

# ÖSTERREICHISCHE WASSER- UND ABFALLWIRTSCHAFT

Schriftleitung: O. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. F. Kastanek, Em. O. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. S. Radler, Em. O. Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. H. Supersperg  
Springer-Verlag/Wien · New York

---

**M. F. Baumgartner und R. Weingartner:**

## **Schneesmelz- und Abfluß-Modellierung in den Alpen unter Einbezug von Fernerkundungsdaten**

**Snow Melt and Flow Modelling for the Alps. Including Remote Investigation Data**

# **Schneesmelz- und Abfluß-Modellierung in den Alpen unter Einbezug von Fernerkundungsdaten**

**Snow Melt and Flow Modelling for the Alps. Including Remote Investigation Data**

Von M. F. Baumgartner und R. Weingartner

## **Kurzfassung/Summary**

Die Schneebedingungen sind eine Schlüsselgröße zur Modellierung der Abflüsse im Alpenraum. Die räumlich-zeitlichen Variationen der Schneedecke gelangen in den Abflußregimes deutlich zum Ausdruck; sie lassen sich aber auch direkt mit Satellitendaten erfassen. Das SRM-Modell, das auf Fernerkundungsdaten basiert, erlaubt die Simulation und Prognose des Schmelzwasserabflusses alpiner Einzugsgebiete.

Snow conditions are a main quantity used in the modelling of flow in Alpine areas. The variations in time and space of the snow cover are clearly reflected by flow regimes, but they may also be directly determined from satellite data. The SRM model, which is based on remote investigation data, allows the simulation and forecast of snow melt flows in Alpine catchments.

## **1. Einleitung**

Schnee als fester Niederschlag, die Schneedecke als Speichermedium und der Schneeschmelzabfluß sind entscheidende Faktoren des Wasserkreislaufes. So sind beispielsweise weite Gebiete der eurasischen Landmasse während des Winters mit Schnee bedeckt; im Frühjahr schmilzt der Schnee innerhalb einer kurzen Zeitperiode ab und führt zu ausgeprägten Hochwassersituationen. Die Schneedecke und der mit ihr verbundene Schneeschmelzabfluß reagieren äußerst sensitiv auf kurz-, mittel- und langfristige Veränderungen der Witterung und des Klimas; deshalb kommt ihnen im Zusammenhang mit Fragen der Klimaänderung eine große Bedeutung zu (NRC, 1991).

Die Schneedecke beeinflusst den Strahlungshaushalt und den Wärmeaustausch zwischen Erdoberfläche und Atmosphäre maßgeblich. Die positiven Rückkoppelungsmechanismen zwischen der räumlichen Verbreitung der Schneedecke und der Atmosphäre führen zu einer Verstärkung von Klimaanomalien: Die Anwesenheit von Schnee erhöht die Oberflächenreflektivität (hohe Albedo) und vermindert die Absorption solarer Strahlung. Deshalb haben große Flächen mit hohen Albedowerten einen Abkühlungseffekt auf die Luftmassen. Dadurch fällt der Niederschlag häufiger in Form von Schnee, was eine Vergrößerung der Schneedecke und eine erhöhte Reflexion der Sonnenenergie zur Folge hat. Dies alles führt zu einer erneuten Abnahme der Lufttemperatur.

Veränderungen in der Schneedecke haben nicht nur Auswirkungen auf naturräumliche Prozesse; sie können auch die wirtschaftliche Entwicklung alpiner Regionen beeinflussen. Sowohl der Wintertourismus als auch die Energiegewinnung aus der Wasserkraft hängen wesentlich vom Faktor „Schnee“ ab. Aus der Sicht der Energiegewinnung ist zu bedenken, daß heute in der Schweiz ca. 60 % der Elektrizität aus der Nutzung der Wasserkraft stammt. Daran haben die Speicherkraftwerke, die auf das alljährliche Auftreten ausgeprägter Schnee- und Gletscherschmelzabflüsse angewiesen sind, einen Anteil von 55 % (SEV/VSE, 1986).

In der Schweiz sind verschiedene Institutionen an der Beobachtung der Schneedecke interessiert (Martinez et al., 1992). Einen starken Bezug zur hydrologischen Praxis weisen die vom Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung und vom Geographischen Institut der ETH-Zürich betriebenen Stationen auf, bei denen das Wasseräquivalent der Schneedecke zweimal monatlich gemessen wird. Als sogenannte Indexgrößen finden diese Daten beispielsweise bei der Abflußprognose Verwendung, indem langjährige Reihen der Indexgrößen mit langjährigen Abflußreihen in Beziehung gesetzt werden (Rohrer und Lang, 1992). Insgesamt werden gesamtschweizerisch an rund 130 Stationen Schneehöhen, an rund 20 Stationen Wasseräquivalente und an rund 60 Stationen Schneehöhen und Wasseräquivalente gemessen. Nur gerade vier Stationen liegen oberhalb 2500 m ü. M. Angesichts der Kammerung der alpinen Landschaft sowie der großen Höhen- und Expositionsunterschiede genügen diese Meßdaten oft nicht, um zu einer befriedigenden Modellierung und Vorhersage des Schneeschnmelzabflusses zu gelangen. Benötigt werden vor allem auch Angaben zur räumlich-zeitlichen Variabilität der Schneedecke. Dazu er-

öffnen sich mit den Methoden der Fernerkundung interessante Perspektiven: Die großräumigen Veränderungen der Schneefläche während der Schneeschnmelzperiode sind allein mit Punktmessungen schwierig zu erfassen. Mit Satellitendaten hingegen läßt sich ein Gebiet flächendekend in unterschiedlichen Maßstäben und zu verschiedenen Zeitpunkten aufnehmen, und es lassen sich die effektive zur Zeit der Aufnahme bestehende Ausbreitung der Schneedecke sowie weitere Parameter der Schneedecke bestimmen.

Im vorliegenden Artikel wird unter anderem ein Verfahren vorgestellt, das — basierend auf Fernerkundungsdaten — die Simulation und Prognose der täglichen Schmelzwasserabflüsse in Einzugsgebieten unterschiedlicher Größe (1 km<sup>2</sup> bis 70 000 km<sup>2</sup>) erlaubt. Im Gegensatz zu den Vorhersagen von Schmelzwasserabflüssen kann bei der Abschätzung monatlicher Abflüsse in mittelhohen (< 500 km<sup>2</sup>) alpinen Einzugsgebieten auf eine Parametrisierung der Schneedecke verzichtet werden. Hier lassen sich, wie das gleich anschließende Beispiel zeigt, über eine Typisierung und Regionalisierung der Abflußregimes gute Ergebnisse erzielen.

### 2. Abschätzung mittlerer monatlicher Abflußmengen im Alpenraum

Die saisonalen Abflußschwankungen in alpinen Einzugsgebieten werden durch das Einschneien im Frühwinter, den Aufbau der Schneedecke im Winter und durch die Schmelzprozesse im Frühjahr geprägt. Die relativen oder absoluten Schwankungen eines Wasserhaushaltselementes innerhalb eines bestimmten Zeitraumes werden in der Hydrologie allgemein unter dem Begriff „Regime“ zusammengefaßt. Im folgenden wird der Ausdruck „Abflußregime“ für die mittleren saisonalen Schwankungen des Abflusses verwendet,

Regimetyp	Rangfolge der Monatsabflüsse	mittlere Gebietshöhe [m]	Vergletscherung [%]
a-glacial	Juli>August>Juni>September	> 2400	> 36
b-glacial	Juli>August>Juni>September	> 2100	22-36 (40)
a-glacio-nival	Juli>Juni>August>Mai	> 2000	12-22
b-glacio-nival	Juni>Juli>August>Mai	1900-2300 oder > 2300	6-12 oder 1-12
nivo-glacial	Juni>Juli>Mai>August	1500-1900 oder 1900-2300	3-12 oder 1-6
nival alpin	Juni>Mai>Juli>August Mai>Juni>Juli>August	1550-1900 > 1900	≤ 3 oder ≤ 1

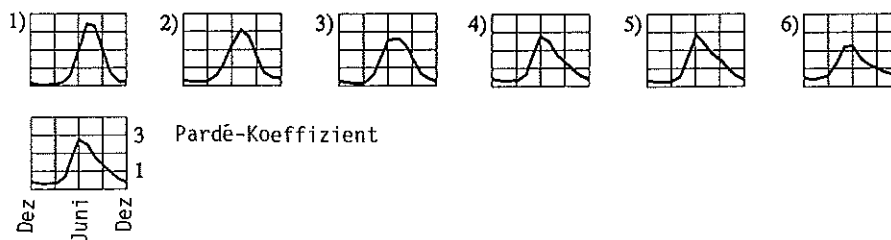


Abb. 1. Die alpinen Regimes der Schweiz

welche sich über die dimensionslosen Pardé-Koeffizienten ( $PK_i$ ) beschreiben lassen. Die Pardé-Koeffizienten ( $PK_i$ ) sind als Quotienten zwischen dem mittleren Abfluß des  $i$ -ten Monats ( $MQ_i$ ) und dem Jahresabfluß ( $MQ_{\text{Jahr}}$ ) definiert:

$$PK_i = \frac{MQ_i}{MQ_{\text{Jahr}}} \quad \text{mit } i = 1, 2, \dots, 12 \quad (1)$$

Nach Weingartner und Aschwanden (1992) treten in alpinen Einzugsgebieten, die mittlere Gebietshöhen  $>1550$  m aufweisen, ausschließlich eingipflige Abflußregimes auf, welche sich in insgesamt sechs Typen gliedern lassen (Abb. 1). Diese Typen unterscheiden sich hauptsächlich in den Abflüssen während der Monate Mai bis September, also in der Periode der Eis- und Schneeschmelze. Im Winterhalbjahr treten minimale Abflüsse auf; die Pardé-Koeffizienten sind überall klein ( $PK_i < 0,5$ ). Die Niederschläge werden in Form von Schnee und Eis gespeichert. Der Monat April bildet den Übergang zwischen der Periode minimaler Abflüsse und der Hauptabflußphase. In der Hauptabflußphase vom Mai bis August/September übertreffen die mittleren Monatsabflüsse den mittleren Jahresabfluß bei weitem (glaziale Regimes:  $PK_{\text{max}} > 2,8$ , nivale Regimes:  $PK_{\text{max}} > 2$ ).

Die Abflüsse der Monate Mai und Juni werden weitgehend durch die Schneeschmelze gesteuert. Im Juli und August und in beschränktem Rahmen auch im September wird der Abfluß vergletscherter Gebiete von der Eisschmelze bestimmt. Aus hydrologischer Sicht bezeichnen wir diese Monate als „glazial“, im Gegensatz zu den „nivalen“ Monaten Mai und Juni. Beim glazialen Regimetyp treten demzufolge die höchsten Monatsabflüsse in den Monaten Juli und August, beim nivalen Regimetyp in den Monaten Mai und Juni auf. Es ist erstaunlich, wie gut sich die einzelnen Regimetypen aufgrund der Rangfolge der Abflüsse in den Monaten Mai bis September unterscheiden lassen (Abb. 1). Wegen der hohen zeitlichen Konstanz, mit der die sommerlichen Abflüsse auftreten, sind die Variationskoeffizienten der Monatsabflüsse in dieser Periode sehr klein. Deshalb treten von Jahr zu Jahr die gleichen zeitlichen Abflußmuster auf (Abb. 2). Die mittlere Regimekurve besitzt deshalb auch für die Verhältnisse in einem einzelnen Jahr eine hohe Aussagekraft.

Die Typisierung und Regionalisierung der Regimes basiert auf der Analyse von 33 Einzugsgebieten, die mit langjährigen Messungen der natürlichen Abflußmengen belegt sind und Größen zwischen 10 und 500 km<sup>2</sup> aufweisen. Mit der mittleren Gebietshöhe und der arealen Vergletscherung lassen sich die Regimetypen räumlich sehr gut abgrenzen: Die mittlere Höhe beschreibt das thermische Verhalten eines Einzugsgebietes, insbesondere den Zeitpunkt der Schmelzprozesse und die Dauer der winterlichen Schneeretention; mit der Vergletscherung wird das Ausmaß der Eisschmelzprozesse in den Monaten Juli bis September erfaßt. Mit Hilfe der in Abb. 1 angegebenen Schwellenwerte kann nun der Regimetyp eines nicht direkt gemessenen Einzugsgebietes festgelegt werden. So tritt beispielsweise ein glaziales Regime bei einer Vergletscherung ab 22 % und oberhalb einer mittleren Einzugsgebietshöhe von 2100 m auf. Die Ergebnisse dieses Regionalisierungsschrittes sind auf einer Karte im Maßstab 1:500000 dargestellt (Weingartner und Aschwanden, 1992). Diese Unterlagen ermöglichen einen grundlegenden Einblick in die vom Schnee und Eis gesteuerten saisonalen Abflußverhältnisse und erlauben eine Rekonstruktion der natürlichen Abflußverhältnisse in den durch die Wasserkraftnutzung stark beeinflussten alpinen Einzugsgebieten.

Die Praxis ist vor allem an quantitativen Aussagen, an Abflußmengen, interessiert. Zur Abschätzung der monatlichen Abflüsse werden die Resultate der Regimetypisierung mit einem statistischen Modell des Jahresabflusses kombiniert (Weingartner und Aschwanden, 1992). Die grundlegende Idee basiert auf der Umkehrung der Regimeformel (1). Danach berechnen sich die Monatsabflüsse aus dem Jahresabfluß und den Pardé-Koeffizienten. Dabei wird auch die Idee der hydrologischen Repräsentativgebiete aufgegriffen. Die einzelnen Arbeitsschritte sind in Abb. 3 dargelegt.

In einem ersten Schritt wird die langjährige mittlere Jahresabflußmenge des Untersuchungsgebietes abgeschätzt. Dazu stehen grundsätzlich zwei Möglichkeiten offen:

1. Sind die Abflußverhältnisse einer flußabwärts liegenden Meßstation bekannt, läßt sich deren Abflußspende unter Berücksichtigung der Veränderung der Niederschlagsverhältnisse und der mittleren Einzugsgebietshöhe auf das Unter-

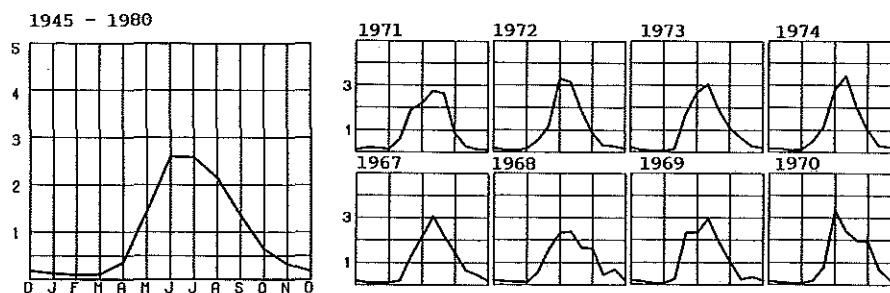


Abb. 2. Vergleich des mittleren Abflußregimes mit den Abflußregimes ausgewählter Einzeljahre; Station Hinterrhein in Hinterrhein mit a-glazio-nivalem Regime

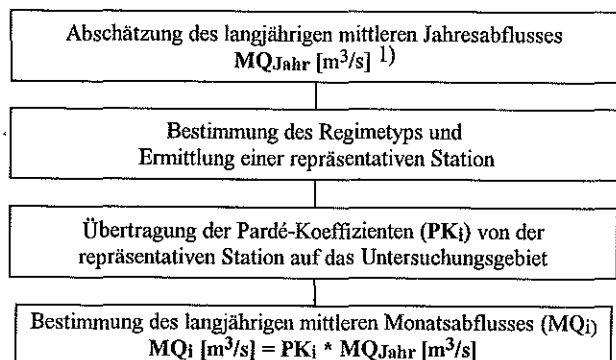


Abb. 3. Vorgehen bei der Abschätzung von langjährigen mittleren Monatsabflüssen in alpinen Einzugsgebieten

1) Regionale Übertragungsfunktion für den nordalpinen Bereich:

$$A = 1,39 * N_{So} - 158,45 * (N_{So}/N_{Wi})^2 - 11 152,54 * \ln(T + 273,15) + 66,59 * \ln(mV + 1) + 62 792$$

A Langjährige mittlere Abflußhöhe [mm]

$$MQ_{Jahr} [m³/s] = (A [mm] * F_N [km²]) / 31 558$$

T Mittlere Jahrestemperatur [°C]

N<sub>So</sub> Mittlere Niederschlagshöhe des Sommerhalbjahres (April bis September) [mm]

N<sub>Wi</sub> Mittlere Niederschlagshöhe des Winterhalbjahres (Oktober bis März) [mm]

mV Vergletscherungsgrad des Einzugsgebietes [%]

F<sub>N</sub> Gebietsfläche [km²]

suchungsgebiet übertragen. Dabei ist zu beachten, daß die Abflußpenden nicht von vergletscherten auf unvergletscherte Einzugsgebiete übertragen werden.

2. In allen anderen Fällen muß die Abschätzung über regional differenzierte Regressionsbeziehungen erfolgen. Dazu werden variäte und invariäte Einzugsgebietskenngrößen benötigt (Abb. 3).

Im Anschluß an die Bestimmung des langjährigen mittleren Jahresabflusses wird das Untersuchungsgebiet über die in Abb. 1 angegebenen räumlichen Schwellenwerte (mittlere Gebietshöhe und Vergletscherung) einem der sechs Regimetypen zugeordnet. Die Kenntnis des Regimetyps führt zu einer Liste von repräsentativen, langjährig gemessenen Einzugsgebieten. Da pro Regimetyp mehrere Repräsentativgebiete zur Verfügung stehen, wird jenes ausgewählt, das den Verhältnissen des Untersuchungsgebietes am nächsten kommt.

Zur Berechnung der mittleren Monatsabflüsse werden die Pardé-Koeffizienten des Repräsentativgebietes auf das Untersuchungsgebiet übertragen. Die mittleren monatlichen Abflußmengen ergeben sich aus der Multiplikation mit dem geschätzten mittleren Jahresabfluß. Der mittlere Fehler der Schätzung liegt beim Jahresabfluß bei rund 10 % bei den Monatsabflüssen zwischen 15 und etwa 25 % wobei bei den sommerlichen Abflüssen mit eher kleinen, bei den winterlichen Abflüssen mit eher größeren Schätzfehlern zu rechnen ist.

**Fazit:** Der Abfluß eines Einzugsgebietes stellt eine räumlich integrale Information dar. In den alpinen Abflußregimes spiegeln sich die Schnee- und Eisverhältnisse der Einzugsgebiete in prä-

nanter Form wider. Da es gelingt, die Abflußregimetypen mittels Gebietskenngrößen räumlich festzulegen, lassen sich die hydrologischen Auswirkungen der Schnee- und Eisschmelze in ungemessenen Einzugsgebieten ermitteln. Damit wird auch die Basis zu einer zufriedenstellenden Abschätzung mittlerer Monatsabflüsse gelegt. Die Erfahrung hat gezeigt, daß es mit den gängigen meist statistischen Ansätzen sehr schwierig ist, mittlere Monatsabflüsse in alpinen Einzugsgebieten mit genügender Genauigkeit zu schätzen: Die quantitative Erfassung der relevanten Größen wie der Retentionseigenschaften, der Schnee- und Eisschmelze und der klimatischen Verhältnisse in monatlicher Auflösung verursacht nach wie vor große Probleme. Mit dem vorgestellten Ansatz wird diesem Problem ausgewichen: In der Abflußregimekurve sind die relevanten Einflußgrößen in integraler Form enthalten. Die Methode basiert allein auf den verfügbaren Abflußmeßdaten und operiert mit einfachen Gebietskenngrößen; sie ist deshalb auch in anderen Gebirgsräumen anwendbar.

### 3. Einsatz von Satellitendaten in der Schneeschnmelzabfluß-Modellierung

Heute existieren bereits mehrere Satellitensysteme, die die Kartierung von Schneeflächenvariationen ermöglichen. Nur ein Teil dieser Systeme kann aber in der Prognose täglicher Schmelzwasserabflüsse operationell eingesetzt werden. In den folgenden Ausführungen soll aufgezeigt werden, welche Systeme sich für unsere Fragestellung besonders eignen. Zudem wird anhand eines Beispiels der praktische Einsatz von Satellitendaten in der Simulation der täglichen Schmelzwasserabflüsse dargelegt.

#### 3.1 Kartierung der räumlich-zeitlichen Variabilität der Schneedecke

Die saisonal variierende Schneedecke wurde lange Zeit aus Luftbildaufnahmen und Orthophotos kartiert. Seit Mitte der siebziger Jahre können nun für solche Auswertungen Satellitendaten eingesetzt werden. Diese erlauben periodische, großräumige und multispektrale Analysen auf digitaler Basis. Messungen in verschiedenen Bereichen des elektromagnetischen Spektrums ermöglichen die Erkennung physikalischer Eigenschaften des Schnees an der Schneeoberfläche und bis zu einigen Zentimetern unter der Oberfläche (Tabelle 1).

Tabelle 1. Spektralbereiche zur Überwachung der Schneeschnmelze

Spektralbereich	Parameter
Optisch (0,4—0,7 µm)	Albedo, Schneefläche
nahes Infrarot (0,7—1,1 µm)	Albedo, Schneefläche
passive Mikrowellen (6—100 GHz)	Schneefläche (trockener Schnee), Wasseräquivalent
aktive Mikrowellen (5—10 GHz)	Schneefläche (Naßschnee), Schmelzvorgang

Schnee weist im Vergleich zu anderen Objekten eine sehr hohe Albedo auf. Sie variiert deutlich mit der Veränderung der Schneeeigenschaften, die sich wiederum mit der Zeit verändern, aber auch mit der betrachteten Wellenlänge. Im sichtbaren (0,4–0,7  $\mu\text{m}$ ) und nahinfraroten (0,7–1,1  $\mu\text{m}$ ) Spektralbereich kann die Schneefläche sowie der Unterschied Neuschnee/metamorpher Schnee gut kartiert werden. Schneekartierungen im thermalen Infrarot (10,5–12,5  $\mu\text{m}$ ) sind besonders in alpinen Gebieten nicht zu empfehlen, da durch Temperaturinversionen (Kaltluftseen) falsche Interpretationen resultieren können (Verwechslung von Schnee und Kaltluftseen). Die Strahlung in den genannten Spektralbereichen kann die Wolken nicht durchdringen; deshalb sind Schneeauswertungen bei Bewölkung nicht möglich.

Mikrowellen liefern Informationen über Wassergehalt, Schneetiefe und -dichte, Korngröße, Schichtung und Oberflächenrauigkeit. Das Signal wird durch die Atmosphäre — und damit auch durch die Wolken — kaum beeinflusst. Zwischen aktiven und passiven Mikrowellensensoren besteht ein interessanter Synergismus: Naßschnee läßt sich bei passiven Systemen schlecht von schneefreiem Boden unterscheiden, da Naßschnee fast wie ein Schwarzkörper emittiert. Da die Emissivität von trockenem Schnee bei höheren Frequenzen sinkt, läßt sich Neuschnee gut erkennen; zudem ist eine Abschätzung der Schneetiefe und des Wasseräquivalentes möglich (Rott, 1990; Maetzler, 1987). Bei aktiven Mikrowellensystemen (Frequenz: 5–10 GHz) wird trockener Schnee durchdrungen, so daß das reflektierte Signal hauptsächlich von der Bodenoberfläche (Backscattering) herrührt (Maetzler und Hueppi, 1989). Naßschnee hingegen zeigt großen Kontrast zu schneefreien Gebieten. Durch eine zukünftige Kombination beider Sensortypen wird es möglich sein, Schneeflächen zu erkennen und zu kartieren.

Fragestellung und Anwendungsgebiet entscheiden darüber, welches Satellitensystem für ein Monitoring der Schneedecke und für die Bestimmung von Schneeparametern eingesetzt werden soll. Dabei spielt die zeitliche und räumliche Auflösung eines Instrumentes eine grundlegende Rolle. Eine gleichzeitig gute räumliche wie auch gute zeitliche Auflösung schließen sich bis heute gegenseitig aus. Räumlich hochauflösende Systeme weisen meist eine schlechte zeitliche Auflösung auf (Tabelle 2). Für Kurzfristabflußvorhersagen reicht eine Repetitionsrate von einer Woche aus. Da Wolken in vielen Gebieten sehr häufig auftreten, muß das zeitliche Auflösungsvermögen deshalb deutlich unter der Minimalanforderung von einer Woche liegen. Im weiteren bestimmen auch die Größe eines Einzugsgebietes, die topographischen Verhältnisse und die Art des Abflußmodells, welche Satellitensysteme verwendet werden können.

Daten passiver Mikrowellensysteme und von Meteosat eignen sich wegen ihres geringen räum-

lichen Auflösungsvermögens lediglich für großräumige Untersuchungen (kontinental bis global). Permanent datenliefernde aktive Mikrowellensysteme sind zum Beispiel auf dem kürzlich gestarteten ERS-1 (1. Europäischer Fernerkundungssatellit) installiert; sie eignen sich dank ihrer guten räumlichen Auflösung vorwiegend für Detailuntersuchungen in kleineren Testgebieten, wobei die zeitliche Auflösung von durchschnittlich 35 Tagen zu beachten ist.

**Tabelle 2.** Für Schneekartierungen grundsätzlich geeignete Satelliten (Auswahl) und deren räumlich-zeitliche Auflösung (zeitliche Angaben beziehen sich auf die Schweiz)

Satellit	Räumliche Auflösung	Zeitliche Auflösung
METEOSAT	2,5 km · 2,5 km (Nadir)	30 Minuten
NOAA-AVHRR	1,1 km · 1,1 km (Nadirlinie)	12 Stunden
LANDSAT-TM	30 m · 30 m	16 Tage
SPOT	10 m · 10 m	26 Tage
ERS-1	30 m · 30 m	meist 35 Tage
SEASAT/SAR	25 m · 25 m	12 Stunden
SEASAT/SMMR	30 km · 30 km bis 156 km · 156 km	12 Stunden
DMSP/SSMI	13 km · 15 km bis 43 km · 69 km	12 Stunden
NIMBUS-7/SMMR	30 km · 30 km bis 156 km · 156 km	12 Stunden

NOAA mit dem Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) stellt in Gebieten > 100 km<sup>2</sup> bis heute das einzige für unsere Fragestellung geeignete System dar. Interessant ist eine Kombination mit LANDSAT- und SPOT-Daten. Ein Vorteil des AVHRR-Systems liegt darin, daß es seit 1966 operationell läuft und auch seine mittelfristige Zukunft gesichert ist (Sherman, 1991). Zusätzlich besteht bereits viel Erfahrung in der Aufbereitung, Auswertung und Interpretation dieser Daten. Einschränkungen ergeben sich vor allem dadurch, daß zwar die Schneefläche und der Metamorphosegrad des Schnees, nicht aber das Wasseräquivalent und die Schneetiefe meßbar sind.

Grundlage für die Auswertung digitaler Satellitendaten sind spezielle Bildverarbeitungssysteme. Durch die rasche technologische Entwicklung im Bereich der Computer-Hardware ist es heute möglich, Satellitendaten auf Microcomputern auszuwerten (Baumgartner und Rango, 1991), so daß zum Beispiel operationelle Schneeflächenbestimmungen kostengünstig durchgeführt werden können. Kern eines solchen Systems ist ein „Frame Buffer“ (Bildspeicher) von beispielsweise 1024 × 1024 Bildelementen mit 32 bit radiometrischer Auflösung und ein hochauflösender RGB-Monitor (rot, grün, blau) zur Darstellung und Verarbeitung von Farbbildern. Als Speicherplatz sollten mindestens 600 Mb zur Verfügung stehen. Zusätzlich ist ein Digitalisierbrett notwendig, damit Informationen aus topographischen Karten (Höhenlinien etc.) ins Bildverarbeitungssystem übertragen werden können.

Die Prozeduren zur Verarbeitung digitaler Satellitendaten für schneehydrologische Zwecke sind bekannt (z. B. Barnes und Bowley, 1980; Anderson und Odegaard, 1980; Lillesand et al., 1982). Besonders in der Schweiz wurden bereits seit längerer Zeit detaillierte Schneeflächeninterpretationen durchgeführt (Keller und Seidel, 1984; Baumgartner et al., 1986). Im folgenden wird auf ein häufig verwendetes Verfahren eingegangen und aufgezeigt, wie Schneeflächenveränderungen aus Satellitendaten digital hergeleitet werden können. Das Auswerteverfahren beruht auf Methoden der digitalen Bildverarbeitung und der Mustererkennung (Duda und Hart, 1973; Haralick, 1976). Generell können folgende drei Schritte unterschieden werden:

a) *Vorverarbeitung:* Die Satellitendaten werden zur Verarbeitung bereitgestellt. Satellitendaten weisen geometrische Verzerrungen auf und müssen daher auf der gleichen Geometrie beruhen (zum Beispiel auf dem Projektionssystem der schweizerischen Landeskarten). Der Geokodierung kommt eine besondere Bedeutung zu, wenn Zeitreihen analysiert oder externe Daten wie zum Beispiel ein digitales Geländemodell den Bilddaten überlagert oder wenn die ausgewerteten Satellitendaten in einem Geographischen Informationssystem (GIS) zu weiteren raum-zeitlichen Analysen verwendet werden.

b) *Merkmalselektion:* Hier erfolgt die Auswahl von Spektralkanälen zur Klassifikation von Schnee. Wie beschrieben, eignen sich die Kanäle im sichtbaren und nahinfraroten Bereich des elektromagnetischen Spektrums für die Erkennung von Schnee (z. B. NOAA-AVHRR: Kanal 1 und 2, LANDSAT-TM: Kanal 2 und 4).

c) *Klassifikation:* Eine Möglichkeit zur Schneeklassifikation stellen die überwachten Verfahren dar. Im Gegensatz zu den unüberwachten, automatischen Verfahren steuert hier der Interpret die Auswertung. Zuerst müssen auf dem Satellitenbild für eine zum voraus bestimmte Anzahl Kategorien (Tabelle 3) Stichproben gewählt werden. Aufgrund statistischer Auswertungen der Stichproben wird ein Trennkriterium (decision rule) zwischen den einzelnen Kategorien gesucht. Für die Schneekartierungen haben sich das Minimum-Distance- und das Mahalanobis-Distance-Kriterium als geeignet erwiesen. Resultat dieser Klassifikation ist eine thematische Karte, die aufzeigt, wo Schnee vorhanden ist, wo der Schnee am Schmelzen ist (Übergangszone) und wo der Schnee bereits geschmolzen ist.

Tabelle 3. Kategorien zur Schneekartierung

Wasser
Wald
Landwirtschaftlich genutzt
Bebaut
Übergangszone (50 % schneebedeckt)
Schnee, sonnenexponiert bzw. trockener Neuschnee
Schnee, Schattenlage bzw. Feuchtschnee

Innerhalb einer ausgewählten Zeitspanne werden mehrere Bilder verschiedener Termine nach demselben Prinzip ausgewertet (Zeitreihenanalyse). Diese Bilder können für räumliche Analysen in ein GIS übertragen und mit weiteren Informationen verschnitten werden, was dank der vorherigen Geokodierung einfach möglich ist.

Aus den Zeitreihen der Schneebedeckungskarten lassen sich anschließend — mittels Interpolation — Schneeschmelzkurven (depletion curves) für verschiedene Höhenzonen herleiten (Martinec et al., 1983), welche die Abnahme der Schneebedeckung mit der Zeit darstellen. Aus diesen depletion curves (Abb. 4) können somit die täglichen Schneebedeckungsdaten herausgelesen werden. Für eine präzise Herleitung der Kurven ist wöchentlich mindestens eine Schneekartierung mit Satellitendaten notwendig.

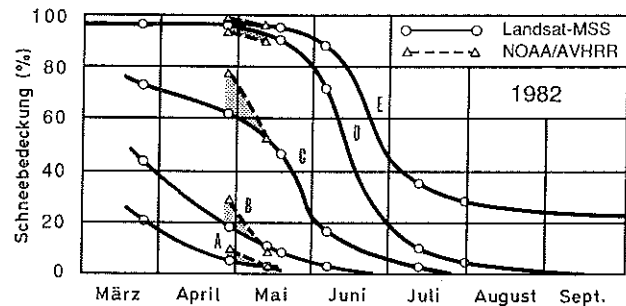


Abb. 4. Schneeschmelzkurven für das Einzugsgebiet des Rheins bis Felsberg im Jahr 1982, hergeleitet aus Landsat-MSS-Daten. Höhenzonen: A=500—1100, B=1100—1600, C=1000—2100, D=2100—2600, E=2600—3600 m ü. M.

### 3.2 Schneeschmelzabfluß-Modellierung

Bis heute gibt es nur wenige Modelle, die mit Fernerkundungsdaten arbeiten. Ohne Fernerkundungsdaten müssen die Schneeflächen für Abflußprognosen auf indirektem Weg bestimmt werden: Die Simulation der räumlichen Ausdehnung der Schneedecke basiert auf Niederschlagsdaten, während die Berechnung der Schneeschmelze auf punktuellen Messungen verschiedener Komponenten des Energiehaushalts in einem ausgewählten Einzugsgebiet beruht. Nur in relativ kleinen Einzugsgebieten von wenigen Quadratkilometern Größe ist es möglich, diese Komponenten — Strahlungsbilanz, Verdunstung, Windgeschwindigkeit usw. — zu messen und in die Modellierung miteinzubeziehen. Für größere Regionen hingegen ist ein solches Vorgehen zu aufwendig und zu teuer, so daß nach Vereinfachungen gesucht werden muß. Eine solche Vereinfachung zur Modellierung der Schneeschmelze stellt das Grad-Tag-Verfahren dar. Dabei wird der Energieinput in die Schneedecke durch

den Grad-Tag-Faktor repräsentiert. Das Schmelzvolumen kann dann folgendermaßen berechnet werden:

$$M = a \sum_{i=1}^n T_i = H_w + P_s \quad (2)$$

wobei:  $M$ : totale Schneeschmelze während der Schneeschmelzperiode [cm]  
 $a$ : Grad-Tag-Faktor [cm/°C·day]  
 $T_i^+$ : positive, mittlere Lufttemperatur des Tages  $i$   
 $H_w$ : Wasseräquivalent der Schneedecke zu Beginn der Schneeschmelzperiode [cm]  
 $P_s$ : Niederschlag in fester Form (Schnee) während der Schneeschmelzperiode, ausgedrückt in cm-Wasseräquivalent  
 $n$ : Anzahl Tage

Die Temperatur wird dabei als Index für den Energiefluß verwendet. Sie ist leicht zu messen, kann räumlich interpoliert werden und ist auch vorhersagbar. Dadurch ist der Grad-Tag-Faktor universell einsetzbar, insbesondere auch in abgelegenen Gebieten mit nur wenigen verfügbaren Daten.

In einem Test der WMO (1986) wurden mehrere Modelle in verschiedenen Gebieten getestet. Dabei hat sich das „Snowmelt-Runoff-Model — SRM“ (Martinec et al., 1983) als besonders geeignet herausgestellt. Als einziges unter den getesteten Modellen erlaubt das SRM die Integration von Schneeflächendaten, die mit Methoden der Fernerkundung erhoben wurden.

### 3.2.1 Das SRM-Modell

Das Modell ermöglicht die Simulation oder Prognose des Schmelzwasserabflusses in alpinen Einzugsgebieten auf einer täglichen Basis und beruht auf dem Grad-Tag-Verfahren. Während der Ausaperungsperiode wird das tägliche Wasservolumen aus Schneeschmelze und Niederschlag berechnet. Zu diesem Volumen wird zusätzlich noch der Basisabfluß addiert und anschließend in tägliche Abflußwerte transformiert. Das SRM fällt in die Kategorie der deterministischen Konzeptmodelle (deterministic, conceptual and distributed models). Zu keiner Zeit während der Simulation sind Aufdatierungs- oder Optimierungsschritte nötig. Deshalb müssen zur Modellkalibrierung keine gemessenen Abflußmengen zur Verfügung stehen. Die hauptsächlichen Inputvariablen sind die Schneebedeckung pro Höhenzone, hergeleitet aus Satellitendaten, der Tagesniederschlag sowie die täglichen Temperaturminima und -maxima an einer ausgewählten Klimastation. Dies ist vor allem für große, abgelegene Einzugsgebiete von Bedeutung wie etwa dem Beas-Gebiet im Himalaya, wo keine detaillierten Messungen über den Strahlungshaushalt vorliegen (Kumar et al., 1991). Da nur die Daten einer einzigen Klimastation benötigt werden, ist für die Modellrechnungen wenig Rechenzeit erforderlich. Damit ist es möglich, alles — inklusive Bildverarbeitung — auf demselben microcomputer-basierten System berechnen zu können.

Der tägliche Abfluß wird nach (3) berechnet:

$$Q_{n+1} = (1 + k_{n+1}) \sum_{k=1}^n [c_{sn,i} a_{n,i} (T_n + \Delta T_n) S_{n,i} + c_{rn,i} P_{n,i}] f A_i + Q_n k_{n+1} \quad (3)$$

wobei  $Q$  = durchschnittlicher, täglicher Abfluß  
 $c$  = Abflußkoeffizient;  $c_s$  bezüglich Schneeschmelze;  $c_r$  bezüglich Regens  
 $a$  = Grad-Tag-Faktor; Schneeschmelztiefe resultierend aus einem Grad-Tag  
 $T$  = Anzahl Grad-Tage  $> 0^\circ\text{C}$   
 $\Delta T$  = Temperaturabnahme mit der Höhe  
 $S$  = Verhältnis von schneebedeckter zu total Fläche, hergeleitet aus den depletion curves  
 $P$  = Niederschlag  
 $k$  = Rezessionskoeffizient; zeigt die Abnahme des Abflusses während einer niederschlagsfreien Periode  
 $A$  = Fläche der einzelnen Höhenzonen  
 $f$  = Konversionsfaktor von  $\text{cm} \cdot \text{m}^2 \cdot \text{day}^{-1}$  in  $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (0,01/86,400)  
 $n$  = Anzahl Tage

### 3.2.2 Ein Beispiel zum Einsatz des SRM

Im Rahmen eines Forschungsprojektes wird in verschiedenen alpinen Einzugsgebieten (Durance, Inn, Tessin, Rhein, Salzach) der Einfluß von Temperaturveränderungen auf die Schneedecke und damit auch auf den Abfluß untersucht. Die Integration von digitaler Bildverarbeitung, GIS, Datenbanken und dem SRM-Modell erlaubt die Überwachung und Analyse der Schneeflächenveränderungen und ihrer klimatischen und wirtschaftlichen Auswirkungen im Alpenraum (Alpine Snow Cover Analysis System — ASCAS) (Baumgartner und Rango, 1993). Beispiele aus diesem Projekt sollen den Einsatz des SRM in den Bereichen Abflußsimulation, Schneevolumenabschätzung und Klimaveränderung verdeutlichen.

Auf die Bestimmung der Input-Variablen und -Parameter wird hier nicht näher eingegangen; detaillierte Angaben sind Martinec et al. (1983) zu entnehmen. Für den schneereichen Winter 1981/1982 wurde unter anderem für das Einzugsgebiet des Rheins bis Felsberg eine Simulation der Schneeschmelze durchgeführt. Abbildung 5 zeigt den graphischen Vergleich des simulierten und des gemessenen Schneeschmelzabflusses. Die simulierte Abflußfracht über die betrachtete Periode ist mit einem Fehler von  $Q = -0,5\%$  behaftet; die Variationen der Tagesabflüsse konnten mit dem Modell zu 87% erklärt werden. Diese Werte entsprechen den Erwartungen aus den WMO-Tests (WMO, 1986) und genügen den Ansprüchen der Wasserkraftwerke für operationelle Abflußvorhersagen. Je nach Einzugsgebiet und Jahr variiert die Genauigkeit jedoch (topographischer Einfluß, klimatisch „schwieriger“ Jahre, starke Beeinflussung durch die Nutzung der Wasserkraft). Die markanten Abweichungen zwischen Prognose und Messung im September sind auf Starkniederschläge zurückzuführen (Abb. 5). Es sind deshalb Bestrebungen im Gange, das Modell so auszulegen, daß auch solche Ereignisse besser simuliert werden können.

Beim Vergleich simulierter und gemessener Abflüsse stellt sich im Alpenraum oft das Problem



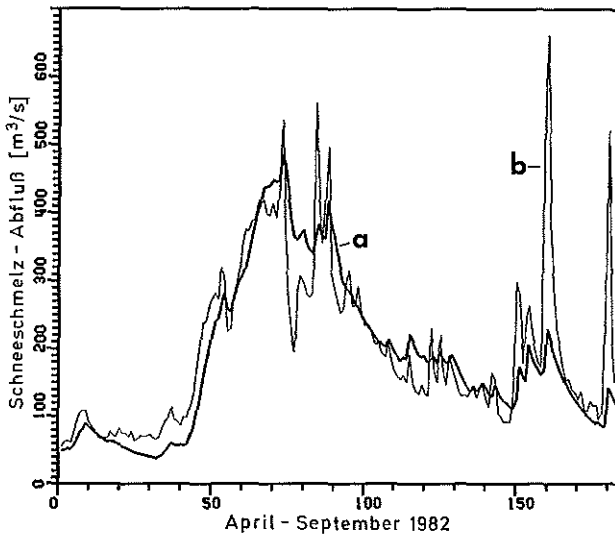


Abb. 5. Schneesmelzabfluß-Modellierung für die Station Rhein-Felsberg; a Simulation; b natürlicher Abfluß (Beeinflussung durch die Wasserkraftnutzung berücksichtigt)

der Beeinflussung des Abflusses durch die Speicherkraftwerke. In einem aufwendigen Verfahren kann der natürliche Abfluß, wie er ohne Kraftwerksbeeinflussung vorhanden wäre, ermittelt werden, falls die notwendigen Unterlagen verfügbar sind. Die Größe solcher Einflüsse und damit die Wichtigkeit ihrer Korrektur zeigen folgende Beispiele:

Am 7. Juni 1985 wurde eine Tagesfracht von  $32918 \times 10^3 \text{ m}^3$  gemessen. Der Korrekturwert beträgt  $16628 \times 10^3 \text{ m}^3$ , das heißt, es wurde in diesem Ausmaß Wasser gespeichert. Unter natürlichen Verhältnissen wäre 50 % mehr Wasser abgeflossen.

Am 4. April 1982 wurde ein Abfluß von  $10714 \times 10^3 \text{ m}^3$  aufgezeichnet. Unter natürlichen Bedingungen wäre die Fracht um 47 % geringer ausgefallen. Durch die Speicherbewirtschaftung wurde die Abflußmenge gegenüber dem natürlichen Zustand erhöht (vgl. Margot et al., 1992).

Neben der Abflußsimulation und -vorhersage kann das SRM auch zur Bestimmung der regionalen Schneevertelung eingesetzt werden. Anhand modifizierter Schneebedeckungskurven, die — anstelle von Schneefläche und Zeit — die Schneefläche und die Schneesmelztiefe zueinander in Beziehung setzen, kann für ein beliebiges Gebiet das Schneevolumen für einen bestimmten Tag (meist den 1. April) berechnet werden. Abbildung 6 und 7 zeigen diese modifizierten Schneebedeckungskurven, einerseits um drei Einzugsgebiete (Inn, Rhein und Tessin), andererseits um drei Jahre (1982, 1985 und 1990) bezüglich des Schneevolumens zu vergleichen. Es ist offensichtlich, daß das Inntal schneeärmer ist als die Einzugsgebiete des Rheins und des Tessin, was auch die klimatischen Gegebenheiten widerspiegelt. Anhand eines Beispiels kann dies verdeutlicht werden: Am 1. April 1990 war in einer Höhenzone von 1100—2200 m ü. M. im Inntal 13 cm Wasseräquivalent gespeichert, im Rheintal 28 cm

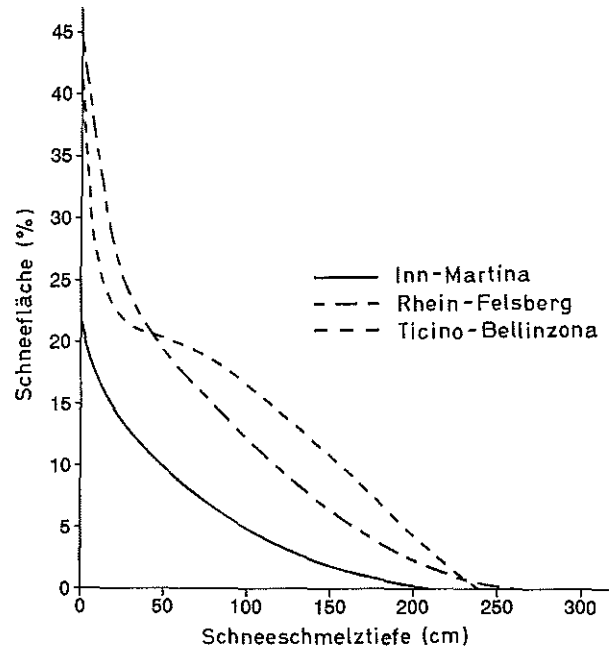


Abb. 6. Vergleich des Schneevolumens in den Einzugsgebieten des Inns, des Ticino und des Rheins im Jahr 1990

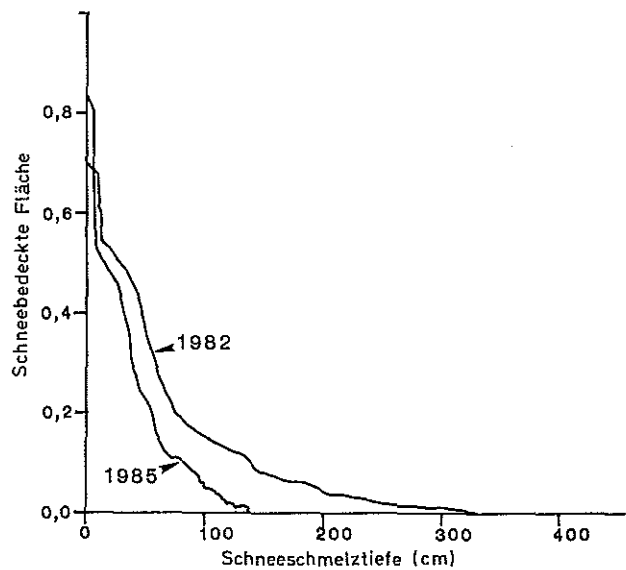


Abb. 7. Vergleich des Schneevolumens im Rheintal für den 1. April der Jahre 1982 und 1985

und im Tessintal 30 cm. Ebenso ergibt der Vergleich verschiedener Jahre im Rheineinzugsgebiet, daß das Jahr 1982 schneereicher war als 1985. 1982 ist ein Wasseräquivalent von 69 cm, im Jahr 1985 ein solches von 54 cm errechnet worden (immer bezüglich 1. April).

Ein drittes Beispiel zeigt die Verwendung des SRM zur Simulation des Einflusses von Temperaturveränderungen auf den Schneesmelzabfluß: Für die Simulation der Schneesmelze im Inntal (1990) wurde eine mittlere, hypothetische Temperaturzunahme von  $+2 \text{ }^\circ\text{C}$  angenommen, ohne dabei Veränderungen im Niederschlag oder an Parametern vorzunehmen. Abbildung 8 zeigt die

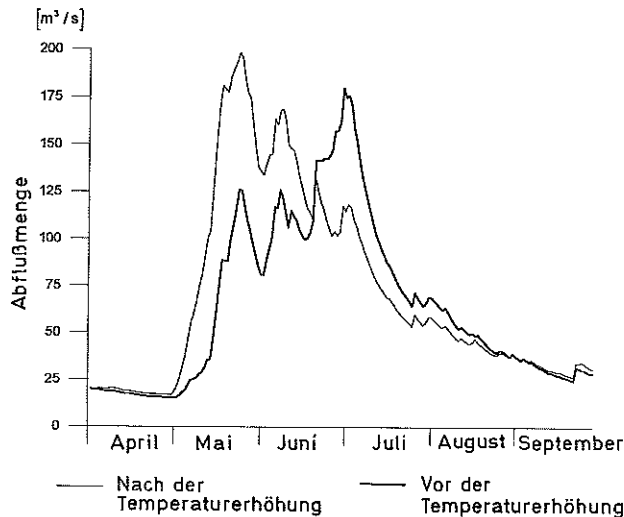


Abb. 8. Simulation des Schneeschmelzabflusses im Inntal (1990) basierend auf den effektiv gemessenen Temperaturen und nach einer hypothetischen Temperaturzunahme von  $+2\text{ }^{\circ}\text{C}$

Konsequenzen für den Abfluß in diesem Einzugsgebiet: Es ist mit einer früheren Ausaperung um ca. drei Wochen zu rechnen. Um etwa den gleichen Betrag verfrüht sich auch die Spitze des Schmelzwasserabflusses. Die Konsequenzen solcher Veränderung aus wasserwirtschaftlicher und touristischer Sicht müssen hier wohl nicht weiter ausgeführt werden.

### Zusammenfassung

Der Aufsatz stellt ein Verfahren zur Abschätzung monatlicher Abflüsse in mittelgroßen alpinen Einzugsgebieten vor. Zudem wird aufgezeigt, wie Satellitendaten in die Schneeschmelzabfluß-Modellierung einbezogen werden können.

Im Gegensatz zu den Simulationen und Vorhersagen von Schmelzwasserabflüssen kann bei der Abschätzung langjähriger mittlerer Monatsabflüsse in mittelgroßen ( $< 500\text{ km}^2$ ) alpinen Einzugsgebieten auf eine Parametrisierung der Schneedecke verzichtet werden. Hier lassen sich über eine Typisierung und Regionalisierung der Abflußregimes gute Ergebnisse erzielen.

Satellitendaten mit einer hohen zeitlichen Repräsentationsrate — heute sind dies vor allem Daten des NOAA-AVHRR-Systems — liefern für die Schneeschmelzabfluß-Simulation und -Prognose flächendeckende Angaben über die Schneeverteilung und deren zeitliche Variationen. Das SRM-Modell erlaubt als eines der wenigen Schneeschmelzabfluß-Modelle die Integration der Schneebedeckung aus Satellitendaten. Anwendungen in mehreren alpinen Einzugsgebieten zeigten eine gute Übereinstimmung zwischen simulierten und gemessenen Abflüssen.

### Literatur

Anderson, T., Odgaard, H. (1980): Application of satellite data for snow mapping. Norwegian National Committee for Hydrology, Report No. 3, Oslo.

Barnes, J. C., Bowley, C. J. (1980): The evolution of satellite snow cover mapping with emphasis on the use of Landsat in snow ASVT study areas. In: Rango, A., Peterson, R., (eds.) Operational applications of satellite snow cover observations, NASA Conference Publication 2116, 1—20.

Baumgartner, M. F., Rango, A. (1991): Snow cover mapping using microcomputer image processing systems, *Nordic Hydrol.* 22 (4), 193—210.

Baumgartner, M. F., Rango, A. (1993): A microcomputer-based Alpine snow cover analysis system (ASCAS), *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*.

Baumgartner, M. F., Martinec, J., Seidel, K. (1986): Large area deterministic simulation of natural runoff from snowmelt based on Landsat-MSS data, *IEEE Trans. on Geoscience and Remote Sensing*, Vol. GE-24, No. 6, 1013—1017.

Duda, R. O., Hart, P. E. (1973): Pattern classification and scene analysis, Wiley, New York.

Haralick, R. M., Rosenfeld, A. (ed.) (1976): Automatic remote sensor image processing. In: Digital picture analysis, Topic in Applied Physics, Vol. 11, Springer, Berlin Heidelberg, 5—63.

Keller, M., Seidel, K. (1984): Influence of snow cover recession on an alpine ecological system. In: Proc., XVIII Int. Symp. Remote Sensing of Environment ERIM, Paris (France), 1931—1936.

Kumar Shashi, V., Haefner, H., Seidel, K. (1991): Satellite snow cover mapping and snowmelt runoff modelling in Beas basin. In: Bergmann, H., Lang, H., Frey, W., Issler, D., Salm, B., (eds.) Snow, hydrology and forests in high Alpine areas, IAHS Publ. No. 205, 101—110.

Lillesand, T. M., Meisner, D. E., LaMois Downs, A., Denell, R. L. (1982): Use of GEOS and TIROS/NOAA satellite data for snow cover mapping, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 48 (2), 251—259.

Maetzler, C. (1987): Applications of the interaction of microwaves with the natural snow cover. *Remote Sensing Rev.* 2, 259—387.

Maetzler, C., Hueppi, R. (1989): Review of signature studies for microwave remote sensing of snow packs. *Adv. Space Res.* 9 (1), (1) 253—(1) 265.

Margot, A., Schädler, B., Sigg, R., Weingartner, R. (1992): Beeinflussung der Fließgewässer durch Kraftwerke und Seeregulierungen. In: *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 5.3, Bern.

Martinec, J., Rango, A., Major, E. (1983): The snowmelt runoff model (SRM) user's manual. NASA Reference Publication 1100, Scientific and Technical Information Branch.

Martinec, J., Meister, R., Aellen, M. (1992): Schneedecken- und Gletschermessnetze. In: *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 3.1, Bern.

NRC (National Research Council) (1991): Opportunities in the hydrologic sciences, National Academy Press, Washington, D. C.

Rohrer, M., Lang, H. (1992): Wasseräquivalent der Schneedecke. In: *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 3.3, Bern.

Rott, H. (1990): Snow and land ice in the climate system: research problem and possibilities of remote sensing. In: Remote sensing and the earth's environment, Proc., Remote Sensing Summer School (Alpbach), ESA SP-301, 61—75.

SEV/VSE (1986): Bulletin des Schweizerischen Elektrotechnischen Vereins und des Verbandes Schweizerischer Elektrizitätswerke Nr. 8, 416—468.

Sherman, J. W. (1991): The near-term ensemble of satellite remote sensors for earth system monitoring. In: Proc., 5th European AVHRR Users' Meeting, Tromsø (Norway), 23—33.

Weingartner, R., Aschwanden, H. (1992): Abflußregimes als Grundlage zur Abschätzung von Mittelwerten des Abflusses. In: *Hydrologischer Atlas der Schweiz*, Tafel 5.2, Bern.

WMO (1986): Intercomparison of models of snowmelt runoff, Operational Hydrology Report No. 23, World Meteorological Organization WMO-No. 646, Geneva.

Anschrift der Verfasser: Dr. Michael F. Baumgartner und Dr. Rolf Weingartner, Geographisches Institut der Universität Bern, Hallerstraße 12, CH-3012 Bern, Schweiz.