

Beiträge zur Hydrologie der Schweiz

Nr. 36

Herausgegeben von der Schweizerischen Gesellschaft für Hydrologie und
Limnologie (SGHL)

**Niederschlag und Wasserhaushalt
im Hochgebirge der Glarner Alpen**

Zürich, 1997

Redaktion
Ulrich Moser
Geographisches Institut ETH
Abteilung Hydrologie
8057 Zürich

Herstellung der Druckvorlagen
Christoph Wahrenberger
Geographisches Institut ETH
Abteilung Hydrologie
8057 Zürich

Druck
Schüler AG, Jurastrasse 10, 2501 Biel

Bezugsadresse
Geographisches Institut ETH
Bibliothek
Winterthurerstrasse 190
8057 Zürich
Telefon 01 - 257 52 13
Fax 01 - 362 51 97

Preis: Fr. 20.–

Vorwort

In Fortsetzung der Tradition seit Otto Lutschg geht es auch in dieser Nummer der Reihe 'Beiträge zur Hydrologie der Schweiz' wieder um die Darstellung von regionalen hydrologischen Verhältnissen in einer bestimmten hochalpinen Region. Alle beteiligten Autoren kennen die behandelten Gebiete und die Messnetze aus eigenem Einsatz beim Erheben der Messwerte im Feld. Die vorliegenden langen Messreihen und befristete Spezialmessprogramme erlaubten es, weitere Bausteine zur Verbesserung unserer Kenntnisse über Niederschlag und Wasserhaushalt im Hochgebirge vorzulegen. Die Linth-Limmern- und Clariden-Region gehört damit zu den best erforschten Gebieten des Alpenraumes im Sinne der klassischen Hydrologie. Bereits laufende Projekte zur kontinuierlichen Modellberechnung aller hydrologischer Komponenten im Hochgebirge können auf den vorliegenden Kenntnissen weiter aufbauen. So wird es schliesslich möglich sein, die in einzelnen Gebieten gewonnenen Erkenntnisse auf grössere Bereiche des Alpenraumes zu übertragen. Diese Regionalisierung erfordert das Zusammenwirken klassischer und moderner Methoden der Hydrologie - beide als gleich wichtige Fundamente der zukünftigen Forschungsbemühungen.

Herbert Lang, ETH Zürich

Inhaltsverzeichnis

Niederschlagsverteilung im Tödigebiet: Messungen und Überprüfung mit der Wasserhaushaltsgleichung

Hans Müller-Lemans, Markus Aellen, Ludwig N. Braun,
Giovanni Kappenberger und Urs Steinegger

Zusammenfassung	7
Résumé	7
Riassunto	8
Abstract	8
1 Einleitung	9
2 Aufbereitung der Niederschlags- und Schneedaten	11
3 Analyse der Daten	15
4 Niederschlagskarten	21
5 Überprüfung mit der Wasserhaushaltsgleichung	27
5.1 Grundlagen	27
5.2 Mutsee	31
5.3 Fätschbach-Urnerboden	32
5.4 Linth-Tierfehd	34
5.5 Folgerungen aus der Überprüfung	38
6 Schlussfolgerungen	40
Literatur	41
Verdankungen	43

Analyse von Schneemessungen im Tödigebiet

Urs Steinegger

Zusammenfassung	45
Résumé	45
Riassunto	45
Abstract	46
1 Einleitung	46
2 Ziel der Messungen	47
3 Winterniederschlagsmessungen im Tödigebiet	47
3.1 Schneemessungen	48
3.2 Totalisatorenmessungen	48
4 Die Entwicklung der Gesamtschneedecke	49
5 Analyse der Messungen	52
5.1 Vergleich zwischen Wasseräquivalent- und Totalisatorenendaten	53
5.2 Höhenabhängigkeit des Wasseräquivalentes	54
6 Schlussfolgerungen	54
Literatur	55
Verdankungen	56

Die Ermittlung der Eisdicke im oberen Teil des Claridenfirsns (Glarner Alpen)

Martin Funk, Hermann Bösch, Giovanni Kappenberger und Hans Müller-Lemans

Zusammenfassung	57
Résumé	57
Riassunto	57
Abstract	57
1 Einleitung	57
2 Methodik	58
2.1 Apparatur	58
2.2 Messmethode	59
2.3 Auswertungsverfahren	60
2.4 Genauigkeit	60
3 Resultate	61
4 Ausblick	63
Literatur	63
Verdankungen	63

Niederschlagsverteilung im Tödigebiet:

Messungen und Überprüfung mit der Wasserhaushaltsgleichung

Hans Müller-Lemans, Markus Aellen, Ludwig N. Braun,
Giovanni Kappenberger und Urs Steinegger

Zusammenfassung

Ziel der Studie war, für das Tödigebiet (Glarner Alpen) langjährige Mittelwerte der Niederschlagsverteilung zu untersuchen. Die Daten wurden mit umfangreichen Frühjahrs-schneemessungen und korrigierten Niederschlagsmessungen bestimmt. Im Winter (Oktober-April) nehmen die Niederschläge mit der Höhe deutlich zu (0.325 m/km), im Sommer (Mai-September) hingegen nur schwach (0.090 m/km). Im Winter zeigen die Niederschläge zudem eine Abnahme von Westen nach Osten und auffallend hohe Werte an Stellen, die bei westlichen Winden unmittelbar im Lee von Gebirgskämmen liegen.

Ausgehend von den Messungen wurden durch unterschiedliche Inter- und Extrapolationen drei Varianten von Niederschlagskarten gezeichnet. Schliesslich wurden für drei Einzugsgebiete die resultierenden Gebietsniederschläge mit der Wasserhaushaltsgleichung überprüft. Neben Abfluss, Verdunstung und Reserveänderung wurden dabei auch die Wasserverluste aus dem Einzugsgebiet berücksichtigt. Wie die Ergebnisse zeigen, sind die Daten konsistent. Gesamthaft ist der Gebietsniederschlag gemäss Wasserbilanz ein wenig grösser als der Gebietsniederschlag gemäss der mittleren Variante der Niederschlagskarte. Dies spricht für grosse Niederschläge in hohen Lagen.

Die Studie erweitert die Kenntnisse über die Niederschlagsverhältnisse im Alpenraum. Die Ergebnisse können unter anderem in Untersuchungen über den Wasserhaushalt im Hochgebirge und über den Massenhaushalt von Gletschern von Bedeutung sein.

Résumé

Répartition spatiale des précipitations dans le massif du Tödi: mesures et contrôle à l'aide de l'équation du bilan hydrologique

Le but de cette étude était d'analyser la répartition spatiale de la moyenne, prise sur plusieurs années, des précipitations dans la région du Tödi (Alpes glaronaises). Les données ont été acquises à partir des nombreuses mesures nivologiques prises à la fin de l'hiver et des mesures de précipitations corrigées. En hiver (d'octobre à avril), les précipitations augmentent sensiblement avec l'altitude (0.325 m/km). Par contre, cette tendance est plus faiblement marquée (0.090 m/km) en été. En hiver, les précipitations diminuent de l'ouest vers l'est et montrent des valeurs étonnamment grandes aux endroits sous les crêtes abrités des vents d'ouest.

Sur la base de ces mesures analysées au moyen de différents types d'interpolation respectivement d'extrapolation, trois variantes de cartes des précipitations ont été établies. Finalement, la quantité des précipitations dans trois bassins versants a été vérifiée au moyen de l'équation du bilan hydrologique. Pour cela, les quantités d'eau perdues par le bassin versant ont été prises en compte, tout comme les débits écoulés, l'évaporation ainsi que les variations des réserves en eau. Les résultats ont montré que les données utilisées sont cohérentes. Dans l'ensemble, la quantité des précipitations régionales tirées du bilan hydrologique est légèrement supérieure à la valeur déduite de la carte des précipitations déterminée selon la variante intermédiaire. Ceci implique d'importantes précipitations en altitude.

Cette étude élargit les connaissances sur les caractéristiques des précipitations dans le secteur alpin. Les résultats obtenus peuvent être utiles pour des études du bilan hydrologique en haute montagne ainsi que des bilans de masse de glaciers.

Riassunto

Ripartizione delle precipitazioni nella regione del Tödi: misurazioni e verifica con l'equazione del bilancio idrico

Scopo dello studio era di esaminare i valori pluriennali medi della ripartizione delle precipitazioni per la regione del Tödi (Alpi glaronesi). I dati sono stati calcolati in base alle misurazioni della neve in primavera e alle misurazioni corrette delle precipitazioni. In inverno (ottobre-aprile), a seguito dell'altitudine, le precipitazioni aumentano considerevolmente (0.325 m/km), mentre in estate (maggio-settembre) per contro l'aumento risulta essere minore (0.090 m/km). In inverno, le precipitazioni mostrano inoltre una diminuzione da ovest verso est con evidenti valori alti in luoghi, dove in presenza di venti occidentali, rimangono direttamente sottovento dalle creste.

A partire dalle misurazioni con diverse interpolazioni e estrapolazioni, sono state disegnate cartine di precipitazioni in tre varianti. Infine, per tre bacini idrografici sono stati verificati i dati finali delle precipitazioni della regione con l'equazione del bilancio idrico. Oltre al deflusso, all'evaporazione e alle variazioni della riserva, si è tenuto conto anche delle perdite di acqua del bacino idrografico. Come mostrano i risultati, i dati sono consistenti. In generale, le precipitazioni nella regione, secondo il bilancio idrico risultano essere leggermente maggiori rispetto alla media delle varianti delle cartine delle precipitazioni. Ciò indica grosse precipitazioni ad alta quota.

Lo studio permette di ampliare le conoscenze delle condizioni di precipitazioni nelle Alpi. I risultati possono essere d'importanza tra l'altro nelle ricerche del bilancio idrico in alta montagna e del bilancio di massa dei ghiacciai.

Abstract

Distribution of precipitation in the Tödi area: measurements and verification with the water budget equation

The aim of this study was to investigate the long-term mean distribution of precipitation in the Tödi area (Glarne Alps). The data are based on a large number of snow measurements in spring and corrected precipitation measurements. In winter (October-April) precipitation increases clearly with elevation (0.325 m/km) whereas in summer (May-September), this increase is rather slight (0.090 m/km). Furthermore, in winter, there is a reduction in precipitation from west to east, and the values are noticeably high at locations immediately on the leeward side of mountain ridges under westerly wind conditions.

Based on the measurements, and varying the inter- and extrapolation procedures, three versions of precipitation maps were drawn. Then the basin precipitation was determined for three watersheds, and verified with the water budget equation. In addition to discharge, evaporation and changes in snow and ice storage, water losses from the basins were also considered. The results show that the data are consistent. On the whole, basin precipitation based on the water balance is somewhat larger than the value derived from the intermediate version of the precipitation map. This finding points to the fact that high precipitation values occur at high elevations.

The study increases knowledge concerning the precipitation conditions in the Alps. The results can be of value when investigating the water budget in high alpine regions, and the mass balance of glaciers.

1 Einleitung

Obwohl der Niederschlag eine wesentliche Komponente des Wasserhaushaltes bildet, sind die Kenntnisse über die Niederschlagsverteilung im Alpenraum immer noch ziemlich lückenhaft. Die Unsicherheiten erreichen in den Jahressummen des Gebietsniederschlags Werte bis in die Grössenordnung von einem Meter. Sie sind einerseits durch die natürliche Variabilität des Niederschlags unter den komplexen Verhältnissen des Hochgebirges bedingt, und andererseits durch messtechnische, vor allem im Winter auftretende Probleme beim Einsatz der Totalisatoren, von denen die meisten der bisherigen Daten stammen.

Zahlreiche Autoren stellten fest, dass Totalisatorenmessungen spürbare systematische Fehler aufweisen können. Bekannt sind hauptsächlich die windbedingten Verluste. BÖCK (1951) berichtet über Vergleichsmessungen für vier Totalisatoren im Glocknergebiet, von denen zwei auf Gletschern aufgestellt waren. Die Werte der Totalisatoren erreichten im Mittel nur 60-88% des Wasseräquivalentes der Winterschneedecke. Prozentsätze in der gleichen Grössenordnung ergaben sich aus analogen Vergleichen für 13 Totalisatoren im Tödigebiet (STEINEGGER 1990) sowie aus Vergleichen für Weissfluhjoch zwischen Winterwerten des Totalisators und kumulierten Tageswerten des mit der Schneebrettmethode erfassten Neuschnee-Wasseräquivalentes (SEVRUK 1983, FÖHN 1985). Für Jahresniederschläge von Totalisatoren in Höhen über 2000 m ü.M. nennt SEVRUK (1985) einen mittleren Korrekturwert von 25%. SEVRUK & KIRCHHOFFER (1992) differenzieren nach fünf Höhenstufen und vier Expositionsklassen und erhalten Werte von 6 bis 30%.

Neben den bekannten windbedingten Verlusten, treten jedoch an gewissen Standorten auch erhebliche windbedingte Gewinne auf, namentlich durch Driftschnee (MÜLLER-LEMANS et al. 1993). Dies erschwert die Entwicklung allgemeingültiger Verfahren zur Korrektur der Messwerte und erklärt, weshalb Totalisatordaten manchmal zu massiven Fehleinschätzungen der Niederschlagsverhältnisse führen können.

Ziel der vorliegenden Studie ist es, für das Tödigebiet langjährige Mittelwerte der Niederschlagsverteilung zu untersuchen und dabei durch geeignete Methodenwahl die genannten Fehleinschätzungen zu vermeiden. Das Untersuchungsgebiet umfasst das Quellgebiet der Linth und deckt sich annähernd mit dem Einzugsgebiet der Kraftwerke Linth-Limmern AG (Abb. 1). Zum Vergleich und als Ergänzung werden auch einige Daten aus umliegenden Gebieten beigezogen. Behandelt werden der Winterniederschlag (Oktober bis April), der Sommerniederschlag (Mai bis September) und der Jahresniederschlag.

In groben Zügen geschieht die Bestimmung der Niederschlagsmengen nach folgender Methode: Für die Stationen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA), die mit Hellmann-Niederschlagsmessern ausgerüstet sind, werden korrigierte Messwerte übernommen. Für höhere Lagen wird der Winterniederschlag aus Frühjahrs-Schneemessungen bestimmt und der Sommerniederschlag aus korrigierten Totalisatorenwerten. Abschliessend erfolgt soweit möglich eine Überprüfung der ermittelten Gebietsniederschläge mit Hilfe der Wasserhaushaltsgleichung. Nicht einbezogen werden die Totalisatorenwerte für den Winterniederschlag. Damit wird keineswegs deren Bedeutung herabgewürdigt, sondern das Prinzip befolgt, im Falle mehrerer Möglichkeiten jeweils die zuverlässigsten Daten zu verwenden.

Die vorliegende Studie ist namentlich deshalb von Interesse, weil sie auf einem Datensatz basiert, der eine hohe Qualität aufweist und in seinem Umfang im Hochgebirge einmalig ist. Dank dieses Datensatzes und der verwendeten Methodik vermag die Untersuchung für das behandelte Fallbeispiel fundierte Aussagen über die Höhenabhängigkeit des Niederschlags und über weitere Gesetzmässigkeiten der Niederschlagsverteilung zu liefern. Vor allem erweitert sie die Kenntnisse über die Niederschlagsverhältnisse in den Gletscherregionen, in denen teilweise noch besonders grosse Unsicherheiten bestehen.

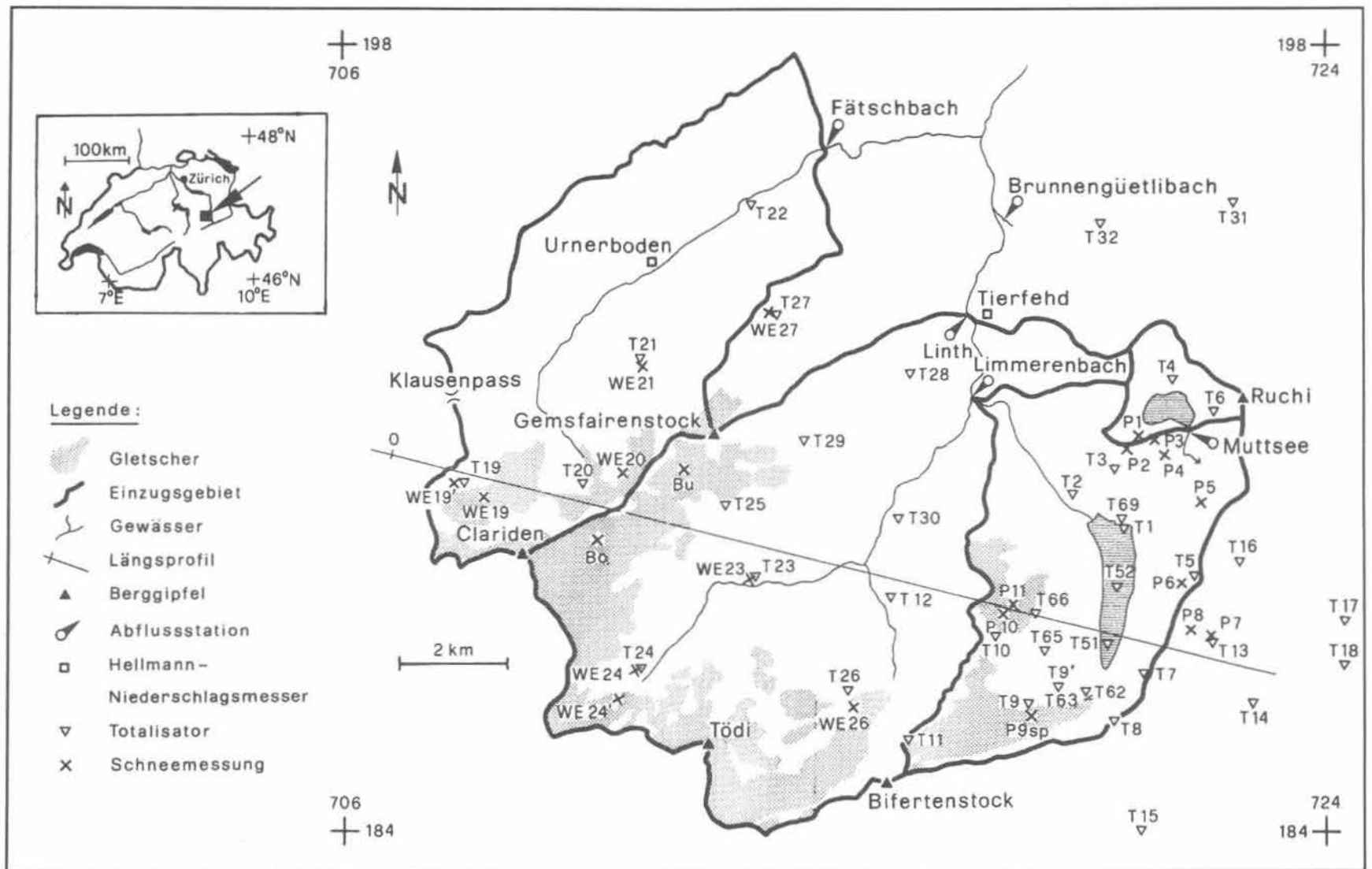


Abb. 1: Schematische Darstellung des Untersuchungsgebietes mit Lage der Stationen und des Längsprofils. (Bei den Schneemessungen ist jeweils nur die Mitte des Schneemessprofils eingezeichnet und nicht das ganze Profil.)

2 Aufbereitung der Niederschlags- und Schneedaten

Behandelt wurde in erster Linie die Periode 1964/65 - 1983/84, weil in dieser Periode das Messnetz besonders dicht war. Als Ergänzung wurden auch Daten aus anderen Perioden beigezogen und wenn nötig auf die Periode 1964/65 - 1983/84 umgerechnet.

Es wurden folgende Datenquellen benützt: Die Niederschlagsdaten der SMA-Stationen, die mit Hellmann-Niederschlagsmessern ausgerüstet sind, stammen aus der Datenbank der SMA. Die Daten der Totalisatoren Geissbützistock und Altenoren stammen aus den Feldbüchern der Claridenfirn-Messungen und jene der beiden Bojen auf dem Claridenfirn aus MÜLLER & KAPPENBERGER (1991). Die übrigen Niederschlags- und Schneedaten wurden vorwiegend den Berichten entnommen, welche die Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) der ETH Zürich im Auftrag der Nordostschweizerischen Kraftwerke AG (NOK) erstellt hatte (VAW 1945-1985). Diese Berichte sind namentlich dem Einsatz von E. HOECK, P. KASSER, L. WYSSLING und speziell H. SIEGENTHALER zu verdanken. Teilweise wurde auf die zugrunde liegenden Feldbücher zurückgegriffen. Soweit möglich wurde auf der Arbeit von STEINEGGER (1990) aufgebaut, der wesentliche Beiträge zur Datenaufbereitung liefert.

Die Datenaufbereitung wurde sehr detailliert und sorgfältig durchgeführt. Weil eine umfassende Dokumentation der einzelnen Arbeitsschritte den Rahmen der vorliegenden Studie sprengen würde, folgt hier lediglich ein kurzer Überblick über das Vorgehen. Einige ergänzende Angaben zur Methodik finden sich bei MÜLLER-LEMANS et al. (1993).

Ein Schwergewicht lag bei der Kontrolle auf Ausreisser und Homogenität durch Vergleich mit mindestens einer Referenzstation. X-Y-Streudiagramme halfen Ausreisser aufzufinden und lieferten Hinweise auf bedeutende Lokaleinflüsse (wenn die Werte ungewöhnlich stark streuten) und auf systematische Verluste oder Gewinne (wenn die Regressionsgerade weit vom Nullpunkt entfernt verlief). Bei Schneemessungen können die Verluste und Gewinne durch windbedingte Umlagerungen verursacht sein, die Verluste in tieferen Lagen zudem durch Perkolation. Ein einfaches Modell, das im wesentlichen bei MÜLLER & KAPPENBERGER (1991) beschrieben ist, ermöglichte es, die Perkulationsverluste in jenen Höhenlagen, in denen sie höchstens kleine Beträge annehmen, grob abzuschätzen und zu korrigieren. Unterhalb etwa 1900 m ü.M. sind sie zum Messtermin (etwa 1. Mai) in der Regel so gross, dass sich die Schneemessungen nicht mehr zur Bestimmung des Winterniederschlages eignen.

Schneemessungen liegen aus dem Gebiet nicht nur für einzelne Punkte vor, sondern in der Regel für Schneemessprofile, die 300 m bis einige Kilometer lang waren. Generell bestehen in den Schneehöhen beträchtliche kleinräumige Unterschiede. Zum Teil weisen sogar die Mittelwerte nahe beieinanderliegender Profile spürbare Differenzen auf. In einigen Fällen liessen sich durch Analyse der Einzelmessungen auf längeren Profilen Abschnitte identifizieren, in denen die Messwerte überdurchschnittlich stark schwanken und andere, die sich durch ausgeglichene Schneehöhen auszeichnen. Letztere dürften repräsentativere Mittelwerte liefern als die ganzen Profile.

Jahre mit besonders grossen Abweichungen in den X-Y-Streudiagrammen wurden nur dann als Ausreisser eliminiert, wenn man Datenfehler belegen konnte. Bei einigen Totalisatoren (vor allem T5 und T11, aber auch T7) waren in den Ausreissern Gesetzmässigkeiten zu erkennen, die auf beträchtliche standortbedingte Messfehler hinwiesen. Die Daten dieser Totalisatoren mussten verworfen werden. Wenn die X-Y-Streudiagramme ein aussergewöhnlich unruhiges Bild zeigten und noch weitere Gründe gegen eine hinreichende Repräsentativität der Daten bestanden (wie z.B. starke Hinweise auf Inhomogenitäten oder auf Verluste durch windbedingte Schneeuumlagerungen), dann wurde die Messreihe ebenfalls verworfen. Dies war bei den Schneemessprofilen P2, P3 und P6 der Fall.

Doppelsummenkurven dienten dazu, die Homogenität der Reihen zu überprüfen. Die meisten Reihen wiesen keine Inhomogenitäten auf. Wenn sich die Ursache für eine

Inhomogenität aufdecken liess, wurde die Reihe homogenisiert, andernfalls verworfen. Bei den Schneemessungen war in einem Fall eine Inhomogenität auf eine Verlegung des Messprofils zurückzuführen. In sieben Jahren hatte man zum Vergleich jeweils beim alten und neuen Messprofil (WE19' und WE19) gemessen, so dass zwei fast vollständige Reihen vorliegen. Beide wurden mit der Quotientenmethode aufgrund der Parallelmessungen sowie der Daten von den beiden Bojen auf dem Claridenfirn auf die Periode 1964/65 - 1983/84 reduziert. Eine kürzere Schneemessreihe (WE24') wurde ebenfalls auf diese Periode umgerechnet. Analog wurden die vereinzelter Messlücken gefüllt.

Vom Untersuchungsgebiet existieren auch zahlreiche, unterschiedlich lange Totalisatoren-messreihen des Sommerniederschlages aus der Periode 1944/45 - 1963/64. Diese Reihen wurden mit der Quotientenmethode auf die Periode 1964/65 - 1983/84 reduziert. Als Referenzstationen dienten jeweils die Totalisatoren T3, T8, T10 und T13. Übernommen wurde schliesslich der Mittelwert der vier reduzierten Niederschläge.

Was die Niederschlagskorrekturen betrifft, wurden die Winterniederschläge der mit Hellmann-Niederschlagsmessern ausgerüsteten SMA-Stationen mit Hilfe der Angaben von SEVRUK (1985) korrigiert. SEVRUK (1985) gibt für 64 dieser Stationen mittlere monatliche Korrekturwerte des systematischen Niederschlagsmessfehlers an. Dabei sind von den hier behandelten Stationen Tierfehd, Altdorf und Disentis berücksichtigt. Für diese wurde das Mittel der Korrekturwerte über die Wintermonate Oktober bis April bestimmt (6.7%, 9.9%, 9.7%) und zur Korrektur verwendet. Für die übrigen wurde einheitlich ein Korrekturwert von 9% angenommen.

Die Sommerwerte der mit Hellmann-Niederschlagsmessern ausgerüsteten SMA-Stationen wurden analog korrigiert. Das Mittel der Korrekturwerte über die Sommermonate Mai bis September beträgt für Tierfehd 4.7%, für Altdorf 5.4% und für Disentis 6.2%. Für die übrigen Stationen wurde ein Korrekturwert von 5% benutzt.

Zur Korrektur der Sommermessungen von Totalisatoren existiert noch kein anerkanntes Verfahren. SEVRUK (1985) nennt für das Sommerhalbjahr (April bis September) in Höhen über 2000 m ü.M. einen Korrekturwert von 15%. SEVRUK & KIRCHHOFFER (1992) geben für das Sommerhalbjahr in Höhenlagen von 2000-3000 m ü.M. ebenfalls 15% an. Für die hier behandelten Monate Mai bis September dürfte diese Angabe eher eine obere Grenze darstellen. Grundsätzlich ist mit einer Zunahme der Korrekturwerte mit der Höhe über Meer zu rechnen, denn der Schneeanteil am Niederschlag und im Mittel auch die Windgeschwindigkeiten nehmen mit der Höhe zu, womit die windbedingten Messfehler ansteigen. In tiefen Lagen dürften die Korrekturwerte in der gleichen Grössenordnung liegen wie bei Hellmann-Niederschlagsmessern. Der Windschutzring der Totalisatoren vermindert zwar die windbedingten Verluste, was aber teilweise dadurch wieder ausgeglichen wird, dass die Totalisatoren im allgemeinen an exponierteren Standorten und in grösserer Höhe über Boden aufgestellt sind als die Hellmann-Niederschlagsmesser.

Hier wurden als erste Näherung folgende Korrekturwerte verwendet: 1000-1500 m ü.M. 4%, 1500-2000 m ü.M. 6%, 2000-2500 m ü.M. 8% und 2500-3000 m ü.M. 10%. Diese Prozentsätze sind vorsichtig bemessen, d.h. eher tief angesetzt. Dadurch wird den systematischen Messfehlern ansatzweise Rechnung getragen, ohne dass die Daten in einem Ausmass verändert werden, das sich beim heutigen Kenntnisstand noch nicht belegen lässt.

Die angegebenen Prozentsätze sind als Richtwerte für die Gesamtheit der Totalisatoren im Gebiet zu verstehen. Selbstverständlich muss man davon ausgehen, dass die effektiven Messfehler zwischen den einzelnen Totalisatoren starke Unterschiede aufweisen können. Die Messungen geben deutliche Anzeichen dafür, dass teilweise auch im Sommer beträchtliche Messfehler auftreten (z.B. bei den schon erwähnten Totalisatoren T5, T7 und T11). ZWEIFEL (1958) berichtet über seine Beobachtungen am Totalisator Muttenkopf. Bei Sturmweather brausten die von heftigen Windstössen schräg nach unten getriebenen Regenschwaden über

den Totalisator hinweg. Kurze Pausen lang fiel der Regen wieder senkrecht und erreichte das Gefäss. Oftmals aber wurden die Tropfen horizontal vorübergetrieben. Wie diese Schilderung veranschaulicht, ist es ohne zusätzliche Untersuchungen ziemlich illusorisch, gesonderte Korrekturwerte für einzelne Totalisatoren angeben zu wollen.

Die Mittelwerte des Winterniederschlages und des Sommerniederschlages für die Periode 1964/65 - 1983/84 sind in Tabelle 1 und Tabelle 2 zusammengestellt.

Tab. 1: Mittelwerte des Winterniederschlages (Oktober bis April) für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Bei P1 bis Bo handelt es sich um Schneemessungen. Bei den restlichen Stationen (SMA-Stationen) waren Hellmann-Niederschlagsmesser im Einsatz. Für Tierfehd wurden in der Periode 1964/65 - 1968/69 die Messungen der Station Auen übernommen, und für Glarus wurden die drei Teilreihen wie bei MÜLLER & KAPPENBERGER (1991) zusammengesetzt. Beides ist für den vorliegenden Zweck ausreichend genau. Unterschiede zwischen korrigierten und unkorrigierten Mittelwerten der Schneemessungen sind durch die Korrektur der Perkolationsverluste bedingt. Lücken bei den korrigierten Niederschlägen bedeuten, dass die entsprechenden Messreihen verworfen werden mussten. Gruppe 1 umfasst die mehr nordalpin beeinflussten Stationen und Gruppe 2 die mehr zentralalpin beeinflussten. Gruppe A beinhaltet die Stationen im Höhenbereich von 2000-3000 m ü.M., die bei westlichen Winden unmittelbar im Lee von Gebirgskämmen liegen. Zur Gruppe B gehören die übrigen Stationen in diesem Höhenbereich. Einzelheiten zur Definition der Gruppen finden sich im Text.

Table 1: Mean values of winter precipitation (October to April) for the period 1964/65 to 1983/84.

	Stations- kode	Name	Höhe [m ü.M.]	Niederschlag unkorrigiert [m]	Niederschlag korrigiert [m]	Gruppe 1 & 2	Gruppe A & B
1	P1	Muttseeplateau, Scheidstöckli	2500	1.383	1.383	2	B
2	P2	Muttseeplateau, Vorder Selbsanft	2500	0.908			
3	P3	Muttseeplateau, Hünderbüel	2500	0.950			
4	P4	Muttseeplateau, Kistenweg	2450	1.240	1.240	2	B
5	P5	Lattenband	2550	1.263	1.263	2	B
6	P6	Kistenband	2680	0.841			
7	P7	Sella Falla Lena [Falla Lenn], Ost	2570	1.208	1.208	2	B
8	P8	Sella Falla Lena [Falla Lenn], West	2600	0.911	0.911	2	B
9	P9sp	Limmerengletscher	2460	1.483	1.483	2	A
10	P10	Plattalvagletscher, Querprofil	2800	1.542	1.542	2	A
11	P11	Plattalvagletscher, Längsprofil	2770	1.623	1.623	2	A
12	WE19	Griessfirn	2260	1.362	1.369	1	B
13	WE19'	Tierälpli	2350	1.476	1.476	1	B
14	WE20	Rotennossenfirn	2760	1.524	1.524	1	B
15	WE21	Gemsfairoboden	1960	0.985	1.065	1	
16	WE23	Ober Sand	1940	0.890	1.008	1	
17	WE24	Spitzalpeli	2430	1.145	1.145	1	B
18	WE24'	Sandfirn	2580	1.280	1.280	1	B
19	WE26	Bifertenfirn	2120	1.061	1.107	2	B
20	WE27	Fiseten	1975	1.000	1.076	1	
21	Bu	Claridenfirn, untere Boje	2700	1.942	1.942	1	A
22	Bo	Claridenfirn, obere Boje	2900	1.922	1.922	1	A
23	20	Sedrun	1450	0.664	0.724	2	
24	60	Disentis	1180	0.579	0.635	2	
25	140	Panix	1300	0.763	0.832	2	
26	220	Ilanz	707	0.498	0.543	2	
27	3100	Tierfehd (Linthal)	810	1.018	1.086	1	
28	3140	Urnerboden	1350	0.876	0.955	1	
29	3160	Braunwald	1190	1.178	1.284	1	
30	3180	Elm	962	0.865	0.943	1	
31	3210	Glarus	470	0.774	0.844	1	
32	4140	Altdorf	451	0.566	0.622	1	
33	4230	Muotathal	610	1.059	1.154	1	

Tab. 2: Mittelwerte des Sommerniederschlags (Mai bis September) für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Es waren folgende Geräte im Einsatz: Bei T1 bis T32 Standard-Totalisatoren, bei T51 bis T69 kleine Totalisatoren (Monatssammler) und bei den restlichen Stationen (SMA-Stationen) Hellmann-Niederschlagsmesser. Für Tierfehd wurden in der Periode 1964/65 - 1968/69 die Messungen der Station Auen übernommen, und für Glarus wurden die drei Teilreihen wie bei MÜLLER & KAPPENBERGER (1991) zusammengesetzt. Beides ist für den vorliegenden Zweck ausreichend genau. Lücken bei den korrigierten Niederschlägen bedeuten, dass die entsprechenden Messreihen verworfen werden mussten. Werte, die aus einer anderen Periode stammen und auf die Periode 1964/65 - 1983/84 reduziert wurden, sind mit "R" markiert. Gruppe 1 umfasst die mehr nordalpin beeinflussten Stationen und Gruppe 2 die mehr zentralalpin beeinflussten. Einzelheiten zur Definition der Gruppen finden sich im Text.

Table 2: Mean values of summer precipitation (May to September) for the period 1964/65 to 1983/84.

	Stations- kode	Name	Höhe [m ü.M.]	Niederschlag unkorrigiert [m]	Niederschlag korrigiert [m]	Reduktion	Gruppe 1 & 2
1	T1	Ingenieurhütte	1850	0.947	1.004	R	2
2	T2	Ochsenplanggen	1830	0.757	0.802	R	2
3	T3	Muttenkopf	2425	0.765	0.826	-	2
4	T4	Scheidseeli	2490	0.748	0.808	R	2
5	T5	Muttenberge	2850	0.569		R	
6	T6	Ruchiflanke	2775	0.845	0.930	R	2
7	T7	Kistenstöckli	2545	0.659		R	
8	T8	Limmerenpass	2640	0.877	0.965	-	2
9	T9	Limmerengletscher	2475	0.978	1.056	R	2
10	T9'	Plattenseeli	2360	1.050	1.134	R	2
11	T10	Hinter Selbsanft	2820	0.987	1.086	-	2
12	T11	Griessgletscher	3030	1.287		R	
13	T12	Tentiwang	1630	0.937	0.993	R	2
14	T13	Sella Falla Lena [Falla Lenn]	2570	0.693	0.762	-	2
15	T14	Plaun Bials	2345	0.712	0.769	R	2
16	T15	Nera Biala	2295	0.691	0.746	R	2
17	T16	Cavorgia	2620	0.832	0.915	R	2
18	T17	Crap Tgietschen	2390	0.755	0.815	R	2
19	T18	Urschiu Dadens	2080	0.761	0.822	R	2
20	T19	Tierälpli	2350	1.201	1.297	-	1
21	T20	Roten Pfaffen	2510	0.945	1.034	-	1
22	T21	Gemsfaireshüttli	1945	0.844	0.895	-	1
23	T22	Argseeli	1340	0.933	0.970	-	1
24	T23	Ober Sand	1940	0.901	0.955	-	1
25	T24	Spitzalpeli	2420	0.938	1.013	-	1
26	T25	Geissbützistock	2710	0.924	1.016	-	1
27	T26	Fridolinshütten	2110	1.041	1.124	-	2
28	T27	Fiseten	1975	0.866	0.918	-	1
29	T28	Altstafel	1540	0.976	1.035	-	1
30	T29	Altenoren (Claridenhütte SAC)	2475	0.937	1.012	-	1
31	T30	Vorder Sand	1295	0.832	0.865	-	2
32	T31	Durnachtal	1415	0.895	0.931	-	1
33	T32	Mittler Guetbächi	1580	0.909	0.964	-	1
34	T51	Limmerenboden hinten	1805	0.881	0.934	R	2
35	T52	Limmerenboden Mitte	1765	0.720	0.763	R	2
36	T62	Plattengang	2130	0.851	0.919	R	2
37	T63	Plattenseeli	2359	1.001	1.081	R	2
38	T65	Plattenfeld	2657	0.874	0.961	R	2
39	T66	Hinter den Platten	2700	0.943	1.037	R	2
40	T69	Ochsenstäfeli	1865	1.055	1.118	R	2
41	20	Sedrun	1450	0.566	0.594	-	2
42	60	Disentis	1180	0.566	0.601	-	2
43	140	Panix	1300	0.693	0.728	-	2
44	220	Ilanz	707	0.461	0.484	-	2
45	3100	Tierfehd (Linthal)	810	0.851	0.891	-	1
46	3140	Urnerboden	1350	0.935	0.982	-	1
47	3160	Braunwald	1190	0.915	0.961	-	1
48	3180	Elm	962	0.797	0.837	-	1
49	3210	Glarus	470	0.800	0.840	-	1
50	4140	Altdorf	451	0.639	0.674	-	1
51	4230	Muotathal	610	1.026	1.077	-	1

3 Analyse der Daten

In Abbildung 2 sind die Niederschläge in Funktion der Höhe aufgetragen. Wie die Abbildung zeigt, nehmen die Niederschläge im Winter mit der Höhe deutlich zu (0.325 m/km), im Sommer hingegen nur schwach (0.090 m/km). Schon HELLMANN (1887) und viele weitere Autoren (z.B. HAVLIK 1975, LANG 1985) berichten, dass die Zunahme der Niederschläge mit der Höhe im Winter grösser ist als im Sommer. Dieser saisonale Unterschied wird meistens damit erklärt, dass die Niederschläge im Winterhalbjahr vorwiegend durch zyklonale Advektion bestimmt sind, während im Sommer konvektive Vorgänge mitspielen. ZINGG (1947a,b) bezweifelt die Erklärung und führt den Unterschied auf Messfehler zurück. Nach seiner Ansicht sind die Niederschlagsmesser in hohen Lagen im Winter - vor allem im Dezember bis Februar - stark von Verwehungen (Treibschnee) beeinflusst und registrieren entsprechend zuviel Niederschlag. Auf die vorliegenden Winterdaten ist diese Argumentation nicht anwendbar, denn sie basieren in den kritischen Höhenlagen auf Schneemessungen. Trotzdem sind die Ausführungen von ZINGG (1947a,b) wertvoll, weil sie auf den oben erwähnten Sachverhalt hinweisen, dass bei der Niederschlagsmessung im Hochgebirge neben den bekannten windbedingten Verlusten auch einzelne Fälle mit windbedingten Gewinnen auftreten können.

Nach Abbildung 2 besteht im Winter und im Sommer eine Höhenabhängigkeit des Niederschlages, doch weichen die einzelnen Punkte teilweise ziemlich stark von der Regressionsgeraden ab. Es fragt sich nun, wie weit diese Abweichungen erklärt werden können. Zur Untersuchung der Frage wurden die Stationen in zwei Gruppen unterteilt (Tab. 1 und Tab. 2). Gruppe 1 umfasst erstens die nordalpinen SMA-Stationen mit täglicher Niederschlagsmessung und alle Stationen aus dem Untersuchungsgebiet, die weiter nördlich liegen als Tierfehd. Zweitens gehören zu Gruppe 1 alle Stationen aus dem Untersuchungsgebiet, die sich westlich der Linie Tödi-Tierfehd befinden. Gruppe 2 umfasst die zentralalpinen SMA-Stationen mit täglicher Niederschlagsmessung (Stationen im Vorderrheintal) sowie alle Stationen aus dem Untersuchungsgebiet, die sich östlich der Linie Tödi-Tierfehd befinden.

Im Winter wie im Sommer liegen die Niederschläge in Gruppe 1 durchschnittlich höher als in Gruppe 2. In tieferen Lagen, wo die Stationen der beiden Gruppen durch den Alpenkamm getrennt sind, unterscheiden sich die Niederschläge klar. In höheren Lagen, wo die Stationen der beiden Gruppen näher zusammenrücken, verwischen sich erwartungsgemäss die Unterschiede zum Teil. Als Folge davon ist die Höhenabhängigkeit des Niederschlages in Gruppe 1 kleiner als in Gruppe 2. Dies lässt sich auch aus den Gleichungen der Regressionsgeraden erkennen:

- (1) $P_w = 0.325 h + 0.554$ ($n = 30, r = 0.742$)
- (2) $P_{w1} = 0.312 h + 0.672$ ($n = 17, r = 0.764$)
- (3) $P_{w2} = 0.451 h + 0.162$ ($n = 13, r = 0.885$)
- (4) $P_s = 0.090 h + 0.744$ ($n = 48, r = 0.387$)
- (5) $P_{s1} = 0.097 h + 0.810$ ($n = 19, r = 0.572$)
- (6) $P_{s2} = 0.174 h + 0.520$ ($n = 29, r = 0.562$)

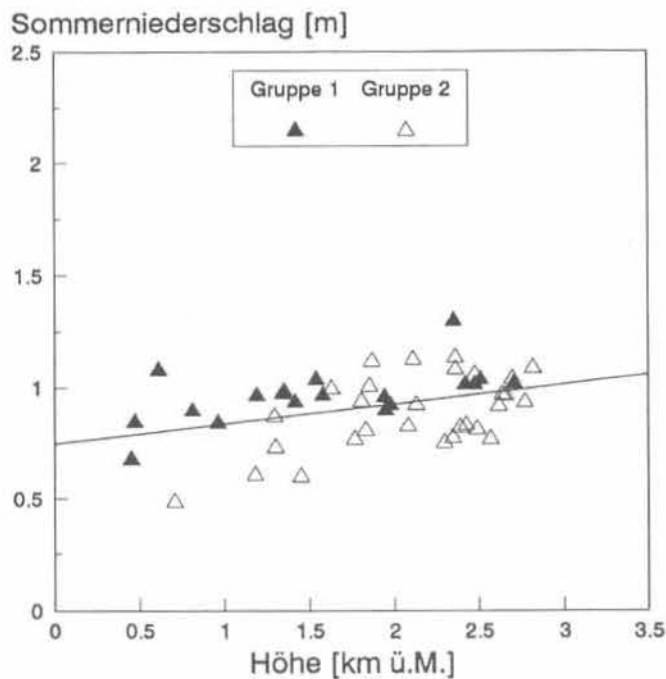
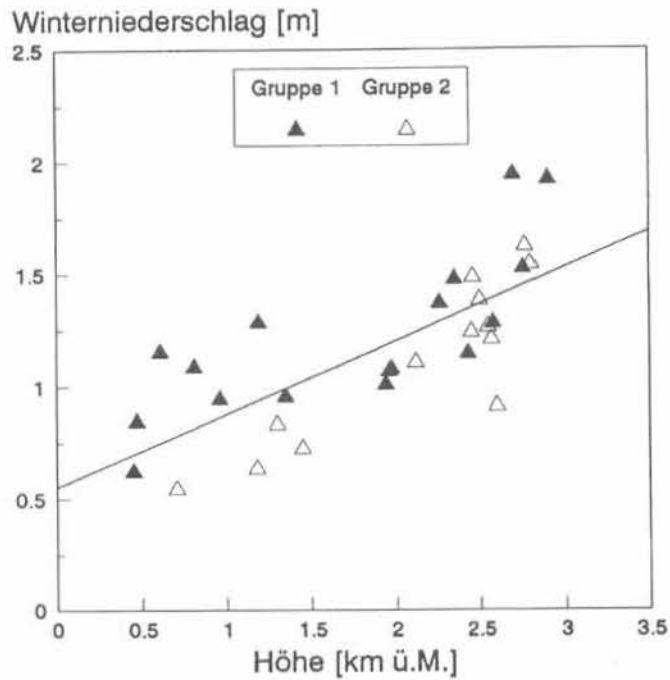


Abb. 2: Höhenabhängigkeit des Winterniederschlages (Oktober bis April) und des Sommerniederschlages (Mai bis September) in der Periode 1964/65 - 1983/84. Gruppe 1 umfasst die mehr nordalpin beeinflussten Stationen und Gruppe 2 die mehr zentralalpin beeinflussten. Einzelheiten zur Definition der Gruppen finden sich im Text.

Fig. 2: Elevational dependence of winter precipitation (October to April) and summer precipitation (May to September) in the period 1964/65 to 1983/84. Group 1 is made up of stations mainly subject to northern-alpine influence, while in group 2 central-alpine influence dominates. Further details concerning group definition are given in the text.

wobei:

P_w	Winterniederschlag, alle Stationen [m]
P_{w1}	Winterniederschlag, Gruppe 1 [m]
P_{w2}	Winterniederschlag, Gruppe 2 [m]
P_s	Sommerniederschlag, alle Stationen [m]
P_{s1}	Sommerniederschlag, Gruppe 1 [m]
P_{s2}	Sommerniederschlag, Gruppe 2 [m]
h	Höhe [km ü.M.]
n	Anzahl Wertepaare
r	Korrelationskoeffizient

Die Korrelationskoeffizienten sind im Winter deutlich grösser als im Sommer, und in beiden Gruppen sind sie grösser als bei Berücksichtigung aller Stationen.

Um die Verhältnisse im Winter in den höheren Lagen näher abzuklären, wurde ein Längsprofil untersucht. Das Profil verläuft auf einer Linie vom Bocktschinkel zum Piz d'Artgas, etwa von West-Nord-West nach Ost-Süd-Ost. Die Stationen wurden parallel zu den jeweiligen Gebirgskämmen und Talachsen auf das Profil projiziert. Es wurden nur die Stationen im Höhenbereich von 2000-3000 m ü.M. betrachtet. Um den Einfluss unterschiedlicher Stationshöhen auszuschalten, wurden alle Niederschläge mit dem mittleren Gradienten von 0.325 m/km aus Gleichung (1) auf 2500 m ü.M. reduziert. Die Reduktion erreichte einen maximalen Betrag von 0.13 m und ist somit unproblematisch.

Die Ergebnisse sind in Abbildung 3 aufgetragen. Wie die Abbildung zeigt, nehmen die Winterniederschläge entlang des Profils mit -29.5 mm/km deutlich ab. Dieser beträchtliche horizontale Niederschlagsgradient widerspiegelt nicht die allmähliche Abnahme des Niederschlages vom maritimen Westen in den kontinentalen Osten, sondern eher einen Übergang von nordalpinen zu zentralalpinen Verhältnissen. Das im Osten des Untersuchungsgebietes gelegene Limmerengebiet scheint in den Niederschlagsverhältnissen bereits einen deutlichen zentralalpinen Einschlag aufzuweisen, obwohl es sich auf der Alpennordseite befindet. Dies stimmt mit den Erfahrungen der einheimischen Bevölkerung überein, die bei ihren Aufenthalten im damals noch nicht aufgestauten Limmerenboden immer wieder feststellte, dass der Wettercharakter dort mehr jenem des Vorderrheintales ähnelt als jenem des Glarnerlandes (persönliche Mitteilung von H. ZWEIFEL).

Die Abweichungen von der Regressionsgeraden in Abbildung 3 sind relativ gering und sollten - vor allem auf Basis von Einzelwerten - nicht überinterpretiert werden. Mit dem nötigen Vorbehalt kann man trotzdem der Frage nachgehen, wie weit sich in den Abweichungen Gesetzmässigkeiten erkennen lassen. Zu diesem Zweck wurden die Stationen in zwei Gruppen unterteilt (Tab. 1). Gruppe A umfasst die Stationen, die bei westlichen Winden (d.h. bei Winden aus SW bis NW) unmittelbar im Lee von Gebirgskämmen liegen. Alle befinden sich auf Gletschern. Zur Gruppe B gehören die übrigen Stationen. Vier davon befinden sich ebenfalls auf Gletschern. Die Punkte der Gruppe A liegen deutlich über der Regressionsgeraden und die meisten der Gruppe B darunter. Besonders die Stationen zwischen etwa Kilometer 8 und 10 auf dem Profil (WE24, WE24' und WE26) zeichnen sich durch geringe Niederschläge aus. Die geringen Werte scheinen plausibel, denn die Stationen liegen abgeschirmt in einem Talkessel, der von hohen Bergen umrandet ist.

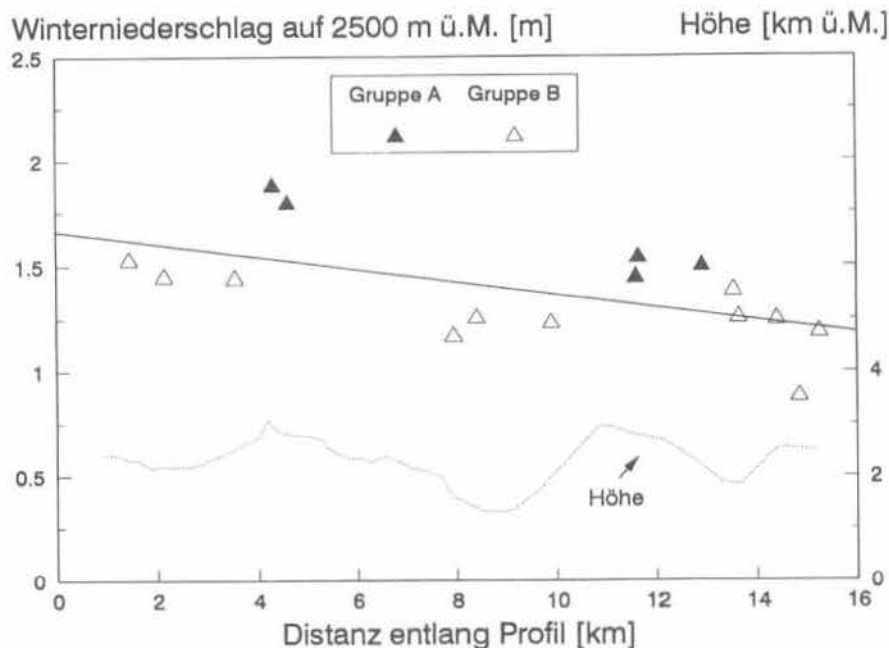


Abb. 3: Längsprofil des auf 2500 m ü.M. reduzierten Winterniederschlages (Oktober bis April) in der Periode 1964/65 - 1983/84.

Das Profil verläuft auf einer Linie vom Bocktschinkel zum Piz d'Artgas, etwa von West-Nord-West nach Ost-Süd-Ost (Abb. 1). Der Nullpunkt liegt auf Höhe des Chamlihöreli, etwa 1.5 km südwestlich des Klausenpasses. Gruppe A beinhaltet die Stationen im Höhenbereich von 2000-3000 m ü.M., die bei westlichen Winden unmittelbar im Lee von Gebirgskämmen liegen. Zur Gruppe B gehören die übrigen Stationen in diesem Höhenbereich. Die Reduktion der Niederschlagswerte auf die Höhe von 2500 m ü.M. erfolgte mit dem Gradienten von 0.325 m/km aus Gleichung (1).

Fig. 3: Longitudinal profile of winter precipitation (October to April) reduced to 2500 m a.s.l. for the period 1964/65 to 1983/84.

Die Werte in Gruppe A könnten grundsätzlich durch systematische Fehler verfälscht sein, vor allem durch windbedingte Schneeuumlagerungen, wie sie von zahlreichen Autoren diskutiert werden (unter anderem FRIEDEL 1952, HOINKES 1957, HOINKES & LANG 1962). Nach HOINKES & LANG (1962) sind die Grossmulden des Geländes, in denen die Gletscher liegen, Ablagerungsgebiete für den vom Wind während des Schneefalls und danach umgelagerten Schnee; was den Hängen an Schnee fehlt, liegt auf den Gletschern zuviel. Das Verhältnis zwischen dem Wasseräquivalent der Schneedecke und dem festen Niederschlag wird als Schneekonzentrationskoeffizient bezeichnet. KOTLYAKOV & KRENKE (1982) nennen Werte von 1.5-1.6 für Kargletscher, 1.2-1.5 für Talgletscher und 0.7-1.0 für Gletscher auf flachen Gipfeln und auf Vulkankegeln.

Windbedingte Schneeuumlagerungen erreichen auch im Untersuchungsgebiet beachtliche Beträge. HOCK et al. (1993) beschreiben die Verhältnisse auf dem Limmerengletscher. Umfangreiche Frühjahrs-Schneemessungen entlang eines 3.1 km langen Profils zeigen starke räumliche Schwankungen der Schneehöhen. In den meisten Jahren sind die Schneehöhen im obersten Teil des Profils gering, weil der Wind den Schnee wegfeht. Weiter unten nimmt die Mächtigkeit der Schneedecke bis etwa 2600 m ü.M. markant zu. Offensichtlich wird der Schnee im Lee der Oberflächenversteilung verstärkt akkumuliert. Ein rund 200 m langer Abschnitt zwischen etwa 2440 und 2490 m ü.M. zeichnet sich in allen untersuchten Jahren durch auffallend ausgeglichene Werte aus. Das Wasseräquivalent der Schneedecke in diesem Bereich dürfte am ehesten dem Winterniederschlag entsprechen und wurde hier als beste vorhandene Näherung übernommen (Station P9sp in Tab. 1). Im Mittel über das ganze Profil sprechen die Daten für einen Verlust durch die windbedingten Schneeuumlagerungen.

Vom Plattalvagletscher sind ebenfalls umfangreiche Frühjahrs-Schneemessungen vorhanden. Die Schneehöhen variieren hier weniger stark, was gegen massive Schneeuumlagerungen spricht. Auch die Topographie des Gletschers und dessen Umgebung lässt Schneeuumlagerungen im grossen Stil als eher fraglich erscheinen. Die Tatsache, dass in Abbildung 3 die beiden Punkte des Plattalvagletschers praktisch gleich weit von der Regressionsgeraden entfernt sind wie jener des Limmerengletschers, stärkt das Vertrauen in die Konsistenz und Repräsentativität der Daten und ist ein Indiz dafür, dass die drei Werte brauchbare Näherungen für den Winterniederschlag liefern.

Auch vom Claridenfirn liegen aus einzelnen Jahren detaillierte Frühjahrs-Schneemessungen vor. Diese sind bei MÜLLER & KAPPENBERGER (1991) zusammengestellt. Erwartungsgemäss weisen die Profile räumliche Unterschiede in der Schneehöhe auf. Der Verlauf ist jedoch bedeutend ruhiger als auf dem Limmerengletscher. Nach den vorhandenen Daten befinden sich die beiden Bojen an repräsentativen Standorten, an denen wesentliche Verluste oder Gewinne durch windbedingte Schneeuumlagerungen unwahrscheinlich, jedoch nicht ganz ausgeschlossen sind. Wenn man spürbare Gewinne in Erwägung zieht, müsste man die Frage beantworten, woher denn die Schneemassen kommen könnten. Die obere Boje liegt auf einem Plateau in einem stark vergletscherten Gebiet, und in ihrer Nähe befinden sich nur relativ wenige steile Berghänge, von denen grössere Treibschneemengen herrühren könnten. Für die untere Boje trifft dies in etwas eingeschränktem Mass ebenfalls zu.

Wegen der Plateau-Lage der beiden Bojen, sollte man neben windbedingten Gewinnen auch entsprechende Verluste im Auge behalten. Dies gilt vor allem für die obere Boje. Erwähnenswert sind die Ausführungen von R. BILLWILLER, der den 4. bis 33. Bericht über die Claridenfirn-Messungen verfasste und mit den Verhältnissen gut vertraut war. BILLWILLER (1931) erwähnt die Beobachtungen von S. EGGENBERGER im Januar 1931 über starke Verwehungen aus SW bei der oberen Boje und vertritt die Ansicht, dass die Schneeablagerung bei der unteren Boje ungestörter vor sich geht als bei der oberen. Wie er schreibt, hat in Wintern mit Schneeablagerungen bei starken Winden die obere Boje etwas weniger Schnee als die untere, während sonst der obere Messpunkt die grösseren Schneehöhen aufweist. In anderen Worten treten nach BILLWILLER (1931) bei der oberen Boje windbedingte Verluste auf.

Zusammenfassend ist es eher unwahrscheinlich, dass die hohen Wasseräquivalente der Frühjahrs-Schneedecke in Gruppe A auf die Anlagerung von Treibschnee zurückzuführen sind. Folglich darf man beim momentanen Kenntnisstand die angegebenen langjährigen Mittelwerte unverändert übernehmen und als brauchbare Näherungen für den Winterniederschlag betrachten.

Es bleibt daher die Frage, wie die hohen Winterniederschläge in Gruppe A erklärt werden könnten. Weil sich alle Stationen dieser Gruppe bei westlichen Winden unmittelbar im Lee von Gebirgskämmen befinden, scheint ein Zusammenhang mit dem Wind naheliegend. Gesucht ist somit ein Effekt, der nicht wie bei den windbedingten Schneeuumlagerungen den bereits abgelagerten Schnee betrifft, sondern den fallenden Schnee.

Denkbar ist der folgende Effekt, den FÖHN (1985) gestützt auf HOBBS et al. (1971) beschreibt: Der Schnee erreicht meistens nicht dort den Erdboden, wo er am intensivsten gebildet wird und auszufallen beginnt (z.B. an steilen luvseitigen Bergflanken), sondern er wird schon in höheren Luftschichten verfrachtet und erreicht dann vor allem dort die Erdoberfläche, wo primär die grossräumige Orographie und sekundär kleinräumige Geländestrukturen geringe Windgeschwindigkeiten verursachen.

Es ist bemerkenswert, dass dieser Effekt schon früh erkannt wurde. WAGNER (1937) weist auf die im Vergleich zu Regentropfen geringe Fallgeschwindigkeit von Schneekristallen hin. Wie er schreibt, wird der ausgefällte Schnee - viel stärker als Regentropfen - von den aufsteigenden Luftströmen im Luv des Gebirges in die Höhe verfrachtet und zu einem erheblichen

Anteil bis über die Kammhöhe emporgehoben und gelangt erst im Lee im Bereich der absteigenden Luftströme zur Ablagerung. Auch ENQUIST (1917) beschreibt diese Zusammenhänge klar und stützt damit seine These, dass Gletscher hauptsächlich auf jener Seite eines Berges ausgebildet sind, die bei den vorherrschenden schneeführenden Winden im Lee liegt.

In neuerer Zeit behandeln DYUNIN & KOTLYAKOV (1980) das Thema im Rahmen ihrer Arbeit über die Umverteilung von Schnee im Gebirge durch Schneestürme. Sie unterscheiden zwischen folgenden Typen von Schneestürmen: 1) Höhen-Schneestürme, wenn Niederschlag herrscht und die Schneeflocken, die auf die Oberfläche gefallen sind, sich nicht fortbewegen. 2) Deflations-Schneestürme, ohne Niederschlag, wenn Schneeflocken, die auf die Oberfläche gefallen sind, sich durch Rollen oder Springen fortbewegen. 3) Suspensions-Schneestürme, ohne Niederschlag, wenn kleine, von der Oberfläche emporgehobene Schneeflocken durch turbulente Diffusion in die höheren Zonen der atmosphärischen Grenzschicht aufsteigen und sich über der Oberfläche in Suspension fortbewegen. 4) Allgemeine Schneestürme, wenn die drei genannten Typen von Schneestürmen gleichzeitig wirken. Suspensions-Schneestürme sind nach den Resultaten der beiden Autoren für den Schneetransport in der Regel unbedeutend; sie führen im übrigen zu einem Massenverlust, weil der feine, hoch emporgehobene Schneestaub nicht zurückfällt, sondern rasch sublimiert. Deflations-Schneestürme im Gebirge transportieren den Schnee nur über relativ kurze Distanzen und innerhalb kleiner Einzugsgebiete. Das Hauptresultat des Prozesses sind grosse Schneewehen und Wäcchten auf dem leeseitigen Hang nahe den Kämmen von Bergketten. Der Einfluss auf die Umverteilung von Schnee ist deshalb beschränkt, weil der Schneetransport auf eine relativ dünne oberflächennahe Schicht begrenzt ist und weil über den Unebenheiten der Topographie häufig Ablagerung von Schnee stattfindet. In Höhen-Schneestürmen ist der Schneemassenfluss meistens viel grösser als in Deflations-Schneestürmen. Im Flachland ist dieser Umstand bedeutungslos für die Umverteilung von Schnee, weil die Schneemassen, die von den Höhen-Schneestürmen in grossen Höhen transportiert werden, nicht auf genügend hohe Hindernisse treffen. Im Gebirge hingegen bleibt die Schneefracht der Höhen-Schneestürme in Bewegungsrichtung nicht konstant, sondern hängt stark ab von der Topographie und von der Deformation des Geschwindigkeitsfeldes in der ganzen oberflächennahen Luftschicht. Starke Höhen-Schneestürme bewirken somit im Gebirge eine beträchtliche Makro-Umverteilung von Schnee. Das Hauptcharakteristikum dieser Umverteilung ist die ausgeprägte Ungleichmässigkeit in der resultierenden Verteilung des festen Niederschlages: Es bildet sich auf dem leeseitigen Makro-Hang der Gebirgskette ein Gürtel mit übermässiger Schneeakkumulation. Die Mehrzahl der Gletscher in den Berggebieten und die Zone hoher Lawinenaktivität fallen mit diesem Gürtel zusammen. Diese Ausführungen von DYUNIN & KOTLYAKOV (1980) erhärten und erweitern die Angaben der oben zitierten Autoren.

Zum Schluss sei noch die Arbeit von HANSON (1982) erwähnt. HANSON (1982) untersucht die Niederschlagsverteilung in einem gebirgigen Einzugsgebiet im Südwesten von Idaho, in dem die bedeutenden Winterstürme aus Westen und Südwesten kommen. Nach seinen Ergebnissen nehmen die Niederschlagsmengen gerade leewärts von der südlichen und westlichen Grenze des Einzugsgebietes sehr rasch zu und erreichen dort die grössten Werte. Zur Erklärung dieser Niederschlagsverteilung bezieht er sich auf DYUNIN & KOTLYAKOV (1980).

Der beschriebene Effekt steht in vollem Einklang mit den vorliegenden Messungen und liefert eine plausible Erklärung für die hohen Winterniederschläge in Gruppe A. Weitere Untersuchungen müssten zeigen, wie weit die Erklärung als abschliessend eingestuft werden darf.

4 Niederschlagskarten

Im nächsten Schritt wird nun versucht, für das Untersuchungsgebiet Karten des Winter-, Sommer- und Jahresniederschlages zu erstellen. Es ist klar, dass es unter den komplizierten Bedingungen des Hochgebirges - selbst mit einem relativ dichten Messstellennetz - nur sehr beschränkt möglich ist, die vielen kleinräumigen Effekte zu erfassen. Ziel ist, die Grundzüge der mesoskaligen Niederschlagsverteilung aufzuzeigen und damit eine gewisse Verfeinerung gegenüber bestehenden gesamtschweizerischen Niederschlagskarten zu erreichen. Ein Hauptnutzen der Karten besteht darin, dass sie die Grundlage bieten, um für die jeweils betrachteten Einzugsgebiete die Gebietsniederschläge abzuschätzen.

Die Datenbasis für die Niederschlagskarten findet sich in Tabelle 1 und Tabelle 2. Zuerst wurden die Karten für den Winter- und Sommerniederschlag erarbeitet. Als Summe ergab sich dann die Karte des Jahresniederschlages. Die Isohyeten wurden von Hand gezeichnet. Der Nachteil dieses Vorgehens ist, dass die Resultate weniger objektiv sind als bei automatisierten Methoden. Der Vorteil ist, dass sich der Einfluss der Topographie besser berücksichtigen lässt und dass meteorologische Erfahrungen einfließen können. Um die Auswirkungen des Isohyetenzeichnens auf den Gebietsniederschlag abzuschätzen und damit den Fehlerbereich einzugabeln, wurde ein Vorschlag von LÜTSCHG-LOETSCHER (1945) aufgegriffen; er konstruierte Doppel-Niederschlagskarten und zwar im Bestreben, zuerst einen möglichst hohen und dann einen möglichst niedrigen Gebietsniederschlag zu erzielen. Hier wurden für jede Karte drei Varianten gezeichnet, nämlich eine mittlere sowie eine tiefe und hohe, in denen man mit den gleichen Stützstellen die Isohyeten einmal gegen tiefere und einmal gegen höhere, aber immer noch realistische Niederschlagswerte drückte.

Die Ergebnisse der drei Varianten finden sich in Abbildung 4 bis Abbildung 6. Obwohl die Niederschlagskarten flächendeckend Isohyeten angeben, enthalten sie grundsätzlich keine gesicherten Informationen, die über die Aussage der Messungen hinausgehen. Die wichtigsten Gesetzmässigkeiten, die aus den Messungen ersichtlich sind, wurden oben bereits diskutiert.

Auffallend ist in den Niederschlagskarten, dass im Winter starke räumliche Unterschiede auftreten, während im Sommer die Verteilung gesamthaft viel ausgeglichener ist. Dies widerspiegelt vor allem den oben erläuterten Sachverhalt, dass der vertikale Niederschlagsgradient im Winter deutlich grösser ist als im Sommer. Es besagt jedoch im übrigen wenig über die Gleichmässigkeit der Niederschlagsverteilung. In gewisser Hinsicht ist die Niederschlagsverteilung im Sommer sogar ungleichmässiger als im Winter. Im Sommer können selbst bei gegebener Höhe schon über kurze Distanzen recht grosse Unterschiede vorkommen, bedingt durch den hohen Anteil an konvektiven Niederschlägen. Zudem liegen im Sommer die Korrelationskoeffizienten zwischen den Niederschlägen der verschiedenen Stationen im allgemeinen tiefer, d.h. die Repräsentativität der Messungen klingt mit zunehmender Distanz rascher ab als im Winter.

Interessant ist sodann ein Vergleich zwischen den drei Varianten der Niederschlagskarte. Diese basieren - wie schon erwähnt - auf denselben Stützstellen und entstanden durch unterschiedliche Interpolation und Extrapolation. In hohen Lagen lieferten die erforderlichen Extrapolationen teilweise beträchtliche Unterschiede. Auf dem Tödi beispielsweise zeigt die oberste Isolinie des Jahresniederschlages Werte zwischen 2.8 m und 3.6 m. Allerdings sind in solchen Fällen meistens nur kleine Flächen betroffen, weshalb der Einfluss auf den Gebietsniederschlag grösserer Einzugsgebiete unbedeutend bleibt. In den unten betrachteten Einzugsgebieten liegt die Differenz zwischen den Jahreswerten des Gebietsniederschlages nach der hohen und nach der tiefen Variante bei 0.22-0.26 m. Auf den ersten Blick mag die Differenz gross erscheinen, doch näher betrachtet muss man sie im Hinblick auf die komplexen orographischen Verhältnisse im Untersuchungsgebiet als gering einstufen.

In den Daten sind einige eng umgrenzte, lokale Minima und Maxima erkennbar. Diese sind vielleicht durch Messfehler beeinflusst, könnten aber mindestens teilweise auch realistisch

sein. Ein Beispiel liefert der Limmeren-Talkessel, wo der Sommerniederschlag im Zentrum relativ tief und am Eingang relativ hoch liegt. Die tiefen Werte im Zentrum des Talkessels dürften wesentlich dadurch bedingt sein, dass das Gebiet von steilen Bergflanken eingerahmt ist und deshalb eine ausgeprägte Regenschattenlage aufweist. Die hohen Werte am Eingang des Talkessels entstehen möglicherweise dadurch, dass dort die ostwärts ziehenden regenbringenden Luftmassen stark zum Aufstieg gezwungen werden und hohe Niederschläge verursachen und/oder dadurch, dass sich dort bevorzugt Gewitterzellen festsetzen und entladen. Die zweite Variante wird durch Beobachtungen der einheimischen Bevölkerung gestützt, nach denen im Sommer recht häufig starke örtliche Gewitter im Limmerentobel auftreten (persönliche Mitteilung von H. ZWEIFEL).

Diese Deutung der lokalen Minima und Maxima ist als erste Hypothese aufzufassen, die näher untersucht werden müsste. Jedenfalls untermauern die Daten obige Aussage, dass beim Sommerniederschlag kleinräumig deutliche Unterschiede auftreten können.

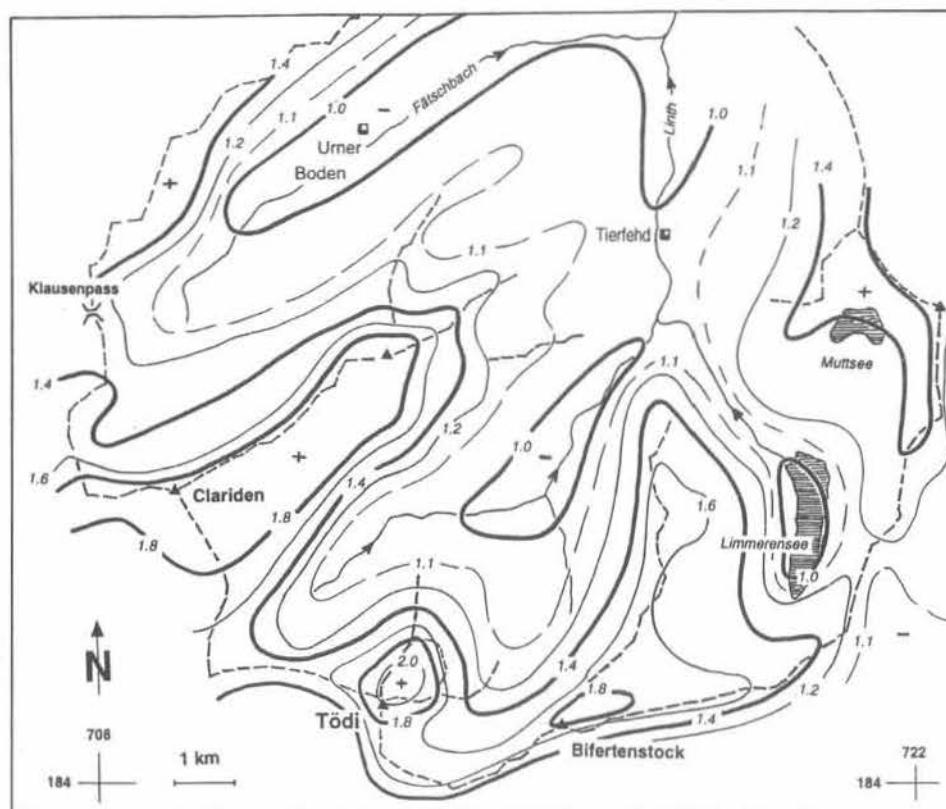


Abb. 4a: Mittlere Variante der Karte des Winterniederschlages [m] (Oktober bis April) für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 4a: Intermediate version of the winter precipitation map [m] (October to April) for the period 1964/65 to 1983/84.

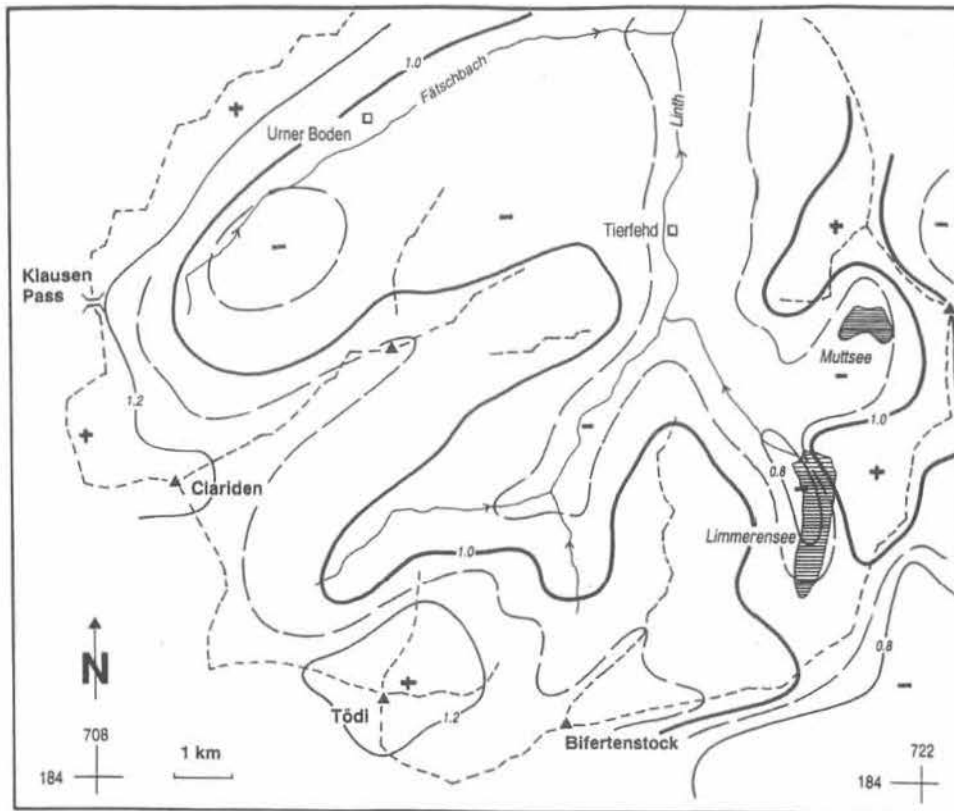


Abb. 4b: Mittlere Variante der Karte des Sommerniederschlages [m] (Mai bis September) für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 4b: Intermediate version of the summer precipitation map [m] (May to September) for the period 1964/65 to 1983/84.

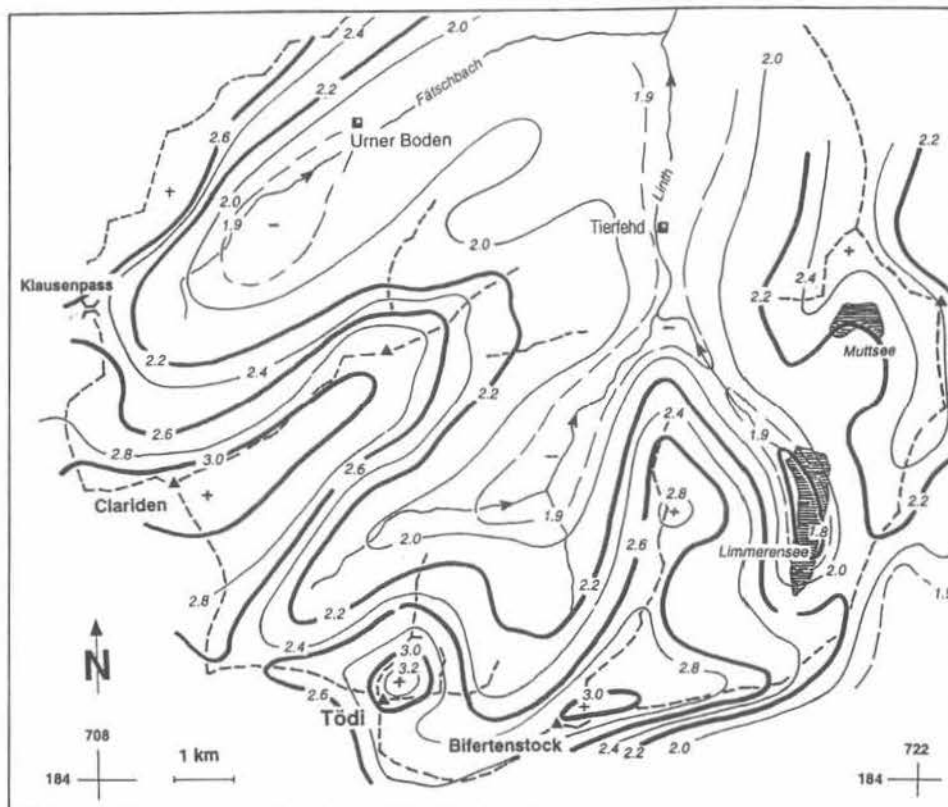


Abb. 4c: Mittlere Variante der Karte des Jahresniederschlages [m] für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 4c: Intermediate version of the annual precipitation map [m] for the period 1964/65 to 1983/84.

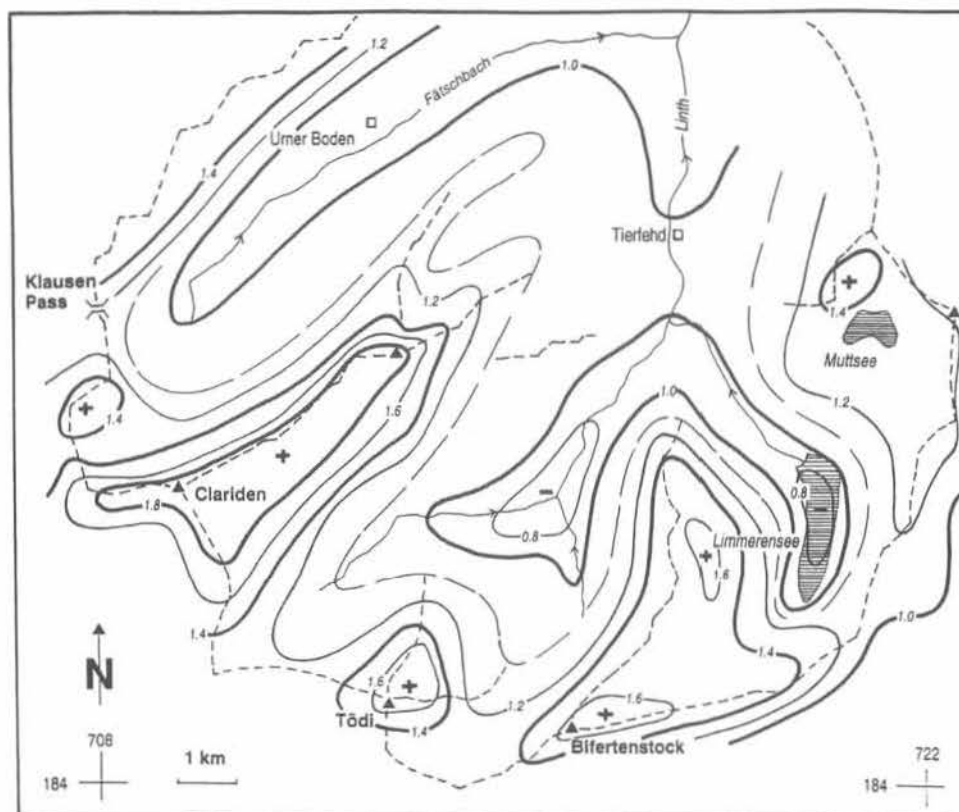


Abb. 5a: Tiefe Variante der Karte des Winterniederschlages [m] (Oktober bis April) für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 5a: Low version of the winter precipitation map [m] (October to April) for the period 1964/65 to 1983/84.

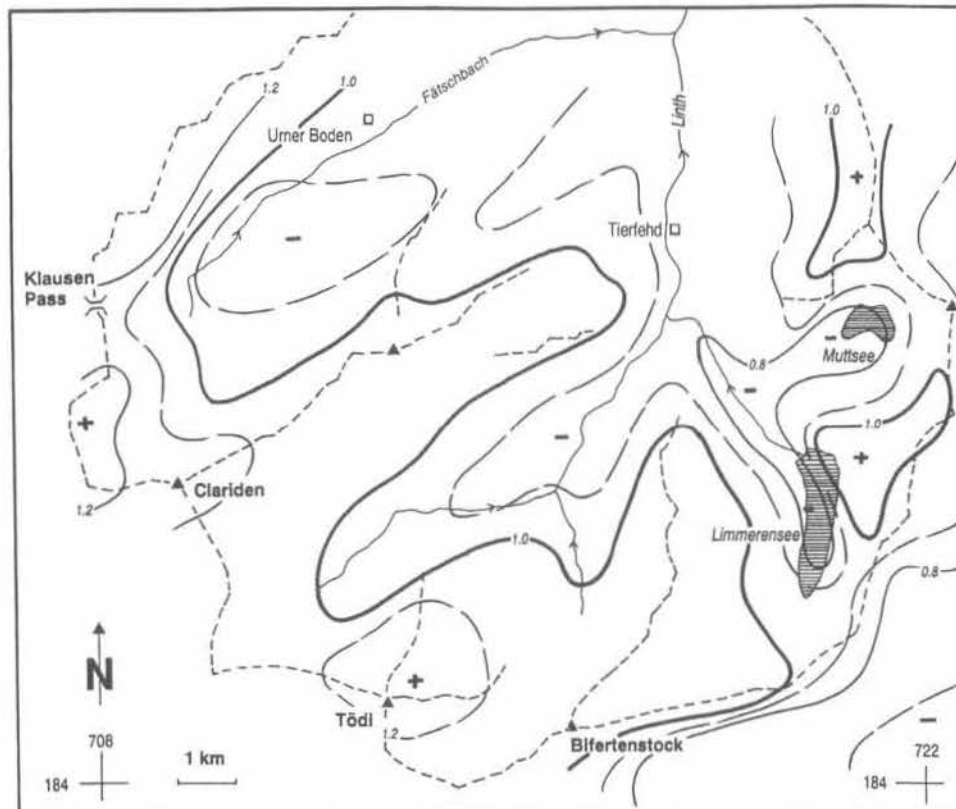


Abb. 5b: Tiefe Variante der Karte des Sommerniederschlages [m] (Mai bis September) für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 5b: Low version of the summer precipitation map [m] (May to September) for the period 1964/65 to 1983/84.

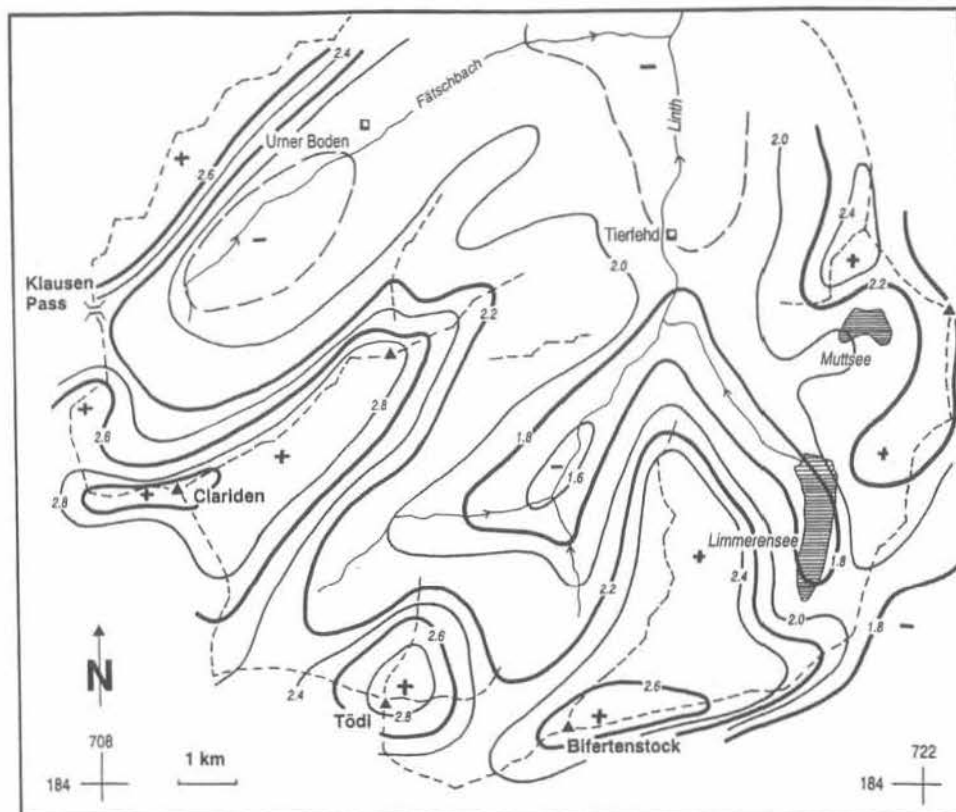


Abb. 5c: Tiefe Variante der Karte des Jahresniederschlags [m] für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 5c: Low version of the annual precipitation map [m] for the period 1964/65 to 1983/84.

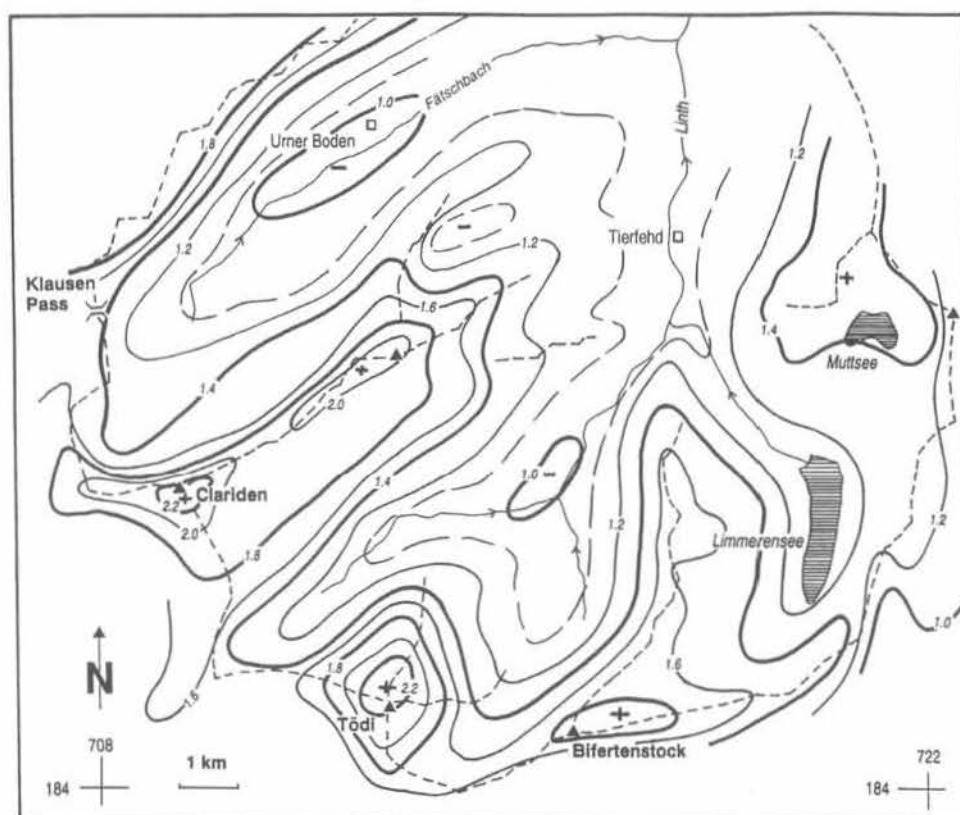


Abb. 6a: Hohe Variante der Karte des Winterniederschlags [m] (Oktober bis April) für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 6a: High version of the winter precipitation map [m] (October to April) for the period 1964/65 to 1983/84.

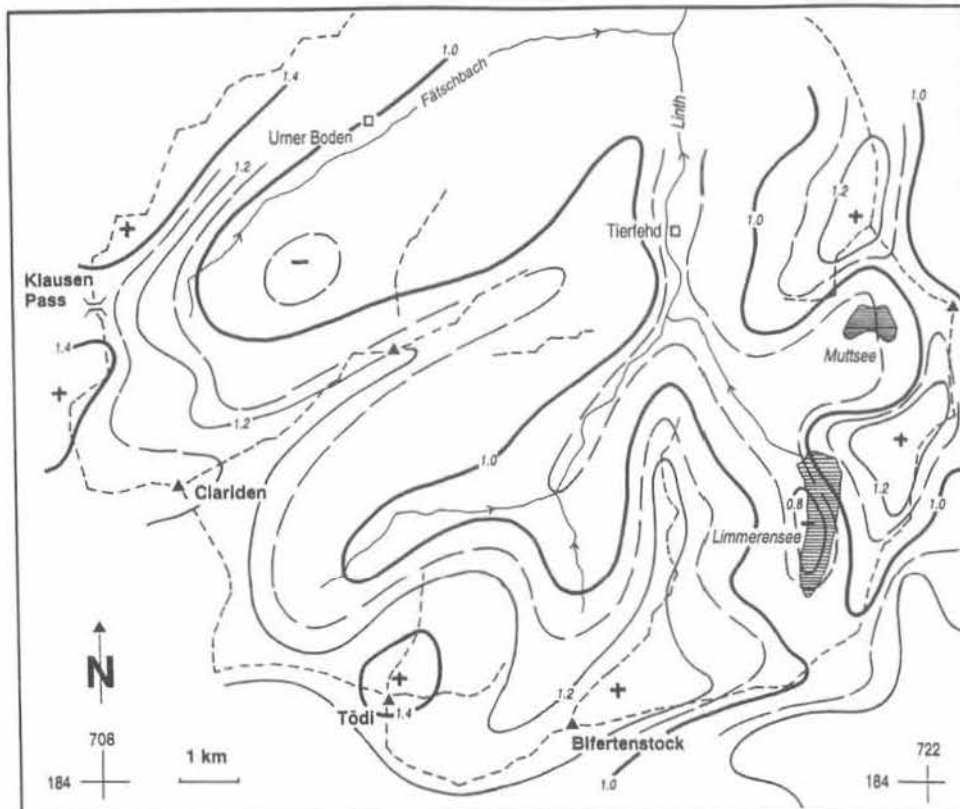


Abb. 6b: Hohe Variante der Karte des Sommerniederschlages [m] (Mai bis September) für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 6b: High version of the summer precipitation map [m] (May to September) for the period 1964/65 to 1983/84.

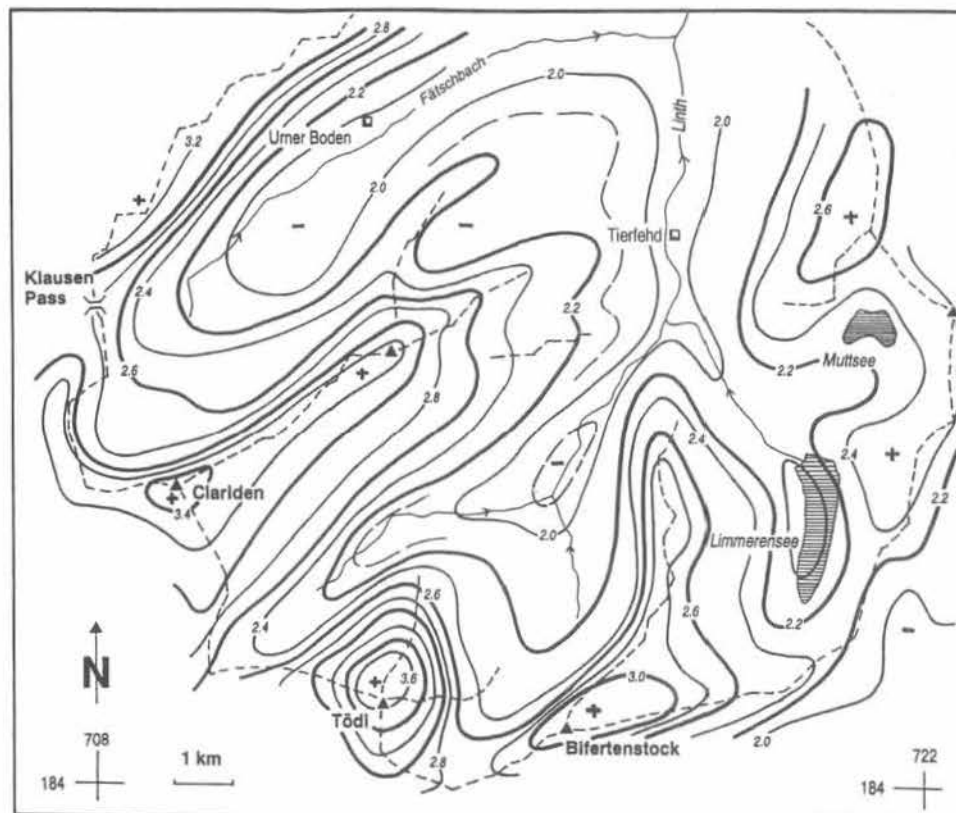


Abb. 6c: Hohe Variante der Karte des Jahresniederschlages [m] für die Periode 1964/65 - 1983/84.

Fig. 6c: High version of the annual precipitation map [m] for the period 1964/65 to 1983/84.

5 Überprüfung mit der Wasserhaushaltsgleichung

5.1 Grundlagen

Die Niederschlagskarten in den Abbildungen 4 bis 6 geben eine gute Vorstellung von der Niederschlagsverteilung im Untersuchungsgebiet. Dennoch sollte man sich über die Genauigkeit der Karten keine Illusionen machen, weil bekanntlich speziell im Hochgebirge sowohl die Bestimmung von Punktwerten des Niederschlages als auch das Zeichnen von Isolinien mit Unsicherheiten verbunden ist.

Niederschlagskarten sollten deshalb wenn irgendwie möglich mit der Wasserhaushaltsgleichung überprüft werden. Die entsprechenden Berechnungen beruhen meistens auf gewissen Annahmen und Näherungen und sind daher ebenfalls mit Unsicherheiten behaftet. Trotzdem sind sie wertvoll und notwendig, denn sie liefern eine unabhängige Kontrolle und ermöglichen, den Gebietsniederschlag enger einzugabeln.

Zur Diskussion der Wasserhaushaltsgleichung stellt man sich im wesentlichen einen Bilanzierungskörper vor und betrachtet alle Wasserflüsse durch die Grenzen des Körpers. Aus Kontinuitätsgründen ist die Summe dieser Wasserflüsse gleich der Reserveänderung im Bilanzierungskörper, d.h.

$$(7) \quad P - E - Q + Q_{\text{ein}} - Q_{\text{aus}} - T = \Delta S$$

wobei:

- P Gebietsniederschlag
- E Gebietsverdunstung
- Q Abfluss durch den Kontrollquerschnitt des Fliessgewässers
- Q_{ein} lateraler Zufluss, z.B. Fremdwasserzufluss im Untergrund, Zuleitung durch Kraftwerkbetrieb usw.
- Q_{aus} lateraler Abfluss (ohne Q), z.B. Grundwasserabfluss, Ableitung durch Kraftwerkbetrieb usw.
- T Tiefensickerung, d.h. vertikaler Abfluss durch die Untergrenze des Bilanzierungskörpers
- ΔS Reserveänderung, z.B. in Gletschern und Speicherseen

Als Bilanzierungsperiode wird hier das hydrologische Jahr (1. Oktober bis 30. September) benutzt. Die folgenden Ausführungen enthalten einen Überblick über die einzelnen Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung.

Der Gebietsniederschlag ist die Grösse, die man aus der Gleichung als Restglied berechnen möchte.

Kenntnisse über die Verdunstung in der Schweiz sind bei LANG et al. (1978) zusammengestellt. Diese grundlegende Dokumentation ist auch heute noch weitgehend aktuell. Weitere wertvolle Daten findet man bei BAUMGARTNER et al. (1983) und SCHÄDLER (1985).

Für den vorliegenden Zweck sind Angaben zur Gebietsverdunstung erforderlich. Die bisher publizierten Werte wurden in der Regel als Restglied aus der Wasserhaushaltsgleichung bestimmt, wobei man voraussetzte, dass die Einzugsgebiete dicht sind. Die Ergebnisse absorbieren somit die Fehler der verwendeten Daten für die einzelnen Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung (Niederschlag, Abfluss, Reserveänderung usw.), und sie sind besonders in höheren Lagen als kleine Differenzen zwischen grossen Zahlen ziemlich unsicher.

Es existieren auch verschiedene, mehr oder weniger physikalisch fundierte Formeln zur Abschätzung der Verdunstung. Diese können brauchbare Anhaltspunkte liefern, eignen sich

jedoch im Alpenraum nur beschränkt, vor allem weil die erforderlichen Eingabedaten weitgehend fehlen oder sehr unsicher sind.

Gesamthaft gesehen sind die Kenntnisse über die Verdunstung im Hochgebirge noch recht lückenhaft. Andererseits ist im Hochgebirge die Verdunstung um etwa eine Grössenordnung kleiner als Niederschlag und Abfluss. Somit wirken sich in Untersuchungen des Wasserhaushaltes selbst grosse relative Fehler bei der Verdunstung nicht allzu stark aus.

Die Gebietsverdunstung wurde für die hier behandelten Einzugsgebiete aufgrund der Literaturangaben einheitlich als 0.2 m/a angenommen.

Aus dem Untersuchungsgebiet liegen zahlreiche Abflussdaten vor. Die neueren basieren vorwiegend auf Messungen in Wasserfassungen der Kraftwerke Linth-Limmern AG (KLL). Diese werden im folgenden nicht betrachtet, denn trotz optimaler Betreuung durch das Kraftwerkpersonal können die Fassungsverluste im stark vergletscherten Gebiet der KLL Beträge erreichen, die nicht vernachlässigbar sind. Zum Teil kommt es zu Umströmung. Beispielsweise hatte Anfang der 80er-Jahre einer der gefassten Bifertenbäche infolge des Gletschervorstosses sein Gerinne geändert, und sein Wasser floss zeitweise neben dem Fassungsbauwerk ab (MORF 1983). Zum Teil tritt Überströmung auf. Dies ist der Fall, wenn der Abfluss grösser ist als die Ausbauwassermenge der Fassung, oder wenn die Fassung mit Geschiebe verstopft ist. Trotz dieser und weiterer Schwierigkeiten liesse sich aus dem umfangreichen und wertvollen Datenmaterial der KLL durch sorgfältige Auswertung sehr viel hydrologische Information extrahieren. Dies sprengt jedoch den Rahmen der vorliegenden Studie und wäre eine Untersuchung für sich.

Tabelle 3 gibt ein Verzeichnis der Abflussmessungen im Untersuchungsgebiet, die aus der Zeit vor Beginn des Kraftwerkbetriebs stammen und sich über mindestens drei hydrologische Jahre erstrecken.

Aufgrund der vorhandenen Angaben ist die Qualität dieser Daten als gut zu bezeichnen. Die Messungen am Brunnengüetlibach, am Fätschbach und an der Linth wurden von der offiziellen Bundesstelle betreut und genügen den dort üblichen hohen Anforderungen. Die Station Kohlgufel befand sich unmittelbar vor dem Zusammenfluss von Limmerenbach und Sandbach. Sie besass ein gemauertes Messprofil. Die Station Muttensee befand sich rund 100 m nach dem Seeausfluss und war mit einem gemauerten, etwa 15 m langen Überfall-Messwehr bestückt (SAK 1925). Photographien des Bauwerkes, die im Staatsarchiv des Kantons St.Gallen lagern, hinterlassen einen seriösen Eindruck. Weil zudem die Pegelstände in Seen nur relativ langsam schwanken und es so kurz nach Seeausfluss kaum zu einer Beeinträchtigung der Messungen durch angeschwemmtes Geschiebe kommt, dürften die Daten sehr zuverlässig sein. Auf die Messwerte wird unten eingegangen.

Über den natürlichen (d.h. nicht durch Zu- und Ableitungen bedingten) Anteil der Komponenten Q_{ein} und Q_{aus} ist meistens äusserst wenig bekannt. Wasser, das in relativ durchlässigem Gestein versickert, kann im Untergrund auf eine undurchlässige Schicht gelangen und darauf in ein benachbartes Einzugsgebiet fliessen. Eine andere Möglichkeit ist, dass Wasser beispielsweise durch ein Schluckloch in ein Karstkanalsystem versinkt und darin das Einzugsgebiet verlässt. Weil meistens ein Teil des Wassers auch oberflächlich abfließt, wird das Problem durch eine andere Abgrenzung der Einzugsgebiete nicht gelöst, sondern nur verlagert. Je grösser die Einzugsgebiete, desto kleiner ist der Einfluss derartiger Abgrenzungs- und Randeffekte. In vielen Fällen dürfte die Summe der Komponenten Q_{ein} und Q_{aus} eher bescheidene Werte erreichen.

Die Tiefensickerung wird in Untersuchungen des Wasserhaushaltes oft vernachlässigt, doch weil der geologische Untergrund nie absolut dicht ist, kann dieses Vorgehen zu spürbaren Fehlern führen. Relevant ist die Tiefensickerung vor allem in Gebieten, die einen hohen Anteil an durchlässigem Untergrund aufweisen und in denen sich die Terrainoberfläche im Mittel weit oberhalb des Bergwasserspiegels befindet. Wichtig ist die Feststellung, dass die

Tiefensickerung dieser Gebiete früher oder später den unterhalb liegenden Einzugsgebieten als Fremdwasserzufluss zugute kommt. Je tiefer ein Einzugsgebiet hinabreicht, desto mehr des in höheren Lagen versickerten Wassers ist bereits wieder an die Oberfläche exfiltriert.

Offensichtlich nicht vernachlässigbar ist die Tiefensickerung in verkarsteten Einzugsgebieten. Das eindrücklichste Beispiel ist im Untersuchungsgebiet das Muttloch. Beim Muttloch, das sich 500 m südlich des Muttsees befindet, verschwand vor dem Kraftwerkbau der Abfluss des Sees vollständig. Im Einzugsgebiet der Station Kohlgufel, in dem das Muttloch liegt, treten auch noch an anderen Stellen deutliche Wasserverluste auf (LEUPOLD 1947). Deshalb eignet es sich nicht gut für die vorgesehene Überprüfung von Gebietsniederschlägen. Geeignet dafür sind Einzugsgebiete, in denen die Wasserverluste mit ausreichender Genauigkeit bekannt sind, oder in denen man sie aufgrund geologischer, hydrologischer oder orographischer Kriterien in erster Näherung vernachlässigen darf. Weiter unten folgt für die noch verbleibenden Einzugsgebiete in Tabelle 3 eine Diskussion solcher Kriterien.

Tab. 3: Verzeichnis der Abflussmessungen im Untersuchungsgebiet, die aus der Zeit vor Beginn des Kraftwerksbetriebs stammen und sich über mindestens drei hydrologische Jahre erstrecken. Die Flächenangaben beziehen sich jeweils auf das topographische Einzugsgebiet.

Table 3: List of discharge measurements in the study area, covering at least three hydrological years and dating back to before the operation of the hydropower scheme. The figures concerning areal extent refer to the topographic basin boundaries.

Gewässer	Station	Einzugsgebiet [km ²]	Messperiode	Bemerkungen
Brunnengüetlibach	Auen, Reitischachen	-	09.1916 - 05.1922	(1)
Fätschbach	Urnerboden	35.38	01.1919 - 03.1926	(2)
Limmerenbach	Kohlgufel	27.6	01.1925 - 12.1928	(3)
Linth	Tierfehd	79.2	09.1916 - 12.1961	(4)
Muttsee	Muttensee	3.00	09.1921 - 11.1927	(5)

Bemerkungen:

(1) Die Daten sind in AWW (1922c) tabelliert. Von Januar bis November 1921 erfolgten keine Messungen. Der Brunnengüetlibach entspringt einer Gruppe von Quellen, weshalb die Fläche des Einzugsgebietes nicht definiert ist.

(2) Die Daten von 1919 finden sich in einer Tabelle des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft. Die Schweizerische Landeshydrologie und -geologie stellte freundlicherweise eine Kopie zur Verfügung. Die Daten der restlichen Jahre sind im Hydrographischen Jahrbuch der Schweiz publiziert.

(3) Die Messungen wurden von der St.Gallisch-Appenzellischen Kraftwerke AG (SAK) durchgeführt. Die mittleren Abflüsse der Kalenderjahre 1925-1928 und der hydrologischen Jahre 1925/26-1927/28 sind im Gutachten von LEUPOLD (1947) angegeben. Im Bericht von WYSSLING & KASSER (1957) sind Mittelwerte über Dekaden (10-tägige Zeitabschnitte) tabelliert. Der Wert von 27.6 km² für die Fläche des Einzugsgebietes beinhaltet auch das Teilgebiet von rund 3.5 km², das in das Muttloch entwässert. Ohne diese Fläche misst das Einzugsgebiet nach LEUPOLD (1947) 24.1 km² und nach BRÄM et al. (1920) 23.97 km².

(4) Die Daten bis Juni 1922 finden sich in AWW (1922c). Die Daten von 1917 an sind im Hydrographischen Jahrbuch der Schweiz publiziert. Die Werte vor Juni 1917 sind unsicher, denn es war noch kein Limnigraph in Betrieb. Deshalb wurde in der vorliegenden Studie das hydrologische Jahr 1916/17 nicht berücksichtigt. Die Fläche des Einzugsgebietes beträgt nach dem Hydrographischen Jahrbuch 75.7 km². Darin nicht eingeschlossen ist das Teilgebiet, das in das Muttloch entwässert und nach LEUPOLD (1947) rund 3.5 km² misst. Hier wurde die Summe der beiden Werte übernommen.

(5) Die Messungen wurden von der St.Gallisch-Appenzellischen Kraftwerke AG (SAK) durchgeführt. Die Daten konnten in den Archivalien der SAK aufgefunden werden, die im Staatsarchiv des Kantons St.Gallen lagern und in die das Staatsarchiv in verdankenswerter Weise Einblick gewährte. Für die Fläche des Einzugsgebietes gibt LEUPOLD (1947) ebenfalls 3.00 km² an und BRÄM et al. (1920) 3.02 km².

In stark vergletscherten Einzugsgebieten bildet die Reserveänderung infolge Variation der Schnee- und Eismassen eine wichtige Komponente des Wasserhaushaltes. In Phasen des Gletscherwachstums und Gletscherschwundes können sogar im langjährigen Mittel noch spürbare Einflüsse auf den Wasserhaushalt auftreten (siehe z.B. KASSER 1959, 1983).

Weil die Reserveänderung für die in Tabelle 3 aufgeführten Einzugsgebiete und Perioden nicht bekannt ist, muss sie geschätzt werden. Dazu bietet sich die von SCHÄDLER (1985) verwendete Methode an. SCHÄDLER (1985) berechnet die Reserveänderung als Produkt aus

der jeweiligen prozentualen Vergletscherung des Einzugsgebietes und der mittleren spezifischen Massenbilanz der Aletschgletscher. Im mehrjährigen Mittel dürfte diese Methode zuverlässige Ergebnisse liefern, denn Vergleiche zwischen langjährigen Massenbilanzreihen in der Schweiz zeigen eine gute Übereinstimmung und bestätigen, dass die Fehler in der Regel relativ klein sind, wenn man die Daten auf andere Gletscher in den Schweizer Alpen überträgt. Als Referenzreihe der Massenbilanz diente hier der Mittelwert von Limmeren- und Plattalvagletscher, wobei die Daten vor 1947/48 mit Hilfe der Claridenfirn-Messungen rekonstruiert wurden (MÜLLER-LEMANS et al. 1995). In Einzugsgebieten mit langen Abflussreihen lässt sich die Methode noch dadurch verfeinern, dass man jene Jahre auswählt und näher betrachtet, in denen die berechnete Reserveänderung (und damit der zu erwartende Fehler) klein ist.

Angaben zur prozentualen Vergletscherung der behandelten Einzugsgebiete finden sich in Tabelle 4.

Tab. 4: Prozentuale Vergletscherung der behandelten Einzugsgebiete.

Table 4: Glacierization of the investigated basins.

Gewässer	Station	Vergletscherung [%]	Bemerkungen
Fätschbach	Urnerboden	10.5	(1)
Linth	Tierfehd	23.9	(2)
Muttsee	Muttensee	3.0	(1)

Bemerkungen:

(1) Die vergletscherte Fläche wurde aus der Landeskarte 1 : 50'000 (Blatt 246, Ausgabe 1951, Aufnahme 1935-1947) planimetriert.

(2) Der Wert wurde unverändert aus dem Hydrographischen Jahrbuch der Schweiz übernommen. Er erscheint dort erstmals im Jahrbuch für 1954 und beruht auf der Landeskarte (sehr wahrscheinlich auf der Karte 1 : 50'000, Blatt 246, Ausgabe 1951, Aufnahme 1935-1947). Für den vorliegenden Zweck ist es vernachlässigbar, dass sich der Wert genau genommen nicht auf das topographische Einzugsgebiet bezieht, sondern auf ein geringfügig kleineres Gebiet (vgl. Tab. 3).

Aus Gleichung (7) lässt sich der mittlere Gebietsniederschlag für die jeweilige Messperiode des Abflusses bestimmen. Um die Ergebnisse mit den Niederschlagskarten vergleichen zu können, müssen sie auf die in diesen Karten betrachtete Periode 1964/65 -1983/84 umgerechnet werden.

Die Umrechnung erfolgt hier mit der üblichen Quotientenmethode. Die dafür notwendige Referenzreihe des Niederschlages wurde wie folgt bestimmt: Der Winterniederschlag ergab sich als Mittel der Daten für die untere und obere Boje auf dem Claridenfirn, wie sie bei MÜLLER & KAPPENBERGER (1991) beschrieben sind. Perkulationsverluste wurden berücksichtigt. Für den Sommerniederschlag wurden die Daten vom Totalisator Geissbützistock verwendet und mit dem oben genannten Wert von 10% korrigiert. Die Sommerdaten vor dem hydrologischen Jahr 1956/57 wurden mit Hilfe der Talstationen Elm, Sedrun und Altdorf rekonstruiert. Der Jahresniederschlag errechnete sich als Summe von Winter- und Sommerniederschlag und wurde mit den Referenzstationen Elm, Sedrun und Altdorf auf das hydrologische Jahr reduziert. Für den betrachteten Zeitraum ist die auf diese Weise bestimmte Referenzreihe vom Claridenfirn (Tab. 5) die bisher einzige Niederschlagsreihe, die mindestens teilweise auf Daten aus dem Untersuchungsgebiet basiert und sich für den Winterniederschlag nicht auf unsichere Totalisatordaten abstützt.

Tab. 5: Referenzreihe des Jahresniederschlags für den Claridenfirn in der Periode 1914/15 - 1983/84.

Table 5: Reference series of annual precipitation on the Claridenfirn in the period of 1914/15 to 1983/84.

Jahr	P [m]	Jahr	P [m]	Jahr	P [m]	Jahr	P [m]
		30 31	3.898	50 51	3.378	70 71	2.678
		31 32	3.124	51 52	3.084	71 72	1.989
		32 33	3.049	52 53	3.399	72 73	2.684
		33 34	1.917	53 54	2.638	73 74	3.175
14 15	3.354	34 35	3.236	54 55	3.380	74 75	4.027
15 16	3.139	35 36	3.523	55 56	3.179	75 76	2.016
16 17	2.586	36 37	3.161	56 57	3.078	76 77	3.283
17 18	2.863	37 38	2.917	57 58	2.784	77 78	3.657
18 19	2.751	38 39	3.309	58 59	2.564	78 79	2.537
19 20	3.105	39 40	3.572	59 60	2.997	79 80	3.460
20 21	1.796	40 41	2.709	60 61	2.939	80 81	3.409
21 22	3.389	41 42	2.859	61 62	3.066	81 82	3.404
22 23	2.992	42 43	2.706	62 63	2.301	82 83	3.128
23 24	3.615	43 44	2.318	63 64	2.312	83 84	2.611
24 25	2.854	44 45	3.602	64 65	3.708		
25 26	2.859	45 46	3.008	65 66	3.473		
26 27	3.791	46 47	2.426	66 67	3.720		
27 28	2.664	47 48	3.303	67 68	3.417		
28 29	2.856	48 49	2.403	68 69	2.630		
29 30	2.940	49 50	2.813	69 70	3.683		

Wenn man - wie hier - mehrjährige Mittelwerte betrachtet, ist die Umrechnung auf eine andere Periode (und damit auch die Wahl der Referenzreihe) nicht sehr kritisch. Eine Schwachstelle liegt am ehesten bei der Quotientenmethode. Diese Methode basiert auf der Annahme, dass das Verhältnis zwischen Gebietsniederschlag und Referenzniederschlag konstant ist, was bekanntlich nur eine Näherung darstellt und deshalb zu gewissen Fehlern führen kann (vgl. MÜLLER-LEMANS et al. 1995), vor allem in Perioden mit ungewöhnlich hohen oder tiefen Niederschlägen. Aus diesem Grund wurden hier alle hydrologischen Jahre ausgeschieden, in denen der Referenzniederschlag um mehr als 1 m (d.h. rund zweimal die Standardabweichung) vom Mittelwert der Periode 1914/15 - 1983/84 abweicht. Betroffen waren die hydrologischen Jahre 1920/21 und 1933/34.

Damit sind die Grundlagen bereitgestellt. Im folgenden werden nun die Gebietsniederschläge der drei genannten Einzugsgebiete untersucht und zwar geordnet nach zunehmender Fläche des Einzugsgebietes.

5.2 Muttsee

Das Einzugsgebiet der Station Muttensee dürfte keine spürbaren Wasserverluste aufweisen. Der See und das ganze karförmige Becken liegen im Flysch und sind nach HEIM & MAURER (1921) dicht. LEUPOLD (1947) hält Verluste für wenig wahrscheinlich, schliesst aber die Anwesenheit von bisher unentdeckten Dolinen im Muttseegebiet nicht ganz aus. Vermessungen des Seegrundes zeigen drei rundliche Vertiefungen (COLLET 1918, AWW 1922c, COLLET 1925). Diese werden von den meisten Autoren als Versickerungstrichter ("entonnoirs") interpretiert, die kolmatiert sind und deshalb im heutigen Zustand keine Wasserverluste verursachen (COLLET 1918, HEIM & MAURER 1921, COLLET 1925, LEUPOLD 1947, ZWEIFEL 1958). OBERHOLZER (1933) bezweifelt die Deutung als Dolinen. Er betrachtet den Muttsee als einen zur Hauptsache glazial modellierten Karsee. Nach neueren Untersuchungen handelt es sich bei den Vertiefungen um subglaziale Erosionsformen, entstanden in gegenüber der Umgebung weichen tertiären Schieferformationen oder im Bereich von tektonischen Störungen (KOBEL & BLÜM 1992). Zusammenfassend gibt es bisher keine Anhaltspunkte, um nennenswerte Wasserverluste aus dem Einzugsgebiet anzunehmen. Deshalb wurden für dieses Gebiet in Gleichung (7) die Summanden Q_{ein} , Q_{aus} und T vernachlässigt.

In Tabelle 6 sind die oben besprochenen Daten zu den einzelnen Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung zusammengestellt. Die Tabelle enthält zudem die mit der beschriebenen Methode berechneten Gebietsniederschläge sowie den aus der Niederschlagskarte bestimmten Gebietsniederschlag.

Tab. 6: Vergleich zwischen dem Gebietsniederschlag aus der Wasserbilanz und dem Gebietsniederschlag aus der Niederschlagskarte (mittlere Variante) für das Einzugsgebiet der Station Muttensee.

Die Tabelle enthält mittlere Jahreswerte für die angegebenen Perioden. Die tiefe und die hohe Variante der Niederschlagskarte liefern Gebietsniederschläge von 2.15 m bzw. 2.37 m.

Table 6: Mean precipitation for the Muttensee basin: comparison of values derived from the water balance with values from the precipitation map (intermediate version).

	1921/22-1926/27	1964/65-1983/84
Referenzniederschlag	3.250 m	3.134 m
Gebietsverdunstung	0.200 m	–
Abfluss	2.155 m	–
Reserveänderung	0.005 m	–
Gebietsniederschlag, aus Wasserbilanz	2.359 m	2.28 m
aus Niederschlagskarte	–	2.32 m

Die Übereinstimmung zwischen dem Gebietsniederschlag gemäss Wasserbilanz und dem Gebietsniederschlag gemäss Niederschlagskarte ist sehr gut. Nach der mittleren Variante der Niederschlagskarte ist der Gebietsniederschlag um 0.04 m (2%) grösser als gemäss Wasserbilanz, und im Mittel über die tiefe und hohe Variante der Niederschlagskarte ist er um 0.02 m (1%) kleiner.

Der Gebietsniederschlag für die Periode 1964/65 - 1983/84 kann noch mit anderen Daten aus der Wasserbilanz abgeschätzt werden. Die Kraftwerke Linth-Limmern AG bestimmen seit Juni 1966 auf Basis von Monatswerten den Zufluss zum Muttsee als Summe von Turbinierwassermenge und Volumenänderung im See. Der auf diese Weise definierte Zufluss beinhaltet auch den Niederschlagsüberschuss (Niederschlag minus Verdunstung) auf die Seeoberfläche und ist daher direkt mit den früheren Abflussmessungen vergleichbar. Für die Periode 1966/67 - 1983/84 beträgt der Mittelwert des Zuflusses 1.957 m (5.87 Mio. m³/a) und der Referenzniederschlag 3.084 m. Die berechnete Reserveänderung in den wenigen Gletscherflecken des Gebietes ist mit -0.4 mm vernachlässigbar. Mit diesen Daten und einer angenommenen Verdunstung von 0.2 m ergibt sich ein Gebietsniederschlag von 2.157 m. Umgerechnet auf die Periode 1964/65 - 1983/84 erhält man 2.19 m, was mit den 2.28 m in Tabelle 6 bis auf 4% übereinstimmt. Der geringfügig kleinere Wert für die Periode mit Kraftwerkbetrieb könnte zum Teil durch die etwas kleinere Fläche des Einzugsgebietes bedingt sein. Denkbar sind zudem gewisse Abweichungen bei der Messung der Turbinierwassermenge, deren Genauigkeit allgemein nicht überschätzt werden sollte. Weil die Differenz so gering ist, erübrigen sich hier jedoch weitergehende Diskussionen.

5.3 Fätschbach-Urnerboden

Im nächsten Schritt wird nun der Gebietsniederschlag im Einzugsgebiet des Fätschbaches bis zur Station Urnerboden untersucht. Der Urnerboden bildet die flache Sohle eines tief eingeschnittenen Taltroges. Unter solchen orographischen Bedingungen gehören in der Regel die oberen Hangabschnitte zum Nährgebiet des Gebirgsaquifers (Grundwasserneubildungsgebiet, "recharge area") und die unteren Hangabschnitte - einschliesslich Talboden - zum Zehrgebiet des Gebirgsaquifers (Ausflussgebiet, "discharge area"). Vermutlich ist das in den höheren Lagen infiltrierte Wasser im Urnerboden bereits wieder grösstenteils aus dem Gebirgsaquifer exfiltriert und gelangt noch vor dem Messprofil, das sich 150 m unterhalb der

Kantonsgrenze und damit nach der Talverengung am Nordostende des Urnerbodens befand, in den Fätschbach.

Diese Argumentation wird durch die Hydrogeologische Karte der Schweiz gestützt. LOCHER (1985) berichtet über verschiedene Quellen, die im Urnerboden austreten. Er erwähnt unter anderem die grossen Quellaufstösse beim Unterst Wang mit einer Schüttung von rund 26'000 l/min. Wie er schreibt, dürfte es sich dabei kaum um eine reine Schuttquelle handeln; vielmehr sei anzunehmen, dass sich - unter dem Schutt verborgen - ein Karstwasserzufluss befindet. Nach SONDEREGGER (1951) heisst die Quelle Kaltenbrunnen. Ihre Schüttung erreicht im November und Dezember mit etwa 110 l/s ein Minimum und steigt bereits im Januar und Februar wieder auf 130 bis 200 l/s an (SONDEREGGER 1951).

Die beschriebenen Verhältnisse schliessen allerdings die Möglichkeit gewisser Wasserverluste aus dem Einzugsgebiet nicht grundsätzlich aus. LEUPOLD (1948) berichtet über einen Färbversuch, den er am 5. Juni 1948 an einer Injektionsbohrung beim Fätschbachstauwehr durchführte, das sich damals im Bau befand und das an derselben Stelle liegt wie früher das Messprofil der Station Urnerboden. Das Fluoreszein verschwand aus dem Bohrloch in den Malmkalk der Griesstockdecke und tauchte nach 34-35 Stunden rund 2.8 km ENE in der Frutmattquelle wieder auf.

Einen zweiten Färbversuch führte LEUPOLD (1948) am Fätschbach selbst durch. Die Farbzugabe mit einem Dosierungsapparat erfolgte vom 3. zum 4. Juli 1948 bei hohen Abflüssen in den Bach rund 500 m SW der Sperrstelle. Wiederum reagierte die Frutmattquelle sehr deutlich. Aufgrund der Konzentrations- und Abflussmessungen bei der Frutmattquelle konnte man auf einen Wasserverlust aus dem Fätschbach von 6 l/s schliessen.

Es fragt sich nun, wo innerhalb der gefärbten Strecke die Verluste aus dem Fätschbach in die Griesstockmalmsplatte hineingehen. Nach der Überzeugung von LEUPOLD (1948) tritt die Einsickerung im obersten Abschnitt auf, noch oberhalb der Schlucht beim Aquaedukt (das 300 m bachabwärts von der Sperrstelle liegt) und vor allem im Abschnitt vor der Sperrstelle.

Was den Hauptertrag der Frutmattquelle betrifft, vermutet LEUPOLD (1948), dass direkte Einsickerung im verkarsteten Gebiet von Wängiswald-Fisetengrat an der Südflanke des Urnerbodens (und somit Einsickerung im hier betrachteten Einzugsgebiet) einen grossen Anteil liefert. Solche Verluste sind jedoch bisher nicht belegt.

Möglicherweise relevant, aber bisher ebenfalls nicht nachgewiesen, sind Fremdwasserzuflüsse aus benachbarten Einzugsgebieten. Man könnte sich etwa vorstellen, dass Wasser im verkarsteten Glattalgebiet versickert und teilweise in den Urnerboden gelangt. Die vorhandenen Angaben deuten allerdings nicht darauf hin, denn bei Markierversuchen im unterirdisch entwässerten Glattalpsee blieben die Quellen in der Klausenpassfurche unberührt (BÖGLI 1985).

Zusammenfassend scheint es gerechtfertigt, für das Einzugsgebiet des Fätschbaches bis zur Station Urnerboden in Gleichung (7) in erster Näherung Q_{ein} zu vernachlässigen und für $Q_{\text{aus}}+T$ den Wert von 6 l/s zu verwenden. Nach obigen Ausführungen wurde dieser Wert bei hohen Abflüssen bestimmt und beinhaltet möglicherweise auch Anteile, die nach der Sperrstelle versickert sind. Umgerechnet auf das Jahresmittel und auf das betrachtete Einzugsgebiet wäre der Verlust daher eher kleiner. Andererseits könnten jedoch - wie erwähnt - auch an anderen Stellen im Einzugsgebiet Verluste auftreten. Deshalb wird hier der Wert von 6 l/s unverändert übernommen.

In Tabelle 7 sind die oben besprochenen Daten zu den einzelnen Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung zusammengestellt. Wiederum enthält die Tabelle auch die mit der beschriebenen Methode berechneten Gebietsniederschläge sowie den aus der Niederschlagskarte bestimmten Gebietsniederschlag.

Tab. 7: Vergleich zwischen dem Gebietsniederschlag aus der Wasserbilanz und dem Gebietsniederschlag aus der Niederschlagskarte (mittlere Variante) für das Einzugsgebiet des Fätschbaches bis zur Station Urnerboden. Die Tabelle enthält mittlere Jahreswerte für die angegebenen Perioden. Ohne die oben begründete Elimination des hydrologischen Jahres 1920/21 ergibt sich für die Periode 1964/65 - 1983/84 aus der Wasserbilanz ein Gebietsniederschlag von 2.54 m (statt 2.48 m). Die tiefe und die hohe Variante der Niederschlagskarte liefern Gebietsniederschläge von 2.16 m bzw. 2.42 m.

Table 7: Mean precipitation for the Fätschbach basin (at Urnerboden): comparison of values derived from the water balance with values from the precipitation map (intermediate version).

	1919/20-1924/25 (ohne 1920/21)	1964/65-1983/84
Referenzniederschlag	3.191 m	3.134 m
Gebietsverdunstung	0.200 m	—
Abfluss	2.316 m	—
Verluste ($Q_{\text{aus}}+T$)	0.005 m	—
Reserveänderung	0.009 m	—
Gebietsniederschlag, aus Wasserbilanz	2.530 m	2.48 m
aus Niederschlagskarte	—	2.24 m

Nach der mittleren Variante der Niederschlagskarte ist der Gebietsniederschlag um 0.24 m (10%) kleiner als gemäss Wasserbilanz. Nach der hohen Variante beträgt der Unterschied nur 0.06 m (2%). Diese Ergebnisse werden unten näher diskutiert.

5.4 Linth-Tierfehd

Schliesslich wird nun noch der Gebietsniederschlag im Einzugsgebiet der Linth bis zur Station Tierfehd untersucht. Wie bereits erwähnt, treten in Teilen des Gebietes Wasserverluste auf, so zum Beispiel im Einzugsgebiet des Limmerenbaches, wo Abflussmessungen bei der Station Kohlgufel in der Periode 1925/26 - 1927/28 einen Mittelwert von 1280 mm ergaben, gegenüber 2089 mm bei Tierfehd. Aus den beiden Zahlen und den zugehörigen Flächen in Tabelle 3 folgt, dass im Resteinzugsgebiet der Linth bis Tierfehd die mittlere Abflusshöhe 2522 mm erreichte. Wie ein Blick auf die Niederschlagskarten zeigt, ist dieser Wert sehr hoch und lässt sich mit den Niederschlagsverhältnissen im Resteinzugsgebiet nicht ohne weiteres in Einklang bringen. Ein massgeblicher Einfluss der Reserveänderung dürfte ausgeschlossen sein, denn die berechnete mittlere jährliche Reserveänderung im Einzugsgebiet der Linth bis Tierfehd beträgt in der betrachteten Periode lediglich -63 mm. Unwahrscheinlich sind auch bedeutende Fremdwasserzuflüsse aus dem Fätschbachgebiet, weil jenes ebenfalls grosse Abflüsse aufweist. Ein Grund für die grossen Abflüsse des Resteinzugsgebietes könnte darin bestehen, dass zwischen Kohlgufel und Tierfehd ein gewisser Teil des im Limmerengebiet versickerten Wassers wieder an die Oberfläche exfiltriert und in die Linth fliesst. Diese Vermutung äusserte bereits A. STADELMANN vom Eidgenössischen Amt für Wasserwirtschaft (ANONYM 1957). Die Daten sprechen auf jeden Fall gegen nennenswerte Wasserverluste aus dem Resteinzugsgebiet, und es drängt sich die Folgerung auf, dass der grösste Teil des Wassers, das in höheren Lagen versickert, spätestens im Talboden von Tierfehd - dem tiefsten Niveau der Region - wieder an der Oberfläche auftaucht.

Es fragt sich nun, wie gross die Wassermenge ist, die vor Beginn des Kraftwerkbetriebs im Einzugsgebiet versickerte und nicht oberhalb der Station Tierfehd in die Linth gelangte. Wie oben erwähnt, verschwand zu jener Zeit der Abfluss des Muttsees rund 500 m südlich des Sees vollständig. Am 12. August 1916 wurden 4.5 kg Fluoreszein in den Seeausfluss geschüttet. Nach knapp 50 Stunden erschien die Färbung im Brunnengüetlibach und erreichte 4 Stunden später das Maximum. An allen anderen Beprobungsstellen, zu denen auch die Quellen Felix und Regula gehörten, wurde kein Farbstoff beobachtet (COLLET 1918). Ein weiterer Markierversuch erfolgte am 30. November 1921. Nach AWW (1922a,b) wurde Fluoreszein unter anderem in den Wasserproben aus den Brunnengüetliquellen, den

Gnüssquellen und den Felix- und Regulaquellen aufgefunden. Spuren von Fluoreszein tauchten nach AWW (1922a,b) auch an anderen Stellen auf, doch dürften die zugehörigen Wasserflüsse mengenmässig vernachlässigbar gewesen sein. Nach LEUPOLD (1947) sind keine Argumente gegen die Annahme vorhanden, dass der Abfluss des Muttsees praktisch vollständig zu den Brunnengüetliquellen gelangte. Ein Färbversuch im Rahmen der Untersuchungskampagne von 1954/55 führte zu demselben Ergebnis (STAUB & LEUPOLD 1956, HÜRZELER 1958). Damit bestätigte sich im wesentlichen die zuvor von der Wissenschaft belächelte Volkssage, welche die Quellen im Reititschachen als unterirdische Abflüsse des Muttsees deutete. Auf welche dieser Quellen sich die Volkssage genau bezog, ist nicht ganz klar. Nach den Ausführungen von HEER & BLUMER-HEER (1846) zu schliessen, waren es die Brunnengüetli- und Gnüssquellen, nach BLUMER (1902) die Felix- und Regulaquellen.

Wichtig ist hier, dass vor Beginn des Kraftwerkbetriebs mindestens ein Teil des Wassers, das im Einzugsgebiet der Linth versickerte, in der Reititschachen-Quellgruppe auftauchte und somit erst unterhalb der Station Tierfehd in die Linth gelangte. Dieser Anteil ist in der Wasserhaushaltsgleichung als Wasserverlust ($Q_{\text{aus}} + T$) zu berücksichtigen. Um diesen Schritt zu ermöglichen, müssen zuerst die einzelnen Komponenten der Quellerträge und deren Herkunft näher untersucht werden.

Die Brunnengüetliquellen sind die grössten Quellen im Reititschachen. Nach den Daten von AWW (1922c) lieferten sie in der Periode 1916/17 - 1919/20 einen mittleren Ertrag von 26.8 Mio. m³/a, während die Schüttung der restlichen Quellen nach LEUPOLD (1947) im Mittel rund 3 Mio. m³/a beträgt. Zur Umrechnung des Jahresertrages auf andere Perioden wurde hier folgende Regressionsgleichung benützt:

$$(8) \quad Q_{\text{Bru}} = 0.115 Q_{\text{Tie}} + 7.81 \quad (n = 3, r = 0.971)$$

wobei:

Q_{Bru} Ertrag der Brunnengüetliquellen, d.h. Abfluss des Brunnengüetlibaches [Mio. m³/a]

Q_{Tie} Abfluss der Linth bei Tierfehd [Mio. m³/a]

Die Gleichung beruht auf den Messungen der Periode 1917/18 - 1919/20. Wegen der kleinen Stichprobe sollte der hohe Korrelationskoeffizient nicht überbewertet werden. Zu erwähnen ist andererseits, dass mit Einbezug des hydrologischen Jahres 1916/17, in dem die Abflussmessungen bei Tierfehd wie gesagt etwas unsicher sind, das Ergebnis praktisch gleich ausfällt ($Q_{\text{Bru}} = 0.115 Q_{\text{Tie}} + 7.87$, mit $r=0.979$). Mit Gleichung (8) ergibt sich für die Periode 1921/22 - 1926/27 ein mittlerer Jahresertrag der Brunnengüetliquellen von 26.0 Mio. m³/a. Der in jener Periode gemessene Abfluss des Muttsees macht davon 6.46 Mio. m³/a, oder 24.8% aus (Tab. 3, Tab. 6).

Seit Beginn des Kraftwerkbetriebs gelangt der Abfluss des Muttsees nicht mehr in das Muttenloch und anschliessend zu den Brunnengüetliquellen, sondern in das Limmerenbecken. Deshalb ist zu erwarten, dass seither die Quellschüttung kleiner ist. Nach WEBER & KOBEL (1970) ergibt sich beim Brunnengüetlibach in der beeinflussten Periode 1962 - 1969 gegenüber der unbeeinflussten Periode 1917 - 1920 ein durchschnittlicher jährlicher Minderertrag von etwas über 7 Mio. m³. Die gute Übereinstimmung mit obigen 6.46 Mio. m³ stützt die Annahme, dass früher der Abfluss des Muttsees praktisch vollständig zu den Brunnengüetliquellen gelangte. Im übrigen muss die Übereinstimmung vorsichtig interpretiert werden. Erstens waren Niederschlag sowie Reserveänderung in den betrachteten Perioden nicht gleich. Zweitens verändert der Kraftwerkbetrieb nicht nur den Abfluss in das Muttenloch, sondern den ganzen Bergwasserhaushalt des Gebietes, was die Brunnengüetliquellen ebenfalls beeinflussen dürfte. Der Bergwasserhaushalt ist unter anderem deshalb verändert, weil die Infiltrations-

verhältnisse im Limmerensee und auf den Restwasserstrecken vom ursprünglichen Zustand abweichen und weil die verschiedenen Stollen - je nach Auskleidung, Druckverhältnissen und Lage des Bergwasserspiegels - den Gebirgsaquifer drainieren oder ernähren können.

Abzuklären ist nun die Frage, aus welchen Einzugsgebieten der restliche, nicht vom Abfluss des Muttsees herrührende Ertrag der Brunnengüetliquellen stammt. LEUPOLD (1947) widmet dieser Frage eine äusserst minutiöse Studie, in welcher er alle damals verfügbaren Daten eingehend analysiert und versucht, daraus ein konsistentes Gesamtbild zu zeichnen. Nach LEUPOLD (1947) setzt sich der Ertrag der Brunnengüetliquellen aus folgenden Komponenten zusammen: 1) Aus dem schon diskutierten Abfluss des Muttsees, 2) aus dem nicht näher bezifferten, aber eher geringen Ertrag einer lokalen Karstquelle, die auf rasche Einsickerungen in den Malm auf der Terrasse von Obbort zurückzuführen ist, 3) aus einem Thermenanteil von rund 4.5 Mio. m³/a, der kein Karstregime aufweist und der auf seinem Quellweg mit der Trias der Limmerenkuppel in Berührung kommt, und 4) aus einer Rest-Karstquelle, die mehr zum Ertrag beisteuert als Komponente 1, sonst aber mit dieser stark verwandt ist und ebenfalls von praktisch unvergletscherten Gebieten auf rund 2500 m ü.M. stammt.

Zur Schüttung der Rest-Karstquelle trägt erstens ein Zusatzeinzugsgebiet bei, das direkt in das Muttenloch entwässert und nicht zum Einzugsgebiet des Muttsees gehört. Seine Fläche beläuft sich nach LEUPOLD (1947) auf rund 0.5 km². Wenn man in erster Näherung die gleiche Abflusshöhe annimmt wie im Einzugsgebiet des Muttsees, dann liefert das Zusatzeinzugsgebiet einen mittleren Abfluss von etwa 1 Mio. m³/a.

Zweitens dürfte auch das obere Mörtal zur Schüttung der Rest-Karstquelle beitragen. Messungen der SAK in den Jahren 1924 - 1927 am Muttenbach oberhalb des Wasserfalles ergaben für das 1.5 km² grosse Einzugsgebiet eine jährliche Abflusshöhe von lediglich etwa 1 m (LEUPOLD 1947). Wenn man annimmt, dass die Differenz gegenüber der Abflusshöhe im Einzugsgebiet des Muttsees auf Versickerung zurückzuführen ist und der Rest-Karstquelle zugute kommt, dann liefert das obere Mörtal etwa 1.5 Mio. m³/a zum Ertrag dieser Quelle.

Die Herkunft des übrigen Ertrages der Rest-Karstquelle, der immerhin in der Grössenordnung von 10 Mio. m³/a liegt, ist bisher nicht abschliessend geklärt. Die Deckung dieses Ertrages erfordert ein Einzugsgebiet von rund 5 km² ohne oberflächlichen Abfluss. Wie LEUPOLD (1947) betont, ist es sehr schwierig, wenn nicht fast aussichtslos, ein Gebiet dieser Grössenordnung im Einzugsgebiet des Limmerenbeckens noch unterzubringen. Er vermutet daher Zuflüsse aus benachbarten Einzugsgebieten. Am ehesten denkt er an das Kar von Ladrail südöstlich der Muttenberge, dessen Boden vom südlichen Ausläufer des grossen Muttseebruches durchzogen wird, von demselben Bruch, der auch das Wasser des Muttenloches nach Norden gegen die Brunnengüetliquellen drainiert. Nach STAUB & LEUPOLD (1956) sowie HÜRZELER (1958) weist das Ladrailgebiet auffallend niedrige Abflussmengen und deutliche Versickerungszonen auf, und es ist nach Einschätzung dieser Autoren fast mit Sicherheit anzunehmen, dass den Brunnengüetliquellen Wasser aus jenem Gebiet zugeführt wird.

Weiter denkt LEUPOLD (1947) an Zuflüsse aus dem abflusslosen Becken der Cavordia [Cavorgia da Breil], das sich durch eine Doline entleert. Allerdings hält er es für wahrscheinlicher, dass sich aus dieser Doline die Quellen unterhalb Zanin ernähren. Aufgrund der Angaben von WEBER (1985a) kann diese Vermutung als erwiesen gelten.

Zuflüsse aus dem Bündnerland könnten auf den ersten Blick in Widerspruch zu den folgenden Informationen von AWW (1922a,b) und WEBER (1985a,b) stehen, die eher für Abflüsse ins Bündnerland sprechen: Nach der Färbung des Muttseeausflusses am 30. November 1921 fand man laut AWW (1922a,b) kleine Mengen von Fluoreszein unter anderem in Quellen von Val Frisal und Panix. Zudem ist nach WEBER (1985a) durch Färbversuche ein Zusammenhang zwischen den durchlässigen Kalkmassen nördlich der Wasserscheide unter dem Limmerenfirn bis hinauf zum Biferten-Ostgrat und den grossen

Karstquellen im Val Frisal nachgewiesen. Wie die zugehörige hydrogeologische Karte zeigt, befanden sich die Impfstellen relativ nahe an der topographischen Wasserscheide. Deshalb wirkt das Ergebnis der Färbversuche nicht ungewöhnlich. Bedeutende Wasserflüsse sind damit nicht bewiesen, sondern scheinen unter anderem aus orographischen Gründen eher unwahrscheinlich. Von den steilen Bergflanken wird ein grosser Teil des Niederschlages in Form von Lawinen oder oberflächennahem Abfluss über die in der Karte vermutete unterirdische Wasserscheide hinaus talwärts transportiert, ohne zu versickern und ins Val Frisal zu gelangen. Auch nach WEBER (1946) sind die Wasserverluste aus dem Limmerengebiet nach dem Val Frisal praktisch bedeutungslos.

Schliesslich seien noch die Verhältnisse im Gebiet der Platten erwähnt, das nördlich des Limmerenfirns liegt und von zahlreichen Versickerungstrichtern durchsetzt ist. Nach WEBER (1985b) tritt das in diesen Trichtern versickernde Wasser jenseits der Wasserscheide in den Alluvionen des Val Frisal wieder zu Tage. Einige Abschnitte später schreibt er hingegen, dass die grossen Quellen, die unterhalb der Zunge des Limmerengletschers über dem Mergelband austreten, ihr Wasser vermutlich aus den Versickerungstrichtern auf den Platten beziehen. Im gleichen Sinn äussert sich LEUPOLD (1947). Nach seiner Beurteilung ist es kaum zweifelhaft, dass das ganze verkarstete Gebiet der Platten durch Spalten und Dolinen völlig nach dem hinteren Limmerenbecken hin entwässert wird und dass weitere Fernverbindungen von diesem Dolinengebiet aus nicht bestehen.

Zusammenfassend deuten obige Resultate zwar zum Teil auf Fliesswege hin, besagen jedoch nicht, dass spürbare Wasserverluste aus dem Limmerengebiet ins Bündnerland auftreten. Es ist im Gegenteil mit namhaften Wasserflüssen aus dem Bündnerland zu den Brunnengüetliquellen zu rechnen.

Nach den vorhandenen Angaben stammten folglich vor Beginn des Kraftwerkbetriebs im Mittel rund 13.5 Mio. m³/a, oder 52% des Ertrages der Brunnengüetliquellen aus dem Einzugsgebiet der Linth bis Tierfehd und der restliche Anteil aus Nachbargebieten. Der Betrag setzt sich wie folgt zusammen:

Einzugsgebiet des Muttsees	6.5 Mio. m ³ /a
Thermenanteil	4.5 Mio. m ³ /a
Zusatzeinzugsgebiet zum Mutenloch	1.0 Mio. m ³ /a
Oberes Mörtal	1.5 Mio. m ³ /a
Total	13.5 Mio. m ³ /a

Der Anteil des Ertrages aus dem Einzugsgebiet der Linth bis Tierfehd bedeutet einen Wasserverlust aus diesem Gebiet. Die Verluste für die einzelnen Jahre wurden hier abgeschätzt als 52% der mit Gleichung (8) berechneten Schüttung der Brunnengüetliquellen.

Im Vergleich zu den Brunnengüetliquellen sind die restlichen Quellen der Reititschachenquellgruppe mit dem erwähnten Gesamtertrag von etwa 3 Mio. m³/a relativ klein. Der Ertrag der Gnüssquellen lässt sich nach LEUPOLD (1947) aufteilen in: 1) eine Grundkomponente, die hauptsächlich von diffuser Einsickerung im Kalkeinzugsgebiet der näheren Umgebung (Terrasse von Obbort) herrühren dürfte und 2) eine Komponente, die aus einer Abzweigung des Brunnengüetlikanales stammt und während der Hauptschneesmelze im höheren Gebirge zwischen Anfang Mai und Mitte August mindestens gleichviel liefert wie die Grundkomponente. Die Felix- und Regulaquellen weisen nach LEUPOLD (1947) folgende Komponenten auf: 1) eine Komponente, die von diffuser Einsickerung im Kalkeinzugsgebiet der näheren Umgebung herrührt und einen beträchtlichen Teil des Ertrages stellt, 2) eine Komponente aus grösserer Distanz und höheren Gebirgslagen, die über Fernverbindungen zu

diesen Lagen verfügt, welche von jenen der Brunnengüetliquellen unabhängig sind, und 3) möglicherweise noch eine Grundwasserkomponente.

Der Anteil des Ertrages der Reititschachen-Quellgruppe ohne die Brunnengüetliquellen, der aus dem Einzugsgebiet der Linth bis Tierfehd stammt, wurde hier als 0.5 Mio. m³/a angenommen. Damit beläuft sich der erfasste Verlust aus diesem Einzugsgebiet im Mittel auf rund 14 Mio. m³/a, was 9% des Abflusses entspricht, der in der Periode 1917/18 - 1960/61 bei Tierfehd gemessen wurde. Offensichtlich sind die Verluste nicht vernachlässigbar, aber andererseits doch nicht so gross, dass die getroffenen Annahmen über die Reititschachen-quellgruppe die Ergebnisse der Wasserbilanz wesentlich verfälschen könnten.

In Tabelle 8 sind die oben besprochenen Daten zu den einzelnen Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung zusammengestellt. Wiederum enthält die Tabelle auch die mit der beschriebenen Methode berechneten Gebietsniederschläge sowie den aus der Niederschlagskarte bestimmten Gebietsniederschlag.

Tab. 8: Vergleich zwischen dem Gebietsniederschlag aus der Wasserbilanz und dem Gebietsniederschlag aus der Niederschlagskarte (mittlere Variante) für das Einzugsgebiet der Linth bis zur Station Tierfehd.

Die Tabelle enthält mittlere Jahreswerte für die angegebenen Perioden. Ohne die oben begründete Elimination der hydrologischen Jahre 1920/21 und 1933/34 ergibt sich für die Periode 1964/65 -1983/84 aus der Wasserbilanz ein Gebietsniederschlag von 2.43 m (statt 2.39 m). Die tiefe und die hohe Variante der Niederschlagskarte liefern Gebietsniederschläge von 2.21 m bzw. 2.47 m.

Table 8: Mean precipitation for the Linth basin (at Tierfehd): comparison of values derived from the water balance with values from the precipitation map (intermediate version).

	1917/18-1960/61 (ohne 1920/21 und 1933/34)	1964/65-1983/84
Referenzniederschlag	3.048 m	3.134 m
Gebietsverdunstung	0.200 m	—
Abfluss	2.003 m	—
Verluste (Q _{aus} +T)	0.177 m	—
Reserveänderung	-0.055 m	—
Gebietsniederschlag, aus Wasserbilanz	2.325 m	2.39 m
aus Niederschlagskarte	—	2.35 m

Nach der mittleren Variante der Niederschlagskarte ist der Gebietsniederschlag um 0.04 m (2%) kleiner als gemäss Wasserbilanz und nach der hohen Variante um 0.08 m (3%) grösser. Die tiefe Variante ergibt wie im Fätschbachgebiet einen ziemlich grossen Unterschied (0.18 m) und dürfte deutlich zu tief liegen.

5.5 Folgerungen aus der Überprüfung

Im Einzugsgebiet der Linth bis Tierfehd stimmt der Gebietsniederschlag gemäss Wasserbilanz mit dem Gebietsniederschlag gemäss Niederschlagskarte sehr gut überein. Für das kleine Teilgebiet des Muttsees liegt er leicht unterhalb des Wertes aus der mittleren Variante der Niederschlagskarte, und für das gesamte Gebiet liegt er zwischen den Werten, die sich aus der mittleren und der hohen Variante der Niederschlagskarte ergeben. Das Resultat für das gesamte Einzugsgebiet ist dabei naturgemäss zuverlässiger.

Weil die drei Varianten der Niederschlagskarte auf denselben Stützstellen basieren und sich nur in der Art der Interpolation und Extrapolation unterscheiden, sind sie grundsätzlich gleichwertig, d.h. es lässt sich nicht zum vornherein sagen, welche die tatsächlichen Verhältnisse am besten trifft. Wenn man annimmt, dass die Abflussdaten von Tierfehd im wesentlichen richtig sind, dann deuten die Ergebnisse darauf hin, dass ein Mittelweg zwischen den Vorgehensweisen, die für die mittlere und die hohe Variante der Niederschlagskarte zur Interpolation und Extrapolation benützt wurden, der Realität am nächsten kommt. Dies spricht für grosse Niederschläge in hohen Lagen.

Zusammenfassend sind für das Einzugsgebiet der Linth bis Tierfehd die Gebietsniederschläge gemäss Wasserbilanz und gemäss Niederschlagskarte als konsistent zu bezeichnen.

Im Einzugsgebiet des Fätschbaches bis Urnerboden liegt der Gebietsniederschlag gemäss Niederschlagskarte tiefer als der Gebietsniederschlag gemäss Wasserbilanz. Dies gilt sogar für die hohe Variante der Niederschlagskarte, obwohl hier die Differenz mit 0.06 m gering ist. Die Ursachen der Differenz lassen sich beim momentanen Kenntnisstand nicht abschliessend lokalisieren. Eher unwahrscheinlich dürfte eine spürbare systematische Unterschätzung des Niederschlages in den Niederschlagskarten sein, denn weil im ganzen Untersuchungsgebiet dieselben Methoden verwendet wurden, müsste sich eine solche Unterschätzung auch im Einzugsgebiet der Linth bis Tierfehd auswirken.

Als eine mögliche Erklärung wäre denkbar, dass die Abflussdaten der Station Urnerboden einige wenige Prozente (z.B. 3%) zu hoch liegen, womit sie sich immer noch in den zu erwartenden Fehlerschranken von Abflussmessungen bewegen. Wenn diese Erklärung zutrifft, dann sind auch für das Einzugsgebiet des Fätschbaches bis Urnerboden die Gebietsniederschläge gemäss Wasserbilanz und gemäss Niederschlagskarte konsistent.

Bemerkenswert ist folgende Feststellung: Sowohl im Einzugsgebiet der Linth bis Tierfehd wie auch im Einzugsgebiet des Fätschbaches bis Urnerboden zeigen die Berechnungen, dass der Gebietsniederschlag gemäss Wasserbilanz ein wenig grösser ist als der Gebietsniederschlag gemäss der mittleren Variante der Niederschlagskarte. Zudem zeigen sie, dass die tatsächliche Niederschlagsverteilung wahrscheinlich im Bereich zwischen der mittleren und der hohen Variante der Niederschlagskarte liegt. Die Aussage gilt für das Gesamtgebiet, aber nicht notwendigerweise für alle Teilgebiete.

Mit den vorliegenden Ergebnissen lassen sich zwei Einwände stark entkräften. Der erste Einwand besagt, dass im Untersuchungsgebiet unbekannte Karstverluste auftreten und deshalb die aus der Wasserbilanz bestimmten Gebietsniederschläge zu klein oder sogar ganz unbrauchbar seien. Wie die Resultate zeigen, dürften in den betrachteten Einzugsgebieten die nicht erfassten Wasserverluste vernachlässigbar und die genannten Befürchtungen deshalb unbegründet sein.

Der zweite Einwand besagt, dass die aus Frühjahrs-Schneemessungen bestimmten Winterniederschläge tendenziell zu hoch liegen, weil man an den gewählten Messplätzen immer auch Schnee miterfasse, der vom Wind aus den steilen Bergflanken weggefedt und antransportiert worden sei. Namentlich die auf dem Claridenfirn gemessenen Schneemengen seien deshalb im Vergleich zum "wahren" Niederschlag viel zu gross und keineswegs repräsentativ. Wie die Resultate zeigen, ist der genannte Effekt eher lokaler Natur, und es ist sehr unwahrscheinlich, dass - gesamthaft gesehen - die aus Schneemessungen ermittelten Niederschläge systematisch zu hoch liegen. Daher dürfte auch diese Kritik unberechtigt sein.

Als Resultat der Überprüfung ergibt sich somit, dass die den Niederschlagskarten zugrunde liegenden Punktwerte des Niederschlages in Tabelle 1 und Tabelle 2 brauchbar sein dürften.

6 Schlussfolgerungen

Die Kenntnisse über die Niederschlagsverteilung im Alpenraum sind immer noch ziemlich lückenhaft. Der Hauptgrund dafür sind die messtechnischen, vor allem im Winter auftretenden Probleme beim Einsatz der Totalisatoren, von denen die meisten der bisherigen Daten stammen. Windbedingte Verluste und an gewissen Standorten auch windbedingte Gewinne durch Driftschnee führen dazu, dass Totalisatorenmessungen in der Regel spürbare systematische Fehler aufweisen und zu Fehleinschätzungen der Niederschlagsverhältnisse führen können.

Deshalb sind weitere Untersuchungen erforderlich. Die vorliegende Studie ist ein Beitrag in dieser Richtung. Sie liefert Angaben über langjährige Mittelwerte der Niederschlagsverteilung im Tödigebiet. Die Winterniederschläge in Höhen über 1900 m ü.M. wurden mit Frühjahrs-schneemessungen bestimmt, die übrigen Niederschläge mit korrigierten Messungen von Totalisatoren und Hellmann-Niederschlagsmessern.

Im Winter (Oktober-April) nehmen die Niederschläge mit der Höhe deutlich zu (0.325 m/km), im Sommer (Mai-September) hingegen nur schwach (0.090 m/km). Im Winter zeigen die Niederschläge zudem eine Abnahme von Westen nach Osten und auffallend hohe Werte an Stellen, die bei westlichen Winden unmittelbar im Lee von Gebirgskämmen liegen. Die hohen Werte im Lee sind weitgehend auf windbedingte Umverteilung des fallenden Schnees zurückzuführen und nicht auf windbedingte Umlagerung des bereits abgelagerten Schnees.

Ausgehend von den Messungen wurden durch unterschiedliche Interpolation und Extrapolation drei Varianten von Niederschlagskarten gezeichnet. Schliesslich wurden für drei Einzugsgebiete die resultierenden Gebietsniederschläge mit der Wasserhaushaltsgleichung überprüft. Neben Abfluss, Verdunstung und Reserveänderung wurden dabei auch die Wasserverluste aus dem Einzugsgebiet berücksichtigt.

Wie die Ergebnisse der Überprüfung zeigen, sind die Gebietsniederschläge gemäss Wasserbilanz und gemäss Niederschlagskarte konsistent. Deshalb dürften die erarbeiteten Niederschlagsdaten brauchbar sein. Gesamthaft ist der Gebietsniederschlag gemäss Wasserbilanz ein wenig grösser als der Gebietsniederschlag gemäss der mittleren Variante der Niederschlagskarte. Dies spricht für grosse Niederschläge in hohen Lagen und entkräftet den Einwand, dass die aus Frühjahrs-Schneemessungen bestimmten Winterniederschläge tendenziell zu hoch liegen, weil man an den gewählten Messplätzen immer auch Schnee miterfasse, der vom Wind aus den steilen Bergflanken weggefedt und antransportiert worden sei.

Die Studie ist besonders aus zwei Gründen von Bedeutung: Erstens basiert sie auf einem Datensatz, der eine hohe Qualität aufweist und in seinem Umfang im Hochgebirge einmalig ist. Zweitens stützt sie sich auf eine Methodik, die gegenüber vielen bisherigen Untersuchungen eine deutliche Verbesserung darstellt.

Zu den Grenzen der verwendeten Methodik gehören namentlich folgende Punkte: Erstens ist die Inter- und Extrapolation beim Zeichnen von Niederschlagskarten mit Unsicherheiten behaftet. Die Bestimmung flächenhafter Werte aus Punktwerten bildet ein allgemein verbreitetes Problem, das unter den komplizierten Bedingungen des Hochgebirges besonders ausgeprägt ist. Zweitens sind die Wasserverluste meistens nicht so gut bekannt wie in den hier betrachteten drei Einzugsgebieten. Vor allem in hochgelegenen Gebieten mit verbreitet durchlässigem Untergrund sind die Wasserverluste in der Regel nicht vernachlässigbar.

Die Studie erweitert die Kenntnisse über die Niederschlagsverhältnisse im Alpenraum. Zudem liefert sie zahlreiche Informationen über die anderen Komponenten der Wasserhaushaltsgleichung. Die Angaben über Wasserverluste, Fremdwasserflüsse, Quellen, Markierungsversuche und weitere hydrogeologisch relevante Aspekte sind zwar sehr standortspezifisch, zeigen jedoch verschiedene Zusammenhänge auf, die auch in anderen Gebieten wirksam sind. Die Ergebnisse der Studie können unter anderem in Untersuchungen über den Wasserhaushalt im Hochgebirge und über den Massenhaushalt von Gletschern von Bedeutung sein.

Literatur

- ANONYM, 1957: Besprechung betr. die hydrologischen Grundlagen des Limmernprojektes der NOK am 8. Mai 1957, vormittags, Sitzungszimmer der VAWE. - Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau (VAWE) der ETH, Zürich.
- AWW, 1922a: Untersuchung der Abflussverhältnisse des Muttensees, Anlage 1, J. HUG, Allgemeiner, hydrographischer und geologischer Bericht. - Eidg. Amt für Wasserwirtschaft, Bern.
- AWW, 1922b: Untersuchung der Abflussverhältnisse des Muttensees, Anlage 2, O. LÜTSCHG, Bericht über die Versuche mit Farbstoff (Fluorescein) und Kochsalz. - Eidg. Amt für Wasserwirtschaft, Bern.
- AWW, 1922c: Untersuchung der Abflussverhältnisse des Muttensees, Anlage 5, Hydrometrische Angaben. - Eidg. Amt für Wasserwirtschaft, Bern.
- BAUMGARTNER, A., E. REICHEL & Gerda WEBER, 1983: Der Wasserhaushalt der Alpen. - R. Oldenbourg, München & Wien.
- BILLWILLER, R. 1931: Der Firnzuwachs pro 1930/31 in einigen schweizerischen Firngebieten. XVIII. Bericht der Zürcher Gletscherkommission. - Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, 76, 413-419.
- BLUMER, S. 1902: Zur Entstehung der glarnerischen Alpenseen. - *Eclogae geologicae Helvetiae*, 7 (3), 203-244.
- BÖCK, H. 1951: Zur Methode von Niederschlagsmessungen im Hochgebirge. - Österreichische Wasserwirtschaft, 3 (5-6), 103-107.
- BÖGLI, A. 1985: Das Muotatal. In: H. JÄCKLI et al., Hydrogeologische Karte der Schweiz, 1 : 100000, Blatt Panixerpass, Nr. 3, Erläuterungen, 80-92. - Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, Zürich.
- BRÄM, F., J. SARTORY & J. RINDLISBACHER, 1920: Wasserverhältnisse der Schweiz, Limmatgebiet von den Quellen bis zur Aare, Erster Teil: Die Flächeninhalte der Einzugsgebiete, der Höhenstufengebiete von 300 zu 300 m über Meer, der Felshänge, Wälder, Gletscher und Seen. - Veröffentlichungen des Amtes für Wasserwirtschaft, Bern.
- COLLET, L.W. 1918: Le Mode de formation et l'écoulement souterrain du Muttensee (Glaris). - *Eclogae geologicae Helvetiae*, 14 (5), 665-666.
- COLLET, L.W. 1925: Les Lacs. - Librairie Octave Doin, Paris.
- DYUNIN, A.K. & V.M. KOTLYAKOV, 1980: Redistribution of snow in the mountains under the effect of heavy snowstorms. - *Cold Regions Science and Technology*, 3, 287-294.
- ENQUIST, F. 1917: Der Einfluss des Windes auf die Verteilung der Gletscher. - *Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala*, 14, 1-108.
- FÖHN, P.M.B. 1985: Besonderheiten des Schneeniederschlages. In: Der Niederschlag in der Schweiz. - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 31, 87-96.
- FRIEDEL, H. 1952: Gesetze der Niederschlagsverteilung im Hochgebirge. - *Wetter und Leben*, 4 (5-7), 73-86.
- HANSON, C.L. 1982: Distribution and stochastic generation of annual and monthly precipitation on a mountainous watershed in southwest Idaho. - *Water Resources Bulletin*, 18 (5), 875-883.
- HAVLIK, D. 1975: Ein Beitrag zum Jahresgang der vertikalen Niederschlagsverteilung in den Alpen. - *Revista Italiana di Geofisica e Scienze Affini*, 1, 108-114.
- HEER, O. & J.J. BLUMER-HEER, 1846: Historisch-geographisch-statistisches Gemälde der Schweiz, VII. Band, Der Kanton Glarus. - Huber und Compagnie, St.Gallen und Bern.
- HEIM, A. & J. MAURER, 1921: Muttensee-Kraftwerk, Gutachten über geologische und hydrologische Fragen. - Bericht im Auftrag der Firma Locher & Co., Zürich.
- HELLMANN, G. 1887: Beiträge zur Kenntniss der Niederschlagsverhältnisse von Deutschland, II. Die jährliche Periode der Niederschläge in den deutschen Mittelgebirgen. - *Meteorologische Zeitschrift*, 4 (3), 84-95.
- HOBBS, P.V. et al. 1971: Studies of Winter Cyclonic Storms Over the Cascade Mountains (1970-71). - Contributions from the Cloud Physics Group, Research Report VI, University of Washington, Seattle.
- HOCK, Regine, M. FUNK & H. MÜLLER-LEMANS, 1993: Analyse langjähriger Schneemessungen auf dem Limmerngletscher, Glarner Alpen. In: D. GREBNER (Ed.), Aktuelle Aspekte in der Hydrologie, Current Issues in Hydrology, Festschrift zum 60. Geburtstag von Herbert Lang. - Zürcher Geographische Schriften, Heft 53, Verlag Geographisches Institut ETH Zürich, 143-152.
- HOINKES, H. 1957: Über die Schneeuablagerung durch den Wind. - 51.-53. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines für die Jahre 1953-1955, 27-32.
- HOINKES, H. & H. LANG, 1962: Winterschneedecke und Gebietsniederschlag 1957/58 und 1958/59 im Bereich des Hintereis- und Kesselwandferners (Ötztaler Alpen). - *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie B*, 11 (4), 424-446.
- HÜRZELER, H. 1958: Das Projekt der Kraftwerke Linth-Limmern. - *Wasser- und Energiewirtschaft*, 50 (3), 47-54.
- KASSER, P. 1959: Der Einfluss von Gletscherrückgang und Gletschervorstoss auf den Wasserhaushalt. - *Wasser- und Energiewirtschaft*, 51 (6), 155-168.

- KASSER, P. 1983: Die Variation der Wasservorräte im Einzugsgebiet der Rhone von Porte du Scex. In: P. KASSER, M. AELLEN & H. SIEGENTHALER, Die Gletscher der Schweizer Alpen 1975/76 und 1976/77, 97. und 98. Bericht, Glaziologisches Jahrbuch der Gletscherkommission der SNG, 148-183.
- KOBEL, M. & W. BLÜM, 1992: Bericht über die geologischen, hydrogeologischen und geophysikalischen Untersuchungen am Muttsee (Juli - September 1991). - Bericht im Auftrag der Nordostschweizerischen Kraftwerke AG (NOK) und der Kraftwerke Linth-Limmern AG (KLL).
- KOTLYAKOV, V.M. & A.N. KRENKE, 1982: Investigations of the hydrological conditions of alpine regions by glaciological methods. - IAHS Publication no. 138, 31-42.
- LANG, H. 1985: Höhenabhängigkeit der Niederschläge. In: Der Niederschlag in der Schweiz. - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 31, 149-157.
- LANG, H. et al. 1978: Die Verdunstung in der Schweiz. - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 25.
- LEUPOLD, W. 1947: Die Hydrologie des Limmerngebietes. In: R. STAUB & W. LEUPOLD, Geologisches Gutachten über die Eignung des Limmernbodens als Speicherbecken. - Bericht im Auftrag der Nordostschweizerischen Kraftwerke AG (NOK).
- LEUPOLD, W. 1948: Bericht über den I. und II. Färbungsversuch am Fätschbach. - Bericht im Auftrag der Nordostschweizerischen Kraftwerke AG (NOK).
- LOCHER, T. 1985: Der Urnerboden. In: H. JÄCKLI et al., Hydrogeologische Karte der Schweiz, 1 : 100000, Blatt Panixerpass, Nr. 3, Erläuterungen, 93-95. - Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, Zürich.
- LÜTSCHG-LOETSCHER, O. 1945: Ueber den heutigen Stand der Niederschlagsforschung im Schweizer Hochgebirge. In: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges, Band I, I. Teil, 1. Abteilung. - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Geotechnische Serie - Hydrologie, 4. Lieferung, 2-24.
- MORF, J. 1983: Gletschervorstoss und Wasserfassungen. - Wasser, Energie, Luft, 75 (4), 101.
- MÜLLER, H. & G. KAPPENBERGER, 1991: Claridenfirn-Messungen 1914-1984. - Zürcher Geographische Schriften, Heft 40, Geographisches Institut der ETH, Verlag der Fachvereine, Zürich.
- MÜLLER-LEMANS, H., G. KAPPENBERGER & U. STEINEGGER, 1993: Methodische Aspekte der Niederschlagsbestimmung im Alpenraum. In: D. GREBNER (Ed.), Aktuelle Aspekte in der Hydrologie, Current Issues in Hydrology, Festschrift zum 60. Geburtstag von Herbert Lang. - Zürcher Geographische Schriften, Heft 53, Verlag Geographisches Institut ETH Zürich, 96-107.
- MÜLLER-LEMANS, H., M. FUNK, M. AELLEN & G. KAPPENBERGER, 1995: Langjährige Massenbilanzreihen von Gletschern in der Schweiz. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 30, 1994, 141-160.
- OBERHOLZER, J. 1933: Geologie der Glarneralpen. - Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz, Neue Folge, 28. Lieferung, I. Textband.
- SAK, 1925: Muttensee-Kraftwerk, Abflussmengen 1924 im Muttensee- und Ladragebiet. - Projektbüro der St.Gallisch-Appenzellischen Kraftwerke A.G. (SAK), St.Gallen.
- SCHÄDLER, B. 1985: Der Wasserhaushalt der Schweiz. - Mitteilung der Landeshydrologie, Nr. 6, Bern.
- SEVRUK, B. 1983: Correction of Measured Precipitation in the Alps Using the Water Equivalent of New Snow. - Nordic Hydrology, 14 (2), 49-58.
- SEVRUK, B. 1985: Systematischer Niederschlagsmessfehler in der Schweiz. In: Der Niederschlag in der Schweiz. - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 31, 65-75.
- SEVRUK, B. & W. KIRCHHOFER, 1992: Mittlere jährliche Korrekturen der gemessenen Niederschlagshöhen 1951-1980. In: Hydrologischer Atlas der Schweiz, Tafel 2.3. - EDMZ, Bern.
- SONDEREGGER, A. 1951: Das Fätschbachwerk, I. Teil: Disposition und Bauanlagen. - Schweizerische Bauzeitung, 69 (18), 245-249.
- STAUB, R. & W. LEUPOLD, 1956: Zusammenfassender Bericht über die neueren Untersuchungen in Limmern 1954/55 und zur Frage des zulässigen Aufstaus im Limmernbecken. - Bericht im Auftrag der Nordostschweizerischen Kraftwerke AG (NOK).
- STEINEGGER, U. 1990: Niederschlagsmessung im Hochgebirge: Informationsgehalt von Totalisatoren- und Schneedaten im Limmerngebiet. - Diplomarbeit, Geographisches Institut der ETH, Zürich.
- VAW, 1945-1985: Hydrologische und glaziologische Untersuchungen im Gebiete der Kraftwerke Linth-Limmern. Bericht No. 44-1 (1945) bis No. 44-28 (1977) im Auftrag der Nordostschweizerischen Kraftwerke AG (NOK) [Berichte mit verschiedenen Titeln, ab 1978 interne Berichte]. - [Anfänglich: Versuchsanstalt für Wasserbau, dann: Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau, schliesslich:] Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW), ETH Zürich.
- WAGNER, A. 1937: Gibt es im Gebirge eine Höhenzone maximalen Niederschlages? - Gerlands Beiträge zur Geophysik, 50, 150-155.
- WEBER, E. 1946: Geologie des Limmern-Selbsanft-Gebietes, Bericht zu Händen von Prof. Dr. R. Staub zur geologischen Begutachtung über "die Eignung des Limmernbodens als Speicherbecken" im Auftrage der Nordostschweizerischen Kraftwerke A.G., am 10. Februar 1946 erstattet.

- WEBER, E. 1985a: Val Frisal. In: H. JÄCKLI et al., Hydrogeologische Karte der Schweiz, 1 : 100000, Blatt Panixerpass, Nr. 3, Erläuterungen, 46-47. - Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, Zürich.
- WEBER, E. 1985b: Der südliche Talabschluss und das Limmernbecken. In: H. JÄCKLI et al., Hydrogeologische Karte der Schweiz, 1 : 100000, Blatt Panixerpass, Nr. 3, Erläuterungen, 96-98. - Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, Zürich.
- WEBER, E. & M. KOBEL, 1970: Geologischer Bericht über die Uelialpquellen und die Quellgruppe Brunnengüetli, Gnüss, Felix & Regula. - Bericht im Auftrag der Kraftwerke Linth-Limmern AG.
- WYSSLING, L. & P. KASSER, 1957: Prüfung des Limmerngebietes auf hydrologische Dichtigkeit auf Grund der Beobachtungen in den Jahren 1923-28 und 1944-56. Ergänzung der Niederschlagsberichte für die Jahre 1954/55 und 1955/56. - Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der E.T.H. Zürich, Abteilung für Hydrologie, Bericht No. 44-10.
- ZINGG, T. 1947a: Die Niederschlagsmessung im Hochgebirge. - Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft, 127, 71-72.
- ZINGG, T. 1947b: Ist die Zunahme der Niederschläge im Gebirge mit der Höhe im Winter grösser als im Sommer? - Hydrologische Tagung der Eidg. Kommission für Schnee- und Lawinenforschung vom 9. und 10. Oktober 1947, Versuchsanstalt für Wasserbau und Erdbau an der E.T.H., Zürich, 18-23.
- ZWEIFEL, N. 1958: Morphologie des Muttensee- und Limmerngebietes einschliesslich der rechten Talflanke bis Linthal. - Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus, Heft 10, 5-80.

Verdankungen

Der Gletscherkommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (SANW) sowie dem Nationalfonds sei für die finanzielle Unterstützung gedankt.

Bei der Beschaffung von Literatur, Daten und sonstigen Informationen für die vorliegende Studie waren namentlich folgende Institutionen und Personen behilflich: Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos (Dr. Paul M.B. Föhn); Prof. Peter Kasser †, Herrliberg (früher: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich); Dr. Max Kobel + Partner AG, Büro für Technische Geologie, Sargans (Dr. Max Kobel); Kraftwerke Linth-Limmern AG (KLL), Linthal (Erich Kaufmann); Laboratorium für Atmosphärenphysik ETH, Zürich (Dr. Hans-Heinrich Schiesser); Landeshydrologie und -geologie, Bern (Christian Koch); Nordostschweizerische Kraftwerke AG (NOK), Baden (Daniel Rietmann); Hans Siegenthaler, Oberlunkhofen (früher: Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich); Staatsarchiv des Kantons St. Gallen, St. Gallen (Markus Kaiser); Heinrich Zweifel, Linthal (früher: Kraftwerke Linth-Limmern AG). Ihnen allen sei herzlich gedankt. Ein besonderer Dank geht auch an Prof. Dr. Herbert Lang und Dr. Ueli Moser, die das Manuskript kritisch begutachteten und konstruktive Verbesserungsvorschläge lieferten, sowie an Daniela Lorenzi und Christoph Wahrenberger, die das Layout besorgten und die Druckvorlage erstellten.

Adressen der Autoren:

Hans Müller-Lemans
Tergeso AG
Stadterwingert 4
CH-7320 Sargans

Markus Aellen
Gletscherkommission der
Schweiz. Akad. der Naturwiss.
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

Ludwig N. Braun
Kommission für Glaziologie der
Bayerischen Akademie der Wissensch.
Marstallplatz 8
D-80539 München

Giovanni Kappenberger
Osservatorio Ticinese
Via ai Monti 146
CH-6605 Locarno-Monti

Urs Steinegger
Geographisches Institut ETH
Winterthurerstr. 190
CH-8057 Zürich

Analyse von Schneemessungen im Tödigebiet

Urs Steinegger

Zusammenfassung

Messungen des Wasseräquivalentes der Schneedecke, hier kurz als Schneemessungen bezeichnet, können unter bestimmten Bedingungen als zuverlässige Information über die Niederschlagsmengen dienen. Sofern der Hauptanteil des Niederschlags in fester Form fällt und keine namhafte Schmelze über die betrachtete Periode erfolgt, können Schneemessungen repräsentativere Daten der Niederschlagsverhältnisse liefern als die herkömmliche Methode mit Niederschlagssammlern. Im vorliegenden Bericht werden einige Voraussetzungen für repräsentative Messungen über die Winterperiode im Hochgebirgsgebiet des Tödi, Glarner Alpen, besprochen. Im Herbst stellt das Datum des Einschneiens den Start der Messperiode dar. Im Winter und Frühling sind Niederschlag und Schmelze sowie Winddrift die wesentlichen, die Schneedecke beeinflussenden Grössen. Bei Stationen, welche die Voraussetzungen erfüllen, wurde ein Vergleich zwischen den Wasseräquivalentdaten und den Totalisatordaten durchgeführt. Ziel der Studie war die möglichst präzise Angabe der winterlichen Niederschlagsverhältnisse, um die Wasserbilanz im Hochgebirge besser erfassen zu können.

Résumé

Analyse des mesures de neige dans le massif du Tödi

Des mesures de l'équivalent en eau de la couche de neige servent sous certaines conditions comme information sur les précipitations pendant une période donnée. Si la plupart des précipitations tombent en forme solide et si il n'y a pas de fonte remarquable pendant la période considérée les mesures de l'équivalent en eau peuvent fournir des données plus représentatives que les mesures standards avec les pluviomètres. Dans cette étude quelques conditions pour des mesures représentatives pendant l'hiver dans la région haute montagne du Tödi, Alpes glaronaises, sont discutées. En automne, la date de l'enneigement définit le début de la période de mesure. En hiver, les précipitations et la fonte ainsi que la dérive de neige due au vent sont les effets les plus importants pour la couche de neige. Une comparaison entre les données de l'équivalent en eau et les précipitations mesurées avec des totalisateurs a été réalisée là où les présuppositions ont été accomplies. Le but de cette étude était de recevoir des données précises des précipitations hivernales pour améliorer les bilans hydrologiques en haute montagne.

Riassunto

Analisi di misure della neve nella regione del Tödi

Le misure dell'equivalente in acqua della coltre nevosa, qui menzionate brevemente come misure della neve, possono essere utilizzate come informazione sui quantitativi di precipitazione se si rispettano certe condizioni. Se la maggior parte della precipitazione cade in forma solida e se lo scioglimento non è importante durante il periodo preso in considerazione, le misure della neve possono fornire dei dati più rappresentativi sulle condizioni delle precipitazioni, rispetto al metodo tradizionale con i pluviometri. In questo rapporto vengono discussi alcuni presupposti necessari per misure rappresentative durante il periodo invernale nella zona d'alta montagna del Tödi, Alpi glaronesi. In autunno l'inizio del periodo di misura è

determinato dal primo innevamento. Durante l'inverno e la primavera i fattori determinanti sono la precipitazione e lo scioglimento come pure il trasporto della neve col vento. Presso le stazioni che adempiono a questi presupposti, è stato eseguito un confronto tra i dati equivalenti d'acqua e i dati dei totalizzatori. Obiettivo dello studio era quello di ottenere informazioni più attendibili sulle condizioni delle precipitazioni invernali, per stabilire meglio il bilancio idrico dell'alta montagna.

Abstract

Analysis of snow measurements in the Tödi area

Under certain conditions, measurements of the water equivalent of the snow cover may serve as information of precipitation amounts. If the main part of the precipitation is solid and if no major melt occurs during a certain period, the snow water equivalent data are more representative than standard measurements with precipitation gauges. Some conditions for representative measurements during the winter period in the high mountain area of Tödi, Glarnese Alps, are discussed in this study. In autumn, the date of the snow fall leading to a permanent winter snow cover defines the beginning of the measurement period. In winter and spring, precipitation and melting as well as snow drift are the most influencing factors. A comparison between the data of snow water equivalent and the data of precipitation gauges (totalisator) has been done where the assumptions are given. The aim of this study was to get precise data of winter precipitation pattern to improve the water budget in the high mountain area.

1 Einleitung

Das Untersuchungsgebiet liegt in den Glarner Alpen. Es umfasst das Quellgebiet der Linth mit den Hauptzuflüssen Sandbach, Limmernbach und Fätschbach (Abb. 1). Der Tödi ist mit seinen 3614 m ü.M. der höchste Gipfel in diesem Teil der Alpen. Der Charakter des Gebietes ist alpin bis hochalpin mit sehr hoher Reliefenergie. Durch die Kraftwerke Linth-Limmern AG werden die Abflüsse aus dieser Region seit 1963 genutzt. Das Kernstück der Kraftwerkanlage bildet der künstliche Limmernsee. Sein natürliches Einzugsgebiet umfasst 21 km² und ist zu etwa 15% vergletschert. Aus einem westlich gelegenen Einzugsgebiet von 31.7 km² (42% vergletschert) wird dem See durch einen Stollen Wasser zugeleitet. Die Erfassung und Bearbeitung der in diesem Gebiet erfassten Daten wird in MÜLLER-LEMANS et al. (1997) ausführlich beschrieben.

Das Tödigebiet weist von Jahr zu Jahr eine grosse Variation der Niederschläge auf. Die Problematik der Niederschlagsmessung im Winter wurde durch den Vergleich zwischen Niederschlagswerten von Totalisatoren und den Wasseräquivalentwerten der Schneedecke an benachbarten, repräsentativen Standorten untersucht.

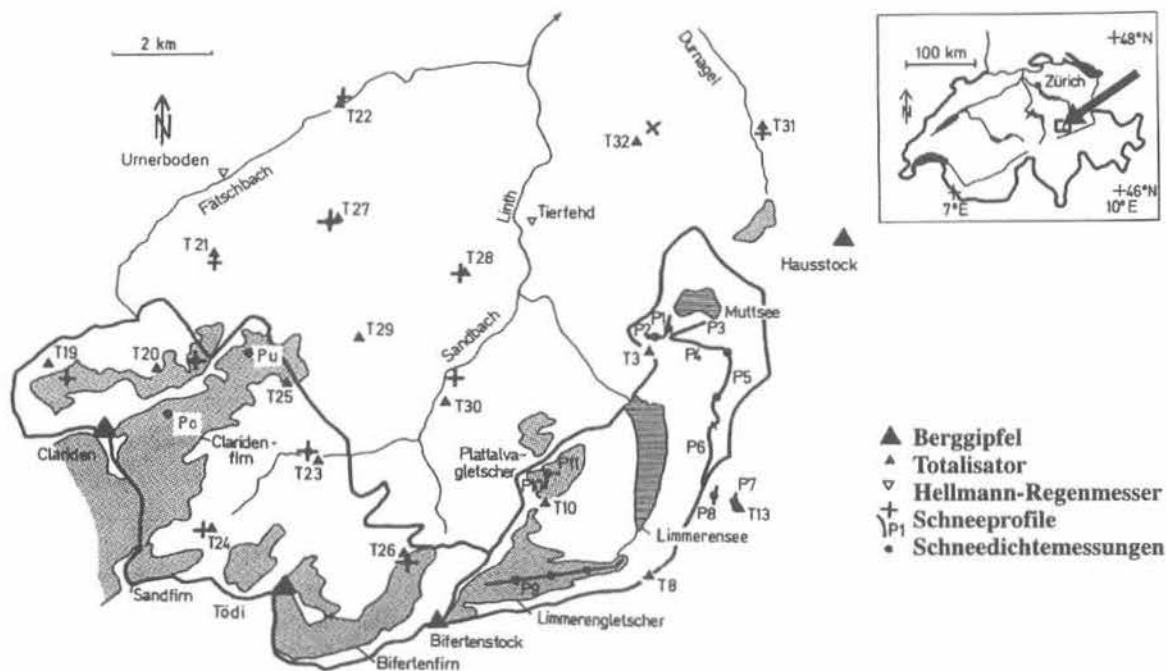


Abb. 1: Lage der Schneemessprofile und Standorte der Dichtemessungen sowie der Totalisatoren und Hellmann-Regenmesser im Untersuchungsgebiet (Firnggebiete punktiert; Seen schraffiert). Auf dem Claridenfirn sind zudem der obere und untere Pegel (Po, Pu) eingezeichnet. Das östlich gelegene eingerahmte Gebiet ist das natürliche Einzugsgebiet des Limmernsees; der Abfluss aus dem eingerahmten Gebiet westlich davon wird mit einer Überleitung dem See zugeführt.

Fig. 1: Map of the Linth-Limmern basin with measurement locations (snow density measurements, snow courses, storage gauges, Hellmann precipitation gauges).

2 Ziel der Messungen

Das Ziel der Schneemessungen im Tödigebiet ist primär die Abschätzung der in Form von Schnee gespeicherten Wasserreserven im Einzugsgebiet. Punktmessungen an festen Standorten liefern Indexwerte für Vergleiche mit den Verhältnissen in früheren Jahren (ROHRER et al., 1994). Mit den Informationen aus den langen Schneehöhen-Messprofilen wird durch Extrapolation das Gesamtschneevolumen abgeschätzt. Aus beiden Datenquellen werden Prognosen des Sommerzuflusses zum Stausee Linth-Limmern erstellt. Eine weitere Bedeutung erhalten die Messdaten aus diesem Gebiet durch die Länge der Reihen und das dichte Messnetz in einer Höhenlage, aus welcher sonst nur wenige Daten vorliegen. Der gegenseitige Vergleich der langjährigen Messreihen des Wasseräquivalentes der Schneedecke erlaubt umfangreiche Studien über die Veränderlichkeit der Schneeverteilung in verschiedenen Höhenlagen und Expositionen. Die gewonnenen Informationen halfen zum Beispiel bei der Erstellung des Kartenblattes 'Die räumlich-zeitliche Variation des Wasseräquivalentes der Schneedecke' im HYDROLOGISCHEN ATLAS (1995). Die Schneemesswerte wurden auch in diversen Studien zum Wasserhaushalt benutzt (unter anderem MÜLLER-LEMANS et al., 1997; BRAUN et al., 1994; LORENZI, 1992).

3 Winterniederschlagsmessungen im Tödigebiet

In Abbildung 1 sind die Lage der Schneemessprofile und die Standorte der Dichtemessungen sowie der Totalisatoren ersichtlich.

3.1 Schneemessungen

Im Tödigebiet werden seit 1964 jährlich um den 1. Mai Schneemessungen, das heisst Schneehöhen und Schneedichtemessungen durchgeführt. Diese Schneedaten werden im Höhenbereich von 1210 bis 2900 m ü.M. erhoben.

Wind, Strahlung, Temperatur, Luftfeuchtigkeit und Lawinen beeinflussen den Schneedeckenaufbau und -abbau sowie die flächenhafte Verteilung, in Abhängigkeit von der Exposition und der Höhe über Meer. Somit sind die Messungen der Schneedecke stark abhängig von der Charakteristik des Messstandortes. Vor allem die Windexposition und die Strahlungsexposition können grosse räumliche Variationen der Schneehöhe verursachen.

Um einen Wert der Schneehöhe zu erhalten, der für grössere Geländeeinheiten repräsentativ sein soll, muss in einer vielgestaltigen Gebirgslandschaft eine grosse Zahl von Einzelmessungen vorliegen. Die Messprofile ausserhalb des natürlichen Einzugsgebietes des Limmernsees sind zweimal zirka 300 m lang (Kreuze in Abb. 1), wobei alle 5 m ein Abstich mit der Sondierstange erfolgt (124 Schneehöhen). Im natürlichen Einzugsgebiet des Stausees wurden Höhenmessungen entlang von bis 3.1 km langen Profilen durchgeführt (P1 - P11 in Abb. 1). HOCK et al. (1993) analysierten die Datenreihe vom Limmernfirn (P9) ausführlich.

Im Untersuchungsgebiet wird zur Zeit an 16 (bis 1985: 25) Messstellen die Gesamtschneehöhe und an 6 (14) Stellen zudem die Schneedichte gemessen. Der Messzeitpunkt Ende April oder Anfangs Mai entspricht in diesem Gebiet etwa der Zeit mit maximaler Schneereserve. Die Schneedichte der Gesamtschneedecke ist eine wesentlich konservativere Grösse als die Schneehöhe. Umfangreiche Feldarbeiten und Datenanalysen (ROHRER, 1992) haben gezeigt, dass die Dichte auch bei grösseren Schneehöhenschwankungen nur geringfügig variiert. Deshalb ist es gerechtfertigt, von den 6 Standorten mit gemessener Dichte auf andere Profile und Höhenlagen zu interpolieren.

Seit 1914 werden auf dem Claridenfirn in 2700 m ü.M. (unterer Pegel, Pu) und 2900 m ü.M. (oberer Pegel, Po) glaziologisch-klimatologische Messungen durchgeführt. Seit 1957 werden an den Plateau-Standorten auch im Frühling regelmässig Dichtemessungen der Schneedecke durchgeführt. MÜLLER und KAPPENBERGER (1991) haben die aufbereiteten und rekonstruierten Daten veröffentlicht. Auf dem Claridenfirn wird der Messzeitpunkt so gewählt, dass möglichst die maximale Schneeakkumulation auf 2900 m ü.M. erfasst wird. Die Begehungen lagen in den letzten 80 Jahren zwischen dem 28. April (1962) und dem 29. Juni (1975, maximal erfasstes Wasseräquivalent: 3300 mm).

3.2 Totalisatorenmessungen

Auch in den Alpen wird der Niederschlag im Normalfall mit Niederschlagssammlern bestimmt. Der Messfehler infolge der Deformation des Windfeldes im Bereich der Auffangfläche über diesen Sammlern steigt bekanntlich mit zunehmender Windgeschwindigkeit und je leichter die Niederschlagsteilchen sind (NESPOR, 1996). Schneeflocken sind leicht und besitzen zudem meist eine grosse Angriffsfläche für den Wind. Folglich wird die Qualität der Niederschlagsmessung insbesondere im Gebirge stark durch den Aggregatzustand und die Windgeschwindigkeit während Niederschlagsereignissen geprägt. Im allgemeinen entstehen Messdefizite. Durch Schneedrift kann je nach Standort eine Reduktion des Defizites oder sogar eine Überschätzung resultieren (MÜLLER-LEMANS et al., 1993).

Seit Herbst 1915 steht auf dem Geissbützistock, in der Nähe der Messpunkte auf dem Claridenfirn (Pu, Po), auch ein Totalisator. Ab 1944 wurde im natürlichen Einzugsgebiet des damals geplanten Limmernstausees an 18 verschiedenen Standorten mit Totalisatoren, die unterschiedlich lang in Betrieb standen, der Niederschlag gemessen (VAW, 1946). Heute noch in Betrieb ist der Totalisator auf dem Muttenkopf (T3, Abb. 1 und 2). Seit 1963 stehen weitere

14 Totalisatoren im Quellgebiet der Linth. Zudem existieren in der weiteren Umgebung einige offizielle Niederschlagsmessstationen der SMA; dabei handelt es sich vorwiegend um Talstationen.

Die Totalisatorenmessungen im Limmerngebiet werden im Höhenbereich von 1295 bis 2820 m ü.M. durchgeführt. Verwendet werden leicht veränderte Totalisatoren des Typs Mougín mit Nipherwindschutz. Wie die Schneemessungen werden die Abstichmessungen im Frühling um den 1. Mai durchgeführt. Die erhaltenen Niederschlagssummen werden auf die 7 Monate vom 1. Oktober bis zum 1. Mai reduziert (STEINEGGER, 1990).

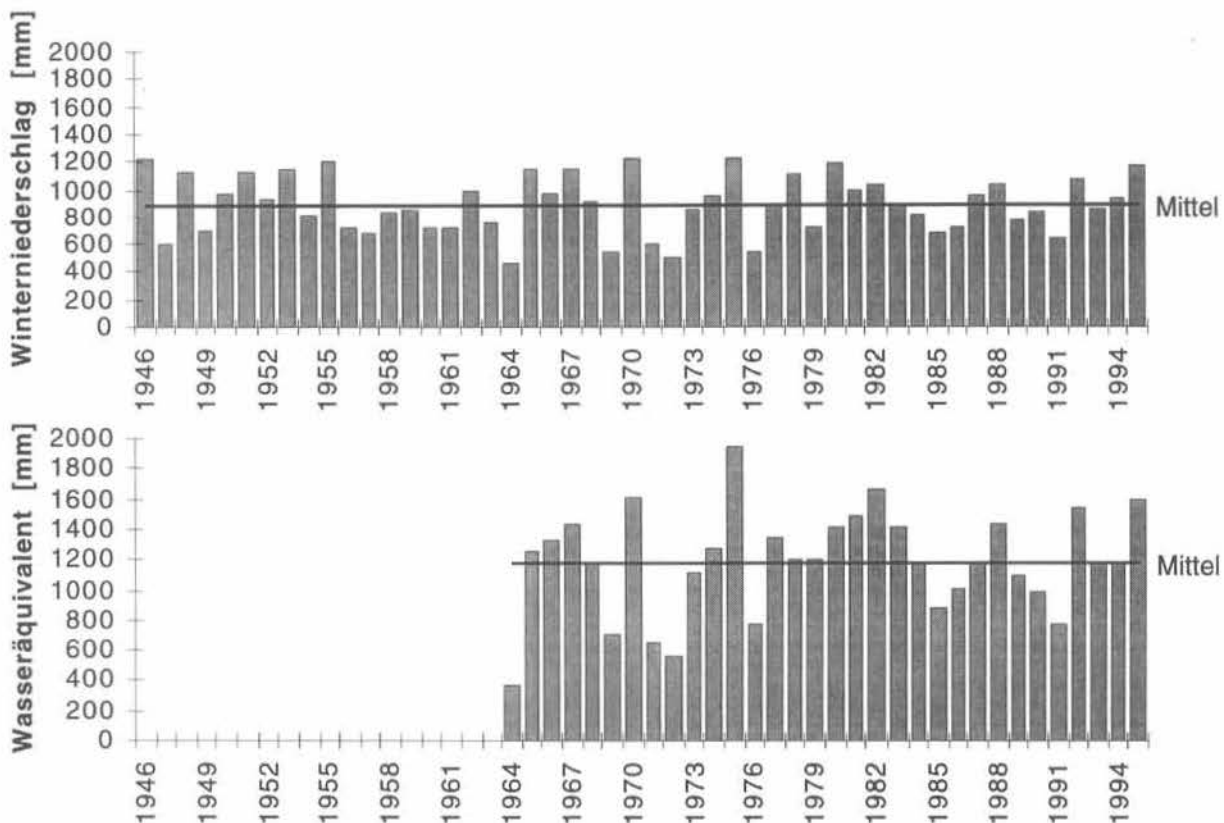


Abb. 2: Winterniederschlag auf dem Muttseeplateau gemessen mit dem Totalisator T3 (oben) auf 2425 m ü.M. sowie Wasseräquivalent der Winterschneedecke (unten) des Profils P4 (135 Schneehöhenmessungen), am 1. Mai.

Fig. 2: Winter precipitation on the Muttseeplateau measured with gauge T3 (above) on 2425 m a.s.l. and water equivalent of the snow cover along snow course P4 (below).

4 Die Entwicklung der Gesamtschneedecke

Bei der Messung der Gesamtschneedecke stellt sich die Frage nach der erfassten Messperiode. Den Beginn stellt das Einschneien im Herbst dar. Je nach Höhenlage und Witterungsverlauf kann dieser Zeitpunkt von Jahr zu Jahr erheblich variieren (Abb. 3). Zu Beginn eines hydrologischen Jahres (1. Oktober) liegt selten schon eine bleibende Schneedecke unterhalb von etwa 2500 m ü.M.. Angaben zum Beginn der Winterschneedecke liefert das Eidgenössische Institut für Schnee- und Lawinenforschung in seinen Winterberichten. In Tabelle 1 ist das Datum des Einschneiens vom Messfeld in Braunwald (1340 m ü.M.) und jenes vom Versuchsfeld auf Weissfluhjoch (2540 m ü.M.) wiedergegeben. Auf der nach Südosten exponierten Geländeterrasse in Braunwald kann danach eine bleibende

Schneedecke im Mittel ab dem 25. November (1953-1994) erwartet werden. Auf dem 1200 m höher gelegenen Weissfluhjoch ob Davos fallen die meisten Termine in den Oktober; hier ist das mittlere Datum der 18. Oktober (1953-1994) respektive der 17. Oktober (1936-1994). Je nach Höhenlage und Exposition bleibt folglich ein Anteil der Niederschläge im Oktober und November noch nicht als Schnee liegen und wird somit bei der Schneemessung im folgenden Frühjahr nicht erfasst. In Ausnahmejahren wie zum Beispiel 1974 kann jedoch bereits eine Speicherung der Septemberniederschläge in der Gesamtschneedecke selbst in der Höhenlage von Braunwald erfolgen (Abb. 3). Dies führt zu einer Überschätzung der Winterniederschlagsmenge, welche aber, über die langen Messreihen betrachtet, bis auf über 2500 m ü.M. eine untergeordnete Rolle spielt. Diese Linien weisen für Braunwald und Weissfluhjoch einen bemerkenswert analogen Verlauf auf. Das Datum des Einschneiens in tiefen Lagen wie Braunwald scheint abhängig von den Bedingungen in höheren Lagen zu sein.

In Tabelle 1 sind zudem die Neuschneehöhen wiedergegeben, die auf dem Claridenfirn jeweils bei der Herbstbegehung gemessen wurden (MÜLLER und KAPPENBERGER, 1991, und persönliche Mitteilungen). Sie repräsentieren die Neuschneefälle der letzten Tage oder Wochen vor der Begehung. Auf diesem hochgelegenen Firnplateau kann bereits Ende September mit dem Beginn der Winterschneedecke gerechnet werden, wobei zu beachten ist, dass Firn- und Eisunterlagen konservierend auf Neuschneedecken wirken. In der Periode von 1936 bis 1983 lag bei 27 Begehungen bereits Neuschnee auf 2900 m ü.M. Da die Niederschlagsmengen im Claridengebiet meist höher sind als auf dem Weissfluhjoch, kann in allen Jahren spätestens zum Zeitpunkt des Einschneiens auf dem Weissfluhjoch auch auf dem Claridenfirn mit dem Beginn der Winterschneedecke gerechnet werden. MÜLLER und KAPPENBERGER (1991) haben das Datum des Minimums (Ende der Ablation) nach der Herbstbegehung abgeschätzt sowie die Ablation zwischen Herbstbegehung und Datum des Minimums berechnet. Daraus geht hervor, dass von 1936 bis 1983 nur 1944, 66, 69, 70 und 77 der Neuschnee nach der Begehung durch die Ablation nochmals vollständig aufgezehrt wurde. Das abgeschätzte Datum des Minimums liegt nie nach dem Datum des Einschneiens auf dem Weissfluhjoch.

Im Höhenbereich der Schneemessungen (1210 - 2900 m ü.M.) im gesamten Limmerngebiet schwankt der 'Anfangsdatum der Messung' wie aufgezeigt sehr stark. Die langjährig beobachtete, relative Niederschlagsarmut im Oktober und November sowie die Häufigkeit von intensiven Strahlungstagen mit relativ hohen Temperaturen, zum Beispiel bei Inversionslagen, sind die Gründe für das Auftreten später Termine des Einschneiens. Über 2000 m ü.M. sinkt das Tagesmittel der Temperatur im langjährigen Mittel erst in der zweiten Oktoberhälfte unter den Gefrierpunkt. In der Periode von 1965 - 1994 zum Beispiel lagen auf dem Weissfluhjoch die mittleren Oktobertemperaturen noch bei +0.55°C (Standardabweichung 1.39°C) und erst die November wiesen durchwegs negative Temperaturmittel auf (Periode: -2.51°C, St. Abw. 1.10°C; DB-SMA-ETH).

In Abbildung 4 sind die Daten des Ausaperns auf den Messfeldern in Braunwald und Weissfluhjoch von 1954 bis 1995 wiedergegeben. Das Datum des Ausaperns in Braunwald (1340 m ü.M.) liegt zwischen dem 18. März (1972) und dem 7. Juni (1970). Im Mittel apert das Messfeld am 2. Mai aus. Auf dem Weissfluhjoch in 2540 m ü.M. aperte das Versuchsfeld frühestens am 31. Mai 1947 aus (Tab. 1); das späteste Ausapern wurde am 16. August 1980 beobachtet. Das mittlere Datum ist hier der 12. Juli; es liegt also 71 Tage länger Schnee als in Braunwald. Der Zusammenhang zwischen dem Ausapern in Braunwald und auf dem Weissfluhjoch ist gering. Es könnte folgende Gründe geben: erstens die unterschiedlichen Niederschlagsverhältnisse des Winters, und zweitens die unterschiedlichen Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse im Frühling respektive Sommer.

Tab. 1: Datum des Einschneiens (bleibende Winterschneedecke) und des Ausaperns im Messfeld in Braunwald (1340 m ü.M.) und im Versuchsfeld Weissfluhjoch (2540 m ü.M.) (WINTERBERICHTE SLF), sowie Neuschneehöhe bei der Herbstbegehung am oberen Pegel auf dem Claridenfirn (2900 m ü.M.). (Fehlende Werte sind mit — gekennzeichnet.)

Table 1: Date of beginning of the winter-snowcover and its end on the measurement locations at Braunwald (1340 m a.s.l.) and Weissfluhjoch (2540 m a.s.l.). Fresh-snow height and date of measurement at the upper pole on Claridenfirn (2900 m a.s.l.).

Jahr	Datum: Einschneien		Herbstbegehung		Datum: Ausapern	
	Braunwald	Weissfluhjoch	Clariden (oberer Pegel)		Braunwald	Weissfluhjoch
			Datum	Neuschneehöhe [cm]		
1936/37	—	27. Sept.	20. Sept.	0	—	05. Juli
1937/38	—	24. Okt.	20. Sept.	110	—	21. Juni
1938/39	—	21. Nov.	14. Sept.	42	—	06. Juli
1939/40	—	21. Okt.	24. Sept.	38	—	26. Juli
1940/41	—	25. Okt.	25. Sept.	110	—	11. Juli
1941/42	—	12. Okt.	18. Sept.	60	—	30. Juni
1942/43	—	18. Okt.	13. Sept.	0	—	06. Juli
1943/44	—	07. Nov.	17. Sept.	0	—	02. Juli
1944/45	—	25. Sept.	14. Sept.	10	—	17. Juli
1945/46	—	24. Sept.	12. Sept.	37	—	13. Juli
1946/47	—	04. Okt.	11. Sept.	0	—	31. Mai
1947/48	—	31. Okt.	12. Sept.	0	—	02. Aug.
1948/49	—	06. Nov.	03. Okt.	0	—	15. Juni
1949/50	—	27. Okt.	20. Sept.	0	—	23. Juni
1950/51	—	27. Okt.	14. Sept.	0	—	20. Juli
1951/52	—	01. Nov.	12. Sept.	0	—	21. Juni
1952/53	—	28. Sept.	28. Aug.	0	—	08. Juli
1953/54	20. Dez.	30. Okt.	18. Sept.	0	11. Mai	28. Juni
1954/55	05. Dez.	27. Sept.	04. Sept.	60	04. Mai	23. Juli
1955/56	24. Nov.	18. Okt.	18. Sept.	50	23. Apr.	25. Juli
1956/57	26. Okt.	06. Okt.	17. Sept.	0	25. März	01. Juli
1957/58	08. Dez.	07. Nov.	10. Sept.	0	11. Mai	10. Juli
1958/59	17. Okt.	13. Okt.	10. Sept.	0	08. April	06. Juli
1959/60	28. Okt.	28. Okt.	08. Sept.	0	09. April	22. Juni
1960/61	29. Nov.	29. Sep	27. Aug.	—	10. April	10. Juli
1961/62	15. Dez.	18. Okt.	13. Sept.	0	09. Mai	25. Juli
1962/63	14. Nov.	29. Okt.	13. Sept.	0	09. Mai	04. Juli
1963/64	10. Jan. 64	07. Okt.	17. Sept.	36	14. April	12. Juni
1964/65	29. Nov.	09. Okt.	29. Sept.	39	16. Mai	07. Aug.
1965/66	11. Nov.	10. Nov.	17. Sept.	131	06. Mai	04. Aug.
1966/67	15. Nov.	27. Okt.	20. Sept.	18	18. Mai	24. Juli
1967/68	28. Nov.	29. Okt.	18. Sept.	55	14. Mai	09. Juli
1968/69	20. Dez.	03. Nov.	19. Sept.	37	04. Mai	06. Juni
1969/70	14. Nov.	10. Nov.	11. Sept.	61	07. Juni	26. Juli
1970/71	02. Dez.	01. Okt.	24. Sept.	5	15. April	09. Juli
1971/72	09. Nov.	09. Nov.	27. Sept.	11	18. März	08. Juli
1972/73	18. Nov.	21. Okt.	22. Sept.	40	16. Mai	28. Juni
1973/74	26. Nov.	22. Sep.	11. Okt.	81	01. Mai	02. Aug.
1974/75	25. Sep.	23. Sep.	12. Sept.	0	24. Mai	29. Juli
1975/76	18. Nov.	13. Okt.	19. Sept.	0	01. Mai	21. Juni
1976/77	20. Nov.	14. Okt.	24. Sept.	55	07. Mai	14. Juli
1977/78	14. Nov.	01. Nov.	14. Okt.	24	25. Mai	07. Aug.
1978/79	26. Nov.	28. Sep.	15. Sept.	0	15. Mai	17. Juli
1979/80	11. Dez.	13. Okt.	16. Sept.	0	26. Mai	16. Aug.
1980/81	27. Nov.	08. Okt.	23. Sept.	2	18. April	11. Juli
1981/82	12. Nov.	12. Okt.	30. Sept.	68	26. Mai	11. Juli
1982/83	11. Dez.	05. Okt.	14. Sept.	11	07. Mai	18. Juli
1983/84	28. Nov.	25. Nov.	08. Sept.	3	21. Mai	20. Juli
1984/85	14. Dez.	06. Sep.	28. Okt.	186	11. Mai	15. Juli
1985/86	10. Dez.	31. Okt.	06. Okt.	0	12. Mai	03. Juli
1986/87	21. Nov.	19. Okt.	14. Okt.	0	29. Mai	25. Juli
1987/88	03. Jan. 88	11. Nov.	13. Sept.	0	11. Mai	12. Juli
1988/89	19. Nov.	03. Nov.	10. Sept.	0	05. April	09. Juli
1989/90	23. Dez.	07. Okt.	19. Sept.	44	03. April	08. Juli
1990/91	21. Nov.	27. Okt.	29. Sept.	27	22. März	08. Juli
1991/92	05. Nov.	18. Okt.	16. Sept.	0	14. Mai	10. Juli
1992/93	04. Dez.	18. Okt.	19. Sept.	23	27. April	01. Juli
1993/94	15. Nov.	25. Sep.	20. Sept.	67	28. April	03. Juli
1994/95	20. Dez.	07. Nov.	25. Sept.	5	10. Mai	15. Juli
Mittel (1953-94)	25. Nov.	18. Okt.	20. Sept.	28	02. Mai	12. Juli
St. Abw.	20 Tage	17 Tage	12 Tage	39	19 Tage	15 Tage

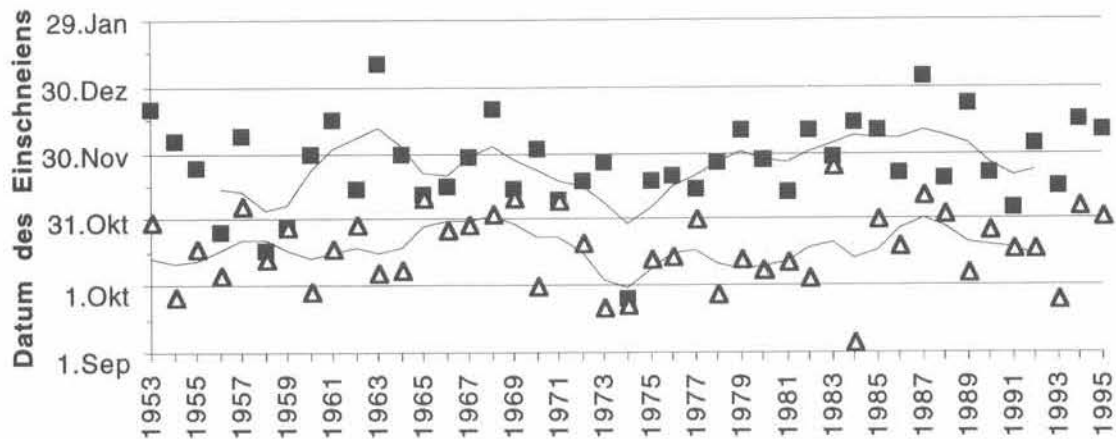


Abb. 3: Datum des Einschneiens in den Messfeldern Braunwald (■) 1340 m ü.M. und Weissfluhjoch (Δ) 2540 m ü.M.. Die Linien repräsentieren die mittels eines Gauss'schen Tiefpassfilters über jeweils fünf Jahre geglätteten Werte.

Fig. 3: Date of the beginning of the winter-snowcover in Braunwald (■) 1340 m a.s.l. and Weissfluhjoch (Δ) 2540 m a.s.l.. The lines represent 5-yearly running means.

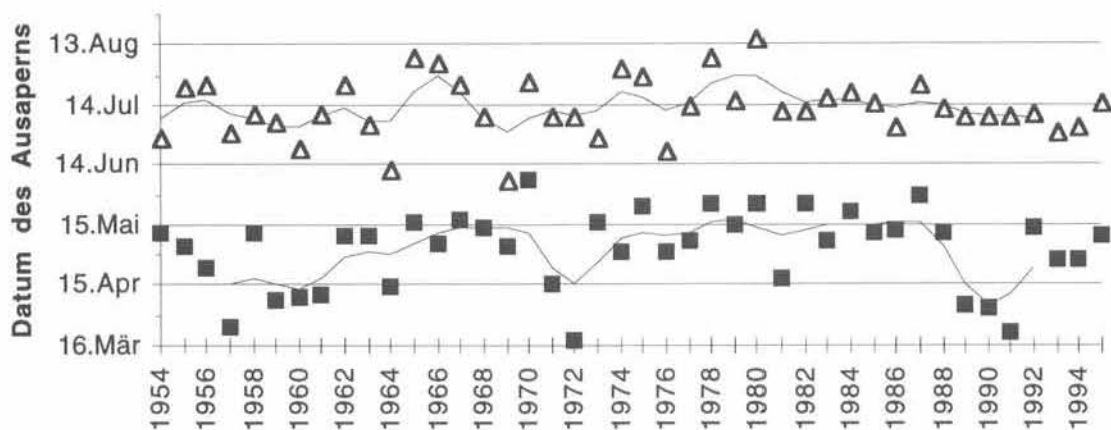


Abb. 4: Datum des Ausaperns in den Messfeldern Braunwald (■) 1340 m ü.M. und Weissfluhjoch (Δ) 2540 m ü.M.. Die Linien repräsentieren die mittels eines Gauss'schen Tiefpassfilters über jeweils fünf Jahre geglätteten Werte.

Fig. 4: Date of the end of the winter-snowcover in Braunwald (■) 1340 m a.s.l. and Weissfluhjoch (Δ) 2540 m a.s.l.. The lines represent 5-yearly running means.

5 Analyse der Messungen

Mit der Messung des Wasseräquivalentes der Schneedecke im Frühling wird die maximale Schneeakkumulation zu erfassen versucht. Wird die während des Winters abgelagerte Schneedecke vor Beginn der Schmelzperiode ausgemessen, so kann ihr Wasseräquivalent dem Winterniederschlag gleichgesetzt werden. Im Tödigebiet erfolgt die Messung um den 1. Mai. Aus den Rohdaten wird deutlich, dass bei allen Stationen unter 1900 m ü.M. in einzelnen Jahren zu tiefe Wasseräquivalentwerte registriert werden; unter 1500 m ü.M. sind die Messplätze zum Messtermin sogar wiederholt schon aper (Abb. 4). Begründet ist dies darin, dass erstens zum Messzeitpunkt in diesen tief gelegenen Gebieten häufig schon Schmelze und Abfluss aus der Schneedecke stattfanden und zweitens die Häufigkeit von Regenereignissen in diesen Höhenlagen bereits recht hoch ist.

Erst oberhalb von etwa 2300 m ü.M. ist dies am 1. Mai in allen Beobachtungsjahren nicht der Fall. In dieser Höhe werden namhafte Schneefälle im Oktober zu einem grossen Teil in die Winterschneedecke integriert (siehe oben). Hier entspricht die mit der Schneemessung erfasste Periode also etwa derjenigen der Totalisatoren (1. Oktober bis 1. Mai).

Verliert die Schneedecke vor der Messung wesentliche Wassermengen, so wird eine Aussage über den Winterniederschlag schwierig; Korrekturen sind mit grossen Unsicherheiten verbunden. Eine Korrektur der Schmelzwasserverluste mit einem Gradtag-Ansatz brachte keine wesentliche Verbesserung der Beziehung zwischen Wasseräquivalent der Schneedecke und Winterniederschlagsmenge, gemessen mit Totalisatoren.

5.1 Vergleich zwischen Wasseräquivalent- und Totalisatordaten

Trotz der Unsicherheiten, welche mit den Schneemessungen verbunden sind, stellt das Wasseräquivalent der Schneedecke im Gebirge ein besseres Mass für die Winterniederschläge dar als Niederschlagsmessungen mit Auffangbehältern. Die Wasseräquivalentwerte können deshalb sogar zur Korrektur von beispielsweise Totalisatordaten herangezogen werden (Tab. 2). Verglichen wurden die Wasseräquivalentdaten an Messplätzen über 1900 m ü.M. mit den Messungen der Totalisatoren an benachbarten Stationen. In Abbildung 1 sind die Schneeprofile entweder mit P1-P11 oder mit T19-T32, entsprechend den Bezeichnungen der benachbarten Totalisatoren, beschriftet. In der Folge wird WE19-WE32 für die Wasseräquivalentwerte an den Totalisatorenstandorten T19-T32 verwendet. Es zeigt sich, dass bei allen Stationen über 2300 m ü.M. die Wasseräquivalentwerte zum Teil deutlich über den Totalisatorenwerten liegen. Bei den Stationen zwischen 1900 und 2300 m ü.M. liegt das Wasseräquivalent ebenfalls über dem Totalisatorenwert oder die Werte sind etwa gleich. Im Mittel liegt für diese Stationspaare das Wasseräquivalent um 40% über dem Totalisatorenwert. Dieses Ergebnis bestätigt im wesentlichen die Untersuchung von HOINKES und LANG (1962) wobei die Unterschätzung der Winterniederschläge durch die Totalisatoren hier eher stärker ausgeprägt ist. Die Beziehungen der Datenreihen sind recht gut; nur bei den Stationspaaren WE20, T20 und WE21, T21 treten tiefe Korrelationskoeffizienten und grosse Standardabweichungen auf.

Tab. 2: Vergleich der Schneemessungen von Ende April / Anfang Mai mit den Totalisatordaten (Okt. bis April), 1963/64 - 1994/95 (32 Jahre; Standorte siehe Abb. 1).

Table 2: Comparison between snow accumulation measurements and storage gauge winter precipitation values (Oct. to April), 1963/64 - 1994/95 (32 years; locations see Fig. 1).

Schneemesstelle		Totalisator		Korrelationskoeffizient	Verhältnis zwischen Wasseräquivalent und Totalisator-Messwert	
Standort	Höhe über Meer [m]	Standort	Höhe über Meer [m]	[r]	Mittel	Standardabweichung
P1	2500	T3	2425	0.87	1.54	0.21
P4	2450	T3	2425	0.90	1.33	0.18
P9rep*	2465	T8	2640	0.88	1.31	0.16
WE19	2260	T19	2350	0.83	1.26	0.15
WE20	2760	T20	2510	0.63	1.73	0.39
WE21	1960	T21	1945	0.68	1.50	0.33
WE23	1940	T23	1940	0.76	1.04	0.31
WE24	2430	T24	2420	0.74	1.06	0.23
WE26	2120	T26	2110	0.79	0.97	0.21
WE27	1975	T27	1975	0.87	0.98	0.23
WEPu	2700	T29	2480	0.88	1.93	0.29
WEPo	2900	T29	2480	0.92	1.96	0.16
				Mittel:	1.40	0.35

* Datenreihe aus HOCK et al. (1993) verlängert.

5.2 Höhenabhängigkeit des Wasseräquivalentes

Die anhand der Schneedaten ermittelten Winterniederschläge am Stichtag 1. Mai weisen eine von Jahr zu Jahr stark schwankende Beziehung mit der Stationshöhe auf. Werden 26 Schneemessstellen berücksichtigt, also ein Höhenbereich zwischen 1210 und 2900 m ü.M., so nimmt im Mittel der Jahre 1965-1995 das Wasseräquivalent um 732 mm / 1000 m zu (Mittelwert des Wasseräquivalents: 1049 mm; Korrelationskoeffizient $r = 0.82$). Der standardisierte mittlere Höhengradient (LANG, 1985) beträgt somit 69.8% / 1000 m. Diese starke Zunahme wird im wesentlichen durch die Schmelzverluste an den tiefergelegenen Stationen geprägt, wo nicht selten sogar kein Schnee (Abb. 4) mehr liegt (z.B. 1971, 72, 74, 89, 90, 91). Die grössten Gradienten von bis zu 96% / 1000 m (1981) treten aber nicht in jenen Wintern auf, die in allen Höhenbereichen schneearm sind, sondern in Wintern mit speziell hohen Wasseräquivalentwerten in grosser Höhe. Die minimale Zunahme der Wasseräquivalentwerte liegt bei 39% / 1000 m (1987). Werden nur die Werte von Stationen über 1900 m ü.M. berücksichtigt, so wird die Beziehung zwischen dem Wasseräquivalent und der Stationshöhe wesentlich schwächer. Dies liegt daran, dass die Wasserverluste bei tiefergelegenen Stationen stark von der Temperatur und damit von der Höhe über Meer abhängig sind. Die mittlere Zunahme beträgt im Höhenbereich von 1940 bis 2900 m ü.M. nur noch 42.1% / 1000 m ($r = 0.48$).

Es können keine befriedigende Informationen über die winterliche Niederschlagsverteilung mit allgemeingültigen Höhengradienten abgeleitet werden. Nur eine wesentlich detailliertere Studie, wie sie von MÜLLER-LEMANS et al. (1997) durchgeführt wurde, kann in einer so vielgestaltigen Hochgebirgsgegend wie dem Tödigebiet verlässliche Resultate liefern.

6 Schlussfolgerungen

Diese Arbeit hat gezeigt, dass die winterliche Niederschlagsmenge im Untersuchungsgebiet, bestimmt mit Schneemessungen, im Mittel eher unterschätzt wird. Die Niederschlagsbestimmung mit Schneemessungen ergibt aber trotzdem wesentlich bessere Angaben über den Niederschlag als Totalisatorenmessungen.

Wesentliche Abweichungen der Wasseräquivalentmessungen vom wahren Niederschlag entstehen unter anderem durch die jährlichen und höhenabhängigen Schwankungen des Zeitpunktes des Einschneiens im Frühwinter, durch windbedingte Umlagerungen der Schneedecke, sowie durch Wasserverluste aus der Schneedecke durch Schmelze und Abfluss.

Die Korrelation zwischen den Wasseräquivalentwerten der Schneedecke und den Totalisatorenwerten ist bei Stationen mit vernachlässigbarer winterlicher Schneeschmelze, oberhalb von etwa 2300 m ü.M., hoch (Tab. 2). Im Mittel liegen die Messwerte des Wasseräquivalentes 40% über denjenigen der Totalisatoren. Je nach Standort variiert dieser Wert allerdings beträchtlich. Die Windexposition der Messorte und der Messprofile erklärt einen grossen Teil dieser Variation.

Literatur

- BRAUN, L.N., AELLEN, M., FUNK, M., HOCK, R., ROHRER, M.B., STEINEGGER, U., KAPPENBERGER, G. and MÜLLER-LEMANS, H. 1994: Measurement and simulation of high alpine water balance components in the Linth-Limmern head watershed (north-eastern Switzerland). *Z. für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 30, pp. 161-185.
- DB-SMA-ETH, verschiedene Jahrgänge: Datenbank der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt auf dem Rechner WAWONA der Eidgenössischen Technischen Hochschule, Zürich.
- HOCK, R., FUNK, M. und MÜLLER-LEMANS, H. 1993: Analyse langjähriger Schneemessungen auf dem Limmerngletscher, Glarner Alpen. *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 53, Verlag Geographisches Institut ETH Zürich, pp. 143-152.
- HOINKES, H. und LANG, H. 1962: Winterschneedecke und Gebietsniederschlag. *Archiv Met. Geoph., Biokl.*, B, 11, 4, pp. 424-446.
- HYDROLOGISCHER ATLAS DER SCHWEIZ, 1995: Blatt 3.4: Die räumlich-zeitliche Variation des Wasseräquivalentes der Schneedecke. Autoren: M.Rohrer, A. Fischer und U. Steinegger; Redaktion Universität Bern, Hydrologie; Herausgeber: Landeshydrologie und -geologie, Eidg. Dept. des Innern, BUWAL, Bern.
- LANG, H. 1985: Höhenabhängigkeit der Niederschläge. Beiträge zur Geologie der Schweiz -Hydrologie, Redaktion Geographisches Institut der ETH Zürich, Kommissionsverlag Geogr. Verlag Kümmerly + Frey, Bern, Nr. 31, pp. 149-157.
- LORENZI, D. 1992: Zur Modellierung des täglichen Zuflusses in ein Alpines Staubecken. *Berichte und Skripten*, Nr. 47, Geographisches Institut ETH Zürich, 128p.
- MÜLLER, H. und KAPPENBERGER, G. 1991: Claridenfirn-Messungen 1914-1984, Daten und Ereignisse eines gemeinschaftlichen Forschungsprojektes. *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 40, Verlag der Fachvereine, Zürich, 79 p.
- MÜLLER-LEMANS, H., KAPPENBERGER, G. und STEINEGGER, U. 1993: Methodische Aspekte der Niederschlagsbestimmung im Alpenraum. *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 53, Verlag Geogr. Inst. ETH Zürich, pp. 96-107.
- MÜLLER-LEMANS, H., FUNK, M., AELLEN, M. und KAPPENBERGER, G. 1994: Langjährige Massenbilanzreihen von Gletschern in der Schweiz. *Z. für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Band 30, pp.141-160.
- MÜLLER-LEMANS, H., AELLEN, M., BRAUN, L.N., KAPPENBERGER, G. und STEINEGGER, U. 1997: Niederschlagsverteilung im Tödigebiet: Messungen und Überprüfung mit der Wasserhaushaltsgleichung. Beiträge zur Hydrologie der Schweiz, Nr. 36, pp 7-43.
- NESPOR, V. 1996: Investigation of Wind-Induced Error of Precipitation Measurements Using a Three-Dimensional Numerical Simulation. *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 63, Verlag Geographisches Institut ETH Zürich, 117 p.
- ROHRER, M. B. 1992: Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. Analyse langjähriger Schneemessungen und Modellierung des Wasseräquivalentes aufgrund zeitlich hoch aufgelöster operationell gemessener meteorologischer Daten. *Zürcher Geographische Schriften*, Heft 49, Verlag der Fachvereine, Zürich, 178 p.
- ROHRER, M.B., BRAUN, L.N. and LANG, H. 1994: Long-term records of snow cover equivalent in the Swiss Alps. 1. Analysis. *Nordic Hydrology*, 25, pp. 65-78.
- STEINEGGER, U. 1990: Niederschlagsmessungen im Hochgebirge: Informationsgehalt von Totalisatoren- und Schneedaten im Limmerngebiet. Diplomarbeit am Geographischen Institut der ETH Zürich, 133 p.
- VAW, 1946: Hydrologische und glaziologische Untersuchungen im Gebiet der Kraftwerke Linth-Limmern. Bericht No. 44-2 im Auftrag der Nordostschweizerischen Kraftwerke AG (NOK), Versuchsanstalt für Wasserbau, ETH Zürich.
- WINTERBERICHTE, verschiedene Jahrgänge: Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF), Weissfluhjoch-Davos.

Verdankungen

Folgenden Institutionen ist die Fülle der Informationen im Tödigebiet zu verdanken: der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (SANW), der Kraftwerke Linth-Limmern AG (KLL), der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich (VAW) sowie der Abteilung Hydrologie, die seit 1983 dem Geographischen Institut der ETH Zürich (GIETH) angehört.

Ich danke speziell den Herren H. Siegenthaler (VAW), H. Zweifel und K. Stüssi (KLL) und G. Kappenberger (SMA und SANW) für die Durchführung der Messungen, Herrn U. Moser und Frau D. Lorenzi (GIETH) für die kritische Durchsicht des Manuskriptes sowie Herrn Ch. Wahrenberger für die Ausarbeitung des Layouts.

Adresse des Autors:

Urs Steinegger
Geographisches Institut ETH
Winterthurerstr. 190
CH-8057 Zürich

Die Ermittlung der Eisdicke im oberen Teil des Claridenfirns (Glarner Alpen)

Martin Funk, Hermann Bösch, Giovanni Kappenberger und Hans Müller-Lemans

Zusammenfassung

Mit Radioecholotungen ist das Gletscherbett des Claridenfirns auf fünf Profilen ausgelotet worden. Die grösste gemessene Gletscherdicke beträgt ca. 300 m, die mittlere Eismächtigkeit dürfte bei 39 m liegen.

Résumé

Détermination des épaisseurs de glace de la partie supérieure du Claridenfirn (Alpes glaronaises)

Le lit sous-glaciaire de la partie supérieure du Claridenfirn a été déterminé au moyen de sondages radar le long de cinq profils de mesures. La profondeur de glace maximale atteint environ 300 m et l'épaisseur moyenne du glacier est proche de 39 m.

Riassunto

La determinazione dello spessore del ghiaccio nella parte alta del Claridenfirn (Alpi glaronesi)

Il letto subglaciale del ghiacciaio superiore del Clariden è stato determinato con il metodo dei sondaggi radio-eco lungo cinque profili. Lo spessore massimo comporta circa 300 m, mentre quello medio del ghiaccio è valutato attorno a 39 m.

Abstract

Determination of the ice thickness of the upper part of the Claridenfirn (Glarnese Alps)

With the use of radio-echo soundings the glacier bed of the upper part of the Claridenfirn has been determined along five profiles. The maximum ice depth is close to 300 m and the mean glacier thickness is around 39 m.

1 Einleitung

Auf dem Claridenfirn werden seit 1914 bei zwei Bojen Massenbilanzmessungen durchgeführt. Nach den bisherigen Erfahrungen dürften sich die beiden Bojen an repräsentativen Standorten befinden (MÜLLER und KAPPENBERGER, 1991). Um die Repräsentativität noch besser abzusichern und genauer zu quantifizieren, drängen sich ergänzende Untersuchungen auf. Eine Möglichkeit besteht darin, die Durchflussmenge von Firn und Eis durch Querprofile im Gletscher zu bestimmen und daraus mit Hilfe einer Kontinuitätsbetrachtung Mittelwerte der Massenbilanz über die zugehörigen Teilflächen des Gletschers zu berechnen. REYNAUD et al. (1986) erläutern Einzelheiten dieser Methode.

Erste Abschätzungen für ein Querprofil bei der oberen Boje auf dem Claridenfirn macht STREIFF-BECKER (1938). Aufgrund seiner Ergebnisse gelangt er zur Annahme, dass irgendwo in der Tiefe eine bedeutend grössere Durchflussgeschwindigkeit herrschen muss als an der Oberfläche. Diese Theorie, die als Theorie des "extrusion flow" in die glaziologische

Literatur eingegangen ist (KASSER, 1985), galt bis vor kurzem als widerlegt. Neuere Untersuchungen haben gezeigt, dass "extrusion flow" unter bestimmten Voraussetzungen doch möglich ist (GUDMUNDSSON, 1994). Interessant ist hier, dass diese Theorie auf dem Claridenfirn geboren wurde.

Entscheidend für eine Berechnung der Durchflussmenge durch Querprofile sind genaue Angaben über die Gletscherdicke. Mit diesen Angaben sind auch Berechnungen des Gletschervolumens und Modellierungen des Gletschers möglich.

Um solche Angaben zu gewinnen, wurde am 30. und 31. März 1993 der obere Teil des Claridenfirns mittels Radioechosondierungen ausgelotet und damit die Eismächtigkeit auf vier Profillinien quer (4 Querprofile) und einer längs (1 Längsprofil) zur allgemeinen Fließrichtung bestimmt (Abb. 1 und 2). Diese Ergebnisse bilden die Grundlage für eine vorgesehene nächste Phase der Untersuchungen.

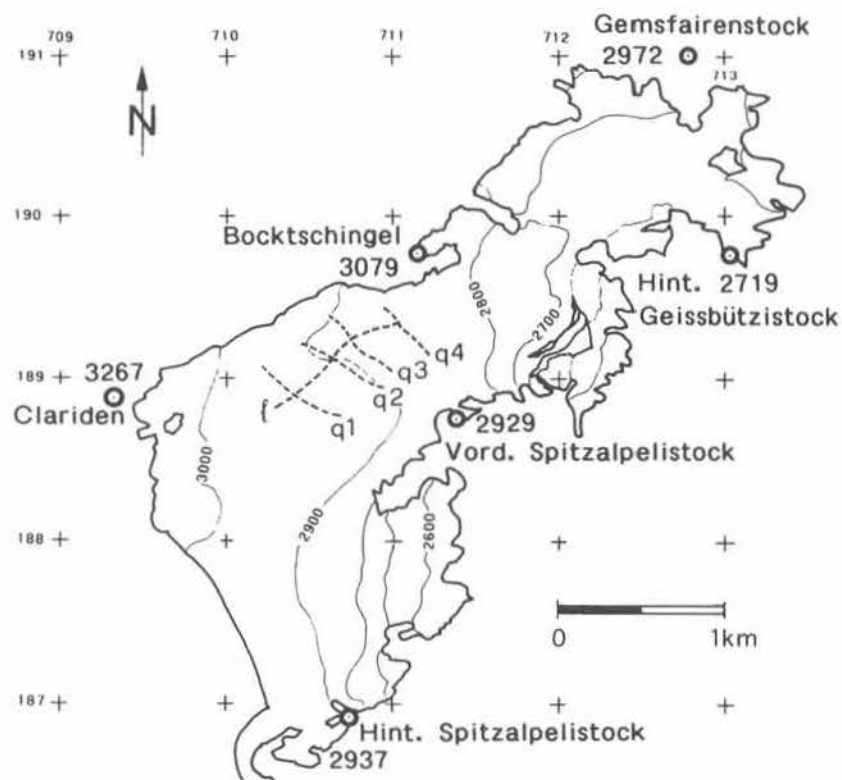


Abb. 1: Übersicht über den Claridenfirn sowie Lage der gemessenen Profile (q1-q4, ℓ).

Fig. 1: Overview of the Claridenfirn and the measured profiles (q1-q4, ℓ).

2 Methodik

2.1 Apparatur

Sie besteht aus einem Sender und einem Empfänger, mit je einer belasteten Dipolantenne. Beide Geräte sind samt ihrer Stromversorgung getrennt auf zwei Pulka-Schlitten transportierbar (Abb. 3). Der Sender besteht aus einem Monopulsgenerator, den das Elektroniklabor der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETHZ nach einem Schaltschema von JONES et al. (1989) und WRIGHT et al. (1990) gebaut hat (FUNK et al., 1994). Als Empfänger wird ein Digitaloszilloskop der Firma Yokogawa (DL 1200) benutzt. Die Länge der verwendeten Dipolantennen beträgt 20 m, womit elektromagnetische Wellen (EMW) mit einer Mittenfrequenz von 2.5 MHz bevorzugt übertragen werden.



Abb. 2: Spuren der Radioecholotungsarbeiten auf dem Claridenfirn. Blick in nordöstlicher Richtung.
 Fig. 2: Tracks of the radio-echo soundings on the Claridenfirn. Viewed in north-easterly direction.



Abb. 3: Radioecholotungen am Claridenfirn: die Ausrüstung wird mit zwei Pulka-Schlitten auf dem Gletscher transportiert.
 Fig. 3: Radio-echo soundings on the Claridenfirn: the equipment is carried on the glacier with two pulka sledges.

2.2 Messmethode

Die Sende- und Empfangsantennen werden parallel zueinander orientiert und 20 m voneinander getrennt auf der Gletscheroberfläche ausgelegt (Abb. 4). Ihre Ausrichtung erfolgt in den vier Querprofilen parallel und im Längsprofil senkrecht zur allgemeinen Fliessrichtung. Das direkt zum Empfänger (durch die Luft) kommende Signal wird zur "Triggerung" des

Oszilloskopes verwendet. Die am Gletscherbett reflektierten Signale treffen entsprechend der Laufzeit durch den Gletscher später beim Empfänger ein. Mit der gemessenen Laufzeitdifferenz zwischen diesen beiden Signalen lässt sich die Eisdicke unter der Annahme einer bekannten Ausbreitungsgeschwindigkeit der Wellen berechnen. Dafür müssen die Koordinaten von Sender und Empfänger bekannt sein; sie werden durch Vermessungen bestimmt. Zum ersten Mal ist zu diesem Zweck ein GPS-System (System 200 der Firma LEICA) verwendet worden.

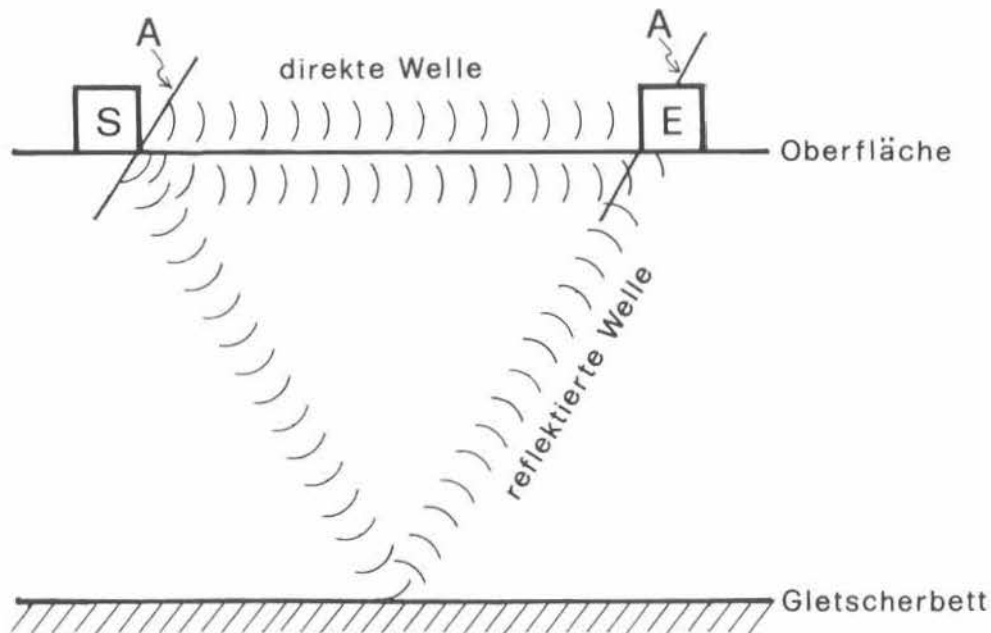


Abb. 4: Messmethode bei Radioecho-Untersuchungen auf Gletschern: Der Sender (S), der Empfänger (E), beide Dipolantennen (A), das direkte Signal und das am Gletscherbett reflektierte Signal.

Fig. 4: Measurement method for radio-echo soundings on glaciers: the transmitter (S), the receiver (E), both dipole antennas (A), the direct signal and the signal reflected on the glacier bed.

2.3 Auswertungsverfahren

Aufgrund der Reflexionstheorie stellen die Positionen von Sender und Empfänger die Brennpunkte eines Rotationsellipsoides dar, auf dessen Mantel für eine bestimmte Laufzeit alle möglichen Reflexionspunkte zu finden sind. Nimmt man an, dass alle Reflexionen in einem vertikalen Schnitt liegen, reduziert sich das Rotationsellipsoid zu einer Ellipse. Mit einer adäquaten Wahl der Messprofile und der Antennenorientierung ist diese Vereinfachung zulässig, sofern keine komplexe Gletscherbettgeometrie vorliegt (lokale Übertiefung, grosse Rauigkeit etc.). Für die Auswertung eines Messprofils werden die Ellipsen für alle Messpunkt-paare gezeichnet und das Gletscherbett als Umhüllende aller Ellipsen interpretiert.

Die Ausbreitungsgeschwindigkeit der EMW im Eis (in unserem Fall temperiertes Eis) kann mit $168 \pm 3 \text{ m } \mu\text{s}^{-1}$ (GLEN und PAREN, 1975) angenommen werden.

2.4 Genauigkeit

Eine Eisdickenbestimmung mittels Radioechosondierung hat folgende Fehlerquellen:

- ungenaue Kenntnis der Ausbreitungsgeschwindigkeit ($\pm 3 \text{ m } \mu\text{s}^{-1}$) der EMW.
- unpräzise Laufzeitablesung am Oszilloskop; diese variiert zwischen ± 0.01 und $0.1 \text{ } \mu\text{s}$, je nach Grösse des empfangenen Signals.

- vorgetäuschte Glättung des Gletscherbettes wegen der Wellenlänge der EMW im Eis. Diese beträgt mit der verwendeten Frequenz rund 70 m und ergibt eine maximale Auflösung von ungefähr einem Viertel davon, d.h. rund 18 m. Dieser Wert entspricht dem Bereich, über den das Gletscherbett zwangsläufig gemittelt wird und damit auch dem maximalen Fehler, der mit dieser Methode vorkommen kann.
- Einfluss der Firnschicht, die im oberen Teil des Messbereiches angetroffen wurde. Eine 20 m mächtige Firnschicht würde einen Fehler von ca. 4 m hervorrufen.
- die Annahme einer nur zwei-dimensionalen Reflexion kann je nach Form des Gletscherbettes das Ergebnis beeinflussen.

Eine Fehlerrechnung mit den erwähnten Unsicherheiten ergibt, dass die Genauigkeit der ermittelten Eisdicken zwischen ± 2 und 5% liegt.

3 Resultate

Die ausgewerteten Profile sind in Abbildung 5 dargestellt. Die Kreuzungsstellen der Profile erlauben eine Kontrolle der Ergebnisse und sind bei komplizierten Gletscherbettformen unerlässlich. Die Ergebnisse der Profile (l), (q2) und (q3) lassen sich gut interpretieren. In den Profilen (q1) und (q4) ist der Verlauf des Gletscherbettes an einigen Stellen noch unklar, dürfte aber mit weiteren Radarmessungen beidseits von Profil (l) eindeutig bestimmbar sein. Auffällig ist eine Übertiefung des Gletscherbettes in der Mitte des Profiles (l), etwa dort, wo es Profil (q2) kreuzt. Diese lokale Senkung im Gletscherbett hat eine Tiefe von rund 50 m bei einer Gesamttiefe von nahezu 300 m. An dieser Stelle befindet sich die grösste gemessene Eismächtigkeit und mit grosser Wahrscheinlichkeit auch die maximale Eisdicke des Claridenfirns.

Die Radarprofile decken knapp 1 km² Gletscherfläche ab, d.h. weniger als 20% der Gesamtfläche von 5.64 km² (Stand 1973). Mit der Annahme, dass im gemessenen Bereich tatsächlich die grössten Eismächtigkeiten vorkommen, ist mittels Inter- resp. Extrapolation der Ergebnisse eine grobe Abschätzung des gesamten Eisvolumens des Claridenfirns vorgenommen worden. Als Grundlage für die Höhenbestimmung der Gletscheroberfläche dienten die Luftaufnahmen der Landestopographie vom 28.9.1990. Für jedes Querprofil ist das ausgelotete Gletscherbett bis zum nächstliegenden Gletscherrand mittels einer Parabelfunktion extrapoliert worden. Das gleiche gilt für die Bereiche vom Gletscheranfang zum Querprofil (q1) und vom Querprofil (q4) zum Gletscherende. Zwischen den Querprofilen ist das Gletscherbett linear interpoliert worden. Diese Abschätzung ergibt ein Gesamtvolumen von 220 Mio. m³ Eis und eine mittlere Eismächtigkeit von 39 m. Mit der empirischen Beziehung zwischen Gletscherfläche und mittlerer Gletscherdicke aus MÜLLER et al. (1976) bekommt man für den Claridenfirn eine mittlere Eismächtigkeit von knapp 42 m. Diese gute Übereinstimmung zeigt, dass unsere Annahmen für die Berechnung des gesamten Eisvolumens des Claridenfirns vernünftig erscheinen.

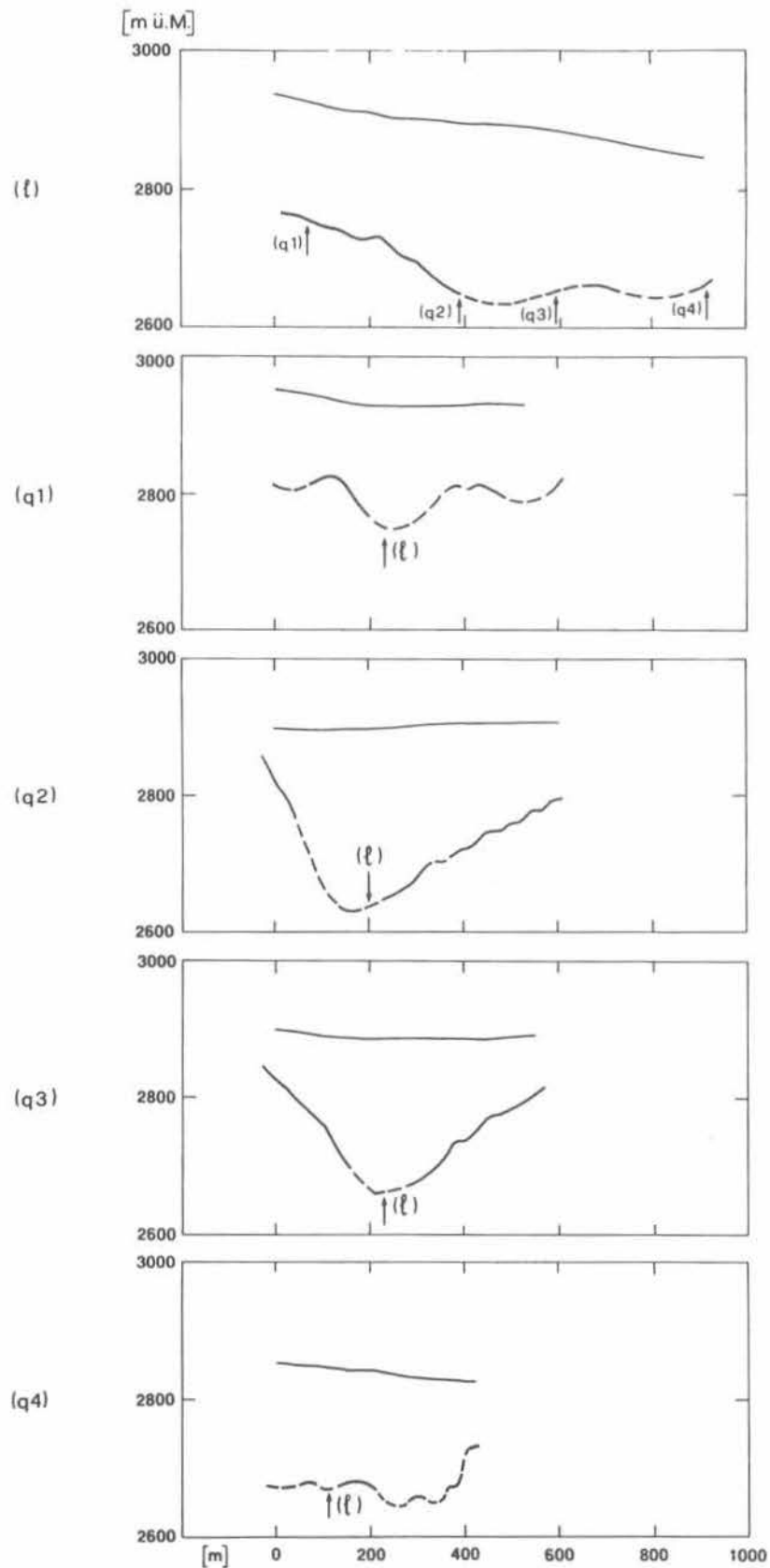


Abb. 5: Gemessene Längs- (l) und Querprofile (q1 bis q4); gestrichelt gekennzeichnet sind nicht eindeutig interpretierbare Bereiche des Gletscherbettes.

Fig. 5: Results of the measured profiles; broken line: poorly defined glacier bed.

4 Ausblick

Die Bedeutung des Claridenfirns für die Gletscherforschung liegt in der über 80-jährigen Massenbilanzbeobachtung; es handelt sich um die längste derartige Beobachtungsreihe aus dem Alpenraum. Mit den vorgelegten Messergebnissen konnte das heutige Eisvolumen abgeschätzt werden. Es sind auch Berechnungen des Eisdurchflusses in den Querprofilen möglich, sofern auch Fließgeschwindigkeiten an mehreren Punkten der Gletscheroberfläche bekannt sind. Für Modellrechnungen, zum Beispiel im Hinblick auf die Beurteilung des Verhaltens des Claridenfirns in mutmasslichen künftigen Klimaszenarien, sind ergänzende Radarmessungen erforderlich, insbesondere im obersten und untersten Teil des Gletschers.

Literatur

- FUNK, M., GUDMUNDSSON, H., and HERMANN, F. (1994). Geometry of the glacier bed of the Unteraarglacier, Bernese Alps, Switzerland. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 30:1-8.
- GLEN, J. and PAREN, J. (1975). The electrical properties of snow and ice. *Journal of Glaciology*, 15(73):15-38.
- GUDMUNDSSON, G. H. (1994). Glacier sliding over sinusoidal bed and the characteristics of creeping flow over bedrock undulations. Mitteilung 130, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der ETH Zürich, pp. 102.
- JONES, F., NAROD, B., and CLARKE, G. K. C. (1989). Design and operation of a portable, digital impulse radar. *Journal of Glaciology*, 35(119):143-148.
- KASSER, P. (1985). Rudolf Streiff-Becker als Gletscherforscher. *Mitteilungen der Naturforschenden Gesellschaft des Kantons Glarus*, 14:51-87.
- MÜLLER, F., CAFLISCH, T., und MÜLLER, G. (1976). Firn und Eis der Schweizer Alpen: Gletscherinventar. Geographisches Institut der ETH Zürich, Heft 57.
- MÜLLER, H. und KAPPENBERGER, G. (1991). Claridenfirn-Messungen 1914-1984. Zürcher Geographische Schriften, Heft 40, Geographisches Institut der ETH Zürich, 79 S.
- REYNAUD, L., VALLON, M., and LETREGUILLY, A. (1986). Mass-balance measurements: problems and two new methods of determining variations. *Journal of Glaciology*, 32(112):446-454.
- STREIFF-BECKER, R. (1938). Zur Dynamik des Firneises. *Zeitschrift für Gletscherkunde*, 26(1/2):1-21.
- WRIGHT, D., HODGE, S., BRADLEY, J., GROVER, T., and JACOBEL, R. (1990). Instruments and methods: A digital low-frequency, surface-profiling ice-radar system. *Journal of Glaciology*, 36(122):112-121.

Verdankungen

Der Gletscherkommission der Schweizerischen Akademie der Naturwissenschaften (SANW) sei für ihre finanzielle Unterstützung gedankt.

Wir danken K. Maser und R. Glaus (Institut für Geodäsie, ETHZ) für die GPS-Vermessungen, dem Bundesamt für Zivilluftfahrt, insbesondere M. Burkhard, für die Helikoptertransporte, Dr. G. Meyer (Institut für Kommunikationstechnik, ETHZ) und M. Aellen für die kritische Durchsicht des Manuskriptes sowie B. Nedela für die Zeichnungen.

Adressen der Autoren:

Martin Funk und Hermann Bösch
Versuchsanstalt für Wasserbau,
Hydrologie und Glaziologie
ETH-Zentrum
CH-8092 Zürich

Giovanni Kappenberger
Osservatorio Ticinese
Via ai Monti 146
CH-6605 Locarno-Monti

Hans Müller-Lemans
Tergeso AG
Stadterwingert 4
CH-7320 Sargans

