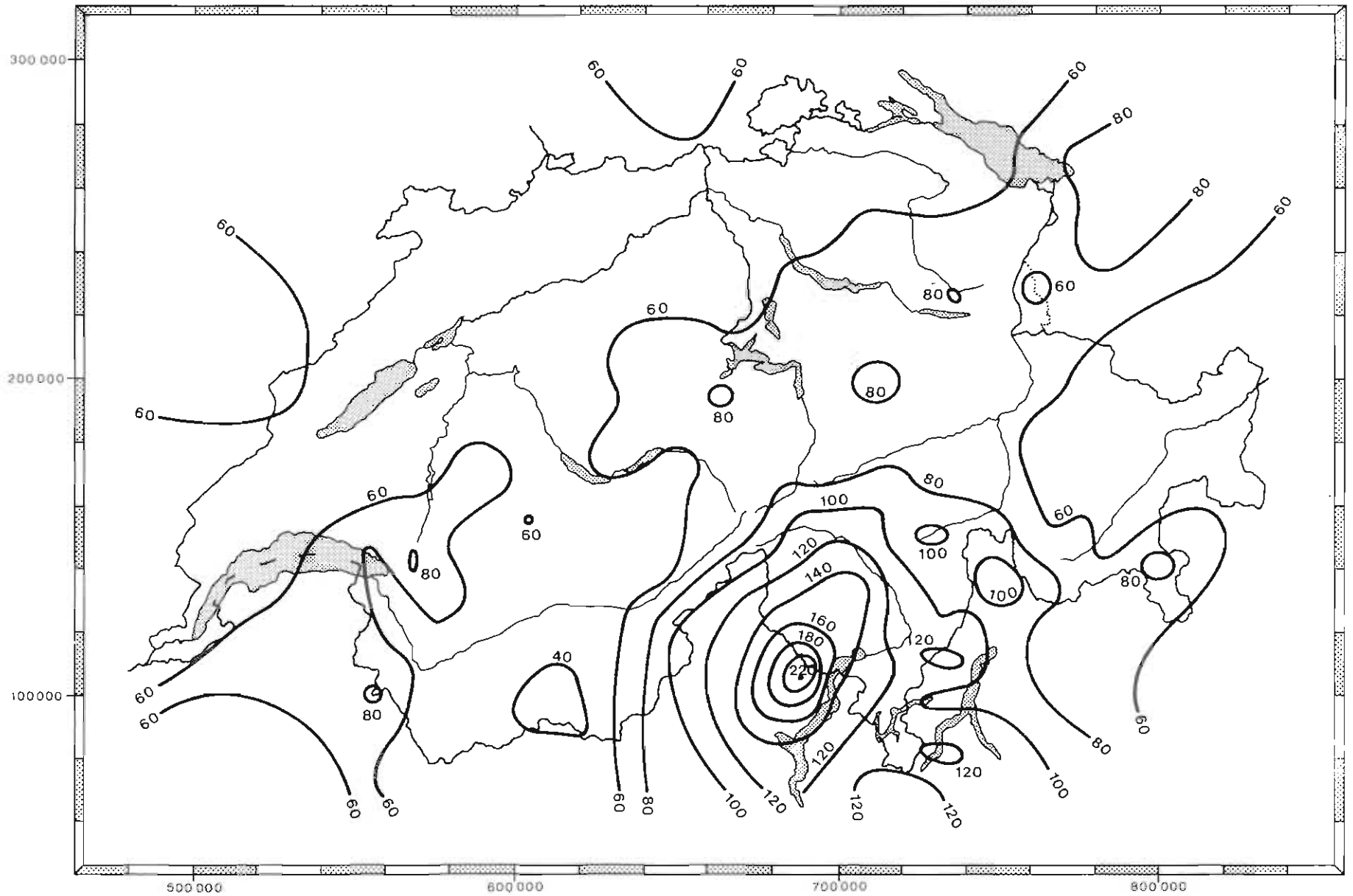
Abb. 26: 2.33-jährliche 1-Stunden-Starkregen ▷
Abb. 27: 100-jährliche 1-Stunden-Starkregen ▷▷
Abb. 28: 2.33-jährliche 24-Stunden-Starkregen ▷▷▷
Abb. 29: 100-jährliche 24-Stunden-Starkregen ▷▷▷▷



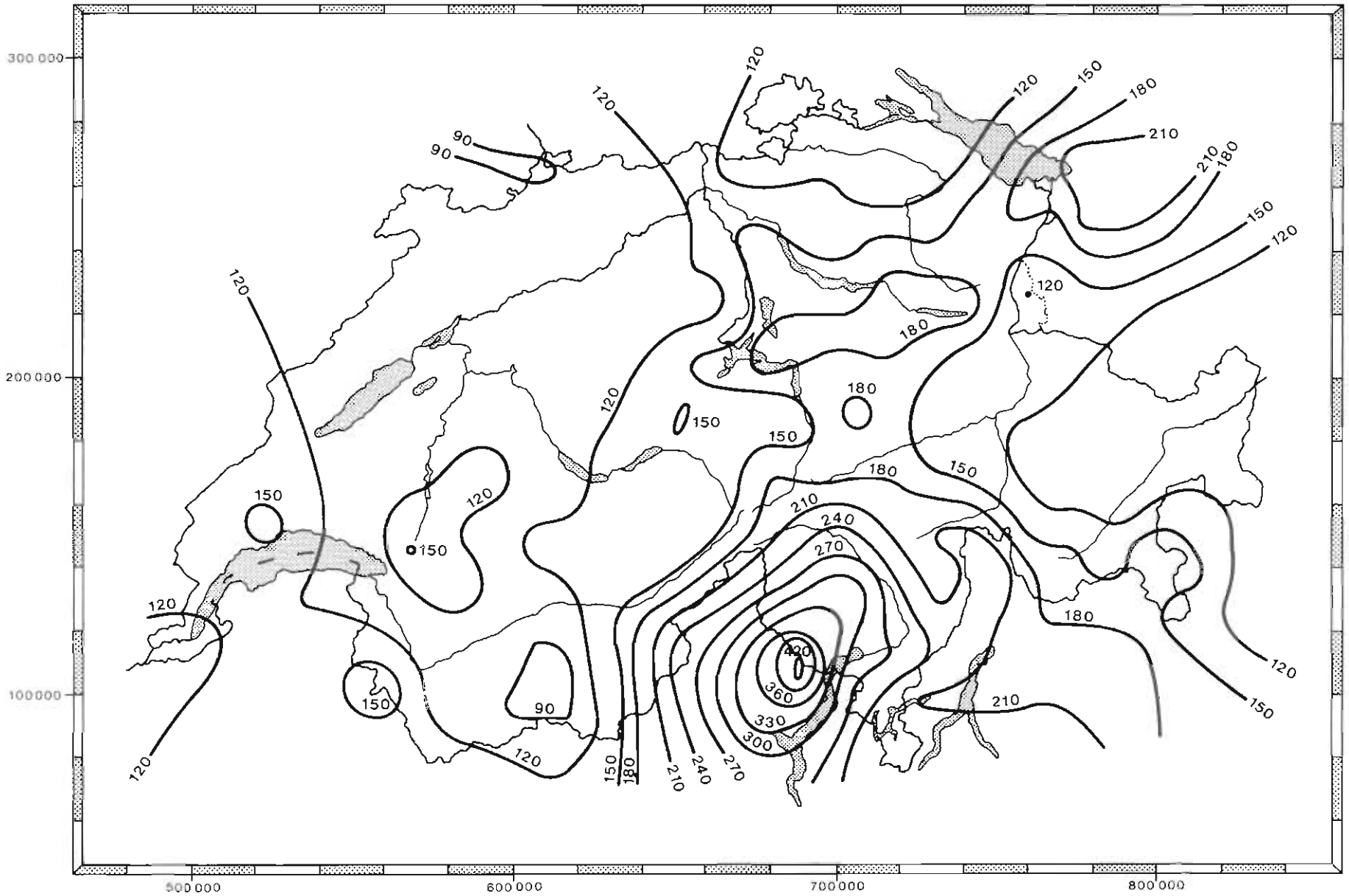
2.33-jährliche (mittlere) 1 Stunden-Starkregen [in mm]



100 - jährliche 1 Stunden - Starkregen [in mm]



2.33-jährliche (mittlere) 24 Stunden-Starkregen [in mm]



100-jährlicher 24 Stunden-Starkregen [in mm]

4.2.5.2 Genauigkeit der Starkregenkarten

Die Karten sind das Endprodukt eines Arbeitsprozesses, dessen Einzelschritte mit Fehlern behaftet sind. Als hauptsächlichste Fehlerquellen sind die in Tabelle 6 aufgeführten zu nennen.

Tabelle 6: Art der Fehler und Fehlerquellen

Fehlerquellen	Art der Fehler	
	zufällig	systematisch
Niederschlagsmessung	*	*
Frequenzanalyse	*	*
Schnee-Ausscheidung	*	*
Interpolation	*	*
Konstruktion der Isolinien	*	
Ablesen aus Karte	*	

Eine zusammenfassende Quantifizierung der Fehler scheitert an der Tatsache, dass man es sowohl mit zufälligen, als auch mit systematischen Fehlern zu tun hat, die zudem teilweise voneinander abhängen. Demgegenüber lassen sich für die einzelnen Schritte Fehlerabschätzungen vornehmen, wobei nur die 24-Stundenwerte betrachtet werden sollen: Die Fehler der Niederschlagsmessung und der Frequenzanalyse liegen in der Grössenordnung von je 5 Prozent (Zeller et al., in Vorbereitung). Die Fehler an der Schnee-Ausscheidung spielen nur bei Stationen über ca. 1500 m ü.M. eine spürbare Rolle und können etwa mit 10 Prozent veranschlagt werden. Nimmt man nun die aus diesen Bearbeitungsschritten entstandenen Stützwerte als "richtig" an, so kann die Genauigkeit des Interpolationsverfahrens dadurch abgeschätzt werden, dass man auf jeden einzelnen Stützpunkt interpoliert, ohne jedoch den Stützwert selbst zu berücksichtigen. Für die Differenz

$$r_i = z_i - \hat{Z}_i$$

mit z: Stützwert an der Stelle $\underline{x}_i$

$\hat{Z}$: interpolierter Wert an der Stelle $\underline{x}_i$ ohne Berücksichtigung von z

kann dann eine Häufigkeitsanalyse durchgeführt werden. Die Histogramme für die 24-Stundenwerte sind in der Abbildung 30 wiedergegeben.

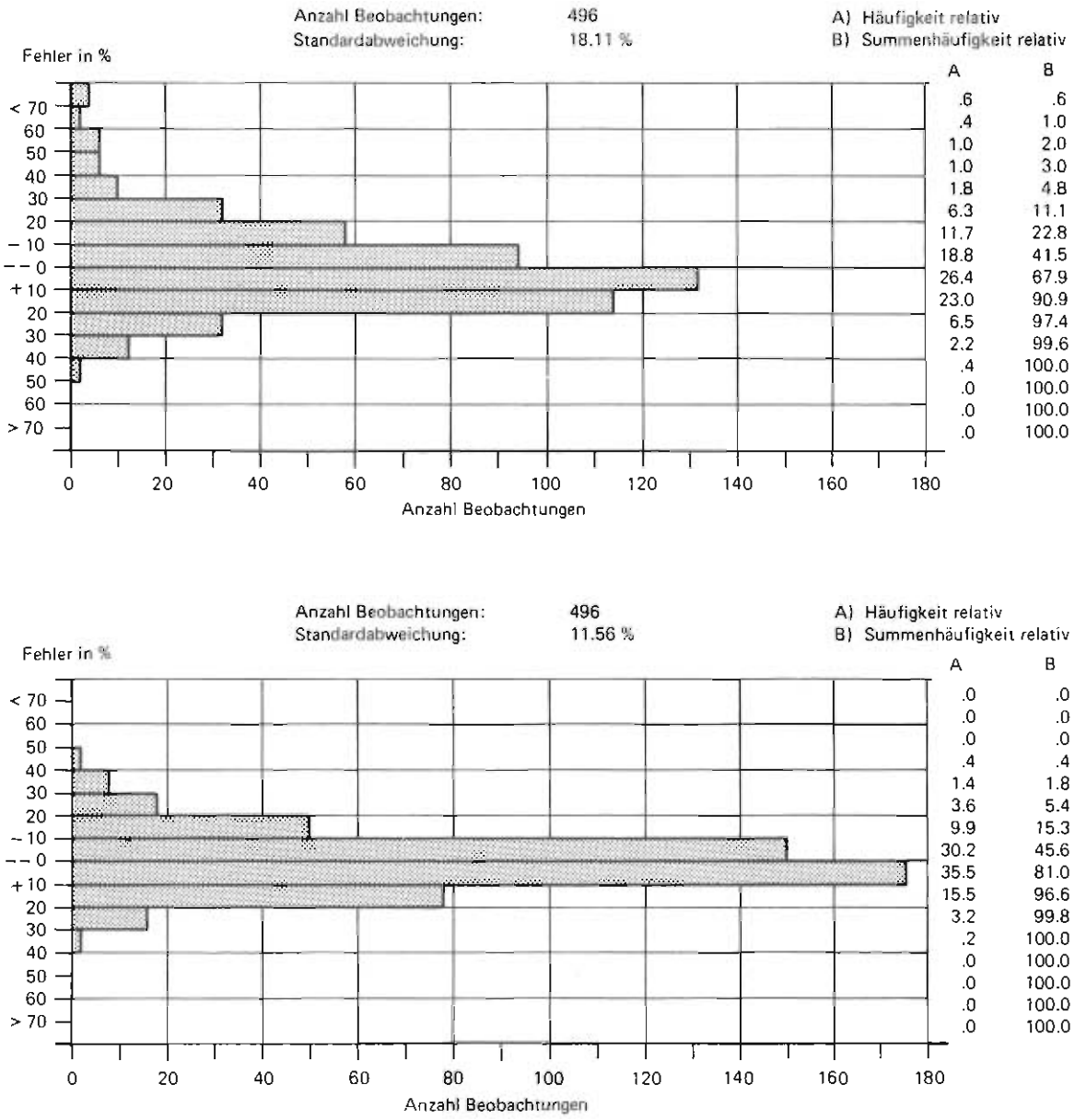


Abb. 30: Fehlerhistogramme der 2.33-jährlichen, mittleren (unten) und der 100-jährlichen 24-Stundenregen (oben)

Bei den 2.33-jährlichen 24-Stundenwerten liegen zwei Drittel aller interpolierten Werte innerhalb eines durch die Standardabweichung gegebenen Fehlerbandes von 11.6 Prozent und bei den 100-jährlichen 24-Stundenwerten innerhalb eines Bandes von 18.1 Prozent. Einzelne Interpolationen weisen allerdings Fehler von 50 Prozent und mehr auf. Eine Darstellung der

Differenz r für die 100-jährlichen 24-Stundenwerte zeigt Abbildung 31, wobei nur Gebiete ausgeschieden wurden, die grössere Fehler als ± 10 Prozent enthalten.

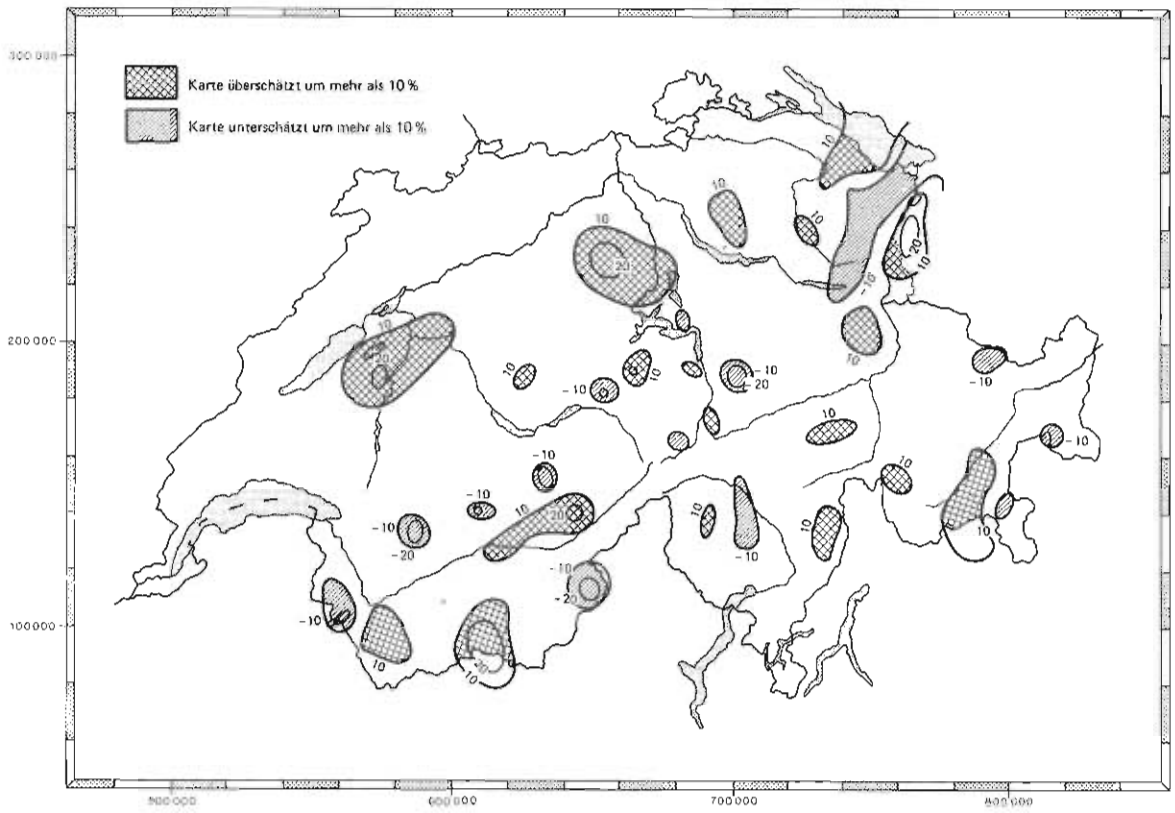


Abb. 31: Fehlerkarte für 100-jährliche 24-Stundenregen

Es fällt auf, dass das Interpolationsverfahren vor allem Minima überschätzt und Maxima unterschätzt, d.h. das Verfahren reagiert träge. Dies gilt etwa für das Maximum im Schächental, das zu tief interpoliert wird oder das Minimum in der Umgebung des Matterhorns, das zu hoch geschätzt wird.

Auf die Interpolation folgt die Konstruktion der Isolinien. Das Computerprogramm ISOVAG (Klingelé, 1982) bietet dabei die Möglichkeit, Isolinien geglättet darzustellen. Schliesslich werden auch noch bei der Reinzeichnung örtlich Isolinien geringfügig geglättet. Eine Fehleranalyse hat aber ergeben, dass diese Glättungsprozesse kleine, vernachlässigbare Ungenauigkeiten erzeugen. Der Ablesevorgang aus dem Kartenbild und die entsprechende Interpolation eines Regenwertes aus den Isolinien ist die nächste Fehlerquelle. Sie ist letztlich eine Frage des Kartenmassstabes und des Abstandes der Isolinien. Ein Massstab von 1 : 500 000 und der gewählte Isolinienabstand von 1/20 der Differenz zwischen Maximal- und Minimalwert dürfte in dieser Hinsicht ein geeigneter Kompromiss sein.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich das Interpolationsverfahren als grösste Fehlerquelle herauskristallisiert hat. Es sei deshalb nochmals auf die getroffenen

Voraussetzungen zurückgegriffen. Die Annahme, die Stützwerte seien fehlerlos, führte zur Feststellung, dass lokale Minima überschätzt und Maxima unterschätzt wurden. Diese Aussage muss aber relativiert werden. Wären solche Extreme atypisch für die nähere Umgebung, so hätte die Interpolation sogar den Vorteil, repräsentativere Werte zu liefern. Damit soll angedeutet werden, dass die Interpretation der Genauigkeit letztlich auch eine Beurteilung lokaler meteorologischer Prozesse umfassen müsste.

Die Fehleranalysen der Starkregenkarten sehen für die 1-Stundenwerte ungünstiger aus als für die 24-Stundenwerte. Dies mag teilweise mit der schlechteren Datenbasis zu erklären sein. Weitere Untersuchungen werden jedoch zeigen müssen, ob durch die Wahl eines anderen Variogrammodells oder durch die Verwendung von weniger Nachbarpunkten mit dem Interpolationsverfahren eine bessere lokale Anpassung erreicht und die Genauigkeit der heute vorliegenden Karten erhöht werden kann.

4.2.5.3 Hinweise auf die Verwendung der Karten

Da zu den Karten der 4 Starkregenparameter ebenfalls Fehlerkarten mitgeliefert werden, weiss der Benutzer, in welchen Gebieten seine Genauigkeitsansprüche nicht abgedeckt werden können. In solchen Fällen ist auf das ursprüngliche Datenmaterial zurückzugreifen (Zeller et al., 1976 - 1983), wobei je nach Station ein Abzug des Schneeanteils vorzunehmen ist. Die bisher ausgewerteten Beispiele zeigen jedoch, dass in 2/3 aller Fälle aus den 4 Karten ein Niederschlags-Intensitäts-Diagramm mit genügender Genauigkeit konstruiert werden kann. Dabei ist die Art der Verteilungsfunktion zu berücksichtigen. Für einzelne Gebiete der Südschweiz mit nicht geradlinig verlaufenden Niederschlags-Intensitäts-Diagrammen ist eine Sonderbehandlung vorzunehmen. Die für die praxisgerechte Verwendung benötigten Unterlagen werden in Zeller et al. (in Vorbereitung) veröffentlicht.

4.3 Typisierung der Niederschlagsganglinien von Zürich, Locarno, Lausanne und Davos

4.3.1 Einleitung

Aus den in Abschnitt 4.2.2.1 erwähnten Niederschlags-Intensitäts-Diagrammen lassen sich für gegebene Niederschlagsdauer und Jährlichkeit mittlere Niederschlagsintensitäten ermitteln. Diese gleichförmigen sog. Blockregen bilden die einfachste Form von Modellregen und werden in dieser Art von verschiedenen Niederschlag-Abfluss-Berechnungsverfahren benötigt. Es versteht sich aber von selbst, dass natürliche Starkregenfälle in ihrem zeitlichen Intensitätsverlauf sehr variabel sind. Kontinuierliche Niederschlagsaufzeichnungen, aus denen die Ganglinien ermittelt werden können, sind allerdings dünn gesät, so dass die Annahme eines Blockregens dem vorhandenen Datenmaterial entsprechend, angemessen ist. Da nun aber eine ganze Reihe von Niederschlag-Abfluss-Modellen Ganglinien verarbeiten kann, erscheint es notwendig, Angaben über die Häufigkeit verschiedener Ganglinien machen zu können. Weil jede gemessene Niederschlagsganglinie einen Einzelfall darstellt, der sich nicht wiederholt, hat jede einzelne Ganglinie eine Auftretenswahrscheinlichkeit von nahezu null. Von Ueberschreitungswahrscheinlichkeiten, wie bei Blockregen kann sinnvollerweise auch nicht gesprochen werden.

Für die Modellierung des Niederschlag - Abflussprozesses oder für die Hochwasserbemessung, braucht eine Ganglinie nicht mit hoher zeitlicher Auflösung bekannt zu sein, denn der natürliche Abflussbildungsprozess wirkt sowieso dämpfend. Zudem muss die zeitliche Auflösung in einem sinnvollen Verhältnis zur räumlichen Auflösung der Niederschlagsmessung stehen. Diese ist mit durchschnittlich einer Messstation pro 70 km^2 erheblich schlechter. Eine Vereinfachung des natürlichen Ganglinienverlaufes entspricht deshalb durchaus der Problemlage.

Es sind aus der Literatur verschiedene Vorschläge bekannt, Bemessungsganglinien zu ermitteln. Berühmt ist der sog. Chicago-Regen (Keifer und Chu,1957). Aus unserem Lande seien die Arbeiten von Jaton (1984) und der Ingenieurgemeinschaft Dorsch-Holinger-Schindler (1985) genannt. Aus dem oben Erwähnten geht hervor, dass alle jene Verfahren, die darauf abzielen, einen einzigen Bemessungsregen abzuleiten, unrealistisch sind. Solche Modellregen gibt es in der Natur genau so wenig, wie die Blockregen. Nur kann bei letzteren eine Ueberschreitungswahrscheinlichkeit angegeben werden, was bei ersteren nicht gelingt.

In dieser Arbeit wurde ein anderer Weg eingeschlagen. Um das natürliche Geschehen zu vereinfachen, sind verschiedene Ganglinientypen definiert worden. Ordnet man nun die gemessenen Regen den einzelnen Typen zu, so kann die Häufigkeit der Ganglinientypen ermittelt werden.

4.3.2 Datenmaterial

Um den Arbeitsaufwand zu beschränken, wurde versucht, mit vier repräsentativen Stationen die hauptsächlichsten Klimaregionen zu erfassen. Zürich (SMA) sei für die Alpennordseite, Davos Platz für den inneralpinen Raum, Locarno-Monti für die Alpensüdseite und Lausanne für die Westschweiz repräsentativ. Da für diese Stationen die Jahreshöchstwerte der Niederschlagsdauer von 10 und 20 Minuten, sowie 1 und 4 Stunden bekannt waren, konnten die interessierenden Niederschlagsereignisse relativ rasch aus dem umfangreichen Paket von Pluviographenstreifen aussortiert werden. Die Regendauer wurde dann in kurze Abschnitte unterteilt, wobei zusätzlich zum Hauptregen noch Vor- und Nachregen analysiert wurden. Die gewählte Zeiteinteilung für die Vor- und Nachregen finden sich in Abbildung 32.

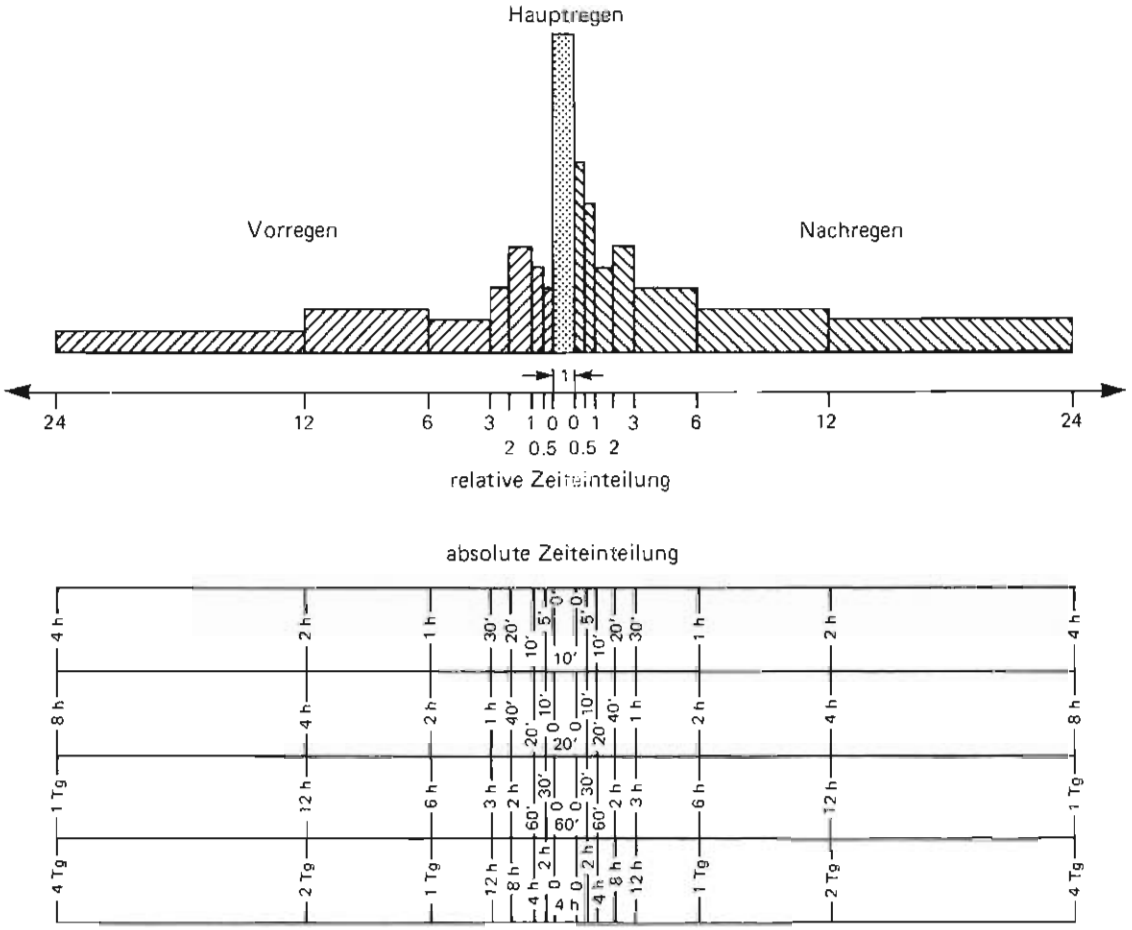


Abb. 32: Zeiteinteilung der Vor- und Nachregen für Starkniederschlagsganglinien, deren Hauptregen 10-, 20- oder 60 Minuten, bzw. 4 Stunden dauern

Zusätzlich wurde auch der Hauptregen unterteilt, nämlich bei den 60-Minuten- und den 4-Stundenhöchstwerten in je 4 gleiche Zeitintervalle und bei den 20-Minutenhöchstwerten in 2 Hälften. Die 10-Minutenwerte lassen sich aufgrund des begrenzten Auflösungsvermögens der Pluviographenstreifen nicht mehr weiter unterteilen. Aus Abbildung 32 geht auch hervor, dass diese Ganglinientypen auf den Hauptregen zentriert sind, womit die Beantwortung der Frage nach dem Niederschlagsanfang oder -ende umgangen werden konnte.

Die Niederschlagsmengen wurden für die gewählten Zeitabschnitte aus den Pluviographenstreifen ausgezogen und als Intensitäten in Prozent der mittleren Niederschlagsintensität des Hauptregens ausgedrückt. Für Zürich wurden die 47 Jahre von 1934 - 1980, für Locarno-Monti die 46 Jahre 1935 - 1980, für Davos die 46 Jahre 1930 - 1975 und für Lausanne die Jahre 1935 - 1980, ohne 1947 und 1953 (44 Jahre) untersucht.

4.3.3 Angewandte Typisierungsverfahren

Als erstes waren verschiedene Typisierungen von Ganglinien zu untersuchen, wobei die Einteilung weder zu grob, noch zu fein und für alle 4 Stationen geeignet sein sollte. Die Ganglinien wurden sowohl als Summenkurven aufgezeichnet als auch numerisch erfasst. Anschliessend wurde versucht, visuell ähnliche Summenkurven zu Gruppen zusammenzufassen. Dieser Versuch scheiterte an der Vielfalt der Ganglinienformen. Ebenso erfolglos war die Anwendung eines numerischen Klassifikationsverfahrens in Form einer Clusteranalyse mit Hilfe des Software-Paketes BMDP (Dixon et al., 1981). Diese Misserfolge mögen teilweise mit dem relativ kleinen Stichprobenumfang erklärt werden. Sie weisen aber auch darauf hin, dass in der Natur keine bevorzugten Typen auftreten. In der Folge wurde deshalb eine Typisierung angestrebt, die auf hydrologischen Ueberlegungen beruht. Aus Tabelle 7 geht die Definition der 4 gewählten Haupttypen hervor. Diese wurde noch in bis zu 4 Untertypen unterteilt, die angeben, welches Intervall des Hauptniederschlages am stärksten belastet ist. Ein 20-Minutenstarkregen vom Typ B2 ist beispielsweise ein Starkregen, dessen Hauptniederschlag 20 Minuten dauert, keinen Vorregen, jedoch einen Nachregen aufweist und im zweiten 10-Minuteninterval des Hauptregens die maximale Intensität aufweist.

Tabelle 7: Definition der Ganglinien - Haupttypen

Typ	Charakterisierung	Definition
A	Isolierter Hauptniederschlag	In keinem der 4 dem Hauptniederschlag am nächsten gelegenen Zeitintervalle des Vor- und des Nachregens überschreitet die Intensität 10% der Hauptregenintensität und in den äussersten 3 Zeitintervallen des Vor- und Nachregens darf höchstens in je einem Zeitintervall die Intensität grösser als 10% der Hauptregenintensität sein.
B	Hauptniederschlag mit Nachregen, jedoch ohne Vorregen	In keinem der 4 dem Hauptniederschlag am nächsten gelegenen Zeitintervalle des Vorregens überschreitet die Intensität 10% der Hauptregenintensität und in den äussersten 3 Zeitintervallen des Vorregens darf höchstens in einem Zeitintervall die Intensität grösser als 10% der Hauptregenintensität sein.
C	Hauptniederschlag mit Vorregen, jedoch ohne Nachregen	Definition analog B
D	Hauptniederschlag mit voll ausgebildetem Vor- und Nachregen	alle übrigen Fälle

4.3.4 Einige Resultate

Bei allen 4 Stationen hat es sich gezeigt, dass die Häufigkeit einzelner Typen unabhängig von der Stärke des Niederschlages ist. Als Beispiel sind in Tabelle 8 die Auftretenshäufigkeiten der oben definierten Haupt- und Untertypen für Lausanne zusammengefasst. Bei den Prozentangaben der Auftretenshäufigkeit ist zu beachten, dass für jedes Hauptregenzeitintervall 44 Werte in bis zu 16 Typen gruppiert wurden, was den einzelnen Häufigkeitswerten nur eine beschränkte Genauigkeit verleiht. Die Angabe einer Kommastelle bei den Prozentangaben soll nicht eine hohe Genauigkeit vortäuschen, sondern ist rein numerisch bedingt.

Tabelle 8: Auftretenshäufigkeit der Ganglinientypen für die Station Lausanne (in Prozent)

Dauer des Hauptregens	Untertyp	Haupttyp A	B	C	D	Total
10 Minuten	–	4.5	34.1	6.8	54.6	100.0
20 Minuten	1	15.9	25.0	9.1	15.9	65.9
	2	2.3	13.6	6.8	11.4	34.1
	total	18.2	38.6	15.9	27.3	100.0
60 Minuten	1	6.8	25.0	2.3	9.1	43.2
	2	6.8	6.8	2.3	9.1	25.0
	3	4.6	4.5	2.2	11.4	22.7
	4	2.3	2.3	0.0	4.5	9.1
	total	20.5	38.6	6.8	34.1	100.0
4 Stunden	1	15.9	15.8	2.3	18.2	52.2
	2	2.3	11.4	0.0	6.8	20.5
	3	0.0	9.1	0.0	9.1	18.2
	4	2.3	2.3	0.0	4.5	9.1
	total	20.5	38.6	2.3	38.6	100.0

Aus Tabelle 8 geht hervor, dass der Grossteil der Starkregen in Lausanne den Typen A und B zugeordnet werden kann. Es handelt sich also um Niederschläge, die recht unvermittelt einsetzen und im ersten Intervall des Hauptregens ihre grösste Intensität aufweisen. Interessiert man sich etwa nur für die Intensitätsverteilung während des Hauptregens ohne Berücksichtigung von Vor- und Nachregen, so gelten die Prozentangaben der letzten Kolonne. Deutlich geht auch hier die hohe Niederschlagsintensität zu Beginn der Hauptregen hervor.

Mit der blossen Angabe von Auftretenshäufigkeiten ist die praktische Anwendung dieser Typisierung stark eingeschränkt. Durch eine auf jedes einzelne Zeitintervall bezogene Mittelwertbildung aus den Intensitäten aller Einzelereignisse eines Niederschlagstypes gelangt man schliesslich zur quantitativen Festsetzung des Ganglinienverlaufes. Abbildung 33 gibt für Lausanne den quantitativen Ganglinienverlauf eines Niederschlagsereignisses vom Typ B1 mit einem 60-Minuten Hauptniederschlag an.

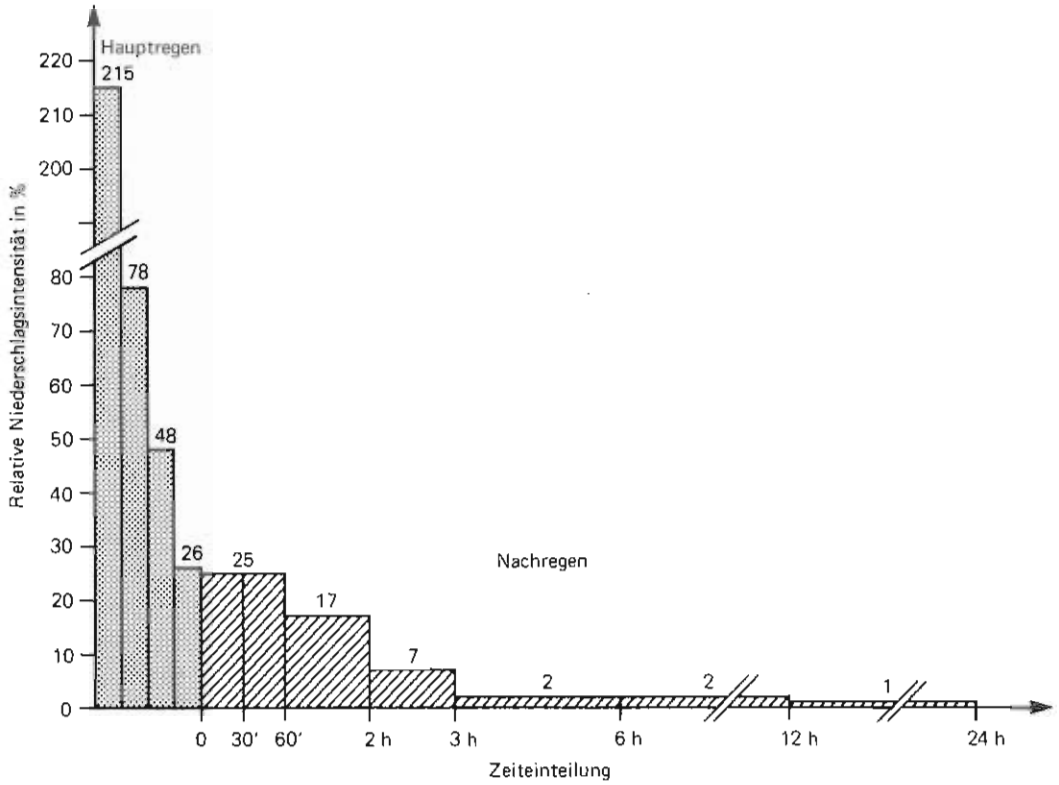


Abb. 33: Quantitativer Ganglinienverlauf eines Niederschlagsereignisses vom Typ B1 mit einem 60-Minuten Hauptniederschlag für Lausanne. Intensitäten als Prozentwerte der mittleren Intensität des Hauptniederschlages

Ein Quervergleich der Typeneinteilung für die 60-Minutenregen für alle vier ausgewerteten Stationen gibt Abbildung 34. Es zeigt sich, dass die Unterschiede zwischen Zürich einerseits und Locarno andererseits am grössten sind. Lausanne und Davos nehmen eine Mittelstellung ein. Schwach vertreten sind bei allen Stationen die Starkniederschläge ohne Nachregen (Typ C). Während in Zürich isolierte Hauptregen relativ häufig sind (Typ A), bilden die voll ausgebildeten Starkniederschläge in der Südschweiz den Hauptteil.

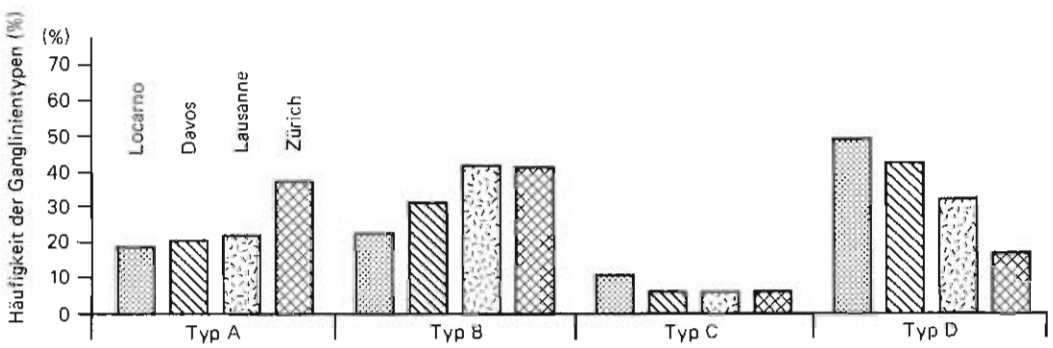


Abb. 34: Auftretenshäufigkeit der Ganglinientypen für Starkniederschläge mit 60-Minuten-Hauptregen für Locarno, Davos, Lausanne und Zürich

4.3.5 Hinweise auf die Anwendung

Die detaillierten Resultate dieser Ganglinientypisierung werden in Zeller et al. (in Vorbereitung) veröffentlicht. Der begrenzte Datenumfang erlaubt allerdings keine allzu detaillierte Auswertung, doch ermöglicht das Basisdatenmaterial einem potentiellen Anwender auch die Durchführung einer eigenen Typisierung.

Eine sinnvolle Anwendung kann auf dem Weg der Simulation geschehen. Sind für ein Einzugsgebiet beispielsweise 1-stündige Starkregen massgebend, und verfügt man über ein Abflussmodell, das Ganglinien verarbeiten kann, so können Hauptregenmengen (Blockregen) aufgrund ihrer bekannten Extremalverteilung simuliert werden. Jeder einzelne Blockregen kann dann zufällig einem Ganglinientyp zugeordnet werden, wobei die prozentualen Anteile der Typen und Untertypen ihrer statistischen Auftretenshäufigkeit entsprechen müssen (z.B.: Tabelle 8). Die weitere Verarbeitung mit dem Niederschlag-Abfluss-Modell wird dann zeigen, welche Ganglinienformen für das betreffende Einzugsgebiet besonders ungünstig sind und letztlich lässt sich mit den so simulierten Hochwasserspitzen eine Abflussstatistik erstellen.

4.4 Schlusswort

Die regionalisierten Starkregen liefern den Parameter "Niederschlag" für das von Naef et al. (1986) vorgeschlagene Hochwasserberechnungsverfahren. Sie werden zusammen mit den typisierten Niederschlagsganglinien in erweiterter und anwendungsgerechter Form veröffentlicht (Zeller et al., in Vorbereitung). Für wesentliche direkte und indirekte Beiträge zum Gelingen dieses Forschungsprojektes sei folgenden Personen und Institutionen bestens gedankt:

- Der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt und ungezählten Beobachtern für die Niederschlagsmessungen

- Herrn Dr. J.P. Laborde, Centre de Recherches en Mécanique et Hydraulique des Sols et des Roches, Ecole National Supérieure, Nancy, für wertvolle Gespräche

- Herrn Dr. E. Klingelé, Institut für Geophysik der ETHZ für die Ueberlassung seiner Computerprogramme zur Berechnung und Darstellung von Isolinien, für das Zurverfügungstellen eines Satzes von digitalen Gewässer- und Grenzdaten der Schweiz, sowie für seine Modifikationen, die er auf unseren Wunsch an seinen Programmen vornahm.

- Den Herren Prof. Dr. U. Streit und Dr. F. Schwentker, Institut für Geographie der Universität Münster, Deutsche Bundesrepublik, für das Ueberlassen von Lochkartendecks von 3 Computerprogrammen zur Geostatistik.

- Folgenden gegenwärtigen und ehemaligen Mitarbeitern der EAFV: Herrn E. Kaufmann fürs Konzipieren der Datenbank, den Damen B. Krauer und U. de los Santos, sowie Herrn R. Sommer für Datenaufbereitung und Auswertung.

- Dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die finanzielle Unterstützung dieses Projektes.

- Herrn J. Zeller, Wettingen, für die sorgfältige graphische Gestaltung und Reinzeichnung der Figuren im vorliegenden Bericht.

4.5 Literaturverzeichnis

BUERKLI - ZIEGLER, A. (1880): Grösste Abflussmengen bei städtischen Abzugskanälen. 68 S. Techn. Mitt. des Schweiz. Ingenieur- u. Architectenvereins, Zürich, Orell Füssli.

DE MONTMOLLIN, F.A., OLIVIER, R.J., SIMARD, R.G., und ZWAHLEN, F. (1980): Evaluation of a precipitation map using a smoothed elevation-precipitation relationship and optimal estimates (Kriging). Nordic Hydrol. 11: 113 - 120.

DIXON, W.J., BROWN, M.B., ENGELMAN, L., et al. (1981): BMDP Statistical Software. 726 S. Berkley, Univ. of California Press.

DUTTER, R. (1985): Geostatistik: Eine Einführung mit Anwendungen. Stuttgart, Teubner.

GEIGER, H. (1982): Regionalisierung extremer Punktniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes. In: Regionalisierung von Hochwasserabflüssen, Systemfunktionen (Einheitsganglinien) und abflusswirksamen Niederschlägen. Ergebnisse des Arbeitstreffens vom 23./24.März 1982 in Karlsruhe. S.40 - 50, Internationales hydrologisches Programm, Bundesanstalt für Gewässerkunde, Koblenz.

GREBNER, D. (1985): Vermutlich maximaler Niederschlag (PMP). In: Der Niederschlag in der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Hydrol., Nr. 31: 219 - 223.

HOERLER, A., und RHEIN, H.R. (1962): Die Intensitäten der Starkregen in der Schweiz. Schweiz. Z. f. Hydrol. Vol. XXIV: 291 - 352.

INGENIEURGEMEINSCHAFT DORSCH-HOLINGER-SCHINDLER (1985): Neuberechnung Generelles Kanalisationsprojekt, Bemessungsregen für Kanäle und Hochwasserentlastungsanlagen. Zürich, Tiefbauamt der Stadt Zürich.

JATON, J.-F. (1984): Etude de la pluie de projet. 96 S., Lausanne, Ecole Polytechnique Fédéral de Lausanne, Institut de Gênie Rural, Nr. 176.

JOURNEL, A.G., und HUIJBREGTS, CH.J. (1978): Mining Geostatistics. 600 S., London, Academic Press.

KEIFER, J.C., und CHU, H.H. (1957): Synthetic storm pattern for drainage design. Proc. Am. Soc. Civil Engrs., J. Hydraulics Div., 83, HY 4: 1 - 25.

KLINGELE, E. (1982): Computerprogramme TINTERA, FINGRID und ISOVAG. Eidg. Techn. Hochschule Zürich, Inst. f. Geophysik (unveröffentlicht).

LABORDE, J.P. (1981): Hauteurs des précipitations journalières décennales de la France du Nord-Est. 1 Karte 1:500 000, 24 S. Text (Note explicative de la carte), Mission déléguée de Bassin Rhin-Meuse.

LANG, H. (1985): Höhenabhängigkeit der Niederschläge. In: Der Niederschlag in der Schweiz. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Hydrol., Nr. 31: 149 - 157.

MILLER, J.F. (1972): Physiographically adjusted precipitation frequency maps. Symposium on Distribution of Precipitation in Mountainous Areas. WMO/OMM, Nr. 326, Bd. II, S. 264 - 277, Genf.

MUELLER,F., CAFLISCH, T., und MUELLER, G. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen, Gletscherinventar. Eidg. Techn. Hochschule Zürich, Geographisches Institut, Publ. Nr. 57: 223 S.

NAEF, F., ZUIDEMA, P., und KOELLA, ELISABETH. (1986): Ermittlung von Hochwassserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen. In: Abschätzung der Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Hydrol., Nr. 33: p. 195-233

RIEDWYL, H.(1980): Regressionsgerade und Verwandtes. UTB, Nr. 923, 141 S., Bern, Haupt.

SCHWENTKER, F., STREIT, U., und WIENECKE, G. (1981): Geostatistik, Fortranprogramme zur statistischen Bearbeitung raumbezogener Daten. Teil 1: Räumliche Autokorrelationskoeffizienten, Variogramm, Punkt-Kriging. Arb.-Ber. d. Lehrstuhls Landschaftsökol., Münster, Nr. 4: 81 S.

SCHWENTKER, F. (1982): Zum Problem der Schätzung flächenbezogener Mittelwerte aus punkthaften Daten nach dem Kriging-Konzept. Schriftliche Hausarbeit im Rahmen der Ersten Staatsprüfung für das Lehramt für die Sekundarstufe II. 100 S. Inst. f. Geogr., Univ. Münster. (unveröffentlicht)

UTTINGER, H. (1951): Zur Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmenge in den Alpen. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimat., Ser. B: 360-382.

ZEHNDER, C.A. (1983): Informationssysteme und Datenbanken. 183 S., Zürich, Verlag der Fachvereine.

ZELLER, J. (1975): Die Bedeutung der Frühjahrsschneeschmelze für den extremen Hochwasserabfluss in Wildbachgebieten. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Mitt. 51, 1: 171 - 188.

ZELLER,J., und GENSLER, G. (1980): Starkregenprofile durch die östlichen Schweizer Alpen. Int. Symposion Interpraevent, Bad Ischl; Tagungspublikation: Bd. 1: 203-213. Klagenfurt, Forschungsgesellschaft für vorbeugende Hochwasserbekämpfung.

ZELLER, J., GEIGER, H., und ROETHLISBERGER, G., 1976 - 1983: "Starkniederschläge des schweizerischen Alpen - und Alpenrandgebietes" (7 Bände). Birmensdorf, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen.

1976: Bd 1: Kanton Graubünden

1977: Bd. 2: Fürstentum Liechtenstein, St. Gallen, Appenzell Ausserrhoden, Zürich (südwestlicher Teil).

1978: Bd. 3: Kantone Glarus, Schwyz, Uri, Zug, Luzern (ohne nördlichen Teil), Nidwalden, Obwalden.

1979: Bd. 4: südliche Teile von Bern, Waadt, Freiburg.

1980: Bd. 5: Kantone Wallis und Tessin

1983: Bd. 6: Ausgewählte Stationen von Jura, Mittelland und grenznahem Ausland.

In Vorbereitung: Bd. 7: Einführung, Methoden, Spezialstudien (erscheint voraussichtlich 1987)

BEITRAEGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ - HYDROLOGIE NR. 31, 1986

ABSCHÄTZUNG VON HOCHWASSERN IN KLEINEN EINZUGSGEBIETEN

F. Näef, P. Zuidema, E. Kölla

Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie, ETH-Zentrum,
8092 Zürich

5. ABSCHAETZUNG VON HOCHWASSERN IN KLEINEN EINZUGSGEBIETEN

Zusammenfassung

Wie lassen sich Hochwasserabflüsse in kleinen Einzugsgebieten abschätzen? Welches Verfahren ist zu empfehlen? Welche Genauigkeit ist zu erwarten?

Diese Fragen wurden in dem hier beschriebenen Projekt behandelt. Eine Vielzahl von abgelaufenen Hochwasserereignissen wurden ausgewertet, um gängige Verfahren und die zugrundeliegenden Konzepte zu überprüfen.

Gleichzeitig wurde die Hydraulik der Abflussbildung in vorfluternahen Hängen aufgrund numerischer Modelle und Beregnungsversuchen untersucht, um die Kenntnisse über die massgebenden Abflussprozesse bei Starkregen zu vertiefen.

Schliesslich wurde, basierend auf den Erkenntnissen über den Abflussprozess und mit Hochwasserdaten aus 170 Einzugsgebieten, eine physikalisch plausible Formel zur Hochwasserschätzung entwickelt.

Résumé

Comment peut-on estimer les débits de crue pour de petits basins versants? Quelle méthode peut-on recommander? Quelle précision peut-on espérer?

Ces questions ont été traitées dans le project ici décrit. Un grand nombre de situations de crues ont été analysées afin de pouvoir vérifier les méthodes courantes ainsi que leurs concepts de base.

Simultanément l´hydraulique de la formation du débit dans les pentes proches des cours d´eau a été analysée à l´aide d´arrosage et de simulation numériques afin de pouvoir approfondir les connaissances sur les procédés de l´écoulement lors de fortes précipitations.

Sur la base des connaissances sur les procédés d´écoulement et des données des débits de crue de 170 basins versants, une formule physicalement plausible a été developpée dans le but d´éstimer les débits de crue.

Abstract

How does one estimate peak flows in small catchments? Which procedure should be recommended? What is the accuracy which can be expected?

These questions have been treated in this project. Data of a large number of past flood events have been analysed to evaluate the commonly used models and the concept they are based on.

Also the storm runoff production from hillslopes adjacent to a channel have been both numerically simulated, and investigated with sprinkling experiments, to study the relation between the runoff process and the soil parameters.

Based on these findings and on flood data from 170 catchments, a physically realistic formula has been developed to estimate peak floods in small catchments.

5.1 EINLEITUNG

In kleinen Einzugsgebieten, das heisst in Gebieten mit einer Fläche bis etwa 100 qkm, wird der Abfluss meist nicht gemessen. Für solche Gebiete stehen bis heute keine allgemein anerkannten Methoden zur Ermittlung von Ausbauhochwassern zur Verfügung. In der Praxis herrscht deshalb Unsicherheit. Jeder mit diesem Problem konfrontierte Ingenieur dimensioniert nach seiner Erfahrung oder nach irgendwelchen Faustformeln.

Zahlreiche Untersuchungen sind schon durchgeführt, mehrere Verfahren sind vorgeschlagen worden, aber keines konnte sich durchsetzen. Der Anwender weiss nicht, wie zuverlässig die Resultate sind, die er berechnet. Für diese Situation lassen sich verschiedene Gründe anführen:

- Im Vergleich zur grossen Verschiedenartigkeit der natürlichen Einzugsgebiete wird nur in relativ wenigen der Abfluss gemessen.
- Grosse Hochwasser sind seltene Ereignisse. Deshalb wurden selbst in Gebieten, wo langjährig gemessen worden ist, nur wenige grosse Hochwasser erfasst. Die Messungen dieser ausserordentlichen Ereignisse sind zumeist sehr ungenau. Es lässt sich abschätzen, dass von der Landeshydrologie seit Beginn der Abflussmessungen bis heute in kleinen Einzugsgebieten nicht mehr als etwa 20 100-jährliche Hochwasser registriert worden sind.
- Die meisten Verfahren basieren auf Vorstellungen, die heute in Frage gestellt werden. So beruht z.B. das Konzept des Oberflächenabflusses auf der Annahme, dass ein Teil des Niederschlages in den Boden infiltriert und der Rest rasch oberflächlich abfliesst und so die Hochwasserwelle erzeugt. Neuere Arbeiten haben gezeigt, dass die wirklichen Vorgänge komplexer sind und noch andere Parameter neben der Infiltrationsrate des Bodens den Prozess der Abflussbildung steuern.

Ziel des Projektes war, ein Verfahren zu entwickeln, das dem heutigen Stand des Wissens und der Datensituation entspricht und für den Praktiker einfach anwendbar ist. Vier Problemkreise standen dabei im Vordergrund:

- Aufbereiten der Messungen von Starkniederschlägen in der Schweiz (siehe Kapitel 4). Der Niederschlag als wichtige Eingangsgrösse muss im gesuchten Verfahren einbezogen sein.
- Ueberprüfen der vorhandenen Verfahren und Konzepte. Lassen sich die in den Verfahren enthaltenen Annahmen bestätigen? Welche Genauigkeit ist zu erwarten?
  (Abschnitt 5.2, verfasst von F. Naef)
- Hydraulik der Abflussbildung. Welches sind die massgebenden Vorgänge bei der Abflussbildung? Welche Vorgänge muss ein sinnvolles Verfahren berücksichtigen?
  (Abschnitt 5.3, verfasst von P. Zuidema)
- Entwicklung einer Formel zur Abschätzung von Hochwassern in kleinen natürlichen Einzugsgebieten. Die Formel soll auf den Erkenntnissen über die Starkniederschläge und über die Hydraulik der Abflussbildung, sowie auf den erhobenen Hochwasserdaten basieren. (Abschnitt 5.4, verfasst von E. Kölla)

5.2 UEBERPRUEFUNG DER VORHANDENEN VERFAHREN UND KONZEPTE

5.2.1. Die Verfahren

Interessiert die Abflussmenge oder der Wasserstand in einem Gerinne, so können diese Grössen mit wenig Aufwand gemessen werden. Zumeist ist aber nicht der augenblickliche Wasserstand gefragt, sondern die Häufigkeit, mit der gewisse Werte überschritten werden. Dazu muss der Abfluss kontinuierlich während längerer Zeit gemessen werden. Aus den Aufzeichnungen lässt sich dann abzählen, wie oft die fraglichen Abflussmengen überschritten worden sind. Sollen Aussagen über Abflüsse in der Zukunft gemacht werden, so wird angenommen, dass sich der Abfluss in der Zukunft ähnlich verhält wie in der Vergangenheit und dass bestimmte Abflussmengen mit der gleichen Häufigkeit überschritten werden wie bei der gemessenen Abflussreihe.

Sind nun keine langjährigen Abflussmessungen vorhanden, wie das in kleineren Einzugsgebieten zumeist der Fall ist, so müssen die Abflüsse und die zugehörige Häufigkeit auf anderem Weg abgeschätzt werden. Dafür gibt es eine grosse Zahl von Vorschlägen, wie Faustformeln, Uebertragung aus ähnlichen Einzugsgebieten, Hochwasserformeln und Niederschlag-Abfluss-Modelle. Einige sind in Naef (1983) und Naef und Moser (1984) zusammengestellt.

Es ist offensichtlich, dass eine Faustformel, die nur die Einzugsgebietsgrösse berücksichtigt oder eine Hochwasserformel, die einige wenige Parameter enthält, der Komplexität des Abflussprozesses nicht gerecht werden kann. Die entsprechenden Resultate sind mit grossen Unsicherheiten behaftet. Eine Verbesserung lässt sich nur erreichen, wenn die Vorgänge während eines Hochwassers genauer nachgebildet werden, wie dies ein Niederschlag-Abfluss-Modell versucht. Aber auch bei den komplexesten Modellen und noch mehr bei Verfahren, deren Parameter mangels Messungen geschätzt werden müssen, werden die einzelnen Teilprozesse nicht genau erfasst, werden Vereinfachungen getroffen und mittlere Verhältnisse vorausgesetzt. Die Qualität der Resultate hängt deshalb davon ab, ob das Modell mit den getroffenen Vereinfachungen noch immer ein zuverlässiges Abbild der Vorgänge im Einzugsgebiet darstellt.

Im folgenden sind die wichtigsten Teilprozesse aufgeführt, die Hochwasserentstehung und -ablauf beeinflussen und die ein Modell implizit oder explizit berücksichtigen muss.

Prozess	Wird beeinflusst durch
Niederschlag	Niederschlagsmenge Niederschlagsverteilung (örtlich) Niederschlagsverlauf Niederschlag der Vorperiode
Zustand des Einzugsgebietes	Vegetation (Art, Zustand) Verdunstung Zustand des Bodens (gefroren,gesättigt)
Abflussbildung	massgebender Abfluss im einzelnen Hang beitragende Fläche für gegebene Bodensättigung und gegebenen Niederschlagsverlauf Integration über das Einzugsgebiet
Abflusskonzentration	Fliesszeiten der einzelnen Zuflüsse Ueberlagerung Verformung der Welle durch Gerinneretention
Retention durch Ueberflutungen	Brechung der Hochwasserspitzen durch zunehmende Retention bei Ueberflutungen

Was für Möglichkeiten bestehen heute, diese Prozesse nachzubilden und was für Vereinfachungen werden eingeführt? Die folgende Uebersicht soll die wesentlichsten Schwierigkeiten verdeutlichen.

1. Niederschlag

Die Erzeugung von Niederschlagsreihen mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung, die die gleichen Eigenschaften aufweisen wie die gemessenen, ist heute noch Gegenstand der Forschung und mit enormem Aufwand verbunden. Deshalb werden bei der Hochwasserabschätzung keine Niederschlagsreihen verwendet, sondern es wird mit einer massgebenden Niederschlagsintensität gerechnet. Diese wird einer Niederschlagsstatistik entnommen und ist eine Funktion von Ort, Niederschlagsdauer und Jährlichkeit. Da die Intensität vor allem bei kurzen Ereignissen stark von der Dauer abhängt, ergeben sich bei den Modellrechnungen die grössten Abflüsse bei einer Niederschlagsdauer, die der Reaktionszeit des Einzugsgebietes entspricht. Die Reaktionszeit erhält so eine überragende Bedeutung: sie bestimmt den Anstieg der Einheitsganglinie (je kürzer, desto steiler) und die Niederschlagsintensität (je kürzer, desto intensiver).

Bei der statistischen Bearbeitung von Niederschlagsdaten geht im allgemeinen die Kenntnis über die zeitliche Abfolge der Niederschlagseignisse verloren. Es ist unbekannt, ob ein gewählter statistischer Regen innerhalb eines langdauernden Niederschlagsereignisses fällt oder als ein isolierter Regen nach längerer Trockenheit. Je nach Fall sind unterschiedliche

Reaktionen des Einzugsgebietes zu erwarten.
Umgangen wird dieses Problem mit Hilfe der Annahme, dass die Jährlichkeit einer Hochwasserspitze der Jährlichkeit des verursachenden Niederschlages entspricht.

2. Zustand des Einzugsgebietes
Die unterschiedliche Interzeptions- und Verdunstungskapazität der Vegetation im Laufe eines Jahres und die unterschiedliche Sättigung des Bodens bewirken, dass das Rückhaltevermögen eines Gebietes stark variiert. Bei ausführlicheren Modellen wird dies durch einen oder mehrere Oberflächen- und Bodenspeicher dargestellt. Diese Speicher werden durch den Niederschlag gefüllt und die Versickerung und die Verdunstung entleert. Die Grösse der Speicher muss durch Eichung mit Daten von beobachteten Hochwassern festgelegt werden. Eine weitere Möglichkeit die Abflussbereitschaft zu charakterisieren, ist die Verwendung eines Vorregenindexes oder der Vorregensumme und der Jahreszeit. Es wird dabei ein Zusammenhang zwischen diesen Grössen und dem resultierenden Abfluss postuliert.

3. Abflussbildung
Die Uebertragung der neueren Erkenntnisse über den Abflussvorgang im Hang auf die Entstehung von Hochwassern im ganzen Einzugsgebiet ist noch nicht gelungen. Die heute üblichen Verfahren behandeln diesen Teilprozess pauschal mit Hilfe eines Abflusskoeffizienten, Verlustratenansatzes oder Spitzenabflusskoeffizienten. In der Literatur werden Tabellen angegeben, die es erlauben, die entsprechenden Werte, unter Berücksichtigung der Einflüsse von Bodenart, Bewuchs, Neigung etc. zu bestimmen.

4. Abflusskonzentration
Ueber diesen Teilbereich ist sehr viel gearbeitet worden, da die hier zugrunde liegenden Gesetzmässigkeiten bekannt und in der Form von Differentialgleichungen der mathematischen Behandlung gut zugänglich sind. Bei der praktischen Anwendung sind aber wesentliche Parameter anhand von gemessenen Abflüssen zu eichen. Bei der Aufteilung in Anlaufszeit, Fliesszeit des schnell abfliessenden Anteils des Niederschlages bis ins Gerinne und Gerinnelaufzeit, sowie bei der Verteilung der seitlichen Zuflüsse entlang dem Gerinne werden Annahmen getroffen, die an gemessenen Abflussganglinien überprüft werden müssen. Diese Problematik und der grössere Aufwand bei der Anwendung der mathematisch anspruchsvolleren Verfahren haben dazu geführt, dass heute zumeist die Abflusskonzentration durch einfache, lineare Ansätze dargestellt wird. Dabei wird vorausgesetzt, dass diese Ansätze eine ausreichende Genauigkeit bei der Abflussberechnung ermöglichen.
Liegen keine Messungen für eine Eichung vor, so müssen implizit oder explizit Parameter geschätzt werden um die Form der Einheitsganglinie zu definieren. Dazu werden meist ein oder zwei Parameter verwendet. Der eine gibt als Fliesszeit

oder Anstiegszeit ein Mass für die Steilheit des Anstiegs; der andere charakterisiert als Basislänge der Einheitsganglinie oder Retentionskonstante das Retentionsverhalten des Gebietes.

5. Retention durch Ueberflutungen

Bei grossen Hochwasserereignissen ist die Kapazität des Gerinnes oft zu klein, sodass das Gewässer über die Ufer tritt und beträchtliche Wassermengen ausserhalb des eigentlichen Gerinnes abfliessen, wo sie auch temporär zurückgehalten werden. Dadurch kann die Hochwasserspitze wesentlich gedämpft werden. Bei noch grösseren Hochwassern kann dieser Rückhalteraum völlig gefüllt werden und die Dämpfung fällt wieder weg. Um solche Nichtlinearitäten zu erfassen, müssen die Retentionsverhältnisse entlang dem Gerinne abgeklärt werden. Bei den heutigen Verfahren, die zur Abschätzung von Hochwasserspitzen eingesetzt werden, wird aber auf dieses Problem nicht eingegangen.

Zusammenfassung der bei Modellen üblichen Vereinfachungen:

Prozess	Vereinfachungen
Niederschlag	Die grössten Hochwasser werden durch Niederschläge erzeugt, deren Dauer der eindeutig bestimmbaren Reaktionszeit des Einzugsgebietes entspricht. Die Jährlichkeit des Abflusses entspricht der Jährlichkeit des Niederschlages.
Zustand des Einzugsgebietes	Der Zustand des Einzugsgebietes lässt sich durch den Vorregenindex oder die Vorregensumme und die Jahreszeit ausdrücken.
Abflussbildung	Der abflusswirksame Teil des Niederschlages lässt sich als prozentualer Anteil (Abflusskoeffizient) oder als Differenz (Abzug der Infiltration) aus den gefallenen Niederschlägen bestimmen. Abflusskoeffizient und Infiltrationsrate sind Funktionen der Vorregensumme, Jahreszeit, Niederschlagsmenge, Niederschlagsdauer und der Gebietseigenschaften.
Abflusskonzentration	Die Abflusskonzentration lässt sich beschreiben durch einen Parameter (Fliesszeit, Anstiegszeit) oder zwei (Einbezug der Retention).
Retention durch Ueberflutungen	(wird zumeist nicht berücksichtigt)

5.2.2 Die Auswertung der Hochwasserdaten

Die verschiedenen bekannten Verfahren und die darin enthaltenen Vereinfachungen sollten im Hinblick auf kleine schweizerische Einzugsgebiete überprüft und wenn nötig und möglich angepasst werden. Für diese Ueberprüfung kamen Daten aus Gebieten in Frage, bei denen neben den Abflüssen auch Niederschlagsintensitäten registriert worden waren. Solche Messungen standen aber nur aus wenigen Gebieten und meist nur mit einer kurzen Messdauer zur Verfügung. Da die Studie sich vor allem für die grössten Hochwasser interessiert, liessen sich pro Gebiet nur ein oder zwei grosse Ereignisse verwenden.

Es musste ein anderer Weg gefunden werden, um zu Daten von Hochwassern zu kommen. Folgende Vorgehensweise wurde gewählt:

In etwa 120 Einzugsgebieten bis etwa 100 qkm misst die Landeshydrologie seit längerer Zeit die Abflüsse. Die Schweizerische Meteorologische Anstalt (SMA) betreibt ebenfalls seit Jahrzehnten ein Netz von etwa 400 Niederschlagssammlern, die mindestens einmal täglich abgelesen werden. Für viele der 120 Einzugsgebiete liessen sich somit Tagesmittel des Niederschlags während registrierter Hochwasserereignisse, gestützt auf die umliegenden SMA-Stationen bestimmen. Der zeitliche Verlauf des Niederschlags innerhalb des Tages musste aufgrund der Abflussganglinie geschätzt werden.

Die Zuverlässigkeit der so bestimmten Niederschlagsdauer hängt stark von der Art des Ereignisses ab. Aber diese Methode ermöglichte die Auswertung der jeweils 5 bis 10 grössten Hochwasser aus 87 Gebieten mit einer mittleren Messdauer von 20 Jahren, insgesamt 565 Ereignisse.

Folgende Parameter wurden bestimmt:

N — Niederschlagsmenge, bestimmt als Gebietsmittel aus den umliegenden SMA-Tagessammlern. Mit der skizzierten Auswertemethode konnten zumeist die Anfangsverluste des Niederschlags nicht bestimmt werden.

ND — Niederschlagsdauer, rekonstruiert aus der Abflussganglinie, unter Annahme einer gleichförmigen Niederschlagsintensität. Bei längerdauernden Ereignissen lässt sich ND nur ungenau bestimmen.

Qmax — Maximalabfluss, bestimmt aus Limnigramm und Pegelstand-Abfluss-Beziehung. Bei grossen Hochwassern ist Qmax meist ungenau.

Qvol — Abflussvolumen der Hochwasserwelle, ohne Basisabfluss, der linear abgetrennt wurde. Problematisch ist die Abtrennung des Basisabflusses bei langgestreckten Wellen und bei Schneeschmelze.

PHI — Abflusskoeffizient (Qvol/N)

tp,k1 Wellenparameter: die Anstiegszeit (tp), die Retentions-
t1,k2 konstanten (k1,k2) sowie die Dauer ihrer Gültigkeit (t1,
t2 t2) beschreiben die Form der Welle. Anstiegszeiten, die kürzer als eine Stunde sind, lassen sich aus den Limnigrammen nicht zuverlässig bestimmen, da dazu die Genauigkeit der Aufzeichnungen nicht ausreichend ist. Bei langen, mehrgipfligen Wellen sind die Wellenparameter nicht sinnvoll.

Die in dieser Weise zusammengetragenen Daten sind mit einer Reihe von Unzulänglichkeiten behaftet. Diese sind zum Teil auf die besondere Auswertemethodik zurückzuführen, zum Teil sind sie eine Eigenheit von Hochwasserdaten. Anderes Datenmaterial steht nicht zur Verfügung. Die angeführten Fehlerquellen und die daraus resultierenden Unsicherheiten müssen bei der Abschätzung von Hochwassern berücksichtigt werden.

5.2.3 Gebiets- und Ereignisparameter

Hat sich der Ingenieur, der eine Hochwasserspitze mit einer bestimmten Jährlichkeit ermitteln muss, für ein Verfahren entschieden, so schätzt er im nächsten Schritt aufgrund von Gebietseigenschaften die Parameter, die sein Verfahren verlangt, wie Fliesszeit, massgebende Niederschlagsdauer, Abflusskoeffizient, Einheitsganglinienparameter usw.

Entsprechend diesem Vorgehen wurde versucht, aufgrund der ausgewerteten Daten die massgebenden Gebietsparameter zu bestimmen und damit die Hochwasserspitzen der gewünschten Jährlichkeit zu berechnen. Diese Versuche waren wenig erfolgreich.

Sodann wurden die Daten daraufhin analysiert, ob die Voraussetzungen, auf denen die bisherigen Verfahren beruhen, realistisch sind. Hier eine kurze Zusammenfassung dieser Untersuchung.

Annahme "massgebende Niederschlagsdauer = Anstiegszeit"

Genaue Aussagen über die Niederschlagsdauer lässt das vorliegende Datenmaterial nicht zu. Wenn die ausgewerteten Hochwasserereignisse typisiert werden, lassen sie sich immerhin wie folgt gruppieren:

In 37% der Einzugsgebiete ist die Niederschlagsdauer ND bei den grössten gemessenen Hochwassern etwa in der Grössenordnung der Anstiegszeit tp.

In 21% der Gebiete ist die Hochwasserganglinie zwar zumeist gut definiert, aber ND ist beträchtlich grösser als tp.

In 17% der Gebiete ist ND>tp und die Ganglinie hat mehrere Spitzen.

In weiteren 17% der Gebiete setzen sich die Hochwasser aus allen drei erwähnten Typen zusammen.

In den restlichen 8% werden die Hochwasser durch eine Kombination von Regen und Schneeschmelze erzeugt.

Für 2/3 der Gebiete trifft also bei den gemessenen Hochwassern die Annahme offensichtlich nicht zu, dass die massgebende Niederschlagsdauer ND ungefähr der Anstiegszeit tp entspricht. In den übrigen Gebieten liegt ND zumeist in der Grössenordnung

von tp, doch sind auch hier erhebliche Streuungen festzustellen.

Annahme "Jährlichkeit Niederschlag = Jährlichkeit Abfluss"

Das entscheidende Problem bei der Beurteilung der Hochwassergefährdung ist die Ermittlung der Jährlichkeit einer Abflussspitze. Den beinahe jeder Wert, ausser ein absurd hoher, kann irgendwann eintreffen. Zu bestimmen bleibt seine Auftretenswahrscheinlichkeit, die entsteht aus der kombinierten Wahrscheinlichkeit von Regenintensität, Regenverlauf und Abflussbereitschaft des Gebietes.

Mit der Vereinfachung "Jährlichkeit des Niederschlages = Jährlichkeit des Abflusses" wird nur eine einfache Wahrscheinlichkeiten betrachtet. Als Konsequenz daraus kann bei der Abflussschätzung nur eine Regendauer berücksichtigt werden und die Auftretenswahrscheinlichkeiten der anderen Einflussgrössen können gar nicht einbezogen werden. Dass diese Vereinfachung problematisch ist, soll folgendes Beispiel zeigen:

In Tabelle 5.1 sind die 7 grössten Hochwasserereignisse aufgeführt, die während der 21-jährigen Messperiode in der Glatt bei Herisau aufgetreten sind. In Tabelle 5.2 sind statistisch ermittelte 2-Stunden-Regen für Herisau angegeben.

Ereignis	Qmax (cm/s)	N (mm)	ND (h)	PHI	Rückhalt (mm)
1	55	35	2	.46	19
2	51	24	2	.48	13
3	48	120	10	.36	77
4	36	76	5	.21	60
5	34	44	2	.21	35
6	33	87	8	.28	63
7	27	38	1	.22	29

Tabelle 5.1: Die grössten Hochwasserereignisse der Glatt bei Herisau (16 qkm, 21 Jahre Messdauer)

Jährlichkeit	N (mm)
2.33	28
5	37
10	48
20	60
50	80
100	110

Tabelle 5.2: Statistische 2-Stunden-Regen bei Herisau (Zeller et al.,1977)

Die Ereignisse 1,2,5,7 wurden durch Niederschläge hervorgerufen, deren Dauer etwa der Anstiegszeit des Gebietes entsprach. Die Ereignisse 3,4,6 dauerten beträchtlich länger. Das grösste Hochwasser der 21-jährigen Messreihe wurde durch

einen Niederschlag hervorgerufen, der etwa einem 5-jährlichen 2-Stunden Regen entsprach, das zweitgrösste durch einen Regen, der mit 24mm kleiner war als der 2.33-jährliche. Ereignis 5, dessen Spitzenabfluss nur etwa 60% der grössten Spitze betrug, wurde hingegen durch einen Regen von 44mm verursacht, der beinahe dem 10-jährlichen entsprach.

Es zeigt sich hier, dass die Reaktion des Gebietes die Jährlichkeit eines Ereignisses beträchtlich verändern kann. Rechnet man z.B. mit dem statistischen 20-jährlichen 2-Stunden Regen von 60mm und sonst mit den gleichen Parametern wie beim Ereignis 1, so resultiert ein Spitzenabfluss von 94 cm/s statt der beobachteten 55 cm/s.

Die Glatt ist keineswegs ein Einzelfall. Von den insgesamt 87 ausgewerteten Gebieten, wurden in nur 18 Gebieten mehrere der grössten Hochwasser durch Niederschläge von der Dauer der Anstiegszeit verursacht. Aber nur in 7 Gebieten trafen die Niederschläge auf die richtigen Vorbedingungen, sodass der resultierende Abfluss eine mit dem Niederschlag vergleichbare Jährlichkeit aufwies. Die Vereinfachung "Jährlichkeit Niederschlag = Jährlichkeit Abfluss" lässt sich also in nur 8% der untersuchten Einzugsgebiete verifizieren, in 92% hingegen sind die Abweichungen beträchtlich.

Diese Aussagen bedeuten nicht, dass die obige Vereinfachung abzulehnen ist. Beim heutigen Stand des Wissens gibt es gar keine Alternative dazu. Aber die Konsequenzen für die zu erwartende Unsicherheit sind klar.

Annahmen über die Abflussbildung

Der wichtigste Punkt der Auswertung der Hochwasserdaten war die Bestimmung des Abflusskoeffizienten in möglichst vielen Gebieten, da der Abflusskoeffizient eine Schlüsselgrösse bei der Abflussberechnung ist.

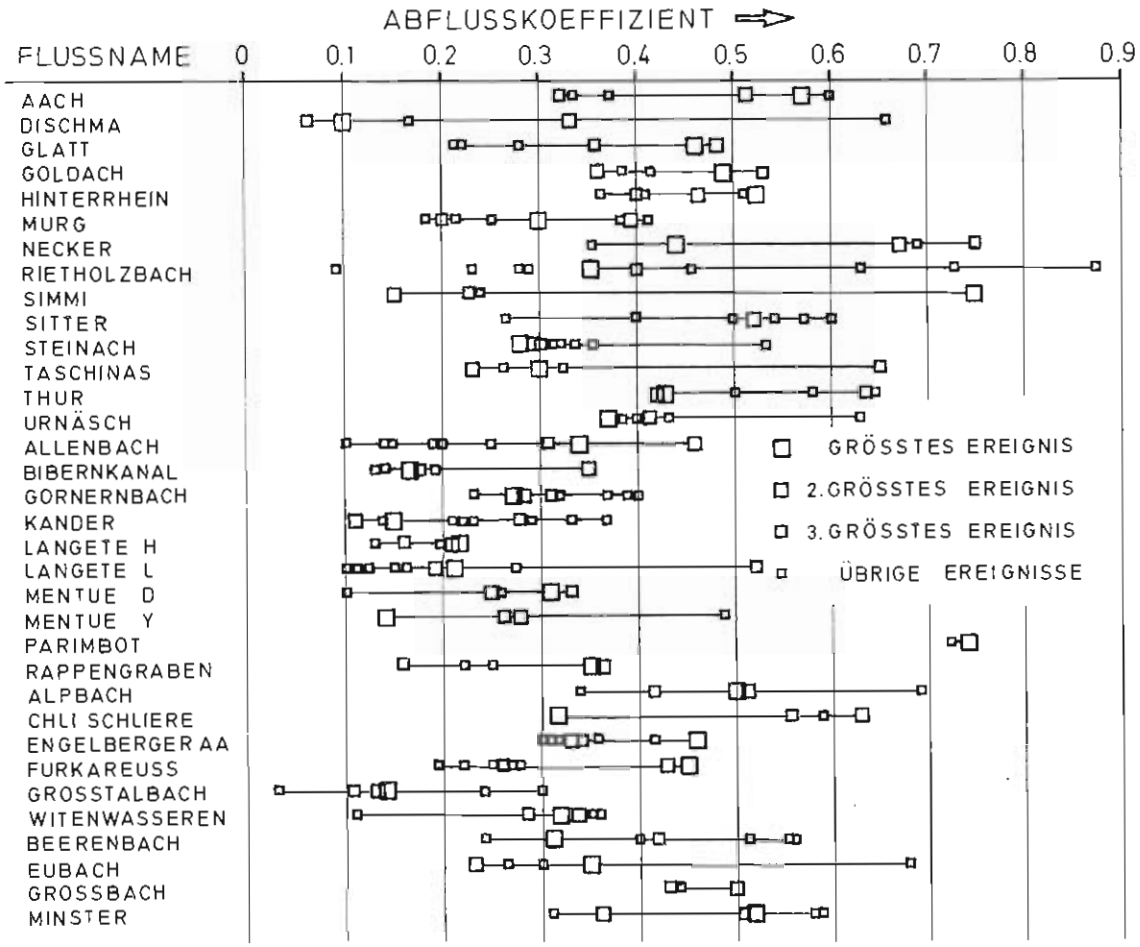
Es wurden auch Ansätze mit Infiltrationsraten untersucht. Die Ergebnisse unterscheiden sich wenig von den hier vorgestellten.

Es wird allgemein angenommen, dass der Abflusskoeffizient beeinflusst wird durch Gebietskenngrössen und Ereigniskenngrössen. Neben den Datenfehlern verursachen Ereigniskenngrössen die Streuung des Abflusskoeffizienten in einem Gebiet.

In Figur 5.1 sind Abflusskoeffizienten aus einigen Gebieten aufgetragen. Es gibt Gebiete mit kleineren Abflusskoeffizienten und solche mit grösseren. Aber im allgemeinen ist die Streuung in den Gebieten grösser als die Unterschiede der mittleren Abflusskoeffizienten der einzelnen Gebiete. Hohe Koeffizienten sind eher selten; die meisten sind deutlich unter 0.6, auch in steilen Gebieten. Es ist auffällig, dass die grössten Ereignisse oft nicht die höchsten Koeffizienten aufweisen.

Versuche, die Streuung mit den erhobenen Ereignisparametern zu erklären, führten zu keinen positiven Resultaten. Insbesondere lieferten die 2- und 5-Tage-Vorregensummen, die Jahreszeit, die Niederschlagsmenge oder -intensität keinen Beitrag zur Erklärung der Streuung.

Dieses Ergebnis lässt verschiedene Interpretationen zu. Es bedeutet zweifellos, dass sich der Abflusskoeffizient für irgendein Gebiet nur sehr grob festlegen lässt. Da die Hochwasserspitze bei den meisten Verfahren proportional zum Abflusskoeffizienten berechnet wird, überträgt sich die Unsicherheit direkt auf das Resultat.



Figur 5.1 Abflusskoeffizienten (Volumen des Abflusses / Volumen des Niederschlages) der grössten gemessenen Hochwasserereignisse aus einigen Einzugsgebieten

Annahmen über die Abflusskonzentration

Bei der Abflussberechnung wird davon ausgegangen, dass ein Einzugsgebiet einen Regen charakteristisch verformt und dass diese Verformung durch einen linearen Ansatz beschrieben werden kann.

Die Anstiegszeit tp und das Retentionsverhalten des Gebietes, ausgedrückt durch zwei Speicherkonstanten k1 und k2 und die Zeiten ihrer Gültigkeit t1 und t2, wurden für 565 Hochwasserwellen bestimmt. Mit Hilfe dieser Parameter lassen sich die Hochwasserwellen in standardisierter Form darstellen.

Bei der Rückrechnung ist für die Bestimmung des Spitzen-

abflusses das Verhältnis von maximaler Ordinate zum Inhalt der Welle, im folgenden UHmax genannt, massgebend, das sich aus den obigen Parametern ermitteln lässt.

Schon bei ein und derselben Hochwasserwelle ergaben sich, je nach Art der Auswertung, abweichende Werte für diese Parameter. Bei der Analyse mehrer Wellen aus dem gleichen Gebiet waren die Abweichungen so gross, dass keine gebietscharakteristische Welle abgeleitet werden konnte und die Rückrechnung mit mittleren Parametern unbrauchbare Resultate ergab.

Der gewählte Ansatz setzt einen Blockregen voraus, d.h. einen Regen mit gleichförmiger Intensität. Ein Ueberblick über die 565 ausgewerteten Wellen zeigt aber, dass nur 105 (19%) auf kurze, scharf definierte Niederschläge zurückgehen. Weitere 19% der Wellen wurden von einem einigermassen gleichförmigen Niederschlag verursacht, sodass mit einem Blockregen, der allerdings längerer als die Anstiegszeit dauerte, gerechnet werden kann. Die übrigen 354 Wellen (63%) sind so deutlich von einem ungleichförmigen Niederschlagsverlauf geprägt, dass das Rechnen mit Blockregen oder auch mit standardisierten Niederschlagsganglinien zu keinen brauchbaren Resultaten führt.

Die Beschränkung der Auswertungen durch die mangelnde Kenntnis der Niederschlagsintensität zeigt sich hier am deutlichsten. Es ist aber zu vermuten, dass die Resultate auch bei Einbezug des Niederschlagsverlaufes nicht wesentlich anders aussehen würden. Es wurde versucht, klar definierte Ereignisse von unterschiedlicher Dauer durch Superposition ineinander überzuführen. Auch diese Rechnungen ergaben in den meisten Fällen keine gute Genauigkeit.

Zusammenfassung

Die vereinfachenden Annahmen, die den Modellkonzepten zur Hochwasserabschätzung zugrunde liegen, haben sich mit den Daten von 2- bis 20-jährlichen Hochwasserereignissen aus 87 Einzugsgebieten nicht bestätigen lassen.

Die Hauptschwierigkeit besteht darin, dass die erhobenen Ereignisparameter alle eine grosse, nicht erklärbare Streuung aufweisen, sodass nicht mit sinnvollen Mittelwerten gerechnet werden kann.

Eine grundlegende Annahmen ist bei allen Vereinfachungen, dass ein grosses Hochwasser dann entsteht, wenn eine optimale Kombination von Parametern zusammentrifft. Die ausgewerteten Ereignisparameter zeigen aber, dass dies bei den untersuchten Hochwassern nicht zutrifft. Würden für die Hochwasserschätzung jeweilen die grössten je aufgetretenen Ereignisparameter kombiniert, so wäre der resultierende Spitzenabfluss meist viel grösser als der beobachtete.

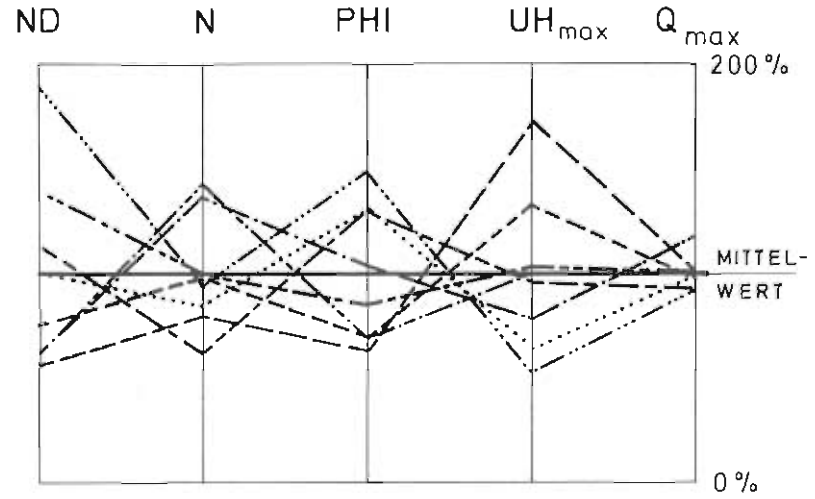
Für jedes Einzugsgebiet wurden die Variationskoeffizienten der untersuchten Parameter und der Abflussmaxima bestimmt und daraus die folgenden Mittel der Variationskoeffizienten berechnet:

	Niederschlagsdauer	Niederschlagsmenge	Abfluss-koeff.	UHmax	Qmax
Var.Koeff.:	.65	.48	.37	.57	.25

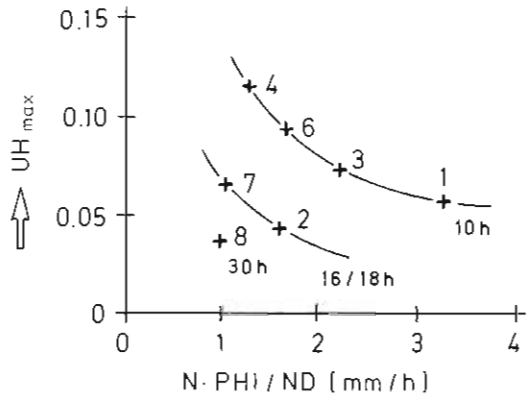
Es zeigt sich, dass die Abflussmaxima (Qmax) beträchtlich weniger streuen als die Parameter, die zu ihrer Berechnung benutzt werden sollten. Solange es nicht gelingt, die Streuung der Parameter besser zu erklären, können Modelle, die sich auf diese Parameter abstützen, keine besseren Resultate liefern als einfache Formeln, welche die Hochwasserspitze direkt über statistische Zusammenhänge ermitteln.

Der Einfluss von Ueberflutungen

Darstellungen wie jene in den Figuren 5.2, 5.4 ,5.5, bei denen die Ereignisparameter eines Gebietes aufgetragen und die Werte von jedem Ereignis miteinander verbunden sind, zeigen einen interessanten Zusammenhang. Figur 5.2 zeigt diese Darstellung für die Murg (79 qkm, 28-jährige Messreihe). Während die einzelnen Parameter in einem weiten Bereich scheinbar zufällig streuen, liegen die Spitzenabflüsse der 8 grössten Hochwasser erstaunlich nahe beisammen. Die Schwankung der Parameter scheint gegengleich zu verlaufen und wird damit teilweise erklärt.



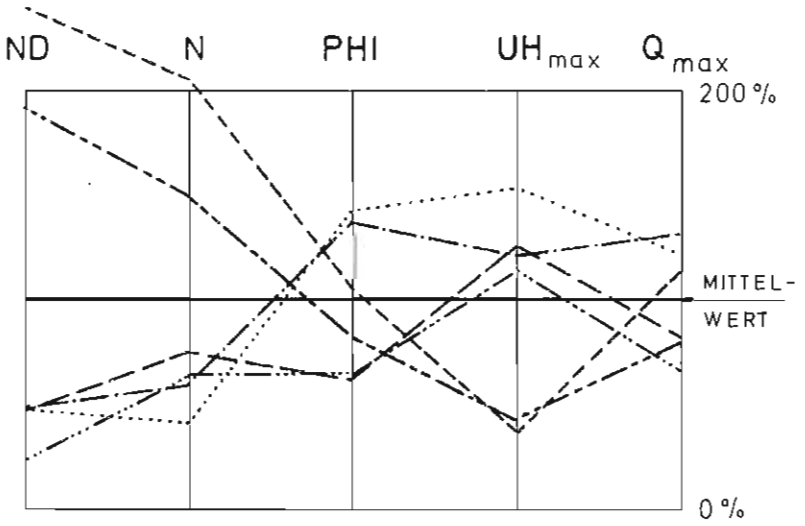
Figur 5.2 Abweichungen der Ereignisparameter vom Mittelwert (ND: Niederschlagsdauer, N: Niederschlagsmenge, PHI: Abflusskoeffizient, UHmax: maximale Ordinate der standardisierten Welle, Qmax: Spitzenabfluss). Die Werte von jedem der 8 Ereignisse sind miteinander verbunden. Einzugsgebiet der Murg bei Wängi (79 qkm, 28 Jahre Messdauer)



Figur 5.3 Zusammenhang zwischen der maximalen Ordinate der standardisierten Welle, der Niederschlagsdauer und der Abflussintensität (N*PHI/ND). Murg bei Wängi.

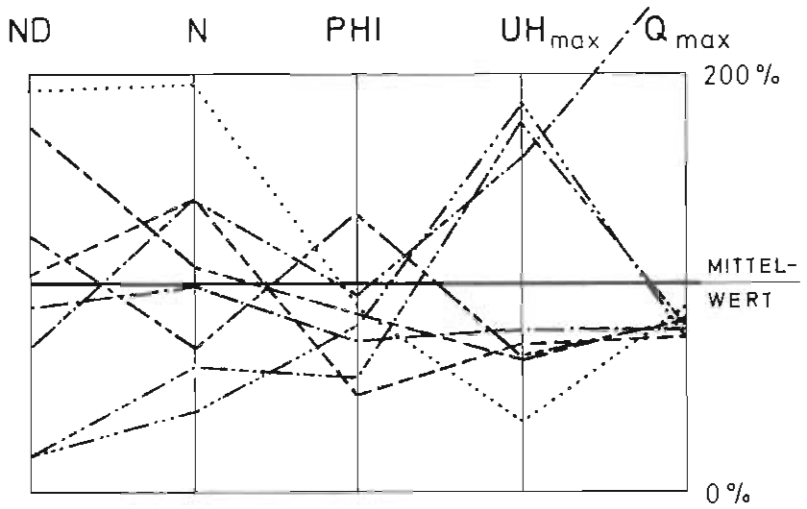
Dies bestätigt Figur 5.3: Bei einer grossen Abflussintensität (Niederschlagsintensität * Abflusskoeffizient, d.h. die Wassermenge, die pro Zeiteinheit zum Abfluss bereit ist), wird die maximale Ordinate (UHmax) der standardisierten Ganglinie kleiner.

Erklärt werden kann dieser Effekt mit der Gerinnekapazität. Wird diese bei einem Hochwasser überschritten, so treten Ueberschwemmungen auf, die Retention erhöht sich und der Abfluss wird gedämpft, sodass weiter flussabwärts immer etwa die gleiche Hochwasserspitze auftritt.



Figur 5.4 Abweichungen der Ereignisparameter vom Mittelwert. 6 Ereignisse, Glatt bei Herisau (16 qkm, 21 Jahre Messdauer)

Figur 5.4 zeigt als zweites Beispiel die Glatt bei Herisau (16 qkm, 21 Jahre). Hier ist die Gerinnekapazität offenbar nicht so limitierend wie bei der Murg, die Abflüsse streuen in einem weiteren Bereich. Deutlich zeigt sich, wie schon früher erwähnt wurde, dass vergleichbare Spitzen durch unterschiedliche Kombinationen von Parametern entstehen können.



Figur 5.5 Abweichungen der Ereignisparameter vom Mittelwert. 8 Ereignisse, Langete bei Lotzwil (115 qkm, 60 Jahre Messdauer)

Als letztes Beispiel sei die Langete bei Lotzwil (115 qkm,60 Jahre, Figur 5.5) aufgeführt. Auch hier streuen die Abflüsse Qmax, im Gegensatz zu den übrigen Parametern, in einem sehr engen Bereich. Nur das Ereignis vom August 1975 bildet eine Ausnahme. Die Streuung der einzelnen Parameter ist zwar nicht aussergewöhnlich, wohl aber die Kombination von Abflussintensität und Volumen. Es scheint, dass bei diesem Ereignis die Retentionsvolumina aufgefüllt wurden und die Dämpfung, die die anderen Spitzen limitierte, wegfiel.

Die angeführten Beispiele zeigen, dass für die Abschätzung von Hochwasserspitzen die Erfassung des stark nichtlinearen Retentionsverhaltens wichtig ist: Wie gross ist das Retentionsvolumen? Wann tritt die Dämpfung auf? Wann ist sie erschöpft?

Diese Zusammenhänge müssten auch berücksichtigt werden, wenn das Ausbauhochwasser aus gemessenen Abflussreihen mit Hilfe einer Extremwertstatistik festgelegt wird. Denn bei der Extrapolation wird vorausgesetzt, dass sich das Abflussverhalten nicht sprunghaft ändert, eine Voraussetzung, die nicht immer zutrifft.

5.2.4 Schlussfolgerungen

Die Bilanz der vorgenommenen Untersuchungen ist ernüchternd. Gebiets- und Ereignisparameter, auf die sich Niederschlag-Abfluss-Modelle zur Hochwasserabschätzung abstützen, lassen sich anhand von gemessenen Hochwasserdaten nur sehr grob bestimmen. Die vereinfachenden Vorstellungen vom Abflussvorgang lassen sich nicht verifizieren.

Je nachdem, ob mit mittleren oder maximalen Parametern gerechnet wird, ergeben sich bei Hochwasserspitzen derart grosse Abweichungen, dass gegenüber Schätzformeln (siehe Abschnitt 5.4) keine zuverlässigeren Resultate erzielt werden.

5.3 DIE HYDRAULIK DER ABFLUSSBILDUNG WÄHREND STARKNIEDERSCHLÄGEN

5.3.1 Überblick

Eine Vertiefung der Kenntnisse über die Abflussbildung ist eine Voraussetzung, um Hochwasser zuverlässiger abschätzen zu können. Die Abflussbildung wird definiert als der Vorgang, der den Niederschlag von der Bodenoberfläche bis in das Gerinne transportiert. Die Abflussbildung wird also durch die Wasserbewegungen in und über dem Boden eines neben dem Vorfluter liegenden Hanges bestimmt.

Heute wird noch häufig davon ausgegangen, dass das während des Hochwassers in das Gerinne gelangende Wasser zur Hauptsache aus Oberflächenabfluss bestehe, obschon Oberflächenabfluss in der Natur relativ selten beobachtet wird. Es liegt deshalb auf der Hand, den Problemkreis der Abflussbildung genauer zu untersuchen, wobei von folgender Fragestellung ausgegangen werden kann:

- Existieren neben dem Oberflächenabfluss auch noch andere, für den Hochwasserabfluss relevante Arten der Abflussbildung?

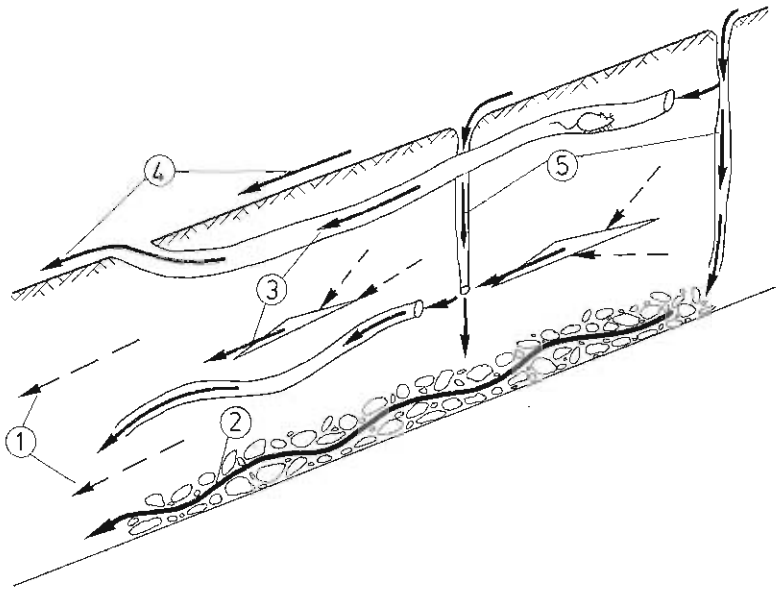
- Falls ja, welche Gebietsmerkmale bestimmen die relevante Art der Abflussbildung in einem Hang?

- Wie grosse Abflüsse sind bei verschiedenen Abflussvorgängen zu erwarten, und nach welcher Regendauer treten sie auf?

Versucht man nun, die Abflussbildung anhand der Niederschlags- und Abflussmessungen verschiedener Gebiete empirisch zu untersuchen, so stellt man bald fest, dass Gebiete mit den dazu notwendigen Daten ziemlich spärlich sind. Die Vielfältigkeit der Gebiete und der Mangel an Daten macht es deshalb notwendig, bei der Untersuchung der Abflussbildung von physikalisch sinnvollen Grundgesetzen auszugehen (Zuidema, 1985). Deshalb werden zur Analyse der Abflussbildung numerische Modelle verwendet. Damit kann die Sensitivität des Abflusses auf die Änderung einzelner Gebietsmerkmale untersucht werden. Dies führt auf ein funktionales Modell der Abflussbildung, das es erlaubt, ein neues Verfahren zur Abschätzung von Hochwassern in kleinen Einzugsgebieten ohne Direktmessung aufzubauen (Abschnitt 5.4, Kölla, 1986).

5.3.2 Die Wasserfliesswege im natürlichen Boden

Ein natürlicher Boden unterscheidet sich von einem perfekten porösen Medium (z.B. einer homogen geschütteten Sandpackung) durch verschiedene Merkmale. Die Ausbildung dieser Merkmale kann je nach Boden über grosse Bereiche variieren. Deshalb entstehen verschiedene Arten der Abflussbildung. Die Wasserfliesswege, die während Hochwasser die Abflussbildung bestimmen, können folgendermassen gegliedert gegliedert werden (Figur 5.6):



Figur 5.6 Die verschiedenen Fliesswege im Boden:
1 "Matrix Throughflow"
2 nichtkapillare Fliesswege (diffuse Wasserwege)
3 "Preferential Pathways"
4 Oberflächenabfluss
5 Infiltration in die Makroporen

a) Die röhrenförmigen Makroporen (5), deren Wände häufig mit einer dünnen Schicht von eingewaschenen Ton-Partikeln bedeckt sind, beeinflussen vor allem die Infiltration und können das Wasser rasch in grössere Tiefen transportieren.

b) Ist die Bodenoberfläche an sich wenig durchlässig, so kann nicht der ganze Niederschlag in den Boden infiltrieren und ein Teil fliesst als Horton'scher Oberflächenabfluss (4) ab.

c) Kann der gesamte Niederschlag wegen einer genügend durchlässigen Bodenoberfläche infiltrieren und fliesst er durch die nicht-strukturierten Bereiche des Bodens, d.h. durch die Bodenmatrix, so handelt es sich um "Matrix Throughflow" (1). Da es sich bei der Bodenmatrix um ein Medium mit relativ feiner Porenstruktur handelt, wird der Fliessvorgang wesentlich durch Kapillareffekte beeinflusst.

d) Ist die Transportkapazität der Bodenmatrix (1) klein, so bilden sich in Teilen des Einzugsgebietes bis an die Bodenoberfläche reichende, gesättigte Zonen. Diese Flächen werden durch gesättigten Oberflächenabfluss entwässert (4).

e) Ändert sich im Verlauf des Ereignisses die räumliche Ausdehnung der bis an die Oberfläche reichenden

gesättigten Zonen, so spricht man von der variablen beitragenden Fläche ("Variable Contributing Area Concept"); bleibt der Anteil der gesättigten Fläche mehr oder weniger konstant, wird vom "Partial Contributing Area"-Konzept gesprochen.

f) Wird der laterale Fluss im Bodenprofil durch nichtkapillare Fliesswege in hangparalleler Richtung (2, 3) dominiert, so sind wegen der damit verbundenen hohen Fliessgeschwindigkeiten die Fliesszeiten so kurz, dass der Hochwasserabfluss durch diesen unterirdischen Abfluss geprägt wird. Aus diesem Grund wird auch häufig von "Subsurface Stormflow" gesprochen.

g) Bei den bis hier beschriebenen Wasserfliesswegen wurde angenommen, dass das unterhalb des Bodenprofils liegende Muttergestein wenig durchlässig sei und deshalb nur unbedeutend zum Abfluss beitrage: Besteht nun aber der Untergrund z.B. aus einem gut durchlässigen Schotter, so perkoliert der in den Boden infiltrierte Niederschlag durch das Bodenprofil bis in den Schotter und fliesst in diesem als Grundwasser ab (nicht dargestellt in Figur 5.6).

Nicht in jedem Boden kommen alle diese Fliesswege vor. Je nach Standort ist es der eine oder andere Fliessweg, der die Abflussbildung dominiert. Für die Untersuchung der Wasserbewegungen im komplexen Medium "Boden" müssen Gleichungen aufgestellt werden.

Für den Oberflächenabfluss und den "Matrix Throughflow" existieren solche Gleichungen zur Simulation der Wasserbewegungen. Für die Wasserbewegung im Boden mit nichtkapillaren Fliesswegen in hangparalleler und in vertikaler Richtung sind jedoch in der Literatur keine geeigneten Gleichungen vorhanden. Die mathematische Formulierung der Wasserbewegung im Boden mit vertikalen Makroporen führte auf einen "Double Porosity Approach", während für die Berechnungen der Wasserbewegungen im Boden mit nichtkapillaren, hangparallelen Fliesswegen ein "Modified Double Porosity Approach" hergeleitet werden konnte (Zuidema, 1985).

5.3.3 Die Infiltration in den natürlichen Boden

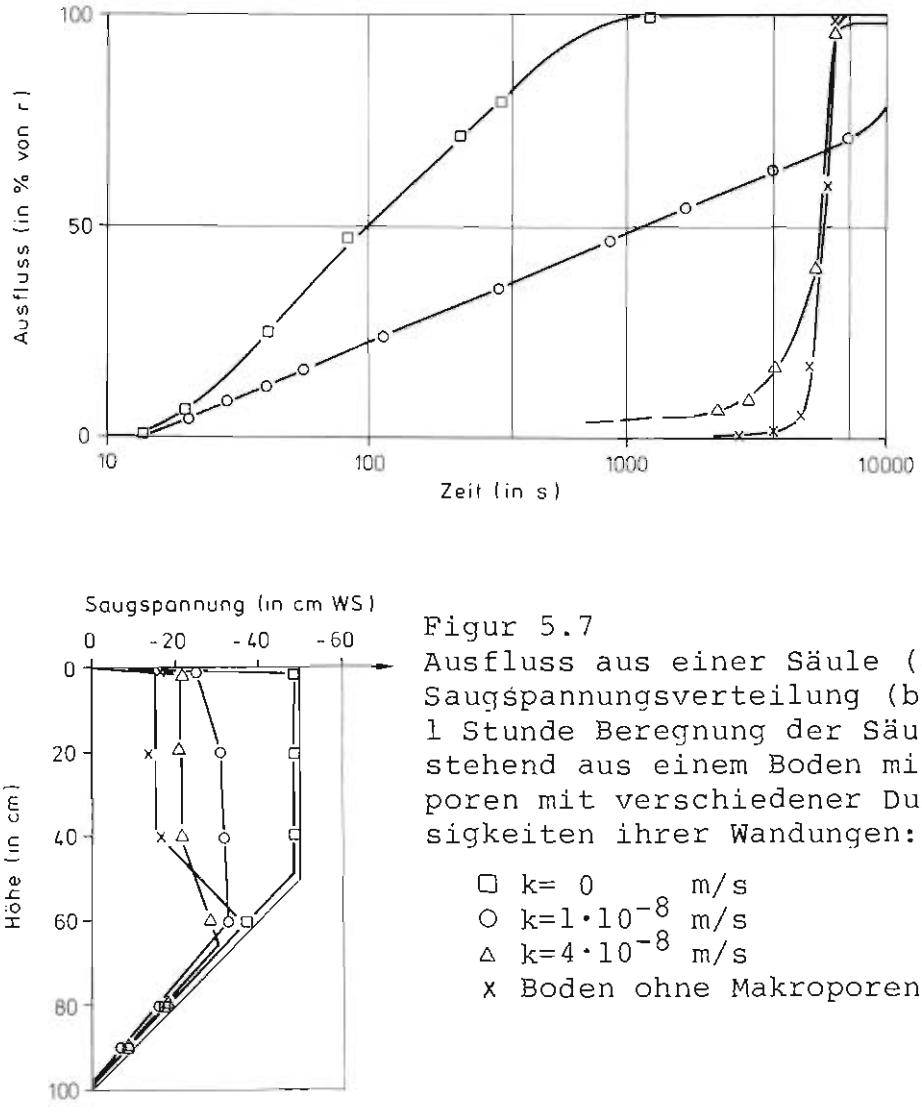
Für die Analyse der Infiltration in den natürlichen Boden wird angenommen, dass die in diesem Zusammenhang wesentlichen Merkmale des Bodens (siehe Abschnitt 5.3.2) gut ausgebildet seien:

- der Boden bestehe aus einer porösen Grundmasse (Bodenmatrix) mit einer gesättigten Durchlässigkeit von $4 \cdot 10^{-5}$ m/s. Die Bodenmatrix enthalte 125 Makroporen pro m^2 (gebildet z.B. durch Regenwürmer) mit einem Durchmesser von 4 mm.

- Die Wandungen der Makroporen seien mit einer Schicht von Tonpartikeln überzogen, deren Durchlässigkeit gegenüber der Bodenmatrix erheblich reduziert sein kann.

- Die Bodenoberfläche sei mit einer Kruste bedeckt, deren gesättigte Durchlässigkeit 4.10^{-8} m/s betrage. Die Kruste bewirkt, dass der Boden an der Oberfläche lokal gesättigt wird, sodass der Niederschlag oberflächlich in die Makroporen fliessen kann.

Die theoretischen Untersuchungen der Wasserbewegungen in einem solchen Boden zeigen, dass die Wirkung von vertikalen, kontinuierlichen Makroporen neben der Oberflächenkruste vor allem von der Durchlässigkeit der Makroporenwandung abhängt. Dieser Sachverhalt lässt sich gut am Beispiel des oben beschriebenen Bodens zeigen.



Figur 5.7
Ausfluss aus einer Säule (a), bzw. Saugspannungsverteilung (b) nach 1 Stunde Beregnung der Säule, bestehend aus einem Boden mit Makroporen mit verschiedener Durchlässigkeiten ihrer Wandungen:

□ k= 0 m/s
○ $k=1 \cdot 10^{-8}$ m/s
△ $k=4 \cdot 10^{-8}$ m/s
x Boden ohne Makroporen

In Figur 5.7 ist der Ausfluss aus der 1 m hohen Bodensäule, bzw. die Saugspannungsverteilung in ihrer Bodenmatrix, für verschiedene Durchlässigkeiten der Makroporenwandungen, dargestellt. Es zeigt sich folgendes:

1. Besteht keine Interaktion zwischen Makroporen und Bodenmatrix (□), so wird der Boden "kurzgeschlossen", und das Niederschlagswasser fliesst sofort aus. Dies zeigt sich auch in der Saugspannungsverteilung nach 1 Stunde Beregnung. Da dem Boden nur von der Oberfläche durch die mehr oder weniger undurchlässige Schicht Wasser zufliesst, hat sich die Saugspannungsverteilung seit Beginn des Ereignisses kaum geändert. Der Boden kann praktisch kein Wasser zurückhalten.

2. Ist die Durchlässigkeit der Makroporenwandung mässig gross (o), kommt ein Teil des Niederschlages sofort zum Abfluss. Das restliche Niederschlagswasser exfiltriert aus den Makroporen in die Bodenmatrix: Wegen der Zunahme der Feuchte fallen die Saugspannungen in der Bodenmatrix und somit auch die Exfiltrationsraten aus den Makroporen ab. Mit der Zeit fliesst deshalb je länger desto mehr Niederschlagswasser durch die Makroporen ab, und der Ausfluss aus der Säule nimmt entsprechend zu.

3. Sind die Makroporenwandungen gut durchlässig (△), so exfiltriert am Anfang praktisch der gesamte Niederschlag aus den Makroporen in die Bodenmatrix und der Ausfluss aus der Bodensäule bleibt entsprechend klein. Erst wenn der Feuchtegehalt in der Bodenmatrix relativ gross ist, nimmt die Exfiltration aus den Makroporen in die Bodenmatrix ab, und der Ausfluss aus der Säule nimmt rasch zu. Auch aus der Saugspannungsverteilung nach 1 Stunde Beregnung ist gut ersichtlich, dass am Anfang viel Wasser in der Bodenmatrix zurückgehalten wird.

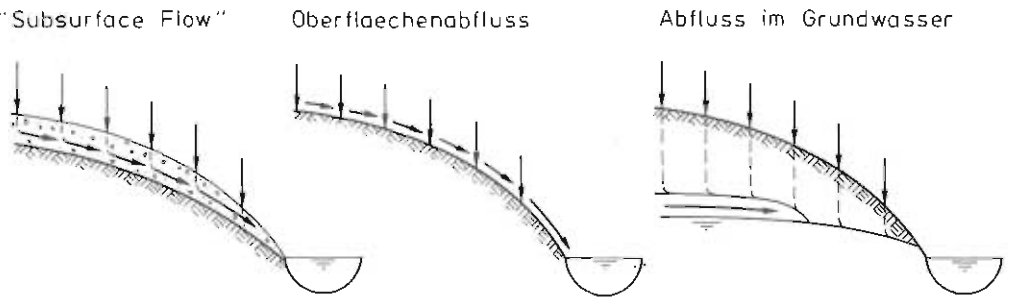
4. Zum Vergleich wurde auch der Ausfluss aus einer nichtstrukturierten Säule dargestellt (x): In einem gut strukturierten Boden (Boden mit kontinuierlichen Makroporen) beginnt der Ausfluss offensichtlich früher als in einem nichtstrukturierten Boden. Mit zunehmender Durchlässigkeit der Makroporenwandungen nähert sich jedoch das Verhalten eines gut strukturierten Bodens dem eines nichtstrukturierten Bodens. Ab einer gewissen Durchlässigkeit der Makroporenwandungen (etwa in der Grössenordnung von $5 \cdot 10^{-8}$ m/s) kann der Einfluss der Makroporen auf die Perkolation vernachlässigt werden und die Wasserbewegungen können mit der Richards-Gleichung simuliert werden.

Die Makroporen und die Oberflächenkruste bestimmen im Zusammenhang mit der Infiltration also vor allem, wo im Bodenprofil wieviel Wasser zurückgehalten wird.

Im Zusammenhang mit der Abflussbildung spielen die Infiltrationsvorgänge häufig eine untergeordnete Rolle. Die Transportkapazität der Fliesswege in hangparalleler Richtung ist nämlich in vielen Fällen beschränkt, sodass das Niederschlagswasser zurückgestaut und das Bodenprofil dadurch gesättigt wird, unabhängig von den Infiltrationsvorgängen. Eine Ausnahme ist der "Subsurface Stormflow" (und z.T. auch der Abfluss im Grundwasser), wo das Wasser vom Fuss des Bodenprofils sofort abtransportiert wird und wo dann die Infiltrationsvorgänge eine wichtige Rolle spielen.

5.3.4 Die verschiedenen Arten der Abflussbildung

Die theoretischen Untersuchungen zeigen, dass verschiedene Kombinationen von Gebietsmerkmalen unterschiedliche Arten der Abflussbildung zur Folge haben. Im Wesentlichen können alle in Abschnitt 5.3.2 beschriebenen Fliesswege für die Abflussbildung bestimmend sein. Die verschiedenen Arten der Abflussbildung lassen sich jedoch gut in die folgenden drei Kategorien einteilen (Figur 5.8):



Figur 5.8 Die drei prinzipiell verschiedenen Arten von lateralem Transport

- der Oberflächenabfluss, bei dem aus verschiedenen Gründen nicht alles Niederschlagswasser in den Boden infiltrieren kann und deshalb oberflächlich in den Vorfluter fliesst,

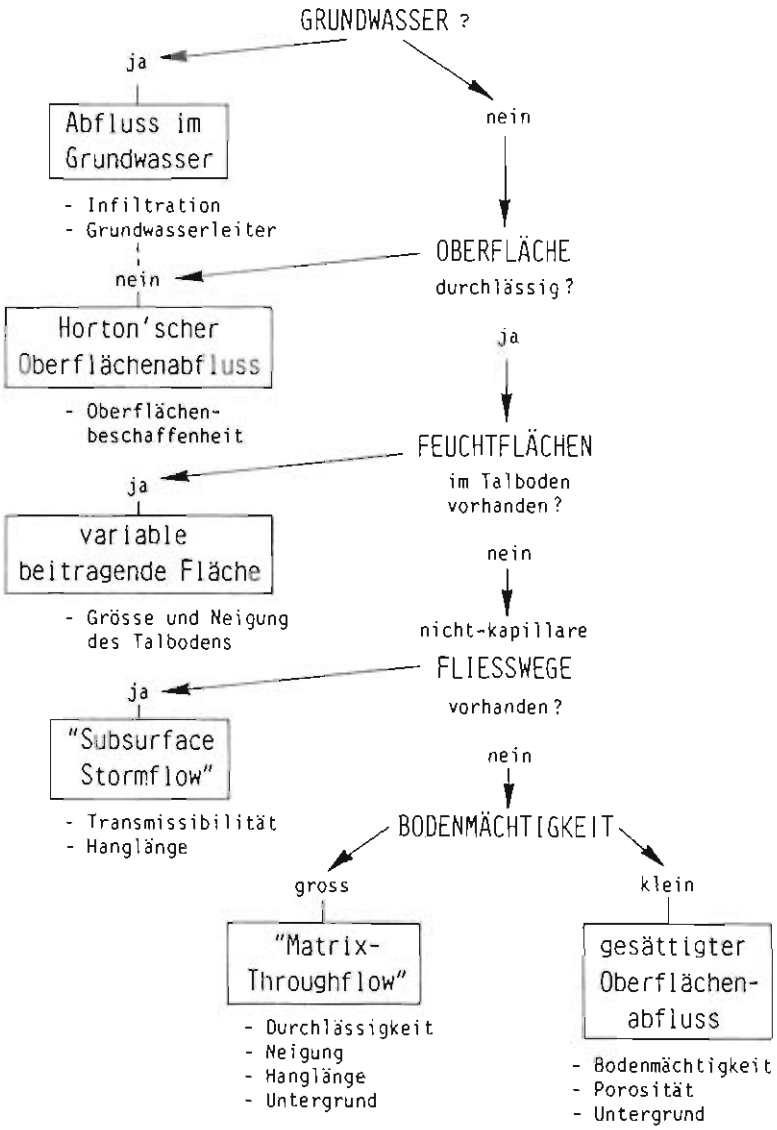
- der "Subsurface Flow", bei dem der gesamte Niederschlag in den Boden infiltriert und dann in hangparalleler Richtung über dem wenig durchlässigen Untergrund in Richtung Vorfluter fliesst,

- der Abfluss im Grundwasser, der zustande kommt, wenn sämtlicher Niederschlag in den Boden infiltrieren kann und bis in den gut durchlässigen Untergrund (häufig Schotter) perkoliert und in diesem als Grundwasser abfliesst.

Mit Hilfe einer grossen Zahl von numerischen Simulationen wurde einerseits abgeklärt, welche Gebietsmerkmale den dominanten Abflussvorgang bestimmen. Andererseits wurde auch untersucht, welche Gebietsmerkmale bei bekanntem Abflussvorgang vorallem die zu erwartenden Spitzenabflüsse beeinflussen. Für die Behandlung dieser zwei Fragestellungen wurde jeweils von in sich homogenen Teilgebieten ausgegangen.

Die Resultate aus den Berechnungen sind in einem sogenannten Entscheidungsbaum zusammengefasst (Figur 5.9). Mit diesem Entscheidungsbaum lässt sich durch Beantwortung von 5 Fragen die massgebende Art der Abflussbildung ermitteln (Zuidema, 1985). Es ist dominant:

1. der Grundwasserabfluss, falls ein Grundwasserträger existiert, dieser an den Vorfluter angeschlossen und der Oberboden bis zum Grundwasserspiegel gut durchlässig ist;



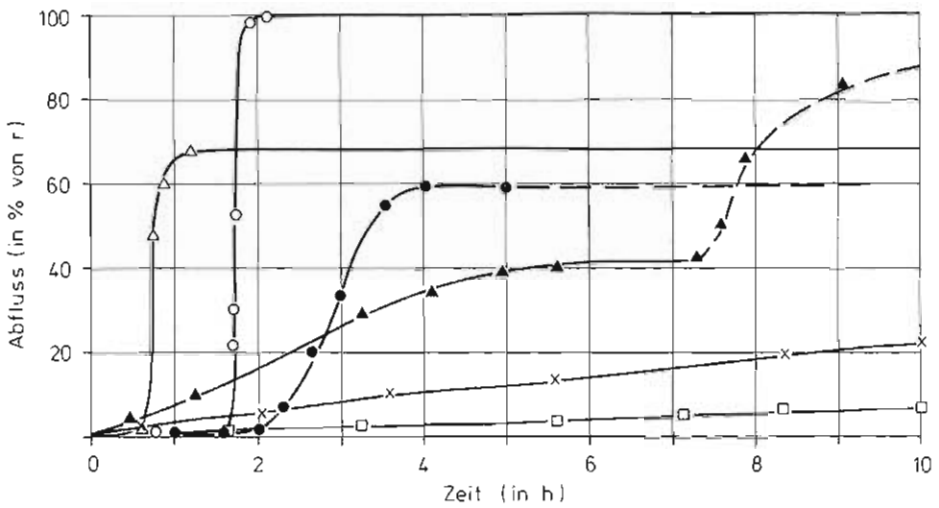
Figur 5.9 "Entscheidungsbaum" zur Ermittlung der massgebenden Art der Abflussbildung in einem in sich homogenen Teilgebiet. Tritt die aufgeführte Art der Abflussbildung (eingerahmt) auf, so beeinflussen die darunter vermerkten Gebietsmerkmale die Grösse des Spitzenabflusses.

2. der Horton'sche Oberflächenabfluss, wenn 1. nicht zutrifft und die Oberfläche nur eine geringe Infiltrationskapazität aufweist;

3. der Schnellabfluss im Boden ("Subsurface Stormflow"), falls 1. und 2. nicht dominant und nichtkapillare, hangparallele Fliesswege im Bodenprofil vorhanden sind;

4. der gesättigte Oberflächenabfluss, wenn 1., 2. und 3. nicht relevant sind und der Boden flachgründig ist;

5. der Fluss in der porösen Bodenmatrix ("Matrix Throughflow"), wenn 1., 2. und 3. nicht relevant sind und der Boden tiefgründig ist.



Figur 5.10 Abflüsse aus Hängen, in denen die folgenden Arten der Abflussbildung das Hochwasser bilden (in Klammern sind die jeweils zur Simulation verwendeten Niederschlags-Intensitäten angegeben):
□ (r=10 mm/h): "Matrix Throughflow"
x (r=10 mm/h): Abfluss im Grundwasser
● (r=20 mm/h): Abfluss in nichtkapillaren, hangparallelen Fliesswegen
△ (r=50 mm/h): Horton'scher Oberflächenabfluss
○ (r=50 mm/h): gesättigter Oberflächenabfluss
▲ (r=20 mm/h): Abfluss von einer variablen beitragenden Fläche

Die je nach Art der Abflussbildung entstehenden Spitzenabflüsse unterscheiden sich nach ihrer Grösse und nach der Regendauer, bei der sie auftreten. In Figur 5.10 ist der zeitliche Verlauf des Abflusses der verschiedenen Abflussarten dargestellt, die im Folgenden kurz besprochen werden.

1. Oberflächenabfluss:
   - Die Spitzenabflusskoeffizienten erreichen einzig im Falle des gesättigten Oberflächenabflusses den Wert 1, d.h. der Abfluss ist gleich dem Niederschlag.
   - Im Falle des Horton'schen Oberflächenabflusses kann der Spitzenabflusskoeffizient auch sehr hohe Werte erreichen, je nach Durchlässigkeit der Bodenoberfläche.
   - Der Abfluss von einer variablen beitragenden Fläche wird in erster Linie durch die Grösse der in Vorfluternähe liegenden, wenig drainierten Fläche bestimmt.

2. "Subsurface Flow":
   - Der "Matrix Throughflow" liefert im allgemeinen sehr kleine Abflüsse.
   - Die nichtkapillaren Fliesswege in hangparalleler Richtung bewirken, dass gegenüber dem "Matrix Throughflow" deutlich höhere Abflüsse zustande kommen.

3. Abfluss im Grundwasser:
   - Grundwasser liefert im allgemeinen mässig grosse Abflüsse. Liegt der Grundwasserspiegel unter dem des Vorfluters, so kann überhaupt kein Grundwasser zum Abfluss kommen.

Bei den in Figur 5.10 dargestellten Abflüssen handelt es sich nur um repräsentative Werte; der für einen spezifischen Fall zu erwartende Spitzenabfluss kann je nach Gebietsmerkmalen mehr oder weniger stark von diesem repräsentativen Wert abweichen.

Die Analyse der Wasserverteilung im Boden während den simulierten Niederschlagsereignissen zeigt, dass die Grösse des Spitzenabflusses vor allem durch die Lage und die Ausdehnung der gesättigten Zonen beeinflusst wird. Insbesondere zeigt sich, dass ein gewisses Regenvolumen zur Erzeugung der gesättigten Zone benötigt wird, bevor der Spitzenabfluss zustande kommt. Die Grösse dieses Volumens ist abhängig von der Art der Abflussbildung und variiert mehr oder weniger je nach Gebietsmerkmalen:

- Beim Horton'schen Oberflächenabfluss wird der Boden nur an der Oberfläche gesättigt, und die bis zum Beginn des Abflusses zurückgehaltene Regenmenge ist relativ klein. Die zur Sättigung der Bodenoberfläche notwendige Wassermenge ist unabhängig von der Niederschlagsintensität bzw. vom Abfluss.

- Bevor der gesättigte Oberflächenabfluss beginnen kann, muss das ganze Bodenprofil gesättigt werden. Schon in mässig mächtigen Böden sind deshalb die im Boden zurückgehaltenen Wassermengen gross. Die zur Erzeugung eines Abflusses notwendige Wassermenge ist unabhängig von der Niederschlagsintensität bzw. vom Abfluss.

- Im Falle des "Matrix Throughflow" wächst während der ganzen Niederschlagsdauer die gesättigte Zone vom Fuss

des Bodenprofils in Richtung Oberfläche. Es wird deshalb während des ganzen Ereignisses der grösste Teil des Niederschlages im Boden zurückgehalten. Da die Grösse der gesättigten Zone direkt den Abfluss bestimmt, nimmt der Abfluss etwa proportional zur gefallenen Niederschlagsmenge zu.

- Beim "Variable Contributing Area Concept" werden nur die in der Nähe des Vorfluters liegenden, wenig drainierten Böden bis an die Oberfläche gesättigt, um dann durch Oberflächenabfluss entwässert zu werden. Die zur Sättigung benötigten Volumina sind wegen der geringen Sättigungsdefizite klein.

- Für den Abfluss in den nichtkapillaren hangparallelen Fliesswegen (grobes Korngerüst) muss nur die Schicht, welche diese Fliesswege enthält, gesättigt werden. Die dazu nötigen Volumina sind relativ klein.

- Der Abfluss im Grundwasser kommt durch die Bildung eines Grundwasserhügels zustande. Die zur Erzeugung eines Abflusses benötigte Grösse dieses Hügels hängt unter anderem von der Durchlässigkeit, Hysterese-Effekten und der beitragenden Hanglänge ab. Das benötigte Volumen ist im allgemeinen relativ klein.

Es lassen sich die folgenden Schlussfolgerungen ziehen

a) Verschiedene Kombinationen von Gebietsmerkmalen haben verschiedene Arten der Abflussbildung zur Folge.

b) Je nach Art der Abflussbildung sind verschieden hohe Spitzenabflüsse zu erwarten.

c) Damit ein Spitzenabfluss entstehen kann, wird je nach Art der Abflussbildung zum Auffüllen der Speicherdefizite ein mehr oder weniger grosses Niederschlagsvolumen benötigt.

d) Die zum Hochwasser beitragende Hanglänge liegt im Falle eines 20-jährlichen Spitzenabflusses für den "Subsurface Stormflow" und für den Abfluss im Grundwasser in der Grössenordnung von etwa 100 m. Für den gesättigten bzw. den Horton'schen Oberflächenabfluss wird die beitragende Hanglänge durch die Heterogenität der Böden, bzw. durch die Topographie bestimmt.

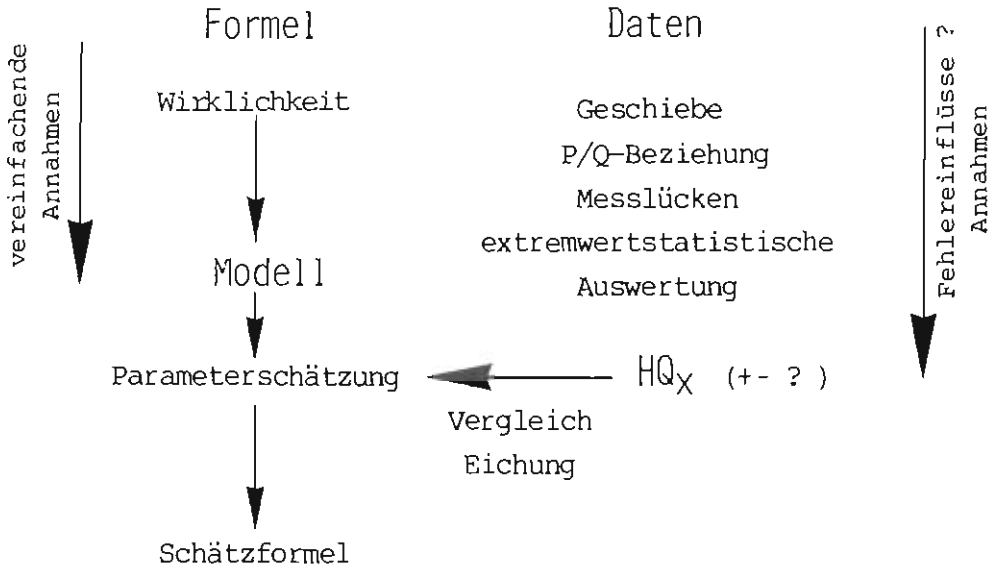
e) Wird der Abfluss durch eine "Variable Contributing Area" gebildet, so tragen die in der Nähe des Vorfluters liegenden, wenig drainierten Flächen zum Abfluss bei. Die Grösse der Beitragsfläche ist vor allem von der Topographie abhängig.

5.4 ENTWICKLUNG EINER FORMEL ZUR ABSCHÄTZUNG VON HOCHWASSERN IN KLEINEN NATÜRLICHEN EINZUGSGEBIETEN DER SCHWEIZ

5.4.1 Grundlagen

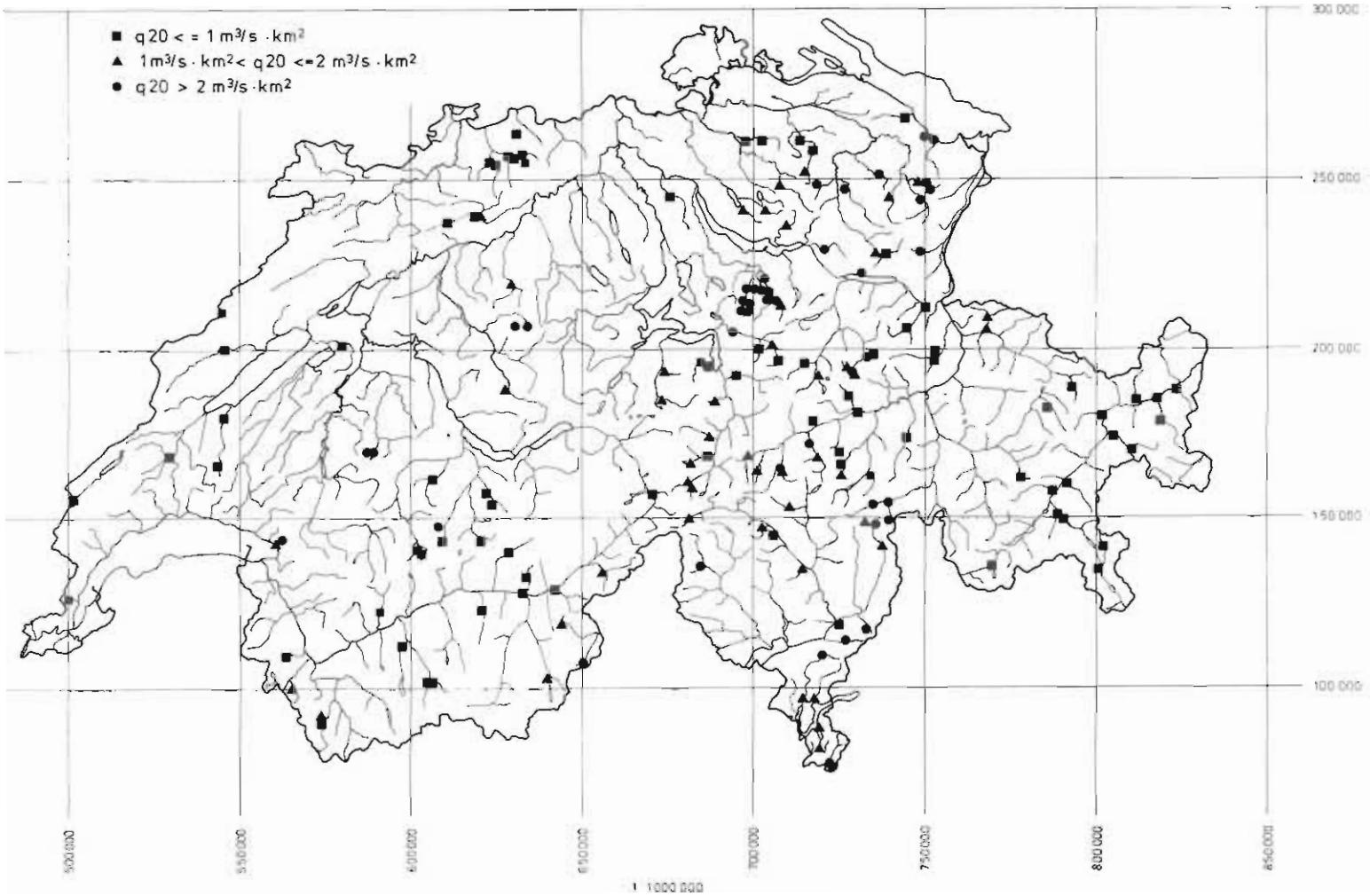
5.4.1.1 Das Datenmaterial

Eine möglichst universell anwendbare Schätzformel muss auf der Basis von vielen standardisierten Stützwerten, d.h. untereinander vergleichbaren, ausgewerteten Hochwassermessungen aufgebaut werden. Diese Forderung hat einerseits zur Folge, dass Stationen von verschiedenster Qualität und Herkunft bearbeitet werden müssen. Die Genauigkeiten ihrer Messungen, sowie die Anfälligkeit auf Verfälschungen der Pegelstände wegen Geschiebe oder gar Messlücken sind i.a. nicht bekannt. Andererseits muss jede Rohmessung durch mehrere Auswertevorgänge soweit aufbereitet werden, dass eine Interpretation überhaupt möglich wird. Die Standardisierung kann beispielsweise darin bestehen, für jede Station einen Hochwasserwert gleicher Überschreitenswahrscheinlichkeit anzugeben. Das hat zur Folge, dass ein x-jährlicher Hochwasserwert schon mit einem grossen Fehlerband behaftet ist, dessen Breite mit Absolutwerten nicht angegeben werden kann. Dies beeinflusst nicht nur die Beurteilung des Endresultats, sondern auch das weitere Vorgehen. Man ist mit solchen Daten nicht in der Lage, die exakten Beschreibungen der natürlichen Vorgänge numerisch zu überprüfen. Man kann jedoch versuchen, die Werte mit Gebietsparametern so zu erklären, dass eine Übertragung auf andere Gebiete ohne Direktmessung möglich ist (Fig. 5.11).



Figur 5.11 Problematik bei der Herleitung eines geeigneten Modells zur Erklärung von Spitzenabflüssen

20 - jährliche spezifische Abflüsse



Figur 5.12 20-jährliche Spitzenabflüsse, den statistischen Auswertungen von Messdaten der untersuchten Stationen entnommen.

Es stellt sich die Frage, welche Grundwerte der durchgeführten Auswertung der Messreihen von ca. 170 Einzugsgebieten für alle weiteren Untersuchungen gewählt werden sollen. Je tiefer man die Jährlichkeit wählt, desto geringere Fehlereinflüsse in bezug auf Messtechnik und Auswertung, z.B. Unsicherheiten bei der Extrapolation kurzer Messreihen auf höhere Jährlichkeiten, sind zu erwarten. Die weiteren Untersuchungen basieren deshalb hauptsächlich auf dem 20-jährlichen Spitzenabfluss HQ_{20}. In Hinsicht auf die Anwendung eines neuen oder modifizierten Verfahrens erscheint es sinnvoll, auch Abschätzmöglichkeiten für die übliche Dimensionierungsgrösse HQ_{100} und das sogenannte mittlere Hochwasser $HQ_{2.33}$ zu geben. Gibt es beispielsweise im gefragten Gebiet Messungen aus einer sehr kurzen Periode, so kann doch immerhin letzterer Wert als Eich- oder mind. Kontrollgrösse von Bedeutung sein.

Zu Vergleichszwecken eignet sich der sogenannte spezifische Abfluss, d.h. der Abfluss pro km^2 Einzugsgebietsfläche. Für alle drei Jährlichkeiten ergibt die geographische Charakterisierung der Ergebnisse dasselbe Bild (für 20-jährliche Werte Fig. 5.12). Die kleinräumig grossen Unterschiede sprechen dafür, dass sich offenbar zumindest für kleine Einzugsgebiete keine Regionen gleichen spezifischen Abflusses bilden lassen. Man wird also daran gehen müssen, die Kennwerte der einzelnen Gebiete zu betrachten.

5.4.1.2 Herkömmliche gebräuchliche Schätzformeln

Bisherige einfache Abschätzungsvorschläge, welche einzugsgebietsspezifische Parameter berücksichtigen, können auf 2 generelle Konzepte zurückgeführt werden. Das erste hat die folgende Form

$$(H)HQ_{(x)} = k_G(a_1,....,a_n) \cdot F^{k_F}$$

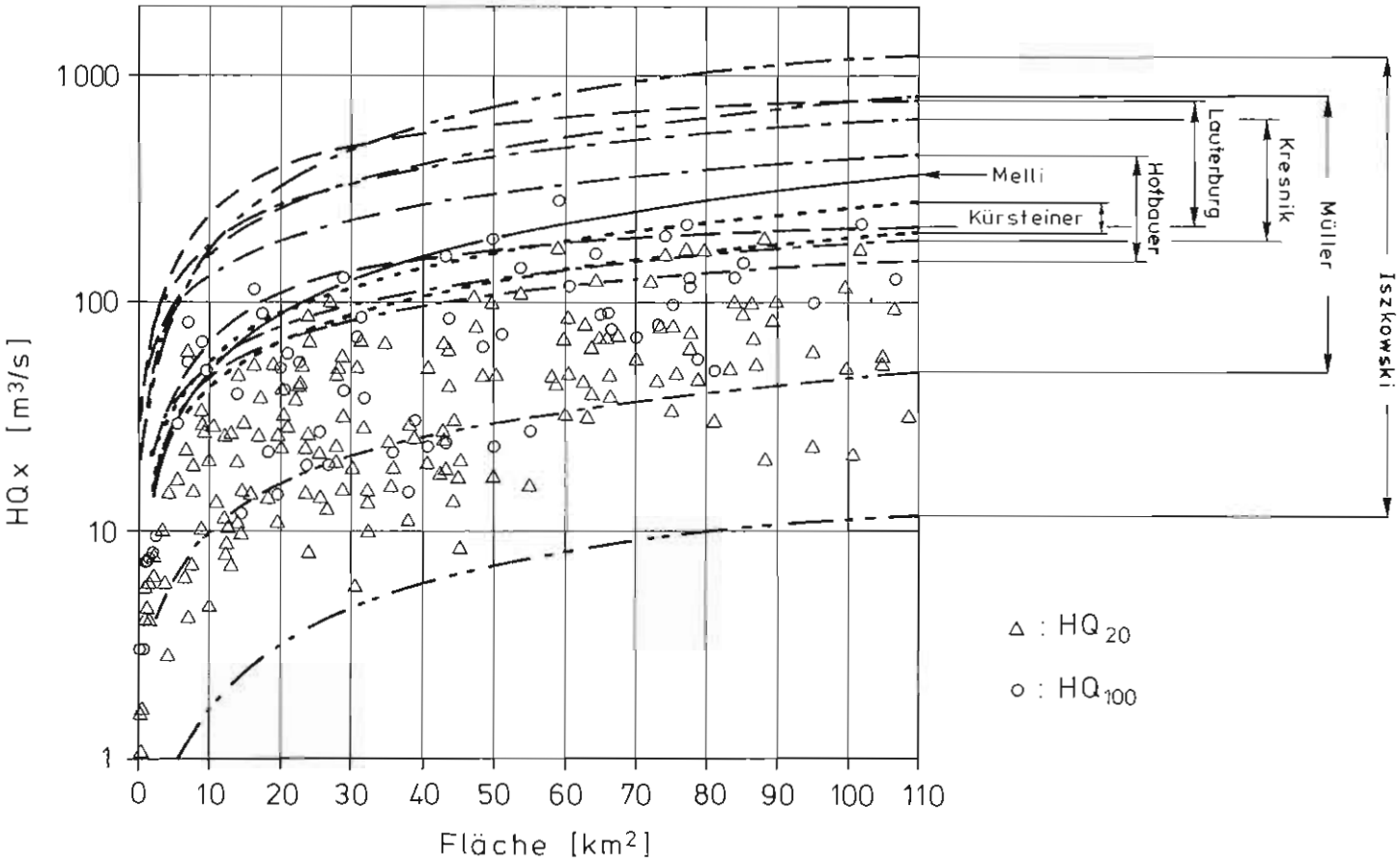
Eine solche Beziehung wird meist als Umhüllende eines Datenkollektivs hergeleitet. Der (Höchst)hochwasserabfluss (der Jährlichkeit x) ist i.a. eine Funktion der Fläche F, wobei die Beiwerte k_G rein empirisch oder von Gebietsparametern $a_1....a_n$ abhängig sein können. Die Fläche tritt oft mit einem Exponenten $k_F < 1$ auf; mit zunehmender Fläche wird also dem Einzugsgebiet eine dämpfende Wirkung auf das Hochwassergeschehen zugeschrieben. Besteht die Datengrundlage aus einzelnen Spitzenwerten, so schätzt man mit Hilfe der Gleichung von umhüllenden Geraden Höchstwasserabflüsse HHQ ab; sind die Daten Werte einer bestimmten Jährlichkeit, so erhält man damit die maximal zu erwartenden Hochwasser HQ_x der betreffenden Jährlichkeit.

Eine rein empirische Beziehung zwischen Fläche des Einzugsgebietes und Abfluss einer bestimmten Jährlichkeit ergäbe mit den Daten der vorliegenden Untersuchung für den maximalen 2.33-, 20- und 100-jährlichen Abfluss:

$$HQ_{2.33_{max}} = 3.0 \cdot F^{0.85}$$

$$HQ_{20_{max}} = 6.0 \cdot F^{0.85}$$

$$HQ_{100_{max}} = 12.0 \cdot F^{0.85}$$



Figur 5.13 Obere und untere Grenzwerte der Spitzenabflüsse in Abhängigkeit der Einzugsgebietsfläche, berechnet nach den Formeln von Hofbauer, Iszkowski, Kresnik, Kürsteiner, Lauterburg, Melli und Müller. Der statistischen Auswertung entnommen: 20- (△) und 100- (○) jährliche Spitzenabflüsse.

Selbstverständlich ergibt sich unterhalb der Umhüllenden ein grosser Streubereich; so kann es durchaus sein, dass in Einzelfällen der "wahre" Hochwasserwert mit dieser einfachen Flächenformel um das 10-fache überschätzt wird. Die Fläche ist offenbar nicht alleiniges Kriterium für die Grösse des Hochwassers.

Die Autoren der bekannten, herkömmlichen Formeln haben ihre Herleitungen auf der Basis von Spitzenwerten maximal aufgetretener Hochwassermengen aufgebaut. Einige haben versucht, ihre Grunddaten zu klassieren, um die Streuung durch durch einige physikalische Überlegungen und entsprechende Modifikation der Formel zu reduzieren. Ein beliebtes Mittel dazu ist ein Spitzenabflusskoeffizient, abhängig von einer Kombination von Gebietsgrössen. Gewissen Kennwerten wird eine dämpfende oder verschärfende Bedeutung zugeordnet: Bekannte Eigenschaften sind die Neigung der Hänge, die Vegetation und die Charakterisierung der Regenverhältnisse. Figur 5.13 zeigt oberer und unterer Grenzwert der abgeschätzten Hochwasserabflüsse in Funktion der Fläche verglichen mit den 20- und 100-jährlichen Werten der vorliegenden Datensammlung. Die sogenannten Höchsthochwasser können offenbar reichlich tief ausfallen im Vergleich zu selbst 20-jährlichen Werten. Die Verfeinerung durch die Beiwerte führen oft in eine falsche Richtung: Alpinen kristallinen Gebieten schreibt man wegen ihrer Kargheit und Steilheit i.a. eine hohes, flachen, z.B. voralpinen Waldgebieten ein tiefes Hochwasser zu, obwohl es gar nicht selten gerade umgekehrt ist.

Die zweite Abschätzmöglichkeit basiert auf dem Prinzip der Rational Formula, bei uns eher unter dem Namen "Laufzeitverfahren" bekannt:

$$HQ_x = r_x(TR_x) \cdot \Psi_s(a_1,....,a_n) \cdot F$$

Der x-jährliche Hochwasserabfluss HQ_x wird also abgeschätzt als das Produkt aus einem Blockregen der Intensität r_x gleicher Jährlichkeit x und der Dauer TR_x , dem Spitzenabflusskoeffizienten Ψ_s ($\Psi_s <= 1$) und der Fläche F. Hergeleitet in den USA vor ca. 100 Jahren aus Daten von stark besiedelten Einzugsgebieten, wurde das Verfahren zuerst vorallem in der Kanalisationstechnik verwendet. In natürlichen Gebieten wird dann das vergrösserte Retentionsvermögen mit einem deutlich kleineren Spitzenabflusskoeffizienten charakterisiert. Die Intensität des Regens ist von der Häufigkeit des Auftretens und der Regendauer abhängig; diese Beziehung liefern die Starkniederschlagsauswertungen von vielen Stationen der Schweiz (Zeller et al., 1976ff.). Die massgebende Regendauer entspricht der Konzentrationszeit des Gebietes, d.h. der Zeit, die das entferntest auftreffende Wassertröpfchen braucht, um über den Hang ins nächste Gerinne (Anlaufzeit) und darin zum interessierenden Gerinnequerschnitt (Gerinnefliesszeit) zu gelangen. Diese beiden Zeiten werden mit den üblichen Oberflächenabfluss- und Gerinnefliesszeitformeln berechnet.

Das Verfahren ist insofern physikalisch plausibel, als es eine Vorstellung über den Fliessweg des Wassers beinhaltet, die Horton (1933) formulierte: Der Hochwasserabfluss wird durch den Starkregen verursacht, der die Infiltrationskapa-

zität der Bodenoberfläche übersteigt (⟶ Horton'scher Oberflächenabfluss). Die auftretenden Infiltrationsverluste werden dann sinngemäss mit dem Abflusskoeffizienten charakterisiert.

5.4.1.3 Anforderungen an eine neue Formel

Rein empirische Beziehungen zeigen, dass sie offensichtlich stark vom Datenkollektiv geprägt sind, aus dem sie hergeleitet wurden. Ueberdies geben sie als Umhüllende, wie sie aus Sicherheitsgründen meistens gewählt wird, für einen Grossteil der Gebiete zu hohe Werte an. Beiwerte vermögen offenbar noch nicht das zu beschreiben, was einen hohen oder tiefen Spitzenabfluss ausmacht.

Was das Laufzeitverfahren anbelangt, so tauchte vermehrt die Frage auf, ob denn die Natürlichkeit des Einzugsgebietes wirklich nur mit einer Variation des Abflusskoeffizienten beschrieben werden könne. Da selbst während Starkniederschlägen der klassische Horton'sche Oberflächenabfluss nur beschränkt beobachtet werden kann, gilt es, herauszufinden, welcher Abflusstyp denn effektiv das Hochwasser bilde. Unterschiedliche Abflussvorgänge hätten unverweigerlich einen Einfluss auf die massgebende Regendauer und damit auf die Regenintensität, da die Anlaufzeiten im Hang sich wesentlich verändern dürften.

Diese Erkenntnisse führen dazu, dass zwar mit einem mathematischen Modell in Anlehnung an das Prinzip der "Rational Formula" gearbeitet wird, die modifizierte Formel jedoch die physikalischen Vorgänge im Hang integrieren sollte.

5.4.2. Die Modellentwicklung der vorgeschlagenen Hochwasserformel

Der Versuch, die Realität mit einem physikalisch plausiblen mathematischen Modell zu beschreiben, bedingt entsprechende Vereinfachungen (Fig. 5.11). Wenn die notwendigen Parameter aufgrund des Datenmaterials geschätzt und in Relation zu den Gebietsparametern gesetzt werden, wird das Modell konsistent gehalten, d.h. die gewählte Formel darf nicht durch neue empirische Parameter erweitert werden.

In einem ersten Schritt werden nun also die Prozesse der Abflussbildung auf der Hangscheibe beschrieben.

5.4.2.1 Gebietsparameter und Spitzenabflüsse - Erkenntnisse aus theoretischen und experimentellen Untersuchungen

Methode und Resultate des theoretischen Teils der Untersuchungen wurden bereits im Abschnitt 5.3 beschrieben. Für die Experimente im Feld wurde anlehnend an die Versuchsmethodik von Whipkey (1965) nach einfachen Zusammenhängen zwischen Abflussvorgang und dessen Steuergrössen, d.h. den natürlichen Kennwerten der Teilfläche, gesucht. Dabei wurden geneigte Teilflächen von 60 m^2 mit Intensitäten von 20-100 mm/h beregnet, wobei vorallem die Änderung des Abflussverhaltens mit der Variation der Bodenkennwerte interessierte, die qualitativen Beobachtungen auf mehreren Standorten also im

Vordergrund standen. Dies führte zu der Beregnung von 9 Flächen in 4 verschiedenen Einzugsgebieten. Obwohl die Standorte sich äusserlich nicht unähnlich waren - man hätte vermutlich ähnliche Abflusskoeffizienten geschätzt - zeigten sie ein total veschiedenes Abflussverhalten: Der Oberflächenabflussanteil schwankte zwischen 0 und 70 %, in Böden auf konglomeratischem Untergrund floss der Hauptteil des Beregnungswassers als Schnellabfluss im Boden ab. Auf Flächen mit günstigen Infiltrationsbedingungen von Boden und darunterliegender geologischer Formation kam kein sofortiger Abfluss zustande.

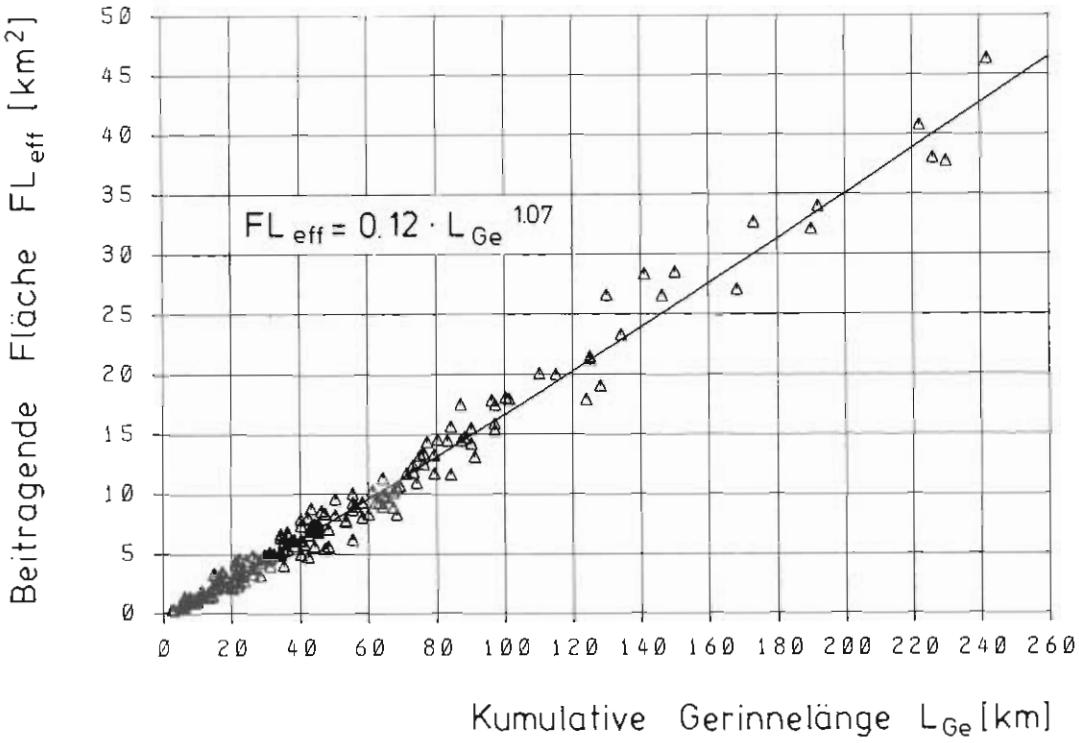
Die theoretischen und experimentellen Untersuchungen auf der Teilfläche ergaben zusammenfassend die nachstehenden Resultate und führten zu den entsprechenden Folgerungen:

- Es gibt verschiedene Abflussvorgänge, die für einen Spitzenabfluss relevant sein können; als Steuerparameter für die Art der Abflussbildung gelten die Bodeneigenschaften und die Topographie (Geometrie der Hänge, vgl. Abschnitt 5.3). Daraus ergeben sich auch die Bodenkennwerte als massgebende Gebietskennwerte für ein Schätzverfahren.
- Jeder Abflussvorgang setzt das Füllen eines bestimmten Sättigungsdefizites, d.h. das Bereitstellen gewisser Sättigungszonen, voraus, bevor er einsetzen kann. Die Sättigungsflächen können wachsen und schrumpfen. Daraus ergibt sich eine Bedingung für die massgebende Regendauer: Der Regen muss solange anhalten, bis der zu einem x-jährlichen Spitzenabfluss führende Abflussvorgang entstehen kann.
- Die hochwasserwirksame Hanglänge ist beschränkt (vgl. Abschnitt 5.3). Teilflächen, welche sich in zu grosser Entfernung vom Gerinne befinden, können aus zeitlichen Gründen nicht zur Abflussspitze beitragen. Eine wichtige Konsequenz daraus schildert der folgende Abschnitt.

5.4.2.2 Die beitragende Fläche

Offenbar beschränkt sich die Hochwasserbildung auf die um die Gerinneläufe liegenden Flächen. Dies heisst auch, dass die Gerinnenetzdichte ein Indiz für die "hochwasserwirksame" Fläche ist und deshalb Aussagen über die Höhe der zu erwartenden Hochwasserspitze zulässt. Tatsächlich ergibt eine entsprechende Kartierung die unterschiedlichsten Bilder für verschiedene Gebiete: z.B. gibt der Vergleich zwischen dem Dischmabach bei Davos und der Töss bei Bauma einen hochwasserwirksamen Flächenanteil an der Gesamtfläche von 19 %, bzw. 48 % ; der 20-jährliche Spitzenwert pro km^2 Einzugsgebietsfläche beträgt beim Dischmabach 1/4 desjenigen der Töss.

Eine einfache Abschätzmöglichkeit für die Ausdehnung der sogenannt effektiv beitragenden Fläche aufgrund von Kennwerten, die mit geringerem Aufwand und objektiver zu erheben sind, wäre natürlich wünschenswert. Die Berücksichtigung der Gerinnelängen als Variable liegt dabei auf der Hand. Die Beziehung zwischen kumulativer Gerinnenetzlänge und effektiv



Figur 5.14 Schätzung der effektiv beitragenden Fläche aufgrund der kumulativen Gerinnelänge

beitragender Fläche für sämtliche untersuchten Gebiete zeigt Figur 5.14, ebenso die daraus hergeleitete Schätzfunktion. Die geringe Streuung deutet darauf hin, dass sich trotz unterschiedlichster Ausbildung der Gerinnenetze die Flächenbedeckung der beitragenden Hangabschnitte weitgehend ausmittelt.

Für das Schätzverfahren wird nun also anstelle der Gesamtfläche die effektiv beitragende Fläche in die Formel eingehen.

5.4.2.3 Weitere Einflussgrössen

Bei der quantitativen Ermittlung der Hochwasserspitze gehen nicht nur Regen und beitragende Fläche in die Abschätzung ein; die Regenintensität wird vermindert durch einen Verlust, vergrössert durch einen Schmelzanteil, falls in einem Einzugsgebiet die extremen Hochwasser in Schmelzperioden zu erwarten sind. Je nach Niederschlagsdauer und -gebiet kann ein Regen mit einer speziellen zeitlichen Verteilung einen höheren Spitzenabfluss bewirken als der angenommene Blockregen. Vergletscherte Teilflächen erhöhen den Hochwasserabfluss, der nur aus Regen resultiert, um den Gletscherabflussanteil.

5.4.2.4 Formelaufbau

Ein mathematisches Modell (Fig. 5.11), das allen erwähnten Einflussgrössen Rechnung trägt, heisst (Kölla, 1986):

$$HQ_x = (r_x(T1_x+T2_x) + r_s - f_x) \cdot FL_{eff_x} \cdot k_{Gang} + Q_{Gle}$$

HQ_x : x-jährlicher Hochwasserabfluss
$T1_x$: Benetzungszeit
$T2_x$: totale Fliesszeit
r_x : Regenintensität der Jährlichkeit x und Dauer $T1_x+T2_x$
r_s : Schmelzäquivalent
f_x : Verlust
FL_{eff_x}: Fläche, die effektiv zum x-jährlichen HQ beiträgt
k_{Gang}: Einfluss der Niederschlagsganglinie ($1<=k_{Gang}<=1.2$)
Q_{Gle} : Gletscherabflussanteil

Für die Benetzungszeit besteht dabei die Bedingung, dass der Regen, der in dieser Zeit mit einer gewissen Intensität fällt, ein erforderliches Benetzungsvolumen bereitstellen kann.

Die Hauptkomponenten der Gleichung, d.h. die numerisch wesentlichen Grössen, sind die Regenintensität und die effektiv beitragende Fläche. Die vereinfachte Form lautet deshalb:

$$HQ_x = r_x(T1_x+T2_x) \cdot FL_{eff_x}$$

5.4.3. Die Parameterschätzung

Zur Ermittlung der in der Schätzformel enthaltenen Grössen wird nun wieder auf das Datenmaterial, die Hochwasser und spezifischen Gebietskennwerte, zurückgegriffen (Fig. 5.11). Für jedes der untersuchten Einzugsgebiete müssen nun Parameter so gefunden werden, dass einerseits ihre Relation zu Gebietseigenschaften bekannt ist und sie andererseits zu optimalen Schätzungen für die "wahren" Werte führen.

5.4.3.1 Resultate für die 20-jährlichen Spitzenwerte

Als bekannt wurden für die weitere Bearbeitung angenommen:

- der Gletscherabflussanteil Q_{Gle} pro km^2 Gletscherfläche,
- die Erhöhung der Regenintensität durch Schmelze,
- der mittels Niederschlag-Abfluss-Modell-Berechnungen hergeleitete Faktor k_{Gang},
- die Schätzung der effektiv beitragenden Fläche mit der in Abschnitt 5.4.2.2 gefundenen Beziehung sowie
- die Approximation der totalen Fliesszeit mit einer Funktion der effektiv beitragenden Fläche. Diese Annahme ergab aufgrund von Vergleichen mit Daten von Messstationen, die in Serie an demselben Fliessgewässer liegen, befriedigende Resultate.

Aus einem Ausgleichungsalgorithmus gingen die wahrscheinlichsten Werte für die noch verbleibenden unbekannten Grössen Tl_x und f_x hervor:

- Die Benetzungszeit Tl_x wird durch ein von charakteristischen Landschaftselementen des betrachteten Gebietes abhängigen erforderlichen Benetzungsvolumen gesteuert. Der numerische Wert dafür kann einem zu diesem Zweck hergeleiteten, morphologischen Kasten entnommen werden (Kölla, 1986).
- Die Verluste f_x entsprechen einem konstantem Anteil dieses Benetzungsvolumens.

5.4.3.2 Extrapolation auf andere Jährlichkeiten

Als Basis gelten die Parameter für den 20-jährlichen Spitzenwert. Beim Übergang auf höhere oder niedrigere Jährlichkeiten wächst, bzw. schrumpft die effektiv beitragende Fläche, wobei auch die entsprechenden erforderlichen Benetzungsvolumina grösser oder kleiner sind. Es ist also:

$$FL_{eff_x} = k_{Fl_x} \cdot FL_{eff_{20}}$$

$$Vo_x = k_{Vo_x} \cdot Vo_{20}$$

wobei gilt:

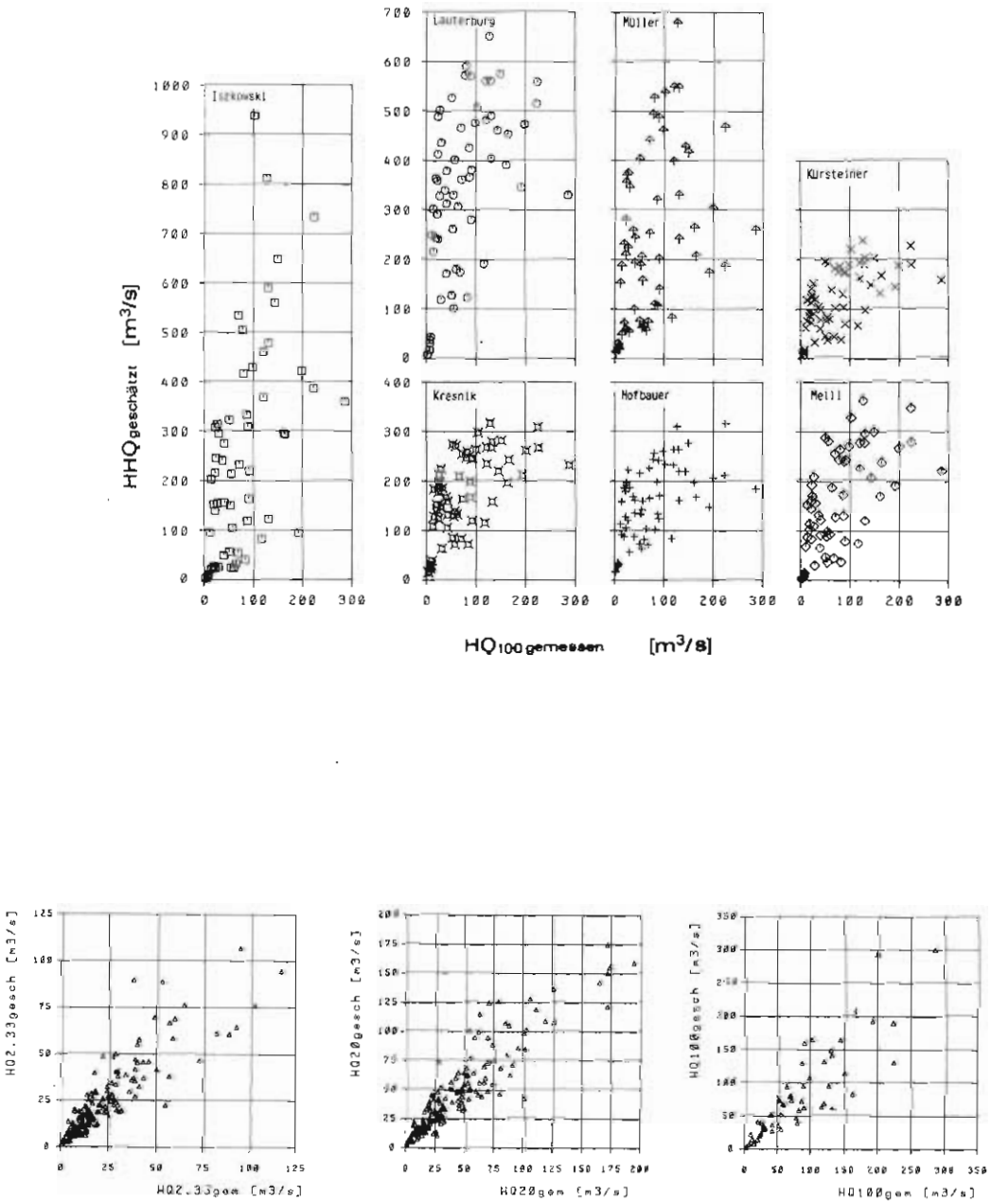
TW = 100 Jahre:	TW = 2.33 Jahre:
$k_{Fl} > 1$; $k_{Vo} > 1$	$k_{Fl} < 1$; $k_{Vo} < 1$

Die Zusammenstellung der Zahlenwerte - Beziehung Landschaftscharakteristik / Benetzungsvolumen, Extrapolationsfaktoren - kann der ausführlichen Publikation (Kölla, 1986) entnommen werden.

5.4.3.3 Vergleiche und Folgerungen

Figur 5.15 zeigt die Verifikation der Schätzformel am Beispiel aller drei Jährlichkeiten im Vergleich mit den Höchsthochwasserabschätzungen der in Kap. 5.4.1.2 erwähnten Autoren für die gleichen Gebiete. Offenbar lassen sich mit der vorgeschlagenen Methode Werte einer bestimmten Jährlichkeit mit einer Genauigkeit +- 50% erreichen, was ungefähr der Messgenauigkeit eines entsprechenden "wahren" Wertes entspricht. Werden sichere anstelle von wahrscheinlichen Werten gewünscht, so muss mit entsprechenden Sicherheitsfaktoren kalkuliert werden.

Mit der vorgeschlagenen Formel konnte ein einfaches, physikalisch plausibles Verfahren hergeleitet und an einer grossen Datenmenge geeicht werden. Dazu waren schrittweise starke Vereinfachungen der Wirklichkeit notwendig, um überhaupt mit den zu Verfügung stehenden Daten eine Überprüfung der Modellvorstellung vornehmen zu können. Deshalb sind Grenzfälle un-



Figur 5.15 Vergleich von "wahren" 100-jährlichen Spitzenabflüssen mit Abschätzungen von Höchsthochwasserabflüssen nach herkömmlichen Methoden der angegebenen Autoren (oben). Vergleich von "wahren", 2.33-, 20- und 100-jährlichen Spitzenabflüssen mit den nach der vorgeschlagenen Formel abgeschätzten Werten (unten).

berücksichtigt, bei welchen die Abstraktionen zu grossen Unsicherheiten und Fehlern in den Resultaten führen: Sehr kleine, sowie stark vergletscherte oder vorwiegend überbaute Einzugsgebiete.

Verfeinerte Methoden werden erst dann entwickelt werden können, wenn auch die Messungen zahlreicher und vorallem im Hochwasserbereich gesicherter sind.

5.5 SCHLUSSFOLGERUNGEN

Das Ziel des Projektes war, ein Verfahren zu entwikkeln, das die Abschätzung von Hochwasserspitzen erlaubt mit der Genauigkeit, die heute aufgrund der zur Verfügung stehenden Daten und den Kenntnissen über den Abflussprozess möglich ist. Die vorgeschlagene Formel erfüllt diese Forderung, allerdings nicht mit der Genauigkeit, die sich viele wünschen.

Die Untersuchung hat auch gezeigt, dass es keinen leicht gangbaren Weg gibt, diese Genauigkeit zu verbessern. Eine solche Verbesserung erfordert vielmehr eine grundsätzliche Anstrengung, wobei die folgenden Problemkreise berücksichtigt werden müssen:

- Es müssen mehr zuverlässige Daten von abgelaufenen, grossen Hochwasserereignissen zusammengetragen werden.
- Die Erkenntnisse über die Abflussbildung im Hang (Abschnitt 5.3) sollten auf Einzugsgebiete übertragen werden.
- Die kombinierte Wahrscheinlichkeit von Niederschlagsintensität, Niederschlagsverlauf und Abflussbereitschaft des Gebietes sollte untersucht werden.
- Die Dämpfung der Hochwasserspitzen, durch Überflutungen verursacht, sollte erfasst werden.

LITERATUR

Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrological cycle. Trans. Am. Geophys. Un., 14: 446-460.

Kölla, E. (1986): Zur Abschätzung von Hochwassern in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung. Eine Untersuchung über Zusammenhänge zwischen Gebietsparametern und Spitzenabflüssen kleiner natürlicher Einzugsgebiete. Mitteilung der VAW (im Druck).

Naef, F. (1983): Uebersicht über Verfahren zur Abschätzung von Hochwasserabflüssen. Zwischenbericht an den Nationalfonds, VAW.

Naef, F., Moser, U. (1984): Ermittlung von Hochwasserabflüssen in kleinen Einzugsgebieten ohne Abflussmessungen. 2. Zwischenbericht an den Nationalfonds, VAW

Whipkey, R.Z. (1965): Subsurface Flow from forested slopes. Bull. Int. Ass. Sci. Hydrol., 10(3): 74-85.

Zeller, J., Geiger, H., Röthlisberger, G. (1976 - 1983): Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes (7 Bände). Birmensdorf, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen.

Zuidema, P. (1985): Hydraulik der Abflussbildung während Starkniederschlägen. Eine Untersuchung mit Hilfe numerischer Modelle unter Verwendung plausibler Bodenkennwerte. Mitteilung der VAW Nr. 79.

Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie

Bisher sind erschienen:

1. J. HUG und A. BEILIK. Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich, mit Karte der Grundwasserströme des Kantons Zürich. Herausgegeben gemeinsam mit der Baudirektion des Kantons Zürich. Mit XX + 328 Seiten, 146 Figuren und Karte 1 : 100 000. 1934 20.–

2. E. EUGSTER. Schneestudien im Oberwallis und ihre Anwendung auf den Lawinenverbau. Mit VIII + 84 Seiten, 42 Textfiguren und 7 Tafeln. 1938 4.–

3. H. BADER, R. HAEFELI, E. BUCHER, J. NEHER, O. ECKEL, Chr. THAMS mit einer Einführung von P. NIGGLI. Der Schnee und seine Metamorphose. Erste Ergebnisse und Anwendungen einer systematischen Untersuchung der alpinen Winterschneedecke, durchgeführt von der Station Weissfluhjoch-Davos der Schweiz. Lawinenforschungskommission. 1934–1938. Mit XXIII + 340 Seiten, 18 Tafeln, 154 Figuren, 18 Tabellen. 1939 vergriffen

4. O. LUETSCHG-LOETSCHER. Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges.
   I. Band, 1. Teil, Erste Abteilung, Kapitel 1–3 (Mitarbeiter *Rudolf Bohner*): Heutiger Stand der Niederschlagsforschung. Heutiger Stand der Abflussforschung. Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Abfluss. Mit Tabellenwerk: Ergebnisse der Niederschlagsforschungen. Mit VI + 60 Seiten. 9 Karten, 10 Textfiguren, 17 Tabellen. 1945 10.–
   I. Band, 1. Teil, Zweite Abteilung (Kapitel 4, 5): Vorratsänderungen im Wasserhaushalt der Gletscher. Verhalten des verstossenen Obern Grindelwaldgletschers. Mit VII + 34 Seiten, 10 Tafeln, 21 Figuren und 6 Tabellen. 1944 6.–
   I. Band, 1. Teil, Dritte Abteilung, Kapitel 6–8 (Mitarbeiter *Rudolf Bohner*): mit einem Beitrag von *Hans Burger.* Boden und Vegetation im Wasserhaushalt des Hochgebirges. Die Bedeutung des Schneetransportes durch den Wind. Die Bedeutung der Nebel-, Tau- und Reifbildungen. VIII + 68 Seiten, Textfiguren, 4 Fototafeln. 1949 8.–
   I. Band, 2. Teil, Kapitel 9 (Mitarbeiter *Rudolf Bohner*): mit Beiträgen von *H. Huber, P. Huber, F. de Quervain.* Zur Hydrologie, Chemie und Geologie der winterlichen Gletscherabflüsse der Schweizer Alpen. VI + 121 Seiten, 26 Textfiguren, 6 Falztafeln. 1950 12.–
   I. Band, 3. Teil, Kapitel 10 (Mitarbeiter: *Theophil Hauck, Rudolf Bohner*). Die Eis-und Schneeverhältnisse der Oberengadiner Seen, insbesondere des St. Moritzer Sees. Beitrag zur Gewässer- und Klimakunde des Oberengadins, 173 Seiten, 54 Textfiguren, 8 Tafeln. 1954 20.–
   II. Band, 3. Teil (mit Beiträgen von *Rudolf Bohner* und *Walter Dietz*). Zur Hydrologie der Landschaft Davos. Mit XLIV + 490 Seiten, 2 Karten, 9 Tafeln, 146 Textfiguren, 173 Tabellen. 1944 50.–
   III. Band, Forschungsgebiet Nr. 16, F. GYGAX. Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Magliasina. 100 Seiten, zahlreiche Textfiguren und Tafeln. 1948 12.–

5. H. P. EUGSTER. Beitrag zur Gefügeanalyse des Schnees. 64 Seiten, 42 Textfiguren, 1 Falztafel, 1 Fototafel. 1952 10.–

6. EDWIN BUCHER. Beitrag zu den theoretischen Grundlagen des Lawinenverbaus. Herausgegeben gemeinsam mit der Schweizerischen Schnee- und Lawinenforschungskommission. 113 Seiten, 67 Textfiguren. 1948 16.–

7. F. HOFER. Über die Energieverhältnisse des Brienzersees. 95 Seiten, 4 Textfiguren, 8 Tafeln, 3 Kunstdrucktafeln. 1952 12.–

8. E. HOECK. Der Einfluss der Strahlung und der Temperatur auf den Schmelzprozess der Schneedecke. 36 Seiten, 22 Tafeln, 22 Tabellen. 1952 12.–

9. P. NYDEGGER. Vergleichende limnologische Untersuchungen an sieben Schweizer Seen. 80 Seiten, 57 Figuren, 24 Tabellen. 1957 16.–

10. S. STEINEMANN. Experimentelle Untersuchungen zur Plastizität von Eis. 72 Seiten, 91 Textfiguren. 1958 16.–

11. M. REIST. Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavonatales. 65 Seiten, 44 Figuren. G. HIRSBRUNNER. Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovanatäler. 79 Seiten, 18 Figuren, 26 Fotografien. 1960 16.–

Fortsetzung auf der letzten Inhaltseite

12. V. BINGGELI. Zur Morphologie und Hydrologie der Valle del Lucomagno. 124 Seiten, 30 Tabellen, 64 Figuren, 9 Fototafeln. 1961 16.—

13. J. G. ZELLER. Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. 111 Seiten, 64 Textfiguren, 2 Tafeln. 1984 16.—

14. M. NIKLAUS. Geomorphologische und limnologische Untersuchungen am Öschinensee. 116 Seiten, 26 Textfiguren, 1 Tafel. 1967 24.—

15. E. GRUETTER. Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Val Verzasca. 92 Seiten, 9 Karten, 36 Figuren, 27 Abbildungen, 33 Tabellen. 1967 24.—

16. P. NYDEGGER. Untersuchungen über Feinstofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienzersee und einigen Vergleichsseen. 92 Seiten, 58 Abbildungen, 6 Tafeln, 29 Tabellen. 1967 24.—

17. H.U. SCHWEIZER. Beiträge zur Hydrologie der Ajoie (Berner Jura). 1970 24.—

18. Chr. JAGGI. Hydrologische Untersuchungen in verschiedenen Tessiner Tälern. 1970 24.—

19. P. KASSER, Karin SCHRAM und J.C. THAMS. Die Strahlungsverhältnisse im Gebiet der Baye de Montreux. 1970

20. P. FÖHN. Methoden der Massenbilanzmessung bei grossen Schneehöhen untersucht im Firngebiet des Grossen Aletschgletschers. 1971 24.—

21. J.P. TRIPET. Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. 1973 24.—

22. V. BINGGELI. Hydrologische Studien im zentralen schweizerischen Alpenvorland, insbesondere dem Gebiet der Langete. 1974 30.—

23. Ch. LEIBUNDGUT. Zum Wasserhaushalt des Oberaargaus und zur hydrologischen Bedeutung des landwirtschaftlichen Wiesenbewässerungssystems in Langenthal. 30.—

24. Die Rheinwasserstrasse. — Technische und wirtschaftliche Aspekte, hydrologische Aspekte, Abflussprognosen. 10.—

25. Die Verdunstung in der Schweiz. — Stand der Kenntnisse, Methoden, Anregungen zur weiteren Erforschung. 24.—

26. E. HOEHN. Hydrologische Untersuchungen im Gebiet westlich von Frick (Aargauer Tafeljura). 1979 24.—

27. A. WILDBERGER. Zur Hydrologie des Kartes im Rawil-Gebiet. 1981 30.—

28. Tracermethoden in der Hydrologie. — Tagungsbericht des 4. SUWT — Internationale Fachtagung über die Anwendung von Tracermethoden in der Hydrologie, Bern, 1981. Teil I und II 65.—

29. F. D. VUATAZ. Etude géochimique et géothermique des eaux thermales de la Suisse et de quelques régions limitrophes. 1982 38.—

30. J.-M. JAQUET, F. RAPIN, E. DAVAUD et J.-P. VERNET. Géochimique des sédiments du Léman. 1983 20.—

31. Der Niederschlag in der Schweiz. Bericht der Arbeitsgruppe Niederschlag der HK SNG, Zürich. 1985 40.—

32. U. BOSSHART. Einfluss der Stickstoffdüngung und der landwirtschaftlichen Bewirtschaftungsweise auf die Nitratauswaschung ins Grundwasser (am Beispiel Naturlabor Buechberg SH). 1985 25.—

33. Abschätzung der Abflüsse in Fliessgewässern an Stellen ohne Direktmessung. — Bericht zum Teilprojekt C des Nationalen Forschungsprogrammes Nr. 2 «Grundlegende Probleme des schweizerischen Wasserhaushaltes». 1986 55.—