

# Einflüsse des Alpensüdföhns auf die Schneedeckenentwicklung und das nival gesteuerte Abflußgeschehen

Von Andreas Herrmann \*

**Zusammenfassung:** Am Beispiel eines kleinen Einzugsgebiets am bayerischen Alpenrand werden Föhnwirkungen auf Schneedeckenentwicklung, lokale Abflußbildung an Schneedecken und schneedeckengesteuerte Gebietsabflüsse diskutiert.

Durch Föhn gesteigertes Wärmedargebot an Schneedecken verändert deren Struktur, Konsistenz und Temperaturverhalten im Sinne einer Homogenisierung. Die hydrologische Bedeutung des Föhns liegt weniger in erhöhten Verdunstungsraten, sondern in merklich intensivierter Schmelzwasserproduktion.

Mit Hilfe von Schneelysimetern und Energiehaushaltsberechnungen können föhnbedingte lokale Schmelzwasserbelastungen abgeschätzt werden. Demgegenüber reagieren Gebietsabflüsse infolge der Transformationswirkungen des Einzugsgebiets erwartungsgemäß nicht unmittelbar auf kurzzeitige Föhntätigkeiten.

Föhn kann in schneebedeckten Einzugsgebieten zwar erhöhte, aber keine kritischen Abflüsse bewirken. Er wird aus mehreren Gründen als nützlich hydrologisches Regulativ gewertet.

**Summary:** By using a small watershed at the periphery of the Bavarian Alps as an example, some foehn effects on snow cover development, local meltwater production and on mean area runoff regulated by a snow cover, are discussed.

Increased energy fluxes by foehn initiate structural, consistential and temperature changes of snow covers meaning homogenizations. The hydrologic significance of foehn wind inrush consists not so much in the higher evaporation rates, but, rather, in the markedly intensified meltwater production. By means of snow lysimeters and of calculations of energy budgets, local meltwater input effected by foehn can be evaluated, whereas mean area runoff generally does not immediately react upon short-termed foehn activities due to the transformation capacities of the watershed.

Foehn activity in snow covered areas only causes permanently, but not critically raised water levels. For several reasons, foehn is estimated to constitute a useful hydrologic regulation during snow cover periods.

## 1. EINLEITUNG

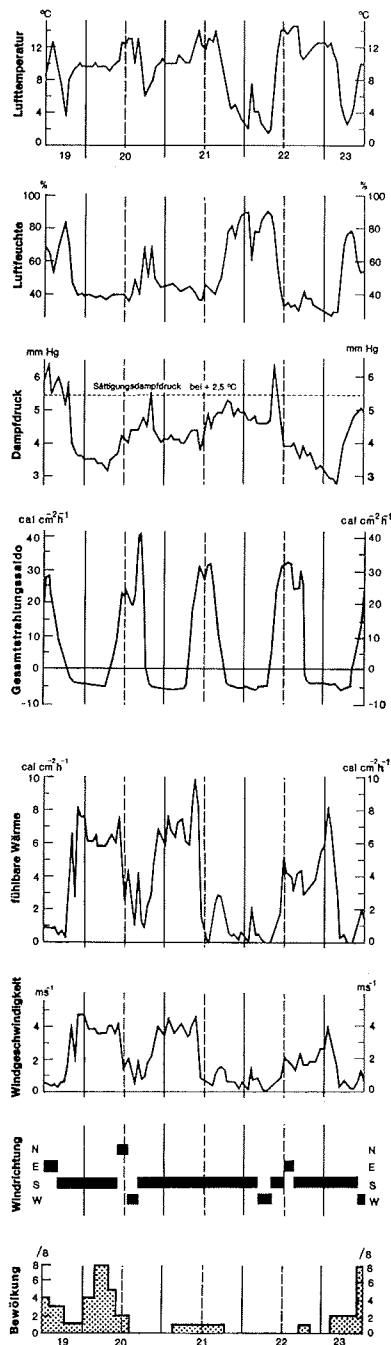
Der an einer Schneedecke unmittelbar wirksame Alpentalföhn zählt zu den charakteristischen alpinen Witterungselementen. Der Föhneffekt (Kap. 2) ist in den vom Südföhn betroffenen zentralen Teilen des nördlichen Alpenraums und Alpenvorlands durch Heranführung der ursprünglich schon vergleichsweise warmen Luftmassen aus Oberitalien am ausgeprägtesten. Dort wurden u. a. im Zuge der seit 1906 betriebenen Innsbrucker Föhnstatistik bis hin zu FLIRI (1975) auch grundlegende meteorologische und klimatologische Erkenntnisse über das sog. Föhnphänomen erarbeitet. Stellvertretend für jüngere schweizerische Studien sei GUTERMANN (1970) genannt.

Mangels geeigneter Maßanordnungen fehlen bislang befriedigende Abschätzungen der Föhnwirkung auf Schneedeckenentwicklungen, Abflußbildungen an Schneedecken und von Schneedecken gesteuerte Gebietsabflüsse.

Vorliegender Beitrag zur Schneedecken- und Wasserdargebotsforschung im Föhneinflußbereich stellt einige Aspekte dieses Wirkungsgefüges vor. Sie wurden im Rahmen eines seit 1971 laufenden hydrologischen Forschungsvorhabens (HERRMANN et al. 1973) im 18,7 km<sup>2</sup> großen, zu 80% bewaldeten Einzugsgebiet des Lainbachs (670—1801 m) gewonnen, das bei Benediktbeuern/Oberbayern im Grenzbereich nördliche Kalkvor- und Flyschalpen liegt. Referenzzeitraum ist der föhnreiche Abschluß der Schneedeckenperiode 1973/74 in der 2. Märzhälfte.

\* Priv.-Doz. Dr. Andreas Herrmann, Institut für Geographie der Universität, Luisenstr. 37/II, D-8000 München 2. Herrn Prof. Dr. A. Baumgartner, Lehrstuhl für Bioklimatologie und angewandte Meteorologie der Forstlichen Forschungsanstalt München, sei für seine kritische Durchsicht vor allem des energetischen Teils dieser Ausführungen sehr herzlich gedankt.

Die Schneedeckenaufnahmen erfolgten gemäß den Empfehlungen von UNESCO/IASH/WMO (1970). Grundlegende Einblicke in die Zusammenhänge zwischen Energiehaushalt und Massenhaushalt bzw. Schmelzwasserproduktion der Schneedecke lieferte eine 25 m<sup>2</sup> große Freilandlysimeterschneedecke in mittlerer Gebietshöhe (1030 m), neben der die



**Abb. 1:** Stündliche Mittelwerte von Lufttemperatur, Luftfeuchte, Dampfdruck, Nettostrahlung, Windgeschwindigkeit in 200 cm über Schneedecke, Terminwerte von Windrichtung und Bewölkung sowie Strom fühlbarer Wärme an der Schneeoberfläche während der Föhnperiode 19.—23. 3. 1974. Fig. 1: Hourly means of air temperature, air humidity, vapor pressure, net radiation, wind velocity from 200 cm above snow cover, also wind direction and cloudiness and sensible heat flux at snow cover surface during the foehn period March 19 to 23, 1974. (Lufttemperatur = air temperature, Luftfeuchte = air humidity, Dampfdruck = vapor pressure, fühlbare Wärme = sensible heat flux, Nettostrahlung = net total radiation, Windgeschwindigkeit = wind velocity, Windrichtung = wind direction, Bewölkungsgrad = cloudiness).

in Kap. 3.1. diskutierten Schneeprofilparameter jeweils mittags aufgenommen wurden. Über Meßanordnungen, meteorologische, energetische und schneehydrologische Grunddaten dieser Periode informiert ausführlicher HERRMANN (1974, 1975), speziell über das registrierende Schneelysimeter HERRMANN (1978). Die verfügbare Schmelzenergie wurde mit den von AMBACH (1972) vorgeschlagenen Nährungsverfahren berechnet.

## 2. FÖHNVORGÄNGE UND IHRE ENERGETISCHEN AUSWIRKUNGEN

### 2.1. Föhndiagnose und Föhnvorgang

Die gegenwärtige praktikabelste Föhndiagnose bietet wohl immer noch die 3-Kriterien-Methode (CONRAD 1936), auf der auch Föhnstudien am bayerischen Alpenrand von HAUER (1950) und OBENLAND (1956) basieren. Dementsprechend stützt sich die vorliegende Betrachtung auf sprunghafte Anstiege der Lufttemperatur bei gleichzeitigem Abfall der Luftfeuchte unter böigen Winden aus südlichen Richtungen (Abb. 1) als Föhn-symptom. Gerade über Schneedecken, wo kalte, oft wasserdampfgesättigte Talluft durch warm-trockene Föhnluft ersetzt wird, erweist sich die 3-Kriterien-Charakteristik als zuverlässiger Indikator von Föhnsituationen.

Zu weiteren Fragen der Föhndefinition, der Festlegung von Föhnterminen mit Hilfe statistischer Trennverfahren und der Föhnprognose sei auf einschlägige Beiträge von FREY (1957), WIDMER (1966) und GUTERMANN (1970) verwiesen.

Nach unseren Erfahrungen erfolgt der sog. Talföhndurchbruch, der zur Erfüllung der drei Kriterien führt, im Gegensatz zur Föhnbeendigung zögernd; denn bei Föhnbeginn müssen zunächst die über Schneedecken liegenden feucht-kalten Luftmassen verdrängt werden. So werden größte stündliche Veränderungen der Lufttemperatur bis zu  $10^{\circ}$  C, der Luftfeuchte bis zu 40% und des Dampfdrucks bis zu 1,5 Torr im Referenzniveau 200 cm über Schneedecke stets bei abflauernder Föhntätigkeit beobachtet.

Abb. 1 gibt für die Periode 19.—23. 4. 1974 den Höhepunkt des ab Beobachtungsbeginn 1971/72 intensivsten Föhnvorgangs während einer Schneedeckenperiode wieder, der insgesamt 9 Föhntage ausweist. Blockartiges Absetzen der Kurven kennzeichnet dabei mehrfache Wechsel zwischen Talföhntätigkeit und -pause, in deren Verlauf die Föhnsituation in der Höhe andauert.

### 2.2. Energetische Auswirkungen von Föhntätigkeiten

Zunächst sei noch einmal auf die weitverbreitete Ansicht über die hydrologische Bedeutung des sog. „Schneefressers“ Föhn eingegangen, die sich trotz der Darlegungen u. a. von KERN (1955) immer noch behauptet. Die herausragende Föhnwirkung liegt nicht in gesteigerten Verdunstungsraten, sondern im Abbau der Kälteinhalte von Schneedecken und in nachfolgend erhöhten Abschmelzraten aufgrund gesteigerter Nettostrahlung und verstärkten fühlbaren Wärmestroms.

So werden der Schneedecke beispielsweise zwischen 19. 3., 18 Uhr, und 21. 3., 11 Uhr, 225 Ly, maximal  $10 \text{ Ly h}^{-1}$  allein durch fühlbare Wärmeströme zugeführt, die 28 mm Wasseräquivalent an dieser  $0^{\circ}$  C-isothermen Schneedecke schmelzen. Für den gleichen Zeitraum errechnet sich eine Verdunstungshöhe von nur 0,5 mm, entsprechend 30 Ly oder ca.  $0,8 \text{ Ly h}^{-1}$ . Verdunstungsverluste dieser Größenordnung sind zusätzlich durch Isotopenbilanzen der Schneedecken abgesichert (HERRMANN & STICHLER 1976).

Fühlbare Wärmeströme können unter Föhneinfluß innerhalb einiger Stunden um eine Zehnerpotenz anwachsen. So belaufen sie sich bei Föhntätigkeit zwischen 19.—21. 3.,

jeweils 12 Uhr, auf  $210 \text{ Ly} \cong 105 \text{ Ly d}^{-1}$ , gegenüber durchschnittlich  $10 \text{ Ly d}^{-1}$  während der Föhnpausen dieses Föhnvorgangs.

Infolge Wolkenauflösung und wenig getrübtter Atmosphäre erreicht die Globalstrahlung in der 2. Märzhälfte bis zu  $425 \text{ Ly d}^{-1}$ , gegenüber rd.  $200 \text{ Ly d}^{-1}$  während der Föhnpausen bei Bewölkungsmitteln von  $3\text{--}4/8$ .

Die schneehydrologische Bedeutung der Strahlung läßt sich daran ermessen, daß die Strahlungsenergie während dieser Frühjahrsablation 80% der benötigten Schmelzwärme liefert. Da die Schneedecke selbst Strahlungsenergie abgibt, ist für das Verständnis ihres Energiehaushalts eine Betrachtung ihres Strahlungshaushalts erforderlich:

Während der Föhntätigkeit zwischen 19.—21. 3., jeweils 12 Uhr, beträgt der Strahlungssaldo der Schneedecke  $+ 250 \text{ Ly} \cong + 125 \text{ Ly d}^{-1}$ . Unter Zugrundelegung der  $+ 86 \text{ Ly}$  während der Föhnpause am 24. 3. errechnet sich für einen Föhntag ein um die Hälfte höherer positiver Strahlungssaldo als für einen Tag ohne Föhn. Leider werden erst ab 1976/77 auch die föhnbedingten Albedoänderungen der Schneedecke durch Einsatz von Sternpyranometern erfaßt, so daß der Strahlungshaushalt jetzt noch nicht detailliert diskutiert werden kann.

Wenn vorstehenden Tageswerten zufolge der Anteil der Strahlungswärme an der verfügbaren Schmelzwärme denjenigen der fühlbaren Wärme während eines Föhnvorgangs nur knapp übertrifft, so zeichnet dafür die Fortdauer des Föhnvorgangs und damit des fühlbaren Wärmestroms zur Schneedecke hin auch während der Nacht verantwortlich. Beispielsweise betrug der Strahlungsverlust der Schneedecke in der Föhnnacht 20./21. 3.  $-65 \text{ Ly}$ . Allerdings werden diese Werte in den längeren Hochwinter-Strahlungsnächten überboten, etwa um  $-35 \text{ Ly}$ , als die Schneeoberflächentemperatur  $-25^\circ \text{ C}$  betrug.

Wie in besagter Föhnnacht werden nächtliche Wärmeverluste der Schneedecke durch Strahlungsemission, in geringem Maße auch durch Verdunstung, hier zusammen  $-72 \text{ Ly}$ , in der Regel überkompensiert durch Wärmegewinne aus dem fühlbaren Wärmestrom, hier  $+ 79 \text{ Ly}$ . Die Folge ist u. a. Aufrechterhaltung der  $0^\circ \text{ C}$ -Isothermie der Schneedecke. Gelegentlich tritt aber in Föhnlagen die gemeinhin paradoxe Situation auf, daß noch im späten Frühjahr über Schneedecken Nachfröste auftreten, und zwar wenn erwärmte Föhnluft zur Ruhe kommt.

Die mittägliche Nettostrahlung der Schneedecke beläuft sich bei Föhntätigkeit auf bis zu  $35 \text{ Ly h}^{-1}$ , gegenüber  $15\text{--}20 \text{ Ly h}^{-1}$  während der Föhnpausen des gleichen Zeitraums. Bei Verrechnung aller atmosphärischen Energieströme weist die Schneedecke bei Föhn mittags Energiegewinne bis zu  $45 \text{ Ly h}^{-1}$  aus, gegenüber knapp  $20 \text{ Ly h}^{-1}$  bei Nicht-Föhn. Die genannten energetischen Föhnwirkungen auf die Schneedecke stellen selbstverständlich nur Abschätzungen dar, da über Referenzdaten einer synoptisch-witterungsklimatologischen Situation ohne Föhn nur Vermutungen angestellt werden können. Sie beschleunigen strukturelle, konsistenzuelle und hydrologische Modifikationen der Schneedecken, wie sie in gedämpfter Form aufgrund des jahreszeitlichen Gangs des Energiedargebots regelmäßig während des Schneedeckenabbaus im Frühjahr zu beobachten sind.

### 3 FÖHNEINFLUSSE AUF DIE ENTWICKLUNGEN DER SCHNEEDECKEN

#### 3. 1. *Lysimeterschneedecke*

##### 3. 1. 1. Stratifizierung und Mächtigkeit

Föhn fördert den Schichtenabbau und führt damit zur Homogenisierung der Schneedecke. Abb. 2 zufolge wird der Schichtbestand innerhalb je eines Tages von 6 auf 3 bzw. von 3 Schichten auf eine makroskopisch homogene Schneedecke reduziert. Die Schichtzahl

verringert sich innerhalb von 6 Tagen, die zur Hälfte durch mehrfach von Föhnpausen unterbrochene Föhntätigkeiten geprägt sind, durchschnittlich um eine Schicht pro Tag. Für derart einschneidenden Schichtabbau werden bei normal verlaufender Frühjahrsablation erfahrungsgemäß 10–15 Tage benötigt. Im Hochwinter beeinflusst der Föhn effekt in der Regel nur den Schichtbestand der oberen 10–15 cm der Schneedecke.

Die Geschwindigkeit der Schneehöhenabnahme erweist sich aus in Kap. 3.1.2. und 3.1.4. dargelegten Gründen bei Föhnvorgängen als extrem nichtlinear. So wird die Schneedeckenmächtigkeit anfangs innerhalb von nur 4 Tagen halbiert, entsprechend einer Schneehöhenabnahme von 10 cm d<sup>-1</sup>. Für eine abermalige Halbierung werden immerhin 5 Tage benötigt, gleichbedeutend 4 cm d<sup>-1</sup> Schneehöhenreduzierung, anschließend nurmehr 2 Tage, entsprechend wiederum 10 cm d<sup>-1</sup>. Demgegenüber belaufen sich echte,

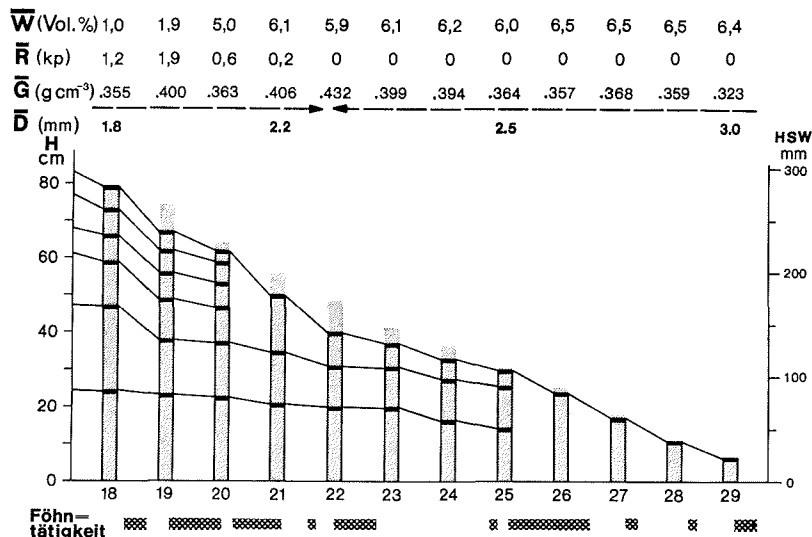


Abb. 2: Entwicklung der Lysimeterschneedecke im Freiland während des Föhnvorgangs zwischen 18.—29. März 1974.

H = Schneehöhe, HSW = Schneedeckenwasseräquivalent,  $\bar{W}$  = mittlerer freier Wassergehalt,  $\bar{R}$  = mittlerer Ramnwiderstand,  $\bar{G}$  = mittlere Schneedichte,  $\bar{D}$  = mittlerer Schneekorndurchmesser.

Fig. 2: Development of the open area lysimeter snow cover during foehn situation, March 18 to 29, 1974.  $\bar{H}$  = snow depth, HSW = snow cover water equivalent,  $\bar{W}$  = mean free water content,  $\bar{R}$  = mean Ram hardness,  $\bar{G}$  = mean snow density,  $\bar{D}$  = mean snow grain size, Föhntätigkeit = foehn activity.

nahezu massenverlustfreie hochwinterliche Schneedeckensetzungen bei gleicher Ausgangsschneehöhe auf 2 cm d<sup>-1</sup> unter bzw. auf 0,2–0,5 cm d<sup>-1</sup> ohne Föhneinfluß.

### 3.1.2. Konsistenz

Die föhnbedingt beschleunigte Schneedeckensetzung führt anfangs zu einer raschen Verdichtung der Schneedecke um 0,019 g cm<sup>-3</sup> d<sup>-1</sup> bis zu einem Grenzwert um 0,43 g cm<sup>-3</sup> (Abb. 2). Dieser liegt innerhalb der von BERTLE (1966) in Zusammenhang mit dem Snow Compaction-Verfahren gefundenen Grenzen von 0,40–0,45 g cm<sup>-3</sup>. Ab diesem Schwellenbereich wird auch ohne Regeneinwirkung die Retentionskapazität einer natürlich entwickelten schmelzenden Schneedecke offensichtlich sprunghaft herabgesetzt, da nun eine ruckhafte Wasserabgabe zu beobachten ist (Kap. 4. 1.). Diese „Entleerung“ der Schneedecke erklärt in Verbindung mit dem sog. Sinterungsprozeß auch die zwischenzeitlich verlangsamte Schneehöhenabnahme, somit die relativ stabilen Raumgewichte gegen Ende dieser Schneedeckenperiode. Diese liegen nach der „Entleerung“ wieder nahe den

Ausgangswerten vor Föhnbeginn und damit unterhalb des kritischen Grenzwerts. Bei der Sinterung bilden sich durch Sublimation Eisbrücken zwischen den Schneekörnern. Sie stabilisieren den mechanischen Zusammenhalt und verzögern Nachsackungen von Schneeschichten.

Bei „normal“ verlaufender Frühjahrsablation wird der kritische Schneedichtegrenzwert erst 8–15 Tage nach deren Einsetzen erreicht. In dieser Zeitspanne beträgt die Schneedichtezunahme  $0,0125\text{--}0,0065\text{ g cm}^{-3}\text{ d}^{-1}$ , gegenüber der in hochwinterlichen Lagen in Höhe von  $0,005\text{ g cm}^{-3}\text{ d}^{-1}$  unter bzw. von  $0,002\text{--}0,003\text{ g cm}^{-3}\text{ d}^{-1}$  ohne Föhn einfluß.

Föhn fördert die abbauende Metamorphose (= equi-temperature metamorphism; SOMMERFELD & LA CHAPELLE 1970). Dabei erfolgt hauptsächlich durch Diffusionsvorgänge Schneekornwachstum und letztlich eine Homogenisierung des Korngefüges. Zuweilen werden nahezu lineare Wachstumsraten beobachtet (Abb. 2). Diese können bei Föhn bis zu  $0,1\text{ mm d}^{-1}$  betragen, gegenüber  $0,02\text{--}0,05\text{ mm d}^{-1}$  unter „normalen“ Wachstumsbedingungen während der Frühjahrsablation. Derart grobkörniger Schnee von  $> 2\text{ mm } \phi$  bildet zusammen mit den beim Sinterungsprozeß gebauten Eisbrücken Eisaggregate von mehreren cm Durchmesser.

Auch der Rammwiderstand\*, ein Maß für die mechanische Stabilität der Schneedecke, verändert sich bei Föhn.

Schneedecken neigen nun trotz Eisbrückenbildung zwischen den Schneekörnern in Hanglagen zu gefährlicher Instabilität, wie gegen Null sinkende Rammwiderstände belegen, gegenüber  $10\text{--}15\text{ kp}$  im Hochwinter und bis zu  $20\text{ kp}$  nach wiederholten Regelationsvorgängen im Frühjahr. Derartige Instabilitäten gleichen etwa denjenigen der freilich nur in hochalpinen Lagen bekannten Schwimmschneelagen. Abgesehen von episodischen oberflächennahen Verfestigungen der Schneedecke in den frühen Morgenstunden durch Wiedergefrieren bei abflauer Föhntätigkeit baut Föhn schneedeckeninterne Festigkeitsdifferenzierungen in der Regel ab.

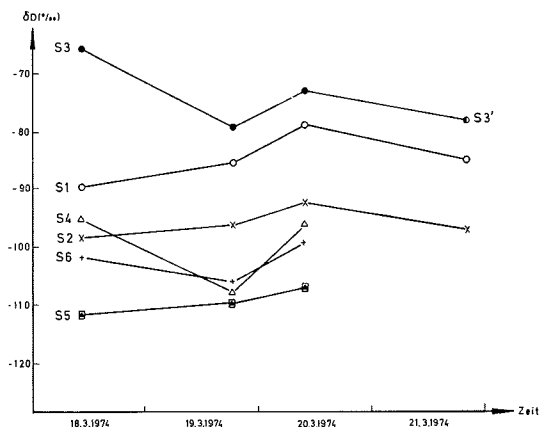


Abb. 3: Entwicklung des Deuteriumgehalts der Schichten der Lysimeterschneedecke im Freiland vom 18.–21. 3. 1974 (S1 = Grundschicht → S6 = Oberflächenschicht) (aus HERRMANN & STICHLER 1976).

Fig. 3: Development of deuterium in the layers of the open area lysimeter snow cover during March 18 to 21, 1974. (S1 = ground layer → S6 = surface layer).

\* Der Rammwiderstand wird mit Aluminiumrammsonden n. Haefeli (ZINGG 1964) erfaßt, die am unteren Ende mit einer  $60^\circ$ -Kegelspitze von  $4\text{ cm } \phi$  versehen sind. Der Rammwiderstand (in kp) errechnet sich aus dem Verhältnis des Produkts von Fallhöhe und Schlagzahl eines  $1\text{ kg}$  schweren Fallgewichts zur Vordringtiefe der Sonde in die Schneedecke.

### 3. 1. 3. Freies Wasser

Der nach der dielektrischen Methode (HOWORKA 1964) bestimmte freie Wassergehalt in der Schneedecke steigt zu Beginn des Föhnvorgangs sprunghaft von 1 Vol% auf 6,5 Vol% (Abb. 2), gegenüber höchstens 4 Vol% bei „normal“ verlaufender Frühjahrsablation. Oberflächennah werden selbst nachts bis zu 15 Vol% gemessen, die bei abflauerender Föhntätigkeit in den frühen Morgenstunden bis auf Null absinken können.

Die ruckhafte Zunahme des freien Wassers, die sich in der Föhnnacht 19./20. 3. vollzieht, trifft alle Schneestraten, wie recht gleichförmige Isotopenanreicherungen belegen (Abb. 3), die auf Schmelzvorgänge zurückgehen. Allerdings können derartige Anreicherungen bei solch kurzzeitigen Ereignissen aus noch nicht geklärten Gründen z. T. reversibel sein. Ähnliche Vorgänge wurden auch bei Regenfällen in die Schneedecke beobachtet (HERRMANN & STICHLER 1976).

Mit Herstellung einer durchgehenden Drainage nach Erreichen der kritischen Schneedecke stabilisieren sich die mittleren freien Wassergehalte um 6—6,5 Vol%.

### 3. 1. 4. Massenhaushalt und Schneedeckendauer

Im folgenden werden tägliche Nettomassenbilanzen der Lysimeterschneedecke erörtert, um u. a. die enge Verknüpfung zwischen Energie- und Massenhaushalt zu belegen.

Gemäß den Ausführungen in Kap. 2.2. beschreiben die Schmelzverluste der Schneedecke auch in Föhnperioden in guter Näherung ihre totalen Massenverluste. In Abb. 4 sind die tatsächlichen, mit dem Schneelysimeter registrierten Schneedeckenabflüsse den aus dem Energiehaushalt errechneten gegenübergestellt. Weichen beide Größen durchschnittlich nur geringfügig voneinander ab, so sind im einzelnen doch beträchtliche Differenzen zu verzeichnen. Ihre energetischen Ursachen sind bei HERRMANN (1974, 1976) ausgeführt.

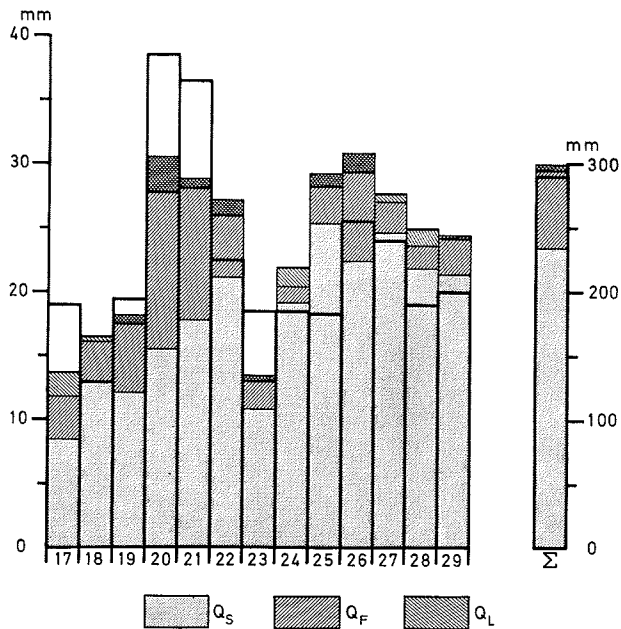


Abb. 4: Gemessener (dick ausgezogene Säulen) und nach dem Wärmehaushalt der Freilandschneedecke berechneter Lysimeterabfluß (in mm Wassersäule) während des Föhnvorgangs im März 1974 (Föhntätigkeiten s. Abb. 2). ( $Q_S$  = Strahlungswärme,  $Q_F$  = fühlbare Wärme,  $Q_L$  = latente Wärme).

Fig. 4: Meltwater runoff (in mm WC) during the foehn process, March 1974 (foehn activities see Fig. 2) as measured (heavily inked columns), and as calculated from the heat budget of the open area snow cover. ( $Q_S$  = radiation heat,  $Q_F$  = sensible heat,  $Q_L$  = latent heat).

Während der Frühjahrsablation liegen die Massenverluste an Föhntagen bis mehr als doppelt so hoch wie „normal“. Die höchste föhnbedingte Verlustrate des Zeitraums 1973/74—1976/77 beläuft sich unter Berücksichtigung der Schneeverdunstung auf knapp 40 mm d<sup>-1</sup> am 20. 3. 1974, denen auch die Massenverluste am folgenden Föhntag kaum nachstehen. Während besagten Föhnvorgangs werden durchschnittlich 24 mm d<sup>-1</sup> Wasseräquivalent freigesetzt, die der 15fachen hochwinterlichen bzw. fast doppelten Verlustrate bei „normaler“ Frühjahrsablation entsprechen.

Energetisch zeichnen sich Föhntage durch erhöhte Anteile der fühlbaren Wärme an der verfügbaren Schmelzenergie aus, und zwar bis zu 40%, gegenüber 20% und weniger bei föhnfreien Ablationsbedingungen. Föhn verkürzt demzufolge die Schneedeckendauer. Unter Zugrundelegung einer „normalen“ durchschnittlichen Ablationsrate von 15 mm d<sup>-1</sup> errechnet sich für die Lysimeterschneedecke eine föhnbedingte Reduktion der Frühjahrschmelzperiode 1974 um 3,5 d oder 25%.

Unter Föhneinfluß apert die mit vergleichsweise dünnen Schneedecken versehenen unteren Tallagen erfahrungsgemäß wiederholt aus, d. h. dort wird die winterliche Schneedeckenperiode nicht zuletzt föhnbedingt mehrfach unterbrochen.

### 3. 2. Gebietsschneedecke

Die behandelten Schneedeckenparameter erfahren als Ausdruck klimatischer Differenzierungen typische Modifikationen in Abhängigkeit u. a. von Höhenlage, Topographie und Waldbedeckung. Ihre Grundzüge sind bei HERRMANN (1973) dargelegt.

Ergänzend sei zum einen der Temperatureffekt bei Föhn genannt, der häufig durch überadiabatische Temperaturanstiege gegen den Talgrund gekennzeichnet ist. Allerdings vermögen zwischen 800—900 m liegende Sperrschichten der über Schneedecken ausgebildeten Kaltluftseen den Föhndurchbruch bis zum Talgrund zu verzögern.

Zum anderen werden bei anhaltender Föhntätigkeit nächtliche Strahlungsverluste der Freilandschneedecke tagsüber dermaßen überkompensiert, daß nun eine Umkehrung der üblichen randalpinen Ausaperungsmuster erfolgt. Bei bis zu doppelt so hohen Massenverlusten wie an anfänglich wasserärmeren Waldschneedecken werden Freilandschneedecken nun eher abgebaut. Derartige Ausaperungsmuster sind z. B. in weiten Teilen der deutschen Mittelgebirge die Regel (BRECHTEL & BALAZS 1976), jedoch offensichtlich aus anderen Gründen, zu denen während der Akkumulationsperiode Schneeverdriftung in die Wälder zählen dürfte.

Die höchste Massenverlustrate an der Gebietsschneedecke wird während besagten Föhnvorgangs mit 25 mm d<sup>-1</sup> in den strahlungsexponierten freien Hochlagen verzeichnet, nachdem mit Erreichen der kritischen Schneedichte eine durchgehende Drainage in der Schneedecke hergestellt ist. Die „normale“ Verlustrate beträgt hier ca. 15 mm d<sup>-1</sup>. Zu diesem Zeitpunkt ist die dünnere Schneedecke der unteren Tallagen bei maximalen Ablationsraten um nur 10 mm d<sup>-1</sup> bereits abgebaut.

Schneegrenzhebungen bis in höhere Lagen um 1200 m von 40 m d<sup>-1</sup> übertreffen diejenigen bei föhnfreier Frühjahrschneeschmelze unter sonst gleichen Schneedeckenbedingungen um das 1½—2fache.

Die täglichen Nettomassenbilanzen der Gebietsschneedecke lassen sich durch ein Näherungsverfahren (MARTINEC 1976) abschätzen. Die tägliche Schmelzwasserproduktion am n-ten Tag, Abl<sub>n</sub>, errechnet sich zu

$$\text{Abl}_n = R_t = R_n \frac{1}{1-k}$$



wobei  $R_t$  der totale Gebietsabfluß über den Lainbach, gleich der Summe der folgenden Abschnitte des Rezessionsabflusses,  $k$  der Rezessionskoeffizient.

Eine Kontrolle dieser Abschätzungen erfolgt durch wöchentliche Aufnahmen der in der Gebietsschneedecke gespeicherten Wasserrücklagen (HERRMANN 1975, Abb. 1).

Die seit 1971 höchste Gebietsmassenverlustrate beläuft sich im Anschluß an die ausgeprägteste Föhnacht während einer Schneedeckenperiode am 20. 3. 1974 bei 90%iger Schneebedeckung auf knapp 15 mm Wasseräquivalent. Diese Rate wird effektiv, d. h. durch Umlage der Massenverluste auf die tatsächlich schneebedeckte Fläche am Föhntag 26. 3. noch übertroffen; denn nun ist in der Hochlagenschneedecke die kritische Schneedichte erreicht, das Gebiet allerdings nur noch zu 60% schneebedeckt.

Legt man die durchschnittliche Ablationsrate während der Föhnpausen dieses Föhnvorgangs zugrunde, dann übertrifft die föhngesteuerte die „normale“ um das Doppelte bis 3fache. Im Hochwinter, wenn sich die „normalen“ Ablationsraten auf 0,5–2 mm d<sup>-1</sup> belaufen, verschiebt sich diese Relation noch deutlicher zugunsten der durch Föhn gesteigerten Massenverluste.

#### 4. FÖHNEINFLUSSE AUF SCHNEEDECKEN- UND NIVAL GESTEUERTE GEBIETSABFLÜSSE

##### 4.1. Lysimeterabflüsse

Der Einsatz von Schneelysimetern trägt dazu bei, die Transformationseigenschaften eines Einzugsgebiets durch Vergleich der Belastungsfunktion (= äquivalenter Niederschlag) mit der Ergebnisfunktion (= Gebietsabfluß) zu erhellen. Einschränkend sei allerdings festgestellt, daß solchen kleinen Testschneedecken offensichtlich nur in vergleichsweise uniform ausgestatteten hochalpinen Einzugsgebieten Modellcharakter zukommt (HERRMANN 1974, 1975).

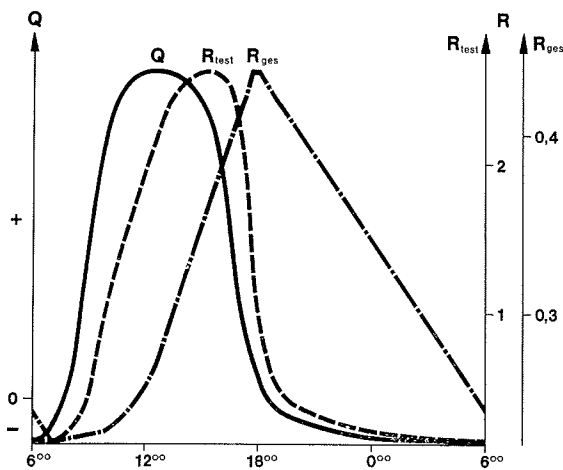


Abb. 5: Mittlere Tagesganglinien der Nettoenergie (Q) und der Massenverluste der Lysimeterschneedecke im Freiland ( $R_{test}$ ) sowie des Gebietsabflusses ( $R_{ges}$ ) während „normaler“ Frühjahrsablation.

Fig. 5: Curves of mean daily net energy (Q) and of mass losses at the open area lysimeter snow cover ( $R_{test}$ ), and of areal runoff ( $R_{ges}$ ) during a „normal“ springtime ablation period.

Bei „normaler“ Frühjahrschneeschmelze beschreiben die Schneedeckenabflüsse wie die Nettoenergie eine glockenförmige Kurve (Abb. 5), allerdings gegenüber dieser vormittags um ca. 2 h, nachmittags um ca. 1 h verzögert. Augenfälligste föhnbedingte Modifikationen der Abflußganglinien sind bei deutlicher Abweichung vom tageszeitlichen Gang des Energiedargebots zu erwarten, so in Föhnächten.

In Abb. 6 sind mehrere sekundäre nächtliche Abflußmaxima der Lysimeterschneedecke auszumachen. Diese können wie in der Föhnnacht 19./20. 3., als gegenüber normalerweise gegen Null absinkenden Abflüssen  $3 \text{ mm h}^{-1}$  gemessen werden, immerhin an die mittäglichen Spitzenabflüsse folgender Föhntage heranreichen. Fällt dagegen die Haupttätigkeit des Föhns wie am 26. 3. in die Mittagszeit, wird die Abflußspitze gegenüber föhnfreien Tagen unter Beibehaltung des typischen glockenförmigen Ganglinienverlaufs lediglich angehoben.

Sekundäre mittägliche Abflußminima sind auf regelmäßig aufziehende, sich wieder rasch verflüchtigende Cumulus humilis-Bewölkung zurückzuführen. Dieser Vorgang belegt die empfindlichen Reaktionen von Abflußtätigkeiten an Schneedecken auf kurzfristige Schwankungen der Nettostrahlung zwischen  $5\text{--}10 \text{ Ly h}^{-1}$  bei kaum verringertem fühlbarem Wärmestrom. Immerhin steigen die Lysimeterabflüsse bei vorhandener  $0^\circ\text{C}$ -Isothermie in der Schneedecke zu Beginn dieses Föhnvorgangs bereits 1 h nach Talföhndurchbruch kräftig, bei durchgängiger Drainage schon nach 30—45 min. Dabei ist zu berücksichtigen, daß das vom Lysimeterausfluß entfernteste Wasserteilchen bis dorthin 5,6 m auf dem Lysimeterboden zurückzulegen hat. Dieser Umstand erklärt z. T. auch die Differenzen zwischen tatsächlichen und aus den Energiesalden berechneten Lysimeterabflüssen in Abb. 4.

Modifikationen durch Waldeinfluß zielen angesichts des fühlbaren Wärmestroms als dominanter Energiequelle in Richtung Dämpfung der Abflußamplituden.

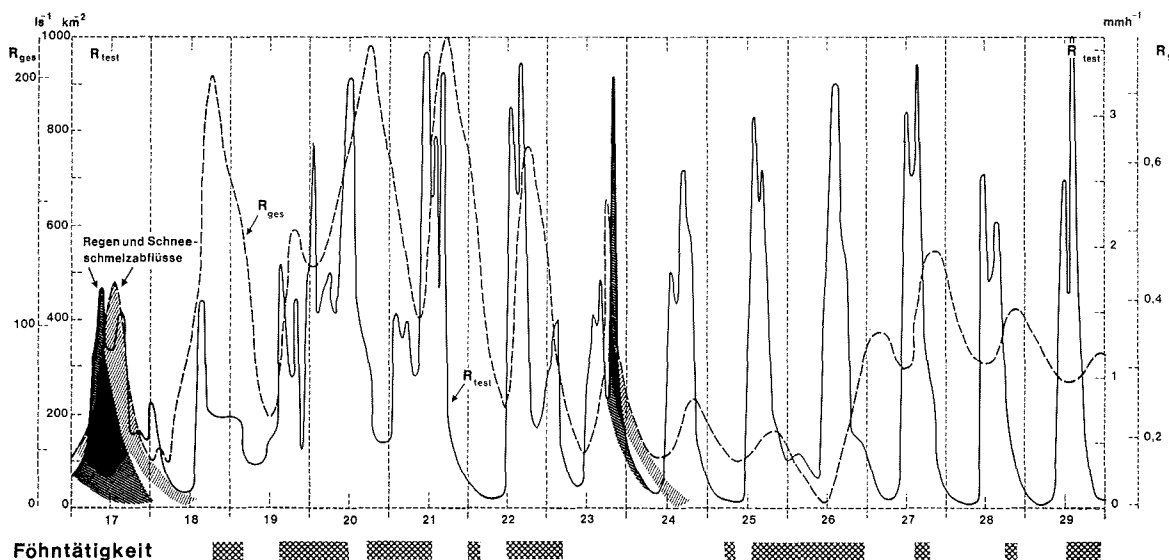


Abb. 6: Stündliche Schmelzabflüsse aus der Lysimeterschneedecke im Freiland ( $R_{\text{test}}$ ) und Gebietsabflüsse ( $R_{\text{ges}}$ ) während des Föhnvorgangs im März 1974.

Fig. 6: Hourly snowmelt runoff from the open area lysimeter ( $R_{\text{test}}$ ) and hourly areal runoff ( $R_{\text{ges}}$ ) during the foehn situation, March 1974. (Föhntätigkeit = foehn activity, Regen- und Schneeschmelzabflüsse = rain and snowmelt runoff).

#### 4. 2. Gebietsabflüsse

Die Tagesganglinie des Lainbachs beschreibt bei „normaler“ Frühjahrsschneesmelze eine sehr flache pyramidenförmige Kurve (Abb. 5). Diese entspricht einem deutlich ausgeglicheneren Abflußgang als an spezifischen Inputlokalitäten im Einzugsgebiet. Gerade Föhnvorgänge mit ständigen Wechslen Föhntätigkeit und -pause, folg-

lich im Energiedargebot an die Schneedecke, verhindern eine Erfüllung der in alpinen Hochlagen vielfach beobachteten Bedingungen (u. a. MARTINEC 1972a)

$$R_n \geq R_{n-1},$$

die typische Entwicklungen von Schneeschmelzhydrographs während Ablationsperioden charakterisiert.

In der Regel wird die unmittelbare Föhnwirkung auf Schneeschmelzabflüsse durch spezifische Translations- und Transformationseigenschaften des Gebiets derart modifiziert, daß gegenüber föhnfreien Perioden meist nur wenig differenzierbare Abflußerhöhungen ausgemacht werden. Ausnahmen bilden extrem intensive nächtliche Föhntätigkeiten wie am 19./20. 3. (Abb. 6). Mit Höherwandern der Schneegrenze werden unmittelbare Föhneffekte zudem merklich gedämpft. Zwar kann der Gebietsabfluß mit Herstellung einer durchgängigen Drainage in der Hochlagenschneedecke trotz nurmehr 60%iger Schneebedeckung Mitte der 3. Märzdekade noch einmal gesteigert werden.

Doch die föhngesteuerte Abflußspitze verzögert sich gegenüber dem Beginn dieses Föhnvorgangs bereits um 6 auf 12 Stunden, merklicher Abflußanstieg nach Talföhndurchbruch um 3—4 auf 6—7 Stunden. Im Hochwinter beschränken sich schneehydrologische Föhneffekte in der Regel auf Verringerung des winterlichen Bodenwasserdefizits, so daß die Gebietsabflüsse nicht unmittelbar angehoben werden.

Nach bisheriger Erfahrung erzeugt Föhn allein auch in randalpinen Lagen während einer Schneedeckenperiode keine kritischen Hochwasserführungen. Diese sind nur bei ergiebigen Regenfällen in 0°C-temperierte geschlossene Schneedecken zu erwarten. Diese Ansicht deckt sich im übrigen mit der von MARTINEC (1972b) für hochalpine Lagen getroffenen. So stehen dem seit 1971 beobachteten höchsten föhnbedingten täglichen Schneeschmelzabfluß vom 168 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> am 20. 3. 1974 bis 1977 610 l s<sup>-1</sup> km<sup>-2</sup> Regen- + Schmelzabfluß am 8. 12. 1974 gegenüber. Immerhin vermag Föhntätigkeit Schneedecken in einen derart „abflußreifen“ Zustand zu versetzen, daß nachfolgende Regenfälle die auch im Alpenvorland gefürchteten „Taufluten“ erzeugen können.

## 5. SCHLUSSBETRACHTUNG

Der Alpentalföhn fand hinsichtlich seiner Wirkung auf Schneedeckenentwicklungen und -abflüsse im wissenschaftlichen Schrifttum bisher höchstens beiläufig Beachtung. Diese Tatsache verwundert angesichts der vielfältigen hydrologischen, damit auch ökologischen Föhnwirkungen; denn die Kombination Föhn/Schneedecke verringert u. a. winterliche Bodenwasserdefizite und vermag Wasserklemmen zu mildern. Föhn setzt aufgrund häufigerer, vor allem frühzeitigerer Ausaperungen die Schneedeckendauer sichtlich herab und verlängert damit die Vegetationsperiode.

Während der Frühjahrsschneeschmelze tragen Föhntätigkeiten ziemlich regelmäßig zu zwar intensiviertem, aber immer noch gefahrlosem Schneedeckenabbau bei. Dadurch werden zwar erhöhte, aber keine kritischen Wasserführungen erzeugt. Die hydrologische Bedeutung dieses Mechanismus wird deutlich, wenn man sich die katastrophalen Auswirkungen spätestens um die Monatswende April/Mai einsetzender ergiebiger Frühjahrsregen in geschlossene, schmelzende Schneedecken vor Augen hält.

Der Föhn erfüllt somit neben seiner Funktion als Schönwetterproduzent und gelegentliches Alibi für physiologische Unpäßlichkeiten die ungleich bedeutendere eines hydrologischen Regulativs. Es wäre daher lohnend, den aufgezeigten Föhneffekten in einer auf langjährigen Reihen gründenden, auf eine klimatisch-hydrologische Region Bayerische Alpen-Alpenvorland ausgedehnten Studie nachzugehen.

#### Literatur

- Ambach, W. (1972): Floods caused by melting of snow and ice. — *Accad. Naz. Dei Lincei, Quad. N. 169*: 121—136, Rom.
- Bertle, F. A. (1966): Effect of Snow Compaction on Runoff from Rain on Snow. — Bureau of Reclamation, Engineer. Monogr. No. 35, Washington.
- Brechtel, H. M. & A. Balazs (1976): Auf- und Abbau der Schneedecke im westlichen Vogelsberg in Abhängigkeit von Höhenlage, Exposition und Vegetation. — *Beitr. z. Hydrologie* 3: 35—107, Freiburg i. Br.
- Conrad, V. (1936): Die klimatischen Elemente und ihre Abhängigkeit von terrestrischen Einflüssen. — In: W. Köppen u. R. Geiger: *Handbuch der Klimatologie I, Teil B*, S. 309, Berlin.
- Fliri, F. (1975): Der Innsbrucker Föhn — geographisch betrachtet. — *Geogr. Rdsch.* 27 (5): 204—208.
- Frey, K. (1957): Zur Diagnose des Föhns. — *Met. Rdsch.* 10 (6): 181—185.
- Gutermann, Th. (1970): Vergleichende Untersuchungen zur Föhnhäufigkeit im Rheintal zwischen Chur und Bodensee. Anwendung der Diskriminanzanalyse von FISHER unter besonderer Berücksichtigung des Raumes Landquart — Bad Ragaz — Buchs SG. — *Veröff. Schweiz. Meteorol. Zentralanst.*, H. 18.
- Hauer, H. (1950): Klima und Wetter der Zugspitze. — *Ber. d. Dt. Wetterd. i. d. U.S. Zone*, Nr. 16, Bad Kissingen.
- Herrmann, A. (1973): Entwicklung der winterlichen Schneedecke in einem nordalpinen Niederschlagsgebiet. Schneedeckenparameter in Abhängigkeit von Höhe üNN, Exposition und Vegetation im Hirschbachtal bei Lenggries im Winter 1970/71. — *Münchener Geogr. Abh.*, Bd. 10.
- Herrmann, A. (1974): Ablation einer temperierten alpinen Schneedecke unter besonderer Berücksichtigung des Schmelzwasserabflusses. I Schneedecke einer kleinen Freilandtestfläche. — *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 18 (6): 146—155.
- Herrmann, A. (1975): Ablation einer temperierten alpinen Schneedecke unter besonderer Berücksichtigung des Schmelzwasserabflusses. II Schneedecke eines randalpinen Niederschlagsgebiets. — *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 19 (6): 158—167.
- Herrmann, A. (1976): Bemerkungen zur Modellierung und Simulation der Schmelzabflüsse aus einer randalpinen Schneedecke. — SFB 81 a. d. TU München, Vortragsveranst. Mai 1976, 25—42.
- Herrmann, A. (1978): A recording snow lysimeter. — *J. of Glac.* (im Druck).
- Herrmann, A. & W. Stichler (1976): Messungen des Gehalts an stabilen Isotopen in einer temperierten randalpinen Schneedecke. — *Mitt. Geogr. Ges. München* 61: 169—180.
- Herrmann, A., K. Priesmeier & F. Wilhelm (1973): Wasserhaushaltsuntersuchungen im Niederschlagsgebiet des Lainbaches bei Benediktbeuern/Oberbayern. — *Dt. Gewässerkd. Mitt.* 17 (3): 65—73.
- Howorka, F. (1964): Dielektrische Messung des freien Wassergehaltes der Schneedecke. — *Diss. Univ. Innsbruck*.
- Kern, H. (1955): Schneeverdunstungsmessungen in Obernach. — *Bes. Mitt. z. Dt. Gewässerkd. Jb.* 12: 69—72.
- Martinec, J. (1972a): Evaluation of Air Photos for Snowmelt-runoff Forecasts. — *The Role of Snow and Ice in Hydrology, Proc. of the Banff Symp.* 1972, 2: 915—926.
- Martinec, J. (1972b): Tritium und Sauerstoff-18 bei Abflußuntersuchungen in repräsentativen Einzugsgebieten. — *Gas, Wasser, Abwasser* 6: 163—169.
- Martinec, J. (1976): Snow and Ice. — *Mitt. Eidgen. Inst. f. SLF*, No. 31, Aug. 1976.
- Obenland, E. (1956): Untersuchung zur Föhnstatistik des Oberallgäus. — *Ber. d. Dt. Wetterd.* 4 (23).
- Sommerfeld, R. A. & E. R. La Chapelle (1970): The classification of snow metamorphism. — *J. of Glac.* 9 (55): 3—17.
- Widmer, R. (1966): Statistische Untersuchungen über den Föhn im Reusstal und Versuch einer objektiven Föhnprognose für die Station Altdorf. — *Vierteljahresschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich* 111: 331—375.
- UNESCO/IASH/WMO (1970): Seasonal snow cover. — *Techn. papers in hydrology*, No. 2, Paris.
- Zingg, Th. (1964): Zur Methodik der Schneemessung am Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung (SLF). — *Winterber. 'Schnee und Lawinen in den Schweizeralpen' des SLF* 27: 130—138, Bern.