



**Eidgenössisches Verkehrs- und Energiewirtschaftsdepartement
Bundesamt für Wasserwirtschaft**

**Eidgenössisches Departement des Innern
Bundesamt für Umwelt, Wald und Landschaft
Landeshydrologie und -geologie**

Ursachenanalyse der Hochwasser 1987

Ergebnisse der Untersuchungen



Mai 1991

Vorwort

Das Element Wasser ist mit den anderen Elementen Grundlage des Lebens an sich. Wasser spendet aber nicht nur Leben. Selten, aber immer wieder, wird unser Lebensraum von schweren Hochwasserkatastrophen betroffen. 1987 verwüstete ein derartiges Unwetter grosse Teile der Schweiz, forderte acht Menschenleben und verursachte Sachschäden in der Höhe von 1200 bis 1300 Millionen Franken. Jahrzehntelange menschliche Anstrengungen wurden in wenigen Stunden zunichte gemacht. Es ist wohl eine Illusion zu glauben, dass der Mensch einmal imstande sein wird, die Natur zu beherrschen und derartige Ereignisse zu verhindern. Wir müssen deshalb versuchen zu lernen, die Zeichen zu deuten und die Konsequenzen zu ziehen.

Der vom Bundesrat erteilte Auftrag, die Ursachen der Hochwasser 1987 zu analysieren, ermöglichte eine umfassende Untersuchung einer dieser seltenen Naturkatastrophen. Die nun vorliegenden Ergebnisse lassen uns die Ereignisse besser, wenn auch nicht vollständig, verstehen. Verstehen allein genügt aber nicht: Die erarbeiteten Grundsätze für den Schutz vor seltenen grossen Hochwassern müssen umgesetzt werden. Diese Aufgabe erfordert von den verantwortlichen Wasserbaubehörden ein sorgfältiges Abwägen vieler Faktoren. Schematische Lösungen können nicht vorgegeben werden, denn jedes Gewässer ist einmalig und bedarf einer eigenen angepassten Pflege.

Der vorliegende Bericht soll für diese anspruchsvolle Aufgabe eine Informationsquelle sein und Anregungen bieten. Jedes Projektteam hat seine wichtigsten Ergebnisse in einem Beitrag zusammengefasst. Eine zusammenfassende Darstellung über das gesamte Projekt ist in der gleichen Schriftenreihe unter dem Titel «Ursachenanalyse der Hochwasser 1987, Schlussbericht» veröffentlicht. Die sehr umfangreichen Dossiers der einzelnen Projekte können beim Bundesamt für Wasserwirtschaft eingesehen werden.

Allen Beteiligten, den Behörden, Privaten und den Projektteams sei an dieser Stelle für die geleistete Arbeit gedankt.

Landeshydrologie und
-geologie

Bundesamt für
Wasserwirtschaft

Der Direktor:

Der Direktor:

Préface

L'eau constitue l'un des éléments fondamentaux de toute forme de vie. Mais, outre cette fonction de base, elle intervient, à intervalles réguliers, comme un élément perturbateur important de notre milieu vital, sous la forme de crues catastrophiques. En 1987, la Suisse a été touchée à de nombreux endroits par de tels événements dévastateurs, qui ont coûté huit vies humaines et causé des dégâts compris entre 1200 et 1300 millions de francs. En quelques heures ont été anéanties des œuvres que les hommes avaient mis des dizaines d'années à réaliser. Il est utopique de croire que l'homme sera un jour en mesure de maîtriser la nature au point d'empêcher de tels événements. C'est pourquoi nous devons toujours nous efforcer d'apprendre, de lire les signes de la nature et d'en tirer les conséquences.

Le mandat donné par le Conseil fédéral d'analyser les causes des crues de 1987 a été l'occasion de procéder à une étude approfondie d'une catastrophe naturelle de rare ampleur. Les résultats aujourd'hui à disposition nous permettent de mieux comprendre les événements, sans toutefois pouvoir les expliquer totalement. Mais il ne suffit pas de comprendre les choses: les principes élaborés en vue d'une protection contre des crues exceptionnelles doivent être transposés en pratique. Cette tâche exige de la part des autorités responsables de l'aménagement des eaux une appréciation soigneuse de nombreux facteurs. Il ne s'agit pas de préconiser des solutions schématiques, car chaque cours d'eau est unique, il exige un traitement individuel bien adapté.

Le présent rapport, en regard de cette tâche exigeante, vise à constituer une source d'informations et à offrir diverses suggestions. Chacun des groupes de projet a résumé ses principaux résultats de recherche dans une contribution spécifique. Une présentation synthétique des résultats de l'ensemble de l'étude est publiée dans la même série sous le titre «Analyse des causes des crues de 1987, Rapport final». Les dossiers très volumineux des différentes études peuvent être consultés auprès de l'Office fédéral de l'économie des eaux.

Nos remerciements pour leurs prestations vont à tous ceux qui ont participé à cette étude: autorités, économie privée et groupes de projet.

Service hydrologique et
géologique national

Office fédéral
de l'économie des eaux

Le directeur:

Le directeur:

Inhaltsverzeichnis

Die Ursachenanalyse der Hochwasserereignisse 1987, Einführung und Überblick	7
L'analyse des causes des crues de 1987, Introduction et vue d'ensemble	15
Thema: Abflussbildung	
Gebietsniederschlag, Ereignisanalysen 1987 und Abhängigkeitscharakteristiken	23
Waldwirkungen: Abflussbildung	41
Einzugsgebietsdynamik, «Dynamique des bassins versants»	49
Hydrologie des Hochwassers vom 24./25. August 1987 in der Reuss	57
Pegelschlüsselkurven	61
Thema: Feststoffbildung	
Oberflächenerosion	67
Reusshochwasser 1987, Erosions- und Akkumulationserscheinungen oberhalb von Amsteg	71
Murgänge	77
Geschiebelieferung durch Wildbäche	89
Schwemmholz	99
Thema: Flussmorphologie und Hydraulik	
Flussmorphologie und Geschiebehauhalt im Reusstal während des Ereignisses vom 24./25. August 1987	101
Dynamische Berechnung des Geschiebetriebes	107
Einfluss der Vegetation im Gerinne bei extremen Abflussmengen	111
Natürliche und künstliche Retention im Reusstal	117
Thema: Hochwassergeschichte	
Historische Hochwasser	121
Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter	127
Analyse von Hochwassermessreihen in schweizerischen Gewässern – Bemessungshochwasser	141
Klima in der Vergangenheit: Natürliche Veränderungen	147
Thema: Entwicklung in den betroffenen Gebieten	
Waldflächenentwicklung und die Hochwasser 1987	151
Überblick über die Schadengebiete	153
Flussbauschäden im unteren Puschlav	163
Massnahmen zur Schadenminderung bei Hochwasserereignissen	165
Stand der Kenntnisse zur Klimaveränderung in bezug auf die Ursachenanalyse, des Hochwassers 1987	171
Einfluss von Klimaveränderungen auf das Hochwasserrisiko	183
Anhang (Farbbilder)	185

Die Ursachenanalyse der Hochwasserereignisse 1987

Einführung und Überblick

1. Anlass für die Ursachenuntersuchung

Die Schweiz wurde 1987 verschiedentlich von schweren Unwettern heimgesucht, die zu verheerenden Hochwassern mit Überschwemmungen, Murgängen und Erdbeben führten. Die Unwetter richteten dabei Schäden von über 1200 Mio Franken an.

Nach verschiedenen kleineren Schadenereignissen im Frühjahr 1987 folgten im Juli und August grosse Katastrophenereignisse. Im September führten dann neue Unwetter vor allem in den westlichen Landesteilen zu extremen Niederschlägen und Abflüssen. Das Niederschlagsverhalten in den Monaten März und April war ziemlich normal, im Tessin und Bündnerland sogar eher trocken (Aschwanden, Schädler, 1988; SMA, 1987). Der Mai war kühl, wodurch die ohnehin schon beträchtlichen Altschneemengen in den Alpen mit Neuschnee aufgestockt wurden. Auf der Alpennordseite, im Wallis und im Bündnerland war es zu nass. Am Alpennordhang und im Jura fiel im Mai beinahe das doppelte der normalen Niederschlagsmenge. Nur im Tessin war es zu trocken. Auch der Juni blieb bis gegen das Monatsende kühl und nass. In grossen Teilen der Schweiz fiel 150 bis 200 %, vereinzelt sogar 300 % der mittleren Niederschlagsmenge. Nördlich der Alpen wurden in den Monaten Mai und Juni 36–40 Regentage mit Niederschlag von mindestens 1.0 mm registriert. Die Schneeschmelze setzte erst ab dem 24. Juni in grossem Ausmass ein. Die lange Nassperiode mit hoher Niederschlagssumme führte dazu, dass der Boden die meiste Zeit wassergesättigt war und somit schon kleine Niederschläge zum Anschwellen von Bächen und Flüssen führten. Die hohen Abflussfrachten der Flüsse verursachten sehr hohe Wasserstände in praktisch allen Schweizerseen. Grössere Schäden traten vor allem beim Bodensee und bei den Jurarandseen auf. Verschiedene heftige Gewitter suchten dann anfangs Juli zahlreiche Gegenden heim, zudem stiegen die Temperaturen über das langjährige Mittel.

Intensive über 30 Stunden dauernde Niederschläge lösten am 18./19. Juli im Bündnerland und im Tessin Unwetterkatastrophen aus. Die Zone der ergiebigsten Niederschläge

befand sich im Maggia- und im angrenzenden Verzascatal. Nach Messungen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt erhielt das Tessin in dieser mehrtägigen Periode teilweise mehr als 400 mm Niederschlag, mehr als doppelt soviel wie die mittlere Julimonatssumme. Die im Bündnerland gefallenen Niederschläge zeichnen sich weniger durch extreme Intensitäten, sondern vielmehr durch die lange Zeitdauer des Ereignisses aus. Im Gebiet des Hinterrheins hat es praktisch während 84 Stunden geregnet. Bedingt durch die hohe Lage der Nullgradgrenze von 3500 m fiel der Niederschlag hauptsächlich in Form von Regen. Die statistische Auswertung der Niederschlagsdaten bezüglich der Wiederkehrperiode der 2-Tagesniederschläge nach Zeller et al. (1976) ist graphisch in Figur 1 dargestellt. Im allgemeinen bewegen sich die Wiederkehrperioden für den 2-Tagesniederschlag im Bündner Oberland bei 50–500, im Puschlav bei 40–50, im Hinterrheingebiet, Domleschg und Rheintal bei 10–30 Jahren. Obwohl im Tessin im gleichen Zeitraum bedeutend höhere Niederschlagsmengen fielen, beträgt die Jährlichkeit in den am stärksten betroffenen Regionen nur 50–100 Jahre.

Die extremsten Hochwasserspitzenabflüsse wurden im Raum mittlere Leventina–Bleniotal–Bündner Oberland–Valsertal–Hinterrhein beobachtet. Auch im Oberengadin und im Puschlav traten hohe Hochwasserspitzen auf (siehe Figur 1).

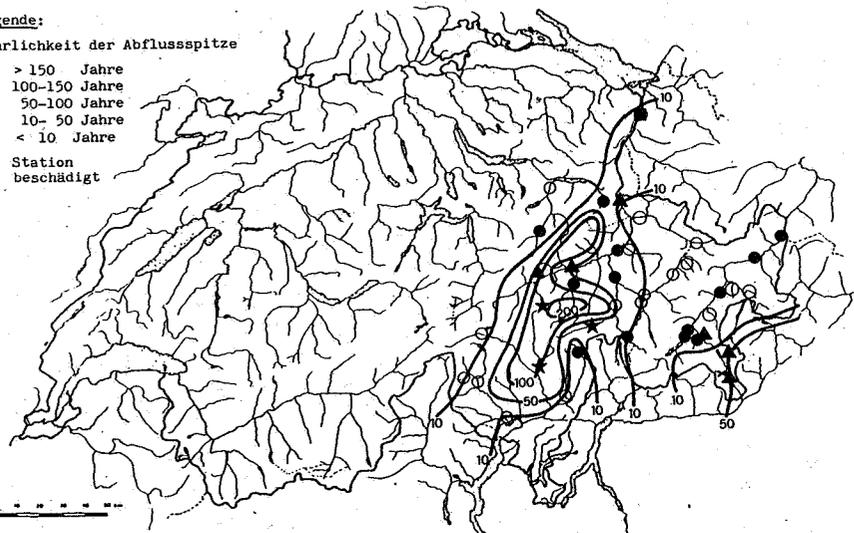
Die höchsten Abflusskoeffizienten (Verhältnis Direktabflussvolumen/Niederschlagsvolumen) wurden in verglichenen Einzugsgebieten (0.89 im Berninabach) und in Einzugsgebieten mit viel Schneeschmelze (0.94 im Hinterrhein) bestimmt. Abflusskoeffizienten von 0.20 in grossen Flussgebieten wie dem Inn und dem Rhein und Koeffizienten um 0.45 in kleineren, hochgelegenen Gebieten waren des öfteren anzutreffen. Auch grössere Flüsse führten im Unterlauf extrem viel Wasser, so der Rhein oberhalb des Bodensees und der Ticino bei Bellinzona. Im Rhein bei Diepoldsau wurde gar das höchste Hochwasser seit Beginn der Beobachtungen im Jahre 1904 registriert.

Die hydrologischen Gegebenheiten widerspiegeln sich im Schadensbild (siehe Figur 2). Besonders betroffen im Bündnerland wurden das Puschlav, das Bündner Oberland zwischen Disentis und Ilanz sowie das Lugnez. Überflutungen führten auch im St. Galler Rheintal, im Seetal und an der Linthmündung zu Schäden an Wohngebieten und Kulturland. Im Tessin bildeten das Bleniotal, die Region Faido und lokal auch das Maggia- und das Verzascatal die Scha-

Legende:

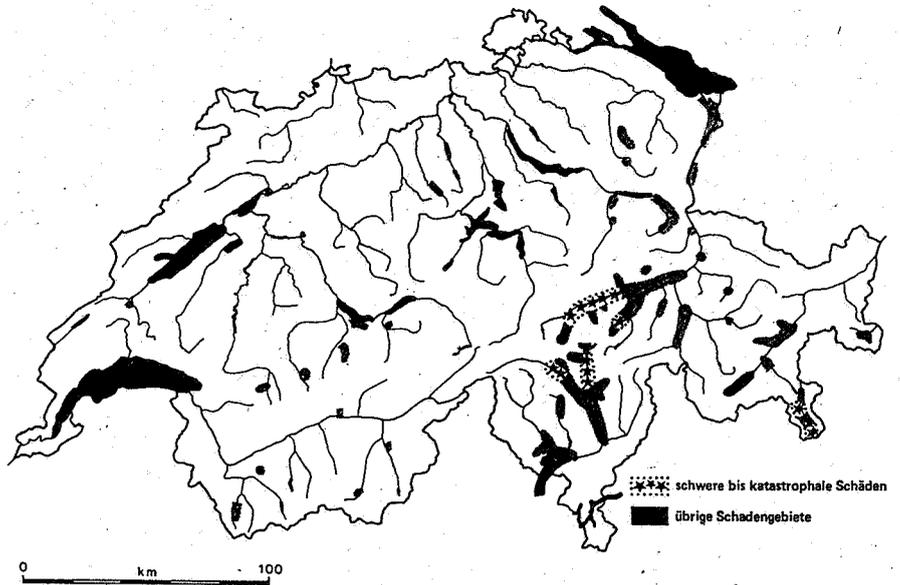
Jährlichkeit der Abflussspitze

- ★ > 150 Jahre
- 100–150 Jahre
- ▲ 50–100 Jahre
- 10–50 Jahre
- < 10 Jahre
- x Station beschädigt

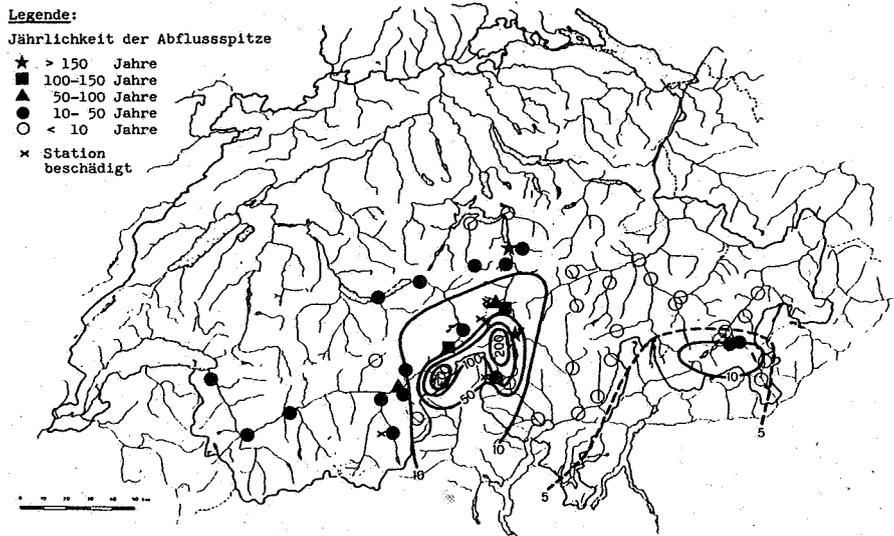


Figur 1: Vergleich der Jährlichkeit von Stationsniederschlägen basierend auf 2-Tageswerten und Hochwasserspitzen des Hochwasserereignisses vom 17.–19. Juli 1987 nach Aschwanden, Schädler (1988).

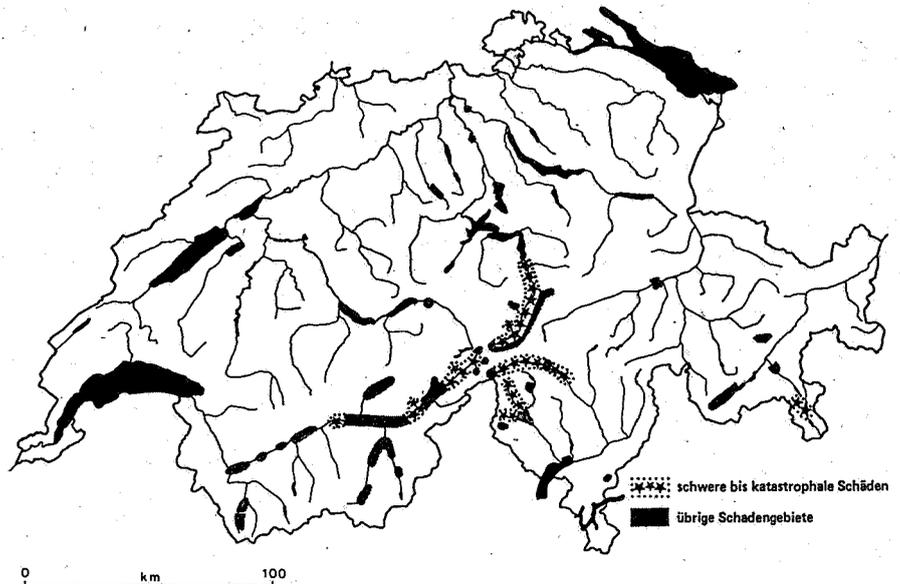
Figur 2: Auswirkungen der Unwetter vom 17.–18. Juli 1987.



Figur 3: Vergleich der Jährlichkeit von Stationsniederschlägen basierend auf 2-Tageswerten und Hochwasserspitzenabflüssen des Ereignisses vom 23.–25. August 1987.



Figur 4: Auswirkungen der Unwetter vom 23.–25. August 1987.



densschwermere. Verursacht wurden die Schäden einerseits durch die extremen Abflüsse, andererseits durch den Niedergang zahlreicher Murgänge (Übermürungen resp. Aufstau des Vorfluters).

Am 24./25. August führte eine ähnliche Wetterlage zu extremen Niederschlägen im Alpenraum. Die Zone der ergiebigsten Niederschläge lag im Dreieck Simplon–Bavonatal–Gotthard und hatte ihr Zentrum im Maggiatal (350 mm). Im Gegensatz zum Ereignis vom 18./19. Juli erstreckte sich das Niederschlagsfeld mehr in nördlicher Richtung über das Bedrettal und den Alpenkamm ins Urserental (250 mm) und ins Göschenertal (200 mm). Das Binntal (200–250 mm) und das Goms (150–200 mm) im Westen erhielten ebenfalls grössere Niederschläge. Ein sekundäres Niederschlagszentrum trat im Puschlav und im Bergell auf. Mengemässig fiel der Niederschlag geringer aus als jener vom Juli. Die Niederschlagsstatistik zeigt, dass vor allem im Binntal für einen 1-Tagesniederschlag von 200 mm mit einer sehr grossen Wiederkehrperiode von ca. 500 Jahren zu rechnen ist. Im Bavona-, im Bedretto- und im Urserental ist die Jährlichkeit der aufgetretenen Niederschläge ebenfalls sehr hoch. Im Bergell und im Puschlav liegt die Wiederkehrperiode bei 5–10 Jahren (siehe Figur 3). Interessant an der Verteilung der Niederschlagsintensitäten im Bedrettal, aber auch in anderen Gegenden, ist, dass die maximalen Intensitäten erst am Ende des Hauptniederschlagsereignisses auftraten.

Besonders extreme Hochwasserabflüsse mit hohen Wiederkehrperioden wurden in grösseren Flüssen an den Messstationen Ticino-Piotta, Reuss-Andermatt, Reuss-Seedorf, Rhone-Reckingen und Rhone-Brig registriert (siehe Figur 3). Die Uferdämme der Reuss wurden an mehreren Orten überschwemmt, sodass die Aufzeichnungen der Messstationen Andermatt und Seedorf als gedämpfte Werte anzusehen sind. Ebenfalls sei hier die hochwasserdämpfende Wirkung der Speicherseen erwähnt, welche in verschiedenen Gebieten wesentlich dazu beigetragen hat, dass die Schäden nicht noch grösser ausgefallen sind. Auch in kleineren Einzugsgebieten traten seltene Hochwasserspitzen auf; so wurde beispielsweise die Abflussmessstation an der Witenwasserreuss total zerstört und weggeschwemmt. Die Abflusskoeffizienten erreichten auch in höher gelegenen Gebieten nicht mehr so hohe Werte wie im Juli, da der Schnee in der Zwischenzeit weitgehend weggeschmolzen war.

Schäden traten vor allem in den Einzugsgebieten der Reuss, der Rhone, des Ticino und der Maggia sowie im Puschlav auf. Im Urserental wurde die Ebene grossflächig überschwemmt und in der Reusebene zwischen Attinghausen und Seedorf brachen die Dämme, wobei 270 ha Kulturland überschwemmt wurden. Hunderte von Menschen mussten evakuiert werden und es entstand ein grosser Sachschaden an Gebäuden. Die Gotthardstrecke der SBB war während 19 Tagen ausser Betrieb und die Talspur der Nationalstrasse musste wegen eines unterspülten Pfeilers ebenfalls gesperrt werden. Im Oberwallis brach die Rhone an mehreren Stellen aus und Verkehrswege wurden unterbrochen. Bei Münster sowie im Matter- und Saasertal richteten Murgänge grosse Schäden an Gebäuden und an Kulturland an. Im Gebiet des Ticino lagen die eigentlichen Schadensschwerpunkte im Bedrettal und in der Leventina oberhalb Ambri-Piotta. Das Bavonatal im Einzugsgebiet der Maggia verzeichnete ebenfalls schwere Schäden (siehe Figur 4).

Am 25. bis 27. September führten langandauernde starke Niederschläge in der Westschweiz zu grossflächigen Überschwemmungen. Die Zone mit den stärksten Nieder-

schlägen von etwa 200 mm erstreckte sich vom Val de Travers als schmales Band über das Val de Ruz und den Chaseral bis zum Weissenstein oberhalb Solothurn. Hohe Niederschläge von etwa 160 mm fielen im gesamten Neuenburger Jura, im Val St-Imier, im oberen Teil des Birs-Einzugsgebietes, aber auch im Berner Seeland und im Gebiet um den Murtensee. Die gemessenen 1-Tages- und 2-Tages-Niederschläge haben durchwegs hohe Wiederkehrperioden und bestätigen, dass es sich beim Ereignis vom September um ein sehr seltenes Ereignis gehandelt hat. Hauptsächlich in kleineren Gewässern und im Oberlauf der grösseren Flüsse Areuse und Birs traten Hochwasserspitzenabflüsse mit hohen Wiederkehrperioden auf, so in der Suze bei Sonceboz mit 110 Jahren und in der Birs bei Moutier mit 120 Jahren. Der Abfluss im Unterlauf der Birs bei Münchenstein entsprach hingegen nur etwa einem 7-jährigen Hochwasser. Die Abflusskoeffizienten im Karsteinzugsgebiet der Birs lagen unter 0.20. Die geologischen Verhältnisse dürften ein Grund dafür sein, dass die extremen Niederschläge nicht auch zu extrem grossen Überschwemmungen führten.

Die Unwetter verursachten Überflutungen, Kulturschäden, Rutschungen und Verkehrsunterbrüche; die Schäden waren aber gemessen an denjenigen im Juli und August vergleichsweise gering.

Die Unwetter von 1987 führten zu 8 Todesopfern und zu Schadenskosten von bisher nicht erreichter Grösse. Die Schadenssumme von 1200 Millionen Franken verteilte sich nach Götz et al. (1988) zu 45 % auf Schäden an Verkehrssträgern und zu 24 % auf Schäden an den Gewässern. Der Rest verteilte sich auf Schäden am Privateigentum, an Meliorationen und Kulturland sowie auf die Schäden der Forstwirtschaft.

2. Ziel der Untersuchungen

Das Ziel der Untersuchungen lag darin, die Hochwasserereignisse von 1987 zu analysieren, deren Ursachen zu ergründen und die Einflussfaktoren, welche zu solch seltenen Ereignissen führen, abzuklären.

Ein Hauptziel der Studien bestand in der Untersuchung der Reaktion von Systemen auf Auswirkungen von natürlichen und anthropogen verursachten Veränderungen. Ein weiteres Hauptziel war die Abklärung, inwiefern aufgrund der Hochwasser 1987 die heutige gültigen Kriterien der Planung von Hochwasserschutzmassnahmen angepasst werden müssen. Hiezu waren u.a. die folgenden Fragen abzuklären:

- Wie ist das Hochwasserereignis von 1987 bezüglich Grösse des Niederschlags, des Abflusses und des Feststofftransportes im Vergleich zu früheren Katastrophereignissen einzustufen?
- Hat eine seltene Kombination von hohen Niederschlagsintensitäten verbunden mit hohen Temperaturen zu solch grossen Ereignissen geführt?
- Häufen sich die Hochwasser als Folge von natürlichen und künstlichen Veränderungen wie Klimaveränderungen und Waldsterben?
- Nehmen die Schadenssummen zu, weil der knappe Boden in den Alpentälern immer intensiver genutzt wird?
- Reduziert der Wald auch bei hydrologischen Extremereignissen relevant den Hochwasserabfluss?
- Waren verstopfte Strassendurchlässe die Ursache von namhaften Schäden während des Ereignisses?
- Führten Entwässerungen im Zusammenhang mit Meliorationen oder Strassenbauten durch Veränderung der Fliesswege zu wesentlichen Abflusserhöhungen?

- Erhöhte sich der Spitzenabfluss durch landwirtschaftlich verdichtete Böden?
- Haben die Kanalisierung und die Entfernung von Ufergehölz zu einer Erhöhung der Abflussspitzen geführt?
- Sind relevante Schäden auf den Geschiebeanfall zurückzuführen?
- Haben die bisherigen Bemessungsgrundlagen und -grundsätze von Schutzbauten versagt?

3. Organisation und Ausführung der Untersuchungen

Das «Nationale Programm Hochwasser», in dessen Rahmen die beiden Bundesstellen Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW) und die Landeshydrologie und -geologie (LHG) seit 1983 Fragen der Hochwassererfassung, -analyse und -modellierung behandeln, begann im Anschluss an die Katastrophenhochwasser in Zusammenarbeit mit anderen Bundesstellen, Kantonen, Universitäten und Privatfirmen mit der Datenerfassung über die Unwetter. Parallel hierzu wurde ein Antrag an den Bundesrat zur Finanzierung einer umfassenden Ursachenanalyse gestellt. Anlässlich seiner Sitzung vom 29. Februar 1988 bewilligte der Bundesrat einen Kredit über 2.5 Mio Franken für eine dreijährige Untersuchungskampagne.

Mit der Durchführung des Auftrages wurden die Institutionen des «Nationalen Programmes Hochwasser» beauftragt. Die Berichterstattung und die finanzielle Abwicklung wurde durch das Bundesamt für Wasserwirtschaft und die technische Koordination der Arbeiten sowie das Informationswesen wurde durch eine Programmleitung sichergestellt. Für die Durchführung der Arbeiten wurde ein Projektleiter bestimmt, der auch den Vorsitz einer Redaktionsgruppe übernahm. Die Programmleitung legte die Themen und Pflichtenhefte der Einzelprojekte fest, die dann von verschiedenen Institutionen (siehe Abschnitt 4) ausgeführt wurden. Als Projektbegleiter wurden den Einzelprojekten Mitarbeiter des BWW und der LHG zugeteilt, was es der Programmleitung ermöglichte, ihre Koordinationsfunktion wahrzunehmen. Das Organisationsschema ist in Figur 5 dargestellt.

4. Übersicht über die Einzelprojekte

Die Einzelprojekte der Ursachenanalyse lassen sich in 3 Gruppen einteilen:

Gruppe 1: Einflussfaktorenanalyse

In dieser Gruppe wurden Projekte angesiedelt, welche Einflussfaktoren der Prozesse untersuchen, Transportvorgänge analysieren oder wichtige Grundlagen zur Beschreibung und Erklärung des Gesamtphänomens liefern. Die Projekte A1 bis A3 sollten Aussagen zu den abflussbildenden Faktoren erarbeiten und die Aufträge A4 bis A6 sollten Angaben zum Feststoffproblem machen.

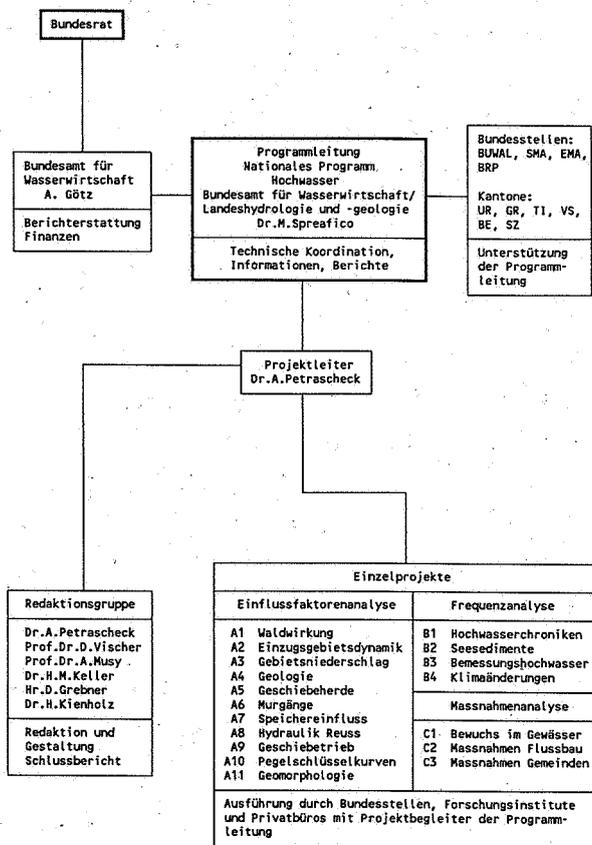
Gruppe 2 : Frequenzanalyse

Die Projekte dieser Gruppe sollten die Grundlagen erarbeiten, um das Hochwasserereignis 1987 mit Hochwassern früherer Jahre vergleichen zu können. Dies aufgrund des Studiums historischer Dokumente, Hochwasserspuren und statistischer Analyse von Abflussmessreihen.

Gruppe 3 : Massnahmenanalyse

Die Projekte dieser Gruppe sollten dazu dienen, die Doktrin des Hochwasserschutzes und die flussbaulichen Grundlagen zum Gewässerausbau zu überprüfen.

Ursachenanalyse der Hochwasser 87



Figur 5: Organigramm des Programmes «Ursachenanalyse der Hochwasser 1987».

Die einzelnen Projekte seien im folgenden kurz charakterisiert:

Projekt A1: Waldwirkung

Ausführende Stelle: Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft, Birmensdorf
Projektbegleiter: Dr. B. Schädler, LHG

Im Zusammenhang mit der Abklärung der Wirkung des Waldes auf die Hochwasserereignisse 1987 wurden Fragen analysiert wie:

- Unter welchen Voraussetzungen sind Veränderungen im Abflussverhalten von Bächen aus kleinen Einzugsgebieten als Folge von Veränderungen des Waldzustandes zu erwarten?
- Gibt es Fälle, wo eine maximal mögliche Bewaldung eines Einzugsgebietes den Tagesabfluss anlässlich der Hochwasserereignisse 1987 merklich vermindert hätte?
- Welche forstlichen Massnahmen sind aus hydrologischer Sicht notwendig, um kurzfristig und langfristig günstige Voraussetzungen für eine Verminderung der Abflussspitzen und Abflussfrachten zu schaffen?
- Wie beeinflusste die Waldbedeckung die Geschiebelieferung aus Rutschungen?
- Ist eine Häufung der Rutschungen in- oder ausserhalb von Waldgebieten unter sonst vergleichbaren Bedingungen feststellbar?
- In welchen Gebieten sind grosse Schwemmhölmengen angefallen? Unter welchen Bedingungen führte der

Schwemmholzanfall zu Schäden oder Verkläuerungen und wo konnten grosse Schwemmholzmengen durch das Hochwasser abgeföhrt werden?

Projekt A2: Einzugsgebietsdynamik

Ausführende Stelle: Institut de l'aménagement des terres et eaux, EPFEL Lausanne

Projektbegleiter: Dr. H. Aschwanden, LHG

Werden Komponenten eines Einzugsgebietsystems verändert, verändert sich normalerweise auch das hydrologische Verhalten eines Gebietes. Zur Quantifizierung dieser Veränderungen in kleinen Einzugsgebieten wurde die Beantwortung der folgenden Fragen angegangen:

- In welchem Ausmass beeinflusst die landwirtschaftliche Bodennutzung die Infiltration und das Speichervermögen der Böden?
- Inwieweit beeinflusst die Versiegelung der Landflächen durch Siedlungen, Strassen usw. die Verweilzeiten und das Transportverhalten des Wassers?

Diese Fragen sollten vor allem in Hinblick auf das Hochwassergeschehen bearbeitet werden.

Projekt A3: Gebietsniederschlag

Ausführende Stelle: Abteilung Hydrologie des Geographischen Institut der ETH Zürich

Projektbegleiter: Dr. B. Schädler, LHG

In diesem Projekt sollten die Aspekte des Niederschlags resp. des Gebietsniederschlags während der Hochwasserereignisse 1987 abgeklärt werden. Im Vordergrund stand die Beantwortung von Fragen wie:

- Was hat sich während den drei Hauptereignissen bezüglich Entstehung, Menge, Intensitäten und Dauer der Niederschläge abgespielt?
- Kann diesen Niederschlägen insbesondere in Bezug auf ihre räumliche Ausdehnung eine Eintrittswahrscheinlichkeit zugeordnet werden?
- Wieweit lassen sich mit den gewonnenen Erkenntnissen Aussagen über mögliche extreme Gebietsniederschläge machen?

Projekt 4: Geologische und hydrogeologische Grundlagen

Ausführende Stelle: Geologisches Institut der ETH Zürich, Ingenieurgeologie

Projektbegleiter: Dr. M. Liskay, LHG

In enger Zusammenarbeit mit anderen Projekten wurden geologische und hydrogeologische Grundlagen zusammengetragen und analysiert. Hauptziel dieses Projektes war die Erarbeitung von einheitlichen Grundlagen für alle anderen Teilprojekte, welche sich mit Feststoffproblemen befassten.

Projekt 5: Geschiebelieferung von Wildbächen

Ausführende Stelle: Geographisches Institut der Universität Bern

Projektbegleiter: O. Naef, BWW

Bei diesem Projekt sollte dem Problem des Feststoffaustrages in Wildbachgebieten nachgegangen werden. Folgende Fragen standen dabei im Vordergrund:

- Wie grosse Feststofffrachten wurden in ausgesuchten Einzugsgebieten mit unterschiedlichen geologischen und geomorphologischen Gegebenheiten transportiert? Woher kamen diese Feststoffe?
- Wie kann der Feststofftransport von 1987 im Vergleich zu früheren ausreichend dokumentierten Ereignissen eingestuft werden?
- Ist eine Charakterisierung der Einzugsgebiete bezüglich Geschiebelieferung möglich?

Projekt A6: Murgänge

Ausführende Stelle: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich

Projektbegleiter: Dr. M. Liskay, LHG

Bei diesem Projekt waren der Ablauf von Murgängen zu rekonstruieren, die Ursachen zu untersuchen und die Bedeutung der Murgangphänomene bei den Hochwasserereignissen 1987 abzuklären. Es sollten Regeln für die Beurteilung des Auftretens und des Ablaufes von Murgängen erarbeitet werden.

Projekt A7: Speicherwirkung

Ausführende Stelle: Bundesamt für Wasserwirtschaft, Bern

Projektbegleiter: Dr. A. Petrascheck, BWW

Dieses Projekt sollte Aufschluss darüber geben, inwieweit die Wasserkraftspeicher in der Lage waren, die Hochwasserspitzen zu dämpfen.

Projekt A8: Hydraulik Reusstal

Ausführende Stelle: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich

Projektbegleiter: Dr. A. Petrascheck, BWW

In diesem Projekt sollte versucht werden, die Erkenntnisse aus verschiedenen Bestandesaufnahmen und Studien der Kantone bezüglich Hydrologie, Hydraulik, Geschiebetrieb und Flussmorphologie im Reusstal zusammenzufassen.

Fragen waren zu beantworten wie:

- Wie hat sich das Flussbett im Verlaufe des Hochwassers verändert?
- Wie gross waren die Laufzeit der Hochwasserwelle, die Fließgeschwindigkeiten, die Wassertiefen, die Schleppspannungen?
- Wie gross war der Einfluss durch Speicher und Ausuferung auf den Abfluss in der Reuss?

Projekt A9: Dynamische Berechnung des Geschiebetriebes

Ausführende Stelle: Laboratoire de recherches hydrauliques, EPFL Lausanne

Projektbegleiter: H.P. Willi, BWW

Ziel dieses Projektes war die Abklärung, ob bei solchen Extremereignissen die klassische Annahme von quasi-stationären Verhältnissen bei der Bestimmung des Geschiebetriebes noch brauchbar ist, oder ob dynamische Ansätze bessere Resultate bringen.

Projekt A10: Extrapolation von Pegelschlüsselkurven

Ausführende Stelle: Ingenieurbüro Basler und Hofmann, Ingenieure und Planer, Zürich

Projektbegleiter: Dr. M. Spreafico, LHG

Da bei extremen Hochwasserabflüssen dieselben normalerweise nicht direkt gemessen werden können, müssen diese Werte ausgehend von gemessenen Abflüssen extrapoliert werden, was zu beträchtlichen Fehlern führen kann. Hiezu sollten die folgenden Fragen beantwortet werden:

- Wie genau können mit den gängigen Extrapolationsverfahren die extremen Hochwasserabflüsse bestimmt werden?
- Sind Verbesserungen der Genauigkeit durch die Anwendung komplexerer Modelle möglich und was für zusätzliche Informationen müssten hiezu erhoben werden?
- Ist es überhaupt möglich aufgrund der vorhandenen Grundlagen den Einfluss einer differenzierteren Berücksichtigung der Gerinneform, der Fließwiderstände und anderer Einflussgrößen auf den Abfluss zu bestimmen?

Projekt A11: Gesamtüberblick über die Schadensgebiete

Ausführende Stelle: Büro GEO 7, Bern

Projektbegleiter: O. Naef, BWW

Im Rahmen dieses Projektes waren ein Überblick über die Schadensgebiete zu erstellen und eine Verwaltung der Luftbild-Dokumentation zu den geomorphologischen Schäden aufzubauen. Die geomorphologischen Schäden sollten in Karten dargestellt und eine Charakterisierung der Einzugsgebiete bezüglich Relief, Bodenbedeckung, Schadenart und Feststoffhaushalt vorgenommen werden.

Projekt B1: Hochwasserchroniken

Ausführende Stellen: Historisches Institut der Universität Bern

Projektbegleiter: Dr. M.-L. Bühler, BWW

In diesem Projekt sollte der Frage nachgegangen werden, wie oft in der Vergangenheit schon ähnliche oder sogar grössere Hochwasserereignisse aufgetreten sind. Hierzu waren Orts- und Regionalgeschichten bezüglich Hochwasserbeschreibungen auszuwerten und mit der historischen Witterungsdatenbank CLIMHIST zu verknüpfen.

Projekt B2: Hochwasserindikatoren in den Sedimenten des Urnersees

Ausführende Stelle: Eidg. Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz, Dübendorf

Projektbegleiter: Dr. M.-L. Bühler, BWW

Da die Hochwasserereignisse im Reusstal in der Regel mit grossen Feststofffrachten verbunden sind, die im Urnersee abgelagert werden, sollten Seesedimentuntersuchungen Aufschluss über grössere historische Abflussereignisse geben. Fragen wie:

- Lässt sich für die in den letzten 500–1000 Jahren aufgetretenen Hochwasserabflüsse eine Rangordnung erstellen und lässt sich dem Hochwasser von 1987 eine massliche Wiederkehrperiode zuordnen?
- Lassen sich Häufungen von Hochwasserereignissen feststellen? – Können einzelne, in den Sedimenten des Urnersees abgelagerte Sedimentlagen bestimmten Gebieten im Einzugsgebiet der Reuss zugeordnet werden?

waren abzuklären.

Projekt B3: Analyse gemessener Hochwasserabflussreihen

Ausführende Stellen: Geographisches Institut der Universität Bern und Landeshydrologie und -geologie, Bern

Projektbegleiter: Dr. M. Spreafico, LHG

Die Frage nach der Aussergewöhnlichkeit der Hochwasser 1987 sollte durch den Vergleich dieser Abflüsse mit denjenigen von möglichst vielen langen Hochwassermessreihen untersucht werden. Hierzu waren zuerst die Konsistenz und die Homogenität dieser Messreihen abzuklären und darauf die Messreihen statistisch auszuwerten.

Projekt B4: Einfluss der Klimaänderungen

Ausführende Stelle: Proclim, Bern

Projektbegleiter: Dr. A. Petrascheck, BWW

Mit Hilfe dieses Projektes sollten Unterlagen über mögliche Auswirkungen von Klimaänderungen auf das Hochwassergeschehen in der Schweiz beschafft werden.

Projekt C1: Einfluss der Vegetation im Gerinne auf das Abflussvermögen

Ausführende Stelle: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH-Zürich

Projektbegleiter: Ch. Lichtschlag, BWW

Mit diesem Projekt sollte der Einfluss der Vegetation im Gerinne auf das Abflussvermögen untersucht und die Auswir-

kungen auf den Ufer- und Böschungsschutz abgeklärt werden. Verschiedene Methoden zur Berechnung des Fließwiderstandes durch den Uferbewuchs und in Vorländern mit gegliederten Querschnitten waren zu vergleichen.

Projekt C2: Analyse flussbaulicher Massnahmen

Ausführende Stellen: Ingenieurbüro Maggia, Locarno

Projektbegleiter: O. Naef, BWW

Bei diesem Projekt ging es um die Fragen, wo sich welche flussbaulichen Massnahmen bewährt haben und unter welchen Bedingungen besonders häufig Schäden aufgetreten sind.

Projekt C3: Massnahmen der Gemeinden

Ausführende Stelle: Ingenieurbüro Kissling und Zbinden, Bern

Projektbegleiter: A. Götz, BWW

Mit Hilfe dieses Projektes sollte abgeklärt werden, ob alle Massnahmen zur Schadensminderung ausgeschöpft wurden, welche Massnahmen sich speziell bewährt haben und welche Massnahmen zusätzlich ergriffen werden könnten.

5. Ausgesuchte Resultate

Die Untersuchungen und Resultate sind in den Einzelbeiträgen dieser Publikation dargestellt. Eine Zusammenstellung der Schlussfolgerungen findet sich im Schlussbericht der Ursachenanalyse der Hochwasser 1987 (BWW, 1991). Hier sollen deshalb nur einige ausgesuchte Ergebnisse aus den einzelnen Projekten aufgeführt werden:

- Die Hochwasserereignisse von 1987 müssen als sehr selten eingestuft werden.
- Es sind in der Vergangenheit bezüglich Niederschlag, Abfluss, Feststofftransport und Schäden aber schon schwerere Unwetter aufgetreten. Aufgrund historischer Überlieferungen müssen im Alpenraum in den Jahren 1342, 1480, 1511, 1566, 1570, 1640, 1834, 1839 und 1868 vergleichbare Katastrophen aufgetreten sein. Eine Erhöhung des Hochwasserrisikos in neuerer Zeit konnte nicht nachgewiesen werden.
- Die beobachteten Niederschlagssummen (1-Tageswerte, 2-Tageswerte und 3-Tageswerte) sind für die betroffenen Regionen bei allen Ereignissen als selten bis sehr selten einzustufen.
- Beim Juli-Hochwasser führte eine Kombination von hoher Bodensättigung (volle Bodenspeicher), von hohen Lufttemperaturen mit der damit verbundenen Schneeschmelze und Regen bis in grosse Höhen und die grossen Niederschlagssummen zu den extremen Abflüssen.
- Beim August-Hochwasser spielte die zeitliche Verteilung der Niederschläge eine wichtige Rolle; grosse Intensitäten gegen Ende des Niederschlagsereignisses fielen auf volle Bodenspeicher und führten dadurch zu extremen Abflüssen.
- Infolge der grossen Speichervolumen in Karstgebieten und den damit verbundenen kleinen Abflusskoeffizienten verursachten die sehr extremen Niederschläge im September im Westen unseres Landes nur verhältnismässig geringe Abflüsse.
- Lokal und teilweise regional betrachtet waren die Abflüsse von 1987 die höchsten je gemessenen. Sie müssen deshalb mindestens auf die letzten Jahrzehnte bezogen als äusserst selten eingestuft werden.

- Man konnte in der Vergangenheit immer wieder Perioden mit gehäuftem Auftreten von Hochwasserabflüssen feststellen.
- In den betroffenen alpinen Einzugsgebieten sind wegen den klimatischen Bedingungen die Waldflächen zu klein, um durch ihr Wasserrückhaltevermögen das Abflussvolumen von solch grossen Hochwasserereignissen entscheidend reduzieren zu können. Der Einfluss der Vegetation bezüglich Abflussabminderung ist bei extremen Hochwassern im Vergleich zur Speicherfähigkeit des Bodens gering.
- In den Einzugsgebieten von Bodensee, Genfersee, Urnersee, Langensee und Bielersee kam es zu grossen Umlagerungen von Schwemmholz. Es zeigte sich, dass die Herkunft des Schwemmholzes von Gebiet zu Gebiet sehr unterschiedlich sein kann. Beispielsweise setzte sich im Obergoms die Gesamtmenge des Schwemmholzes zu einer Hälfte aus Totholz und Holz aus Holzlagern und zur anderen Hälfte aus Rutschungen, Uferbestockung und Auenwäldern zusammen. Es wurden relativ wenig Schäden registriert, die direkt auf den Einfluss von Schwemmholz zurückzuführen sind (Verklausungen).
- Die Vegetation hatte auf das Bruchverhalten bei Bachabhängungen keinen bedeutenden Einfluss, da die Hangfusserosion in zu grosse Tiefen reichte.
- Die mechanisch stabilisierende Wirkung des Waldes in Gebieten mit schlechtem Waldzustand hat nicht merkbar gelitten. Sie kann für die Hochwasser 1987 derjenigen eines gesunden Waldes gleichgesetzt werden.
- In den alpinen Tälern sind die anthropogenen Eingriffe in Form von versiegelten Flächen klein. Ein grosser Teil der Einzugsgebiete ist bereits natürlich versiegelt (Fels, Gletscher) und die Einzugsgebiete sind steil, weisen von Natur aus nur einen kleinen Oberflächenrückhalt auf und entwässern schnell. Auch ein grösserer anthropogener Eingriff hätte deshalb nur einen geringfügigen Einfluss auf den Gebietsabfluss bei extremen Abflüssen. Insbesondere bei Ereignissen wie 1987, wo der Bodenspeicher schon weitgehend oder ganz gefüllt war.
- Da die Kraftwerksspeicher im Juli und August zum grössten Teil noch nicht voll gewesen sind, konnten sie bei beiden Ereignissen durch Hochwasserrückhalt wesentlich zur Verhütung von noch grösseren Schäden beitragen.

- Die grössten Massenumsätze wurden durch Murgänge erzeugt. Die Geschiebemobilisierung erfolgte zu mehr als 80 % durch Tiefenerosion der Sohle und nachbrechende Uferpartien. Wildbäche wurden oft nicht vollständig ausgeräumt.
- Die ungenügende hydraulische Gerinnkapazität war in der Reusebene unterhalb Erstfeld die Ursache der Überschwemmungen.
- Die Analyse der Auswirkungen von Klimaänderungen lassen eine Erhöhung des Hochwasserrisikos und der Intensität von Murgängen durch Erwärmung befürchten.
- Die Schadenserwartung wird in Zukunft noch steigen, da der knappe Boden immer intensiver genutzt wird und immer höhere Werte in den gefährdeten Gebieten angelegt werden.
- Zahlreiche Schutzbauten haben sich bewährt. Dem Erosionsproblem und der Murgangdynamik sind noch vermehrt Rechnung zu tragen.

Aus der Analyse der Hochwasser konnten eine ganze Reihe von Erkenntnissen und Leitideen bezüglich der Planung von flussbaulichen Massnahmen und der Bemessungspraxis abgeleitet werden, die im Schlussbericht (BWW, 1991) festgehalten sind.

M. Spreafico
Landeshydrologie
und -geologie

A. Petrascheck
Bundesamt für
Wasserwirtschaft

Literatur

ASCHWANDEN, H., SCHAEDLER, B. (1988) Hochwasserereignisse im Jahre 1987 in der Schweiz, Mitteilung Nr. 10 der Landeshydrologie und -geologie, Bern

BWW (1991) Ursachenanalyse der Hochwasser 1987, Schlussbericht; Mitteilung Nr. 5 des Bundesamtes für Wasserwirtschaft, Bern

GÖTZ, A., PETRASCHECK, A., ZELLER, J. (1988) Vorläufige Analyse der Elementarkatastrophen des Jahres 1987 in der Schweiz, Österreichische Wasserwirtschaft, Jahrgang 40, Heft 5/6

SMA (1987) Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessung von den meteorologischen und Regenmess-Stationen der Schweiz, Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich

ZELLER, J., GEIGER, H., RÖTHLISBERGER, G. (1976) Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Bd.1-6, Birmensdorf

L'analyse des causes des crues de 1987

Introduction et vue d'ensemble

1. Motifs de l'examen des causes

En 1987, la Suisse a été frappée, à différents degrés, par de fortes intempéries qui ont conduit à des crues dévastatrices causant inondations, coulées torrentielles et glissements de terrain. Ces intempéries ont occasionné des dégâts s'élevant à plus de 1200 Mio de francs. Les différents petits événements du printemps 1987 ont été suivi par des événements catastrophiques en juillet et en août. En septembre, de nouvelles intempéries ont entraîné des précipitations et des crues extrêmes, ceci particulièrement dans l'ouest du pays. Le comportement des précipitations en mars et en avril était relativement normal. Au Tessin et dans les Grisons, ces mois ont même été plutôt secs (Aschwanden, Schädler, 1988; SMA, 1987). Le mois de mai était frais, ce qui a permis l'amoncellement d'une couche de neige fraîche sur le manteau neigeux déjà important. Au nord des Alpes, en Valais et dans les Grisons, le temps était trop humide pour la saison. Dans le courant du mois de mai, il est tombé sur le versant nord des Alpes et sur le Jura près du double de la pluviométrie normale. Seul au Tessin, il faisait un temps trop sec pour la saison. Tout au long du mois de juin, le temps fût également frais et humide. Dans de nombreuses régions de Suisse, il est tombé de 150% à 200%, voire parfois même 300% de la pluviosité moyenne. Au nord des Alpes, on a enregistré pour les mois de mai et de juin, 36 à 40 jours de précipitations d'au moins 1,0 mm. La fonte des neiges commença vraiment seulement à partir du 24 juin. La longue période humide, à précipitations répétées, a souvent saturé le sol en eau, entraînant ainsi la crue des rivières et des fleuves à la moindre petite précipitation. Les forts débits des cours d'eau ont conduit à l'élévation des niveaux de pratiquement tous les lacs suisses. D'importants dégâts se produisirent au lac de Constance et aux lacs du pied du Jura. Début juillet, de violents orages frappèrent de nombreuses régions; les températures dépassant, en outre, la moyenne multiannuelle.

D'intenses précipitations qui ont duré plus de 30 heures se sont déversées les 18/19 juillet sur les Grisons et le Tessin, provoquant des catastrophes. Les précipitations les plus

violentes se sont produites dans les vallées limitrophes de la Maggia et de la Verzasca. L'Institut suisse de Météorologie a mesuré plus de 400 mm de précipitation pour cette période, somme qui représente plus du double de la pluviosité moyenne de juillet. Les précipitations tombées dans les Grisons se distinguent, quant à elles, plus par leur durée que par leur intensité. Dans la région du Rhin postérieur, il a plu sans discontinuer pendant pratiquement 84 heures. Ces précipitations sont tombées principalement sous forme de pluie, la limite du degré 0°C se situant vers 3500 m. L'analyse statistique des relevés pluviométriques concernant la période de récurrence des précipitations de 2 jours, d'après Zeller et al. (1976), est représentée graphiquement sur la figure 1. Les périodes de retour pour une précipitation de 2 jours se situent, en règle générale pour l'Oberland grison entre 50 et 500, à Poschiavo entre 40 et 50, dans les régions du Rhin postérieur, Domleschg et vallée du Rhin entre 10 et 30 années. Même si au Tessin les précipitations sont tombées en plus grand nombre, la période de récurrence dans les zones les plus touchées se situe entre 50 et 100 ans. Les plus grandes pointes de crue ont été observées dans le secteur Leventiné centrale—Val Blenio—Oberland grison—Vallée de Vals—Rhin postérieur. En Haute Engadine et à Poschiavo des pointes de crue élevées ont également été notées (voir figure 1).

On a mesuré les coefficients d'écoulement les plus élevés (rapport volume direct du débit/volume des précipitations) dans les bassins versants à forte concentration de glaciers (0,89 Berninabach) et dans les bassins versants très affectés par la fonte des neiges (0,94 Rhin postérieur). Pour les grands bassins, tels l'Inn et le Rhin, on a enregistré des coefficients d'écoulement de 0,20. Pour les plus petits bassins situés en altitude, on a mesuré des coefficients d'écoulement de 0,45. Les plus grands cours d'eau, tels le Rhin en amont du lac de Constance et le Ticino près de Bellinzone, ont drainé beaucoup d'eau dans leur cours inférieur. Près de Diepoldsau, on a enregistré la plus grande crue du Rhin depuis le début des mesures (1904).

Les paramètres hydrologiques concordent bien avec les zones de dommages cartographiées (voir figure 2). Les zones les plus touchées des Grisons furent Poschiavo, l'Oberland entre Disentis et Ilanz, ainsi que Lugnez. Les inondations ont aussi occasionné des dégâts aux habitations et aux cultures dans la vallée du Rhin saint-galloise, dans le Seeztal et à l'embouchure de la Linth. Au Tessin, les dégâts les plus importants sont à déplorer dans le val Blenio, dans

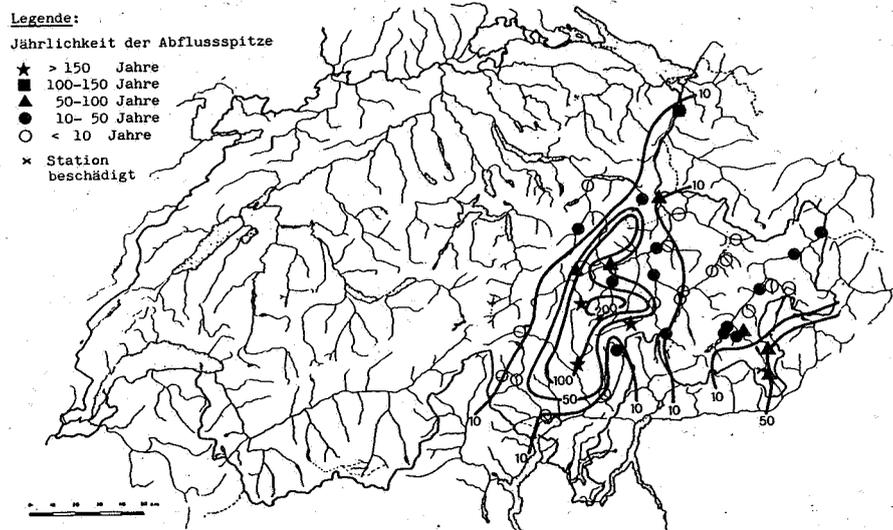


Figure 1: Comparaison de la période de retour des précipitations basée sur des valeurs de deux jours et des pointes de crue de l'événement du 17-19 juillet 1987, d'après Aschwanden et Schädler (1988).

Figure 2: Conséquences des orages du 17–19 juillet 1987.

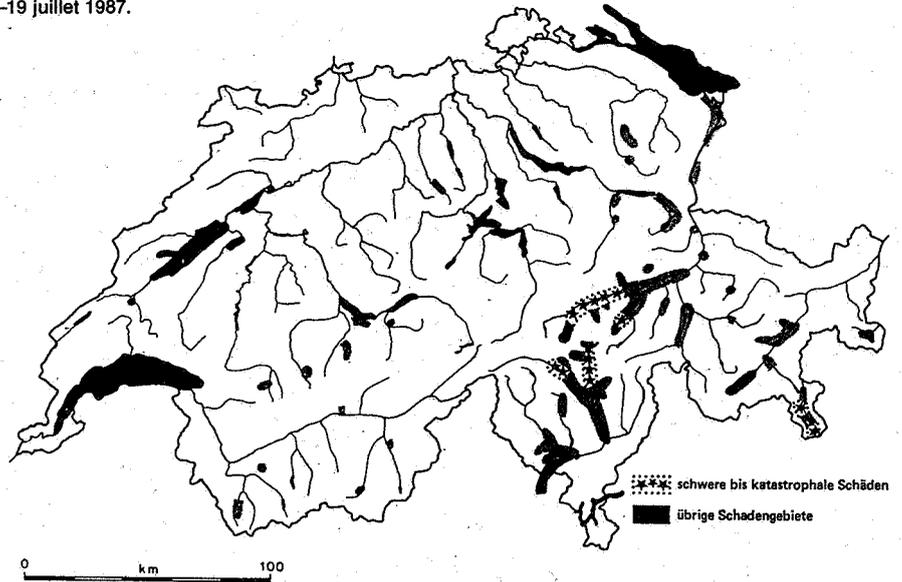


Figure 3: Comparaison de la période de retour des précipitations basée sur des valeurs de 2 jours et des pointes de crue de l'événement du 23–25 août 1987.

Legende:

Jährlichkeit der Abflussspitze

- ★ > 150 Jahre
- 100–150 Jahre
- ▲ 50–100 Jahre
- 10–50 Jahre
- < 10 Jahre
- × Station beschädigt

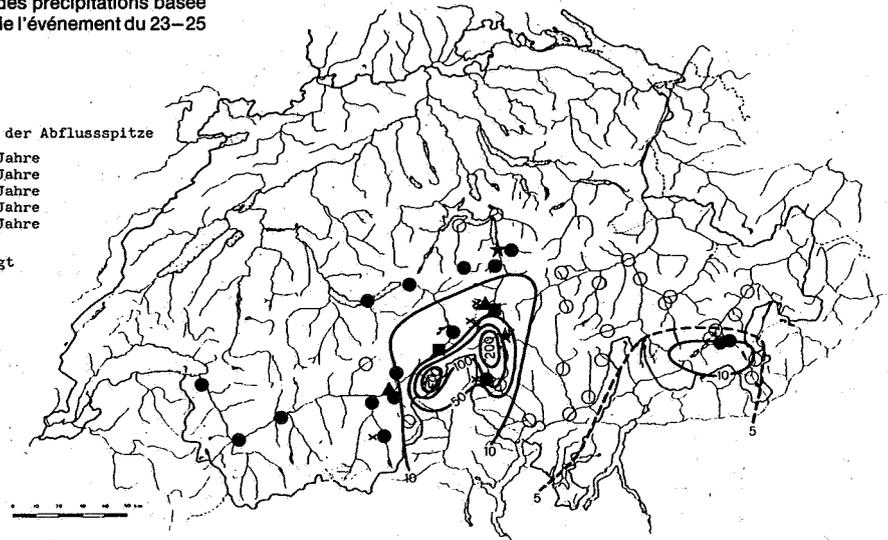
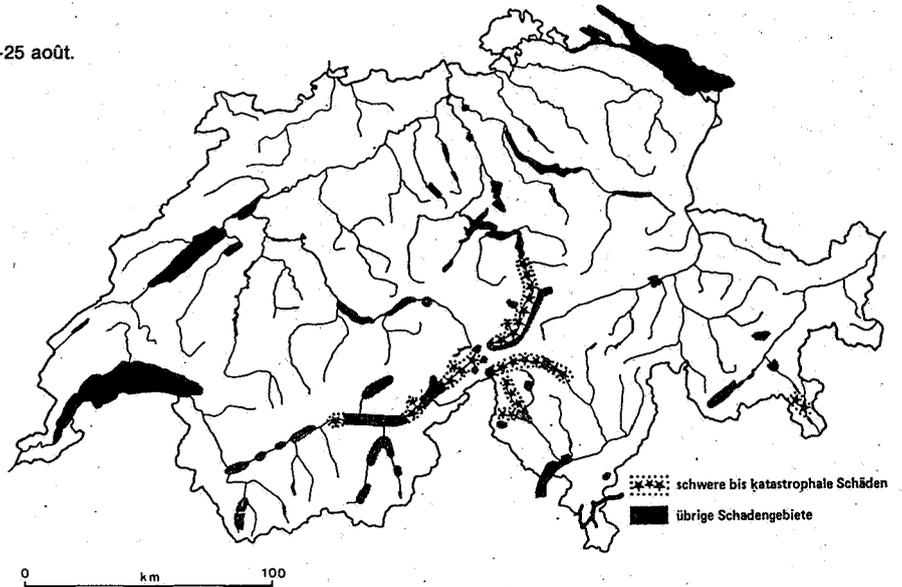


Figure 4: Conséquences des orages du 23–25 août.



la région de Faido, et localement dans les vals Maggia et Verzasca. Les dégâts ont été causés non seulement par des débits extrêmes, mais aussi par le déclenchement de nombreuses coulées torrentielles (provoquant le remplissage du lit, voire même le débordement).

Les 24/25 août, des conditions météorologiques semblables entraînent de fortes précipitations dans les Alpes. Le triangle Simplon-Val Bavona-Gotthard a été le théâtre d'abondantes précipitations avec pluviosité maximale au val Maggia (350 mm). Contrairement à l'événement du 18/19 juillet, les précipitations se sont étendues plus au nord en direction du val Bedretto et de la crête des Alpes dans la vallée d'Urseren (250 mm) et la vallée de Göschenen (200 mm). La vallée de Binn (200-250 mm) et plus à l'ouest la vallée de Conches (150-200 mm) ont elles aussi essuyé de fortes précipitations. Une zone de précipitations secondaires s'est déclarée dans les régions de Poschiavo et du Bergell. La pluviosité a toutefois été moindre que celle de juillet. La statistique pluviométrique montre que la période de récurrence d'une pluie de 1 jour de 200 mm est d'environ 500 ans pour le val de Binn. La période de retour, pour les précipitations en question, est également très élevée dans les vals Bavona, Bedretto et d'Urseren. Au Bergell et à Poschiavo, par contre, la période de retour se situe entre 5 et 10 ans (voir figure 3). Concernant la distribution pluviométrique, il est intéressant de noter, pour le val Bedretto entre autres, que l'intensité maximale de la pluviosité n'a été atteinte qu'à la fin de la précipitation principale.

On a enregistré de débits de crues extrêmes, à longue période de récurrence, aux stations de Ticino-Piotta, Reuss-Andermatt, Reuss-Seedorf, Rhône-Reckingen et Rhône-Brigue (voir figure 3). Les relevés des stations de mesure d'Andermatt et de Seedorf ne sont pas vraiment représentatifs (sous-estimés), la Reuss ayant quitté son lit en maints endroits malgré les endiguements. Il faut aussi mentionner l'influence des lacs d'accumulation qui, dans diverses régions, ont absorbé les crues, limitant ainsi les dégâts. Des crues extrêmes ont également été observées dans les petits bassins versants, par exemple la station de mesure de la Witenwasserenreuss fut complètement détruite. Entretemps, la neige ayant considérablement fondu, le coefficient d'écoulement n'a plus atteint les valeurs de juillet.

Les dégâts se sont produits avant tout dans les bassins versants de la Reuss, du Rhône, du Ticino et de la Maggia, ainsi qu'à Poschiavo. Dans le val d'Urseren, la plaine a été largement inondée. Dans la plaine de la Reuss, entre Attinghausen et Seedorf, 270 ha de terres arables ont été inondés, après que les endiguements se soient rompus. Des centaines de personnes ont dû être évacuées, leurs habitations ayant subi d'importants dommages. La ligne CFF du Gotthard a été mise hors service pendant 19 jours et la voie aval de la route du Gotthard a dû être fermée à cause de l'affouillement d'un pilier de pont. Dans le Haut-Valais, le Rhône a quitté son lit à maints endroits, coupant des voies de communications. Près de Münster, ainsi que dans les vallées de Zermatt et de Saas, des coulées torrentielles ont occasionné d'importants dégâts aux habitations et aux terres arables. Dans le bassin versant du Ticino, on déplora d'importants dommages dans le val Bedretto et dans la Leventine, en dessus d'Ambri-Piotta. Dans le bassin versant de la Maggia, on releva de gros dégâts dans le val Bavona (voir figure 4).

Dans l'ouest de la Suisse, entre le 25 et le 27 septembre, d'intenses précipitations de longue durée ont causé des inondations de grande ampleur. Les précipitations les plus fortes, atteignant 200 mm, se sont étendues en une bande étroite du val de Travers en passant par le val de Ruz et le

Chasseral jusqu'au Weissenstein au-dessus de Soleure. D'intenses précipitations, de l'ordre de 160 mm, se sont abattues sur tout le Jura neuchâtelois, sur le vallon de St-Imier, sur la partie supérieure du bassin versant de la Birse, ainsi que sur le Seeland bernois et autour du lac de Morat. Les précipitations de 1 jour et de 2 jours relevées présentent de longues périodes de retour et confirment la singularité de l'événement de septembre. Des crues maximales à longues périodes de retour se sont localisées principalement dans les petits cours d'eau et dans le cours supérieur des rivières plus importantes, telles l'Areuse et la Birse. On a ainsi mesuré des périodes de récurrence de 110 ans pour la Suze près de Sonceboz, et de 120 ans pour la Birse près de Moutier. Près de Münchenstein, dans le cours inférieur de la Birse, on a cependant noté un débit qui correspond à une crue septennale. Dans le bassin versant karstique de la Birse, on a noté un coefficient d'écoulement inférieur à 0,20. Grâce à la nature du soubassement géologique, les intenses précipitations n'ont pas entraîné des inondations trop importantes.

Les inondations, les dégâts aux cultures, les glissements de terrain et les interruptions de trafic occasionnés par les orages de septembre ont été moins importants qu'en juillet et en août.

Les intempéries de 1987 ont causé la mort de 8 personnes et occasionné des dégâts dont les coûts s'élèvent à des valeurs jamais atteintes. Selon Götz et al. (1988), le coût des dommages se monte à 1200 Mio de francs et se distribue comme suit: 45% aux voies de communication, 24% aux cours d'eau, le reste étant réparti entre le domaine privé, les améliorations foncières, les terres arables et les forêts.

2. But des recherches

Ces recherches ont été entreprises dans le but d'analyser les intempéries de 1987, d'en déterminer les causes et de définir les facteurs qui ont conduit à des événements aussi rares.

Un des buts principaux a été l'étude des systèmes et la détermination de leur aptitude à réagir aux modifications, qu'elles soient naturelles ou anthropogènes.

Un autre but important de cette étude a été de déterminer, en se basant sur les crues de 1987, dans quelle mesure les critères de planification des mesures de protection contre les crues, actuellement en vigueur, doivent être adaptés ou non. A cet effet, on a, entre autres, voulu élucider les questions suivantes:

- Comment classer la crue de 1987 par rapport à des événements catastrophiques antérieurs, en tenant compte de l'ampleur des précipitations, du débit et du transports de matériaux?
- Ces événements majeurs ont-ils été causés par la combinaison peu courante de précipitations extrêmes et de températures élevées?
- Les crues se multiplient-elles suite à des modifications naturelles ou artificielles, comme par exemple les changements climatiques ou la mort des forêts?
- Le coût des dommages croît-il en raison de l'utilisation toujours plus intensive des sols restreints des vallées alpines?
- Les forêts sont-elles capables de réduire les débits des crues, également lors de conditions hydrologiques extrêmes?
- Pendant l'événement, les voûtages obstrués ont-ils occasionné des dégâts considérables?

- Les drainages effectués en relation avec les améliorations foncières ou les constructions de routes, consistant à modifier les écoulements, ont-ils entraîné de façon notable des hausses de débit?
- Les sols rendus imperméables par l'agriculture ont-ils été la cause de l'augmentation des débits maximaux?
- Les canalisations des cours d'eau et la suppression des boisements de rives ont-ils conduit à une hausse des débits maximaux?
- Les alluvions ont-elles conduit à d'importants dégâts?
- Les fondements et les bases de calcul des protections contre les crues, utilisés jusqu'ici, se sont-ils montrés inefficaces?

3. Organisation et déroulement des études

Le Programme national Crues a été mis sur pied à la suite des crues catastrophiques. L'Office fédéral de l'économie des eaux (OFEE) et le Service hydrologique et géologique national (SHGN) s'occupant déjà depuis 1983 des questions d'enregistrement, d'analyse et de modélisation des crues, ont entrepris, en collaboration avec d'autres offices fédéraux, instances cantonales, universités et bureaux privés, le recensement des différentes données. Parallèlement, une demande a été faite au Conseil fédéral pour le financement d'une analyse globale des causes. Lors de sa séance du 29 février 1988, le Conseil fédéral a octroyé un crédit de 2,5 Mio de francs pour une campagne de recherche s'étendant sur trois ans.

Les institutions du Programme national Crues ont été mandatées pour l'exécution de ce contrat. L'Office fédéral de l'économie des eaux s'est occupé du rapport et du financement. La coordination technique des travaux ainsi que l'information ont été assurés par une direction de programme. Un directeur de projet a été désigné pour la supervision des travaux, ce dernier a, d'autre part, bien voulu assumer la présidence du groupe de rédaction. La direction de programme a déterminé les thèmes des différents projets ainsi que leurs cahiers des charges. Ces projets ont ensuite été exécutés par diverses institutions (voir paragraphe 4). Des collaborateurs de l'OFEE et du SHGN ont été désignés afin de superviser les différents projets, permettant ainsi à la direction des programmes de remplir pleinement sa fonction de coordination. Le schéma de cette organisation est représenté sur la figure 5.

4. Vue d'ensemble des différents projets

Les différents projets de l'étude des causes des crues ont été répartis en trois groupes:

Groupe 1: Analyse des facteurs d'influence

Dans ce groupe, on a rassemblé les projets qui étudient les facteurs d'influence des processus qui analysent les charriages ou qui fournissent les données de base pour la description ou l'explication du phénomène dans son ensemble. Les projets A1 à A3 s'occupent de l'étude des facteurs de formation des écoulements et les contrats A4 à A6 devaient fournir des renseignements sur le problème des charriages.

Groupe 2: Analyse des fréquences

Les travaux entrepris dans ce groupe devaient fournir les données qui vont permettre de comparer la crue de 1987 aux crues antérieures en se fondant sur des chroniques anciennes, sur les traces de crues passées et sur l'analyse statistique des séries de valeurs du débit.

Groupe 3: Analyse des mesures à prendre

Les études de ce groupe devaient permettre de vérifier le

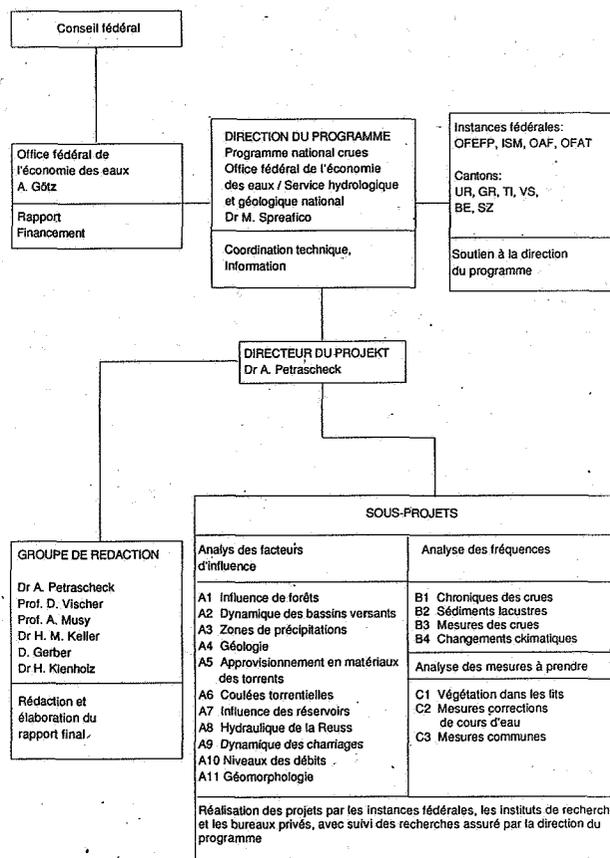


Figure 5: Organigramme du programme d'étude des causes des crues de 1987.

bien-fondé de la doctrine actuelle de la protection contre les crues ainsi que les principes de correction de cours d'eau.

Breve description des différents projets:

Projet A1: Influence des forêts

Institut chargé de la recherche: Institut fédéral de recherches sur la forêt, la neige et le paysage, Birmensdorf. Suivi du projet assuré par: Dr B. Schädler, SHGN.

Dans le but de déterminer l'influence des forêts sur les crues de 1987, les questions suivantes ont été analysées:

- Dans quelles mesures les modifications du débit, des rivières drainant de petits bassins versants, sont-elles dues à des changements de l'état des forêts?
- Existe-t-il des cas où une reforestation massive d'un bassin versant aurait contribué à diminuer de façon notable le débit journalier, lors des crues de 1987?
- Du point de vue hydrologique, quelles mesures forestières sont nécessaires pour diminuer, à court et à long terme, les débits maximaux et les charriages?
- Dans quelles mesures la couverture silvicole a-t-elle limité les glissements de terrain, donc l'apport en alluvions?
- Dans des conditions similaires, observe-t-on plus de glissements de terrain dans les forêts que hors de celles-ci?
- Dans quelles zones a-t-on remarqué un important amoncellement de bois flottants? Dans quelles mesures ont-ils causé des dégâts ou des embâcles? Ou a-t-on observé de grandes quantités de bois flottants emportés par les crues?

Projet A2: Dynamique des bassins versants

Institut chargé de la recherche: Institut d'aménagement des terres et des eaux, EPFL, Lausanne.

Suivi du projet assuré par: Dr H. Aschwanden, SHGN.

Lorsque les paramètres d'un bassin versant sont modifiés, le comportement hydraulique d'un territoire est habituellement sujet à variations lui aussi. Afin de quantifier ces modifications survenant dans les petits bassins versants, les questions suivantes ont été abordées:

- Dans quelle mesure l'exploitation agricole a-t-elle une influence sur l'infiltration et la rétention d'eau des sols?
- Dans quelle mesure l'étanchéification du sol par l'urbanisation et la construction de routes, entre autres, influence-t-elle sur le temps de séjour et le transport des eaux?

Ces questions ont avant tout été étudiées dans le cadre de crues.

Projet A3: Zones de précipitation

Institut chargé de la recherche: Division hydrologie de l'Institut de géographie de l'EPFZ, Zurich.

Suivi du projet assuré par: Dr B. Schädler, SHGN.

Les aspects des précipitations, respectivement des zones de précipitations, pendant les intempéries de 1987 ont dû être clarifiés dans le cadre de ce projet. Il a principalement fallu trouver des réponses aux questions suivantes:

- Que s'est-il passé lors des trois principaux événements concernant la formation, la quantité, l'intensité et la durée des précipitations?
- Est-il possible de définir les périodes de récurrence de ces précipitations, particulièrement en ce qui concerne leur distribution géographique.
- Dans quelle mesure peut-on, avec les connaissances acquises, tirer des conclusions sur les précipitations régionales extrêmes.

Projet A4: Données de base géologiques et hydrogéologiques

Institut chargé de l'exécution: Institut géologique de l'EPFZ, Zurich, géologie de l'ingénieur.

Suivi du projet assuré par: Dr M. Liskay, SHGN.

Des données de base géologiques et hydrogéologiques ont été rassemblées et analysées en étroite collaboration avec d'autres projets. L'objectif principal de ce projet consistait en l'élaboration de données de bases unifiées pour tous les autres projets qui s'occupaient des problèmes de charriage.

Projet A5: Apports des matériaux dans les torrents

Institut chargé de la recherche: Institut géographique de l'Université de Berne.

Suivi du projet assuré par: O. Naef, OFEE.

Ce projet s'est intéressé au problème de l'apport des matériaux dans les torrents. Les questions suivantes étaient au premier plan:

- Dans des bassins versants choisis, à caractéristiques géologiques et géomorphologiques différentes, on a tenté de déterminer l'importance du charriage ainsi que sa provenance.
- Comment peut-on classer le charriage de 1987 par rapport à d'autres événements antérieurs, suffisamment documentés?
- Est-il possible de caractériser les bassins versants par rapport à leur charriage?

Projet A6: Coulées torrentielles

Institut chargé de la recherche: Institut de recherches

hydrauliques, hydrologiques et glaciologiques de l'EPFZ, Zurich.

Suivi du projet assuré par: Dr M. Liskay, SHGN.

Ce projet a été axé sur la reconstitution du scénario des coulées torrentielles, sur l'examen des causes et sur la signification du phénomène lors des crues de 1987. Des règles concernant la genèse et les modes de déclenchement de telles coulées devraient être tirées.

Projet A7: Influence des réservoirs

Office chargé de la recherche: Office fédéral de l'économie des eaux, Berne.

Suivi du projet assuré par: Dr A. Petrascheck, OFEE.

Ce projet devait donner des renseignements sur les capacités de rétention d'eau des barrages hydro-électriques lors de grandes crues.

Projet A8: Hydraulique de la vallée de la Reuss

Institut chargé de la recherche: Institut de recherches hydrauliques, hydrologiques et glaciologiques de l'EPFZ, Zurich.

Suivi du projet assuré par: Dr A. Petrascheck, OFEE.

Ce projet a consisté à résumer les données de divers inventaires et études faites par les cantons concernant l'hydrologie, l'hydraulique, l'entraînement des alluvions et la morphologie fluviale dans la vallée de la Reuss.

On a répondu aux questions suivantes:

- Comment le lit de la Reuss s'est-il transformé au cours de la crue?
- Quel a été le temps de propagation de la crue, la vitesse d'écoulement, la profondeur d'eau, le charriage?
- Quelle est l'ampleur de l'influence des réservoirs et des inondations sur le débit de la Reuss?

Projet A9: Calcul dynamique des charriages

Institut chargé de la recherche: Laboratoire de recherches hydrauliques, EPFL, Lausanne.

Suivi du projet assuré par: H. P. Willi, OFEE.

Ce projet a eu pour but de définir si, lors de tels événements extrêmes, les hypothèses classiques de conditions quasi stationnaires peuvent encore être admises pour le transport des alluvions, ou si les théories dynamiques apportent de meilleurs résultats.

Projet A10: Extrapolation des courbes de tarage

Bureau chargé de la recherche: Bureau d'ingénieurs Basler et Hofmann, Zurich.

Suivi du projet assuré par: Dr M. Spreafico, SHGN.

Lors de crues extrêmes, les débits ne pouvant être mesurés directement doivent donc être extrapolés, ce qui peut conduire à des erreurs considérables. A ce sujet les questions suivantes ont été posées:

- Comment peut-on déterminer avec exactitude les débits extrêmes sur la base de procédés courants d'extrapolation?
- Peut-on améliorer l'extrapolation grâce à l'utilisation de modèles complexes, et quelles informations supplémentaires seraient nécessaires?
- Est-il possible de déterminer, à l'aide des données existantes, l'influence sur le débit du profil d'un cours d'eau, des résistances à l'écoulement et d'autres facteurs.

Projet A11: Vue d'ensemble des territoires touchés

Bureau chargé de la recherche: Bureau Geo7, Berne.

Suivi du projet assuré par: O. Naef, OFEE.

Dans le cadre de ce projet, on a élaboré une vue d'ensemble des territoires touchés et on a mis sur pied la gestion des

photographies aériennes sur les dégâts géomorphologiques. Ces dégâts ont été reportés sur une carte. On a aussi fait une description des bassins versants concernant leur relief, leur couverture du sol, le type de dégâts et le charriage.

Projet B1: Chroniques des crues

Institut chargé de la recherche: Institut d'Histoire de l'Université de Berne.

Suivi du projet assuré par: Dr M.-L. Bühler, OFEE.

Ce projet a consisté à mettre en évidence la fréquence d'apparition de crues semblables ou même plus intenses que celles de 1987. Dans ce but, il a fallu dépouiller les chroniques locales et régionales sur les descriptions de crues et les combiner avec la banque de données sur les climats CLIMHIST.

Projet B2: Indicateurs de crues dans les sédiments du lac d'Uri

Institut chargé de la recherche: Institut fédéral pour l'aménagement, l'épuration et la protection des eaux, Dübendorf.

Suivi du projet assuré par: Dr M.-L. Bühler, OFEE.

Les crues dans la vallée de la Reuss sont généralement associées à d'importants transports de matériaux en suspension qui se déposent dans le lac d'Uri. L'étude des sédiments du lac doit apporter des renseignements sur les grandes crues historiques.

Les questions suivantes ont été examinées:

- Peut-on donner un ordre de grandeur des débits des crues ayant eu lieu ces 500 à 1000 dernières années, et peut-on définir pour la crue de 1987 une période de retour probable?
- Peut-on mettre en évidence l'apparition de crues répétées?
- Peut-on définir précisément le lieu d'origine (dans le bassin versant de la Reuss) des différentes couches sédimentaires déposées dans le lac d'Uri?

Projet B3: Analyse des séries de débits de crue

Organes chargés de la recherche: Institut de Géographie de l'Université de Berne et Service hydrologique et géologique national, Berne.

Suivi du projet assuré par: Dr M. Spreafico, SHGN.

En comparant les débits de crue de 1987 avec un maximum de séries de débits de crue, relevées préalablement pendant de longues durées, il a fallu examiner si les événements de 1987 étaient exceptionnels. Il a fallu avant tout contrôler que ces séries soient fiables et comparables, pour ensuite les traiter statistiquement.

Projet B4: Influence des changements climatiques

Bureau chargé de la recherche: Proclim, Berne.

Suivi du projet assuré par: Dr A. Petrascheck, OFEE.

Ce projet a permis de rassembler des données sur les répercussions possibles des changements climatiques sur les crues en Suisse.

Projet C1: Influence de la végétation sur l'écoulement

Institut chargé de la recherche: Institut de recherches hydrologiques, hydrologiques et glaciologiques de l'EPFZ, Zurich.

Suivi du projet assuré par: C. Lichtschlag, OFEE.

Dans le cadre de ce projet, on a examiné l'influence de la végétation se développant dans les lits des rivières sur la capacité d'écoulement, ainsi que son incidence sur la stabilité des rives et des berges. Diverses méthodes de calcul de la résistance à l'écoulement dans la végétation des rives

et dans les lits majeurs de profils composés ont été comparées.

Projet C2: Analyse des mesures de protection contre les crues

Organes chargés de la recherche: Bureau d'ingénieurs Maggia, Locarno, et Office fédéral de l'économie des eaux, Berne.

Suivi du projet assuré par: O. Naef, OFEE.

Cette étude a permis de mettre en évidence quelles protections contre les crues se sont révélées efficaces et à quel(s) endroit(s) elles l'ont été. Cette recherche a aussi permis de déterminer les conditions dans lesquelles il y eut particulièrement beaucoup de dégâts à déplorer.

Projet C3: Mesures à prendre par les communes

Bureau chargé de la recherche: Bureau d'ingénieurs Kissling et Zbinden, Berne.

Suivi du projet assuré par: A. Götz, OFEE.

Ce projet consistait à examiner si toutes les mesures ont été prises afin de limiter les dégâts. Il a aussi mis en évidence les mesures qui se sont montrées particulièrement efficaces et a permis de définir les mesures supplémentaires qu'il fallait encore prendre.

5. Quelques résultats choisis

Les recherches et les résultats des différents travaux sont présentés individuellement dans la présente publication. Une synthèse des conclusions finales se trouve dans le rapport final de l'étude des crues de 1987 (OFEE, 1991). Vous trouverez ci-dessous quelques résultats des différents projets:

- Les crues de 1987 sont à mettre dans la catégorie des événements très rares.
- Par le passé, il y a pourtant eu des événements plus graves, en ce qui concerne les précipitations, les débits, les charriages et les dégâts. Les chroniques historiques mentionnent des catastrophes analogues pour le domaine alpin en 1342, 1480, 1511, 1566, 1570, 1640, 1834, 1839 et 1868. On n'a pas pu prouver une augmentation des risques de crue dans les dernières décennies.
- Pour toutes les régions touchées, la pluviométrie (valeurs de 1 jour, de 2 jours et de 3 jours) est classée dans la catégorie des événements rares ou très rares.
- Lors de la crue de juillet, la combinaison de facteurs tels que saturation des sols en eau, températures élevées de l'air entraînant fonte des neiges et précipitations sous forme de pluies jusqu'à des altitudes élevées, fortes pluviosités, a conduit à des débits extrêmes.
- Lors de la crue d'août, la répartition temporelle des précipitations a joué un grand rôle. L'intensité maximale des précipitations s'est trouvée à la fin de la période pluvieuse, lorsque les sols étaient déjà saturés en eau. Ces circonstances ont conduit à des débits extrêmes.
- Lors des précipitations extrêmes du mois de septembre, les domaines karstiques situés à l'ouest du pays, grands réservoirs d'eau, se sont illustrés par leurs coefficients d'écoulement relativement faibles.
- Localement et en partie régionalement, les débits relevés en 1987 ont atteints des pointes jamais mesurées. Par rapport aux dernières décennies, ils sont donc considérés comme rarissimes.
- On a pu établir que par le passé il y a eu des périodes à plus fortes fréquences de crue.
- La couverture silvicole restreinte, due aux conditions climatiques défavorables régnant dans les bassins versants

- alpins concernés, n'a pas pu retenir assez d'eau pour influencer les débits de manière notable. Lors de crues exceptionnelles, l'influence de la végétation sur les débits est plus faible que celle des sols présentant généralement une grande capacité de rétention.
- Dans les bassins versants du lac de Constance, du lac Léman, du lac d'Uri, du lac Majeur et du lac de Biemme, il y a eu d'importantes accumulations de bois flottants. La provenance de ces bois flottants différait notablement d'une région à l'autre. Dans la partie supérieure de vallée de Conches par exemple, une moitié des bois flottants provenait de bois morts et de dépôts de bois et l'autre moitié était issue de glissements de terrain, de berges et de forêts alluviales. On a enregistré relativement peu de dégâts imputables directement aux bois flottants (embâcles).
 - La végétation des talus n'a pas eu une influence primordiale sur la stabilité des versants, l'érosion du pied des pentes ayant atteint de grandes profondeurs.
 - Lors des crues de 1987, les territoires recouverts par une forêt malade n'ont pas trop soufferts. Malgré le mauvais état de ces forêts, leur rôle stabilisateur peut être comparé à celui d'une forêt saine.
 - Dans les vallées alpines, l'influence anthropogène, soit l'étanchéification des sols par l'homme, est restreinte; une grande partie des bassins versants étant déjà naturellement imperméable (rochers, glaciers). De par leur nature, ces bassins versants, généralement escarpés, ne présentent qu'une faible capacité de rétention en surface, et leurs eaux sont rapidement drainées. Lors de crues extrêmes, même une influence anthropogène importante n'aurait qu'une action insignifiante sur le débit. Surtout lors d'événements similaires à ceux de 1987, où les sols étaient déjà largement saturés en eau.
 - En juillet et en août, les barrages des aménagements hydro-électriques, n'ayant de loin pas atteint leur cote maximale, ont pu absorber les crues des deux événements et ainsi contribuer à limiter notablement les dégâts.
 - Les plus grands charriages ont été occasionnés par les coulées torrentielles. 80% du matériau mobilisé provient de l'érosion profonde du lit et de l'effondrement des talus. Le matériau accumulé dans les lits de torrents n'a souvent pas entièrement été emporté.

- La capacité d'écoulement hydraulique insuffisante de la Reuss a causé de graves inondations au niveau de Erstfeld.
- L'analyse des effets des changements climatiques fait craindre une augmentation des risques de crue et une intensification des coulées torrentielles dues au réchauffement.
- Dans le futur, les montants des dégâts vont encore s'accroître en raison de la surexploitation croissante du sol et à cause des investissements dans les régions à risques.
- De nombreuses protections contre les crues se sont montrées efficaces. Dans le futur, les projets devraient être encore davantage axés sur les problèmes d'érosion et de dynamique des coulées torrentielles.

L'analyse des crues a permis de mettre en évidence une foule de notions et d'idées concernant la planification des mesures de protection contre les crues et du dimensionnement, qui sont consignées dans le rapport final (OFEE, 1991).

M. Spreafico
Service hydrologique
et géologique national

A. Petrascheck
Office fédéral de
l'économie des eaux

Bibliographie:

- ASCHWANDEN, H., SCHÄDLER, B. (1988): Les crues de 1987 en Suisse. Résultats de mesures et analyses. Communication N° 10A du Service hydrologique et géologique national, Berne.
- OFEE (1991) Analyse des crues de 1987, Rapport final; Communication N° 5 de l'Office fédéral de l'économie des eaux, Berne.
- GÖTZ, A., PETRASCHECK, A., ZELLER, J. (1988): Vorläufige Analyse der Elementarkatastrophen des Jahres 1987 in der Schweiz, Österreichische Wasserwirtschaft, Jahrgang 40, Heft 5/6.
- SMA (1987), Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessung von den meteorologischen und Regenmess-Stationen der Schweiz, Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich.
- ZELLER, J., GEIGER, H., RÖTHLISBERGER, G. (1976): Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Bd. 1-6, Birmensdorf.

Gebietsniederschlag

Ereignisanalysen 1987 und Abhängigkeitscharakteristiken

D. Grebner und K. G. Richter
Geographisches Institut, ETH Zürich

Zusammenfassung

Im Projekt «Gebietsniederschlag» werden meteorologische und hydrometeorologische Fragestellungen zur Entstehung der Hochwasser im Sommer 1987 untersucht. Es umfasst Aspekte der saisonalen Niederschlagsaktivität, synoptische Analysen der entscheidenden Einzelereignisse, Isohyetenanalysen in verschiedenen räumlichen und zeitlichen Auflösungen sowie Hinweise auf Temperatur- und Schneedeckenzustände. Zur Beurteilung des Ausmasses der Ereignis-Niederschläge wurden Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen bestimmt und für diese Diagramme zu unterschiedlichen Wiederkehrperioden entwickelt. Für den letzten Punkt waren vorausgehend entsprechende Grundlagenuntersuchungen erforderlich. Die Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen gelten für die nordalpine Schweiz. Sie beziehen sich auf die meteorologischen Ausdehnungen von Niederschlagsfeldern und sind nicht auf feste, hydrologische Einzugsgebiete beschränkt (detaillierte Forschungsberichte: Grebner und Richter, 1989; Grebner und Richter, 1990).

Résumé

Le projet «précipitation surfacique» s'occupe de questions météorologiques et hydrométéorologiques se posant aux développements des crues de l'été 1987. Il contient des recherches sur l'activité saisonale des précipitations, des analyses synoptiques des épisodes les plus importants, des analyses d'isohyètes en diverses résolutions dans l'espace et le temps ainsi que des informations au sujet des conditions de température et de couche de neige. Pour apprécier le volume des précipitations des événements extrêmes des relations hauteur superficie-durée ont été déterminées et présentées dans diagrammes à différentes périodes de retour. En ce qui concerné ce dernier point il a fallu premièrement développer les connaissances de base correspondantes. Les relations mentionnées sont valables pour la partie de la Suisse au nord des Alpes et se réfèrent aux étendues météorologiques des champs de precipitation, c'est-à-dire elles ne sont pas limitées sur bassins versants spécifiques (rapports détaillés des recherches: Grebner und Richter, 1989; Grebner und Richter, 1990).

1. Einleitung

Der Niederschlag nimmt in Geschehnissen wie im Sommer 1987 eine Schlüsselstellung ein. Zur Analyse der zahlreichen Fragen wurde das Projekt «Gebietsniederschlag» auf folgende meteorologische Themen ausgerichtet:

1. Niederschlagsanomalie des Sommers 1987, atmosphärische Prozesse der Hauptereignisse, Niederschlagskarten zu den Hauptereignissen;
2. Beurteilung der Niederschlagsergiebigkeit der Hauptereignisse aufgrund von Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen.

Zur Abschätzung der Gebietsniederschläge in Teil 2 war für den Raum der Schweiz zunächst die Entwicklung entsprechender Grundlagen erforderlich. Durch Randbedingun-

gen und Zielsetzungen sind dabei spezifische Verhältnisse vorgegeben. Im Projekt «Gebietsniederschlag» steht deshalb neben der Analyse der aktuellen Ereignisse mit gleichem Stellenwert die Grundlagenuntersuchung, in der die methodischen Aspekte wesentliches Gewicht besitzen. Die Bearbeitungen der oben erwähnten 4 Themenkreise sind in zwei ausführlichen Berichten beschrieben (1: Grebner und Richter, 1989; 2: Grebner und Richter, 1990), aus denen nachfolgend die wesentlichen Ergebnisse wiedergegeben werden.

Die Tatsache, dass der Sommer 1987 sowohl saisonal als auch kurzfristig extreme Niederschlagsmengen aufweist, legt im Rahmen von meteorologischen Untersuchungen auch die Frage nach Auswirkungen möglicher Klimaänderungen nahe. Dieses Thema ist jedoch aus den Betrachtungen des vorliegenden Projektes ausgeklammert. Die regionalen Wettererscheinungen sind die Folge der Wirkungskette vom globalen Strahlungshaushalt über die meridionalen und zonalen Wärmeenergieunterschiede, die atmosphärischen und ozeanischen, grossräumigen Ausgleichsströmungen, deren Impulshaushalte bis zu den synoptischen und subsynoptischen Zirkulationen mit ihren charakteristischen Wind- und Wasserdampfumsatz-Eigenschaften. Die Kenntnisse sind in einzelnen Komponenten, besonders aber in den vielfältigen, komplexen Koppelungen noch unvollständig, so dass die erwähnte Frage szenarisch diskutierbar, aber nicht diskret beantwortbar ist. Diesbezügliche Diskussionen sind Inhalt des Berichtes «Stand der Kenntnisse zur Klimaveränderung in bezug auf die Ursachenanalyse des Hochwassers 1987».

2. Daten

Für die Analysen der atmosphärischen Prozesse der Hauptereignisse wurden die synoptischen Karten verschiedener Niveaus des Deutschen Wetterdienstes verwendet. Den Betrachtungen der regionalen Vorgänge liegen im weiteren die Messungen der schweizerischen Radiosonden-Station und des Klimanetzes, insbesondere der automatischen Stationen «ANETZ» sowie der beiden Radarstationen Dôle und Albis zugrunde.

Niederschlagsdaten standen nur aus dem Raum Schweiz zur Verfügung. Abklärungen der Niederschlagsanomalien beruhen für gebietsbezogene Eigenschaften auf den EDV-mässig verfügbaren Daten des Tagesniederschlags-Messnetzes der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, für punktbezogene Eigenschaften auf den Stundenwerten der automatischen Stationen. Die Stations-Tageswerte sind in einer Datenbank bis 1901 zurück erfasst. Allerdings ist erst für die jüngeren Jahre seit 1969 das gesamte Messnetz gespeichert; davor liegt nur eine wesentlich kleinere Stationsauswahl vor. Von den automatischen Stationen wurde aus Gründen der Messnetzdichte nur die Periode 1981 bis 1987 berücksichtigt.

Grundlage der Niederschlagskarten sind ebenfalls das Tagesniederschlags-Messnetz und die automatischen Stationen. Diese Datensätze wurden nach Möglichkeit in den Hauptniederschlagsgebieten und -phasen durch zusätzliche, vor allem registrierende Stationen, die nicht zum Messnetz der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt gehören, ergänzt. Eine bemerkenswerte Netzerweiterung ergab sich dadurch vor allem im Raum des Val Bedretto und des Valle Leventina. Die Radaraufzeichnungen bildeten für die Niederschlagskarten eine räumliche Information. Sie war jedoch nur qualitativ, da einerseits die 10minütigen Aufzeichnungen in Form von Filmbildern, d. h. nicht digital vorliegen und andererseits die Niederschlagsintensitäten in

Klassen, d. h. nicht diskret angegeben sind. Die insgesamt 6 Klassen werden durch einen Farbcode unterschieden und sind für die höheren Intensitäten verhältnismässig breit.

Die Flächen-Mengen-Dauer-Charakteristiken beziehen sich primär auf die Datenperiode von 1981 bis 1988; das Jahr 1988 stand zum Zeitpunkt dieser zweiten Arbeitsstufe sowohl in der Tagesniederschlags-Datei als auch in der Stundenniederschlags-Datei des automatischen Messnetzes neu zur Verfügung. Zur Bestimmung der Wahrscheinlichkeiten der Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen wurden, mit Hilfe eines Verfahrens zur Reduktion von Niederschlagsereignissen von Tages- auf Stundenmessschritte, auch Fälle aus der Datenperiode 1969 bis 1980 berücksichtigt. Die Statistik basiert somit auf den Ereignissen aus 20 Messjahren.

3. Methoden

Die atmosphärischen Prozesse wurden klassischen Analysen der synoptischen und dynamischen Meteorologie unterzogen (z. B. Saucier, 1955; Pettersen, 1956; Haltiner und Martin, 1957; Reiter, 1961). Auf explizite Beschreibungen dazu wird hier verzichtet. Die Analysen befassen sich mit den Entwicklungen der Hauptniederschlags- und Schadensereignisse:

- 1.– 9. Juli 1987
- 14.–20. Juli 1987
- 23.–25. August 1987
- 23.–26. September 1987

Das zur Diskussion der Anomalien des Sommers 1987 verwendete Vorgehen wird unmittelbar aus der Besprechung der Ergebnisse deutlich, so dass sich auch diesbezüglich die Darstellung der Methodik erübrigt.

3.1 Niederschlagskarten

Die Niederschlagskarten sind für die Intervalle 1 Tag sowie 12 und 3 Stunden dargestellt. Die zeitliche Unterteilung der Tages-Stationenwerte erfolgte durch Interpolation mit Hilfe der stündlichen Niederschlags-Ganglinien der ANETZ-Stationen. Aus den Ganglinien der 4 nach der Quadrantenmethode ausgewählten ANETZ-Stationen wird eine gemeinsame Gewichtsganglinie berechnet und damit der Tagesniederschlag in Stundenwerte aufgeteilt. Der Beitrag jeder ANETZ-Station ist proportional zur inversen Distanz zur Tages-Messstation. Die Grenzdistanz für die Zulassung einer ANETZ-Station ist auf 30 km festgelegt.

Registrierungen von zusätzlichen, nicht zum Klimanetz der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt gehörenden Stationen wurden digitalisiert, ihre 3-, 12- und 24stündigen Niederschlagssummen in die Karten aufgenommen, aber nicht zur zeitlichen Interpolation verwendet. Von den Radarbildern wurden die Signalumrisse der höchsten 4 Intensitätsklassen von den Messzeiten $t[h]+10[\text{min}]$, $t[h]+30[\text{min}]$, $t[h]+50[\text{min}]$ auf eine einzige Karte übertragen. Daraus ergaben sich die Lage der Signalflächen mit den Niederschlagsintensitätsklassen für die Stunde $(t+1)[h]$ und aus der Akkumulation von jeweils 3 Stundenkarten die Klassen und die räumlichen Verteilungen der 3stündigen Niederschlagssummen. Damit lag insbesondere eine Hilfe für die Isohyetenanalyse von Schauerereignissen vor. Für die Isohyetendarstellungen der halbtägigen und Tagesniederschläge dienten ebenfalls die 3stündig akkumulierten Radaraufzeichnungen.

Die räumliche Interpolation zur Konstruktion der Isohyetenkarten wurde von Hand ausgeführt. Diese Variante bot die Möglichkeit, den Informationsgehalt aus den Radarbildern

und den meteorologischen Analysen mit zu berücksichtigen. Die Termine der Isohyetenkarten decken sich mit den vorangehend erwähnten Ereignis-Intervallen.

3.2 Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen

Die Methodik schliesst sich an folgende Randbedingungen an:

- Die Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen werden nicht, wie üblich, in hydrologischen Einzugsgebieten, sondern in der meteorologischen Ausdehnung der Niederschlagsfelder bestimmt.
- Aus klimatischen Gründen sind die nordalpinen und süd-alpinen Niederschlagsregime getrennt zu betrachten. Die Untersuchung befasst sich nur mit den Niederschlägen auf nordalpinem Gebiet (Bild 1). Ebenfalls aus klimatischen Gründen wird das nordalpine Gebiet noch zonal in die 3 Regionen «West, Mitte, Ost» eingeteilt. Diese Gliederung dient jedoch nur der Zuordnung der Zentrumspositionen von Niederschlagsfeldern. Beim Integrieren der Niederschlagsfelder bleiben die Regionsgrenzen unberücksichtigt.
- Beschränkung der Ereignisauswahl auf die 6 Sommermonate Mai bis Oktober.
- Zur Bestimmung der Flächen-Mengen-Beziehungen wurden die Dauern 3, 6, 12, 24, 36, 48, 60, 72 h vorgegeben. Dies verlangte den Übergang vom festen Tagesmessschritt auf stündliche Ganglinien der Stations- bzw. Gebietsniederschläge.
- Für die Auswahl eines Ereignisses als Gebietsniederschlag für eine bestimmte Dauer wird vorausgesetzt, dass der Niederschlag ohne, zumindest ohne wesentliche Unterbrechungen fällt.

Die Bestimmung der Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen, im weiteren auch als Abminderungskurven bezeichnet, besteht aus den Schritten:

- Ereignisauswahl anhand der Stations-Tagesniederschlagszeitreihen mit Hilfe von zunächst einfachen Approximationen der Gebietsniederschlagsmengen;
- für die ausgewählten Termine Interpolation der Stations-Tagesniederschläge und ANETZ-Messungen auf stündliche Gitterpunktwerte;
- pro Ereignis Bestimmung der Zeitpunkte, von denen an während der verschiedenen Dauern die grössten, unterbrechungsfreien Niederschlagsmengen auftreten;
- Ermittlung der Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen für die festgelegten Dauern durch graduelle Integration der individuellen Niederschlagsfelder.

Von den dafür verwendeten Methoden wurde die zeitliche Interpolation bereits erwähnt. Die räumlich interpolierten

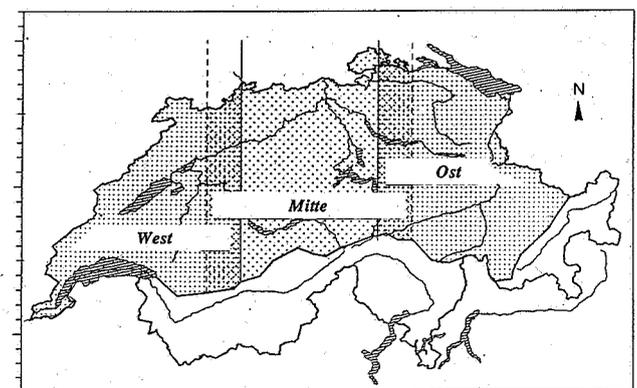


Bild 1: Abgrenzung des Untersuchungsgebietes und seine Gliederung in die Regionen West, Mitte und Ost.

Gitterpunktwerte bestehen aus der distanzgewichteten Niederschlagsmenge der 3 nächstliegenden, einen Gitterpunkt umgebenden Messstationen (RZ-ETHZ; Hormann, 1981). Das interpolierte Gitter ist quadratisch mit einer Maschenweite von 2 km.

Die Flächenintegration erfolgte durch Auszählen der Gitterpunkte, deren Niederschlagsmenge einen jeweils vorgegebenen Schwellenwert mindestens erreicht. Berücksichtigt werden nur Gitterpunkte, die sich lückenlos an die vorangehend integrierte Fläche anschliessen. Der Gebietsniederschlag ergibt sich als arithmetisches Mittel aus den in der erreichten Fläche erfassten Gitterpunktwerten (WMO, 1969).

Die Ausdehnung eines Niederschlagsfeldes wurde auch dann weiterverfolgt, wenn für das Feld teilweise die Landesgrenze zur Berandung wird. Die erste Berührung des Feldes mit der Landesgrenze ist in den Abminderungskurven der Einzelereignisse, zunächst für eine optische Kontrolle, markiert. Im Gegensatz zur Landesgrenze wird die Begrenzung durch die Alpen als natürlicher Rand für nordalpine Niederschlagsfelder interpretiert und nicht weiter beachtet.

Ziel der erwähnten Verfahren war bisher die Ermittlung von individuellen und einhüllenden Abminderungskurven aus der Datenperiode 1981–1988, in welcher die Stations-Tageswerte mit Hilfe der Messreihen des ANETZ in Stundenwerte auflösbar sind. Zur Berechnung der Wahrscheinlichkeiten von Abminderungshüllkurven wurde eine Verlängerung der Referenzperiode erforderlich. Aus Datengründen eignete sich zur Verlängerung, wie schon erwähnt, der rückwärtige Zeitraum von 1980 bis 1969.

Kern des Vorgehens sind Verhältnisfaktoren zwischen dem Gebietsniederschlag aus Messungen im Tagesschritt, d. h. mit festem Zeitbezug, und aus stündlichen Werten, wodurch zeitlich quasi gleitend in einem Niederschlagsereignis das Intervall mit den höchsten Gebietsmengen aufgesucht werden kann. Die aus der Datenperiode 1981–1988 bestimmten Faktoren wurden auf die ausgewählten Fixzeit-Ereignisse der Periode 1969–1980 angewendet. Wesentliche Fragen zu den Faktoren waren die Abhängigkeiten von der Niederschlagsdauer, der Fläche und der Menge. Die Faktorenbestimmung besteht im einzelnen aus den Schritten:

- Auswahl der grössten Fixzeit-Gebietsniederschläge pro Region und Dauer aus den beiden Perioden 1981 bis 1988 und 1969 bis 1980;
- Verhältnisbildung zwischen den fixzeit- und gleitzeitbezogenen Abminderungshüllkurven der Ränge 1 bis 20 für verschiedene Dauerkombinationen (Tabelle 1) aufgrund der Periode 1981–1988; die Ränge der Hüllkurven vertreten die Niederschlagsmenge;
- Festlegen und Anwendung der Faktoren bzw. Faktorfunktionen auf die Ereignisse aus 1969 bis 1980;

ΔT					ΔT^*
3 h	6 h	12 h	24 h	36 h	1 Tag
36 h	48 h	60 h			2 Tage
60 h	72 h				3 Tage

Tabelle 1: Dauerkombinationen von Gleitzeitschritten (ΔT) und Fixzeitschritten (ΔT^*) bei der Bestimmung der flächenabhängigen Verhältnisfaktoren der entsprechenden Gebietsniederschläge.

- Zusammenlegen der individuellen Abminderungskurven beider Referenzperioden und Anpassung einer Verteilungsfunktion an die 20 grössten Gebietsniederschläge in Abhängigkeit von der Feldfläche.

Die Stichprobe der empirischen Verteilung besteht aus einer partiellen Serie mit 20 Elementen. Auf die Unabhängigkeit der zugrunde liegenden Ereignisse wurde bereits durch entsprechende Auswahlmassnahmen geachtet. Die weiteren für die Häufigkeitsanalyse erforderlichen Annahmen, insbesondere die Homogenität und die Stationarität waren nicht überprüfbar. Es werden davon jedoch keine nennenswerten Fehler erwartet.

Von insgesamt 10 getesteten Verteilungsfunktionen ergab die erste Extremalverteilung (Gumbel) die allgemein beste Anpassung. Die Parameterschätzung erfolgte mit der Momentenmethode und die Anpassung wurde mit dem ω^2 -Test geprüft.

4. Ergebnisse

4.1 Anomalie

Jahresgang der Niederschläge 1987

Ein Vergleich der monatlichen Niederschlagssummen von 1987 mit den 60jährigen Mittelwerten von 1901–1960 zeigt in den Flussgebieten der Schweiz z. T. extrem übernormale Mengen (SMA, 1987; Bild 2). Positive Abweichungsspitzen treten allgemein in den Monaten Februar, Mai oder Juni bis Juli sowie je nach Gebiet im September oder Oktober auf. Nord- und inneralpin sind die Abweichungen weniger extrem, aber beständiger. Während der Monate Februar bis Juli ist in Gebirgsnähe, in Bild 2 durch die Achse «Genfersee» bis «Limmat» repräsentiert, die Niederschlagsaktivität generell übernormal. Die maximale Abweichung wird in diesem Jahresabschnitt im Juni im Raum Genfersee mit 117% erreicht. Sie entsteht durch eine hohe Anzahl Niederschlagstage mit Punktmengen bis zu 60 mm/d.

Weniger herausragend, aber bemerkenswert gleichförmig sind die Normüberschreitungen in den oberen Einzugsgebieten der Aare (bis Grosshöchstetten) und der Reuss (bis Luzern). Die Starkniederschläge im Juli, insbesondere vom 16.–20. Juli, treten in dieser Darstellungsform voralpin nicht wesentlich, inneralpin im Rhein- und Inngebiet jedoch deutlich in Erscheinung.

Auf der Achse vom Genfersee bis zum Rhein zwischen Bodensee und Basel sind die Monate Mai und Juni dominant. Mit zunehmender Gebirgsdistanz konzentrieren sich die Niederschlagsüberschüsse im ersten Jahresabschnitt bis Juli auf diese beiden Monate.

Die Monate August bis Dezember besitzen nord- und inneralpin überwiegend, jedoch meist geringe negative Abweichungen vom Mittel. Die um ca. 25% übernormalen Mengen im August in den oberen Gebieten von Rhone und Reuss sind offensichtlich die Folge der Extremniederschläge vom 23. bis 25. August. Ein Vergleich mit den voralpinen Gebieten ergibt eine Differenz von ca. 45–50% und macht die Intensität des Ereignisses deutlicher.

In ähnlicher Weise sind die Abweichungsspitzen im September auf der Achse vom Doubs, Jura, bis zum Rhein zwischen Bodensee und Basel zu beurteilen. Hier bilden sich massgeblich die extremen Niederschläge vom 23. bis 26. September ab, deren Feldachse dieselbe Position einnimmt.

Südalpin treten, wie schon in den inneralpinen Gebieten von Rhein und Inn, die übernormalen Niederschlagsmengen vom Februar, besonders aber vom Juni und Juli in Erscheinung. Der Bereich der Adda, d. h. auch Poschiavo, ist

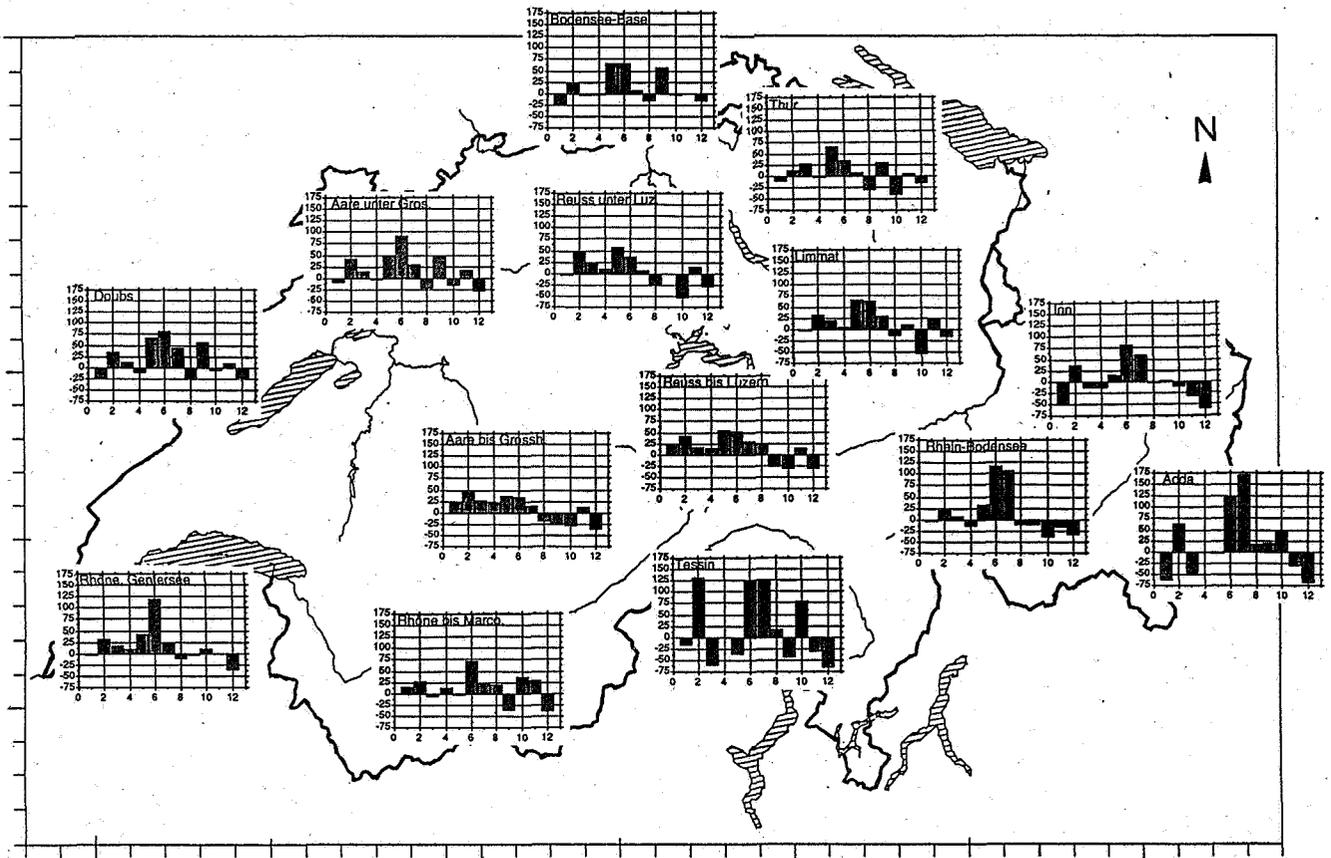


Bild 2: Prozentuale Abweichungen der monatlichen Niederschläge des Jahres 1987 von den 60jährigen Mitteln der Periode 1901–1960, gemittelt über die Stationen der Hauptflussgebiete (Mittel = 0); Rhone, Aare und Reuss sind in 2 Abschnitte unterteilt:

- Rhone bis bzw. unterhalb Marcottes,
- Aare bis bzw. unterhalb Grossehöchstetten,
- Reuss bis bzw. unterhalb Luzern.

ausser im Juli-Ereignis ebenfalls im Laufe der Entwicklungen des August- und des September-Ereignisses massgebend betroffen, so dass die Summen auch in diesen Monaten übernormal ausfallen. Die letzte positive, südalpine Abweichungsspitze, im Oktober, wird wie schon im Juni vor allem durch beständige Niederschläge erzeugt.

Häufigkeit von Punktniederschlägen in den Monaten Mai–Oktober 1987

In einzelnen Monaten wurde bereits generalisiert auf Ereignisse hingewiesen, die für die übernormalen Monatssummen mitverantwortlich oder vereinzelt auch verantwortlich sind. Eine Untersuchung der Häufigkeit stündlicher Intensitäten sowie von mehrstündigen Niederschlagsphasen und deren mittleren Mengen schlüsselt den Niederschlagscharakter weiter auf. Die Häufigkeitszählungen stützen sich auf die Stundenwerte des automatischen Messnetzes (ANETZ). Die Monate Mai–Oktober von 1987 werden mit den Referenzmonaten aus 1981–1986 verglichen. Frühere Jahre sind mangels ausreichender, geeigneter Stationen nicht verwendbar. Auf Stundenwerte interpolierte Stations-Tageswerte bieten keine selbständige Information und bleiben deshalb unberücksichtigt. Ohne Messausfälle steht damit, entsprechend dem jährlichen Ausbau, ein Netz von 51 bis 64 Stationen zur Verfügung. Sie verteilen sich auf die Gebiete nordalpine Schweiz 36 Stationen, Wallis 5 Stationen, südliches Graubünden/Engadin/Tessin 10 Stationen. Die Dauer einer Niederschlagsphase an einer Station ist, aufgrund von synoptischen Überlegungen, die Zeitspanne zwischen zwei aufeinanderfolgenden Unterbrechungen von mehr als 4 Stunden. Stündliche Mengen unter 0,3 mm werden dabei als Niederschlagsunterbrechung gewertet.

Die Niederschlagsphasen sind zur Zählung ihrer Häufigkeit den Dauerklassen 1–6, 7–12, 13–24, 25–48 und > 48 Stunden zugeordnet. Die in den einzelnen Klassen gemittelten Niederschlagsmengen der Referenzperiode und von 1987 unterscheiden sich nur unwesentlich, mit Ausnahme der beiden höchsten Dauerklassen in der nordalpinen Region. Hier wird das Klassenmittel durch die 3 extremen Fälle im Juli, August und September in der Klasse 25–48 h um 36% bzw. in der Klasse > 48 h um 10% gegen den Referenzwert angehoben. Aus den ansonsten durchschnittlichen Niederschlagsmengen pro Klasse im Sommer 1987 ist auf durchschnittliche Mengen pro Niederschlagsphase zu schliessen. Die übernormalen Mengen, insbesondere in den Monaten Mai und Juni (Bild 2), sind deshalb im wesentlichen auf eine signifikant grössere Anzahl Niederschlagsphasen pro Klasse, d. h. auf eine raschere Folge der verantwortlichen synoptischen Systeme zurückzuführen. Der Häufigkeitsunterschied zur Referenzperiode in den Regionen Nord und Tessin/Engadin/südl. Graubünden beträgt ca. 30%. Aussagen zur Region Wallis sind wegen der geringen Häufigkeiten nicht zulässig. Eine wesentliche Bedeutung bei dieser Auszählung der Niederschlagsphasen besitzt die zugelassene Dauer der Unterbrechungen. Eine Anhebung von 4 auf 6 Stunden lässt im Jahr 1987 auch die Anzahl in der Klasse « > 48 h » erheblich über das Referenzniveau ansteigen. Dies geschieht zu Lasten der beiden kürzesten Klassen und unterstreicht die rasche Niederschlagsfolge. Die stündlichen Niederschlagsintensitäten > 0,1 bis 15 mm in der nordalpinen Schweiz treten 1987 durchschnittlich 28% häufiger als in der Referenzperiode auf. Diese Differenz und die fehlenden, zu intensiveren Schauern gehörenden Intensitäten über 15 mm/h bestätigen den ausgeprägt

zyklonaden, d.h. von Tiefdruckentwicklungen geprägten Charakter von 1987. In der Region Tessin/Engadin/südl. Graubünden überschreiten die Häufigkeiten von 1987 die Referenzniveaus um ca. 36%. Die Interpretation ist analog zur nordalpinen Region. Komplementär zur erhöhten Häufigkeit von Niederschlagsstunden ist im gleichen Mass eine Abnahme der Sonnenscheindauer um ca. 20–30% zu beobachten. Für die hydrologischen Prozesse, Abfluss und Verdunstung, ist von Bedeutung, dass die längerfristig grossen Niederschlagsmengen mit wesentlich verkürzten Niederschlagspausen gekoppelt sind und zur Erhaltung eines übernormalen Bodenwassergehaltes Anlass geben.

4.2 Höhenlage der 0°C-Grenze und Schneedecke

Vom Verlauf der Höhenlage der 0°C-Grenze hängen sowohl die Entwicklung der Schneedecke als auch die Entscheidung zwischen Schnee und Regen während eines Niederschlages ab. Ein grundlegender Einfluss besteht in diesem Zusammenhang während der extremen Ereignisse vom 16.–19. Juli und vom 23.–25. August inner- und nordalpin. Wie die Radiosondierungen über Payerne zeigen, ist die Atmosphäre, nach einer relativen Wärmephase im April, unternormal kühl bis 20. Juni (Bild 3). Die ergiebigen Niederschläge im Mai und Juni (Bild 2) sind oberhalb 2000 m ü. M. grösstenteils als Schneefall anzunehmen. In der ersten Juli-Hälfte und im August treten ausgeprägte Wärmephasen auf, mit einer Höchstlage der 0°C-Grenze bis nahe 5000 m ü. M. am 29. Juni. Die 0°C-Grenze sinkt jeweils erst gegen Ende der Ereignisse unter 3000 m ü. M. ab (Bild 4), so dass annähernd der gesamte Ereignisniederschlag als Regen fällt.

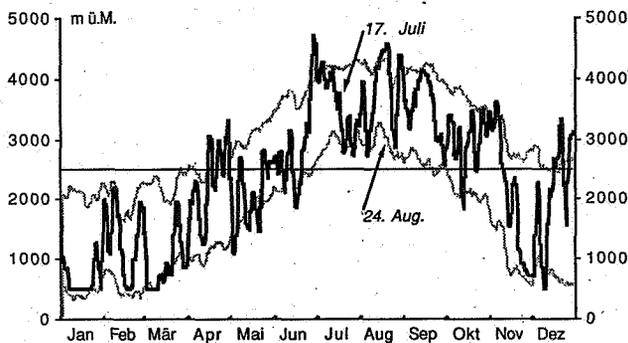


Bild 3: Jahressgang der Höhenlage der 0°C-Grenze über der Messstation Payerne. Mittlere Kurve: 3tägig gleitendes Mittel der 12 UTC-Messungen von 1987; berandende Kurven: 5tägig gleitende Mittel der Standardabweichungen der 12 UTC-Messungen aus der Periode 1976–1989.

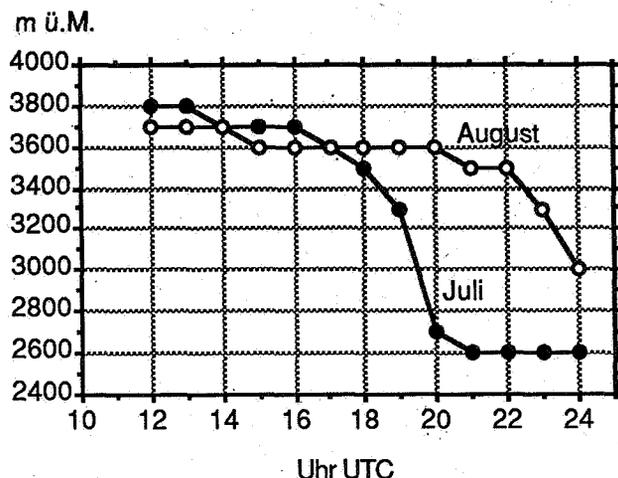


Bild 4: Stündlicher Verlauf der Höhenlage der 0°C-Grenze; räumlich-zeitlich interpoliert: 18. Juli 1987 auf den Raum Vorderrheintal, 24. August 1987 auf den Raum Obergoms.

Der Schneedeckenzustand ist zum Zeitpunkt der beiden Ereignisse nicht mehr durch Messungen belegt, da im Schneemessnetz die Beobachtungen im April auslaufen. Am 1. April 1987 werden in den Einzugsgebieten Reuss und Rhein für die Lagen über 2000 m ü. M. durchschnittliche, bezüglich Rhone und Aare eher überdurchschnittliche Wasseräquivalente geschätzt (Rohrer, 1987). Im weiteren Verlauf ist aufgrund von Temperatur und Niederschlag anzunehmen, dass ein bis auf ca. 2500 m ü. M. reichender, vorübergehender Schneedeckenabbau in den Folgemonaten Mai und Juni zumindest wieder kompensiert wird. Der Wasservorrat zu Beginn der Wärmephasen im Juli und August ist deshalb in Höhen oberhalb 2000 m ü. M. als eher übernormal einzuschätzen. Daraus resultiert vor und während der Niederschlagsereignisse bis zum 19. Juli und bis zum 24. August ein wesentlicher Schmelzwasseranfall.

4.3 Atmosphärische Prozesse der Hauptereignisse

1.–3. Juli 1987

Im Laufe einer Hochdruckphase tritt gegen Ende des Juni eine starke Erwärmung der Atmosphäre und der Erdoberfläche ein. Mit der Abwanderung des dafür verantwortlichen Drucksystems am 1. Juli nach Osten sickert in den unteren Luftschichten von Nordwesten mässig kalte Luft in die Schweiz ein. Die damit verbundene Kaltfront wird etwa in der Position Lyon/Alpenrand/Ost-Bayern ortsfest. Bis in eine Höhe von ca. 600 hPa entsteht in der Atmosphäre latente Instabilität. Die dynamische Hebung an der Front reicht jedoch zur Auslösung tiefer Konvektion nicht aus. Schauer-Entwicklungen begannen jeweils erst im Laufe des Temperaturanstieges durch Sonnenstrahlung zwischen 9 und 13 UTC. Am 4. Juli wurde die Schauerbildung durch Austrocknen der unteren Atmosphäre unterbunden.

Die Bilanz der einzelnen Zustandsfaktoren der Atmosphäre deutet über der Schweiz allgemein nicht auf herausragende Bedingungen hin. Dem entsprechen die gemessenen Niederschläge. Sie erreichen in einzelnen Zentren bis 40 mm und nähern sich damit dem als Vergleichsmass verwendbaren sommerlichen, latenten Wasserdampfgehalt («precipitable water») an. Schauer mit dieser Ergiebigkeit sind stark, aber nicht aussergewöhnlich. Extremwerte wie in Vallorbeville, am 3. Juli 1987, mit 95 mm in vermutlich etwa 60 Minuten sind bei den gegebenen Bedingungen nicht auszuschliessen aber sicher selten. Ihre Entstehung wird wesentlich einer bodennahen Feuchtekonvergenz zugeschrieben.

6.–9. Juli 1987

Die Ausgangssituation ist mit der vom 1. Juli vergleichbar. Ein Hoch über Mitteleuropa wandert nach Osten ab. Ihm folgt in einer Staffel von 3 Kaltfronten die Kaltluft des Trogues über Island nach. Sie erreichen die Schweiz aus West, jeweils in den Vormittagen des 6., 7. und 8. Juli.

Im Unterschied zur Situation vom 1.–3. Juli sind die Hebungsvorgänge an den Fronten wesentliche Ursache für die Auslösung der Schauer, dies gilt insbesondere für die Kaltfront vom 8. Juli. Sie geht unmittelbar dem Durchgang des Kaltlufttrogues voraus, leitet einen Temperaturrückgang in der gesamten Troposphäre bis 250 hPa ein und ist entsprechend wetterwirksam. Bemerkenswert sind mehrfach schwache Wellenbildungen an den Fronten. Sie können eine Ursache der innerhalb der Schauerfelder bzw. im Laufe ihrer Entwicklung gebietsweise verstärkten Aktivitäten sein; so z. B. am 6. Juli im Grossraum Zug, am 7. Juli im Raum Solothurn/Basel, westlich von Thun und erneut im Grossraum Zug und auch am 8. Juli im Grossraum Zug, zwischen Zürichsee und Vierwaldstättersee. Ab 9. Juli setzt sich von Westen her wieder Hochdruckeinfluss durch.

Auch in der Schauerperiode vom 6.–9. Juli 1987 sind in den atmosphärischen Voraussetzungen keine Anzeichen für Niederschlagsextreme zu erkennen. So sind die gemessenen Mengen, wie schon vom 1.–3. Juli, in einzelnen Zentren hoch, aber nicht aussergewöhnlich.

Zusammenfassend ist die relativ dichte zeitliche Folge der beiden Schauerperioden hervorzuheben, insbesondere die dabei aufgetretene, häufige Wiederholung kräftigerer Schauer im Raum Zürichsee und Vierwaldstättersee.

16.–20. Juli 1987

Vom 14. zum 18. Juli wandert ein hochreichendes Tiefdruckgebiet von Südostgrönland zur Nordsee. In seinem Vorfeld fließt allmählich Kaltluft gegen die über Mitteleuropa herrschende, warme Südwestströmung (Bild 5). Vor allem am 14. und 15. Juli bilden sich wiederholt, aber im allgemeinen schwache Schauer.

Am 17. Juli erreicht die Hauptkaltfront von Westen her die Linie Rhein/Madrid. Der Temperaturgradient zwischen der vordringenden Kaltluft und der anstehenden Warmluft verschärft sich erheblich; in 850 hPa bestehen bei Bordeaux 7°C, bei Marseille in der Warmluft noch 15°C. Gegen 18 UTC bildet sich an der Front bei Marseille ein Sekundärtief aus. Es verlagert sich rasch bis Turin (22 UTC) und bleibt dort bis zu seinem Zerfall, gegen Ende des 19. Juli, ortsfest (Bild 5c, d). Auf der Nordseite des Wirbels wird die Kaltfront rückläufig als Warmfront gegen die kalte Nordwest- bis Westströmung des Nordseetiefs geführt (Bild 5c, d). In diesem Prozess treten starke, primär nicht konvektive Hebungsvorgänge auf. Wie das durch Radiosondierungen besser belegte Ereignis im August zeigt, können derartige Aufgleitvorgänge über die gesamte Troposphärenhöhe ablaufen. Der wesentliche Aufgleitbereich reicht in der

Schweiz von Locarno bis zum Bodensee und bildet sich im Niederschlagsfeld mit einer markanten Achse ab (Bilder 13 und 14).

In den Tagen nach dem 19. Juli wird in der Schweiz für mehrere Tage das Haupttief wetterbestimmend. Es bleibt in weiten Teilen regnerisch. Extreme Mengen treten jedoch nicht mehr auf.

Durch die ortsfeste Lage des südalpinen Wirbels wird die Niederschlagsdauer näherungsweise von seiner Lebensdauer bestimmt. Zusammen mit der Hebungsintensität und dem Feuchtigkeitsgehalt der beteiligten Warmluft erklären sich dadurch die hohen Niederschlagsintensitäten, insbesondere die hohen Gesamtmengen in den betroffenen Gebieten.

23.–25. August 1987

Die atmosphärischen Entwicklungen vom 23.–25. August sind denen vom 17.–19. Juli vergleichbar. Ein hochreichendes Tief verlagert sich zwischen 23. und 25. August von Schottland nach Belgien (Bild 6). Die von Nordwesten gegen Westeuropa vordringende Kaltluft ist am Boden durch 2 Fronten markiert und baut zur Warmluft über Mitteleuropa sehr starke Temperaturgradienten auf: zu Beginn, am 23. August, 00 UTC, werden in 850 hPa über Marseille 19°C, über Bordeaux 10°C und über Brest 5°C gemessen.

In diesen Bedingungen wird am 24. August, 06 UTC, an der zweiten Kaltfront wieder bei Marseille ein Sekundärtief sichtbar. Es verlagert sich bis zum 25. August, 00 UTC, in die Region von Como und führt auf seiner Nordseite feuchte Warmluft gegen die von Westen einströmende Kaltluft des Haupttiefs (Bild 6c, d). Der zu diesem Zeitpunkt bestehende Temperaturgegensatz zeigt sich in einem Vertikalschnitt durch die isentropen Flächen (Bild 7). In der ersten Tages-

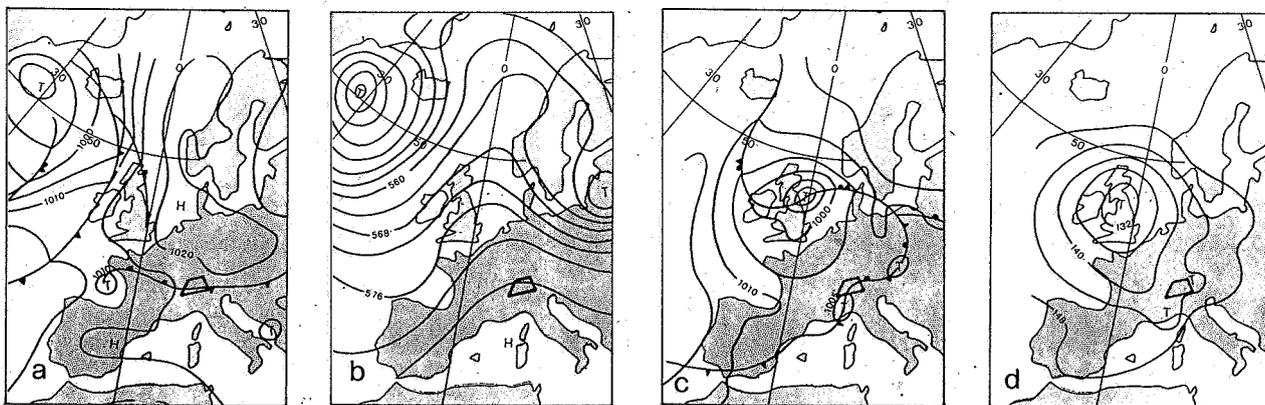


Bild 5: Grossräumige Druckverteilung am 14. Juli 1987, 00 UTC: a) Boden, b) 500 hPa; am 18. Juli 1987, 12 UTC: c) Boden, d) 850 hPa.

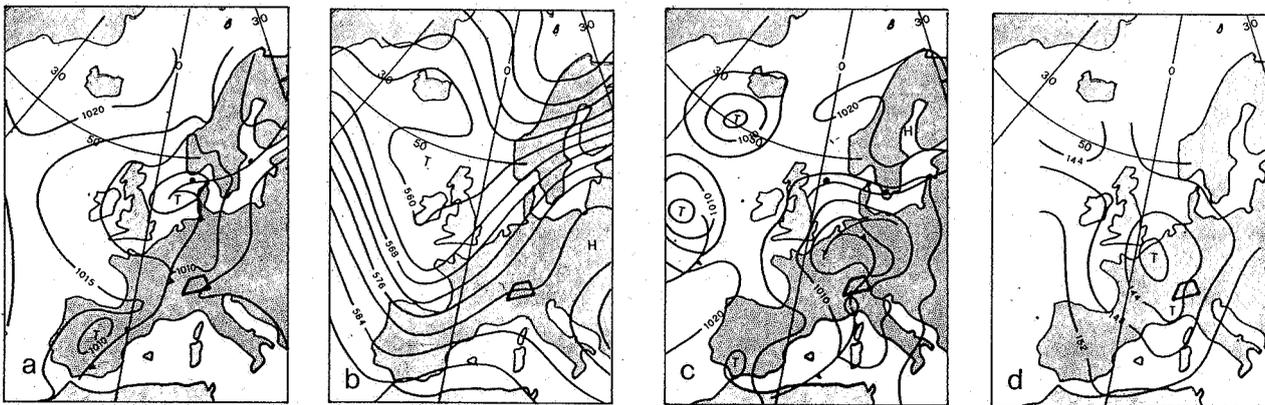


Bild 6: Grossräumige Druckverteilung am 23. August 1987, 00 UTC: a) Boden, b) 500 hPa; am 25. August 1987, 00 UTC: c) Boden, d) 850 hPa.

hälfte des 25. August verliert der Wirbel seine Aktivität und löst sich im weiteren Tagesverlauf auf. Im Grossraum Schweiz setzt sich vorübergehend Wetterberuhigung durch.

Die Ergiebigkeit der Niederschläge erklärt sich analog zum Ereignis vom 16.–19. Juli. Die Lebensdauer des Systems im August ist jedoch deutlich kürzer und die gesamte Niederschlagsmenge kleiner. Die Aufgleitzone bildet sich auch bei diesem Ereignis im Isohyetenfeld durch eine ausgeprägte Achse ab (Bilder 17 und 18).

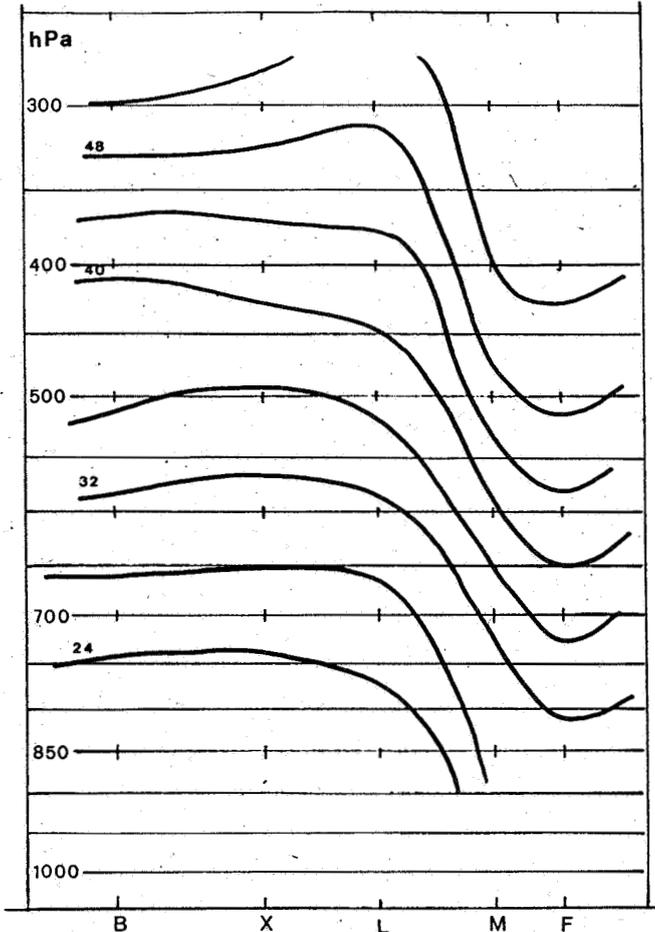


Bild 7: Vertikaler Schnitt durch die Atmosphäre von 1000 bis 250 hPa über der Achse: Brest (B), interpolierte Stützstelle aus Bordeaux und Trappes bei Paris (X), Lyon (L), Mailand (M), Ferrara (F) für den 25. August 1987, 00 UTC. Dargestellt sind Flächen gleicher Entropie. Sie repräsentieren approximativ die Gleitflächen kondensationsfrei bewegter Luft. – Bedeutung: tiefe Lage = warmer Bereich; hohe Lage = kalter Bereich; Beschriftung in C. Die Strömung verläuft etwa von rechts nach links.

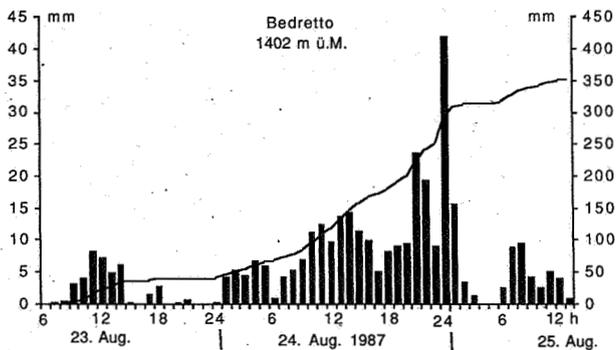


Bild 8: Stündliche Niederschläge (linke Ordinate) und ihre Summenkurve (rechte Ordinate) an der Station Bedretto/TI vom 23. August, 06 MEZ, bis 25. August 1987, 12 MEZ.

Ein bemerkenswertes Detail des August-Ereignisses stellt der an der Niederschlagsstation Bedretto registrierte Intensitätsverlauf dar. Am Ende des 24stündigen Dauerniederschlags tritt eine Schauerintensität von rund 40 mm/h auf (Bild 8). Sie ist durch eine spontane, vertikale Labilisierung der Atmosphäre beim Vordringen der nordalpinen Kaltluft ins Bedrettetal zu erklären und fällt mit dem Abbau des Sekundärwirbels zusammen.

23.–26. September 1987

Mit der Ostwanderung eines hochreichenden Tiefs über dem Europäischen Nordmeer dringt die dazugehörige Kaltfront ab 23. September über Frankreich vor und überquert die Schweiz von Nord nach Süd zwischen 18 UTC und 05 UTC des 24. September (Bilder 9, 10a, b). Die ausgelösten

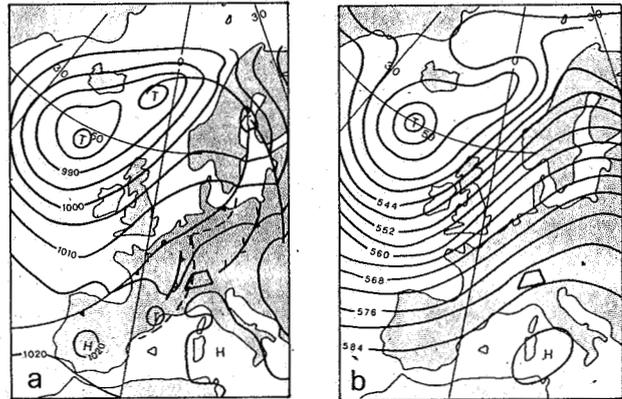


Bild 9: Grossräumige Druckverteilung am 23. September 1987, 00 UTC: a) Boden, b) 500 hPa; in (a) ist die Frontposition vom 24. September, 00 UTC, gestrichelt markiert.

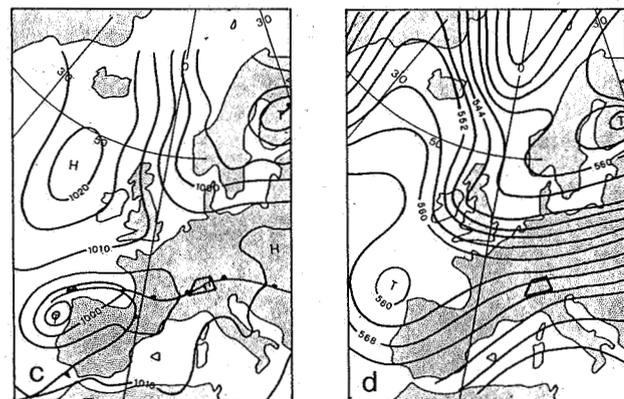
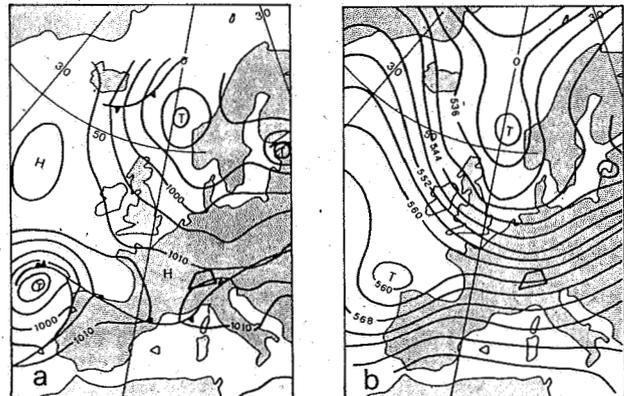


Bild 10: Grossräumige Druckverteilung am 25. September 1987, 00 UTC: a) Boden, b) 500 hPa; am 26. September 1987, 00 UTC: c) Boden, d) 500 hPa.

Höhe [hPa]	Crawly (Südengland)	Trappes (Paris)	Payerne (Frontposition)	
400	-29	-26	-20	°C
500	-18	-15	-10	°C
700	-6	1	4	°C
850	1	5	10	°C

Tabelle 2: Auf Druckflächen gemessener, horizontaler Temperaturgradient zwischen den Alpen und Südengland am 26. September 1987, 00UTC.

Schauer sind schwach bis mässig und brechen nach 23 UTC rasch ab. Am 25. September übernimmt ein Tief bei Westspanien die Steuerung der Front und führt sie aus der Position Nordspanien/Südfrankreich/Oberitalien wieder nach Norden (Bild 10a, b). Sie kommt auf der Linie Bordeaux/Chur am warmen Rand eines starken bis zum Aermelkanal reichenden Temperaturgefälles (Tabelle 2) während des 25. und 26. September zum Stillstand (Bild 10c, d). Die Höhenströmung zeigt über Ostfrankreich und der Westschweiz das Einzugsgebiet eines Starkwindfeldes. Für die Hebungsvorgänge an der Front ist davon eine wesentliche Verstärkung anzunehmen.

Ab 26. September, 18 UTC, wird die Front langsam von der kühlen, aber trockenen Luft des Nordseetrog nach Süden zurückgedrängt, so dass die Niederschläge am 27. September um 07 UTC rasch abbrechen.

Die thermodynamischen Komponenten bieten sehr günstige, aber sicher noch nicht maximale Niederschlagsbedingungen. So scheinen z.B. unter sommerlichen Temperaturverhältnissen Mengenerhöhungen bis 30% durchaus realistisch.

4.4 Räumlich-zeitliche Niederschlagsverteilungen

Insgesamt sind die Niederschläge während der Perioden 1.–3. Juli, 6.–9. Juli, 12. Juli, 14.–21. Juli, 23.–28. August und 23.–28. September 1987 in Isohyetenkarten mit den Auflösungen 3, 12 und 24 Stunden dargestellt worden (Grebner und Richter, 1987). – Karten der Gesamtsummen

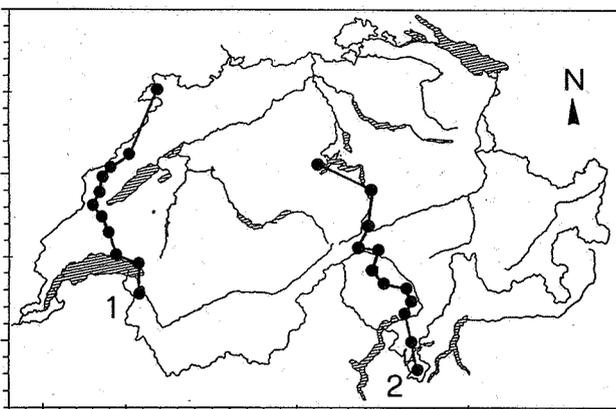


Bild 11: Lage der Profile in den Abbildungen 15, 19, 22 mit den Stationen von Süd nach Nord:

(1)		(2)	
Aigle	La Frêtaz	Stabio	Fusio
Montreux Cl.	St-Sulpice	Lugano	Piotta
Rieux	La Brévine	Locarno Mag.	Bedretto
Echallens	La Chaux-de-Fonds	Gnosca	Gütsch
Bochuz	Fahy	Lodrino	Aitdorf
Baulmes		Frasco	Luzern

der 3 Dauerereignisse im Juli, August und September finden sich bei Aschwanden und Schädler (1988). – Der 24stündige Zeitschritt ist auf die Tagesmesszeiten 06 UTC fixiert und wird durch die beiden kürzeren Intervalle gleichmässig unterteilt. Nachfolgend ist eine Auswahl der Hauptniederschlagsstage in 24stündiger Auflösung zusammen mit räumlich-zeitlichen Schnitten durch die Zentren wiedergegeben (Bilder 12 bis 22).

Grundlage der Isohyetenkarten sind Messungen der bereits erwähnten Stationsnetze (Kapitel 2). Die aufbereiteten Radarbilder dienen bei der Entscheidung zu Verlauf und Ausdehnung von Niederschlagsfeldern. Vereinzelt wurden starke Radarsignale in stationsfreien Gebieten der Niederschlagskarten mit einer zur Umgebung nächsthöheren Isohyetenstufe angedeutet. Regionale Strukturen der Dauerniederschläge lassen sich auf diese Weise innerhalb der Landesgrenzen, abgesehen von Interpolationsverzerrungen und Messfehlern, repräsentativ erfassen. Mit Abnahme des räumlichen oder zeitlichen Scales der Erscheinungen nimmt auch die Vollständigkeit des Karteninhaltes ab. So ist z.B. von seiten der Niederschlagsanalyse nicht klärbar, ob bzw. welche Niederschlagsintensitäten für Schäden im Biembach- oder anderen Kleineinzugsgebieten verantwortlich sind.

Allgemein geben die Isohyeten die Niederschlagsfelder in 10-mm-Schritten wieder; in den extremen Zentren sind z.T. grössere Abstufungen erforderlich.

4.5 Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen

Anzahl und Position der ausgewählten Ereignisse

Das graduelle Auswahlverfahren ergab aus der Periode Mai bis Oktober der Jahre 1981–1988 im Mittel über die 8 Dauern für die Regionen West 30 synoptisch unabhängige Fälle, Mitte 49 Fälle und Ost 59 Fälle. Da das Auswahlverfahren einheitlich ist, wird in diesen Ereigniszahlen der niederschlagsklimatische Unterschied bzw. der Bedarf der zonalen Gliederung des nordalpinen Gebietes sichtbar. In der Verteilung der Auswahlereignisse auf die einzelnen Dauerstufen zeichnet sich nur zwischen den Regionen West und Ost ein konsequenter Unterschied ab. Die als Puffer dazwischengelegte Region Mitte zeigt bereits hier, wie in den weiteren Ermittlungen, ein Übergangsverhalten. Ihre Anzahl Auswahlereignisse der Dauer 3 h entspricht den Verhältnissen der Region West; mit zunehmender Dauer gleichen sich die Ereigniszahlen der Region Ost an.

Aus dem Zeitraum 1969–1980, Mai–Oktober, wurden zur Verlängerung der Referenzperiode (Kapitel 3.2) pro Region und Dauer konstant 30 Ereignisse ausgewählt.

Die Zentrumspositionen der 3- und 6stündigen Auswahlereignisse sind in den Regionen einigermaßen verteilt (Bild 23a). Mit zunehmender Dauer häufen sich die Zentren an wenigen Orten (Bild 23b); u.a. wird daraus der Grund für das unselbständige Verhalten der Region Mitte ersichtlich.

Verhältnissfaktoren

Betrachtungen zur Region Mitte scheiden wegen ihrer uneigenständigen Niederschlagscharakteristik aus. Die Abhängigkeit der Faktoren (Kapitel 3.2) von der Fläche in den Regionen West und Ost verändert sich mit zunehmendem Rang und zunehmender Dauer systematisch (Bild 24a). Die Reduktion von Tageswerten auf 3stündige Mengen verlangt auf Flächen bis ca. 500 km² relativ hohe Faktoren. Für die Erklärung ist zu berücksichtigen, dass das Kollektiv der Tagesereignisse zwangsläufig aus einer Mischung von Schauer- und Dauerereignissen besteht. Dabei übertreffen i.a. grosse Dauerniederschlagsmengen eines



Bild 12: Tagesniederschlag Juli 1987: 16. (06UTC) bis 17. (06UTC).

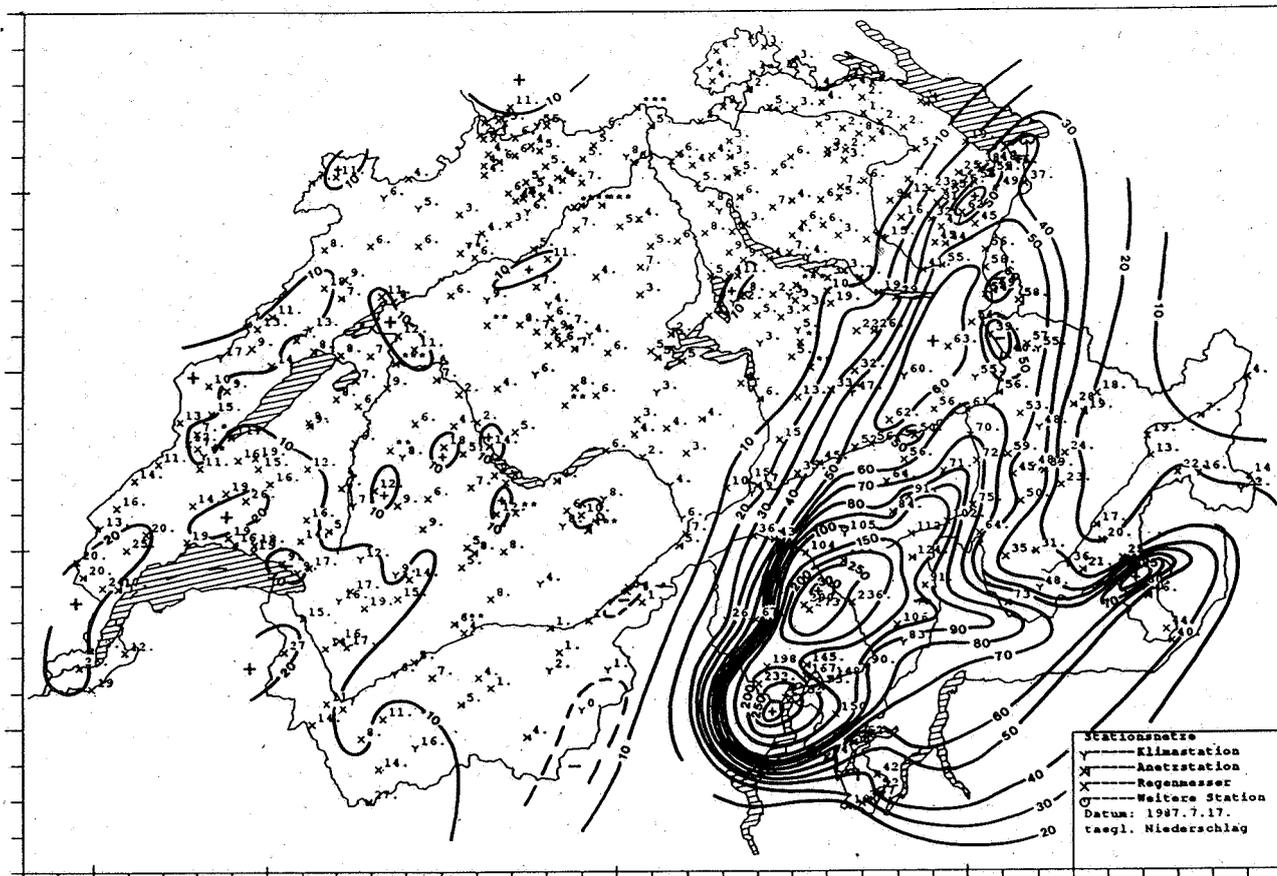


Bild 13: Tagesniederschlag Juli 1987: 17. (06UTC) bis 18. (06UTC).

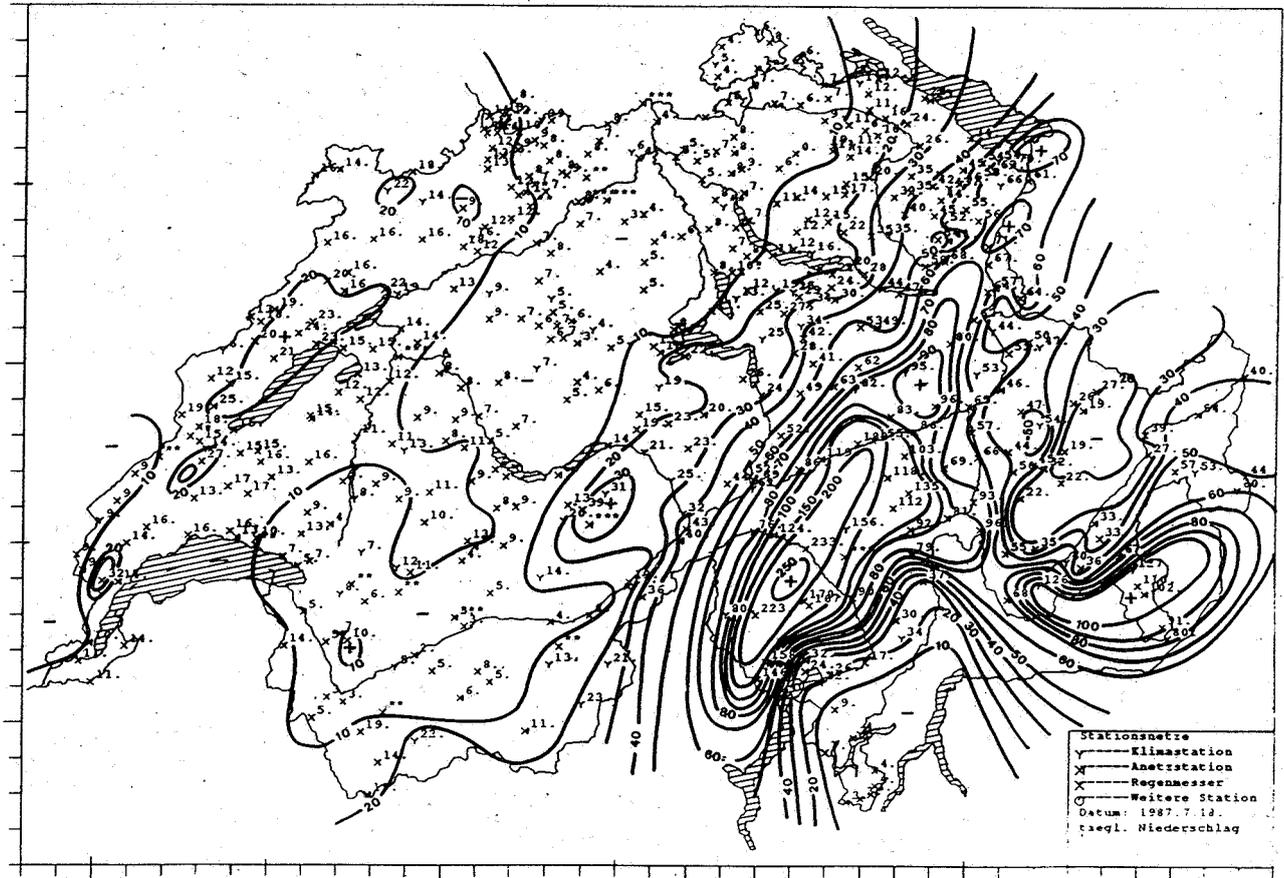


Bild 14: Tagesniederschlag Juli 1987: 18.(06UTC) bis 19.(06UTC).

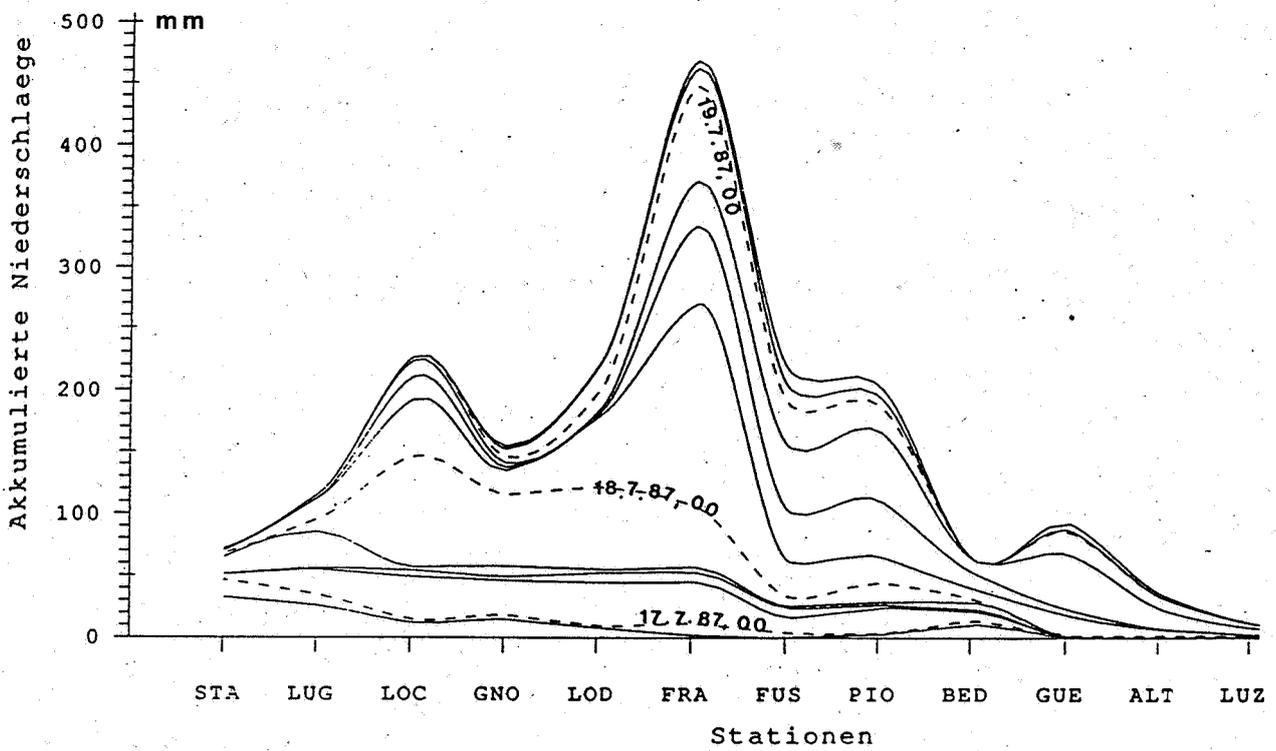


Bild 15: Räumlicher Schnitt durch die 6stündig akkumulierten Starkniederschläge vom 16. Juli (12UTC) bis 19. Juli (12UTC) 1987; Stationspositionen siehe Bild 11, Profil 2, hier äquidistant dargestellt.

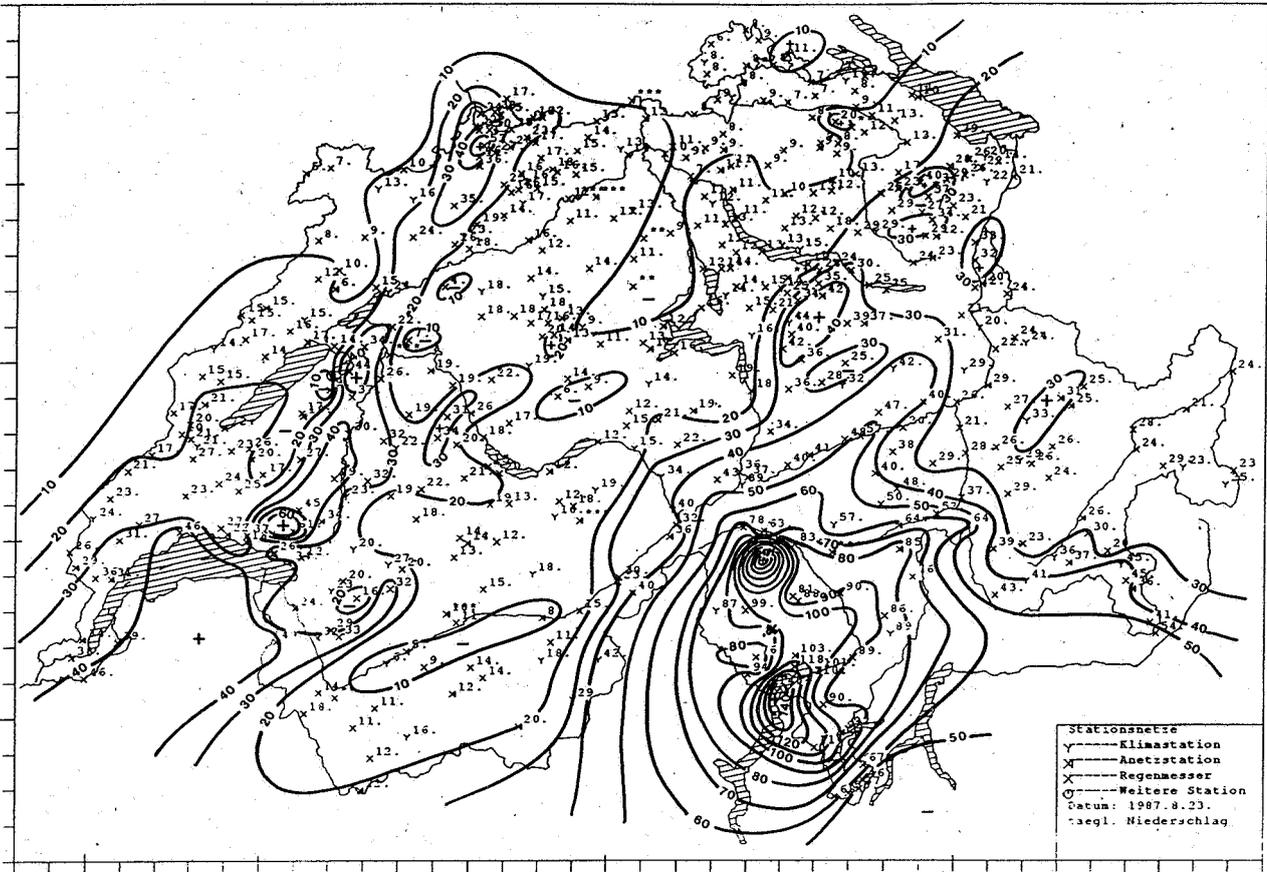


Bild 16: Tagesniederschlag August 1987: 23.(06UTC) bis 24.(06UTC).

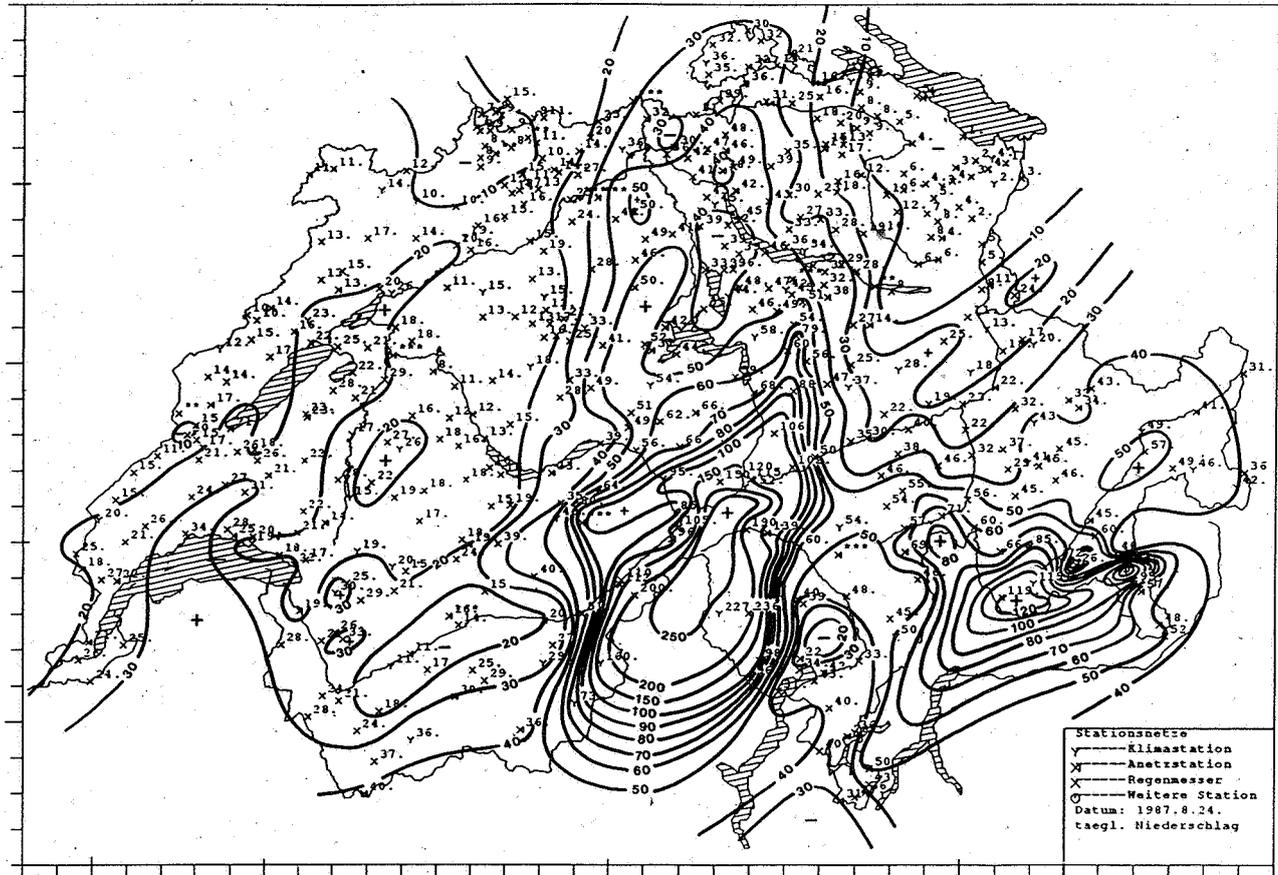


Bild 17: Tagesniederschlag August 1987: 24.(06UTC) bis 25.(06UTC).

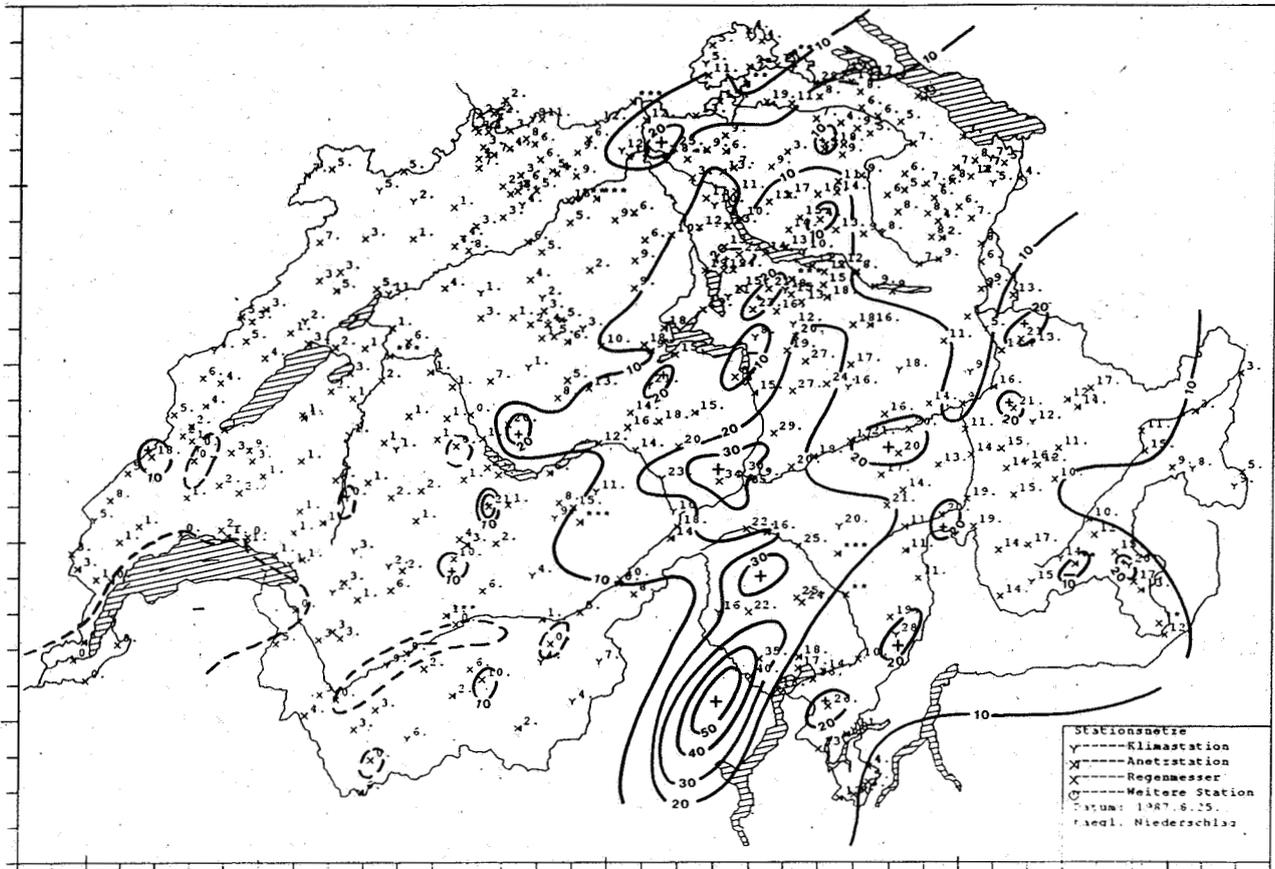


Bild 18: Tagesniederschlag August 1987: 25.(06UTC) bis 26.(06UTC).

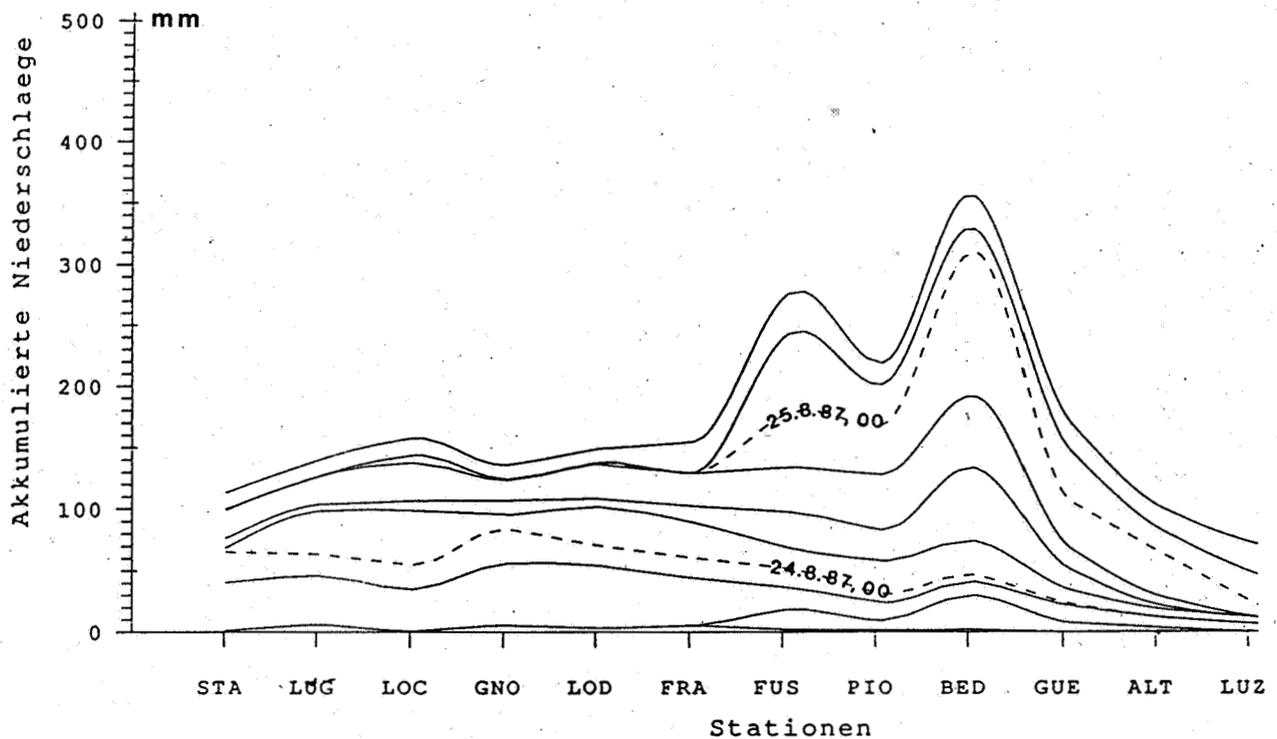


Bild 19: Räumlicher Schnitt durch die 6-stündig akkumulierten Starkniederschläge vom 23. August (00UTC) bis 25. August (12UTC) 1987; Stationspositionen siehe Bild 11, Profil 2, hier äquidistant dargestellt.

Tages die Mengen von Schauern. Im Zentrumsbereich, d. h. auf der Flächenausdehnung von Schauern, ist die Differenz relativ gering, nimmt aber mit wachsender Grösse der betrachteten Fläche zu. Der Verhältnisfaktor ergibt sich entsprechend invers. Mit zunehmendem Rang, d. h. abnehmender Gebietsniederschlagsmenge, verliert sich dieser Einfluss; die Faktoren nähern sich ebenso wie bei grösseren Flächen konstanten Werten. Bei den Verhältnisfaktoren zwischen Dauerniederschlägen ergeben sich in Abhängigkeit von Fläche und Rang nur noch geringe Schwankungen, deren Ursache offensichtlich in der kurzen Referenzperiode (1981–1988) und methodisch begründet sind (Bild 24b). Einen weiteren Einblick in die Abhängigkeit der Faktoren von den Rängen gibt die Darstellung der pro Region und Dauer über alle Flächen gemittelten Faktoren als Funktion der Ränge (Bild 25). Die Polygone zeigen vor allem im Westen, bei den Dauerkombinationen 1 d–12 h, 1 d–24 h, 1 d–36 h, 2 d–48 h, 2 d–60 h Schwankungen um bis ca. 10 % und schwache Trends.

Gründe für die Schwankungen lassen sich in der Länge der Referenzperiode sowie in der Mengeneigenschaft der Ereignisse erkennen. Wegen der kurzen Referenzperiode bzw. geringen Ereigniszahl werden Abminderungshüllkurven, insbesondere in den ersten Rängen stark von Einzelergebnissen bestimmt. Es muss sich dabei noch nicht um echte Ausreisser handeln. Ausschlaggebend für einen dauerspezifischen Verhältnisfaktor ist dann die zeitliche Anordnung der grössten Gebietsniederschlagssumme in Bezug auf den entsprechenden Fixzeitschritt (z. B. 06UTC bis 06UTC + 24 h = 1 Tag). Im weiteren treten gerade sehr intensive Dauerereignisse meist in mehreren Dauertypen auf, wodurch Parallelitäten in den Schwankungen verschiedener Dauerkombinationen entstehen können. In höheren Rängen, d. h. kleineren Gebietsniederschlagsmengen sind mehrere Ereignisse mit geringeren Unterschieden beteiligt, sodass ein glatter Verlauf der Rangabhängigkeit entsteht. Die Ursache für die insbesondere im Westen bestehenden Trends in den Kombinationen 1 d–12 h, 1 d–24 h und 1 d–36 h ist in der schärferen Auswahl der Gleitzeitfälle bei verhältnismässig kleinem Stichprobenumfang zu suchen.

Ein weiterer methodischer Aspekt lässt sich an den rangabhängigen Faktorfunktionen für die Mengenverhältnisse bei gleicher Dauer der beiden Zeitschrittvarianten erkennen, z. B. 1 Tag und 24 Stunden. Grundsätzlich müssen in diesen Fällen Faktoren ≥ 1 entstehen. Eine erhebliche Abweichung liegt in der Region West für die Kombination 3 Tage und 72 Stunden im ersten Rang mit 0,76 vor. Dieser Wert entstand, indem im Gleitzeitkollektiv beim Übergang von 60 auf 72 h das besonders dominante Ereignis vom 24. September 1987 ausgeschieden werden musste, da die zusätzlichen 12 Stunden nicht mehr der Berechnungskontinuität entsprachen. In der Auswahl der Fixzeitereignisse war diese Situation nicht genügend erkennbar. Da die ca. 60stündige Niederschlagssumme vom 24.9.87 im 3tägigen Ereigniskollektiv deutlich über dem ersten Rang der bereinigten 72stündigen Gleitzeitreihe liegt, entsteht der erwähnt tiefe Faktor. Er kann als nicht repräsentativ vernachlässigt werden. Ähnliche, jedoch wesentlich schwächere Bedingungen sind für die 3tägigen Faktoren in den höheren Rängen anzunehmen.

Aufgrund der beschriebenen Überlegungen scheint eine Berücksichtigung der Ränge in den Verhältnisfaktoren nur angebracht, um je nach Kombination methodische Unsicherheiten zu unterdrücken. Bezüglich der Flächenabhängigkeiten jedoch drängen sich zur Reduktion auf Dauertypen unter 24 h Faktorfunktionen auf. Längere Dauertypen lassen offensichtlich konstante Reduktionsfaktoren zu.

Abminderungskurven

Da Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen für den Raum Schweiz erstmals und unter z. T. spezifischen Randbedingungen konstruiert wurden, sind die Ergebnisse in verschiedenen Varianten dargestellt worden (Grebner und Richter, 1990). Die nachfolgende Auswahl beschränkt sich auf 2 Varianten, welche die Intensität der Hauptereignisse des Jahres 1987 belegen.

3. Juli 1987, Vallorbe (West): Das Ereignis bildet in der primären Periode 1981–1988 den zentralen Abschnitt der 3stündigen Abminderungshüllkurven (West, Rang 1) bis ca. 200 km². In der Gesamtperiode 1969–1988 wird es aber von der Hüllkurve bereits deutlich übertroffen und ist, je nach betrachteter Fläche, einer 20- bis 5jährigen Wiederkehrdauer zuzuordnen (nachfolgend keine Abbildung zur Jährlichkeit).

15. Juli 1987, St. Peterzell (Ost): Das Ereignis wird von den Hüllkurven beider Perioden deutlich übertroffen und besitzt eine entsprechend kurze Wiederkehrdauer von 5 Jahren (nachfolgend keine Abbildung zur Jährlichkeit).

16.–19. Juli 1987, alpenübergreifend, Region Ost: Das Ereignis legt in den Dauertypen 24, 36, 60 und 72 h in der primären Referenzperiode 1981–1988 die Hüllkurve der Region Ost bis ca. 5000 km² Ausdehnung fest. In der gesamten Referenzperiode dominiert es bei den Dauertypen 24 und 36 h den Flächenbereich zwischen 500 und 2500 km². In den grösseren Ausdehnungen wird es vom Ereignis 7./8. August 1978 übertroffen. Nach dessen Ausscheiden in den Dauertypen 60 und 72 h wird das Juli-Ereignis für die Hüllkurve bis 6000 km² bestimmend. Die grösste Ergiebigkeit stellt sich bei 60 h Dauer ein. Hier erreicht das Ereignis für die Ausdehnung bis 2000 km² eine Wiederkehrdauer zwischen 50 und 100 Jahren (Bilder 26 und 27).

23.–25. August 1987, alpenübergreifend, Reusstal: Das Ereignis muss vor allem mit den Abminderungskurven der Region West abgeschätzt werden. Hier zeigt sich bezüglich beider Referenzperioden ab 24 h Dauer eine zunehmende Bedeutung bis zum Dauertyp 60 h in der Ausdehnung bis 800 km². Die Mengen für die Dauertypen ab 48 h sind allerdings aus Kontinuitätsgründen nicht mehr definitionsgerecht, wurden aber zur Information in den Diagrammen belassen. Der Vergleich mit der 72stündigen Abminderungskurve darf wegen des Ausscheidens des Ereignisses vom September 1987 aus der Hüllkurve «West» nicht mehr geführt werden. Die grösste aus Kontinuitätsgründen noch relevante Ergiebigkeit erreicht das Ereignis vom August 1987 bei der Dauer von 36 h. Unter Berücksichtigung einer Überschätzung der Wiederkehrdauer mit der Charakteristik der Region West ist für die Ausdehnung bis etwa 300 km² eine 50- bis 70jährige Häufigkeit anzunehmen (Bilder 26 und 28).

23.–26. September 1987, Region West: Das Ereignis übernimmt ab 12 h Dauer die Führung der Hüllkurve (West, Rang 1) der primären Referenzperiode 1981–1988 in allen von ihm vertretenen Dauertypen, d. h. bis 60 h. In der gesamten Referenzperiode 1969–1988 dominiert es ab 12 h bis ca. 4000 km², bei 24 h bis 7000 km² und bei 36 h bis 8000 km². In den höheren Flächenstufen dieser Dauern liegen, wie schon in der Region Ost, die Gebietsniederschläge vom 7./8. August 1978 im Rang 1. Bei höheren Dauern entfällt dieses Ereignis, so dass die Mengen vom September 1987 bis 60 h Dauer den Hüllkurvenverlauf ausmachen. Die Ergie-

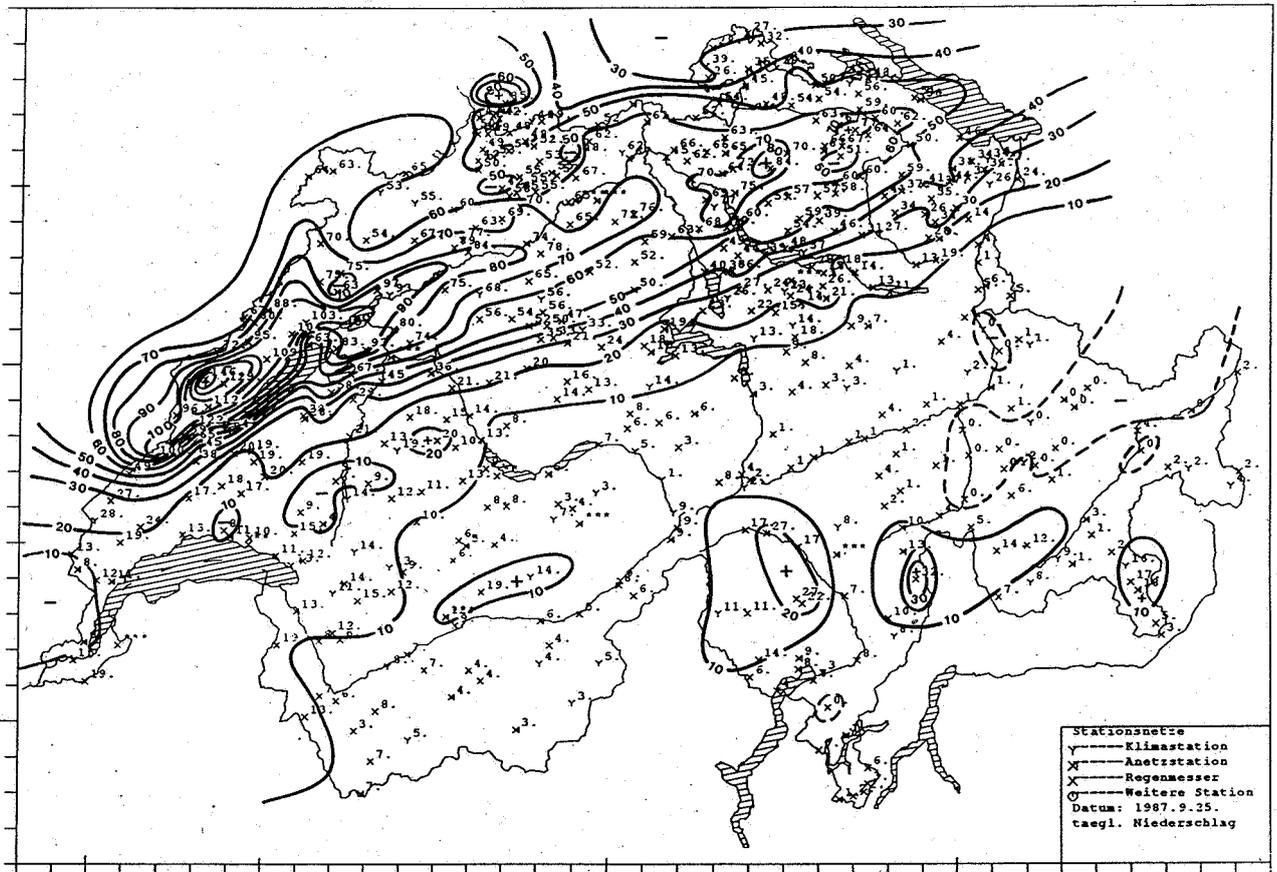


Bild 20: Tagesniederschlag September 1987: 25.(06UTC) bis 26.(06UTC).

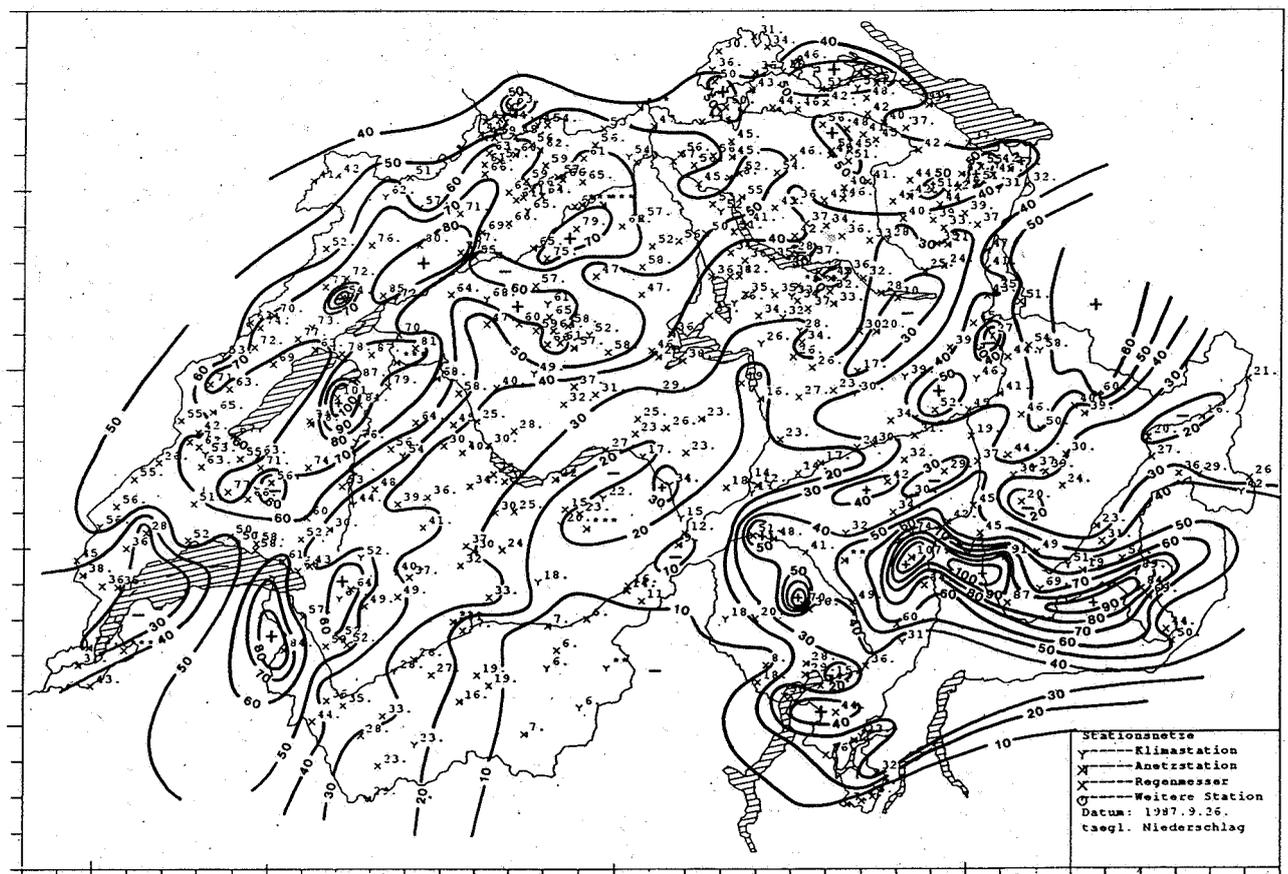


Bild 21: Tagesniederschlag September 1987: 26.(06UTC) bis 27.(06UTC).

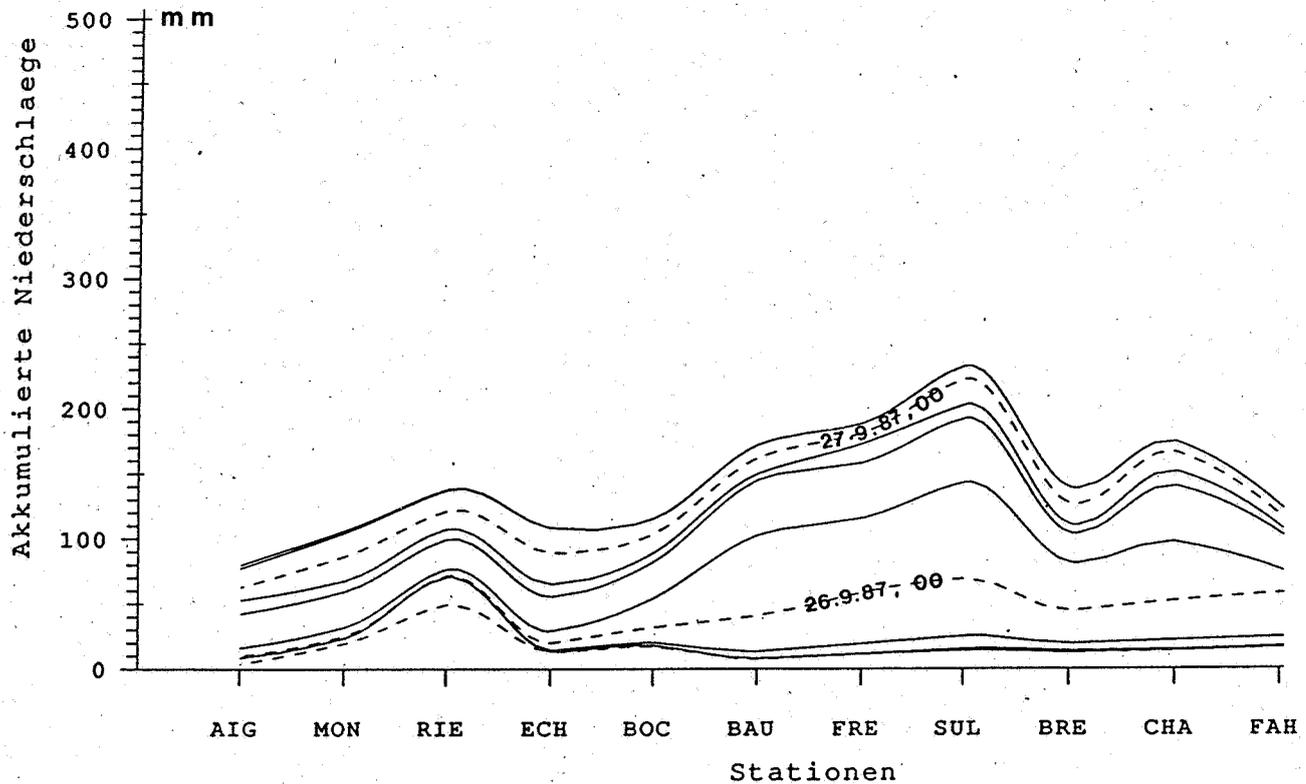


Bild 22: Räumlicher Schnitt durch die 6stündig akkumulierten Starkniederschläge vom 23. September (12UTC) bis 27. September (12UTC) 1987; Stationspositionen siehe Bild 11, Profil 1, hier äquidistant dargestellt.

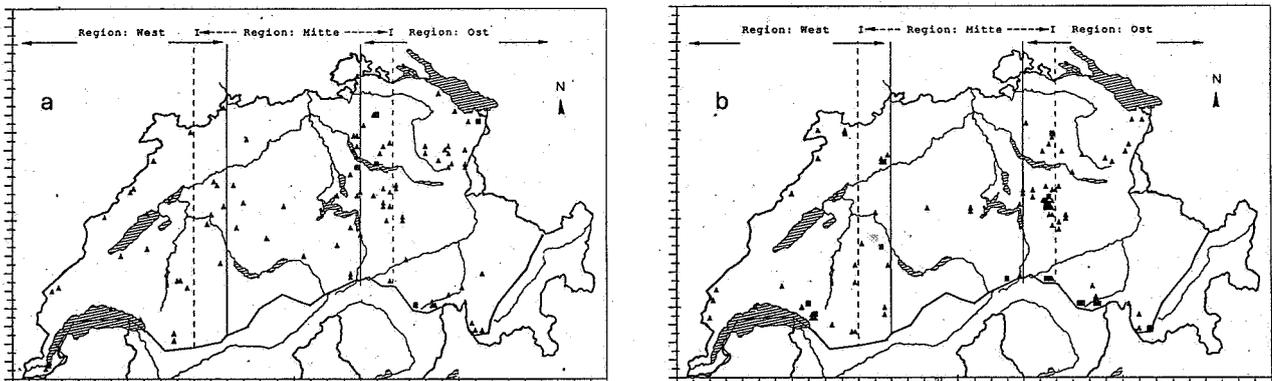


Bild 23: Zentrumspositionen der aus der Referenzperiode 1981–1988 ausgewählten Ereignisse für die Dauer: a) 3h, b) 72h. Rand vertikal mit 5-km-Raster, horizontal 10-km-Raster. Gebietseilteilung: Region West, Mitte, Ost (gemäss Bild 1).

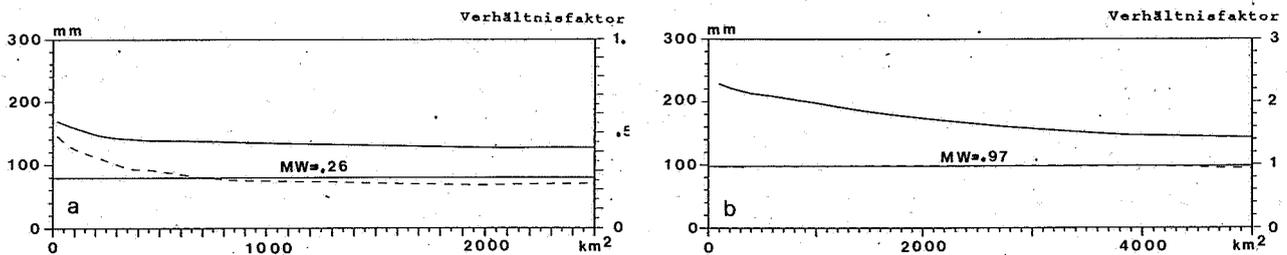


Bild 24: Abminderungshüllkurven der Ränge 1 für (a) 1tägige und (b) 2tägige Gebietsniederschläge (dicke Linien; Ordinate links); Verhältnissfaktoren der Kombination (a) 1d-3h und (b) 2d-36h (gestrichelte Linien; Ordinate rechts); MW: Mittelwert des Verhältnissfaktors pro Dauer.

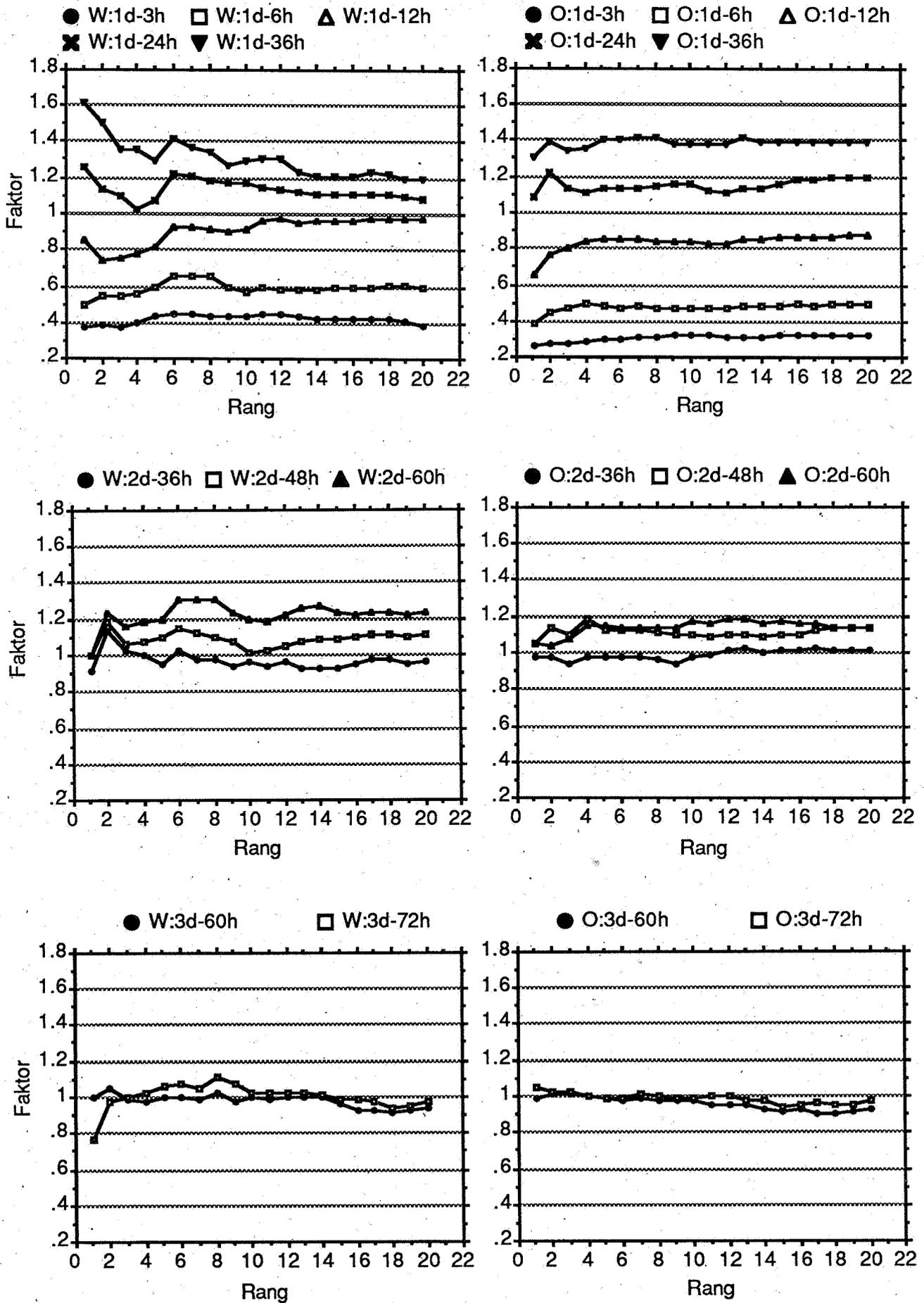


Bild 25: Über die Flächen gemittelte Verhältnisfaktoren (siehe Abb. 24: MW) zwischen den Abminderungshüllkurven der Fixzeit- und Gleitzeit-Ereignisse von den Rängen 1 bis 20 für verschiedene Dauerkombinationen (Tabelle 1). Linke Spalte: Region West; rechte Spalte: Region Ost.

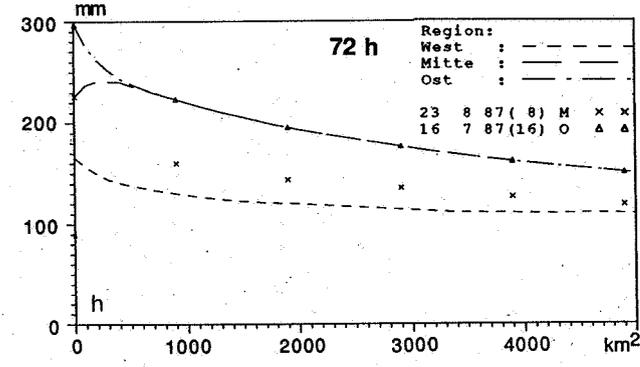
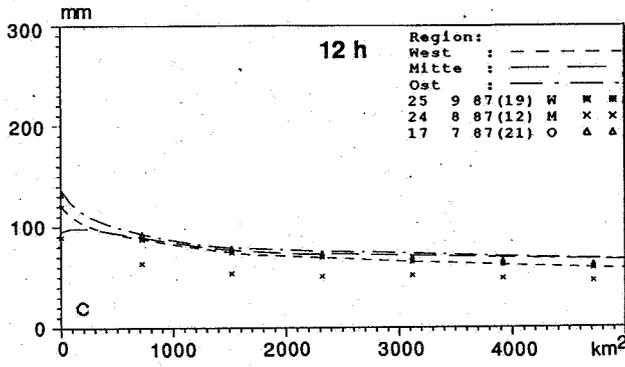
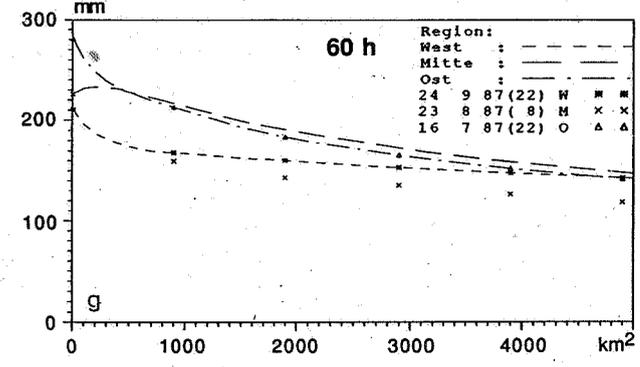
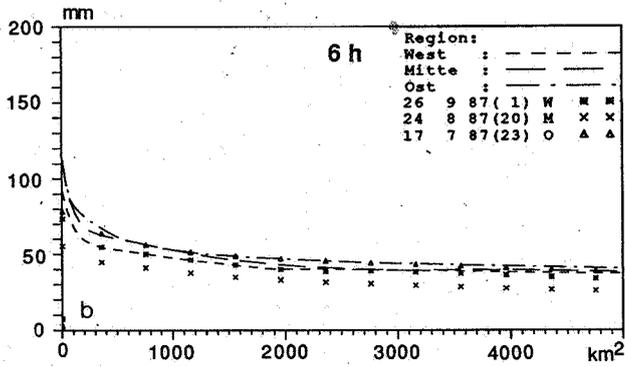
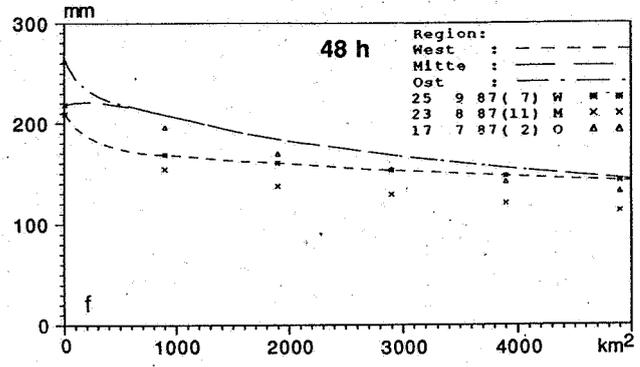
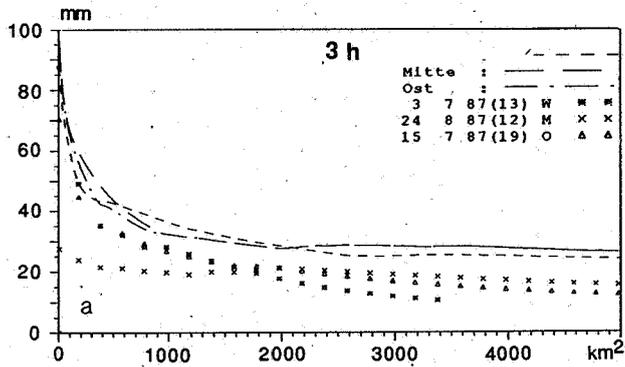


Bild 26: Abminderungshüllkurven für die Regionen West, Mitte, Ost zu den Dauern 3, 6, 12, 24, 36, 48, 60, 72h (a bis h) aufgrund der Referenzperiode 1981-1988; mit Abminderungskurven der Hauptereignisse vom Sommer 1987.

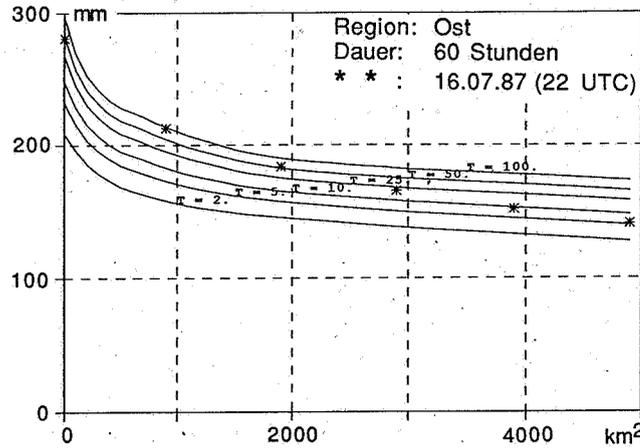
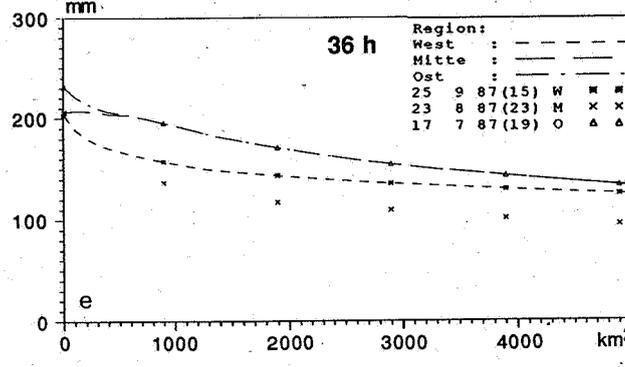
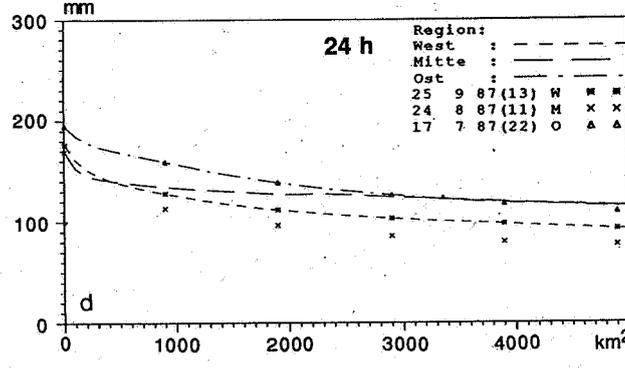


Bild 27: Jährlichkeitsdiagramm (von unten nach oben: 2, 5, 10, 25, 50, 100 Jahre) für die Region Ost zur Dauer 60 Stunden aufgrund der Referenzperiode 1969-1988; in der Intervalllänge von 60h weist das Extremereignis (***) vom Juli 1987 (beginnend am 16.07.87, 22UTC) die grösste Intensität auf.

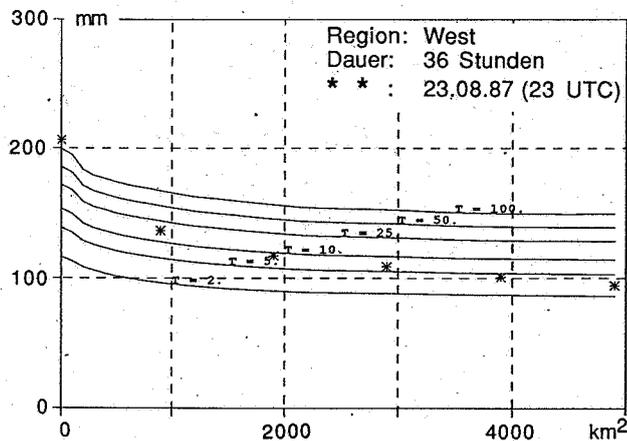


Bild 28: Jährlichkeitsdiagramm (von unten nach oben: 2, 5, 10, 25, 50, 100 Jahre) für die Region West zur Dauer 36 Stunden aufgrund der Referenzperiode 1969–1988; in der Intervalllänge von 36 h weist das Extremereignis vom August 1987 (beginnend am 23. 8. 87, 23UTC) die grösste Intensität auf.

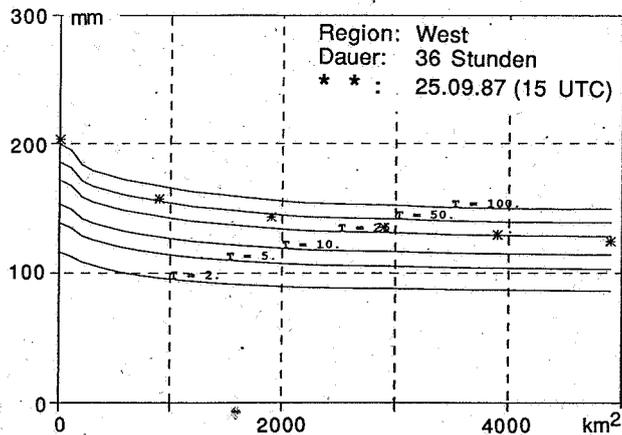


Bild 29: Jährlichkeitsdiagramm (von unten nach oben: 2, 5, 10, 25, 50, 100 Jahre) für die Region West zur Dauer 36 Stunden aufgrund der Referenzperiode 1969–1988; in der Intervalllänge von 36 h weist das Extremereignis vom September 1987 (beginnend am 25.09.87, 15UTC) die grösste Intensität auf.

bigkeit dieses für die Region offensichtlich besonderen Ereignisses erreicht in den Dauertypen 24 und 36 h ihr Maximum mit einer Wiederkehrdauer von gut 100 Jahren im zentralen Teil und rund 50 Jahren bei ca. 1500 km² (Bilder 26, 29).

Bedankung

Im ersten Projektteil nahm u. a. die Datenbeschaffung und deren Aufbereitung breiten Raum ein. Dazu war die Mithilfe von zahlreichen Ämtern und Personen ausserhalb und in unserem Institut erforderlich. Wir danken sehr für diese Zusammenarbeit und das vielfältige Entgegenkommen. – Mit besonderem Bezug zum zweiten Projektteil danken wir den Herren Dr. A. Petrascheck und Dr. B. Schädler für die aufmerksame Sendung von Literatur, für das stete Interesse am Fortgang der Untersuchungen, besonders aber für die intensive Diskussion zum Eintritt in den zweiten Projektteil. Ebenso herzlich richtet sich unser Dank an Herrn Dr. H. Gilgen für seine Beratung zu den statistischen Fragestellungen. Eine ausserordentliche Hilfe war das Verständnis und die Kooperativität der Mitarbeiter des Rechenzentrums der ETH, Zürich. Mit aufrichtigem Dank dürfen wir vermerken, dass ansonsten der erforderliche EDV-Aufwand nicht zu bewältigen gewesen wäre.

Literatur

- ÄSCHWANDEN, H.; SCHÄDLER, B. (1988): Hochwassereignisse im Jahr 1987 in der Schweiz. Landeshydrologie und -geologie. Mitteilungen Nr. 10 (140 S.).
- GREBNER, D.; RICHTER, K.G. (1989): Gebietsniederschlag; Meteorologische Analysen zum Sommer 1987. Forschungsprojekt A3 zur «Ursachenanalyse Hochwasser 1987»; Zwischenbericht. (240 S.).
- GREBNER, D.; RICHTER, K.G. (1990): Gebietsniederschlag; Flächen-Mengen-Dauer-Beziehungen für Starkniederschläge. Forschungsprojekt A3 zur «Ursachenanalyse Hochwasser 1987»; Abschlussbericht (290 S.).
- HALTINER, G.J.; MARTIN, F.L. (1957): Dynamical and Physical Meteorology. McGraw-Hill Book Company, London (470 S.).
- HORMANN, K. (1981): Räumliche Interpolation von Niederschlagswerten. Beiträge zur Hydrologie; Kirchzarten, Jg. 8, Heft 2 (5–10).
- PETTERSEN, S. (1956): Weather Analysis and Forecasting. Vol. I: Motion and Motion Systems; Vol. II: Weather and Weathersystems. McGraw-Hill-Book Company, London, Sec. Ed. (Vol I: 428 S.; Vol.II: 266 S.).
- ROHRER, M. (1987): Jährliche Erhebungen des Schneedeckenzustandes. Nicht veröffentlichte Analysen.
- RZ-ETHZ: Beschreibung der Subroutine: Contouring System User's Guide, Appendix A-38.
- SMA (1987): Schweizerische Meteorologische Anstalt: Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen.
- SAUCIER, W. (1967): Principles of Meteorological Analysis. The University of Chicago Press, London, Fifth Impression (438 S.).
- WMO (1969): Manual for Depth-area-duration analysis of storm precipitation.
- WMO-Nr. 237, TP. 129, Geneva (113 p).

Waldwirkungen: Abflussbildung

Emil Leuppi, Felix Forster und David Tarjan
Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und
Landschaft, 8903 Birmensdorf

Zusammenfassung

Die Verdunstungsleistung eines Waldes ist grösser als diejenige einer Wiese. Das Wasserrückhaltevermögen eines Waldbodens ist dementsprechend grösser. In gewissen Fällen wird im Waldboden im Vergleich zur Wiese ein zusätzliches Wasserrückhaltevermögen in der Wurzelzone bereitgestellt (Humusform, tiefere Durchwurzelung). Bei einem Niederschlagsereignis ist von einer Waldvegetation eine abflussmindernde Wirkung zu erwarten. Die witterungsbedingte Vorgeschichte eines Ereignisses ist dabei von ausschlaggebender Bedeutung. Sie spielt für die Grösse des Abflussvolumens eine wichtigere Rolle als die Art der Vegetationsdecke im Einzugsgebiet. Die von den Unwetter-Ereignissen 1987 betroffenen Einzugsgebiete in den Zentralalpen weisen eine zu kleine potentielle Waldfläche auf, als dass sie das Abflussvolumen hätten entscheidend reduzieren können.

Résumé

L'évapotranspiration de la forêt est supérieure à celle de la prairie. Ainsi, le pouvoir de rétention d'eau du sol forestier est également plus grand. Dans certains cas la zone racinaire du sol forestier, comparée à celle des prairies, augmente encore ce pouvoir lorsqu'elle est favorisée par la forme de l'humus ou par une extension plus profonde des racines. Lorsque des précipitations se manifestent, il est probable que la forêt aura pour effet de réduire le débit d'eau. La période qui a précédé l'événement est déterminante. Son influence sur le volume d'eau est encore plus forte que celle de la couverture végétale du bassin versant. Dans les Alpes centrales, les bassins versants touchés par les précipitations du mois d'août 1987 présentent une surface potentielle de forêt si basse qu'elle n'aurait pas été capable, à ce moment, de réduire le débit avec efficacité.

1. Einleitung

1.1 Projektauftrag

Der vorliegende Bericht befasst sich mit dem Aspekt der hydrologischen Waldwirkung im Hinblick auf die Hochwasser-Ereignisse von 1987. Folgende Fragen werden diskutiert:

- Gibt es Fälle unter den Hochwasserereignissen 1987, bei welchen eine maximal mögliche Bewaldung des entsprechenden Einzugsgebietes den Tagesabfluss merklich gemildert hätte?
- Welche forstlichen Massnahmen sind aus hydrologischer Sicht notwendig, um in den Einzugsgebieten günstige Voraussetzungen für die Minderung von Hochwasserfrachten zu schaffen?

1.2 Zielsetzung und Vorgehen

Die Zielsetzungen dieses Berichtes sind die folgenden:

a) Generelle Waldwirkung

Die generelle hydrologische Wirksamkeit des Waldes soll abgeklärt werden. Es geht dabei um eine qualitative Abschätzung der hydrologischen Waldwirkung in einer ausgewählten Teilfläche des Untersuchungsgebietes.

b) Waldwirkung in den gesamten Einzugsgebieten

Die hydrologische Wirkung des Waldes soll im Rahmen des gesamten Einzugsgebietes aufgezeigt werden.

Die hydrologische Waldwirkung wird mit dem Wasserhaushaltsmodell BROOK (FEDERER, 1978) abgeschätzt. Die Anwendbarkeit dieses Simulationsmodells für eine solche Fragestellung muss aber zuerst getestet werden.

Modelltest

Die vom Unwetter 87 betroffenen Gebiete befinden sich zum grossen Teil im alpinen Raum. Die bisherigen Modellerfahrungen beschränkten sich vor allem auf voralpine Gebiete in der Schweiz (FORSTER, 1988). Um das Vertrauen in das Modell auch für alpine Verhältnisse zu gewinnen, ist es unerlässlich, das Modell unter den alpinen Bedingungen eingehend zu testen.

Modell-Szenarien – Grenzwertbetrachtungen

Die Waldwirkung wird mit Hilfe von zwei verschiedenen Szenarien diskutiert. Bei diesen Szenarien geht es um Grenzwertbetrachtungen d.h. um ein Gegenüberstellen von Extremsituationen. Dabei werden zwei grundsätzlich verschiedene Grenzwertbetrachtungen gemacht:

- Vergleich des hydrologischen Verhaltens im bewaldeten und im unbewaldeten Zustand
- Vergleich der hydrologischen Voraussetzungen beim Eintreten des Unwetter-Ereignisses 1987 mit denjenigen nach Extremsituationen, wie sie sich nach einer Regenperiode bzw. nach einer längeren Trockenheit hätten ergeben können.

Kriterien zur Beurteilung der hydrologischen Waldwirkung

Zur Beurteilung der hydrologischen Waldwirkung werden die Wasserbilanz-Komponenten, die Wassersättigungs-Defizite in der Wurzelzone und das Abflussvolumen als Vergleichsgrössen herangezogen.

2. Das Wasserhaushalts-Simulationsmodell BROOK

Das Modell BROOK wurde von FEDERER et al. (1978) am Water Resource Research Center der Universität von New Hampshire in Durham entwickelt und in den Einzugsgebieten von Hubbard Brook und Coweeta getestet. Das primäre Ziel bestand darin, die Auswirkungen von forstlichen Nutzungseingriffen auf das Abflussverhalten in kleinen bewaldeten Einzugsgebieten zu studieren.

Das Modell bildet die wichtigsten hydrologischen Prozesse nachvollziehbar ab und steuert sie durch möglichst physikalisch messbare Gebietskennwerte sowie durch Witterungsdaten. Bei den erforderlichen Witterungsdaten handelt es sich um den Tagesniederschlag und die Tagesmitteltemperatur. Der betrachtete Zeitschritt beträgt 1 Tag. Das Modell berechnet die täglichen Werte der verschiedenen Komponenten der Wasserbilanz (Abfluss, Evapotranspiration). Hochwasserabflussspitzen können mit dem Modell in der vorliegenden Form jedoch nicht ermittelt werden.

Die im Modell berücksichtigten Wasser-Speicher und -Bewegungen sind in der Abbildung 1 dargestellt. Das Modell besteht im wesentlichen aus 5 Speicherelementen: Interzeptierter Schnee (INTSNO), Schneedecke (SNOW), Wasser in der Wurzelzone (EZONE), Wasser in der ungesättigten Zone unterhalb der Wurzelzone (UZONE) und Grundwasser (GWZONE).

Die Evapotranspiration (EVAP) ist in 5 Komponenten unterteilt: Regen- und Schnee-Interzeptionsverdunstung (INT, INTVAP), Schneedecken-Verdunstung (SNOVAP), Bodenverdunstung (SEVAP) und Transpiration (TRANS). Der Gerinneabfluss (STRFLO), darunter ist das tägliche Abflussvolumen zu verstehen, wird durch 4 Elemente gespielt: Oberflächen- bzw. Direktabfluss infolge Regen bzw.

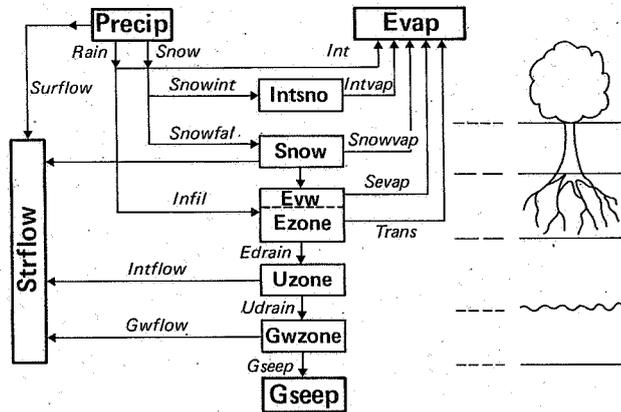


Bild 1. Block-Diagramm des BROOK-Modells.

Schneesmelze (SURFLO, SNOFLO), Abfluss aus dem ungesättigten Boden (INTFLO) und Abfluss aus dem Grundwasser (GWFLOW).

Die Wasserbewegungen im Boden selbst (EDRAIN, UDRAIN) sind bestimmt durch die Wasserleitfähigkeit (k -Wert) in der Wurzelzone bzw. im ungesättigten Bereich.

Für Einzugsgebiets-Untersuchungen mit dem Modell BROOK sind sehr gute Gebietskenntnisse unerlässlich. Neben topographischen Kennwerten sind Kenntnisse über den Zustand der Vegetationsdecke, die Bodenverhältnisse und insbesondere über den Bodenwasserhaushalt erforderlich. Die am WSL modifizierte Modellversion erlaubt die Unterteilung des Einzugsgebietes in Teilgebiete.

3. Die Untersuchungsgebiete

Die vorliegende Untersuchung wurde in drei von den Unwettern 87 betroffenen Einzugsgebieten durchgeführt. Zwei Gebiete liegen in den Zentralalpen: Das obere Reusstal mit dem Untersuchungsgebiet der Urseren (Gebiet zwischen Realp und Hospental) und dem Testgebiet der Witenwasserrennuss sowie das obere Bedrettal.

Die beiden Gebiete unterscheiden sich, trotz unmittelbarer Nachbarschaft, in der Vegetation und z.T. auch in der Geologie. Sowohl bei der Urseren wie beim Bedrettal handelt es sich um Trogtäler, die vom Gletscher geprägt sind. Die Talflanken sind mit tiefgründigen Moränenböden bedeckt. Als drittes Untersuchungsgebiet wurde das Einzugsgebiet des Biembachs im unteren Emmental ausgewählt. Es unterscheidet sich durch seine tiefere Meereshöhe, in der Geologie und in den anthropogenen Einflüssen von den beiden alpinen Einzugsgebieten. Der Biembach liegt im unvergletscherten Bereich der Molasse. Die Böden sind ebenfalls tiefgründig und z.T. skelettreich.

Mit der Auswahl von drei unterschiedlichen Untersuchungsgebieten, soll die Voraussetzung für eine möglichst differenzierte Aussage über die hydrologische Wirkung des

Tab. 1. Die wichtigsten Gebietskennwerte der drei Untersuchungsgebiete Urseren, Bedretto, Biembach

	Urseren	Bedretto	Biembach
Höchster Punkt (m ü. M.)	3203	3192	957
Tiefster Punkt (m ü. M.)	1460	1470	610
Mittlere Höhe (m ü. M.)	2130	2265	788
Mittlere Neigung (°)	21	25	22
Fläche (km ²)	31,4	42,7	6,8
Gletscher (km ²)	0,6 (2%)	1,2 (3%)	0
Geröll (km ²)	6,5 (21%)	16,7 (39%)	0
Fels (km ²)	2,3 (7%)	8,5 (20%)	0
Alpiner Rasen, Wiese, Acker (km ²)	22,0 (70%)	13,9 (33%)	4,5 (66%)
Wald (km ²)	0	2,1 (5%)	2,3 (34%)

Waldes geschaffen werden. In Tabelle 1 sind die wichtigsten Gebietskennwerte der drei Untersuchungsgebiete zusammengestellt.

In der Urseren unterscheidet sich der Waldboden im Bannwald Andermatt vom Alpinen Rasen deutlich durch eine Rohhumusauflage. Im Bedretto unterscheiden sich der Waldboden bedeutend weniger vom Alpinen Rasen. Im Biembach findet man den Wald auf steilen, skelettreichen Böden. Wiesen und Äcker hingegen auf tiefgründigen, skelettarmer Böden.

4. Hydrologische Waldwirkung im oberen Reusstal

Am Beispiel des oberen Reusstales soll das Vorgehen zur Beurteilung der hydrologischen Waldwirkung exemplarisch aufgezeigt werden. Das Vorgehen im Bedretto und im Biembach war analog. Die entsprechenden Resultate werden im Kapitel «Gegenüberstellung» mit denjenigen der Urseren verglichen.

Bevor die möglichen Waldwirkungen im oberen Reusstal modelliert werden können, muss das Modell dort getestet werden.

4.1 Modelltest im Einzugsgebiet der Witenwasserrennuss

Die eine Abflussmessstation im oberen Reusstal befindet sich bei Realp an der Witenwasserrennuss. Da die geologischen und pedologischen Eigenschaften im Einzugsgebiet der Witenwasserrennuss mit denjenigen der Urseren vergleichbar sind, wurde das BROOK-Modell, stellvertretend für das Urserental, im Einzugsgebiet der Witenwasserrennuss getestet. Das Einzugsgebiet der Witenwasserrennuss wurde in neun Teil-Einzugsgebiete unterteilt.

Der im Test berücksichtigte, tägliche Gebietsniederschlag basiert auf der leicht modifizierten Charakteristiken-Methode unter Verwendung der Uttinger-Karte (1949) und den Niederschlagsstationen Andermatt, Grimsel und Airolo. Für die zehnjährige Testperiode (1977–87) ergab sich ein mittlerer jährlicher Gebietsniederschlag von 2114 mm. Das Modell bestimmte eine mittlere jährliche Verdunstung von 100 mm, was nach FÖHN (1978) für eine Höhenzone zwischen 2000 und 3000 m ü. M. durchaus plausibel ist. Die simulierte mittlere Jahresabflussmenge stimmt mit 2014 mm recht gut mit der mittleren gemessenen Abflussmenge von 1995 mm überein.

Die mittleren simulierten und gemessenen Monatsabflussvolumen stimmen recht gut überein (Abb. 2).

In Abbildung 3 ist der Vergleich der gemessenen und simulierten Tagesabflusswerte für die Periode von anfangs Juni bis Ende August 1987 dargestellt.

Bei grösseren Niederschlagsereignissen werden die Tagesabflussvolumen deutlich unterschätzt. Diese Feststel-

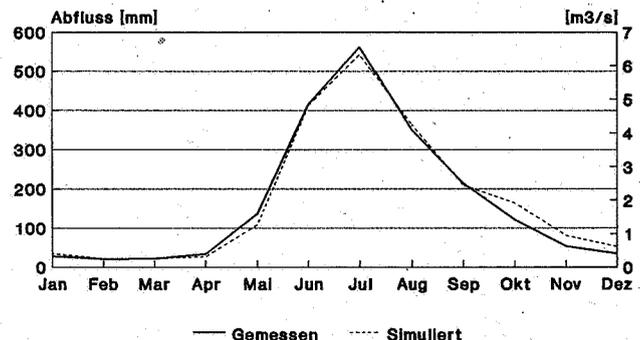


Bild 2. Gemessene und simulierte mittlere Monatsabflüsse für das Einzugsgebiet der Witenwasserrennuss (1977–1987).

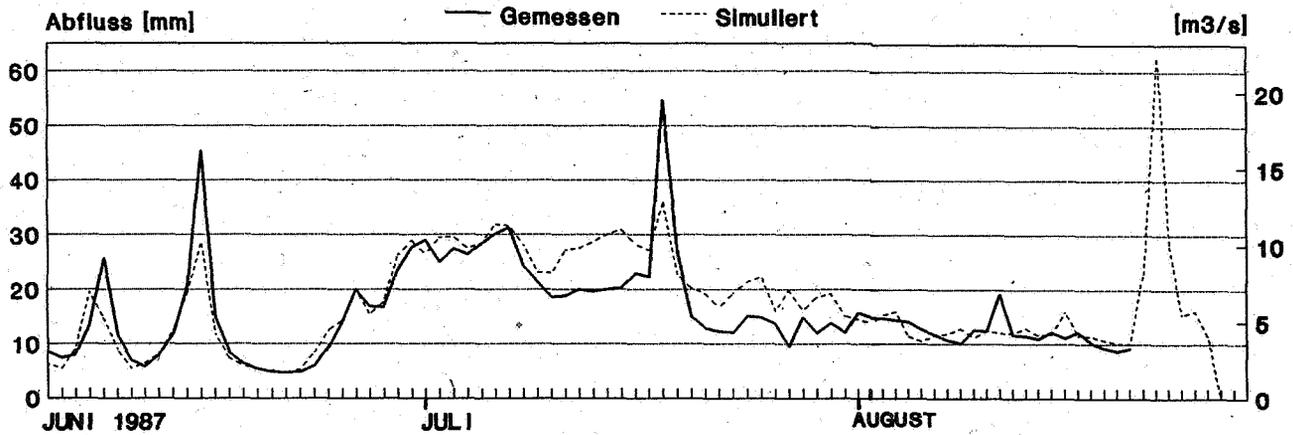


Bild 3. Gemessener und simulierter Tagesabfluss von anfangs Juni bis Ende August 1987. Der Limnigraph an der Witenwasserenreuss wurde beim Ereignis vom 23.–25. August 1987 zerstört.

lung machten wir z.T. auch während anderer Sommerereignisse. Eine für uns plausible Interpretation dieser systematischen Abweichung während grosser Niederschlagsereignisse liegt bei der Niederschlagsbestimmung. Bei der Generierung der Gebietsniederschläge wird möglicherweise der Südeinfluss unterschätzt.

Die Ganglinie der simulierten, täglichen Abflussvolumen sieht, abgesehen von den grösseren Niederschlagsereignissen im Vergleich zur gemessenen, plausibel aus. Auch die Schneeschmelzphase zwischen Ende Juni und anfangs Juli wurde recht gut abgebildet. Damit ist das nötige Vertrauen in das Modell geschaffen, um mit der Beurteilung der hydrologischen Waldwirkung in der Urseren beginnen zu können.

4.2 Modellierung der hydrologischen Wirkung einer Wiederbewaldung der Urseren

Die katastrophalen Überschwemmungen im unteren Reusstal und die Hochwasserschäden entlang der Reuss waren die Folge der mehrtägigen Niederschläge in den Zentralalpen. Allein im Raume der Urseren fielen in den drei Tagen vom 23. bis 25. August rund 270 mm Niederschlag.

Bemerkenswert ist die Tatsache, dass im Zentrum der intensiven Niederschläge (oberes Reusstal und oberes Bedrettetal) praktisch kein Wald steht. Damit liegt die Frage der hydrologischen Wirkung einer möglichen Wiederbewaldung auf der Hand.

Bei der szenarischen Wiederbewaldung der Urseren gehen wir von folgenden Annahmen aus: Die obere Waldgrenze wird im Modell bei 1800 m ü.M. angesetzt. Der Wald entspricht jenem des Bannwaldes von Andermatt. Die Humusaufgabe im Wald unterscheidet sich von derjenigen des Alpinen Rasens. Der zum Teil bis 300jährige Fichtenbestand im Kernteil des Bannwaldes hat in der obersten Bodenschicht eine Rohhumusaufgabe von gut 15 bis 20 cm ausgebildet. Die Beschaffenheit des Rohhumus erhöht die hydrologische Speicherfähigkeit des Bodens massgeblich. Sie wird modellmässig durch eine im Vergleich zum Alpinen Rasen vergrösserte Wurzelzone berücksichtigt. Das Waldszenarium ist im Sinne einer langfristigen Waldentwicklung zu beurteilen.

4.2.1 Generelle hydrologische Waldwirkung an der Südflanke

Die generelle hydrologische Wirkung des Waldes wird an der Urseren-Südflanke gezeigt. Unter der Urseren-Südflanke wird die Fläche zwischen Hangfuss und der potentiellen oberen Waldgrenze (1800 m ü.M.) auf der linken Talseite bezeichnet.

Ein Vergleich der Wasserbilanzen zwischen der maximal bewaldeten und der unbewaldeten Urseren-Südflanke zeigt

beachtliche Unterschiede. Ausgegangen wird von einem mittleren jährlichen Gebietsniederschlag von 1732 mm (1977–1987). Unter einer optimalen Fichtenbestockung ist von der Urseren-Südflanke ein mittleres Abflussvolumen von 1158 mm zu erwarten. Dies entspricht einer mittleren jährlichen Gesamtverdunstung von rund 34% oder 583 mm. Für den Alpinen Rasen ergibt sich unter gleichen Witterungsbedingungen eine mittlere jährliche Verdunstungsrate von ca. 18% beziehungsweise 310 mm. Der entsprechende Jahresabfluss beträgt somit 1430 mm oder rund 270 mm mehr als unter der Waldvegetation. Das saisonale Abflussverhalten ermöglicht bereits eine differenziertere Beurteilung der hydrologischen Waldwirkung (Abb. 4).

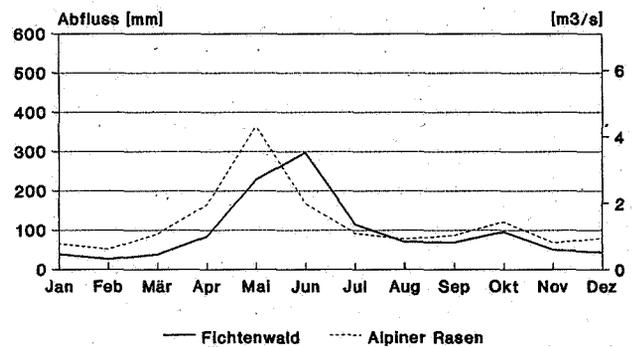


Bild 4. Mittlere monatliche Abflussvolumen aus einem Fichtenwald und einem Alpinen Rasen an der Urseren-Südflanke (1977–1987).

Der Verlauf der mittleren monatlichen Abflussvolumen ist für die beiden Vegetationsformen deutlich verschieden. Die mittleren Monatsabflussvolumen erreichen ihr Maximum unter dem Alpinen Rasen schon im Mai, während beim Fichtenwald die maximale monatliche Abflusssumme kleiner ist und erst im Juni erreicht wird (Abb. 4). Dies ist die Folge des verzögerten Abbaues der Schneedecke im Wald. Die Interzeption und die Abschirmung der für die Schmelze notwendigen Strahlung durch die Bäume spielen dabei eine wichtige Rolle. Die monatlichen Abflussvolumen unter dem Fichtenwald sind mit Ausnahme der Ausaperungszeit bedeutend kleiner. Dieser geringere Abfluss wird durch die im Vergleich zum Alpinen Rasen höhere Evapotranspirationsleistung der Fichten bewirkt.

Die mittleren monatlichen Evapotranspirationswerte für die beiden Vegetationsformen sind in der Abbildung 5 in ihre Verdunstungskomponenten aufgeschlüsselt.

Aus dieser Grafik wird deutlich, dass die Evapotranspirationsleistung der alpinen Rasenvegetation über alle Monate hinweg tiefer liegt als diejenige des Fichtenwaldes.

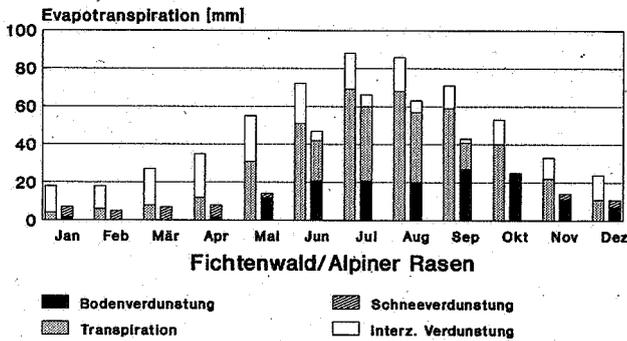


Bild 5. Mittlere monatliche Evapotranspirationswerte für Fichtenwald und Alpinen Rasen an der Urseren-Südflanke (1977–1987).

Während der eigentlichen Sommermonate (Juli, August) sind die Unterschiede prozentual gesehen sehr klein. Die grössten Unterschiede, sowohl absolut als auch prozentual, treten während den Frühlingsmonaten zu Tage. Dann ist der Fichtenwald bereits verdunstungswirksam (Schnee-Interzeptionsverdunstung und Transpiration) während der Alpinen Rasen noch unter Schnee liegend nur gerade die Schneedeckenverdunstung ausweisen kann.

Dass die Transpiration im April selbst bei Fichten im Gebirge bei entsprechender Temperatur tatsächlich einsetzt, zeigt Häsler (1990) mit seinen Gaswechselformen in Davos. Die Messresultate vom Juli 1986–Juni 1989 zeigen im übrigen, dass bei entsprechenden Witterungsbedingungen praktisch zu jeder Jahreszeit Transpiration möglich ist. Im Herbst nehmen die Verdunstungsunterschiede zwischen Fichtenwald und Alpinem Rasen wieder langsam zu, weil die Pflanzenaktivität und damit die Transpiration im Gegensatz zum Wald auf Null absinkt. Während des schneefreien Herbstes lässt die Bodenverdunstung im Freiland die Verdunstungsunterschiede noch nicht allzu stark ansteigen. Im Winter hingegen sind die prozentualen Unterschiede am grössten, weil das Interzeptionsvermögen im Fichtenwald weitgehend wirksam ist und an warmen Tagen bereits etwas Transpiration möglich ist.

Für die Interpretation der Abflussverhältnisse sind die Bodenspeicherverhältnisse unmittelbar vor dem interessierenden Ereignis von grosser Bedeutung. Neben der Evapotranspiration beeinflusst das Niederschlagsregime das Sättigungs-Defizit. Es ist deshalb sicher angebracht, für die Beurteilung des Abflussgeschehens auch den Zeitpunkt des Eintretens eines Niederschlags-Ereignisses, das heisst die witterungsbedingte Vorgeschichte (Regenperiode, Trockenheit) in die Untersuchung miteinzubeziehen. Im

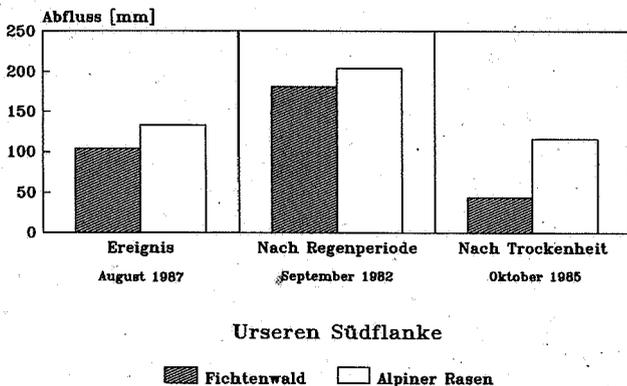


Bild 6. Vergleich der 3tägigen Abflussvolumen für das August-Ereignis 87 (267 mm Niederschlag) mit dem Abflussvolumen nach zwei extremen Witterungsphasen für den Fichtenwald und den Alpinen Rasen an der Urseren Südflanke.

Sinne einer Grenzwertbetrachtung werden aus der zehnjährigen Beobachtungsperiode je eine extrem nasse und eine extrem trockene Witterungsphase ausgewählt. Das August-Ereignis 87 wird nun sowohl nach diesen extremen Witterungsphasen als auch in der Situation, wie sie sich im August 87 tatsächlich ergeben hat modellmässig appliziert. Dies wird je für den bewaldeten und den unbewaldeten Zustand gemacht, auch wieder im Sinne einer Grenzwertbetrachtung.

In Abbildung 6 sind die entsprechenden Abflussvolumen des gesamten 3tägigen Niederschlags-Ereignisses vom August 87 dargestellt. Die gesamte Niederschlagsmenge der drei Ereignistage vom 23. bis 25. August 1987 beträgt im Urserental nach GREBNER et al. (1989) 267 mm; nämlich 48 mm, 189 mm und 30 mm für die einzelnen Tage.

Im August 1987 hätte sich demzufolge das Abflussvolumen der drei Ereignistage bei einer bewaldeten Urseren-Südflanke spürbar um 30 mm (22%) von 134 mm auf 104 mm reduziert. Ein Vergleich mit den extremen Witterungsphase zeigt, dass die Waldwirkung unterschiedlich, aber in allen Fällen erkennbar ist. Nach einer nassen Witterung wird das Abflussvolumen unter einem Fichtenwald gegenüber dem Alpinen Rasen um 10% von 205 mm auf 182 mm reduziert und nach einer trockenen sogar um 57% von 131 mm auf 57 mm.

Aufgrund der Erkenntnisse an der Urseren-Südflanke ist eine qualitative Aussage über die Waldwirkung im oberen Reusstal möglich. Dabei können wir festhalten, dass die generelle hydrologische Waldwirkung auch in dieser Höhenlage deutlich zum Tragen kommt. Der Wald zeigt ein für das Hochwassergeschehen positives Rückhaltevermögen, welches eine abflusshemmende Wirkung zeigt.

Wie die unterschiedlich hohen Abflussvolumen in den verschiedenen Ausgangssituationen belegen, ist der vorangegangenen Witterung eine hohe Bedeutung beizumessen.

4.2.2 Hydrologische Waldwirkung im gesamten Untersuchungsgebiet der Urseren

In dieser Betrachtung spielt nicht nur die potentiell mögliche Bewaldungsfläche eine Rolle, sondern auch die Flächenanteile von Gletscher, Fels und Geröll. Diese Landschaftselemente weisen zum Teil sehr unterschiedliche hydrologische Eigenschaften auf.

Bei einer maximal möglichen Bewaldung in der Urseren, beträgt die mittlere jährliche Verdunstung (1977–1987)

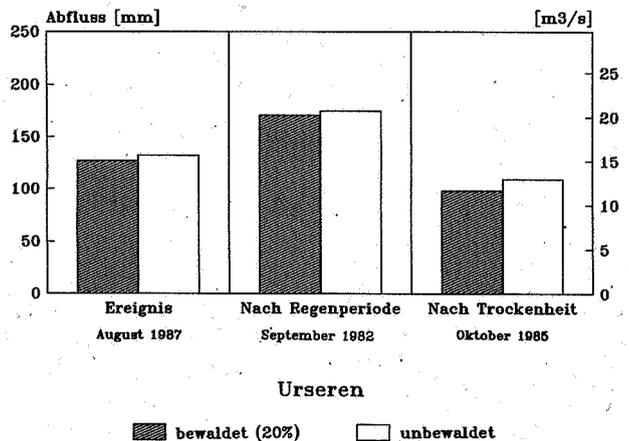


Bild 7. Vergleich der 3tägigen Abflussvolumen für das August-Ereignis 87 (267 mm Niederschlag) mit dem Abflussvolumen nach zwei extremen Witterungsphasen für den bewaldeten und unbewaldeten Zustand in der Urseren.

226 mm bei einem mittleren Jahresniederschlag von 1730 mm. Im aktuellen, nicht bewaldeten Zustand verdunstet in der gleichen Zeit 174 mm oder 10% des Niederschlags. Daraus resultieren entsprechend kleine Unterschiede bei den Abflussvolumen von 1501 mm bzw 1553 mm.

Die Wasserbilanz für das ganze Gebiet zeigt bedeutend kleinere Unterschiede zwischen den beiden Vegetationsformen als die Südflanke. Auch das Abflussverhalten im gesamten Gebiet ändert sich im Vergleich zur Südflanke im gleichen Sinn (Abb. 7)

Wenn wir das Ereignis vom August 1987 betrachten, stellen wir fest, dass bei einem maximalen Bewaldungsgrad von 20% die Abflussvolumen über die drei Ereignistage nur um 5 mm von 132 mm auf 127 mm hätte vermindert werden können. Das Hochwasser-Rückhaltevermögen wäre am Beispiel des August-Ereignisses sehr klein gewesen. Weiterhin kann festgestellt werden, dass das Ereignis zu einem durchaus ungünstigeren Zeitpunkt hätte eintreffen können.

5. Gegenüberstellung der Untersuchungsgebiete

Die differenzierte Betrachtungsweise bezüglich der hydrologischen Waldwirkung in verschiedenen Einzugsgebieten ist von grosser Bedeutung. Die hydrologische Wirkung eines Waldes in der einen Region ist nicht immer gleichbedeutend mit derjenigen in einer anderen Region. Je nach Klima, Geologie, Relief, etc. kann der Wald, bedingt durch diese Standortfaktoren, eine andere Baumartenzusammensetzung und Bodenbildung aufweisen. Diese Faktoren haben wiederum unmittelbaren Einfluss auf das hydrologische Verhalten des Waldes an einem spezifischen Ort.

5.1 Gegenüberstellung der Wasserbilanzen

Das Untersuchungsgebiet des Bedrettotales weist in der Periode 1956–1962 gegenüber der benachbarten Urseren (1978–1987) ein etwas niederschlagsreicheres Klima auf. Das Biembachtal (1978–1989) ist deutlich trockener und wärmer als die beiden Untersuchungsgebiete in den Zentralalpen. Die Verdunstung nimmt erwartungsgemäss mit zunehmender Höhe über Meer ab. Der Wald verdunstet an den Südflanken des Biembachs 50% mehr als die Wiese. In der Urseren verdunstet eine wiederbewaldete Südflanke 90% mehr als der Alpine Rasen und im Bedretto 75% (Abb. 8).

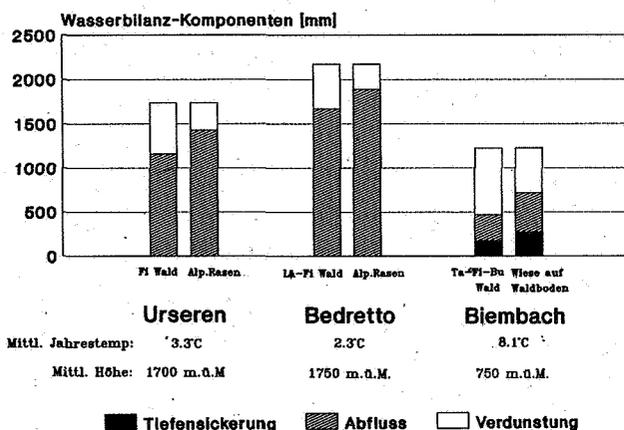


Bild 8. Gegenüberstellung der mittleren jährlichen Wasserbilanzkomponenten an den Südflanken der drei Untersuchungsgebiete für den bewaldeten bzw unbewaldeten Zustand.

5.2 Gegenüberstellung der Wassersättigungs-Defizite

Die Evapotranspiration und das Niederschlagsregime beeinflussen die Bodenfeuchte massgeblich. Der Austrocknungsgrad oder das Wassersättigungs-Defizit in der Wurzelzone (= Wasseraufnahmevermögen des Wurzelraumes bis zu seiner vollen Sättigung) beeinflusst das Abflussgeschehen massgeblich. Anhand der Sättigungs-Defizite lassen sich die unterschiedlichen Gebiete bezüglich ihrer hydrologischen Waldwirkung gut miteinander vergleichen. Für die Interpretation der Sättigungs-Defizite ist es von Bedeutung, dass sich ihre Unterschiede nicht direkt auf das Abflussgeschehen übertragen lassen.

5.2.1 Wassersättigungs-Defizit an den Südflanken

In Abbildung 9 sind die Sättigungs-Defizite der Wurzelzone für die unterschiedlichen, witterungsbedingten Ausgangssituationen in den südexponierten Teilgebieten dargestellt. Dabei wird die Bedeutung der einzelnen Defizitwerte für jedes Einzugsgebiet im Vergleich zu den entsprechenden maximalen Sättigungs-Defiziten diskutiert. Das maximale Sättigungs-Defizit ist dann erreicht, wenn alles für die Pflanze verfügbare Wasser in der Wurzelzone aufgebraucht ist.

Die maximalen Sättigungs-Defizite sehen für jedes Untersuchungsgebiet verschieden aus. So weist die Wurzelzone an der bewaldeten Südflanke der Urseren (Fichtenwald + Rohhumus) ein maximales Sättigungs-Defizit von 339 mm, das Bedretto ein solches von 265 mm und der Biembach eines von 111 mm auf. Andererseits beträgt das maximale Sättigungs-Defizit unter dem Alpenen Rasen an der Urseren-Südflanke 253 mm, im Bedretto 265 mm und im Biembach unter Wiese 74 mm.

Die Unterschiede der maximalen Sättigungs-Defizitwerte sind auf die bereits genannten Faktoren wie die Tiefgründigkeit der Wurzelzone, das Muttergestein (Geologie) sowie die Vegetation zurückzuführen.

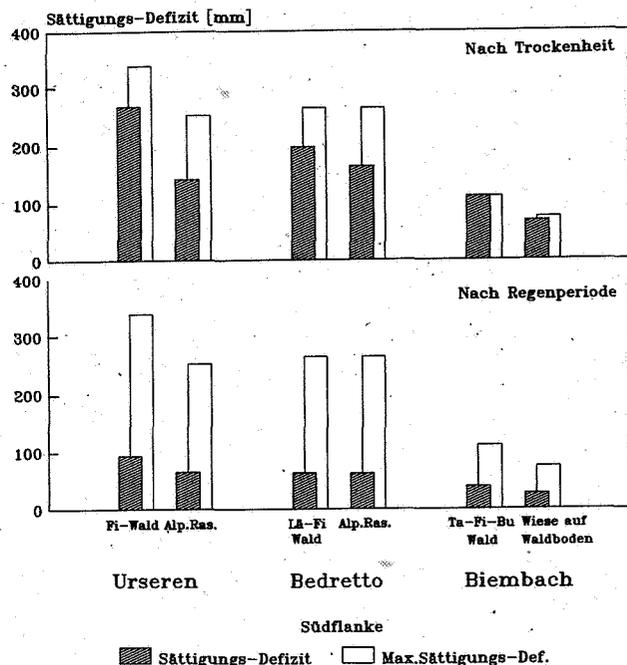


Bild 9. Sättigungs-Defizite der Wurzelzone nach zwei extremen Witterungsphasen an den Südflanken der drei Untersuchungsgebiete für den bewaldeten- bzw den unbewaldeten Zustand im Vergleich zu den maximal möglichen Sättigungs-Defiziten.

Die bescheidenen maximalen Sättigungs-Defizitwerte an den Waldstandorten des Biembaches sind auf den hohen Skelettanteil (Nagelfluh) zurückzuführen. Dass die Wiese auf einem solchen Waldboden (Nagelfluh) ein noch kleineres maximales Sättigungsdefizit aufweist ist hingegen auf die geringere Durchwurzelung der Wiesenvegetation (max. 40 cm) zurückzuführen.

Die Bedeutung von Evapotranspiration, Klima, Gebietscharakteristik und Witterung spiegelt sich in den unterschiedlichen Sättigungs-Defiziten. In allen drei Gebieten ist nach einer trockenen Periode eine positive Waldwirkung im Sinne einer Erhöhung des Sättigungs-Defizites gegenüber der unbewaldeten Situation deutlich zu erkennen. Im Biembach vermag die Vegetation das maximale Sättigungs-Defizit fast auszuschöpfen. Die Situation nach einer längeren Regenperiode relativiert die Waldwirkung und zwar in allen drei Untersuchungsgebieten.

Aus dieser Gegenüberstellung können wir schliessen, dass es zwar eine Waldwirkung gibt, dass sie jedoch sehr stark von den standortgebundenen Faktoren abhängt.

5.2.2 Differenz der Sättigungs-Defizite an den Südflanken

Bis jetzt wurden stets Grenzwertbetrachtungen angestellt. Sie zeigen eine Momentaufnahme in Extremsituationen. Um den generellen Einfluss des Waldes auf das Sättigungs-Defizit über eine länger Zeitperiode beurteilen zu können, bedienen wir uns der Dauerkurve.

Wir betrachten in Abbildung 10 die südexponierten Teilflächen der drei Untersuchungsgebiete und gehen von einer mehrjährigen Simulationsperiode aus. Für jedes Gebiet ist die Differenz der täglichen Sättigungs-Defizitwerte zwischen dem bewaldeten bzw unbewaldeten Zustand als Dauerkurve dargestellt. Die Dauerkurve gibt an, während wie langer Zeit des Jahres das Sättigungs-Defizit unter Wald um einen bestimmten Betrag grösser ist als unter Wiese. Da wir jeweils nur eine Teilfläche des gesamten Untersuchungsgebietes betrachten, sind die Werte nicht auf das gesamte Einzugsgebiet übertragbar. Die Aussagen haben vielmehr qualitativen Charakter und sollen die Notwendigkeit der differenzierten Betrachtungsweise unterstreichen.

Die Dauerkurven der untersuchten Gebiete der Urseren, des Bedretto und des Biembaches unterscheiden sich deutlich voneinander. Die Differenzen in der Urseren sind

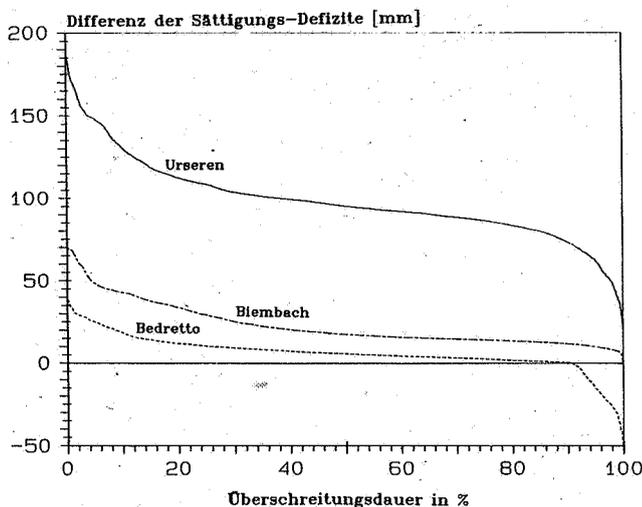


Bild 10. Dauerkurven der Differenzen der Sättigungs-Defizite zwischen Wald und Alpinem Rasen bzw Wiese an den Südflanken der drei Untersuchungsgebiete.

während des ganzen Jahres durchwegs positiv und zudem deutlich grösser als in den beiden anderen Untersuchungsgebieten. Auch im Biembach resultiert im bewaldeten Zustand ein grösseres Wassersättigungs-Defizit. Im Bedretto wird die Differenz der Sättigungs-Defizite während rund 36 Tagen (10%) sogar negativ. Das ist während der Ausaperungsphase im Wald der Fall. Zu dieser Zeit ist der Alpine Rasen schon schneefrei und im Boden kann sich bereits ein Sättigungs-Defizit aufbauen.

Die Dauerkurven zeigen, dass der Wald nicht nur punktuell (Grenzwertbetrachtung) sondern praktisch übers ganze Jahr hinweg ein positives Wasserrückhaltevermögen in der Wurzelzone aufweist. In Ausnahmefällen, z.B. nach grossen Regenfällen oder während der Ausaperungszeit, vermag auch der Wald kein oder nur ein kleines zusätzliches Wasserrückhaltevermögen bereitzustellen.

5.2.3 Wassersättigungs-Defizit in den gesamten Einzugsgebieten

In Abbildung 11 ist das Sättigungs-Defizit der Wurzelzone für die drei gesamten Gebiete im Vergleich zum maximalen Sättigungs-Defizit dargestellt. Die Grafik zeigt die Situation am «Vorabend» des Ereignisses im August 1987 im Vergleich mit den Extremsituationen.

Die maximalen Sättigungs-Defizitwerte der Wurzelzonen in den beiden unterschiedlichen Einzugsgebieten der Zentralalpen sind um 100 mm bis 150 mm kleiner als in den südexponierte Teilflächen. Andererseits ist das Sättigungs-Defizit im gesamten Biembach von 111 mm auf 174 mm bzw von 74 mm auf 124 mm angestiegen. Wie ist diese andersverlaufende Entwicklung zu verstehen?

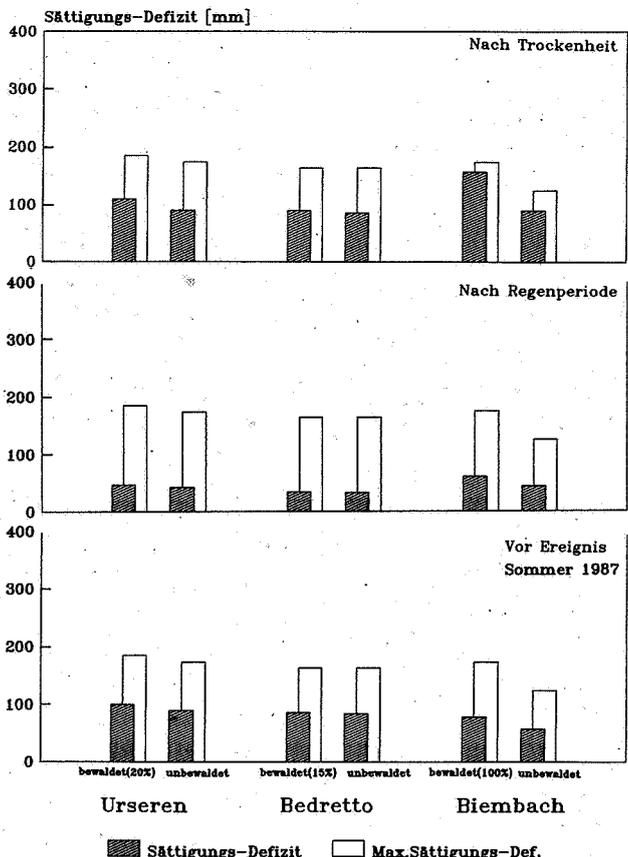


Bild 11. Sättigungs-Defizit der Wurzelzone vor dem Ereignis 87 und nach extremen Witterungsphasen im bewaldeten und unbewaldeten Zustand für alle drei Einzugsgebiete im Vergleich zu den maximal möglichen Sättigungs-Defiziten.

Die Untersuchungsgebiete in den Zentralalpen (Urseren, Bedretto) weisen grosse Anteile an vegetationslosen Geröll- und Felspartien auf. Das maximale Sättigungs-Defizit wird im Mittel über das ganze Gebiet gesehen kleiner ausfallen, als dies für die vegetationsbedeckte Teilfläche der Südflanke zu erwarten ist. Im Biembach ist die Situation anders. Bei der Betrachtung des ganzen Einzugsgebietes nimmt der Anteil an tiefgründigeren Böden (Wiese) zu.

Die Waldwirkung wird in den beiden Untersuchungsgebieten der Zentralalpen somit gedämpft. Deshalb ist sie jeweils im gesamten Gebiet für alle betrachteten Witterungssituationen klein. Der Biembach zeigt vor allem in einer trockenen Ausgangslage eine markante Waldwirkung (Abb. 11). Dies ist aber vor allem auf den grossen potentiellen Waldanteil (100%) zurückzuführen.

Die Abbildung 11 zeigt, dass der Zeitpunkt des August-Ereignisses bezüglich Wasseraufnahmebereitschaft des Bodens (= Sättigungs-Defizit) in den alpinen Untersuchungsgebieten vergleichsweise günstig war.

5.3 Abflussverhalten der verschiedenen Einzugsgebiete

Das Abflussverhalten verschiedener Einzugsgebiete kann untereinander nur verglichen werden, wenn sich in allen Gebieten dasselbe Niederschlagsereignis unter vergleichbaren Vorbedingungen ereignen würde.

Mit einem Simulationsexperiment können wir diese Situation annähernd erreichen: Wir applizieren das Ereignis vom 23.–25. August 1987 (267 mm), wie es sich in der Urseren abgespielt hat, in mehreren Gebieten. Die in dieser Arbeit untersuchten Gebiete weisen in ihrer Bodentextur keine extremen Unterschiede auf. Deshalb wird für das Simulationsexperiment zusätzlich das Einzugsgebiet des Erlenbachs im Alptal (Kanton Schwyz) berücksichtigt.

Die Abflussvolumen des 3tägigen Ereignisses fallen für die drei Untersuchungsgebiete Urseren, Bedretto und Biembach ähnlich aus (Abb. 12). Mit zunehmendem Waldanteil sinkt das Abflussvolumen. Das Einzugsgebiet des Erlenbachs lässt, trotz höchstem Bewaldungsprozent, im Vergleich dazu das doppelte Wasservolumen abfliessen. Das Gebiet des Erlenbachs liegt im Flysch mit flachgründigen und schwer durchlässigen Böden. Es zeigt sich, dass die Variation der Abflussvolumen mit dem Bewaldungsprozent allein nicht erklärt werden kann. Die Bodenverhältnisse, die Vegetation, das Relief usw. spielen eine entscheidende Rolle.

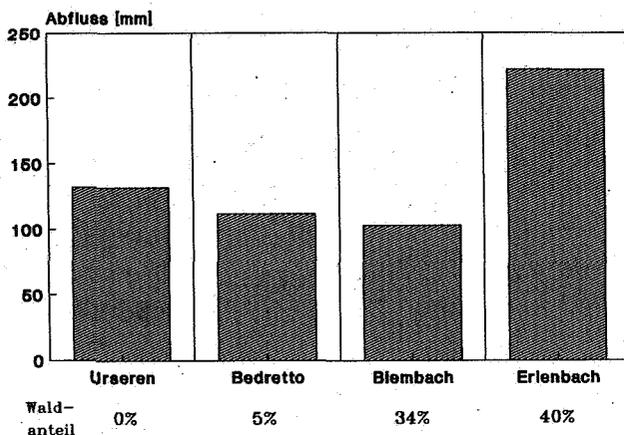


Bild 12. 3tägige Abflussvolumen nach einem Niederschlag von 267 mm (August-Ereignis in der Urseren) in verschiedenen Einzugsgebieten.

6. Zusammenfassung

Generelle Waldwirkungen

Unter dem Begriff «Wald» werden hier nicht nur die oberirdischen, sichtbaren Pflanzenteile, sondern auch die Wurzelzone verstanden. Die hydrologische Waldwirkung wird mit Hilfe der Wasserbilanz-Komponenten, der Bodenspeicherezustände und der Abflussvolumen beurteilt.

Die Wasserbilanzen für bewaldete, südexponierte Teilflächen in den drei Untersuchungsgebieten Urseren, Bedretto und Biembach fallen sehr unterschiedlich aus. Im Biembach verdunsten ungefähr 750 mm des gefallenen Jahresniederschlags von 1225 mm. In den beiden alpinen Einzugsgebieten ist die Verdunstung kleiner. Sie beträgt in der Urseren ca. 580 mm bei 1740 mm Jahresniederschlag. Im Bedrettal macht die Verdunstung ca. 500 mm aus, bei einem Niederschlag von 2170 mm.

Der Wald, insbesondere der immergrüne Nadelwald, vermag jährlich gegenüber einer unbewaldeten Fläche (Wiese) eine deutlich höhere Wassermenge zu verdunsten und damit dem Abfluss zu entziehen. Am Beispiel der drei südexponierten Teilflächen der erwähnten Einzugsgebiete beträgt diese Mehrverdunstung im Bedretto 210 mm, im Biembach 250 mm und in der Urseren 270 mm.

Die Wurzelzone unter dem Wald weist gegenüber derjenigen unter dem Alpinen Rasen/Wiese fast über das ganze Jahr hinweg ein grösseres Wasserrückhaltevermögen auf. Dies wird im wesentlichen durch die grosse Evapotranspirationsleistung des Waldes und das z. T. vergrösserte Wasserspeichervermögen in der Wurzelzone bewirkt. Dieses erhöhte Wasserspeichervermögen im Wald wird stark durch die vorhandene Humusform beeinflusst.

In Extremsituationen z. B. nach grossen Regenfällen oder während der Schneeschmelze vermag allerdings auch der Wald kein zusätzliches Wasserrückhaltevermögen bereitzuhalten. Das Abflussvolumen wird in diesen Fällen durch den Wald nicht merklich reduziert.

Besonders deutlich ist die Waldwirkung nach längeren Trockenheiten. Dann summieren sich die höheren Evapotranspirations-Leistungen des Waldes über eine längere Zeit. Der Bodenspeicher unter dem Wald weist gegenüber der Wiese ein deutlich höheres Wasserrückhaltevermögen auf. Die entsprechenden Abflussvolumen unterscheiden sich klar.

Das Wasserrückhaltevermögen im Boden wird durch den Witterungsverlauf stark beeinflusst. Bei einem eintretenden Niederschlagsereignis ist die witterungsbedingte Vorgeschichte (Regenperiode, Trockenheit) bezüglich des Wasserrückhaltevermögens bzw. des Abflussverhaltens wichtiger als der Einfluss einer möglichen Bewaldung.

Waldwirkungen – Unwetter 1987

In den beiden alpinen Untersuchungsgebieten Urseren und Bedretto könnte der maximale Bewaldungsanteil unter den heutigen klimatischen Verhältnissen höchstens 20 bzw. 15% betragen. Damit reduziert sich die maximale Waldwirkung im gesamten Untersuchungsgebiet auf ein bescheidenes Ausmass.

Falls die Urseren während der Unwetter im August 87 bis auf eine Höhe von 1800 m ü.M. mit einem über 100jährigen Fichtenwald bestockt gewesen wäre, hätte sich das Abflussvolumen während des 3tägigen Ereignisses mit 270 mm Niederschlag lediglich um 4% oder 5 mm von 132 mm auf 127 mm reduziert. Im Bedrettal hätte sich das Abflussvolumen unter maximaler Bewaldung während des 3tägigen August-Ereignisses 1987 (340 mm Niederschlag)

nur um 3% oder 5 mm auf 157 mm reduziert. Dabei wurde die fiktive Waldgrenze auf 1900 m ü.M. angenommen.

Das tatsächliche Wasserrückhaltevermögen am «Vorabend» des August-Ereignisses von 1987 war sowohl in der Urseren wie im Bedretto im Vergleich zu einer «nassen» Vorereignisperiode verhältnismässig gross. Das Ereignis hätte durchaus noch zu einem ungünstigeren Zeitpunkt eintreffen können. Nach einer vorangegangenen Regenperiode hätte das Ereignis in der Urseren ein um 43 mm (33%) grösseres Abflussvolumen ergeben. Im Bedretto hätte sich das Abflussvolumen entsprechend um 33% bzw. 53 mm erhöht.

Im Untersuchungsgebiet des Biembachs könnte der maximale Bewaldungsanteil 100% betragen. Der Waldanteil beträgt heute 34%. Der Wald stockt auf steilem, skelettreichem Untergrund (Nagelfluh). Wiesen und Äcker hingegen findet man auf tiefgründigen, skelettarmen Böden. Bei einem Niederschlagsereignis, das bezüglich Menge dem Juli-Ereignis von 1987 entspricht (78 mm), ergäbe sich unter maximaler Bewaldung im Biembach eine Verminderung des Abflussvolumens um 17% oder 3.5 mm auf 15 mm. Nach einer vorangegangenen Regenperiode hätte sich für das gleiche Ereignis ein um 10 mm (ca. 60%) erhöhtes Abflussvolumen ergeben.

Forstliche Massnahmen

Durch Vergrösserung des Waldflächenanteils kann die hydrologische Waldwirkung erheblich verbessert werden. Mit einer entsprechenden Baumartenwahl (immergrüner Nadelwald) beeinflusst man das hydrologische Verhalten einerseits direkt durch die entsprechende ganzjährige Interzeptions- bzw. Transpirationswirkung und andererseits indirekt über die Bodenbildung (z. B. Streuabbau). Die hydrologische Waldwirkung wird durch günstige Bodenfaktoren (Gründigkeit, Kornverteilung, Humusbildung usw.) positiv beeinflusst. Durch Vermeidung von Bodenverdichtung bleibt der Anteil an oberflächennahem Abfluss bei einem Niederschlagsereignis relativ klein und das Infiltrationsvermögen des Waldbodens bleibt erhalten.

Verdankungen

Zum Gelingen der vorliegenden Arbeit haben viele ungenannte Personen beigetragen: Vielen Dank!

Ganz besonders bedanken möchten wir uns bei Peter Lüscher für die wertvolle Unterstützung im Zusammenhang mit der Beurteilung und Ansprache der Böden, bei Bruno Schädler für die fruchtbaren Diskussionen und Anregungen und bei Dietmar Grebner für die sorgfältige Bestimmung der Gebietsniederschläge für die Tage der Unwetter-Ereignisse.

Literaturverzeichnis

- FEDERER C.A. and LASH D., 1978: BROOK: A Hydrologic Simulation Model for Eastern Forests. Water Resource Research Center, University of New Hampshire, Durham, New Hampshire, USA.
- FÖHN, P., 1978: Schnee-Verdunstung in alpinem Gelände. In: Beiträge zur Geologie der Schweiz – Hydrologie, Nr.25: 35–42.
- FORSTER, F., KELLER, H.M., 1988: Hydrologic Simulation of Forested Catchments Using the BROOK-Model, Poster-Paper at the NATO Advanced Study Institute, Sintra, Portugal.
- GREBNER, D., RICHTER, K.G., 1989: Teilprojekt A3: «Gebietsniederschlag» (Ursachenanalyse Hochwasser 1987), Zwischenbericht vom 12.2.89, Geographisches Institut der ETHZ.
- HÄSLER, R., 1990: Teilprojekt «Gaswechsel der Fichte»: Schlussbericht vom 19.1.90. Birmensdorf: Eidgenössische Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft. Interner Bericht zu Handen der Programmleitung NFP 14+ «Waldschäden und Luftverschmutzung in der Schweiz».
- RICHARD F., LÜSCHER P. und STROBEL Th., 1983: Physikalische Eigenschaften von Böden in der Schweiz, Bände 1,3,4,5. Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf.
- UTTINGER, H., 1949: Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901–1940. Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt, Zürich, Beilage: Niederschlagskarte der Schweiz, 27 S.

Einzugsgebietsdynamik «Dynamique des bassins versants»

J.-P. Jordan, Ph. Hohl

Institut d'aménagement des terres et des eaux
Hydrologie et aménagements
Ecole polytechnique fédérale de Lausanne
CH-1015 Lausanne

Résumé

L'étude hydrologique de trois bassins versants ruraux sous des conditions de précipitations exceptionnelles a montré que l'état d'humidité du bassin et le relief étaient primordiaux pour expliquer les débits catastrophiques de l'été 1987 en Suisse. Pour ces événements les autres facteurs, telle la couverture végétale, n'influencent que très peu le débit de pointe, essentiellement parce que la capacité maximum de stockage d'eau dans le sol est atteinte ou dépassée pratiquement sur tout le bassin. En région de plaine, les sols plus profonds et mieux répartis diminuent la probabilité d'une extension importante des surfaces saturées. Dans ces conditions, la végétation est susceptible de jouer un rôle protecteur non négligeable, néanmoins limité, contre les crues exceptionnelles.

Zusammenfassung

Die Analyse des hydrologischen Verhaltens von drei ländlichen Einzugsgebieten während aussergewöhnlichen Niederschlägen hat gezeigt, dass der Bodenfeuchtezustand des Einzugsgebietes und das Relief von grösster Bedeutung sind, um die katastrophalen Hochwasser des Sommers 1987 in der Schweiz zu erklären. Während dieser Ereignisse beeinflussten andere Faktoren, wie beispielsweise die Vegetationsdecke, den Spitzenabfluss nur sehr wenig, vor allem deshalb, weil praktisch im ganzen Einzugsgebiet die maximale Wasserspeicherkapazität des Bodens erreicht oder überschritten wurde. Im schweizerischen Mittelland verkleinern die besseren Wasserspeicherkapazitäten der Böden die Wahrscheinlichkeit einer starken Ausdehnung von wassergesättigten Flächen. Bei diesen Verhältnissen kann die Vegetation eine nicht zu vernachlässigende, wenn auch beschränkte Schutzfunktion gegenüber aussergewöhnlichen Hochwassern ausüben.

1. Introduction

1.1 Cadre de l'étude et objectifs

Dans le cadre du projet national de recherche sur «l'Analyse des causes des crues de 1987», l'Institut des aménagements des terres et des eaux (IATE-HYDRAM) de l'EPFL a été chargé d'étudier le volet «Dynamique des bassins versants» qui concerne l'étude des effets de modifications anthropiques sur les crues.

L'étude se focalise sur les petits bassins versants ruraux. Le rôle des modifications sur les réactions de ces bassins aux précipitations extrêmes a été évalué à partir d'une estimation de l'influence, sur le taux d'infiltration et la capacité de stockage de l'eau dans le sol, de changements dans l'occupation du sol (déboisement, urbanisation ...), et dans l'utilisation agricole des sols.

Les questions, auxquelles nous avons tenté d'apporter une réponse, concernent:

- la possibilité d'avoir déjà vu dans le passé des crues d'une ampleur équivalente à celles de 1987
- le rôle sur les événements de 1987:
 - de la forêt
 - de l'utilisation intensive des sols
 - des nouvelles pratiques culturales
 - des travaux d'améliorations foncières

1.2 Méthodologie

L'analyse hydrologique de trois bassins représentatifs est basée sur la simulation de leur comportement à l'aide d'un modèle conceptuel. Les modifications sont prises en compte sous forme de scénarios élaborés sur la base soit d'un état historique du bassin versant, soit d'interventions futures hypothétiques.

Parce qu'il n'existe actuellement sur le marché aucun outil ou modèle qui reflète réellement l'ensemble des processus de formation de crues, et que de plus l'importance de tel ou tel processus n'a pas toujours été clairement établie dans une région donnée, nous avons fait appel au modèle OTTHYMO. Ses avantages déterminants ont été sa facilité de mise en œuvre, son nombre réduit de paramètres et le fait qu'il ait été déjà testé sur nombre de bassins versants en Suisse. Ses concepts ont bien évidemment été critiqués afin de vérifier le bien fondé de certaines hypothèses.

1.3 Le modèle OTTHYMO

Le modèle OTTHYMO est basé sur une approche classique qui consiste à calculer dans un premier temps la pluie nette par une fonction d'infiltration, puis de transformer cette pluie nette en hydrogramme par une fonction de transfert de type hydrogramme unitaire.

OTTHYMO étant un modèle de simulation mono-événementiel, c'est-à-dire travaillant sur des périodes relativement courtes, l'évapotranspiration peut être considérée comme nulle. Le calcul des pertes se fait en considérant uniquement les pertes initiales (interception et stockage superficiel) et l'infiltration. La méthode utilisée pour la simulation de ce processus est celle du «Soil Conservation Service» américain (SCS), qui utilise le paramètre CN «Curve Number» pour le calcul des pertes.

Cette méthode est appliquée aux Etats-Unis pour l'estimation des débits sur des bassins non jaugés. Les tables fournies par ce service serviront d'indication pour répartir le CN global en fonction de la couverture végétale et pour évaluer la sensibilité du paramètre aux modifications de l'occupation du sol.

Le principe de ruissellement par dépassement de la capacité d'infiltration est implicitement considéré dans cette méthode. Pour valider ce modèle, lorsque le ruissellement sur les surfaces saturées est prédominant, les résultats ont été comparés à une approche plus physique (Jordan et al., 1990), basée sur le TOPMODEL. Cela a permis de montrer que la méthode du SCS tenait implicitement compte du processus de ruissellement sur les surfaces saturées.

Le transfert est modélisé en fonction des caractéristiques des bassins. Un hydrogramme unitaire synthétique est obtenu à partir d'un unique réservoir linéaire (urbhyd). Créé à l'origine pour les bassins urbains, celui-ci convient très bien en milieu montagneux où les temps de transfert sont également très courts. Pour le bassin versant de la Petite Glâne situé en plaine, l'H.U. synthétique de Nash (cascade de réservoirs) sera utilisé.

2. Inventaire et modélisation des modifications

Les différents types de modifications qui ont pu survenir lors des dernières décennies touchent principalement à l'utilisation du sol au travers:

– d'une modification de la couverture végétale, par:

- son type
- sa nature

à laquelle s'ajoutent également les modifications dues aux:

- nouvelles pratiques culturales (machines, labours, etc.)
- drainages

– ainsi qu'à une imperméabilisation par:

- urbanisation
- construction de routes

Mais elles touchent également:

– le réseau de drainage par:

- la correction des cours d'eau
- l'extension du réseau (collecteurs principaux)

De façon générale, la plupart des auteurs s'accordent à noter le rôle bénéfique de la forêt sur la capacité d'infiltration. L'infiltration est favorisée par l'effet des racines sur la porosité, par l'existence d'une litière ou enfin par l'absence de «battage» du sol protégé par le couvert végétal. Un meilleur écoulement dans le sol favorise le ressuyage et amène à des conditions antécédentes d'humidité plus faibles. Le potentiel d'interception est amélioré au niveau du couvert végétal et de la litière. Finalement, on peut noter une augmentation de la rugosité par la présence de cette litière, ainsi qu'une augmentation de l'évapotranspiration.

L'urbanisation se caractérise par une imperméabilisation des sols. L'effet le plus important est l'augmentation du ruissellement. Les effets des constructions de routes ou chemins sont comparables à ceux de l'urbanisation. Mais l'impact de la construction d'une route ne se limite pas seulement à la surface construite, la concentration des eaux de surface peut conduire à une érosion très forte sur le versant aval, induisant une imperméabilisation légèrement plus étendue. Cette concentration des eaux de surface va également provoquer un transfert d'eau accéléré, les routes fonctionnant alors comme de véritables cours d'eau.

Les aménagements rencontrés dans les bassins de plaine sont réalisés généralement lors de remaniements parcellaires qui regroupent des ouvrages de drainage agricole et des routes et chemins pour faciliter l'accès aux parcelles. Ces voies d'accès servent également à l'évacuation des eaux de surface. Les remaniements parcellaires s'accompagnent également souvent d'un changement d'affectation du sol et d'une modification de la forme des parcelles dans le but d'une rationalisation de l'exploitation. Parfois, une correction des cours d'eau qui consiste à modifier les sections et les rugosités des lits existants et à changer leur tracé peut être entreprise.

Du point de vue des crues, les effets possibles sont d'une part la diminution des temps de transfert et d'autre part l'augmentation du ruissellement. Ceux-ci sont dus à l'imperméabilisation de surface, mais aussi à des changements de pratique culturale pouvant amener une diminution des capacités d'infiltration, par exemple utilisation d'engins agricoles lourds.

Les effets des drainages sont très complexes et dépendent de nombreux facteurs. Le drainage représente par exemple

un apport d'eau maximum relativement constant lors d'une crue, mais suppose également un ressuyage plus rapide entre deux événements, en d'autres termes des conditions antérieures d'humidité plus faibles.

Le modèle OTTHYMO permet de considérer les effets des modifications essentiellement au travers de 4 paramètres qui expriment plusieurs processus simultanément, il y a donc une étape de simplification conceptuelle pour passer des effets hydrologiques tels que physiquement nous les concevons à leur interprétation au moyen de variations de paramètres. Les erreurs provoquées par cette simplification sont minimisées si les processus sont correctement simulés et si les conclusions se limitent aux résultats les plus évidents.

3. Choix des bassins versants

Trois bassins versants ont été retenus au début 89 sur la base des critères suivants:

1. Bassin ayant subi les événements extrêmes de 1987
2. Bassin possédant des mesures de débits en continu et des mesures pluviométriques sur ou à proximité de celui-ci
3. Période de mesure la plus longue possible
4. Bassin rural
5. Bassin ayant subi des modifications dues à l'activité humaine

Le choix effectué a été le suivant:

1. Le Witenwasserrenreuss à Realp (UR),
2. Le Ticino à Ronco (TI)
3. Le Biembach (BE)

Le bassin versant du Biembach a été abandonné en cours d'étude, malgré l'installation et le suivi de stations pluviométriques et hydrométriques entreprise par l'IATE/HYDRAM dès le début de l'étude. Car, suite à une période de mesures sans qu'aucune crue n'ait pu être observée, il nous a paru nécessaire de nous reporter sur un bassin possédant déjà les données nécessaires au calage et à la validation de notre modèle.

Le Biembach a alors été remplacé par la Petite-Glâne, sur le Plateau suisse. Les mesures effectuées sur le Biembach ont pu être toutefois utilisées dans le cadre du projet A1 sur l'influence de la forêt menée par l'Institut de recherche de la forêt de la neige et du paysage (FNP) à Birmensdorf.

Les deux premiers bassins ont subi des dégâts très importants lors des événements extrêmes de 1987. Cependant, un certain nombre de critères ne sont pas remplis pour ces bassins:

- aucun des bassins ne possède des valeurs de débits sous différentes occupations du sol
- les bassins du Ticino et du Witenwasserrenreuss sont situés entre 3200 et 1500 m d'altitude et ont, par conséquent, une couverture végétale restreinte.

La Petite-Glâne a été moins touchée par les crues de 87, bien que de sérieuses inondations s'y soient produites.

4. Calage et validation du modèle

Les bassins versants ont été discrétisés en sous-bassins de quelques km². Une discrétisation plus fine aurait peut-être permis une meilleure représentation du réseau de drainage ou des caractéristiques de détail. Toutefois, ne disposant que de mesures à l'exutoire, il s'avère dangereux de se baser sur des sous-bassins de trop petites tailles en raison de

l'impossibilité de valider le modèle à l'échelle des sous-bassins, si cette échelle est trop différente de celle du bassin global. La délimitation des sous-bassins tient compte de la topographie et de l'occupation du sol (Fig. A-1).

4.1 Calage de la fonction de production

Cette fonction est essentielle et une grande partie de nos conclusions va en dépendre. En fixant la valeur des pertes initiales, qui a une faible influence surtout pour les crues importantes, il reste à déterminer le CN dont une valeur globale peut être calculée directement à partir de la pluie totale et du volume ruisselé.

Une relation par bassin entre le CN et certains paramètres qui caractérisent l'humidité du sol a été obtenue. Les résultats fournis par le modèle de BROOK utilisé par le FNP ont été utilisés pour les bassins alpins, tandis qu'un indice des précipitations antécédentes a servi pour la Petite-Glâne. Le CN global a ensuite été réparti en fonction de l'occupation du sol.

4.2 Validation du modèle

D'une manière générale, les résultats sont satisfaisants. L'erreur sur le débit de pointe dépasse rarement les 30%. Les volumes et la forme de l'hydrogramme sont en général bien reconstitués.

5. La pluie de projet

La pluie de projet constitue l'événement de référence pour lequel les réactions des bassins versants seront comparés sous différentes utilisations du sol. Le choix d'un événement historique pour cette pluie comporte plusieurs avantages:

- La structure de la pluie de projet n'a pas le caractère artificiel d'une pluie synthétique.

- L'averse peut être étudiée statistiquement.
- Cet événement ayant été vécu, l'opinion publique y est plus sensible.
- Il est possible d'estimer des conditions initiales d'humidité réelles.

L'inconvénient d'une pluie historique sur une pluie synthétique vient de son caractère particulier qui ne reflète pas forcément une situation représentative ou moyenne d'un événement extrême.

C'est l'événement d'août 87 qui a été choisi pour les bassins de montagne. Pour la Petite-Glâne, bien que le bassin n'a pas subi d'événement catastrophique en 1987, une précipitation exceptionnelle a été observée cette année. Cette pluie historique a toutefois le désavantage de ne pas correspondre aux conditions qui ont provoqué la terrible crue du Biembach. La pluie était en effet de courte durée. C'est pourquoi nous avons simulé également une pluie synthétique de type orageuse.

A l'analyse de la structure de l'averse pour l'événement extrême de 1987 dans les Alpes, on constate que l'intensité maximale, relativement faible, arrive en fin d'averse après une pluie d'humectation longue et soutenue. L'importance de cette structure est évidente si on considère uniquement l'intensité maximale. Celle-ci tombant sur un sol encore relativement sec ne provoque, en effet, qu'un débit de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ (75% de réduction), (Fig. 1).

Selon nos simulations, il faudrait une précipitation de 90 mm en une heure pour que le débit atteigne les $200 \text{ m}^3/\text{s}$ pour des conditions antécédentes identiques à celle rencontrée avant l'événement catastrophique. Cette intensité correspond à un temps de retour d'environ 500 ans sur la courbe IDF de la station du St-Gothard (2090 m s.m.) alors que l'intensité horaire maximum de l'événement du 24 août (40 mm/h) est égale approximativement à la moyenné de la loi de Gumbel ($T = 2,33$ ans).

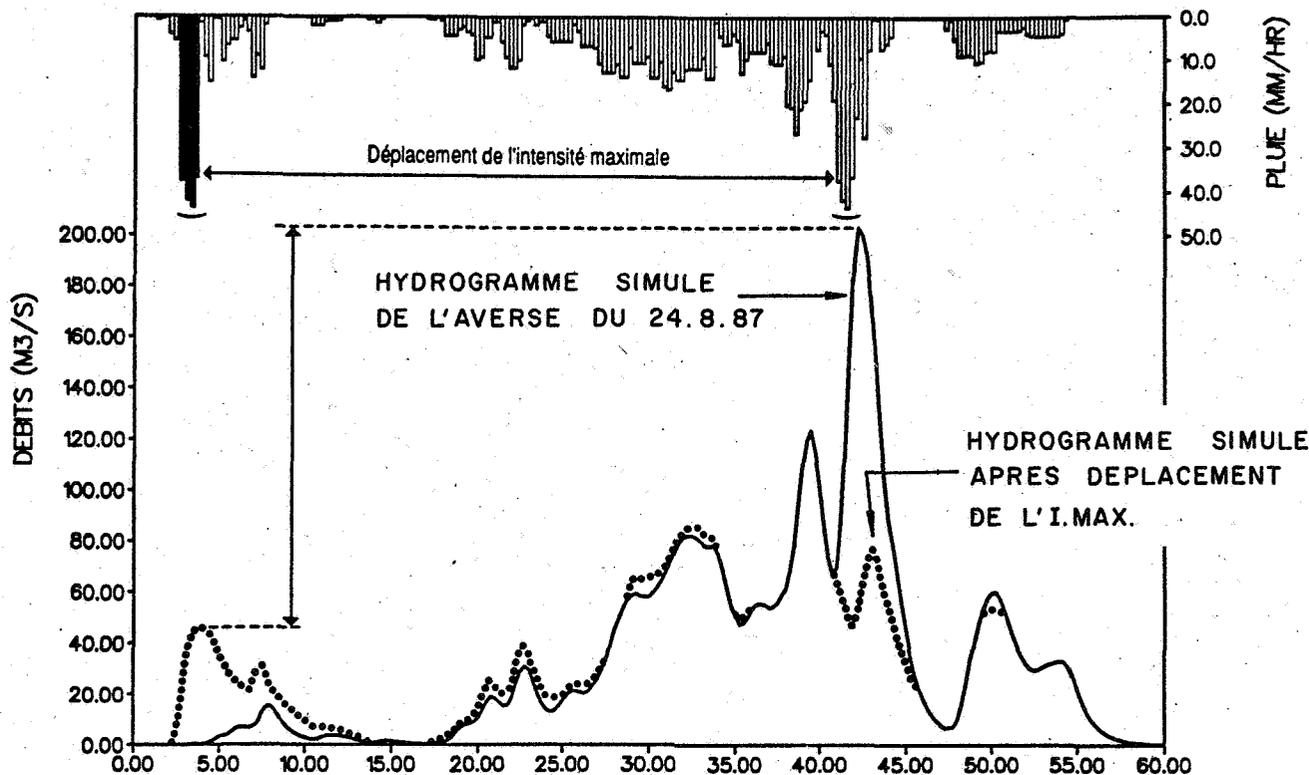


Fig. 1. Événement simulé du 24.8.87 sur le Witenwasserenreuss et déplacement de l'intensité maximum.

L'événement historique de la Petite-Glâne est tombé sur un état antécédent d'humidité du bassin sec. Ces conditions ont été retenues pour la simulation des deux averses, bien qu'elles ne représentent pas la situation la plus critique. Une des conséquences est que les débits simulés seront de fréquence plus élevée que ceux obtenus dans les Alpes.

6. Résultats de la simulation de scénarios

La situation du bassin de la Petite-Glâne offre de plus larges possibilités de scénarios que dans les Alpes où l'altitude, les fortes pentes et la présence de rochers et glaciers limitent l'étendue des surfaces ayant subi, ou qui auraient pu subir, des modifications. En outre, sur ces derniers bassins le transfert extrêmement rapide des eaux de ruissellement sur les versant raides et bien drainés rend le débit de pointe à l'exutoire du bassin insensible à toute modification du réseau de drainage superficiel. Nous donnons comme exemple à la figure A-2 la schématisation des modifications simulées sur la Petite-Glâne.

Le tableau 1 regroupe les scénarios simulés et les résultats principaux. La comparaison n'est effectuée qu'au niveau du débit de pointe, car en regard des effets assez faibles sur ce débit maximum, l'allure générale de l'hydrogramme ne subit aucune modification.

6.1 Modification de la couverture forestière

Un scénario optimal qui consiste en une occupation par la forêt de toutes les zones situées au dessous de 2000 mètres d'altitude a été simulé sur les bassins alpins. Pour le bassin versant du Witenwasserrenreuss la réduction n'est que d'environ 5% (203 à 192 m³/s).

La forêt occupe actuellement 11% du bassin du Ticino, dans sa partie aval. Elle est relativement clairsemée puisqu'elle n'occupe que 35% de ce sous-bassin. Deux scénarios de dé- ou reboisement ont été simulés. Les résultats des simulations montrent une réduction ou une augmentation équivalentes et négligeables du débit de pointe à l'exutoire.

La forêt couvre également 11% du bassin de la Petite-Glâne. Par rapport à la situation à la fin du siècle dernier, il n'y a

eu, d'après la carte Siegfried de la région, que des changements très localisés. Mais il est certain qu'en remontant à des temps plus reculés, les forêts occupaient des surfaces beaucoup plus importantes. Une couverture forestière occupant 34% du bassin a été estimée et simulée. Dans une deuxième étape, les conséquences d'une disparition totale de la forêt suite à une maladie incurable ont été évalués. Les résultats montrent qu'un bassin encore fortement boisé réagirait aux pluies extrêmes avec des débits de pointe inférieures d'environ 20% sur les différents sous-bassins. La mort de la forêt conduit à une variation du débit de pointe

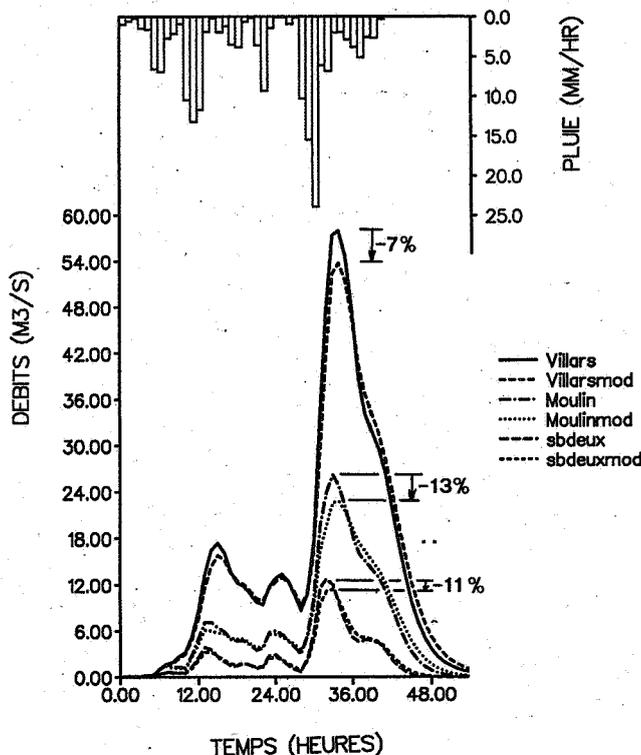


Fig. 2. Evénement historique de la Petite-Glâne avant et après modification du réseau hydrographique en tenant compte de son état au début du siècle.

Genre de modifications	Witenwasserrenreuss			Ticino			Petite-Glâne		
	Sous-bassin no	Surface du bassin modifiée	ΔQ_p	Sous-bassin no	Surface du bassin modifiée	ΔQ_p	Sous-bassin no	Surface du bassin modifiée	ΔQ_p
Urbanisation	total	2%	0%	total	4%	+4%	total	3%	+9%
	9	31%	10%	7	14%	+20%	1, 2, 3	3-6%	+6%
Infrastructure touristique	total	9%	+4%						
	8, 9	50%	+30%						
Routes, autoroutes				total	0,3%	0%	total	0,3%	0%
							2	0,6%	+7%
Déforestation				total	11%	0%	total	11%	0%
				7	66%	+20%	1	18%	+10%
Végétation arbustive	total	52%	-20%						
Reboisement	total	9	-5%	total	9%	0%	total	23%	+10%
	9, 10, 11	27 à 38%	-15%	7	34%	-20%	1, 2	32-42%	-20%
Captages				total	45%	-4%			
Remaniement parcellaire							total	14%	+4%
							1	28%	+10%
Réseau hydrographique							total	100%	+15%

Tableau 1. Synthèse des résultats: Effets sur le débit max. à l'exutoire du bassin total et du sous-bassin ayant subi le maximum de modifications.

proportionnelle au pourcentage de la surface touchée, sur la partie amont (18% de forêt supprimée), environ 10% sur le débit de pointe.

6.2 Urbanisation

Pour les deux bassins alpins, les possibilités d'urbanisation sont réduites. Au Witenwasserrenn, les zones assez plates pouvant se prêter à la construction représentent moins de 2% de la surface totale du bassin. L'augmentation maximale du débit de pointe après imperméabilisation totale de ces surfaces est de 10% pour un sous-bassin. Mais, l'impact est négligeable à l'échelle globale du bassin.

Une imperméabilisation à plus grande échelle est néanmoins du domaine du possible si l'on prévoit une zone affectée aux pistes de ski. Celles-ci conduisent à une rapide dégradation des conditions hydrauliques des sols ou souvent à la disparition de ceux-ci. Ce scénario a été simulé en considérant qu'environ 9% du bassin sont touchés. Les 4% d'augmentation du débit de pointe (203 à 211 m³/s) au niveau du bassin versant total sont là encore minimes, bien qu'à l'échelle des sous-bassins, l'augmentation est un peu plus sensible, d'environ 30%.

Les zones potentiellement constructibles sont plus étendues sur le Ticino que sur le Witenwasserrenn, car le fond de la vallée est moins encaissé. Quatre pourcents du bassin total ont été imperméabilisés. L'augmentation sur le débit maximum est d'un pourcentage équivalent à celui des surfaces concernées, en d'autres termes négligeable. La route du col du Nufenen, longue de 13 km sur le bassin, n'occupe, avec ses bas-côtés, que 0,3% de la surface totale du bassin. Elle ne peut donc pas jouer de rôle significatif sur le volume de la crue.

La surface des zones construites sur la Petite-Glâne est actuellement de 3,5 km². Les prévisions à long terme fournies par les plans d'affectation de la région estiment un quasi doublement des surfaces urbanisées qui seraient portées à 6,3 km² ou 7,3% du bassin. L'augmentation maximale du débit de pointe est observée pour le bassin total et pour l'averse de courte durée (9%).

6.3 Améliorations foncières

Ces modifications ne concernent que la Petite-Glâne. La zone de remaniement parcellaire considérée touche une surface de 18 km², mais dans laquelle seuls 12 km² sont agricoles, soit tout de même plus d'un quart de la partie amont du bassin. L'augmentation du débit de pointe est sensible à l'exutoire de ce sous-bassin. Mais malgré des surfaces touchées relativement importantes, celle-ci n'est que d'une dizaine de pourcents. A plus grande échelle, les apports supplémentaires dus aux améliorations foncières situées à l'amont du bassin sont proportionnellement négligeable.

L'observation de la carte Siegfried montre que d'importants changements sont intervenus dans le réseau hydrographique de la plaine de la Broye depuis le début du siècle, de nombreux petits ruisseaux ont été enterrés, la Petite Glâne canalisée, etc. L'évaluation globale des effets de ces changements a été effectuée en calculant la diminution du temps de concentration due aux modifications des vitesses dans les cours d'eau.

Les résultats montrent que la diminution du débit de pointe est de l'ordre de 15% pour l'averse orageuse et 10% pour la pluie de plus longue durée (figure A-2). Les temps de réaction des sous-bassins sont également diminués de 1 à 1h.30.

7. Analyses et conclusions

7.1 Limites de l'étude

L'objectif de l'étude était d'évaluer les effets de modifications anthropiques sur des crues exceptionnelles. En outre, l'analyse s'est concentrée sur les régions où l'on avait constaté les dégâts les plus importants en 1987, c'est-à-dire à l'aval de bassins de plusieurs km² ou dizaines de km². Ce choix était également imposé par la disponibilité des informations hydrométriques.

Les résultats ou les conclusions qui vont suivre sont, par conséquent, extrapolables ni à des événements relativement fréquents (temps de retour de quelques dizaines d'années ou moins), ni pour des micro-bassins de quelques hectares pour lesquels des processus ou des événements non étudiés peuvent être très critiques. A cette dernière échelle, il est probable que les effets des modifications seront plus importants. Il est par contre possible d'étendre nos résultats à des bassins de tailles plus importantes. L'influence de l'occupation du sol va en effet diminuer lorsque la taille du bassin augmente. Mais, il faut rester attentif au fait que, pour des bassins de plus de 100 km², l'influence de l'acheminement devient prépondérante et dans le cadre de cette étude, il n'est pas possible de se prononcer sur les effets de corrections de la rivière principale.

7.2 Discussions des résultats

En imaginant les différents scénarios, nous avons essayé autant que possible de traduire les modifications qui se sont effectivement produites sur le bassin au cours des décennies passées. Mais, souvent ces changements n'étaient pas assez conséquents et des modifications hypothétiques ont été simulées.

Nous avons alors pris soin de simuler des scénarios relativement réalistes. Leur description est néanmoins schématique, car plus de détails n'auraient rien apporté de plus à nos conclusions, et seraient en contradiction avec l'approche globale du modèle et l'amplitude des effets constatés. En outre, nous avons pris pour règle de considérer les scénarios les plus critiques, c'est-à-dire généralement une extension maximale des surfaces modifiées.

L'étude hydrologique des bassins versants dans une situation exceptionnelle a montré que deux facteurs étaient essentiels pour comprendre les énormes débits qui se sont produits. Il s'agit du relief et des conditions antécédentes d'humidité.

Le relief très marqué des bassins du Witenwasserrenn et du Ticino, et dans une moindre mesure du Biembach induit, une fois la capacité d'infiltration dépassée, des réactions aux précipitations très rapides. Les temps de montée très courts des hydrogrammes font qu'une forte intensité de pluie efficace n'est pratiquement pas laminée par le transfert. Dans ces conditions, les modifications touchant aux vitesses de ruissellement superficiel ou à l'acheminement de la crue dans le réseau hydrographique ne peuvent qu'avoir un effet négligeable sur la crue.

L'état antécédent d'humidité a joué un rôle primordial dans les crues de l'été 1987. En réalité, le facteur qui a provoqué les crues exceptionnelles est la conjonction de relativement fortes intensités et d'une période antécédente très humide, au sein de la même averse pour les bassins alpins ou sur une plus longue période pour le Biembach. Le processus qui est alors prédominant est le ruissellement des précipitations tombant sur des sols saturés, ces derniers réagissant alors comme des surfaces imperméables. Un changement de l'occupation du sol peut se traduire par une extension plus ou moins grande des surfaces saturées en dé-

but d'averse. Mais après qu'une très grande quantité de pluie a précipité sur une courte période, les conditions sont très semblables. C'est pourquoi les effets simulés dépassent rarement 10% sur le débit de pointe.

Quelques différences constatées entre les bassins méritent d'être soulignées. Les bassins du Witenwasserenreuss et du Ticino ont une morphologie assez semblable. Mais la réponse pour des petits événements est assez différente en raison d'une capacité de stockage globalement plus élevée sur le Ticino. Ainsi, les débits spécifiques de pointe reconstitués sur le Ticino sont en moyenne de moitié de ceux du Witenwasserenreuss. Mais la simulation de la crue exceptionnelle montre que ce débit spécifique n'est alors plus que de 20% inférieur. La diminution du rôle de la capacité de stockage est encore une fois mise en évidence dans une situation exceptionnelle.

Les effets très restreints des modifications s'expliquent également par les surfaces relativement réduites qui peuvent être potentiellement modifiées. En plaine, les possibilités d'agir sur le système sont plus importantes.

La Petite-Glâne est de caractéristique très différente mais ne modifie pas les conclusions obtenues sur les bassins de montagne. On remarquera cependant que pour les bassins de plaine, la capacité de stockage du sol peut jouer un rôle plus important en raison de précipitations plus faibles. Les modifications dans le réseau hydrographique sont également susceptibles d'augmenter les crues même pour des fréquences rares. Les résultats obtenus sur ce bassin montrent donc des différences sur les débits de pointes appréciables, surtout si on cumule les modifications. Mais il faut également signaler que les écarts sont obtenus lorsque l'état antécédent d'humidité n'est pas des plus critiques et pour des modifications hypothétiques qui touchent de très grandes surfaces.

Bien que le Biembach ait été abandonné en cours d'étude, pour les raisons déjà évoquées d'absences de données utiles, l'analyse des caractéristiques du bassin et de l'événement catastrophique du 1er juillet 1987 permet de penser que ce bassin est, en raison du relief et de l'état d'humidité précédant l'averse, plus facilement comparable aux bassins alpins qu'au bassin de la Petite-Glâne. Une couverture forestière relativement importante (35%) par rapport à la Petite Glâne (10%) n'a, en outre, pas empêché la crue catastrophique de se produire.

7.3 Conclusions

Certaines questions soulevées par les parlementaires suite aux crues catastrophiques de 1987 peuvent trouver une réponse dans les affirmations suivantes basées sur les résultats de notre étude:

- Un événement comme celui de 1987 a pu, du point de vue hydrologique, se produire dans le passé.
- La forêt n'a qu'une influence limitée sur les débits maximums sous des conditions équivalentes à celles rencontrées lors des événements de 1987. Par contre, le rôle du déboisement, ou celui d'une imperméabilisation partielle du bassin, ne doit pas être négligé lors d'une pluie de très forte intensité, mais de relativement faible hauteur totale ou dans le cas de conditions antécédentes d'humidité faibles. Ainsi, des modifications anthropiques sont de nature à provoquer une augmentation substantielle de débits pour certains événements et, par conséquent, à modifier la distribution statistique des débits exceptionnels.

- Bien que les modèles de calcul soient utilisés pour des crues exceptionnelles où généralement aucune mesure n'est disponible, les incertitudes de l'extrapolation ne devraient pas influencer nos conclusions. Celles-ci ne peuvent toutefois pas être confirmées par une analyse statistique en raison de séries hydrométéorologiques trop courtes.
- L'utilisation intensive du sol ne joue qu'un rôle limité sur les crues catastrophiques, par contre son imperméabilisation, lorsqu'elle concerne des surfaces qui représentent plusieurs dizaines de pourcents de la surface du bassin, peut être d'angereuse dans les bassins du plateau suisse.
- Le drainage, en relation avec les améliorations foncières, ou la construction de routes ne constitue pas un facteur d'aggravation des crues exceptionnelles.
- L'utilisation de machines agricoles lourdes et la pratique des cultures intensives n'augmentent pas le risque de crues exceptionnelles.

Ces deux affirmations sur le rôle des drainages et des nouvelles pratiques culturales doivent être prises avec prudence, car en raison des connaissances actuelles et de l'approche entreprise assez simplifiée, elles méritent une confirmation par une étude à plus long terme.

- Les corrections de rivière n'ont aucune influence sur les crues exceptionnelles lorsque les pentes sont importantes. En plaine, les modifications du réseau hydrographique subies depuis le début du siècle ont pu conduire à une augmentation non négligeable des débits.
- C'est la combinaison rare de fortes intensités et d'une période antécédente très pluvieuse qui a conduit aux événements catastrophiques.

Ces thèses concernant le rôle limité de l'occupation du sol et des aménagements sont valables, répétons-le, dans le cas d'événements exceptionnels. Nous ne sommes pas en mesure d'évaluer leurs influences sur des débits plus fréquents. Ce n'était d'ailleurs pas l'objectif de cette étude.

Les conclusions peuvent en effet être très différentes pour des événements pluviométriques plus fréquents. On peut s'attendre à une augmentation de la fréquence des crues moyennes due:

- à l'imperméabilisation
- à la diminution de la capacité d'infiltration
- à une saturation plus rapide

car pour ces événements, le sol et sa couverture végétale jouent encore un rôle protecteur.

La crue catastrophique d'août 87 s'explique ainsi essentiellement par le caractère exceptionnel de la pluie; les modifications subies par le bassin versant (ou qu'il aurait pu subir) n'influencent pas significativement le débit de pointe. Mais il serait faux de penser que certaines modifications n'ont pas eu d'impact sur la loi de distribution des débits de crues. La forêt, pour prendre l'exemple le plus évident, est nécessaire dans les situations normales, mais elle ne permet malheureusement pas d'éviter les crues exceptionnelles.

Remerciements

Nous tenons à remercier ici les coordinateurs de cette étude et tout ceux qui ont collaboré partiellement à ce projet.

Bibliographie

- BEVEN, K., 1978: The Hydrological Response of Headwater and Sideslope Areas. *Hydrol. Sci. Bull.* Vol. 23, pp. 419-437
- CONSUEGRA, D., 1990: Etablissement du Plan directeur des eaux dans la région de la Broye moyenne et aventicienne. IATE/EPFL.
- FEDERER, C. A. & LASH, D., 1978: BROOK: A Hydrologic simulation model for eastern forest. Water resource research center, University of New Hampshire, Durham, New Hampshire, USA.
- FORSTER, F. & KELLER, H.M., 1988: Hydrological simulation of forested catchments using the BROOK-Model. In Proc. of Nato: «Advances study institute on recent advances in the modeling of hydrologic systems».
- JATON, J.-F., 1987: Contribution à l'étude des relations pluies-débits dans les petits bassins versants ruraux. Thèse doctorat 453, EPF-Lausanne.
- JORDAN, J.-P., BATHURST, J.-C., MUSY, A., 1987: Modélisation hydrologique à base physique sur un bassin versant rural en climat tempéré. Assemblée générale de l'AISH, Congrès de Vancouver, Canada.
- JORDAN, J.-P., LAGLAINE, V., HOHL, Ph., 1990: A comparative assessment of two approaches to evaluate anthropogenic effects on flood events in mountainous regions, à paraître in proceedings IAHS, Lausanne.
- JORDAN, J.-P., WISNER, P., 1983: Description du modèle OTTHYMO et exemples d'application. Publ. IGR no 172. EPFL.
- KÖLLA, E., 1986: Zur Abschätzung von Hochwassern in Fließgewässern an Stollen ohne Direktmessungen. Mitteilungen VAW no 87, ETHZ.
- NASH, J.E., 1957: The form of the instantaneous unit hydrograph. International Association of Scientific Hydrology. 45.
- SOIL CONSERVATION SERVICE, 1972: SCS National Engineering Handbook. Soil Conservation Service. US. Department of Agriculture.

Hydrologie des Hochwassers vom 24./25. August 1987 in der Reuss

Felix Naef

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, 8092 Zürich

Zusammenfassung

Der Ablauf des Hochwassers vom 24./25. August 1987 im Urner Reusstal wurde mit Hilfe eines mathematischen Modells auf der Basis aller vorhandener Unterlagen rekonstruiert. Es zeigte sich, dass die aussergewöhnliche Spitze wesentlich auf den ungünstigen Niederschlagsverlauf zurückzuführen ist. Ausgiebige Regen sorgten für eine Benetzung des Bodens und für einen stark erhöhten Abfluss; ein darauf folgender Starkregen von weniger als einer Stunde Dauer führte dann zu der extremen Spitze.

Ungewöhnliche Einflüsse infolge menschlicher Eingriffe in den Wasserhaushalt konnten nicht festgestellt werden. Historische und statistische Untersuchungen zeigten, dass das Hochwasser von 1987 in den letzten 200 Jahren zwar das grösste Ereignis war, dass es aber andere Ereignisse von ähnlicher Grössenordnung gab.

Résumé

Le déroulement de la crue des 24 et 25 août 1987 dans la partie uranaise de la vallée de la Reuss a été reconstitué à l'aide d'un modèle mathématique tenant compte de toutes les données disponibles. On a constaté que la pointe extraordinaire était essentiellement due au développement défavorable des pluies. Les pluies abondantes ont entraîné une saturation des sols et une nette augmentation des débits; une forte pluie d'une durée inférieure à une heure a alors provoqué la pointe extrême.

Des influences particulières dues à des interventions humaines sur le régime des eaux n'ont pas pu être mises en évidence. Des recherches statistiques et historiques ont montré que la crue de 1987 a été la plus importante de ces 200 dernières années mais que d'autres événements d'importance comparable se sont également produits.

Einleitung

Die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich rekonstruierte im Auftrag des Kantons Uri Entstehung und Ablauf des Hochwassers von 24./25. August im Urner Reusstal. Abflussmessungen und Berichte von früheren Hochwassern wurden aufbereitet, um das Hochwasser von 1987 einzuordnen und dessen Häufigkeit abzuschätzen; der Einfluss der natürlichen und künstlichen Retention auf die Hochwasserspitze wurde untersucht. Damit wurden Grundlagen für die Planung zukünftiger Hochwasserschutzmassnahmen bereitgestellt. Die wichtigsten Resultate dieser Arbeiten werden hier zusammengefasst und folgende für die Ursachenanalyse interessante Fragen behandelt: Waren beim Ereignis 1987 Anomalien oder Einflüsse von anthropogenen Veränderungen festzustellen? Wie wurde der Abfluss durch die Retention der Speicherseen oder durch andere menschliche Eingriffe beeinflusst?

Der Ablauf des Hochwassers vom 24./25. August 1987 war nur lückenhaft dokumentiert: Von den fünf Abflussmessstationen entlang der Reuss waren drei weggespült worden. Die Aufzeichnung des Pegels Seedorf war beeinträchtigt durch die oberhalb dieser Messstelle aufgetretenen Damm-

brüche. Der einzige Regenschirm im oberen Teil des Einzugsgebietes zeigte mit 152 mm zwar einen hohen, aber keinen einmaligen Wert an. Dies gab Anlass zu Mutmassungen, dass menschliche Eingriffe den Abflussprozess verändert und das Hochwasser verschärft hätten.

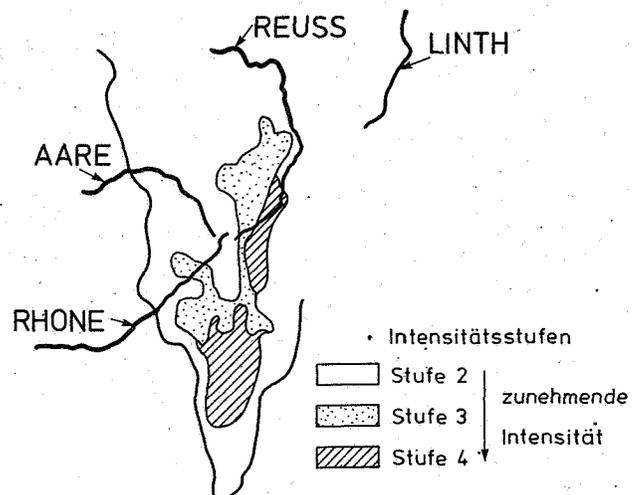
Die Rekonstruktion des Hochwassers stützte sich auf folgende Unterlagen:

- Aufzeichnungen der Pegel Andermatt und Seedorf, des Pluviographen bei Bedretto und Daten verschiedener Niederschlagsammler,
- eingemessene Hochwasserspuren entlang des Gerinnes der Reuss, die es erlaubten, an hydraulisch günstigen Querschnitten die maximalen Abflüsse zu bestimmen,
- Erkenntnisse aus Versuchen mit den im physikalischen Modell nachgebildeten Flussabschnitten Wassen und Gurtellen,
- Wasserstandsregistrierungen der Speicherseen Lucendro, Sella und Göscheneralp, die Aufschluss über Niederschlagsmengen und -verteilung gaben,
- Aufzeichnungen der Niederschlagsradars auf dem Albis und auf La Dôle.

Das Kernstück der Rekonstruktion bildete ein mathematisches Modell des Reussabschnittes von Realp bis zur Mündung in den Vierwaldstättersee. In einem iterativen Prozess wurden geschätzte Zuflussganglinien aus den Seitentälern in das Modell eingegeben und soweit angepasst, bis sich ein Hochwasserablauf ergab, der mit allen Beobachtungen möglichst widerspruchsfrei übereinstimmte.

Der Ablauf des Ereignisses

Im Gebiet des Urner Reusstals zeigten sich auf dem Radarschirm am 24. August 1987 während des ganzen Tages zu meist Niederschläge der untersten beiden Intensitätsstufen. Dies belegt, in Übereinstimmung mit anderen Quellen, dass in dieser Zeit andauernd Niederschläge, aber keine extremen Intensitäten auftraten. Um 22.50 Uhr änderte sich die Situation. Über dem Valle Antigorio auf der Alpensüdseite entstand eine Starkregenzone, die sich um 23.00 Uhr nach Norden bis zur Rhone und zur Reuss ausweitete und das Gebiet der Witenwasserreuss erfasste. Eine halbe Stunde später erstreckte sich die Starkregenzone bis ins Urserental und ins Gebiet der Gotthardreuss, mit einer klaren Grenze bei Andermatt (Fig. 1). Auch die Göschenerreuss, die Voralpreuss und Teile des Meientals wurden erfasst. Die Zone dehnte sich in den folgenden 20 Minuten auf der westlichen Talseite noch etwas nach Norden aus.



Figur 1. Niederschlagsverteilung im Gotthardgebiet am 24. August 1987 um 23.40 Uhr gemäss Wetterradar der SMA.

10 Minuten nach Mitternacht war sie wieder geschrumpft; um 00.20 Uhr war das Starkregenereignis praktisch vorbei. Die Nullgradgrenze lag dabei höher als 3000 m ü. M., praktisch der gesamte Niederschlag fiel in flüssiger Form.

Der extreme Abfluss der Reuss lässt sich nicht durch die Menge der gefallenen Niederschläge allein erklären, ebenso wichtig war der zeitliche Verlauf. Dazu die folgenden Erläuterungen:

Beim Pegel Andermatt nahm der Abfluss infolge der andauernden Niederschläge im Verlauf des 24. August stetig zu (Fig. 2). Um 23 Uhr, als der grösste Teil des Niederschlags schon gefallen war, erreichte er aber erst den Wert von 120 m³/s. Ohne weitere Niederschläge wäre der Abfluss zurückgegangen, und die beobachtete Spitze hätte einem Ereignis entsprochen, wie es im Durchschnitt alle 5 Jahre einmal auftritt. In der Stunde vor Mitternacht traten nun aber die intensivsten Niederschläge des Tages auf, vor allem im Gebiet Bedretto, Lucendro, Witenwasseren, aber auch entlang der westlichen Talflanken des Reusstals. Der Regenschreiber bei Bedretto registrierte in dieser Stunde 40 mm Niederschlag. Für sich allein betrachtet ist dies kein extre-

mer Wert. In Airolo wird eine solche Intensität durchschnittlich alle 20 Jahre einmal gemessen. Aber an diesem Tag waren in den vorangehenden 17 Stunden schon 200 mm Niederschlag gefallen.

In der gleichen Stunde flossen aus einem Einzugsgebiet von nur 7 km² insgesamt 270 000 m³ oder durchschnittlich 75 m³/s in den Lago di Lucendro. Auch in diesem Gebiet sind also mindestens 40 mm Niederschlag gefallen, ebenso in der Witenwasserenreuss. Östlich des Gotthardpasses waren die Intensitäten deutlich geringer.

Der Starkregen fiel auf einen gesättigten Boden. Entsprechend stieg die Reuss bei Andermatt um 200 m³/s auf 340 m³/s in weniger als einer Stunde. Damit wurde aus einem mittleren ein extremes Hochwasser. Das gleiche gilt für den Pegel Seedorf. Noch um Mitternacht entsprach der Abfluss mit etwa 500 m³/s einem 20 jährlichen Hochwasser. Auch hier vollzog sich die Entwicklung von einem durchschnittlichen Hochwasser zu einem Extremereignis in einer Stunde. Der Rückgang zu kleineren Abflüssen erfolgte wiederum rasch, wegen der dabei notwendigen Entleerung der angefüllten Retentionsräume allerdings nicht ganz so schnell wie der Anstieg.

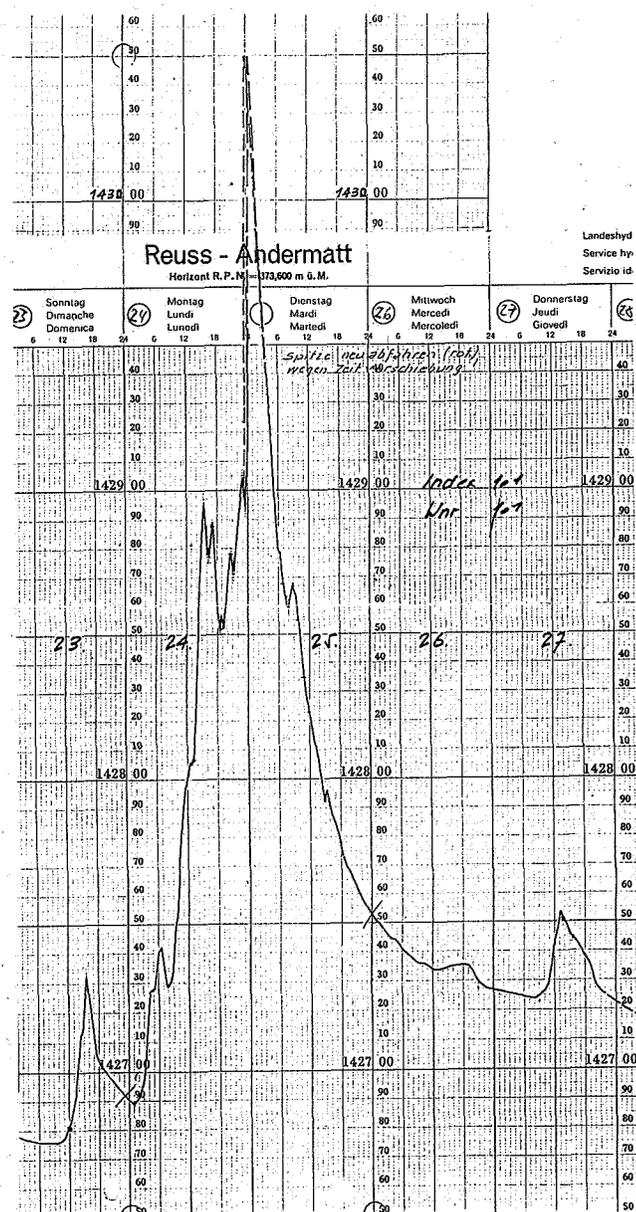
Mit anderen Worten: Für den Ablauf des Hochwassers in der Reuss und seiner Folgen waren Niederschlagsverlauf und -verteilung in der Zeit um Mitternacht verantwortlich. Die ausgiebigen Regen in der Zeit davor hatten für eine Benetzung des Bodens gesorgt und zu einem hohen Abfluss geführt, auf den sich die extreme Spitze aufsetzte. Die Niederschläge, die nach Mitternacht vor allem im östlichen Teil des Gebietes fielen, prägten das Hochwasser nicht mehr entscheidend.

Die Nachrechnungen mit dem mathematischen Modell deuten auf eine natürliche Entwicklung des Hochwassers hin. Das Hochwasser entstand vorwiegend in den höher gelegenen Gebieten, es vergrösserte sich aber kontinuierlich dem Lauf der Reuss entlang, entsprechend der Flächen der Teileinzugsgebiete und der gefallenen Regenintensität. Ungewöhnliche Einflüsse infolge menschlicher Eingriffe in den Wasserhaushalt konnten nicht festgestellt werden.

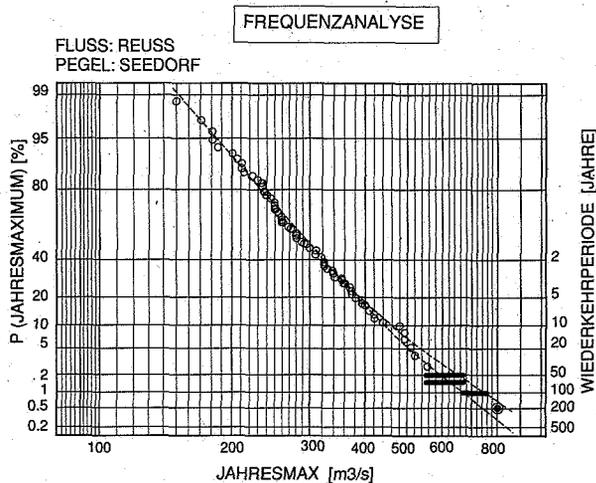
Wie häufig sind solche Hochwasser?

Die Häufigkeit von Hochwassern wird auf der Grundlage von langjährigen Abflussmessreihen abgeschätzt. Kontinuierliche und systematische Abflussmessungen werden aber erst seit Beginn dieses Jahrhunderts durchgeführt; die Messreihen sind selten länger als 70 bis 80 Jahre. Die Messung der extremen Abflüsse bereitet grosse Schwierigkeiten, wie die Erfahrungen von 1987 erneut bestätigen. Entsprechende Werte sind deshalb oft ungenau. Auf dieser Basis ist die Einordnung von Extremereignissen sinnvoll nicht möglich. Durch Auswertung von Aufzeichnungen historischer Hochwasser der letzten Jahrhunderte konnte die Datenbasis für die statistischen Untersuchungen erweitert werden.

Im 19. Jahrhundert wurden zahlreiche Hochwasser an der Reuss verzeichnet. Die Periode von 1785 bis 1828 war dagegen hochwasserarm. Aufgrund der Schadensberichte erscheinen die Ereignisse von 1834, 1839 und 1868 als die bedeutendsten. Das Hochwasser von 1868 wird im offiziellen Expertenbericht als das bis anhin grösste des Jahrhunderts bezeichnet. Historische Querprofile und zeitgenössische Angaben über den Hochwasserablauf erlauben nachträglich eine Abschätzung der Maximalabflüsse dieser 3 Ereignisse. Für die statistische Auswertung sind somit die Abflüsse der grössten Hochwasser seit 1779 bekannt. Mit die-



Figur 2. Aufzeichnung des Pegels Andermatt des Hochwassers vom August 1987.



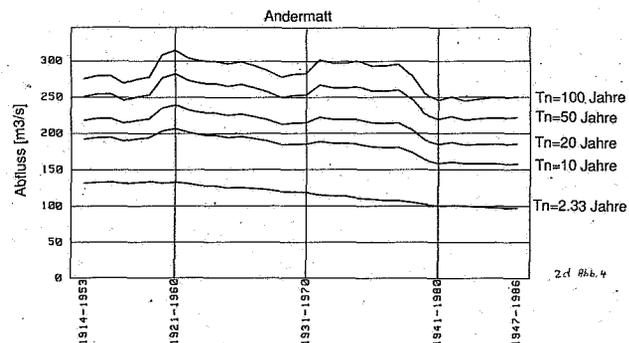
Figur 3. Frequenzdiagramm der Reuss bei Seedorf für den Spitzenabfluss mit erweiterter Datenbasis. Die rekonstruierten historischen Hochwasser sind als Bereiche eingetragen. Angegeben sind zwei denkbare Ausgleichskurven; danach hat das Hochwasser 1987 eine Jährlichkeit zwischen 150 und 300 Jahren.

ser auf etwas über 200 Jahre erweiterter Datenbasis erhält das Ereignis von 1987 bei Seedorf eine Wiederkehrperiode zwischen 150 und 300 Jahren (siehe Fig. 3). Für das Hochwasser 1987 wurde ein Spitzenabfluss von 800 m³/s errechnet. Dieser Abfluss wäre aufgetreten, wenn die Dämme den Wassermassen standgehalten hätten und kein Wasser in die Reussebene ausgeflossen wäre. Die Statistik zeigt, dass das Hochwasser von 1987 zwar ein seltenes, aber durchaus kein einmaliges Ereignis war.

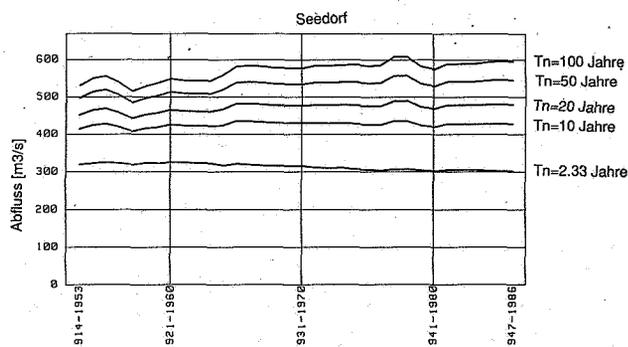
Einfluss von Veränderungen im Einzugsgebiet

Verschiedene Teilprojekte der Ursachenanalyse befassen sich mit den Auswirkungen von Veränderungen im Einzugsgebiet auf den Abfluss. Bewirkt aber ein Eingriff wesentliche Änderungen im Abfluss, muss sich das in den langjährigen Abflussaufzeichnungen bemerkbar machen. Auswertungen der Abflussmessreihen der Stationen Andermatt und Seedorf zum Nachweis solcher Änderungen zeigen Fig. 4 und 5. Es wurden die 2,33, 10, 20, 50, 100 jährlichen Hochwasser für sich überlappende 40jährige Messreihen berechnet. Die erste Messreihe dauerte von 1914 bis 1953, die zweite von 1915 bis 1954 etc., die letzte von 1946 bis 1986. Ändern sich die Abflüsse im Laufe der Zeit, so ändern sich auch die statistischen Hochwasser. Durch die Betrachtung von statistischen Werten über 40 jährige Perioden statt von einzelnen Hochwassern wird die natürlich vorkommende Variation ausgefiltert; dadurch treten die langfristigen Änderungen hervor.

Was zeigen nun die beiden Figuren? In Andermatt nimmt das 2.33jährige Hochwasser kontinuierlich ab, von 133



Figur 4. Hochwasser mit Jährlichkeiten zwischen 2.33 und 100 Jahren bei Andermatt für sich überlappende 40-jährige Datenreihen.



Figur 5. Hochwasser mit Jährlichkeiten zwischen 2.33 und 100 Jahren bei Seedorf für sich überlappende 40-jährige Datenreihen.

m³/s in der ersten 40-Jahres-Periode auf 97 m³/s in der letzten. Auch die Hochwasser höherer Jährlichkeit weisen eine fallende Tendenz auf. Diese Abnahme lässt sich zum Teil durch den Bau des Lucendro-Stausees und verschiedener Wasserfassungen erklären.

In Seedorf bewegen sich die Änderung der statistischen Hochwasser über die gesamte Messperiode hinweg in einem kleinen Rahmen. Während das 2.33jährige Hochwasser leicht abnimmt, ist bei den grösseren Hochwassern eine leicht Zunahme festzustellen. Da die Spitzenwerte in Andermatt abgenommen haben und das Einzugsgebiet des Göscheneralpsees seit den 60-er Jahren mit einer Fläche von 41.6 km² (5% des gesamten Einzugsgebietes) nicht mehr zum Hochwasserabfluss beiträgt, bedeutet das, dass die Hochwasserabflüsse aus dem Zwischeneinzugsgebiet Andermatt-Seedorf leicht zugenommen haben. Durch welche Prozesse diese Zunahme bedingt ist und ob der Trend konstant ist, lässt sich anhand dieser Darstellungen nicht entscheiden. Sie geben aber keinen Hinweis auf wesentliche Änderungen im Abflussverhalten der Reuss in den letzten Jahrzehnten.

Adresse des Verfassers: Dr. Felix Naef, VAW, ETH Z, 8092 Zürich

Pegelschlüsselkurven

Heinz Kaspar, Andrew Oscar Fäh, Isidor Storchenegger und Heinz Willi Weiss

Basler & Hofmann, Ingenieure und Planer AG,
Forchstrasse 395, CH-8029 Zürich

Zusammenfassung

Im Einzelprojekt «Pegelschlüsselkurven» wird die Genauigkeit der Hochwasserabflussmessung mit fest installierten hydrometrischen Stationen untersucht. Von zentraler Bedeutung sind die Pegelschlüsselkurven, welche jedem mit der Station gemessenen Pegelstand eine Abflussmenge zuordnen und welche im Hochwasserbereich theoretisch hergeleitet werden müssen. Die Untersuchungen zeigen, dass bei der eidgenössischen Station Emme-Burgdorf im Hochwasserbereich mit einem doppelten mittleren Fehler bis $\pm 20\%$ gerechnet werden muss. Im Rahmen dieses Einzelprojektes gelang es nicht, die theoretischen Grundlagen zu verbessern, hingegen kann aufgezeigt werden, dass eine Verbesserung mittels zusätzlicher Instrumentierung und wesentlich mehr Aufwand bei der Auswertung der Messdaten möglich wäre.

Résumé

Le projet A10 «Relations niveaux-débit» étudie la précision des mesures de débit de stations hydrométriques fixes en cas de crues. Dans l'étude un rôle prépondérant revient aux relations niveaux-débit, qui attribuent un débit à chaque niveau mesuré par la station. Ces relations doivent être établies théoriquement pour le domaine des crues. L'étude montre, que pour les crues enregistrées par la station fédérale Emme-Burgdorf, il faut compter avec une erreur moyenne double allant jusqu'à $\pm 20\%$. Le projet ne permet pas d'approfondir les bases théoriques. Il montre par contre, que des instruments supplémentaires et un effort sensiblement accru pour l'exploitation des mesures pourraient apporter des améliorations.

1. Einleitung

Das Projekt Pegelschlüsselkurven schliesst an eine frühere Studie an (BWW/LHG-Studie, 1986), in welcher die Abflussmessung mit Hilfe von Grenzwertpegeln näher untersucht wurde. Darin enthalten sind unter anderem detaillierte Angaben über die zu erwartenden Genauigkeiten der Abflussmengenbestimmung, die in Kenntnis der Schätzgenauigkeit der Rauigkeitsbeiwerte und aus der Ablesegenauigkeit der Grenzwertpegel gewonnen werden. Der Bericht schliesst mit Vorschlägen zur Anordnung und Vermessung der Grenzwertpegel-Messstrecken ab, welche bei der Neueinrichtung und der Nachrüstung bei verschiedenen Stationen der Landeshydrologie und -geologie (LHG) teilweise berücksichtigt wurden und jetzt für das Projekt Pegelschlüsselkurven verwendet werden können. Das Projekt Pegelschlüsselkurven umfasst 2 Phasen.

2. Phase 1

Die erste Phase wurde mit dem Bericht vom 8. März 1989 abgeschlossen. Die detaillierte Aufgabenstellung der ersten Phase lautete: Start einer Kampagne zum Sammeln und Sichten von Messungen (Abflussmengen und Wasserspiegel) und Nachrechnungen von Hochwasserabflüssen. Von Interesse waren die Methodik, Rechenmodelle und Anwendungsbeispiele. Angeschrieben wurden grössere Ingenieurbüros, Amtsstellen und Institute in der Schweiz.

Der Abflussberechnung in natürlichen Gerinnen mangelt es heute nicht an ausgeklügelten Berechnungsverfahren, wohl aber an der zuverlässigen Bestimmung der zu verwendenden Parameter. Das richtige Erfassen der Parameter ist nicht zuletzt deshalb von besonderer Bedeutung, weil die darauf aufbauenden Berechnungsverfahren sowohl der Extrapolation von Pegelschlüsselkurven als auch der wasserbaulichen Bemessung im Flussbau dienen.

Das Ergebnis der Umfrage war in dem Sinne ernüchternd, dass sich keines der Beispiele für die gewünschte Bearbeitung eignete. Die behandelten Flussstrecken waren atypisch entweder stark kanalisiert und durch Rückstau übermässig beeinflusst oder deren Berechnungen nicht mehr nachvollziehbar. Zum anderen waren die gemessenen Werte für die vorgesehenen Fehlerbetrachtungen ungenügend dokumentiert. In vielen Fällen wichen zudem die ursprünglichen Zielsetzungen zu stark von den für die vorliegende Bearbeitung geltenden Kriterien ab und konnten deswegen nicht auf den gewünschten Nenner gebracht werden.

Als mögliche Datenbasis und Anwendungsbeispiele zur Illustration der Methodik blieben schlussendlich einzelne Messstellen mit den entsprechenden Flussabschnitten, die von der LHG früher oder erst mit der vorliegenden Bearbeitung mit Grenzwertpegeln ausgerüstet worden waren. Die Anwendungsbeispiele Gürbe-Belp und teilweise Emme-Burgdorf waren im Rahmen der BWW/LHG-Studie (1986) voruntersucht worden, dasjenige der Suze-Sonceboz wurde neu ausgewählt, ebenso die Glatt-Fällanden, eine Station des Amtes für Gewässerschutz und Wasserbau des Kantons Zürich.

3. Phase 2

Die zweite Phase wurde im April 1989 als Einzelprojekt «Pegelschlüsselkurven» im Rahmen der Ursachenanalyse der Hochwasser 1987 in Auftrag gegeben. Da aus der ersten Phase nur sehr wenige auswertbare Modellstrecken zur Verfügung standen, musste die Zielsetzung auf wenige Fragen beschränkt werden. Sie lautet gemäss dem Pflichtenheft vom 23. März 1989 wie folgt:

«Grundlage aller quantitativen Angaben über Abflussmengen sind die Pegelschlüsselkurven. Da bei Hochwasser und besonders bei extremen Hochwasserereignissen, wie dies 1987 der Fall war, nicht gemessen werden kann, ist man auf die Extrapolation angewiesen, wobei die Unsicherheiten zunehmen je weiter der Extrapolationsbereich geht. Da die Extrapolationen auf Grund hydraulischer Überlegungen erfolgen, sind die Erkenntnisse, soweit es sich nicht um singuläre Messstellen handelt, von grundsätzlicher Bedeutung für die im Flussbau angewendeten hydraulischen Berechnungen. Die Fallauswahl und die Parameterermittlung sollen daher auf typischen Flussabschnitten erfolgen, um möglichst eine Übertragbarkeit zu gewährleisten.»

4. Bemerkungen zur Pegelschlüsselkurve

Die Pegelschlüsselkurve gibt den Zusammenhang zwischen dem Wasser- oder Pegelstand P und dem Abfluss Q an. Normalerweise gilt sie nur für einen ganz bestimmten Ort, wie zum Beispiel bei einem Lattenpegel, und selten für den gemittelten Wert in einem Messprofil mit nicht horizontalem Wasserspiegel. Mit Abfluss ist normalerweise die Wassermenge ohne Geschiebe und Geschwemmsel gemeint. Alternative Ausdrücke für Pegelschlüsselkurve sind Pegelrelation und P/Q Beziehung.

Gebräuchliche Darstellungen bedienen sich des doppelt logarithmischen Papiers, auf welchem Pegelrelationen oft als Gerade erscheinen. Dies kann der Fall sein, wenn die

Pegelrelation mittels einer einfachen Überfallbeziehung oder einer Normalabflussformel beschrieben werden kann. Abweichungen von der Geraden ergeben sich bei Unregelmässigkeiten im Profil, bei Fließwechseln, bei lokalen Absenkungen von Überfällen usw. Zwar hat die Landeshydrologie bei der Installation von Messstationen seit langem darauf geachtet, möglichst gleichförmige Fließstrecken oder wohldefinierte Überfälle auszusuchen (Spreatico und Naef 1986), doch ergeben sich oft unliebsame Abweichungen vom wünschbaren Idealzustand.

Pegelschlüsselkurven können aufgrund von mathematischen Abflussformeln oder mittels physikalischer Modellversuche ermittelt werden. Immer dienen hingegen Eichmessungen als Ergänzungen oder sogar als einzige Grundlage. Da aber auch Eichmessungen mit Fehlern behaftet sind, sind die daraus abgeleiteten Pegelrelationen entsprechend ungenau, weshalb versucht wird, den Pegelschlüsselkurven sogenannte Fehlerbänder zu überlagern. Die damit verbundenen Schwierigkeiten sind allerdings nicht zu unterschätzen, vor allem wenn die Extrapolationsgrundlagen dürrig sind.

5. Fehlermass

In der Hydrometrie wird normalerweise als Fehlermass der doppelte mittlere Fehler mit einem Irrtumsrisiko von ca. 5 % angewendet. Das heisst zum Beispiel, dass von 20 Eichmessungen im Durchschnitt eine mehr als um den angegebenen Fehler vom wahren Wert abweicht.

6. Grenzwertpegel

Mit Grenzwertpegeln werden die höchsten Wasserstände während Hochwasserereignissen registriert. Die im Rahmen des Auftrages angewendeten Grenzwertpegel wurden von der Landeshydrologie selber entwickelt. Sie bestehen im wesentlichen aus einem Zwei-Zoll-Gasrohr, in welchem sich ein auf einem Messstab aufgeklebtes Band mit wasserlöslicher Farbe befindet. Zur Dämpfung der Wellen ist das Rohr unten mit einem gelochten Deckel zugeschraubt. Anfangsschwierigkeiten ergaben sich vor allem durch ein frühzeitiges Abwaschen der Farbe vom Farbband durch Kondenswasserbildung oder durch Verfestigung der Farbe infolge Wettereinflüssen wie hohe Luftfeuchtigkeit, hohe Temperaturen bei Sonneneinstrahlung usw. Noch nicht ganz gelöst ist die Installation von Grenzwertpegeln auf Strecken mit grosser Böschungsrauhigkeit, wie z.B. bei Blockwürfen, wegen der turbulenten Strömungen am unteren Rohrende.

Wenn der Wasserspiegel im Grenzwertpegelprofil nicht horizontal ist, sollte je ein Pegel an beiden Ufern installiert werden. Die Pegelschlüsselkurve im Messprofil gilt dann für die Mittelwerte aus beiden Grenzwertpegeln. Dies erscheint dann sinnvoll, wenn die Pegelschlüsselkurve mit Berech-

nungen des mittleren Wasserspiegels bestimmt oder ergänzt wird.

Grenzwertpegel können einzeln oder in Serie, d.h. in aufeinanderfolgenden Messprofilen installiert werden. Im letzteren Fall werden dazu möglichst gleichmässige Fließstrecken ausgewählt, auch flussaufwärts von Überfällen. Je nach dem Abstand vom Überfall wird dessen Einfluss auf die Wasserspiegelverhältnisse an den Pegeln grösser oder kleiner.

Für das rechnerische Erfassen und den sinnvollen Vergleich des Wasserspiegelverlaufes über eine grössere Strecke sind mathematische Modelle mit Überfallformeln, Normalabflussformeln, Stau- oder Senkungskurven usw. nötig. Bei der Interpretation der Berechnungen sind die Auswirkungen der ungenauen Parameter auf die Resultate zu beachten sowie der Modellfehler, welcher von der Wahl der Anzahl Pegel sowie deren Standort abhängt. Sind die Pegel beim Überfall aufgestellt, so liegen sie im Bereich der lokalen Absenkung, wo die üblichen Regeln der Hydraulik, welche auf annähernd parallelen Stromlinien aufbauen, nicht zutreffen. Dieser Modellfehler wird im Anwendungsbeispiel der Emme-Burgdorf vermutet.

Es wird die Messgenauigkeit von drei Grenzwertpegeln der Stationen Emme-Burgdorf und Gürbe-Belp bestimmt, wo die Grenzwertpegel im Messprofil der Station montiert sind. Dabei werden die Messungen der Grenzwertpegel mit denjenigen der Station verglichen, welche als fehlerlos angenommen werden. Ausgewertet ist eine 2jährige Messzeit vom Oktober 1986 bis Oktober 1988 mit 6 Hochwasserereignissen (Tabelle 1). Neben der mittleren Abweichung, welche der konstanten Abweichung zur Station entspricht, wird der doppelte mittlere Fehler der Ablesung bestimmt. Die mittleren Abweichungen von -4 cm bzw. +3 cm sind zum Teil darauf zurückzuführen, dass die Grenzwertpegel am gegenüberliegenden Ufer der Messstation montiert sind. Weitere Ursachen werden in der allgemeinen Ablesegenauigkeit der Grenzwertpegel und auch der Messstation, der Vermessung der Höhenlage des Grenzwertpegels und der turbulenten Strömung am unteren Ende des Grenzwertpegels vermutet.

Die doppelten mittleren Fehler der Grenzwertpegel Nr. 10 und 25 von ± 3 bzw. ± 5 cm gemäss Tabelle 1 gelten als gute Werte, ebenso derjenige von Nr. 40 von ± 14 cm für gleichmässige Gerinne mit Wellenbildung. Beim Grenzwertpegel Nr. 9 kann die grosse Streuung nicht erklärt werden.

7. Extrapolation von Pegelschlüsselkurven

Es wird die theoretische Extrapolation, ausgehend vom Mittelwasserbereich mit Messungen von kleineren Hochwassern, in den Hochwasserbereich behandelt. Physikalische Modelle sind somit ausgeschlossen. Die verschiedenen Methoden sind nachfolgend kurz kommentiert.

Fluss	GWP Nr.	Anzahl Messungen	Mittlere Abweichung in cm	Doppelter mittlerer Fehler in cm	Standort
Emme	9	5	- 4	± 20	Überfall
Emme	10	6	- 4	± 3	Überfall
Emme	25	6	- 4	± 5	Überfall
Gürbe	40	6	+ 3	± 14	gleichmäss. Gerinne

Tabelle 1: Mittlere Abweichung und doppelter mittlerer Fehler von 4 Grenzwertpegeln. Diese Messfehler wurden aus den Abweichungen zu den Messungen der jeweiligen Limnigraphen im selben Messprofil bestimmt.

Bei der «graphischen Extrapolation» wird angenommen, dass die Pegelschlüsselkurve auf doppelt logarithmischem Papier mittels einer Geraden dargestellt werden kann. Bedingung dazu sind ein stetiger Verlauf ohne Sprünge sowie die Unveränderlichkeit des hydraulisch wirksamen Pegelnullpunktes. Die Extrapolation kann graphisch oder rechnerisch mittels Regression geschehen.

Die «formelmässige Extrapolation» kann an Überfällen oder allgemein bei Kontrollquerschnitten sowie auf unveränderlicher Strecke mit einigermaßen gleichförmigen Abflussbedingungen angewendet werden. Die Koeffizienten der Formeln müssen empirisch bestimmt werden. Die Extrapolation setzt voraus, dass die Koeffizienten im ganzen Abflussbereich konstant bleiben. Sind sie jedoch veränderlich, muss entschieden werden, ob die Gesetzmässigkeit der Veränderung erkennbar ist.

Bei der «Extrapolation mit Veränderungen» infolge Fließwechsel von strömendem zu schiessendem Abfluss, Übergang vom belüfteten zum unbelüfteten Überfall, Einstau, Verkrautung, abrupten geometrischen Veränderungen, Böschungsbewuchs, lokaler Absenkungskurve usw. werden Abweichungen, die mit Formeln nicht berücksichtigt werden können und teilweise sogar sprunghaft erfolgen, erfasst. Sie können auf dem doppelt logarithmischen Papier als Knickpunkte oder gar als Sprünge erkannt werden.

Bei der «hydraulischen Extrapolation» wird eine Eingabe vorgenommen, indem untere und obere Grenzwerte berechnet werden. So kann zum Beispiel angenommen werden, dass der Abfluss nicht unter «kritisch» fällt und ein maximal möglicher Einstau nicht überschritten wird. Dabei wird versucht, mittels hydraulischen Berechnungen den Extrapolations-Streubereich möglichst klein zu halten.

Bei der «Übertragung der Pegelschlüsselkurve» wird die bekannte Pegelschlüsselkurve von einem oder mehreren Abflussquerschnitten mit Grenzwertpegel auf denjenigen der Abflussmessstation übertragen. Für die Extrapolation ergeben sich damit anhand der Aufzeichnungen der Hochwasserereignisse zusätzliche Stützpunkte. Die Übertragung setzt voraus, dass die Abflussspitzen zwischen den Messquerschnitten nicht ändern. Die zusätzlichen Stützpunkte sind mit den Fehlern der Ausgangs-Pegelschlüsselkurve sowie den Messfehlern der Grenzwertpegel behaftet.

Die Genauigkeit der Extrapolation wird erhöht, wenn mehr als eine Methode zur Anwendung kommt. Die Möglichkeit, Pegelschlüsselkurven mit Plausibilitätsüberlegungen zu prüfen, sollte immer genutzt werden. Dies kann mittels Volumenkontrollen innerhalb eines Flusssystemes geschehen oder auch durch Nachrechnung von Abflussvorgängen entlang eines Gewässers aufgrund von Hochwasserspuren etc.

8. Extrapolation der Pegelschlüsselkurve der eidgenössischen hydrometrischen Station Emme-Burgdorf

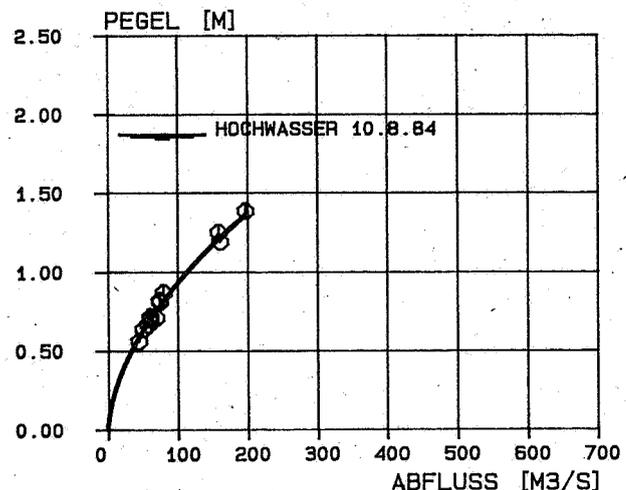
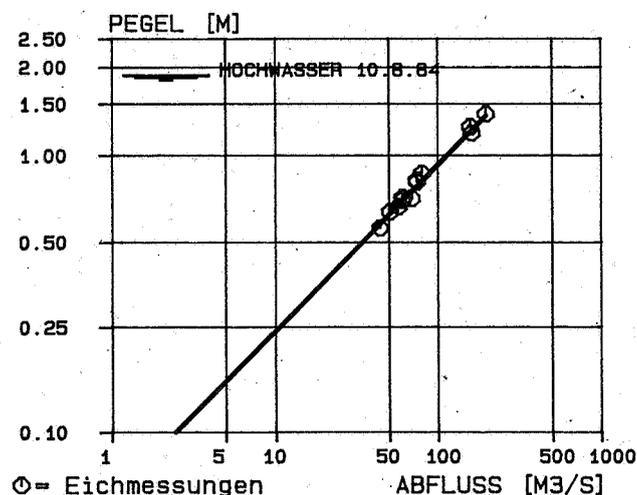
Die Station Emme-Burgdorf wurde 1979 in Betrieb genommen und in den Jahren 1983 bis 86 noch zusätzlich mit Grenzwertpegeln ausgerüstet. Die Station besteht im wesentlichen aus einem ca. 1 m hohen Überfall mit einer 37 m breiten, horizontalen Überfallkante. Das Einzugsgebiet der Emme bei der Station beträgt 673 km²; das grösste Hochwasser wurde am 10. August 1984 mit einer Abflusstiefe (Pegelstand) von 1.9 m registriert, wobei sich die Pegelregistrierung ca. 4 m hinter der Überfallkante befindet.

Bis zu einer Abflusstiefe von 0.8 m ist die Pegelschlüsselkurve weitgehend durch Eichmessungen mit der Seilflügelanlage gesichert. Drei weitere Eichmessungen erfolgten bei Abflusstiefen von 1.2 bis 1.4 m mit Abflussmengen bis max. 200 m³/s. Zur Bestimmung der Abflussmenge vom 10. August 1984 mit der Abflusstiefe von 1.9 m sowie von weiteren, zukünftigen Hochwasserabflüssen von schätzungsweise bis zu 2.5 m Abflusstiefe, wie das möglicherweise im Jahre 1968 der Fall war, muss die Pegelschlüsselkurve extrapoliert werden.

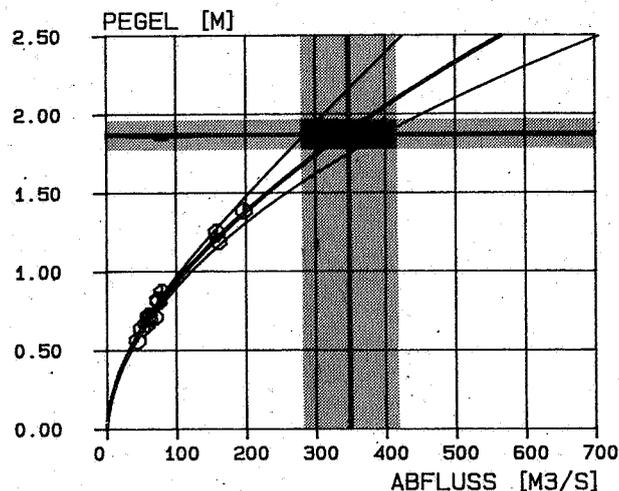
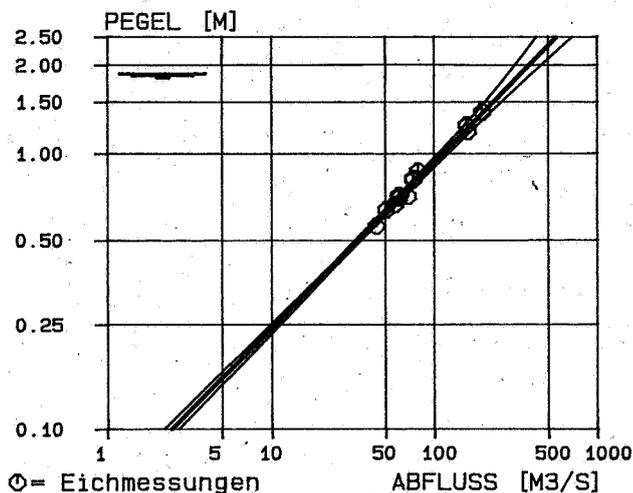
Das Problem ist in der Figur 1 graphisch dargestellt, wobei die Eichmessungen bei Abflusstiefen weniger als 0.5 m nicht dargestellt sind. Die Extrapolation ist bis zu einer Abflussmenge von vermutlich 600 m³/s gefragt, also etwa die dreifache Abflussmenge der höchsten Eichmessung.

In der Figur 2 ist die extrapolierte Pegelschlüsselkurve entsprechend der Figur 1 zusätzlich mit einem Fehlerband dargestellt. Die Breite des Fehlerbandes beträgt bei der obersten Eichmessung $\pm 10\%$, was der Genauigkeit dieser Eichmessung schätzungsweise entsprechen dürfte.

Im obersten Bereich bei einer Abflussmenge von 570 m³/s wird die Genauigkeit grob mit $\pm 25\%$ angenommen. Die



Figur 1: Pegelschlüsselkurve der Station Emme-Burgdorf im Bereich der Eichmessungen mit der Pegelhöhe von max. 1.4 m. Gefragt ist die Extrapolation zur Bestimmung der Abflussspitze am 10. August 1984 sowie anderer Hochwasser gleicher Grössenordnung. Das linke Diagramm zeigt die Pegelschlüsselkurve als Gerade in doppelt logarithmischer Darstellung, das rechte Diagramm die lineare Darstellung.



Figur 2: Extrapolierte Pegelschlüsselkurve der Station Emme-Burgdorf im linken Diagramm doppelt logarithmisch und im rechten Diagramm linear dargestellt. Die angegebenen Fehlerbänder gelten für das Irrtumsrisiko von ca. 5%, analog dem doppelten mittleren Fehler. Das Hochwasser vom 10.8.84 wird zu 350 m³/s bestimmt, mit einem Vertrauensintervall zwischen 280 und 420 m³/s.

dargestellte Pegelrelation ist das Mittel aus einer graphischen, formelmässigen, hydraulischen und übertragenen Extrapolation. Die Ursachen der Breite des Fehlerbandes von $\pm 25\%$ bei voller Abflusstiefe liegen in der Darstellung auf dem doppelt logarithmischen Papier, welche mit verschiedenen Pegelnulppunkten vorgenommen werden kann, in der Genauigkeit der obersten Eichmessung von $\pm 10\%$, in der Genauigkeit der Überfallberechnung und der Berechnung für die kritische Abflusstiefe sowie in den fehlerhaften Grenzwertpegelmessungen für die Übertragung von den flussaufwärts liegenden Messquerschnitten. Die Berechnung der Pegelschlüsselkurve ist durch das relativ grosse Gefälle von 4‰ des Flusses oberhalb der Station, welches vermutlich zu annähernd schliessenden Abflussverhältnissen führt, erschwert. Die Überfallformel kann deshalb nicht mehr direkt angewendet werden kann. Im weiteren gelangt die Messstation mit zunehmender Abflussmenge in die lokale Absenkung der Überfallströmung, was zur Folge hat, dass die Überfallformel auch aus diesem Grunde nur beschränkt angewendet werden kann und die Pegelschlüsselkurve sehr flach verläuft.

Mit der vorliegenden Pegelrelation wird das Hochwasser vom 10. August 1984 zu 350 m³/s bestimmt. Die Genauigkeit der Pegelrelation auf der entsprechenden Abflusstiefe beträgt rund 18%; wird ein Pegelstandsregistrierfehler von ± 10 cm für die Abflussspitze unterstellt, beträgt der Fehler an der Abflussmenge von 350 m³/s etwa $\pm 20\%$, mit dem entsprechenden Vertrauensintervall von 280 bis 420 m³/s.

9. Schlussfolgerungen

Die Genauigkeitsanforderungen an Pegelschlüsselkurven können nicht absolut definiert werden. Die unterschiedlichen Genauigkeitsangaben sollen aber das richtige Interpretieren von Abflussmengenangaben gestatten.

Die Daten der Teststrecken Emme-Burgdorf, Gürbe-Belp, Suze-Sonceboz und Glatt-Fällanden sind noch ungenügend für allseits befriedigende Resultate. Trotzdem sind anhand der ausgeführten Berechnungen diverse Ansätze formuliert worden, mit denen die Zuverlässigkeit von Extrapolationen definiert sowie erhöht werden kann.

Die für das Erfassen der Reibungsverluste resp. der Geschwindigkeitsbeiwerte angestrebte Parameterseparation

bei Abflussberechnungen im gleichmässigen Gerinne hat sich unter den gegebenen Umständen als nicht durchführbar erwiesen. Dies gilt auch für mittlere Querschnitts- sowie für mittlere Streckenwerte. Ebenso erscheint die Modellwahl unbedeutend. Erst wenn der Streubereich infolge ungenauer Parameter reduziert ist, können Vergleiche zwischen Modellen vorgenommen werden.

Die Bestimmung der Überfallbeiwerte spielt bei der Überfallformel eine besondere Rolle. Entgegen den vorherrschenden Meinungen sind sie bei den entsprechenden Testbeispielen nicht eindeutig bestimmbar, weil das Modell der Überfallströmung nicht zutrifft, indem die Strömungsverhältnisse nicht den bekannten theoretischen Überlegungen entsprechen.

Geschwindigkeitsbeiwerte dürften grössere Streuungen aufweisen als üblicherweise angenommen wird. Aufgrund der Resultate der untersuchten Teststrecken erscheint für geschiebeführende Flüsse ohne Verkräutung eine Genauigkeit von $\pm 20\%$ realistisch. Mathematische Modelle werden üblicherweise geeicht, indem die gerechneten mit den gemessenen Werten verglichen werden. Je nach Situation und Anzahl Anpassungen lassen sich damit sehr gute Übereinstimmungen erzielen. Die hier angegebenen k-Wert-Genauigkeiten von $\pm 20\%$ beziehen sich auf vorgängige Schätzungen ohne Eichungen.

Die Antworten auf die im Rahmen der Zielsetzung formulierten und nachfolgend zitierten Fragen lauten:

(a) Was ist die Genauigkeit der derzeit von der LHG angewandten Methoden? Die Pegelschlüsselkurve der untersuchten Station Emme-Burgdorf ist im Hochwasserbereich ± 10 bis $\pm 25\%$ genau. Die Ungenauigkeit nimmt mit zunehmender Abflussmenge zu. Bei der Bestimmung der Abflussmenge muss der jeweilige Pegelablesfehler in die Genauigkeitsangabe miteinbezogen werden. Dies kann die Ungenauigkeit von $\pm 10\%$ im unteren Hochwasserbereich auf $\pm 15\%$ erhöhen. Die Beantwortung der Frage muss auf die im Detail untersuchten drei LHG-Stationen Emme-Burgdorf, Gürbe-Belp und Suze-Sonceboz beschränkt bleiben. Analogieschlüsse zu anderen Stationen werden vermutet.

(b) Was wäre der Genauigkeitsgewinn bei der Anwendung von komplexeren Modellen und welche zusätzliche Infor-

mation müsste dafür beschafft werden? Für die Extrapolation von Pegelschlüsselkurven bestehen Verfeinerungsmöglichkeiten. Mit den aufgeführten Methoden und Redundanzüberlegungen könnte der Streubereich etwa auf die Hälfte reduziert werden; vor allem ermöglichen sie, Genauigkeitsangaben überhaupt anzugeben. Für die Übertragung der Pegelschlüsselkurven bei der Station Emmen-Burgdorf müssten beispielsweise ein bis zwei Grenzwertpegel zusätzlich montiert sowie der betreffende Flussabschnitt für Staukurvenberechnungen genau vermessen werden. Eine alternative Möglichkeit wäre die bauliche Änderung der Station mit Einbau einer Niederwasserrinne und dem Versetzen der Messstation aus dem Bereich der lokalen Absenkkurve:

(c) *Welchen Einfluss hat die differenzierte Berücksichtigung der Gerinneform?* Auf den untersuchten Teststrecken kommen durchwegs regelmässige, angenäherte Trapezprofile vor. Die angewendeten Modelle reagieren empfindlich auf Veränderungen der eingegebenen Profile. Eine dichtere Vermessung mit kleineren Profilständen brächte vermutlich eine wesentliche Verbesserung.

(d) *Wie wirken sich Sohl- und Wandrauhigkeit auf die gesamten Fließwiderstände aus (mittlerer k-Wert)?* Die verwendete Datenbasis erlaubt nur den Gebrauch eines mittleren k-Wertes. In Anbetracht der im Verhältnis zur Abflusstiefe sehr breiten Gerinnen wird nicht vorgeschlagen, auf den Teststrecken zwischen Sohl- und Wandrauhigkeit zu unterscheiden, geschweige denn zusätzliche Rauigkeiten zu definieren. Eine Differenzierung kann erst angestrebt werden, wenn die Streuungen der Resultate massgeblich reduziert sind.

Abschliessend darf die Frage gestellt werden, ob nicht einzelne Messstationen speziell auf die Hochwassererfassung ausgerichtet sein sollten. Gesicherte Hochwasserabflussdaten sind für die Forschung von primärem Interesse, aber auch für die Dimensionierung von Hochwasserschutzmassnahmen werden gewisse Genauigkeiten der Vorhersage erwartet.

10. Ausblick

Für weitergehende Untersuchungen sollten die Teststrecken baldmöglichst standortgerecht mit den nötigen Grenzwertpegeln, allenfalls weiteren Limnigraphen und Lattenpegeln ergänzt werden. Ebenso müssten Hochwassermessungen und -beobachtungen intensiviert und möglichst mit mehreren Methoden durchgeführt werden. Interessant wäre eine photographische Erfassung einzelner Hochwasser.

Modellrechnungen können weitergeführt werden, wenn die Datenbasis ergänzt ist. Das Einbeziehen von ein bis zwei zusätzlichen Abflussmodellen wäre im Hinblick auf eine weitergehende Standardisierung interessant. Parametervergleiche zwischen den Modellen lohnen sich erst, wenn befriedigende Resultate vorliegen. Für die Charakterisierung von Ueberfällen sollten ergänzende Modelle aufgezeigt werden.

Für die Typisierung des Abflussgeschehens sind die Beispiele zur Berechnung des Geschwindigkeitsbeiwertes n nach Manning von Ven Te Chow (1959) bekannt. Für schweizerische Verhältnisse wäre eine analoge Typisierung von Gerinne- sowie von Messstrecken interessant. Für eine Typisierung müssen aber gesicherte Resultate einer grösseren Anzahl von Teststrecken vorliegen.

Literaturverzeichnis

BWW/LHG-BERICHT (1986): Abflussmengenmessung mit Grenzwertpegel. Bericht B-1413, Basler & Hofmann, Zürich (nicht veröffentlicht), z.Hd. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW) und Landeshydrologie und -geologie (LHG), August 1986.

SPREAFICO, M. UND NAEF, F. (1986): Observation and analysis of flood discharges—experience from Switzerland. Proc. Int. Symp. on Flood Frequency and Risk Analyses, 14-17 Mai 1986, Louisiana State Univ., Baton Rouge, U.S.A., ed. Vijay P. Singh, D. Reidel Publ. Company.

VENTE CHOW (1959): Open Channel Hydraulics. Mc Graw Hill, New York.

ZWISCHENBERICHT (1989): Pegelschlüsselkurven, Zwischenbericht zum Einzelprojekt A10, Ursachenanalyse der Hochwasser 1987. Bericht B-1623-1, Basler & Hofmann, Zürich (nicht veröffentlicht), z.Hd. Bundesamt für Wasserwirtschaft (BWW) und Landeshydrologie und -geologie (LHG), März 1989.

Ursachenanalyse Hochwasser 1987

Teilprojekt Oberflächenerosion

Johann Jahn

Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und
Landschaft (WSL), 8903 Birmensdorf

Zusammenfassung

Aufgrund einer Detailkartierung im Bedrettal sowie ergänzender Studien wurde die Rolle der Oberflächenerosion bei den Unwetterereignissen von 1987 untersucht. Obwohl sie im Kartierungsperimeter und in den meisten anderen Schadengebieten kein dominierendes Problem darstellte, ergaben sich interessante Hinweise zur schützenden Wirkung der Vegetation vor Oberflächenerosion wie auch zur langfristigen Entwicklung von Erosionsblößen.

Résumé

L'établissement d'une carte détaillée dans la vallée du Bedretto ainsi que des études complémentaires sont à la base des recherches faites sur l'influence exercée par l'érosion de surface à la suite des orages de 1987. Bien qu'aucun problème prépondérant ne se pose dans le périmètre cartographié ni dans la plupart des régions endommagées, cette étude nous apporte d'intéressantes indications sur l'action protectrice de la végétation avant l'érosion de surface et sur l'évolution à long terme des vides creusés par l'érosion.

1. Projektauftrag

Die Untersuchung zum Thema Oberflächenerosion fand im Rahmen des Einzelprojektes A1 «Waldwirkungen» statt, dessen Hauptaufgabe es war, die Wirkungen der Vegetation, insbesondere des Waldes, auf die Hochwasserereignisse des Jahres 1987 abzuklären. Das Pflichtenheft des Teils «Oberflächenerosion» sah vor, die folgenden Fragen anhand von Fallstudien zu untersuchen:

- Kann eine Wirkung des Waldes auf das Entstehen von Flächen- und Rillenerosion festgestellt werden?
- Wie gross ist der Anteil an der gesamten Feststoffproduktion, der aus Oberflächenerosion stammt?

Die Untersuchungen beschränkten sich auf kleinflächige, nur oberflächlich wirksame Erosionserscheinungen, die ausserhalb der grösseren Gerinne – eben in der «Fläche» – auftraten und im wesentlichen durch Einflüsse aus der näheren Umgebung verursacht worden waren. Die Ufererosion grösserer Wasserläufe war Gegenstand anderer Projekte und wurde hier deshalb nur am Rande bearbeitet.

2. Voruntersuchungen

Um die Wirkung verschiedener Vegetationsarten differenziert beurteilen zu können, mussten die Fallbeispiele im Bereich der Wald- und der Alpstufe angesiedelt werden. Insbesondere in den zentralen Unwettergebieten zeigte sich, dass die verheerenden Schäden ihren Ursprung zum grossen Teil in den höher gelegenen nivalen Gebieten hatten. Im Bereich der Wald- und der Alpstufe konzentrierten sich die geomorphologischen Veränderungen auf den Einflussbereich der grossen Gerinne, weshalb sie für die Detailuntersuchung nicht in Frage kamen. Bei anderen Erosionsstellen war im nachhinein häufig nicht klar, ob diese tatsächlich durch die Unwetterereignisse 1987 ausgelöst worden waren.

Es drängte sich deshalb auf, die Projektfragen sowohl zeitlich wie auch von den morphologischen Prozessen her in einen allgemeineren Rahmen zu stellen. Insbesondere erschien es ratsam, die in einem Gebiet ablaufenden Prozesse in ihrer Gesamtheit über einen längeren Zeitraum so gut wie möglich zu erfassen, damit auch Schlüsse bezüglich der Stellung der 1987er Ereignisse möglich wurden.

3. Detailuntersuchungen

3.1 Erosionskartierung Bedretto

Aufgrund der in der Voruntersuchung festgestellten Erosionsstellen wurde das Gebiet zwischen Cioss Prato und Villa an der nördlichen Flanke des Bedrettotales für die Detailerhebungen ausgewählt. Es umfasst die grösseren Bäche Ri di Gallinoso, Ri di Ronco, Ri di Bedretto und Ri di Cavanna, die zusammen mit dem Ticino am 24./25. August 1987 grosse Schäden an Kulturland und Infrastruktureinrichtungen verursacht hatten. Untersucht wurden die steilen Flanken des Haupttales (Troglwände) sowie die glazial geprägten Bereiche oberhalb des Haupttroges. Nicht bearbeitet wurden dagegen die Schuttfuren und Felsgebiete über etwa 2100 m Meereshöhe.

Die Arbeiten umfassten im wesentlichen photogrammetrische Luftbilddauswertungen und detaillierte Felddaufnahmen. Es wurde Wert auf eine gute Dokumentation (genaue Lageangaben, Fotos) gelegt, damit die zukünftige Entwicklung der Erosionsstellen verfolgt werden kann.

Die photogrammetrischen Arbeiten wurden im Auftrag der WSL durch das Ingenieurbüro H.Ü. Scherrer in Nesslau durchgeführt. Der Hauptteil des Auftrages war der Kartierung der Erosionsstellen vor und nach den Unwettern 1987 gewidmet. Dafür standen Luftbilder der Landestopographie vom 20. und vom 27. August zur Verfügung, die zufällig direkt vor und direkt nach den Unwettern aufgenommen worden waren. Daneben erfolgten weitere Kartierungen aufgrund älterer Luftbilder, unter anderem auch zur Veränderung der Waldbestände.

Die Feldbegehungen erfolgten anhand der photogrammetrischen Rohauswertung. In erster Priorität wurden alle Objekte besucht, die möglicherweise 1987 entstanden waren. 36 interessante Fälle wurden in Protokollform und anhand von Fotos dokumentiert. Die definitive Kartierung erfolgte nach Abschluss der Feldarbeiten im Massstab 1:5000.

Die Felddaufnahmen zeigten, dass die photogrammetrische Kartierung der Bachgerinne und der übersaarten Gebiete genau und vollständig erfolgte. Dagegen ergaben sich bei der Erfassung der kleinen Erosionsflächen in den Hängen Probleme (schwer definierbare Objekte, Abgrenzung zu anderen nur teilweise vegetationsbedeckten Flächen schwierig, verdeckte Flächen im Wald). Die Felddaufnahmen erwiesen sich als sehr zeitaufwendig, insbesondere bei genauer Ansprache der Objekte.

3.2 Ergänzende Untersuchungen in anderen Schadengebieten

Um Vergleiche zu weiteren Unwetterereignissen und zu anderen Regionen mit unterschiedlichen geologischen und klimatischen Verhältnissen zu ermöglichen, wurden folgende Gebiete in die Untersuchungen einbezogen:

- Obergoms, Urserental, Rigi-Nordlehne, Fideris (Arieschbach):

Diese Gebiete wurden ebenfalls 1987 von Unwetterschäden betroffen. Frische Erosionsstellen traten vor allem an der Rigi-Nordlehne und teilweise im Urserental auf.

- Alptal, Gersau, Grosses Melchtal:
Diese Gebiete waren 1984 von Unwettern heimgesucht worden, wobei sich an den Hängen eine grosse Zahl von Erdrutschen gelöst hatte. Da diese Ereignisse gut dokumentiert sind (VON WYL, 1987 und Unterlagen der WSL) eignen sie sich für Vergleiche und ergaben Hinweise zur Weiterentwicklung von Erosionsblößen.
- Wartau (Seveler Bach):
Dieses Gebiet wurde im Sommer 1989 von einem Unwetter befallen. Trotz massivem oberflächlichem Wasserabfluss kam es nur zu wenigen Oberflächenerosionserscheinungen.

3.3 Auswertung von Landesforstinventar-Daten

Schliesslich wurden Ergebnisse des ersten Schweizerischen Landesforstinventars (LFI) verwendet, um das Bild der Fallstudien abzurufen. Es handelt sich dabei teils um publizierte Ergebnisse (SCHWEIZERISCHES LANDESFORSTINVENTAR, 1988), teils um projektbezogene Zusatzauswertungen des LFI-Datensatzes. Bei der Interpretation ist zu berücksichtigen, dass nur Stichprobenpunkte im Wald inventarisiert sind.

Gesamt-schweizerisch weisen 11,7% der Probestellen Erosionsspuren und 9,1% Rutschungsspuren auf. Am meisten Spuren sind in den Voralpen zu finden (rund 20%), nur wenige im Jura, im Mittelland und im alpinen Kristallin. Der Anteil der Probestellen mit Erosions- und Rutschungsspuren steigt mit der Neigung der Probestellen. Eindeutige Zusammenhänge mit den Bodeneigenschaften konnten nicht festgestellt werden, weil die Auswertungen durch indirekte Wirkungen anderer Parameter verfälscht wurden.

4. Ergebnisse

4.1 Kernaussagen

a) *Oberflächenerosion stellte 1987 im betrachteten Teilgebiet des Bedrettotales und in den meisten anderen Schadengebieten im Bereich der Alp- und Waldstufe kein dominierendes Problem dar.*

Die Untersuchung im Bedrettotal zeigte, dass sich die grossen Seitenbäche ihr Geschiebe vor allem durch Tiefen- und Seitenerosion beschaffen. Das Material stammt aus den vegetationsfreien Schuttfuren der nivalen Zonen und aus dem direkten Bachbereich der Alp- und der Waldstufe. Hier wurden die Böschungen praktisch durchgehend angegriffen und die Sohle oft bis auf den Fels ausgeräumt. In den steilen Flanken des Haupttroges und der Schluchstrecken der Seitenbäche ist es nur zu wenigen neuen Erdrutschen gekommen. Weil nur relativ wenig alte Erosionsstellen ohne Vegetation vorhanden sind, spielte auch die flächenhafte Abspülung und die Rillenerosion dieser Flächen eine untergeordnete Rolle. Verschiedene Runsengeirinne sind trotzdem kräftig ausgeräumt worden. Nicht zu unterschätzen sind dabei murgangartige Abflüsse kleiner Rutschmassen, die auf ihrem Weg ein Mehrfaches der Rutschkubatur zu erodieren vermögen (Bild 1). Die Runsen haben in einigen Fällen zu lokalen Schäden in ihrem Einflussbereich geführt, auf die Geschiebeführung der grossen Seitenbäche und des Ticino hatten sie aber nur geringen Einfluss, weil das Material häufig nicht bis dorthin gelangte. Analoge Erkenntnisse lassen sich auch aus den Beobachtungen im Urserental und im Obergoms ziehen. Im Urserental haben sich zwar recht viele Erdrutsche ereignet, die in Bewegung gesetzten Materialmengen waren aber klein gegenüber dem Geschiebeanfall aus Tiefen- und Seitenerosion in den grossen Bächen.

Die relativ geringe Bedeutung der Oberflächenerosion in den bis jetzt genannten Hauptschadengebieten ist auch in den Auswertungen der Landesforstinventar-Daten zum Ausdruck gekommen. Dies dürfte auf folgende Gründe zurückzuführen sein:

- Es handelt sich um Gebiete mit wenig wasserempfindlichen Böden. Die kristallinen Gesteine verwittern zu sandigen, gut durchlässigen Böden, die wenig rutschungsempfindlich sind.
- Die Gebiete weisen relativ stabile geologische Verhältnisse mit wenigen stark verwitterungsanfälligen Gesteinspartien auf. Deshalb weist auch die Vegetationsdecke kaum Lücken auf.

Im Gegensatz dazu weist die Rigi-Nordlehne, wo 1987 viele Erdrutsche aufgetreten sind, bedeutend tonhaltigere und damit rutschungsempfindlichere Böden auf. Dies gilt auch für das Gebiet des Arieschbachs sowie die Innerschweizer Gebiete, die 1984 stark von Erdrutschen betroffen wurden. An der Rigi-Nordlehne stammte ein relativ grosser Teil des Geschiebes aus Erdrutschen, Runsenausträumung und Grabenerosion in den seitlichen Flanken der Bäche, also aus Prozessen der Oberflächenerosion. Bei den meisten Bächen handelt es sich um sehr steile Gerinne, die eher den Runsen und nicht eigentlichen Wildbächen zuzuordnen sind.

Im Gegensatz zu den bisher besprochenen Fällen befindet sich der Arieschbach in einem Gebiet mit schlechten geologischen Voraussetzungen. Durch Tiefen- und Seitenerosion des Baches sind in den Flanken steile, vegetationsfreie Flächen entstanden und tiefgründige Rutschungen ausgelöst worden, sodass weite Bereiche der Hänge instabile Verhältnisse aufweisen. Deshalb ist die Geschiebeproduktion aus Bach- wie aus Oberflächenerosion sehr gross und die Rufen folgen sich in kurzen Abständen.

Allgemein lässt sich anmerken, dass Oberflächenerosionsprozesse in einem Wildbacheinzugsgebiet meistens eine untergeordnete Rolle spielen. Für die Gefährlichkeit eines Wildbaches sind vor allem der Widerstand der Sohle gegen Tiefen- und Seitenerosion und die grossräumige Stabilität der Hangflanken massgebend.

b) *Eine geschlossene Vegetationsdecke vermag grundsätzlich die Geländeoberfläche wirksam vor Oberflächenerosion zu schützen. Bezüglich einer Klassierung von Wald- und Rasenvegetationsformen nach ihrer Wirksamkeit ergaben sich keine allseits abgesicherten Resultate. Die Beobachtungen stützen die anerkannte gute Wirkung geschlossener Hochwälder eher als dass sie diese in Frage stellen.*

Verschiedene Beobachtungen zeigten, dass Oberflächenerosionsprozesse durch eine geschlossene Vegetationsdecke in vielen Fällen verhindert werden. Währenddem in vielen alten, vegetationsfreien Erosionsstellen oberflächliche Abschwemmung und Rillenerosion festgestellt werden konnte, war dies im Wiesland und im Wald kaum der Fall. Auch konzentrierte Wasserströme in Geländemulden vermochten oft die Vegetationsdecke nicht aufzureissen. Dagegen traten in den vegetationsfreien Schuttdecken der nivalen Gebiete viele Erosionen auf.

Entsprechende Ergebnisse liefern auch Untersuchungen zu den Auswirkungen von Skipistenplanierungen (MOSIMANN, 1981). Bei Geländeeingriffen zur Verbesserung der Pistenanlagen entstehen oft grosse vegetationsfreie Flächen, die nicht mehr standortgerecht begrünt werden können. In diesen Flächen treten in grossem Ausmass Oberflächenerosionsprozesse auf. Im weiteren weist auch die Bodenrosionsliteratur immer wieder auf die Abtragsgefähr-

dung von Böden hin, die keine oder nur eine spärliche Pflanzendecke tragen (z.B. ROHRER, 1985).

Die statistisch korrekte Unterscheidung bewaldeter und nichtbewaldeter Standorte bezüglich ihrer Erosionsanfälligkeit scheiterte in dieser Studie teilweise an der kleinen Zahl der Objekte und teilweise an der einseitigen Wald/Nichtwald-Verteilung in den betroffenen Gebieten. Allerdings ist darauf hinzuweisen, dass solche Vergleiche auch bei besserer Datenlage gewisse Zweifel an der Ursächlichkeit der Zusammenhänge nie ganz auszuräumen vermögen, weil sehr viele – gegenseitig verknüpfte! – Einflussfaktoren im Spiel sind. Die Untersuchungen von VON WYL (1987) und die Auswertung der Landesforstinventar-Daten können ebenfalls nicht für Vergleiche gebraucht werden, weil im einen Fall nur Freiland- und im anderen nur Waldstandorte berücksichtigt worden sind.

Allgemein wird anerkannt, dass geschlossene Hochwaldbestände Oberflächenerosionsprozesse sehr gut zu verhindern vermögen. Folgende Punkte begründen diese Annahme:

- Das Kronendach bremst die Regentropfen und vermindert damit die direkt auf die Bodenoberfläche wirkenden Kräfte.
- Die Bodenvegetation und das Wurzelwerk verhindern die oberflächliche Abschwemmung von Bodenmaterial.
- Wegen der Streuschicht und des günstigen Bodengefüges (grosse Makroporen) kann das Wasser gut in den Boden eindringen, der Oberflächenabfluss wird also vermindert.
- Wegen der besseren Durchlässigkeit des Bodens treten seltener extreme Porenwasserspannungen auf, deshalb ist Rutschgefahr reduziert.
- Die Wurzeln der Bäume vermögen die Bildung von Gleitflächen im durchwurzelten Bereich bis zu einem gewissen Grad zu verhindern.

In Gebüschwäldern, Weiden und Wiesen der Wald- und Alpstufe ist zwar die Bodenoberfläche durch die geschlossene Vegetationsdecke ebenfalls gut vor Materialabschwemmung geschützt. Die ungünstigere Bodenstruktur mit schlechterer Durchlässigkeit erlaubt aber eher extreme Porenwasserspannungen, die zur Auslösung von Rutschungen führen können.

Obwohl die statistische Behandlung verschiedener Vegetationsformen nicht durchgeführt werden konnte, ergaben sich doch einige Hinweise, die die erwähnten Annahmen untermauern:

- In den geschlossenen Fichten-Lärchen-Hochwäldern oberhalb der Dörfer des Bedrettotales sind weder alte Erosionsstellen vorhanden noch neue aufgetreten.
- Am meisten neue Rutschungen sind in einem heute praktisch unbestockten Teilgebiet aufgetreten, dessen lockerer Lärchenhochwald durch einen Waldbrand (1947) und Lawinen zerstört worden war (Bild 1). Hier kann angenommen werden, dass diese Entwaldung zur erhöhten Rutschungsempfindlichkeit beigetragen hat, indem die Verrottung der alten Wurzeln zur Destabilisierung der Bodenschicht führte.
- Auch in anderen Untersuchungsgebieten scheint in geschlossenen Hochwäldern seltener Oberflächenerosion aufgetreten zu sein als in der Umgebung. Im Urserental befinden sich die meisten der 1987 verursachten Erosionsstellen in lockeren Beständen von Grünerlen-Gebüsch, währenddem in den Bannwäldern – die allerdings nur eine sehr kleine Fläche aufweisen – nichts festgestellt werden konnte.

- Bei den dokumentierten Erdbeben, die 1984 in mehreren Gebieten der Innerschweiz aufgetreten waren, handelt es sich ausschliesslich um Ereignisse im Freiland. Anzunehmen ist, dass vereinzelt auch in den Wäldern Erdbeben aufgetreten sind; weder die Feldbegehungen noch die Luftbildauswertungen ergaben aber konkrete Hinweise.

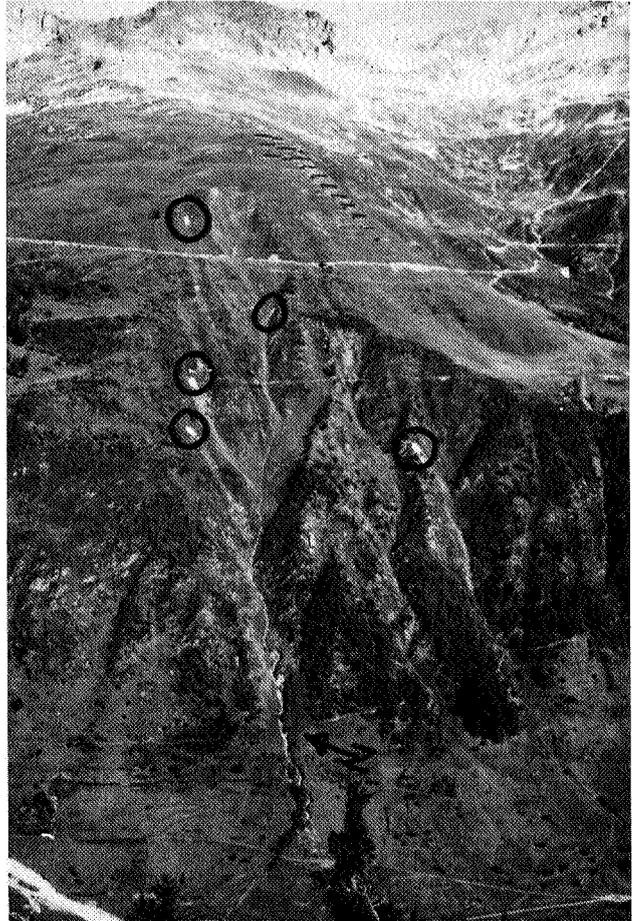


Bild 1: Überblick des Gebietes unter der Alpe di Cavanna im Bedrettotale, in dem 1987 relativ viele neue Erdbeben aufgetreten sind (Kreise). Das Gebiet hat in den letzten 50 Jahren durch Brände und Lawinen einen grossen Teil der ehemaligen Waldbestockung verloren. Die murgangartige Abflüsse der kleinen Rutschmassen führten im unteren Teil zu ausgeprägter Grabenerosion (Pfeil).



Bild 2: Beispiel eines Erdbebens im Gebiet Alpe di Cavanna, 1880 m ü. M. Die Anrisslinie verläuft entlang eines Viehweges.

4.2 Weitere Erkenntnisse

Es ergaben sich keine Hinweise, dass verschiedenartige Witterungsabläufe für die Häufigkeit von Erdbeben massgebend waren. Erdbeben traten sowohl bei gewitterhaften Ereignissen mit kurzfristig sehr hohen Intensitäten wie auch bei ergiebigen Landregen ohne grosse Intensitätsspitzen auf bzw. nicht auf.

Beispiele:

Gewitter mit vielen Erdbeben:	Rigi-Nordlehne, Gersau
Gewitter ohne Erdbeben:	Wartau (Seveler Bach)
Landregen mit vielen Erdbeben:	Melchtal
Landregen mit wenigen Erdbeben:	Bedrettal

Die durchgeführten Luftbildvergleiche haben gezeigt, dass das Alter von Erosionsstellen häufig unterschätzt wird. Nach einem Schadenereignis sehen alle Flächen sehr frisch aus und erwecken den Eindruck, sie könnten eben erst entstanden sein. Häufig bestehen sie aber schon seit langer Zeit und werden bei Ereignissen zwar aufgefrischt, liefern aber keine grossen Geschiebemengen.

Ebenso konnte festgestellt werden, dass die Entwicklung von Erosionsstellen langsamer verläuft als vielfach angenommen wird. In grundsätzlich stabilen Gebieten dehnen sie sich nach dem Anbruch oft nicht mehr aus. In instabilen Gebieten dagegen können sich die Erosionsstellen progressiv ausweiten. Dadurch wird dann auch eine allmähliche Wiederbegrünung der Oberfläche verhindert.

In den betrachteten Gebieten im zentralen Alpenbereich waren viele Erosionsstellen zu finden, die auf Schnee-

rutsch- und Lawinenschurf zurückzuführen sind. Diese Blößen sind zum Teil sehr alt und haben sich in den letzten 50 Jahren in Ausdehnung und Anordnung kaum verändert, in einzelnen Hängen sind sie aber auch neu aufgetreten. Das Neuaufreten solcher Blößen kann teilweise auf die Dezimierung des Waldbestandes zurückgeführt werden. Oft haben durch Lawinen oder Windwirkung ausgerissene Bäume zur Bildung solcher Blößen geführt. Allgemein haben Schnee- und Lawinenschurfflächen kaum Auswirkungen auf die Geschiebeführung der Bäche.

Im Bedrettal, das nur noch sehr extensiv bewirtschaftet wird, waren die Auswirkungen der Oberflächenerosion auf die Landwirtschaft relativ gering. Dies im Gegensatz zu intensiv genutzten Gebieten, wo auch kleine Erdbeben bedeutende Kulturschäden verursachen können, insbesondere wenn sie wie im Beispiel von Gersau gehäuft auftreten. Allerdings sehen auch diese Schäden im ersten Moment schlimmer aus als sie effektiv sind; viele Flächen können mit einfachen Mitteln saniert werden oder begrünen sich allmählich von selber wieder.

Nicht zu vergessen sind Auswirkungen menschlicher Aktivitäten auf Oberflächenerosionsprozesse. Bezüglich unterschiedlicher Bewirtschaftungsformen oder der Aufgabe der Bewirtschaftung (Vergandung) konnten im Rahmen dieser Studie zwar keine Auswirkungen festgestellt werden. Andererseits sind die Auswirkungen baulicher Eingriffe offensichtlich, wie das Beispiel einer neu gebauten Alpstrasse im Bedrettal und die Untersuchungen von MOSIMANN (1981) zeigen. Bei Geländeeingriffen für Pistenplanierungen, Forststrassen und Alpwege ist besonders bei erosions- und rutschungsempfindlicher Unterlage grosse Vorsicht walten zu lassen.

Literaturverzeichnis

MOSIMANN, T., 1981: Geoökologische Standortsindikatoren für die Erosionsanfälligkeit alpiner Hänge nach Geländeeingriffen für Pistenanlagen. *Geomethodica* 6: 143-174.

ROHRER, J., 1985: Quantitative Bestimmung der Bodenerosion unter Berücksichtigung des Zusammenhanges Erosion-Nährstoff-Abfluss im oberen Langete-Einzugsgebiet. *Physiogeographica* 6: 242 S.

SCHWEIZERISCHES LANDESFORSTINVENTAR, 1988: Ergebnisse der Erstaufnahme 1982-1986. Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Berichte 305: 375 S.

VON WYL, B., 1987: Beitrag naturnaher Nutzungsformen zur Stabilisierung von Ökosystemen im Berggebiet, insbesondere zur Verhinderung von Bodenerosion. *Schweiz. Landwirtschaftliche Forschung* 26: 405-464.

Reusshochwasser 1987 – Erosions- und Akkumulations- erscheinungen oberhalb von Amsteg

Dr. A. Gübeli

Büro Dr. T.R. Schneider AG, Geologische Beratung,
Bahnhofstrasse 55, 6460 Altdorf

Zusammenfassung

Das Hochwasser vom 24./25. Aug. 1987 erodierte überwiegend in Ablagerungen früherer Unwetter. Grossflächige Erosionen und isolierte Murgänge erfolgten nur wenige. Umfangreiche Seitenerosionen konzentrierten sich auf Flussabschnitte mit gestreckter Linienführung gefolgt von Schlaufen oder Schlaufen mit anschliessend gestrecktem Lauf. Oberhalb Amsteg wurden durch Erosion insgesamt 2,6 Mio. m³ umgelagert. Trotz Ablagerungen in der Ebene von Andermatt von ca. 147 600 m³ erreichten ca. 139 700 m³ Geschiebe und Schwebestoffe die Schöllenen. Bei Amsteg führte die Reuss ca. 706 100 m³ Geschiebe und Schwebestoffe vorbei.

Résumé

La crue du 24/25 août 1987 a érodé surtout les dépôts des gros temps précédents. Seulement peu d'érosions vastes et de coulées de boue ont eu lieu. Les érosions latérales volumineuses se concentraient sur des sections de rivières droites suivies de sinuosités ou des sinuosités suivies de courants droits. En dessus de Amsteg 2,6 mio m³ ont été déplacés par l'érosion. Malgré les dépôts d'environ 147 600 m³ dans la plaine d'Andermatt environ 139 700 m³ de débris solides et de matières en suspension ont atteint la Schöllenen. A Amsteg la Reuss a passé environ 706 100 m³ de débris solides et de matières en suspension.

1. Einleitung

Anhaltend starke Niederschläge zwischen dem 23. und 25. August 1987 verursachten im Einzugsgebiet der Reuss und im Urner Reusstal umfangreiche Überschwemmungen und schwere Unwetterschäden. Kurz nach dem Hochwasser vom 24./25. August 1987 wurde das Büro Dr. T.R. Schneider AG, Altdorf, am 10. September 1987 im Anschluss an einen Helikopterflug über das ganze Schadengebiet von Herrn Kantonsingenieur Püntener beauftragt, die Erosions- und Akkumulationserscheinungen im Einzugsgebiet der Reuss oberhalb Amsteg zu erfassen.

Der Auftrag umfasste folgende Fragen:

- Welche Auswirkungen hatte das Hochwasser 1987 längs den Ufern der Reuss sowie deren Zuflüsse?
- Was für Erosions- und Akkumulationsprozesse ereigneten sich in den einzelnen Schadenobjekten?
- Wie gross waren die Geschiebe-Einträge in die Reuss und deren Zuflüsse?
- Wie gross waren die Geschiebe-Einträge aus dem Urserental in die Schöllenen?
- Was für geologische Situationen bestehen im Bereich der einzelnen Schadenereignisse?
- Wie werden sich Lockergesteinsmassen im direkten Umfeld bestehender Gerinne während zukünftigen Hochwasserereignissen verhalten?

Bevor mit der Beantwortung dieser Fragen begonnen werden konnte, wurden folgende Arbeitsgrundlagen erarbeitet:

- Kartierung der Erosions- und Akkumulationsereignisse im Massstab 1:10000
- Inventarisierung und detaillierte Beschreibung der einzelnen Erosions- und Akkumulationsereignisse in einem Erosionskataster

Im Rahmen der Inventarisierungsarbeiten für den Erosionskataster wurden die folgenden Abklärungen durchgeführt:

- Abschätzung der objektbezogenen Massenumlagerungen bzw. Feststoffeinträge in die Reuss oder deren Zuflüsse
- Untersuchung und Erfassung der beobachteten Transportprozesse im Rahmen der objektbezogenen Ereignisabläufe
- Untersuchung geologischer Ursachen in Bezug auf die erfolgten Erosions- und Akkumulationsereignisse

2. Ausgewertete Grundlagen

Zur Kartierung und Beschreibung der einzelnen Katasterobjekte wurden folgende Informationsquellen berücksichtigt:

- Terrestrische Photos von Schadenobjekten
- Stereobilder des gesamten Schadengebietes nach dem Hochwasser 1987 (Aufnahmedaten 29. August 1987 bis 11. September 1987)
- Objektbezogene Luftbilder (Ansichten) aus dem Helikopter
- Orthophotos der Reussstrecke zwischen Göschenen und Amsteg
- Stereobilder des Schadengebietes aus der Zeit vor dem Hochwasserereignis 1987

Ergänzend zum Bildmaterial wurden Publikationen, Berichte und Arbeitsunterlagen verschiedener Büros konsultiert.

Feldbegehungen erfolgten lediglich als Ergänzungen zu den bereits vorhandenen Arbeitsunterlagen.

3. Kartierung der Schadenereignisse

Die Kartierung der Erosions- und Akkumulationsereignisse erfolgte auf 14 Schadenereigniskarten im Massstab 1:10000. Eine Übersicht über das erfasste Gebiet gibt Bild 1. Ein Ausschnitt der Schadenereigniskarte 13 ist im Anhang als Abbildung A3 dargestellt. Bild 2 zeigt eine zusammenfassende Übersicht über die geologischen Verhältnisse des Felsuntergrundes im Untersuchungsgebiet, wie sie auch in die einzelnen Schadenereigniskarten eingetragen wurde.

4. Erosionskataster Uri

Mit dem Erosionskataster Uri wurden alle Erosions- und Akkumulationsereignisse des Hochwassers vom 24./25. August 1987 erfasst und detailliert beschrieben. Im Rahmen dieser Inventarisierung wurden 964 Katasterobjekte ermittelt und nach den Hauptästen des Einzugsgebietes der Reuss bzw. nach den wichtigsten Gerinnen des Entwässerungssystems unterteilt. Bei lokalen Ereignissen wurden die Katasternummern mit L (Lokal) ergänzt, bei vorhandenen Verbindungen zu Gerinnen höherer Ordnung mit Z (Zufluss).

Bild 3 zeigt eine Übersicht über die Hauptgerinne und deren Kurzbezeichnungen. Die Schreibweise der einzelnen Hauptgerinne basiert auf der topographischen Grundlage im Massstab 1:10000.

Die Inventarisierung der einzelnen Katasterobjekte erfolgte mit dem HyperCard-Programm von Apple Macintosh, was ermöglichte, die Grösse der einzelnen Karteikarten auf A5-Format zu beschränken. Bild 4 zeigt eine Katasterkarte mit allen darin berücksichtigten Untersuchungspunkten.

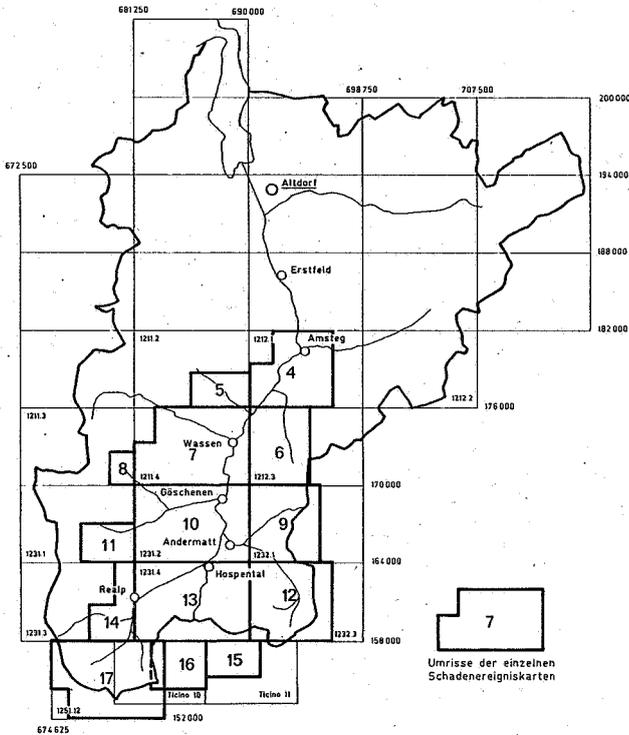


Bild 1. Übersicht über das durch Schadenereigniskarten (4 bis 17) erfasste Untersuchungsgebiet auf der Basis der Übersichtspläne im Massstab 1:10000 des Kantons Uri.

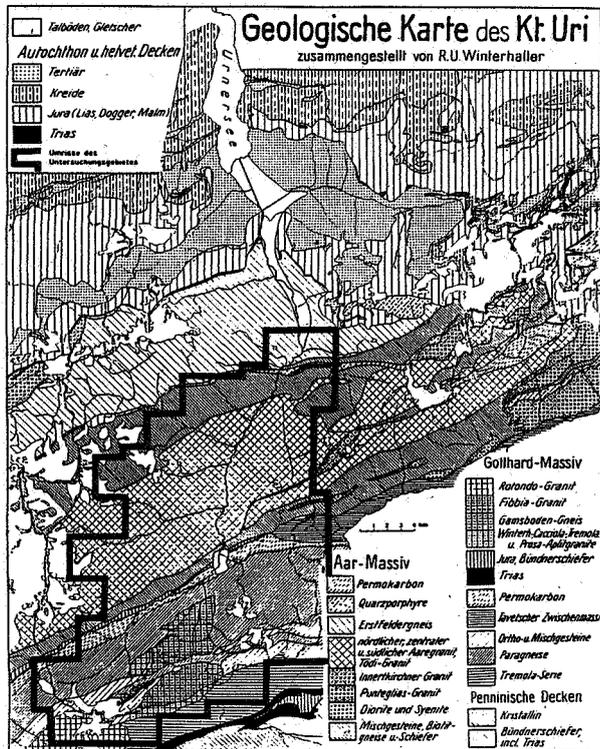


Bild 2. Geologische Karte des Kantons Uri.

- FL Felibach
- F Furkareuss zwischen Rufi (oberhalb Realp) und Nasse Kehle (nördlich Andermatt)
- GN Gornerbach
- GO Gotthard-Reuss
- GS Göschenerreuss inklusive Aelperreuss, Dammarreuss und Voralpreuss
- GU Guspisbach
- M Mutten-Reuss
- MR Maienreuss
- O Oberalpreuss
- R Reuss zwischen Nasse Kehle (nördlich Andermatt) und Amsteg
- RI Riental
- U Unterlalpreuss
- W Witenwasseren-Reuss

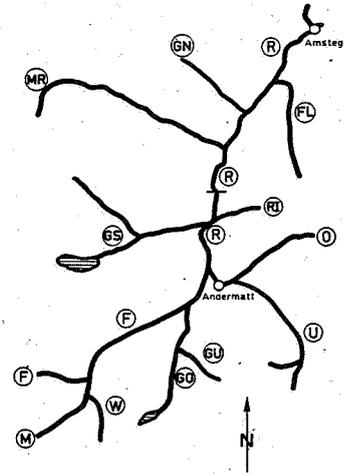


Bild 3. Übersicht über die Hauptgerinne im Einzugsgebiet der Reuss oberhalb Amsteg.

5. Resultate

Eine Zusammenfassung der wichtigsten Beobachtungen im Bereich der Erosions- und Akkumulationsereignisse im Untersuchungsgebiet zeigt folgendes:

Allgemeines

Grossflächige Erosionen, isolierte Murgänge und Hangrutschungen sind gegenüber den typischen Gerinneerosionen in der Minderheit. Bei den meisten Schadenereignissen handelt es sich um Erosionen und Akkumulationen im Bereich bestehender Gerinnekanäle. Erste Spuren intensiver Wasserführung in Gerinnekanälen sind bis in Höhen um 2500 m ü. M. zu beobachten (Spitzigrat zwischen Urserental und Göschenental).

Bei der Frage nach geologischen Gesetzmässigkeiten im Rahmen der Erosionsereignisse des Hochwassers 1987 stehen die Lockergesteine zweifellos im Vordergrund. Erosionen in anstehendem Fels waren äusserst selten. Sie beschränkten sich auf den Bereich des Permokarbons der Urseren-Garvera-Zone längs dem Unterlauf der Oberalpreuss, wo die relativ stark verwitterten Schiefer in Prallhängen enger und tief eingeschnittener Schluchtstrecken durch das Hochwasser direkt erodiert wurden. Ähnliche Beobachtungen liegen lediglich ansatzweise im Unterlauf der Reuss im Gebiet der Höll im Zusammenhang mit Erosionen geringmächtiger Lockergesteinsdecken über stark verwitterten Gesteinen mit Hakenwurf der Intschi-Zone des Aar-Massivs vor. Alle anderen Prallhangabschnitte in härteren Gesteinen überstanden das Hochwasser ohne nennenswerte Erosionsschäden. Die Geologie des Felsuntergrundes ist jedoch für das Relief des Untersuchungsgebietes und deshalb letztlich auch für den Standort der im Rahmen früherer Unwetter abgelagerten Lockergesteindepots in den engen und zum Teil tief eingeschnittenen Runsen bestimmend.

Auffallend tief eingeschnittene Runsen sind in der südlichen Schieferhülle des Aar-Massivs und in den Paragneisen des Gotthard-Massivs im Urserental und im Unterlental zu beobachten. Alle diese Runsen verfügten vor dem Hochwasser 1987 über umfangreiche Lockergesteindepots im oberen Abschnitt ihres Unterlaufes. Diese Ablagerungen sind das Resultat zahlreicher Erosionsereignisse während Unwetters vor dem Hochwasser 1987, wobei das Material aus der generell geringmächtigen Lockergesteinsdecke der steilen Talflanken stammte. Vergleichbar tiefe Runsen mit ähnlichen, jedoch kleineren Lockergesteindepots treten

Lokalität: Hirtlslauve
Höhe (m ü.M.): 1800 - 1585
Koordinaten: 683 380 / 169 170
Ereignis: Gerinneerosion mit Ablagerung
Umgelagerte Masse (m³):

Erosion:	500
Ablagerung:	300
Massenbilanz:	+ 200

Beschreibung

- a) Geol. Situation Die Erosionsstrecke des Gerinnes liegt auf einem Runsenschuttkegel, auf welchem neben umfangreicher Erosion auch die Ablagerung erfolgte
- b) Materialart sandiger Kies mit Steinen und Blöcken
- c) Ursache intensiver Wasseranfall mit entsprechender Erosion in locker gelagertem Gehänge- bzw. Runsenschutt
- d) Bewegungsart Murgang
- e) Ablagerungsform langgestreckter Schuttfächer auf Gehängeschutt- bzw. Runsenschutthalde; Fussweg leicht verschüttet; teilweise direkte Einspeisung in die Voralpreuss

Massnahmen Säuberung des Fussweges

Mutmassliche künftige Entwicklung

Im Rahmen stärkerer Gewitter oder während der Schneeschmelze muss im Bereich des Gerinnes (inkl. Ablagerungsbereich) mit lokalen Rutschungen, kleinen Murgängen und lokalem Steinschlag gerechnet werden

Bild 4. Beispiel einer Karte des Erosionskatasters Uri (verkleinerter Katasterausschnitt).

nur noch im Granit des Aar-Massivs (Reusstal zwischen Göschenen und Wassen, Schöllenen) parallel zur generellen Streichrichtung des Gesteins auf.

Untiefe Gerinne beschränken sich auf Gebiete mit hartem und weitgehend verwitterungsresistentem Felsuntergrund, wobei ihre Längsachsen ausschliesslich quer zur generellen Streichrichtung verlaufen. Bevorzugte Gesteine sind die Granite des Aar- und Gotthard-Massivs. Aufgrund ihrer meist geringmächtigen Lockergesteinsdecke liegen die Sohlen derartiger Gerinne überwiegend im anstehenden Fels, weshalb die Erosionsleistungen während des Hochwassers 1987 relativ gering waren.

Ausserst gleichförmig und daher in bezug auf die Ursachenanalyse recht wichtig sind die Umlagerungsmechanismen in engen Runsen oder Gerinnekanälen mit steilem Gefälle. Rein zahlenmässig stellt dieser Ereignistypus den grössten Anteil an Katasterobjekten.

Der Oberlauf bzw. das Einzugsgebiet derartiger Gerinne liegt meist im anstehenden Fels oder dann in einer nur geringmächtigen Lockergesteinsschicht bzw. Vegetationsdecke. Bedingt durch das geringe Speichervermögen derartiger Geländeoberflächen wird das Niederschlagswasser schnell dem eigentlichen Gerinnekanal zugeführt. Durch den plötzlichen Wasseranfall in diesen meist engen und häufig tief eingekerbten Gerinnekanälen wird eine starke Ausräumung erzielt. Da in den obersten Gerinneabschnitten meist wenig Lockermaterial zur Ausräumung bereitsteht, wird das anfallende Wasser dem Gerinnekanal folgend ungebremst in die Tiefe geführt. Sobald diese Wassermassen auf Lockergesteindepots treffen, beginnt eine intensive Tiefen- und Seitenerosion. In der Mehrzahl der beobachteten Runsen setzten diese Erosionen im Übergangsbereich Runsenschlucht – Talflanke ein. Ab diesen Stellen nimmt meistens auch die Gerinneneigung deutlich ab, weil hier in der Regel die typischen Runsenschuttfächer beginnen. Die massiven Erosionen setzen sich anschliessend normalerweise über die gesamte Lockergesteins-

strecke des Runsenschuttfächers fort, bis sie im Talgrund ein Gerinne höherer Ordnung erreichen. Verfügt der bestehende Gerinnekanal über zu wenig Gefälle oder ist die Lockergesteinsstrecke zu einem Gerinne höherer Ordnung im Talboden zu gross, kommt die Erosion häufig schon auf dem bestehenden Schuttfächer zum Stillstand. Während dieser Phase verlassen die Schuttströme oft die bestehenden untiefen Lieferkanäle.

Meist werden diese Kanäle durch die schwereren Lockergesteinsanteile des anfallenden Schuttes rasch vollständig gefüllt bzw. verstopft, so dass sich der Rest des anfallenden Geschiebes auf dem bestehenden Schuttfächer einen neuen Weg suchen muss. Da sich das Erosionsgut meist in Form eines Murganges in die Tiefe ergiesst, können derartige Schuttströme in diesem Gerinneabschnitt dennoch bemerkenswerte Distanzen zurücklegen.

Während früheren Gewittern oder kleinen Unwettern erreichte das anfallende Erosionsgut oft gar nicht den Talgrund des Haupttales. In derartigen Fällen sammelte sich der Schutt in der Runsenschlucht selbst an. Die entsprechenden Lockergesteindepots wurden meist in lokalen Verbreiterungen oder Gerinneabschnitten mit weniger Gefälle oberhalb den Runsenmündungen angelegt. Durch die Starkniederschläge vom 24./25. August 1987 war jedoch der Wasseranfall in den meisten Runsen derart intensiv, dass diese Lockergesteindepots weitgehend ausgespült wurden. Diese Vorgänge machen jedoch verständlich, dass trotz geringer Erosionen im obersten Runsenabschnitt enorme Lockergesteinslieferungen die Runsen verliessen und entsprechende Übermürungen im Talboden verursachten.

Auffallende Schadenereignisse, infolge hohen Wasserstandes oder massiver Seitenerosion, sind über das gesamte Einzugsgebiet der Reuss oberhalb Amsteg zu beobachten. Derartige Schadenfälle lassen die einander sehr ähnlichen Ausgangssituationen meist auf zwei typische morphologische Grundmuster zurückführen:

- Gestreckter Flussverlauf, gefolgt von einer oder mehreren Flussschlaufen (Furkareuss östlich Realp, Gebiet Oberboden-Zumdorf, Stegboden-Reussenbiel, N2-Brücke Wassen usw.)
- Flussschlaufe mit anschliessend gestrecktem Flusslauf (Furkareuss bei Reussensteg, Reuss zwischen Göschenen und Schönibücke usw.)

Die Schadenereignisse konzentrieren sich häufig auf Flussläufe im Talboden, die in kohäsionslosen Schwemmebenen, Moränenablagerungen bzw. fluvioglazialen Ablagerungen liegen. Das heisst, dass in den betroffenen Uferabschnitten kein grosser Erosionswiderstand vorhanden ist.

Im Falle des gestreckten Flusslaufes, der anschliessend in eine einzelne Kurve oder sogar mehrere relativ enge Mäander gezwungen wird, ergeben sich besonders im Bereich der ersten Prallhänge massive Seitenerosionen und Rückstauungen mit anschliessenden Überschwemmungen. Der Grund für dieses Verhalten liegt in der zu hohen Geschwindigkeit, mit der die Hauptwasserströmung plötzlich zu Richtungsänderungen gezwungen wird. Besteht in den betroffenen Prallhangabschnitten kein genügender Uferschutz, so beginnen sich neue Mäander auszubilden, deren Amplituden jeweils mit der intensivsten Strömungsstärke im Gleichgewicht liegen.

Ein ähnliches Verhalten ergibt sich im Falle einer Flussschlaufe mit anschliessender gestreckter Linie. Diese Situationen bleiben bei Extremhochwasser nur dann schadenfrei, wenn ausser einem massiven Uferschutz längs der initialen Flussschlaufe auch die Ufer beidseits des anschliessenden Flussabschnittes weitgehend geschützt sind.

Massenberechnungen

Während eines Hochwassers wie demjenigen vom 24./25. August 1987 darf aufgrund der geschilderten Vorgänge vorausgesetzt werden, dass Schwebestoffe aus beobachteten Erosionsstellen (EROSION beob.) über die verschiedenen Gerinnekanäle bis in den Urnersee gelangen oder aber mindestens den flachen Reusslauf unterhalb Amsteg erreichen. Diese Schwebestoffverfrachtungen führen jedoch dazu, dass das entsprechende Material in den beobachteten Ablagerungen (ABLAGERUNG beob.) oberhalb Amsteg grundsätzlich fehlt (Bild 5).

Die in Bild 5 abgebildete Situation kann durch die Gleichung dargestellt werden:

$$\text{EROSION} = \text{ABLAGERUNG} + \text{SCHWEBESTOFFE}$$

(beobachtet) (beobachtet) (weitertransportiert)

Zur Berechnung der Massenbilanz eines Hauptgerinnes müssen die Schwebestoffanteile der beobachteten Erosionen in Abzug gebracht werden. Für die Bestimmung des Schwebestoffanteils während der Dauer des Hochwassers ist folgendes zu bemerken:

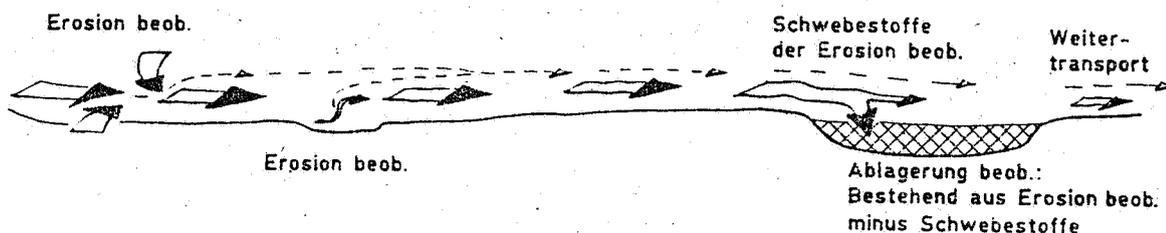


Bild 5. Schematische Darstellung der Aufbereitung von Erosionsmaterial (Erosion beob.) in abgelagertes Material (Ablagerung beob.) und weitertransportierte Schwebestoffe während Hochwasserbedingungen.

Der maximale Korndurchmesser der Komponenten, von denen während des Hochwassers eine Durchquerung des gesamten Einzugsgebietes der Reuss oberhalb von Amsteg erwartet werden darf, wurde bei 0,2 mm, das heisst an der Grenze zwischen Feinsand und Mittelsand, angesetzt. Dieser Wert wird durch die Beobachtung untermauert, dass die dominierenden Korngrössen in grossräumigen Überschwemmungsgebieten (Ebene von Andermatt) mit weitgehendem Zusammenbruch der Wasserströmung meist im Bereich der Silt- und Sandfraktion lagen. Der mittlere Anteil dieser Komponenten < 0,2 mm (Feinanteil) am Gesamtvolumen der Erosionsmassen wurde aufgrund der Kornverteilungskurven typischer Lockergesteinsarten im untersuchten Einzugsgebiet bei 25 % festgelegt. Hierzu wurden Kornverteilungskurven typischer Moränen, fluvioglazialer Ablagerungen (mittlerer Anteil aller Komponenten < 0,2 mm: 30%) und Reussablagerungen (mittlerer Anteil aller Komponenten < 0,2 mm: 7%) miteinbezogen. Die Kornverteilungen überwiegend siltig-sandiger Ablagerungen wurden nicht berücksichtigt, da diese Depots meist in potentiellen Ablagerungsgebieten mit grundsätzlich geringer Erosionstendenz liegen.

Die dominierende Präsenz von Moränenmaterial an den Talflanken der Haupttäler könnte die Vermutung aufkommen lassen, dass ein mittlerer Feinanteil von 25 % etwas tief angesetzt sei. An dieser Stelle muss auf die obenstehenden Untersuchungsergebnisse verwiesen werden. Darin wird gezeigt, dass während des Hochwassers 1987 grossflächige Erosionen von autochthonem Moränenmaterial nur in den seltensten Fällen erfolgten. Die meisten Erosionen ereigneten sich in bereits bestehenden Gerinnekanälen, in denen Ablagerungen als Folge früherer Unwetter lagerten. Mit dem Hochwasser 1987 wurden diese Lockergesteindepots, deren Feinanteil < 0,2 mm bereits während ihrer erstmaligen Erosion ausgewaschen wurde, mehrheitlich erodiert. Während des Hochwassers 1987 erfolgten auch viele Erosionen in den Hauptgerinnen selbst. Zur Erosion gelangten hauptsächlich Kies- und Geröllbänke, deren Feinanteile bereits zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung, das heisst vor dem Hochwasser 1987, weitgehend ausgespült worden sind.

Unter Berücksichtigung dieser Sachverhalte erscheint der Feinanteil < 0,2 mm von 25 % als gerechtfertigt, ja sogar an der obersten vertretbaren Grenze zu liegen.

Zahlreiche Ablagerungen innerhalb der Hauptgerinne zeigten als Folge des Hochwassers 1987 derart hohe Kubaturwerte, dass das abgelagerte Material unmöglich allein von den Erosionen gerinneaufwärts liegender Objekte stammen konnte. Als Materialspender dieser sogenannten Zusatzerosionen konnte nur der Kanal des Hauptgerinnes selbst in Frage kommen. Diese Zusatzerosionen wurden nach Gerinneabschnitten gegliedert in die Massenberechnungen miteinbezogen, wobei auch von ihnen ein mutmasslicher Feinanteil < 0,2 mm von 25 % in Abzug gebracht wurde.

Die Massenberechnungen zeigen, dass bei allen Zuflüssen der Furkareuss ausser der Oberalpreuss die Einträge der Feinanteile < 0,2 mm deutlich über den Einträgen der Grobanteile 0,2 mm liegen (vergl. Bild 6). Der Grund für dieses Verhalten liegt in den ausgedehnten Schwemmebenen der betreffenden Zuflüsse, in denen ein Grossteil des während des Hochwassers erodierten Grobanteiles abgelagert bzw. zurückgehalten wurde. Eine Übersicht über die Massenumlagerungen in den Reusszuflüssen oberhalb der Schöllenschlucht wird in Tabelle 1 gegeben.

Während dem Hochwasser 1987 dürften im Lucendrostausee ca. 3000 m³ und im Göschenalpsee mindestens 16000 m³ Lockermaterial inklusive dem Feinanteil < 0,2 mm abgelagert worden sein.

Die Ebene von Andermatt wurde während des Hochwassers vom 24./25. August 1987 durch die Wassermassen der Furkareuss beinahe vollständig überflutet und mit Ablagerungen eingedeckt. Durch das geringe Gefälle im Unterlauf der Furkareuss wurde das aus dem Einzugsgebiet angelieferte Geschiebe mangels Transportkraft bereits vor dem Erreichen der Ebene von Andermatt weitgehend abgelagert. Aufgrund der Massenberechnungen müssen allein in der Ebene von Andermatt ca. 147600 m³ des gesamten Korngrössenspektrums abgelagert worden sein. Von diesen Ablagerungen sind die Erosionsmengen des Dürstelenbaches und die Erosionen der Furkareuss unmittelbar vor dem Eintritt in die Schöllenen ausgenommen.

Aus der Ebene von Andermatt gelangten ca. 9600 m³ Grobmaterial < 0,2 mm (Anteil Unteralpreuss: 7800 m³, Anteil Furkareuss unmittelbar vor dem Eintritt in die Schöllenen:

Name des Gerinnes	Erosion beobachtet	Totalerosion Erosion beob. inkl. Zusatzerosion	Anteil < 0,2mm der Totalerosion	Ablagerung beobachtet	Einspülung Anteil > 0,2mm in nachf. Gerinne
	m ³	m ³	m ³	m ³	m ³
Mutten-Reuss	23'900	23'900	6'000	19'000	600
Wiltwasser-Reuss	168'500	231'700	58'000	165'800	7'900
Gothard-Reuss	34'100	72'000	18'100	49'600	4'300
Guspilbach	57'000	72'900	18'300	54'600	
Oberalpreuss	15'900	15'900	4'000	13'900	10'000
Unteralpreuss Oberlauf	130'200	230'100	57'500	162'800	9'800
Furkareuss	34'1600	443'300	110'800	332'500	
Unteralpreuss Unterlauf	5'400	5'400	1'400	6'000	4'000
Dürstelenbach	10'000	12'000	3'000	9'500	
F 214	2'400	2'400	600		1'800
Ebene von Andermatt				147'600	
Total	789'000	1'109'600	277'700	949'300	38'400

Tabelle 1. Massenumlagerungen in den Reusszuflüssen oberhalb der Schöllenschlucht.

Name des Gerinnes	Erosion beobachtet	Totalerosion Erosion beob. inkl. Zusatzerosion	Anteil < 0,2mm der Totalerosion	Ablagerung beobachtet	Anteil > 0,2mm Einspülung in nachf. Gerinne
	m ³	m ³	m ³	m ³	m ³
Reuss, Schöllenen	55'500	55'500	13'900	16'000	25'600
Göschenerruss	284'400	291'100	72'800	205'300	13'000
Riantalbach	16'300	16'300	4'100	2'400	9'800
Melenreuss	150'100	150'100	37'500	69'100	43'500
Gornbach	16'900	16'900	4'200	4'900	7'800
Fellbach	17'300	17'300	4'300	600	12'400
Total	540'500	547'200	136'800	288'300	112'100

Tabelle 2. Massenumlagerungen in den Zuflüssen zum Reusslauf zwischen Göschenen und Amsteg.

Name des Gerinnes	Erosion beobachtet	Totalerosion Erosion beob. inkl. Zusatzerosion	Anteil < 0,2mm der Totalerosion	Ablagerung beobachtet
	m ³	m ³	m ³	m ³
Reuss zwischen Göschenen und Amsteg		628'200	628'200	157'200
				310'700

Tabelle 3. Massenumlagerungen der Reuss zwischen Göschenen und Amsteg.

1800 m³ und 130100 m³ Feinmaterial > 0,2 mm (Anteil Furkareuss 127100 m³, Anteil Dürstelenbach: 3000 m³), d.h. total 139700 m³ in die Schöllenen.

Eine Zusammenstellung der Massenumlagerungen in den Zuflüssen zum Reusslauf zwischen Göschenen und Amsteg zeigt Tabelle 2.

Tabelle 3 fasst die Massenumlagerungen der Reuss bzw. im Reusstal zwischen Göschenen und Amsteg zusammen, wobei im betreffenden Ablagerungswert auch die Ablagerungen im Speicherbecken Pfaffensprung enthalten sind. Eine Zusammenfassung aller Massenumlagerungen im Einzugsgebiet der Reuss oberhalb Amsteg zeigt Tabelle 4.

	Erosion beobachtet	Totalerosion Erosion beob. inkl. Zusatzerosion	Anteil < 0,2mm der Totalerosion	Ablagerung beobachtet
	m ³	m ³	m ³	m ³
Übertrag Tab. 1	789'000	1'109'600	277'700	949'300
Übertrag Tab. 2	540'500	547'200	136'800	298'300
Übertrag Tab. 3	628'200	628'200	157'200	310'700
Total	1'957'700	2'285'000	571'700	1'558'300

Tabelle 4: Massenumlagerungen im Einzugsgebiet der Reuss oberhalb Amsteg.

Der totale Erosionsbetrag berechnet sich auf 2565400 m³ bzw. rund 2.6 Mio m³. Dies unter Berücksichtigung der lokalen Ablagerungen von 280400m³, die mit keinem Gerinne in Verbindung standen.

Gemäss detaillierter Massenberechnungen dürften bei Amsteg ca. 332000 m³ Grobmaterial (Korndurchmesser > 0,2 mm) und 374100 m³ Feinmaterial (Korndurchmesser < 0,2 mm), das heisst insgesamt 706100 m³ den Reusslauf passiert haben. Dieser Wert entspricht einem Gewicht von 1236000 t (Porenvolumen 30%, spezifisches Gewicht 2,5 t/m³) und liegt im Bereich der Gewichtsschätzungen der unterhalb von Amsteg beobachteten Ablagerungen. Der geschätzte Maximalwert dieser Ablagerungen liegt bei 1850000 t, der geschätzte Minimalwert bei 1225000 t. Die Resultate dieser Kubaturberechnungen sind direkt vom prozentualen Anteil des Feinmaterials abhängig. Wird zum

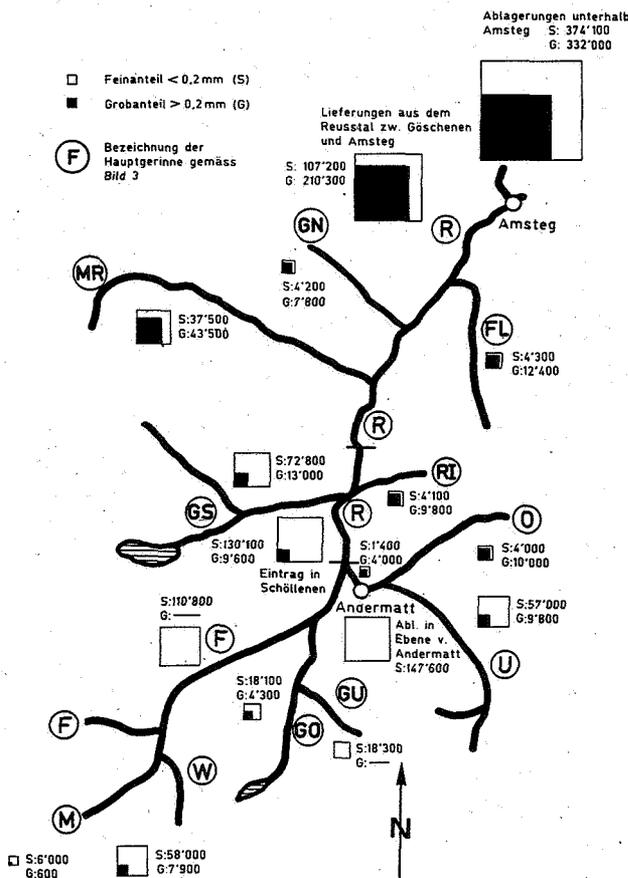


Bild 6. Übersicht über die mutmasslichen Grob- und Feinmaterial-Einspülungen der einzelnen Hauptgerinne (Zahlenangaben in m³).

Beispiel der Feinanteil von 25 % auf 18 % der beobachteten Erosionen reduziert, so ergibt die Kubaturbilanz bei Amsteg 417 400 m³ Grobmaterial und 194 700 m³ Feinmaterial, das heisst zusammen 612 100 m³. In diesem Fall liegt das entsprechende Gesamtgewicht von 1 071 200 t deutlich tiefer als das Gewicht aller unterhalb von Amsteg geschätzten Ablagerungen von 1 225 000 t.

Altdorf, den 31. Januar 1991

Literaturverzeichnis

ASCHWANDEN, H., BIGLER, R., SCHÄDLER, B. (1988): Hochwasserereignisse im Jahre 1987 in der Schweiz, Messdaten und ausgesuchte Auswertungen. Landeshydrologie und -geologie, Mitteilung Nr. 10, Bundesamt für Umweltschutz, Bern.

GREBNER, D., RICHTER, K.G. (1989): Ursachenanalyse Hochwasser 1987, Projekt A 3, Gebietsniederschlag, Zwischenbericht. Geographisches Institut ETH Zürich, 12. Februar 1989.

KELLER, H. (1988): Dokumentation über die Hochwasserschäden und Sanierungsarbeiten im Unterlauf des Witenwasserentales, in Realp und Umgebung, im Urserental und in Andermatt. Balzari & Schudel AG, Ingenieure und Planer, Andermatt, unveröffentl. Dokumentation.

BASLER & HOFMANN (1987): Dokumentation der Hochwasserschäden im Reusstal. Ingenieurbüro Basler & Hofmann, Zürich, Dokumentation über den Abschnitt Unteralpental.

SCHNEIDER, T.R. (1987): Schweizerische Nationalstrassen, N2, Teilstrecke Göschenen–Andermatt, Ausbau Gotthardstrasse, Zustandsanalyse 1987, Geologische Grundlagen. Dr. T. R. Schneider AG, Geologische Beratung, Bahnhofstrasse 55, 6460 Altdorf; Bericht Nr. 422a, Okt. 1987.

SCHNEIDER, T.R. (1988): Schweizerische Nationalstrassen, N2, Teilstrecke Hospental–Grenze UR/TI, Ausbau Gotthardstrasse, Zustandsanalyse 1987, Geologische Grundlagen. Dr. T. R. Schneider AG, Geologische Beratung, Bahnhofstrasse 55, 6460 Altdorf; Bericht Nr. 422b, Jan. 1988.

SCHNEIDER, T.R. (1988): Schweizerische Nationalstrassen, N2, Teilstrecke Pfaffensprung–Wassen, Hochwasserschäden 1987, Sanierung Kantonsstrasse und Reussverbauung, Auswertung der Sondierungen 1987/88. Dr. T. R. Schneider AG, Geologische Beratung, Bahnhofstrasse 55, 6460 Altdorf; Bericht Nr. 424 b, Juni 1988.

SCHNEIDER, T.R. (1988): Kantonales Bauamt Uri, Abteilung Wasserbau, Reuss Hochwasser 1987, Abschnitt Amsteg – Pfaffensprung, Sanierung Raum Gurtnellen, Geologische Grundlagen. Dr. T. R. Schneider AG, Geologische Beratung, Bahnhofstrasse 55, 6460 Altdorf; Bericht Nr. 431 b, Sept. 1988.

ZIVILER KANTONALER FÜHRUNGSTAB DES KANTONS URI (1989): Bericht des zivilen kantonalen Führungsstabes des Kantons URI KAFÜR über die Hilfeleistungen anlässlich der Hochwasserkatastrophe in Uri vom 24./25. August 1987. Gamma Druck und Verlag AG, 6460 Altdorf.

Murgänge

W. Haerberli, D. Rickenmann, M. Zimmermann
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und
Glaziologie, ETH Zentrum, 8092 Zürich
und U. Rösli

Ingenieurgeologie, ETH Hönggerberg, 8093 Zürich

Zusammenfassung

Zahlreiche Murgänge der Unwetter vom Sommer 1987 in den Schweizer Alpen wurden mit Hilfe von Luftbildinterpretation und Feldarbeiten dokumentiert und analysiert. Aussergewöhnlich ist dabei vor allem die Tatsache, dass im gleichen Jahr drei Grossregionen betroffen waren. Der Ablauf von vier grösseren Murgangereignissen (Val Varuna, Val da Plaunca, Val Zavrágia, Minstigertal) wurde rekonstruiert. Die maximalen Abflüsse des Geröll-Wasser-Gemisches betragen in diesen Fällen zwischen 200 und 900 m³/s. Empirische Ansätze zur Abschätzung von Murgangparametern (Fließgeschwindigkeit, Maximalabfluss, maximale Erosionstiefe und Fracht, Reichweite) werden vorgestellt. Vor allem in der periglazialen Höhenstufe besteht weiterhin ein grosses Potential für Murganganrisse. Bei ungünstiger Entwicklung des Klimas und des Waldes könnte sich die Murgangproblematik im Alpenraum zukünftig verschärfen.

Résumé

Les nombreuses laves torrentielles, observées dans les Alpes suisses lors des intempéries de l'été 1987, sont documentées et analysées sur la base de vues aériennes et de reconnaissances in situ. Il est inhabituel que ces événements aient touché trois grandes régions au cours de la même année. Le déroulement de quatre coulées importantes de laves torrentielles (Val Varuna, Val da Plaunca, Val Zavrágia, Minstigertal), avec des débits de pointe du mélange eau-solide compris entre 200 et 900 m³/s, a été reconstitué. L'utilisation de formules empiriques pour estimer les paramètres du phénomène (vitesse d'écoulement, débit maximal, profondeur maximale de l'érosion, volume transporté, étendue de la coulée) est discutée. Un potentiel élevé de risques de déclenchement d'une coulée existe particulièrement dans la zone périglaciaire. En cas d'évolution défavorable du climat et de l'état des forêts, le problème posé par les laves torrentielles en secteur alpin pourrait s'aggraver à l'avenir.

Summary

A great number of debris flows which had occurred during the flood catastrophes of the summer 1987 in the Swiss Alps were documented and analysed using aerial photography and field investigations. It is extraordinary that three large areas were affected within the same year. Four major events (Val Varuna, Val da Plaunca, Val Zavrágia and Minstigertal) were reconstructed in detail. In these cases, the peak discharge of the debris/water-mixtures reached values of 200 to 900 m³/s. Empirical rules to estimate debris flow parameters (flow velocity, peak discharge, maximum erosion depth and event magnitude, runout distance) are presented. A considerable potential for debris flow formation continues to exist particularly in the periglacial belt. Future climatic warming and an unfavourable development of the forests could lead to increased debris flow hazards in the Alps.

1. Einleitung und Definition

Im Zusammenhang mit den katastrophalen Hochwasser-

ereignissen des Sommers 1987 in der Schweiz (Zeller und Röthlisberger, 1988; Petrascheck, 1989) ereigneten sich vom 17. bis 19. Juli (Puschlav und Vorderrheintal/Blenjotal) und vom 23. bis 25. August (v.a. Gotthardgebiet) zahlreiche Murgänge. Besonders die Ereignisse im Val Varuna [GR], Val da Plaunca [GR], Val Zavrágia [GR] und im Minstigertal (VS) führten zu ausserordentlich grossen Schäden im Kegel- und Mündungsbereich. Ziel der vorliegenden Studie war es, (a) die Verbreitung der Murgänge in den hauptsächlich betroffenen Gebieten zu dokumentieren, (b) den Ablauf der vier erwähnten Haupt-Schadenereignisse zu rekonstruieren, (c) die Ursachen der Ereignisse zu analysieren, (d) praxistaugliche Faustregeln für die Abschätzung von Murgangcharakteristiken zu überprüfen oder neu zu suchen und (e) mögliche Perspektiven für die langfristige Entwicklung – vor allem im Hinblick auf Erwärmungstendenzen – aufzuzeigen. Als Methoden wurden Luftbildinterpretation (Abb. A4 im Anhang) und Feldbegehungen, geophysikalische Sondierungen im Val Varuna [GR] und im Gerental [VS], geomorphologische/geologische Aufnahmen von Oberflächenformen und Materialcharakteristiken entlang grosserer Murgangtrajektorien, hydraulische Berechnungen und meteorologisch/glaziologisch/hydrologische Schätzungen verwendet.

Ein Murgang ist ein schnellfliessendes Gemisch von Lokermaterial und unterschiedlichen, meist jedoch eher geringen Anteilen von Wasser. Das Phänomen wird auch als Gerölllawine oder – im Dialekt – als «Rüfe» bezeichnet. Das Bewegungsverhalten des Murganges ist ähnlich wie dasjenige von Lawinen. Der Abfluss ist ausgeprägt instationär; der zeitliche Verlauf (Ganglinie) eines Murschubes kann vereinfacht als dreieckförmige Welle angenommen werden, wobei der Maximalabfluss des Wasser-Feststoff-Gemisches unmittelbar hinter der Spitze der Welle, der sogenannten Murenfront, auftritt. Abb. 1 zeigt einen schematischen Längsschnitt durch einen Murschub. Die Feststoffe sind mehr oder weniger gleichmässig über die Abflusstiefe verteilt und machen etwa 30 bis 60 Volumenprozent aus. Ein Ereignis setzt sich in der Regel aus mehreren Schüben zusammen. Zwischen den Schüben kann im gleichen Gerinne auch «fluvialer» Transport mit einigermaßen stationärem Abfluss und grösster Feststoffkonzentration in Sohlennähe auftreten. Weitere charakteristische Merkmale eines Murganges sind das enorme Erosionsvermögen, der Transport grosser und im Bereich der Murenfront konzentrierter Gesteinsblöcke, die Ausbildung von seitlichen Schuttwällen (sogenannte Levées), der offenbar ruckartig erfolgende Stillstand und die unsortierte Ablagerung des Schuttes. Eine gute Einführung und Literaturübersicht gibt Costa (1984).

In der Schweiz waren spektakuläre Ereignisse bisher vor allem im Zusammenhang mit See- und Wassertaschenausbrüchen in Gletschergebieten bekannt (Haerberli, 1983).

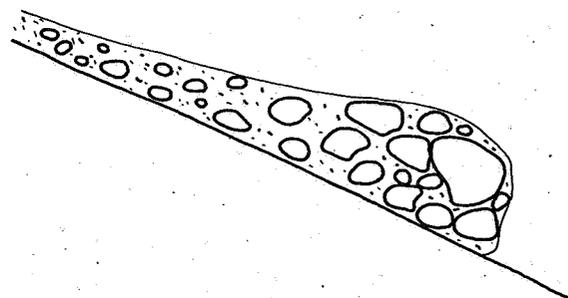


Abb. 1: Schematischer Längsschnitt durch einen Murschub.

Erst im Zusammenhang mit den möglichen Folgen des Waldsterbens wurden systematische Studien in Angriff genommen (VAW/EAFV, 1988; Davies, 1988; Rickenmann, 1990a). Generell sind Murgangereignisse in der Schweiz bisher kaum dokumentiert worden. Erste Resultate der vorliegenden Studie wurden bereits vorgestellt (Haeberli et al., 1990; Rickenmann, 1990b; Rösli und Schindler, 1990; Zimmermann, 1990).

2. Die Murgangereignisse von 1987

2.1 Verbreitung und Charakteristiken

Etwa 600 Murgangereignisse vom Sommer 1987 konnten kartiert werden, davon mehr als 100 mit einem Massenumsatz von über 1 000 m³, etwa 20 Ereignisse grösser als 10 000 m³ und 3 Ereignisse grösser als 100 000 m³ (Val Varuna, Val da Plaunca, Saasbach/Gerental, VS). Aussergewöhnlich an den Ereignissen von 1987 ist, dass drei Grossregionen (Puschlav: 60 km², Lukmaniergebiet: 300 km², Gotthardgebiet: 500 km²) im gleichen Jahr betroffen waren. In der Periglazialzone (Frostschuttstufe und historische Gletschervorfelder) konnte eine markante Konzentration der Anrissstellen festgestellt werden; auffällig waren dort auch die grossen Anrissvolumen. Die Anrisszone von knapp 50% der grösseren Ereignisse mit mehr als 1 000 m³ war vor 150 Jahren noch gletscherbedeckt. Murgänge hätten damals an diesen Stellen also nicht losbrechen können. Erst nach dem Abschmelzen des Eises wurde das darunterliegende Lockermaterial der Erosion ausgesetzt (Abb. A5 im Anhang).

Es fällt auf, dass selbst innerhalb von kleineren Tälern markante Grenzen zwischen betroffenen und nicht betroffenen Gebieten (Bleniotal [TI]), Vorderrhein-Südflanke [GR], Gotthard-Pass [TI/UR], Göschenertal [UR] bestehen (Abb. 2).

In anderen Tälern sind die Ereignisse auffällig gehäuft (Val Soi [GR], Gerental [VS], Palü [GR]). Der grösste Teil der Murgangereignisse 1987 fand in Gebieten statt, deren geologischer Untergrund überwiegend aus kristallinem, meist sehr verwitterungs- und erosionsresistentem Fels besteht (Granite, Gneise, Schiefer). Direkte geologische Ursachen sind allerdings nicht erkennbar, fanden doch einzelne Murgänge teilweise oder ganz in Gebieten mit Sedimenten oder metamorph überprägten Sedimenten statt (Vorderrheintal, Arieschbach, Rigi Nordlehne [SZ], Stägebach [BE], Saxetbach [BE]. Die Verbreitung der Ereignisse von 1987 hängt primär mit der Niederschlagsverteilung zusammen und ist weniger durch die Geologie selbst bedingt. Ein weiterer Faktor ist die Vorgeschichte. So reagierte etwa das Val Soi im Bleniotal 1987 stark, die rechte, 1978 z.T. bereits stark ausgeräumte Talseite hingegen kaum. Praktisch bei allen Ereignissen von 1987 finden sich Hinweise auf frühere Murgangaktivität im gleichen Gerinne oder Hang; zu den wenigen Ausnahmen gehört das Val da Plaunca. Im Minstigtal treten im oberen Einzugsgebiet regelmässig Murgänge auf; in historischer Zeit ist aber kein Murgang belegt, der bis ins Dorf Münster gelangte. Nur in wenigen Fällen ist bezüglich Ereignisgrösse ein quantitativer Vergleich mit historischen Ereignissen möglich – meistens fehlen entspre-

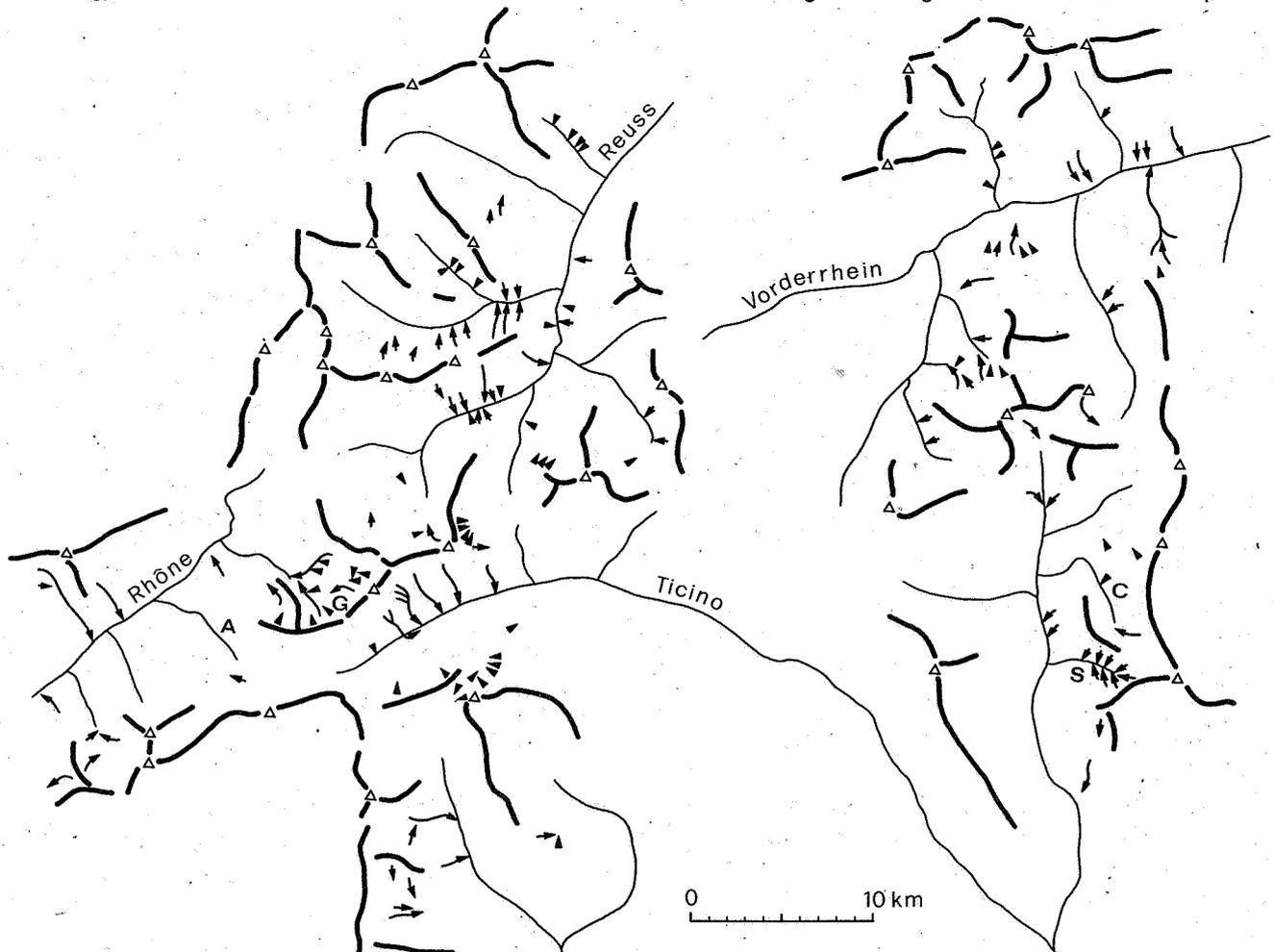


Abb. 2: Räumliche Verteilung der Murgangereignisse im Lukmanier- und Gotthardgebiet. Die Pfeile zeigen einzelne grössere Ereignisse oder eine Anzahl kleinerer Murgänge. Auffallend ist eine Häufung von Ereignissen in einigen Tälern, während Nachbartäler praktisch unbetroffen waren (G: Gerental, A: Aegenental; S: Val Soi, C: Val Carassina).

chende Dokumente. Einige Ereignisse weisen im Vergleich zu historisch belegten Fällen eine extreme Grösse auf (Val Varuna, Saasbach), andere sind deutlich kleiner (Val Zavràgia, Sinzera [GR], Arieschbach [GR]). Über den Zeitraum der letzten paar Jahrhunderte betrachtet, können die einzelnen Ereignisse von 1987 nicht als ausserordentlich gross bezeichnet werden.

Die aus den Spuren und der Rekonstruktion der Ereignisse geschätzten Murgangparameter weisen folgende typische Bereiche und Grenzwerte auf:

*Fließgeschwindigkeit: 2 – 15 m³/s (5 – 55 km/h)

*Abflusstiefe: 1 – 6 m

*Maximalabfluss: 10 – 900 m³/s

*Zeitdauer der Murgangwelle: Sekunden bis Minuten

*Ereignisgrösse: einige 100 bis einige 100 000 m³

*Maximale Erosionstiefe: 17 m (Plaunca)

*Maximale Erosionsleistung: 650 m³/m (Varunasch)

*Auslaufdistancen auf dem Kegel: 100 – 800 m (bei Ereignissen mit über 1000 m³ Feststoffumsatz)

*Minimales Pauschalgefälle (Gefälle zwischen oberstem Anrisspunkt und unterster Ablagerungsstelle, s. auch Abb. 10): 19% (11°) (Arieschbach).

Ähnliche Werte sind aus anderen Ländern bekannt. Neben den direkten Schäden (Val da Plaunca, Val Rabius [GR], Val Luven [GR], Val Varuna, Minstigtal) wurden auch grosse indirekte Schäden durch Stau und Geschiebeüberlastung des Vorfluters (Val Zavràgia, Val da Plaunca, Val Varuna, Saasbach, Ri di Ronco [TI]) oder durch Verfüllung des Gerinnes auf dem Kegel und/oder Verstopfung eines Durchflussprofils verursacht (Minstigerbach).

2.2 Rekonstruktion der Hauptereignisse

Entstehung und Ablauf von vier grossen Murgangereignissen wurden anhand von teilweise umfangreichen Unterlagen möglichst genau rekonstruiert.

Im Val Varuna wurden beim Juli-Unwetter etwa 200 000 m³, beim August-Unwetter ca. 50 000 m³ Material durch mehrere Murschübe bis zum Kegel transportiert. Abb. A5 im Anhang zeigt das Gerinne des Varunasch nach den Murgangereignissen. Spuren im Gelände und Beobachtungen von Zeugen zeigen, dass etwa 3 bis 6 Schübe in der Schutthalde (2720 – 2370 m ü. M.) unterhalb des Piz Varuna losgingen und in diesem Abschnitt insgesamt etwa 15 000 m³ Geschiebe erodierten. Der Maximalabfluss des grössten Schubes betrug hier etwa 100–200 m³/s. Einzelne Murschübe liefen in einer Talverbreiterung oberhalb der Waldgrenze aus, andere gelangten in die Tobelstrecke (1740 – 1180 m ü. M.) im unteren Drittel des Gerinnes. In diesem Abschnitt fand die Hauptausräumung statt. Beim Juli-Ereignis wurde die Sohle im Mittel um rund 4 m eingetieft. Rund zwei Drittel der abtransportierten Masse können auf direkte Tiefen- und Ufererosion zurückgeführt werden, der Rest auf Hangrutschungen. Die Anzahl Murschübe in diesem Gerinneabschnitt wird auf 10 bis 15 geschätzt. Ein oder zwei Schübe aus dem oberen Teil des Einzugsgebietes nahmen vermutlich beim Durchfliessen der Schluchtstrecke massiv Material auf und vergrösserten ihre Wellenhöhe ständig, so dass der Maximalabfluss beim Kegel etwa 400–800 m³/s und die pro Schub umgesetzte Feststofffracht ca. 50 000 m³ erreichte. Die Schäden im Haupttal wurden vor allem durch die Geschiebeüberlastung des Poschiavino verursacht, die als Folge des enormen Materialeintrags entstanden war. Als Auslösemechanismen für die Murschübe in der oberen Schutthalde kommen verschiedene Möglichkeiten in Frage. Ein Rückstau in einem Firngewölbe am Fusse der Felswand führte wahrscheinlich zu einem ersten Murgang. Weitere Schübe könnten sich im vermutlich gesättigten Locker-

material im Bereich des Firnflcks oder im steilen Gerinne der Schutthalde durch Gerinneerosion oder lokale Bett-«Verflüssigung» gebildet haben. Im Schluchtabschnitt sind einige weitere Murschübe vermutlich durch Hangrutschungen, «Verflüssigung» (s. Abschn. 3.2), den Bruch alter Sperren oder durch Verklausungen entstanden. Die Geologie des Einzugsgebietes spielte in zweifacher Hinsicht eine wichtige Rolle. Vor allem im Bereich des Schluchtabschnittes sind ausgedehnte Felspartien grossräumig versackt, wobei eine Sackungsgrenze entlang des Bachgerinnes verläuft. In diesem Abschnitt wurde die Sohle zum Teil beträchtlich in den versackten, zerrütteten und somit nicht soliden Fels sowie in weiche Graphitphyllite eingetieft. Das intensiv zerrüttete Gestein weist zudem eine grosse Wasserspeicherkapazität auf. Dies dürfte der Grund dafür sein, dass der «reine» Hochwasserabfluss in den Jahrzehnten zwischen den Murgangereignissen extrem gedämpft ist (Naef et al., 1990), was wiederum zur Folge hat, dass das Geschiebe im Gerinne der Varuna nicht durch fluvialen Transport bei Hochwasserspitzen einigermaßen kontinuierlich und dosiert ausgeräumt werden kann.

Das leider nicht von Zeugen beobachtete Murgangereignis im Val da Plaunca (Juli-Unwetter) setzte in 5 oder mehr Schüben, ca. 250 000 m³ Schutt um und war damit das grösste Murgangereignis des Sommers 1987. Der Anriss erfolgte im Wildbachgerinne unmittelbar unterhalb einer Hangkante (1760 m ü. M.). In geringer Tiefe bildet hier feinkörniges (eiszzeitliches) Grundmoränenmaterial eine undurchlässige Schicht, so dass beim steilen Gefälle von 50% eine teilweise «Verflüssigung» des gesättigten Bachbettes zur Murgangbildung geführt haben könnte. Die Hauptausräumung fand im mittleren Bachabschnitt (1500 – 1100 m ü. M.) statt. Ein beträchtlicher Teil der Erosion erfolgte auch hier in teilweise versacktem, zerrüttetem und wenig erosionsresistentem Fels (Phyllite). Der hohe Anteil an Feinmaterial aus den Phylliten ist denn auch für die Ablagerungen charakteristisch und lässt auf einen schlammartigen Abfluss dieses Murgangereignisses schliessen. Aufgrund von Geländespuren und geometrischen Überlegungen wird für den grössten Schub eine maximale Feststofffracht von etwa 80 000 m³ und ein geschätzter Maximalabfluss von ca. 400–900 m³/s angenommen. Grosse Geschiebemengen wurden im Vorderrhein abgelagert und führten dort zum Aufstau. Dadurch floss ein Teil des hochwasserführenden Vorder rheins durch einen Tunnel der Rhätischen Bahn. Historisch ist keine Murgangaktivität im Val da Plaunca belegt. Das Ereignis von 1987 muss deshalb als überraschend bezeichnet werden.

Beim Murgangereignis im Val Zavràgia (Juli-Unwetter) wurden zwei Schübe im oberen Einzugsgebiet beobachtet. Der genaue Ort der Anrisse ist jedoch unbekannt und die Auslösemechanismen sind daher nicht näher definierbar. Es wurden ca. 30 000 m³ Material umgesetzt. Dieses stammte primär aus seitlicher Rutschungsaktivität – vor allem im mittleren Bachabschnitt (1550 – 1120 m ü. M.); die Sohle wurde nur unbedeutend eingetieft. Vermutlich bildeten sich aus den Hangrutschungen weitere Murschübe. Im felsigen Schluchtabschnitt des untersten Gerinneabschnitts könnte es auch zu Verklausungen gekommen sein. Der Ablauf des Ereignisses im Kegelbereich ist durch viele Fotos und Augenzeugenberichte sehr gut dokumentiert. Aufgrund von unabhängigen Angaben über den maximalen Fließquerschnitt (Profil unter der Brücke in Zignau; Foto vom grössten Schub) und über die Geschwindigkeit (Spuren im Schluchtabschnitt; Schätzungen von Augenzeugen) wird der Maximalabfluss bei einer Geschwindigkeit von rund 8 m/s auf 500 – 700 m³/s geschätzt. Abb. A7 im Anhang

zeigt den grössten Murschub bei der Mündung in den Vorderrhein. Auf dem Kegel der Zavrągia in Zignau wurden auch viele kleinere Schübe beobachtet. Schäden entstanden hier ebenfalls durch den Aufstau des Vorderrheins. Im Gegensatz zu den anderen Hauptereignissen war es im Minstigtal (August-Unwetter) ein einziger Murschub, der ca. 30 000 m³ Geschiebe ins Dorf Münster brachte. In der Anrisszone dieses Murgangs (2450 bis 2320 m ü. M.) wurde Lockergestein in einem steilen Felscouloir ausgeräumt, welches vor 50 Jahren noch gletscherbedeckt war. Interessanterweise ereignete sich der Murgang Stunden vor der nachfolgenden Hochwasserspitze. Er wurde möglicherweise durch eine Verlagerung des Abflusses aus dem Gletscher oberhalb des Couloirs ausgelöst. Dank dem grossen Startvolumen von knapp 20 000 m³ konnte der Schub über die relativ flache Zwischenstrecke mit minimal 14 % Gefälle hinaus bis ins Dorf gelangen. In Moränenablagerungen des oberen Talabschnittes erodierte er dabei weitere 20 000 m³, dagegen lagerte er im flacheren mittleren Bachabschnitt rund 10 000 m³ Material vor allem in seitlichen Murwällen ab. Der Maximalabfluss beim Kegelhals wird auf ca. 150 – 250 m³/s geschätzt. Geländespuren zeigen, dass im oberen Teil des Einzugsgebietes früher wiederholt Murgänge entstanden waren, die aber wegen kleinerer Startvolumen nicht bis ins Dorf gelangten. Die Schäden im Dorf selbst entstanden vor allem dadurch, dass der Murgang das Profil bei der Brücke der Furka–Oberalp-Bahn verstopfte und das Bachgerinne oberhalb verfüllte. Das nachfolgende Hochwasser lagerte deshalb etwa 20 000 m³ Geschiebe ausserhalb des Gerinnes ab.

3. Analyse der Anrisszonen

Murgänge entstehen bei kritischen Kombinationen von Schutt, Wasser und Gefälle. Neben den direkt auslösenden Faktoren wie Niederschlag oder Schneeschmelze muss deshalb eine grundsätzliche Disposition des Einzugsgebietes für das Auftreten von Murgängen gegeben sein. Diese Disposition hängt von der morphologischen Entstehungsgeschichte und der aktuellen Dynamik des Einzugsgebietes, den geologisch/hydrogeologischen und glaziologischen Verhältnissen und dem hydrologischen Verhalten der Bäche ab. Anhand von rund 80 Murgängen konnten Disposition und Auslösebedingungen zum Teil mit statistischen Methoden untersucht werden.

3.1 Disposition und Typisierung

In den 1987 von Murgängen betroffenen kristallinen Gebieten ist der Fels (Granite, Gneise, untergeordnet Schiefer) im allgemeinen erosionsresistent. Dort hingegen, wo er durch Sackungs- und Rutschungsaktivität stark zerrüttet ist (Val Varuna, Val da Plaunca), bildet er ein grosses Anriss- und Erosionspotential für Murgänge. Der Fels beeinflusst zudem die Zusammensetzung der Lockergesteine. In kristallinen Gebieten sind diese häufig schlecht sortiert und enthalten meist eine sehr kleine Ton- und eine geringe Siltfraktion. Sie sind nicht plastisch, häufig inhomogen aufgebaut und z.T. gut durchlässig. Wesentlich für die Murgangentstehung in kohäsionslosem Material sind meist die Wasserverhältnisse im Innern der Schuttakkumulationen, die von internen Inhomogenitäten und wechselhafter Durchlässigkeit im Meter- und Dezimeterbereich beeinflusst werden. Bei erhöhter Wasserzufuhr können sich lokal gesättigte Zonen bilden, die leicht instabil werden. Lockergesteine mit einem erhöhten Tonanteil, die sich durch Verwitterung oder durch Erosion von Sedimenten bilden können, sind dagegen bindig und wenig durchlässig (Rigi-Nordlehne, Arieschbach).

Vernässte Hangpartien und Quellengebiete in Zonen mit geringer Wasserdurchlässigkeit sind speziell rutschgefährdet und können in Murgänge übergehen. Sie sind für Murgänge auch leicht erodierbar.

Oberhalb der Waldgrenze in den Moränen und Schutthalden ein grosses Geschiebepotential. Durch den starken Gletscherrückzug und wahrscheinlich auch durch das Abschmelzen von Permafrostvorkommen im 20. Jahrhundert wurde zusätzlich viel erosionsanfälliges Lockermaterial freigesetzt. Grosse, tiefgründige Anrisse traten vor allem in nacheiszeitlichen Moränenablagerungen auf (Saasbach, Gerental). Die bei den 1987er Murgangereignissen in diesen Gebieten ausgeräumten Massen sind allerdings im Vergleich zum vorhandenen Potential meistens eher bescheiden. Die geoelektrischen und refraktionsseismischen Sondierungen im Val Varuna und im Gerental weisen darauf hin, dass die Murgangerosion in den periglazialen Anrisszonen vorwiegend in mächtigen, extrem locker gelagerten Schuttakkumulationen stattgefunden hat. Dieser ungefrorene und kein Grundwasser führende Schutt war hydraulisch inhomogen, jedoch insgesamt stark durchlässig. Die Tiefenerosion scheint dabei vorwiegend durch die Murgangdynamik selbst und nicht durch den inneren Aufbau des Schutts limitiert zu werden. Das Abflussregime der Bäche im Einzugsgebiet und die Hochwassergeschichte bestimmen wesentlich den Aufbau des Geschiebepotentials in tieferliegenden Gerinnebereichen. Die starke Dämpfung der Hochwasserspitzen durch ein grosses Speichervermögen des Untergrundes verhindert etwa im Val Varuna eine periodische Ausräumung. In Einzugsgebieten mit wenig Lockermaterial und ungedämpftem Abfluss dagegen werden die Gerinne entweder durch fluvialen Transport (Ferrerabach [GR]) oder durch kleinere Murgänge (Urserental beide Seiten, Leimbach [BE]) häufiger ausgeräumt. Der mobilisierbare Schutt ist vor allem durch Nachschub von Lockermaterial aus den Seitenhängen begrenzt. Dieses Lockermaterial kann aus eiszeitlichen Ablagerungen (oft «Altschutt» genannt) oder aus jüngeren Verwitterungsprodukten bestehen. In besonderen Fällen wird das Geschiebepotential auch durch versackten und zerrütteten Fels gebildet.

Es konnten vier besonders charakteristische Typen von Anrisszonen unterschieden werden. Eine derartige Typisierung vereinfacht naturgemäss stark, kann jedoch bei der Identifikation und Beurteilung von potentiellen Anrisszonen helfen. In Anlehnung an eine Klassifikation von Takahashi (1981) ergeben sich zwei Hauptgruppen:

Hanganrisszonen (slope type starting zone)

Typ 1: Die Anrisszone liegt in einem steilen, meist schwach konsolidierten, teilweise tiefgründigen Schutthang (rezente bis subrezente Moränen oder Gehängeschutt). Die Ausbildung des Anbruchs erfolgt häufig durch rückschreitende Erosion von einem Quellhorizont aus. Die Hangneigungen liegen zwischen 27 und 38°. Bsp.: Witenwassern, Gerental, Cristallina, Sfunda.

Typ 2: Die Anrisszone liegt im Kontaktbereich einer Felswand mit einer steilen Schutthalde. Die Hangneigungen sind ähnlich wie bei Typ 1. Das Wasser ist meist in der Felswand in einer Rinne konzentriert und versickert grösstenteils in der Schutthalde. Der Murgang entsteht im Gerinne, innerhalb kurzer Distanz vom Felsen. Bsp.: Palü, Varuna, Bedretto.

Gerinneanrisszonen (valley type starting zone)

Typ 3: Die Anrisszone liegt in einem schuttgefüllten Felscouloir. Die Begrenzung zur Sohle wie auch gegen oben besteht aus Fels. Diese Schuttmassen waren vor einigen

Jahrzehnten häufig noch eisbedeckt. Das Gefälle beträgt 45–70% (24–35°). Bsp.: Münster, Saastal (VS), Val Plattas, Cambrena.

Typ 4: Grössere Zwischendeponien von Bachschutt im Gerinne werden plötzlich mobilisiert. Das Gefälle variiert zwischen 23 und 65% (13 und 33°). In der Literatur wird ein theoretischer Grenzwert von ca. 27% angegeben (Takahashi, 1981). Meistens erfolgt die Erosion progressiv, d.h. das Startvolumen ist bescheiden im Verhältnis zum Gesamtvolumen. Bsp.: Val Plaunca, Val Rabiis, Zavrugia, Bäche im Urserental. Die grössten Anrissvolumen wurden 1987 bei den Anrisszonen der Typen 1 und 3 erreicht.

Ein entscheidender Parameter für die Murgangentstehung ist die Hangneigung. Bei den Ereignissen in Anrisszonen des Typs 1 wurde ein minimales Gefälle von 51% (27°) nicht unterschritten, wobei der Grenzgleichgewichtswinkel des Lockermaterials für die 1987 betroffenen Gebiete zwischen 27 und 37 beträgt. Bei den Gerinnetypen (3 und 4) konnte tendenziell eine Abnahme des Anrissgefälles mit zunehmender Abflussmenge bzw. Einzugsgebietsgrösse festgestellt werden (Abb. 3), die Werte blieben aber in den meisten Fällen deutlich über dem minimalen Gefälle von 27% (15°), welches aufgrund von theoretischen Überlegungen als Grenzwert erwartet werden kann. Als Folge einer Verklauung kann sich ein Murgang auch bei kleineren Gefällen bilden (Aulitzky, 1984).

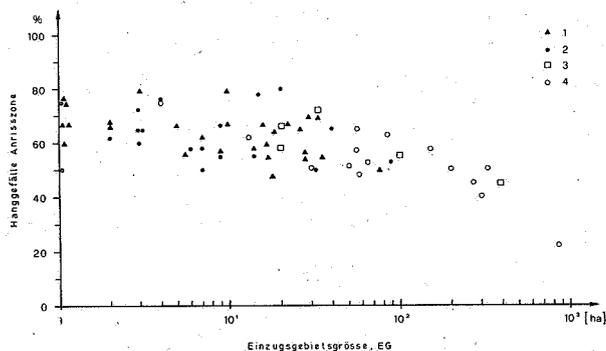


Abb. 3: Einzugsgebietsgrösse und Hanggefälle der Anrisszonen. Bei den Gerinnetypen (offene Symbole) zeigt sich ein Trend, dass mit zunehmender Einzugsgebietsgrösse (und damit zunehmendem Wasserabfluss) kleinere Gefälle beim Ort der Murgangentstehung auftreten. Die Hangtypen (geschlossene Symbole) weisen nur einen schwachen Trend auf.

Als Sonderfall bezüglich der Disposition für Murgangereignisse sei hier noch auf den Illgraben (VS) hingewiesen. Im hintersten Teil des Einzugsgebietes befindet sich ein Erosionstrichter, durchzogen von zahlreichen Runsen und mit nur spärlicher Vegetation. Durch die Verwitterung entstehen in den Flanken mit quarzitischen und karbonatischen Gesteinen sowohl grobe Blöcke als auch viel Feinmaterial. Die grosse Schuttproduktion im Erosionstrichter und der hohe Anteil an Feinmaterial sind ideale Voraussetzungen dafür, dass im Illgraben praktisch alle Jahre ein oder mehrere Murgänge auftreten. In der Schweiz gibt es kaum einen anderen Wildbach, in dem sich, mit gleicher Häufigkeit Murgänge ereignen. Im Juni 1987 wurden im Illgraben bei einem Murgangereignis etwa 100 000 m³ Material umgesetzt (VAW, 1988).

3.2 Auslösung

Für die Auslösung der einzelnen Murgänge war die Kombination von Summe und maximaler Intensität des Nieder-

schlags unmittelbar vor dem Ereignis entscheidend. Beim Juli-Ereignis (Puschlav und Lukmaniergebiet) war vor allem die Gesamtmenge wichtig; beim Eintretenszeitpunkt der Murgänge betrug die Summen 100 bis 170 mm. Die Ereignisse verteilten sich über einen Zeitraum von etwa 24 Stunden bei einer Gesamtregendauer von über 30 Stunden. Die maximalen Intensitäten waren vermutlich nur wenig höher als 10 mm/h. Beim August-Ereignis (Gotthardgebiet) wurden Regensummen von 150 bis 300 mm erreicht. Die Murgangaktivität im gesamten Gotthardgebiet konzentrierte sich auf das Ende der 40stündigen Regenperiode, als während einer Stunde Niederschlagsspitzen um 40 mm/h erreicht wurden. Lokale Gewitter mit noch höheren Intensitäten (z.B. an der Rigi am 1. Juli etwa 80 mm/h) hatten anfangs Juli ebenfalls zu Murgängen geführt (Rigi-Nordlehne, Arieschbach, Saxetbach, Stägebach).

Während der beiden Hauptunwetterperioden herrschten hohe Temperaturen und die Schneefallgrenze blieb bis zum Auslösezeitpunkt der Murgänge über 3000 m ü.M. Das späte Absinken der Schneefallgrenze hatte zur Folge, dass der Niederschlag zur kritischen Zeit auch in höchsten Regionen als Regen fiel, was entscheidend zum gehäuften Auftreten der Murgänge in der Periglazialzone beigetragen haben dürfte.

Die meteorologische Vorgeschichte war bei den beiden Hauptunwetterperioden verschieden. Im Juli bewirkte der noch reichlich vorhandene Schnee eine konstante Durchfeuchtung des Lockermaterials mit Schmelzwasser. Zudem waren die Niederschläge in der ersten Juli-Hälfte (also vor dem Juli-Ereignis) etwa doppelt so gross wie vor dem August-Ereignis. Generell waren Frühsommer und Sommer 1987 sehr nass.

Bei der Auslösung von Murgängen können grundsätzlich drei Entstehungsmechanismen unterschieden werden (s. auch Takahashi, 1978; Costa, 1984):

a) Hanginstabilität oder Hangrutschung mit Verflüssigung des Materials und Weiterfliessen als Murgang (bei Hängen steiler als 27° bzw. 51%). Es können auch kleinste Einzugsgebiete mit weniger als 1 ha Fläche betroffen sein, die praktisch keinen Oberflächenabfluss aufweisen. Dieser Prozess findet vor allem in den Anrisszonen Typ 1 und 2 statt.

b) «Verflüssigung» eines Teils des Lockermaterials im Gerinnebett bei genügendem Gefälle (grösser als 15° bzw. 27%) und einer Belastung durch Oberflächenabfluss (Überschreiten einer kritischen Wassertiefe). Dieser Mechanismus tritt hauptsächlich in den Anrisszonen Typ 2 bis 4 auf (siehe Abschnitt 3.1).

c) Bruch einer Blockierung oder Verklauung im Gerinne. In den eigentlichen Wildbachgerinnen (Anrisszone Typ 4) kann durch gröbere Blöcke und/oder Holz in Engstellen oder durch eine seitliche Hangrutschung ins Gerinne ein temporärer Damm entstehen, der durch den Druck oder die Erosionskraft des zurückgehaltenen Wassers und Geschiebes schliesslich bricht. Für diesen Mechanismus konnten allerdings nach den Ereignissen von 1987 keine Hinweise gefunden werden.

Grundsätzlich lässt sich festhalten, dass in den Schutt- oder Moränenhalden (Anrisszone Typ 1) meistens das Wasserangebot der limitierende Faktor für die Murgangauslösung darstellt. In der Kontaktzone Felswand/Schuttthalde (Anrisszone Typ 2) wird die kritische Faktorenkombination Wassersättigung und Material im Grenzgefälle besonders leicht erreicht, daher können dort auch viele Murgangarisse beobachtet werden. In beiden Fällen (Anrisszonen Typ

1 und 2) erleichtert die Schmelze von Schneeflecken wesentlich die lokale Wassersättigung. In Gerinnen und Couloirs (Anrisszonen Typ 3 und 4) werden durch seitliche Zuflüsse rascher grössere Wassermengen erreicht; in diesem Fall können auch die mangelnde Geschiebeverfügbarkeit und/oder ein ungenügendes Gefälle für die Murgangbildung begrenzend wirken.

Im Rahmen des Programmes «Ursachenanalyse Hochwasser 1987» standen räumliche Datensätze (Geländemodell, Geologie, Niederschläge, Gewässernetz) grösserer Einzugsgebiete in einem geographischen Informationssystem zur Verfügung (zum Niederschlag vgl. Grebner und Richter 1989). Es bestand damit die Möglichkeit, das Auftreten von Murgängen in einem grösseren Gebiet zu untersuchen. Zuerst wurde überprüft, wie weit sich die Verteilung der Murgänge 1987 mit verschiedenen murgangrelevanten Parametern deckt (Abb. A8 im Anhang). In einem zweiten Schritt wurde versucht, über die generelle Murganggefährdung im Alpenraum Auskunft zu geben. Für die beiden Unwettergebiete Lukmanier und Gotthard und deren nähere Umgebung wurden 2 fünffarbige Karten im Massstab 1:200 000 hergestellt. Beim Juli-Ereignis fanden sämtliche Murgänge in Gebieten mit Niederschlagssumme über 120 mm und maximalen Intensitäten von 25 bzw. 35 mm/3h statt. Das Kriterium 25 mm/3h unterscheidet im Gebiet Vorderrhein und Lukmanier relativ gut zwischen betroffenen und nicht betroffenen Gebieten. Sowohl an der nördlichen, östlichen und auch teilweise an der westlichen Grenze fallen die Niederschlagsflächen und die Grenzen der Murgangverbreitung praktisch zusammen. Die grossen Unterschiede in der Ereignisdichte auf der Alpensüdseite lassen sich hingegen nicht ohne weiteres erklären. Im Gebiet der intensivsten Niederschläge (mittleres Maggial, Val Verzasca) fehlen ausgedehnte Lockermaterialherde. Hier sind denn auch Murgänge praktisch ausgeblieben. Die erstaunlich geringe Aktivität im Gebiet der mittleren Leventina könnte mit der Ausräumung 1978 und 1984 zusammenhängen. Auch beim August-Ereignis befinden sich sämtliche Murgänge innerhalb der Zone von 120 mm Gesamtniederschlag und 25 bis 35 mm/3h Intensität. Nur vereinzelte Murgänge im Obergoms liegen ausserhalb der intensiven Zonen. Die Intensitäten und die Summen waren im Oberwallis generell etwas tiefer. Als deutlicher Ausreisser muss das Val Lavizzara und das Val di Peccia (je im unteren Teil) bezeichnet werden. Trotz einem reichlichen Angebot an Gehängeschutt und intensiven Niederschlägen haben sich kaum Murgänge ereignet.

Durch die Verschneidung der Hangneigung (26 – 45°) mit verschiedenen geotechnischen Einheiten über den ganzen Alpenraum wurde eine Karte im Massstab 1:300 000 erzeugt, die eine qualitative und übersichtsmässige Beurteilung der Murganggefährdung vom Mittelwallis bis zum Prättigau erlaubte. Die Karte zeigt die Anfälligkeit für Hanginstabilität mit möglicher Murgangbildung, wobei es vor allem um grossräumige Unterschiede innerhalb der Alpen geht. Generell fallen zwei alpenparallele Zonen auf, die bezüglich des Festgesteins für die Entwicklung von grossen Murgängen anfällig sind: Nördlich des Hauptalpenkammes sind es die Flyschserien des Berner Oberlandes (z. B. Niesen) oder der Innerschweiz (z. B. Obwalden). In den zentralen Alpen, im Wallis und im Graubünden gehören hauptsächlich die Schiefer und Phyllite der Bündnerschieferien und die Flyschserien dazu. Als besonders murganganfällig erscheinen die südlichen Walliser-Täler und die südlichen Gommer-Täler flussaufwärts bis etwa zum Binntal. Hier sind in Steillagen noch beträchtliche Moränen- und Gehängeschuttvorkommen vorhanden. Zudem besteht im

Wallis ein grosses Potential von Lockermaterial im Randbereich der zahlreichen kleineren Gletscher. Diese von ihrer Ausdehnung her kleinen Schuttkörper (sie sind auf der geotechnischen Karte meistens nicht ausgeschieden) können tiefründig erodiert werden und grosskalibrige Murgänge auslösen. Auch in grossen Teilen Graubündens sind Lockermaterialdepots in Form von eiszeitlichen Moränen und Gehängeschutt vorhanden. Zusätzlich besteht eine beträchtliche Vergletscherung (vor allem Bernina-Gebiet) mit jungen, wenig verfestigten Moränen. In den ausgedehnten Gebieten der Bündnerschiefer und der Flyschserien besteht zudem eine erhöhte Gefährdung für Tiefenerosion und damit für die Entwicklung von grossen Murgängen. Das Tessin zeichnet sich im Gegensatz dazu mit einer geringen Disposition aus. Eine Lockermaterialbedeckung fehlt weitgehend und die Gesteine sind wenig anfällig auf Tiefenerosion (vorwiegend Gneise). Einzig im Norden des Tessins (Bedretto und obere Leventina) steht Bündnerschiefer an und liegt teilweise auch noch Lockermaterial, welches 1987 stark ausgeräumt wurde.

4. Analyse der Transportstrecken

Die Erfassung der Murgangdynamik mit theoretischen Ansätzen ist zur Zeit nur sehr begrenzt möglich, da zur Überprüfung der Modellvorstellungen zu wenig Daten vorhanden sind. Immerhin existieren einige direkte Beobachtungen (Japan, USA, China, UdSSR). Aufgrund von Spuren im Feld können im nachhinein einige Parameter bestimmt werden, die zusammen mit Augenzeugenberichten eine grobe Rekonstruktion des Ablaufs eines Ereignisses erlauben.

4.1 Erosion und Ablagerung

Die Tiefenerosion in den Transportstrecken ist in den untersuchten Fällen sehr unterschiedlich. In Felsstrecken besteht in der Regel eine natürliche Erosionsbasis. Im Val Varuna und Val da Plaunca erfolgte die Erosion jedoch sowohl im Schutt wie auch im stark zerütteten und verwitterten Fels; sie erreichte insgesamt 12 bzw. 17 m. In Strecken, die ausschliesslich im Schutt verlaufen, erreichte die Tiefenerosion maximal 15 m, generell liegen die Werte aber unter 10 m. Untersucht man die maximalen Erosionstiefen in Funktion des Gefälles, so ergibt sich, abgesehen von wenigen Ausnahmen, eine relativ deutliche obere Grenzlinie, wie auf Abb. 4 ersichtlich ist. Für eine Mehrheit der Datenpunkte kann für die Erosionstiefe folgende Grenzwertlinie angegeben werden (nach Kronfellner-Kraus, 1984):

$$TE = 1.5 + 12.5 * J \quad (1)$$

wobei TE die Erosionstiefe in [m] und J das Gefälle [-] bezeichnet. Als Ausnahmen liegen folgende Fälle oberhalb dieser Grenzlinie: Val da Plaunca, Val Varuna und Gerental (Nr. 14 in Abb. 4). Bei den ersten beiden Fällen handelt es sich um Ereignisse mit besonders grossen umgesetzten Materialmengen; die Sohlenbeanspruchung dürfte daher entweder momentan (während des Maximalabflusses) stärker und/oder zeitlich länger gewesen sein, es wurde auch in den zerütteten Fels erodiert. Beim Murgang Gerental (Nr. 14) erfolgte die Tiefenerosion im Bereich einer neuzeitlichen Seitenmoräne; die grössere Erosionstiefe könnte hier mit der leichten Erodierbarkeit des wenig konsolidierten und verfestigten Materials erklärt werden.

Für den Fall des Fehlens jeglicher Hinweise bezüglich der Mächtigkeit von mobilisierbaren Geschiebeablagerungen im Gerinne geben japanische Richtlinien eine maximale Erosionstiefe von 5 m an (PWRI, 1988); dieser Wert liegt im

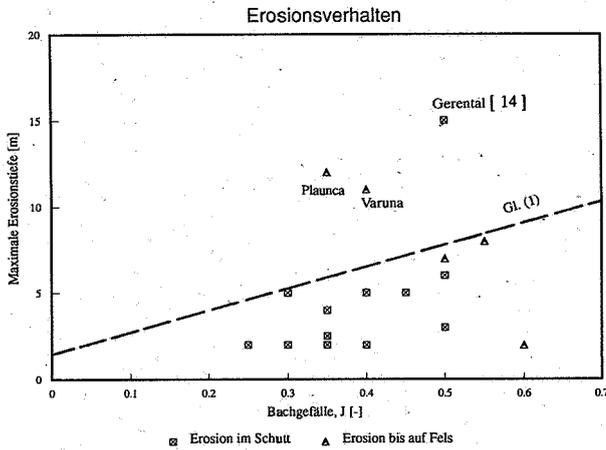


Abb. 4: Maximale Erosionstiefe (in den Transportstrecken) und Gefälle im entsprechenden Bachabschnitt.

gleichen Bereich wie bei den meisten hier untersuchten Ereignissen. Veränderungen der Gerinnegeometrie können bei Murgängen viel ausgeprägter sein als bei Hochwasser allein. Die maximale Erosionsleistung (Erosionsquerschnitt) betrug 650 m^2 im Schluchtabschnitt des Val Varuna (teilweise im anstehenden Gestein); im Lockermaterial (Anrisszonen) wurden knapp 500 m^2 (Saasbach) erreicht. Die bei den Ereignissen von 1987 beobachteten Erosionsmaxima stimmen gut mit den bisher angenommenen Grenzwerten für Murgänge bei Gletscherhochwassern überein (Haeberli, 1983).

Die Bildung von Levées (seitliche Murwälle) findet sowohl im Schutt als auch auf Felsstrecken statt. Unterhalb von etwa 25% (14°) gehen die Levées vermehrt in flächenhafte Ablagerungen über (Kegelbereich). Fließt ein Murgang im Lockermaterial ab, so sind zwei Fälle zu unterscheiden: Ist der Abflussquerschnitt mindestens so gross wie das aktuelle Querprofil des Gerinnes, werden zur seitlichen Begrenzung meist markante Levées aufgebaut. Es ist möglich, dass diese Levées durch nachfolgende Uferabbrüche wieder zerstört werden. Bei kleineren Schüben (die vollständig im bestehenden Gerinne ablaufen) entstehen meistens gar keine Levées. In Felsgerinnen wurde generell wenig Levéebildung beobachtet (nur kürzere Abschnitte). In tief eingeschnittenen Gerinnen ist die Ablagerung von Levées an den steilen Seitenflanken kaum möglich (Bsp. Ri di Ronco, Ri di Cavanna, Urserental). Falls trotzdem solche gebildet wurden, ist die Wahrscheinlichkeit gross, dass sie durch Ufererosion und Hangrutschungen wieder zerstört wurden (Bsp. Schluchtabschnitt Varuna). Aber auch bei eher flachen, breiten Querprofilformen können Levées fehlen (Bsp. Gerental (Chüeboden), Varuna (um 1800 m)).

In den Transitstrecken werden Ablagerungsverluste hauptsächlich durch die Levéebildung verursacht. Betrachtet man die relativen Anteile solcher Verluste im Verhältnis zu den Erosionskubaturen in der Transitstrecke, so fällt auf, dass nur in den im Schutt verlaufenden Abschnitten bedeutende Anteile auftreten. Weitere Materialverluste werden durch Murköpfe (Murschübe, die im Gerinne steckengeblieben sind) verursacht; sie wurden bei verschiedensten Gefällen beobachtet (5 – 60%, $3 - 31^\circ$). Wo es die Gerinneform erlaubt, können auch Murzungen (Murschübe, die das Gerinne auf einer Verflachung verlassen haben und ausgelaufen sind) abgelagert werden; sie treten vor allem bei Gerinneverbreiterungen auf (Bsp. Plan da la Val im Val Varuna;

Mittelstrecke im Minstigertal). Das Gefälle bei solchen Ablagerungen variierte zwischen 15 und 30% ($9 - 17^\circ$).

4.2 Fließparameter

Die Fließgeschwindigkeiten wurden aufgrund von Kurvenüberhöhungen bestimmt. Die grössten Werte ergaben sich für die Murgänge im Minstigerbach (14 m/s , 1460 m ü. M.) und in der Sinzera (13 m/s , 1000 m ü. M.). Im Kegelbereich mit flacheren Gefällen und Ausbreitungsmöglichkeit dürften die Geschwindigkeiten generell etwas kleiner sein (ca. $2 - 7 \text{ m/s}$). In der Literatur vorgeschlagene empirische Beziehungen erlauben eine Abschätzung der Geschwindigkeit in Funktion der Abflusstiefe und des Bachgefälles. In japanischen Richtlinien (PWRI, 1988) wird zum Beispiel die Strickler'sche Fließformel mit einem k-Wert von $10 \text{ m}^3/\text{s}$ verwendet:

$$V = 10 R_h^{2/3} y^{1/2} \quad (2)$$

wobei V [m/s] die Fließgeschwindigkeit der Murenfront und R_h [m] der hydraulische Radius ist. Für die Ereignisse von 1987 stimmten die so berechneten Werte innerhalb von rund + 50% (abgesehen von ein paar Ausnahmen) mit den Geschwindigkeiten aus den Kurvenüberhöhungen überein (Abb. 5). Es muss allerdings darauf hingewiesen werden, dass die Abhängigkeit der Fließgeschwindigkeit vom Gefälle und der Abflusstiefe (bzw. R_h) je nach den vorgeschlagenen Formeln stark variiert. Dies geht auch aus Abb. 6 hervor, wo einige semi-theoretische Beziehungen dargestellt sind. Bei den Ereignissen von 1987 betrug die Abflusstiefen meistens zwischen 1 und 6 m, in engen Schluchtabschnitten wurden jedoch auch bis zu 10 m erreicht.

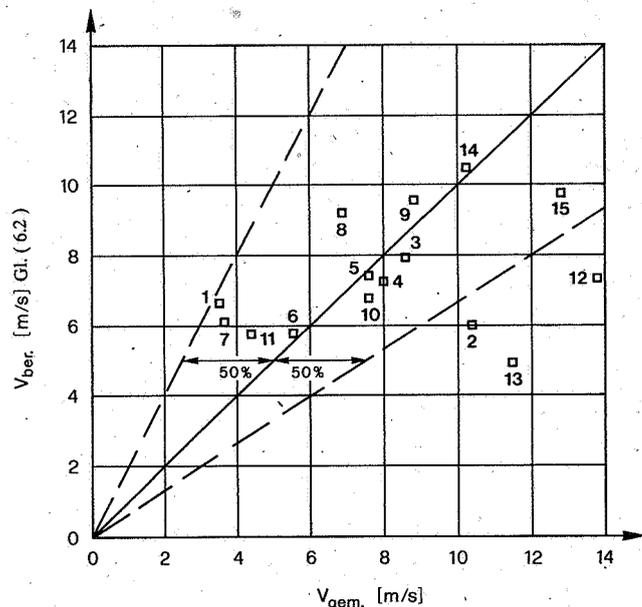


Abb. 5: Vergleich von berechneten Fließgeschwindigkeiten ($V_{\text{ber.}}$ mit Gl. (2) und aus Geländespuren rekonstruierten Fließgeschwindigkeiten ($V_{\text{gem.}}$).

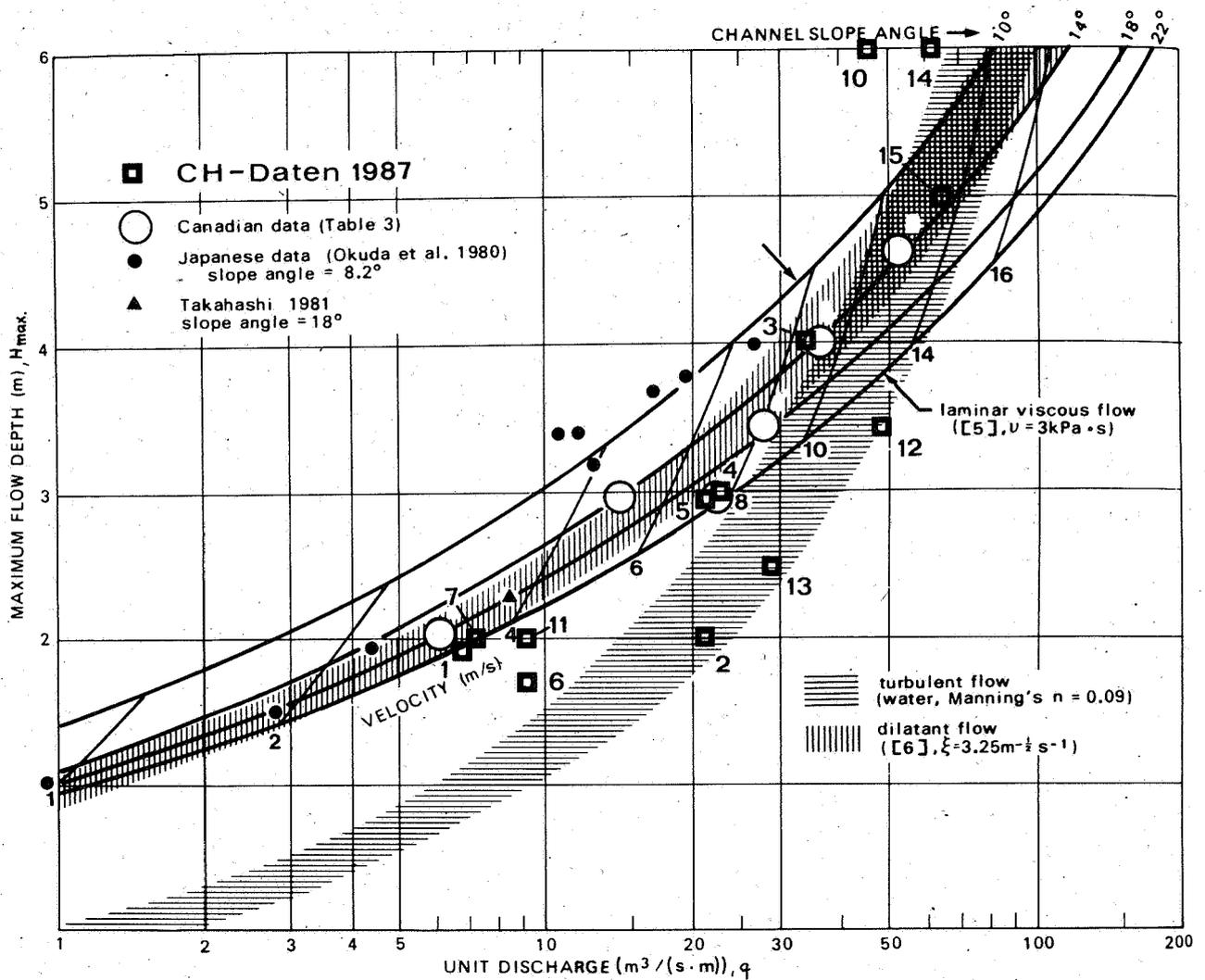


Abb. 6: Semi-theoretische Fließgesetze für Murgangabflüsse, dargestellt mit der maximalen Abflusstiefe H_{max} in Funktion des spezifischen Abflusses q , im Vergleich mit Felddaten (Hungr et al., 1984). Ebenfalls eingetragen sind die Schweizer Murgangereignisse 1987.

Mit Angaben aus Geländespuren oder Zeugenbeobachtungen über die Abflusstiefe und über die Fließgeschwindigkeit wurde der Maximalabfluss hinter der Front der Murgangwelle bestimmt. Aus den zuverlässigsten Informationen über den grössten Murschub im Val Zavraglia wurden Werte bis zu $700 \text{ m}^3/\text{s}$ berechnet. Für die anderen drei Hauptereignisse wurden, z.T. anhand von indirekten Hinweisen, ebenfalls Maximalabflüsse von mehreren $100 \text{ m}^3/\text{s}$ geschätzt. Abb. 7 zeigt, dass sich eine ähnliche Abhängigkeit zwischen dem Maximalabfluss und dem beim Ereignis umgesetzten Materialvolumen (Murenfracht pro Schub) ergibt wie für einige Murgänge im Westen Kanadas (Hungr et al., 1984). Ist also die Murenfracht bekannt (vergangenes Ereignis) oder geschätzt (s. unten), kann der mögliche Maximalabfluss mit Hilfe von Abb. 7 geschätzt werden. Ist über eine längere Strecke eine mehr oder weniger kontinuierliche Tiefenerosion möglich, kann eine Murgangwelle ihre Fracht und ihren Maximalabfluss entlang des Fließweges ständig vergrössern. Es wird geschätzt, dass im Val Värana eine Murenfront mit anfänglich $200 \text{ m}^3/\text{s}$ Maximalabfluss nach dem 1.6 km langen Schluchtabschnitt auf $600 \text{ m}^3/\text{s}$ angewachsen war.

Die Maximalabflüsse bei Murgängen können 10 bis 100-mal grösser sein als Hochwasser-Abflüsse beim gleichen Ereignis, wobei extreme Unterschiede tendenziell in kleineren Einzugsgebieten zu erwarten sind. Zusammen mit den höheren Fließgeschwindigkeiten resultieren Abflusstiefen,

die etwa 2 bis 10-mal grösser sind. Auf reine Hochwasserabflüsse ausgelegte Querschnitte reichen nicht mehr aus, wie etwa das Beispiel Münster (Eisenbahn-Brücke) zeigt.

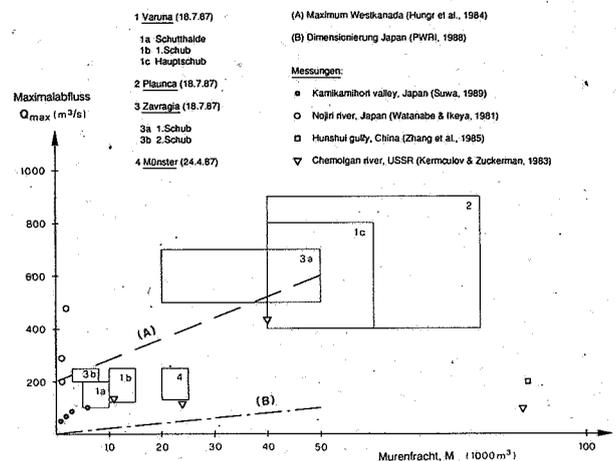


Abb. 7: Beziehung zwischen Maximalabfluss (Q) und bei einem Murgang umgesetzten Materialvolumen (Murenfracht pro Schub) für die vier Hauptereignisse des Sommers 1987 in der Schweiz sowie für einige Daten aus anderen Ländern. Die Vierecke bei den Hauptereignissen bezeichnen den Ungenauigkeitsbereich der rekonstruierten und/oder geschätzten Werte.

4.3 Modellansätze

Zur Modellierung des Murgangabflusses wurde schon die Anwendung instationärer Abflussmodelle vorgeschlagen, wie sie ähnlich in der Reinwasserhydraulik verwendet werden. Problematisch dabei ist vor allem die Unsicherheit bei der Wahl eines geeigneten Fließgesetzes sowie die ungenaue Kenntnis der Randbedingungen. Es ist zudem schwierig abzuschätzen, inwieweit sich diese Modelle auch für die Simulation von relativ kurzen Murschüben (von einigen Minuten Dauer) in steilen Wildbachgerinnen mit kleinräumigen Aenderungen der Gerinnegeometrie eignen. Eine wichtige Erscheinung, die mit diesen Modellen nicht simuliert werden kann, ist das Anhalten eines Murgangs bei einem Gefälle grösser als Null.

Voellmy (1955) entwickelte einen inzwischen verbreiteten Ansatz zur Berechnung der Auslaufdistanz von Schneelawinen. Der Ansatz beruht auf der Annahme, dass die Flussbewegung hauptsächlich durch zwei Reibungsparameter charakterisiert werden kann. Interessanterweise wurden ähnliche Ansätze auch für die Berechnung der Auslaufdistanzen von Murgängen vorgeschlagen (Takahashi, 1981; Hungr et al., 1984). Auf den gleichen Grundlagen basierend entwickelte Körner (1976, 1980) eine Version des 2-Parameter-Modells von Voellmy (1955) und Salm (1966), mit dem sich die Geschwindigkeitsentwicklung entlang eines vorgegebenen Bahnprofils bestimmen lässt. Die Benutzung des gleichen Ansatzes wird auch von Perla et al. (1980) vorgeschlagen. Das 2-Parameter-Modell wurde von Alean (1984) auf Eislawinen in den Alpen angewendet.

Das 2-Parameter-Modell von Perla et al. (1980) basiert auf einem Gleitreibungskoeffizienten m und einem «turbulenten» Reibungsparameter k , welcher einen Chezy-Koeffizienten und die Abflusstiefe beinhaltet (vgl. Rickenmann 1990b und 1991 für Details der Herleitung und Berechnung). Ist entweder die Geschwindigkeit an einer oder mehreren Stellen und/oder die gesamte Fließdistanz (Reichweite) des Murgangs bekannt, können damit mögliche Parameterkombinationen «geeicht» werden. Das Modell wurde auf acht ausgewählte Murgangereignisse von 1987 angewendet und die passendsten Parameterkombinationen dazu bestimmt (Rickenmann 1990b). Abb. 8 zeigt das Ergebnis der Berechnungen im Vergleich zu einigen anderen Ereignissen.

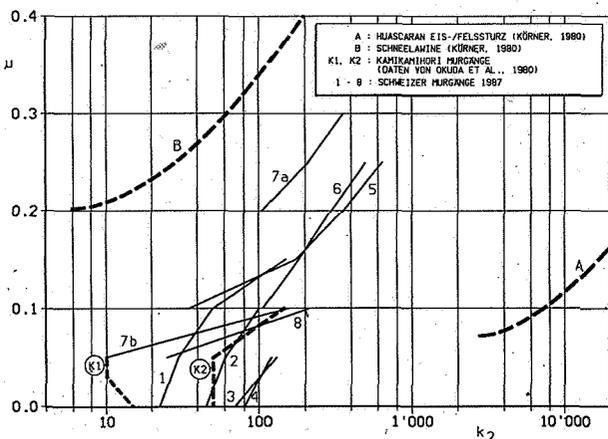


Abb. 8: Berechnete Parameterkombinationen m und k für einige untersuchte Schweizer Murgänge 1987 (Nr. 1–8), für zwei Murgänge in Japan (K1, K2) sowie für eine Schneelawine (B) und einen Eis-/Felssturz (A).

Bei Murschüben, die mit grosser Wahrscheinlichkeit den Vorfluter erreichen (wie etwa Ereignisse 1–4 in Abb. 7), ist nicht in erster Linie eine Reichweitenprognose gefragt. In diesen Fällen ergaben sich aus den Modellrechnungen μ Werte, die kleiner waren als das Gefälle im Auslaufbereich, womit eine Reichweitenberechnung unmöglich wird. Bei Murgängen mit kleinen Einzugsgebieten (Ereignisse 5–8) sind die μ Werte eher grösser als das Gefälle im vermutlichen Auslaufgebiet; in diesem Fall sind Reichweitenprognosen grundsätzlich möglich. Allerdings ist darauf hinzuweisen, dass bei konvexen Abschnitten im Längenprofil kleine Aenderungen der Parameter ein mögliches Anhalten und somit die Auslaufdistanz entscheidend beeinflussen können. Zur genaueren Eingrenzung der Parameterwerte sind mehr und detailliertere Angaben über Murgänge nötig.

5. Analyse der Ablagerungen im Kegelbereich

5.1 Murenfrachten

Die Auswertung der 1987er Ereignisse ergab eine einfache Beziehung zur Abschätzung der maximalen Murenfracht (oberer Grenzwert) aus einem Einzugsgebiet, wobei die Gerinnelänge und das Kegelgefälle als Parameter benötigt werden. Die hergeleitete Formel entspricht der Grenzwertlinie in Abb. 9, worin die mittlere Erosionsleistung (Verhältnis der Murenfracht zur Gerinnelänge) in Abhängigkeit des Kegelgefälles dargestellt ist:

$$M = (110 - 2.5 J_K \%) L \quad (3)$$

dabei ist M in $[m]$ die Murenfracht, J_K in $[\%]$ das Kegelgefälle und L in $[m]$ die Gerinnelänge.

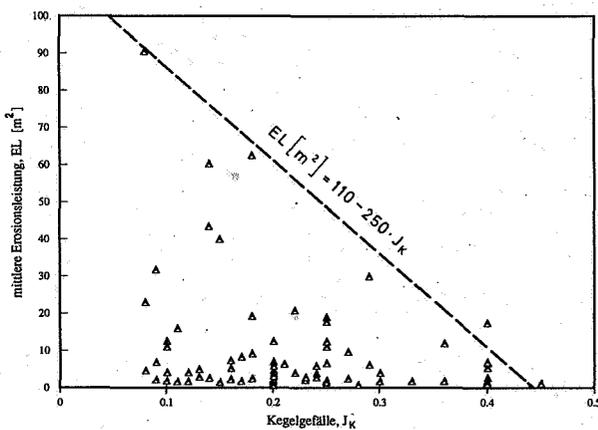


Abb. 9: Mittlere Erosionsleistung (Murenfracht/Gerinnelänge) in Abhängigkeit des Kegelgefälles für 82 Murgänge des Sommers 1987 in der Schweiz. Die gestrichelte Linie gibt einen oberen Grenzwert an.

Ähnliche empirische Gleichungen, die ebenfalls auf einfachen Einzugsgebietsparametern beruhen, wurden in anderen Untersuchungen vorgeschlagen:

$$M = 150 EG (J_K \% - 3) \quad (\text{Hampel 1977}) \quad (4)$$

$$M = K EG J_m \% \quad (\text{Kronfellner-Krauss 1982}) \quad (5)$$

$$M = 1100 \circ R_{24} EG \quad (\text{PWRI 1988}) \quad (6)$$

dabei ist EG in $[km]$ die Einzugsgebietsgrösse, K eine Erosionskonstante (500 für grosse ausgeräumte EG, 1500 für steile Wildbäche mit ausgedehnten Geschiebeherden), J_m in $[\%]$ das mittlere Gerinnegefälle, \circ ein Abflusskoeffizient

(abhängig von der Einzugsgebietsgrösse) und R_{24} in [mm] die während 24 Stunden vor dem Ereignis akkumulierte Regensumme. Gl. (4) und Gl. (5) wurden anhand von Murgängen und Einzugsgebieten in Oesterreich entwickelt. Gl. (6) wird in japanischen Dimensionierungsrichtlinien zur Anwendung vorgeschlagen.

Alle diese empirischen Formeln zeigen im Vergleich zu den Ereignissen von 1987 ein ähnliches Verhalten: Für sehr kleine Einzugsgebiete kann der Unterschied zwischen beobachteten und berechneten Murenfrachten sehr gross werden. Mit zunehmender Einzugsgebietsgrösse nimmt die Streuung der beobachteten Frachten (und damit die Differenz zum Maximalwert) ab. Eine grobe Abschätzung der maximalen Muren- bzw. gesamten Geschiebefracht dürfte etwa für Einzugsgebiete zwischen 1 und 25 km² sinnvollerweise in Frage kommen. Die Anwendung dieser Formeln kann aber eine Beurteilung des Geschiebepotentials im Felde nicht ersetzen.

5.2 Ablagerung und Reichweite

Unter natürlichen Bedingungen wird auf einem gut entwickelten Kegel (voll ausgebildet, nicht durch Vorfluter gestört wie etwa beim Ri di Ronco) der grösste Teil (80-90%) der Murenfracht abgelagert (Bsp. Bäche im Urserental, Val Varuna, Saasbach). Die Auslaufdistanzen auf einem natürlichen Kegel werden mit zunehmendem Feststoffumsatz grösser; im Val Varuna betrug die Distanz vom Kegelhals bis zum untersten Ablagerungspunkt 760 m.

Murkegel zeigen eine ganz charakteristische Ausprägung, die sie von Formen anderer Ablagerungsprozesse unterscheidet. Sie sind in der Regel deutlich steiler als fluviale Kegel von ähnlicher Grösse und weisen eine konvexe Oberfläche auf. Das Kegelgefälle beim Beginn der Ablagerungen schwankt zwischen 15 und 50% (9–27°). Die flachsten Ablagerungsbereiche (am Kegelhals) haben ein Gefälle von 5 bis 20% (3–11°).

Was die Reichweiten (Fließsdistanzen) betrifft, so wurde bei den Ereignissen von 1987 ein minimales Pauschalgefälle (s. Abb. 10) von 19% (11°) (Arieschbach) nirgends unterschritten. Ein ähnlicher Minimalwert ist für Murgänge bei Gletscherhochwassern bekannt (Haeberli, 1983). Das Pauschalgefälle ist wie bei Bergstürzen und Eislawinen (Alean, 1984) vom Gesamtvolumen des Murgangs bzw. der einzelnen Schübe abhängig. Ist der mögliche Anrisspunkt eines Murganges definiert, kann die maximale Reichweite mit Hilfe des Minimalwertes für das Pauschalgefälle abgeschätzt werden. Damit ist eine generelle Abgrenzung der Gefahrenzone möglich.

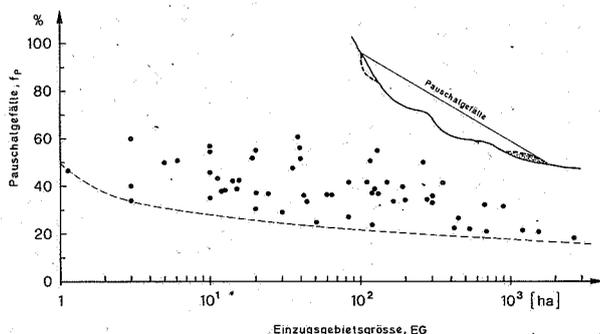


Abb. 10: Pauschalgefälle in Abhängigkeit der Einzugsgebietsgrösse (beim Kegel) für 82 Murgänge des Sommers 1987 in der Schweiz. (Das Pauschalgefälle entspricht dem Gefälle zwischen oberstem Anrisspunkt und unterster Ablagerungsstelle.)

6. Massnahmen

Bei der Einschätzung der Gefahrensituation ist zuerst einmal die Frage zu beantworten, ob überhaupt Murgänge auftreten können. Die wichtigsten Entscheidungsgrundlagen dazu sind stumme Zeugen (Geländespuren), historische Aufzeichnungen sowie eine umfassende Analyse des Einzugsgebietes. Die meisten Ansätze zur Gefährlichkeitsbeurteilung von murfähigen Wildbächen beinhalten eine Kombination von qualitativen und quantitativen Methoden (Kienholz, 1981; Jäggi, 1988). Bezüglich der Massnahmen muss darauf hingewiesen werden, dass es grundsätzlich keine Verbauung oder Anordnung gibt, welche eine hundertprozentige Sicherheit gewährleistet. Das grösstmögliche Murgangereignis ist aufgrund des beschränkten Prozessverständnisses in manchen Fällen schwierig abzuschätzen. Es ist aber trotzdem sinnvoll, empirische Grenzwerte anzuwenden (vgl. Abschnitte 3 bis 5) und sich auf historische Ereignisse im betreffenden Wildbach abzustützen.

6.1 Erkennen und Beurteilen der Murganggefährdung

Bei den stummen Zeugen kann die Morphologie eines unverbauten, natürlichen Kegels wichtige Hinweise auf frühere Murgangaktivität im Einzugsgebiet liefern. Murkegel zeichnen sich durch ein relativ grosses Gefälle (im Vergleich zu rein fluvialen Kegeln ähnlicher Grösse) sowie durch ein unruhiges Relief aus. Einzelne Zungen und levéeähnliche Ablagerungen verursachen eine raue Oberfläche mit einzelnen Rinnen. Riesige Blöcke, über den gesamten Kegel verstreut, akzentuieren diese Rauigkeit. Diese Blöcke machen auch deutlich, dass auf dem Kegel keine Sortierung von Grob- und Feinmaterial stattfindet. Die Ablagerungen weisen in der Regel ein sehr weites Korngrössenspektrum auf. Der Rand der frischen Ablagerung zeichnet sich durch sehr scharfe Ränder der einzelnen Zungen ab. Weitere stumme Zeugen finden sich entlang des Gerinnes in Form von alten Levées, Murköpfen oder allenfalls Zwischenablagerungen, z.B. als Murzungen ausserhalb des Gerinnes.

Alte Murgangspuren finden sich oft auch im Anrissgebiet. So sind im oberen Teil des Minstigtals viele Murkegel mit Levées und Ablagerungsformen vorhanden. In diesem Fall muss beurteilt werden, ob ein solcher (seitlicher) Murgang ins Hauptgerinne gelangen und ob er dort weiter anwachsen könnte.

Entscheidende Hinweise auf frühere Murgangaktivität mit Angaben über betroffene Gebiete können in historischen Dokumenten oder bei der einheimischen Bevölkerung gefunden werden. Bei vielen Murgängen von 1987 in besiedelten Gebieten waren frühere Ereignisse im gleichen Bach bekannt; es kann dort durchaus mit einer Wiederkehrdauer von einigen bis mehreren Jahrzehnten gerechnet werden. Es traten 1987 aber auch Murgänge auf, die als «überraschend» bezeichnet werden können (Val da Plaunca, Minstigtal).

Ist eine Murganggefährdung erkannt, muss das Geschiebepotential im Einzugsgebiet abgeschätzt werden, welches bei einem solchen Ereignis mobilisiert werden kann. Dabei kann es sich einerseits um Lockermaterial im Gerinne oder um leicht aktivierbare Hangrutschungen handeln. Andererseits muss aber auch die Qualität des Felsens beurteilt werden; die grössten Ereignisse von 1987 führten ja zu einer teilweise massiven Erosion in stark zerüttetem und verwittertem Fels.

Im Gegensatz zu reinen Hochwasserereignissen ist bei

Murgangereignissen eine Häufigkeitsanalyse mittels statistischer Methoden kaum möglich: die ausschlaggebende Faktorenkombination ist zu komplex, die Anzahl von Beobachtungen ist infolge des weitgehend episodischen Auftretens (viel) zu klein (Bsp. Val Varuna: trotz ca. 10 dokumentierten Ereignissen über die letzten 400 Jahre ist eine Schätzung und Einordnung der Ereignisgrößen extrem schwierig) und zudem kann sich die Disposition für die Murgangbildung bereits in Zeiträumen von Jahrzehnten wesentlich ändern (Gletscherschwankungen, z.B. Minstigtal).

Die wichtigsten Kenngrößen eines Murganges können mit theoretischen Ansätzen und empirischen Beziehungen geschätzt werden. Trotz beträchtlicher Unsicherheiten sollten derartige Verfahren systematisch angewendet werden. Die Resultate müssen aber unbedingt mit der qualitativen Beurteilung verglichen und allenfalls relativiert werden.

6.2 Technische Massnahmen

Eine erste Gruppe von Massnahmen zielt auf eine Reduktion der Feststoffaufnahme in Wildbachgerinnen. Dies kann erreicht werden durch Hangstabilisierung, Entfernen von Wildholz (Verklauungsgefahr) und durch den Bau von Wildbachsperrern (Verminderung der Tiefen- und Seitenerosion). Es stellt sich allerdings die Frage, wie sich ein Sperrenverbau langfristig auf die Murganggefährdung auswirkt. Sperren, welche nicht gut fundiert sind, werden der Belastung durch ein grosses Murgangereignis kaum standhalten. Räumliche Konstruktionen mit einer integrierten Vorsperre (neue Verbauungen im Val Varuna und Val da Plaunca) dürften sich bei einem Extremereignis in einem «schwimmenden» Untergrund besser verhalten als Platten. Grundsätzlich wird jedoch mit der Zeit hinter Sperren ein neues Geschiebepotential aufgebaut. Die Verbauungen könnten durchaus auch kleinere Murgänge schadlos überstehen. Kommt es hingegen bei einem Extremereignis zu einem Versagen der Bauwerke und einem Kollaps der Sperrenstaffel, so wird das mobilisierbare Geschiebevolumen drastisch vergrössert. Aufgrund der historischen Dokumente muss angenommen werden, dass der Sperrenbau (herkömmliche Trockenmauern) im Val Varuna die Murgangaktivität nur vorübergehend reduzierte, auf die Dauer jedoch das Geschiebepotential erhöhte und ein Grossereignis wie 1987 nicht verhindern konnte.

Bei der zweiten Gruppe von Massnahmen geht es darum, den Murgang möglichst schadlos durch eine bestimmte Zone hindurchzuleiten, oder an einem bestimmten Ort eine mehr oder weniger kontrollierte Ablagerung des Geschiebes zu erreichen. Dazu kommen folgende Möglichkeiten in Frage:

- Kanalisierung (Dimensionierung auf Maximalabfluss bei Murgang und nicht auf Hochwasserspitze),
- Ablenkdämme (lokaler Objektschutz; dabei wird unter Umständen eine Übermuring anderer Zonen in Kauf genommen),
- Geschieberückhaltesperren und Geschiebeablagerungsplätze,
- Murbrecher (grössere Sperre mit relativ durchlässigen Strukturen; dieses Bauwerk soll die Zerstörungskraft der Murenfront vermindern und die größten Komponenten des Murganges zur Ablagerung bringen; dieser Verbauungstyp wurde bisher in der Schweiz kaum angewendet).

Als dritte Gruppe aktiver Massnahmen kann die Verhinderung von Folgeschäden genannt werden. So kommt etwa bei einer Blockierung des Vorfluters durch grössere Mur-

gänge, welche eine bedeutende Gefahr für Siedlungen flussabwärts mit sich bringt, der Bau eines Umleitstollens für den Vorfluter in Frage.

Eine vierte Gruppe umfasst passive Massnahmen, in erster Linie die Ausscheidung und angemessen limitierte Nutzung von Gefahrenzonen. Entsprechende Ansätze werden vor allem in Österreich (Aulitzky, 1973) und Japan (Takahashi, 1981), in der Schweiz jedoch meist nur im Zusammenhang mit Lawinen angewendet. In diesem Zusammenhang muss auf die Ablagerungskapazität eines natürlichen Kegels hingewiesen werden. Wird diese ausgenutzt, können potentiell gravierende Probleme im Mündungsbereich (u.a. Aufstau des Vorfluters) entschärft werden.

Sind im Gefahrenbereich von Murgängen nur Verkehrswege gefährdet, so wäre die Installation von Warnsystemen zu prüfen. Im Prinzip können gefährdete Strecken gesperrt werden, wenn im oberen Teil des Wildbachgerinnes der Durchgang eines Murganges registriert worden ist. Solche Massnahmen dürften eher in Gebieten mit häufigen Ereignissen in Frage kommen (Gefahrenbewusstsein; Zuverlässigkeit der Anlage). In der Schweiz treten im Illgraben am häufigsten Murgänge auf; es könnte sich lohnen, dort Erfahrungen mit einem Warnsystem zu sammeln. Die Funktionstüchtigkeit allfälliger Warnsystemen muss regelmässig überprüft werden.

Schliesslich kann als letzte Gruppe die Beobachtung und Neubeurteilung der Gefahrensituation erwähnt werden. Sperren sollten periodisch auf ihre Stabilität (Risse, Kolkentwicklung) geprüft werden. Ueber Jahrzehnte hinweg kann sich auch das vorhandene Geschiebepotential wesentlich ändern.

7. Ausblick

Murgänge sind komplexe Prozesse und gehören zu den effektivsten Massenverlagerungsprozessen in Gebirgsregionen. Sie werden demzufolge im Alpenraum weiterhin ein beträchtliches Gefahrenpotential darstellen. Durch die zunehmende Nutzung und Besiedlung aktiver Murkegel werden die Schäden auch bei gleichbleibender Intensität und Frequenz der Murgangaktivität tendenziell anwachsen. Bei einer ungünstigen Kombination von Eisrückgang, Waldsterben und gehäuften/intensivierten Sommergewittern könnte sich dieser Nutzungskonflikt auf Murkegeln nicht nur markant verschärfen, sondern auch auf bisher nicht betroffene Gebiete ausdehnen (VAW/EAFV, 1988; Zimmermann, 1991; vgl. auch Sonderkapitel in diesem Band). Die zurzeit dringendsten Fragen der Murgangforschung betreffen die Erodierbarkeit von eisfrei werdenden Moränen und Schutthalden in potentiellen Murganganrissgebieten im Hinblick auf Klimaveränderungen (besseres Verständnis der Anbruchbedingungen) und – in der Murgangdynamik – der Prozess des Anwachsens der Murenfront (welche Faktoren begrenzen etwa den Maximalabfluss, wenn keine Felssohle eine weitergehende Tiefenerosion verhindert?). Mit Murgängen kann in der Natur kaum experimentiert werden. Der gegenwärtige Kenntnisstand muss deshalb durch eine systematische Dokumentation und Analyse von grösseren Ereignissen sowie durch Laborversuche erweitert und abgesichert werden. Sinnvolle Schutzkonzepte müssen von diesem laufend zu verbessernden Kenntnisstand ausgehen. Es erscheint dringend notwendig, im Rahmen der Dekade für die Reduktion der Auswirkungen von Naturgefahren weitere Forschungsanstrengungen zum Phänomen «Murgang» zu unternehmen.

Aufräum- und Sanierungsarbeiten nach einem Ereignis finden zwangsläufig mitten in der Gefahrenzone statt. Eine Neubeurteilung der Gefahrensituation gehört zum kurzfri-

stigen Katastrophenmanagement. Rekonstruktion und Analyse eines Ereignisses bilden zudem die Grundlage für künftige Schutzmassnahmen. Ins Alarmdispositiv müssen deshalb Experten miteinbezogen werden, die die Spuren in der Natur in frischem Zustand dokumentieren und interpretieren können (was selbstverständlich auch für «normale» Hochwasserereignisse gilt). Besonders wichtig sind bei grossflächigen Ereignissen Infrarot-Luftbildflüge, die auch die Anrissszenen gegebenenfalls bis zu den Graten hinauf erfassen und vor Kantonsgrenzen keinen Halt machen. Der

diesbezügliche Einsatz der Vermessungsdirektion im Obergoms kann als vorbildlich angesehen werden. Ein entsprechendes Katastrophenmanagement in einem ähnlichen Gefahrenbereich wurde von der «Arbeitsgruppe für gefährliche Gletscher» in der Schweiz seit 1973 wahrgenommen. Die Rekognoszierungsflüge im Obergoms wurden im Rahmen dieser Tätigkeit durchgeführt (Haerberli und Naef, 1988). Es wäre zu erwägen, ob nicht auf Bundesebene eine erweiterte Arbeitsgruppe für Naturgefahren mit vergleichbaren Aufgaben geschaffen werden sollte.

Literatur

Alean, J.C. (1984): Untersuchungen über Entstehungsbedingungen und Reichweiten von Eislawinen. Mitt. Nr. 74 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.

Aulitzky, H. (1973): Berücksichtigung der Wildbach- und Lawengefahrengebiete als Grundlage der Raumordnung von Gebirgsländern. In 100 Jahre Hochschule für Bodenkultur – Fachveranstaltungen, Band IV, Teil 2, p. 81-117.

Aulitzky, H. (1984): Vorläufige, zweigeteilte Wildbachklassifikation. Wildbach- und Lawinenverbau, Jg. 48, Sonderheft Juni 1984, p. 7-60.

Costa, J.E. (1984): Physical geomorphology of debris flows. In: Developments and applications of geomorphology, Costa and Fleisher eds., Springer-Verlag, Berlin und Heidelberg.

Davies, T.R.H. (1988): Debris flow surges – a laboratory investigation. Mitt. Nr. 96 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.

Grebner, D. und Richter, K.G. (1989): Ursachenanalyse Hochwasser 1987: Gebietsniederschlag. Interner Bericht Geograph. Institut ETHZ.

Haerberli, W. (1983): Frequency and characteristics of glacier floods in the Swiss Alps. *Annals of Glaciology*, 4, p. 85-90.

Haerberli, W., Naef, F. (1988): Murgänge im Hochgebirge – Ereignisse 1987 im Puschlav und Obergoms. *Die Alpen*, Jg. 64, 4. Quartal, p. 331-343.

Haerberli, W., Rickenmann, D., Rösl, U., Zimmermann, M. (1990): Investigation of 1987 debris flows in the Swiss Alps: General concept and geophysical soundings. *Int. Conf. on Water Resources in Mountainous Regions*, Lausanne. IAHS Publ. No. 194, p. 303-310.

Hampel, R. (1977): Geschiebewirtschaft in Wildbächen. Wildbach- und Lawinenverbau, Jg. 41, H. 1, p. 3-34.

Hungry, O., Morgan, G.C., Kellerhals, R. (1984): Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. *Can. Geotechnical J.*, vol. 21, p. 663-677.

Jaeggi, M. (1988): Sicherheitsüberlegungen im Flussbau. *Neue Zürcher Zeitung* vom 19.7.1988.

Keremculov, V.A., Zuckerman, I.G. (1983): Sill-flows and transportation of sediments in the channels of steep slope. *Modelling of sill-flows*. Proc. 10th IAHR Congress, Moskau, p. 325-328.

Kienholz, H. (1981): Zur Methodologie der Beurteilung von Naturgefahren. *Geomethodica-Veröffentlichungen des 6. Basler Geomethodischen Colloquiums*.

Koerner, H.J. (1976): Reichweite und Geschwindigkeit von Bergstürzen und Fliessschneelawinen. *Rock Mechanics*, 8, p. 225-256.

Koerner, H.J. (1980): Modelle zur Berechnung der Bergsturz- und Lawinenbewegung. *Int. Symp. Interpraevent, Bad Ischl*, Bd. 2, p. 15-55.

Kronfellner-Krauss, G. (1982): Ueber den Geschiebe- und Feststofftransport in Wildbächen. *Oesterr. Wasserwirtschaft*, Jg. 34, H. 1/2, p. 12-21.

Kronfellner-Krauss, G. (1984): Extreme Feststofffrachten und Grabenbildungen von Wildbächen. *Int. Symp. Interpraevent, Villach*, Bd. 2, p. 109-118.

Naef, F., Hoehn, E., Milnes, A.G. (1990): Anomalous hydrological behaviour of an Alpine stream (Varuna, Poschiavo, Southern Switzerland) and its interpretation in terms of the geology of the catchment. *Int. Conf. on Water Resources in Mountainous Regions*, Lausanne. IAHS Publ. No. 194, p. 347-354.

Okuda, S., Suwa, H., Okunishi, K., Yokoyama, K., Nakano, M. (1980): Observations on the motion of a debris flow and its geomorphological effects. *Z. Geomorphol., Suppl.* Bd. 35, p. 142-163.

Perla, R., Cheng T.T., McClung, D.M. (1980): A two parameter model of snow avalanche motion. *J. Glaciology*, vol. 26, no. 94, p. 197-208.

Petrascheck, A. (1989): Die Hochwasser 1868 und 1987. *Wasser, energie, luft*, Jg. 81, H. 1-3, p. 1-8.

PWRI [Public Works Research Institute] (1988): Technical standard for measures against debris flow (draft). Technical Memorandum of PWRI No. 2632, Ministry of Construction, Japan.

Rickenmann, D. (1990a): Bedload transport capacity of slurry flows at steep slopes. Mitt. Nr. 103 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.

Rickenmann, D. (1990b): Debris flows 1987 in Switzerland: Modelling and fluvial sediment transport. *Int. Conf. on Water Resources in Mountainous Regions*, Lausanne. IAHS Publ. No. 194, p. 371-378.

Rickenmann, D. (1991): Modellierung von Murgängen. In: Modelle in der Geomorphologie - Beispiele aus der Schweiz, Fachtagung der Schweiz. Geomorph. Gesellsch., Fribourg, 22./23. Juni. Geogr. Inst. Univ. Fribourg. [erscheint im Frühling 1991]

Rösl, U., Schindler, C. (1990): Debris flows 1987 in Switzerland: Geological and hydrogeological aspects. *Int. Conf. on Water Resources in Mountainous Regions*, Lausanne. IAHS Publ. No. 194, p. 379-386.

Salm, B. (1966): Contribution to avalanche dynamics. *Proc. Int. Symp. on Scientific Aspects of Snow and Ice Avalanches*, Christchurch, N.Z., IAHS Publ. No. 69, p. 199-214.

Suwa, H. (1989): Field observation of debris flow. *Proc. of the Japan-China (Taipei) Joint Seminar on Natural Hazard Mitigation*, July 16-20, Kyoto, Japan, p.343-352.

Takahashi, T. (1978): Mechanical characteristics of debris flow. *ASCE, J. Hydr. Div.*, Vol. 104, No. HY8, p. 1153-1169.

Takahashi, T. (1981): Estimation of potential debris flows and their hazardous zones; soft countermeasures for a disaster. *J. Natural Disaster Science*, 3(1), 57-89.

VAW (1988): Rotten – Pfywald, hydraulisches und flussmorphologisches Gutachten. Unveröffentlichter Bericht Nr. 946 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.

VAW/EAFV (1988): Folgen der Waldschäden auf die Gebirgsgewässer in der Schweiz. *Workshop 1987. Publ. der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, und der Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (vormals EAFV)*.

Völlmy, A. (1955): Ueber die Zerstörungskraft von Lawinen. *Schweiz. Bauzeitung*, Jg. 73, Hefte 12:159-162, 15:212-217, 17:246-249, 19:280-285.

Watanabe, M., Ikeya, H. (1981): Investigation and analysis of volcanic mud flow on Mt. Sakurajima, Japan. *Erosion and Sediment Transport Measurement (Proceedings of the Florence Symposium, June)*. IAHS Publ. no. 133.

Zeller, J., Röthlisberger, G. (1988): Unwetterschäden in der Schweiz im Jahre 1987. *Wasser, energie, luft*, Jg. 80, H. 1/2, p. 29-42.

Zhang, X., Liu, T., Wang, Y., Luo, J. (1985): The main features of debris flows and control structures in Hunshui Gully, Yuannan Province, China. *International Symposium on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention*, Tsukuba, Japan, p. 181-186.

Zimmermann, M. (1990): Debris flows 1987 in Switzerland: Geomorphological aspects and meteorological conditions. *Int. Conf. on Water Resources in Mountainous Regions*, Lausanne. IAHS Publ. No. 194, p. 387-393.

Zimmermann, M. (1991): Periglaziale Murgänge. In: *Fachtagung über Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre*. Mitt. Nr. 108 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.

Geschiebelieferung durch Wildbäche

H. Kienholz, Ch. Lehmann, C. Guggisberg, R. Loat
Geographisches Institut der Universität Bern,
Hallerstr. 12, 3012 Bern
und U. Rösli (Ingenieurgeologie) und B. Wohlfahrt
(IGB), ETH-Hönggerberg, 8093 Zürich

Zusammenfassung

Auch 1987 führten Erosion, Verlagerung und Ablagerung von Feststoffen zu den meisten Schäden im Kegelbereich von Wildbächen. Die grössten Feststoffmengen wurden in Wildbächen mit grossen Lockermaterialvorräten (v.a. Altschuttmassen oder Gletschervorfelder) mobilisiert. In den 21 untersuchten Wildbächen stammte 1987 der grösste Teil der Feststofffracht aus dem Gerinne sowie den gerinnennahen Bereichen. Generell wurden durch Murgänge grössere Feststoffmengen verlagert als durch «normalen» Geschiebetransfer.

Hinsichtlich Ablauf (Prozess), Grösse der Geschiebefracht und Ausmass der Schadenwirkung war das Ereignis von 1987 in den meisten der untersuchten Wildbäche nicht aussergewöhnlich. In einem Fall (Plaunca, Graubünden) erfolgte jedoch eine dermassen gravierende Eintiefung, dass sie als Systemänderung zu werten ist. Unter dem Einfluss von vergleichbaren Witterungsverhältnissen kann sich in der Mehrzahl der Bäche ein ähnliches Ereignis wie 1987 jederzeit wiederholen.

Résumé

En 1987 l'érosion, le déplacement et l'accumulation de la charge solide ont été la cause de la plupart des dégâts dans le domaine des cônes d'alluvions. Les quantités d'alluvions les plus importantes furent mobilisées par des torrents disposant de grandes réserves de dépôts mobiles (anciennes masses d'alluvions ou environs des glaciers). En 1987, dans le cas des 21 torrents analysés, la majeure partie de la charge solide provenait du lit ou de la proximité du lit. Parmi les deux processus de déplacement, en l'occurrence le charriage et la coulée de boue, la dernière est la plus dangereuse par rapport à la quantité de matériaux mobilisée et déplacée vers le cône de déjection. Dans le cas de la plupart des torrents analysés, l'événement de 1987 n'était pas exceptionnel, en tout cas par rapport à la dynamique du processus, l'ampleur de la charge solide et l'importance des dégâts. Pour un exemple (Plaunca, Grison) il y a lieu de signaler des processus d'arrachement (qui sont à considérer comme modification de système). Pour la majorité des ruisseaux, par conditions météorologiques comparables, un événement semblable à celui de 1987 pourrait se reproduire à tout moment.

1. Einleitung und Zielsetzungen

Die Gruppe für Geomorphologie des Geographischen Instituts der Universität Bern erhielt den Auftrag, einen Teilaspekt des ganzen Problemkreises, nämlich die Geschiebelieferung von Wildbächen, den seitlichen Zubringern der Gebirgsflüsse, vertieft zu untersuchen.

Wildbäche werden in DIN 19663 (S.3) in knapp gefasster Form wie folgt definiert:

«Wildbäche sind oberirdische Gewässer mit zumindest streckenweise grossem Gefälle, rasch und stark wechselndem Abfluss und zeitweise hoher Feststoffführung.»

Hinzugefügt wird die Bemerkung: «Art und Umfang der Feststoffherde sind zusammen mit der Abflusscharakteristik entscheidend für ihre wildbachkundliche Beurteilung.» Spezifisch für Wildbäche ist gegenüber andern Fließgewässern die Möglichkeit von Murgängen:

«Muren sind eine wildbachtypische Sonderform der Hochwasserabflüsse...» (DIN 19663, S.4).

Eine spezielle Studie der Geschiebeproduktion und Geschiebelieferung in Wildbächen erschien gerechtfertigt, weil 1987, wie auch bei früheren Ereignissen, im Zusammenhang mit der Aktivität von Wildbächen vor allem die grossen Feststoffkubaturen für die Schäden im Kegelbereich verantwortlich waren.

1.1. Zielsetzungen

1. Unwetter 1987

- Ermittlung der anlässlich der Unwetter 1987 mobilisierten Feststofffrachten und der Feststoffherkunft,
- Ermittlung der Relevanz der einzelnen Geschieberherde für das Ereignis von 1987.

2. Einordnung des Ereignisses 1987 (bezüglich Punkt 1) im Vergleich mit dokumentierten früheren Schadenereignissen.

3. Charakterisierung des Einzugsgebietes bezüglich Feststofflieferung.

4. Vergleich verschiedener Bäche

- Ähnlicher / unterschiedlicher Charakter bezüglich Feststofflieferung,
- Ähnliches / unterschiedliches Verhalten anlässlich der Unwetter 1987 sowie früherer Katastrophensituationen.

1.2 Die untersuchten Wildbäche

Auftragsgemäss wurde in 15 Wildbächen auf diese vier Zielsetzungen hingearbeitet. Im Hinblick auf Folgeuntersuchungen wurden bereits ergänzende Analysen in weiteren 6 geeigneten Bächen durchgeführt.

Die 15 detailliert untersuchten Wildbäche:

Vorderrheintal:	Ferrera, Sinzera, Zavragia, Val Plaunca
Val Bedretto:	Ri di Ronco, Ri di Bedretto, Ri di Cavanna
Leventina:	Ri Bassengo, Croarescio
Valle di Blenio:	Dongia
Obergoms:	Milibach, Geschinerbach, Minstigerbach
Berner Oberland:	Saxetbach, Stegenbach

Die 6 zusätzlich bearbeiteten Wildbäche:

detailliert ausgewertet:

Vorderrheintal:	Luven, Rabius
Saastal:	Biderbach

nur in einer ersten Sichtung ausgewertet:

Obergoms:	Bächitalbach, Niderbach
Berner Oberland:	Sandbach (nur Ereignis 1989)

2. Vorgehen und Methodik

Die Datenerhebung erfolgte nach zwei verschiedenen Ansätzen:

- Direkte Erhebungen und deren Auswertung: Die Gerinne wurden abschnittsweise auf verschiedene Merkmale hin

untersucht, u. a. Gerinnegeometrie, Sohlenveränderung während des Ereignisses, Geschiebeführung und Möglichkeiten der Beeinflussung durch andere Prozesse (Hangprozesse, Seitengerinne). Die Geschiebeherde wurden separat erfasst. Erhoben wurden u. a. folgende Merkmale: Lage und Beschaffenheit des Geschiebeherdes, Prozess der Feststofflieferung und Transportweg der Feststoffe vom Geschiebeherd in das Gerinne, Aktivität in Bezug auf das Ereignis 1987. Die Abschätzung der während des Ereignisses auf den Schwemmkegel gelangten Feststofffracht erfolgte aus der Beurteilung der Vorgänge im Einzugsgebiet und im Gerinne. Die Erhebung des Feststoffpotentials im Hinblick auf ein künftiges Ereignis wurde nach den gleichen Kriterien durchgeführt. Die Felderhebungen wurden zudem durch Luftbilddauswertungen ergänzt.

- Dokumentation 1987 und Auswertung historischer Dokumente: Die wichtigsten Schrift- und Bildquellen, die zur Rekonstruktion der Bachgeschichte verwendet wurden, sind: Dokumente aus den Archiven der zuständigen Tiefbauämter, Artikel über Hochwasserereignisse aus Zeitungen und Zeitschriften, Berichte von Expertenkommissionen und Fachleuten, Lokal- und Dorfchroniken, Sagen und Legenden sowie religiöse Zeugnisse (z. B. Votivbilder in Kirchen). Eine weitere wichtige Quelle stellten mündliche Befragungen von Anwohnern sowie von Bauern, Förstern und Beauftragten an der «Front» dar. Für einen Vergleich der verschiedenen bekannten Ereignisse eines Baches untereinander oder auch der verschiedenen Bachgeschichten der untersuchten Wildbäche miteinander wurde das verfügbare schriftliche Quellenmaterial bezüglich Geschiebelieferung und Schadenwirkung interpretiert und nach einheitlichen Kriterien bewertet (vgl. Kienholz et al. 1990). Die Ereignisse wurden dann mit den beiden so erhaltenen Werten in einem Diagramm chronologisch dargestellt.

3. Geschiebeverlagerung in den untersuchten Wildbächen anlässlich der Ereignisse von 1987

Tab.1 gibt einen Ueberblick über die gesamthaft mobilisierten (Erosion), die unterwegs abgelagerten (Ablagerung) und die auf den Kegel verfrachteten Feststoffe (Feststofffracht 87) sowie über das Feststoffpotential.

Wie erwartet wurden die grössten Feststofffrachten in grösseren Einzugsgebieten (Zavragia, Minstigerbach, Saxetbach) mobilisiert. Ausnahmen sind die Plaunca, welche zwar ein kleines Einzugsgebiet aufweist, aber einen Spezialfall darstellt (Entstehung eines neuen Gerinnes durch markante Tiefenerosion), sowie die Ferrera, wo Karschwellen trotz des grossen Einzugsgebietes die Mobilisierung grösserer Feststoffbeträge verhindern. Die unterschiedlichen Feststofffrachten können auch damit erklärt werden, dass die verfrachteten Feststoffmengen im wesentlichen von der Art des Transportprozesses sowie von den geologischen Merkmalen (Altschutt/Jungschutt) der massgebenden Geschiebeherde abhängen, wie aus Bild 1a und Bild 1b zusätzlich ersehen werden kann. Bezüglich des Transportprozesses kann festgestellt werden, dass die grössten Feststoffmengen durch Murgänge verfrachtet worden sind (Sinzera, Zavragia, Plaunca, Ri di Ronco, Ri di Cavanna, Minstigerbach, Saxetbach). Die 2 aussergewöhnlichen Ereignisse in Plaunca und Minstigerbach werden weiter unten kommentiert.

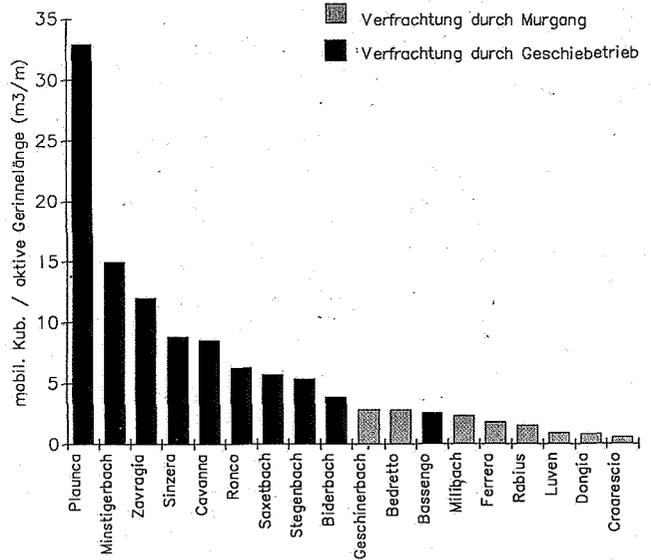


Bild 1a: Art der hauptsächlichen Feststoffverlagerung in den untersuchten Wildbächen.

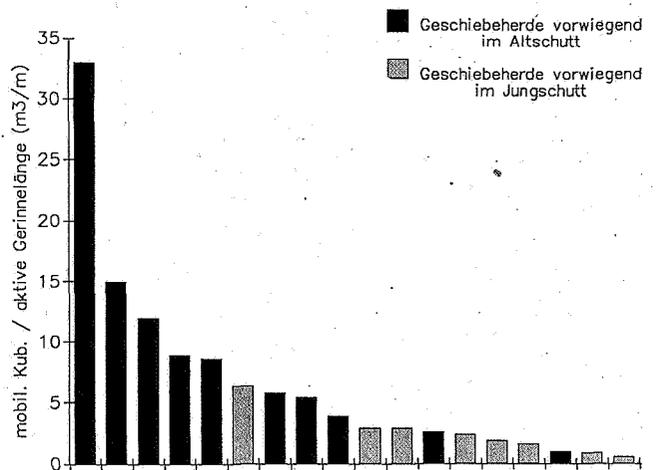


Bild 1b: Bedeutung von Altschutt und Jungschutt in den untersuchten Wildbächen. In beiden Bildern sind die erodierten Kubaturen bezüglich der 1987 aktiv gewesenen Gerinnelänge, d.h. denjenigen Teilstrecken des Gerinnes, in welchen Feststoffe erodiert, verlagert und abgelagert worden sind, dargestellt.

Die geologischen Verhältnisse haben die Ereignisse in verschiedener Hinsicht beeinflusst. So ist die heutige Ausprägung des Reliefs der Wildbacheinzugsgebiete und des Längenprofils der Gerinne weitgehend durch Anordnung und Beschaffenheit der unterschiedlichen Gesteinsschichten gegeben. Gletscher und langjährige Erosionstätigkeit (Wasser und Hangprozesse) haben das Relief weiter geformt und überprägt (z.B. Karschwellen in Milibach und Ferrera). Sehr hartes Gesteinsmaterial bildet oft Erosionsbasen, hinter welchen sich im Laufe der Zeit Flachstrecken mit grösserem Feststoff-Retentionsvermögen entwickeln konnten (z.B. Kaskaden im Bereich der Kalkschichten im Saxetbach).

In vielen Fällen hängt die Geschiebeaufbereitung von Aufbau, Art und Zustand der Festgesteine (Härte, Verwitterungsgrad, Klüftung) ab, welche sich ihrerseits auf Art und Weise der Geschiebelieferung in das Gerinne auswirken kann. So führt beispielsweise in der Zavragia die starke Zerrüttung der dauer- bis veränderlich-festen Konglomeratgneise des Ilanzer-Verrucano im oberflächennahen Bereich zu ausgedehnten Sackungs- und Rutschbewegungen.

Tab. 1: Erosion, Ablagerung, Feststofffracht 1987 und Feststoffpotential in den untersuchten Wildbächen

Bach	Erosion		Ablagerung (oberh. Endabl.)		Feststofffracht 87 (Endabl. bzw. in den Vorfluter)		Feststoffpotential pro Ereignis	
	87 real	87 max	87 real	87 max			pot real	pot hoch
	[m ³] A	[m ³] B	[m ³] C	[m ³] D	[m ³] A-C	[m ³] B-C	[m ³] E	[m ³] F
Plaunca	120000	179000	3500	3500	116500	175500	–	1) –
Minstigerbach	66000	84000	21000	22000	45000	63000	117000	178000
Zavragia	69000	97000	9800	9800	59200	87200	66000	141000
Sinzera	16000	18000	1800	1800	14200	16200	25000	2) –
Ri di Cavanna	24000	28000	6800	7000	17200	21000	19000	33000
Saxetbach	43000	62000	21600	23600	21400	40400	47000	93000
Stegenbach	14700	19000	4700	4700	9900	14300	8800	22600
Biderbach	9200	12300	6400	3) 6500	2800	5900	9000	20000
Ri Bassengo	9000	11700	2900	3500	6100	8800	36000	49000
Luvén	4100	5700	1800	1800	2300	3900	6500	20000
Ri di Ronco	21000	27000	7100	9100	13900	19900	17000	33000
Geschinerbach	5000	7400	1400	2300	3600	6000	11000	24000
Ri di Bedretto	7400	9300	6600	6600	800	2700	12200	22000
Milibach	2200	2700	900	900	1300	1800	5000	7600
Ferrera	4000	4500	200	200	3800	4300	9600	2) –
Rabius	5200	5700	2600	3000	2600	3100	8600	18000
Dongia	5600	7000	4500	5500	1100	2500	4) 1000	2500
Croarescio	2200	2200	2200	5) 2200	0	0	4) –	–
Bächitalbach	1700	1700	–	–	1700	1700	14000	20000
Niderbach	200	200	–	–	200	200	6900	2) –
Sandbach (1989)	5000	5500	3000	3700	2000	2500	6) –	–

Bemerkungen:

Erosion: «realistische» und maximale Geschiebemenge, die bei den Unwetterereignissen 1987 gesamthaft erodiert wurde.

Ablagerung: «realistische» und maximale Geschiebemenge, die in Zwischendeponien abgelagert wurde (ohne Endablagerung auf dem Kegel oder auf dem Geschiebeablagerungsplatz).

Feststofffracht: «realistisch» und maximal gelieferte Feststoffmenge (Feststofffracht = Erosion - Ablagerung).

Feststoffpotential: «realistisch» bzw. hoch geschätzte Feststoffmenge aus Gerinne- und Hangbereichen, die bei einem künftigen Ereignis bzw. bei einem angenommenen künftigen «Maximal»-Ereignis mobilisiert werden kann.

1) Aufgrund der ausgeführten Verbauungen ist eine Neubeurteilung erforderlich

2) nur als «realistisch» geschätztes Feststoffpotential erhoben

3) davon 4000 m³ im Kegelbereich

4) Die Wahrscheinlichkeit, dass wesentliche Anteile des mobilisierbaren Feststoffpotentials in den Kegelbereich gelangen, ist hier gering.

5) Die Feststofffracht ist im Geschiebeablagerungsplatz bei Rossura praktisch vollständig abgelagert worden und hat den Kegel nicht erreicht.

6) Feststoffpotential nicht erhoben

Von entscheidendem Einfluss für derartige Bewegungen sind im weiteren die hydrogeologischen Verhältnisse. So dürfte im Einzugsgebiet der Plaunca ein Quellhorizont zwischen dem durchlässigen Kristallin und den wasserundurchlässigen Phylliten bei der Auslösung der Rutschungen und schliesslich der Initialisierung der Murgänge eine entscheidende Rolle gespielt haben.

Die massgeblichen Geschiebeherde befinden sich zum grössten Teil in relativ leicht mobilisierbaren Lockermaterialmassen. Dazu gehören die Vorfelder heutiger Gletscher sowie noch vorhandene Altschuttmassen wie Moränenmaterial, glazifluviales Material, Stauschotter (z.B. Biderbach, Sinzera, Zavragia, Ri di Cavanna).

Die Mobilisierbarkeit des Sohlenmaterials im Gerinne ist nicht nur von der verfügbaren Wassermenge während eines Ereignisses abhängig, sondern auch von der Korngrößenverteilung, welche ihrerseits durch die geologischen Verhältnisse und das Ausgangsmaterial bestimmt wird. Wo das Gerinne auf Fels verläuft, ist eine grössere Feststoffauf-

nahme, mit Ausnahme von kleineren Zwischendeponien, während eines Hochwasserereignisses in der Regel nicht möglich (z.B. Dongia). In Einzugsgebieten, in welchen das Lockermaterial (Moräne) seit der letzten Eiszeit weitgehend ausgeräumt worden ist, wurden erwartungsgemäss nur relativ geringe Feststoffmengen verlagert (vgl. Bild 1b). Dies gilt beispielsweise für den Milibach, den Geschinerbach sowie für Niderbach und Bächitalbach im Obergoms. In solchen Gebieten besteht der grösste Teil des Geschiebes aus Jungschutt, der nur ratenweise als Folge der laufenden Verwitterung anfällt. Hier befinden sich im Bereich der Wildbachgerinne oft nur geringmächtige Lockermaterialmassen. (Aus Bild 1a und 1b kann nicht geschlossen werden, dass Altschutt-Geschiebeherde in Bezug auf die Auslösung von Murgängen gefährdeter als Jungschutt-Geschiebeherde sind).

Bild 2 zeigt die Herkunft des erodierten Materials, d.h. die relativen Anteile der verschiedenen Prozesse (vgl. Bildlegende) an der Mobilisierung der Feststoffkubaturen in den

einzelnen Bächen. Dabei sind sämtliche anlässlich der Unwetterereignisse 1987 mobilisierten Feststoffe berücksichtigt, ungeachtet dessen, dass ein Teil des Materials bereits vor Erreichen des Kegels abgelagert wurde. Die meisten Anteile des erodierten Materials stammen dabei aus der Sohle (Ausnahmen Dongia und Stegenbach).

Für die Gesamtheit der beurteilten Wildbäche haben die verschiedenen Feststoff-Mobilisierungsprozesse folgende Bedeutung (Bild 3): Anlässlich der Ereignisse von 1987 wurden in den untersuchten Wildbächen 83% der Feststoffe aus dem Gerinnebereich und, unter Einbezug der (Steil)runsen, 97% durch fluviale Prozesse (inkl. Murgänge) mobilisiert.

Das in einem Wildbach jeweils anfallende Geschiebe stammt nur aus einer Teilfläche des Einzugsgebiets, nämlich aus der «geschieberelevanten Fläche» (vgl. Zimmermann 1989 und Kienholz et al. 1990). Diese Teilfläche wird aufgrund vorgegebener Kriterien (Verbindung zum Gerinne, Hangneigung) definiert. Sie dient u. a. dem Vergleich verschiedener Wildbacheinzugsgebiete hinsichtlich der

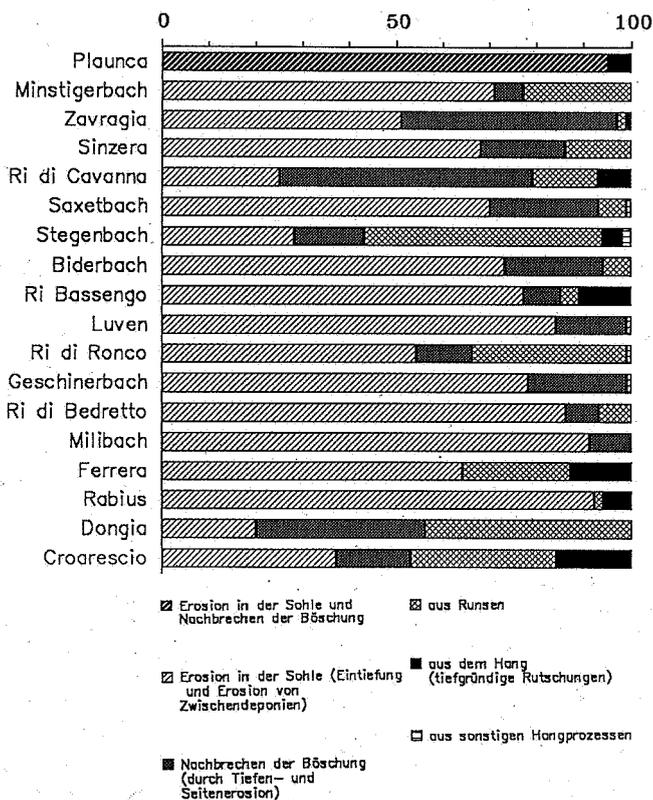


Bild 2: Relative Bedeutung der Herkunft und der Art der Mobilisierung der Feststoffe während der Unwetterereignisse 1987 in den untersuchten Einzugsgebieten.

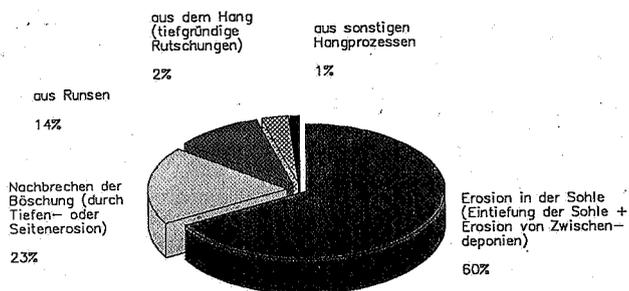


Bild 3: Herkunft und Art der Mobilisierung der Feststoffe, gewichtet nach der pro Bach mobilisierten Kubatur während der Unwetterereignisse 1987 (ohne Berücksichtigung der Werte aus der Plaunca).

geomorphologischen Auswirkungen allgemein sowie bei Hochwasser- und Murgang-Ereignissen. In Bild 4 gelten grundsätzlich die bereits bei Tab. 1 sowie Bild 1a und 1b gemachten Feststellungen. Auf die geschieberelevante Fläche bezogen kann jedoch folgendes zusätzlich festgehalten werden:

- Die Feststofffracht in der Plaunca unterscheidet sich in ihrer Menge gegenüber den Feststofffrachten anderer Bäche um eine Größenordnung. In diesem Einzugsgebiet ist durch die extreme Sohleneintiefung eine völlige Aenderung des geomorphologischen Systems eingetreten.
- Das in Bezug auf die Auslösung ähnliche Ereignis im Ri di Cavanna (Hangexplosion mit anschliessender Sohlverflüssigung) hat eine ebenfalls verhältnismässig grosse Feststofffracht mobilisiert. Dies hat vor allem im Gebiet des Anrisses und auf dem Schwemmkegel grössere Veränderungen im Gerinnebereich hervorgerufen.
- Die Bedeutung des Ereignisses im Minstigerbach ist vor allem in der Auslösung (Ausräumung eines Couloirs) und der eher ungewöhnlichen Feststoffverlagerung über eine längere Flachstrecke zu suchen.
- Am wenigsten ausgewirkt haben sich diejenigen Ereignisse, in welchen
 - die Feststoffverlagerung hauptsächlich durch Geschiebetrieb erfolgte (z. B. Milibach, Ferrera, Rabius),
 - Murgänge nicht das gesamte Gerinne hindurch wirksam waren (Saxetbach, Stegenbach, Bassengo),
 - das Gerinne auf weite Strecken auf geringmächtiger Lockermaterialsohle zwischen Felsflanken verläuft und zum Teil selbst aus Fels besteht (Biderbach),
 - ein bedeutender Anteil der Feststofffracht bereits oberhalb des Kegels zur Ablagerung gekommen ist (Riale Dongia, Ri di Bedretto, Croarescio [vgl. Fussnote bei Tab.1]),
 - an sich und speziell aus den unteren Gerinneabschnitten geringe Erosionsbeträge mobilisiert (Geschiebetrieb) worden sind (Niderbach, Bächitalbach).

Flachstrecken haben in vielen Fällen die Retention beträchtlicher Anteile des erodierten Materials als Zwischenablagerung (im unmittelbaren Gerinnebereich) oder als längerfristige Ablagerung (ausserhalb des Gerinnes) bewirkt und somit zur Reduktion der auf dem Kegel abgelagerten Feststoffmenge beigetragen. Die absolut bedeutendste Feststoffretention hat auf der langen gefällsarmen Strecke im Minstigerbach stattgefunden. Relativ gesehen als am wirksamsten erwiesen sich die sehr breite und verhältnismässig flache Gerinnestrecke im Ri di Bedretto sowie die Flachstrecke im Riale Dongia. (Zum Croarescio vgl. Tab. 1, Bemerkungen).

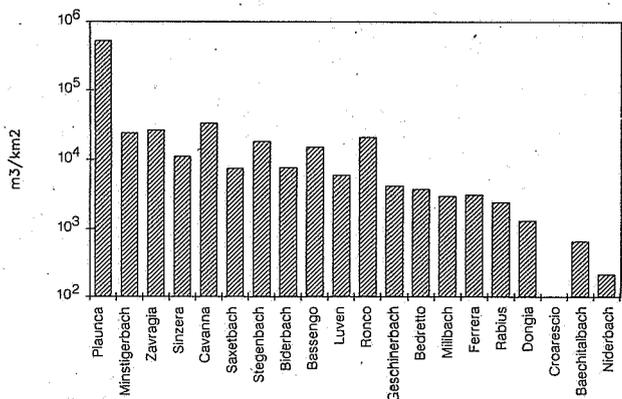


Bild 4: Feststofffracht 1987 bezogen auf die geschieberelevante Fläche.

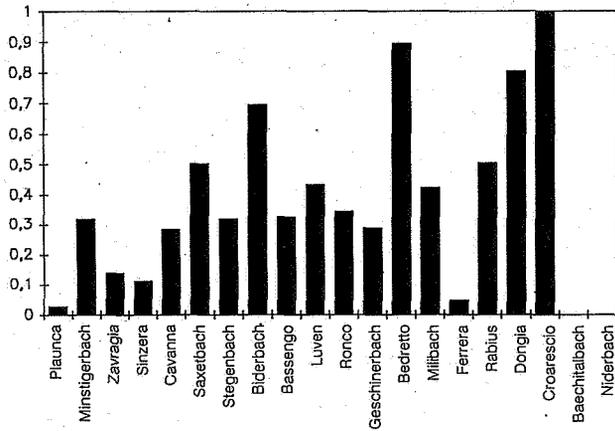


Bild 5: Anteil der oberhalb des Kegels abgelagerten Feststoffmassen an der gesamthaft mobilisierten Kubatur.

4. Vergleich der Unwetterereignisse 1987 mit früheren Ereignissen

Für diese Vergleiche wurden jeweils alle dokumentierten Ereignisse eines Wildbaches mit Hilfe von zwei Kriterienlisten (Kienholz et al. 1990: 72ff.) bezüglich Ausmass von Geschiebelerung bzw. Schadenwirkung bewertet. Anschliessend wurden die verschiedenen Ereignisse mit diesen beiden Werten in einem Diagramm chronologisch dargestellt.

Den Bewertungen zwischen (1) und (4) kommt bezüglich Geschiebefracht bzw. bezüglich allgemeine Schadenwirkung die folgende Bedeutung zu:

- (1) kleines Ereignis
- (2) mittleres Ereignis
- (3) grosses Ereignis
- (4) ausserordentliches, extremes Ereignis

Aus dem Vergleich mit früheren Ereignissen ergeben sich für jeden Wildbach Aussagen über Abnormalität, bzw. Normalität seines Verhaltens anlässlich des Ereignisses von 1987, und zwar bezüglich Geschiebemobilisierung, Geschiebeverlagerung und allgemeinem Verhalten am Kegel. Aufgrund dieser Beurteilung kann schliesslich das gesamtartige Verhalten eines Baches während des Ereignisses von 1987 als normal (N) oder als abnormal (A) und deshalb aussergewöhnlich eingeordnet werden.

Ein gesamthaft abnormales und damit aussergewöhnliches Verhalten im Vergleich mit früheren Ereignissen zeigten 1987 nur 3 der so verglichenen 17 Wildbäche. Es sind dies Plaunca, Minstigerbach, und Ri di Cavanna. Das Ereignis in der Plaunca ist als Systemänderung zu werten. Dieser Wildbach in seiner heutigen Ausprägung entstand erst 1987, nachdem durch stellenweise Erosion des zerrütteten Felsuntergrundes grosse Schuttmengen neu mobilisiert werden konnten. Aufgrund der vorhandenen Dokumente und von Zeugenaussagen muss davon ausgegangen werden, dass die Plaunca vor dem Murgang von 1987 nur ein kleines, harmloses Gerinne war, von dem auch keine früheren Ereignisse aufgezeichnet worden sind. Für Minstigerbach und Cavanna ist je ein früheres Ereignis dokumentiert. In beiden Fällen war dies aber mit grosser Wahrscheinlichkeit nicht ein Murgang gewesen wie 1987, sondern ein geschiebeführendes Hochwasser. Für die letzten zwei bis drei Jahrhunderte kann das Ereignis von 1987 mit Sicherheit als abnormal bezeichnet werden. Im Minstigerbach und in der Cavanna handelte es sich um einen Murgang, der im obersten Teil des Einzugsgebietes ein grosses Depot von Moränenmaterial ausräumen konnte.

Tab. 2: Normales/abnormales Verhalten der untersuchten Wildbäche während des Hochwasserereignisses 1987.

	Prozess d. Geschiebe-Mobilisierung	Prozess d. Geschiebe-Verlagerung	Verhalten am Kegel	Gesamtbeurteilung
Plaunca	A +	A +	A +	A !
Minstigerbach	A +	A +	N ?	A
Zavraglia	N	N	A -	N(v)
Sinzera	N	N	A -	N(v)
Ri di Cavanna	A +	A +	A +	A
Saxetbach	N	N	A +	N(*)
Stegenbach	N	N	N	N
Ri Bassengo	N ?	N	N	N
Luven	N ?	N	N	N(*)
Ri di Ronco	N ?	N ?	N ?	N ?
Geschinerbach	N	N	N	N
Ri di Bedretto	N ?	N ?	N ?	N ?
Milibach	N	N	N	N(v)
Ferrera	N	N	A -	N(v)
Rabius	N ?	N ?	N ?	N(*)
Dongia	N	N	A + ?	N(*)
Croarescio	N	A -		N(v)

- N: Ereignisablauf 1987 wie bei früheren Ereignissen
- A +: neue Geschiebeherde; anderer, ungünstiger Ereignisablauf im Hinblick auf Mobilisierung von Geschiebe und Schadenwirkung im Kegelbereich
- A -: 1987 weniger Geschiebeherde; günstiger Ereignisablauf infolge Verbauungen
- N(v): Ereignisablauf 1987 wie bei früheren Ereignissen; kleinere Schadenwirkung im Kegelbereich infolge von wirksamen Verbauungen
- N(*) : Ereignisablauf 1987 wie bei früheren Ereignissen; ungünstige Verhältnisse im Kegelbereich (zu geringe Transportkapazität trotz Verbauung, zu kleiner Brückendurchlass, Verklausung durch Holz) verursachen eine grössere Schadenwirkung
- ?: Ereignisablauf von früheren Ereignissen kann infolge fehlender oder ungenügender Information nicht sicher beurteilt und mit demjenigen von 1987 verglichen werden

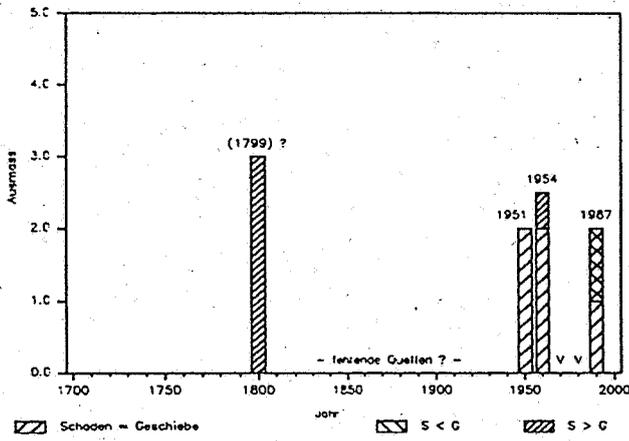
Die übrigen 14 auf diese Weise untersuchten Wildbäche verhielten sich 1987 im Vergleich mit früheren Ereignissen gesamthaft betrachtet normal.

In 5 Fällen (Ferrera, Sinzera, Zavraglia, Croarescio und Milibach) wurde die Schadenwirkung im Kegelbereich durch Verbauungen deutlich heruntersetzt oder sogar gänzlich verhindert. Im Stegenbach konnte dagegen der Geschiebeablagerungsplatz bei weitem nicht alles Material aufnehmen, so dass die übliche Ueberschwemmung des Dorfes Mitholz eintrat. Beim Ri Bassengo bewirkte der Bau eines Geschiebeablagerungsplatzes keine wirkliche Veränderung, indem an derselben Stelle jeweils bereits bei den früheren Ereignissen ein Grossteil des Materials von Natur aus abgelagert worden war.

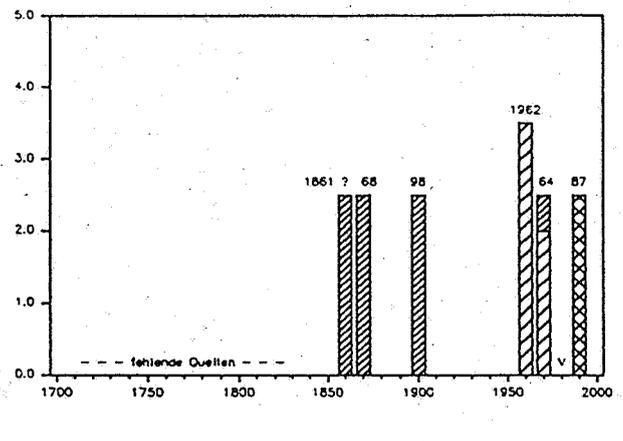
In 4 Bächen (Luven, Rabius, Dongia und Saxetbach) verlief das Ereignis bezüglich Prozess zwar normal, verursachte aber im Vergleich mit den geomorphologischen Schäden unverhältnismässig grossen materiellen Schaden im Kegelbereich. Die Ursache dafür muss im Falle von Luven, Rabius und Saxetbach in der Verstopfung von zu kleinen Durchlässen gesucht werden, was nicht selten auch nur von einem Zufall (z.B. ungünstige Lage eines mitgeschleppten Baumstammes) abhängen kann. Im Dongia war die zu geringe Transportkapazität im unteren Kegelbereich ausschlaggebend, die einen Rückstau der Wasser- und Geschiebemassen zur Folge hatte.

Im Stegenbach und im Geschinerbach verlief das Ereignis in allen Bereichen äusserst typisch, nach einem Muster, wie es in diesen Bächen schon mehrmals beobachtet wurde.

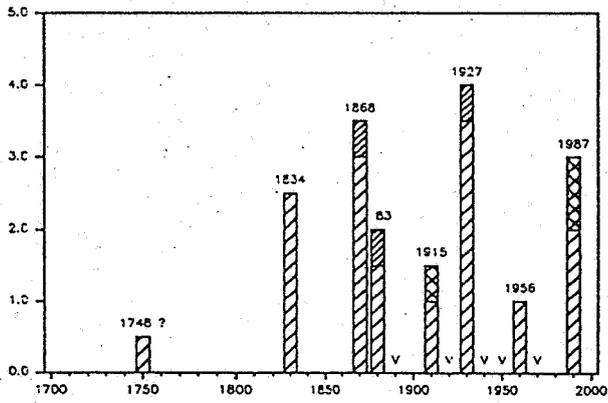
Hochwasserereignisse Ferrera



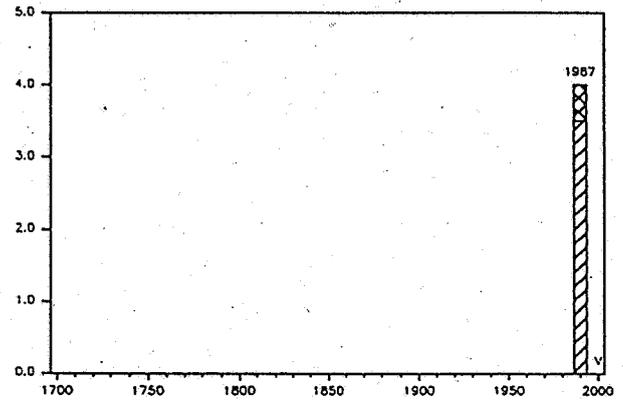
Hochwasserereignisse Sinzera



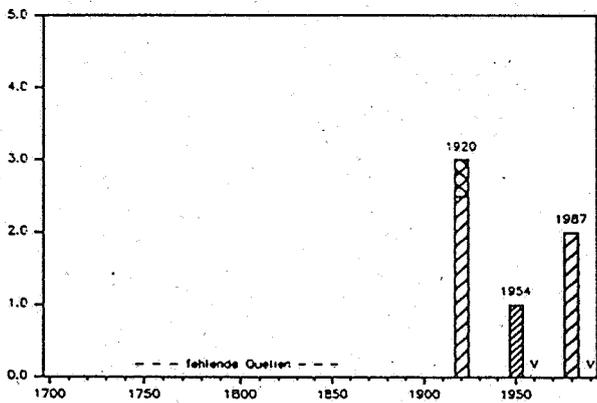
Hochwasserereignisse Zavrágia



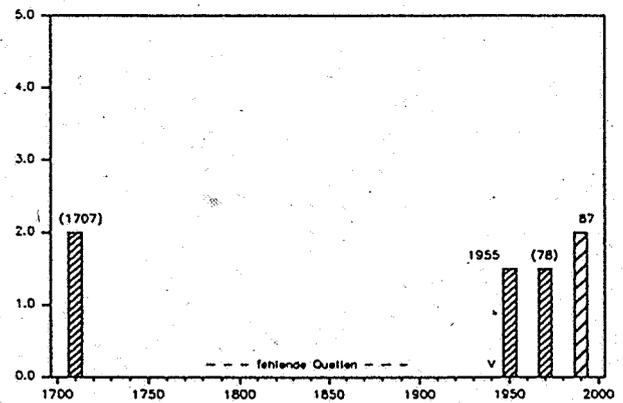
Hochwasserereignis Plaunca



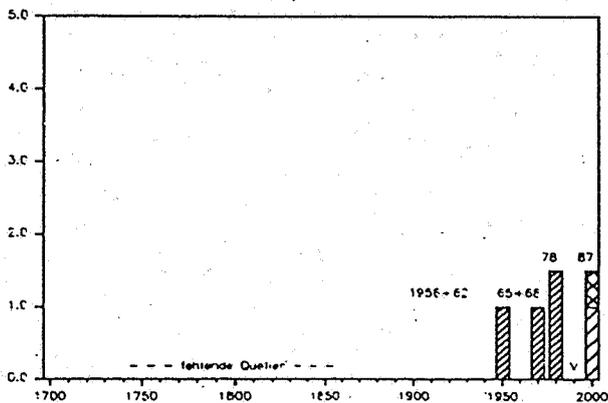
Hochwasserereignisse Luven



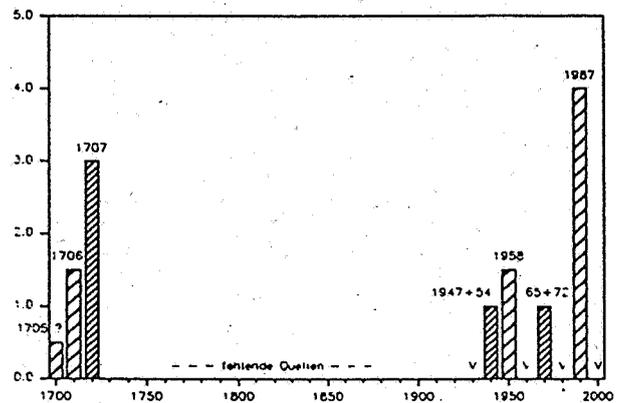
Hochwasserereignisse Geschinerbach



Hochwasserereignisse Milibach



Hochwasserereignisse Minstigerbach



Hochwasserereignisse Saxetbach

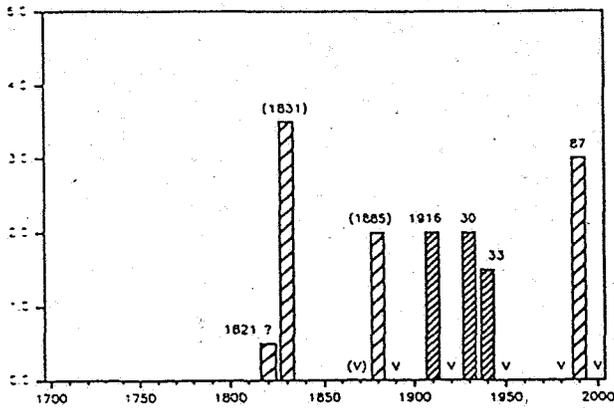
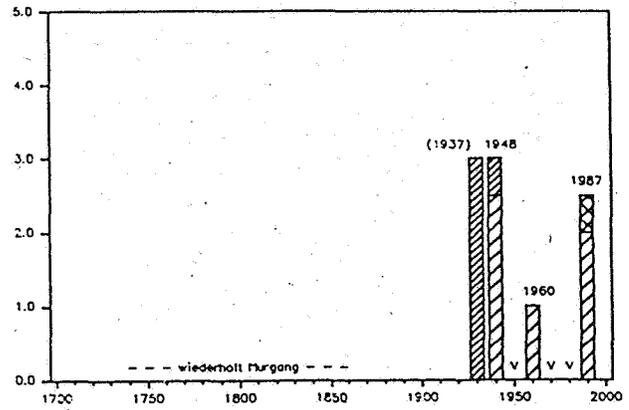


Bild 6: Ausmass von Geschiebefracht und Schadenwirkung der bekannten Hochwasserereignisse in den untersuchten Wildbächen.

Schaden = Geschiebe
 S < G
 S > G

Die unterschiedliche Schraffur der gestapelten Balken ergibt sich in erster Linie aus der graphischen Überlagerung der beiden bewerteten Merkmale. Sie zeigt den Unterschied zwischen der Bewertung nach Geschiebefracht bzw. nach Schadenwirkung (S=G: gleiche Bewertung, S<G: Trotz grosser Geschiebefracht relativ kleine Schadenwirkung, S>G: analog umgekehrt). In vielen Fällen steckt in diesem Unterschied noch eine zusätzliche Information, z. B. wenn eine grosse Geschiebefracht infolge

Hochwasserereignisse Stegenbach



neu erstellter Verbauungen einen kleineren Schaden anrichtet oder wenn eine grosse Geschiebefracht noch grösseren Schaden anrichtet, weil neue Verkehrswege oder Gebäude in ihrem Ablagerungsbereich erstellt worden sind.

Für Ereignisse, bei denen die Bewertung infolge mangelnder Informationen unsicher ist, wird die Jahrzahl in Klammern gesetzt. Ereignisse, bei denen infolge fehlender oder ungenügender Information überhaupt keine Bewertung möglich ist, werden nur mit einer Jahrzahl eingetragen. Ist das Datum nicht sicher, steht bei der Jahrzahl zusätzlich noch ein Fragezeichen. Damit der Einfluss von Verbauungsmassnahmen auf die Schadenwirkung von Hochwasserereignissen ebenfalls direkt aus dem Diagramm ersehen werden kann, sind alle ausgeführten Verbauungsprojekte mit einem V auf der Zeitachse dargestellt.

5. Zum Feststoffpotential

Parallel zu den Erhebungen der Feststofffracht 1987 wurde in den Untersuchungsgebieten auch das Feststoffpotential für künftige Ereignisse erhoben. Dabei wurde unterschieden zwischen einem «realistischen» und einem «maximalen» Potential (vgl. Tab.1). Bei letzterem wurde angenommen, dass sämtliche mobilisierbaren Feststoffe (d.h. aus dem Gerinnebereich und aus labilen Hangpartien) zur Mobilisierung von Feststoffen in Bewegung gesetzt und verlagert würden, soweit es die Transportkapazität des Gerinnes zulässt. So betrachtet bestehen in jedem der untersuchten Wildbäche (Plaunca ausgenommen) mehr mobilisierbare Lockermaterialvorräte, als im Ereignis 1987 erodiert worden sind.

Tendenziell liegen in sämtlichen untersuchten Wildbächen genügend Lockermaterialvorräte für ein weiteres Ereignis,

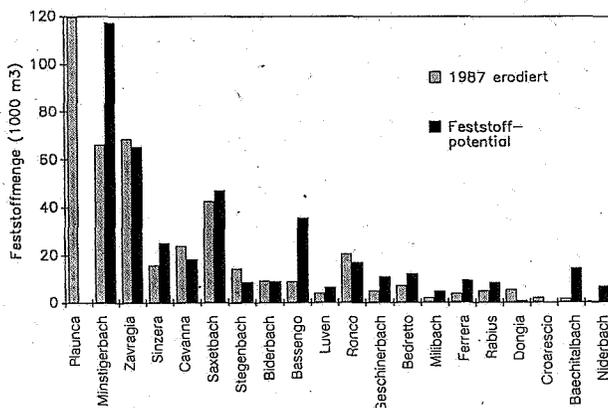


Bild 7: Erosion 1987 und Feststoffpotential in den Untersuchungsgebieten («realistische» Werte; in der Plaunca müsste aufgrund der unterdessen ausgeführten Verbauungen eine Neubeurteilung durchgeführt werden.)

das in der Grössenordnung mit dem Ereignis von 1987 vergleichbar wäre, bereit (Bild 7, «realistisches» Potential). Für einzelne Wildbäche gibt es jedoch Ausnahmen bezüglich Auslösung künftiger Ereignisse oder hinsichtlich des Feststoffvorrates:

- Im Minstigerbach ist ein Ereignis wie 1987 in absehbarer Zeit nicht mehr zu erwarten (u.a. ausgeräumte Felschlucht unterhalb des Minstigergletschers). Das ausgewiesene Feststoffpotential findet sich in verschiedenen einzelnen Runsen und Schutthalden und teilweise im Bereich der Flachstrecke. Gerade dort aber dürfte ein Teil des erodierten Materials wiederum abgelagert werden und somit den Kegel nicht erreichen.
- Weil das 1987 im Ri di Cavanna erodierte Gerinne unterhalb des Anrisses völlig ausgeräumt ist, könnte ein Ereignis wie 1987 nur eintreten, wenn wiederum eine spezielle Situation in bezug auf die Auslösung eintreffen würde. Ob dies an einer andern Stelle im Einzugsgebiet der Fall sein kann, ist fraglich. Auf dem Kegel, wo 1987 grosse Feststoffmengen infolge Seitenerosion abgetragen worden sind, wurden unterdessen Verbauungen durchgeführt.
- Zavaglia: Bei der Alp Muletg Liung sind die Gerinne zum Teil stark erodiert worden, so dass sich dort keine grösseren Feststoffreserven mehr befinden. Im Bereich der grossen Geschiebeherde dürfte jedoch eine Feststoffmenge ähnlicher Grössenordnung wie 1987 mobilisiert werden.
- Ri di Ronco: Im oberen Teil des Einzugsgebietes und oberhalb des Kegels sind 1987 grössere Feststoffmengen verlagert worden. Die Feststoffvorräte im Gerinne sind dadurch an diesen Stellen stark reduziert worden.
- Stegenbach: In einzelnen Runsen und Gerinneabschnitten, aus welchen 1987 viel Material erodiert worden ist, liegen seither nur noch geringe Feststoffvorräte.

6. Schlussbemerkungen

6.1 Folgerungen

Die hier aufgelisteten Folgerungen basieren auf Erkenntnissen, die in 21 ausgewählten Bächen und hauptsächlich auf der Analyse des Ereignisses von 1987 beruhen. Ausserdem befinden sich die untersuchten Wildbäche zum grössten Teil im Bereich kristalliner Gesteine. Eine Verallgemeinerung ist daher nicht ohne weiteres zulässig und sollte nur mit der nötigen Vorsicht erfolgen:

Aus den analysierten Ereignissen von 1987 lassen sich für die untersuchten Wildbäche folgende Erkenntnisse ableiten:

1. Der Transportprozess spielt für die mobilisierte Feststoffmenge eine bedeutende Rolle. Bezogen auf die (beim Ereignis) hinsichtlich Feststoffverlagerung aktive Gerinnelänge wurde folgendes festgestellt: Bei Murgängen, die durch das Wildbachgerinne den Schwemmkegel im Talbereich erreichen, ist die pro Laufmeter durchschnittlich mobilisierte Feststofffracht erheblich grösser als bei normalem Geschiebetrieb (Bild 1a).
 - Die Unterscheidung von murfähigen oder «nur» geschiefbeführenden Wildbächen (vgl. Aulitzky 1973) ist somit nicht nur hinsichtlich der vom Prozess her gegebenen unterschiedlichen Gefährlichkeit, sondern auch zur Beurteilung der Geschiebемobilisierung und somit letztlich auch bei der Abschätzung von bei extremen Ereignissen zu erwartenden Geschiebefrachten sinnvoll.
2. In den untersuchten Wildbächen wurden bei den Ereignissen von 1987 über 80% der Feststoffe im Gerinnebereich mobilisiert (vgl. Bild 3).
 - Dies ist ein deutlicher Hinweis darauf, dass bei der (Gefahren-)Beurteilung von Wildbächen und bei der Abschätzung der bei extremen Ereignissen zu erwartenden Geschiebefrachten in erster Priorität die Situation im Gerinnebereich zu untersuchen ist. Daneben sind in den Hangbereichen vor allem grossräumige und tiefgründige Massenbewegungen sowie grössere Seitenrutschen zu beachten, während weitere Hangprozesse in der Regel in den Hintergrund treten dürften.
 - Bezüglich Verbauungsmassnahmen im Gerinnebereich entscheiden die lokalen Gegebenheiten. Konsolidierungssperren sind dort sinnvoll, wo einer langfristigen bedeutenden Eintiefungstendenz und Destabilisierung von grösseren Flächen in Seiteneinhängen begegnet werden muss.
3. Natürliche Retentionsräume in und seitlich von relativen Flachstrecken im Mittellauf (oberhalb des Schwemmkegels) vermögen z.T. bedeutende Geschiebemengen temporär (während des extremen Ereignisses) oder langfristig zurückzuhalten. Solche natürlichen Retentionsräume reduzieren die Ereignis-Geschiebefracht am Schwemmkegel und können die Schadenwirksamkeit des Wildbaches entschärfen, sofern die unterhalb des Ablagerungsraumes liegenden Gerinneabschnitte noch soweit mit Geschiebe beschickt werden, dass es nicht zu bedeutender Erosion kommt.
 - Natürliche Retentionsräume sollten grundsätzlich nicht durch Verbauungen (Dämme usw.) ausgeschaltet werden. In vielen Fällen ist es sinnvoll, diese Räume bewusst als Überflutungs- und Übersättigungsgebiete zu bezeichnen.
4. Die Ereignisse von 1987 sind in den meisten der untersuchten Wildbäche im Vergleich mit früheren Ereignis-

sen nicht aussergewöhnlich gewesen, wenn genügend lange Zeiträume berücksichtigt werden.

- Für die Beurteilung der Wildbachgefahr lassen sich in vielen Fällen aus Aufzeichnungen früherer Ereignisse und aus Spuren im Gelände gültige Schlüsse auf künftige mögliche Ereignisse ziehen.
- Im Zusammenhang mit Wildbächen, mit der Wildbachgefahr und mit Verbauungsmassnahmen sind langfristig angelegte Überlegungen und Konzepte angezeigt.

6.2 Empfehlungen

Die folgenden Empfehlungen ergeben sich teils aus den durchgeführten Untersuchungen, teils auch aus weiterer Erfahrung und aus konzeptionellen Überlegungen. Sie zielen auf organisatorische Massnahmen und praktische Reaktionen ab.

6.2.1 Kataster und Ereignisdokumentation

Abgesehen von den Kenntnissen, die alteingesessene Bewohner der Gebirgstäler über ihr Gebiet z.T. haben und über welche die Fachleute an der «Front» (Forstleute und Wasserbauer) verfügen, sind viele Wildbäche in der Schweiz, auch solche, die Siedlungs- und Verkehrsräume bedrohen, nur unvollständig und sehr unterschiedlich dokumentiert. Ähnlich, wie dies für die Lawinenzüge heute in hohem Ausmass der Fall ist, müsste in der Schweiz ein einheitlicher Wildbachkataster erstellt werden.

Ein solcher Kataster muss primär aus einer einheitlich strukturierten Grunddokumentation über die «technischen Daten» des einzelnen Wildbaches bestehen.

Zusätzlich zur Grund-Dokumentation ist eine Ereignis-Dokumentation zu führen. Dokumentierte Erfahrungen aus dem einzelnen Ereignis, aus der Rekonstruktion der Kausalitäten und der Prozessabläufe sind eine wichtige Grundlage für eine systematische Sicherheitsplanung.

Deshalb empfehlen wir hier die Schaffung einer auf Bundesebene koordinierten Organisationsstruktur, die im Falle von gefährlichen und schadenbringenden Naturereignissen deren Dokumentation sicherstellt (Pikettdienst). Die Einsätze müssen möglichst unabhängig und parallel zu den Hilfs- und Rettungseinsätzen erfolgen. Neben der Sicherstellung einer hochqualitativen Luftbilddokumentation (IR-Bilder) muss eine sofortige Dokumentation (Hydrologie, Geologie und Geomorphologie) und erste Interpretation der Spuren im Gelände durch Experten sichergestellt werden.

6.2.2 Systematische Wildbach-Gefahrenbeurteilung

Entwicklung eines Verfahrens zur Abschätzung von Geschiebefrachten in Wildbächen

In Berücksichtigung der Tatsache, dass publizierte Verfahren zur Abschätzung der Geschiebefracht (s. Übersicht in Zollinger 1983, S. 134) entweder viel zu grob oder aber dann für die Praxis zu aufwendig sind, gilt es, ein Verfahren zu entwickeln, das einerseits der Individualität der Wildbäche Rechnung trägt, das aber andererseits die unumgänglichen Felderhebungen aufgrund konkreter Kriterien so steuert, dass der Aufwand auch für die Praxis vernünftig wird. Nur so kann gewährleistet werden, dass in Zukunft bei der Beurteilung der Wildbäche und bei der Dimensionierung von Wasserbauten in Wildbächen realistische Feststofffrachten zugrunde gelegt werden und auch klare Vorstellungen über die zu erwartenden Verlagerungsprozesse (Geschiebetrieb, Murgang) bestehen. Geeignete Schätzformeln (z.B. Haeberli et al. 1990) können dabei dem Quervergleich und einer Eingrenzung der Werte nach oben dienen.

Wildbachkegel: Gefährdung von Siedlung und Infrastruktur
Fluten und Geschiebe werden vor allem in den oft (z. T. zunehmend) besiedelten Kegelbereichen schadenwirksam. Die systematische Ermittlung der entsprechenden Gefahrenzonen fehlt in der Schweiz in weiten Teilen, dies im Gegensatz zur weiter fortgeschrittenen Ausscheidung der Lawinengefahrenzonen. Die anhaltende bauliche Expansion bedeutet vielerorts auch Eingriffe in die Abfluss- und Transportmöglichkeiten des Baches selbst. Abflussbehindernde Brücken oder Durchlässe führten 1987 zu unkontrollierten Austritten von Wasser und Feststoffen. Zusammen mit den Erkenntnissen über Wasser- und Geschiebeführung sowie über die Möglichkeit von Murgängen geht es um eine systematische Erfassung und Kontrolle der Problembereiche und die Einleitung entsprechender aktiver und passiver Massnahmen. Letztere beinhalten u. a. eine systematische Ausscheidung von Gefahrenzonen (Aulitzky 1973, Kienholz 1977, 1981, Zollinger 1976).

6.2.3 Verbauungen

Es darf grundsätzlich nicht erwartet werden, dass mit Verbauungen absolute Sicherheit erreicht werden kann. Diese Prämisse entbindet jedoch nicht davon, bei notwendigen Massnahmen ein klares Schutzziel zu definieren, ein Konzept zu entwickeln und dieses schliesslich in entsprechender guter Qualität auszuführen.

In den untersuchten Wildbächen handelte es sich bei den bestehenden Verbauungen von wenigen Ausnahmen abgesehen nicht um Sperrenbauten im Mittellauf, sondern um Geschiebeablagerungsplätze und Kanalisierungen im Kegelbereich. Diese Massnahmen haben sich unterschiedlich bewährt. Der grosszügig konzipierte Geschiebeablagerungsplatz in der Sinzera hat 1987 grössere Schäden auf dem Kegel verhindert, wie dies der Vergleich mit früheren Ereignissen zeigt. Andere Geschiebeablagerungsplätze (z. B. Stegenbach sowie aus anderen Untersuchungen: Aellowibach in Grindelwald, Rigi Nordlehne, Emmental, Bäche bei Davos usw.) haben jedoch nicht genügt oder wiesen Mängel auf (kein genügender Erosionsschutz im Kanal unterhalb von Geschiebeablagerungsplätzen). Eine vorgängige Abklärung der möglichen geschiebeverlagernden Prozesse (Geschiebetrieb oder Murgang) und die Erhe-

bung der im betreffenden Wildbach zu erwartenden Geschiebefracht für die Dimensionierung von Geschiebeablagerungsplätzen erscheint dringend notwendig. Auch wenn es oft (je nach Schutzziel) nicht sinnvoll ist, die Massnahmen auf das grösstmögliche Ereignis zu dimensionieren, so muss doch auch in diesen Fällen erwartet werden, dass dies bewusst, d. h. unter Inkaufnahme eines festgelegten Restrisikos erfolgt.

Wegen viel zu gering dimensionierter Durchlässe und Brückenöffnungen ist es verschiedenorts zu Gerinneverstopfungen, Austritten von Wasser und Geschiebemassen und damit zu erheblichen Schäden gekommen (z. B. in Rabius). In solchen Fällen nützen auch an sich genügend dimensionierte Kanalbauten oder Schussrinnen nichts. Daraus leitet sich die klare Forderung einer Gesamtkonzeption und Koordination ab.

Literaturverzeichnis

- Aulitzky, H. (1973): Die Berücksichtigung der Wildbach- und Lawinengefahrgebiete als Grundlage der Raumordnung von Gebirgsländern. 100 Jahre Hochschule f. Bodenkultur, Bd. IV, Teil 2: 81-113, Ver. z. Förd. d. forstl. Forschung in Oesterreich, Wien
- DIN 19663, (1985): Wildbachverbauung; Begriffe, Planung und Bau. Deutscher Normenausschuss, Berlin
- Haeblerli W., Rickenmann D., Roesli U., Zimmermann, M. (1990): Murgänge 1987: Dokumentation und Analyse. Mitt. der Versuchsanst. für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie. ETHZ. Zürich (in Vorb.)
- Kienholz, H. (1977): Kombinierte geomorphologische Gefahrenkarte 1:10 000 von Grindelwald mit einem Beitrag von W. Schwarz. Geographica Bernensia, Geogr. Inst. Univ. Bern, 204 S.
- Kienholz, H. (1981): Zur Methodologie der Beurteilung von Naturgefahren – Probleme der rationellen Beurteilung und Kartierung unter Wahrung von sachlicher Richtigkeit und genügender Nachvollziehbarkeit. Geomethodica (= Veröff. 6. Basler Geometh. Kolloquium) Bd. 6: 25-56, Basel
- Kienholz, H., Lehmann, C., Guggisberg, C., Loat, R., Mit Beiträgen von Rösli, U. und Wohlfahrt, B. (1990): Geschiebeherde und Geschiebelieferung in Wildbächen. Schlussbericht Ursachenanalyse Unwetter 1987, Geogr. Inst. d. Univ. Bern
- Zimmermann, M. (1989): Geschiebeaufkommen und Geschiebewirtschaftung – Grundlagen zur Abschätzung des Geschiebehaushaltes im Emmental. Geographica Bernensia, G 34, Geogr. Inst. Univ. Bern
- Zollinger, F. (1976): Die Ausscheidung von Gefahrenzonen. Dok. u. Inf. z. Schweizer. Orts-, Regional- u. Landesplanung. Disp. Nr. 42: 28-38, ORL ETH, Zürich
- Zollinger, F. (1983): Die Vorgänge in einem Geschiebeablagerungsplatz. Diss. ETH Nr. 7419, Zürich

Ursachenanalyse Hochwasser 1987

Teilprojekt Schwemmholz

Robert Bänziger

Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und
Landschaft, 8903 Birmensdorf

Zusammenfassung

Aufgrund der Resultate der systematischen Erfassung von Zeitungsartikeln und einer breit gestreuten Befragung konnte ein Überblick über die grossen Schwemmholzverlagerungen und die dadurch verursachten Schäden gewonnen werden. Am Fallbeispiel Obergoms wurde die Herkunft und Menge des mitgerissenen Holzes mittels Photogrammetrie und Felduntersuchungen genauer bestimmt. Angesichts der ausserordentlichen Seltenheit der Ereignisse darf das Auftreten von schwemmholzbedingten Schäden nicht erstaunen. Einige einfache Massnahmen können zukünftig das entsprechende Schadenpotential jedoch weiter verringern.

Résumé

Les résultats d'un recensement systématique d'articles de journaux et d'enquêtes menées sur une grande échelle ont permis d'établir une vue d'ensemble des déplacements de bois flottants et des dégâts qu'ils entraînent. Lors de l'étude de cas réalisée dans la vallée de Conches, c'est à l'aide de la photogrammétrie et d'analyses réalisées sur place qu'il a été possible de déterminer de manière plus précise l'origine et la quantité de bois emportés. Etant donné l'extrême rareté de l'événement, les dégâts causés par les bois flottants ne sont pas surprenants. Il suffira de prendre quelques modestes mesures pour diminuer encore le potentiel des dommages qui résultent de ces circonstances.

Im Verlauf der Unwetterereignisse im Sommer 1987 geriet auch Schwemmholz immer wieder in die Schlagzeilen. Deshalb wurde in einem Teilprojekt der Versuch unternommen, Umfang und Bedeutung dieser Schwemmholzproblematik in jenem Sommer zu erfassen. Insbesondere waren die Fragen nach regional gehäuften Auftreten (und dessen Gründe), Herkunft, Grössenverteilungen und Ablagerungs-orten von Schwemmholz zu beantworten. Auch interessierten die Bedingungen, die zur Entstehung von Verklausungen oder anderen Schäden führten. Aus den Erkenntnissen waren Schlussfolgerungen für künftige schadenmindernde Massnahmen zu ziehen.

Neben dem systematischen Erfassen von zu diesem Thema erschienenen Zeitungsartikeln wurde auch eine breit gestreute Befragung durchgeführt. Dies führte zu einem Gesamtüberblick über das Schwemmholzgeschehen. In Abbildung 2 sind beispielsweise die von den Befragten gemeldeten Schwemmholzverlagerungen im Einzugsgebiet des Bodensees dargestellt.

Für das Fallbeispiel Obergoms und Bedrettal konnte aufgrund photogrammetrischer Auswertungen festgestellt werden, wo Holz abgeschwemmt worden war. Aufgrund von Luftbildinterpretation und Feldbegehungen konnte die Menge des abgeschwemmten Holzes bachnaher Herkunft (Auenwälder, Ufervegetation) abgeschätzt werden.

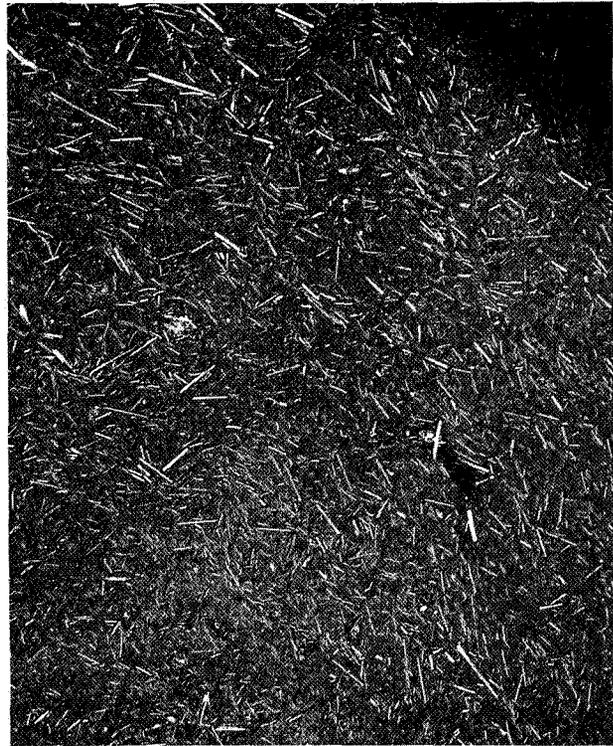


Abbildung 1: Schwemmholzteppich auf dem Bodensee. Man erkennt ein Boot. Dieser Grössenvergleich erlaubt es, die Grössenverteilung des abgebildeten Schwemmholzes zu schätzen. Die längsten Stücke sind ca. 7-8 Meter lang.

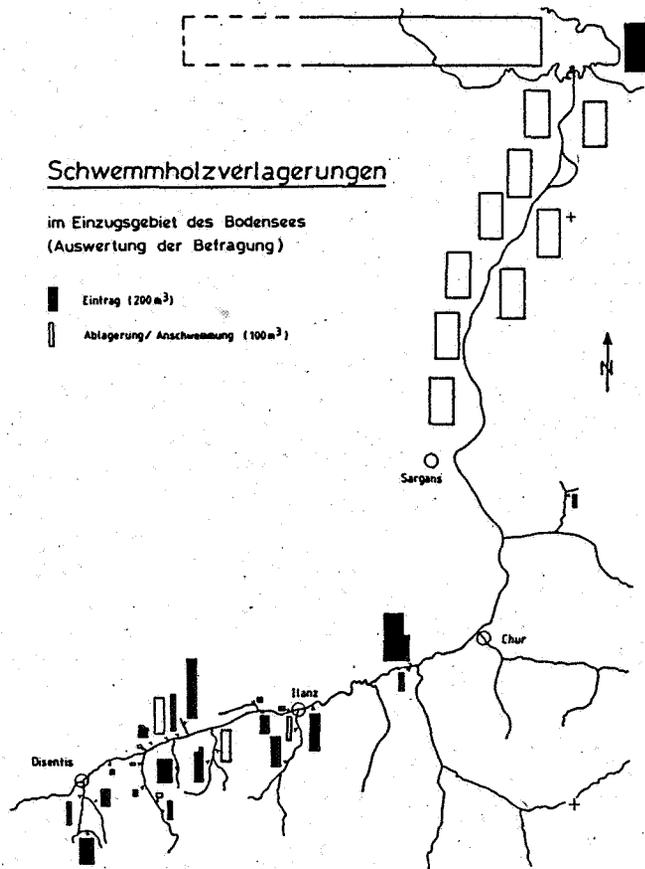
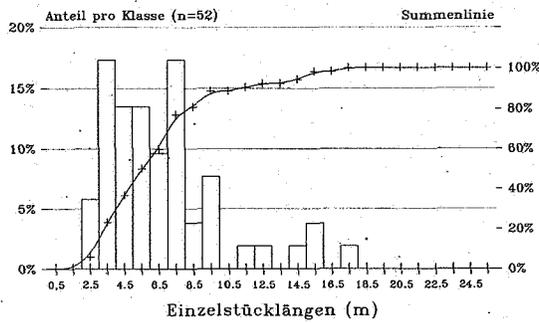


Abbildung 2: Schwemmholzverlagerung im Einzugsgebiet des Bodensees, aufgezeichnet aufgrund der Befragungsergebnisse. Die Menge des vermissten Holzes ist um ein vielfaches kleiner als diejenige des angeschwemmten.

Schwemmholz – Längenverteilung in den 1987 vom Hochwasser ausgeräumten Bächen



Schwemmholz – Längenverteilung in den 1987 vom Hochwasser nicht ausgeräumten Bächen

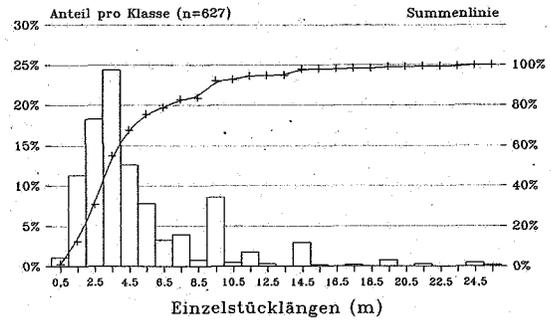


Abbildung 3: Grössenverteilung des Totholzes in Obergommer Seitenbächen nach dem Hochwasser. In den ausgeräumten Bächen ist das wenige noch – oder wieder – vorhandene Holz im Durchschnitt länger.

Ausgedehnte Begehungen in Obergommer Seitenbächen mit Messung der dabei angetroffenen Totholzvorräte erlaubten es zudem, die Menge an Lawinenholz zu schätzen, die aus diesem Tal fortgeschwemmt worden ist. Es können auch Angaben über die Grössenverteilung des Totholzes in den Seitenbächen gemacht werden (siehe Abbildung 3). Weitere Untersuchungen über Zerkleinerungsraten und Eintragsdaten führten nicht zu klaren Ergebnissen. Einige wichtige Erkenntnisse werden in den folgenden Punkten zusammengefasst:

- angesichts der sehr kleinen Eintretenswahrscheinlichkeit der 1987 gemessenen Hochwasserabflüsse und der geltenden Verbauungsphilosophie im Wasserbau (Verbauung auf rund 100 – jährliche Hochwasser) ist es normal oder sogar richtig, dass 1987 Schäden aufgetreten sind. Dass diese auch die Schwemmholzproblematik betrafen, ist weiter nicht verwunderlich.
- Vorab in den Einzugsgebieten von Bodensee und Genfersee, aber auch Urnersee und Langensee kam es zu grossen Schwemmholzverlagerungen.
- Das Schwemmholz stammte aus weggeschwemmten Holzlagern und Kunstbauten, Lawinenholz, aus Rutschungen und von mitgerissenen Uferbestockungen und Auenwäldern. Aus dem Obergoms wurde insgesamt rund 1700 m³ mitgerissen. Dieses Holz verteilte sich folgendermassen auf die verschiedenen Herkunftsorte:

Auenwald:	19% (ca. 329 m ³)
Uferbestockung:	12% (ca. 198 m ³)
Rutschungen:	17% (ca. 285 m ³)
Totholz:	35% (ca. 600 m ³)
Holzlager und Bauten:	17% (ca. 300 m ³)

Diese Aufteilung des Schwemmholzes auf die verschiedenen Herkunftsorte dürfte ein Merkmal des betrachteten Einzugsgebietes sein und kann deshalb nicht übertragen werden. Der Anteil des aus auenwaldähnlicher Vegetation stammenden Holzes wurde von den Befragten mit 600 m³ (oder 52% des vermissten Holzes) überschätzt.

- Im Obergoms hätte deutlich mehr Lawinenholz abgeschwemmt werden können (Potential 3000 – 5000 m³, mitgerissen wurden 600 m³).
- In den Seen wurde wesentlich mehr Holz angeschwemmt als im Unwettergebiet nachher fehlte. Demzufolge stammte viel Holz aus diffusen Quellen entlang des ganzen Gerinnes.
- Es wurden relativ wenig Schäden registriert, die direkt auf den Einfluss von Schwemmholz zurückzuführen sind. Einige spektakuläre Verklausungen fanden dennoch statt (Wehre Fiesch, Mörel, Airolo, Brücke Oberwald). Viele

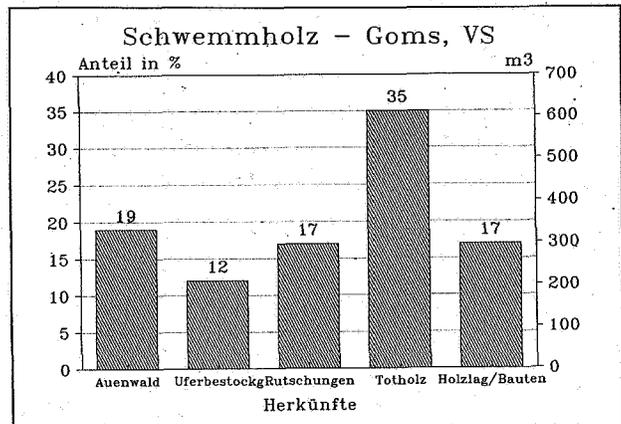


Abbildung 4: Herkunftsorte des Schwemmholzes.

- Verklausungen konnten vermutlich durch den Einsatz von Hilfsmannschaften zur Holzdurchleitung verhindert werden.
- Schwemmholz dürfte während des Transports relativ rasch auf eine Maximallänge von rund 10 Meter zerkleinert werden.
- Mitgerissene bachnahe Vegetation: Für das Bedretto und das Obergoms wurden entsprechende photogrammetrische Auswertungen durchgeführt. Die weggeschwemmten Waldflächen sind im Massstab 1 : 5000 kartiert worden.
- Als schadensvermindernde Massnahmen werden vorgeschlagen:
 - Keine Holzlager an Ufern von Gewässern.
 - Zerkleinern oder wo möglich Entfernen von Lawinenholz aus Wildbächen.
 - Sicherungsarbeiten an Erosionsflächen incl. Entfernen von Bäumen an deren oberen Begrenzung.
 - Hindernisfreie Ausführung neuer Bauwerke.
 - Bergseitige Verschalung von Fachwerkstrukturen.
 - In gewissen Fällen Anordnung von Holzrückhalteanlagen oberhalb gefährdeter Bauwerke.

Literatur:

Martini, O. 1981: Die Hochwasserkatastrophe 1978 am Ausgleichsbecken Palagnedra; in: Verhandlung von Stauhaltungen und Speicherseen im Alpenraum, S.233 – 247. Mitteilungen Nr. 53 VAW, Zürich.

Vischer, D. und Gysel, M. 1969: Die Bewältigung des Geschwemmsels in Flusskraftwerken. In: Wasser- und Energiewirtschaft, 61: 352 – 359.

Bildnachweis:

Abbildung 1: Luftbild Albrecht Brugger, Stuttgart. (Freigegeben vom Reg.Präsidium Stuttgart, Nr. 2/60634 C).

Flussmorphologie und Geschiebehauhalt im Reusstal während des Ereignisses vom 24./25. August 1987

Gian Reto Bezzola, Ronald Hunziker, Martin Jäggi
Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und
Glaziologie der ETH Zürich, 8092 Zürich

Zusammenfassung

Der hohe Anteil an Residualblöcken verleiht dem Reussbett eine hohe Stabilität, so dass nur extreme Abflüsse das Flussbett verändern. Das Geschiebe, das beim Ereignis von 1987 durch die Reuss umgelagert wurde, stammte aus unmittelbarer Gerinnenähe. Die Wirkung der massiven Einträge beschränkte sich auf eine relativ kurze Flussstrecke.

Résumé

La grande proportion de blocs résiduels stabilise bien le lit de la Reuss; seuls des débits exceptionnels peuvent encore déformer le lit. Ses alluvions charriées lors de la crue de 1987 provenaient du voisinage immédiat de la rivière. L'effet de l'apport massif des matériaux ne s'est étendu qu'à un tronçon de rivière relativement court.

Die Reuss zwischen Göschenen und Urnersee

Das Reusstal zwischen Göschenen und Amsteg zeigt ein typisches postglaziales Relief. Das ursprüngliche durch den Reussgletscher geformte Trogtal ist zu einem grossen Teil durch Lockermaterialien überdeckt. Diese bestehen aus Moränen des Reussgletschers, deren Material teilweise fluvial verschwemmt ist, aus Runsenschutt und Bergsturzmaterial und aus feineren Ablagerungen, welche sich in den Seen hinter den Endmoränen des sich zurückziehenden Reussgletschers gebildet haben (Schindler, 1972). In diesen Lockermaterialien bildete die Reuss seit dem Ende der letzten Eiszeit ihr Bett, wobei heute an einigen Stellen der wenig unter der Flusssohle verlaufende Fels zutage tritt. Markant sind die Felsdurchbrüche ob Wattingen und beim Pfaffensprung. Das Gefälle der Reuss variiert zwischen 2.5 und 7%, ausser im Bereich einer Steilstufe eingangs des Intschitobels mit einem Gefälle von rund 18%.

Charakteristisch für das heutige Reussbett zwischen Göschenen und Amsteg ist die starke, lokal variable Präsenz von Residualblöcken mit Durchmesser bis zu 5 m und mehr, welche im Laufe der Zeit von der Reuss aus dem anstehenden Material freigespült wurden oder welche von den Flanken abgebrochen und in das Flussbett hinuntergestürzt sind. Diese Blöcke konnten in der Folge wegen ihrer grossen Masse durch die Kraft des Abflusses nicht mehr fortbewegt werden.

Auf der Schwemmebene unterhalb von Amsteg floss die Reuss vor ihrer Korrektur ursprünglich als alluvial verzweigter Fluss dem Urnersee entgegen. An verschiedenen Stellen wurde dabei der Fluss jedoch markant eingeeengt, sei es beim Durchbruch der Endmoräne des Reussgletschers bei Bielenhofstatt oder durch Schwemmkegel seitlicher Zubringer. Diese Schwemmkegel bestimmen auch noch heute den Verlauf der Reuss auf dem Talboden; bei Silenen wird die Reuss durch den Schwemmkegel des Schipfenbachs an die linke Talflanke gedrängt, derjenige

des Alpbachs bei Erstfeld bewirkt eine Umlenkung des Flusslaufs, und bei Attinghausen fixieren die beiden gegenüberliegenden Schwemmkegel des Schächens und des Chummetbachs den Reusslauf. Charakteristisch für diesen unteren Abschnitt ist neben dem Gefällsknick bei Silenen auch die Fixierung des Flusslaufs im Längenprofil durch die Schächemündung, welche als «Schwelle» wirkt. Die Abnahme des Längsgefälles der Reuss gegen den Urnersee hin macht sich auch in einer starken Abnahme der Korngrössen bemerkbar.

Sohlenerosion im Mittellauf (Göschenen–Amsteg)

Die Präsenz von Gröbtkomponenten in der Flusssohle, welche selbst bei extremen Abflüssen nicht oder kaum bewegt werden können, macht eine differenziertere Betrachtung des Sohlenmaterials notwendig. Es wird unterschieden zwischen dem transportierbaren Grundmaterial und den selbst bei Extremereignissen nicht transportierten Gröbtkomponenten. Der Grenzwert für ein Korn, das bei einem Abfluss in der Grössenordnung desjenigen von 1987 nicht mehr transportiert wird, liegt bei rund 1 bis 1.5 m, je nach Längsgefälle und Querprofilform.

Durch hydraulische Sörtierung hat sich im Laufe der Zeit an der Sohlenoberfläche eine grobe Deckschicht gebildet, welche gegen den Angriff von Strömungskräften bei Hochwasser einen verhältnismässig grossen Erosionswiderstand aufweist. Aus dieser Deckschicht ragen die isolierten oder in Strukturen zusammengesetzten Gröbtkomponenten. Diese wirken als Makrorauhigkeitselemente und erhöhen den Fließwiderstand des Gerinnes. Sie stören den Abfluss und bewirken Ablösungen. Ein gewisser Teil der Energie des Abflusses wird dadurch an solchen Hindernissen und an Gerinneunregelmässigkeiten vernichtet. Damit wird die auf die Sohle wirkende Schubspannung reduziert (Whittaker et al., 1988). Für die Berechnung des Erosionsbeginns wurde deshalb ein Konzept mit einer Aufteilung des Energieliniengefälles J in ein reines Reibungsgefälle J' und ein Formverlustgefälle J'' angewandt (gemäss Meyer-Peter und Müller, 1948). Für die Bestimmung der auf die Sohle wirkenden Schubspannung ist das reine Reibungsgefälle J' massgebend.

Die Grössenordnung des Grenzabflusses für den Erosionsbeginn, der auf dieser Basis für eine Querprofilgeometrie vor dem Ereignis 1987 berechnet wurde, liegt bei 300 bis 400 m³/s. Solche Abflüsse wurden vor 1987 während Jahrzehnten kaum erreicht. Somit war die Reusssohle im Abschnitt zwischen Göschenen und Amsteg vor 1987 vermutlich während mehrerer Jahrzehnte stabil und hat kaum auf menschliche Eingriffe wie Einengungen (Raum Göschenen/Teufelsstein) und leichte Uferverbauungen reagiert. Während des Ereignisses von 1987 wurde der Schwellwert für den Erosionsbeginn auf dem grössten Teil des Mittellaufs erreicht und überschritten. Das Hochwasser bewirkte aber nirgends markante Tiefenerosionen. Die beginnende Erosion und die Bewegungen der Gröbtkomponenten der Deckschicht dürften rasch zu einem Kollaps der Ufer geführt haben, welche in unverbauten Strecken oft eine geringere Erosionsresistenz (Moränenmaterial mit geringerem Residualblockanteil als im Bereich der Flusssohle, künstliche Schüttungen aus feinem Material oder Hangschutt) aufweisen als die Reusssohle selbst. Die Durchnässung der teilweise recht steilen Uferböschungen bewirkt zudem bereits bei geringen Erosionen am Böschungsfuss eine beträchtliche Reduktion der Standsicherheit und fördert das Nachrutschen grösserer Böschungspartien (Corominas und Alonso, 1990).

Die resultierende Seitenerosion war im Mittelteil der Reuss der dominierende Schadensprozess und führte zu einer Verbreiterung des aktiven Flussbettes auf ungefähr das Doppelte der ursprünglichen Breite. Unzählige Uferabbrüche führten zu massiven Geschiebeeinträgen in das Reussgerinne. Verbreiterung und Geschiebeeinträge bewirkten die Entlastung der Sohle und damit wurde eine weitere Eintiefung verhindert.

Numerische Simulation

Der Geschiebehaushalt der Reuss zwischen dem Urnerloch und der Mündung in den Urnersee während des Hochwassers von 1987 wurde mit dem Modell MORMO (Hunziker und Jäggi, 1988) numerisch simuliert. Der betrachtete Zeitraum umfasst 29½ Stunden, vom 24. August 01.00 Uhr bis zum 25. August 06.30 Uhr.

Die Geschiebeeinträge in das Reussgerinne wurden aufgrund des Erosionskatasters Uri (Gübeli, 1990) festgelegt. Dabei wird für die numerische Simulation unterschieden zwischen:

- Schwebstoffen, welche nicht zu morphologischen Veränderungen des Flussbetts beitragen und durch die betrachtete Flussstrecke problemlos durchgeschwemmt werden und deshalb in der Simulation nicht berücksichtigt werden
- und Geschiebe, welches zur Umgestaltung des Flussbetts beiträgt und deshalb auch als bettbildendes Material bezeichnet wird.

Die Unterscheidung der Materialeinträge nach Gübeli in Grob- und Feinteile ist eine geologische Klassierung, welche mit der flussmechanischen Unterscheidung zwischen Geschiebe und Schwebstoffen nicht identisch ist.

Aufgrund der Fließgeschwindigkeiten im betrachteten Abschnitt kann die Grenze zwischen Schwebstoffen und Geschiebe auf einen Korndurchmesser von etwa 0.2 bis 0.5 cm festgelegt werden. Der Geschiebeanteil an den gesamten Erosionskubaturen ist aber recht schwierig abzuschätzen, da die Kornverteilungen der erodierten Materialien nur un-

genügend bekannt sind. Die reinen Geschiebeeinträge (Erosionsvolumen minus Schwebstoffanteil) können nur durch einen Vergleich der Resultate aus der numerischen Simulation mit Naturbeobachtungen näher eingegrenzt werden. Im vorliegenden Fall erlaubte eine iterative Anpassung der berechneten und beobachteten Geschiebeablagerungen im Mittellauf eine solche Kontrolle der Aufteilung in Geschiebe und Schwebstoffe.

Die Angaben des Erosionskatasters Uri wurden deshalb folgendermassen ergänzt beziehungsweise modifiziert:

- Der Geschiebeanteil für alle erodierten Kubaturen wurde gleichmässig mit 55% angenommen.
- Die Geschiebeeinträge der Reuss aus dem Urserental (Urnerloch), der Göschenerreuss, der Meienreuss und des Gornerbachs wurden aufgrund der örtlichen Transportkapazitäten in diesen Zuflüssen abgeschätzt.
- Die Kornverteilungen des Geschiebeanteils der verschiedenen Einträge wurden aufgrund der umfangreichen Geschiebeanalysen zwischen Andermatt und Amsteg (VAW, 1988) festgelegt.

Für die Simulation konnten die nach der Rekonstruktion der Hydrologie des Ereignisses vorliegenden Hochwasserganglinien (Naef, in diesem Band) verwendet werden.

Da das Programm MORMO nur Profilveränderungen in der Vertikalen und somit eine progressive Verbreiterung des Querprofils infolge von Seitenerosion nicht berücksichtigen kann, wurden zwei Berechnungsdurchgänge durchgeführt; nämlich einerseits mit der Gerinnegeometrie vor dem Hochwasser (Querprofile ermittelt aus der Situation 1:1 000 von 1959, im Raum Göschenen aus den Orthofotos 1:1 000 von 1983) und andererseits mit der Gerinnegeometrie nach dem Hochwasser (Querprofile ermittelt aus den Orthofotos 1:1 000 vom 29. August 1987).

Zusätzlich wurde ein Szenario «ohne anthropogene Einflüsse» simuliert. Bei diesem Szenario blieben alle Geschiebeeinträge aus Abbrüchen von künstlichen Schüttungen oder aus Erosionen, welche auf menschliche Eingriffe in die Flussmorphologie zurückgeführt werden können, unberücksichtigt.

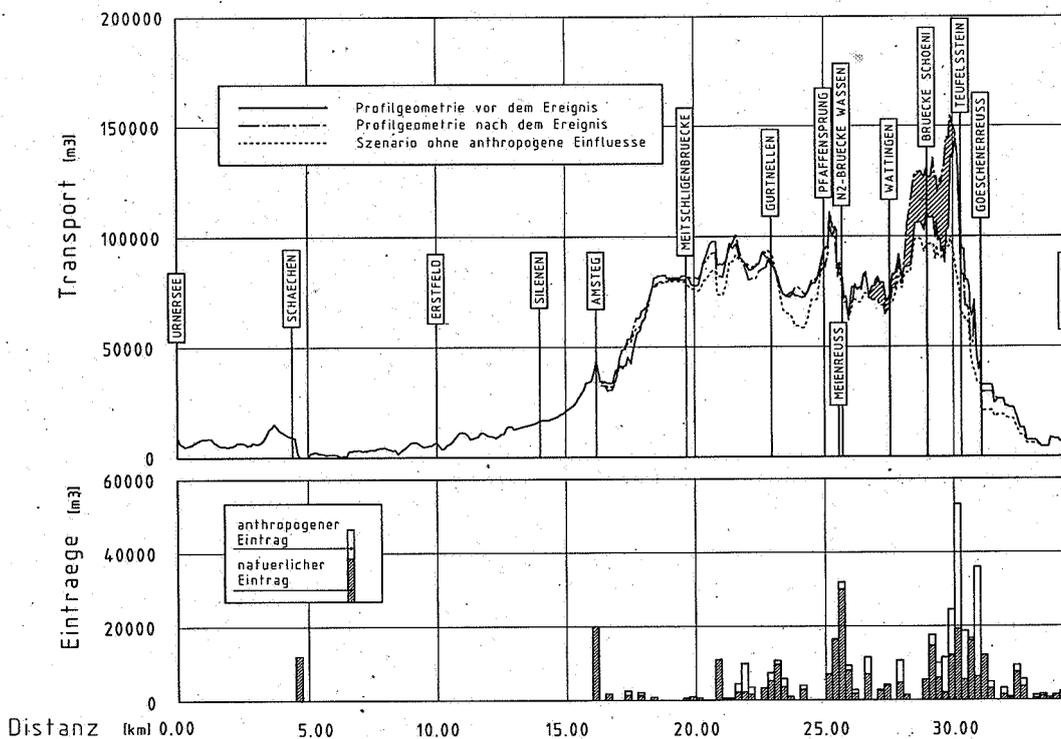


Abb. 1
Transportdiagramm für das Ereignis von 1987 (24. August 01.00 Uhr – 25. August 06.30 Uhr), berechnet für den Reussabschnitt vom Urnerloch bis zur Mündung in den Urnersee.

Geschiebeumlagerungen

Die Resultate der Simulation sind in Abb. 1 in Form eines Transportdiagramms zusammengefasst. Darin ist für jedes Querprofil der kumulierte Geschiebedurchgang über den betrachteten Zeitraum aufgetragen. Dieser Wert ist somit ein Mass für den Geschiebetransport. Bleibt der Geschiebetransport über eine längere Strecke konstant, so wird im folgenden dieser Wert auch als Transportniveau bezeichnet. Weiter sind aus Abb. 1 auch die einzelnen Geschiebeeinträge, mit und ohne anthropogene Einflüsse, aufgetragen.

Während ein Anstieg des Transports gleichbedeutend ist mit einer Geschiebeaufnahme (Seitenerosion, Tiefenerosion oder Eintrag durch Zuflüsse), bedeutet eine Abnahme des Transports die Ablagerung von Geschiebe.

Urnerloch – Göschenen

In der Alluvionsebene von Andermatt zwischen der Mündung der Unteralpreuss und dem Urnerloch ist die Transportkapazität der Reuss klein. Der Geschiebedurchgang war deshalb während des Ereignisses von 1987 bescheiden und durch die diversen Laufveränderungen und massiven Geschiebeeinträge im Urserental kaum beeinflusst.

In der Schöllenen verläuft die Reuss grösstenteils im anstehenden Fels. Der Materialeintrag durch viele kleinere Murgänge, welche bis in die Reuss gelangten, spielte hier eine gewisse Rolle und in gewissem Masse auch der Abtransport älterer Ablagerungen aus dem Reussgerinne selbst. Die Haupteinträge erfolgten aber durch die Erosion von Depots aus Hang- und Verwitterungsschutt, die sich in den letzten Jahrzehnten ohne grosse Hochwasser in unmittelbarer Nähe der Reuss gebildet hatten, und durch die Erosion künstlicher Schüttungen. Der Transport stieg bis zum Bahnhof Göschenen gegenüber demjenigen beim Urnerloch um ein Vielfaches an. Die ungünstige konstruktive Ausbildung im Bereich der SBB-Brücke vor dem Nordportal des Gotthardtunnels führte hier zu Geschiebeablagerungen und dadurch zur Ueberflutung des Bahnhofs Göschenen.

Unterhalb des Bahnhofs Göschenen war die Reuss im Zusammenhang mit dem Bau des Werkhofs der Nationalstrasse in zwei Stollen verlegt worden, zwischen welchen die Göschenerreuss in die Reuss mündet. Die Geschiebezulieferung durch die Göschenerreuss ist relativ schwierig abzuschätzen. Der maximal mögliche Geschiebeeintrag der Göschenerreuss für den betrachteten Zeitraum beträgt nach einer örtlichen Abschätzung auf der Schwemmebene bei Abfrutt rund 25000 bis 30000 t, was einem Ablagerungsvolumen von etwa 15000 m³ entspricht. Ein gewisser Teil davon dürfte jedoch noch im Stauraum hinter dem Wehr Göschenen, unmittelbar vor dem Zusammenfluss mit der Reuss, abgelagert worden sein, da hier der Wasserspiegel während des Ereignisses trotz geöffneter Grundablässe so hoch lag, dass ein Teil des Abflusses auch über die Hochwasserentlastung abgeführt werden musste.

Nach Unterquerung des Werkhofs im zweiten Stollen wird die Reuss in eine starke Linkskrümmung gezwungen, was am Prallufer zur Erosion des Fusses der steilen Böschung und damit zum Nachrutschen eines Teils der hier vorhandenen künstlichen Schüttung von Ausbruchsmaterial des Gotthard-Bahntunnels führte. Ans Gegenufer zurückgeworfen, trug die Reuss am linken Ufer einen Grossteil der hier für den Bau des Werkhofs geschütteten Böschung bis fast auf das gewachsene Terrain ab. Wegen dem relativ geringen Gefälle bis zur Einmündung des Rientals und der lokal sehr hohen Geschiebeaufnahme kam es zu massiven

Auflandungen. Diese Auflandungen reduzierten wiederum die Kapazität des zweiten Stollens und erhöhten die Gefährdung des Werkhof-Areals.

Göschenen–Wattigen

Der Abtrag der Schüttung der Nationalstrasse beim Teufelsstein, verbunden mit Erosionen am rechten Ufer im gewachsenen Terrain, führte zu Geschiebeeinträgen von rund 110000 m³ auf einer Flusstrecke von etwa 800 m und damit zu einem Spitzenwert des Geschiebedurchgangs von gegen 150000 m³ für das Ereignis. Ein bedeutender Teil dieser Fracht wurde aber im folgenden Abschnitt bis zur Brücke Schöni wieder abgelagert. Die örtliche Transportkapazität der Reuss war während des ganzen Ereignisses wesentlich kleiner als die rutschungsbedingten Eintragsraten. Zwar wurde die Transportkapazität durch Auflandungen, welche in diesem Abschnitt bis zu 3 m betragen, als Folge einer Gefällserhöhung vergrössert. Doch steht diese Vergrösserung in keinem Verhältnis zu den Eintragsraten.

Der Abschnitt von der Brücke Schöni bis zur Engstelle zwischen der oberen Bahnbrücke und der Nationalstrassenbrücke Wattigen war in der Lage, den noch verbleibenden Teil des Eintrages aus dem Raum Göschenen und die Einträge aus nachfolgenden Uferabbrüchen aufzunehmen. Die Felsschlucht ob Wattigen wirkte so als Geschiebespeicher, was sich in der Ablagerung riesiger Geschiebebänke zeigte. In den nachfolgenden zwei Jahren wurden diese bereits wieder kräftig abgebaut. Bis zur Engstelle bei Wattigen sank die Geschiebeführung wieder auf einen Wert von rund 70000 m³.

Wattigen–Pfaffensprung

Die Unterspülung des SBB-Trasses unterhalb von Wattigen liess die Geschiebeführung auf einer kurzen Strecke nochmals auf gegen 80000 m³ ansteigen, doch bereits bis zur Schluchenbrücke sank sie wieder auf rund 60000 m³ ab. Die Uferabbrüche im Bereich der Nationalstrassenbrücke bei Wassen, die Abbrüche der Kantonsstrasse und der Eintrag der Meienreuss führten wiederum zu einem starken Anstieg des Transports auf über 100000 m³. Davon wurden etwa 20000 m³ zwischen der Meienreussmündung und dem Ausgleichsbecken Pfaffensprung im Reussgerinne abgelagert, was hier zu starken Sohlenhebungen von 1 bis 2 m führte. Nebst einer grösseren Menge an Schwebstoffen blieben ungefähr 15000 m³ Geschiebe im Ausgleichsbecken Pfaffensprung liegen.

Rund 70000 m³ Geschiebe passierten den Umleitstollen am Pfaffensprung, wo sich maximale Transportraten von über 4 t/s ergeben haben dürften, und gelangte in die Schlucht am Pfaffensprung. Eine geringe Menge davon wurde in der Schlucht abgelagert.

Pfaffensprung–Amsteg

Die Uferabbrüche im Bereich der Kantonsstrasse oberhalb Gurtellen-Wiler und der spektakuläre Uferabbruch bei der Kirche liessen das Transportniveau bei der Wilerbrücke auf gegen 90000 m³ ansteigen. Bereits unterhalb der Wilerbrücke wurden davon wieder rund 10000 bis 20000 m³ abgelagert.

Die Einträge durch die Uferabbrüche unterhalb des Steinbruches Güetli und den Fellibach wurden grösstenteils ebenfalls durch Ablagerungen kurz nach dem Ort des Eintrags kompensiert, so dass noch rund 70000 bis 80000 m³ Geschiebe die Meitschligenbrücke passierten.

Im engen und steilen oberen Teil der Reusschlucht bis auf

die Höhe von Intschi war die Transportkapazität der Reuss genügend gross, so dass das mittlere Transportniveau von 70 000 bis 80 000 m³ erhalten blieb. Es finden sich hier denn auch kaum Spuren von Ablagerungen. Der untere flachere und breitere Teil der Reusschlucht sowie der Uebergang in die Reussebene bei Amsteg zeigt dann jedoch eine markante Auflandungstendenz.

Auf einer relativ kurzen Strecke von rund 1.5 km bis zur Brücke der Kantonsstrasse ob Amsteg wurde die transportierte Geschiebemenge um rund 50% reduziert. Dabei zeigte der Schluchtbereich von Intschi eine grosse Speicherwirkung und reduzierte damit die transportierte Geschiebemenge auf einer Strecke, wo Sohlenhebungen zu keinen Schäden führen.

Im Dorf Amsteg wird die Reussole unterhalb der Einmündung des Chärstelenbaches regelmässig ausgebagert. Da zum Schutz der Brücke unterhalb des Dorfes die Sohle schwellenartig belassen wird, entsteht jeweils eine Mulde in der Reussole. Die Simulation zeigte, dass beim Durchgang des Spitzenabflusses diese Mulde durch Ablagerung von rund 10 000 m³ aufgefüllt war und so die Baggerungen kaum zur Hochwassersicherheit beigetragen haben.

Amsteg–Urnersee

Unterhalb von Amsteg bis auf die Höhe von Silenen wurde der Transport nochmals um rund 12 000 m³ reduziert, da hier das Gefälle relativ rasch abnimmt. Eine Nachrechnung weiterer Abflüsse zwischen 1980 und 1988 zeigte, dass die Reuss bis hier regelmässig den grössten Teil der sohlenbildenden Geschiebefracht verliert. Weitere Ablagerungen gab es in der anschliessenden Strecke bis Attinghausen. Dabei handelte es sich um grossräumig verteilte Ablagerungen, die in geringen Sohlenhebungen resultierten.

Für den Reusskanal war so praktisch nur mehr der Eintrag aus dem Schächen massgebend. Im Kanal zeigte die Simulation nur kleine Sohlenänderungen und eine hohe Stabilität der Sohle, was die Abflussschätzung im Raum der Messstation Seedorf unterstützt (Naef, in diesem Band).

Beurteilung der Resultate

Wesentliche Unterschiede für die Simulation des Ereignisses von 1987 mit den jeweils unterschiedlichen Profilgeometrien ergaben sich vor allem im Bereich Göschenen. Hier dürfte der Transport bei der Berechnung mit der Profilgeometrie nach dem Hochwasser wegen der grossen Sohlbreite (geringerer Wandeinfluss) und dem grösseren Gefälle (Rechnung auf den Ablagerungen) überschätzt worden sein. Im Falle der Berechnung mit den engen Profilen dürfte es umgekehrt gewesen sein. So geben die Resultate beider Simulationen die Bandbreite für den effektiven Transport während des Hochwassers 1987 in diesem Abschnitt.

Die Simulation zeigt, dass der Einfluss einer lokalen Veränderung des Transports durch eine Variation der Profilgeometrie nach einer relativ kurzen Strecke kaum mehr spürbar ist. Eine wichtige Rolle spielen dabei die Ablagerungstrecken (Speicher), welche für das mittlere Transportniveau bestimmend sind. Die Gefälldifferenz, die notwendig ist, um die Transportkapazität in einer solchen Speicherstrecke massgeblich zu steigern, bedingt grosse Ablagerungen, respektive die Ausbildung einer steilen Rampe aus ankommendem Geschiebe. Dadurch sind grosse Speicher, wie zum Beispiel die Felsschlucht ob Wattingen oder die Reusschlucht zwischen Intschi und Amsteg, in der Lage, selbst grosse Spitzen des Transports zu dämpfen, da die Ablagerung auch grosser Geschiebemengen das Längsgefälle im Speicher nur unwesentlich erhöhen kann und so der

Geschiebedurchgang ausgangs des Speichers von der Grösse des Eintrags praktisch unbeeinflusst ist.

Das Szenario ohne anthropogene Einflüsse im Vergleich zum Ereignis 1987 zeigt, dass sich menschliche Eingriffe in die Flussmorphologie vor allem auf die Verhältnisse im Bereich Göschenen–Wattingen ausgewirkt haben. Aber auch hier sind es wiederum die Speicherstrecken, welche den Einfluss der Uferabbrüche auf eine relativ kurze Strecke begrenzen. Die fiktive Reduktion der Einträge im Raum Teufelsstein führt dazu, dass der Geschiebedurchgang in der Felsschlucht ob Wattingen stark reduziert wird. Im Abschnitt Wassen–Meitschligenbrücke gleicht sich der Transport aber zunehmend wieder dem Niveau von 1987 an, so dass der Eintrag ins Intschitobel mit demjenigen von 1987 identisch ist. Insbesondere für den Transport in Amsteg resultieren deshalb aus diesem Szenario die selben Bedingungen wie für das Ereignis 1987.

Die Resultate der Simulation stimmen bezüglich der Sohlendeformationen gut mit den Beobachtungen des Ereignisses von 1987 überein. Für den Abschnitt Göschenen – Amsteg ergeben sich aus der numerischen Simulation bei einem Gesamteintrag von rund 410 000 m³ Geschiebe Ablagerungen von insgesamt 330 000 m³ für die Berechnung mit den engen Querprofilen, beziehungsweise rund 350 000 m³ für die Rechnung mit den breiten Profilen. Diese Zahlen zeigen, dass eine grosse Geschiebemenge im steilen Mittellauf der Reuss liegen blieb.

Gegenüber den aufsummierten Ablagerungen aus dem Erosionskataster von rund 230 000 m³ scheinen die Ablagerungen aus der Simulation auf den ersten Blick recht gross. Zu beachten ist jedoch, dass im Erosionskataster die Ablagerungen im Intschitobel (rund 40 000 m³) nicht erfasst sind und für die Speicherstrecke bei Wattingen ebenfalls deutlich geringere Ablagerungskubaturen angegeben werden. Zudem erfasst die Simulation wie oben erwähnt nur einen begrenzten Zeitabschnitt, ein erster (wenn auch bescheidener Abbau) gewisser Ablagerungen nach Abklingen des Hochwassers ist daher nicht berücksichtigt.

Die iterative Bestimmung des Schwebstoffanteils in Funktion des Ausmasses der Ablagerungen zeigte deutlich, dass eine Veränderung der Grösse des Geschiebeeintrags sich nur auf eine relativ kurze Strecke auswirkt und somit nur die Spitzen im Transport, kaum aber das mittlere Transportniveau beeinflusst.

Mäandrierungstendenzen der Reuss

Lange gerade Gerinne treten in der Natur selten auf und sind am ehesten für kleine Breiten zu erwarten. Kann sich der Fluss im anstehenden Lockermaterial mehr oder weniger frei verändern, wie es für die Reuss während des Ereignisses von 1987 der Fall war, so ist nicht damit zu rechnen, dass ein gestreckter Lauf mit ebener Sohle beibehalten wird. Für ein gegebenes Gefälle und eine gegebene Geschiebezufuhr fördert eine Zunahme der Breite (zum Beispiel durch Seitenerosion) das Mäandrieren und bei weiterer Zunahme der Breite auch das Verzweigen in mehrere Gerinne. Ein grosses Gefälle und die Verfügbarkeit von feinem Geschiebe steigert die Dynamik solcher Prozesse. Anhäufungen von Residualblöcken stören bei leerem Speicher allerdings die Regelmässigkeit der Mäander, wie dies etwa die Situation im Raum Göschenen vor der Verlegung der Reuss durch den Bau der Nationalstrasse zeigt.

Das Mäandrieren hat seinen Ursprung nicht in einer singulären Ablenkung eines Flusslaufes, obwohl dieser Umstand die Entstehung häufig fördert. In Göschenen war 1987 durch die starke Linkskurve bei der Rientalmündung ein Anfangsimpuls für die Aktivierung der Mäander zwischen

dem Teufelsstein und der Brücke Schöni gegeben. Wäre allerdings im Fluss nicht eine Tendenz zum Mäandrieren «latent» vorhanden, würden die so entstandenen Mäander rasch unterhalb der Störung wieder abklingen. Eine sukzessive Verbreiterung des Gerinnes, wie sie an der Reuss mit zunehmendem Abfluss stattfand, bewirkt auch eine Zunahme der Wellenlänge und Amplitude der Mäander. Ist die Breite des Mäandergürtels durch die topographischen Gegebenheiten beschränkt, resultiert durch das Anwachsen von Wellenlänge und behinderter Zunahme der Amplitude eine erhöhte Beanspruchung der Ufer an den Kurvenausenseiten, während an den Innenseiten grosse Geschiebemengen abgelagert werden. Dies erklärt das Schadensbild in Göschenen (Abb. A14 im Anhang!) mit den langgezogenen Uferabbrüchen beim Teufelsstein und bei Schöni, welches recht augenfällig eine Wellenlänge von rund 600 m bei einer maximalen Reussbreite von etwa 50 bis 60 m erkennen lässt. Dies stimmt recht gut mit dem in der Literatur angegebenen Wert für das Verhältnis von Wellenlänge zu Flussbreite von rund 8 bis 12 überein.

In Gurtneilen bestanden bereits vor dem Hochwasser recht ausgeprägte Mäanderbögen. Hier führte die Gerinneverbreiterung zur Reaktivierung derselben, verbunden mit einer Verlagerung talwärts (Mäandermigration), und damit zu den massiven Erosionsschäden an den Aussenseiten der Bögen. Gefördert wurde dieser Umstand dadurch, dass im Zusammenhang mit dem Bau der Gotthardbahn oberhalb der Gornerbachmündung eine Fluss Schleife abgeschnitten worden war. Ein Felssporn hatte früher diese Flusschlinge fixiert und so die Mäandermigration unterbunden oder zumindest erschwert. Dieser Felssporn wurde zwar während des Ereignisses von 1987 freigespült, doch blieb seine Wirkung auf die Mäandermigration wegen der geänderten Linienführung offensichtlich beschränkt. Wegen der hohen Stabilität der Flusssohle zeigte sich die Wirkung dieser geänderten Linienführung erst 1987.

Allgemeingültige Aussagen

Aus dem Vergleich der Studie am Mittellauf der Reuss mit anderen Untersuchungen können folgende allgemeingültige Aussagen abgeleitet werden:

- Die Stabilität der Sohle steiler Gebirgsflüsse wird bei Vorhandensein von Makrorauigkeitselementen (Residualblöcken) durch diese Elemente wesentlich erhöht.

Beispiele:

Inn zwischen Susch und Lavin, Poschiavino bei Brusio, Ticino oberhalb Bodio, Rovana oberhalb Campo

- Massgebend für die Geschiebeumlagerungen in einem Gerinne während des Hochwassers ist die Geschiebeproduktion in unmittelbarer Gerinnenähe. Diese Geschiebeproduktion lässt den Transport lokal sprunghaft ansteigen. In grösserer Distanz vom Ort des Materialeintrages ist kein Einfluss desselben feststellbar. Umlagerungs- und Speicherstrecken in einem Gerinne bestimmen das mittlere Geschiebetransportniveau (mittlerer Geschiebedurchgang für ein Ereignis) und dämpfen Geschiebestösse stark ab.

Beispiele:

Der Geschiebeeintrag des Varunasch in den Poschiavino (1987) führte zu massiven Ablagerungen bei der Cimavilla Brücke, unterhalb derselben fand kaum ein Weitertransport statt.

Der Abtrag der Illgrabenablagerungen durch den Rotten (1987) zeigte Auswirkungen bis ungefähr zur Dalamündung und kaum weiter.

Der Geschiebeeintrag des Flaz in den Inn (1987) führte lokal zu Auflandungen, zeigte aber unterhalb von Samedan kaum Auswirkungen.

Der Eintrag vom Val da Plaunca in den Vorderrhein machte sich nur bis und mit Tavanasa spürbar.

Vermutlich beschränkte sich auch der Einfluss der Rovana auf die Verhältnisse in der Maggia (Haupteintrag 1978) lediglich auf die ersten 3 km nach der Einmündung. Die Reaktion der verzweigten Strecke bei Someo auf die grossen Wassermengen mag eine Auflandung vorgetäuscht haben. Die natürlichen verzweigten Strecken der Maggia sind an und für sich Paradebeispiele für Speicherstrecken.

- Die Möglichkeit steiler Gerinne, bei Hochwasser ihr Bett im anstehenden Lockermaterial zu verändern und so seine aktive Breite zu vergrössern, fördert die Mäanderbildung oder die Aktivierung und Verlagerung von Bögen.

Beispiele:

Poschiavino bei Brusio, Rovana oberhalb Cimalmotto, Biembach (BE), Furkareuss bei Realp und Zumdorf

Literaturverzeichnis

- COROMINAS, J., ALONSO, E.E. (1990): Geomorphological Effects of Extreme Floods (November 1982) in Southern Pyrenees. Proc. Int. Symp. on the Role of Water in the Morphological Evolution of Slopes, Lausanne, IAHS Publication 194: 295-302.
- GUEBELI, A. (1990): Reusshochwasser 1987, Erosions- und Akkumulationserscheinungen oberhalb Amsteg.
- HUNZIKER, R., JAEGGI, M.N.R. (1988): Numerische Simulation des Geschiebehaushalts der Emme. Int. Symp. Interpraevent, Graz, 3: 7-16.
- MEYER-PETER, E., MUELLER, R. (1948): Formulas for Bedload Transport. Proc. 2nd IAHR Congr., Stockholm: 39-64.
- NAEF, F. (1991): Hydrologie des Hochwassers vom 24./25. August 1987 in der Reuss. Ursachenanalyse der Hochwasser 1987.
- SCHINDLER, C. (1972): Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N2. *Ecolgae geologicae Helvetiae*, 65 (2): 391-423.
- WHITTAKER, J.G., HICKMAN, W.E., CROAD, R.N. (1988): Riverbed Stabilisation with Placed Blocks. Report 3-88/3, Central Laboratories, Lower Hutt, New Zealand.

Calcul dynamique du charriage

Luis Correia et Walter Graf

Laboratoire de Recherches Hydrauliques,
Ecole Polytechnique Fédérale, CH-1015 Lausanne

Résumé

Lors de crues, la compréhension du rôle joué par les sédiments dans le comportement dynamique des systèmes fluviaux est fondamentale. Une analyse systématique de plusieurs phénomènes relatifs aux sédiments tels que le charriage et la distribution granulométrique a été entreprise. Un modèle numérique de calcul des écoulements en rivière sur fond mobile a été mis sur pied.

Zusammenfassung

In diesem Bericht werden verschiedene Probleme des Feststoff-Transportes in Wasserläufen behandelt, mit besonderem Interesse auf Hochwässer. Ein numerisches, dynamisches Model wurde entwickelt, welches zur Zeit noch weiter verallgemeinert wird.

1. Introduction

Notre cahier des charges comportait plusieurs questions auxquelles nous avons tenté d'apporter des réponses précises:

- 1 Les crues de 1987 et les dégâts qu'elles ont occasionnés étaient-ils prévisibles?
- 2 Les méthodes de calcul de transport solide valables pour les écoulements quasi stationnaires sont-elles applicables telles quelles pour expliquer des événements extrêmes? L'ajustement des paramètres des formules précédentes suffirait-il à obtenir de meilleurs résultats?
- 3 Une approche dynamique basée sur des hypothèses non stationnaires améliorerait-elle sensiblement les résultats?
- 4 Les dégâts observés à la suite des crues peuvent-ils être seulement expliqués par des débits exceptionnels ou y a-t-il d'autres facteurs qui doivent être pris en considération?

Pour ce faire on a procédé d'une façon systématique en essayant de répondre à chacune de ces questions. Ce rapport final est donc un résumé des différentes études qui ont été effectuées pendant toute la période du mandat. Avant toute chose, il y a lieu de remarquer le manque de données sur les rivières et sections à analyser. Cette contrainte a motivé le choix de l'Inn comme rivière type de cette étude. Pour cette dernière nous disposons de la plupart des données nécessaires. Par ailleurs, nous profitons de l'occasion pour insister sur la nécessité d'avoir des données fiables, condition préalable pour que tout travail puisse apporter des résultats corrects.

2. L'Inn à Samedan

Pour cette étude nous avons procédé tout d'abord à la collecte et à l'interprétation des données existantes. Ensuite nous avons déterminé les différents paramètres nécessaires au calcul du transport de sédiments et choisi la section de référence. Le calcul du transport solide a été effectué par différentes méthodes pour les sections choisies.

Les résultats que nous avons obtenus ont permis de donner une réponse à la première question énoncée dans l'introduction. Selon le rapport sur la correction de l'Inn et du Flaz,

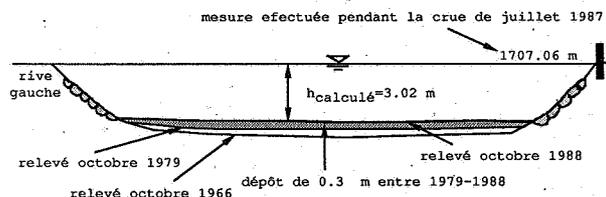


Fig. 1. Evolution du fond de la rivière Inn à Samedan entre 1966 et 1988.

pour une crue de dimensionnement de $330 \text{ m}^3/\text{s}$, une hauteur libre de 50 cm entre le plan d'eau et les berges serait obtenue. Pour la crue de juillet 1987 ($280 \text{ m}^3/\text{s}$), une hauteur libre minimum de 17 cm a été atteinte. La cause de ces différences est certainement liée à l'évolution du lit pendant les vingt dernières années (voir Fig. 1). En fait, des levés topographiques récents ont permis de constater qu'il y a eu bel et bien eu déposition dans plusieurs sections du tronçon régularisé qui traverse Samedan.

L'évolution du fond de la rivière entre 1966–1979 et 1979–1988 permet de dire que le rythme de déposition a augmenté. Des mesures urgentes sont donc nécessaires de façon à éviter un débordement si des conditions semblables à celles de la crue de 1987 se reproduisaient.

Des estimations du volume de sédiments transportés pendant la crue de juillet 1987 sont présentées dans le tableau 1. L'écart observé entre les prévisions des différentes formules renforce l'idée que des estimations in situ sont nécessaires pour pouvoir valider une formule donnée.

Formule	Volume (m^3)
Meyer-Peter et Müller	40000
Graf	15000
Einstein	5800
Schoklitsch	7000
Smart et Jaeggi	20000

Tableau 1. Estimations du volume de sédiments

Conclusions et recommandations: La conclusion principale de cette étude est que le débordement du lit, imminent en 1987, était prévisible. Il peut être fait deux sortes de recommandations: 1) L'utilisation de coefficients empiriques du type Strickler devrait être remplacée par une méthodologie plus soutenue théoriquement: Keulegan-Einstein, par exemple, qui utilise une valeur de rugosité variable par rapport à l'écoulement. Sur la Fig. 2, nous présentons les cour-

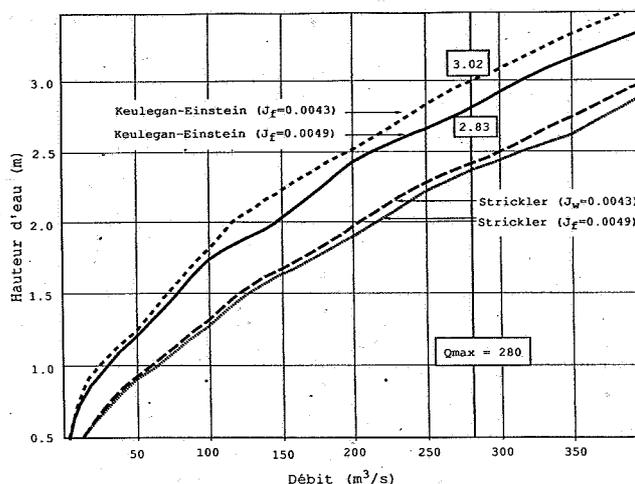


Fig. 2. Relation débit-profondeur d'eau pour l'Inn à Samedan pendant la crue de juillet de 1987, pour deux pentes: J_w = pente de la ligne d'eau, J_f = pente du fond.

bes débit-profondeur d'eau obtenues selon les méthodes de Keulegan-Einstein et de Strickler pour l'Inn à Samedan, pendant la crue de 1987.

La profondeur d'eau de 3 m ($J_w = 0.0043$), obtenue avec la méthode de Keulegan-Einstein, est proche de celle mesurée effectivement pour le débit de pointe de la crue de 1987 ($280 \text{ m}^3/\text{s}$). La valeur du coefficient de Strickler, k , correspondante est de 28. Cette valeur est inférieure à la valeur obtenue théoriquement, avec $k = (21 \text{ à } 26) / d_{90}^{0.1667}$. Cette dernière se situe entre 32 et 40. Sur la Fig. 2 la valeur de rugosité de Strickler utilisée a été $k=40$; 2) Des mesures rétablissant les conditions hydrauliques de dimensionnement sont nécessaires. En tenant compte des contraintes économiques et géographiques, l'exécution de nouveaux ouvrages n'est probablement pas envisageable. Ainsi, trois alternatives ont été retenues: i) le déblayage du lit; ii) l'exécution de dragages ponctuels, de façon à limiter le transport solide; iii) l'exécution d'un dépotoir à l'amont de Samedan. Ainsi, la pointe des crues pourrait être écrêtée.

3. Distribution granulométrique et pavage

Avec cette étude, nous avons mis en évidence l'importance de la prise en considération de l'étendue granulométrique et sa relation avec le phénomène de pavage du lit. Des analyses granulométriques effectuées dans les rivières Inn et Flaz ont été utilisées. Nous avons tenté d'expliquer nos données en utilisant différentes méthodes de prévision de la couche de pavage. On a pu constater que les méthodes existantes ne donnaient pas des résultats acceptables. Ceci nous a conduits au développement d'une nouvelle méthodologie, d'application locale, basée sur l'adoption d'une distribution exponentielle de la granulométrie. Sur la Fig. 3, nous présentons les résultats obtenus en utilisant la méthode proposée pour la rivière Inn à Samedan.

Cette méthode semble être généralisable, mais davantage de données sont nécessaires pour son extension à d'autres régions.

Conclusions et recommandations: La conclusion principale de cette étude est que le phénomène de pavage joue un rôle important, notamment pendant l'occurrence d'événements extrêmes. Ceci doit être pris en compte si l'on veut représenter un scénario réel. La recommandation fondamentale de cette étude est qu'une campagne de mesures soit entreprise, de façon à valider la méthode proposée.

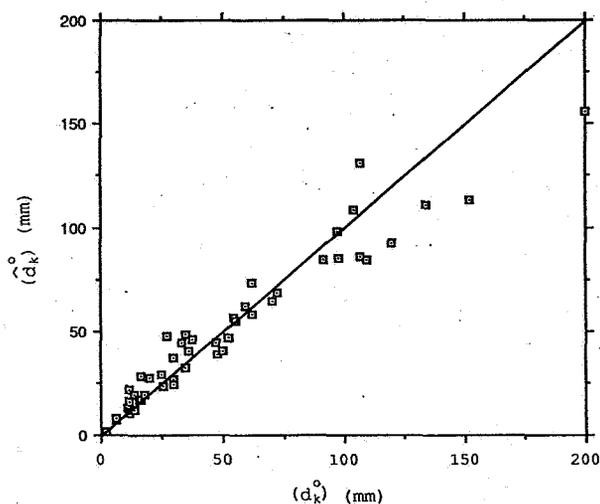


Fig. 3. Relation entre les granulométries mesurées et calculées (\hat{d}_k^0).

4. Evaluation du charriage

Cette étude a été effectuée pour essayer de donner une réponse à la deuxième question de notre cahier des charges, à savoir: la validité d'appliquer des méthodes de calcul de transport solide calées pour des conditions stationnaires, pour expliquer des événements extrêmes. En outre, une analyse du comportement de plusieurs formules vis-à-vis des erreurs effectuées dans l'évaluation des différents paramètres hydrauliques a été faite.

Encore une fois, le manque de mesures et/ou d'estimations des volumes de charriage, qui auraient dû être effectuées à la suite des événements de juillet 1987 ont limité l'ampleur de notre travail. On a fait le constat que des écarts importants existaient entre les différentes formules de prévision du transport de sédiments. Ces formules sont toujours basées sur le concept de capacité de transport et leurs estimations doivent être utilisées avec précaution. Un choix de formules établies pour des conditions semblables à celles que l'on essaie de reproduire (fortes pentes et granulométries grossières) doit être fait. Ainsi, de «meilleures» estimations pourront être obtenues. Quatre formules, a priori susceptibles de pouvoir donner des estimations fiables, ont été choisies: Meyer-Peter et Müller, Smart et Jaeggi, Graf et Schoklitsch. Sur la Fig. 4 est fournie la plage de validité des formules retenues en fonction de la pente et du diamètre.

Les résultats obtenus au moyen des différentes formules peuvent avoir des différences considérables. Pour les illustrer, nous présentons sur la Fig. 5 un exemple où toutes les formules utilisées sont valables, à savoir: diamètre moyen $d_m=10 \text{ mm}$ et pente $J=2\%$ (pour plus de détails voir la référence [5]).

A l'intention des ingénieurs de terrain, qui doivent souvent faire face à des problèmes complexes, une analyse de sensibilité pour les différentes formules retenues a été effectuée. On a pu dégager plusieurs sources d'erreurs potentielles dans l'utilisation de ces formules: la pente, la profondeur de l'écoulement ou le débit et la granulométrie.

Un exemple de l'erreur relative dans l'évaluation du charriage pour la formule de Schoklitsch modifiée par Bathurst (voir la référence [5]) due à une erreur sur le diamètre moyen de 30%, pour un cas de figure donné, est présenté sur la Fig. 6.

Les erreurs d'estimation du diamètre sont importantes, surtout pour déterminer le début du mouvement des particules.

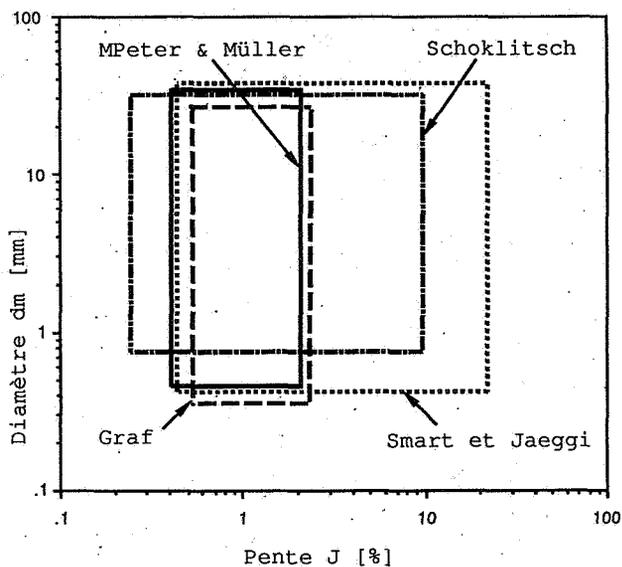


Fig. 4. Plage de validité pour les différentes formules.

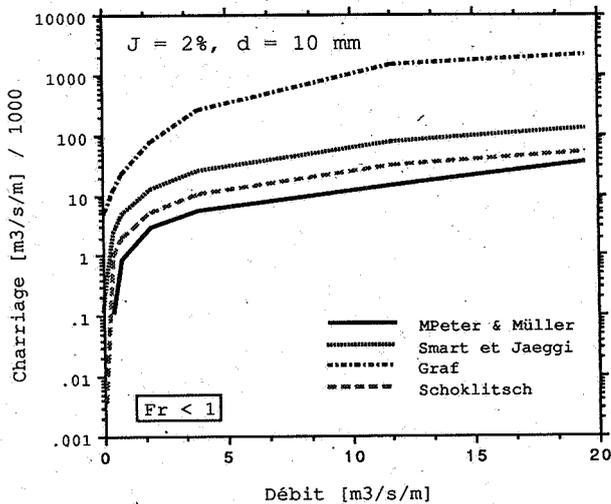


Fig. 5. Comportement des formules étudiées.

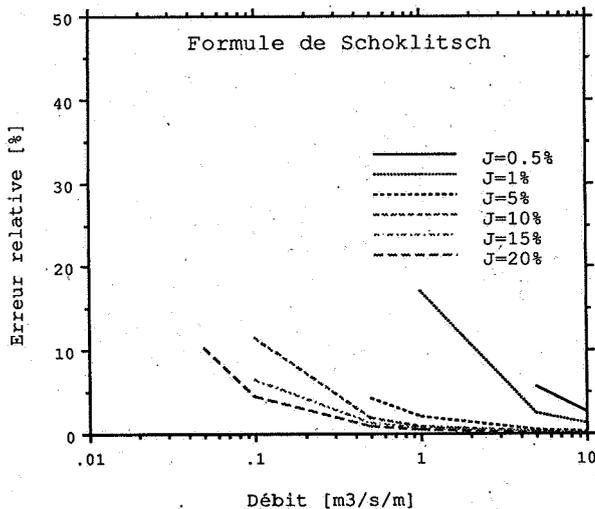


Fig. 6. Erreur relative sur le charriage, pour la formule de Schoklitsch modifiée, due à une erreur sur le diamètre $d_m = 20$ mm de +30%.

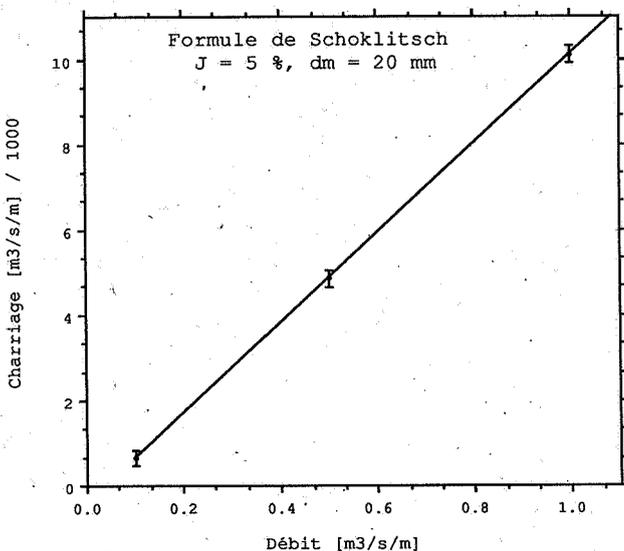


Fig. 7. Formule de Schoklitsch avec intervalles d'erreur dus à une erreur de 30% sur le diamètre.

Une fois que le charriage commence, l'influence d'une erreur sur le diamètre est très faible.

Il faut remarquer que les erreurs relatives importantes qu'on peut commettre se situent dans la région du début de charriage, où ce dernier est très faible. Ces erreurs sont plus importantes pour des pentes faibles. Cependant, l'erreur absolue est toujours minime (voir Fig. 7).

Conclusions et recommandations: Des estimations «in situ» sont nécessaires afin de valider les estimations fournies par les formules de transport solide utilisées. Les erreurs commises dans l'estimation des différents paramètres hydrauliques sont importantes, surtout dans la phase du début de transport. L'utilisation des formules de Schoklitsch ou de Smart et Jaeggi est recommandée pour de fortes pentes.

5. Modèle numérique de calcul d'écoulement à surface libre sur fond mobile

La troisième question de notre cahier des charges était de savoir si une approche dynamique basée sur des hypothèses non stationnaires améliorerait les résultats. En fait, si l'on veut reproduire des événements tels que ceux de juillet 1987, cette approche est nécessaire. Toutefois, tous les modèles dynamiques pour la prévision du transport solide reportés dans la littérature utilisent des simplifications qui limitent leur validité. Notamment, le découplage des équations de la phase liquide (St-Venant) de celle de la continuité solide pose des problèmes lorsqu'on assiste à des variations rapides des paramètres hydrauliques. Ceci étant le cas pour les événements extrêmes que nous nous proposons d'étudier, une nouvelle approche, bien soutenue théoriquement, a été mise en oeuvre. Ainsi, nous avons procédé à la résolution couplée des équations pour la continuité et le momentum du fluide (eau-sédiment) en utilisant le schéma aux différences finies de Preissmann généralisé, décentré dans le temps et dans l'espace. Une nouvelle procédure de résolution du système d'équations a été proposée. Le programme étant écrit de façon modulaire, plusieurs formules de transport solide et de résistance à l'écoulement peuvent être choisies. Malgré sa relative complexité, le modèle a été conçu de façon à pouvoir être d'une utilisation simple. Encore en phase de développement, il constituera un outil sans doute important pour la compréhension de phénomènes physiques tels que les crues extrêmes, où une approche dynamique est nécessaire. La simulation de la crue de juillet 1987 pour la rivière Inn dans le tronçon qui a fait l'objet de notre première étude (l'Inn à Samedan) a été effectuée. On a observé une excellente concordance entre les résultats du modèle numérique et les mesures faites in situ.

Conclusions et recommandations: Les modèles dynamiques disponibles sont basés sur des hypothèses difficilement justifiables pendant les crues extrêmes. Un nouveau modèle a été mis sur pied. Encore en développement, il sera bientôt disponible et son utilisation est recommandée.

6. Analyse de l'ensemble des résultats par rapport aux crues de 1987

Dans cette analyse, on commencera par répondre à la dernière question de notre cahier des charges. On a pu mettre en évidence que, pour le cas étudié, les dégâts observés sont dus directement aux débits exceptionnels qui ont eu lieu. D'autres facteurs, qui auraient aussi pu jouer un rôle, ne semblent pas avoir influencé de façon importante les événements de 1987.

Notre travail a permis de mettre en évidence un certain nombre de facteurs dont on doit tenir compte pour une «gestion» efficace des cours d'eau. Il y a lieu de remarquer l'intérêt qu'il y a d'analyser toutes les données déjà disponibles. Ceci est particulièrement important pour les tronçons de rivières régularisés, où des travaux d'entretien sont souvent nécessaires pour préserver les caractéristiques de dimensionnement. Comme nous l'avons constaté dans notre étude (L'Inn à Samedan), de tels travaux auraient pu éviter des ennuis considérables. En outre, les données disponibles ne sont pas suffisantes pour pouvoir valider et caler les formules empiriques proposées.

Les études effectuées et les outils de calcul dont s'est doté le LRH (notamment notre logiciel pour le calcul couplé des écoulements à surface libre sur fond mobile) permettent désormais d'établir avec une certaine probabilité les zones à risque, pour lesquelles une intervention s'avérerait nécessaire. Dans l'avenir, de façon à réduire (ou éviter) les dégâts occasionnés par des pluies intenses, la direction à suivre sera de recourir davantage à ces modèles prévisionnels. Un effort dans la collecte et le traitement de données fiables est donc nécessaire.

7. Références

- [1] «Aufnahme des Sohlenmaterials des Inn in Samedan», Kurzbericht. AG Ingenieurbüro Maggia. Dezember 1988.
- [2] «Bericht über die rechnerischen Untersuchungen der Inn-Flaz Korrekction», Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau, ETH, Zürich, August 1958.
- [3] Correia, L., Graf, W., (1989): «L'Inn à Samedan: Analyse de la crue de juillet 1987», Laboratoire de Recherches Hydrauliques, EPFL, Lausanne.
- [4] Correia, L., Graf, W., (1989): «Grain-Size Distribution and Armoring in Gravel-Bed Rivers: a Case Study», Laboratoire de Recherches Hydrauliques, EPFL, Lausanne.
- [5] Correia, L., Graf, W., (1990): «Evaluation du charriage: Comportement de formules vis-à-vis des erreurs effectuées dans l'évaluation des différents paramètres hydrauliques», Laboratoire de Recherches Hydrauliques, EPFL, Lausanne.
- [6] Correia, L., Krishnappan, B., Graf, W., (1990): «Fully Coupled Unsteady Mobile Boundary Flow Model (FCMOBED)», Laboratoire de Recherches Hydrauliques, EPFL, Lausanne.
- [7] «Hochwasserereignisse im Jahre 1987 in der Schweiz», Communication Nr. 10, 1988, Landeshydrologie und Geologie, Bern.
- [8] «Inn-Flaz, Hydrologische Studie des Einzugsgebietes, im Bereich der Gemeinde Samedan », Technischer Bericht, Februar 1988, Ingenieurbüro L. Condrau AG, Chur, et AG Ingenieurbüro Maggia, Locarno.

Einfluss der Vegetation im Gerinne bei extremen Abflussmengen

Martin Jäggi und Pius Kuster

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zentrum, CH-8092 Zürich

Zusammenfassung

Belegen Bäume und Büsche einen Teil des Abflussquerschnitts, kann dies zu einem spürbaren Kapazitätsverlust führen. An der Seez ergab sich beim Hochwasser 1987 ein Verlust von gegen 20%, an der Rhone nur von 5–8% und an der Reuss von weniger als 3%.

Résumé

Des arbres et buissons occupant une partie de la section mouillée peuvent sensiblement réduire la capacité d'écoulement. Lors des crues de 1987 cette réduction était de l'ordre de 20% pour la Seez, que de 5 à 8% pour le Rhône et de moins de 3% pour la Reuss.

1. Einleitung

Während der Hochwasserereignisse von 1987 wurde die Abflusskapazität verschiedener Flussgerinne stark beansprucht oder sogar überbeansprucht. Im Bereich solcher kritischer Strecken gab es vereinzelt oder auch in grösserem Masse Ufer- oder Vorlandvegetation. In den entsprechenden Projekten und den zugehörigen Abflussberechnungen war seinerzeit die Präsenz solcher Vegetation nicht vorgesehen. Somit stellt sich die Frage, wie weit die Präsenz von Büschen und Bäumen im Abflussquerschnitt die Abflusskapazität eines Gerinnes tatsächlich reduziert und so an Überflutung und Dambrüchen mitbeteiligt gewesen sein kann.

In rein technisch ausgerichteten Flussbauprojekten aus einer Periode vor etwa 1970 hatte die Vegetation im Bereich der Hochwasserabflusssektion keinen Platz. Doch vielerorts richtete sich die Natur nicht an diese technische Richtlinie. Die Nähe des fließenden Wassers ist, vor allem in den klimatisch milderen Regionen in den Zentralalpen und auf der Alpensüdseite, ein Standort mit idealen Wachstumsbedingungen für Pflanzen. Will man die Vorgabe eines permanent vegetationsfreien Querschnitts erfüllen, so erfordert dies einen massiven Gewässerunterhalt.

In den letzten 10 bis 15 Jahren wird wieder viel mehr Wert auf naturnahe Gestaltung der Fließgewässer gelegt. Zur Böschungssicherung wird, soweit als möglich, Lebendverbau gewünscht. Dies bedeutet, dass im Uferbereich eine gewisse Ufervegetation zugelassen werden soll, welche dann zwingendermassen auch auf das Abflussverhalten wirkt. Zur Berechnung der Abflusskapazität eines Gerinnes mit Lebendverbau muss die Wirkung der Vegetation auf den Abfluss bekannt sein und diese in die Planung miteinbezogen werden.

2. Berechnung

2.1 Grundsätze

Die Prinzipskizze in Abb. 1 zeigt die Problematik für ein einfaches Trapezprofil und ein gegliedertes Doppelprofil. Im einfachen Trapezprofil geht es vor allem darum, ob die Bö-

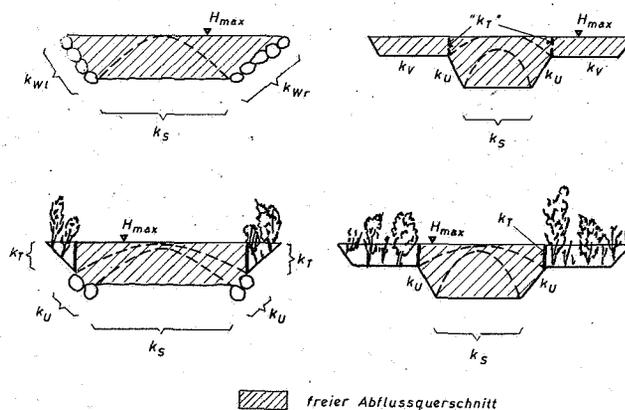


Abb. 1: Prinzipskizzen eines Trapezprofils und eines Doppelprofils mit und ohne Ufer- oder Vorlandvegetation. Definition des freien Abflussquerschnitts und der Strickler-Beiwerte für verschiedene Ufer-, Vorland- und Sohlrauigkeiten (k_{Wl} , k_V , k_S). k_T ist der Rauigkeitsbeiwert für die Trennfläche entlang dem Vegetationssaum.

sung bepflanzt oder aufkommende Vegetation belassen werden kann. Im gegliederten Querschnitt stellt sich die Frage vor allem für Vegetation auf dem Vorland. Die Vegetation belässt in der Flussmitte einen gehölzfreien Teilquerschnitt und belegt den übrigen Teil des Abflussquerschnitts, wo nur noch geringe Fließgeschwindigkeiten und Teilabflüsse zu erwarten sind. Im vegetationslosen Profil steht die gesamte Querschnittsfläche sozusagen als gehölzfreier Querschnitt zur Verfügung. In allen vier Profilen der Skizze von Abb. 1 sind entlang des benetzten Umfangs verschiedene Wandrauigkeiten anzutreffen. Für die Abflussberechnung muss für jeden Teilbereich ein Rauigkeitsbeiwert bekannt sein. Um diese unterschiedlichen Rauigkeiten in der Abflussberechnung berücksichtigen zu können, wird gemäss Einstein (1950) jedem Wand- oder Sohlenbereich mit konstantem Rauigkeitsbeiwert ein Teilquerschnitt zugeordnet. In der Annahme, dass die mittlere Fließgeschwindigkeit in allen Teilquerschnitten gleich sei, kann in jedem derselben ein Fließgesetz angewandt werden. Auf die Profile mit Vegetation sinngemäss angewandt, heisst dies, dass eine Abflussberechnung nach Einstein für den gehölzfreien Teilquerschnitt durchgeführt werden muss. Dazu muss ein Rauigkeitsbeiwert entlang der Trennlinie zwischen Gehölzquerschnitt und gehölzfreiem Querschnitt bekannt sein. Dieser Rauigkeitsbeiwert richtet sich nicht nach der Grösse der Pflanzen allein, sondern auch nach den zu erwartenden sogenannten Interaktionsverlusten. Es wurde in Versuchen nachgewiesen, dass sich aus den mit Wasser gefüllten Zwischenräumen zwischen den Pflanzen grossräumige Wirbel ablösen können, welche auf den Abfluss im gehölzfreien Querschnitt eine stark bremsende Wirkung haben. Solche Interaktionsverluste sind aber auch beim vegetationslosen Doppelprofil an der Scherfläche zwischen schnell fließendem Wasser des Hauptgerinnes und langsam fließendem Wasser des Vorlandes zu erwarten. Hier ist allein der Geschwindigkeitsunterschied als Folge der unterschiedlichen Abflusstiefen der Grund für diese zusätzlichen Verluste.

Beim einfachen Trapezprofil belegen die Pflanzen im Uferbereich einen Teil des Querschnitts und reduzieren so die abflusswirksame Querschnittsfläche. Zusätzlich muss erwartet werden, dass die Ufervegetation den Abfluss im gehölzfreien Querschnitt stärker bremst als ein hart verbautes Ufer. Ist in einem Doppelprofil das Vorland durch Vegetation belegt, so bedeutet dies vorerst auch wiederum eine Reduktion des wirksamen Abflussquerschnitts. Auf den Ab-

fluss im Hauptgerinne ist in beiden Fällen, das heisst mit oder ohne Vorlandvegetation, eine bremsende Wirkung zu erwarten.

2.2 Ansatz nach Pasche

Im Zuge einer naturnahen Umgestaltung der Fliessgewässer ist vor allem in der Bundesrepublik Deutschland in den letzten Jahren sehr viel geforscht worden, um die Wirkung von Vegetation auf den Abfluss zu erfassen (siehe DVWK, 1985, DFG 1987). Aus einer Vielzahl von Berechnungsmethoden hat sich in neuester Zeit der Ansatz von Pasche (1984) als am vielversprechendsten erwiesen. Dabei wird vorerst in Funktion von Bewuchsparametern eine Fliessgeschwindigkeit im durchströmten Bewuchs und so der Abflussanteil im Gehölzquerschnitt bestimmt. Sehr aufwendig ist das Verfahren zur Bestimmung eines Rauigkeitsbeiwerts λ in der Trennfläche zwischen Vegetation und gehölzfreiem Querschnitt. Abb. 2 zeigt den experimentell ermittelten Zusammenhang zwischen diesem Rauigkeitsbeiwert λ und einem Parameter Ω , welcher unter anderem Funktion der Bewuchsdichte ist. Bei lockerem Bewuchs bewirkt eine Zunahme der Dichte der Ufervegetation eine Erhöhung des Rauigkeitsbeiwerts. Er erreicht dann aber ein Maximum, um bei noch stärker zunehmender Vegetationsdichte plötzlich sehr stark abzufallen. Dies lässt sich damit

erklären, dass bei einem sehr dichten Bewuchs jene Zwischenräume aufgefüllt sind, welche bei lockerem Bewuchs zur Aktivierung der erwähnten Makroturbulenzen beitragen.

2.3 Vergleich mit Messdaten

Felkel (1960) hat in eine Versuchsrinne Weiden gepflanzt und daraufhin Abflussmessungen durchgeführt. Diese Daten sind bis heute zur Überprüfung eines Verfahrens wie jenes von Pasche die verlässlichsten. Es muss aber darauf hingewiesen werden, dass die Belegung des Abflussquerschnittes in diesem Falle, bedingt durch die Versuchsanordnung, sehr extrem war. Prozentuale Verluste aus diesen Versuchen können nicht ohne weiteres auf die Natur übertragen werden. Abb. 3 zeigt die Resultate der rechnerischen Überprüfung eines Versuchs von Felkel und stellt auch dar, wie stark bei diesem Versuch das Bepflanzen der Uferbereiche den abflusswirksamen Querschnitt reduzierte. Die Nachrechnung gemäss Pasche ergab eine gute Übereinstimmung mit den Messwerten. Der resultierende Wert von $\lambda_T = 0.1$ ist zwar relativ gross, aber nicht ausserordentlich hoch. Die starke Abflussreduktion kommt bei diesen Versuchen vor allem durch die im Vergleich zu Naturgerinnen überproportionale Belegung der Fläche durch die gepflanzten Weiden zustande.

2.4 Empfindlichkeitsanalyse am Beispiel der Wigger

An einer Fortbildungstagung des Bundesamtes für Wasserwirtschaft im November 1986 wurde das Problem des Fliesswiderstandes in Profilen mit Vegetation diskutiert. G. Sterchele hatte das Beispiel der Wigger nach dem damaligen Kenntnisstand durchgerechnet. Für ein Profil mit einer Sohlenbreite von 11,5 m und einem Längsgefälle von 4‰ hat sich ergeben, dass die Dämme um 1.6 m erhöht werden müssen, um ein Projekthochwasser von 165 m³/s abzuführen, sofern eine Ufervegetation bis zum Böschungsfuss zugelassen wird. Die Rechnung wurde damals gemäss dem Verfahren von Einstein im gehölzfreien Querschnitt mit einer Annahme eines Strickler k-Werts von 20 m^{1/2}/s entlang der Trennfläche durchgeführt. Es wurde aber in Klammern angegeben, dass der Beiwert auch gegen 30 ansteigen könnte. Abb. 4 zeigt nun die Resultate in einer Rechnung nach Pasche für das gleiche Beispiel und Abb. 5 die Resultate einer Rechnung für den Fall, dass der Ufersaum 1 m über der Sohle aufhöre. Die Bewuchsparameter wurden entsprechend der Annahme verschiedenartiger Ufervegetation, wie auf Abb. 6 dargestellt, variiert.

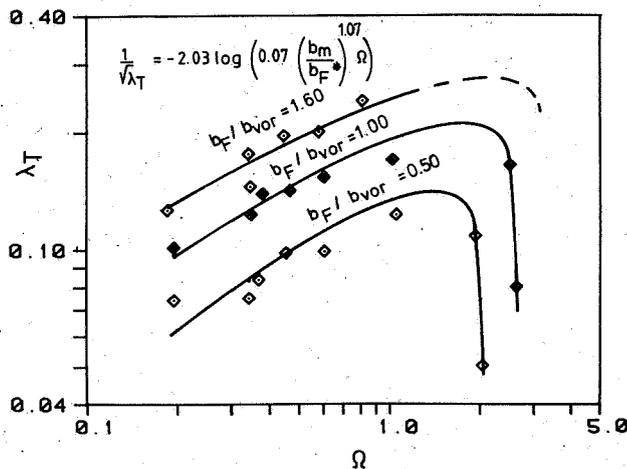


Abb. 2: Rauigkeitsbeiwert λ an der Trennfläche zwischen Vegetation und gehölzfreiem Querschnitt als Funktion des Bewuchsparameters Ω , nach Pasche (1984).

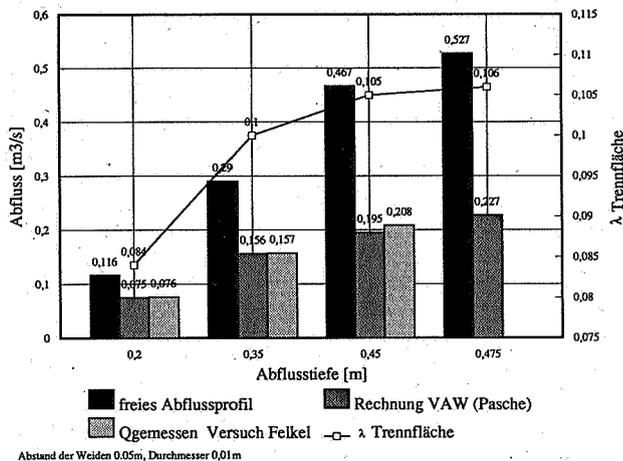


Abb. 3: Messdaten von Felkel und Nachrechnung mit dem Ansatz von Pasche.

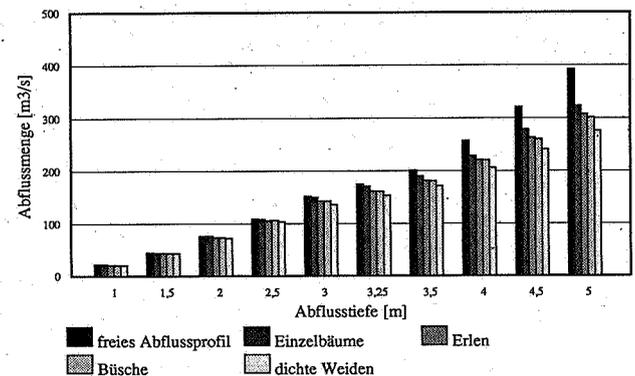


Abb. 4: Empfindlichkeit des Abflusses auf Bewuchsparameter für eine ganz überwachsene Uferböschung am Beispiel der Wigger, Vergleich mit freiem Abflussprofil.

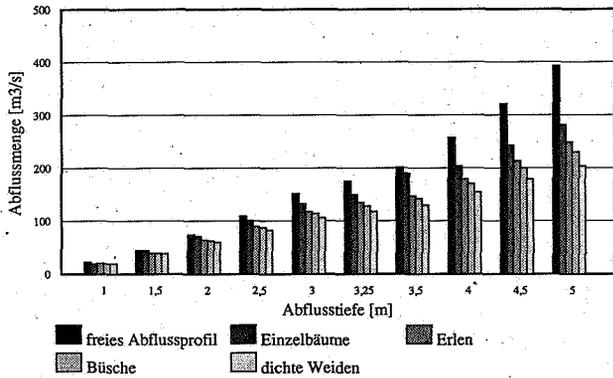


Abb. 5: Beispiel von Bild 4, aber mit Uferbewuchs nur bis 1 m über der Sohle.

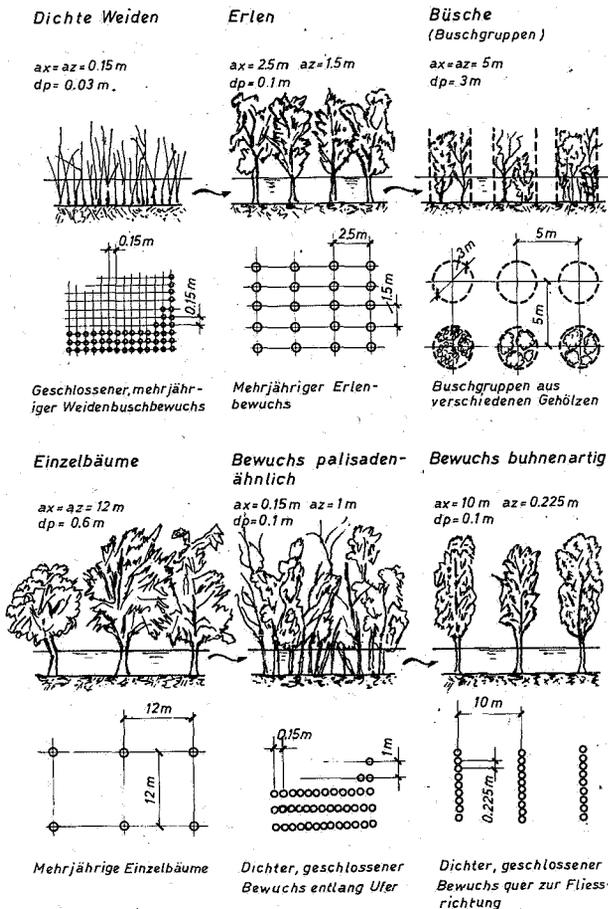


Abb. 6 Illustration der in den Berechnungen angenommenen Bewuchsanordnungen (a_x = Abstand der Bewuchselemente in Fließrichtung a_z = Abstand der Bewuchselemente quer zur Fließrichtung, d_p = Durchmesser der Bewuchselemente).

Ein eher lockerer Bewuchs mit Einzelbäumen oder Erlen lässt gemäss Abb. 4 einen gewissen Abfluss im Gehölzquerschnitt zu, bewirkt aber hohe Interaktionsverluste. Für diese Art von Besatz wurden die höchsten λ -Werte erreicht. Auf k -Werte nach Strickler umgerechnet bedeutet dies eine Grössenordnung von 20 bis 24 $\text{m}^{1/2}/\text{s}$. Bei einem Bewuchs mit dichten Weiden fällt der Teilabfluss im Gehölz auf unbedeutende Werte ab. In diesem Falle ist aber aus den erwähnten Gründen der Rauigkeitsbeiwert an der Trennfläche günstiger (k -Werte um 30 bis 35 $\text{m}^{1/2}/\text{s}$). Es gibt also eine

Kompensation zwischen Flächenabzug und Wirkung des Rauigkeitsbeiwerts an der Trennfläche für die Abflussberechnung. Nähert man die Resultate des Pasche-Verfahrens mit einem Verfahren nach Einstein an, so muss beachtet werden, dass nicht extremer Flächenabzug und ungünstiger Rauigkeitsbeiwert kumuliert werden dürfen. Ist, wie am Beispiel der Wigger, der dichte Bewuchs am ungünstigsten, so darf bei Vernachlässigung des Abflusses im Gehölzquerschnitt ein k -Wert entlang der Trennfläche zwischen 25 und 30 $\text{m}^{1/2}/\text{s}$ gewählt werden. Dies entspricht ungefähr charakteristischen Abmessungen der Pflanzen von etwa 0,1–0,5 m. Einer lockeren Reihe von Büschen von 1 m Durchmesser, welche entsprechende Zwischenräume offen lassen, würden eher $k = 20 \text{ m}^{1/2}/\text{s}$ zugeordnet. Bei Gewässern, vor allem Wiesenbächen, mit noch höheren Verhältnissen der Abflusstiefe zur Gerinnebreite als der Wigger dürfte diese vereinfachte Näherung nicht genügen. Solche Fälle müssen dann genau nach Pasche durchgerechnet werden.

Die Annahme, dass der Ufersaum 1 m über dem Böschungsfuss aufhört, ist insofern realistisch, dass zumeist der Böschungsfuss durch Hartverbau gesichert und die Vegetation nicht bis an die Gerinnesohle vorstossen kann (Abb. 5). Diese Rechnung zeigt nun einen wesentlich geringeren Einfluss der Vegetation. Viel kleinere Abflusstiefen als im Beispiel von Abb. 4 reichen nun aus, um auch mit Ufervegetation die Projektwassermenge abzuführen. Auch der Einfluss der Bewuchsparameter, welche aus diversen Gründen ja recht schwierig zu definieren sind, ist in diesem Beispiel geringer. Der Unterschied der Resultate von Abb. 4 und Abb. 5 lässt erahnen, dass die Rolle einer Ufervegetation vor allem in engen Gerinnen zum Tragen kommt. Je breiter das Gerinne und dementsprechend je kleiner der Anteil des Uferbereichs am Gesamtquerschnitt ist, um so kleiner dürfte auch der Einfluss einer allfälligen Ufervegetation sein.

3. Das Rhonehochwasser

Am 24./25. August 1987 führte auch die Rhone ein extremes Hochwasser. Während in Goms die Projektwassermenge erreicht oder sogar übertroffen wurde, betrug der Abfluss im Mittelwallis (Chippis bis Martigny) nur etwa 780 m^3/s (Messstationen Sion und Branson) gegenüber einer Projektwassermenge von über 900 m^3/s für diesen Bereich. Trotzdem wurden an verschiedenen Orten die maximal zulässigen Wasserspiegel erreicht. Da die Vorländer der Rhone in den letzten Jahren praktisch von einem Wald überwachsen wurden, war hier die Frage der Überflutungsgefahr als Folge von Vegetation besonders akut. Im Auftrag des Staatsrates des Kanton Wallis hat die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich ein umfangreiches Gutachten zu dieser Problematik erarbeitet (VAW 1989). Rechnerisch wurden für die beobachteten Wasserstände Abflüsse bei Visp von ca. 450 m^3/s , oberhalb der Mündung der Borgne von etwa 700 m^3/s und zwischen Sion und Martigny von etwa 760 m^3/s gefunden. Diese Rechnung erfolgte nach Einstein unter Annahme eines ungünstigen k -Werts an der Trennfläche von 18 $\text{m}^{1/2}/\text{s}$. Eine Nachrechnung nach Pasche ergab etwas höhere Werte, welche näher bei den Messwerten der Abflussmessstation Brig, Sion und Branson, d.h. ca. 480 respektive 790 m^3/s , lagen. In dieser Nachrechnung resultierten Trennflächen- k -Werte von ca. 30 $\text{m}^{1/2}/\text{s}$.

Wie würde sich nun eine Wiederherstellung des ursprünglichen Zustandes durch Abholzen der Vorlandvegetation auf

die Abflusskapazität auswirken? Selbstverständlich kann diese Massnahme nur dort eine Wirkung haben, wo ein gewisser Vorlandabfluss überhaupt möglich ist. So liegt beispielsweise bei Granges das Vorland bereits so hoch - vermutlich durch Schwebstoffablagerungen, welche ja durch die Vorlandvegetation noch gefördert werden - dass ein reines Abholzen hier keine abflussfördernde Wirkung zeigt. In der Regel ergaben aber die Rechnungen einen möglichen Vorlandabfluss von 40 bis 60 m³/s, für den Maximalwasserstand des Hochwassers von 1987, um den die Gesamtabflusskapazität erhöht wurde. Relativ wenig Wirkung ergab sich für den Abfluss im Hauptgerinne. Dazu ist einerseits der Anteil der Trennfläche am gesamten benetzten Umfang zu klein, und andererseits sind ja Interaktionsverluste mit oder ohne Vorlandvegetation zu erwarten. Ein genauer rechnerischer Vergleich ist nicht möglich, da es kein Verfahren gibt, welches gleichzeitig auf gehölzfreie und bewachsene Vorländer anwendbar ist. Schätzrechnungen ergaben, dass eine Kapazitätssteigerungen von über 10 m³/s im Hauptgerinne alleine bereits als optimistisch taxiert werden müssen. Somit musste gefolgert werden, dass ein Kahlschlag auf den Vorländern der Rhone zwar einen gewissen Kapazitätsgewinn bringen würde, der aber bei weitem nicht ausreicht, um an den kritischen Stellen die Abflusskapazität auf die geforderte Projektwassermenge zu steigern. Dies wäre nur möglich, wenn gleichzeitig auch das Vorland um mindestens 1 m in den kritischen Strecken abgesenkt würde. Die Vorländer würden dann allerdings auch bei häufigeren Ereignissen überflutet, wodurch vermehrt Sandablagerungen auf den Vorländern zu erwarten sind. Diese reduzieren ja mit der Zeit wieder die Abflusskapazität für die extremen Hochwasser. Die Beibehaltung eines relativ tiefen und vegetationslosen Vorlandes würde zwar den ungehinderten Abfluss des Projekthochwassers ermöglichen. Die ständige Erhaltung dieses Ziels wäre aber sehr unterhaltsintensiv. Deshalb wurde im VAW-Gutachten andere bauliche Massnahmen vorgeschlagen. Eine Erhöhung des zulässigen Wasserspiegels um 1 m erlaubt praktisch überall, das geforderte Ziel zu erreichen, ohne dass die Vorlandvegetation entfernt werden muss.

4. Das Reusshochwasser vom 24./25. August 1987

Das ausserordentliche Hochwasserereignis an der Urnerreuss von 1987 warf eine Menge von Fragen auf. Eine betraf auch die Vegetation, welche in den oberen Bereichen der Reussdämme zwischen Attinghausen und dem Urnersee aufkommen konnte. In der Nähe der Stellen, wo sich Dammbüche ereignet hatten, war Vegetation vorhanden gewesen.

Aufgrund einer Durchsicht von photographischen Unterlagen konnte angenommen werden, dass in den kritischen Bereichen die Vegetation erst ab Abflusstiefen von gegen 3 m wirksam wurde. Die Reussdämme sind mit einem blocksatzähnlichen Deckwerk aus den gröberen Komponenten des Reussgeschiebes abgedeckt. Die Vegetation konnte vor allem dort aufkommen, wo sich über dem Deckwerk Schwemmsandablagerungen gebildet hatten. Dies war eher im oberen Teil der Dämme der Fall. Wie Abb. 7 nun zeigt, ergibt sich für die Abflusskapazität des Reusskanals mit oder ohne Vegetation für einen Spitzenabfluss des Ereignisses von 1987 im Bereich von 750 bis 800 m³/s lediglich eine Differenz von ca. 20 m³/s für den gleichen Wasserstand. Für eine gegebene Abflussmenge entspricht dies einem Höherstau von einigen Zentimetern. Dabei muss be-

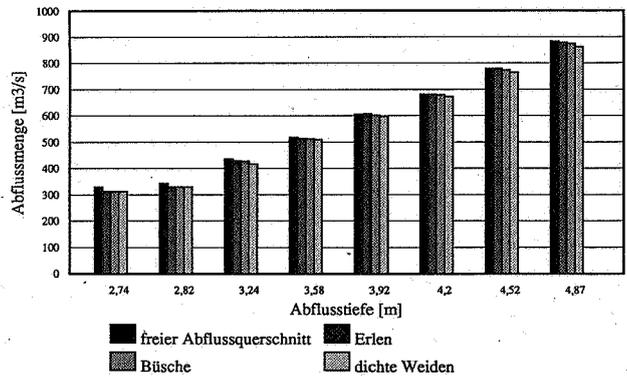


Abb. 7: Einfluss der Vegetation auf die Abflusskapazität des Reusskanals.

rücksichtigt werden, dass der maximal zulässige Wasserspiegel und damit die eigentliche Abflusskapazität der Reuss von ca. 600 m³/s im Ereignis 1987 schon längst überschritten waren. Grundsätzlich müssen die Dammbüche an der Reuss ja als Folge dieser Ueberlastung angesehen werden. Die Reussdämme wurden auf weiten Strecken überströmt und es ist erstaunlich, dass die Dämme auf ihrer Luftseite dieser Belastung doch noch auf längeren Strecken standgehalten haben. Ein Höherstau von einigen Zentimetern mag in diesem Ueberlastungsfall für den Bruch des Damms aber eine gewisse Rolle gespielt haben. So ist augenfällig, dass die Bresche auf der Altdorfer Seite genau jener Stelle gegenüber liegt, wo das bei Attinghausen ausfließende Wasser in den Reusskanal zurückgeströmt ist. Eine solche Rückströmung bewirkt eine Ablösung und so eine Abflusskonzentration auf die Gegenseite mit entsprechendem Aufstau gegen das Oberwasser. Bei den Brechen Attinghausen und Seedorf kann die Hypothese aufgestellt werden, dass der geringe Aufstau durch allfällige Ufervegetation für den Bruch ausgereicht haben könnte. Es muss aber betont werden, dass falls die Vegetation das auslösende Moment war, als wesentliche Ursache beim Dambruch die generelle Ueberlastung des Kanals angesehen werden muss. So gesehen war der Einfluss der Vegetation während des Hochwasserereignisses an der Reuss von 1987 gering und betraf sozusagen einen ausser Kontrolle geratenen Zustand.

5. Das Hochwasser an der Seez

Wegen der viel spektakuläreren Schäden im Puschlav, im Vorderrheintal, im Bleniotal und im Veltlin fast unbemerkt gab es auch in der Seez am 18./19. Juli 1987 ein beachtliches Hochwasser, welches zu Ueberflutungen der Talbene führte. Nebst anderen Gründen wurde auch hier die abflusshemmende Wirkung einer im oberen Teil der Uferböschung aufgekommenen Vegetation für die Ueberflutung verantwortlich gemacht. Nach dem Ereignis wurde denn diese auch ziemlich radikal entfernt.

Auch hier konnte aufgrund von photographischen Aufnahmen angenommen werden, dass die Ufervegetation nie bis zum Böschungsfuss vorgedrungen war. Für ein typisches Profil mit 11 m Sohlenbreite wurde angenommen, dass der Bewuchs nur den oberen Bereich der Böschung über einer Abflusstiefe von 1.4 m betreffe. Wie Abb. 8 nun zeigt, werden unter Annahme durchschnittlicher Bewuchsparameter für Abflusstiefen von 2.5 bis 3 m, welche etwa der Gerinnkapazität entsprechen, ca. 20 m³/s weniger abgeführt als im gehölzfreien Querschnitt. Anders ausgedrückt, bewirkt die Vegetation für gleiche Wassermenge in diesem Abfluss-

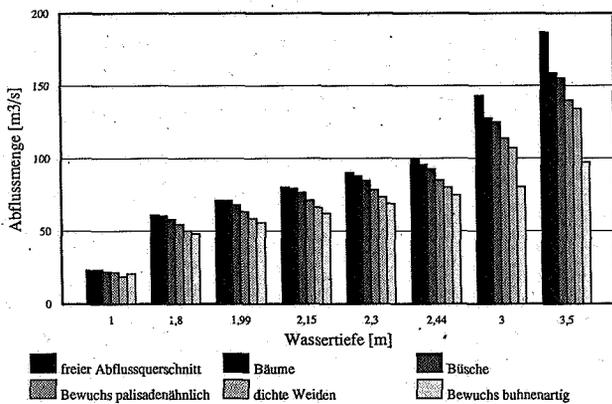


Abb. 8: Einfluss der Vegetation auf die Abflusskapazität der Seez.

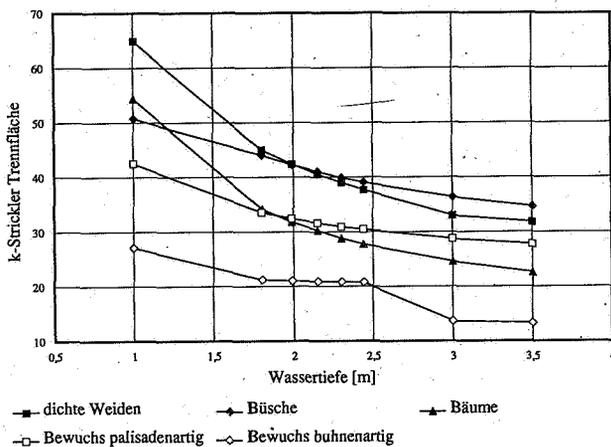


Abb. 9: k-Strickler Trennfläche in Funktion von Bewuchs und Wassertiefe am Beispiel der Seez.

bereich einen Höherstau von ca. 40 cm. Der Einfluss der Vegetation ist in einem kleinen Fluss wie der Seez also durchaus spürbar, aber nicht enorm. Es darf hier festgehalten werden, dass gerade an der Seez die Festlegung eines Dimensionierungshochwasser sehr grosse Schwierigkeiten bereitet und obige Differenz in Relation zu dieser Unsicherheit gesehen werden muss.

An diesem Beispiel wurden umfangreiche Rechnungen durchgeführt, um den Einfluss der Bewuchsparameter erfassen zu können. Durchschnittliche Bewuchsparameter ergaben verhältnismässig günstige Rauigkeitsbeiwerte, welche, auf Strickler-Beiwerte umgerechnet, in der Größenordnung von 30 bis 35 $m^{1/3}/s$ liegen (Abb. 9). So gesehen ist der Kapazitätsverlust in der Seez durch Ufervegetation praktisch nur Folge der Belegung eines Teils des Abflussquerschnittes durch die Vegetation und nicht einer wesentlichen Erhöhung der Rauigkeit. Sehr ungünstige Werte für den Rauigkeitsbeiwert an der Trennfläche wurden nur erreicht, wenn die Bewuchsparameter so gewählt wurden, dass sie einer buhnenartig gepflanzten Vegetation entsprechen würde. Stellt man sich den Ufersaum so vor, dass in regelmässigen Abständen sehr dichte palisadenähnliche Strukturen quer zur Fliessrichtung gegen die Flussmitte vorstossen, so wird natürlich die abflusshemmende Wirkung am grössten. Der Durchfluss im Uferbereich wird durch die dichte Bepflanzung praktisch verunmöglicht. Andererseits erlauben die Zwischenräume zwi-

schen diesen «Buhnen» die Anfischung von grossen Wirbeln in den Zwischenräumen.

Diese Abschätzung lässt den vorläufigen Schluss zu, dass bei Tolerierung von Ufersäumen, Vegetation im Vorland usw. doch gewisse Auflagen für den Unterhalt gemacht werden müssen. Ein relativ gleichmässiger dichter Ufersaum scheint für den Abfluss im gehölzfreien Querschnitt relativ günstig zu sein. Eine unregelmässige Strukturierung des Ufersaums mit vorgelagerten Einzelbäumen oder Einzelbüschen und grösseren Zwischenräumen nähert sich dem geschilderten Buhnenbild. Dies war auch der Grund, warum bei den Rechnungen für die Rhone die Betrachtungen auf einen ungünstigen k-Wert von 18 $m^{1/3}/s$ an der Trennfläche abgestützt wurden und nicht auf den eher günstigen Wert von ca. 30 $m^{1/3}/s$, wie er aus der Anwendung des Verfahrens von Pasche eigentlich resultierte.

6. Uferstabilität

Zur Problematik der Stabilität von bewachsenen Ufer wurden keine eigentlichen Untersuchungen gemacht. Es können eher lediglich einige allgemeine Bemerkungen gemacht werden, welche auf Beobachtungen und Abschätzungen basieren.

Bewachsene Ufer sind wie unbewachsene durch den direkten Strömungsangriff wie durch Unterkolkung gefährdet. Ufervegetation übernimmt die Funktion eines Deckwerks und soll im Prinzip die direkte Erosion der Böschung durch die Strömung verhindern. Die starke Reduktion der Fließgeschwindigkeit im Uferbereich, welche ja wie besprochen abflusshemmend wirkt, reduziert auch die Belastung der bewachsenen Böschung. Bei hohen Fließgeschwindigkeiten im gehölzfreien Querschnitt besteht aber irgendwann einmal die Gefahr, dass die Pflanzen aus der Böschung herausgerissen werden. Solche Vorgänge konnten an der Furkareuss als Folge des Ereignisses vom 24./25. August 1987 beobachtet werden. In Gebirgsflüssen mit grösseren Gefällen gibt es also sicher eine obere Grenze für die Anwendbarkeit von Lebendverbau. Möglicherweise lässt sich diese Grenze durch geeignete Pflegemassnahmen (regelmässiges auf den Stock Setzen, Erhaltung eines gleichmässigen dichten Bewuchses) nach oben verschieben.

Eine Besichtigung der Thur oberhalb von Henau nach dem Hochwasser vom Februar 1990 erlaubt weitere interessante Feststellungen. Auch dort wurden Ufer, welche lediglich durch den Bewuchs und ohne Hartverbau geschützt sind, durch das Ereignis teilweise erodiert. Die Schäden blieben in für dieses Gebiet akzeptablen Grenzen. Wo der Bewuchs der Belastung standhielt, war auch kein Schaden durch Unterkolkung feststellbar. Da ja die Geschwindigkeitsverteilung in Ufernähe durch einen solchen Bewuchs sehr stark beeinflusst wird, kann durchaus angenommen werden, dass analog der abflusshemmenden Wirkung der Vegetation in Ufernähe die Geschwindigkeiten in der Nähe des Böschungsfusses ebenfalls reduziert und damit die Sohlschubspannungen und die Beanspruchung der Sohle in Ufernähe reduziert werden. Es ist somit nicht auszuschliessen, dass mit einem üppigen Uferbewuchs in Flüssen mit nicht allzu hoher Mittelwasserführung und nicht allzu grossem Gefälle auch der Böschungsfuss gegen Unterkolkung gesichert und so allenfalls auf Hartverbau ganz verzichtet werden kann. Zur Sicherung dieser Hypothese werden allerdings weitere Untersuchungen nötig.

Literaturverzeichnis siehe folgende Seite.

Literaturverzeichnis:

DFG (Deutsche Forschungsgemeinschaft) (1987): Hydraulische Probleme beim naturnahen Gewässerausbau. VCH Verlagsgesellschaft, Weinheim

DVWK (Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau) (1985): Anwendung von Fließformeln beim naturnahem Gewässerausbau. DVWK-Schriften 72, Paul Parey, Hamburg-Berlin

EINSTEIN, H.A. (1950): The bedload Function for Sediment Transportation in Open Channels Flows. US Dept. of Agriculture, Techn. Bull. No. 1026

FELKEL, K. (1960): Gemessene Abflüsse in Gerinnen mit Weidebewuchs: Mitteilungsblatt der Bundesanstalt für Wasserbau 15 (Karlsruhe), 34-51

PASCHE, E. (1984): Turbulenzmechanismen in naturnahen Fließgewässern und die Möglichkeit ihrer mathematischen Erfassung. Diss. RWTH Aachen

VÄW (1989): Capacité du Rhône. Expertise sur la capacité d'écoulement actuelle du chenal du Rhône entre Brig et Branson, l'influence de la végétation sur l'écoulement et les mesures possibles pour augmenter la capacité. Bericht 955 (unveröffentlicht)

Natürliche und künstliche Retention im Reusstal

Felix Naef

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, CH-8092 Zürich

Zusammenfassung

Hochwasserspitzen werden gedämpft, wenn Wasser in Überflutungsflächen, natürlichen oder künstlichen Seen zurückgehalten werden kann. Untersucht wurde die Wirkung der Überflutungsflächen in der Reussebene in Andermatt und zwischen Attinghausen und Seedorf, ebenso die Wirkung der Stauanlagen Lucendro und Göscheneralp. Eingegangen wird auch auf die Möglichkeiten zur Dämpfung von Hochwassern durch Hochwasserrückhaltebecken oder durch Erhöhung der verteilten Retention.

Résumé

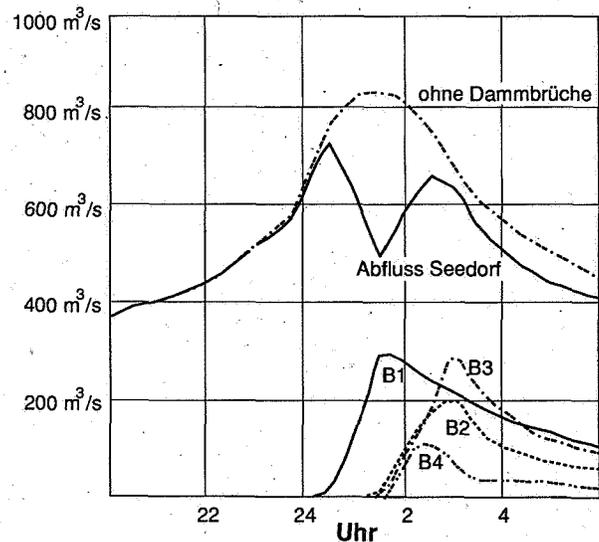
Les pointes de crue sont atténuées si les eaux peuvent être retenues dans les zones inondées, dans des lacs naturels ou artificiels. On a analysé l'effet des débordements dans la région de la Reuss à Andermatt et entre Attinghausen et Seedorf, de même que l'effet de rétention des retenues de Lucendro et de Göscheneralp. On montre les possibilités d'écrêtement des crues offertes par les bassins de rétention de crues ou par l'augmentation de la rétention répartie.

Einleitung

Der Verlauf eines Hochwassers wird durch den Niederschlag und die entsprechende Reaktion des Einzugsgebietes bestimmt. Niederschlag kann der Mensch nicht beeinflussen; hingegen kann er in den Prozess der Abflussbildung direkt eingreifen. Das Wasser kann während des Hochwassers zurückgehalten werden, so dass die Hochwasserspitze gedämpft wird. Dieser Rückhalt (Retention) kann im Boden, in Überflutungsflächen entlang des Gerinnes oder durch Rückhaltebecken erfolgen. Bei grossräumigen Überbauungen, durch die Aufhebung von Überflutungsflächen oder durch Änderung der Bewirtschaftung der Böden kann die Retention auch verkleinert und damit die Hochwassergefahr verschärft werden. Im folgenden Abschnitt wird die Wirkung der Retention auf den Ablauf des Hochwassers 1987 untersucht und aufgezeigt, wie weit durch Veränderungen der Retention der Hochwasserablauf beeinflusst werden kann.

Damnbrüche oberhalb von Seedorf

Die verschiedenen Damnbrüche bewirkten eine grossräumige Überflutung der Reussebene. Wie hoch wäre der Spitzenabfluss bei intakten Dämmen gewesen? Wieviel Wasser strömte aus den Breschen in die Ebene? Fig. 1 zeigt Resultate der aufwendigen Modellrechnungen. Durch die Bresche (B1) unterhalb Attinghausen flossen rund $300 \text{ m}^3/\text{s}$ aus, durch die Bresche B1 und die auf der rechten Seite gelegene Bresche B2 im Maximum um $400 \text{ m}^3/\text{s}$, die Hälfte des Spitzenabflusses bei Seedorf. Da die Dämme erst kurz vor dem Durchgang der Spitze brachen, wäre der Abfluss bei intakten Dämmen in Seedorf aber nur etwa $100 \text{ m}^3/\text{s}$ höher gewesen. In den Aufzeichnungen des Pegels Seedorf äusserte sich das Öffnen der Breschen in einem scharfen Rückgang des Abflusses, gefolgt von einem Wiederanstieg, bewirkt durch das Rückströmen des Wassers aus den gefüllten Überflutungsflächen in den Kanal.



Figur 1. Abfluss der Reuss beim Pegel Seedorf am 24./25. August 1987 zwischen 20 Uhr und 6 Uhr. Eingezeichnet ist auch der Abfluss, der ohne Damnbrüche beobachtet worden wäre. B1 bis B4 zeigen die Flüsse durch die aufgetretenen Breschen. B1 und B2 sind Ausflüsse, B3 und B4 Rückflüsse in den Kanal.

Retention in der Ebene von Andermatt

Auch die Ebene von Andermatt wurde beim Hochwasser 1987 überflutet. Durch diese Überflutungsflächen wurde der Abfluss wesentlich gedämpft: Er hätte beim Urnerloch statt den jetzt geschätzten $345 \text{ m}^3/\text{s}$ über $420 \text{ m}^3/\text{s}$ betragen, wenn die Retention in diesem Gebiet durch wesentlich höhere Dämme entlang der Reuss ausgeschaltet worden wäre. Da die Retention auf der steilen Strecke zwischen dem Urnerloch und Amsteg klein ist, hätte sich diese erhöhte Spitze bis Seedorf auswirkt.

Einfluss der Speicherseen Lucendro und Göscheneralp

Westlich des Gotthardpasses liegt der Stausee Lucendro mit einem Speichervolumen von 25 Mio m^3 . Sein Einzugsgebiet umfasst mit 7 km^2 nur 3.5% der Einzugsgebietsfläche der Reuss bis Andermatt. Es lag aber beim Hochwasser 1987 im Zentrum der intensivsten Niederschläge, während der Stunde der höchsten Abflüsse flossen $75 \text{ m}^3/\text{s}$ in den See. Ohne den Rückhalt des Sees wären in und unterhalb Hospental zweifellos noch grössere Schäden entstanden. Die Nachrechnungen zeigen aber, dass die Retentionswirkung des Sees unterhalb des Urnerlochs gering war. Durch zusätzliche Überflutungen in der Ebene von Andermatt wäre die erhöhte Spitze bereits vor der Schöllenschlucht wieder gedämpft worden.

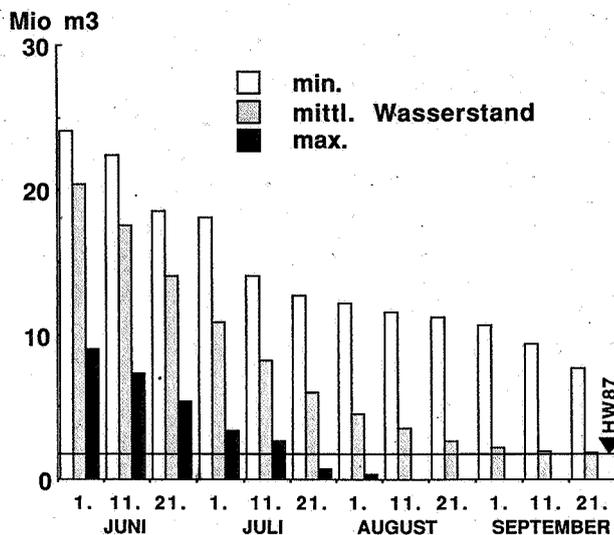
Deutlicher ist die Wirkung des Göscheneralpsees (Speichervolumen 75 Mio m^3). Sein Einzugsgebiet lag zwar nicht im Zentrum der intensivsten Niederschläge, mit 42 km^2 ist es aber wesentlich grösser als dasjenige des Lucendrosees. Die gesamten Zuflüsse des Hochwassers 1987 konnten im See zurückgehalten werden.

Die automatische Registrierung des Seestandes war während der entscheidenden Stunden des Ereignisses ausgefallen, so dass für diese Zeit nur das zugeflossene Volumen, nicht aber die Form der Zuflussganglinie bekannt ist. Aufgrund des Zuflussvolumens, der Niederschlagsverteilung und der Abflüsse in anderen Einzugsgebieten lässt sich vermuten, dass der Spitzenabfluss $125 \text{ m}^3/\text{s}$, aber nicht $170 \text{ m}^3/\text{s}$ überschritten hat. Die Retention im Reussbett von

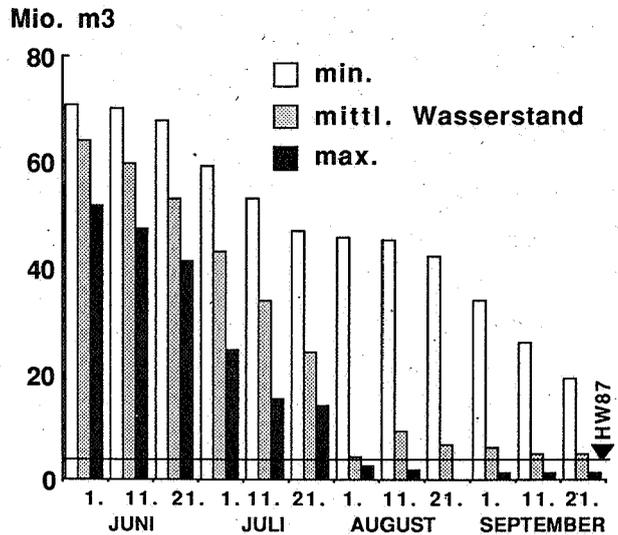
Göschenen bis Amsteg erwies sich in den Berechnungen als gering, sie vermag eine Hochwasserwelle nicht wesentlich zu beeinflussen. Die zusätzlichen Abflüsse aus dem Göscheneralp tal hätten sich also praktisch ungedämpft auf die Hochwasserwelle aufgesetzt. Der Abfluss in Seedorf wäre ohne die Speicher Göscheneralp und Lucendro um 100 bis 150 m³/s höher gewesen. Diese Werte sind gerechnet unter der Voraussetzung, dass zwischen Amsteg und Seedorf höhere Längsdämme ein seitliches Ausströmen des Wassers verhindert hätten. Durch die erhöhte Spitze und durch das insgesamt um 5.5 Mio m³ erhöhte Volumen der Hochwasserwelle wäre die Erosionswirkung der Réuss wesentlich verstärkt worden mit wahrscheinlich schwerwiegenden Konsequenzen an jenen Stellen, wo 1987 noch grössere Schäden nur knapp vermieden wurden.

Die Hochwasserabflüsse aus den Einzugsgebieten der beiden Stauseen konnten 1987 in den zwei Speichern während der kritischen Zeit vollständig aufgenommen werden. Wie gross ist aber die Wahrscheinlichkeit, dass im Verlauf des Sommers noch genügend Stauvolumen vorhanden ist, um ein Hochwasser zurückzuhalten? Was für eine Retentionswirkung ist noch zu erwarten, wenn der See voll ist? Auswertungen der Seestände seit Inbetriebnahme der Anlagen durch die Elektrowatt Ingenieurunternehmung (EWI) zeigen, dass bei durchschnittlichen oder trockenen Jahren in beiden Speichern bis gegen Ende September genügend Volumen zur Verfügung steht (Fig. 2, 3). Dass die Wasserstände am Ende des Sommers wichtig sind, belegt die Tatsache, dass die grössten Hochwasser der letzten 200 Jahre Ende August (1834, 1987), im September oder Anfang Oktober (1839, 1868) auftraten. Bei überdurchschnittlich nassen Jahren sind die Seen schon anfangs August voll. Wenn ein Hochwasser auf einen vollen See trifft, wird die Spitze bei einem mit 1987 vergleichbaren Ereignis durch die See retention noch beträchtlich gedämpft. Die Abminderung gegenüber einem Zustand ohne See beträgt um 40% beim Lucendro- und um 30–50% beim Göscheneralpsee. In Seedorf wären die Abflüsse noch um 40 bis 60 m³/s höher gewesen als 1987.

Das Einzugsgebiet der beiden Seen erfasst mit 49 km² nur etwa 6% des gesamten Einzugsgebietes. Die Verteilung des Niederschlags beim Ereignis 1987 war so, dass die Wirkung



Figur 2. Restvolumen im Lucendrosee bei einem trockenen, mittleren und nassen Jahr.



Figur 3. Restvolumen im Göscheneralpsee bei einem trockenen, mittleren und nassen Jahr.

der Seen überproportional gross war. Bei anderen Niederschlagsverteilungen wäre die Dämpfung geringer. Aussagen über die räumliche Verteilung der Niederschläge bei extremen Starkniederschlägen sind aber angesichts des begrenzten Datenmaterials unsicher. So lassen sich die obigen Aussagen über die Wirkung der Speicher nicht verallgemeinern.

Künstliche Retention mit Hochwasserrückhaltebecken

Rückhaltebecken sind bei kurzen Hochwassern mit grossen, aber nicht lange andauernden Spitzenabflüssen am wirksamsten; bei einem gegebenen Rückhaltevolumen wird dann die grösste Dämpfung erzielt. Das Ereignis von 1987 hatte dafür eine ideale Form. Extreme Hochwasser in der Réuss haben wahrscheinlich immer eine ähnliche Form, da die für so hohe Abflüsse notwendigen Niederschlagsintensitäten nicht längere Zeit anhalten können.

In Gebirgstälern wie dem Reusstal sind die Möglichkeiten zur Schaffung von Rückhalteraum begrenzt. In einer Studie der EWI werden nur vier mögliche Standorte für Rückhaltebecken ausgewiesen: oberhalb Hospental in der Gotthardreuss (0.2 Mio m³ Rückhaltevolumen), bei Feden in der Meierreuss (0.7 Mio m³), Erhöhung der Staumauer Pfaffensprung (zusätzlich 0.4 Mio m³) und eine Sperre bei der Autobahnbrücke Intschi (3.3 Mio m³). Einzig im Intschitobel ist das Speichervolumen gross genug, um Hochwasser wesentlich zu beeinflussen. Dafür müsste allerdings eine 70 m hohe Mauer mit einer maximalen Breite von 110 m gebaut werden. Der Rückstau würde sich dabei 1.7 km flussaufwärts bis Rütli erstrecken (Bericht EWI). Der Verlauf des Hochwassers und die Auslegung des Grundablasses bestimmen die Wirkung des Beckens. Würde bei einem ungesteuerten Becken Intschitobel der Auslass so dimensioniert, dass der Einstau erst bei einem Abfluss von mehr als 300 m³/s beginnt, so hätte sich mit dem zur Verfügung stehenden Rückhaltevolumen der Abfluss 1987 um 220 m³/s drosseln lassen. Sollte ein Becken Intschitobel geplant werden, müsste der Beckenauslass für unterschiedliche Ereignisse optimiert werden. Möglicherweise wäre ein gesteuerter Auslass, integriert in ein Hochwasserwarnsystem, in Betracht zu ziehen.

Verteilter Rückhalt

Massgebend wird der Abfluss durch die verteilte Retention geprägt: Durch Infiltration des Niederschlages in den Boden wird Wasser zurückgehalten und trägt nicht zum Hochwasser bei. Durch Aufforstung aufgelockerte Böden haben ein erhöhtes, durch intensive Bewirtschaftung unter Einsatz schwerer Maschinen verdichtete Böden ein geringeres, von Strassen oder Überbauungen überdeckte Böden gar kein Wasserspeichervermögen. Durch Änderung der Bodennutzung lässt sich also das Speichervermögen beeinflussen. Solche Einflüsse lassen sich in kleinen Einzugsgebieten nachweisen, in Einzugsgebieten von der Grösse der Reuss kaum, wie folgende Abschätzung zeigt. Vom Büro Geo 7 wurden die Bodennutzungen im Urner Reusstal zusammengestellt und die Vergrösserung der Strassenflächen in den letzten 100 Jahren ermittelt. Bei einer Gesamtfläche des Einzugsgebietes der Reuss von 844 km² sind 90 km² bewaldet. Nimmt man nun bei einem Hoch-

wasser einen Volumenabflusskoeffizient (gesamter Abfluss des Hochwassers / gesamter Niederschlag) von 0.5 für unbewaldete und 0.2 für bewaldete Flächen an, so vergrössert sich das Volumen des Hochwassers bei einem völligen Verschwinden des Waldes um 6%. Auch wenn alle möglichen Veränderungen im Einzugsgebiet (Halbierung der Waldfläche, Verdichtung der Böden mit einer Erhöhung des Abflusskoeffizienten um 50%, Zunahme der versiegelten Fläche) unter äusserst ungünstigen Annahmen gleichzeitig berücksichtigt werden, bewegt sich die Zunahme des Hochwasservolumens mit 10 bis 20% in der Grössenordnung der Genauigkeit hydrologischer Abschätzungen. Damit ist auch klar, dass extreme Hochwasser auch durch weiträumige Änderungen der Bodennutzung im Sinne einer Erhöhung der Speicherkapazität nur wenig beeinflusst werden können.

Adresse des Verfassers: Dr. Felix Naef, VAW, ETH Z, 8092 Zürich

Historische Hochwasser

Chr. Pfister und S. Hächler

Historisches Institut der Universität Bern,
Engehaldenstrasse 4, 3012 Bern

Zusammenfassung

Aus rund 300 Quellen wurden 1900 Berichte von Überschwemmungen in den Kantonen Uri, Wallis, Graubünden und Tessin für die Zeit seit 1500 systematisch gesammelt, gesichtet, historisch-kritisch bewertet und umweltgeschichtlich interpretiert. Die rund 750 Ereignisse wurden nach Schadengrösse und ihrem saisonalen Auftreten klassifiziert. Im weiteren wurden die meteorologisch-klimatischen Konstellationen der grösseren Ereignisse untersucht.

Hochwasser im hochalpinen Raum ereigneten sich vorwiegend im August und im September. Gehäuft traten sie in der zweiten Hälfte des 16. und des 19. sowie in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts auf, selten in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts. In den 650 Jahren zwischen 1342 und der Gegenwart ereigneten sich neun Überschwemmungen, welche die Grössenordnung der Ereignisse von 1987 erreicht haben dürften. Wesentlich schwerer war die Hochwasserkatastrophe von 1342. Die Wiederkehrdauer von Überschwemmungen in der Grössenordnung der Ereignisse von 1987 ist für den Kanton Uri auf 70-100 Jahre geschätzt worden. Bei den klimatischen Dispositionen schwerer Hochwasser konnten zwei Typen unterschieden werden: Typ 1: kalte, niederschlagsreiche Frühjahrs- und Sommerperiode mit beträchtlichem Potential für die sekundäre Schneeschmelze. Typ 2: extrem frühe und starke Ausaperung von Gletschern nahe den Vorstossmaxima in sehr warmen Frühjahrs- und Sommerperioden; dadurch weitgehender und rascher Abfluss der Niederschläge. Die sechs meteorologisch ausreichend dokumentierten schweren Ereignisse wurden durch lang anhaltende Starkniederschläge in Zusammenhang mit der Heranführung warmfeuchter Luftmassen vom Süden her gegen den Alpenkamm ausgelöst. Dies geschah auch in Perioden, in denen der Nutzungsdruck als unerheblich betrachtet werden kann. Das Auftreten schwerer Überschwemmungsereignisse scheint somit primär an die obenerwähnten Klimakonstellationen gebunden zu sein. Das dürfte auch für die Zukunft gelten.

Résumé

Le document analyse de manière systématique les crues qui se sont produites entre 1500 et 1950 dans les cantons d' Uri, du Valais, du Tessin et des Grisons. Environ 1900 mentions de crues provenant de 300 sources et se rapportant à 750 événements furent rassemblées, compilées, soumises à la critique des sources et interprétées dans le contexte d'une histoire de l' environnement. Les crues furent classées selon l'importance des dégâts causés ainsi que par leur variation saisonnière. L'étude porte aussi sur les circonstances météorologiques qui furent associées aux événements majeurs.

Les inondations étaient fréquentes dans la deuxième moitié du XVIème et du XIXème ainsi que dans la première moitié du XXème siècle, tandis qu'elles étaient rares dans la deuxième moitié du XVIIème siècle. Les grandes crues se produisent surtout en août et en septembre. Depuis 1342 neuf inondations auraient atteint la grandeur de celle de 1987 (celle de 1342 l'a certainement dépassée). Un tel événement

s'est donc produit en moyenne tous les 70-100 ans. Les circonstances météorologiques observées dans les mois précédents se divisent en deux groupes:

Type 1: le printemps et l'été frais et humides ce qui a créé un potentiel considérable pour une seconde fonte des neiges.

Type 2: le printemps précoce et l'été très chaud dans une situation, où les glaciers avaient presque atteint leur grosseur maximale historique. De là la surface des glaciers était découverte de neige par une grande partie, ce qui a permis un écoulement rapide et presque complet des précipitations.

Les six événements, où les circonstances météorologiques sont assez bien connues, furent tous déclenchés par des précipitations intenses et prolongées associées à des courants d'air chaud et humide provenant du sud. Quelques-uns se sont produits aussi dans des périodes où les impacts humains paraissent négligeables. Par là il est permis de conclure que dans ces milieux de haute altitude l'occurrence de crues considérables est tout d'abord liée à des situations météorologiques extrêmes. Ceci paraît aussi valable pour l'avenir.

1. Einleitung

Der Auftrag, welcher von Umwelthistorikern der Universität Bern im Rahmen der Ursachenanalyse der Hochwasser 1987 zu leisten war, kann wie folgt zusammengefasst werden:

- Systematische Sammlung, Sichtung, historisch-kritische Bewertung und umweltgeschichtliche Interpretation von historischen Berichten über Überschwemmungen aus den 1987 meistbetroffenen Kantonen Uri, Wallis, Graubünden und Tessin für die Zeit ab 1500.
- Untersuchung der meteorologisch-klimatischen Konstellationen, die in den letzten fünf- bis siebenhundert Jahren zu Ereignissen im Grössenbereich der Hochwasser 1987 geführt haben.

2. Datengrundlage und Methode

Insgesamt wurden über 1900 Schadenmeldungen aus mehr als 300 Quellen verwertet: Orts-, regionalgeschichtliche sowie landeskundliche Monografien, Tagebücher, Chroniken, offizielle Schadenberichte, Ratsprotokolle, hydrologisch-wasserbauliche sowie forstwissenschaftliche Fachliteratur, Zeitschriften kantonaler Historischer und Naturforschender Gesellschaften, ferner handschriftliche Quellen aus den Staatsarchiven der Kantone Uri, Wallis und Tessin.

Es gehört zu den Besonderheiten historischer Quellen, dass sie für Extremereignisse besonders sensibel sind. Die Situation ist mit jener in den heutigen Medien zu vergleichen. Je extremer ein Ereignis, desto grösser die Zahl der Berichterstatter und desto ausführlicher sind ihre Aufzeichnungen. Im 16. und 17. Jahrhundert sind Ereignisse meist nur kurz und lakonisch umschrieben, aber es darf angenommen werden, dass die schweren und katastrophalen Überschwemmungen vollständig erfasst sind. Im 18. Jahrhundert werden die Berichte ausführlicher, raum- und zeitspezifischer und verweisen vermehrt auf meteorologische Ursachen. Im 19. Jahrhundert sind sie vielfach von Fachleuten oder gebildeten Laien verfasst, die Schäden sind häufig nach Geldwert bewertet. Die Quellengrundlage ist damit nicht einheitlich, sie nimmt bezüglich Dichte und Aussagekraft vom 18. Jahrhundert an zu, was bei der Interpretation zu berücksichtigen ist.

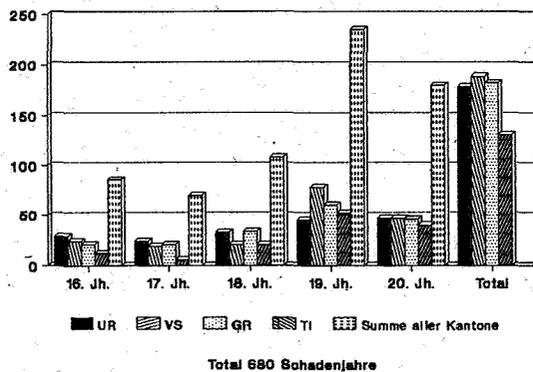


Abb. 1: Erfasste Schadenjahre für die einzelnen Kantone 16.–20. Jahrhundert.

Die Summe aller Schadenjahre in den vier untersuchten Kantonen beträgt rund 680 (Abb. 1). Als Schadenjahr gilt jedes Jahr, in dem Meldungen von Hochwasserereignissen vorliegen. Dabei spielt das Ausmass der Schäden keine Rolle. Im 17. Jahrhundert ist die Zahl der Schadenjahre relativ gering; das Maximum liegt im 19. Jahrhundert. Für die Rekonstruktion der meteorologischen Situation im zeitlichen Umfeld von katastrophalen Hochwassern kann einzig auf die vorhandenen chronikalischen Beschreibungen abgestellt werden. Für die Periode vom Hochmittelalter bis 1525 wurden dazu die in Entstehung begriffene mitteleuropäische Witterungsdatei EUROCLIM-MA (Schwarz-Zanetti, G. und W., Pfister, Chr., in Vorbereitung), für die Periode von 1525 bis 1863 die «Klimageschichte der Schweiz» und die zugehörige Witterungsdatei CLIMHIST (Pfister 1984 a), für die Zeit ab 1864 die «Annalen der Meteorologischen Zentralanstalt» herangezogen.

Jede Quelle wurde historisch-kritisch bewertet. Die älteren Umweltchroniken enthalten bekanntlich ein Mischmasch von zuverlässigen und unzuverlässigen Daten, wobei die Fehlerquote bis zu 50% betragen kann. Neben Berichten von Augenzeugen gelten solche, welche dem Verfasser einer Quelle schriftlich oder mündlich zugetragen worden sein müssen, als gesichert, sofern der Verfasser Zeitgenosse war. Nicht zeitgenössische Angaben sind nur in jenen Fällen ergänzend einbezogen werden, wo sie ein wesentliches Mehr an Information einbrachten, sofern das betreffende Ereignis bereits aus gesicherten Quellen bekannt war.

Die Einstufung der Grössenordnung von Hochwassern erfolgte nach dem Ausmass der erwähnten Schäden und der Fläche der betroffenen Gebiete. Neben den durch Experten geschätzten Schadenssummen (ab 1834) boten die objektivierbaren Elemente der Schadenbeschreibungen am ehesten Gewähr für eine gewisse Vergleichbarkeit über die Jahrhunderte hinweg: Zerstörte Brücken, Dämme, Verkehrswege und Häuser, überschottertes Kulturland, Hinweise auf überschwemmte Flächen.

Die Bewertung der Schäden wurde nach vier Stufen – geringfügig, beträchtlich, gross, sehr gross – vorgenommen, je nach der Schwere der gemeldeten Schäden, gemessen am Verlust an materieller Lebensqualität, der Dauer der Beeinträchtigung und der für die Behebung der Schäden benötigten Arbeit. Die verwendeten kulturräumlichen Indikatoren sind bis ins 19. Jahrhundert als relativ homogen zu betrachten, da im grossen und ganzen Schutzbauten und -massnahmen noch nicht als besonders wirksam betrachtet werden können. Bei der Unterscheidung von «leichten» und «mittelschweren» Ereignissen bleibt ein erheblicher

Ermessensspielraum offen, dagegen lassen sich «schwere» und vor allem «katastrophale» Ereignisse in der Grössenordnung der Hochwasser 1987 eindeutiger klassieren, da diese meist von einer Vielzahl von Quellen geschildert werden.

Entsprechend dem Schadenradius wurden lokale, regionale und überregionale Ereignisse unterschieden. Die Kombination der beiden Kriterien – Ausmass und Verbreitung der Schäden – führte zu den folgenden vier Typen von Hochwassern (Tabelle 1):

Verbreitung	lokal	regional	überregional
Ausmass			
geringfügig	leichtes Hw	leichtes Hw	mittelschweres Hw
beträchtlich	leichtes Hw	mittelschweres Hw	mittelschweres Hw
gross	mittelschweres Hw	mittelschweres Hw	schweres Hw
sehr gross	schweres Hw	katastrophales Hw	katastrophales Hw

Tabelle 1: Typisierung der historischen Hochwasser (Hw) anhand von Ausmass und Verbreitung der Schäden.

Die leichten Ereignisse wurden aus der Untersuchung ausgeklammert, da sie nur unvollständig erfasst und für die Fragestellung ohne Bedeutung sind. Als «katastrophal» werden jene Hochwasser bezeichnet, welche in etwa die Grössenordnung jener von 1987 erreichten.

3. Veränderungen in der Häufigkeit, der saisonalen und räumlichen Verteilung von Hochwassern 1500–1950

Bei kantonsweiser Betrachtung lässt sich folgendes feststellen:

Saisonalität: Am häufigsten traten mittlere bis katastrophale Ereignisse in allen untersuchten Kantonen im September auf, und zwar mehr oder weniger durchgehend vom 16. bis ins 20. Jahrhundert. Auch Augustereignisse ereigneten sich häufig. Sie traten (ausser in Uri) erst vom 19. Jahrhundert an regelmässig in Erscheinung. Juliereignisse haben einzig im Wallis eine gewisse Bedeutung. Generell lässt sich feststellen, dass sich die Zahl der schadenaktiven Monate in der 1. Hälfte des 20. Jahrhunderts (ausser in Uri) von 3 auf 4 und mehr vergrössert hat (Abb. 2).

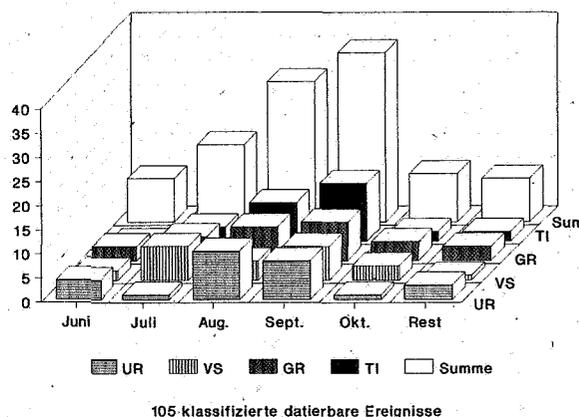


Abb. 2: Saisonale Verteilung mittlerer bis katastrophaler Ereignisse in den einzelnen Kantonen 1500–1950.

Vorwiegend betroffene Räume: In Uri (29 Ereignisse) wurden im Juli und August hauptsächlich der nördliche Kantonsteil, im September auch das Urserental betroffen. Am wenigsten gefährdet waren die leeseitigen westlichen Seitentäler. Im Wallis (26 Ereignisse) konzentrierten sich die Überschwemmungen in den Monaten Juni und Juli auf das Unterwallis; im August und September auf die Vispertäler, das Binntal und den mittleren Abschnitt des Rhone-Haupttals. In Graubünden (30 Ereignisse) waren im Juni, Juli und August das Prättigau und das Rheintal am meisten gefährdet, Septemberhochwasser trafen vor allem das Engadin und die südlichen Täler. Im Tessin (30 Ereignisse) trafen die Augustereignisse vorwiegend den westlichen, jene im September den östlichen Kantonsteil. Das Sottoceneri war weniger gefährdet.

Häufigkeit: Gehäuft traten Überschwemmungen in allen Kantonen in der zweiten Hälfte des 16. und des 19. Jahrhunderts sowie die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts auf, wobei die letztgenannte Periode wegen des Ausbleibens von katastrophalen und der geringen Zahl von schweren Ereignissen weniger schadenintensiv war. Im Tessin häuften sich die schweren Ereignisse im 20. Jahrhundert! Auffallend arm an Hochwassern war in allen Kantonen die zweite Hälfte des 17. Jahrhunderts.

Die Häufigkeit mittelschwerer bis katastrophaler Hochwasser im Alpenraum kann aufgrund des heutigen Informationsstandes nicht mit Klimaveränderungen in Zusammenhang gebracht werden, da die drei erwähnten hochwasseraktiven Perioden klimageschichtlich sehr heterogen sind: Die zweite Hälfte des 16. Jahrhunderts zeichnet sich durch kühle und sehr feuchte Sommer sowie weitreichende Gletschervorstösse aus, in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts schmolzen die Gletscherzungen von ihren säkularen Hochständen rasch zurück. Die erste Hälfte des 20. Jahrhunderts stand im Zeichen der Erwärmung aller Jahreszeiten bei anhaltendem Gletscherschwund. Dieser Befund lässt sich dahingehend interpretieren, dass die meteorologischen Konstellationen, welche zu Hochwassern führen können, in der Wahrscheinlichkeit ihres Eintretens nicht an die erwähnten Klimaschwankungen gebunden sind. Von da her ist es auch schwierig, die Auswirkungen der zu erwartenden globalen Erwärmung auf die Häufigkeit von katastrophalen Hochwassern abzuschätzen.

4. Die katastrophalen Hochwasser

Innerhalb der Untersuchungsperiode haben die sechs Ereignisse von Ende August 1566, September 1570, September 1640, Ende August 1834, September 1839 und von September 1868 die Grössenordnung der Hochwasser von 1987 erreicht. Im 14. und 15. Jahrhundert lagen noch die Überschwemmungen von 1342 und 1480 im Bereich der Grössenordnung des 1987er-Ereignisses. Jenes von 1342 hat sie erheblich überschritten.

Bei diesen katastrophalen Ereignissen sind jeweils die meteorologischen Ursachen (Schneedecke in höheren Lagen; Herkunft und Dauer der auslösenden Niederschlagsereignisse) und das Ausmass und die Verteilung der aufgetretenen Schäden in den vier Kantonen beschrieben, in Form von Karten dargestellt und wenn möglich durch quantifizierbare Angaben über die Höhe der Seestände (Bodensee, Lago Maggiore) ergänzt worden.

Hinweise auf die Grösse der maximal möglichen hydrologischen Belastung lassen sich aus der Hochwasserkatastrophe von 1342 gewinnen, die auf Grund der Untersuchung von Seesedimenten im Urnersee als die grösste der letzten

1000 Jahre bezeichnet worden ist. Die in ganz Mitteleuropa nachgewiesene Katastrophe vom Spätsommer 1342, «übertraf alle anderen Überschwemmungen des Mittelalters und der Neuzeit an Ausmass und Bedeutung» (Bork/Herrman 1988).

Ausgelöst wurde sie durch achttägige, wohl fast ununterbrochen anhaltende, zuweilen wolkenbruchartige Niederschläge. Auf ackerbaulich genutzten Hängen rissen bis zehn Meter tiefe Kerben ein, begleitet von intensiver flächenhafter Bodenerosion. Die Erosion war hinsichtlich ihres Ausmasses und ihrer Wirkung für die gesamte historische Zeit ohnegleichen. Laut Bork/Herrman (1988) muss sich ein erheblicher Teil der gesamten Bodenumlagerungen der vergangenen 10 000 Jahre in der ersten Hälfte des 14. Jahrhunderts im Gefolge dieses Ereignisses vollzogen haben! Das heisst: Es dürfte sich um eines der längsten und intensivsten Niederschlagsereignisse, sozusagen um den «hydrologischen GAU» seit der Eiszeit gehandelt haben.

In Zürich reichte das Wasser bis zur Pforte des Fraumünsters, in der Luzerner Barfüsserkirche bis zum Hochaltar. Der Rhein riss in Laufenburg zwölf Häuser nebst den Brücken weg, er überströmte die Mauer in Säckingen, der Bodensee jene in Konstanz. In Strassburg fielen die Mauern ein. Die Stadt stand ganz im Wasser. Im Dom zu Mainz reichten die Fluten 3 m hoch. Unermessliche Schäden wurden aus dem gesamten Einzugsgebiet des Rheins und der Weser gemeldet.

4.1 Eintretenswahrscheinlichkeit

Für die Projektierung von Ausbau- und Korrektionsmassnahmen muss abgeschätzt werden, wie oft mit einem Ereignis zu rechnen ist, das eine bestimmte Grössenordnung überschreitet. Um diese sogenannten Jährlichkeiten zu berechnen, werden die vorhandenen Messreihen des Abflusses mit Frequenzanalyse untersucht und logarithmisch extrapoliert, was mit erheblichen Problemen verknüpft ist, da die Messung der grössten, seltensten und wichtigsten Spitzenwerte wegen des Ausfalls von Instrumenten oft unzulänglich ist.

Durch den Einbezug von Aufzeichnungen über historische Hochwasser lässt sich die Basis für die Extremwertstatistik sinnvoll erweitern. Freilich lassen sich solche Angaben nicht einfach in Kubikmeter pro Sekunde umrechnen. Die historische Analyse erlaubt es lediglich, Extremereignisse nach dem Prinzip der «ungefähren Exaktheit» approximativ einzustufen. Dafür liefert sie reale Daten, nicht statistische Artefakte.

Von den insgesamt neun «katastrophalen» historischen Hochwassern aus den letzten 650 Jahren wurde das Urnerland als einziges jedesmal nachweislich heimgesucht. Nach der Analyse der Sedimente im Urnersee (Siegenthaler, Sturm) wurden nur zwei Ereignisse (1342, 1868) gefunden, welche die Grösse der Hochwasser 1987 erreicht haben. Dem ist entgegenzuhalten, dass vor dem späten 19. Jahrhundert wirksame Hochwasser-Schutzmassnahmen kaum getroffen wurden, so dass sich das Wasser leichter flächenhaft in der Reussebene ausbreiten konnte. Wieviele der zwischen 1342 und 1868 aufgeführten Hochwasser tatsächlich die Dimension von 1987 erreicht haben, kann somit nur approximativ abgeschätzt werden. Dabei ist zu berücksichtigen, dass die Liste auf Grund der schlechten Quellenlage für die zweite Hälfte des 14. und für das 15. Jahrhundert unvollständig sein mag. Im weiteren dürfte das auf die Alpennordseite beschränkte Hochwasser von 1762 in Uri eine ähnliche Grössenordnung erreicht haben. Haltbar erscheint unter den erwähnten Einwänden die Aussage, dass

auf Grund der historischen Analyse in den letzten 650 Jahren 7–9 Ereignisse – 1342, 1480, 1566, 1640, 1762, 1834 und 1868, möglicherweise auch 1511 und 1570 – in Uri die Grössenordnung des Hochwassers von 1987 erreicht oder übertroffen (1342) haben dürften. Diese Aussage stützt sich für die Zeit vor 1800 auf das Gesamtvolumen des Wassers aus dem Einzugsgebiet des Rheins bei Basel, welches für diese Ereignisse anhand der Quellen grössenmässig eingestuft werden kann, auf die auf Grund von Hochwassermarken oder Beschreibungen abzuschätzenden Seepiegel (Bodensee, Lago Maggiore), sowie auf die Untersuchung der Meteorumfelder und der Schadenanalyse.

Im Durchschnitt der untersuchten Periode sind katastrophale Hochwasser im Untersuchungsraum alle 70–100 Jahre aufgetreten.

Dieser Wert bewegt sich in der Grössenordnung der von Grebner und Richter errechneten Wiederkehrdauer des Gebietsniederschlags von 50 bis 70 Jahren für das Niederschlagsereignis vom 23.–25. August 1987 (Grebner/Richter). Nach Aussage der VAW (Hydrologie 1989) kann mit einem Spitzenabfluss der Reuss von ca. 800 m³/sec, wie er 1987 ermittelt worden ist, alle 150–300 Jahre gerechnet

werden. Für das Auftreten von Hochwasserkatastrophen sind indessen neben dem Spitzenabfluss noch andere Faktoren wie Abflussvolumen und Geschiebetransport von Bedeutung. Je nach den untersuchten Parametern können für dasselbe Ereignis durchaus verschiedene Eintrittswahrscheinlichkeiten errechnet werden. Was die statistische Aussage einer durchschnittlichen Wiederkehrdauer real bedeutet, kann anhand der Hochwasserchronik eindrücklich veranschaulicht werden: Katastrophale Ereignisse können sich durchaus innerhalb von vier oder fünf Jahren wiederholen (1566–1570, 1834–1839), andererseits können zwischen zwei Katastrophen weit über hundert Jahre verstreichen.

Für die übrigen drei Kantone ist eine Aussage schwierig: Tessin und vor allem Graubünden sind geographisch heterogen und für alle drei ist die Quellenlage vor dem 18. Jahrhundert dürftig. Immerhin kann festgestellt werden, dass die überregionale Schadenkonstellation von 1987 in vier bis fünf Fällen – 1640, 1834, 1839, 1868, möglicherweise 1570 – nachgewiesen werden kann. Daraus lässt sich der Schluss ziehen, dass die meteorologischen Konstellationen vom Typ «Hochwasser 1987» mit einem Niederschlagszen-

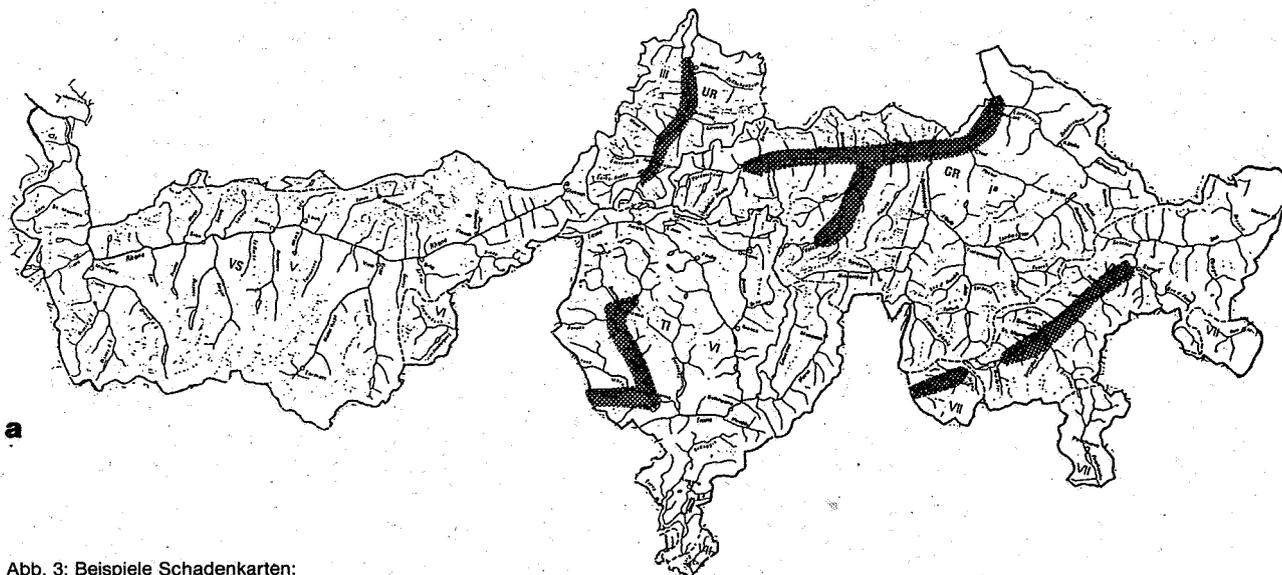
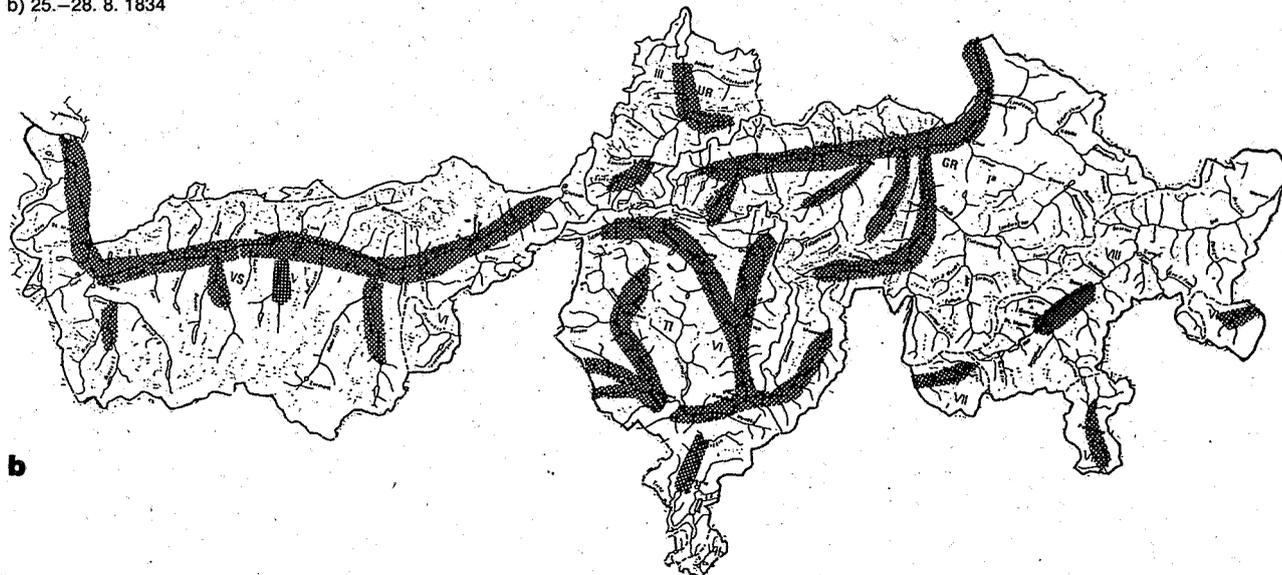


Abb. 3: Beispiele Schadenkarten:
a) 24.–30. 8. 1566 (Kanton Wallis: fehlende Daten)
b) 25.–28. 8. 1834



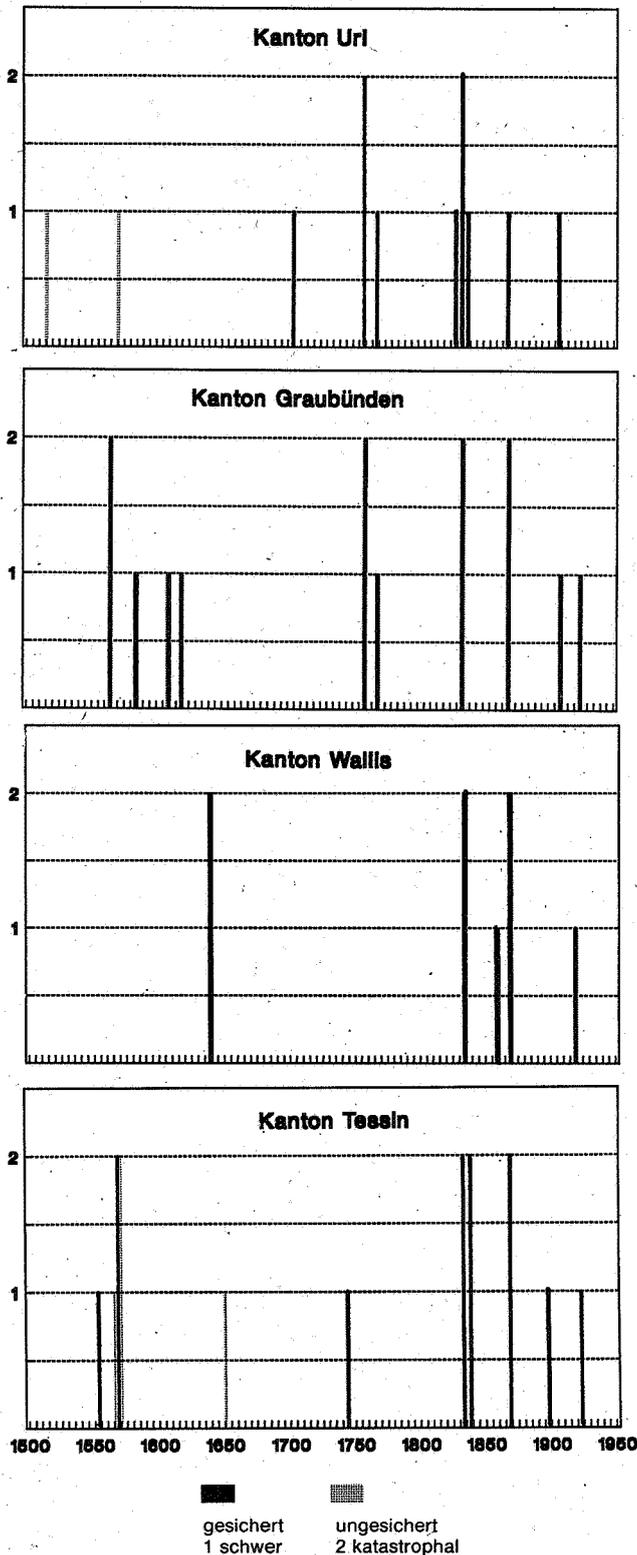


Abb. 4: Schwere und katastrophale Hochwasser 1500–1950.

trum im Raume Furka – Gotthard etwa in Abständen von 70 bis 80 Jahren auftreten.

4.2 Belastung und Belastbarkeit

Eine für Umweltfragen sensibilisierte Öffentlichkeit hat im Gefolge der Hochwasser 1987 die Frage nach den Ursachen aufgeworfen, namentlich mit Blick auf eine mögliche Verschärfung der Disposition für geomorphologische Prozesse (z.B. Bodenverdichtung, Planierung durch Skipisten). Gerade die Frage nach Veränderungen in der Belastbarkeit

ist in der Ökosystemanalyse in der Regel sehr schwierig zu beantworten, weil sich die Charakteristik der Einzugsgebiete unter dem Einfluss der menschlichen Aktivität in einmaliger Weise verändert. Jedès Hochwasser trifft, etwas überspitzt gesagt, sozusagen auf eine andere Landschaft. Die Landschaftsveränderungen haben sich in den letzten vierzig Jahren vor allem im Mittelland stark beschleunigt. Der menschliche Einfluss, soweit er abgeschätzt werden kann, ist in den Hauptaktivitätsgebieten mittel oder gering (Mani, Bericht Schadensgebiete).

4.3. Disposition und Meteoumfeld von katastrophalen Hochwassern

In gewisser Hinsicht vergleichbar ist die (meteorologische) Belastung: Die untersuchten zehn katastrophalen Hochwasser können auf bestimmte meteorologische Konstellationen zurückgeführt werden, welche im Verlaufe der Zeit immer wieder aufgetreten sind: Bei der Klimadisposition schälen sich zwei Typen heraus:

1. Typ 1: Beträchtliches (Alt)schneepotential in Höhen von ca. 2500–3000 m, sei es im Gefolge einer oder mehrerer kalter, niederschlagsreicher Frühjahrs- und Sommerperioden (1342?, 1480, 1511, 1570, 1839, 1640, 1987), sei es als Folge einer extrem mächtigen Schnee-Akkumulation im vorangehenden Winterhalbjahr (1566).
2. Typ 2: Extrem frühe und starke Ausaperung von Gletschern und Firnfeldern in sehr warmen Frühjahrs- und Sommerperioden: 1762, 1834, 1868.

Bei allen Hochwassern dürfte somit die Disposition für eine sekundäre Schneeschmelze oder eine Gletscherschmelze eine Rolle gespielt haben.

Die Meteoumfelder zeigen ein nahezu einheitliches Bild:

1. Ausgelöst wurden die katastrophalen Hochwasser durch tagelang anhaltende intensive Niederschläge: 1342, 1480, 1511, 1566, 1570, 1762, 1834, 1839, 1868, 1987. Die Schadenbilder sind dabei entscheidend von der Lage der Zone des intensivsten Niederschlags geprägt. Alle Ereignisse, von denen direkte Wetterbeobachtungen vorliegen – 1566, 1762, 1834, 1839, 1868, 1987 – scheinen von südlichen Winden begleitet worden zu sein, welche warm-feuchte, mediterrane Luftmassen von Süden gegen die Alpen führten. Dadurch regnete es bis in höchste Lagen, was einen raschen Abfluss beförderte, weil die obersten Bergregionen keine oder nur eine geringe wasserzurückhaltende Pflanzendecke tragen.
2. Aus der für die Schweiz verfügbaren klimageschichtlichen Information kann der Schluss gezogen werden, dass die Schneeschmelze allein – ohne dazutretende intensive Dauerregen – im Alpenraum keine mit 1987 vergleichbaren Hochwasser auszulösen vermag, nicht einmal dann, wenn die Schneemassen multisäkulare Spitzenwerte erreichen.
3. Ob intensive Starkregen allein – ohne dazutretende sekundäre Schneeschmelze oder extrem ausgeaperte, weit vorgestossene Gletscher – Hochwasserereignisse auslösen können, die mit jenen von 1987 vergleichbar sind, scheint auf Grund des klimageschichtlichen Befundes unwahrscheinlich und müsste durch eine Analyse meteorologischer Messreihen genauer abgeklärt werden.

Ein gehäuftes Auftreten von katastrophalen Hochwassern in der letzten Jahrhunderten im Zusammenhang mit bestimmten Klimaperioden kann nicht festgestellt werden. Von da her ist es auch noch kaum möglich, die Frage zu beantworten, ob im Zusammenhang mit der erwarteten globalen Erwärmung vermehrt mit solchen Katastrophen zu rechnen ist.

5. Veränderungen in der Belastbarkeit

Der in der öffentlichen Diskussion verwendete Begriff der «hausgemachten Hochwasser» ist unscharf, vielseitig interpretierbar und wohl deshalb so einprägsam, weil ihn jeder auf seine eigene Art auslegen kann.

- Von den meteorologischen Ursachen her impliziert er einen anthropogenen Einfluss auf den Witterungsverlauf. Diese Denkfigur ist in der Interpretation von Naturkatastrophen seit der Antike nachzuweisen. Bis zur Aufklärung wurden sie den Sünden der Menschen gegen Gott zugeschrieben – und zur Legitimation von sozialdisziplinierenden Massnahmen verwendet –, in den letzten Jahrzehnten zunehmend den zivilisatorischen Sünden wider die Natur. Dies ist, soweit es meteorologische Ursachen betrifft, im Lichte der vorliegenden Ergebnisse nicht haltbar.
- Vom Schadenmuster her impliziert er, dass zivilisatorische Eingriffe (Bodenversiegelung, Strassenbau usw.) Art und Grösse der Schäden (mit) verursacht haben. Das heisst: Dass sich die Belastbarkeit des Alpenraums für Hochwasser vergrössert hat. Diese These kann umweltgeschichtlich weder gestützt noch verworfen werden, und zwar aus mehreren Gründen:
 1. Die vor der Mitte des 19. Jahrhunderts getroffenen Schutzmassnahmen boten vor schweren Hochwassern kaum Schutz. Seitdem systematisch grossräumige Flusskorrekturen vorgenommen und zahlreiche Rückhaltebecken gebaut worden sind, konnten Dammbüche und schwere Schäden besser vermieden werden. Immer mehr hängt das Risiko eines grossen Schadeneignisses von der Qualität der Schutzbauten und immer weniger von den naturräumlichen Parametern ab. Die Risikoabschätzung des Individuums, die auf eigenen und tradierten Erfahrungen beruht, ist durch die wissenschaftlich-technische Risikoabschätzung abgelöst worden.
 2. Das Schadenpotential ist um ein Mehrfaches angewachsen und hat sich in seiner Zusammensetzung verändert.

Während Land- und Kulturschäden, die sich weitgehend auf Kosten Privater ereignen, tendenziell zurückgehen, haben die durch die öffentliche Hand gebauten Infrastrukturanlagen (Strasse, Bahn, Autobahn, Flussverbauungen) an den Schadenssummen wachsenden Anteil. Die auftretenden Schäden sind spektakulärer, medienwirksamer als jene bei früheren Ereignissen und betreffen in Form von Verkehrsbehinderungen eine weit grössere Zahl von Personen.

3. Die erwähnten zivilisatorischen Eingriffe in die Landschaft seit der Mitte unseres Jahrhunderts können sehr wohl das Abflussgeschehen in ungünstigem Sinne beeinflusst haben. Nur ist auf der anderen Seite auf die Belastung durch Überweidung und Abholzung im 19. Jahrhundert hinzuweisen. Sofern die für das Berner Oberland vorliegenden Ergebnisse gesamtschweizerisch schlüssig sind, muss angenommen werden, dass die für die Waldentwicklung äusserst schädlichen Bestände an freilebenden Ziegenherden in den Kantonen Uri, Wallis, Graubünden und Tessin im späten 19. Jahrhundert ein Maximum erreichten. Im weiteren dürfte der Holzschlag, welcher vor dem Import von Brennstoffen mit der Eisenbahn eng an den Bedarf der lokalen Bevölkerung gebunden war, im gleichen Zeitraum kulminiert haben. Es fehlt das Datenmaterial, um diese beiden gegenläufigen Tendenzen gegeneinander aufzurechnen.
4. Die Überschwemmungen vor dem 18. Jahrhundert fanden in einer Zeit statt, in welcher der Nutzungsdruck im Berggebiet auf Grund der geringen Bevölkerungsdichte als unerheblich betrachtet werden kann. Es haben sich keine Hinweise gefunden, die auf eine geringere Belastbarkeit in dieser Periode hindeuten. Es fragt sich, ob die Art der Bodennutzung in diesem Raum mit seinem grossen Anteil an Ödland im Verhältnis zur Grösse der meteorologischen Einwirkung überhaupt in entscheidender Weise zur Verschärfung der Hochwassersituation beitragen kann.

Literaturverzeichnis

- ANNALEN (1864 ff.): Annalen der schweiz. meteorolog. Central-Anstalt (ASZM; 1864-1886: Schweiz. Meteorologische Beobachtungen). Zürich.
- BORK, H.R./ HERRMAN, A. (1988): Bodenerosion und Umwelt. Verlauf, Ursachen und Folgen der mittelalterlichen und neuzeitlichen Bodenerosion; Bodenerosionsprozesse; Modelle und Simulationen. Braunschweig.
- GREBNER, D./ RICHTER, K.G. (o. J. [1990]): Gebietsniederschlag. Ereignisanalysen 1987 und Abhängigkeitscharakteristiken. Zusammenfassung des Berichts für das Programm «Ursachenanalyse der Hochwasser 1987», im Auftrag des BWW. Zürich.
- HYDROLOGIE (1989): Hydrologie des Hochwassers vom 24./25. August 1987 im Urner Reusstal, i. A. des Kt. Uri. Zürich.
- MANI, P. (o.J. [1990]): Überblick über die Schadensgebiete. Zusammenfassung des Berichts für das Programm «Ursachenanalyse der Hochwasser 1987», im Auftrag des BWW. Bern.
- PFISTER, C. (1984 a): Witterungsdatei CLIMHIST, Schweiz 1525-1863. Bern METEOTEST, Fabrikstr. 29a, 3012 Bern).
- PFISTER, C. (1984 b): Das Klima der Schweiz von 1525-1860 und seine Bedeutung in der Geschichte von Bevölkerung und Landwirtschaft. 2 Bde. Bern/Stuttgart.
- SCHWARZ-ZANETTI, G.W./ PFISTER, C. (in Vorbereitung): EUROCLIMA. Historische Witterungsdatenbank für Mitteleuropa 1000-1525.
- SIEGENTHALER, C./ STURM, M. (o.J. (1990)): Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter: die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Zusammenfassung des Berichts für das Programm «Ursachenanalyse der Hochwasser 1987», im Auftrag des BWW. Zürich.

Die Häufigkeit von Ablagerungen extremer Reuss-Hochwasser. Die Sedimentationsgeschichte im Urnersee seit dem Mittelalter.

Christoph Siegenthaler & Michael Sturm
Sedimentologie, Abt. Umweltphysik,
EAWAG-ETH, 8600 Dübendorf/Schweiz

1. Zusammenfassung

In den Sedimentkernen aus dem Urnersee lassen sich im Zeitfenster der letzten tausend Jahre 16 aussergewöhnliche Ereignisse (Erdbeben, Felsstürze, Hochwasser usw.) nachweisen und datieren. Pro Jahrhundert können etwa 10 Turbidite festgestellt werden, die Mehrzahl davon vermutlich als Folge von Hochwässern. Um grundberührende Trübebröme entstehen zu lassen, welche Sand bis in den distalen Bereich eines Beckens transportieren können, müssen die Schwebstofffrachten eines Seezuflusses ausserordentlich gross sein und Konzentrationen von mehreren 10 kgm^{-3} erreichen. Bezüglich Kubatur und insbesondere Korngrösse fallen in den Sedimentkernen drei ausserordentliche Turbidite auf, welche von extremen Reuss-Hochwässern generiert wurden. Zwei davon können verlässlich auf 1987 und 1868 datiert werden, der dritte und bedeutendste dürfte aus der Mitte des 14. Jahrhunderts stammen. Die ab 1601 im Urnersee rekonstruierbaren durchschnittlichen Sedimentationsraten haben sich bis heute nicht wesentlich verändert.

Résumé

Dans les carottes des sédiments du lac d'Uri, qui embrassent une période de mil ans, les effets de quinze événements extraordinaires dès 1601 (tremblements de terre, chutes de pierres, crues etc.) se retrouvent dans les sédiments et qui se laissent ainsi dater. La plupart des turbidites sont dues à des grandes crues, qui transportent des quantités énormes de matériel en suspension, avec des concentrations de probablement plusieurs dizaines de kgm^{-3} . Trois turbidites avec du sable provenant des massifs cristallins du bassin versant de la Reuss sont exceptionnelles par rapport à la granulométrie et à la masse du dépôt. La plus importante avait probablement été déposée dans la première moitié du 14^e siècle, les deux autres sont liées au crues destructrices de 1868 et 1987. Essentiellement, la «sedimentation rate», qui peut être déterminé dès 1601, ne varie pas d'une manière significative.

2. Einleitung

2.1 Einleitung und Fragestellung

Es kann davon ausgegangen werden, dass sich Ereignisse im Einzugsgebiet eines grossen Zuflusses wie der Reuss, welche für den Feststofftransport des Flusses relevant sind – z.B. lokale oder regionale Starkniederschläge – in den Sedimenten eines anschliessenden Sees widerspiegeln. Frühere Untersuchungen von langen Sedimentprofilen aus dem Brienersee (STURM 1976, STURM & MATTER 1978), dem Gersauer Becken (SIEGENTHALER et al. 1987) sowie aus dem Zürichsee und Zugersee (KELTS 1978) haben gezeigt, dass sich charakteristische Ablagerungen («marker beds») in diesen Seen nicht nur genau korrelieren, sondern sich auch bestimmten Ereignissen zuordnen lassen. Die

Analyse von Sedimentsequenzen erlaubt somit Aussagen über aussergewöhnliche Ereignisse, wie sie z.B. auch extreme Hochwässer darstellen. Diese Resultate und Überlegungen führten zur folgenden Fragestellung im Rahmen des Projektes «Ursachenanalyse Hochwasser 1987»:

- Gab es früher Hochwässer mit Magnituden vergleichbar mit derjenigen von 1987; was für Frequenzen haben gegebenenfalls derartige Ereignisse?
- In welchem Kontext stehen solche älteren, extremen Hochwässer; gibt es in den Sedimenten Anzeichen für zeitliche Trends, z.B. Änderungen der Sedimentationsdynamik?
- Lassen sich charakteristische Hochwasserlagen bestimmten Einzugsgebieten der Zuflüsse zuordnen?

2.2 Generelle Charakterisierung des Sees

Der Urnersee ist ein tiefes Teilbecken des Vierwaldstättersees mit zwei grossen Zuflüssen, der Reuss und der Muota, an seinem südlichen und nördlichen Ende. Die Reuss baut, bevor sie in den See mündet, eine grosse Alluvialebene auf; diese Ebene ist der jetzt fluvial mit 300 m mächtigen Schottern und Sanden aufgefüllte Bereich eines ehemals viel grösseren, spätglazialen Urnersees; die Schwebstoff- und Geschiebefracht der Reuss war daher, mindestens zeitweise, sehr beträchtlich und kontrollierte bereits in der Vergangenheit die Sedimentationsprozesse im See.

Der See hat heute eine Fläche von 20.2 km^2 und ist max. 200 m tief (WEST 1987). Das Seebecken stellt einen glazial übertieften, im Querschnitt U-förmigen Trog dar mit steilen West- und Ostflanken. Es ist im Süden begrenzt von dem vergleichsweise flachen, ca. 3 km langen Delta der Reuss und im Norden von dem relativ steilen und kurzen Delta der Muota. Die lakustrischen Schuttfächer der kleineren lateralen Seezuflüsse haben sehr steile Flanken und nur geringe Ausdehnungen: Auf der Ostseite der Schuttfächer des Riemensaldner Baches bei Sisikon und auf der Westseite die beiden Schuttfächer von Isleten, respektive Bauen. Der Boden des Beckens, in einer Wassertiefe von 180 m bis 200 m, hat eine Fläche von ungefähr 10 km^2 . Dieser ist meist flach, es treten aber bis zu 10 m hohe kleine Hügel und Unebenheiten auf.

Das Wasser im Urnersee ist im Sommer thermisch geschichtet. In den Wintermonaten – etwa von Dezember bis April – herrschen isotherme Zustände vor. Fast alle seit 1904 bestimmten grossen Reussabflüsse (gemessen bei der LHG-Messstelle Seedorf) fallen in die Zeit von Mai bis Oktober, während welcher der See geschichtet ist (HEINZMANN 1990). Winterliche Starkabflüsse mit Tagesmitteln von $> 100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ sind sehr seltene Ereignisse in der 86jährigen Messreihe von Seedorf: Dezember 1961, März 1981, Februar 1990. Ähnliches gilt für die 73jährige Beobachtungsreihe der Muota bei Ingenbohl: Winter-Tagesmittel $> 100 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ wurden auch hier nur 3mal im Februar 1928, 1958 und im Dezember 1961 beobachtet.

Das Einzugsgebiet der Urnerseezuflüsse liegt in zwei petrographisch und geologisch-tektonisch sehr unterschiedlichen Einheiten:

- Der kleinere Teil des Einzugsgebietes der Reuss (nördlich vom Erstfelder- und vom Maderanertal) sowie die Einzugsgebiete aller andern Seezuflüsse liegen im Bereich der helvetischen Decken, welche petrographisch vorwiegend aus Kalken und Mergeln bestehen. Nur an den Flanken des Schächentals und im Reussquerschnitt zwischen Seedorf und Attinghausen (linke Talflanke) respektive zwischen Flüelen und Altdorf (rechte Talflanke)

stehen kristalline Sandsteine und Konglomerate an (Nordhelvetischer Flysch).

- b) Südlich des Erstfelder- und Maderanertals liegt das Einzugsgebiet der Reuss im Kristallin des Aar- und Gotthardmassivs. Hier sind vorwiegend Granite, Gneisse und Glimmerschiefer anstehend. Abgesehen von einigen Vorkommen geringer Ausdehnung (z. B. Urserenmulde, Meiental) fehlen Kalke und Mergel.

2.3 Methodik

Im Urnersee und im Teilbecken von Brunnen/Treib wurden zur Bestimmung der Tiefenstruktur der Sedimente ca. 140 km Reflexionsseismik-Profile aufgenommen (Sediment-Eindringtiefe < 25 m). Die Ablagerungen im See sind anhand von 193 Sedimentkernen (\varnothing 6.3 cm) studiert worden: 157 davon waren «Kurzkerne» mit durchschnittlichen Längen von 0.5 bis 1 m; 36 waren «Langkerne» mit Längen von 5 bis 8 m. Grobklastische (Sand/Kies) Einlagerungen in Deltanähe behinderten das Eindringen des Kernrohres zur Entnahme längerer Kerne. Kurz- und Langkerne liefern in der Regel ungestörte Sedimentproben; einzig nahe der Sedimentoberfläche können durch den Entnahmevergang bedingte Störungen, bis einige dm bei Kurzkerne und bis 1 m bei Langkernen, auftreten. Die gemessenen Mächtigkeiten dieser Bereiche müssen deshalb als Mindestwerte angesehen werden.

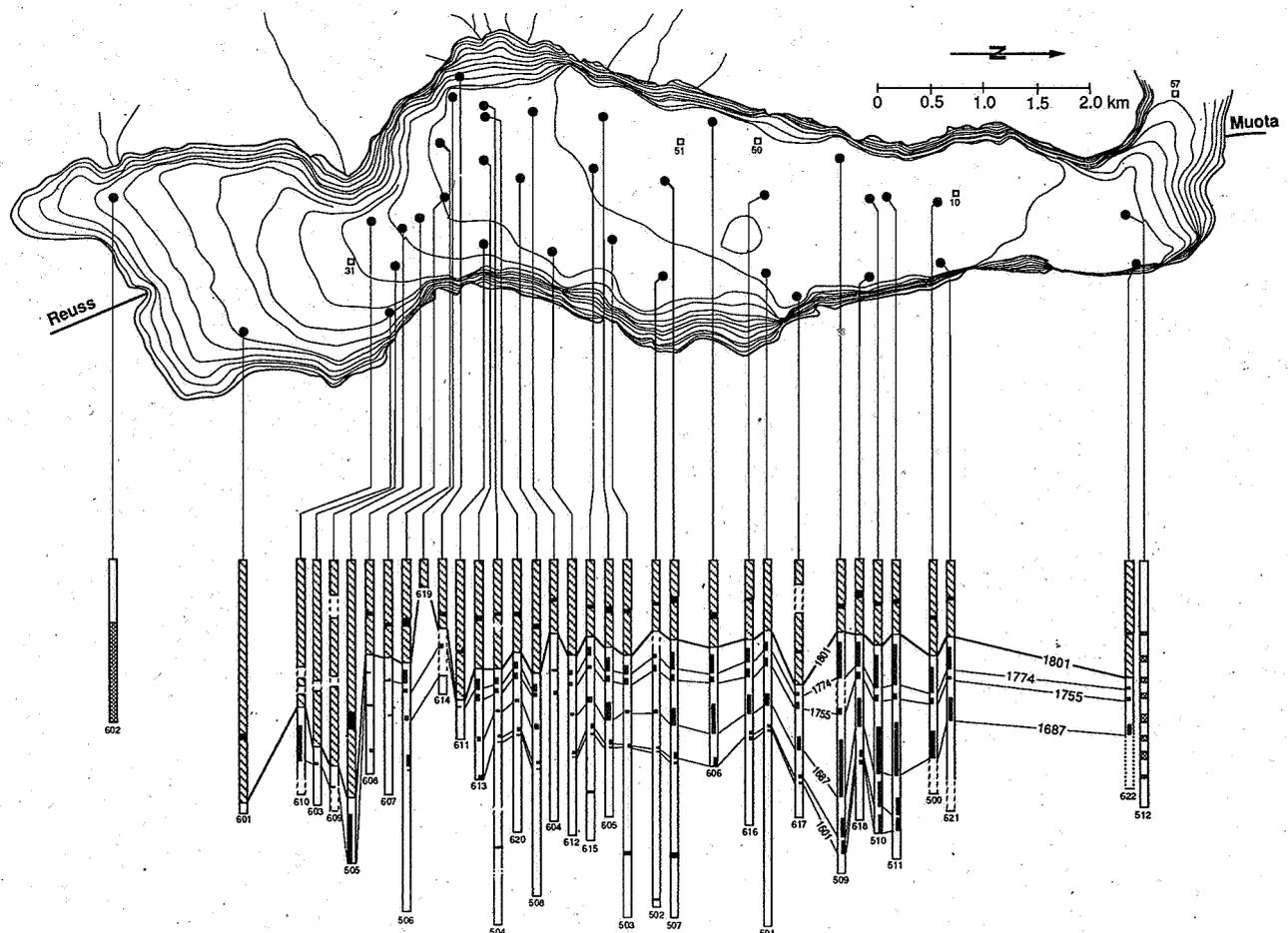
Die Sedimentkerne wurden nach ihrer Entnahme aufgeschnitten, präpariert und photographiert; eine Kernhälfte wird im Kernarchiv der EAWAG aufbewahrt. Das Material der Kerne lieferte die Basis für alle weiteren Untersuchungen:

- 1 visuelle Inspektion der Kern-Sequenz und laterale Korrelation signifikanter Schichten («marker beds»),
- 2 systematische Korngrößenanalysen und cursorische Gesamtkarbonatbestimmung (gasvolumetrisch nach PASSON),
- 3 qualitative und halb-quantitative Bestimmung der Mineralzusammensetzung signifikanter Lagen (Röntgen-Diffraktometer),
- 4 Bestimmung der Aktivität von $^{134,137}\text{Cs}$ (γ -Messung),
- 5 ^{14}C -Altersbestimmung (AMS).

Die Untersuchungen wurden hauptsächlich in den Labors des Seenforschungslaboratorium der EAWAG/ETH in Kastanienbaum/LU und in Dübendorf/ZH durchgeführt. Die ^{14}C -Messungen erfolgten durch I. Hajdas am Inst. f. Mittelenergiephysik, ETH-Z; die Bestimmung der Mineralzusammensetzung wurde durch U. Rösli am Inst. f. Mineralogie und Petrographie ETH-Z vorgenommen.

3. Sedimentationsprozesse und Ablagerungstypen im Urnersee

Der Urnersee ist ein oligotrophes Becken mit rein klastischer Sedimentation. Seit etwa 1960 lagern sich aber im See vermehrt schwarze, organogene Schichten ab, welche eine Änderung des trophischen Zustandes und einen Wechsel des vorherrschenden Sedimentationstyps andeuten. Diese jüngeren Sedimentationsprozesse werden hier nicht berücksichtigt.

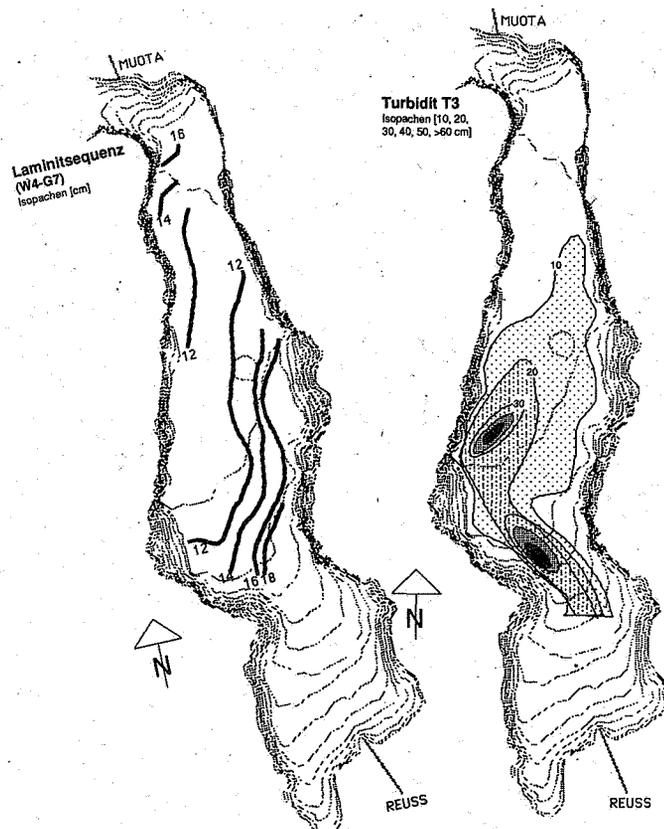


Figur 1. Position und Struktur der Langkerne und Position einiger Kurzkerne. Der Abschnitt 1801 bis heute mit dem Turbidit von 1868 (schwarz) ist schraffiert; die Homogenite von 1601, 16... 1687, 1755 und 1774 sind schwarz markiert und beschriftet; der Turbidit T_x aus dem 14. Jahrhundert (schwarz) ist nur in Kern 502, 503, 504, 507 und 615 aufgeschlossen. Maximale Kernlänge = 8 m.

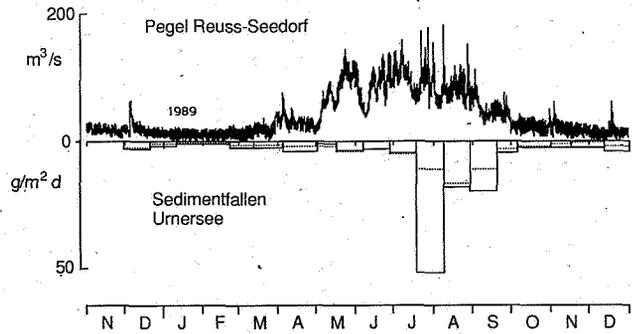
3.1 Sedimentationsprozesse von fluviatilen Klastika

3.1.1 Geringe Suspensionsfrachten: Suspensionsfahnen und Laminite

Bei Niederschlägen im Einzugsgebiet transportieren die Zuflüsse suspendiertes Material. Beim Eintritt in den See breitet sich der Fluss zunächst strahlförmig entlang der Seeoberfläche aus (Impulsstrecke) und mischt dabei oberflächliches Seewasser ein. Beim «Abtauchpunkt» sinkt der suspensionsbeladene Zufluss in tiefere und im allgemeinen kältere, d.h. schwerere Wasserschichten des Sees (Abtauchpunkt) und breitet sich als Suspensionsfahne in einer Wasserschicht gleicher Dichte horizontal im See aus. Wegen des geringen Schweregradienten ist die Geschwindigkeit der Front der Suspensionsfahne vergleichsweise klein. Diese wird deshalb wahrscheinlich vor allem durch Seezirkulationen weiter transportiert; Korioliskräfte können dabei eine rechtssinnige Ablenkung der Suspensionsfahnen bewirken, wie das in Untersuchungen im Brienzensee nachgewiesen wurde (STURM 1976). Tatsächlich ist auch im Urnersee die Sedimentationsrate vor dem Reussdelta am rechtssinnigen E-Rand des Beckens generell grösser als am W-Rand; eine analoge Situation, jedoch weniger markant, ist vor dem Muotadelta festzustellen (Fig. 2a). Wegen der verhältnismässig geringen Geschwindigkeit der Suspensionsfahnen werden nur kleine Partikel (vorwiegend Tone/Silte) mit entsprechend kleinen Setzungsgeschwindigkeiten transportiert: Wie schnell Suspensionsfahnen tatsächlich «ausregnen» ist unbekannt. Die theoretische Absinkdauer von Einzelpartikeln im Siltbereich ($2-63\mu\text{m}$) würde in der Wassersäule des Urnersees zwar in den Grössenordnungen von Tagen bis Jahren liegen. Durch Koagu-



Figur 2. Isopachen (Linien gleicher Mächtigkeit). A. Sediment-Abfolge von Laminiten zwischen den Kernmarkierungen W4 und G7. B. Turbidität T_3 (Markierungen siehe Fig. A10 im Anhang).



Figur 3. Resultate der Sedimentfallen [$\text{gm}^{-2}\text{d}^{-1}$] im Urnersee (STURM & BLOESCH 1990) und die Ganglinien [m^3s^{-1}] der Reuss vom November 1988 bis Dezember 1989. Sedimentfallen: Ausgezogene Linie = 5 m über Grund (in 195 m Wassertiefe); punktierte Linie = Mittel von drei Sedimentfallen in 50, 80 und 150 m Wassertiefe.

lation und Aggregatbildung der Partikel wird die Absinkdauer aber wesentlich verkürzt:

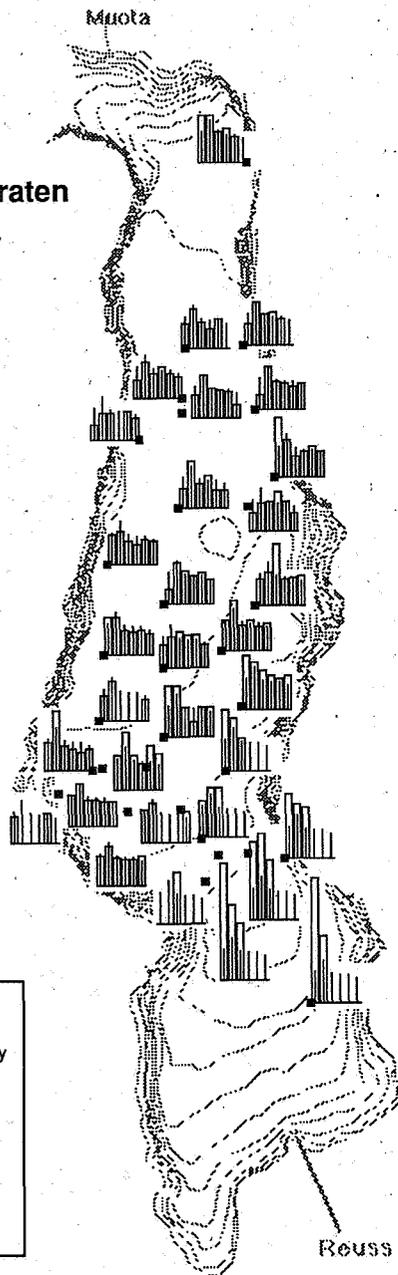
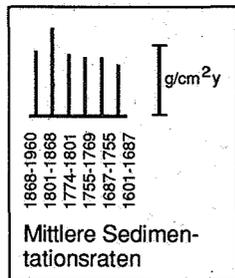
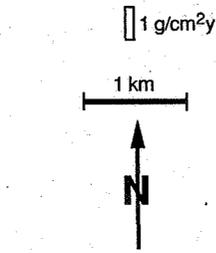
Resultate von Sedimentfallenuntersuchungen im Urnersee (Fig. 3) machen eine Absinkdauer in der Grössenordnung von wenigen Tagen wahrscheinlich (STURM & BLOESCH mündliche Mitteilung). Die Sedimentationsraten einer Sedimentfalle direkt über Grund waren im Mittel mehr als doppelt so hoch als in den Fallen in darüberliegenden Wasserschichten. Diese Anomalie könnte durch grundberührende Trübestrome und/oder durch Turbulenzen erzeugende Wasserbewegungen entlang der bodennahen Grenzschicht verursacht worden sein. Die dadurch entstehende Verzögerung der Absinkbewegung von Partikeln bzw. die Resuspension bereits abgelagerter Partikel lässt eine «Trübeschicht» («nepheloid layer») mit erhöhter Schwebstoffkonzentration unmittelbar über Grund entstehen.

Ablagerungen aus Suspensionsfahnen werden nach LOMBARD (1960) als Laminite bezeichnet (dabei handelt es sich um Ton/Siltlagen mit Mächtigkeiten von $< 1\text{ cm}$). Die Grenzen der einzelnen Laminae im Liegenden und Hangenden sind meist scharf und jedes Lamina weist eine charakteristische Farbnuance, d.h. eine charakteristische mineralogische Zusammensetzung auf. Die Farbskala erstreckt sich von grün nach beige/braun und gelegentlich nach gelb oder leicht orange. In den Laminiten können einzelne, vollständig erhalten gebliebene Pflanzenblätter Schichtparallel eingeschaltet sein.

Wir gehen davon aus, dass einzelne Laminae bzw. Laminite ein spezifisches Ereignis oder eine Ereignisfolge widerspiegeln, durch welche das im Einzugsgebiet des Zuflusses in Suspension gebrachte Material in den See verfrachtet wurde. Als solche Ereignisse sind in der Regel Massenumlagerungen anzusehen, welche durch lokale oder regionale Starkregen ausgelöst werden. Auch andere Ereignisse, beispielsweise Schneeschmelze, Rutschungen usw. sind denkbar.

Abgesehen von den Prozessen in den Deltabereichen ist die Ablagerung von Laminiten, also von dünnen und feinkörnigen Lagen, quantitativ der vorherrschende Sedimentationsmechanismus im Urnersee. Deshalb treten die höchsten Sedimentationsraten rechterhand der grossen Flussmündungen auf, vor allem zwischen Flüelen und Sisikon, (Fig. 2a, Fig. 4). Dank dieses Prozesses dürfte es möglich sein, dass sich die spätglaziale Morphologie bis in die heutige Beckenform durchgepaust hat: Andere als glaziale bzw. spätglaziale Prozesse kommen für die Genese dieser (morphologischen) Unregelmässigkeiten am Grunde des Beckens kaum in Betracht.

Sedimentationsraten



Figur 4. Sedimentationsraten [g.cm⁻¹.y⁻¹] in fünf Zeitabschnitten ab 1601. Säulen: Rate im jeweiligen Langkern, Linien: Rate gemittelt über 18 vollständige Kerne.

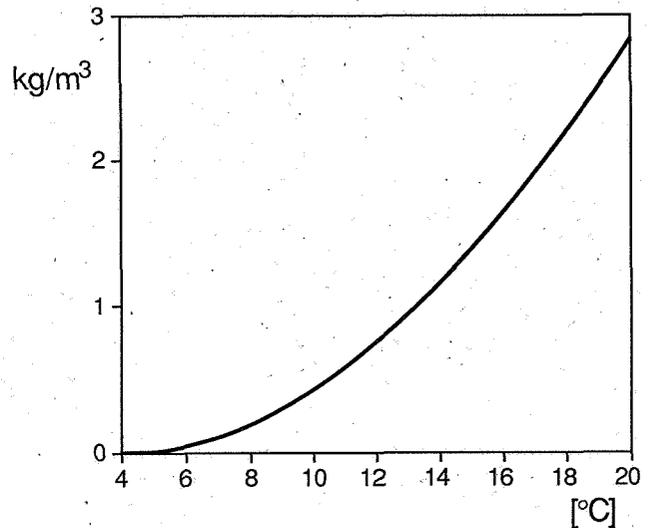
3.1.2 Hohe Suspensionsfrachten: Trübestrome und Turbidite

Im Winter, wenn der See ungeschichtet ist, oder bei sehr hohen Schwebstoffkonzentrationen wird das Flusswasser so schwer, dass der Zufluss ins kalte und schwere Tiefenwasser eintaucht (Fig. 5). Der Strahl fliesst dann als turbulenter, grundberührender Trübestrom entlang des Seebodens in das Beckentiefste ab.

Nach ELLISON & TURNER (1959) wird sich in diesem Strom (mit kontinuierlicher Quelle) je nach Neigung eine konstante Richardsonzahl (Ri) einstellen,

$$Ri = g \cdot h \cdot (\rho_t - \rho_a) \cdot \rho_a^{-1} \cdot v^{-2} \quad (1)$$

g ist die Erdbeschleunigung [ms⁻²], h [m] und v [ms⁻¹] sind die Höhe bzw. die Geschwindigkeit des Stroms, und ρ_t , ρ_a sind die Dichten [kgm⁻³] von Strom und Seewasser. Wer-



Figur 5. Schwebstoffkonzentration eines «warmen» Suspensionsstromes mit gleicher Dichte wie kaltes Wasser von 4°C.

den Temperatureffekte vernachlässigt – was bei grossen Suspensionsfrachten zulässig ist, Fig. 5–, so lässt sich nach SIEGENTHALER & BÜHLER (1985) und HAUENSTEIN (1983) die Gleichung (1) auch schreiben:

$$Ri' = g \cdot S \cdot b^{-1} \cdot v^{-3} \cdot (\rho_a^{-1} - \rho_s^{-1}) \quad (2)$$

Ri' ist eine von der Geometrie der Randbedingungen abhängige Richardsonzahl; dabei ist b die Strombreite [m], ρ_s die Partikeldichte [kgm⁻³] und S die Suspensionsfracht [kgs⁻¹]. Je grösser die Stromgeschwindigkeit, umso grössere Partikel können vom Strom in der Suspension transportiert werden. Nach FRANCIS (1973) ist aber die Setzungsgeschwindigkeit w [ms⁻¹] dieser grössten Partikel gleich der Schergeschwindigkeit u* [ms⁻¹] an der Sohle,

$$w = u^* = [J \cdot g \cdot h \cdot (\rho_t - \rho_a) \cdot \rho_a^{-1}]^{1/2} \quad (3)$$

oder

$$w = [J \cdot g \cdot S \cdot b^{-1} \cdot v^{-1} \cdot (\rho_a^{-1} - \rho_s^{-1})]^{1/2} \quad (4)$$

J ist der Gradient der Sohle. Aus Gleichung 2 und 4 folgt, dass

$$w = (S^{1/3} \cdot g^{1/3} \cdot J^{1/2} \cdot b^{-1/3} \cdot (Ri)^{1/6} \cdot (\rho_a^{-1} - \rho_s^{-1})^{1/3}) \quad (5)$$

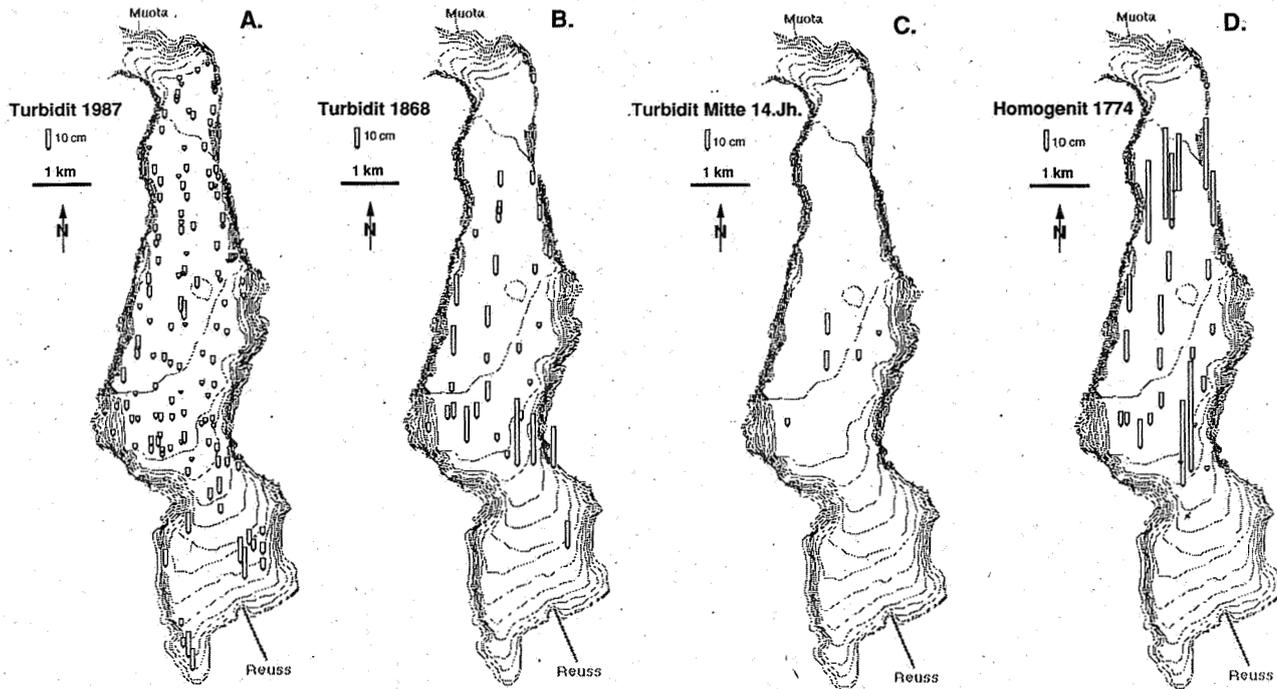
d. h. die Setzungsgeschwindigkeit (w) und damit der Korndurchmesser reagieren sehr unempfindlich auf Änderungen der Suspensionsfracht. Das bedeutet aber, dass auch nur geringfügige Variationen der Korngrössen grosse Unterschiede in der Suspensionsfracht anzeigen. Da ein charakteristischer und reproduzierbarer Maximaldurchmesser in den Turbiditen nicht verlässlich messbar ist, wurde statt dessen der mittlere Korndurchmesser bestimmt, von dem wir annehmen, dass er mit dem Maximaldurchmesser korreliert.

Alle Überlegungen zur Abschätzung der Suspensionsfracht im Urnersee beschränken sich in dieser Arbeit auf den Korngrössenanteil < 0.2 mm. Gröbere Fraktionen, die während Spitzenabflüssen ebenfalls in Suspension sind, werden im Deltabereich – oder bei Ausuferungen – bereits in der Reusebene abgelagert und erreichen das Profundal des Sees nicht.

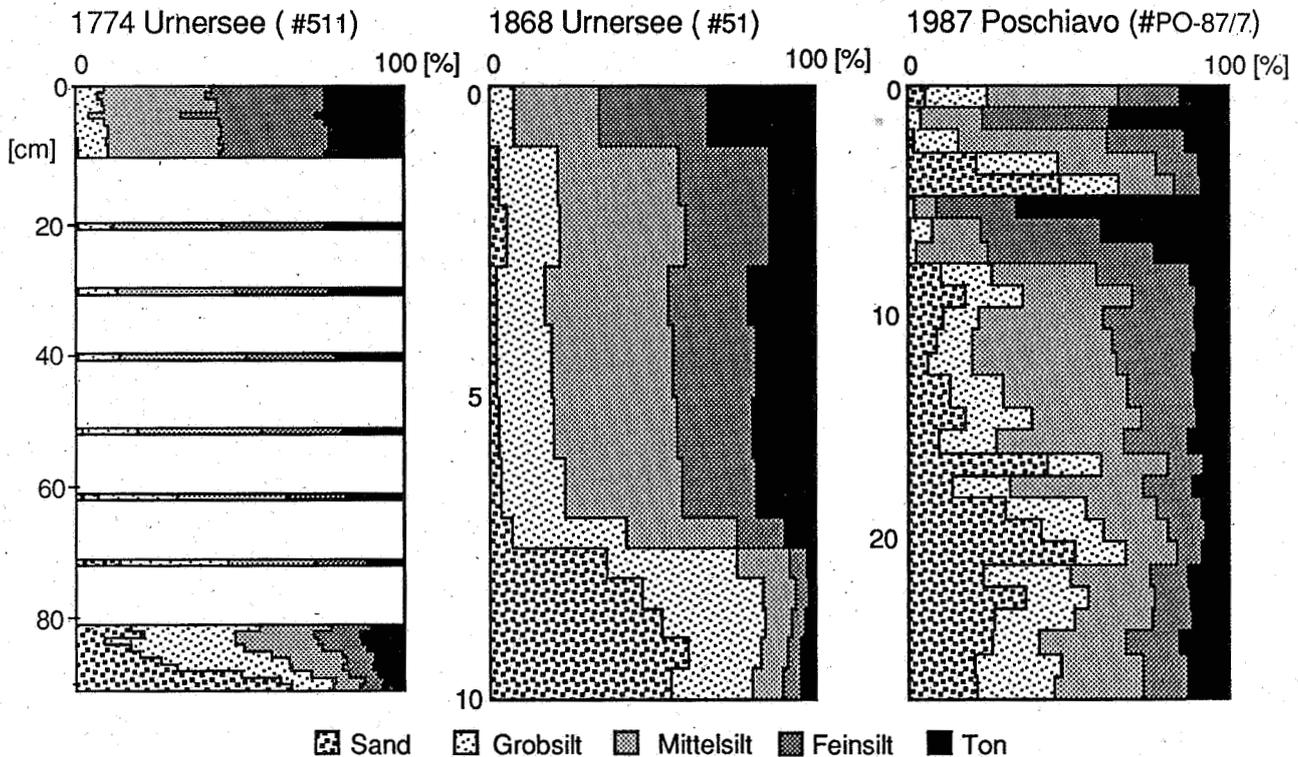
Die Suspensionsfracht eines Trübestroms kann auf Grund der Gleichung (5) grob abgeschätzt werden: Die Randbedingungen für einen Reuss-Trübestrom sind am besten definiert im Querschnitt Axenegg-Isleten. Die Breite b ist ~ 1000 m – unter der Annahme, dass der Strom sich über die ganze

Beckenbreite erstreckt – und die Neigung J ist $\sim 2\%$; die grössten Partikel der grössten Turbidite befinden sich hier in der Mittelsand-Fraktion ($w \sim 4 \text{ cms}^{-1}$ bis $\sim 10 \text{ cms}^{-1}$). Wird $Ri' = 1$ gesetzt (quasi zweidimensionaler Abfluss), ergibt sich ein Schwebstofftransport von 3.5 bis 60 ts^{-1} ; das sind, bei einem extremen Hochwasser von beispielsweise $500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, Feststoff-Konzentrationen von 7 bis 120 kg m^{-3} . Bei einer geringeren Strombreite als 1 km wären Schwebstofftransport und Konzentrationen proportional zu verkleinern.

Eine weitere Abschätzung des Schwebstofftransports ergibt sich aus den Kubaturen der bei den Hochwässern des Schächen und der Reuss in den Jahren 1977 und 1987 abgelagerten Turbidite (Fig. 6a, b und Fig. 7). Am Abend des 31. Juli 1977 erfolgte innerhalb von ein paar Stunden ein rascher und kontinuierlicher Anstieg des Abflusses des Schächen bei Bürglen auf einen Spitzenwert von $>100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$; danach fiel der Abfluss wieder gleichmässig ab auf $80 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Mitternacht), dann auf $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, (nach 24 h) und auf $15 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (nach 48 h). Das eigentliche



Figur 6. Mächtigkeitsverteilungen der drei bedeutendsten Reuss-Turbidite (1987, 1868, Mitte 14. Jh.) und des Homogenites 1774.

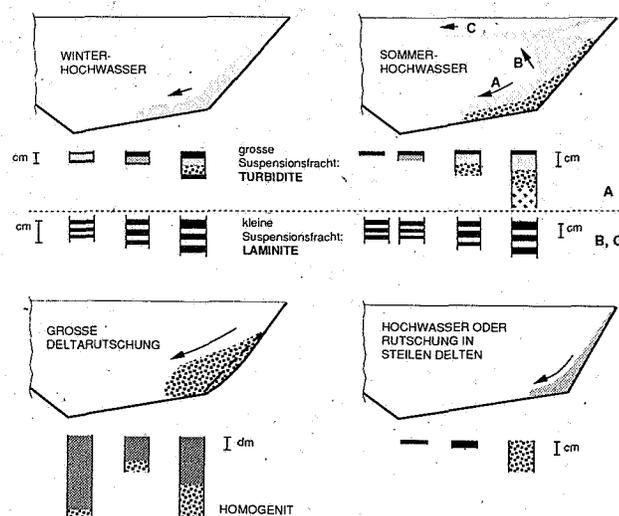


Figur 7. Korngrössen-Verteilungen in Hochwasser-Turbiditen (Urnersee 1868, Lago di Poschiavo 1987) und in einem Homogenit (Urnersee 1774).

Hochwasser mit Abflüssen $> 20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ hat 50 h gedauert. In dieser Zeit sind $9 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ abgeflossen. Das Schächentaler Ereignis von 1977 hat einen Turbidit (T_1) abgelagert, dessen Mächtigkeit recht genau derjenigen des Turbidits von 1987 entspricht. Die Masse wird deshalb auf 0.510^6 t geschätzt (Tab. 1). Die mittlere Suspensionsfracht im Schächten betrug demnach während dieser 50 Stunden 2.8 ts^{-1} und die *mittlere* Konzentration 55 kg m^{-3} ; bei der Hochwasserspitze ist mit höheren Werten zu rechnen. Die Reuss hatte am 31. Juli 1977 einen 4- bis 5fach grösseren Spitzenabfluss als der Schächten und die Suspension wurde durch die Reuss auf etwa 10 bis 15 kg m^{-3} verdünnt.

Im Laufe des 24. August 1987 stieg die Reuss bei der Messstelle Seedorf langsam und etwas unregelmässig an bis auf ca. $700 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (Mitternacht) und fiel dann vom 25.–28. August auf $200 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $140 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, $125 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ bzw. $100 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ab. Bis zum 22. September pendelte sich der Abfluss ein zwischen $50 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ und $120 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ mit weiter abnehmender Tendenz. Die Suspensionsmessungen der LHG in der Reuss ergaben 0.6 kg m^{-3} am 28. August, 0.9 kg m^{-3} am 1. September und immer noch vergleichsweise hohe Werte zwischen 0.45 kg m^{-3} und 0.25 kg m^{-3} am 8., 11., 15., 18. und 22. September. Werden diese Werte mit dem Hochwasser vom 24./25. August in Verbindung gebracht und nicht als temporäre und isolierte Ereignisse angesehen, so ergibt sich vom 27. August bis zum 22. September, d.h. im Nachhall des Hochwassers, eine hochwasserbedingte Suspensionsmasse von ca. $0.1 \cdot 10^6 \text{ t}$. Der abgelagerte Turbidit T_0 hat eine Masse von $0.5 \cdot 10^6 + 0.1 \cdot 10^6 \text{ t}$ (Fig. 6a, Tab. 1). Beim Hochwasser 1987 haben also schätzungsweise $0.4 \cdot 10^6 \text{ t}$ Suspension sowie $70 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ Wasser den Kanal in den drei Tagen vom 24. bis zum 26. August passiert. Die mittlere Suspensionsfracht im Reusskanal betrug demnach während dieser 72 Stunden 1.5 ts^{-1} , die mittlere Konzentration 6 kg m^{-3} . Auch hier ist bei der Hochwasserspitze mit deutlich höheren Werten zu rechnen.

Beim Abfließen auf dem Seegrund verringert sich bei abnehmender Suspensionsfracht sowohl distal (= sich von der Quelle entfernend) wie auch zeitlich die Geschwindigkeit des grundberührenden Stroms und immer feineres Material setzt sich auf dem Seeboden als *Turbidit* ab. Die Korngrösse in einem Turbidit ist deshalb *gradiert* und nimmt gegen oben und in distaler Richtung ab; Rekurrenzen in der vertikalen Korngrößenverteilung kommen aber vor (siehe Fig. 8) und sind vermutlich Anzeichen für pulsartige Hochwasserabflüsse. Die Mächtigkeit der Turbidite variiert lokal



Figur. 8. Schematische Darstellung von Transportprozessen im See und den resultierenden Sedimentstrukturen.

Turbidit	Porosität (%)	Kubatur (10^6 m^3)	Masse (10^6 t)
1987	80	$1 \pm 0,2$	$0,5 \pm 0,1$
1977	80	$1 \pm 0,2$	$0,5 \pm 0,1$
1968	67	$2 \pm 0,4$	$0,75 \pm 0,35$
T_x (Mitte 14. Jh.)	63	$2 \pm 0,5$	$2 \pm 0,5$

Tabelle 1. Kubaturen und Massen der grössten Reuss-Turbidite sowie des Schächten-Turbidits von 1977 (Partikeldichte $\rho_s = 2.65 \text{ g cm}^{-3}$). Der Streubereich ist geschätzt.

und von Turbidit zu Turbidit von einigen mm bis in den dm-Bereich. Generell ist sie in Deltanähe am grössten und nimmt in distaler Richtung ab (Fig. 2b und Fig. 6a, b). Mächtigkeitsunterschiede von Turbiditen im selben Kern können sowohl unterschiedliche Schwebstofffrachten wie auch eine unterschiedliche Dauer der jeweiligen Hochwässer widerspiegeln.

Die mittlere Korngrösse ist beim Turbidit T_0 (1987) markant grösser als beim Turbidit T_1 (1977), dessen Korngrösse im Bereich der «normalen» Reussturbidite liegt (siehe Fig. 12). Die Suspensionsfracht zum Zeitpunkt der Hochwasserspitze muss also 1987 erheblich höher gewesen sein als 1977 – vgl. Gleichung (5) – und der Vorgang 1987 muss auch schneller abgelaufen sein, da beide Ereignisse ungefähr dieselbe Kubatur abgelagert haben.

Jeder Turbidit (also eine von einem Hochwasser induzierte Sedimentlage) hat im Hangenden einen einige mm bis 1 cm dicken Laminit gleicher Mineralzusammensetzung und Farbe, den wir als Tondeckel bezeichnen und dessen Bildung nach dem folgenden Mechanismus abläuft: Alle grundberührenden Trübestrome werden von einer Suspensionsfahne begleitet, die sich teils in der Anfangsphase des Hochwassers ausgebildet hat, teils vom Trübestrom selber produziert wird, indem sich an der Grenzschicht Wasser/Trübestrom schwächer konzentrierte Trübewolken ablösen und aufsteigen (siehe Pkt. 3.1.3 und Fig. 8). Die Ablagerung aus der Suspensionsfahne erfolgt viel später als diejenige aus dem Trübestrom. In ein paar Fällen wird aber der Turbidit von einer solchen feinkörnigen Schicht nicht nur über-, sondern auch unterlagert; derartige Sequenzen könnten als «Winterturbidite» interpretiert werden, d.h. als Ablagerungen von (grossen) Trübestromen, welche in den ungeschichteten See fließen und sich bereits in der vergleichsweise wenig Schwebstoff führenden Anfangsphase grundberührend fortbewegen und einen Laminit ablagern (Fig. 8).

Ein Trübestrom fliesst entlang des grössten Gradienten gegen den tiefsten Punkt im Beckenzentrum. Diese Wege sind an der Mächtigkeitsverteilung der Turbidite abzulesen, z.B. beim Reussdelta hinunter Richtung Bauen. Nach der Verengung im Querschnitt Isleten–Axenegg verbreitert sich das Seebecken wieder, die Geschwindigkeit des Stroms muss sich deshalb hier vermindern und die Mächtigkeit des Turbidits erhöhen. Ein weiteres Mächtigkeits-Maximum tritt SE von Bauen auf, wo der Strom von der steilen Westflanke des Beckens gebremst und nach NE abgelenkt wird.

Anzeichen einer erosiven Wirkung der hochwasserbedingten Trübestrome konnten im Urnersee nicht festgestellt werden; selbst im Deltabereich ist eine Sedimentumlagerung nicht zu beobachten, wie es sich aus den klaren ^{137}Cs -peaks von 1963 und 1986 (siehe Fig. 10) ergibt sowie aus den plausiblen ^{14}C -Altern an Proben aus einem relativ sandigen Langkern in der Nähe des Deltas von Bauen.

Es ist wichtig hervorzuheben, dass im Urnersee Turbidite, welche in der Profundalebene auftreten, selten sind und sich nicht z.B. alljährlich wiederholen.

3.1.3 Intermediäre Ströme

Jeweils bei starkem Reussabfluss nach Gewitterregen hat WÜEST (1987) während einer Messkampagne im Sommer 1986 mehrere Male grundberührende Trübestrome im Deltabereich der Reuss nachweisen können. Die Messungen erfolgten in 60 m Wassertiefe, d.h. unterhalb der Sprungschicht. Bereits in dieser Tiefe ist ein Trübestrom deutlich wärmer als das Umgebungswasser, da die Reuss relativ warm ist und der Reussstrahl im See viel oberflächennahes und warmes Seewasser einmisch (schätzungsweise das 5- bis 10fache des Reussabflusses, WÜEST 1987). Um den dadurch bedingten Auftrieb gegenüber dem kalten Tiefenwasser auszugleichen und um die Sprungschicht durchstossen zu können, muss der Trübestrom eine genügend hohe Konzentration von suspendierten Partikeln aufweisen, d.h. mindestens $\frac{1}{2}$ kgm^{-3} bei einer Temperatur von 10°C (Fig. 5). Dieser Konzentration entspräche, unter Berücksichtigung der Verdünnung, eine Suspension von einigen kgm^{-3} in der Reuss. Darüber hinaus ist aber auch ein Überschuss an transportierten Partikeln nötig, damit der Strom signifikant schwerer wird als das umgebende kalte Tiefenwasser und so grundberührend weiter abfließen kann.

An der Reuss werden seit 1979 die Suspensionskonzentrationen systematisch zweimal in der Woche zu vorgegebenen Zeitpunkten bestimmt. Die Proben werden in bezug auf den Reussabfluss also zufällig entnommen. In der Periode 1979 bis 1988 wurde eine Konzentration von ca. 3 kgm^{-3} 3- bis 4mal beobachtet. Das heisst, die für das Durchstossen der Sprungschicht geforderten minimalen Suspensionskonzentrationen von einigen kgm^{-3} könnten in der Reuss relativ häufig auftreten, jedoch nur in kurzen Pulsen. Hingegen sind Reuss-Turbidite, also Ablagerungen aus grundberührenden Reuss-Trübestromen, in den Beckensedimenten des Urnersees selten. Dieser Widerspruch zwischen geologischen und aktuellen Beobachtungen lässt sich mit einem Modell der «double diffusion» auflösen: Wenn ein Trübestrom das langgezogene Reussdelta hinunterfließt, vermindert sich kontinuierlich, u.a. wegen der Beckentopographie, die Geschwindigkeit des Stroms und die gröberen Partikel werden aus sedimentiert. Der Strom wird dadurch leichter und somit langsamer, bis so viele Partikel ausgefallen sind, dass der Auftrieb durch das warme Stromwasser überwiegt. Der Trübestrom wird dann in der Wassersäule aufsteigen und sich wie eine Suspensionsfahne weiter bewegen. Dieser Prozess erklärt auch die Genese des langgezogenen und relativ flachen Deltaabhangs vor der Reuss.

Zeitabschnitt	1868– ~1960 ¹⁾	1801– 1868	1774– 1801	1755– 1769	1687– 1769	1601– 1687 ²⁾	Mittel
Sedimentationsraten [$\text{g cm}^{-2} \text{y}^{-1}$] ³⁾							
Mittel ⁴⁾	0,93	1,28	0,92	0,83	0,83	0,76	0,93
Standardabweichung	0,38	0,26	0,27	0,20	0,19	0,18	
Granulometrie der Turbidite im Langkern 507 ⁴⁾							
Anzahl Turbidite(n)	8 ⁵⁾	10	2	2	10	3	
n/Jahr	0,09	0,149	0,077	0,143	0,147	0,035	0,1
ϕ im Mittel (phi)	6,24	6,17	6,43	6,46	6,3	6,01	6,24
(μm)	13,2	13,9	11,6	11,4	12,7	15,5	13,2

1) 1960: Ungefähres Alter des Turbidite T3.
2) Ohne Homogenität 16⁵⁾.
3) Auf Grund der vollständigen Kerne (d.h. mit ungestörten Schichten bis mindestens 1601), ohne die begrenzenden Turbidite und Homogenite von 1960, 1868, 1801, 1774, 1755, 1687 und 1601.
4) Sämtliche Turbidite s.l., inkl. mutmassliche Felssturzablagerungen, ohne die begrenzenden Turbidite und Homogenite.
5) Aus benachbartem Kurz Kern 51.

Tabelle 2: Zusammenfassung Sedimentationsraten, Turbidit-Häufigkeit und Granulometrie.

Nur in diesem Bereich bewegt sich die überwiegende Mehrheit der grundberührenden Trübestrome, welche vermutlich spätestens am Fuss des Deltas, bei der Axenegg, wieder aufgestiegen sind.

Wie gross die Suspensionskonzentrationen in einem Zufluss sein müssen, damit sich ein Trübestrom bei geschichtetem See im ganzen Becken ausbreiten und einen Turbidit ablagern kann, ist ungeklärt. Sicher sind die Konzentrationen aber derart hoch – einige 10 kgm^{-3} –, dass temperaturbedingte Dichteunterschiede im See nicht mehr ins Gewicht fallen. Von daher ist also kein wesentlicher jahreszeitlicher Einfluss auf die Turbiditbildung zu erwarten.

In den Wintermonaten ist der See nicht geschichtet und die Zuflüsse sind kalt; ein Trübestrom könnte sich deshalb, auch bei kleineren Suspensionskonzentrationen, ohne weiteres im ganzen Seebecken ausbreiten (Fig. 8). Im Winter sind die Abflüsse jedoch klein, Hochwässer sehr selten und nach den bisherigen Beobachtungen treten auch keine hohen Suspensionskonzentrationen auf. Der höchste gemessene Messwert beträgt für die Reuss knapp $0,3 \text{ kgm}^{-3}$ (im Dezember 1987, bei einem Abfluss $< 10 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$). Bei derart niedrigen Suspensionsfrachten wären dann auch die Stromgeschwindigkeiten und die Korngrößen der transportierten Partikel nur klein und die abgelagerten Turbidite praktisch nicht von Laminiten zu unterscheiden.

3.2 Rutschungsbedingte Sedimentationsprozesse

Aus einer auf den Landeskarten deutlich sichtbaren, 200–500 m breiten und NW-SE verlaufenden Schneise im Delta der Muota ist 1687 eine grosse Rutschung mit einer mutmasslichen Kubatur von 10^7 m^3 abgefahren (siehe Pkt. 4) und hat sich auf dem fast ebenen Beckenboden des Sees bis südlich des Rütli ausgebreitet. Diese Rutschmasse wird überlagert von einer stellenweise bis $> 1 \text{ m}$ mächtigen Schicht. Deren Basis besteht aus einer, mehrere cm bis $> 10 \text{ cm}$ mächtigen, gradierten und schwach geschichteten Abfolge von Sand, häufig mit eingeschlossenen Pflanzen- und Holzresten. Darüber folgt eine dicke und makroskopisch homogene Masse von tonigem Silt mit einer leichten Gradierung. Die Schicht wird abgeschlossen durch eine nur 1 bis 2 mm mächtige, meist hellgraue oder weissliche Tonlage («Tondeckel»). Diese Sedimentationsabfolge über der Rutschungsmasse ist das Resultat des «Ausregens» einer grossen Suspensionswolke, welche durch den Rutschungsvorgang selbst generiert wurde. Der Sedimentationsmechanismus ist also grundsätzlich ähnlich wie bei einem Trübestrom, mit dem Unterschied, dass offensichtlich viel grössere suspendierte Massen involviert sind: Die Trübewolke ist so gross, dass sie nicht abfließen kann, sondern im Beckenzentrum eingeschlossen bleibt. Daher finden sich die grössten Ablagerungsmächtigkeiten nicht in proximaler Richtung (= gegen die Quelle zu), wie bei den Turbiditen, sondern im Gegenteil weiter distal (= von der Quelle weg) im Beckenzentrum (Fig. 6d).

Vergleichbare Ablagerungen aus kleinen Becken des Mittelmeers haben KASTENS & CITA 1981 (siehe auch SIEGENTHALER et al. 1987) Homogenite genannt. Der dünne «Tondeckel» des Homogenits repräsentiert wie beim Hochwasser-Turbidit die Ablagerungen aus einer Suspensionsfahne. Da solche Rutschungen meistens unter der Sprungschicht abfahren, kann sich nur wenig Material als Suspensionsfahne von der Suspensionswolke abtrennen, so dass der Tondeckel von Homogeniten nur sehr geringe Mächtigkeiten aufweist.

Im Urnerseebecken können 5 grosse Homogenite namhaft gemacht werden (Tab. 3), jedoch ist der Zusammenhang

Datum	Ereignis	Sediment-Charakteristik	Bemerkungen
24./25. 8. 1987	HW: Reuss	Turbidit mit Kristallinklastika (Turbidit T ₀)	***Drittgrösster Reuss-HW-Turbidit
25. 4. 1986	Tschernobyl		Cäsium fall-out
31. 7. 1977	HW: Schächen	Turbidit mit Karbonatlastika (Turbidit T ₁)	
1963	Bomben-Peak		Cäsium fall-out
1958	Renovation Axenstrasse: Felsprengung am Ölsberg (Brunnen-Sisikon)	Lokale Schicht mit groben Kalksplintern	Zuweisung nicht gesichert
1951/52	Renovation Axenstrasse zwischen Brunnen und Petersort: mutmassliche Deponien im See	Lokale Kalksandlage	Zuweisung nicht gesichert
3. 10. 1868	HW: Reuss	Turbidit mit Kristallinklastika	***Zweitgrösster Reuss-HW-Turbidit
1862-1864	Bau der Axenstrasse	Lokale Lagen mit Kalkbrekzien	
14./15. 5. 1801	Felssturz Axenberg	Lokale Rutschung mit Grobsandlage; Turbidit aus karbonatischem und kristallinem Silt	
1. 9. 1774	Erdbeben im Kt. Uri: Rutschungen im Reussdelta	Homogenit; lokal Felstrümmer	
8. 12. 1769	Felssturz Schwandenflue	Lokale Rutschung; Turbidit aus karbonatischem Silt	
1. 11. 1755	Erdbeben: Rutschung im Reussdelta	Homogenit	Schwallwellen, viel Schwefelstoff in den Flüssen
23. 9. 1687	Spontane Rutschung im Muotadelta	Homogenit	Schwallwelle; Zerstörungen in Treib und Brunnen
Anfang 17. Jahrhundert	Rutschung im Reussdelta	Homogenit (16..)	Keine genauere Alterszuweisung möglich
18. 9. 1601	Erdbeben im Kt. Nidwalden: Rutschung im Muotadelta	Homogenit	Sehr grosse Seiche (Zuweisung nicht ganz gesichert)
vermutlich Mitte 14. Jahrhundert	HW: Reuss	Turbidit mit Kristallinklastika (Turbidit T _X)	***Grösster Reuss-HW-Turbidit 1343 (n. Pfister)

Tabelle 3. Datierete Ereignisse im Urnersee.

mit der sie auslösenden Rutschung nur in den Ereignissen von 1687 und 1774 direkt sichtbar. Möglicherweise ist das Probenetz der Langkerne zu weitmaschig und die dazugehörigen Rutschungen wurden nicht gefunden. Andererseits gibt es auch lokale Rutschmassen, deren Verbindung mit einem entsprechenden Homogenit nicht festzustellen ist. Diesen Rutschungen werden lateral wenig ausgehende, jeweils nur in einem einzigen Kern vorkommende, etwa 1 cm mächtige und gut sortierte Kalk- (Mittel-)Sand-schichten zugeordnet (ohne zugehörigen «Tondeckel»), welche sporadisch vor den steilen Delten von Isleten, Bauen und Sisikon auftreten (Fig. 8).

3.3. Sedimente von Felsstürzen

Relativ selten treten 1 bis mehrere cm mächtige, graue (kalkreiche) und gradierte turbiditartige Schichten aus Feinsand, Silt und Ton auf. Zwei solcher Schichten können mit den historischen Felsstürzen von 1769 (Schwandenflue) und 1801 (Axenberg; vgl. Pkt. 4) in Verbindung gebracht werden. Ähnlich ausgebildete Schichten als Folge von Felsstürzen finden sich auch in andern Becken des Vierwaldstättersees. Mit grosser Wahrscheinlichkeit handelt es sich um Ablagerungen aus äolischem Staub, der durch den Felssturz erzeugt wird und sich in einer Wolke auf der Seeoberfläche absetzt. Das Resultat ist eine gradierte Ablagerung, die sich kaum von Turbiditen unterscheidet; aus diesem Grunde haben wir solche, mutmasslich felssturzbedingte, Ablagerungen ebenfalls unter Turbidite subsumiert.

4. Datierung der Sedimente im Urnersee

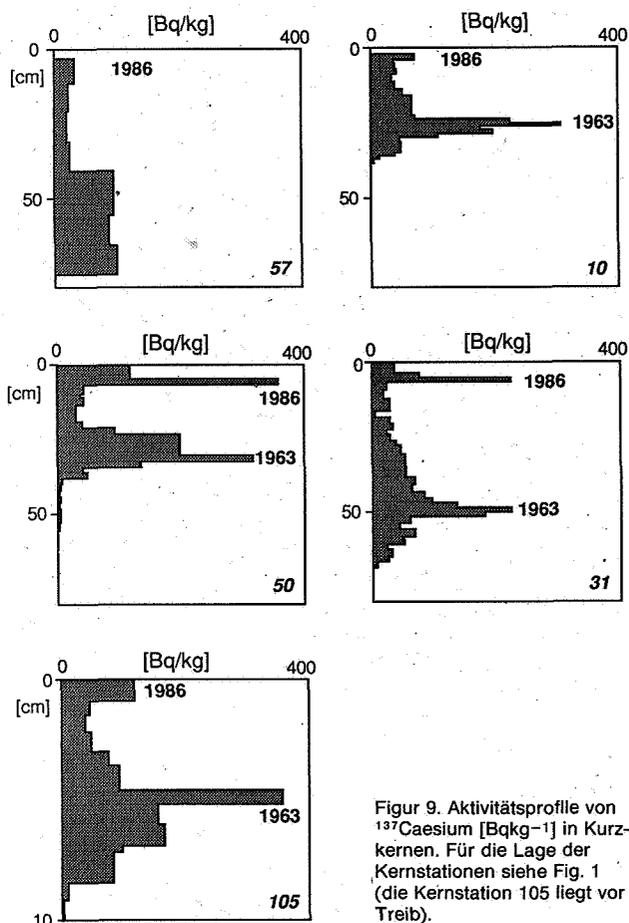
Als Hilfen zur Datierung der Sedimente stehen verschiedene Methoden zur Verfügung (Tab. 3). (Rutschungs-) Homogenite, (Hochwasser-) Turbidite und Felssturzablage-

rungen können spezifischen historischen Naturereignissen zugeordnet werden. Dazu kommen die Konzentrationspeaks von ^{134,137}Caesium und die ¹⁴C-Altersbestimmung an organischen Makroresten. Die brekziösen Einschaltungen in Sedimentkernen entlang der Steilwand am Ostufer des Sees können dem Bau der Axenstrasse respektive deren Erweiterung zugeordnet werden. Aufgrund dieser Datierungen lassen sich in den Sedimenten des Urnersees die folgenden Ereignisse nachweisen:

Turbidit 1987: Der Turbidit T₀ des Hochwassers vom Herbst 1987 ist dank der Peaks von ^{134,136}Caesium im unmittelbar Liegenden, verursacht durch die Tschernobyl-Katastrophe vom 26. April 1986, eindeutig identifizierbar (Fig. 9).

Turbidit 1977: Der Turbidit T₁ (Fig. A10 im Anhang) ist auf Grund seiner stratigraphischen Stellung, zwischen den Caesium-peaks von 1963 (Maximum des atmosphärischen Bombenfallout) und 1986 (Tschernobyl), sowie seiner Mineralzusammensetzung mit dem Schächen-Hochwasser von 1977 zu parallelisieren. Im unteren Seebecken überlagert er unmittelbar einen dünnen und nur wenig ausgedehnten Muota-Turbidit des gleichen Starkregen-Ereignisses.

1951-52/1958: Brekziöse Klastika in Kernen unterhalb der Axenstrasse: 5-6 cm unter dem Turbidit T₃ in Kern 622 und 1 cm unter T₃ in Kern 621. Es ist wahrscheinlich, dass in diesen Niveaus das Aushubmaterial der Strassenerweiterungen Brunnen/Abzweigung Morschach (ausgeführt 1951-52) bzw. das Material einer Felsprengung bei Ort (mehrere tausend m³ im Jahre 1958) abgelagert ist (Angaben über die Bauarbeiten von Hrn. Gasser, Tiefbauamt Schwyz). Trotz dieser Altershinweise bleibt aber eine genaue zeitliche Zu-



Figur 9. Aktivitätsprofile von ¹³⁷Caesium [Bqkg⁻¹] in Kurz-kernen. Für die Lage der Kernstationen siehe Fig. 1 (die Kernstation 105 liegt vor Treib).

ordnung des markanten Reuss-Turbidit T₃ (Fig. 2b, Fig. A10 im Anhang) offen: Ende 50er Jahre bis Anfang 60er Jahre.

Turbidit 1868: Im Bereich der Felswände im NE des Urnersees mit den Strasseneinschnitten und Galerien der Axenstrasse finden sich in einem bestimmten stratigraphischen Niveau in 1 bis 1.5 m Sedimenttiefe brekziöse Sande und/oder kantige Steine. Es handelt sich offensichtlich um Aushubmaterial, welches beim Bau der Axenstrasse anfiel (der Entscheid zum Bau der Strasse fiel am 6. Oktober 1862, die Eröffnung erfolgte am 3. Juli 1865; MUHEIM 1945). Aushubmaterial vom Bau der Gotthardbahn wurde in den untersuchten Kernen nicht gefunden. Einige cm über diesem Niveau (4 cm in den Kernen 618 und 622; 7 cm in Kern 621) ist ein mächtiger Turbidit abgelagert. Er enthält kristallines Reussmaterial und wird deshalb dem grossen Hochwasserereignis von 1868 zugeordnet.

Felssturz 1801: In der Verlängerung des Gumpischtals am Axen, aus welchem 1801 ein Felssturz losgebrochen ist, findet sich im See (Kern 502) eine kleine Rutschung, überlagert von einer groben Sandschicht, jedoch ohne kantige Steine. Diese setzt sich lateral in einen grauen Turbidit fort, einen makroskopisch typischen Felssturzturbidit, obwohl der Kalkanteil nicht sehr dominant ist. Es scheint daher, dass im Felssturzmateriel relativ viel Moränenmaterial inkorporiert wurde.

Homogenit 1774: Im Zusammenhang mit dem Erdbeben von 1774, dessen Epizentrum in Uri lag – alle Steinhäuser von Altdorf wurden mehr oder weniger stark beschädigt – werden Schwalle im Urnersee erwähnt (SCHALLER-DONAUER 1937) und Steine sollen von den Felswänden herab in das obere Seebecken gefallen sein. Kantige Gesteinsplitter schwimmen tatsächlich in diesem Homogenit, der nachweisbar von einer, oder mehreren Rutschungen generiert worden ist. Der Homogenit ist nur durch einige cm von der Ablagerung des Felssturzes Schwandenfluh (1769) getrennt, so dass auch dieses Datum gesichert erscheint.

Felssturz von 1769: Eindeutig zu erkennen sind die Ablagerungen dieses Ereignisses. Im Hangenden einer Rutschmasse mit vereinzelt, kantigen Felsstücken (Kern 509) ist eine graue, kalkige und gradierte Siltschicht abgelagert, welche im ganzen unteren Seebecken erkennbar ist. Dieses Ereignis wird dem Felssturz der Schwandenfluh zugeordnet, dessen Abbruchnische noch heute in der Steilwand des Urnersee-Ufers erkennbar ist.

Homogenit 1755: 10 bis 20 cm unter dem Homogenit von 1774 schaltet sich ein weiterer Homogenit ein, den wir auf Grund seiner stratigraphischen Stellung mit dem Erdbeben von 1755 in Verbindung bringen. Berichte von Schwallen, welche Rutschungen während des Bebens signalisieren würden, sind zwar nicht bekannt; hingegen schreibt LUSSER (SCHALLER-DONAUER 1937), dass als Folge des Bebens «die Bäche anschwellen, missfarbig und dickflüssig wurden». Unmittelbar über dem Homogenit ist eine beige und auffallend feinkörnige, etwa 2 cm mächtige Lage festzustellen. Es ist deshalb naheliegend, diese Schicht mit dem von LUSSER erwähnten singulären Ereignis in Verbindung zu bringen.

Homogenit 1687: Es gibt ausführliche Chroniken über den scheinbar spontanen, mehrere Meter hohen Schwall, der am 23. September 1687 Verwüstungen vor allem in Treib und in Brunnen angerichtet hat (SIEGENTHALER & STURM 1990). Aus den zeitgenössischen Beschreibungen und

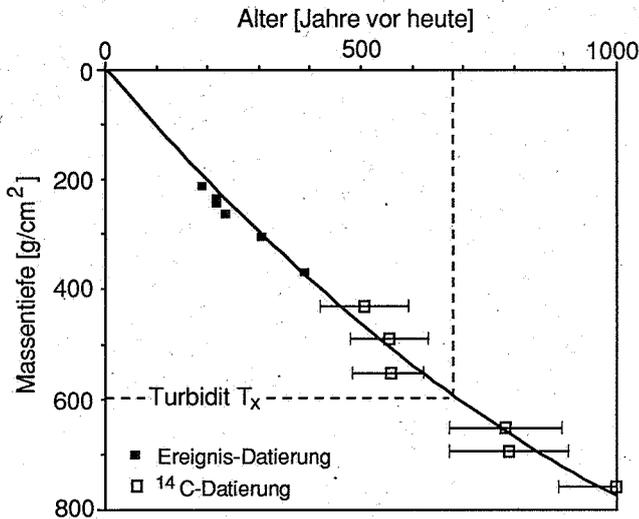
Schadensmeldungen wird klar, dass der Auslöser des Schwall eine grosse Rutschung vor Brunnen gewesen sein muss. In diesem Gebiet findet sich denn auch in den seismischen Profilen die einzige grosse Rutschung des Urnersees. Diese Rutschung ist von einem Homogenit überlagert, dessen Datum damit zweifelsfrei gesichert zu sein scheint.

Homogenit 1601: Das Erdbeben von 1601 hatte sein Epizentrum in Nidwalden und richtete in Luzern grössere Zerstörungen an. Es muss in den verschiedenen Teilbecken des Vierwaldstättersees grosse Rutschungen ausgelöst haben, denn es ereigneten sich gewaltige Seiches in den meisten Becken des Sees, wodurch z. B. grössere ufernahe Gebiete überschwemmt wurden. Ausgerechnet im Urnersee war jedoch die Amplitude der Seiche gering, die auslösende Rutschung war daher hier wahrscheinlich nicht besonders gross. Auf Grund der stratigraphischen Stellung, und auf Grund der Tatsache, dass der Homogenit durch eine Rutschung vom Muotadelta her generiert wurde und zum Teil auch ins Becken von Treib/Brunnen abfloss, haben wir den ältesten angetroffenen Homogenit dem Erdbeben von 1601 zugeordnet. Einige cm darüber schaltet sich ein weiterer Homogenit mit vergleichbaren Mächtigkeiten ein, von uns mit 16** bezeichnet, der von einer Rutschung des Reussdeltas stammt und der im Kern 606 am Westufer des Sees kantiges Kiesmaterial enthält, das offensichtlich zeitgleich von dem Steilufer in den See fiel. Diese Sequenz deutet auf die Existenz eines Erdbebens hin. Trotzdem können wir den Homogenit 16** nicht genau datieren – resp. sind nicht sicher sein, ob nicht allenfalls dieser Homogenit mit dem Erdbeben von 1601 zu parallelisieren wäre.

Turbidit T_x (Mitte 14. Jh.): Da die Chronologie auf Grund historisch nachweisbarer Ereignisse innerhalb einer gewissen Streuung mit der ¹⁴C-Datierung (Tab. 4, Fig. 10) übereinstimmt, wird der grosse Reuss-Turbidit T_x in die Mitte des 14. Jahrhunderts eingestuft. Die Jahre 1342 und insbesondere 1343 waren ausserordentlich niederschlagsreich, vor allem im deutschen Raum und im Bodenseegebiet (PFLISTER 1990). SCHALLER-DONAUER (1937) zitiert aus einer nicht näher bezeichnete Quelle: «auch die Reuss schwall hoch an und der See stieg dermassen, dass am 29. Juni [1343] das Wasser in der Barfüsserkirche in Luzern bis an den Hochalter ging, was vorher noch nie geschehen war, und wurde so hoch, dass es daselbst ein geladenes Schiff getragen hätte». Der Turbidit T_x könnte also ins Jahr 1342 oder 1343 gestellt werden. Dies ist jedoch als eine provisorische Alterszuweisung zu betrachten.

Sedimenttiefe		Kalibrierte Alter AD 95% Konfidenz	Position in bezug auf Ereignis-Chronologie
[cm]	[g. cm ⁻²]	[y]	
232	199	1460-modern	10 cm über 1801
329	293	1470-modern	6 cm über 1687
469	430	1300–1490	65 cm unter 1601
529	489	1460–1430	
533	493	1260–1420	
594	553	1270–1420	42 cm über Turbidit TX
697	654	990–1250	58 cm unter Turbidit TX
738	694	990–1240	
804	759	795–1015	

Tabelle 4. ¹⁴C-Altersbestimmung am Kern 504.



Figur 10. Massentiefe [gcm⁻²] versus Alter [y vor heute] in Kern 504.; die Alterseinstufung erfolgte im oberen Kernteil durch Ereignisdatering und in der unteren Kernhälfte durch ¹⁴C-AMS-Datierung (95% Vertrauensgrenze).

5. Ablagerungen extremer Reuss-Hochwässer im Urnersee

Die Identifikation von Hochwasser-Turbiditen gegenüber Rutschungs-Homogeniten oder kleinen Turbiditen anderer Entstehungsart ist nicht einfach. Im konkreten Einzelfall ist eine Zuordnung oft nicht eindeutig. Die in dieser Arbeit verwendeten Kriterien sind in Tab. 5 zusammengefasst.

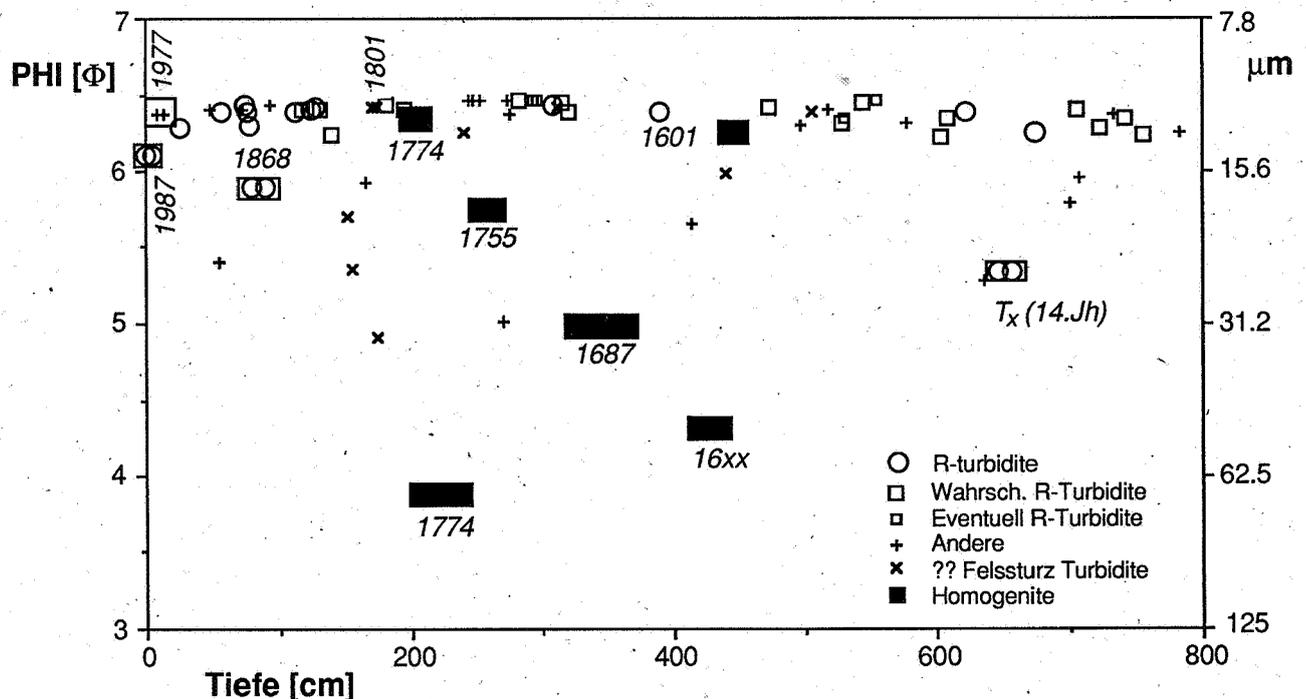
Im Langkern 507 sind bei sämtlichen Turbiditen von mindestens 10 mm Mächtigkeit 6 Korngrössenfraktionen bestimmt worden (< 63 μm, > 63 μm, > 90 μm, > 125 μm, > 180 μm, > 250 μm; für die jüngeren Turbidite ab 1868 wurde der benachbarte Kurzkern 51 benützt). Der Mittelwert der bestimmten Korngrössen zeigt eine eindeutige Verteilung (Fig. 11): Die Mehrzahl aller Turbidite hat mittlere Korn Durchmesser zwischen 11 μm (Φ = 6.5) und 16 μm (Φ = 6), die meisten davon sogar nur zwischen 11 und 13 μm (Φ =

	«Tondeckel»	Gradierung	Verbreitung	Mineralogische Zusammensetzung
(Hochwasser-) Turbidite	Deutlich und relativ mächtig (bis zu 50% der Turbiditmächtigkeit)	Oft nicht durchgehend oder undeutlich (größtes Korn nicht unmittelbar an der Basis), und gelegentlich mit Rekurrenzen	Beckenweit; Mächtigkeit von proximal zu distal abnehmend	Kristallines oder helvetisches Material oder gemischte Zusammensetzungen
Homogenite	Geringmächtig, höchstens einige mm (die homogene, silt- und tonreiche Partie im Homogenit kann in randlichen Lagen mit einem Turbidit-«Tondeckel» verwechselt werden)	Konsequente und deutliche Gradierung; Ausnahme bei mehrphasigen Rutschungen (z. B. Homogenit 1774)	Beckenweit; Mächtigkeit gegen das Beckenzentrum hin zunehmend	Mineralogische Zusammensetzung: helvetisches Material oder gemischte Zusammensetzungen
Turbidite vor steilen Dellen	Kein Tondeckel	Unauffällig oder fehlend, jedoch gute Sortierung der Sandlage	Sandlagen: nur ganz lokal; begleitende Laminiten: beckenweit	Helvetisches Material

Tabelle 5: Sedimentologische Eigenschaften von Turbiditen und Homogeniten.

6.25). Nur die (grossen) Homogenite, einige nicht weiter identifizierbare Turbidite oder Homogenite mit nicht-kristalliner Zusammensetzung (und mit Sicherheit nicht von der Reuss generierte Turbidite) sowie drei Reuss-Turbidite fallen aus diesem Korngrössen-Muster heraus: Nämlich die Turbidite von 1987, 1868 und der grobe, relativ mächtige Turbidit T_x, dessen Ablagerung in der Mitte des 14. Jahrhunderts vermutet wird.

Die Identifikation des (Hochwasser-)Turbidits 1987 ist gesichert, ebenso diejenige von Turbidit 1868: Dieser ist auf Grund der Materialzusammensetzung, der Mächtigkeitsverteilung im See, der etwas unregelmässigen Gradierung mit Rekurrenzen, und der mächtigen Ausbildung eines «Tondeckels» ein sehr typischer Hochwasser-Turbidit der Reuss. Turbidit T_x besteht aus kristallinem Reussmaterial mit einem etwas stärkeren Kalkanteil (16%), der etwa zwischen demjenigen von Turbidit 1868 (13%) und von Homogenit 1774 (15–22%) liegt; er ist konsequent gradiert; der grüne «Tondeckel» ist zwar nur dünn, aber dessen Kontakt



Figur 11. Mittlere Korngrössen (phi = -log₂) der Turbidite 1987, 1977, 1868, 1801 und T_x (sind umrahmt) sowie der Homogenite 1774, 1755, 1687, 16xx und 1601 in Kurzkern 51 bzw. Langkern 507. R = Reuss-Hochwasser.

zum liegenden Sandkörper ist scharf; ein toniger Siltkörper, der die homogene Partie eines Homogenit darstellen könnte, fehlt vollständig. Das entscheidende Indiz für die Identifikation von T_x ist jedoch ein nicht verfallenes Pflanzenblatt, welches an einer Stelle im «Tondeckel» schichtparallel eingelagert ist. Es ist nicht vorstellbar, dass eine derartige Einbettung in einem Homogenit, der ausschliesslich aus resuspendiertem Material besteht, vorkommen kann. Obwohl die Mächtigkeitsverteilung von T_x weitgehend unbekannt ist (er kann in nur 5 Langkernen bestimmt werden, Fig. 6c), scheint uns die Beurteilung von T_x als Hochwasser-Turbidit der Reuss gesichert.

Die Relationen der mittleren Korngrössen der als Reuss-Hochwasser identifizierten Turbidite sind: $T_x > 1868 > 1987$, (Fig. 11 und Fig. 12). Obwohl die Abnahme der Korngrösse nur gering ist, bedeutet dies, da die Suspensionsfracht mit der dritten Potenz der Setzungsgeschwindigkeit der grössten Partikel variiert, eine signifikante Abnahme der Fracht von T_x nach Turbidit 1987, siehe Gleichung (5). Die Kubaturen der Ablagerungen sind in Tab. 1 abgeschätzt worden.

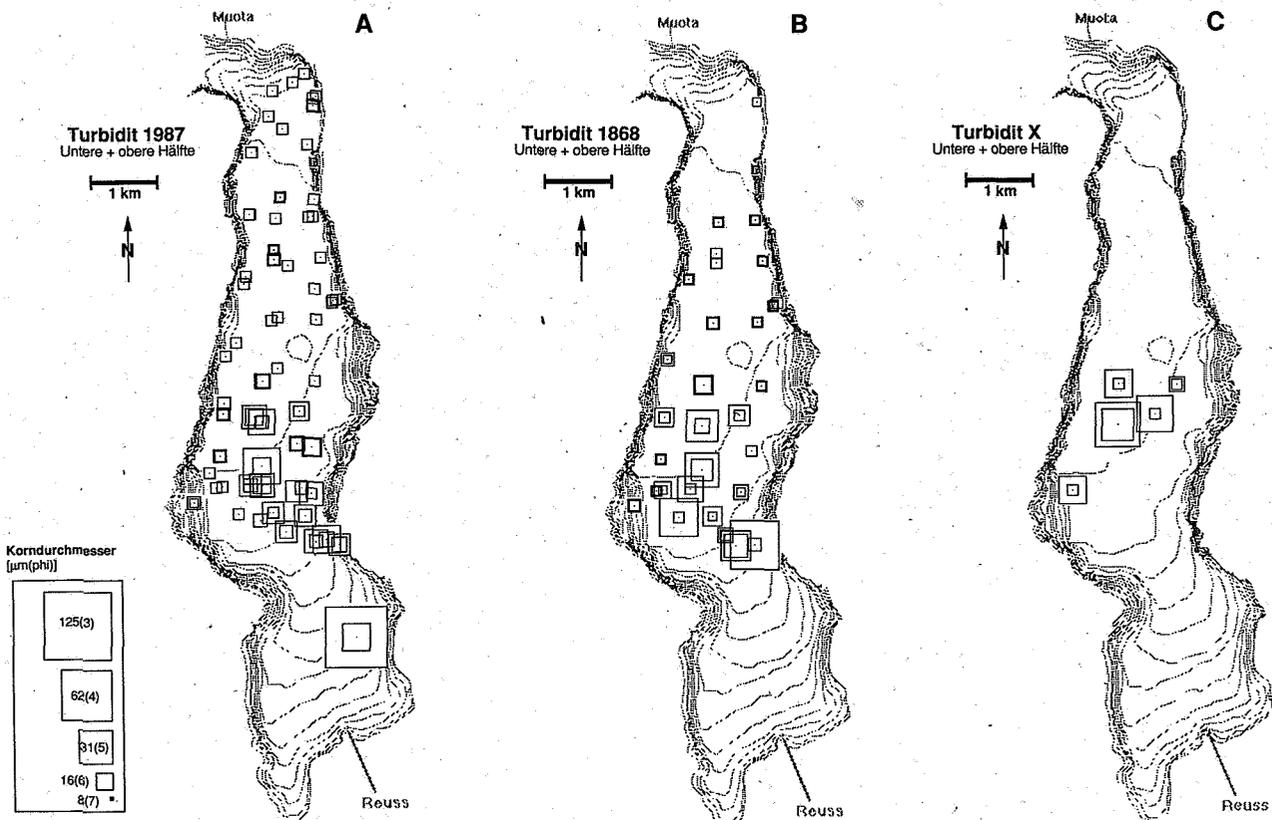
Unter Berücksichtigung der Kubatur der insgesamt umgelagerten Massen rechnet GÜBELI (1990) für das Hochwasser 1987 mit einer Suspensionsmenge von $0.3741 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ im Querschnitt Amsteg. Unter Annahme einer Porosität von $30 \pm 10\%$ der erodierten Massen (SNV-Normen für GM-ML, 15–20% Anteil Silt und Ton) ergibt sich eine Masse von $0.7 / \pm 0.1 \cdot 10^6 \text{ t}$. Ein Teil davon wurde in der Alluvialebene der Reuss und im Delta abgelagert. Bei der Hochwasserspitze hat der Kanal etwa $\frac{1}{3}$ des gesamten Abflusses abgeleitet; Hochwasserspitze und Konzentrationsmaximum der Schwebstoffe fallen vermutlich zeitlich zusammen, so dass auch schätzungsweise $\frac{1}{3}$ der angenommenen Suspensionsmenge den See erreicht haben, d.h. $0.62 \pm 0.1 \cdot 10^6 \text{ t}$. Innerhalb des Schätzfehlers entspricht diese Masse prak-

tisch der Sedimentmasse im Urnersee. Nicht berücksichtigt wurden dabei die unbekannt, gröberen Ablagerungen im proximalen Teil des Reussdeltas; der Anteil der Fraktion $< 200 \mu\text{m}$ (diese Fraktion ist der von GÜBELI (1990) definierte Schwebstoffanteil) ist im proximalen Delta aber wahrscheinlich nicht mehr sehr bedeutend. Ebenfalls in dieser Pauschalbetrachtung nicht berücksichtigt sind die unbekannt Suspensions-Verfrachtungen in die unterliegenden Seebecken sowie (als Schwebstoff-Quelle) die Ab- rasion beim Geschiebetransport der Zuflüsse; sollten diese beiden Prozesse quantitativ substantielle Senken oder Quellen darstellen, so müssten sie sich mengenmässig etwa die Waage halten.

6. Variationen und Trends in der Sedimentationsdynamik des Urnersees

In den längsten Kernen überblicken wir einen Zeitraum von 1000 Jahren und in den seismischen Aufnahmen vermutlich 2000 bis 4000 Jahren. Eines der auffälligsten Merkmale ist die Häufung von mächtigen Homogeniten im 17. und 18. Jahrhundert. Weder darüber noch darunter treten in den Kernen derartig mächtige Einschaltungen auf und in den seismischen Profilen lässt sich, abgesehen vom Ereignis 1601, keine weitere grosse Rutschung erkennen. Es ist sehr wahrscheinlich, dass die hohe Homogenitfrequenz im 17. und 18. Jahrhundert ein aussergewöhnliches Phänomen darstellt; andernfalls wären ja die topographischen Unebenheiten des Seebodens durch die nivellierende Wirkung der Homogenite längst verschwunden. Eine plausible Ursache für diese Anomalie im 17./18. Jahrhundert können wir allerdings nicht angeben.

Die aufgrund der ^{14}C -Alter berechneten Sedimentationsraten deuten auf eine generelle Zunahme in den vergangenen 1000 Jahren hin (Fig. 10). Es handelt sich aber eventuell nur



Figur 12. Korngrössenverteilungen der drei bedeutendsten Reuss-Turbidite 1987, 1868 und T_x (Mitte 14. Jh.).

um eine scheinbare Zunahme. Sie könnte dadurch hervorgerufen sein, dass die Abnahme der Porosität mit der Tiefe unterschätzt worden ist (aufgrund von Feuchtebestimmungen an 4 Langkernen ist die Abhängigkeit der Porosität P mit der Tiefe z [cm] approximiert worden: $P = 0.17 \cdot \text{EXP} [-0.015 \cdot z] + 0.63$).

Genauer konnten die Sedimentationsraten der letzten 360 Jahre in sechs verschiedenen Zeitabschnitten unterschiedlicher Länge bestimmt werden:

Die Raten [$\text{gcm}^{-2}\text{y}^{-1}$] sind in den Zeitabschnitten 1601–1687, 1687–1755, 1755–1769, 1774–1801 und 1868 – ca. 1960 praktisch gleich, während im Abschnitt 1801–1868 eine erhebliche Zunahme, um ca. 50%, erfolgte (Fig. 4, Tab. 2). Die räumliche Verteilung der Sedimentationsraten ist in allen Zeitabschnitten ähnlich: Grössere Raten treten in Deltanähe und am Ostufer zwischen Sisikon und Flüelen auf (Suspensionstransport durch rechts ablenkende Wirkung der Corioliskraft, STURM 1976); gelegentlich lokal am Westufer oder im Beckenzentrum und vielleicht gesteuert durch zeitlich variierende Zirkulationsmuster im See.

Die Frequenz der (Hochwasser)-Turbidite seit 1601 beträgt im Mittel 0.1 y^{-1} ; die Abweichungen der Frequenzen in den einzelnen Zeitabschnitten scheinen nicht signifikant zu sein. Ebensovienig die zeitlichen Variationen der Korngrößen in den Turbiditen (Tab. 2):

Im Abschnitt 1868–1960 ist eine stark überproportionale Sedimentation im Deltafussbereich – und nur dort – festzustellen; gegenüber der Beckensedimentation beträgt die Zunahme 100 bis 300% gegenüber nur 20 bis 100% in den Abschnitten 1774–1801 und 1801–1868 (Fig. 4). Dies betrachten wir als Auswirkung des in den Jahren 1851 bis 1861 gebauten Reusskanals. Es gelangen bei Hochwässern seither grössere Suspensionsfrachten in den See; die Reichweite der grundberührenden Trübestrome wird dadurch ebenfalls vergrössert (vgl. Fig. 8) und das Delta wird in Richtung See verlängert, so dass sich die Sedimentationsraten vor allem am Deltafuss erhöhen.

7. Schlussfolgerungen

Trübestrome und entsprechende Turbidite sind im Urnersee seltene Ablagerungen. Der See kann deshalb, entgegen den bisherigen Annahmen, nicht als Turbiditbecken bezeichnet werden. Nur im Bereich der grossen Deltas, insbesondere im Reussdelta, dürften Trübestrome häufiger sein, wahrscheinlich bei jedem verstärkten Abfluss nach Gewittern oder Frühjahrshochwässern. Die Hauptmasse der Ablagerung im Urnersee besteht aus feinkörnigen Sedimenten, welche in den Suspensionsfahnen der verschiedenen Zuflüsse des Sees transportiert worden sind, sowie im 17. und 18. Jahrhundert aus rutschungsinduzierten Homogeniten.

Es scheint, dass sommerliche Starkabflüsse der Reuss auftreten können, ohne dass dabei beckenweite, grundberührende Trübestrome generiert werden, da die Menge der mitgeführten Suspension dafür nicht genügt. Andererseits müssen gelegentlich in der Reuss grosse Suspensionsfrachten auftreten, welche bedeutende grundberührende Trübestrome auslösen können, ohne dass dabei die Abflüsse bei Seedorf extrem hoch sind und ohne dass aussergewöhnliche Schäden bekannt werden. Nur so ist es erklärbar, dass von den ca. 15 Turbiditen seit 1868 (Fig. A10 im Anhang) nur gerade die zwei jüngsten einem bestimmten Hochwasser zugeordnet werden können (1977 und 1987). Turbidite als Folge von aussergewöhnlichen Hochwässern von der Art desjenigen von 1987 fallen durch ihre groben

Klastika auf (1987, 1868 und Mitte 14. Jh.) und es scheint, dass bei derartigen Grossereignissen notwendigerweise extrem grosse Suspensionsfrachten auftreten.

Die vielen Zeitmarken, welche in den Sedimenten aufgefunden wurden, erlauben eine chronologische Gliederung der Sedimentationsprozesse im See seit 1601. Seit damals haben sich die Sedimentationsraten generell kaum verändert, wenn Effekte seeinterner Sedimentationsvorgänge (insbesondere Rutschungen und rutschungsinduzierte Turbidite und Homogenite) ausgeklammert werden. Eine Ausnahme stellt das 19. Jahrhundert zwischen 1801 und 1868 dar; in diesem Zeitraum kann eine etwas höhere Sedimentationsrate offenbar als Folge etwas mächtigerer Hochwasser-Turbidite betrachtet werden. Als weitere Ausnahme kann die Zeit seit dem Bau des Reusskanals in der Mitte des 19. Jh. betrachtet werden mit einer stark überproportionalen Sedimentationsrate im Deltafussbereich. Auffällig ist auch die Massierung der mächtigen Rutschungs-Homogenite im 17. und 18. Jahrhundert, deren Ursache unbekannt ist; insbesondere scheint es keine Häufung von Erdbeben in dieser Zeit zu geben.

Bis in die Mitte des 20. Jahrhunderts können keine definitiven Trends in den Sedimentkernen festgestellt werden. Ab dieser Zeit verändert sich jedoch der Charakter der Ablagerungen, der organische Gehalt nimmt zu und die Sedimentationsraten scheinen – trotz einiger mächtiger Turbidite wie denjenigen von 1977 und 1987 – abzunehmen. Diese Veränderungen sind auf anthropogene Einflüsse im Einzugsgebiet des Urnersees zurückzuführen.

Die in Punkt 2.1 formulierten Fragen lassen sich wie folgt beantworten:

- In den letzten 1000 Jahren gab es zwei weitere (Reuss-) Hochwässer, welche eine vergleichbare oder sogar grössere Magnitude aufwiesen als das Hochwasserereignis von 1987. Als Mass für die Magnitude wird dabei die Grösse der Suspensionsfracht angesehen und nicht der Abfluss, da nur die erstere sich in der Ablagerung widerspiegelt.
- Die Abfolge der drei Extrem-Hochwässer (1987, 1868 und Mitte 14. Jh.) steht in keinem sichtbaren Zusammenhang mit einer Veränderung im Trend der Sedimentationsdynamik im Urnersee.
- Die festgestellten Ablagerungen von Hochwässern können eindeutig dem extrem kristallinen Einzugsgebiet der Reuss zugeordnet werden. Allerdings sind in dieser Untersuchung nur diese Ablagerungen näher betrachtet worden, da bei diesen eine Verwechslung mit rutschungsinduzierten Turbiditen eindeutig ausgeschlossen werden kann. Die vorliegenden Daten geben daher keine Hinweise auf Hochwasser vergleichbarer Magnitude (wie 1987) von anderen Zuflüssen als der Reuss.

Literaturverzeichnis

- ELLISON, T.H. & TURNER, J.S. (1959): Turbulent entrainment in stratified flows. *J. Fluid Mech.*, 6: 432–447.
- FRANCIS, J.R.D. (1973): Experiments on the motion of solitary grains along the bed of a water-stream. *Proc. Roy. Soc. London Ser. A*, 332: 443–471.
- GÜBELI, A. (1990): Reusshochwasser 1987. Erosions- und Akkumulationserscheinungen oberhalb von Amsteg. Ursachenanalyse der HW 1987, Bern.
- HAUENSTEIN, W. (1983): Zuflussbedingte Dichteströmungen in Seen IHW-ETH, Diss. 7096, 237 p.
- HEINZMANN, U. (1990): Transport- und Sedimentationsprozesse von suspendiertem Feststoffmaterial im Urnersee. Diplomarbeit Geographisches Institut Universität Freiburg i.Br., 97 p.

- KASTENS, K.A. & CITA, M.B. (1981): Tsunami induced sediment transport in the abyssal Mediterranean Sea. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 92: 845–857.
- KELTS, K. (1978): Geological and sedimentary evolution of lakes Zurich and Zug, Switzerland. Diss ETH 6146, 250 p.
- LOMBARD, A. (1960): Les laminites et la stratification du flysch. *Arch. Sci. Soc. Phys. Hist. Nat., Genève*, 13(4): 567–570.
- MUHEIM, H. (1945): Die Strassenbaupolitik des Kantons Uri. Zürich, 126 p.
- PFISTER (1990): Historische Hochwässer. Ursachenanalyse der HW 1987.
- RÖSLI, U. (1990): Mineralogische Untersuchungen. Bericht über die Mineralogie der Klastika im Einzugsgebiet des Urnersees und der Ablagerungen im See; Ingenieurgeologie ETH-Hönggerberg. In: EAWAG 1990, Hochwasserindikatoren in den Sedimenten des Urnersees; Dokumentation, 16 p.
- SCHALLER-DONAUER, A. (1937): Chronik der Naturereignisse im Urnerland 1000-1800. Altdorf, 112 p.
- SIEGENTHALER, C. & BÜHLER, J. (1985): The kinematics of turbulent suspension currents (turbidity currents) on inclined boundaries. *Marine Geology*, 64: 19–40.
- SIEGENTHALER, C., FINGER, W., KELTS, K. & WANG, S. (1987): Earthquake and seiche deposits. *Eclogae geol. Helv.*, 80/1: 241–260.
- SIEGENTHALER, C. & STURM, M. (1990): Homogenites and turbidites in Lake Uri, Switzerland. *Proceedings SIL Conference Munich 1989*.
- STURM, M. (1976): Die Oberflächensedimente des Brienersees. *Eclogae geol. Helv.* 69/1., 111–123.
- STURM, M. & MATTER, A. (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. *Spec. Publ. internat. Assoc. Sedimentology 2.*, 147–168.
- STURM, M. & BLOESCH, J. (1990): Schwebstoffuntersuchungen 1989 im Vierwaldstättersee; unpubl. EAWAG-Daten
- WÜEST, A. (1987): Ursprung und Grösse von Mischungsprozessen im Hypolimnion natürlicher Seen. Diss. ETH Zürich, Zürich, 144 p.

Analyse von Hochwassermessreihen in schweizerischen Gewässern – Bemessungshochwasser

M. Spreafico, H. Aschwanden, M. Gossauer, W. Müller, T. Bürgi

Landeshydrologie und -geologie, 3003 Bern

Zusammenfassung

Die Frage nach der Aussergewöhnlichkeit der Hochwasserereignisse des Jahres 1987 kann untersucht werden, indem man die Hochwasserabflüsse von 1987 mit denjenigen vergangener Jahre vergleicht. Grundvoraussetzung für einen solchen Vergleich ist die Erfassung, Aufbereitung und Analyse von möglichst langen und möglichst vielen schweizerischen Hochwassermessreihen. Im vorliegenden Bericht werden die ausgeführten Analysen an mehreren hundert Abflussmessstationen kurz beschrieben und einige ausgewählte Resultate dargestellt.

Résumé

Pour savoir dans quelle mesure les crues de l'année 1987 ont été exceptionnelles, on compare les débits de pointe de cette année-là avec ceux des années précédentes. La condition fondamentale pour réaliser de telles comparaisons réside dans le relevé, l'élaboration et l'analyse d'autant de séries de valeurs de crue que possible. Le rapport présenté ici décrit brièvement les analyses effectuées sur plusieurs centaines de stations de jaugeage suisses et reproduit certains résultats intéressants.

1. Einleitung

Die Messung, die Bearbeitung und die Analyse von Hochwasserabflüssen bilden die Voraussetzung für die kostengünstige und sichere Planung von wasserwirtschaftlichen Bauwerken zum Schutze der Menschen vor schädigenden Wirkungen des Wassers. Probleme bereiten hierbei nicht nur die zuverlässige Messung der Hochwasserabflüsse, sondern auch deren Analyse bezüglich Eintrittswahrscheinlichkeit, Konsistenz und Homogenität der Messreihen. Verschiedene Untersuchungen in der Schweiz haben gezeigt, dass die heute zur Verfügung stehenden Grundlagen für eine optimale Planung von Hochwasserschutzmassnahmen nicht ausreichen. Dies obschon in den letzten Jahren verschiedene Untersuchungen eine Verbesserung der Situation gebracht haben. Eine Zusammenstellung dieser neueren Arbeiten findet sich in Weingartner und Spreafico (1990).

Eine umfassende Analyse von langjährigen Hochwasserabflussreihen der Messstationen der Landeshydrologie und -geologie (LHG) wurde in den Jahren 1984 bis 88 durchgeführt. Die Resultate dieser Untersuchung sind in den Mitteilungen Nr. 7 und 8 der LHG (Spreafico, Stadler, 1986 und 1988) dargestellt. Die Analyse des Hochwassers 1987 erfolgte nach ähnlichen Gesichtspunkten. Im Sinne einer Sofortmassnahme wurde die räumliche und zeitliche Verteilung des Niederschlags- und Abflussgeschehens analysiert und in der Mitteilung Nr. 10 der LHG (Aschwanden, Schädler, 1988) dargestellt.

Es zeigte sich aber, dass für die flächendeckende Bestimmung von Bemessungshochwassern in der Schweiz der vorhandene Stichprobenumfang an analysierten Stationen

zu klein ist. Die Vertreter im «Nationalen Programm Hochwasser» beschlossen deshalb, ein Projekt mit dem Ziel der Verbreiterung dieser Datenbasis in die Wege zu leiten. Mit der Durchführung wurde die LHG beauftragt. Analog zu den bereits ausgeführten Analysen sollten alle verfügbaren und geeigneten Abflussmessreihen der Schweiz mit mindestens 10 Messjahren analysiert werden. Diese Arbeiten und einige ausgesuchte Resultate werden hier kurz dargestellt. Sie werden in ausführlicher Form demnächst auch in den Mitteilungen Nr. 16 und 17 der LHG publiziert.

2. Ausgeführte Arbeiten

Die ausgeführten Arbeiten können wie folgt zusammengefasst werden:

1. Festlegung von Voraussetzungen und Randbedingungen.

Unterschiedliche wasserwirtschaftliche Problemstellungen verlangen normalerweise auch unterschiedliche Arten von Analysen der Abflüsse. Aus diesem Grunde erschien es nicht möglich, Grundlagen mit ausreichendem Detaillierungsgrad für alle Nutzer bereitzustellen. Es wurden deshalb nur solche Analysen durchgeführt, welche im Hinblick auf die zukünftige Zielsetzung – nämlich die Umsetzung der Resultate in Richtung Typisierung resp. Regionalisierung – als geeignet erschienen. Die Untersuchungen sollten soweit als möglich mit den vorgängigen Untersuchungen der LHG kompatibel sein. Es wurden nur Messreihen mit mindestens 10 Beobachtungsjahren untersucht.

Konsistenz- und Inhomogenitätsuntersuchungen wurden weitgehend durchgeführt. Deren Resultate wurden dann als Grundlage zur Festlegung der Untersuchungsperioden verwendet. Hochwasserdaten, die im Laufe der Untersuchung als fraglich angesehen wurden, sind überprüft worden. Die Überprüfung erfolgte anhand der zur Verfügung stehenden Unterlagen wie Limnigraphenbögen, Pegelstand-Abfluss-Beziehungen und Stationsgeschichte. Ausreisser, welche nachweislich auf Messfehlern beruhten, wurden korrigiert. Teilweise wurden auch ganze Messabschnitte bereinigt. Reichten die Unterlagen nicht aus, um einen Fehler eindeutig nachweisen zu können, wurden keine Korrekturen vorgenommen.

Wahrscheinlichkeitstheoretisch wurden nur die maximalen Jahres-, Sommer- und Winterabflussspitzen untersucht. Auf die Auswertung von partiellen Reihen wurde verzichtet. Um die weiteren Untersuchungen zu erleichtern, wurden die Stationen in 3 Kategorien eingeteilt:

Kategorie 1: Stationen mit keiner bis geringer künstlicher Beeinflussung des Abflussregimes

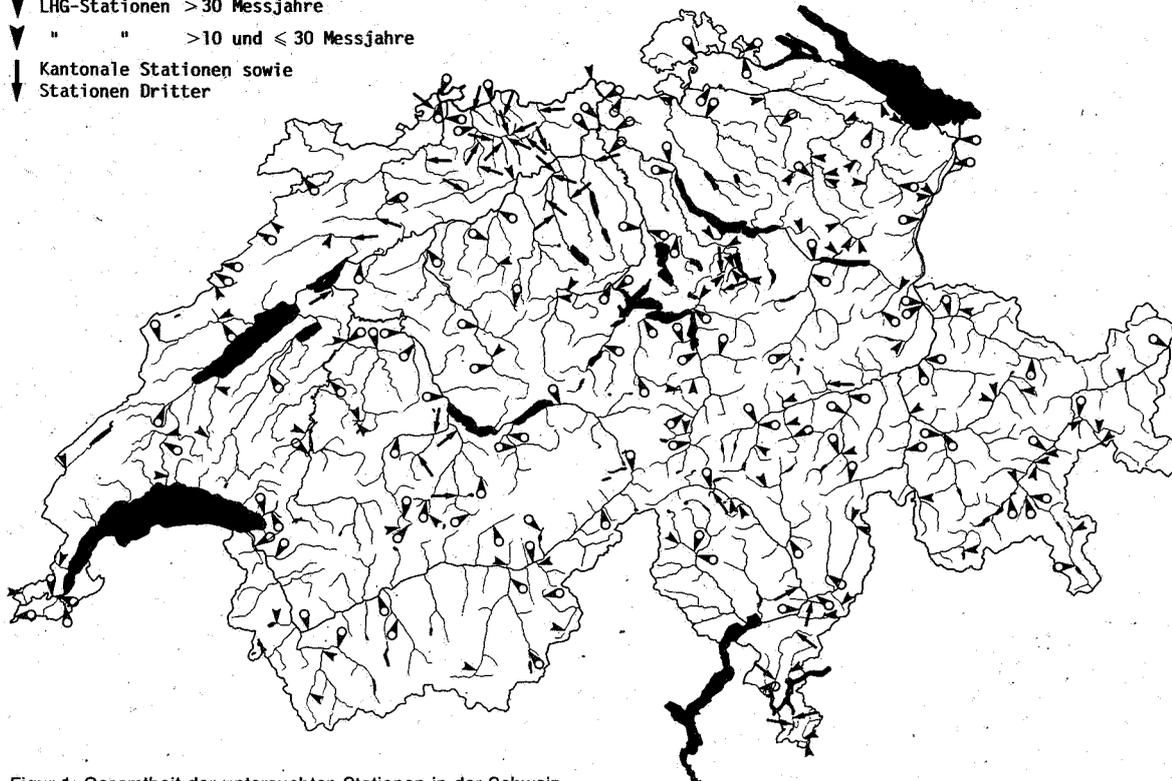
Kategorie 2: Stationen mit mittlerer Beeinflussung.

Es handelt sich hier um Stationen, in deren Einzugsgebiet wesentliche Veränderungen stattgefunden haben. Normalerweise können die Veränderungen nicht einem einzelnen Eingriff zugeordnet werden, sondern sie bestehen aus Überlagerung von verschiedenen wasserwirtschaftlichen Massnahmen.

Kategorie 3: Stationen mit grosser Beeinflussung des Regimes.

Es handelt sich bei dieser Kategorie hauptsächlich um Stationen, in deren Einzugsgebiet Speicherseen mit Zu- und Ableitungen erstellt worden sind.

- LHG-Stationen > 30 Messjahre
- ▼ " " >10 und ≤ 30 Messjahre
- ↓ Kantonale Stationen sowie Stationen Dritter



Figur 1: Gesamtheit der untersuchten Stationen in der Schweiz.

2. Auswahl der Stationen

In erster Linie wurden Stationen der LHG mit Beobachtungsperioden zwischen 10 und 30 Jahren ausgewählt (Stationen mit mehr als 30 Jahren wurden bereits in vorhergehenden Untersuchungen analysiert). Insgesamt wurden 102 neue Stationen in die Untersuchung aufgenommen.

Zusätzlich wurden Kantone, Hochschulen und private Institutionen angeschrieben. Aus den Rückmeldungen konnten 38 Stationen identifiziert werden, von denen während mindestens 10 Messjahren Hochwasserabflüsse ausgewertet und greifbar waren.

In Figur 1 ist eine Übersicht über die ausgewählten Messstationen dargestellt.

3. Bereitstellung der Messdaten

Die Beobachtungen der LHG wurden in der Datenbank der LHG bereitgestellt. Die Daten von Dritten wurden entweder auf EDV-Datenträgern übernommen oder dann manuell erfasst.

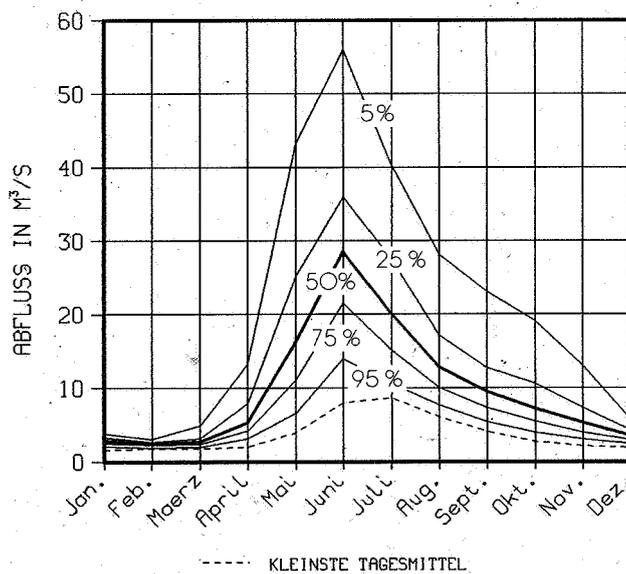
Die Messdaten wurden sortiert und in verschiedenen geeignet erscheinenden Formen dargestellt.

Damit für weitergehende Analysen Basisinformationen über das gesamte Abflussregime zur Verfügung stehen, wurden für jede Station für jeden Monat die Dauerkurven des Abflusses berechnet und dargestellt (siehe Figur 2). Zudem wurde versucht die Beeinflussung des Regimes anzugeben. Die grössten Sommer- und Winter-Hochwasserspitzenabflüsse wurden in chronologischer Reihenfolge dargestellt (siehe Figur 3).

4. Erfassen von beschreibenden Daten zu den Messstationen

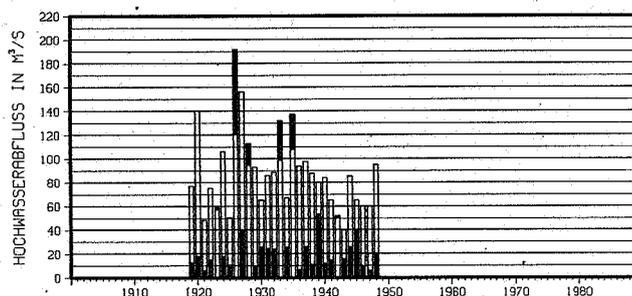
Für die bessere Beurteilung der Station und der Güte der Messungen wurden soweit verfügbar beschreibende Merkmale wie Datenbanknummer, Standortkoordinaten, Stationshöhe, Einzugsgebietsgrösse, Beobachtungsperiode, Messgeräte, Messmethoden, Gerinnestabilität, höchste ausgeführte Abflussmessung und grösste gemessene mittlere Geschwindigkeit erfasst.

DBLH-NR. 598 1919 1948



Figur 2: Dauer der Abflussmengen für die Beobachtungsperiode 1919-48 an der Station Julia-Tiefencastel.

DBLH-NR : 598



Figur 3: Grösste Sommer- und Winter-Hochwasserabflüsse während der Beobachtungsperiode 1919-48 an der Station Julia-Tiefencastel.

5. Durchführung von Konsistenz- und Homogenitätsuntersuchungen

Hiezu wurde das Datenmaterial auf verschiedene Arten grafisch dargestellt, visuell beurteilt und statistisch analysiert. Das Erfassen von anthropogenen Einflüssen erfolgte mithilfe von Stationsdossiers, Angaben in Hydrologischen Jahrbüchern, einschlägiger Fachliteratur über Wasserkraftnutzung, Speicherbau, Gewässer Ausbau und Meliorationen sowie Auskünften der Verantwortlichen für die Beobachtungen. Inkonsistenzen, verursacht durch den Wechsel der Messmethoden und -geräte, Stationsverlegungen usw. wurden möglichst eruiert. Die Homogenität der jährlichen Spitzenabflüsse wurde mit verschiedenen statistischen Methoden untersucht. Verwendet wurden: U-Test von Mann-Whitney, Kruskal-Wallis-Test, Spearman rank correlation coefficients, Kendall rank correlation coefficients, Spearman rank order serial correlation coefficients and Rank order correlation test for trend. Vereinzelt wurden auch Doppelsummenanalysen durchgeführt.

6. Statistik der Hochwasserabflüsse

Für alle Beobachtungsmomente wurden das grösste gemessene und das kleinste gemessene Abflussmaxima, der Mittelwert der Monatsmaxima und deren Standardabweichung, Schiefe und Variationskoeffizient berechnet. Die gleichen Kenngrößen wurden auch für die Sommer- und Winterhalbjahre sowie für das ganze Jahr berechnet (Tabelle 1).

7. Bestimmung der Hochwasserwahrscheinlichkeiten

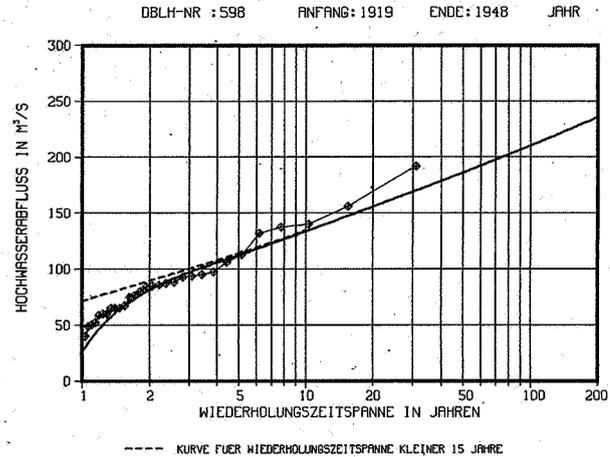
Es wurden Wahrscheinlichkeiten für die höchsten jährlichen Hochwasserabflüsse und für die grössten Sommer- und Winterabflussspitzen berechnet. Die Berechnung erfolgte nach der «Empfehlung zur Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit» (DVWK, 1979), d.h. als Verteilungsfunktionen wurden die log-Pearson III, die Pearson III und die Gammaverteilung verwendet. Bei den längeren Beobachtungsreihen wurden die Abflüsse bis zu einer Wiederholungszeitspanne von 200 Jahren berechnet, bei den kürzeren werden vielfach nur das 50- und das 100-jährige Hochwasser angegeben (Figur 4). Die vorhandenen Unsicherheiten (Wahl des Parameterschätzverfahrens, Festlegung der «plotting positions», Datenqualität) und die getroffenen Voraussetzungen (statistisch unabhängige Hochwasserspitzen, stationäre Verhältnisse, Zugehörigkeit des Datenkollektivs zu einer einzigen Grundgesamtheit) bedingen eine vorsichtige Interpretation dieser Werte für die praktische Anwendung. Die extrapolierten Werte können ausserdem abhängig sein von der gewählten Untersuchungsperiode, was zu grossen Streuungen bei den berechneten Spitzenabflüssen einer bestimmten Jährlichkeit führen kann.

	MAXIMAL- WERT	MINIMAL- WERT	MITTEL- WERT	STANDARD- ABWEICHUNG	SCHIEFE	VARIATIONS- KOEFFIZIENT
JANUAR	6.5	1.9	3.84	1.02	0.82	0.27
FEBRUAR	8.7	2.1	3.53	1.26	2.62	0.36
MÄRZ	9.1	2.3	4.67	1.58	1.11	0.34
APRIL	27.0	6.4	14.95	6.44	0.45	0.43
MAI	106.0	15.0	49.12	21.41	0.94	0.44
JUNI	121.0	28.6	65.67	21.63	0.58	0.33
JULI	98.3	28.2	52.97	19.01	0.50	0.36
AUGUST	95.0	13.0	45.81	23.09	0.53	0.50
SEPTEMBER	156.0	12.0	42.49	35.39	1.83	0.83
OKTOBER	137.5	4.4	34.09	37.59	1.68	1.10
NOVEMBER	192.0	4.0	20.41	35.68	3.78	1.75
DEZEMBER	8.9	2.1	5.17	1.66	0.49	0.32
SOMMER	156.0	40.0	83.07	26.53	0.73	0.32
WINTER	192.0	5.6	38.47	45.53	1.95	1.18
JAHR	192.0	40.0	88.32	34.78	1.10	0.39

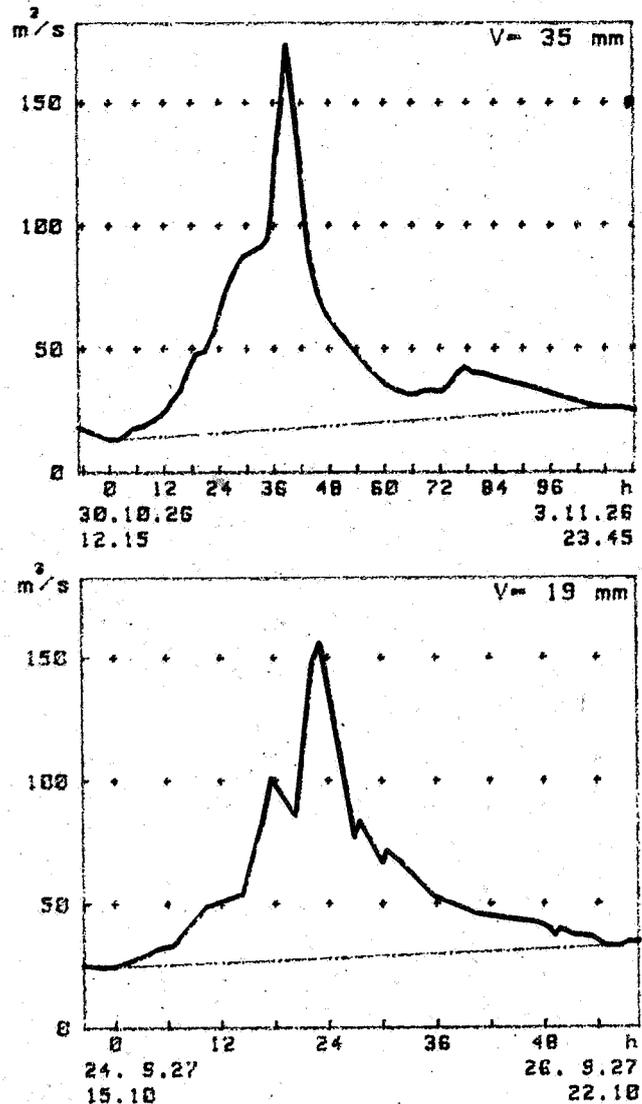
Tabelle 1: Statistik der Hochwasserabflüsse an der Station Julia-Tiefencastel für die Periode 1919-48.

8. Bestimmung von Hochwasserfrachten

An den Stationen der LHG wurden ausgesuchte Hochwasserereignisse bezüglich ihren Hochwasserfrachten ausgewertet. Figur 5 zeigt zwei Beispiele der Station Julia-Tiefencastel.



Figur 4: Hochwasserwahrscheinlichkeit an der Station Julia-Tiefencastel, basierend auf den jährlichen Hochwasserspitzen der Messperiode 1919-48.



Figur 5: Hochwasserganglinien und -frachten der Station Julia-Tiefencastel.

3. Ausgewählte Resultate

Im Folgenden werden einige Resultate der Untersuchung dargestellt.

1. Statistische Kenngrößen

In der Tabelle 2 sind beispielhaft für das Einzugsgebiet des Ticino die statistischen Kenngrößen der Hochwasserabflüsse an den untersuchten Stationen dargestellt. Diese Kenngrößen bilden die Grundlage für die Fortsetzung der Untersuchungen in der Phase II, in der versucht werden soll, die an den Stationen erhobenen Informationen zu typisieren resp. zu regionalisieren.

2. Zusammenhang zwischen der Einzugsgebietsgröße und dem maximalen spezifischen Abfluss eines Gebietes

In Fig. 6 sind die maximalen spezifischen Jahreshöchstabflüsse in Funktion der Einzugsgebietsgröße aufge-

No banca del dati	Nome della stazione	Periodo di riferimento	Piene massime annuali					Coefficiente di variazione
			Valore massimo m^3/s	Valore minimo m^3/s	Valore medio m^3/s	Scarto tipo m^3/s	Asimmetria	
Bacino del Ticino								
T1 02	Calcaccia - Airolo	1963-88	24.0	2.0	7.4	5.5	1.72	0.74
356	Ticino - Rodi, Dazio Grande	1909-28	211.0	62.2	114.6	38.8	1.18	0.34
551	Piumogna - Dalpe	1916-28	36.0	9.1	22.7	8.2	0.01	0.36
618	Brenno - Campra	1920-30	65.0	8.2	27.9	16.5	0.80	0.59
T1 03	Riale di Gnosa - Gnosa	1975-88	15.0	1.0	5.4	4.4	0.92	0.82
889	Moesa - Mesocco, Curtina	1970-88	110.0	22.0	55.0	24.8	0.72	0.45
435	Moesa - San Giacomo	1910-28	118.0	36.7	65.9	21.6	0.62	0.33
867	Riale di Roggia - Roveredo, B. di comp.	1966-88	51.0	10.1	32.2	11.8	-0.28	0.37
T1 04	Traversagna - Arbedo	1966-88	21.2	2.5	6.6	4.9	1.77	0.74
841	Melera - Melera (Valle Morobbia)	1962-88	5.0	0.5	1.9	1.2	0.73	0.65
879	Riale di Calneggia - Cavignò, Pontit	1967-88	105.0	7.0	43.1	25.2	0.63	0.58
843	Caesate - Pregassona	1967-88	82.0	20.0	39.9	16.4	1.10	0.41
T1 07	Laveggio - Mendrisio, Piani San Martino	1962-88	14.0	2.4	7.6	3.2	-0.06	0.42
T1 08	Laveggio - Riva San Vitale	1978-88	79.0	11.1	29.3	21.0	1.28	0.72
767	Zwischbergenbach - im Fah	1952-79	40.0	4.5	13.0	10.0	1.59	0.77

Tabelle 2: Statistische Kenngrößen der Stationen im Ticino-Gebiet.

tragen. Die Darstellung zeigt auf, dass eine enge Beziehung zwischen diesen beiden Größen besteht. Je kleiner ein Einzugsgebiet ist, um so grösser ist in der Regel der maximale spezifische Abfluss. Zur besseren Interpretation wurde zusätzlich die Beeinflussung des Regimes und die Länge der Beobachtungsperiode angegeben.

3. Einordnen der Hochwasser 1987 ins Abflussgeschehen vergangener Hochwasser

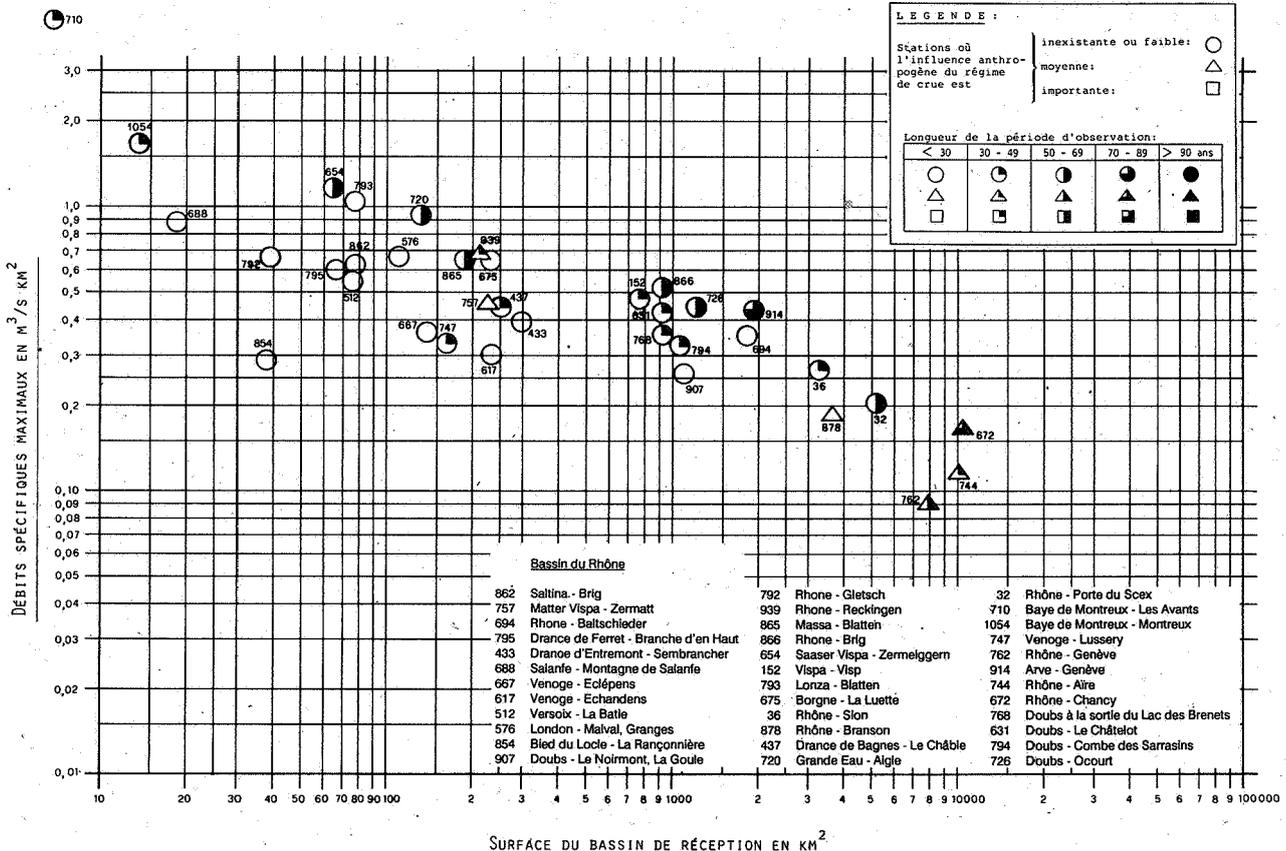
Die Untersuchungen bestätigen die Aussagen, welche in der Mitteilung Nr. 10 der LHG gemacht worden sind. Zusammenfassend kann gesagt werden:

– Aufgrund alter Chroniken muss geschlossen werden, dass in früheren Jahrhunderten in verschiedenen Gebieten, die 1987 vom Katastrophenhochwasser heimgesucht worden sind, auch schon so grosse Hochwasser aufgetreten sind.

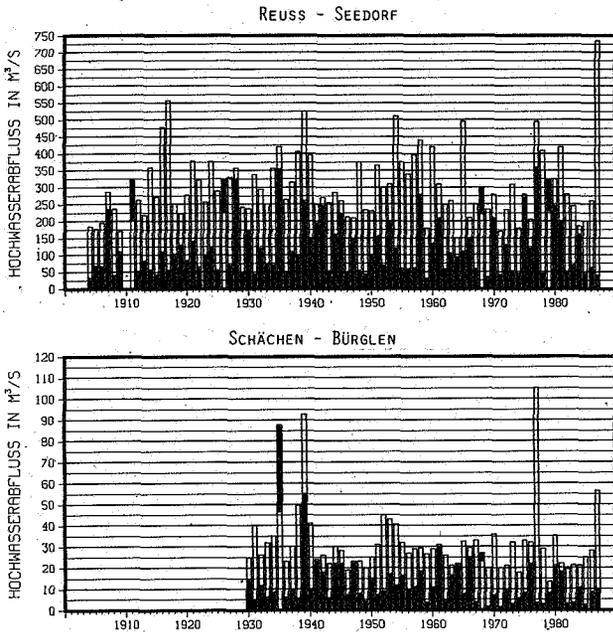
– Aufgrund von beobachteten Messreihen kann festgestellt werden, dass immer wieder Perioden mit gehäuftem Auftreten von Hochwassern vorgekommen sind. So beispielsweise in den Jahren 1920–27, 1935–39, 1954–58, 1965–67 und 1977–78.

– Lokal und teilweise regional betrachtet waren die Abflüsse von 1987 die höchsten je gemessenen. Die Hochwasser 1987 müssen deshalb, mindestens auf die letzten Jahrzehnte bezogen, als aussergewöhnlich eingestuft werden.

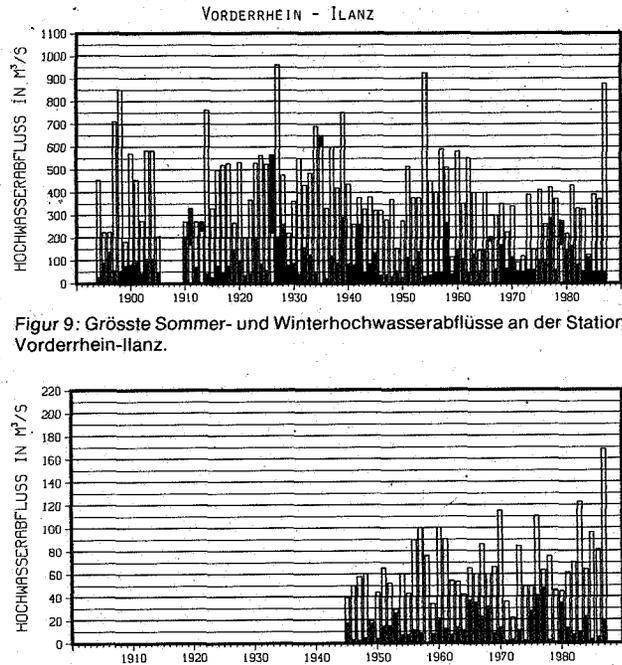
– Die relative Grösse des Hochwassers 1987 ist selbst im gleichen Einzugsgebiet sehr unterschiedlich. So war der Abfluss 1987 an der Station Reuss-Seedorf der absolut höchste der Messperiode 1904–87, während er an der Station Schächen-Bürglen während der Periode 1930–87 schon mehrmals übertroffen worden ist (Figur 7).



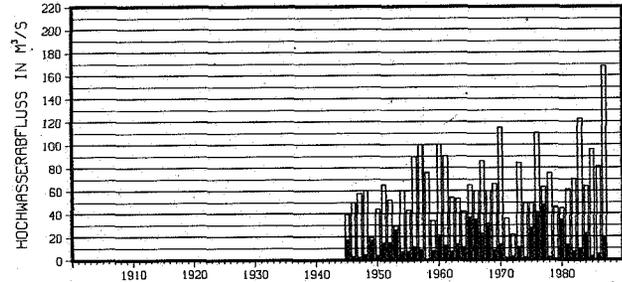
Figur 6: Maximale spezifische Abflussmengen in Abhängigkeit von der Einzugsgebietsgröße im Rhone-Gebiet.



Figur 7: Maximale Hochwasserabflüsse an den Stationen Reuss-Seedorf und Schächen-Bürglen.



Figur 9: Grösste Sommer- und Winterhochwasserabflüsse an der Station Vorderrhein-Ilanz.



Figur 10: Grösste beobachtete Sommer- und Winter-Hochwasserabflüsse an der Station Hinterrhein-Hinterrhein.

– In Figur 8 ist für das Einzugsgebiet des Ticino das zeitliche Auftreten von Jahresspitzenabflüssen mit kleiner empirischer Auftretenswahrscheinlichkeit dargestellt. Auch aus dieser Darstellung ist keine signifikante Häufung der Spitzenabflüsse in jüngster Zeit feststellbar.

4. Tenderscheinungen

Betrachtet man das Gesamtbild der untersuchten Stationen, so stellt man keine einheitliche signifikante Trendentwicklung bei den Hochwasserabflüssen fest. Betrachtet man beispielsweise die Spitzenabflüsse an der Station Vorderrhein-Ilanz (Figur 9), einer der am längsten betriebenen Stationen der Schweiz, ist kein Trend über die ganze Beobachtungsperiode festzustellen. Es

sind kurze Perioden zu erkennen, in denen die Spitzenabflüsse steigende Tendenz aufweisen. Gleich anschliessend folgen dann aber Jahre mit sinkender Tendenz.

Andererseits zeigen einige der untersuchten Stationen während der Beobachtungsperiode einen deutlichen Anstieg der Hochwasserspitzenabflüsse (Figur 10). Da die Messreihen aber sehr kurz sind, kann nicht entschieden werden, ob es sich um einen langfristigen Trend handelt. An anderen Stationen ist der gegenteilige Effekt feststellbar, nämlich eine Abnahme der Spitzenabflüsse.

4. Ausblick

Die beschriebene Untersuchung ist Bestandteil eines grösseren Projektes, welches durch die LHG und das Bundesamt für Wasserwirtschaft realisiert wird. Ziel dieses Projektes ist die Erarbeitung einer Anleitung zur Bestimmung des Bemessungshochwassers für die Praktiker und Entscheidungsträger. In der nächsten Phase des Projektes soll versucht werden, die nun bereitgestellten Informationen über die punktuell erhobenen Hochwasserabflüsse mittels Regionalisierungsverfahren in den Raum umzusetzen.

Literatur:

ASCHWANDEN, H., SCHÄDLER, B. (1988): Hochwasserereignisse im Jahre 1987 in der Schweiz, Mitteilung Nr.10 der Landeshydrologie und -geologie, Bern

DVWK, 1979: Regeln zur Wasserwirtschaft, Empfehlung zur Berechnung der Hochwasserwahrscheinlichkeit, Heft 101, Verlag Paul Parey, Hamburg

SPREAFICO, M., STADLER, K. (1986): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern, Band 1, Abflussreihen mit mehr als 30 Jahren in den Einzugsgebieten des Rheins und der Aare, Mitteilung Nr.7 der Landeshydrologie und -geologie, Bern

SPREAFICO, M., STADLER, K. (1988): Hochwasserabflüsse in schweizerischen Gewässern, Band 2, Abflussreihen mit mehr als 30 Jahren in den Einzugsgebieten der Reuss, der Limmat, der Rhône, des Ticino, des Inn und der Adda, Mitteilung Nr.8 der Landeshydrologie und -geologie, Bern

WEINGARTNER, R., SPREAFICO, M. (1990): Analyse und Abschätzung von Hochwasserabflüssen; eine Übersicht über neuere schweizerische Arbeiten, DGM 34, Heft 1/2.

No banca dei dati	Nome della stazione	Numero anni di osservazione	Periodo di osservazione			
			1900	1930	1960	1990
Bacino del Ticino						
673	Ticino - Piotta	60				
295	Brenno - Loderio	80				
769	Calancasca - Buseno	32				
941	Moesa - Lumino	66				
67	Ticino - Bellinzona	71				
749	Maggia - Bignasco	53				
691	Bavona - Bignasco	53				
656	Tresa - Ponte Tresa	71				
765	Krummbach - Klusmatten	33				
TI02						
TI02	Calcaccia - Airolo	26				
356	Ticino - Rodi, Dazio Grande	20				
551	Piumogna - Dalpe	13				
618	Brenno - Campra	11				
TI03	Riale di Gnosca - Gnosca	14				
889	Moesa - Mesocco, Curina	19				
435	Moesa - San Giacomo	19				
867	Riale di Roggiasca - Roveredo	23				
TI04	Traversagna - Arbedo	23				
841	Melera - Melera	24				
879	Riale di Calneggia - Caviggno	22				
843	Cassarate - Pregassona	22				
TI07	Laveggio - Mendrisio	27				
TI08	Laveggio - Riva San Vitale	11				
767	Zwischbergenbach - Im Fah	28				

Figur 8: Zeitliches Auftreten der grössten beobachteten Hochwasserabflüsse im Ticino-Gebiet mit empirischen Frequenzen zwischen 0.0122 und 0.122 (oberes Bild) und 0.0345 und 0.25 (unteres Bild)

Klima in der Vergangenheit: Natürliche Veränderungen

Kerry Kelts, ProClim,
Das Klimaprogramm der Schweiz,
Hirschengraben 11, 3001 Bern

Zusammenfassung

Klima ist keine Konstante. Paleoklimatische Untersuchungen zeigen, dass wir uns in einer Wärmeperiode befinden, waren doch in den vergangenen 10 000 Jahren die mittleren Temperaturen meist tiefer und schwankten in einem relativ engen Bereich von $\pm 1^\circ\text{C}$. Abrupte Temperaturänderungen mit einem Anstieg und Absinken von 2 bis 4°C innert weniger Jahrzehnte traten bereits in der jüngeren Dryas, vor ca. 11 000 Jahren, auf. Noch nie war es aber so warm, wie es die IPCC für das Ende des kommenden Jahrhunderts vorher-sagt.

Résumé

Le climat n'est pas une constante. Des recherches dans le domaine de paléoclimats montrent que nous traversons une période chaude, alors que lors des 10 000 dernières années, les températures ont été le plus souvent inférieures et variaient dans une marge relativement faible de $\pm 1^\circ\text{C}$. Des modifications de températures radicales, avec une élévation et une baisse de 2 à 5°C durant quelques décennies, ont déjà été observées au début du Dryas il y a environ 11 000 ans. Mais il n'a jamais fait aussi chaud comme l'IPCC l'avait pronostiqué pour la fin du prochain siècle.

Einleitung

Das regionale Klima der Alpen hat sich seit Jahr-millions auch ohne menschliches Zutun kontinuierlich, und zwar auf allen Zeitskalen, von Jahr-millions bis zu einzelnen Jahren, verändert. Von diesen Veränderungen sind auch die Häufigkeit und das Ausmass extremer Witterungsereignisse betroffen. Es ist unbestritten, dass die Temperaturen der Erdoberfläche im Laufe der letzten hundert Jahre unregelmässig gestiegen sind (FOLLAND et al., 1990, IPCC-Bericht). Nach wie vor unklar ist aber, zu welchen Teilen dieser Anstieg einerseits den natürlichen Veränderungen und andererseits den menschlichen Einwirkungen zuzuschreiben ist. Temperaturschwankungen im Quartär (im Lauf der letzten Million Jahre), also der Wechsel von Eiszeiten zu Wärmeperioden, sind bekannt. Wir wissen auch, dass wir uns seit rund zehntausend Jahren in einer der – erdgeschichtlich gesehen – kurzen Wärmeperioden befinden: weniger als 5 Prozent oder keine 50 000 der vergangenen Million Jahre waren je so warm; weltweit lagen die Temperaturen im Durchschnitt um 3 bis 6°C tiefer. Nie war es so warm, wie der IPCC-Bericht für das Jahr 2080 voraussagt. Nur selten stiegen die Temperaturen so schnell an, wie es für die nächsten fünfzig Jahre erwartet wird.

In den letzten zwei Jahr-millions bewirkten im Verlauf von 20 000, 40 000 oder 100 000 Jahren die Eiszeiten und Mehrfachvergletscherungen in der Alpenregion natürliche Temperaturschwankungen von bis zu $\pm 6^\circ\text{C}$. Die sogenannte Milankovich-Theorie sieht einen Zusammenhang zwischen diesen Schwankungen und den zyklischen Veränderungen der Erdbahnparameter (IMBRIE und IMBRIE, 1979). Die Sonnenabstrahlung und die je nach Jahreszeit unterschiedliche Sonneneinstrahlung dürften sich aber über die Jahrtausende nur sehr langsam, und vor allem nicht sprunghaft verändern.

Die Wissenschaft besitzt heute noch keine geschlossene Theorie zur Erklärung abrupter klimatischer Veränderungen oder unregelmässiger Veränderungen in der Grössenordnung von Jahrzehnten. Historische Aufzeichnungen, Bohrkerne von Eisschichten, See- und Meeressedimenten, Moränen sowie Wachstumsringe von Bäumen, Muscheln und dergleichen enthalten detaillierte Angaben über das Klima in der Vergangenheit, mit einer Auflösung von zum Teil weniger als einem Jahr. Jedes dieser Klima-Archive enthält bloss einen Teil der Angaben zum regionalen Klima; häufige, sprunghafte Veränderungen sind jedoch überall dokumentiert. Diese Klima-Archive zeigen bedeutende und allgemeine Veränderungen auf, wie abrupte Schwankungen von Temperatur oder Niederschlägen, oder plötzliche Schwankungen in Veränderlichkeiten, Extremen und Jahreszeiten.

Im Alpenraum sind die Muster plötzlicher Veränderungen im Lauf der letzten 15 000 Jahre, d. h. seit dem Ende der letzten Eiszeit, noch nicht im Detail untersucht worden – schon gar nicht im Jahresraster. Geschichtliche Aufzeichnungen bestehen aber, wenn auch mit Lücken, bis zurück ins Mittelalter; Baumring- und Seesediment-Untersuchungen geben punktuell Aufschluss über die letzten 12 000 Jahre. Zurzeit werden mit beträchtlichem Forschungsaufwand verschiedene Zeitfenster untersucht, aus welchen hohe natürliche Veränderungs-raten ersichtlich werden. Im Folgenden werden einzelne Aspekte herausgegriffen.

Nacheiszeitliche Erwärmung

Die Wirkung der zunehmenden Sonneneinstrahlung allein hätte zu einer langsamen, kontinuierlichen Eisschmelze führen sollen; die Klima-Archive zeigen aber abruptes Ansteigen und Absinken und Schwellenverhalten. Gegenwärtige Theorien sprechen für Zentraleuropa von einem möglicherweise geordneten Chaos innerhalb einer bestimmten Auswahl metastabiler Klimamuster. Bei schweizerischen Seesedimenten werden zwei Ereignisse besonders deutlich: Es handelt sich um plötzliche Erwärmungen vor rund 12 700 und rund 10 200 Jahren, welche sich in hohem Masse auf die Vegetationsmuster, Luftmassen, Niederschläge und die Zusammensetzung der Seewässer auswirkten. Alles weist darauf hin, dass die mittelländische Eisdecke rasch zusammenschmolz, nur kleine Berggletscher übrigblieben, und sich verbreitet Tundra ausbildete (z. B. BURGA, 1988). Während eines Grossteils der Nacheiszeit scheint im Gebiet der heutigen Schweiz ein trockeneres Klima geherrscht zu haben als heute. Die quantitative Rekonstruktion ist wegen mangelnder Bohrkerne, Datierungsproblemen und der damals anders ausgebildeten Vegetation erschwert. Geochemische Studien von Käfern in Seekreide (AMMANN, 1989) weisen darauf hin, dass innerhalb von nur 20 bis 50 Jahren eine bedeutende Erwärmung stattfand. Die Wälder und die übrige Vegetation benötigten in der Folge Hunderte von Jahren, um wieder ins Gleichgewicht zu kommen.

Das dramatischste der späteiszeitlichen Ereignisse ist als die Jüngere Dryas bekannt. Es zeigte sich vor rund 10 800 Jahren mit einem plötzlichen Temperaturrückgang um 3 bis 5°C ; ein Rückfall in eiszeitliche Zustände findet sich mitten in einer Zeit allgemeiner Erwärmung. Wälder wurden zerstört, Gletscher wuchsen über mehrere hundert Meter an, Seen froren jedes Jahr zu. Dieses Ereignis endete ebenso plötzlich vor rund 10 200 Jahren. Hinweise darauf finden sich über die ganze Erde, sind aber in Europa am deutlichsten ausgeprägt. Die in der Wissenschaft verbreitetste Annahme ist, dass Veränderungen in der Oberflächentemperatur des Nordatlantiks die Ursache waren, welche ihrer-

seits die Strömungsverhältnisse der Ozeane und die Temperatur der darüberliegenden Luftmassen beeinflussten (STREET-PERROTT, 1990).

Messdaten stabiler Isotopen der Seekreide aus dem Gerzensee, dem Lobsigensee und anderen Schweizer Seen weisen auf einen Rückgang der durchschnittlichen Niederschlagstemperaturen im Mittelland um mindestens 3°C hin (z.B. OESCHGER et al., 1984). Die Muster dieser Temperaturänderungen wurden mit denen aus Eisbohrkernen von Grönland verglichen (DANSGAARD et al., 1989; Abbildung A1). Daraus folgt die auch für die Öffentlichkeit beunruhigende Erkenntnis, dass metastabile Klimasysteme plötzlich kippen können, wenn gewisse Schwellen über- oder unterschritten werden (BROECKER et al., 1985).

Ausmass und Geschwindigkeit der natürlichen Erwärmung am Ende der Jüngeren Dryas gleichen denen, die wegen des zusätzlichen Treibhauseffektes für die nächsten 50 Jahre vorausgesagt werden. Daher kann die Jüngere Dryas als Quelle für Ablaufstudien und Informationen über regionale Auswirkungen von Klimaveränderungen dienen. Wegen der unterschiedlichen Erdbahnparameter, der daraus resultierenden andern Verteilung der Sonneneinstrahlung, wegen anderer Meeresoberflächentemperaturen und des geringeren atmosphärischen CO₂-Gehaltes, vor allem aber weil die erwarteten zukünftigen Temperaturen um 3 bis 5°C höher sein dürften als am Ende der Jüngeren Dryas, kann diese Epoche nicht als analoges Szenario für Klimabedingungen der Zukunft dienen. Quantitative Korrelationen von Vegetationsmustern mit Temperatur- und Niederschlagswerten sind für die Alpenregion noch nicht verfügbar, aber vorläufige Resultate aus Europa (GUIOT et al., 1989) und Nordamerika (COHMAP, 1989) zeigen grössere Änderungen für sommerliche klimatische Bedingungen als für winterliche.

Holozän

Es wird angenommen, dass die aus Vegetationsmustern der Vergangenheit abgeleiteten Temperaturen während der letzten 10000 Jahre einigermaßen konstant waren, wobei die natürlichen Schwankung ±1°C betragen, gemittelt wenn man über einen Zeitbereich von hundert Jahren. Die

Niederschlagsmuster dürften aber beträchtlich geschwankt haben. In der Zeit von ungefähr 10000 B.C. bis etwa 5000 B.C. Jahren war das Klima wahrscheinlich um rund 2°C wärmer; der CO₂-Gehalt der Luft war etwa gleich hoch wie vor der Industrialisierung anfangs des 19. Jahrhunderts. Dichte Eichenmischwälder waren bis in grosse Höhen verbreitet, was die Bodenerosion einschränkte. Die Waldgrenze lag auf über 2300 m ü.M. (BURGA, 1988, Abb. A2). Isotopenmessungen aus Seesedimentbohrungen deuten aber darauf hin, dass die Niederschlagsmenge geringer war und lange, trockene Sommer vorherrschten. Die jahreszeitliche Sonneneinstrahlung erreichte einen Höhepunkt.

Vor rund viertausend Jahren lässt sich ein plötzlicher Umschlag im Zeitraum von weniger als hundert Jahren feststellen, wobei es Hinweise auf grössere Niederschlagsmengen und damit ein feuchteres Klima nördlich der Alpen gibt. Zahlreiche Seesediment-Messungen von Kalziumkarbonat und Baumringmustern dokumentieren dieses Ereignis. Ein Zusammenhang mit veränderten Seepiegelständen und dem Erscheinen neusteinzeitlicher Gemeinschaften scheint wahrscheinlich. Wegen der bereits damals von Menschen ausgeführten Eingriffe in die Waldbestände ist es aber problematisch, aus Pollenanalysen Rückschlüsse auf das Klima zu ziehen.

Die sogenannte Kleine Eiszeit (um 1600 bis ca. 1850) ist von einem Wachstum der Alpengletscher gekennzeichnet. Allerdings ist Chroniken und Jahrringanalysen zu entnehmen, dass die Temperaturen nicht gleichmässig tiefer waren. Im Gegenteil, Jahre bitterer Kälte wechselten sich mit Rekordhitzejahren ab (PFISTER, 1990; SCHWEINGRUBER, 1988, 1990). Die natürlichen Schwankungen, und damit die Belastung für die Menschen und die natürlichen Ökosysteme, nahmen zu, ebenso die Extremwerte. Der einzige klare, allgemeine Messwert für die Kleine Eiszeit ist die sinkende Gleichgewichtslinie: die Gletscher erreichten 1850 ihre seit der Jüngeren Dryas grösste Ausdehnung.

Der deutlichste Hinweis auf eine Erwärmung seit der Industrialisierung ist der weltweite Rückzug der Gletscher. Allerdings zeigen HAEBERLI et al. (in diesem Band), dass dieser Rückzug im allgemeinen in der ersten Jahrhunderthälfte grösser war, obschon er im letzten Jahrzehnt wieder zuge-

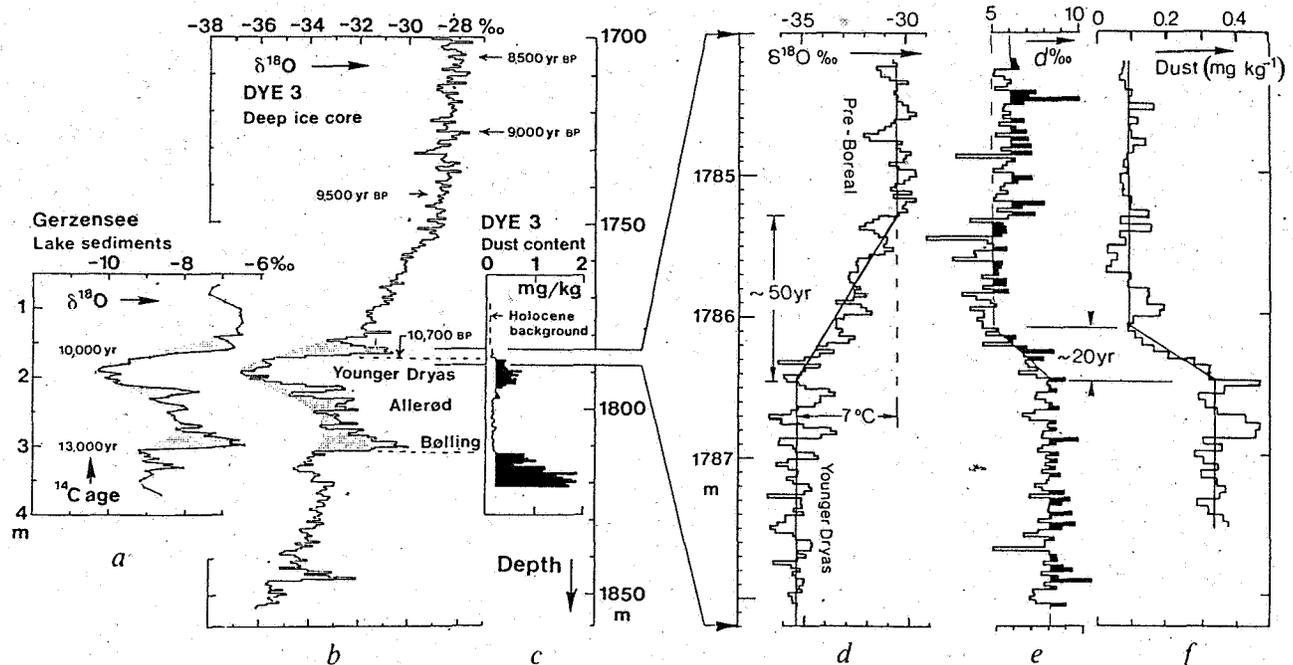


Abb. A1: Das abrupte Ende der jüngeren Dryas (DANSGAARD et al. 1989).

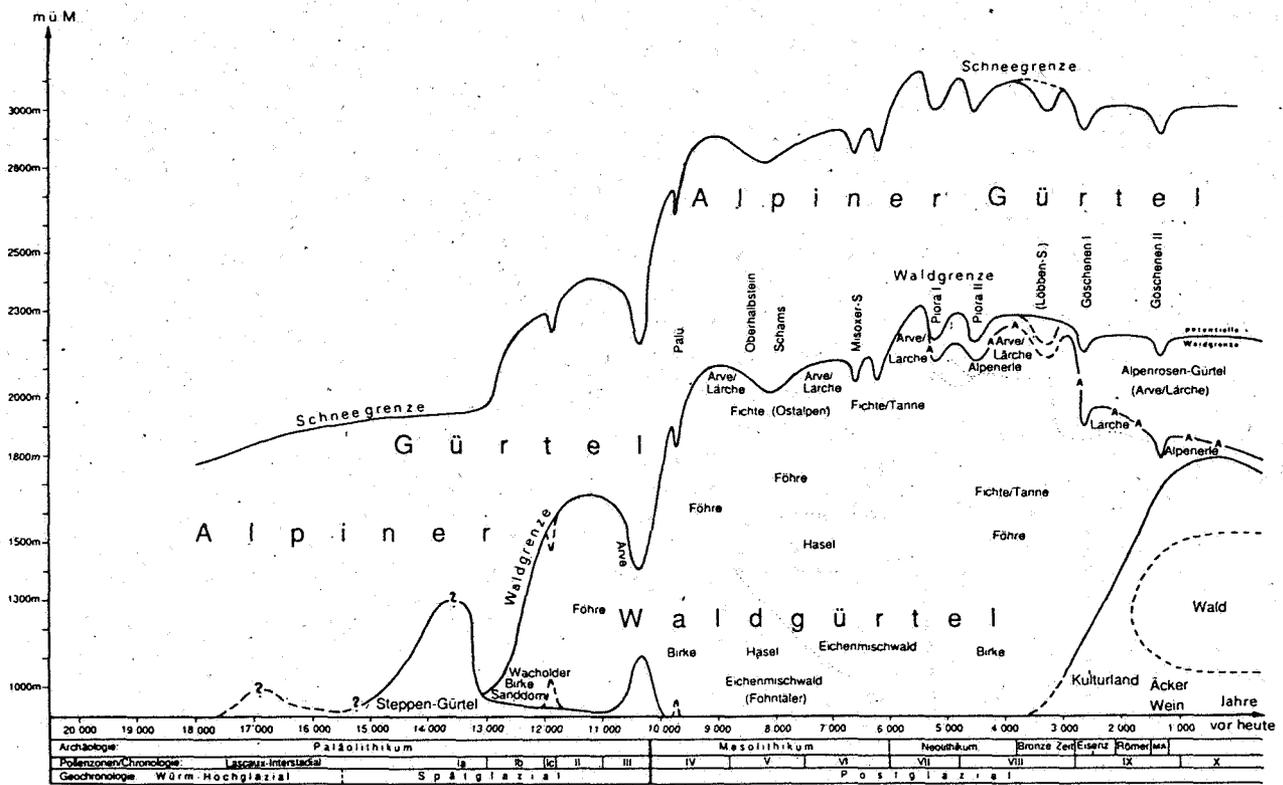


Abb. A2: Entwicklung des zentralalpinen Waldgürtels der Schweiz seit der Späteiszeit (BURGA, 1988).

nommen hat. Welcher Zusammenhang zwischen dieser Erscheinung, natürlichen Klimaänderungen und/oder dem Anstieg der Treibhausgase besteht, kann im Moment nicht schlüssig entschieden werden.

Gründe für kurzfristige paläoklimatische Veränderungen

Zahlreiche äussere Wirkungskräfte, wie veränderte Sonneneinstrahlung, Oberflächenspiegelung, Staubbichte, Vulkanismus, Strömungsverhältnisse der Ozeane tragen nebst den von den Menschen erzeugten Treibhausgasen zu Veränderungen bei. Hinzu kommen dem komplexen Klimasystem innewohnende Oszillationen, welche ebenfalls Temperaturschwankungen hervorrufen können.

Sonnenaktivität und Aerosole – oder Treibhausgase (Hansen und Lacis, 1990)

Das zeitliche Zusammenfallen der Kleinen Eiszeit mit der Periode des Maunder-Minimums geringer Anzahl Sonnenflecken und demzufolge verringerter Sonnenaktivität wird von zahlreichen Forschern als Beweis für den Einfluss der Sonnenaktivität auf unser Klima angesehen (EDDY, 1976). Ein detaillierter Vergleich ergibt allerdings keine enge Korrelation mit der Temperaturkurve. Hansen und Lacis (1990) fassten jüngst die Argumente für Veränderungen der Sonnenaktivität oder der Staubbichte gegenüber den Einwirkungen der Treibhausgase zusammen. Eine Verdoppelung des CO₂ entspräche einer Veränderung der Sonneneinstrahlung um 2%, d.h. um rund 4 bis 5 Wm⁻². Dies ist das Zwanzigfache der im Laufe der letzten elf Jahre direkt beobachteten Veränderungen in der Sonneneinstrahlung und scheint unwahrscheinlich. Dabei ist aber eine Variabilität von 0.3 bis 0.4% der Sonneneinstrahlung noch nicht ausgeschlossen, welche kleinere weltweite Schwankungen im Lauf der letzten 10000 Jahre oder sogar in den Dreissiger-

und Vierzigerjahren dieses Jahrhunderts erklären könnte. Aerosole stammen hauptsächlich aus Vulkaneruptionen; ihre Veränderlichkeit ist daher in hohem Masse unregelmässig. Grosse Vulkanausbrüche (Tambora, 1815; Krakatoa, 1883; Agung, 1963) führten zu messbar tieferen Temperaturen in den darauffolgenden Jahren, wobei diese Ausbrüche auf einer geologischen Skala nicht als aussergewöhnlich stark gelten. Solche Ausbrüche sind unvorhersehbar und führen stets zu einer Abkühlung; ihr Einfluss auf die Strahlungsbilanz könnte unter Umständen kurzfristig 5 Wm⁻² übersteigen. Die Aerosole könnten für einen Teil der natürlichen Schwankungen verantwortlich sein, welche in den vergangenen Jahrzehnten die Kurve der Treibhausenerwärmung überlagert haben (HANSEN und LACIS, 1990, Abbildung A3).

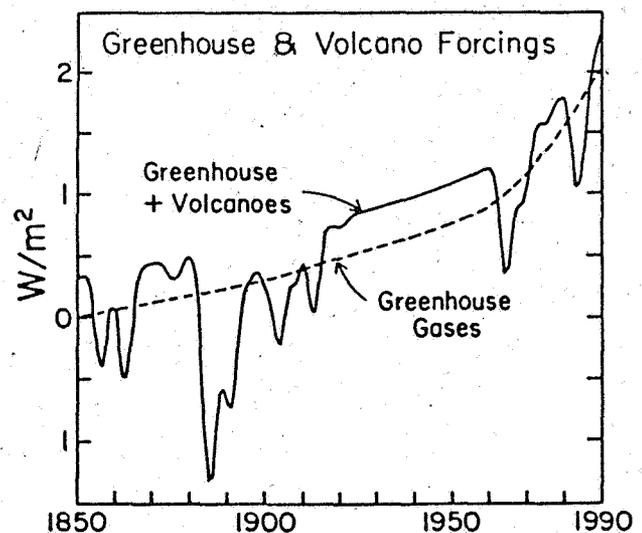


Abb. A3: Einfluss von Treibhausgasen und vulkanischen Aerosolen auf die Strahlungsbilanz.

Natürliche Schwankungen der Treibhausgas-Konzentrationen spielen im Klima der Vergangenheit eine Rolle. Der Beweis eines Zusammenhangs zwischen CO₂- und Methan-Konzentrationen und Klimaänderungen wurde anhand der Analysen von Gasblasen im Polareis erbracht (BARNOLA et al., 1987). Neueste Erkenntnisse aus Studien stabiler Isotopen aus Meeresplankton zeigen Korrelationen zwischen Veränderungen des CO₂-Gehaltes von ozeanischem Oberflächenwasser und CO₂-Messungen in Eisbohrkernen; solche Veränderungen gehen Anstiegen in der Temperatur der Meeresoberfläche deutlich voraus (JASPER und HAYES, Oktober 1990). Dieser neue Forschungsansatz könnte den Zusammenhang Kontinente – Ozeane – Atmosphäre auch für paläoklimatische Veränderungen beweisen helfen.

Phänomen El Niño-Southern Oscillation: Beziehungen zu Europa?

Dieses Phänomen ist die deutlichste aller im mehrjährigen Rhythmus wiederkehrenden Wetter- und Klimaänderungen. Es ist von Anomalien der Oberflächentemperaturen des Zentralpazifiks und einer Schaukelbewegung der Luftmassen abhängig. Seine Verbindung zu Schwankungen des Alpenklimas ist noch nicht untersucht worden, aber eine Korrelation zu den Dürren in der Sahelzone wurde klar gezeigt (FOLLAND et al., 1990: IPCC-Bericht). Möglicherweise ergibt eine Zeitreihen-Untersuchung der vergangenen ENSO-Ereignisse einen Hinweis auf eine direkte Korrelation mit wiederkehrenden extremen Wetterlagen in der Alpenregion.

Geologische Analogien

Die geologischen Datenreihen zeigen zahlreiche lange Perioden, während derer das Klima weltweit um 1 bis 5°C wärmer war als heute. Einige davon wurden als Argument für paradisische Bedingungen in einer Treibhauswelt herangezogen (BUDYKO und IZRAEL, 1987).

Während der Kreidezeit (vor 64 bis 140 Millionen Jahren) lag die heutige Schweiz unter einem tropischen bis subtropischen Ozean, an dessen Ufern Dinosaurier lebten. Sogar im Pliozän (vor 3,3 bis 4,4 Millionen Jahren) waren subtropische Pflanzen und Tiere noch sehr verbreitet. Budyko ist der Ansicht, dass die CO₂-Konzentrationen damals doppelt so hoch waren wie heute und die Temperaturen in Zentraleuropa um 3 bis 4°C höher lagen. Die Ozeanströmungen waren von den heutigen sehr verschieden, da z. B. keine Landbrücke zwischen Nord- und Südamerika bestand.

Eine Schwierigkeit bei geologischen Analogien liegt darin, dass wir die von aussen wirkenden Einflüsse nur ungenügend kennen und erst sehr wenige Orte mit ausreichend hoher Auflösung und angemessenen Zeitkorrelationen untersucht sind. Auch war die Ökologie terrestrischen Lebens sehr anders als die gegenwärtige.

Die Epoche des Eem von 130000 bis 125000 vor heute war ein dem Holozän vergleichbares, zwischeneiszeitliches Optimum. Die damaligen Temperaturen in Europa waren schätzungsweise um 2 bis 4°C höher, in höheren Breiten gar um 4 bis 8°C (VELITSCHKO et al., 1984; CLIMAP, 1984 – s. Folland et al., 1990). Für die Vegetationsmuster gibt es keine entsprechenden heutigen Analogien. Leider fehlen für diesen Zeitraum fast auf der ganzen Welt die Daten und Proben, aber das Eem ist zurzeit ein Schwerpunkt des grossen Europäischen Klimaprogramms EPOCH (European Programme on Climatology and Natural Hazards).

Zusammenfassend muss gesagt werden, dass es zurzeit keine einheitliche Theorie zur Erklärung von Klimaschwankungen im Massstab von Jahrzehnten gibt, obschon zahlreiche Hinweise auf Klimaänderungen in der Vergangenheit bestehen. Der Schlüssel scheint aber in den Ozeanen zu liegen. Es liegen noch keine Forschungsergebnisse vor, welche einen klaren Zusammenhang zwischen der Häufigkeit extremer Wetterereignisse, z. B. Hochwasser, und Veränderungen in einem regionalen Klimamuster aufzeigen würden. Trotzdem sind die in detaillierten Aufzeichnungen vergangener Ereignisse enthaltenen Hinweise auf nicht-rhythmische Schwellenverhalten und Rückkopplungen ein deutliches Warnzeichen für diejenigen, welche glauben, dass die Treibhauseinflüsse voraussehbare Klima- und Wettermuster zur Folge haben werden. Das einzige, was zu erwarten ist, sind Überraschungen.

Was bedeuten natürliche Klimaschwankungen, wenn eine von den Menschen verursachte Klimaänderung bevorsteht? Sollen wir einfach sagen, «Das Klima hat schon immer geschwankt», und abwarten? Unsere Gesellschaft neigt eher dazu, Bestehendes zu erhalten und zu schützen. Stetige Veränderungen, auch des Klimas, sind beunruhigend. Über die Mechanismen, welche die Klimaschwankungen in der Grössenordnung von Menschengenerationen steuern, wissen wir noch viel zu wenig.

Kerry Kelts, Kilchberg – Dezember 1990

Literatur

- [1] AMMANN B., 1989. Response times in bio- and isotopic stratigraphies to Late Glacial climatic shifts – an example from lake deposits.
- [2] BARNOLA J.M./RAYNAUD D./KOROTKEVITCH Y. S./LORIUS C., 1987. Vostock ice core provides 160'000 year record of atmospheric CO₂. Nature 329, 408–414.
- [3] BROECKER W.S./PETEET D./RIND D., 1985. Does the ocean-atmosphere system have more than one stable mode of operation? Nature 315, 21–26.
- [4] BUDYKO M./IZRAEL Y.A. eds., 1987. Anthropogenic Climate Changes. L. Gidrometeozolit., 404 p.
- [5] BURGA C., 1988. Swiss vegetation history during the last 18000 years. New Phytologist 110, 581–602.
- [6] COHMAP members, 1988. Climate changes of the last 18000 years: observations and model simulations. Science 241, 1043–1052.
- [7] DANSGAARD W./WHITE J. W.C./JOHNSEN S. J., 1989. The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. Nature 339, 532–534.
- [8] EDDY J., 1976. The Maunder Minimum. Science 192, 1189–1202.
- [9] FOLLAND C. K./KARL T. R./VINNIKOV K. Y., 1990. Observed Climate Variations and Change. Report WG 1, IPCC, Cambridge U. Press, 199–238.
- [10] GUIOT J./PONS A./de BEAULIEU J. L./REILLE M., 1989. A 140000 year continental climate reconstruction from two European pollen records. Nature 338, 309–313.
- [11] HANSEN J. E./LACIS A. A., 1990. Sun and dust versus greenhouse gases; an assessment of their relative roles in global climate change. Nature 346 Aug., 713–719.
- [12] IMBRIE J./IMBRIE K.P., 1979. Ice Ages – Solving the Mystery. Macmillan, London, 224 p.
- [13] JASPER J.P./HAYES J.M., 1990. A carbon isotope record of CO₂ levels during the late Quaternary. Nature 347 Oct., 462–464.
- [14] OESCHGER H./BEER J./SIEGENTHALER U./STAUFFER B./DANSGAARD W./LANGWAY C. C., 1984. Late glacial climate history from ice cores. In: J. Hansen and T. Takahashi, Climate Processes and Climate Sensivity. Geoph. Monogr. Ewing Series, AGU 29/5, 299–306.
- [15] SCHWEINGRUBER F. H., 1988. Tree Rings: Basis and Application of Dendrochronology. Kluwer Academic Pub., London, 276 p. (and Abstract 1990, ClimaLocarno 90, ProClim, Bern)
- [16] STREET-PERROTT F. A./PERROTT R. A., 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. Nature 343, 607–612.

Waldflächenentwicklung und die Hochwasser 1987

Stephan Zürcher

Eidg. Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL), 8903 Birmensdorf

Zusammenfassung

Die Waldflächen haben im Untersuchungsgebiet gegenüber Ende des 19. Jahrhunderts zugenommen. Der Wald ist im Untersuchungsgebiet etwas stärker geschädigt und somit instabiler als durchschnittlich in der übrigen «Alpen»-Region. Eine negative Beeinflussung des Wasserhaushaltes durch die verminderte Vitalität kann jedoch mit grosser Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Résumé

Par rapport à la situation à la fin du 19^e siècle les surfaces forestières ont augmenté dans la zone étudiée. La forêt de cette zone est un peu plus abimée et donc moins stable que la moyenne des autres forêts de la région alpine. Il est quand même très vraisemblable qu'une vitalité réduite de la forêt ne saurait avoir une influence négative marquée sur le régime des eaux.

Anhand von Karten, Luftbildern und neuestens auch mittels der Angaben des Schweizerischen Landesforstinventars (LFI), welches zwischen 1983 und 1985 erhoben wurde, kann heute die Waldfläche gut festgestellt werden. Ein Vergleich mit Aufnahmen aus dem 19. Jahrhundert z. B. mit den Siegfriedkarten ist schwierig. Auf diesen erfolgte nämlich die Waldkartierung nach unterschiedlichen, je nach Kartograph wechselnden Kriterien. Deshalb stimmen die Flächenangaben auf Siegfriedkarten oft mit andern, aus damaligen Dokumenten (Veröffentlichung des eidg. Amtes für Wasserwirtschaft über die Wasserverhältnisse der Schweiz, Band 1, 1896–1913) erhobenen Flächenangaben schlecht überein. Einzig im Einzugsgebiet des Ticino finden wir Angaben die einigermaßen identisch sind. Hingegen stimmen die Zahlen alter Waldwirtschaftspläne häufig mit der Waldfläche auf den alten Siegfriedkarten gut überein, eine Bedingung, um überhaupt die Entwicklung der Waldflächen darstellen zu können. Somit waren für das Ende des letzten Jahrhunderts einige Flächenangaben für die Entwicklung der Waldflächen verfügbar.

Der Vergleich zwischen alten und neuen Waldflächenangaben zeigt, dass die Waldflächen in den untersuchten Einzugsgebieten zwischen Ende 19. Jahrhundert und heute um zwischen 15% und 65% zugenommen (siehe Tabelle 1) haben.

Teilweise müssen diese Unterschiede jedoch auch mit den unterschiedlichen Walddefinitionen (Gebüschwald, aufgelöste Bestockung) und der generalisierten Darstellung auf der Siegfriedkarte (Masstab 1:50000) erklärt werden. Das LFI liefert für die heutigen Verhältnisse die detailliertesten Daten. Diese sind aber vor allem für grössere Regionen repräsentativ. Für die Untersuchungsgebiete sind die Flächenschätzfehler teilweise beträchtlich, sind diese doch von der Anzahl der Probeflächen abhängig. Tabelle 2 zeigt die nach dem LFI (Stand 1983–85) ermittelten Waldflächen in den 95% Vertrauensgrenzen.

Tabelle 2: Die 95% Vertrauensgrenzen der Waldflächen nach LFI in den 5 untersuchten Einzugsgebieten.

Einzugsgebiet:	Waldfläche:	Waldanteil:
Reuss	7640–11560 ha	12–17%
Rhône	7820–11780 ha	15–22%
Ticino	2400– 4800 ha	16–29%
Vorderrhein	3800– 6750 ha	10–17%
Urseren bis Schöllenen	440– 1760 ha	2– 9%

Die mit der Landeskarte ermittelten Flächen liegen unter dem Mittelwert und eher im Bereich der unteren 95% Vertrauensgrenze. Dies ist wahrscheinlich auf den Zwang zur Generalisierung bei der kartographischen Darstellung zurückzuführen, die eher systematisch kleinere Waldflächen unterdrückt. Im Vergleich mit den LFI-Regionen «Alpen» (Waldanteil von 22.7%) und «Alpensüdseite» (46.4%) sind die Einzugsgebiete auch wegen ihrer grossen Höhenlage unterdurchschnittlich bewaldet.

Nach Aussage des LFI sind die Waldschäden heute im grossen und ganzen nicht als alarmierend zu bezeichnen, obschon die Einzugsgebiete Rhone und Reuss stärker geschädigt sind als der durchschnittliche Bergwald. Wegen Beweidung, Blößen, Lücken, Lawinenschäden, Rufen, Borkenkäfer, Wildschäden, Feuer oder schlechtem Pflegezustand werden Wälder oft als vermindert stabil bezeichnet. Gemäss LFI werden heute in der gesamten Region «Alpen»

Tabelle 1: Die Waldflächen auf den alten Siegfriedkarten und neuen Landeskarten. (Leider kann auf den Siegfriedkarten zwischen geschlossenem und offenem Wald nicht unterschieden werden).

Einzugsgebiet:		Waldfläche: Siegfriedkarte (1847–1877)	Landeskarte (1983/1987)	Differenz
Reuss bis	geschlossen:	5029 ha	5274 ha	+ 245 ha
	offen:		2861 ha	
Erstfeld	Total:	5029 ha	8135 ha	+3106 ha (+62%)
Rhône bis	geschlossen:	6395 ha	5759 ha	– 636 ha
	offen:		1592 ha	
Grensiols	Total:	6395 ha	7351 ha	+ 956 ha (+15%)
Ticino bis	geschlossen:	1555 ha	1987 ha	+ 432 ha
	offen:		576 ha	
Piotta	Total:	1555 ha	2563 ha	+1008 ha (+65%)
Als Vergleich dazu das Urserental				
	geschlossen:	3 ha	53 ha	+ 50 ha
	offen:		550 ha	
	Total:	3 ha	603 ha	+ 600 ha

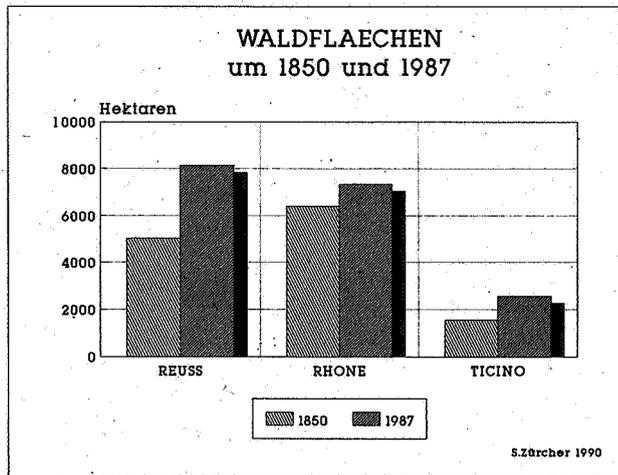


Abbildung 1: Die Waldflächen in den Untersuchungsgebieten um 1850 und 1987 (siehe auch Tab. 1).

durchschnittlich 56% der Waldbestände als vermindert stabil bis kritisch taxiert. In den untersuchten Einzugsgebieten sind jedoch bedeutend mehr, nämlich zwischen 66 und 83%, der beurteilten Bestände vermindert stabil bis kritisch zu bezeichnen.

Trotz unterschiedlichen Angaben zur früheren wie zur heutigen Waldfläche kann gesamthaft angenommen werden, dass eine deutliche Waldvermehrung stattgefunden hat. Die Einschränkung der Waldweide, eine extensivere Waldnutzung und die vermehrte Anwendung bestandesschonender Holzerntetechniken haben den Waldzustand positiv beeinflusst. Die Wälder der untersuchten Einzugsgebiete sind etwas stärker geschädigt und weniger stabil als die Wälder der Region «Alpen» im Durchschnitt. Diese geringen Vitalitätsdifferenzen hatten jedoch keinen entscheidenden Einfluss auf die Hochwasser 1987. Eine negative Beeinflussung des Wasserhaushaltes durch diese Vitalitätsdifferenzen kann mit grosser Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden.

Überblick über die Schadensgebiete

Peter Mani

Geo7, Geowissenschaftliches Büro, Neufeldstrasse 3, 3012 Bern

Zusammenfassung

In der vorliegenden Studie werden die 1987 von Hochwassern betroffenen Gebiete bezüglich natur- und kulturräumlichen Eigenschaften und bezüglich der abgelaufenen geomorphologischen Prozesse und Schäden charakterisiert. Die Auswertungen geben Hinweise, dass:

- 1987 die extremen Niederschläge nicht über den empfindlichsten Gebieten fielen;
- in Gebieten mit einer hohen Empfindlichkeit auch geringere Niederschläge eine grosse Prozessaktivität zur Folge haben;
- der menschliche Einfluss in den Entstehungsgebieten der Hochwasser eher gering, in verschiedenen Schadensgebieten jedoch sehr bedeutend ist;
- die Kenntnisse über die flächenhafte Verbreitung und die Art der abgelaufenen Prozesse bedeutende Lücken aufweisen.

Résumé

Cette étude démontre des caractéristiques physiographiques et socio-économiques de régions touchées par les crues et les inondations de 1987. En plus les régions sont caractérisées d'après les dégâts et les processus géomorphologiques. Ces analyses donnent des indications sur les points suivants:

- Les précipitations les plus extrêmes de 1987 n'ont pas touché les régions les plus sensibles.
- Dans les régions avec une haute sensibilité même des précipitations moins importantes ont provoqué une grande activité de processus géomorphologiques.
- L'influence de l'homme est plus faible dans les régions où les crues se sont formées. Par contre dans certaines régions qui sont touchées par des dégâts, l'influence humaine est d'une grande importance.
- Il existe un manque de connaissance important concernant la répartition et les différents aspects des processus géomorphologiques qui se sont déroulés.

1. Problemstellung

Im Sommer 1987 ereigneten sich zahlreiche Unwetterereignisse, die sowohl bezüglich der Intensität als auch bezüglich der flächenhaften Ausdehnung als aussergewöhnlich bezeichnet worden sind. Grosse Gebiete im Alpen- und Voralpenraum waren von verschiedenen geomorphologischen Schadenprozessen betroffen. Dies hatte eine breite Wahrnehmung in der Öffentlichkeit zur Folge. Sofort wurden Fragen nach den Ursachen dieser Katastrophen gestellt. Verantwortlich gemacht wurden vor allem die Bodenversiegelung, das Waldsterben und die Klimaveränderung. Mit einigen Schlagworten wird man jedoch den komplexen meteorologischen, hydrologischen und geomorphologischen Vorgängen, die schliesslich zu den katastrophalen Schäden führten, nicht gerecht. Deshalb umfasst die «Ursachenanalyse Hochwasser 1987» ein weites Spektrum von detaillierten Prozess-Studien bis hin zu Überblicksuntersuchungen. Der Auftrag an Geo7 bestand darin, die Einzugsgebiete des gesamten Voralpen- und Alpenraumes zu cha-

rakterisieren und einen Überblick über die Schadensgebiete 1987 zu erstellen. In einer Fallstudie war zudem der menschliche Einfluss und dessen zeitliche Entwicklung in einem ausgewählten Teilgebiet detaillierter zu beschreiben.

2. Zielsetzung

Aus diesem Auftrag leiteten sich die im folgenden skizzierten Zielsetzungen ab.

Hauptziele:

- In einem Überblick soll dargestellt werden, wo was geschehen ist. Dazu sind die Schadensgebiete bezüglich des Niederschlags, der abgelaufenen geomorphologischen Prozesse und der aufgetretenen Schäden zu charakterisieren.
- Zusätzlich sollen alle Einzugsgebiete im Alpen- und Voralpenraum nach natur- und kulturräumlichen Eigenschaften beschrieben werden. Diese Beschreibung hat eine Charakterisierung bezüglich der naturräumlichen Eigenschaften (Relief, Geologie) und der Bodenbedeckung sowie eine Charakterisierung im Bezug auf den menschlichen Einfluss und dessen Entwicklung zu umfassen. Mit der Ausdehnung des Untersuchungsgebietes über die unmittelbaren Schadensgebiete hinaus soll ein Vergleich der 1987 betroffenen mit den 1987 nicht betroffenen Gebieten ermöglicht werden.
- In einer Fallstudie sollen für das Reusseinzugsgebiet im Kanton Uri detailliertere Grundlagen zum menschlichen Einfluss auf das Hochwasserrisiko zusammengestellt werden (in dieser Zusammenfassung nur punktuell erwähnt).

Nebenziele:

- Durch eine Gegenüberstellung der abgelaufenen Prozesse und der entstandenen Schäden einerseits und den Einzugsgebietscharakteristika andererseits sollen mögliche Zusammenhänge aufgezeigt werden.
- Eine Erhebung der notwendigen Grundlagendaten ist nur sehr beschränkt möglich. Deshalb soll vorzugsweise mit bestehenden Datensätzen gearbeitet werden, zumindest was die Eigenschaften der betroffenen Einzugsgebiete betrifft.
- Die Daten sind einzugsgebietsweise räumlich auszuwerten und kartographisch darzustellen.
- In Ergänzung zu diesem Überblick soll eine Luftbilddokumentation über die Schadensgebiete aufgebaut werden (in dieser Zusammenfassung nicht weiter beschrieben).

3. Methodische Grundlagen

Der sachliche und räumliche Umfang der oben beschriebenen Zielsetzung stellte grosse organisatorische und methodische Anforderungen, ging es doch darum, für ca. 2/3 der Schweiz Informationen zu den Einzugsgebieten und den Schadenereignissen 1987 zusammenzutragen, zu analysieren und darzustellen. Die wichtigsten methodischen Elemente des gewählten Vorgehens werden im folgenden beschrieben:

a) Das Ereignis als Wirkungskette

Die Unwetterereignisse 1987 können in einer Wirkungskette bestehend aus den Gliedern Niederschlag, geomorphologische Prozesse und Schäden dargestellt werden. Dazwischen stehen Regler, die die Grösse und den Verlauf eines Ereignisses wesentlich beeinflussen (vgl. Abb. 1).

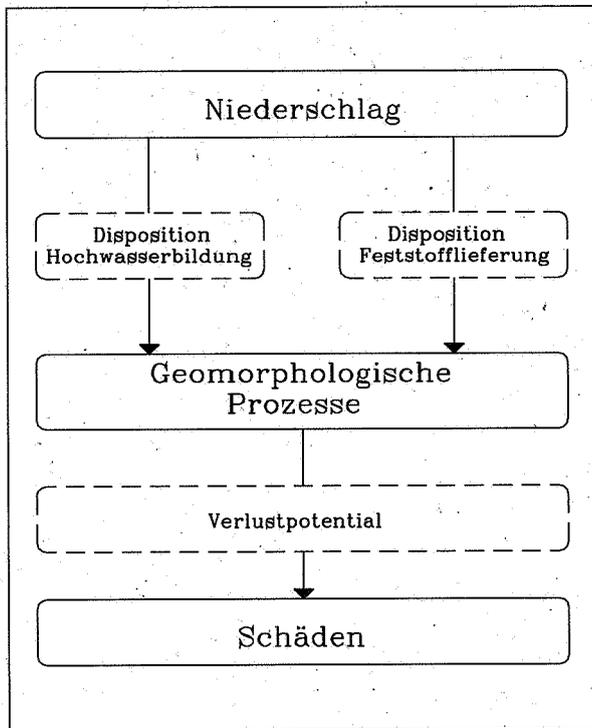


Abb. 1: Die Wirkungskette eines Schadenereignisses.

Der erste Teil der Wirkungskette beschreibt die Entstehung geomorphologischer Prozesse. Für den Ablauf eines geomorphologischen Prozesses müssen zwei Bedingungen erfüllt sein (vgl. auch Kienholz 1990: 49-53). Es braucht eine Disposition zum jeweiligen Prozess und als zweites ein auslösendes Ereignis, das den Prozess in Gang bringt (in der Regel hier der Niederschlag). Als Disposition bezeichnet man die naturräumlichen Voraussetzungen oder Veranlagungen zu Prozessen. Sie kann unterteilt werden in eine sich nicht oder nur sehr langsam verändernde Grunddisposition und in eine z.T. stark variierende aktuelle Disposition. Beispiel: Murgänge können in einer steilen Schutthalde entstehen; in steilen Wildbachgerinnen ohne Geschiebe ist dies jedoch nicht möglich (Grunddisposition). Bei einer an sich geringen Grunddisposition kann die Veranlagung zu Murgangbildung durch viel Wildholz im Gerinne erhöht werden (aktuelle Disposition). Für den ersten Teil der Wirkungskette werden eine Disposition für Hochwasserbildung und eine Disposition für Feststofflieferung in den Einzugsgebieten unterschieden.

Der zweite Teil der Wirkungskette beschreibt die Entstehung von Schäden. Damit Schäden an Siedlungen, Verkehrsträgern usw. entstehen können, braucht es eine Disposition zu Schäden, also Häuser und Strassen im Gefahrenbereich (ein sogenanntes Verlustpotential). Als auslösendes Ereignis kann ein geomorphologischer Prozess betrachtet werden.

b) Datengrundlage und Indikatorkonzept

Der Umfang des Projektgebietes erforderte – soweit möglich – die Verwendung von bestehenden Daten. Diese stammen teilweise aus anderen Projekten im Rahmen der «Ursachenanalyse Hochwasser 1987», zum grossen Teil jedoch aus Datensätzen, die nicht in diesem Zusammenhang aufgenommen wurden (z. B. Arealstatistik). Eigene Datenerhebungen wurden zu den geomorphologischen Prozessen und zu den Schäden durchgeführt.

Für die ereignisspezifischen Teile der Wirkungskette (Niederschläge, geomorphologische Prozesse, Schäden) liegen Werte vor, die diese Glieder direkt charakterisieren. Für die Dispositionen ist dies jedoch nicht der Fall. Diese liessen sich, wenn überhaupt, nur mit grossem Aufwand ermitteln. In solchen Fällen ist der Einsatz von Indikatoren sinnvoll. Das Indikatorkonzept wurde für die Bestimmung der Dispositionen für Hochwasserbildung und für Feststofflieferung sowie für die Abschätzung des Verlustpotentials angewendet.

c) Indexierung der Parameter

Die verwendeten Daten weisen, was Auflösung (räumlich und zeitlich), Skalierung (metrisch, ordinal, nominal) und Qualität (Messwerte, Umfragen, Indikatoren) betrifft, grosse Unterschiede auf. Um mit solch unterschiedlichen Daten dennoch arbeiten zu können, wurden die Daten in eine Ordinalskala überführt und in Form von Indizes verwendet. Für die einzelnen Glieder der Wirkungskette wurden 2- bis 4stufige Indizes verwendet.

d) Einsatz eines Geographischen Informationssystems

Das beschriebene Auswertungskonzept erfordert die Verarbeitung von grossen Mengen räumlicher Daten. Räumliche Daten zeichnen sich dadurch aus, dass sie nicht nur einen Sachverhalt, z. B. die Art der Bodennutzung, charakterisieren, sondern auch Informationen über die räumliche Lage enthalten. Das Erfassen, Verwalten, Analysieren und Darstellen solcher Daten wird durch den Einsatz eines Geographischen Informationssystems ermöglicht. Damit können die verschiedenen Einzugsgebiete bezüglich Relief, Geologie, Bodennutzung usw. charakterisiert werden. Durch eine Überlagerung der Bodennutzungsdaten mit den Einzugsgebietsgrenzen konnten beispielsweise für jedes Einzugsgebiet die Anteile an den verschiedenen Bodennutzungen ermittelt werden.

Für die vorliegenden Untersuchungen wurde mit dem Geographischen Informationssystem Arc/Info gearbeitet.

4. Charakterisierung der Einzugsgebiete

Im ersten Teil dieses Kapitels werden die für die Einzugsgebietscharakterisierung verwendeten Grundlegenden Daten beschrieben. Im zweiten Teil werden die Einzugsgebiete bezüglich ihrer Disposition für Hochwasserbildung und für Feststofflieferung sowie bezüglich des menschlichen Einflusses und des Verlustpotentials charakterisiert.

4.1 Datengrundlage

4.1.1 Relief

Als Grundlage für die Reliefcharakterisierung wurde das digitale Höhenmodell der Gruppe für Rüstungsdienste (RIMINI-Modell) verwendet. Das Modell weist eine Rastergrösse von 250 x 250 m auf. Aus dem Höhenmodell wurden mit Hilfe des Geographischen Informationssystems eine Höhenstufenkarte und eine Hangneigungskarte abgeleitet. Die Höhenstufung wird für die Ermittlung der Disposition für die Feststofflieferung verwendet und zwar als Indikator für Periglazialgebiete, welche sich durch erhöhte Schuttproduktion auszeichnen. Die Hangneigung beeinflusst das Abflussverhalten und die Feststofflieferung in einem Einzugsgebiet indem in steilen Gebieten der Niederschlag schneller zum Abfluss kommt und ausgeprägtere Hangprozesse stattfinden.

4.1.2 Geologie

Grundlage für die geologische Charakterisierung der Einzugsgebiete bildet die «Vereinfachte Geotechnische Karte

der Schweiz», welche auf Arc/Info übernommen wurde (Geo7, 1990a). Neben Seen und Gletschern werden 5 Lockermaterial- und 23 Festgesteinstypen unterschieden. Zusätzlich sind Rutschungs- und Sackungsgebiete ausgedehnt (nicht vollständig).

Die geotechnischen Einheiten wurden bezüglich ihres Einflusses auf die Hochwasserbildung und die Feststofflieferung beurteilt (hemmend, indifferent, fördernd). In der Beurteilung bezüglich Feststofflieferung wurde ausserdem der Anteil der Instabilitätsflächen (Rutschungen, Sackungen) am gesamten Einzugsgebiet berücksichtigt.

4.1.3 Bodennutzung

Die Bodennutzungsdaten stammen aus dem Informationsraster des Bundesamtes für Statistik (Arealstatistik 1972). Die Rastergrösse beträgt 100 x 100 m (eine Hektare). Jeder Hektare wurde eine von zwölf unterschiedenen Nutzungskategorien zugewiesen. Neuere flächendeckende Bodennutzungsdaten stehen leider nicht zur Verfügung. Dies ist bei einer Interpretation vor allem der Siedlungs- und Verkehrsflächen-Daten zu berücksichtigen.

Die Kategorie Öd- und Unland wurde durch eine Verschneidung mit der Vereinfachten Geotechnischen Karte der Schweiz noch in die Klassen Gletscher, Lockermaterial und übriges Öd- und Unland (v. a. Fels) unterteilt.

Die verschiedenen Bodennutzungstypen werden bezüglich Hochwasserbildung charakterisiert und drei generellen Kategorien zugeordnet:

Kategorie 1 (hemmend): Wald, Seen

Kategorie 2 (indifferent): Weide, Wies- und Ackerland, Rebbau, Lockermaterial (grosser Streubereich von hemmend bis fördernd)

Kategorie 3 (fördernd): Siedlung, Verkehr, Gletscher (bei hochliegender Schneefallgrenze), übriges Öd- und Unland (v. a. Fels)

Dabei ist zu beachten, dass die Unterschiede innerhalb eines Bodennutzungstyps teilweise grösser sein können als die Unterschiede zwischen den Typen selber. Im weiteren wird der Einfluss der Bodennutzung auf den Abfluss grundsätzlich sehr unterschiedlich beurteilt, was u.a. auch darauf zurückzuführen ist, dass es oft nicht möglich ist, den Einfluss der Bodennutzung von anderen Einflüssen zu trennen.

4.1.4 Einwohner und touristische Nutzung

Einwohnerdaten und Daten zur touristischen Nutzung werden zusammen mit den Bodennutzungsdaten für die Abschätzung des menschlichen Einflusses verwendet.

Gemeindebezogene Einwohnerdaten liegen für den Zeitraum 1850 bis 1980 in 10-Jahres-Perioden vor. Die Zuordnung der gemeindebezogenen Daten zu den Einzugsgebieten erfolgte über den Siedlungsschwerpunkt. Das bedeutet, dass Werte einer Gemeinde demjenigen Teileinzugsgebiet zugeordnet werden, in welchem der Siedlungsschwerpunkt liegt. Das Bundesamt für Statistik hat für das Jahr 1980 zusätzlich einen Datensatz erstellt, der über die ganze Schweiz eine hektarweise Zuordnung der Einwohner enthält.

Die Zweitwohnungsdaten stammen aus der Gebäude- und Wohnbauzählung 1980 und enthalten für jede Gemeinde die Anzahl Zweitwohnungen nach Entstehungsjahr aufgeschlüsselt.

4.2 Disposition für Hochwasserbildung

Für die Beurteilung der Disposition für Hochwasserbildung werden die Indizes der Einzugsgebietscharakterisierungen für Geologie, Bodennutzung und Hangneigung miteinander kombiniert. Aus dieser Kombination resultiert eine dreistufige Beurteilung der Disposition für Hochwasserbildung.

Die Disposition für Hochwasserbildung zeigt folgendes Bild (vgl. Abb. 2):

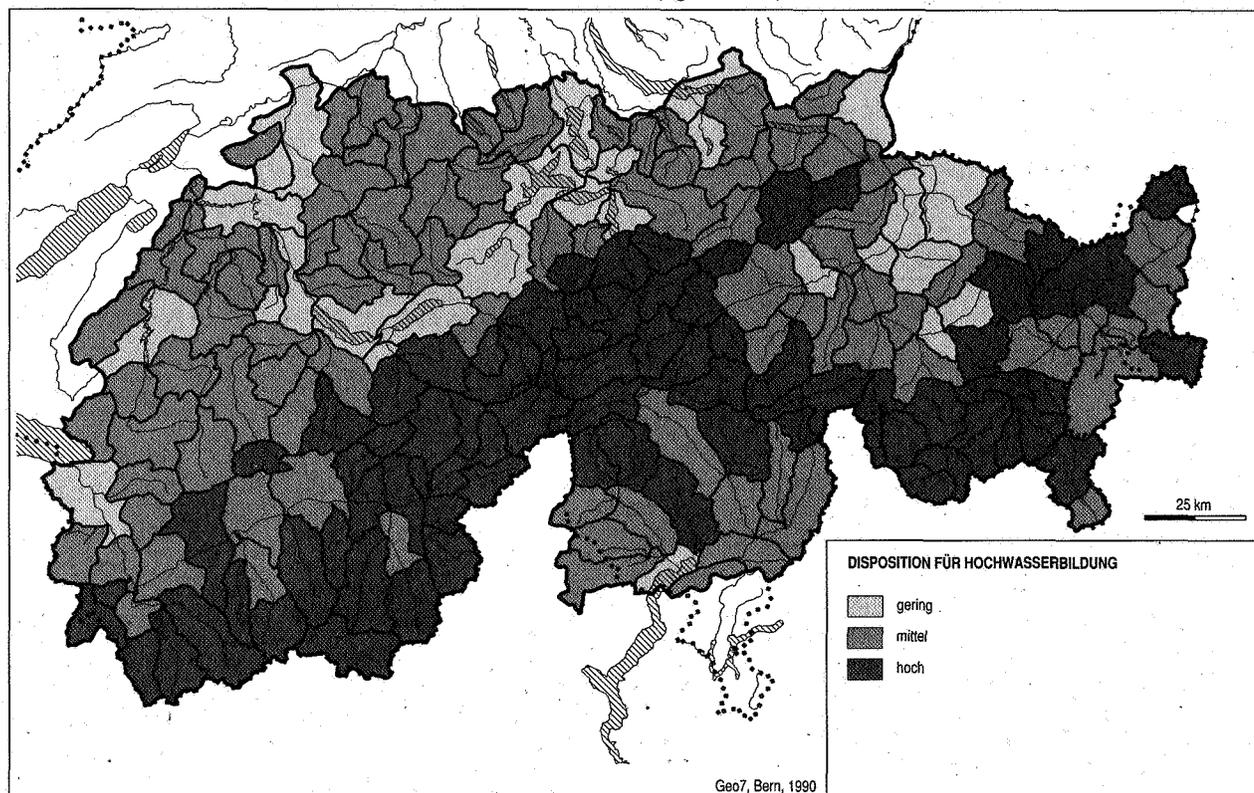


Abb. 2: Disposition für Hochwasserbildung.

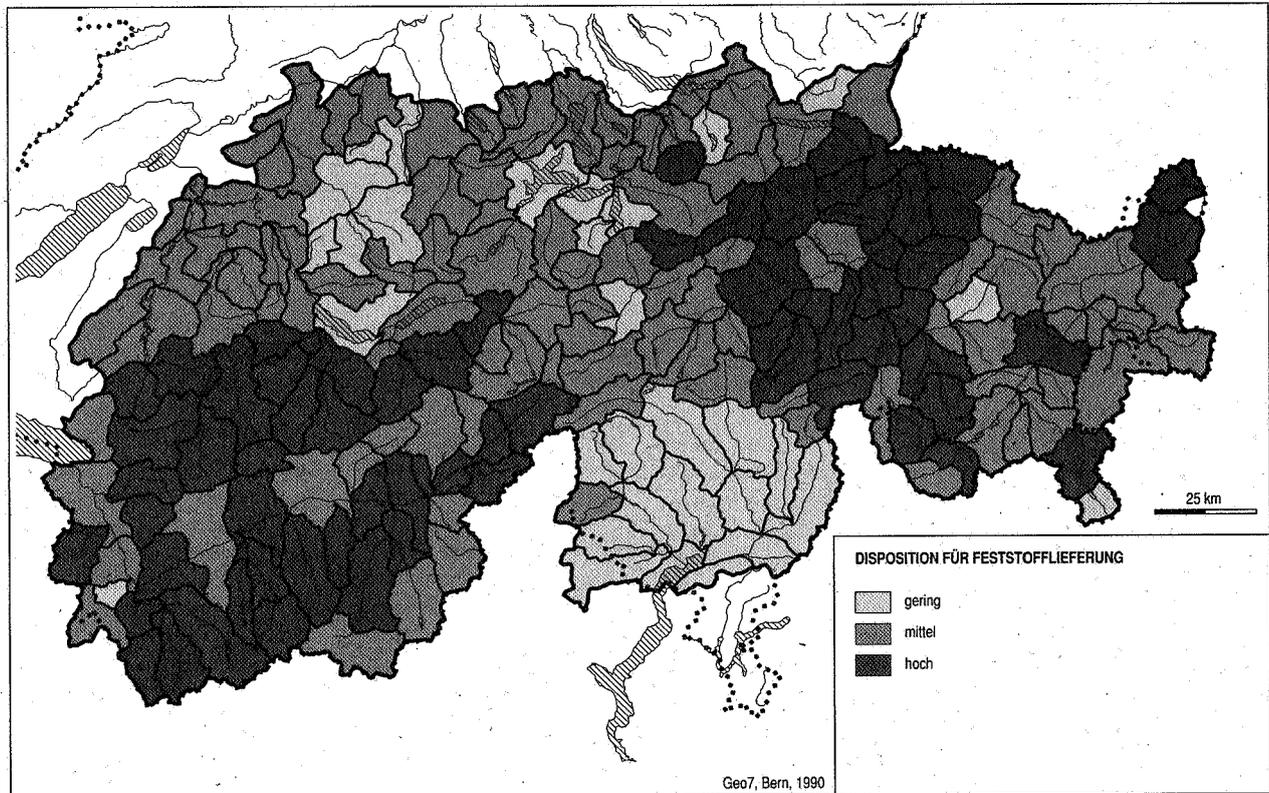


Abb. 3: Disposition für Feststofflieferung.

- Die Disposition für Hochwasserbildung zeigt vor allem eine grossräumige Gliederung in hochalpine und voralpine Gebiete.
- Eine hohe Disposition für Hochwasserbildung finden wir vor allem in hochalpinen Gebieten (südliche Walliser Täler, östliches Berner Oberland, Kanton Uri, Oberengadin und Bergell). In diesen Gebieten wirken sowohl die geologischen Verhältnisse als auch die Bodennutzung und die Hangneigung eher abflussfördernd.
- Eine niedrige Disposition für Hochwasserbildung ist nur in wenigen Gebieten zu finden. Es handelt sich dabei meistens um Gebiete mit einem grossen Seeanteil oder um Gebiete die von der geologischen Situation her günstige Voraussetzungen aufweisen (Flussschotter, Kalkgebiete).
- Im Kanton Tessin weisen viele Gebiete trotz abflussfördernden geologischen Verhältnissen und trotz der Steilheit nur eine mittlere Disposition für Hochwasserbildung auf. Die geringere Disposition ergibt sich aus dem hohen Waldanteil mit angenommener abflusshemmender Wirkung.

4.3 Disposition für Feststofflieferung

Für die Beurteilung der Disposition für Feststofflieferung werden die Indizes der Einzugsgebietscharakterisierungen für Geologie, Hangneigung und Höhe miteinander kombiniert. Aus dieser Kombination resultiert eine dreistufige Beurteilung der Disposition für Feststofflieferung. Die Disposition für Feststofflieferung zeigt folgendes Bild (vgl. Abb. 3):

- Die Disposition für Feststofflieferung ergibt für den Alpenraum ein recht differenziertes Bild.
- Eine hohe Disposition für Feststofflieferung finden wir im westlichen Berner Oberland, in den südlichen Walliser Tälern, im Goms sowie in mehreren Gebieten Graubündens. Im westlichen Berner Oberland, im Mittel- und Unterwallis

und in Graubünden ist die hohe Disposition vor allem auf die geologischen Verhältnisse zurückzuführen (z.B. ausgedehnte Lockermaterialherde oder Bündnerschiefer). Aufgrund der geologischen Verhältnisse wäre die Disposition im Obergoms, in den Lüttschinentälern und in Teilen Südbündens nur mittel. In diesen Gebieten bewirkt jedoch der grössere Anteil am Periglazialraum eine höhere Bewertung der Disposition für Feststofflieferung.

- Das östliche Berner Oberland, das Urner Reusstal und das Engadin weisen grösstenteils eine mittlere Disposition für Feststofflieferung auf. Dies ist vor allem auf die günstigen geologischen Verhältnisse (verwitterungs- und erosionsresistente Gneise oder Granite) zurückzuführen. Da bedeutende Teile dieser Einzugsgebiete im Periglazialraum liegen, weisen sie dennoch eine mittlere Disposition auf.
- Im Tessin ist die Disposition für Feststofflieferung mit wenigen Ausnahmen niedrig, was auf die günstigen geologischen Verhältnisse (häufig erosionsresistente Gneise, nur geringe Lockermaterialbedeckung) und auf den geringen Anteil am Periglazialraum zurückgeführt werden kann.

4.4 Menschlicher Einfluss

4.4.1 Allgemeines

In einem Einzugsgebiet kann der menschliche Einfluss auf die geomorphologischen Prozesse oder die daraus entstehenden Schäden in dreierlei Hinsicht erfolgen:

1. indem der Mensch die Disposition für geomorphologische Prozesse verändert (vgl. Kap. 4.4.2)
2. indem er die Disposition für Schäden, d. h. das Verlustpotential verändert (vgl. Kap. 4.4.3)
3. indem er aktiv in die Prozesse eingreift.

Im ersten Fall ist vor allem die Veränderung hinsichtlich Abfluss von Bedeutung. Insbesondere die Versiegelung durch

Siedlung und Strassen, aber auch eine andere Bewirtschaftung des Bodens (z. B. Bodenverdichtung, Skipistenplanung) können zu einer Beschleunigung des Abflusses führen. Lokal kann auch der Geschiebehaushalt durch unterschiedliche Massnahmen verändert werden.

Im zweiten Fall geht es darum, dass vermehrt Gebäude oder Verkehrsträger im Gefahrenbereich von Flüssen und Bächen erstellt werden, wodurch das Verlustpotential erhöht wird.

Im dritten Fall wird der Prozess mittels verschiedener Massnahmen im Ursprungsgebiet (z. B. Wildbachsperrern) oder auch im Wirkungsgebiet (z. B. Geschiebesammler) beeinflusst. Wegen fehlender Daten konnte dieser Fall nicht in die Untersuchung einbezogen werden.

Zur Abschätzung dieser verschiedenen Einflussnahmen würden Siedlungs- und Verkehrsdaten sowie Daten zu Verbauungen und zum Nutzungswandel benötigt. Daten, die über diese Bereiche direkt Aufschluss geben, liegen keine vor. Auch Daten, die als Indikatoren verwendet werden können, liegen einzig für den Siedlungsbereich vor. Zum Bereich Verkehr, der in einigen Gebieten eine sehr bedeutende Rolle spielt, und zu den Schutzmassnahmen gibt es überhaupt keine Daten mit einer genügenden räumlichen Auflösung. Die Resultate der «Fallstudie Uri» zeigen jedoch, dass dem Verkehr eine entscheidende Bedeutung zukommen kann.

4.4.2 Menschlicher Einfluss in den Einzugsgebieten

Die Einflussnahmen auf die Disposition für geomorphologische Prozesse finden meistens dispers im Einzugsgebiet statt. Eine quantitative Abschätzung dieses Einflusses ist nicht möglich. Die Aussagen müssen sich auf einen qualitativen, potentiell möglichen Einfluss beschränken. Zum einen werden Aussagen zur räumlichen Beanspruchung eines Gebiets («Dichte») zum andern zur zeitlichen Entwicklung dieses Raumanspruchs gemacht. Für diese Abschätzung wurden folgende Daten verwendet:

- Bodennutzung
- Einwohnerdichte und -entwicklung
- Zweitwohnungen

Die generelle Beanspruchung durch den Menschen ist im Alpengebiet zum grössten Teil mittel oder gering. Die durch menschliche Nutzung beeinflusste Fläche (ohne Wald) liegt meistens unter 50%. Grössere Gebiete mit einem höheren Flächenanteil liegen im westlichen Berner Oberland, in Nordbünden und Glarus. Der Siedlungsflächenanteil erreicht nur in wenigen Gebieten 2%.

Die «Intensität» des menschlichen Einflusses (aufgrund der Einwohnerdichte abgeschätzt) verursacht vor allem im Rhonetal, im untern Urner Reusstal und in der untern Leventina eine höhere Bewertung.

Die Entwicklung des menschlichen Einflusses ist sehr uneinheitlich. Gebiete mit einer Bevölkerungsabnahme finden wir vor allem im Tessin und in Graubünden, dann aber auch in einigen voralpinen Gebieten. Demgegenüber hat sich die Bevölkerung in den meisten Gebieten des Rhonetals, des Rheintals, in einigen Walliser Südtälern, und im Oberengadin zwischen 1850 und 1980 mehr als verdoppelt, zum Teil sogar verfünffacht.

Der Einfluss des Tourismus zeigt lokal grosse Unterschiede. Seine Bedeutung ist im Wallis am grössten. Weitere Schwerpunkte bilden Graubünden und, mit geringerer Bedeutung, das Berner Oberland und der Kanton Tessin. Die Entwicklung ist jedoch in grossen Teilen des Alpengebietes stark zunehmend. Die Zahl der Zweitwohnungen hat sich seit 1947 zum Teil mehr als verfünffacht.

4.4.3 Verlustpotential

Als Verlustpotential im engeren Sinne gelten hauptsächlich Gebäude und Verkehrsträger. Wie oben erläutert, sind nur Aussagen für den Siedlungsbereich möglich. Als Indikator für das Verlustpotential in den Talebenen, welches vor allem von Überschwemmungen und Feststoffablagerungen bedroht werden kann, wird die Anzahl Einwohner in den Talböden verwendet. Die Talböden wurden mit Hilfe des Geographischen Informationssystems aus der Hangneigungskarte abgeleitet. Flächen mit einer Hangneigung bis zu 3° und mit direkter Verbindung zum Gewässer werden bis zu einem Abstand von einem Kilometer vom Gewässer als Talebenen ausgeschieden. Durch eine Verschneidung mit der hektarweisen Einwohnerverteilung (1980) konnte die Anzahl Einwohner in den Talböden ermittelt werden. Das Verlustpotential im Nahbereich der Gerinne ausserhalb der Talebenen sowie auf Schwemmkegeln wird damit nicht erfasst. Die räumliche Auflösung der Daten (Relief, Einwohner) genügt dazu nicht, da die seitliche Ausdehnung der hier relevanten Erosions- und Ablagerungsprozesse meistens im Bereich von wenigen Zehnern von Metern liegt. Um die Entwicklung des Verlustpotentials abzuschätzen, kann die Einwohnerentwicklung zwischen 1850 und 1980 als Indikator verwendet werden.

Abbildung A10 im Anhang zeigt, dass sich das Verlustpotential Siedlung im Alpenraum wie erwartet in den Haupttälern konzentriert. Im Rhonetal, im Bündner Rheintal und im Urner Reusstal weisen einige Einzugsgebiete ein sehr grosses Verlustpotential auf. Auch verschiedene Tourismusgebiete (z. B. Oberengadin, Davos, Vorderrheintal) treten deutlich hervor. Ein geringes Verlustpotential weisen vor allem recht viele Einzugsgebiete im restlichen Graubünden und einzelne Gebiete im Tessin auf.

5. Ereignisse 1987

5.1 Allgemeines

Für die Schadensgebiete der Hochwasser 1987 wurden die ereignisspezifischen Parameter Niederschläge, geomorphologische Prozesse und entstandene Schäden beschrieben und mit den Dispositionen verglichen. Untersucht wurden die folgenden Zeitperioden:

1. – 8. Juli
18. – 19. Juli
24. – 25. August

5.1.1 Niederschlag

Für die Charakterisierung bezüglich Niederschlag wurden folgende Grunddaten verwendet:

- die 3 h-Niederschlagskarten aus dem Projekt A3 «Gebietsniederschlag» (Grebner und Richter, 1989) für den ganzen Untersuchungszeitraum
- Ein Datensatz mit 12 h-Niederschlagssummen für die beiden Ereignisse 18./19. Juli und 24./25. August (erstellt von D. Grebner, ETH).

Im Geographischen Informationssystem wurden diese 12 h-Werte für die beiden Ereignisse je zu 48 h-Summen aufaddiert.

Bei den Niederschlagsereignissen der ersten Periode handelt es sich um Gewitter. Für die Charakterisierung könnten die 3 h-Niederschlagssummen nur bedingt verwendet werden. Die einzelnen kleineren Gewitterzellen zeichnen sich in der Niederschlagsanalyse von Grebner (1989) nur schwach (z. B. Biembach) oder überhaupt nicht ab (z. B. Saxetbach). Für viele Einzelereignisse in dieser Periode sind jedoch von Augenzeugen Berichte über intensive, jedoch sehr lokale

Starkniederschläge bekannt. Eine analoge Bewertung, wie sie für die 2. und 3. Periode vorgenommen wurde, kann deshalb für die 1. Periode nicht erfolgen.

5.1.2 Geomorphologische Prozesse

Die Charakterisierung bezüglich der geomorphologischen Prozesse basiert auf Umfragen bei Bund und Kantonen (VS, BE, TI, UR, NW, OW, SZ, GR). Zusätzlich wurden Informationen aus andern an der Ursachenanalyse beteiligten Projekten verwendet. Diese Umfragen zeigten, dass die Kenntnisse über die abgelaufenen geomorphologischen Prozesse bezüglich Verbreitung und erst recht bezüglich der Art des Prozesses teilweise sehr lückenhaft sind. Angaben beschränken sich häufig auf Gebiete, in denen Verbauprojekte geplant werden. Informationen zu Prozessen, die in höhergelegenen Gebieten ablaufen, stammen fast ausschliesslich aus dem Projekt A6 «Murgänge». Diese decken jedoch auch nicht das ganze Untersuchungsgebiet ab.

Für die Charakterisierung bezüglich der abgelaufenen geomorphologischen Prozesse wurde unterschieden nach:

- Prozesse in Hauptgerinnen
- Prozesse in Seitengerinnen
- Hangprozesse

Am vollständigsten sind die Angaben zu den Prozessen im Hauptgerinne; die Informationen zu den Hangprozessen weisen die meisten Lücken auf.

Auf Grund dieser Charakterisierung lassen sich die Kerngebiete der Ereignisse grob abgrenzen. Einzugsgebiete mit einer grossen Prozessaktivität in den Seitengerinnen oder in der Fläche (Hangprozesse) stellen die Hochwasser-Entstehungsgebiete dar. Demgegenüber stellen Gebiete, die Prozessaktivität nur in den Hauptgerinnen aufweisen, «Importgebiete» dar, in welche das Hochwasser aus den Kerngebieten exportiert wurde.

5.1.3 Schäden

Die Angaben zu den wertmässigen Schäden stammen aus der systematischen Sammlung von Schadensmeldungen im Zusammenhang mit Unwettern, die von der Beratungsstelle für Wildbach- und Hangverbau an der Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) geführt wird (Zeller und Röthlisberger, 1987). Ausgewertet und den Einzugsgebieten zugeordnet wurden die Angaben über das Schadenausmass und über die Art der Schäden (unvollständig vorhanden): Siedlung, Verkehr, Gerinneverbauungen.

Das Schadenausmass wird folgendermassen charakterisiert:

- Leichte Schäden: Schäden kleiner Lokal- und Einzelergebnisse, deren Wirkung vorübergehend ist und die ungeschwer behoben werden können. Die geschätzten Schadenkosten betragen pro Ereignisgebiet weniger als 200 000 Fr.
- Mittelschwere Schäden: Mittlere, eventuell über längere Zeit wirksame Schäden an bewirtschaftetem Land und an Objekten. Sie können unter Umständen eine ganze Region betreffen. Ihre Behebung erfordert erheblichen Aufwand. Die geschätzten Schadenkosten pro Ereignisgebiet überschreiten jedoch nur ausnahmsweise 1'000'000 Fr.
- Schwere Schäden: Bewirtschaftetes Land und Objekte wurden schwer und zum Teil nachhaltig beschädigt oder gar zerstört. Mit Folgeschäden ist zu rechnen. Die geschätzten Schadenkosten pro Ereignisgebiet überschreiten 1 000 000 Fr. erheblich.

5.2 Erste Periode: 1. – 8. Juli (vgl. Abb. A12 im Anhang)

5.2.1 Niederschlag

Wie in Kapitel 5.1.1 erläutert, ist die erste Periode durch Intensivniederschläge im Zusammenhang mit Gewittern gekennzeichnet. Eine Charakterisierung über das ganze Untersuchungsgebiet kann deshalb nicht vorgenommen werden.

5.2.2 Geomorphologische Prozesse

Die Gebiete mit einer verbreiteten Prozessaktivität liegen in den Voralpen (mittleres Emmental, Rigi). Ein weiterer Schwerpunkt, wo zwar nur einzelne Seitengerinne, diese zum Teil jedoch schwer betroffen waren, liegt in Graubünden (Einzugsgebiete der Landquart und des Landwassers). Hier wirkten sich die Prozesse in den Seitengerinnen teilweise auch in den Hauptgerinnen aus (Hochwasser- und Geschiebeexport).

Die meisten stark betroffenen Gebiete weisen sowohl bezüglich Hochwasserbildung als auch bezüglich Feststofflieferung eine mittlere oder niedrige Disposition auf. Diese Tatsache darf jedoch nicht überbewertet werden, da bei Gewitterereignissen lokalen Unterschieden in der Disposition eine grosse Bedeutung zukommt. Diese Unterschiede werden jedoch bei der Charakterisierung grösserer Einzugsgebiete ausgemittelt.

Die Gebiete mit Prozessaktivität zeichnen sich, so weit beurteilt, durch einen grossen Anteil an potentieller Siedlungsfläche und durch eine meist geringe Einwohnerdichte aus. Die Entwicklung des menschlichen Einflusses ist in diesen Gebieten sehr unterschiedlich (abnehmend bis stark zunehmend).

5.2.3 Schäden

Die Sammlung der Schadenmeldungen des WSL weist mehr Schadensgebiete aus, als die Prozesskartierung. Dies zeigt, dass die Umfrage zu den abgelaufenen geomorphologischen Prozessen kein vollständiges Bild ergab.

Im übrigen stimmt das Schadenbild mit der Prozessaktivität gut überein. Die Gebiete mit schweren Schäden weisen entweder Prozesse in den Hauptgerinnen auf oder eine grosse Prozessaktivität in den Seitengerinnen (z. B. Emmental). Ein Vergleich des Schadenausmasses mit dem Verlustpotential Siedlung zeigt, dass die meisten Gebiete mit schweren Schäden auch ein hohes Verlustpotential Siedlung aufweisen und dass dieses seit 1850 meistens auch stark zugenommen hat. Für diesen Vergleich werden nur Gebiete betrachtet, die auch Schäden im Siedlungsbereich aufweisen. Dabei ist jedoch zu beachten, dass die Anteile der einzelnen Kategorien Siedlung, Verkehr und Gewässer am Schadenausmass nicht bekannt sind.

5.2.4 Charakterisierung

In der ersten Periode war die Prozessaktivität infolge intensiver Gewitter hoch. Sie beschränkte sich jedoch, soweit bekannt, auf eher begrenzte Gebiete, die nur eine mittlere Disposition für Hochwasserbildung und nur teilweise eine hohe Disposition für Feststofflieferung aufweisen. Diese Gebiete zeichnen sich durch eine intensive Nutzung aus und haben ein hohes Verlustpotential (Voralpen, höheres Mittelland). Die Kombination von hoher Prozessaktivität und hohem Verlustpotential bewirkte hohe Schäden in den Kerngebieten. Schadenbringende Hochwasser wurden, mit Ausnahme der Landquart, keine exportiert.

5.3 Zweite Periode: 18. – 19. Juli (vgl. Abb. A13 im Anhang)

5.3.1 Niederschlag

Grosse Niederschläge fielen in Einzugsgebieten auf einer Linie Tessin, Vorderrhein, Glarus (östlich ist das Gebiet begrenzt durch die Linie Bergell-Landquart). Hinzu kommen das Puschlav und das Val Bernina. Extreme Summen sowie hohe 3 h-Intensitäten weisen vor allem die Einzugsgebiete im Tessin auf.

5.3.2 Geomorphologische Prozesse

Die geomorphologische Prozessaktivität in den Seitengerinnen konzentrierte sich auf die Leventina, das Bleniotal, das Vorderrheingebiet und das Puschlav. Auffallend ist, dass im westlichen Tessin Gebiete mit extremen Niederschlägen keine oder nur eine geringe Prozessaktivität aufweisen, während am Vorderrhein und im Puschlav die Hauptaktivität in Gebieten mit einem niedrigen Niederschlagsindex liegen.

Vergleicht man die Prozessaktivität mit den Dispositionen für Hochwasserbildung und für Feststofflieferung, stellt man fest,

- dass alle Gebiete mit verbreiteter Prozessaktivität entweder eine hohe Disposition für Hochwasserbildung oder für Feststofflieferung aufweisen oder aber extreme Niederschläge erhielten (Leventina);
- dass die meisten Gebiete, in denen trotz extremer Niederschläge keine aussergewöhnlichen Prozesse abliefern, keine hohe Disposition für Feststofflieferung, zum Teil auch nicht für Abfluss, aufweisen (dies gilt speziell für den nördlichen Tessin);
- dass einzelne Gebiete trotz extremer Niederschläge und gegebener Disposition keine Prozessaktivität aufweisen (z. B. Valsertal).

Der menschliche Einfluss kann in den Hauptprozessgebieten als mittel bezeichnet werden. Die Bedeutung des Tourismus ist eher gering; allerdings ist vor allem im Vorderrheingebiet und im Engadin ein starkes Wachstum touristischer Nutzung festzustellen.

Die Gebiete mit grosser Aktivität in den Hauptgerinnen decken sich weitgehend mit denjenigen mit grosser Aktivität in den Seitengerinnen. Lokale Folgewirkungen exportierter Hochwasser findet man im Rhein zwischen Ilanz und Landquart und im Inn unterhalb von Zernez.

5.3.3 Schäden

Die Gebiete mit den grössten wertmässigen Schäden weisen alle Prozesse sowohl in den Haupt- wie auch in den Seitengerinnen auf. In allen Gebieten mit schweren Schäden wurden sowohl die Siedlung als auch der Verkehr betroffen. Das Verlustpotential Siedlung (Talböden) ist in den Gebieten mit schweren Schäden sehr unterschiedlich. Einzelne Gebiete weisen ein grosses Verlustpotential auf, beispielsweise das obere Puschlav oder das Vorderrheingebiet zwischen Trun und Ilanz. In andern Gebieten erscheint es jedoch gering oder nicht vorhanden, was zum Teil mit der Auflösung der Grundlagendaten zusammenhängt (vgl. Kap. 4.4.3).

5.3.4 Charakterisierung

Die Steuerung der Prozessaktivität (über die Dispositionen Feststoff und Hochwasser) zeigt markante regionale Unterschiede. Im Tessin, wo die extremsten Niederschläge fielen, weisen die meisten Gebiete, in denen weder eine hohe Disposition für Hochwasser noch eine hohe Disposition für

Feststofflieferung besteht, erwartungsgemäss keine oder nur eine geringe Prozessaktivität auf.

Gebiete mit einer hohen Disposition für Feststofflieferung wurden nur randlich und von weniger intensiven Niederschlägen betroffen (Graubünden). Diese Gebiete weisen zum Teil dennoch eine hohe Prozessaktivität auf. Der Schwellenwert für erhöhte Aktivität scheint hier tiefer zu liegen.

Das Schadenausmass lässt sich primär durch die Grösse der Prozessaktivität erklären. Gebiete mit schweren Schäden weisen alle Aktivität sowohl in den Seiten- als auch in den Hauptgerinnen auf.

5.4 Dritte Periode: 24. – 25. August (vgl. Abb. A13 im Anhang)

5.4.1 Niederschlag

Das Niederschlagsereignis zeichnet sich, verglichen mit dem Ereignis 18.–19. Juli, durch geringere 48 h-Summen aus. Auch die 3 h-Intensitäten sind geringer. Betroffen waren vor allem die Zentralalpen und die Alpensüdseite. Die extremsten Niederschläge fielen im westlichen Tessin, im Bedrettal und im Urserental. Die etwa 1stündige Niederschlags Spitze gegen Mitternacht des 24. August wird mit den vorhandenen Daten jedoch nur beschränkt abgebildet. Mit wenigen Ausnahmen fiel der intensivste Regen über Gebieten, die zwar eine hohe Disposition für Hochwasserbildung, jedoch nur eine niedrige für Feststofflieferung haben. Die Ausnahmen befinden sich im Goms, im Puschlav und im Bergell.

5.4.2 Geomorphologische Prozesse

Der Schwerpunkt der Prozessaktivität in den Seitengerinnen liegt im Gebiet des oberen Tessin, des Urner Reusstal und des Obergoms. In diesen Gebieten sind auch viele Hangprozesse aufgetreten. Ein weiteres Aktivitätsgebiet bilden die Walliser Südtäler. In diesen ist die Prozessaktivität hoch, obwohl im Vergleich zu den übrigen Gebieten keine intensiven Niederschläge fielen. Diese Gebiete zeichnen sich jedoch praktisch alle sowohl durch eine hohe Disposition für Hochwasserbildung als auch für Feststofflieferung aus.

Die Aktivität in den Hauptgerinnen belegte das Fortpflanzen von Hochwasserwellen aus Kerngebieten in unterliegende Einzugsgebiete bzw. Flussabschnitte. Die Prozessaktivität in den Hauptgerinnen beschränkte sich dabei nicht nur auf einzelne Stellen, sondern umfasste längere Streckenabschnitte.

Der menschliche Einfluss ist im Hauptaktivitätsgebiet gering bis mittel. Auch der Tourismus spielt eine untergeordnete Rolle.

5.4.3 Schäden

Ein Vergleich der Schadensgebiete mit den Prozessschwerpunkten zeigt, dass auch für dieses Ereignis die Prozesskartierung nicht vollständig ist, da in verschiedenen Gebieten Schäden auftraten, Angaben über Prozesse jedoch fehlen.

Schwere Schäden traten sowohl im Kerngebiet als auch in den «Importgebieten» auf. Grosse Schäden traten entlang der Täler der Reuss, der Rhone und des Ticino auf. Mit einer Ausnahme (Rhônetal bei Leuk) war in allen Gebiete mit schweren Schäden sowohl die Siedlung als auch der Verkehr betroffen.

Im Kerngebiet des Ereignisses ist das Verlustpotential Siedlung (Talböden) mittel. Die Importgebiete weisen zum Teil ein hohes Verlustpotential Siedlung auf (vgl. Abb. A10, A13 im Anhang).

Obwohl Daten zum Verlustpotential Verkehr für das ganze Untersuchungsgebiet fehlen, kann festgehalten werden, dass diesem in der Transitachse Gotthard eine überragende Bedeutung zukommt und dass die Schäden an Verkehrseinrichtungen einen grossen Teil der Gesamtschäden in diesen Gebieten ausmachen.

In der Fallstudie Uri wurde unter anderem die Entwicklung der Strassenlängen und -flächen seit 1890 erhoben (Geo 1990b). Dabei wurden die Talböden und der Gewässernahbereich (je 50 m beidseits der Hauptgewässer) speziell erfasst. Vom gesamten Strassennetz (585 km) liegen 36% in den Talböden, davon ein Viertel im Gewässernahbereich. Betrachtet man die Entwicklung zwischen 1890 und 1980, so haben sich die Strassenlängen in diesen Bereichen gut verdoppelt. Eine besonders starke Zunahme ist zwischen 1960 und 1980 zu verzeichnen: Die Talsohle erfuhr in dieser Zeit eine Zunahme der Strassenlänge von rund 80 km. Sie ist auf den Bau der Autobahn, aber auch die Erstellung vieler Erschliessungsstrassen, bedingt durch das Wachstum der Siedlung, zurückzuführen.

5.4.4 Charakterisierung

Die Prozessaktivität wurde sowohl durch die Niederschläge als auch durch die Disposition gesteuert. In Gebieten, die hohe Niederschlagssummen und auch Intensitätsspitzen aufweisen, war die flächenhafte Prozessaktivität hoch, auch wenn eine hohe Disposition für Feststofflieferung fehlte. In Gebieten mit hoher Disposition für Abfluss und Feststofflieferung genügten auch geringere Niederschlagsmengen ohne Niederschlagsspitzen um Prozessaktivität auszulösen.

Beim Augustereignis hat ein Export des Hochwassers aus dem Kerngebiet stattgefunden, ausgelöst durch die Niederschlagsspitze gegen Ende des Niederschlagsereignisses. Nach der langen Niederschlagsdauer dürfte die hohe Disposition für Hochwasserbildung nur noch eine untergeordnete Rolle gespielt haben.

Das Schadenbild wurde stark von der Prozessaktivität in den Hauptgerinnen beeinflusst. Deshalb kommt dem Verlustpotential «Verkehr», das häufig entlang der Gerinne in den Talebenen konzentriert ist, eine grosse Bedeutung zu.

6. Schlussfolgerungen

Datengrundlage:

Das Ziel der vorliegenden Studie war, die Schadensgebiete bezüglich der naturräumlichen und kulturräumlichen Eigenschaften sowie bezüglich der Schadenereignisse 1987 zu charakterisieren. Die Arbeiten haben gezeigt, dass eine naturräumliche Charakterisierung von Einzugsgebieten mit den bestehenden Daten möglich ist. Das RIMINI-Geländemodell, die Vereinfachte Geotechnische Karte und die Arealstatistik stellen für eine überblicksmässige Naturraumcharakterisierung geeignete Datensätze dar. Allerdings muss hier nochmals auf den groben Massstab hingewiesen werden, der bei der Interpretation der Daten zu berücksichtigen ist.

Die Abschätzung des menschlichen Einflusses in einem Einzugsgebiet ist mit den bestehenden Daten nur zum Teil möglich. Zum einen fehlen zu einzelnen wichtigen Bereichen räumlich aufgelöste Daten überhaupt, so zum Verkehr oder zu wasserbaulichen Massnahmen, zum andern sind die Daten nicht mehr aktuell (z.B. Siedlungsfläche in der Arealstatistik). Wie wichtig solche Daten jedoch wären, zeigen die im Rahmen der Fallstudie Uri gemachten Erhebungen.

Die Daten für die Charakterisierung der Schadenereignisse liegen in sehr unterschiedlicher Qualität vor. Die Nieder-

schlagsdaten ermöglichen für die Ereignisse 18./19. Juli und 24./25. August eine gute Charakterisierung der Einzugsgebiete. Die Gewitterniederschläge der ersten Periode (1.–8. Juli) werden jedoch nur ungenügend erfasst.

Zu den abgelaufenen geomorphologischen Prozessen weisen die Daten viele Lücken auf, sowohl bezüglich Verbreitung der Prozesse als auch bezüglich Art der Prozesse. Deshalb war nur eine sehr grobe Charakterisierung der Einzugsgebiete möglich.

Die Daten zum Schadenausmass geben einen guten Überblick über die räumliche Verbreitung. Sie ermöglichen jedoch keine Zuordnung des Schadenausmasses zu den verschiedenen betroffenen Kategorien (Siedlung, Verkehr, Wasserbau).

Methodik:

Verschiedene methodische Hilfsmittel ermöglichten es, aus den sehr inhomogenen Grundlagendaten eine, wenn auch grobe Charakterisierung der Einzugsgebiete abzuleiten. In Bereichen, wo direkte Daten fehlen, wurde versucht, mit Hilfe von Indikatoren Aussagen zu machen. Um die bezüglich Skalierung, Qualität und räumliche Auflösung sehr unterschiedlichen Datensätze miteinander verknüpfen zu können, wurde eine Indexierung der Daten vorgenommen. Bei all diesen Arbeiten war das Geographische Informationssystem ein wichtiges Hilfsmittel. Nur mit Hilfe eines solchen Systems lassen sich räumliche Daten überlagern und auf verschiedene räumliche Bezugseinheiten aggregieren (z.B. Einzugsgebiete, Nahbereiche zu Gewässern usw.). Ausserdem ermöglicht die kartographische Darstellung von Resultaten eine einfachere Plausibilitätsprüfung.

Charakterisierung der Schadensgebiete:

In den meisten Gebieten, die intensiv beregnet wurden, ist die Disposition für Hochwasserbildung hoch. Sowohl die Bodennutzung als auch die geologischen Verhältnisse dürften dafür verantwortlich sein.

Im Tessin wird die von der Geologie und von den Hangneigungsverhältnissen her grundsätzlich hohe Disposition für Hochwasserbildung in mehreren Gebieten durch den hohen Waldanteil reduziert. Diese Gebiete gehörten in den beiden Hauptereignissen zu den am stärksten beregneten, weisen jedoch zum grössten Teil nur eine geringe Prozessaktivität auf.

Die Disposition für Feststofflieferung ist in den Kerngebieten der beiden Hauptereignisse mittel oder gering. Dies ist auf die günstigen geologischen Verhältnisse (kristalline Gesteine) zurückzuführen. Gebiete mit einer hohen Disposition für Feststofflieferung wurden nur randlich betroffen (Vorderrhein, Wallis). Diese Gebiete weisen trotz niedrigerer Niederschlagswerte eine hohe Prozessaktivität auf. Dies kann ein Hinweis auf tiefere Schwellenwerte in solchen Gebieten sein.

Der menschliche Einfluss, soweit er abgeschätzt werden kann, ist in den Hauptaktivitätsgebieten mittel oder gering. So erreicht z.B. der Siedlungsflächenanteil nur in wenigen Gebieten 2%. Die Entwicklung des menschlichen Einflusses, dargestellt mit Hilfe der Einwohnerzahlen, ist uneinheitlich. Einige Gebiete weisen Bevölkerungsabnahmen, andere -zunahmen auf. Der Tourismus ist in den Hauptaktivitätsgebieten von untergeordneter Bedeutung, wenn auch in vielen Gebieten eine starke Zunahme festgestellt werden kann.

Die Hauptschadensgebiete liegen weitgehend in den Kerngebieten der Ereignisse. Vor allem beim Augustereignis weisen jedoch auch Einzugsgebiete, in die das Hochwasser

exportiert wurde, schwere Schäden auf, so zum Beispiel das Reusstal zwischen Erstfeld und dem Vierwaldstättersee.

In den Schadensgebieten ist das Verlustpotential Siedlung (Talböden) mit wenigen Ausnahmen mittel oder gross, wobei vor allem in den Importgebieten teilweise eine sehr starke Zunahme festzustellen ist. Wie die Fallstudie Uri zeigt, erhöht sich das Verlustpotential noch beträchtlich, wenn der Verkehr mitberücksichtigt wird.

Generelle Zusammenhänge Einzugsgebietscharakteristik-Prozesse:

Eine Gegenüberstellung der Prozessaktivität und der Einzugsgebietscharakteristika ergibt folgendes:

- Eine Erklärung, weshalb ein Gebiet Prozessaktivität aufweist, ergibt sich meistens aus der Disposition. Wo die Disposition fehlt, Prozesse aber dennoch abliefen, waren die Niederschläge extrem.
- Eine Erklärung, weshalb trotz intensiver Niederschläge in einigen Gebieten keine Prozesse abliefen, ergibt sich zum Teil aus der Disposition (Tessin). In andern Gebieten konnte jedoch keine Erklärung dafür gefunden werden (v. a. Graubünden) wobei nie ganz ausgeschlossen wer-

den darf, dass diese Gebiete zwar Prozessaktivität aufwiesen, dies jedoch nicht bekannt ist.

- Der menschliche Einfluss scheint unter den zugrunde gelegten Annahmen zur Auslösung des Ereignisses wenig beigetragen zu haben, da dieser in den Entstehungsgebieten eher gering ist. Das Schadenausmass wurde jedoch durch das Verlustpotential stark beeinflusst.

Ausblick:

Die Charakterisierung der Einzugsgebiete zeigt, dass grosse Teile des Alpen- und Voralpengebietes eine hohe Disposition für Hochwasserbildung und Feststofflieferung aufweisen. Mit ähnlichen Ereignissen wie 1987 muss deshalb bei intensiven Niederschlägen gerechnet werden. Dies gilt um so mehr, als 1987 die intensivsten Niederschläge über Gebieten fielen, die eine eher niedrige Disposition aufweisen.

Unter diesem Aspekt betrachtet sollte in Zukunft der Dokumentation und Analyse von Schadenereignissen vermehrt Beachtung geschenkt werden. Denn, um angemessen reagieren zu können, sind Kenntnisse über die Steuerung und über den Verlauf von Schadenprozessen unbedingt notwendig.

Literatur

Arealstatistik der Schweiz 1972. Hrsg. Bundesamt für Statistik, Bern. Quellenwerke 488.

HAEBERLI, W. et al., (1990): Murgänge 1987. Dokumentation und Analyse. Bericht im Rahmen der Ursachenanalyse Hochwasser 1987. Bundesamt für Wasserwirtschaft.

Geo7, (1990a): Vereinfachte Geotechnische Karte der Schweiz. Erfassung auf Arc/Info. Bericht im Rahmen der Ursachenanalyse Hochwasser 1987. Bundesamt für Wasserwirtschaft.

Geo7, (1990b): Strassenlängen und Strassenflächen im Kanton Uri 1890-1980. Bericht im Rahmen der Ursachenanalyse Hochwasser 1987. Bundesamt für Wasserwirtschaft.

Geo7, (1990c): Luftbilder der Schadensgebiete 1987. Katalog und Dokumentation. Bericht im Rahmen der Ursachenanalyse Hochwasser 1987. Bundesamt für Wasserwirtschaft.

Geo7 (1990d): Überblick über die Schadensgebiete und Fallstudie Uri. Ursachenanalyse Hochwasser 1987, Teilprojekt A11. Bundesamt für Wasserwirtschaft.

GREBNER, D., RICHTER, K.G. (1989): Gebietsniederschlag. Zwischenbericht im Rahmen der Ursachenanalyse Hochwasser 1987.

KIENHOLZ, H., (1990): Zur Beurteilung und Kartierung von Naturgefahren in Gebirgsregionen. Manuskript (Publ. in Vorb.), Geogr. Inst. d. Univ. Bern.

ZELLER, J., RÖTHLISBERGER, G. (1987): Systematische Sammlung von Schadenmeldungen. WSL. (Unveröffentlicht).

Verzeichnis der verwendeten Datensätze

Arealstatistik der Schweiz 1972 im Hektarraster. Geostat, Bundesamt für Statistik.

Volkszählung 1980 im Hektarraster. Geostat, Bundesamt für Statistik.

Volkszählungen 1850 - 1980. Statinf, Bundesamt für Statistik.

Gebäude- und Wohnungszählung. Statinf, Bundesamt für Statistik.

RIMINI-Höhenmodell. Gruppe für Rüstungsdienste.

Vereinfachte Geotechnische Karte der Schweiz. Bundesamt für Wasserwirtschaft.

Bilanzierungsräume des Hydrologischen Atlas der Schweiz. Landeshydrologie und -geologie.

Topographische Datenbasis. Bundesamt für Landestopographie. Erstellt durch Institut für Kartographie, ETH Zürich.

Flussbauschäden im unteren Puschlav

Urs Müller

AG Ingenieurbüro Maggia, Beratende Ingenieure,
Locarno

Zusammenfassung

Die Analyse der Schäden an den Flussbauten des Flusses Poschiavino im unteren Puschlav bietet kein abschliessendes Bild der Versagensursachen. Vielmehr galt es die Hauptgründe für den Bruch der teilweise sehr alten Wuhrbauten aufzuzeigen und diese beim neuen Verbauprojekt zu berücksichtigen.

Obwohl der Poschiavino in der Gemeinde Brusio mit dem sehr steilen und vielerorts kanalisierten Gerinne für schweizerische Verhältnisse eher einen Sonderfall darstellt, lassen sich die Ergebnisse sinngemäss auch auf andere Gewässer übertragen.

Mit den umfassenden massiven neuen Verbaunmassnahmen sowie der Verstärkung der bestehenden Wuhrmauern soll das untere Puschlav vor neuerlichen Hochwasserschäden geschützt werden.

Resumée

L'analyse des dégâts aux constructions en rivière le long du Poschiavino dans le Puschlav inférieure n'apporte aucun élément définitif quant à leurs raisons. On préfère plutôt évoquer les raisons principales de la rupture des constructions en rivière, qui en partie sont très anciennes, et de les considérer sous l'aspect du projet de nouvelles corrections. Bien que, dans la commune de Brusio, le Poschiavino, dont le cours fortement en pente est canalisé en plusieurs endroits, représente plutôt un cas particulier à l'échelle suisse, les résultats peuvent sans autre être transposés à d'autres rivières.

Grâce aux importantes et nouvelles mesures constructives, de même que le renforcement du mur en rivière existant, le Puschlav inférieur doit pouvoir être protégé contre de nouveaux dégâts dus aux crues.

Einleitung

Das grosse Hochwasser vom 18. bis 20. Juli 1987 führte im engen Gebirgstal des unteren Puschlavs zu erheblichen Schäden mit Zerstörung eines grossen Teils der bis 100 Jahre alten Wuhrbauten. Am Beispiel des Flusses Poschiavino werden die Schäden an den Flussverbaunungen analysiert und daraus Lehren für die künftigen Verbaunungen gezogen.

Zustand des Flusses Poschiavino vor dem Hochwasser 1987

Der Fluss Poschiavino im unteren Puschlav entwässert die Zuflüsse des Lago di Poschiavo sowie der seitlichen Talzuflüsse bis zur Mündung in den Fluss Adda bei Tirano im Veltlin. Auf dem Gemeindegebiet von Brusio überwindet der Poschiavino auf der rund 6.4 km langen Flussstrecke bis zur Landesgrenze in Campocologno eine Höhendifferenz von 447 m, was einem mittleren Gefälle von 7% entspricht. Das Einzugsgebiet am Seeausfluss beträgt 196 km², bei der Landesgrenze in Campocologno 238 km².

Der Fluss wurde in den letzten 100 Jahren mit umfangreichen Wuhren verbaut. Durch diese Verbaunungen liess sich entlang des Flusses viel ebenes und damit wertvolles Kultur- und Siedlungsland gewinnen. Die damit verbundene starke Begradigung und Einengung des Flusses führte vielerorts zu einem kanalartigen Gerinne, wo im Hochwasser-

fall hohe Abflussgeschwindigkeiten auftreten. Durch das seit 1906 in Betrieb stehende Kraftwerk Miralago-Campocologno führt der Poschiavino in der Regel äusserst wenig Wasser. Infolge der Retention des Puschlaversees und dem Kraftwerksbetrieb tritt manchmal über mehrere Jahre kein nennenswertes Hochwasser auf. Dies ermöglicht ein durch das warme, südliche Klima zusätzlich gefördertes starkes Pflanzenwachstum im Flussbett, das bei grossen Hochwassern die Verstopfungs- und Überschwemmungsgefahr wesentlich erhöht.

Die teilweise bis zu 100 Jahre alten Wuhrbauten bestanden hauptsächlich aus wenig tief fundierten Trockenmauern. Die neueren Mauerabschnitte, welche nach 1964 ausgeführt wurden, sind natursteinverkleidete Betonmauern mit einem kleinem Streifenfundament aus Beton. Diese Mauern wurden durchwegs unarmiert ausgeführt. Auf dem ganzen Flussabschnitt gab es keine Sohlensicherung, die einer Tiefenerosion in den kanalartigen, engen Abschnitten entgegenwirkt. Vor den älteren Wuhren hatte sich zum Teil ein recht dichter Baumbestand entwickelt, der die Verbaunungen vor den angreifenden Wasserkraften schützte und mit dem Wurzelwerk ein Unterspülen der Fundamente erschwerte.

Bei den bestehenden Brücken wurde zur Einsparung von Brückenkosten der Fluss vielerorts eingeeengt, was die zusätzliche Gefahr eines Aufstaus der abfliessenden Wassermengen oder des Geschiebes und Geschwemmsels bedeutete.

Hochwasserereignis von 1987

Die Unwetter vom 18. bis 20. Juli 1987 mit ihren grossen Schäden im ganzen Puschlav entstanden als Folge einer starken Abschmelzung der Schneedecke und der Gletscher durch die in grosse Höhen herrschenden sehr warmen Sommertemperaturen, verbunden mit intensiven Niederschlägen am südlichen und östlichen Alpenhauptkamm. Die maximale Hochwasserspitze vom 18./19. Juli 1987 am Seeausfluss bei Miralago wurde aufgrund von Hochwasserspitzen auf rund 120 m³/s errechnet, was ungefähr einem 100jährigen Hochwasser entspricht. Die Hochwassermengen führten auf der ganzen Flussstrecke zur Zerstörung oder Beschädigung vieler der zum Teil sehr alten Wuhrmauern. Die durch einen Rütenniedergang eines Seitenbaches verursachte Flussstauung mit nachfolgendem Schwall beim Bruch vergrösserte die Hochwasserspitze erheblich. Zusätzlich führte der grösste Seitenbach Saiento eine äusserst grosse Wassermenge. Aufgrund der Hochwasserspitzen konnte im Bereich der Landesgrenze eine Abflussspitze von rund der zweifachen Seeausflussmenge abgeschätzt werden.

Schäden an den Siedlungen und Flussverbaunungen

Das geschiebelose Hochwasser aus dem Lago di Poschiavo führte im Flussbett mit grossem Längsgefälle zu einer starken Sohlenerosion und zum Einsturz zahlreicher Wuhren. Ausser den grossen Blöcken wurde im oberen Flussabschnitt alles feinere bis mittlere Material weggespült. Dadurch entstand eine sehr grobe Sohlenstruktur mit einer Eintiefung bis zu 2 m. Dank dem stabilen groben Untergrund aus Bergsturzmaterial mit grossen Blöcken wurde während dem Hochwasser eine noch grössere Tiefenerosion verhindert. Im stark eingeschnittenen Tal des oberen Flussabschnittes wurden trotz der Beschädigung der Wuhrbauten die Ufer nur geringfügig erodiert.

Während im steilen Oberlauf des Flusses grösstenteils Brücken und Kulturland zerstört wurden, führte der Po-

schivino zusammen mit dem stark Hochwasser führende Seitenfluss Saiento im Unterlauf zu grösseren Überflutungen mit Beschädigung von Siedlungen, Strassen und Flussverbauungen. Die Schäden waren praktisch ausschliesslich an den in den letzten Jahren nahe dem Fluss errichteten, neueren Bauwerken festzustellen. Im flacheren Unterlauf (Gefälle ca. 5%) führten grosse Materialablagerungen zur Überflutung des ganzen Talbodens und der dortigen Industrie- und Wohnzone. Die Materialablagerungen wurden durch den zum Teil starken Baumbewuchs im Flussbett noch gefördert.

Im Bereich des Dorfes Campocologno sind auf der Kurvenseite grosse seitliche Uferangriffe aufgetreten. Eine Materialablagerung hinter den geschlossenen und während dem Hochwasser nicht mehr bedienbaren Schützen der Wasserfassung des italienischen Unterliegerkraftwerkes führte zu einer Überflutung und monatelangen Ausserbetriebsetzung der Zentrale Campocologno.

Analyse der Schäden an den Flussverbauungen

Die Erosions- und Akkumulationszonen von Geschiebematerial wechseln entlang der Flussstrecke ständig ab. Die Uferangriffe und Schäden an den Wuhrbauten gehen oft von Störungen im Flussbett aus, wo durch grosse Blöcke oder Krümmungen Seitenströmungen entstehen, welche die Bauwerke bei grossen Abflüssen zerstören. Die Schäden setzen sich dann mäanderförmig entsprechend dem Hin- und Herpendeln des Flusses fort.

Die Analyse der Flussbauschäden im unteren Puschlav zeigt folgende mögliche Versagensursachen:

- ungenügend tiefe Foundation der Wuhrbauten in kanalisierten Flussstrecken mit Gefahr von Sohlenerosion
- keine durchgehend ausgeführten Fundamentblöcke der Wuhrmauern
- keine Massnahmen gegen Sohlenerosion in Steilstrecken
- seitliche Zerstörung der Flussverbauungen infolge starker Umlenkung des Abflusses durch grosse Blöcke oder nach engen Kurven

- Auflandung wegen zu breitem Gerinne in Flussabschnitten mit kleinem Gefälle
- Rückstau des Flusses mit Geschwemmsel- und Geschiebeablagerungen an zu kleinen Brückenöffnungen, Hindernissen und Bäumen
- rechteckige Einmündung kleiner Seitenbäche mit Materialablagerung und Rückstau im Hauptgerinne

Vielerorts lassen sich die Schäden auf eine Kombination dieser Versagensursachen zurückführen.

Folgerungen für die künftigen Flussverbauungen

Aus den in der Analyse der Schäden festgestellten Versagensursachen gilt es, für die neue Verbauung des Poschivino im unteren Puschlav oder auch anderer ähnlicher Flüsse folgende wichtigste Grundsätze einzuhalten:

- tiefe und stabile Foundation der Flussverbauungen mindestens 2 m unter die bestehende Flusssohle
- flexible Foundation bei Blockwurf mit Reserveblöcken am Böschungsfuss zur Stabilisierung des Wuhrs bei lokaler Erosion
- stabile Foundation bei Wuhrmauern aus Natursteinen oder Beton mit durchgehendem Fundament und Blockwurf am Mauerfuss
- an stark beanspruchten Aussenkurven ist der seitliche Blockwurf mit Betonquerriegeln im Abstand von 10 bis 20 m zu verstärken
- Sohlensicherung mit Beton- oder Blockschwellen in Abschnitten mit Gefahr von Tiefenerosion
- Verbreiterung von zu engen Brückenöffnungen
- tangentielle Einleitung von Seitenbächen ins Hauptgerinne
- Verengung des Gerinnes in Flachstrecken zur Erhöhung der Schleppkraft und gleichzeitiger Verhinderung von Auflandungen
- nur beschränkten Pflanzenwuchs im Gerinne zulassen

Adresse des Verfassers: Urs Müller, Dipl. Bauing. ETH, AG Ingenieurbüro Maggia, Beratende Ingenieure, Via St. Franscini 5, 6601 Locarno

Massnahmen zur Schadenminderung bei Hochwasserereignissen

J. Studer

Kissling + Zbinden Ingenieur AG, Bern

Zusammenfassung

Nicht bereits von Unwetterereignissen betroffene Gemeinden geben sich kaum Rechenschaft darüber, welche Auswirkungen ein solches Ereignis haben könnte. In vielen Fällen sind die Möglichkeiten zur Schadenverhütung oder Schadenminderung nicht ausgeschöpft worden. Mancherorts ist nicht bekannt, wie die Mittel im Bedarfsfall einzusetzen sind oder ob die Vorbereitungen genügen würden.

Mittels einer Umfrage bei betroffenen Gemeinden wurden Erfahrungen gesammelt und analysiert. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse stellen einen Beitrag zur Schadenverminderung dar, indem sie den für den Hochwasserschutz zuständigen Gremien ermöglichen, die Gefahrensituation besser abzuschätzen und die möglichen Vorsorgemassnahmen gezielter zu treffen.

Résumé

On constate que même les communes touchées par des crues catastrophiques ont de la peine à évaluer les conséquences d'un tel événement. Dans beaucoup de cas, les possibilités permettant de prévenir des dégâts ou de les réduire ne sont pas toutes exploitées. Dans bien des endroits, on ne sait pas comment mettre en oeuvre les moyens à utiliser en cas de besoin et si les mesures préventives vont suffire.

On a rassemblé et analysé les expériences faites dans les communes concernées. Les connaissances acquises à cette occasion permettent de mieux cerner le problème de la limitation des dégâts. Les organismes responsables de la protection contre les crues disposeront ainsi d'un instrument permettant de mieux évaluer les situations pouvant engendrer des dangers et de prendre des mesures préventives les plus adéquates.

1. Auftrag

Nach Unwetterereignissen stellt sich immer wieder die Frage «Sind wir vor Hochwasser sicher»? Die Erfahrung mit den Ereignissen 1987 hat einmal mehr gezeigt, dass nur in den seltensten Fällen eine Antwort gegeben werden kann und mancherorts kaum oder überhaupt nicht bekannt ist, «was und wann durch wen» gegen die nachteiligen Auswirkungen unternommen werden kann.

Schäden an Leib und Gut müssen jedoch nicht einfach hingenommen werden. Mit einer entsprechenden Vorbereitung können die Folgen von Unwetterereignissen in vielen Fällen wesentlich gemildert werden.

Ziel des Auftrages war es, die Erfahrungen betroffener Gemeinden zu sammeln, zu analysieren und in leicht verständlicher Form zusammenzustellen.

2. Vorgehensweise

2.1 Fragebogen

Für die Erhebung der Erfahrungen wurde ein Fragebogen ausgearbeitet. Die Gliederung umfasste die Hauptteile

- Fragen an die Gemeinde
- Fragen an die Kantone

Folgende Themenkreise waren zu beantworten:

- Angaben und Beobachtungen zum Hochwasserereignis
- Beschreibung des Gefahrenbereichs
- Kostenfolgen
- Typische Gefahrenquellen
- Verhalten der Katastrophenbewältigungsorganisation vor, während und nach dem Ereignis
- Organigramm der Katastrophenorganisation
- Kommunikation
- Technische Fragen

2.2 Auswahl der Gemeinden

Die Gemeinden wurden so ausgewählt, dass ein repräsentativer Querschnitt aus dem unwettergeschädigten Grossraum in der Schweiz erstellt werden konnte. Folgende Gemeinden wurden bearbeitet:

- | | |
|-------------|-------------------|
| - Hasle | Kanton Bern |
| - Willisau | Kanton Luzern |
| - Münster | Kanton Wallis |
| - Poschiamo | Kanton Graubünden |



Hochwasser des Biembaches/BE am 1. Juli 1987, 15 Uhr.

Weitere Erkenntnisse flossen ein aus den Unwettern:

- Kanton Uri
- Vechigen Kanton Bern

2.3 Durchführung der Erhebung

Im Wissen um die bekannten Schwierigkeiten beim Ausfüllen von Fragebogen wurden mit den Gemeinden Interviews durchgeführt, an denen die Fragen diskutiert und soweit möglich, beantwortet wurden.

Die Arbeit wurde zudem dadurch erleichtert, dass nebst den Vertretern der Gemeinde gleichzeitig Vertreter von Kanton und Bund an den Besprechungen teilnahmen.

2.4 Auswertung der Fragebogen

Die Einheitlichkeit des Fragebogens erlaubte es, die Angaben auch quer zu vergleichen. Dabei zeigten sich erstaunliche Übereinstimmungen bei verschiedenen aufgetretenen Problemen, beispielsweise bei Kommunikationsschwierigkeiten.

2.5 Zusammenstellung der Erfahrungen

Die bei der Auswertung der Fragebogen gewonnenen Erkenntnisse wurden so zusammengefasst, dass sie auch für den «wasserbaulichen Laien» (Gemeinderäte, Bauverwaltungen, Feuerwehr- und Zivilschutzorganisationen, usw.) verständlich sind.

Die Erkenntnisse können dazu beitragen, die aktuelle Gefährdung durch Hochwasser abzuschätzen und mögliche Vorsorgemassnahmen zu treffen.

Es gilt jedoch zu beachten, dass

- zur Lösung verschiedener Probleme Fachleute beigezogen werden müssen,
- jedes Hochwassereinzugsgebiet seine ganz eigenen Charakteristiken aufweist (Topographie, Geologie, Nutzung, usw.),
- jede Gemeinde andere oder auch keine für einen Hochwasserschutz wirksamen Infrastrukturen aufweist.

2.6 Ausblick

Die im Rahmen des vorliegenden Auftrags gesammelten Erfahrungen bilden eine wesentliche Grundlage für eine vom Bundesamt für Wasserwirtschaft und interessierten Kreisen in Aussicht genommene Broschüre über «Massnahmen zur Schadenminderung». Mit einer solchen Schrift sollen einerseits dem Nicht-Fachmann die notwendigen Hinweise für Möglichkeiten zur Schadenminderung gegeben werden und andererseits Entscheidungsbehörden (insbesondere auf Stufe Gemeinde) über Ursachen und Folgen orientiert werden.

3. Aufbau und Inhalt der Zusammenstellung

3.1 Aufbau

Die Zusammenstellung weist folgende drei Hauptteile auf:

- A Erhebung und Aufarbeitung von vorhandenen Grundlagen

Die Erkenntnisse dieses Teils A erlauben es, Antworten auf den Teil C zu geben und die Resultate zu beurteilen.

- B Erkenntnisse aufgrund früherer Ereignisse

Erfahrungsgemäss wiederholen sich Ereignisse mit einer kürzeren oder längeren Frequenz (z.B. Poschiavo: Entsprechendes Ereignis 1834; Vechigen: drei Ereignisse innerhalb von 14 Monaten). Tendenziell können frühere Ereignisse auch für künftige Katastrophen Angaben liefern.

- C Hilfen für eine allfällige Katastrophenbewältigung

- Prävention

Diese Überlegungen können dazu beitragen, eine Hochwassersituation frühzeitig zu erkennen und die notwendigen respektive möglichen Massnahmen zu treffen.

- Einsatz von externen Hilfen während des Ereignisses

Es empfiehlt sich, Überlegungen betreffend des Einsatzes fremder Hilfsmittel vorgängig anzustellen.

- Administrative Aspekte

Ein Unwetterereignis muss nicht zuletzt auch administrativ und finanziell bewältigt werden. Die vorgängige Abklärung der erforderlichen Bewilligungsverfahren kann vielen Ärger ersparen.

3.2 Inhalt der Zusammenstellung

Die einzelnen Kapitel der Zusammenstellung weisen folgenden Inhalt auf:

- Gegenstand
- Erläuterungen zum Gegenstand
- Empfehlung

Anhang:

Zusammenstellung von Massnahmen zur Schadenminderung

Teil A

Erhebung und Aufarbeitung von vorhandenen Grundlagen

- A 1 Angaben, die für eine Gemeinde von Interesse sind
A 10 Auslösende Momente von Hochwasserereignissen

Mögliche Hochwasserkonstellation

Jedes Einzugsgebiet weist spezifische Eigenschaften zur Bildung von Hochwasser auf. Je nach Art der Hochwasserbildung ergeben sich für die Gerinne verschiedene Gefährdungskriterien:

Winterhochwasser als Folge von Schneeabregnung sind gekennzeichnet durch meist langsam anlaufende Hochwasserwellen und relativ langdauernde Hochwassersituationen. Geschiebeprobleme erreichen selten grössere Ausmasse.

Sommerhochwasser als Folge von Starkregen und Hagelwetter sind gekennzeichnet durch zeitlich kurze, jedoch hohe Spitzenabflüsse. In kleinen Einzugsgebieten (bis ca. Gemeindegrösse) ist mit dem Überlauf oder gar der Zerstörung von Gerinnen sowie mit Überflutungen von Gebäuden, Landschaft und Infrastrukturanlagen zu rechnen. Als Folge von Hang- und Sohlenerosionen können sich grosse Geschiebemengen ansammeln. Dabei kann es zu Aufschopungen oder Abtiefungen in Gerinnen, Überdeckungen von angrenzendem Gelände, Verstopfungen von Durchlässen, Unterbrüchen von Strassen und Bahnen usw. kommen.

Je grösser das Einzugsgebiet ist, desto eher ist mit Auswirkungen zu rechnen, wie sie für Winterhochwasser charakteristisch sind.

Empfehlung

- Aktuelle Beobachtungen auswerten
- Überprüfung historischer Quellen
- Theoretische Überlegungen von Fachstellen

Einfluss der meteorologischen Konstellation im Einzugsgebiet

Aspekte wie Schneesituation oder Gewittersituation haben wesentlichen Einfluss auf ein Hochwasserereignis. Bezüglich der Anfälligkeit gegen Erosionen und Rutschungen spielt auch die aktuelle Vernässung des Bodens durch Niederschläge eine ausserordentliche Rolle.

Empfehlung

- Aktuelle Beobachtungen auswerten
- Überprüfung historischer Quellen
- Theoretische Überlegungen von Fachstellen

Einflüsse der Topographie und der Bodenbedeckung

Aspekte wie

- Steilheit und Form des Einzugsgebietes
- Bodenbedeckung (Wiesen, Wald, Überbauungen, Fels, Gletscher usw.)
- Einsickerungsmöglichkeiten von Niederschlägen
- Natürliche und künstliche Barrieren

sind für die Abschätzung des Gefahrenpotentials von ausschlaggebender Bedeutung.

Empfehlung

Die Interpretation dieser Aspekte in bezug auf mögliche Hochwasser sollte durch einen Fachmann (Kanton, Ingenieurbüro usw.) erfolgen.

A 11 Zustand der Einzugsgebiete

- Im Falle nichtentlasteter Geschiebeherde im Einzugsgebiet oder im Gerinnebereich besteht die Gefahr von Murgängen respektive von Geschiebetrieb
- Liegt loses Holz im Einzugsgebiet oder im Gerinnebereich besteht die Gefahr von Verklausungen oder Beschädigungen von Gerinnen
- Je nach Zustand der Vegetation (Grasbedeckung: kurz, lang, dicht usw.) bewegt sich der Abfluss des Regens langsamer oder schneller
- Gefrorener Boden wirkt sich erheblich auf das Ausmass des oberirdischen Abflusses aus.

Empfehlung

- Vorsorglich Geschieberückhaltmassnahmen treffen
- Räumung von losem Holz

A 12 Zustand der Gerinne

Der Abfluss im aktuellen Gerinne kann durch verschiedene Randbedingungen beeinflusst werden:

- Verbauungsgrad und Zustand der Verbauungen (Durchflusskapazität, Stabilität usw.)
- Schlechter Unterhalt (Schäden an Ufer und Sohle, Holzeinwuchs oder Ablagerungen)
- Ungenügende Gerinnkapazität infolge ungenügendem Querschnitt oder Einbauten
- Engstellen im Gewässer (Brücken, Durchlässe, Überdeckungen wie Holzlagerplätze)
- Nicht geleerte Geschiebesammler

Empfehlung

Festgestellte Mängel, die eine negative Beeinflussung des Funktionierens eines Gerinnes in einer Hochwassersituation ergeben, sind zu beheben.

A 13 Gefahrenpotential in einer Hochwassersituation

Zur vorsorglichen Planung von Sicherungsmassnahmen in einem möglichen Überschwemmungsgebiet können folgende Überlegungen weiterhelfen:

Potentielles Überschwemmungsgebiet

- Orte mit Gerinnen von ungenügenden Gerinnkapazitäten
- Orte mit schadhafte Gerinnen
- Gerinneengstellen
- Mögliche Gerinneausweichrouten (Strassenzüge, Eisenbahntrasse usw.)
- Geländemulden
- Künstliche Barrieren wie Häuser, Dämme usw.

Gefährdete Personen

- Auf Arbeitsplätzen in potentiellen Überschwemmungsgebieten respektive Rutschzonen
- In Häusern in potentiellen Überschwemmungsgebieten respektive Rutschzonen

Gefährdete Infrastrukturanlagen

- Strassen
- Bahnen
- Elektrizitätswerke, Anlagen der Gas- und Wasserversorgung
- Kommunikationseinrichtungen wie Telefonzentralen, Sender usw.

Empfehlung

Vorsorgemassnahmen treffen und Alarmierungsplan ausarbeiten. Wichtig: Besondere Beachtung ist der Sicherung der Kommunikationsmittel zu schenken, wurden diese doch in den meisten der befragten Gemeinden beschädigt und konnten ihre Aufgabe nicht erfüllen.

A 2 Mögliche Informationsquellen

A 20 Gemeindeebene

- Beobachtungen von Einwohnern, insbesondere Anstössern an Gerinnen
- Bauamt
- Gemeinderat
- Ingenieurbüros für vorhandene Projekte
- Polizei
- Feuerwehr
- Zivilschutz
- usw.

A 21 Kantonsebene

- Wasserbau- oder Wasserwirtschaftsämter
- Meliorationsämter
- Forstämter
- Gebäudeversicherung
- Katastrophenorganisationen
- usw.

A 22 Bundesebene

- Bundesamt für Wasserwirtschaft
- Landeshydrologie und -geologie
- Zentralstelle für Gesamtverteidigung
- Bundesamt für Zivilschutz
- Hochschulinstitute
- usw.

Teil B

Erkenntnisse aufgrund früherer Ereignisse

Hochwasserereignisse wiesen auch in früheren Zeiten einen spektakulären Charakter auf und wurden meist gut aufgezeichnet und dokumentiert.

Die Ausführungen geben in vielen Fällen auch heute noch gute Anhaltspunkte über den möglichen Verlauf eines Hochwasserereignisses.

Empfehlung

Akten studieren und den damaligen Zustand mit dem heutigen vergleichen.

Wichtig: Die Veränderungen der Landschaft durch Bauwerke (Gebäude, Strassen, Eisenbahnen, künstliche Gerinne, Kanalisationen u.s.w.) können sich auf ein Hochwasserereignis massgeblich auswirken. Die Situation bei Ereignissen von einst dürfen deshalb nicht unverändert auf heute übertragen werden.

Teil C

Hilfen für eine allfällige Katastrophenbewältigung

C 1 Prävention

Es ist darauf zu achten, dass im Bezug auf eine Vorsorge nur Massnahmen vorgeplant oder bereitzuhalten sind, die in einem Katastrophenfall auch eine Chance zu funktionieren haben. Die Erhebungen haben gezeigt, dass selbst ausgeklügelte Katastrophenszenarien zu Notizpapier degradiert werden, wenn sie nicht unter schlechtesten Voraussetzungen ausführbar sind.

Empfehlung

Aufgrund der Erkenntnisse aus Teil A sind notwendige und mögliche vorsorgliche Schutzmassnahmen zu überlegen. Die Überlegungen sollen es erlauben, einen Vorsorgeplan ausarbeiten zu können.

Wichtig: Jedes Schadenereignis hat seinen ganz speziellen Charakter und muss gezielt bewältigt werden. Der Vorsorgeplan kann dabei als Fundament und Richtschnur dienen.

Bei der Ausarbeitung eines Vorsorgeplans sind folgende Detailfragen von besonderer Bedeutung:

C 10 Schutz des gefährdeten Potentials

Es stellt sich die Frage, inwieweit die gefährdeten Objekte überhaupt innert nützlicher Frist geschützt werden können. Meist laufen die Hochwasserwellen so schnell an, dass nur sehr einfache mobile und bereitgestellte Gegenmassnahmen eine Chance zur Sicherung gefährdeter Objekte haben. In den übrigen Fällen gilt die

Empfehlung

«Rette sich wer kann, und dann nichts weiteres tun als warten, bis sich die Verhältnisse einigermaßen normalisieren» (Gemeinde Hasle).

Bessere Chancen haben gezielte Verbauungsmassnahmen im Einzugsgebiet und in den Gerinnen, wie auch fixe Sicherungsmassnahmen für Einzelobjekte.

C 11 Maschinen und Material für den Katastrophenfall

Für die Katastrophenbewältigung spielt die Verfügbarkeit von Baggern, Transportfahrzeugen, Kompressoren, Pumpen, Notstromaggregaten usw. eine wesentliche Rolle.

Empfehlung

In meteorologisch kritischen Jahreszeiten ist zu empfehlen, sich über das Vorhandensein sowie über die Benützungsmöglichkeit von Baumaschinen einschliesslich Kleingeräte zu informieren. Evtl. muss auch auf Baumaschinen ausserhalb des Gemeindegebietes zurückgegriffen werden.

Die Bevölkerung muss über den Ablauf und die Konsequenzen des Schadenereignisses jederzeit orientiert werden können.

C 12 Funktionsfähigkeit der Kommunikation

Die Bevölkerung muss über den Ablauf und die Konsequenzen des Schadenereignisses jederzeit orientiert werden können.

Empfehlung

Das gesamte Kommunikationssystem ist so zu konzipieren, dass es nicht durch Hochwasser ausser Betrieb gesetzt werden kann. Ist die Sicherung für Fixanlagen nicht zu erreichen, so sind Anlagen wie

- Funkgeräte
- Megaphone
- Mobile Sender
- Kommunikationsstationen ausserhalb des Gefahrenbereichs jederzeit in Bereitschaft zu halten.

C 13 Strassen- und Bahnverbindungen, Verkehrsregelung

Es ist zu prüfen, inwieweit das Siedlungsgebiet durch Hochwasser erschliessungsmässig von der «Aussenwelt» abgeschnitten werden kann.

Empfehlung

- Bereithalten von Sanitäts-, Zivilschutz- und Feuerwehrmaterial als Reserve während der Zeit des Abgeschnittenseins von der «Aussenwelt»
- Bereitstellung (organisatorisch, praktisch) von Baumaterial (z.B. Holz für Notbrücken) und Baumaschinen für Wiederherstellung der Verbindungen (Strasse, Bahn).

C 14 Medizinische Versorgung

Bergung, Transport und Betreuung von Verletzten sind in Katastrophenfällen von zentraler Bedeutung.

Empfehlung

Ein entsprechendes Konzept ist mit den Fachleuten abzusprechen, insofern nicht gemeindeeigene Organisationen über die notwendigen Infrastrukturen verfügen.

C 15 Stellen die im Notfall Hilfe leisten können

Verschiedene Stellen auf Stufe Bund, Kanton und Gemeinde sind in der Lage, in Notfällen direkt oder indirekt Hilfe zu leisten.

Empfehlung

Die für die Bewältigung einer Katastrophensituation verantwortlichen Stellen sollten sich über die Hilfsmöglichkeiten informieren und dokumentieren:

- Welche Institutionen können Hilfe leisten?
- Möglichkeiten der verschiedenen Institutionen?
- Kontaktpersonen/Telefonnummern
- Kostenfolgen?
- Verfahrensfragen
- Verteilung von Spenden
- usw.

C 16 Evakuierungsmöglichkeiten

Die kurzfristige Bereitstellung von Notunterkünften und die Sicherstellung der Verpflegung ist oft mit Problemen verbunden.

Empfehlung

Die vorgängige Lösung dieser Frage kann die Arbeit eines Krisenstabes wesentlich erleichtern.

C 17 Kompetenzen und Pflichten im Katastrophenfall

Kompetenzfragen betreffend Überwachung, Alarmierung, organisatorische und bauliche Anordnungen u. s. w. sind in vielen Fällen nicht ausreichend oder gar nicht geregelt.

Empfehlung

Kompetenzfragen vorgängig festlegen und wenn immer möglich austesten.

C 18 Wetterüberwachung

Die Zeit unmittelbar nach einem Ereignis ist von Aufräumarbeiten geprägt. Ungünstige Witterungseinflüsse können die mit solchen Arbeiten beschäftigten Leute gefährden.

Empfehlung

Sicherstellung der Beobachtung des Wetters und der Alarmierung in kritischen Wetterphasen.

Wichtig: In Berggebieten ist besonders auf die 0-Grad-Grenze zu achten (Loslösung von gefrorenen Gesteinspaketen, Einsickerung von Wasser in Schutthänge, u. s. w.).

C 19 Bewältigung eines Ereignisses in personeller Hinsicht

Die personelle Beschickung eines Krisenstabes kann nicht allgemein festgelegt werden. Sie ist stark abhängig von der bestehenden Organisation des Gemeindegewesens.

Empfehlung

Dem Krisenstab sind frühzeitig die notwendigen Kenntnisse zu vermitteln und die erforderlichen Kompetenzen zu übertragen.

C 20 Führung im Krisenstab

Es «führen viele Wege nach Rom». Deshalb soll kein Rezept gegeben, sondern einzig darauf hingewiesen werden, welche Vorgehensweisen sich bewährt haben.

Empfehlung

- Kurze und straffe Rapporte
- Überblick nicht nur gewinnen, sondern auch befehlen
- Die Information der Bevölkerung muss rasch anlaufen
- Mut zum Entscheid. Eine ganze Reihe von Behörde-Entscheiden (Notstandsentscheide) können an Rapporten getroffen werden.

C 2 Einsatz externer Hilfen während eines Ereignisses

C 21 Personelle Hilfen plus Werkzeuge

Der Einsatz fremder Hilfen wie Militär, Freiwillige usw. kann kaum vorgängig festgelegt werden. Jedes Katastropheneignis wird individuelle Anforderungen an dessen Bewältigung stellen.

Die Überlegungen im Kapitel C 1 Prävention werden es jedoch erlauben, im Bedarfsfall gezielt Hilfen anzufordern und einzusetzen.

C 22 Finanzielle Hilfen

Die Leistungen von Bund und Kanton sowie der ordentlichen Versicherungen decken meist nicht den vollen Umfang der Schäden. Für die Gemeinden und Privaten bleiben oft kaum tragbare Restkosten.

Empfehlung

Bereits in der Phase Prävention Informationen über weitere Finanzierungsmöglichkeiten sammeln.

Im Katastrophenfall sind die Schäden möglichst rasch zusammen mit den entsprechenden Schadeninspektoren festzuhalten. Als äusserst aufwendig erwies sich die Verteilung von Spenden.

Empfehlung

Es lohnt sich in jedem Fall, sich bezüglich der Punkte

- Feststellung der Restkosten
- Aufteilung der Spendegelder
- Kontrolle der Forderungen
- Auszahlung der Gelder

einige Gedanken über die Abwicklung zu machen.

C 3 Administrative Konsequenzen (Beiträge-Bewilligungen)

Wie bereits im Kapitel C 22 «Finanzielle Hilfen» angetönt, sind Bund und Kantone in der Lage, die Gemeinden mit ordentlichen – und im Katastrophenfall meist auch mit ausserordentlichen – Beiträgen (Subventionen) zu unterstützen.

Damit die Gelder später auch fliessen können, ist es Vorschrift, dass bereits in der ersten Phase der Katastrophenbewältigung die zuständigen Fachstellen kontaktiert werden und dass die Arbeiten mit den kantonalen respektive eidgenössischen Fachstellen abgesprochen werden.

Empfehlung

Studium der einschlägigen Gesetze, Verordnungen und Wegleitungen.

Stand der Kenntnisse zur Klimaveränderung in bezug auf die Ursachenanalyse des Hochwassers 1987

Manuel Gossauer, Kerry Kelts, Atsumu Ohmura
ProClim

Das Klimaprogramm der Schweiz
Le Programme Climatologique Suisse
Hirschengraben 11, 3001 Bern

Zusammenfassung

Der Zusammenhang zwischen der mittleren globalen Temperatur und der Konzentration von Treibhausgasen ist gesichert. Eine starke Zunahme der Treibhausgase in der Atmosphäre ist seit Beginn der industriellen Revolution nachweisbar. Grosse Unsicherheiten bestehen bei der Abschätzung der regionalen Klimaveränderungen, werden diese doch von der Entwicklung der Wasserzirkulationssysteme der Ozeane beeinflusst. Entsprechend unsicher sind die Vorhersagen der Folgen einer Erwärmung für den Alpenraum. Es gibt Argumente, die eine Erhöhung des Hochwasser- und Murgangrisikos möglich erscheinen lassen.

Résumé

La relation entre la température moyenne globale et la concentration des gaz à l'origine de l'effet de serre est certaine. Il en est de même de la forte augmentation de ces gaz dans l'atmosphère depuis le début de la révolution industrielle. De grandes incertitudes subsistent en ce qui concerne l'évolution des modifications climatiques régionales; ces dernières sont encore influencées par le développement du système de circulation des océans. De manière analogue, les pronostics relatifs au réchauffement dans la région des Alpes sont incertains. Il existe des arguments qui tiennent comme possible l'augmentation des risques de crues et de coulées de pierre et de boue.

Einleitung

Häufigkeit und Intensität von Hochwassern werden durch verschiedene Komponenten des örtlichen Klimas bestimmt. Prognosen einer allgemeinen Erwärmung der Erde durch eine vom Menschen verursachte Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre implizieren eine signifikante Veränderung des Klimas für weite Teile der Erde. Inwiefern diese Hypothesen gesichert sind und was das für den Alpenraum in bezug auf Hochwasser bedeuten könnte, ist Gegenstand des vorliegenden Berichts. Klimaparameter sind neben der Durchschnittstemperatur auch die mittleren saisonalen Schwankungen von Bewölkung, Wind, Evaporation, Niederschlagsintensität, -menge und -verteilung, im Alpenraum aber auch das Verhältnis von festem zu flüssigem Niederschlag. Indirekt verknüpft damit sind Oberflächenabfluss, Infiltration und Transport im Grundwasser, Erosion, Permafrost, Gletscherbewegungen, Seespiegel, Auftreten von Frost, Blütezeiten, Ernten, Waldschäden usw. Vom Standpunkt der Hochwasseranalyse aus sind es die Häufigkeit von Extremereignissen oder die Anhäufung von kleineren Ereignissen in kurzer Zeit und auf kleinem Raum, welche die Bodenkapazität übertreffen, und die zur Hochwassergefährdung führen.

Der anlässlich der Zweiten Weltklimakonferenz von Anfang November 1990 erschienene Bericht des Intergovernmental

Panel on Climate Change (IPCC) [10]), fasst das gesicherte Wissen zum Treibhauseffekt zusammen. Die folgenden Ausführungen stützen sich deshalb weitgehend auf dieses Dokument, an dem auch die Schweizer Wissenschaftler H. Oeschger und U. Siegentaler massgeblich beteiligt waren. Daraus ergeben sich unter anderem die nachstehenden Schlussfolgerungen:

Menschliche Aktivitäten erhöhen die Konzentrationen der Treibhausgase in der Atmosphäre wesentlich. Der Anstieg von CO₂, CH₄, N₂O und den FCKWs verstärkt den Treibhauseffekt und führt damit zur Erwärmung der Erdoberfläche. Das wichtigste natürliche Treibhausgas, der Wasserdampf, wird als Folge der globalen Erwärmung ebenfalls zunehmen und so den Treibhauseffekt weiter verstärken.

Dazu muss festgehalten werden:

Extrapolationen vergangener Klimata sind für eine Zukunftsprognose kaum anwendbar, da es für die vorausgesagte Erwärmung keinen Analogiefall in der Vergangenheit gibt. Globale Klimamodelle sind heute noch nicht in der Lage, für die zukünftige Entwicklung des Klimas im Alpenraum gültige Aussagen zu machen.

1. Welche Beobachtungen lassen vermuten, dass sich das Klima in den nächsten Jahren stark verändern kann oder bereits verändert hat?

1. Das Klima als veränderliches System

Das Klima ist die Zusammenfassung der erdnahen und die Erdoberfläche beeinflussenden atmosphärischen Zustände und Witterungsvorgänge während eines längeren Zeitraumes in charakteristischer Verteilung der häufigsten, mittleren und extremen Werte.

Wir kennen vom Klima im Verlauf der letzten zwei Jahrtausende keinen stabilen Dauerzustand. Erdgeschichtlich gesehen, befinden wir uns heute in einer der kurzen Wärmeperioden, welche die Eiszeiten unterteilen. Es war jedoch nie so warm, wie es der IPCC-Bericht für das Ende des nächsten Jahrhunderts voraussagt: selten stiegen die Temperaturen so schnell an, wie es für die nächsten fünfzig Jahre erwartet wird (siehe Anhang). Seit dem Beginn der meteorologischen Messreihen gegen Ende des letzten Jahrhunderts ist die globale Mitteltemperatur bis heute zwischen 0.4 und 0.7°C angestiegen.

Die Definition einer solchen globalen Mitteltemperatur bereitet allerdings einige Schwierigkeiten:

1. Die Messstationen sind nicht homogen über die ganze Erde verteilt; auf der Nordhemisphäre ist das Messnetz wesentlich dichter.
2. Im Verhältnis zur Oberfläche sind die Ozeane deutlich untervertreten, da die meisten Messungen auf Landstationen beruhen.
3. Viele der Stationen mit langen Messreihen stehen in grossen Städten und weisen deshalb einen nur schwer zu quantifizierenden thermischen Stadteffekt auf.

1.1 Die wichtigsten Steuergrössen des Klimas

Der Motor für die globale Klimaanlage ist die Sonne. Die Absorption und Umsetzung von solarer Strahlung an einem bestimmten Ort werden durch die relative Lage der Erde zur Sonne, die Zusammensetzung und Sorptionseigenschaften der Atmosphäre, die Menge an Wasserdampf und Wolkenbildung, das Reflexionsvermögen der Oberfläche, die Bo-

denfeuchte sowie die Austauschprozesse zwischen Bio- und Atmosphäre geregelt. Diese sind alle variabel und durch positive und negative Rückkopplungs- und Synergieeffekte miteinander verbunden. Die wichtigsten dieser Faktoren sind:

- **Zunahme der mittleren Land-Oberflächentemperatur:** In den letzten 100 Jahren nahm diese um ca. $0.3-0.6^\circ\text{C}$ zu.
- **Sonnenstrahlung:** Die Schwankungen der von der Sonne abgestrahlten Energiemenge sind im Verhältnis zu anderen Einflüssen sehr gering (0,15% [FRÖHLICH 1990]). Die Sonnenstrahlung wurde früher oft als konstant angenommen. Neuere Untersuchungen zeigen aber, dass die Solarkonstante im Zeitraum von einigen 100 Jahren mehr geschwankt haben könnte. Man vermutet heute, dass dies zumindest teilweise die Ursache der als kleinen Eiszeit bekannten Abkühlungsphase zwischen dem 16. und 19. Jahrhundert war.
- **Erdbahnparameter:** Die periodischen Schwankungen der drei Orbitaleigenschaften der Erde, Ekliptikneigung, Exzentrizität und Präzession, beeinflussen das Einstrahlungsbudget für die verschiedenen Gebiete der Erde. Sie weisen zyklische Schwankungen auf, die von Milankovitch erstmals berechnet wurden und heute als Basishypothese für die periodischen Eiszeiten akzeptiert sind.
- **Charakteristik der Erdoberfläche:** Die Verteilung von Land, Wasser, Eis und Vegetation hat einen entscheidenden Einfluss auf das Absorptions- und Rückstrahlungsvermögen der Erde. Diese sogenannte Albedo ist eine wichtige Komponente des Klimasystems und mitentscheidend für den Energie- bzw. Wärmehaushalt der Erde.
- **Zusammensetzung der Atmosphäre:** Etwa 3% der auftretenden kurzwelligeren Strahlung von 1368 Wm^{-2} wird schon in der Stratosphäre absorbiert, weitere Teile werden in der Troposphäre vor allem durch Wasserdampf (12%), Sauerstoff (2%), Kohlendioxid (1%) oder durch Aerosole (1%) absorbiert. Eine noch wichtigere Rolle kommt den Wolken zu: Etwa 4% der Strahlung werden durch sie absorbiert und etwa 22% werden über bewölkten Gebieten reflektiert. Über wolkenfreien Gebieten beträgt die Reflexion im Mittel 8%. Die von der Erdoberfläche emittierte langwellige Strahlung kann die Atmosphäre zu einem guten Teil nicht durchdringen und wird durch die Treibhausgase, vor allem Wasserdampf und Kohlendioxid absorbiert.

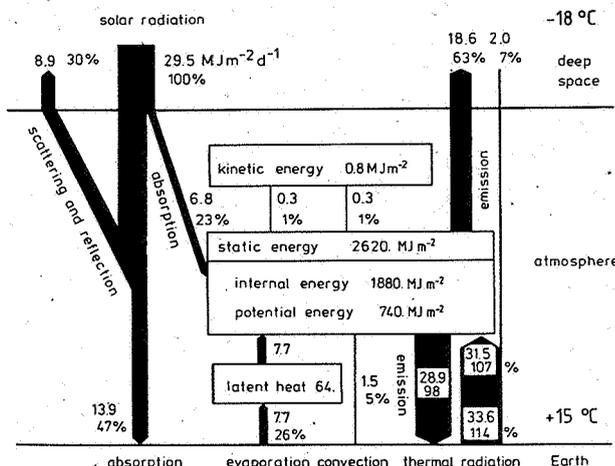


Abb. 1: Globale Jahresmittelwerte (%) des Strahlungshaushalts der Erde und von Transporten fühlbarer und latenter Wärme, bezogen auf die solare Einstrahlung. 100% = 1368 Wm^{-2} (HUTTER/BLATTER/OHMURA 1990).

Die Atmosphäre wirkt also genau gleich wie das Glasdach eines Gewächshauses: Energiereiche, kurzwellige Strahlung wird hereingelassen, langwellige jedoch absorbiert und reflektiert, was zu einer Erwärmung im Innern führt.

In Abbildung 1 ist der Strahlungshaushalt der Erde vereinfacht dargestellt.

1.2 Das Treibhaus Erde

Der Treibhauseffekt der Erdatmosphäre lässt sich aufgrund chemischer und physikalischer Gesetzmäßigkeiten erklären. Die Theorie stimmt mit von Satelliten gemessenen Werten für den Strahlungshaushalt der Erde überein. Heute kennt man nicht nur die Zusammensetzung der Atmosphäre der Erde, sondern auch diejenige der erdnahen Planeten Venus und Mars, und deren Strahlungsbilanzen und Orbitaleigenschaften. Ein Vergleich der auf diesen Planeten herrschenden Klimabedingungen mit der Treibhaustheorie zeigt eine sehr gute Übereinstimmung.

Die Treibhausgase Wasserdampf, CO_2 , O_3 , N_2O , CH_4 , FCKW sind gegenüber kurzwelliger Solarstrahlung durchlässig. Sie haben jedoch die Eigenschaft, langwellige Strahlung in gewissen Bereichen des Spektrums mit unterschiedlicher Effizienz zu absorbieren (Abbildung 2).

Ohne die natürlichen Treibhausgase, bei sonst gleichen Bedingungen, wäre die mittlere Oberflächentemperatur der Erde -18°C anstelle der heutigen $+15^\circ\text{C}$. Diese Tatsache illustriert die Bedeutung des Treibhauseffekts.

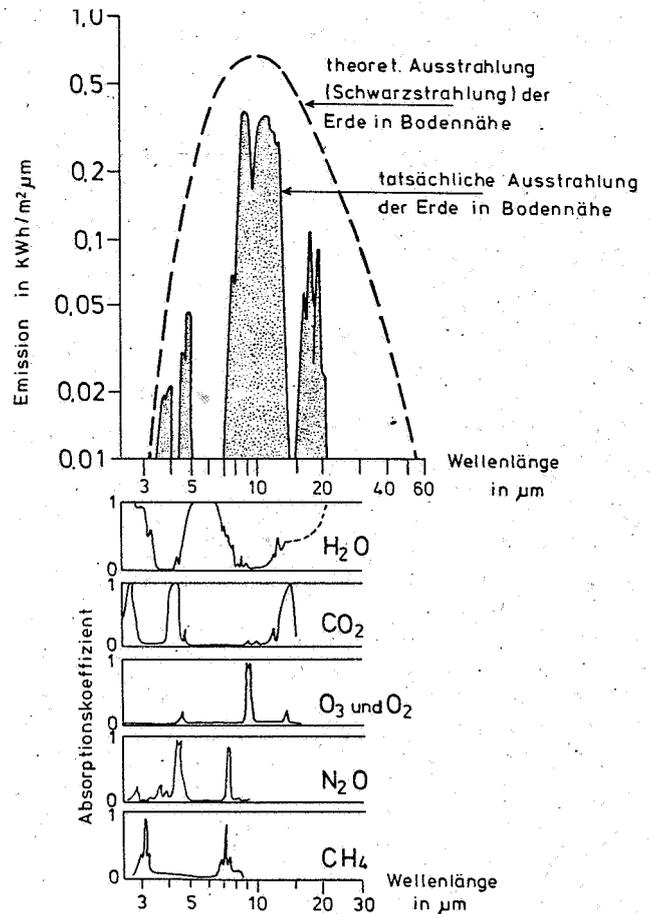


Abb. 2: Oben: Theoretische Ausstrahlung der Erdoberfläche ohne Treibhauswirkung (gestrichelte Kurve) und tatsächliche Ausstrahlung (gerasterte Fläche) aufgrund der Wirkung der Treibhausgase. Unten: Wellenlängenbereiche, in denen die einzelnen Treibhausgase die Wärmeabstrahlung absorbieren. Der Absorptionskoeffizient gibt die Intensität dieser Absorption an (SCHÖNWIESE/DIEKMANN 1989).

Spurengas	atmosphärische Konzentration [ppm]	derzeitiger relativer Erwärmungseffekt [%]
H ₂ O	2-3 x 10 ³	62.5
CO ₂	354	22.5
O ₃	0.03	7.5
N ₂ O	0.3	2.5
CH ₄	1.7	2.5
andere		2.5
total		100

Tabelle 1: Derzeitiger Treibhauseffekt der wichtigsten klimawirksamen Spurengase (SCHÖNWIESE/DIEKMANN 1989).

In der Tabelle 1 sind die gegenwärtigen Konzentrationen und der entsprechende relative Erwärmungseffekt für die wichtigsten Gase dargestellt.

1.3 Die Rolle der Ozeane

Infolge der hohen Wärmekapazität von Wasser sind in den Ozeanen enorme Energiemengen gespeichert. Allein die oberen drei Meter der Ozeane speichern ebensoviel Wärme wie die gesamte Atmosphäre (MÖHRING 1990). Die Meeresströmungen sind entscheidend für den globalen Wärmetransport. Europa profitiert so unter anderem vom Golfstrom, der in den Tropen der Karibik grosse Wärmemengen aufnimmt und zu uns transportiert. Diese Warmwasserheizung war in der Vergangenheit zumindest einmal entscheidend unterbrochen, was zu einem abrupten Klimawechsel in Europa führte (siehe Anhang).

Der CO₂-Haushalt der Ozeane ist kompliziert. Neuere Untersuchungen deuten darauf hin, dass lediglich etwa 50% des anthropogenen CO₂ aufgenommen werden können. Die Ozeane spielen jedoch eine Schlüsselrolle im globalen Klimasystem, weil sie rund 60 mal mehr CO₂ in gelöster Form enthalten als die Atmosphäre, und sich somit schon kleinste Verschiebungen in ihrem CO₂-Haushalt wesentlich auf das Klima auswirken können.

2. Hinweise auf aktuelle Klimaveränderungen

2.1 Globale Klimaveränderungen nach IPCC

Gemäss dem IPCC-Bericht dokumentiert sich die globale Erwärmung wie folgt:

- **Zunahme der mittleren Land-Oberflächentemperatur:** In den letzten 100 Jahren nahm diese um ca. 0.3–0.6°C zu.
- **Zunahme der mittleren Oberflächentemperatur der Ozeane:** Auch hier zeigt sich über die ersten 70 Jahre dieses Jahrhunderts ein zunehmender Trend.
- **Erhöhung des mittleren Meeresspiegels:** Diese wird derzeit auf ca. 15 ± 1.5 cm pro Jahrhundert geschätzt. Dabei können etwa 10 cm durch das Abschmelzen von Landeismassen und 2–3 cm durch die thermisch bedingte Ausdehnung des Meerwassers erklärt werden (HUTTER/BLATTER/OHMURA 1990).
- **Globaler Gletscherrückzug:** Sowohl auf der Nord- wie auch auf der Südhemisphäre setzte im 19./20. Jahrhundert ein sehr schneller Rückzug der Gletscher aller Hochgebirge ein.

2.2 Klimaveränderungen in der Schweiz

Auch in der Schweiz waren in den letzten Jahren verschiedene Phänomene feststellbar, die den oben genannten Beobachtungen zumindest nicht widersprechen:

2.2.1 Änderung des Schnee-Regenverhältnisses

Auf der Alpensüdseite hat sich in den letzten Wintern das Verhältnis von festem zu flüssigem Niederschlag deutlich gegen den Regen hin verschoben. Für die Station San Bernardino wurde die Schneehöhe am Ende des Monats Dezember mit der Summe der gefallenen Niederschläge (Regen und geschmolzener Schnee) verglichen. Im Laufe der letzten zehn Jahre nahm der Quotient von Schneehöhe zu Monatsniederschlag stark ab, obwohl die Niederschläge, abgesehen von einigen extrem trockenen Jahren, im Vergleich zu früher nicht wesentlich abgenommen haben. Dieses Phänomen lässt sich durch einen erhöhten Anteil von flüssigem Niederschlag und/oder durch erhöhte Temperatur erklären, die ein Setzen der Schneedecke begünstigt (SPINEDI 1990).

2.2.2 Veränderungen in der Wasserbilanz

Wenn man die Auswertung historischer Daten seit 1530 in die Beurteilung miteinbezieht (PFISTER 1990), zeigen die letzten Jahre auf der Alpennordseite die höchsten Temperaturen, sehr hohe Niederschlagsmengen, die höchste Verdunstung sowie die grössten Abflussmengen. Die warme Dekade 1941–50 ist damit nicht vergleichbar, weil damals die hohen Temperaturen mit einem Niederschlagsdefizit verbunden waren, während jetzt sowohl Niederschlag als auch Verdunstung in ähnlicher Art zunehmen. Trotz eines sich abzeichnenden Trends ist bis heute keine Veränderung der Wasserbilanz erkennbar. Wir können aber auch seit 1530 keine Periode zum Vergleich mit klimabedingten zukünftigen Änderungen heranziehen, da wir aus diesem Zeitraum keine extremen Wasserbilanzwerte kennen (SCHÄDLER 1989).

2.2.3 Rückzug der schweizerischen Alpengletscher

Seit dem Ende des letzten Gletscherhöchststands um 1850 haben sich die Alpengletscher stark zurückgebildet. Nach Abschätzungen von Chen und Ohmura ist in den letzten 100 Jahren ein Drittel des damaligen (oder die Hälfte des heutigen) Volumens an Gletschereis im Alpenraum abgeschmolzen (CHEN/OHMURA 1990).

II. Welche Hypothesen über die Klimaentwicklung auf Grund anthropogener Einflüsse sind allgemein akzeptiert und welche Aussagesicherheit ist erreichbar?

1. Der anthropogene Einfluss

Es ist unbestritten, dass der Mensch seit dem Beginn der Industrialisierung in noch nie dagewesenem Ausmass angefangen hat, in die natürlichen Regelkreise einzugreifen. Unbestritten ist weiter die allgemeine Zunahme der Verbrennung fossiler Brennstoffe und als direkte Folge davon eine Steigerung der Treibhausgasproduktion. Man schätzt, dass bis zu einem Drittel davon aus der weltweiten Brandrodung kommen.

1.1 Treibhausgase

Man weiss heute mit Sicherheit, dass die Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre seit der vorindustriellen

Zeit als Folge menschlicher Aktivität zugenommen haben. Die Tabelle 2 fasst die derzeitigen und vorindustriellen Werte, die aktuellen jährlichen Änderungsraten sowie die atmosphärische Lebensdauer der wichtigsten Treibhausgase zusammen.

Kohlendioxid, Methan und Stickoxide haben signifikante natürliche und menschenbedingte Quellen, die FCK(W) hingegen stammen ausschliesslich aus anthropogenen Quellen.

In diesem Zusammenhang muss noch einmal betont werden, dass der atmosphärische Wasserdampf als Folge der Erwärmung ebenfalls zunimmt und somit ein positiver Regelkreis ausgelöst wird.

Für die letzten 1000 Jahre vor der industriellen Revolution waren die Konzentrationen relativ konstant. Die Abbildungen 3a und 3b zeigen die Veränderungen der CO₂-, CH₄-, N₂O- und FCK(W)-Konzentrationen in der Atmosphäre seit 1750.

1.2 Gewichtung der wichtigsten Treibhausgase

Höhere Treibhausgaskonzentrationen verstärken die globale Erwärmung. Für jedes einzelne Gas lässt sich anhand von Laboruntersuchungen zeigen, wie stark und wo im Spektrum infrarote Strahlung absorbiert wird. Auf dieser Basis lässt sich die klimarelevante Wirksamkeit für jedes einzelne Spurengas bestimmen, und zwar sowohl absolut

Spurengas	vorindustrielle atmosphärische Konzentration [ppm]	derzeitige atmosphärische Konzentration [ppm]	derzeitige jährliche Änderungsrate [%]	atmosphärische Lebensdauer [Jahre]
CO ₂	280	354	+1.6	50-200
N ₂ O	0.28	0.31	+0.25	150
CH ₄	0.79	1.717	+0.9	10
FCKW	0.0	ca. 0.0008	+4	1.5 - 400

Tabelle 2: Wichtigste, vom Menschen verursachte Treibhausgase (IPCC 1990).

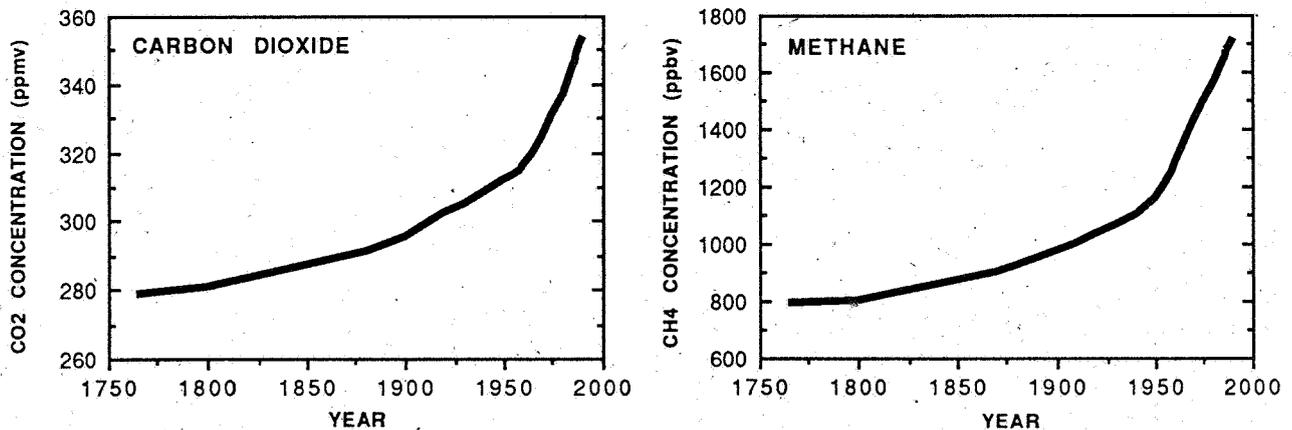


Abb. 3a: Die Konzentrationszunahme von CO₂ und CH₄ seit Mitte des 18. Jahrhunderts (IPCC 1990).

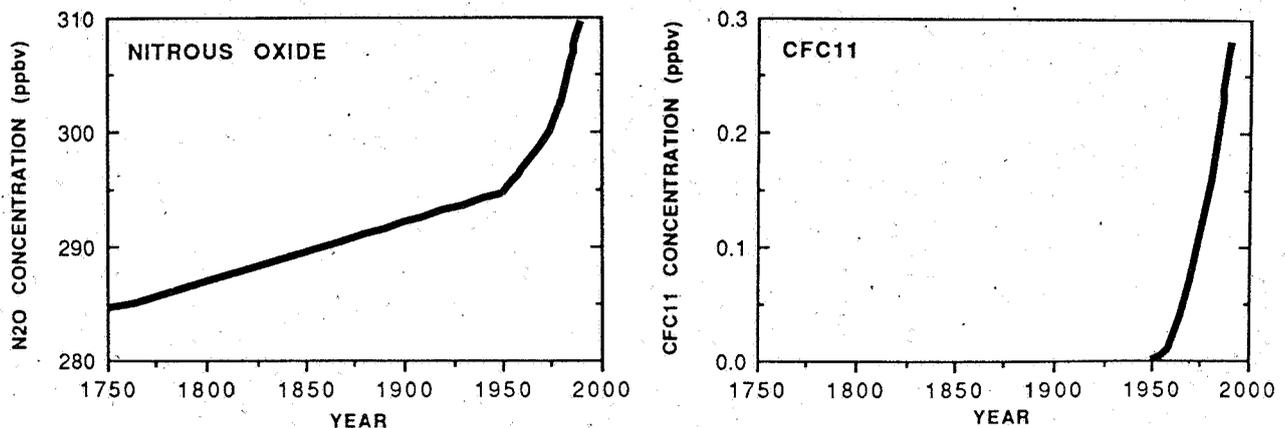


Abb. 3b: Die Konzentration von N₂O nahm seit Mitte des letzten Jahrhunderts zu, speziell während der letzten Dekaden. FCK(W)s kamen vor 1930 in der Atmosphäre nicht vor (IPCC 1990).

als auch auf CO₂ bezogen. Diese variieren in einem weiten Bereich: Methan ist pro Molekül rund 21 mal wirksamer als Kohlendioxid und FCK 11 etwa 12000 mal.

Um den Einfluss einzelner Gase beurteilen zu können, müssen sowohl die emittierten Mengen, die relative Wirksamkeit sowie die jeweilige Lebensdauer in der Atmosphäre berücksichtigt werden. Deshalb hat IPCC ein Konzept der relativen globalen Erwärmungspotentiale (Global Warming Potential, GWP) entworfen. Diese GWPs sind auf CO₂ bezogen und erlauben die Bestimmung des relativen Erwärmungseffekts, die ein Kilogramm eines bestimmten Treibhausgases in einem definierten Zeitraum bewirkt.

In der Tabelle 3 sind diese Effekte für die 1990 emittierten Mengen einzelner Gase und ihre Auswirkungen während der nächsten hundert Jahre dargestellt.

2. CO₂-Emissionsszenarien

Um abschätzen zu können, welche Folgen ein verstärkter Treibhauseffekt für die Veränderung des Klimas haben könnte, sind Kenntnisse über die Entwicklung der Treibhausgasemissionen für die nächsten Dekaden nötig. Je nach Lebensdauer in der Atmosphäre reagieren die Gaskonzentrationen und somit ihre Auswirkungen auf den Treibhauseffekt verschieden schnell auf Emissionsänderungen. Für die IPCC-Studie wurden vier verschiedene Szenarien entworfen, in denen mögliche Entwicklungen der weltweiten Emissionen von CO₂, CH₄, N₂O, FCK(W)s, CO und NO_x berücksichtigt wurden. Für alle vier Szenarien

wurde dabei das gleiche Wirtschafts- und Bevölkerungswachstum angenommen, die Stufen der technologischen Entwicklung sowie der getroffenen Umweltschutzmaßnahmen hingegen wurden variiert (vgl. Abbildung 4).

Im sogenannten Business-as-usual-Szenario (Szenario A) ist die Energieversorgung kohleintensiv und auf der Nachfrageseite werden nur geringe Einsparungen erreicht. Die CO₂-Emissionen werden nur bescheiden reduziert, die landwirtschaftlichen Emissionen von CH₄ und N₂O bleiben unkontrolliert. Für die FCK(W)s wird das Montreal-Protokoll, allerdings nur mit begrenzter Beteiligung, in Kraft gesetzt. Die weltweite Entwaldung geht weiter, bis die tropischen Regenwälder verschwunden sind.

Im Szenario B verschiebt sich die Produktion von Primärenergie zu weniger hoch raffinierten fossilen Brennstoffen, vor allem Erdgas, und es werden weitreichende Sparmaßnahmen eingeführt. Die Kontrolle der CO₂-Emissionen ist einschneidend, die Entwaldung wird gestoppt und teilweise rückgängig gemacht und das Montreal-Protokoll zur Eliminierung der FCK(W)s wird vollumfänglich eingehalten.

Im Szenario C rechnet man mit einer deutlichen Verschiebung auf erneuerbare und nukleare Energieträger im Verlauf der zweiten Hälfte des nächsten Jahrhunderts. Die FCK(W)s werden eliminiert und die Treibhausgasemissionen aus landwirtschaftlichen Quellen werden begrenzt.

Im Szenario D reduziert eine Verschiebung auf erneuerbare und nukleare Energieträger in der ersten Hälfte des nächsten Jahrhunderts die CO₂-Emissionen, zu Beginn vor allem durch eine Stabilisierung der Emissionen in den Industrie-

Spurengas	GWP (100 Jahr-Horizont)	Emissionen 1990 [in Mio t]	relativer Erwärmungsbeitrag über 100 Jahre
CO ₂	1	26000	61%
N ₂ O	21	300	15%
CH ₄	290	6	4%
FCK 11*	3500	0.3	2%
FCK 12*	7300	0.4	7%
FCKW 22*	1500	0.1	0.4%
andere (inkl. indirekte Effekte z.B. von NO ₂ auf Oberflächenozon)			10.6%

* FCK 11 = CFCl₃ FCK 12 = CF₂Cl₂ FCKW 22 = CF₂HCl

Tabelle 3: Der relative, kumulierte Klimaeffekt der weltweiten anthropogenen Spurengasemissionen von 1990 (IPCC 1990).

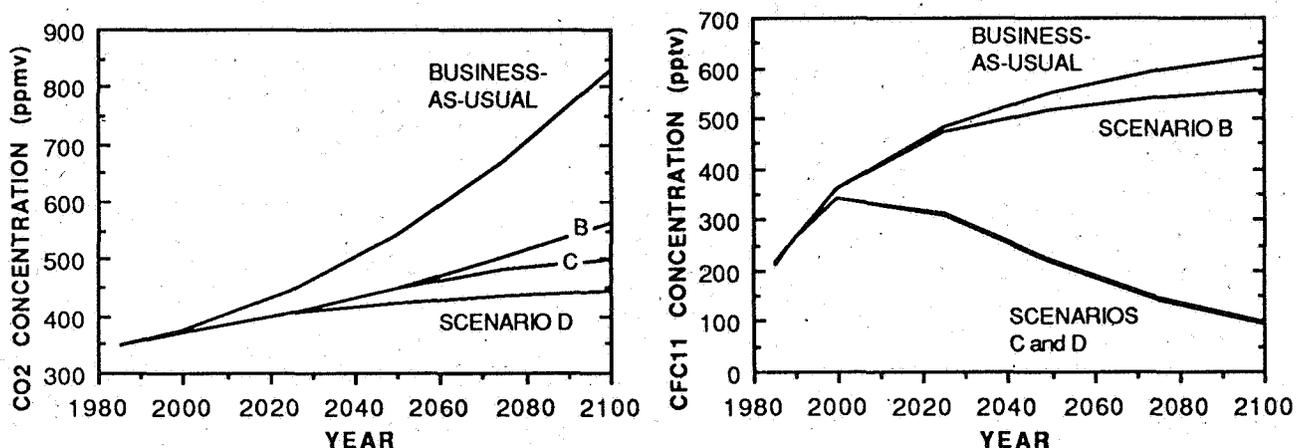


Abb. 4: Aus den vier IPCC-Szenarien resultierende atmosphärische Konzentrationen von CO₂ und FCK 11 (IPCC 1990).

ländern. Das Szenario zeigt, dass radikale Emissionsreduktionen in den Industrieländern, verbunden mit einer massigen Zunahme in den Entwicklungsländern, die atmosphärischen Treibhausgaskonzentrationen stabilisieren könnten. Die globalen CO₂-Emissionen würden bis Mitte des nächsten Jahrhunderts auf 50% der Werte von 1985 reduziert (IPCC 1990).

In den meisten Szenarien wird der Effekt der verschiedenen Treibhausgase in CO₂-Äquivalenten angegeben. Der so erhöhte CO₂-Wert wird die äquivalente atmosphärische CO₂-Konzentration genannt (vgl. Abbildung 5).

All diese Szenarien sind natürlich mit grossen Unsicherheiten behaftet, sie geben aber dennoch eine Vorstellung, innerhalb welcher Bereiche mit Veränderungen gerechnet werden muss. Die erwarteten äquivalenten CO₂-Werte für das Jahr 2085 liegen etwa zwei- bis viermal über den vorindustriellen Werten, d.h. zwischen 600 und 1200 ppm. In pessimistischen Szenarien könnte der tiefere Wert schon im Jahr 2030 erreicht werden.

3. Globale Zirkulationsmodelle (General Circulation Models, GCM)

3.1 Allgemeine Beschreibung der GCMs

Numerische Modelle sind die derzeit besten Mittel, um Klimavorhersagen zu machen. Es ist relativ einfach, die direkte Erwärmung der Atmosphäre infolge erhöhter Treibhausgaskonzentrationen vorherzusagen. Mit dem Beginn einer Erwärmung sind aber sofort verschiedene Folgeprozesse verbunden, die diese verstärken (positive Rückkopplung) oder abschwächen (negative Rückkopplung). Diese Feedbacks sind abhängig von Veränderungen des Wasserdampfgehalts der Atmosphäre, der Meereisverteilung, der Wolkenbildung, der Ozeanzirkulationen und der Vegetation, um nur einige zu nennen. Für realistische Klimaprognosen sollten all diese Prozesse berücksichtigt werden. Manche davon finden heute Eingang in die gebräuchlichsten dreidimensionalen Modelle, sogenannte General Circulation Models, GCMs, welche die Atmosphäre und Ozeane beschreiben. Diese basieren auf Impuls- und Bewegungsgleichungen und parametrisieren Prozesse wie den Einfluss von Bewölkung oder die Tiefdurchmischung der Ozeane. Die atmosphärische Komponente eines Klimamodells entspricht im wesentlichen einem Wettervorhersagemodell.

3.2 Eichung der GCMs

Für die Verwendung dieser Modelle zur Vorhersage anthropogen bedingter Klimaveränderungen ist es unerlässlich, sie an rekonstruierten Klimata aus der Erdgeschichte oder bekannten Klimazuständen anderer Planeten zu eichen. Dazu werden sie mit vorgegebenen Randbedingungen auf den gegenwärtigen Zustand der Atmosphäre abgestimmt. Anschliessend lässt man ein Modell für einige simulierte Dekaden laufen. Das Modell ist dann realistisch, wenn das berechnete Ergebnis den vorgegebenen Zuständen der Atmosphäre und der Ozeane entspricht. Trotz der vielen Parametrisierungen erzeugen die GCMs viele wichtige Muster der globalen atmosphärischen Zirkulation naturgetreu und sind daher schon heute ein wichtiges und leistungsfähiges Hilfsmittel für klimatologische Studien.

3.3 Arbeitsweise eines GCMs

Mit einem so geeichten Modell waren bis jetzt nur sogenannte Gleichgewichts-Experimente möglich. Dabei wurde z. B. die CO₂-Menge in der Atmosphäre um einen gewissen

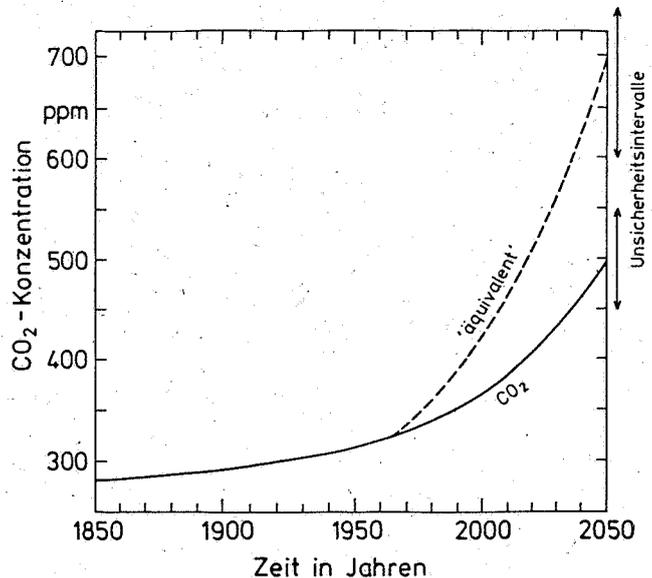


Abb. 5: Atmosphärische CO₂-Konzentration (mittlere Annahmen), verglichen mit der äquivalenten atmosphärischen CO₂-Konzentration, die eine Reihe weiterer klimarelevanter Spurengase in Form einer zusätzlichen, fiktiven CO₂-Konzentration berücksichtigt (SCHÖNWIESE/DIEKMANN 1989).

Betrag erhöht, und das Modell errechnete dann die jeweiligen Outputgrössen für diese veränderten Bedingungen. Eine Veränderung über mehrere Dekaden und die entsprechenden Rückkopplungen als variable Modellparameter konnte mit diesen Gleichgewichtsexperimenten nicht simuliert werden.

Erst im Verlaufe dieses Jahres sind die ersten sogenannten Transient-Experiments erfolgreich durchgeführt worden. So kann nun der kontinuierliche Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration für verschiedene Szenarien über mehrere Dekaden simuliert werden.

3.4 Vertrauensbereich der GCMs

Während Wetterprognosen schon am folgenden Tag verifiziert werden können, ist dies für die Klimavorhersagen nicht möglich. Verschiedene Hinweise lassen jedoch ein gewisses Vertrauen in die Richtigkeit der Modellaussagen zu: Laufen die Modelle mit dem gegenwärtigen CO₂-Gehalt in der Atmosphäre, so sind ihre Simulationen in der Regel realistisch. Sie geben die wesentlichen Merkmale wie Feuchte, innertropische Konvergenzonen, die Tiefdruckgürtel der gemässigten Breiten sowie die Unterschiede zwischen Sommer- und Winterzirkulation befriedigend wieder. Sie können auch die aktuell beobachtete Variabilität wie die Tag-zu-Tag-Schwankungen des Luftdrucks in den gemässigten Breiten oder die jährlichen Variabilitäten, die für die individuelle Ausprägung der einzelnen Winter verantwortlich sind, simulieren. So lassen sich auch Klimazustände zu bestimmten Zeiten der Vergangenheit wiedergeben, wenn sie unter den entsprechenden Randbedingungen wie Sonneneinstrahlung, Treibhausgaskonzentration oder Eisbedeckung laufen.

3.5 Grenzen der GCMs

Die numerische Lösung der Gleichungen bedingt eine Diskretisierung der Raum- und Zeitvariablen: Wegen der begrenzten Rechenkapazität verfügen die atmosphärischen GCMs nur über etwa zehn Vertikalschichten. Ihre horizontalen Gitterabstände liegen im Bereich von mehreren hundert Kilometern, was im Mittel etwa 30 Gitterpunkte ergibt. Deshalb müssen zahlreiche Prozesse parametrisiert werden oder sie werden gar ganz weggelassen. Die Erdoberfläche kann zudem nur ungenügend berücksichtigt werden.

Insbesondere fehlen Gebirge und andere kleinräumige Phänomene, die innerhalb der Gitterpunkte zu liegen kommen. Dies ist mit ein Grund, warum globale Zirkulationsmodelle *regionale Prozesse* heute nur sehr ungenügend simulieren können.

3.6 Fehlerquellen der GCMs

Die Hauptfehlerquellen liegen einerseits bei der unzulänglichen Parametrisierung und andererseits im lückenhaften Prozessverständnis. Das betrifft in besonderem Mass die Rückkopplungseffekte wie Änderung des Wasserdampfgehalts, Ausprägung von Wolken und Niederschlag sowie Ausdehnung der Meer-Eisflächen mit Albedoveränderungen. Über das Strahlungsverhalten und die Albedo der Wolken ist noch zuwenig bekannt.

Eine andere Quelle für Schwierigkeiten bilden die Ozeanmodelle, welche Durchmischung und Transport nur sehr vereinfacht berücksichtigen. Dazu kommt, dass die von verschiedenen GCMs abgeleiteten Aussagen sehr stark von der Art der Kopplung von atmosphärischen mit ozeanischen Zirkulationsmodellen abhängen. Abgestimmte Ozean- oder Atmosphärenmodelle, die jedes für sich robust sind, können durch eine Verbindung miteinander instabil werden und abdriften. Der Grund für dieses Verhalten liegt im unzulänglich wiedergegebenen Energiefluss der gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodelle. Ein realistisches Bild vom Klima der Zukunft ist aber ohne Einbezug der Ozeane und ihrer Wechselwirkungen mit der Atmosphäre nicht möglich.

4. Erwartete globale Klimaveränderungen

Die Auswirkungen eines erhöhten CO₂-Äquivalents in der Atmosphäre wurden mit den weltweit erprobtesten GCMs berechnet. Die meisten dieser Simulationen zeigen übereinstimmende Abweichungen zu Testläufen mit den heutigen CO₂-Äquivalenten. Den folgenden Aussagen liegt das Business-as-usual-Szenario der IPCC zugrunde, das von einer Verdoppelung des CO₂-Äquivalents bis 2050 ausgeht.

- Alle existierenden GCMs stimmen darin überein, dass in den nächsten 30 Jahren mit einer Zunahme der globalen Mitteltemperatur an der Erdoberfläche von $+1.3 < 1.8 < 2.5^{\circ}\text{C}$ gerechnet werden muss. Die mittleren globalen Niederschläge und die mittlere globale Evaporation werden um 3% zunehmen.
- Bis zum Jahr 2070 liegt der Bereich der Temperaturerhöhung bei $+2.4 < 3.5 < 5.1^{\circ}\text{C}$ und der Niederschlag wird um 7% grösser sein.
- Gletscher, schneebedeckte Flächen und die Ausdehnung von Meereis werden kleiner sein. Eine mässige Temperaturerhöhung in sehr kalten Gebieten wie der Antarktis könnte dort zu einer Erhöhung der Niederschläge führen. Da diese aber auch dann noch als Schnee fallen werden, wird die Eismasse entsprechend zunehmen.
- Regionale Veränderungen werden in den meisten Fällen von den Werten des globalen Mittels abweichen; allgemein erwärmen sich Landmassen schneller als Ozeane.
- An der Erdoberfläche wird die mittlere jährliche Erwärmung in hohen Breiten grösser sein als in tiefen Breiten.
- In höheren Breiten wird die Temperaturzunahme in der unteren Troposphäre im Winter stärker sein als in den übrigen Jahreszeiten.
- Alle Modelle sagen eine signifikante Zunahme des Niederschlags in hohen Breiten voraus, die Übereinstimmung bei der Sommertrockenheit und Bodenfeuchtigkeit ist jedoch weniger ausgeprägt.

- Der Meeresspiegel wird wegen der thermischen Ausdehnung und des Abschmelzens von Inlandeis voraussichtlich ansteigen. Die erwarteten Anstiege liegen hier zwischen $10 < 20 < 32$ cm für das Jahr 2030 und $33 < 45 < 75$ cm für das Jahr 2070.

III. Sind die beobachteten Anomalien im Rahmen einer natürlichen Klimaentwicklung und kurzfristigen Varianz erklärbar?

1. Beweisnotstand

Bei der Beurteilung einer akuten Klimaveränderung oder beim Versuch, festzustellen, in welcher Grössenordnung und in welchem Zeitraum mit einer solchen zu rechnen ist, gibt es grundsätzlich zwei verschiedene Ansatzpunkte:

1.1 Statistische Auswertung von beobachteten Phänomenen

Diese Auswertungen beruhen auf Datenreihen von Klimaparametern, die aber in vielen Fällen zu kurz sind. Es zeigt sich in der Regel bis heute kein signifikanter Trend, der als Beweis für eine Veränderung des Klimas herangezogen werden könnte. Dafür gibt es verschiedene Gründe: Die bestehenden Messnetze wurden nicht für langfristige Klimauntersuchungen aufgebaut, und aus regionalen Anomalien können keine gültigen Schlüsse auf allgemeine Klimaveränderungen gezogen werden. Gerade auch deswegen lässt sich noch nicht zwischen natürlicher Variabilität und anthropogenem Einfluss unterscheiden. Daraus aber abzuleiten, dass der Mensch das Klima nicht beeinflusst, ist verantwortungslos.

1.2 Deterministischer Ansatz

ber die Zusammensetzung der Erdatmosphäre, über die physikalischen und chemischen Eigenschaften der Treibhausgase sowie die Schwankungen der Erdbahnparameter wissen wir heute ausreichend Bescheid. Wir verfügen auch über gute Kenntnisse der anthropogenen Emissionen. Zusätzlich gibt es Szenarien, wie sich letztere in naher Zukunft entwickeln könnten. Die Schlüsse, die daraus gezogen werden müssen, lassen kaum Zweifel an einer globalen Klimaveränderung aufkommen. Offen bleibt – zumindest vorläufig – allerdings die Frage nach deren Auswirkungen. Allein die Möglichkeit gravierender Veränderungen zwingt uns, heute zu handeln.

Trotz aller Unsicherheiten sind die führenden Wissenschaftler von der anthropogenen Verstärkung des Treibhauseffekts überzeugt und erwarten, diesen innerhalb der nächsten 10 Jahre belegen zu können.

2. Der natürliche Schwankungsbereich

Keine der in neuester Zeit beobachteten Anomalien im Witterungsverlauf kann als untrügliches Indiz dafür gelten, dass wir daran sind, den natürlichen Schwankungsbereich unseres Klimas zu verlassen. Um anthropogene von natürlichen Klimasignalen unterscheiden zu können, muss zuerst die Bandbreite der natürlichen Schwankungen bestimmt werden. Dabei hilft uns die Möglichkeit, durch das Studium von Klimaarchiven wie Sedimenten, Eisbohrkernen oder Baumringen die direkten Datenreihen von Klimaparametern zeitlich zu verlängern. Dadurch erst wird ein Vergleich mit Modellaussagen möglich.

2.1 Hinweise aus der Erdgeschichte zur Schwankung der CO₂-Konzentration und des Klimaverlaufs

An der Universität Bern wurde der atmosphärische CO₂- und CH₄-Gehalt durch Messungen an eingeschlossenen Luftblasen von grönländischen und antarktischen Eisbohrkernen rekonstruiert. Diese Klimaarchive liefern zugleich noch weitere Informationen: Das Verhältnis zwischen dem schweren Sauerstoffisotop ¹⁸O und dem normalen Isotop ¹⁶O beispielsweise ist ein Mass für die Temperatur der Niederschläge. Je kälter der Niederschlag, desto geringer ist die ¹⁸O-Konzentration. Dieses Signal wird direkt im Eis eingefroren. So lassen sich Treibhausgaskonzentrationen mit dem Verlauf der Mitteltemperatur in den Polarregionen korrelieren (Abbildung 6a). Wegen der zeitlich begrenzten Auflösung der Messungen – und damit der Detektion allfälliger zeitlicher Unterschiede zwischen Schwankungen der Temperatur und derjenigen der Treibhausgase – lassen sich allerdings noch keine eindeutigen Zuordnungen von Ursache und Wirkung machen.

Auch im ausgefallenen Karbonat von Seesedimenten finden sich über das Verhältnis der Sauerstoffisotope Temperaturinformationen. Diejenigen des Gerzensees beispielsweise lassen sich mit solchen von grönländischen Eisbohr-

kernen vergleichen. Auf diese Weise erhält man den Hinweis über die grossräumige zeitliche Verteilung klimatischer Ereignisse (Abbildung 6b).

2.2 Historische Klimaschwankungen in der Schweiz

Aus der Untersuchung historischer Klimadaten scheint sich eine gewisse Tendenz zu extremen Witterungsmustern wie die Häufung von schneearmen Mildwintern abzuzeichnen: Fast schneelose Mildwinter gab es nebst demjenigen von 1989/90 schon in den Jahren 1529/30 und 1606/07, doch handelte es sich stets um seltene Einzelphänomene. In der 300-jährigen Schneestatistik von Pfister ragen jedoch die drei nahezu schneelosen Winter 88–90 als einzigartige Anomalie deutlich heraus (PFISTER 1990).

3. Hochwasser im Alpenraum

3.1 Das kurze Gedächtnis

Hochwasser im Alpenraum, auch solche der Dimensionen vom Sommer 1987, sind nicht eine neue Erscheinung. Lambert nennt sie «Pulsschläge der Erosion» und fragt auch, ob sie nicht – über lange Zeiträume betrachtet – wiederkehrende, naturgegebene Phänomene seien. In ganz ähnli-

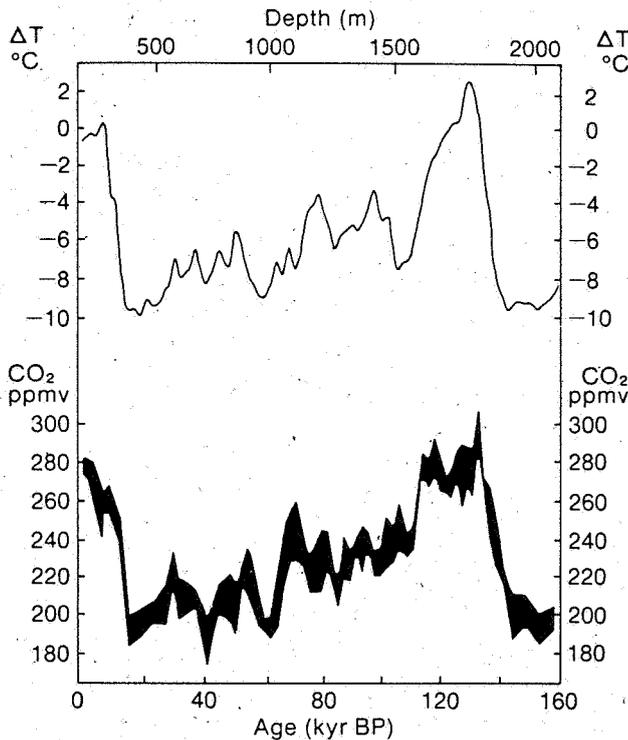


Abb. 6a: Zusammenhang zwischen dem CO₂-Gehalt in antarktischen Eisproben in millionstel Volumeneinheiten (ppmv) und den Abweichungen der antarktischen Temperatur vom heutigen Durchschnittswert während der letzten 160.000 Jahre. Die ältesten Eisbohrkerne stammen aus einer Tiefe von mehr als 2000 Metern (OESCHGER 1990).

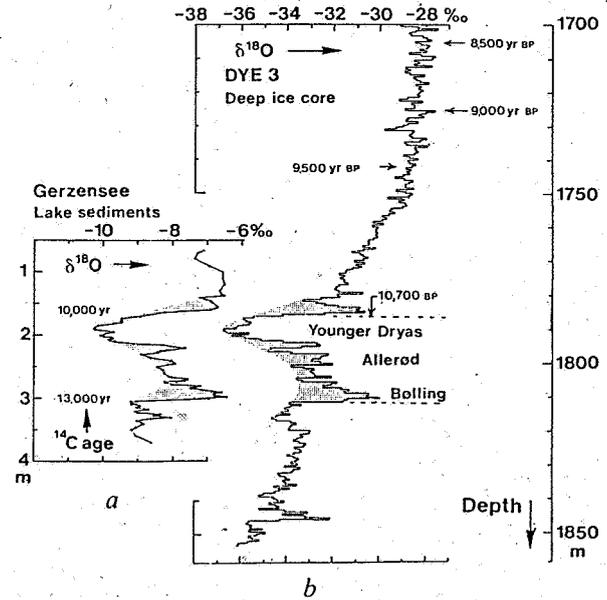


Abb. 6 b: Vergleich eines Ausschnitts des δ ¹⁸O-Profiles eines grönländischen Eisbohrkerns (DYE 3) mit demjenigen aus dem karbonatischen Seesediment des Gerzensees. Die starken Ähnlichkeiten lassen vermuten, dass die gleiche Sequenz klimatischer Ereignisse aufgezeichnet ist (DANSGAARD et al. 1989).

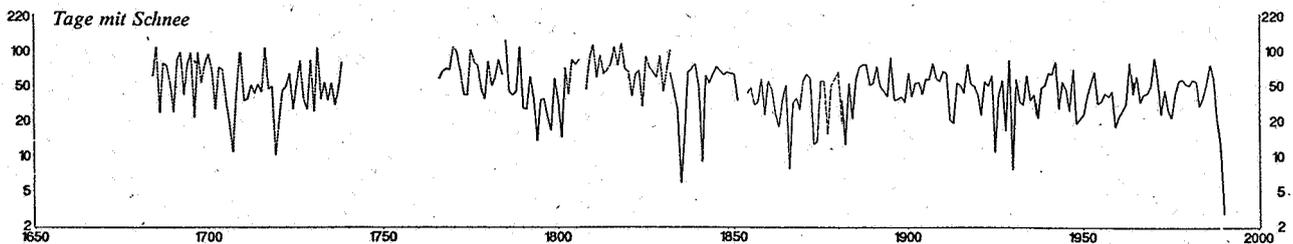


Abb. 7: Anzahl Tage mit Schneebedeckung im schweizerischen Mittelland seit dem späten 17. Jahrhundert. Die Reihe beruht auf Beobachtungen in verschiedenen Landesteilen und Höhenlagen zwischen 250 und 590 Metern über Meer. Der Winter 1989/90 ist mit nur drei Schneedeckentagen der schneearmste seit 1606/07 (PFISTER 1990).

chem Sinn äussert sich der Geologe Albert Heim, wenn er über Bergstürze sagt: «Unser Leben ist kurz. Das Gedächtnis der Menschheit als Ganzes ist schwach. Die wenigen Bergstürze, die wir miterlebten, haben den Eindruck hinterlassen, die Bergstürze seien ganz ungewöhnliche, ausserordentliche Erscheinungen. Allein, es ist nicht so. Im Gebirge, besonders im Hochgebirge, haben sie ihr Heimatrecht. Hier müssen sie helfen am Modellieren und am endlichen Schleifen der Gebirge, welche Formungsvorgänge unabänderlich, rücksichtslos und stetig fortarbeiten. Im Gebirge haben wir von Zeit zu Zeit, von Ort zu Ort Bergstürze zu erwarten» (HEIM 1932).

Die, aus anthropozentrischer Sicht, als Katastrophen bezeichneten Vorgänge erweisen sich im erdgeschichtlichen Massstab als die massgebenden exogenen geologischen Prozesse, welche das Antlitz der Erde entscheidend gestalten – nicht der intermediäre Zustand der Ruhe, den der Mensch aus seinem beschränkten Blickwinkel als «normal» zu bezeichnen pflegt. Aus dem Schichtaufbau von alluvialen Talfüllungen geht hervor, dass die Abtragsleistung der Alpenflüsse in überwiegendem Mass von «katastrophalen» Hochwassern erbracht wurde (LAMBERT 1988).

3.2 Frühere Katastrophenhochwasser

Im 19. und zu Beginn des 20. Jahrhunderts wurde die Schweiz in den Jahren 1834, 1839, 1852, 1868, 1872, und 1910 von grossen Schadenhochwassern betroffen. Das 20. Jahrhundert gilt als eher ruhiger Zeitabschnitt. Besonders gut dokumentiert ist das Hochwasser vom September und Oktober 1868. Die Schadengebiete sind weitgehend identisch mit denjenigen der beiden Hauptereignisse des Sommers 1987. Auch von den Dimensionen (hohe Temperaturen, Niederschlags- bzw. Abflussmengen sowie Ausmass der Schäden) her sind die Unwetter der beiden Jahre durchaus vergleichbar. Eine monetäre Quantifizierung der Schäden ist schwierig. Gemessen am damaligen Volkseinkommen haben die Schäden der «Wasserverheerungen des Jahres 1868» die schweizerische Volkswirtschaft jedoch doppelt so hart getroffen wie die Unwetter des Jahres 1987 (PETRASCHECK 1989).

4. Konsequenzen

Eine Erhöhung der Treibhausgaskonzentrationen führt unmittelbar zu einer Verstärkung des Treibhauseffekts. Die Auswirkungen auf die globale Erwärmung hingegen sind als Folge der dämpfenden Wirkung der Ozeane nicht sofort voll wirksam. Zuerst muss sich ihre etwa 100 m tiefe Durchmischungsschicht im gleichen Mass wie die Atmosphäre erwärmen. Das braucht – in Abhängigkeit vom Grad der Erwärmung – ein bis zwei Jahrzehnte, weil der Wärmeaustausch zwischen Meer und Atmosphäre sehr effizient ist (IPCC 1990). Es existieren jedoch zwei Ozeangebiete, der nördliche Nordatlantik und der antarktische Ozean, in denen die Zirkulationssysteme Wasser aus der relativ warmen Oberschicht in grosse Tiefen (≥ 1000 m) transportieren. Ein Teil der Wärme in den oberen Schichten wird so in die Tiefsee verlagert, wo er für sehr lange Zeit, in der Grössenordnung von 1000 Jahren aufwärts, verbleibt. Für einen Zeitmasstab von Jahrhunderten, wie wir ihn hier betrachten, ist diese Wärme daher nicht relevant.

Es ist nicht der Treibhauseffekt an sich, sondern die Geschwindigkeit seiner Änderung, die für die zukünftige Klimaentwicklung Anlass zu Besorgnis gibt: Der gegenwärtige Treibhauseffekt macht die Erde erst bewohnbar und bestimmt das aktuelle Klima. Eine langsame Zunahme des Treibhauseffekts, bei der sich die Komponenten des Klima-

systems an die Veränderungen der Strahlungsbilanz anpassen können, muss nicht notgedrungen zu Schädigungen in der Biosphäre führen. Es ist jedoch die durch den Menschen beschleunigte Zunahme der Treibhausgase in der Atmosphäre, welche die Gefahr des Kippens des Klimasystems in einen andern Zustand in sich birgt. Die Notwendigkeit, sich mit diesem Problem ernsthaft zu befassen, ergibt sich daraus, dass dann die Zeit für eine Anpassung sehr kurz ist; nicht nur für die Biosphäre, vor allem jedoch für die komplexen sozio-ökonomischen Systeme des Menschen.

5. Schlussfolgerungen

Die bisher beobachteten Anomalien liegen nicht ausserhalb des natürlichen Schwankungsbereichs. Ein Trend zu einer längerfristigen Verschiebung ist heute noch nicht nachgewiesen. Das Wissen um den messbaren, anthropogen bedingten Anstieg der Treibhausgaskonzentrationen und der daraus resultierenden Erhöhung des Treibhauseffekts lässt eine drastische Verschiebung des Klimas jedoch sehr wahrscheinlich werden.

Legt man den Modellrechnungen das Business-as-usual-Szenario aus dem IPCC-Bericht zugrunde, wird die globale Mitteltemperatur als Folge des verstärkten Treibhauseffekts bis zum Jahr 2040 auf höhere Werte steigen als sie uns aus den letzten 150000 Jahren bekannt sind. Die Änderungsrate wird dabei höher sein als je in den vergangenen 10000 Jahren.

IV. Wie können die aufgezeigten Entwicklungen des Abflussgeschehen und insbesondere extreme Hochwasser beeinflussen?

Zur Klärung der Frage, wie sich die erwarteten globalen Klimaveränderungen regional auf den Alpenraum auswirken, stehen nicht einmal mehr Modellrechnungen zur Verfügung. Die globalen Zirkulationsmodelle versagen hier, weil ihre Auflösung und Parametrisierung auf regionaler Stufe keine vernünftigen Prognosen mehr zulassen. Der gesamte Alpenraum mit seiner komplizierten Topographie fällt bei den GCMs in eine einzige Gittermasche. Zwar gibt es verschiedene Ansätze zu solch regionalen Vorhersagen. Die Resultate sind heute jedoch mit noch wesentlich grösseren Unsicherheiten behaftet als diejenigen der GCMs.

Die Entwicklung regionaler Klimamodelle, sogenannte *high resolution limited area models*, ist eine der Forderungen der letzten Weltklimakonferenz in Genf. Diese müssen sowohl Teile von Wetterprognosemodellen als auch von globalen Klimamodellen enthalten. Die Schweiz könnte hier zusammen mit anderen Alpenländern Pionierarbeit leisten.

Eine globale Erwärmung führt mit grosser Wahrscheinlichkeit auch im Alpenraum zu einer Veränderung im Wasserkreislauf, weil das Witterungsgeschehen der mittleren Breiten im wesentlichen durch die Lage der Polarfront und die Zugbahnen der Zyklonen und Antizyklonen bestimmt wird. Diese wiederum sind vom globalen atmosphärischen Zirkulationsmuster abhängig.

Es ist anzunehmen, dass uns eine globale Klimaveränderung nicht durch die Verschiebung der langjährigen Mittelwerte, sondern über die Ausprägung und zeitliche Verteilung von Einzel- und/oder Extremereignissen betreffen machen wird.

1. Ursachen für Hochwasser im Alpenraum

Hochwasserereignisse in den Alpen werden von verschiedenen Faktoren beeinflusst: An erster Stelle muss hier das Witterungsgeschehen, speziell die zeitliche und räumliche Verteilung von Extremniederschlägen, genannt werden. Längerfristig bestimmt das globale Klima die Auftretenswahrscheinlichkeit solcher Ereignisse. An zweiter Stelle seien einige Eigenschaften der hydrologischen Einzugsgebiete erwähnt. Neben dem Niederschlag sind für die Ausbildung und den Ablauf von Hochwasserwellen vor allem die Grösse des Einzugsgebiets, das Relief und das Vorhandensein bzw. Fehlen von Speicherelementen entscheidend. Für die Ausbildung von Wildbächen mit grossem Geschiebetrieb spielen geologische und geomorphologische Parameter sowie Vegetationsbedeckung usw. eine grosse Rolle. Für die Entstehung von Katastrophenhochwassern müssen verschiedene dieser Faktoren «geeignet» zusammenwirken. Im Folgenden wird jedoch nur auf die atmosphärischen Prozesse etwas näher eingegangen.

2. Potentielle Hochwasserwetterlagen

Als Ursachen für extreme Hochwasser im Gebiet der Schweiz zeichnen sich einige typische Wettersituationen ab. Nach Grebner ergibt sich die Einteilung aufgrund der für die Niederschlagsbildung verantwortlichen Hebungsprozesse.

2.1 Hochwasser durch schauererzeugende Konvektion

Bei labiler Schichtung der Atmosphäre erfahren bodennahe warme Luftpakete einen Auftrieb und führen zu Cumulus- oder bei hochreichend labiler Schichtung zu Cumulonimbusbewölkung.

Aus einer solchen hochreichenden Konvektionsbewölkung fallen dann Regenschauer, oft von Gewittern begleitet, deren Niederschlagsintensität und -mengen sehr hoch werden und dann zu extremen Hochwasserereignissen führen können.

Die flächenhafte Ausdehnung solcher Schauerzellen beträgt in der Regel nur einige zehn Quadratkilometer, sie können daher «lediglich» zu lokalen Unwettern, Murgängen und Überschwemmungen führen.

Das Hochwasser des Biembachs am 1. Juli 1987 (ZIMMERMANN/LEHMANN/KIENHOLZ 1988) sowie diejenigen der Gürbe und der Sense vom 30. Juli 1990 sind eindeutig hier einzuordnen.

2.2 Hochwasser durch Dauerregen in Aufgleitströmungen

Je nach Jahreszeit kann hier noch unterschieden werden zwischen

– *Hochwasser ohne Schneeschmelze:* Grundsätzliche Ausgangslage dafür ist die Annäherung eines hochreichenden Kaltluft-Troges von Nordwest gegen eine von Südwest zur die Schweiz geführte, ebenfalls vertikal mächtige und feuchte Warmluft. Wird eine kritische Distanz beider Luftmassen unterschritten, stellt sich im Bereich der Luftmassengrenze eine intensive, langdauernde Hebung der Warmluft über die Kaltluft, verbunden mit hohen Niederschlagsraten, ein. Eine ortsfeste Lage des Systems hat dann grosse Niederschlagssummen zur Folge, wie am 25.–27. September 1987. Insbesondere bei transalpiner Lage der Luftmassengrenze kann sich durch Wirbelbildung auf der Alpensüdseite der Wirkungsgrad noch verstärken, wie am 17.–19. Juli und 23.–25. August 1987 (GREBNER et al. 1991).

Eine weitere Ausgangslage ist gegeben, wenn nordalpin anstehende Kaltluft oder südalpin anstehende Warmluft

von einem Höhentrog oder Höhentief überwandert wird. Die Hebung der Atmosphäre ist nordalpin durch Aufgleiten, südalpin durch Konvektion geprägt, wie am 7./8. August 1978 (GREBNER 1980).

– *Hochwasser während der Schneeschmelze:* Der Abfluss von Starkniederschlägen kann bei ausreichend hohen Lufttemperaturen und einer ausgedehnten Schneedecke durch Schneeschmelze wesentlich gesteigert werden. Eine massgebende Bedingung dabei sind hohe Windgeschwindigkeiten. Beispiele dafür stellen das Ereignis vom 3.–6. Februar 1980 (GREBNER 1988) und die Hochwasserperiode der Mittellandflüsse und -seen im Juni 1987 dar (ASCHWANDEN/SCHÄDLER 1988).

3. Einflussfaktoren

3.1 Bodenspeicher/Schneedecke

Durch ausgiebige Vorregen kann der Wassergehalt im Boden bis zur Sättigung ansteigen. Ein ähnlicher Effekt tritt ein, wenn Regen auf eine schmelzende und bereits völlig durchnässte Schneedecke fällt. In beiden Fällen fehlt das Rückhaltevermögen des Bodens praktisch ganz. Zusätzlich fallender Starkniederschlag kann somit vollständig und ohne weitere Verzögerung abfliessen. Die Wahrscheinlichkeit für schwere Hochwasser und/oder Murgänge nimmt damit zu.

3.2 Schneefallgrenze

Für Unwetter im Alpenraum ist die Lage der Nullgrad- bzw. der Schneefallgrenze von entscheidender Bedeutung. Ein Unterschied von 100 m in der Schneefallgrenze kann eine signifikante Änderung der Abflussmenge bewirken, da sich die hypsographischen Anteile der Einzugsgebiete dabei überproportional verändern.

Die Natur hat sich gegen exzessive Hochwasser sozusagen eine «Selbstsicherung» eingebaut: Niederschlag entsteht in unserem Klima über die Bildung von Eiskristallen. Die Umwandlung in Regen erfolgt durch Schmelzen beim Fallen durch positiv temperierte Luftschichten. Die dafür der Atmosphäre entzogene Wärme lässt die Nullgrad-Grenze und damit die Schneefallgrenze um wenige bis mehrere hundert Meter, gegebenenfalls unter die Gipfelregionen, absinken (STEINACKER 1988).

Bei den Ereignissen im Juli, August und September 1987 blieb die Schneefallgrenze wegen der thermischen Bedingungen deutlich über den Gipfelregionen. Erst nach den Hauptniederschlägen vom 18. Juli und vom 24. August sank mit dem Kaltluftdurchzug die Nullgrad-Grenze bis in mittlere Kammhöhen ab. Die intensivsten Niederschläge fielen deshalb selbst in hochgelegenen Einzugsgebieten als Regen (GREBNER et al. 1991).

4. Mögliche Auswirkungen einer allgemeinen Klimaveränderung auf das Hochwassergeschehen

Treten innerhalb kurzer Zeit zwei oder mehrere solcher Katastrophen auf, wie es 1987 der Fall war, stellt sich schnell die Frage, ob sich die Häufigkeit oder die Intensität der Ereignisse verändert hat und ob ein Zusammenhang mit einer Veränderung des Klimas besteht.

4.1 Häufigkeit von potentiellen Hochwasseranlagen

Verschieben sich die grossräumigen Wetterregimes wie Zugbahnen von Tiefdruckgebieten, Lage der Polarfront und so fort, würde dies die Variabilität der auftretenden Extremereignisse an einem bestimmten Ort entscheidend beeinflussen. Veränderungen in der Variabilität des Wetters und

die Häufigkeit von Extremsituationen werden generell mehr Einfluss auf eine bestimmte Region haben als Veränderungen eines klimatischen Mittelwerts. Bis heute gibt es jedoch noch keinen Beweis dafür, dass sich die Wettervariabilität in Zukunft ändern wird.

Steinacker hat anhand der täglichen Wetterkarte des deutschen Wetterdienstes die potentiellen Hochwasserwetterlagen (Vb-Lagen) für die Sommermonate Juni–August der Jahre 1963–1987 ausgezählt. Im Mittel treten pro Sommer rund acht potentielle Hochwasserlagen ein, zwei davon quasistationär (Abbildung 8).

Dass nicht alle diese Lagen zu Hochwassern führen, ist vermutlich auf die jeweils unterschiedlichen Ausprägung der tatsächlich beteiligten Luftmassen oder unterschiedliche Vorbedingungen zurückzuführen. Ein Trend in der Anzahl lässt sich aus dieser – sehr kurzen – betrachteten Reihe nicht ablesen (STEINACKER 1988).

4.2 Niederschlagsintensität

Eine Klimaveränderung muss sich aber nicht unbedingt in der Anzahl bestimmter Ereignisse, sondern könnte sich auch in deren veränderter Intensität widerspiegeln. Wenn der Alpenraum in der letzten Zeit etwa zunehmend in den Einfluss subtropischer Luftmassen gelangt ist, müsste sich in der Verteilung der Luftmassen nördlich und südlich der Alpen eine Veränderung zeigen. Für die Jahre 1964–87 wurde deshalb die mittlere äquivalentpotentielle Temperatur des 850-hPa-Niveaus für die Stationen München und Mailand ausgewertet. Es zeigt sich eine beachtliche Variabilität mit einigen Spitzenwerten in Mailand in den letzten Jahren. Ein Trend ist jedoch kaum auszumachen. Für den Nachweis einer Klimaänderung müsste jedoch ein wesentlich grösserer Aufwand und nicht bloss Mittelwertstatistik für lediglich zwei Stationen betrieben werden.

4.3 Stürme

Stürme der mittleren Breiten, wie diejenigen, deren Zugbahnen über den Nordatlantik verlaufen, werden durch das Temperaturgefälle zwischen dem Äquator und den Polen angetrieben. Wenn sich dieser Gradient in einer wärmeren Welt verringert, könnte man annehmen, dass sich diese Stürme abschwächen oder ihre Bahnen verschieben. In der höheren Atmosphäre verstärken sich jedoch die Tempera-

turunterschiede, und der erhöhte Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre kann zusätzliche Energie zur Entwicklung von Sturmzentren liefern. Welcher dieser Faktoren der bestimmende sein wird und wie sich die Stürme hinsichtlich ihrer Intensität, Häufigkeit und Lage verändern, ist noch unbekannt.

4.4 Temperaturänderungen

Die menschenbedingte Zunahme der Treibhausgase in der Atmosphäre ist unbestreitbar. Legt man für einige Überlegungen ein realistisches «Business-as-usual»-Szenario zugrunde, muss man mit einer Erhöhung der globalen Mitteltemperatur um ungefähr 2°C bis zum Jahr 2030 und um ungefähr 4°C bis 2090 gegenüber der vorindustriellen Werte rechnen.

Eine mittlere Erwärmung von 3°C im Alpenraum ergäbe etwa die folgenden möglichen Konsequenzen:

Generell führt eine allgemeine Temperaturerhöhung zu grösserer Verdunstung und über ein erhöhtes Feuchtigkeitspotential in der Atmosphäre zu vermehrtem Niederschlag und zu einer Intensivierung des ganzen Wasserkreislaufs.

Eine Vorhersage, wie sich diese spezifisch im Alpenraum ausprägt, ist heute nicht möglich, aber typischerweise eine Fragestellung, die mittels regionaler Klimamodelle angegangen werden muss.

5. Mögliche Konsequenzen für den Alpenraum

Für den Alpenraum muss mit einer Anhebung der Schneegrenze um 200–300 m gerechnet werden, was zu einer Reduktion der heutigen Gletscherfläche um etwa 75% führt. Dies hat grosse Auswirkungen auf die saisonale Verteilung der Wasserabflüsse (erhöhter Schmelzwasseranteil, gleichzeitig Aufbrauch der Speicher). Im weiteren wird dadurch das Schneeregime der Alpen verändert: Niederschläge fallen häufiger und bis in höhere Lagen in flüssiger Form, Neuschneedecken schmelzen rascher wieder ab und die Schneereserven insbesondere in mittleren Höhen werden kleiner. Dies hat – vor allem wegen des Ausfalls der Isolationsschicht – auch Auswirkungen auf die Vegetation und damit auf die Landwirtschaft. Die ausgleichende Wirkung pflanzt sich auf die grossen Mittellandflüsse fort, so dass auch dort die Unterschiede zwischen Sommer- und Winterabfluss geringer werden. Die Abflussregimes verschieben sich in Richtung nival und pluvial (SCHÄDLER 1990).

Bei einer mittleren Erwärmung um ungefähr 3°C würden in den Alpen fast alle Permafrostvorkommen bis auf etwa 3000 m Höhe auftauen. Das führt zu gewaltigen Hangdestabilisierungen, was die Wahrscheinlichkeit für Sackungen und Rutschungen erhöht und – vor allem in Verbindung mit Starkniederschlägen – zu einer Zunahme des Murgangrisikos führt.

Bezüglich Hochwasser bedeutet dies:

Die Zeitdauer mit Temperaturen unter dem Gefrierpunkt wird verkürzt, was vermehrte Niederschläge in Form von Regen zur Folge hat. Die Saison für potentielle Hochwasser wird dadurch verlängert. Zusammen mit tendenziell höherem Basisabfluss verursachen die eher intensiveren Niederschläge im Winter und Frühjahr häufigere und höhere Hochwasser.

Entscheidend, insbesondere für Katastrophenhochwasser, wird eine allfällige Veränderung der zeitlich-örtlichen Struktur und Intensität der Starkregen sein (SCHÄDLER 1990).

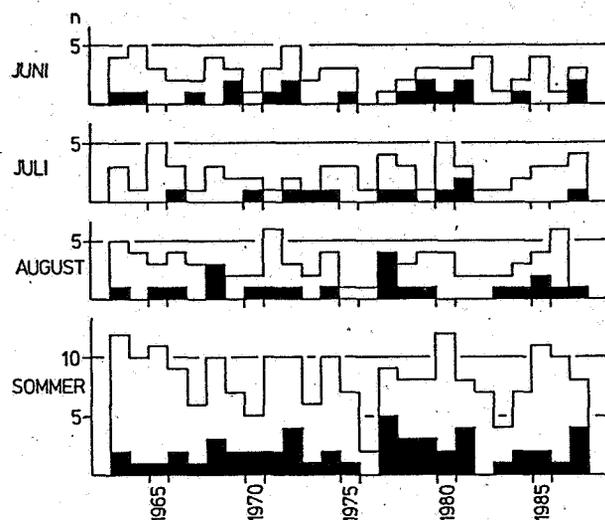


Abb. 8: Anzahl (n) der potentiellen Hochwasserlagen für die Monate Juni, Juli und August der Jahre 1963–1987. Quasistationäre Wetterlagen sind durch ausgefüllte Säulen dargestellt (STEINACKER 1988).

Epilog

Auch wenn die Aussagen über möglichen Folgen einer Klimaverschiebung nur auf Annahmen und Modellrechnungen beruhen, zwingen uns die denkbaren Auswirkungen, zu handeln und alle möglichen *Massnahmen* zu ergreifen. Dazu gehören an erster Stelle:

- Konsequente *Reduktion der Treibhausgasemissionen*, auch mit unpopulären Massnahmen. Dies ist zur Zeit das einzig mögliche und gleichzeitig das wirksamste Mittel einer *Ursachenbekämpfung*. Die Verstärkung des Treibhauseffekts ist durch menschliches Verhalten bedingt, sie kann demnach auch durch menschlichen Einfluss verändert bzw. gesteuert werden. Hier sind demnach die Prioritäten zu setzen.
- Intensivierung der *Forschungsbemühungen*, nicht um einen Beweis zu erbringen, sondern um Lücken im Prozessverständnis zu füllen und um bessere Vorstellungen der mesoskaligen Auswirkungen zu erhalten. Diese Anstrengungen sollten sich auf folgende Schwerpunkte konzentrieren:
 1. Kopplung der Systeme Ozean und Atmosphäre.
 2. Einfluss der Wolken und damit verbundene Rückkopplungseffekte, insbesondere solche der Biosphäre.
 3. Als Schwergewicht für die Schweiz: Entwicklung eines regionalen Klimamodells für die Alpen, um verbesserte Vorstellungen über die regionale Ausprägung der global erwarteten Klimaveränderung zu erhalten.

Um die Fehlerquellen in den Prognosen zu reduzieren, muss ein Messnetz zur Früherkennung der erwarteten Phänomene, ein eigentliches *Klimamonitoring* aufgebaut werden. Parallel dazu sollten schon heute Massnahmen getroffen werden, um einerseits die Treibhausgasemissionen zu verringern und andererseits den möglichen Folgen der erwarteten Klimaänderung insbesondere im Alpenraum zu begegnen.

Dem Argument, eine Klimaveränderung sei mit den heutigen Messungen noch nicht bewiesen, kann folgendes Beispiel aus der Wüste entgegengehalten werden: Wenn ein Beduine im Wadi rastet und in weiter Ferne ein Gewitter sieht, kann er lediglich spekulieren, ob dieses auch sein Wadi mit Wasser füllen werde. Sicher weiss er dies aber erst, wenn die Wasserflut um die letzte Biegung des Wadis doniert. Zum Zusammenpacken ist es dann allerdings zu spät...

Literatur

- [1] ASCHWANDEN H./SCHÖDLER B. Hochwasserereignisse im Jahre 1987 in der Schweiz. Landeshydrologie und -geologie, Mitteilungen Nr. 10, Bern 1988
- [2] CHEN J./ OHMURA A.: Estimation of Alpine glacier water resources and their change since the 1870s. Hydrology in Mountainous Regions, Volume I – Hydrological measurements, The Water Cycle. International Association of Hydrological Sciences, IAHS Publikation Nr. 193, Wallingford (UK) 1990
- [3] DANSGAARD W./WHITE J.W.C./JOHNSEN S.J.: The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. Nature 339, 532–534, London (UK) 1989
- [4] FRÖHLICH C.: Können wir die Entwicklung der Sonnenstrahlung voraussagen? ProClim News, 2: 10–11, Bern 1990
- [5] GREBNER D.: Starkregensituation vom 7./8. August 1978 im Schweizer Alpenraum; Entwicklung, Bewertung und Vorhersagbarkeit. Tagungspublikation «Interprävent 1980» Band 1, 215–224, Bad Ischl 1980
- [6] GREBNER D.: Meteorologische Verhältnisse zu den Hochwasserbeispielen vom August 1978 und Februar 1980. In: Beschreibung hydrologischer Vorhersagemodelle im Rheineinzugsgebiet (Rap. H. G. Mendel). Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes, Bericht Nr. 1–7, 30–33, 1988
- [7] GREBNER D./RICHTER K.G.: Gebietsniederschlag; Ereignisanalysen 1987 und Abhängigkeitscharakteristiken. Bericht im vorliegenden Band «Ursachenanalyse der Hochwasser 1987», Bern 1991
- [8] HEIM A.: Bergsturz und Menschenleben. Vierteljahresschrift der naturforschenden Gesellschaft 77, Bern 1932
- [9] HUTTER K./BLATTER H./OHMURA A.: Climatic Changes, Ice Sheet Dynamics and Sea Level Variations. Zürcher Geographische Schriften, Heft 37, Zürich 1990
- [10] INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (Herausgeber: HOUGHTON J.T./JENKINS G.J./EPHRAUMS J.J.): Climate Change – The IPCC Scientific Assessment. Report prepared for IPCC by Working Group 1, Cambridge (UK) 1990
- [11] MÄHRING C.: Die Probleme der Klimaforscher. Bild der Wissenschaft, 1: 72–75, Stuttgart (D) 1990
- [12] LAMBERT A.: Hochwasser im Alpenraum, Pulsschläge der Erosion. Die Geowissenschaften 6, 7: 206–211, Weinheim (D) 1988
- [13] OESCHGER H./BEER J./SIEGENTHALER U./STAUFFER B./DANSGAARD W./LANGWAY C.C.: Late glacial climate history from ice cores. (Herausgeber: HANSEN J.E. and TAKAHASHI T.) Climate processes and climate sensitivity. Geophysical Monograph. Vol. 29, 1984, Maurice Ewing Vol. 5: 299–306, 1984
- [14] OESCHGER H.: Was wissen wir über den Treibhauseffekt? Neue Zürcher Zeitung, Zürich 30.6.1990
- [15] PETRASCHECK A.: Die Hochwasser 1868 und 1987 – Ein Vergleich. «wasser, energie, luft» 81, 1/3: 1–8, Baden 1989
- [16] PFISTER CH.: Drei warme Winter hintereinander. Neue Zürcher Zeitung, Zürich 7.4.1990
- [17] SCHÄDLER B.: Water balance investigations in Swiss alpine Basins – Tool for the improved understanding of impacts of climatic changes on water resources? Conference on Climate and Water Volume 1, Valtion Painatuskeskus, Helsinki (SF) 1989
- [18] SCHÄDLER B.: Abfluss im Alpengebiet in einer wärmeren Atmosphäre. «wasser, energie, luft» 82, 10: 296–300, Baden 1990
- [19] SCHÖNWIESE CH.-D./DIEKMANN B.: Der Treibhauseffekt. Rowohlt Taschenbuch Verlag GmbH Reineck bei Hamburg (D) 1989
- [20] SPINEDI F.: Diminuzione del manto nevoso a media quota. ProClim News, 2: 12, Bern 1990
- [21] STEINACKER R.: Die Alpenen Hochwasserereignisse des Sommers 1987 und ihre meteorologischen Rahmenbedingungen. Österreichische Wasserwirtschaft 40, 5/6: 129–134, Wien (A) 1988
- [22] ZIMMERMANN M./LEHMANN CH./KIENHOLZ H.: Zum Hochwasser vom 1. Juli 1987 im Biembach (Emmental). «wasser, energie, luft» 80 9: 198–201, Baden 1988

Einfluss von Klimaveränderungen auf das Hochwasserrisiko

Armin Petrascheck und Bruno Schädler

Bundesamt für Wasserwirtschaft und
Landeshydrologie und -geologie, Bern

Zusammenfassung

Die vorhergesagte Klimaerwärmung gibt Anlass zur Sorge, dass sich Hochwasser und Murgangrisiko erhöhen würden. Diese Befürchtungen begründen sich auf einer Analyse der massgebenden auslösenden Prozesse im Zusammenhang mit den Hypothesen über die Klimaentwicklung. Ein Nachweis erhöhter Hochwasserhäufigkeit in Zeiten wärmeren Klimas konnte jedoch bisher noch nicht erbracht werden.

Résumé

L'échauffement climatique pronostiqué donne à penser que le risque de crue et d'éboulement serait accru. Ces craintes se fondent sur l'analyse des processus déterminants en relation avec les hypothèses sur le développement climatique. Une preuve de l'augmentation de la fréquence des crues en cas de réchauffement climatique n'a pourtant pas encore pu être apportée.

1. Mögliche Veränderungen

Die Kernaussagen der Klimamodellierung beschränken sich auf zwei Feststellungen:

- Eine globale Erwärmung um zwei bis fünf Grad ist bis Ende des nächsten Jahrhunderts zu erwarten, wobei die hohen Breiten voraussichtlich stärker betroffen sind (SWCC, 1990).
- Der Anstieg der Treibhausgase lässt eine rasche Erwärmung, schneller als die bekannten natürlichen Fluktuationen, befürchten.

Regionale Aussagen können noch nicht gemacht werden. Dies vor allem, weil sich verschiedene abhängige Prozesse, z. B. die Ausbildung der Meeresströmung, die ihrerseits die grossen atmosphärischen Zirkulationssysteme beeinflusst, entgegengesetzt auswirken könnten. So sind Aussagen über das Ausmass der zu erwartenden Klimaänderungen im schweizerischen Alpenraum spekulativ.

Die Alpen liegen in jener Zone, in der eher eine überdurchschnittliche Erwärmung erwartet wird. Die Annahme einer mittleren Temperaturerhöhung um 2–3 Grad, wie dies dem erwarteten Weltdurchschnitt entspricht, erscheint als erste Näherung gerechtfertigt. Für die folgenden Überlegungen wird eine gleichmässige Erwärmung, unter Beibehaltung analoger jahreszeitlicher und täglicher Temperaturschwankungen, angenommen.

Bei der Beurteilung des veränderten Hochwasserrisikos ist zu unterscheiden:

1. Zwischen den erwarteten Veränderungen der atmosphärischen Prozesse, wie:
 - Der Jahresverlauf der Nullgradgrenze und seine Schwankungen.
 - Die Häufigkeit von Starkniederniederschlägen und mögliche Veränderungen in Niederschlagsmenge, -dauer und -intensität.
 - Die Dauer der Austrocknungsphasen zwischen den Ereignissen

2. Den von den Klimaveränderungen abhängigen naturräumlichen Gegebenheiten, wie:

- Die Anpassung der Vegetation und des Bodens mit allen damit verbundenen Folgeprozessen, wie Bodenbildung, Evapotranspiration, Bodenfeuchte und dergleichen.
- Rückzug der Gletscher mit den daraus veränderten Abflussbedingungen und der Freilegung von Moränenmaterial.

Von den für das Hochwasserrisiko in hochalpinen Gebieten massgebenden Prozessen ist nur der mittlere Anstieg der Nullgradgrenze einigermaßen gesichert. Für Aussagen über den Witterungsverlauf fehlen Grundlagen. Dementsprechend unsicher sind die Aussagen über Folgeprozesse, wie Boden- und Vegetationsentwicklung.

2. Auswirkungen

2.1 Abfluss

Von entscheidender Bedeutung ist der Verlauf der mittleren Höhenlage der Nullgradgrenze. In Perioden mit Temperaturen nahe dem Gefrierpunkt können sich gefährliche Hochwasserlagen ausbilden, weil:

- die Evapotranspiration herabgesetzt ist und daher der Boden nicht entwässert wird. Im ungünstigsten Fall ist der Boden durch eine vorangehende Kälteperiode gefroren und somit praktisch undurchlässig. Dann gelangt der Niederschlag nahezu vollständig und mit nur geringen Verzögerungen zum Abfluss.
- das Schmelzen von kurz vorher gefallenem Schnee den Abfluss noch verstärken kann.

Die Hochwasser im Februar 1990 in Nendaz (Wallis) sind beispielsweise auf diese Konstellation der Wetterlage zurückzuführen.

Lange Perioden mit sehr tiefen Temperaturen unter Null Grad, wie sie heute im Winter in den Hochalpen die Regel sind, wirken abflussverzögernd, weil

- der in der Periode gefallene Niederschlag eine mächtige Schneedecke bildet. Im Porenvolumen der Schneedecke kann Niederschlag gespeichert werden. Ist diese noch unterkühlt, gefriert der an der Oberfläche tauende Schnee noch in den tieferen Schichten. Der Abfluss durch Schmelzen setzt erst ein, wenn die gesamte Schneedecke «reif», das heisst wassergesättigt und nahe am Schmelzpunkt ist. Dies erfordert die Zufuhr relativ grosser Wärmemengen, eine Bedingung, die heute erst im Spätfrühling beziehungsweise im Frühsommer erfüllt ist.
- Die starke Gliederung der Einzugsgebiete in verschiedene Höhenstufen bewirkt, dass praktisch nie im gesamten Einzugsgebiet gleichzeitig Schmelze eintreten kann. Dadurch beschränkt sich die Hochwassergefahr in den hochalpinen Einzugsgebieten auf den Spätsommer und den Frühherbst, wenn die winterliche Schneedecke auch in den höchsten Lagen weitgehend abgeschmolzen ist. Bei der Annahme eines mittleren Temperaturanstieges von 2–3 Grad kann auf eine Hebung der Nullgradgrenze um ca. 300 m geschlossen werden. Dadurch wird in den Hochalpen der Zeitraum, in dem Hochwasserlagen eintreten können, um ca. 30 Tage verlängert, was zu einer Erhöhung der Hochwasserhäufigkeit führen kann. Gleichzeitig können sich auch ungünstigere Parameterkombinationen ausbilden, vor allem, weil sich die zum Abfluss beitragende Fläche durch die höhere Lage der Nullgradgrenze vergrössert. In den Alpen müsste deshalb bei einem Anstieg der Nullgradgrenze mit einer Erhöhung der Hochwasserhäufigkeit

und einer Vergrößerung der extremen Abflussspitzen gerechnet werden.

Schwieriger zu bewerten sind die möglichen Veränderungen auf Grund einer anderen Niederschlagsverteilung. Die erhöhte Temperatur bewirkt eine erhöhte Verdunstung; aber auch ein erhöhter Niederschlag ist zu erwarten. Es wird angenommen, dass sich der Anstieg von Temperatur und Niederschlag kompensiert und so der Abfluss letztlich gleich bleibt (Schädler 1990). Diese Aussage gilt für die Jahressummen, wobei ein Anstieg der Abflussmengen im Winter und eine korrespondierende Abnahme im Sommer erwartet wird. Eine Erhöhung der Intensitäten von Schauerniederschlägen könnte sich in einer Erhöhung der Hochwasserabflussspitzen auswirken. Abflussmindernd würde sich eine erhöhte Speicherfähigkeit des Bodens auswirken, die durch eine erhöhte Evapotranspiration und durch eine Veränderungen in der Bodenstruktur auf Grund der verstärkten biologischen Aktivität eintreten könnte. Dies sind jedoch langsame Prozesse. Entscheidend wird das Tempo, mit dem die Klimaveränderungen eintreten.

2.2 Feststoffe

Für die Feststoffbildung, insbesondere die Häufigkeit von Murgängen, sind zwei Prozesse entscheidend:

1. Der mit dem Temperaturanstieg erwartete Rückgang der Gletscher führt zu einer Freilegung von Moränenmaterial. Durch den gleichzeitigen Rückgang der Permafrostzonen wird Lockermaterial destabilisiert (Häberli 1990, Zimmermann 1990).

Dies kann zu einer Erhöhung des Murgangrisikos führen. Einerseits würde vermehrt leicht erodierbares Lockermaterial bereitgestellt und andererseits wäre in diesen Höhenlagen vermehrt mit Niederschlag in Form von Regen zu rechnen, der das bereitgestellte Material abtransportiert.

2. Wenn infolge Fortschreiten des Waldsterbens oder infolge zu rascher Klimaveränderung eine Schwächung der Vegetation eintritt, würde der darunter liegende Boden infolge des verringerten Schutzes durch die Vegetationsdecke und die Wurzelwirkung erosionsanfälliger. Dadurch wären das Feststoffpotential und der Geschiebeanfall langfristig erhöht.

Gerade bei den Vorhersagen zur Entwicklung von Vegetation und Boden bestehen jedoch die grössten Unsicherheiten. Die erhöhte Temperatur und der vermehrte Wasserumsatz sollten die Vegetationsentwicklung begünstigen. Dem steht entgegen, dass Anpassungsprozesse Zeit brauchen. Entscheidend ist daher wieder die Schnelligkeit, mit der die Klimaänderung eintritt.

3. Sicherheit der Vorhersagen

Es muss aber festgehalten werden, dass diese Analyse eine Abwägung der an den Prozessen beteiligten Faktoren ist. Sie kann ihre Rechtfertigung nur aus der Logik der Analyse

erhalten. Für eine sichere Vorhersage müssten jedoch die verschiedenen Prozesse und ihre Abhängigkeiten wesentlich besser bekannt sein.

Es muss zudem festgehalten werden, dass seit der Mitte des letzten Jahrhunderts, dem historischen Höchststand der Gletscher, die mittlere Temperatur um etwa 0.5 bis 1.0 Grad angestiegen ist. Dies führte zu einem Anstieg der mittleren Gleichgewichtslinie der Gletscher um ca. 100 m und einer Abnahme der Gletscherfläche um etwa 40% (Pazelt und Aellen, 1990). In diesem Zeitraum des doch sehr bedeutenden Rückganges der Gletscher ist jedoch weder eine Zunahme der Hochwasserabflüsse noch der Murgänge offensichtlich. Daraus darf jedoch nicht geschlossen werden, dass kein Risiko besteht. Die beobachtete Erwärmung lag im Rahmen der natürlichen Streuung. Die Auswirkungen können durch natürliche Puffer stark verzögert sein. Untersuchungen im Bedretto (Jahn, 1991) zeigten, dass auch nach einem Waldbrand eine Zunahme der Erosion zwar zu vermuten, aber nicht nachzuweisen ist. Die stabilisierende Wirkung der Wurzeln ist noch nach 30 Jahren vorhanden. Wann messbare negative Effekte eintreten, ist nicht oder noch nicht bekannt. Auch die Degradation der Böden muss nach der Entfernung der Walddecke nicht zwangsläufig rasch erfolgen. So fanden sich im Urserental Moränenböden, die als Relikte von Waldböden interpretiert werden können (Forster, 1991), obwohl in diesem Gebiet sicher seit 200 Jahren, höchstwahrscheinlich aber seit 500 Jahren, kein Wald mehr vorhanden ist.

Sicher ist einzig, dass eine Erwärmung des Klimas um 2–3 Grad zu bedeutenden Umgestaltungen führen wird. Eine Veränderung bedeutet sowohl eine Veränderung der Risiken wie auch der Chancen. Die Veränderungen werden weitgehend irreversibel sein, doch das Ausmass ist unbekannt. So ist eine tiefe Besorgnis gerechtfertigt, und alle Massnahmen zur Minimierung der erwarteten Klimaveränderung müssen getroffen werden, unabhängig ob der Beweis erbracht wurde oder noch zu erbringen ist.

Literaturverzeichnis

Forster H., Leupi H. Der Waldeinfluss auf die Abflussbildung; Ursachenanalyse der Hochwasser 1987, Ergebnisse der Untersuchungen; 1991; Bundesamt für Wasserwirtschaft, Bern.

Häberli W., Permafrost; Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre, Mitteilung Nr. 108 der VAW, ETH Zürich, 1990.

Jahn H.; Oberflächenerosion; Ursachenanalyse der Hochwasser 1987, Ergebnisse der Untersuchungen; 1991; Bundesamt für Wasserwirtschaft, Bern.

Pazelt G., Aellen Markus; Gletscher; Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre, Mitteilung Nr. 108 der VAW, ETH Zürich, 1990.

Schädler B.; Abfluss; Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre, Mitteilung Nr. 108 der VAW, ETH Zürich, 1990.

SWWC, Second World Climate Conference, Conference papers; Genf 1990.

Zimmermann M.; Periglaziale Murgänge; Schnee, Eis und Wasser der Alpen in einer wärmeren Atmosphäre, Mitteilung Nr. 108 der VAW, ETH Zürich, 1990.