

Anschrift der Verfasser:
Dr. J. Wotzka, S. Pfitzner und B. Giest
Bundesanstalt für Gewässerkunde, Außenstelle Berlin,
Schnellerstraße 140, 12439 Berlin

Literaturverzeichnis

- [1] Wotzka, J. & et al.: Wasserschadstoffkatalog. – Institut für Wasserwirtschaft Berlin, 1975, 1979, 1981, 1984
[2] Steinhäuser, K. G., W. Amann & A. Polenz: Bewertung des Wassergefährdungspotentials von Stoffen – Katalog wassergefährdender Stoffe. – Vom Wasser 65 (1985) S. 119 – 126
[3] VwV wassergefährdende Stoffe (VwVwS), GMBI v. 23.03.1990, Nr. 8, S. 114
[4] Datenblätter zum Katalog wassergefährdender Stoffe bzw. zur VwVwS nach 19g WHG, erarbeitet vom Ausschuß "Kommission Bewertung wassergefährdender Stoffe", Berlin 1992
[5] Wotzka, J., B. Giest & S. Pfitzner: Biochemische Abbaubarkeit ausgewählter alicyclischer Verbindungen. – Acta hydrochim. hydrobiol. 13 (1985) Nr. 5, S. 583–590
[6] Deutsche Einheitsverfahren zur Wasser-, Abwasser- und Schlammuntersuchung. – VCH Verlagsgesellschaft mbH, Weinheim
[7] Ausgewählte Methoden der Wasseruntersuchung. – Gustav Fischer Verlag Jena, 1982 und 1986

Wie ähnlich sind Ausaperungsmuster von Jahr zu Jahr?

How similar are Snow-cover Patterns from Year to Year?

von Robert Kirnbauer und Günter Blöschl

DK 556.124.2/.3*45"

Schneebedeckungsmuster in einem 10 km² großen alpinen Einzugsgebiet in Tirol werden für die Ausaperungsperioden 1989 und 1990 verglichen. Die Ausaperungsmuster werden auf Basis von Flugaufnahmen kartiert und den Geländeparametern Seehöhe, Neigung, Exposition und Krümmung gegenübergestellt. Das Jahr 1990 mit geringeren Frühjahrsschneeniederschlägen ergab deutlich früheres Ausapern als 1989. Zu Terminen, die hinsichtlich Gesamtbedeckung als vergleichbar einzuordnen sind, zeigte sich jedoch ziemlich ähnliches Ausaperungsverhalten. Unterschiede von Jahr zu Jahr lassen sich durch den unterschiedlichen Witterungsverlauf interpretieren. Die Bedeutung der im einzelnen erzielten Ergebnisse für die Planung von Schneekursen wird diskutiert.

Snow cover patterns in a 10 km² basin in the Austrian Alps are compared during the ablation periods of 1989 and 1990. The snow cover patterns are mapped on the basis of aerial photographs and analysed as a function of such terrain parameters as elevation, slope, aspect, and curvature. The year 1990, which had lower solid spring precipitation, exhibits significantly faster snow cover depletion than 1989. Surveys that are comparable in terms of percent catchment snow cover show similar depletion patterns. Differences from year to year are interpreted by different weather patterns. Implications of the results for snow course design are discussed.

1 Einleitung

Die Schneerücklage ist speziell in alpinen Einzugsgebieten aus wasserwirtschaftlicher Sicht von großer Bedeutung. Bis in den Sommer hinein wird das Abflußregime der Gewässer durch Schneeschmelze geprägt, und die Hochgebirgsspeicher werden überwiegend mit Schmelzwasser gefüllt. Zur Bestimmung der Schneerücklage in Einzugsgebieten werden üblicherweise *Schneekurse* gelegt, entlang derer Schneehöhensondierungen und Wasseräquivalentbestimmungen vorgenommen werden [17].*) Da die Verteilung des Wasseräquivalents speziell im Gebirge kleinräumig sehr variabel ist, und es sich bei Schneekursen um Punktmessungen handelt, bedarf die Repräsentativität der Messungen besonderer Aufmerksamkeit. Die Meßwerte werden im allgemeinen als Indexwerte verwendet, um auf die Gesamtrücklage (und damit auf den zu erwartenden Schmelzabfluß) zu schließen [3]. Die Meßorte sind dann gut gewählt, wenn das Verhältnis dieser Indexwerte zur Gesamtrücklage jedes Jahr ähnlich ist. Dies ist bei der Planung von Schneekursen zu berücksichtigen.

Die mittlere Schneerücklage schwankt erfahrungsgemäß sehr stark von Jahr zu Jahr [8], aber auch von Region zu Region [2]. Wie die angeführte Arbeit für Einzugsgebiete in Österreich zeigt, sind die Unterschiede im Frühjahr größer als im Winter und bei größte-

rem mittleren Wasseräquivalent größer als bei kleinem. Regionale Unterschiede sind auch bei der Variabilität von Jahr zu Jahr erkennbar. Während sich die Schneelage z. B. in den Zillertaler und Ötztaler Alpen relativ wenig ändert, sind in Südkärnten wesentlich größere Schwankungen anzutreffen. Die Anströmverhältnisse in der freien Atmosphäre während des Schneefalles bestimmen wesentlich die regionale Schnee Verteilung [18]. Bei kleinräumiger Betrachtung wird die Schnee Verteilung durch die Gelände- und Bewuchsverhältnisse dominiert. Es ist deshalb zu erwarten, daß die Verteilungsmuster von Jahr zu Jahr ähnlich sind.

2 Literaturüberblick

Lokale Verteilungsmuster sind in zahlreichen Untersuchungen dokumentiert. An Hand von Studien in Hessen zeigt *Brechtel* [7] die Auswirkungen des Geländes und des Waldes auf Schneeakkumulation und -schmelze und weist auf erhebliche Unterschiede von Jahr zu Jahr hin: In zwei stark kontrastierenden Wintern, einem durchschnittlichen und einem extrem schneereichen, stellt *Brechtel* [7] in lichten Buchenbeständen höhere Schneewasseräquivalente fest als im Freiland und in Fichtenbeständen. "Winterhanglagen" (N- und E-Expositionen) zeigen insbesondere im Freiland höhere Wasseräquivalente als "Sommerhanglagen" (S- und W-Expositionen), und zwar unabhängig davon, ob der Winter normal oder extrem schneereich ist.

Herrmann [11] berichtet von einer kleinen Testfläche im nördlichen Alpenvorland, für deren Schneerückhalt repräsentative Teilflächen angegeben und zur effizienteren Planung von Meßrouten verwendet werden können. *Bechtel* [1] kommt bei Schneedeckenuntersu-

*) Der Begriff "Schneekurs" ist im deutschsprachigen Schrifttum kaum gebräuchlich. Im kürzlich bei Water Resources Publications, Littleton, Col./USA, erschienenen *Glossary of Hydrology* wird *snow course* auf S. 1379 wie folgt erklärt: *A line laid out and permanently marked on a drainage area along which during snow surveys the snow is sampled at definite distances or stations and at appropriate times to determine its depth, water equivalent, and density.* [Schriftl.]

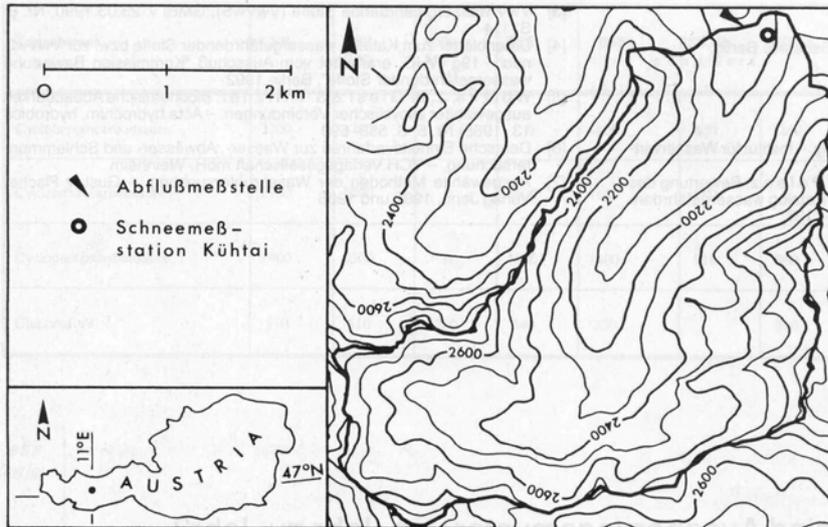


Abb. 1 Längental bei Kühtai in Nordtirol. 100-m-Schichtenlinien

Map view of the Laengental basin, Tyrol. Contour interval 100 m

chungen im selben Gebiet zum Schluß, daß die schon von *Rachner* [16] vorgeschlagene Strategie der Schneemessung mit vielen Schneehöhenmessungen und nur wenigen Bestimmungen des Wasseräquivalentes des Schnees praktikabler ist als die Auswahl repräsentativer Teilflächen, weil zu deren Festlegung mehrjährige, umfangreiche Vorarbeiten notwendig sind. *Woo et al.* [20] zeigen an Hand von Untersuchungen im hügeligen Gelände der kanadischen Arktis, daß die Topographie einen wesentlichen Einfluß auf die Rücklage hat und daß die Unterschiede von Jahr zu Jahr vergleichsweise gering sind. Zu ähnlichen Ergebnissen war auch

Golding [10] bei Arbeiten in einem alpinen Einzugsgebiet in Alberta gekommen, in denen er detaillierte Rastermessungen mit weniger detaillierten Schneekursen und Messungen der saisonalen Abfluvolumina miteinander verglich. Er zeigte, daß Schneekurse keine schlechteren Indexwerte als die detaillierten Rastermessungen lieferten, wobei es möglich war, besonders gute, repräsentative Schneekurse auszuwählen.

3 Problemstellung

Die Wasseräquivalentaufnahmen mit Schneekursen und noch mehr die Schneeaufnahme auf Rasterbasis sind aufwendig und im Steilgelände auch gefährlich. Als Alternative werden in dieser Arbeit Schneebedeckungsmuster vorgeschlagen, die aus terrestrisch oder vom Flugzeug aus aufgenommenen Photos gewonnen werden können. Diese Methode erlaubt zwar keine Aussagen über die Schneedeckenmächtigkeit und kann deshalb nur qualitative Information über repräsentative Flächen liefern. Sie erlaubt jedoch eine einfache, flächendeckende Kartierung der Schneedecke auch für mittlere und größere Einzugsgebiete und ermöglicht eine detaillierte Untersuchung des Einflusses der Geländeformen auf die Schneeverteilung. Wegen dieser Möglichkeiten kann die Methode auch zur Schaffung einer adäquaten Datenbasis zur Verifikation eines flächendetaillierten Schneeschmelzmodells dienen, mit dessen Hilfe sich Schneebedeckungsmuster simulieren lassen. Der Vergleich von simulierten und beobachteten Mustern ermöglicht sodann bessere Einblicke in die Funktion des Modells, als dies mit Abflußdaten möglich ist [4], [6].

In der vorliegenden Arbeit werden photogrammetrisch ermittelte Ausaperungsmuster aus zwei Jahren herangezogen, um (a) den Geländeeinfluß auf die Schneebedeckungsmuster zu untersuchen, (b) diese Beziehungen für die zwei Jahre zu vergleichen, und (c) zu überprüfen, in welchem Maße die Muster räumlich einander entsprechen.

4 Einzugsgebiet und Meßzeitraum

Untersuchungsgebiet der vorliegenden Studie ist das Längental bei Kühtai/Tirol (47° 12' N, 11° E), ca. 40 km WSW von Innsbruck in den Öztaler Alpen gelegen. Die Einzugsgebietsfläche beträgt ca. 10 km², und die Seehöhen liegen zwischen 1900 und 3050 m über Adria (ü. A.). Auf Grund seiner Höhenlage ist es nahezu unbewaldet. Das Gebiet zeigt die charakteristische Formenvielfalt eines gletschergeformten Hochtales im Kristallin der Zentralalpen (vgl. Abb. 1). Die Höhen-, Neigungs- und Krümmungsverhältnisse sind in Abb. 2 wiedergegeben. Grundlage dieser Auswertung ist ein

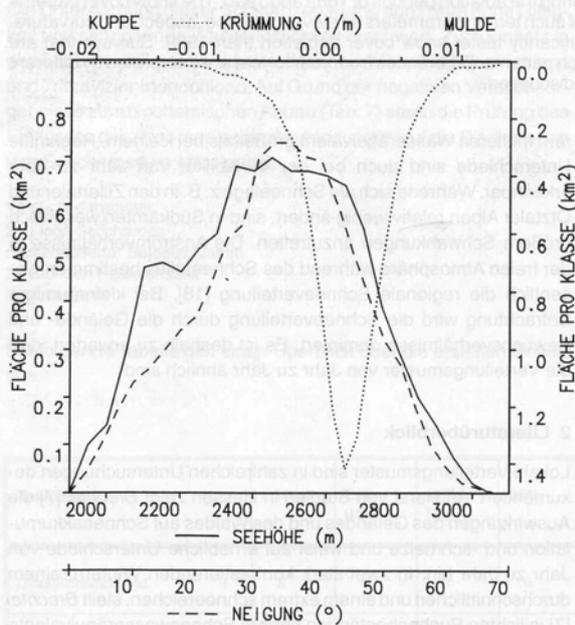


Abb. 2 Geländecharakteristika des Längentales: Höhen-, Neigungs- und Krümmungsverteilung, ermittelt auf Basis eines DHM mit 25 m Rasterweite. Klassenintervalle: 50 m, 2,5° bzw. 0.002 m⁻¹; linke Ordinate für Neigung und Seehöhe, rechte für Krümmung

Distribution of the Laengental catchment area as a function of elevation (solid line), slope (dashed line), and curvature (dotted line). Class intervals are 50 m, 2.5°, and 0.002 m⁻¹, respectively; left ordinate for slope and elevation, right ordinate for curvature



Abb. 3 Talschluß des Längentales am 14. Juni 1989. In Bildmitte (Pfeil) die schneefreie Südflanke eines Moränenrückens. Freigegeben vom BMfLV 13088/502-1.6/89

Upper part of the Laengental basin on June 14, 1989. The arrow marks the south slope of a moraine. By permission of BMfLV 13088/502-1.6/89

Digitales Höhenmodell (DHM) mit 25 m Maschenweite. Es ist erkennbar, daß zwischen 2300 und 2700 m Seehöhe der größte Flächenanteil liegt und daß die häufigste Hangneigung ca. 40° beträgt. Weitere Angaben zum Längental sind in [4], [14] enthalten.

Der Vergleich der Schneebedeckungsmuster wird an Hand der Ausaperungsperioden der Jahre 1989 und 1990 vorgenommen. Das Jahr 1989 war ein sehr schneearmes Jahr (Schneehöhe an der Station Kühtai am 1. April 65 cm, Schneewasseräquivalent im Einzugsgebiet ca. 600 mm), das Frühjahr war aber geprägt durch häufige Schneefälle (von April bis Juli 43 Tage, an denen zumindest in Teilen des Längentales Schnee fiel, mit einer Niederschlagssumme von nahezu 290 mm an diesen Tagen). Durch diese Witterungsbedingungen wurde der Ausaperungsprozeß stark verzögert. Im Jahr 1990 war die Schneelage zwar ebenfalls unterdurchschnittlich, aber mit 105 cm Schneehöhe an der Station Kühtai am 1. April

deutlich höher als 1989. Das Wasseräquivalent im Gebiet lag bei ca. 900 mm. Wegen des wärmeren und trockeneren Witterungsverlaufs im Frühjahr (nur 31 Tage mit nicht ganz 190 mm Schneeniederschlag von April bis Juli) verlief die Ausaperung trotz der größeren Schneerücklage rascher als 1989. Eine Einordnung der Schneeverhältnisse der Jahre 1989 und 1990 in den langjährigen Verlauf erlaubt die Arbeit von *Fliri* [8].

5 Kartierung der Ausaperungsmuster

Als rationelle und von Lawinengefahr unberührte Methode zur Aufnahme der Ausaperungsmuster im Längental wurde die Aerophotogrammetrie gewählt [15]. Die Bildflüge wurden jeweils im Abstand von ca. zwei Wochen durchgeführt. Als Aufnahmesystem diente eine Hasselblad 500 C/M Mittelformat-Kamera, deren innere Orientierung durch Kalibrierung ermittelt worden war, als Bildmate-

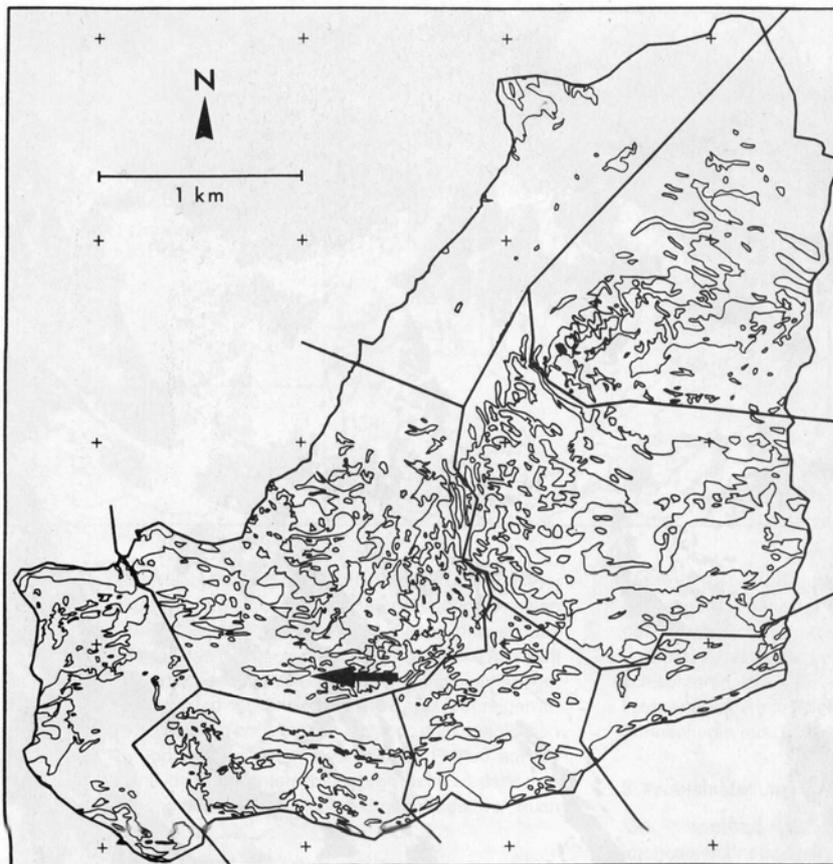


Abb. 4 Lageplan der Ausaperungsmuster am 14. Juni 1989. Dünne Linien: Schneegrenzen; dicke Linien: Begrenzungslinien der Einzelbilder; Pfeil: schneefreier Moränenrücken (vgl. Abb. 3). (Aus [5])

Map view of snow boundaries (thin lines) on June 14, 1989. Thick lines indicate the sections as mapped from individual photographs. The arrow corresponds to that marked in Fig. 3 (From [5])

rial ein hart zeichnender Schwarzweißfilm. Flugroute, Flughöhe (ca. 3500 m ü. A.) und Aufnahmerrichtungen wurden nach Möglichkeit beibehalten und waren so gewählt, daß der Bildstrahl normal auf die mittlere Hangrichtung des abzubildenden Hanges zeigte. Wegen des stark gegliederten Geländes waren acht Aufnahmen zur vollständigen Überdeckung des Einzugsgebietes notwendig. Als Beispiel wird in Abb. 3 ein Bild vom Talschluß des Längentales gezeigt. Alle Aufnahmen wurden auf 20 x 20 cm vergrößert und auf ihnen Fix- und Verknüpfungspunkte identifiziert. Die äußere Orientierung der Aufnahmen (d. h. die Lage des Projektionszentrums und die Raumrichtung des Bildhauptstrahles) wurde durch räumlichen Rückwärtsschnitt [13] ermittelt. In die Vergrößerungen wurden die Begrenzungslinien der Schneeflächen manuell eingetragen und anschließend digitalisiert. Digitales Monoplotting [12] wurde angewendet, um die digitalisierten Schneelinien zu entzerren. Es besteht aus einem dreidimensionalen Verschnitt der Bildstrahlen mit einem digitalen Höhenmodell (DHM). Die entzerrten Einzelaufnahmen wurden mit AutoCAD zusammengeschlossen. Abb. 4 zeigt ein entzerrtes Bild der Schneelinien vom 14. Juni 1989. Der Pfeil unterhalb der Bildmitte weist auf die markante schneefreie Südfanke eines Moränenrückens hin, die auch im Photo (Abb. 3) erkennbar ist. Die Schneeflächen wurden auf das Rastermaß des DHM von 25 x 25 m gerastert. Ein Rasterquadrat galt als zur Gänze schneebedeckt, wenn mehr als die Hälfte seiner Fläche schneebedeckt war.

6 Methode der statistischen Analyse

Die Schneebedeckung wurde auf ihren Zusammenhang mit den Geländeparametern Seehöhe, Neigung und Krümmung untersucht. Die Grundlage zur Ermittlung dieser Parameter lieferte das DHM. Die Seehöhe eines Rasterelements ist bestimmt durch die

Höhe seines Mittelpunktes, die Neigung durch die Höhen der vier Eckpunkte und die Krümmung als Reziprokwert des betragsmäßig kleineren Hauptkrümmungsradius. Kuppen entsprechen dabei einer negativen und Mulden einer positiven Krümmung. Somit waren jeder Rasterfläche die Geländeparameter und das Attribut "schneebedeckt" bzw. "schneefrei" zuordenbar. Für statistische Auswertungen wurden die Geländemerkmale in Klassen zu 50 m, 2.5° bzw. 0.002 m⁻¹ unterteilt und die Klassenhäufigkeiten bestimmt. Beispiele solcher Auswertungen der Schneebedeckung als zweidimensionale Häufigkeitsverteilungen werden in [5], [14] gegeben.

In Abb. 5 ist die Schneebedeckung als Funktion der Zeit dargestellt. Daraus ist zu erkennen, daß im Jahre 1990 die Schneedecke

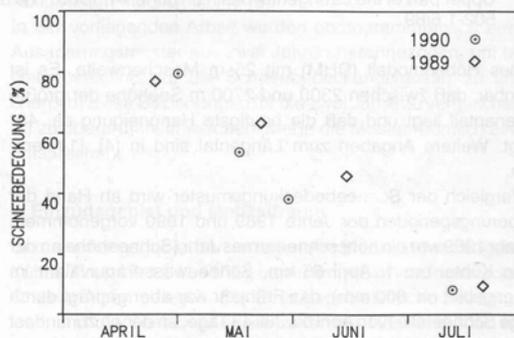


Abb. 5: Vergleich der Schneebedeckung im Längental 1989 bzw. 1990

Percent snow cover in 1989 and 1990 for the Laengental basin

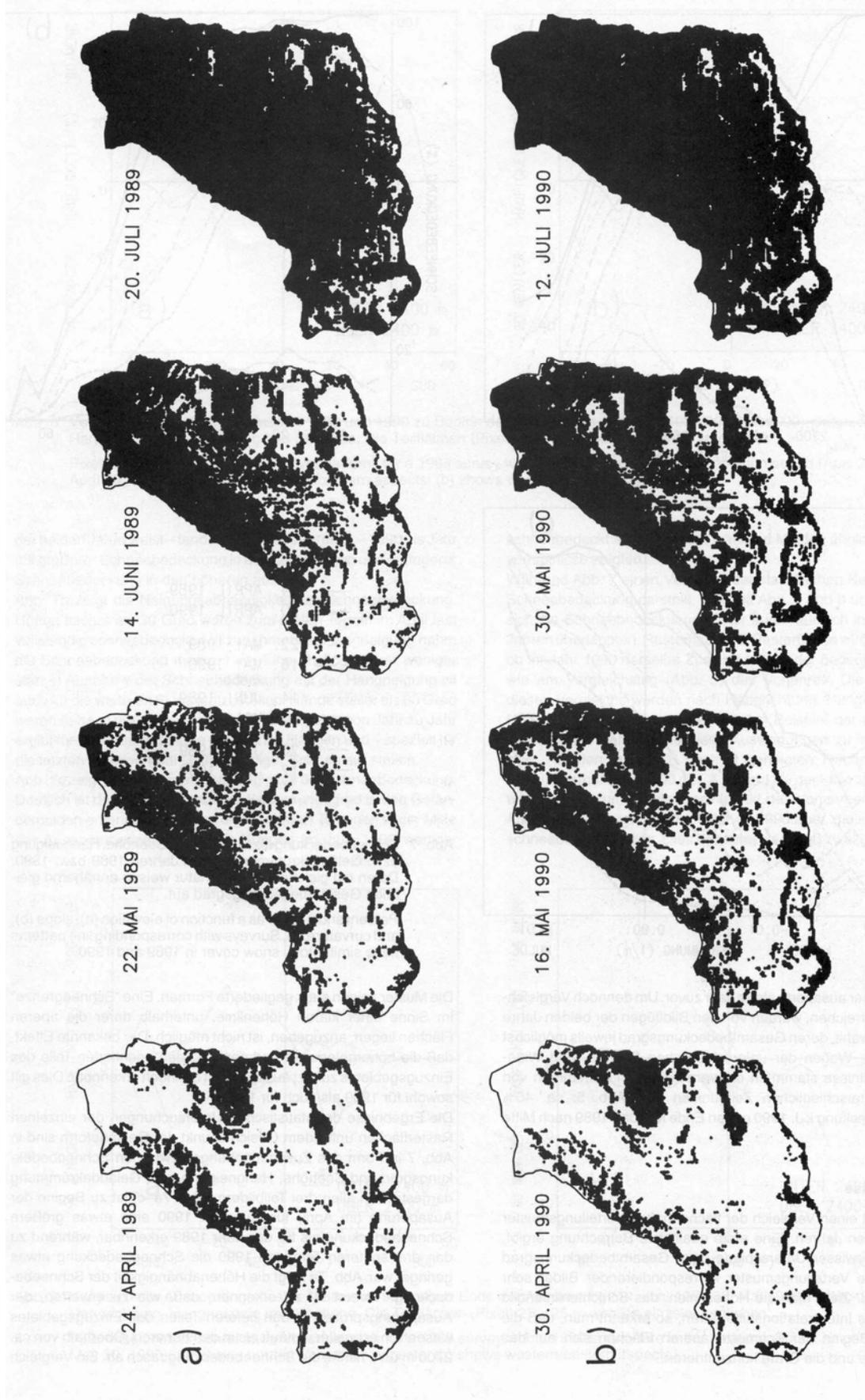


Abb. 6 Ausaperungsmuster im Längental: Vergleich der Schmelzperioden 1989 und 1990. Weiß: schneebedeckt; schwarz: aper. Übereinanderstehende Bilder weisen annähernd gleichen Gesamtbedeckungsgrad auf.
 Snow cover patterns in the Laengental basin during the ablation periods of 1989 and 1990. White areas are snow covered, and dark areas are bare. Maps with similar total snow cover are paired vertically.

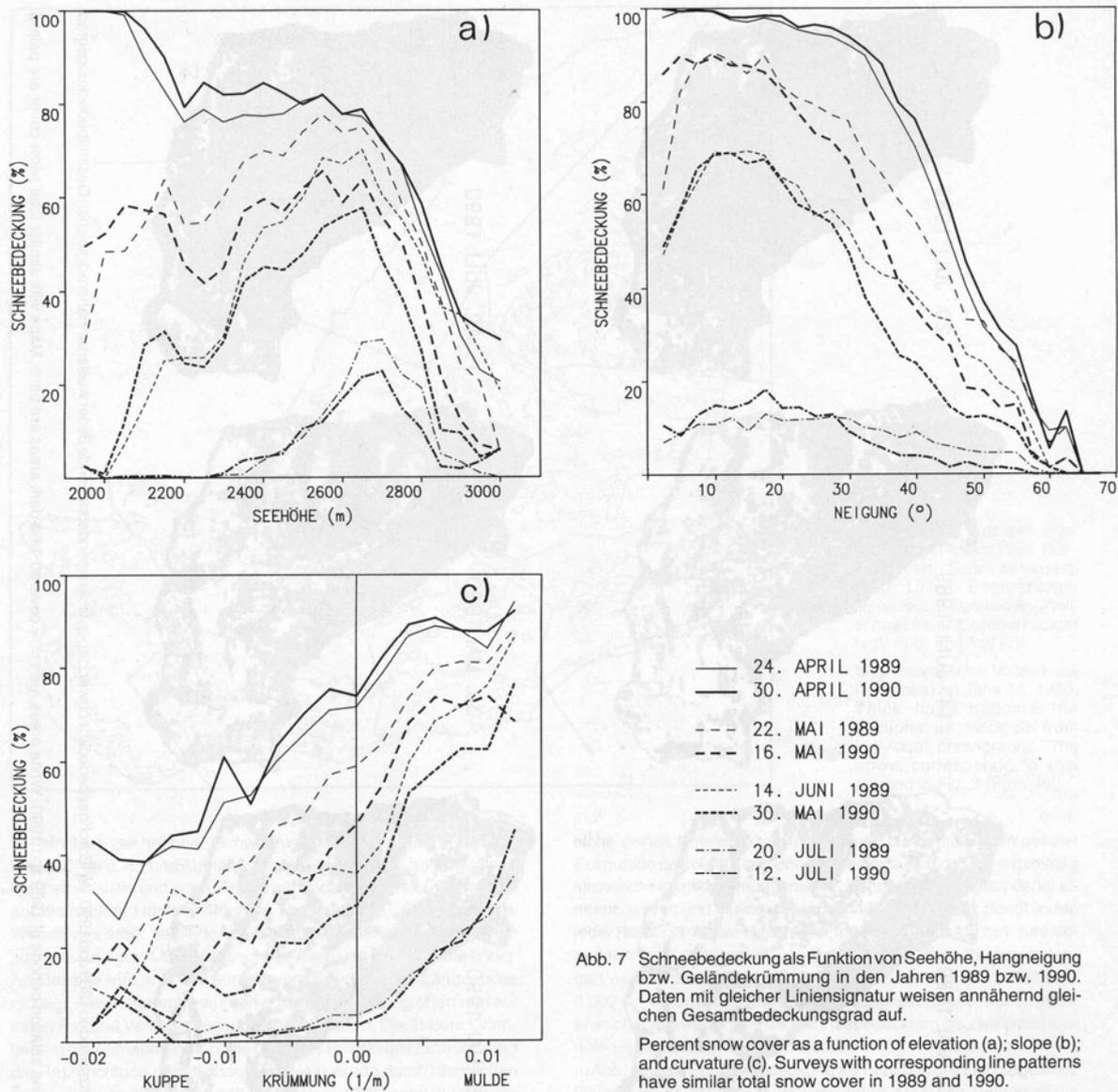


Abb. 7 Schneebedeckung als Funktion von Seehöhe, Hangneigung bzw. Geländekrümmung in den Jahren 1989 bzw. 1990. Daten mit gleicher Liniensignatur weisen annähernd gleichen Gesamtbedeckungsgrad auf.

Percent snow cover as a function of elevation (a); slope (b); and curvature (c). Surveys with corresponding line patterns have similar total snow cover in 1989 and 1990.

deutlich früher ausaperte als im Jahr zuvor. Um dennoch Vergleichbarkeit zu erreichen, wurden von den Bildflügen der beiden Jahre jene ausgewählt, deren Gesamtbedeckungsgrad jeweils möglichst ähnlich war. Wegen der unterschiedlichen Schnee- und Witterungsverhältnisse stammten die vergleichbaren Aufnahmen von deutlich unterschiedlichen Zeitpunkten (vgl. Abb. 5: ca. 40% Schneebedeckung i. J. 1990 gegen Ende Mai und 1989 nach Mitte Juni).

7 Ergebnisse

Abb. 6 zeigt einen Vergleich der flächenhaften Verteilungsmuster in den beiden Jahren. Eine erste qualitative Betrachtung ergibt, daß trotz gewisser Unterschiede beim Gesamtbedeckungsgrad (Abb. 5) die Verteilungsmuster korrespondierender Bilder sehr ähnlich sind. Zieht man die Höhenlinien, das Schichtenlinienbild (Abb. 1), als Interpretationshilfe heran, so erkennt man, daß die schon zu Beginn der Schmelze aperen Flächen sich auf das Steilgelände und die Grate konzentrieren.

Die Muster zeigen stark gegliederte Formen. Eine "Schneegrenze" im Sinne einer klaren Höhenlinie, unterhalb derer die aperen Flächen liegen, anzugeben, ist nicht möglich. Der bekannte Effekt, daß die höhergelegenen und nach Norden orientierten Teile des Einzugsgebietes zuletzt ausapern, ist dennoch erkennbar. Dies gilt sowohl für 1989 als auch für 1990.

Die Ergebnisse der statistischen Untersuchungen der einzelnen Rasterflächen unter dem Gesichtspunkt der Geländeform sind in Abb. 7 in Form des Zusammenhanges zwischen Schneebedeckungsgrad und Seehöhe, Hangneigung, und Geländekrümmung dargestellt. In allen drei Teilbildern (Abb. 7a-c) ist zu Beginn der Ausaperung (im April) für das Jahr 1990 eine etwas größere Schneebedeckung als für das Jahr 1989 erkennbar, während zu den drei späteren Terminen 1990 die Schneebedeckung etwas geringer war. Abb. 7a zeigt die Höhenabhängigkeit der Schneebedeckung. Vorerst ist zu erkennen, daß, wie zu erwarten, der Ausaperungsprozeß in den tieferen Teilen des Einzugsgebietes wesentlich schneller verläuft als in den höheren. Oberhalb von ca. 2700 m ü. A. nimmt die Schneebedeckung rasch ab. Ein Vergleich

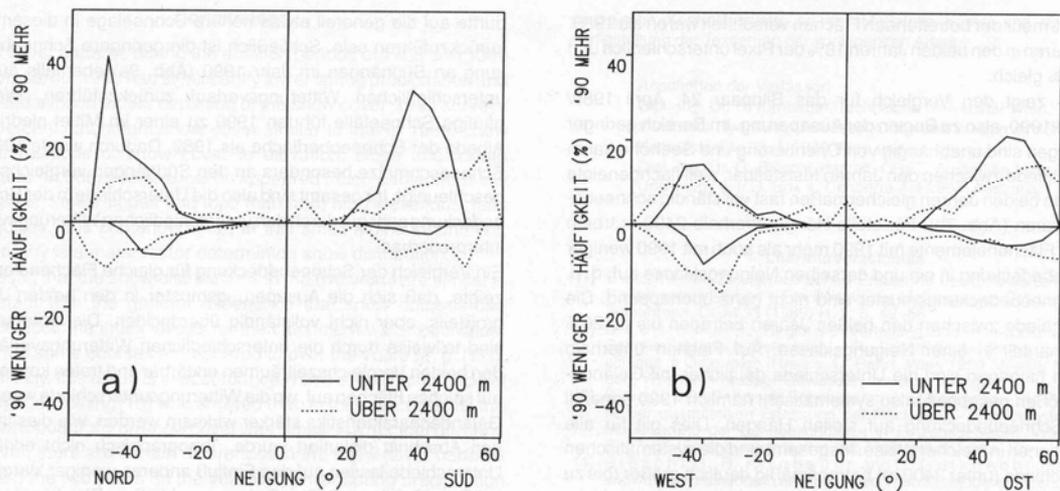


Abb. 8 Vergleich der Ausaperungsmuster 1989 und 1990 zu Beginn der Ausaperung (24. April 1989/30. April 1990), unterschieden nach Hangrichtung, Hangneigung und Seehöhe. Die Teilflächen (Pixel) 25 x 25 m werden einzeln verglichen.

Pixel-wise comparison of snow cover patterns for a 1989 survey with a 1990 survey early in the ablation period (April 24, 1989 with April 30, 1990). (a) shows northern/southern aspects; (b) shows western/eastern aspects.

der beiden Jahre weist – tendenziell für alle Termine – 1990 als Jahr mit größerer Schneebedeckung in den tiefen Lagen und geringerer Schneebedeckung in den höheren aus.

Abb. 7b zeigt die Neigungsabhängigkeit der Schneebedeckung. Hänge flacher als 30 Grad waren zum ersten Termin im April fast vollständig schneebedeckt. Mit zunehmender Hangneigung nahm die Schneebedeckung markant ab. Eine ähnliche (aber weniger starke) Abnahme der Schneebedeckung mit der Hangneigung ist auch für die weiteren Flüge festzustellen. Hänge steiler als 60 Grad waren nahezu nie schneebedeckt. Der Vergleich von Jahr zu Jahr ergibt für 1990 mehr Schnee auf flachen Hängen und – speziell für die letzten Termine (Mai–Juli) – weniger Schnee auf steilen.

Abb. 7c zeigt die Krümmungsabhängigkeit der Schneebedeckung. Deutlich ist der wesentlich höhere Bedeckungsgrad in den Geländemulden erkennbar. Zu den vergleichbaren Terminen in der Mitte der Ausaperungsperiode waren Kuppen im Jahr 1990 weniger

schneebedeckt als im Vorjahr, während Mulden ähnliche Schneebedeckungsverhältnisse zeigten.

Während Abb. 7 einen Vergleich der statistischen Kennwerte der Schneebedeckung darstellt, wird mit Abb. 8 und 9 untersucht, ob sich die Schneebedeckungsmuster auch räumlich in den beiden Jahren überlappten. Rasterfläche für Rasterfläche wird festgestellt, ob im Jahr 1990 derselbe Zustand (aper oder bedeckt) herrschte wie am Vergleichstag (Abb. 5) des Vorjahres. Die Ergebnisse dieses Vergleichs werden nach Hangrichtung, Hangneigung und Höhenstufen getrennt dargestellt. Am Beispiel der Abb. 8a soll demonstriert werden, wie diese Auswertungen zu interpretieren sind: Auf den unter 40° nach N geneigten Flächenelementen (Pixel) oberhalb von 2400 m ü. A. lag in 11% der Fälle 1990 Schnee, während sie zum Vergleichszeitpunkt des Vorjahres aper waren. Andererseits waren 7% der Flächen 1990 aper, die im Jahr 1989 schneebedeckt waren. Dies bedeutet also, daß zwar im Jahr 1990

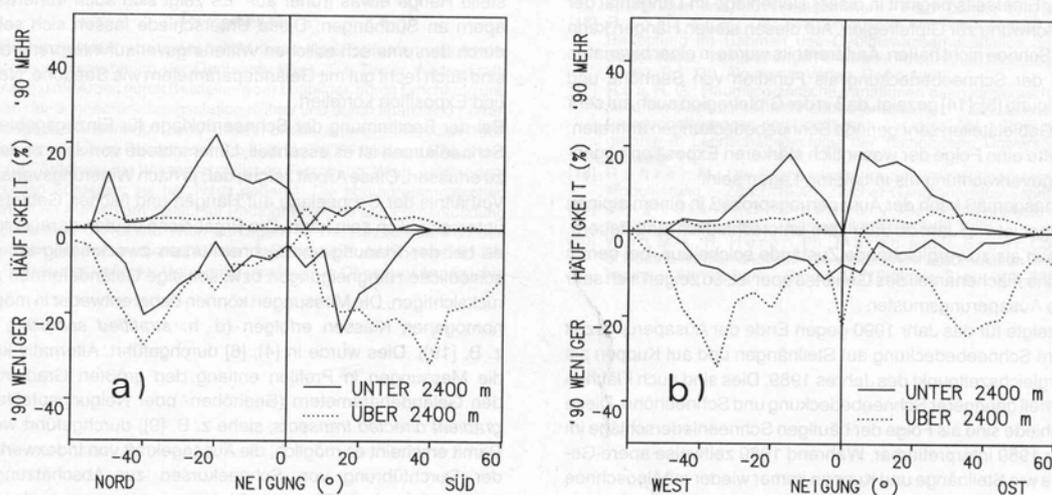


Abb. 9 Vergleich der Ausaperungsmuster 1989 und 1990 gegen Ende der Ausaperung (14. Juni 1989/30. Mai 1990), unterschieden nach Hangrichtung, Hangneigung und Seehöhe. Die Teilflächen (Pixel) 25 x 25 m werden einzeln verglichen.

Pixel-wise comparison of snow cover patterns for a 1989 survey with a 1990 survey late in the ablation period (June 14, 1989 with May 30, 1990). (a) shows northern/southern aspects; (b) shows western/eastern aspects.

bloß 4% mehr der betreffenden Flächen verschneit waren als 1989, doch waren in den beiden Jahren 18% der Pixel unterschiedlich und nur 82% gleich.

Abb. 8 zeigt den Vergleich für das Bildpaar 24. April 1989/30. April 1990, also zu Beginn der Ausaperung. Im Bereich geringer Neigungen sind unabhängig von Orientierung und Seehöhe kaum Unterschiede zwischen den Jahren feststellbar, weil flachgeneigte Hänge in beiden Jahren gleichermaßen fast vollständig schneebedeckt waren (Abb. 7b). Für steile Hänge oberhalb 2400 m treten sowohl Flächenelemente mit 1990 mehr als auch mit 1990 weniger Schneebedeckung in ein und derselben Neigungsklasse auf, d. h. die Schneebedeckungsmuster sind nicht ganz überlappend. Die Unterschiede zwischen den beiden Jahren betragen bis zu 20% Flächenanteil in einer Neigungsklasse. Auf Flächen unterhalb 2400 m hingegen sind die Unterschiede deutlicher mit Geländekenngrößen gekoppelt, also systematisch: nämlich 1990 generell mehr Schneebedeckung auf steilen Hängen. Dies gilt für alle Expositionen in gleicher Weise. Insgesamt sind die systematischen Unterschiede (unter 2400 m) betragsmäßig deutlich größer (bis zu 40%) als die nicht systematischen über 2400 m (bis zu 20%).

Abb. 9 zeigt einen ähnlichen Vergleich für das Bildpaar im Mai/Juni. Hier sind in tiefen Lagen die Unterschiede in der Schneebedeckung zwischen den beiden Jahren nicht systematisch (d. h. nicht sehr gut mit Geländeparametern korreliert), während in hohen Lagen 1990 generell geringere Schneebedeckungen auftraten. Wie für den April (Abb. 8) sind auch für Mai/Juni (Abb. 9) die systematischen Abweichungen deutlich größer als die nicht systematischen. Weiteres ist Abb. 9a zu entnehmen, daß speziell die Südhänge 1990 deutlich früher als 1989 ausaperten.

8 Diskussion

Wie zu erwarten, zeigte Abb. 7a, daß das Gebiet in den niedrigen Teilen schneller ausapert als in den höheren. Bekanntlich ist dies auf die Abnahme der Lufttemperatur mit der Seehöhe zurückzuführen. Dies bewirkt in größeren Seehöhen im Mittel geringere Schmelzraten. Steile Hänge und Kuppen zeigten (Abb. 7b,c) viel geringere Schneebedeckung als flache Gebietsteile und Mulden. Dies ist als Folge der Wirkungen des Windes während des Einschneiens, der späteren Windverfrachtung und Lawinentätigkeit interpretierbar.

Die rasche Abnahme der Schneebedeckung mit zunehmender Seehöhe oberhalb 2700 m (Abb. 7a) ist durch mehrere Faktoren zu erklären. Einerseits beginnt in dieser Höhenlage im Längental der Steilaufschwung zur Gipfelregion. Auf diesen steilen Hängen kann sich der Schnee nicht halten. Andererseits wurde in einer bivariaten Analyse der Schneebedeckung als Funktion von Seehöhe und Hangneigung [5], [14] gezeigt, daß in der Gipfelregion auch auf sehr flachen Gebietsteilen sehr geringe Schneebedeckungen auftreten. Dies dürfte eine Folge der wesentlich stärkeren Exposition gegenüber Windverfrachtung als in tieferen Lagen sein.

Erfahrungsgemäß kann der Ausaperungsprozeß in einem alpinen Einzugsgebiet von Jahr zu Jahr sehr unterschiedlich lang dauern. Wählt man als zu vergleichende Zustände solche aus, bei denen der gleiche Flächenanteil des Gebietes aper ist, so zeigen sich sehr ähnliche Ausaperungsmuster.

Abb. 7 zeigte für das Jahr 1990 gegen Ende der Ausaperungszeit geringere Schneebedeckung auf Steilhängen und auf Kuppen als zum Vergleichszeitpunkt des Jahres 1989. Dies sind auch Flächen mit generell geringerer Schneebedeckung und Schneehöhe. Diese Unterschiede sind als Folge der häufigen Schneeniederschläge im Frühjahr 1989 interpretierbar. Während 1989 zeitweise apere Gebietsteile wie Steilhänge und Kuppen immer wieder mit Neuschnee bedeckt wurden, aperten diese Hänge und Kuppen 1990 vergleichsweise früher aus. Mulden und flache Hänge zeigten hingegen wegen i. a. größerer Schneehöhen sehr ähnliche Schneebedeckung in den beiden Jahren. Eine in tiefen Lagen vergleichsweise größere Schneebedeckung im Jahr 1990 (Abb. 7a und Abb. 8)

dürfte auf die generell etwas höhere Schneelage in diesem Jahr zurückzuführen sein. Schließlich ist die geringere Schneebedeckung an Südhängen im Jahr 1990 (Abb. 9a) ebenfalls auf den unterschiedlichen Witterungsverlauf zurückzuführen. Weniger häufige Schneefälle führten 1990 zu einer im Mittel niedrigeren Albedo der Schneeoberfläche als 1989. Dadurch wurde 1990 die Schneeschmelze besonders an den Südhängen vergleichsweise beschleunigt. Insgesamt sind also die Unterschiede in der Schneebedeckung sehr gut durch den unterschiedlichen Witterungsverlauf interpretierbar.

Ein Vergleich der Schneebedeckung für gleiche Flächenelemente zeigte, daß sich die Ausaperungsmuster in den beiden Jahren größtenteils, aber nicht vollständig überdeckten. Die Unterschiede sind teilweise durch die unterschiedlichen Witterungsverläufe in den beiden Vergleichszeiträumen erklärbar und treten konzentriert auf solchen Flächen auf, wo die Witterungsunterschiede wegen der Geländecharakteristika stärker wirksam werden, wie dies im vorigen Abschnitt diskutiert wurde. Topographisch nicht erklärbare Unterschiede lassen auf den Einfluß anderer, weniger klarer, aber stärker zufallsbeeinflusster Prozesse schließen. Dies könnten etwa unterschiedliche Temperatur- und Windverhältnisse während des Einschneiens sein, Schneefegen während des Hochwinters oder Lawinentätigkeit.

9 Schlußfolgerungen

Eine Analyse der Schneebedeckung zweier Jahre ergab für das Jahr 1990 mit seinen geringeren Frühjahrsniederschlägen ein deutlich früheres Ausapern als 1989. Zu Terminen, die im Hinblick auf die Gesamtbedeckung als vergleichbar anzusehen sind, zeigte sich jedoch ähnliches Ausaperungsverhalten als Funktion von Seehöhe, Neigung und Geländeform. Niedrige Gebietsteile, steile Hänge und Kuppen aperten in beiden Jahren vergleichsweise früher aus. Die Topographie kann in diesem kleinen alpinen Einzugsgebiet also als wesentlicher Faktor für die Schneeverteilung angesehen werden.

Das ähnliche Verhalten der Schneebedeckung in den beiden Jahren deckt sich mit der Erfahrung, daß Schneekurse gute Indexwerte für die Gesamtbedeckung in Einzugsgebieten liefern können [17]. Im speziellen stimmen diese Ergebnisse auch mit Woo *et al.* [20] und Golding [10] überein, die ähnlichen Geländeeinfluß in verschiedenen Jahren fanden. Es treten jedoch gewisse Unterschiede in der Schneebedeckung zwischen den Jahren auf. Im Jahr mit geringeren Frühjahrsneerschneeniederschlägen (1990) aperten Kuppen und steile Hänge etwas früher aus. Es zeigt sich auch früheres Ausapern an Südhängen. Diese Unterschiede lassen sich sehr gut durch den unterschiedlichen Witterungsverlauf interpretieren. Sie sind auch recht gut mit Geländeparametern wie Seehöhe, Neigung und Exposition korreliert.

Bei der Bestimmung der Schneerücklage für Einzugsgebiete mit Schneekursen ist es essentiell, Unterschiede von Jahr zu Jahr gut zu erfassen. Diese Arbeit zeigte, daß je nach Witterungsverlauf das Verhältnis der Schneelage auf Hängen und flachen Gebietsteilen unterschiedlich sein kann. Die Ergebnisse deuten darauf hin, daß es bei der Planung von Schneekursen zweckmäßig ist, unterschiedliche Hangneigungen bzw. sonstige Geländeformen zu berücksichtigen. Die Messungen können dabei entweder in möglichst homogenen Klassen erfolgen (d. h. *stratified sampling*, siehe z. B. [19]). Dies wurde in [4], [6] durchgeführt. Alternativ können die Messungen in Profilen entlang den größten Gradienten in den Geländeparametern (Seehöhen- oder Neigungsprofile d. h. *gradient directed transects*, siehe z. B. [9]) durchgeführt werden. Damit erscheint es möglich, die Aussagekraft von Indexwerten bei der Durchführung von Schneekursen zur Abschätzung des Schneerückhalts in Einzugsgebieten zu verbessern. In der Praxis wählen Beobachter solche Meßmethoden oft intuitiv auf Grund ihrer langjährigen Erfahrung im Gelände, insbesondere in topographisch stark gegliederten alpinen Einzugsgebieten, wo dies auch besonders wichtig ist.

Conclusions

Snow cover patterns during the ablation periods of 1989 and 1990 are compared. 1990 had significantly lower spring precipitation and exhibited a much earlier depletion of the snow cover. 1990 surveys with percent catchment snow cover similar to that in 1989, show similar relations of snow cover to elevation, slope and terrain curvature. In both years, snow disappeared much earlier from low elevations, steep slopes and tops than from high elevations, flats and gullies. It is contended that, in this small alpine catchment, topography is a major factor determining snow distribution.

The result that the snow distributions in the two years are similar is consistent with the general experience that snow courses can provide accurate index values for the catchment water equivalent when the same courses are adhered to over the years (e. g. [17]). Specifically, this result is in accordance with the findings of *Woo et al.* [20] and *Golding* [10] who showed that, in their catchments, the effect of topography on snow cover was similar in a number of years. However, there are certain differences in the snow cover patterns between the two years. In the year with lower spring precipitation (1990) the snow cover disappeared somewhat earlier on tops and on steep slopes. Also, results show earlier depletion on south-facing slopes in 1990. These differences are easily interpreted in terms of different weather patterns and are fairly well correlated with terrain parameters.

When estimating the catchment water equivalent from snow courses it is essential to capture the differences between individual years. This study shows that, depending on dominant weather patterns, the ratio between snow cover on steep slopes and flats can be fairly different. This result suggests that for snow course design sampling on slopes of various steepness is preferable to sampling on flats only. One of the possible sampling strategies is 'stratified sampling' which relates to sampling in homogeneous classes (see e. g. [19]). Such classes might be areas within a given slope and elevation interval. This strategy was used in [4], [6]. Alternatively, snow courses may be designed along profiles of the steepest gradient in the terrain parameters (elevation or slope transects). This strategy has been suggested by *Gillison & Brewer* [9], and is referred to as 'gradient directed transects'. These methods seem to yield improved index values for estimating the catchment water equivalent. In practice, survey staff often select such strategies intuitively, based on their field experience. This is particularly important in rugged alpine catchments.

Danksagung

Die vorliegende Arbeit wurde ermöglicht durch eine Förderung seitens der Hochschuljubiläumsstiftung der Gemeinde Wien. Die Tiroler Wasserkraftwerke AG hat die Arbeit durch Beistellung der Luftbilder, durch Errichtung und Betreiben der Schneeforschungsstation Kühtai und durch finanzielle Förderung maßgebend unterstützt. Jene Teile der Untersuchung, die das Jahr 1989 betreffen, sind noch im Rahmen der Projekte Nr. P6387PHY und P7002 des Fonds zur Förderung der Wissenschaftlichen Forschung, Wien, entstanden. Allen diesen Förderern sei herzlichst gedankt! Die photogrammetrischen Auswertungen wurden am Institut für Photogrammetrie und Fernerkundung der Technischen Universität Wien durchgeführt. Die Autoren danken den Kollegen am genannten Institut für die angenehme Zusammenarbeit. Die Alpine Forschungsstelle der Universität Innsbruck in Obergurgl ermöglichte

periodische Kontrollbesuche an der Meßstelle Kühtai und die zügige Fertigstellung der Textierung der vorliegenden Arbeit.

Anschriften der Verfasser:

Dipl.-Ing. Dr. R. Kirnbauer, Technische Universität Wien,
Institut für Hydraulik, Gewässerkunde und Wasserwirtschaft,
Karlsplatz 13/223, A-1040 Wien und
Dipl.-Ing. Dr. G. Blöschl, derzeit: CRES, Australian National
University, G.P.O. Box 4, Canberra Act 2601, Australia

Literaturverzeichnis

- [1] *B e c h t, M.*: Zur terrestrischen Erfassung der Schneerücklage auf Repräsentativflächen – Ein Beitrag zur Methodik von Schneedeckenaufnahmen. DGM 33 (1989) H. 2, S. 49–56
- [2] *B l ö s c h l, G.*: Regionale Verteilung und Schwankungen des Schneerückhalts in Österreich. – Die Langfristentwicklung des Niederschlags in Österreich (Hrsg. v. O. Behr). Wien 1994 (Wiener Mitteilungen, Wasser-Abwasser-Gewässer; in Vorbereitung)
- [3] *B l ö s c h l, G.*: Saisonale Schneeschmelzvorhersagen – Die Problematik der quantitativen Erfassung der Rücklage. – Schneehydrologie – Modellierung der Schneeschmelze in Einzugsgebieten. Wien 1993. S. 67–86 (Forschungsinitiative des Verbundkonzerns. 13)
- [4] *B l ö s c h l, G., R. K i r n b a u e r* and *D. G u t k n e c h t*: Distributed snowmelt simulations in an Alpine catchment. 1. Model evaluation on the basis of snow cover patterns. – Water Resour. Res. 27 (1991) No. 12, pp. 3171–3179
- [5] *B l ö s c h l, G.,* and *R. K i r n b a u e r*: An analysis of snow cover patterns in a small alpine catchment. – Hydrol. Processes 6 (1992) pp. 99–109
- [6] *B l ö s c h l, G.,* and *R. K i r n b a u e r*: Flächendetaillierte Modellierung der Schneeschmelze in einem alpinen Einzugsgebiet. – Internationales Symposium Interpraevent 1992 – Bern. Bern 1992. Tagungspubl. Bd 1, S. 161–179
- [7] *B r e c h t e l, H. M.*: Einfluß von Waldbeständen verschiedener Baumarten auf die Schneeansammlung und Schneeschmelze in den Hochlagen des Vogelsberges. – DGM 16 (1972), H. 5, S. 121–133
- [8] *F l i r i, F.*: Der Schnee in Nord- und Osttirol 1895–1991. Ein Graphik-Atlas. 2 Bde. Univ. Verl. Wagner, Innsbruck 1992
- [9] *G i l l i s o n, A. N.,* and *K. R. W. B r e w e r*: The use of gradient directed transects or gradsects in natural resource surveys. – Journal of Environmental Management 20 (1985) pp. 103–127
- [10] *G o l d i n g, D. L.*: The correlation of snowpack with topography and snowmelt runoff on Marmot Creek basin, Alberta. – Atmosphere 12 (1974) No. 1, pp. 31–38
- [11] *H e r r m a n n, A.*: Bedeutung der Variabilität von Schneedeckenparametern für die Messung der mittleren Wasserrücklage in der Schneedecke am Beispiel kleiner Testflächen. – DGM 18 (1974) H. 1, S. 17–22
- [12] *H o c h s t ö g e r, F.*: Ein Beitrag zur Anwendung und Visualisierung digitaler Geländemodelle. – Wien 1989 (Geowiss. Mitt. 34, Veröff. d. Inst. f. Photogrammetrie und Fernerkundung, TU Wien)
- [13] *K a g e r, H.*: Das interaktive Programmsystem ORIENT im Einsatz. – Proc. XIV. Congress of Photogrammetry and Remote Sensing, Commission V. Hamburg 1980. S. 390–401 (Internat. Archives of Photogrammetry and Remote Sensing XXIII, Commission V)
- [14] *K i r n b a u e r, R., G. B l ö s c h l, P. W a l d h ä u s l* and *F. H o c h s t ö g e r*: An analysis of snow cover patterns as derived from oblique aerial photographs. – Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas; Proc. of the Vienna Symposium, August 1991. 1991; pp. 91–99 (IAHS Publ. 205)
- [15] *K r a u s, K.,* und *W. S c h n e i d e r*: Fernerkundung, Bd. 1, Physikalische Grundlagen und Aufnahmetechniken. – Ferd. Dümmler Verl. Bonn 1988
- [16] *R a c h n e r, M.*: Der Wasserhaushalt der Schneedecke und seine Bedeutung im Rahmen des Gebietswasserhaushaltes der Oberen Bode / Harz. – Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der DDR, Nr. 90 (Bd. XII), Akademie-Verlag, Berlin 1969
- [17] *R a u, R. G.*: Räumlich-zeitliche Variationen der hydrologischen Eigenschaften hochalpiner Schneedeckenspeicher. – Braunschweig 1986 (Landschaftsgenese und Landschaftsökologie, Abt. f. Physische Geographie u. Landschaftsökologie der Technischen Universität Braunschweig. 11)
- [18] *R o h r e r, M.*: Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. – Zürich 1992. (Zürcher Geographische Schriften. 49)
- [19] *S i n g h, D.,* and *F. S. C h a u d h a r y*: Theory and analysis of sample survey designs. – Wiley Eastern Ltd, New Delhi 1986
- [20] *W o o, M.-k., R. H e r o n, Ph. M a r s h* and *P. S t e e r*: Comparison of weather station snowfall with winter snow accumulation in high Arctic basins. – Atmosphere – Ocean 21 (1983) No. 3, pp. 312–325