

# **Schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum**

## **Dissertation**

zur Erlangung des akademischen Grades doctor rerum naturalium  
(Dr. rer. nat.)

vorgelegt dem Rat der Chemisch-Geowissenschaftlichen Fakultät der Friedrich-Schiller-Universität Jena

von Diplom-Geographin Dorothe Herpertz  
geboren am 23.12.1967 in Düren

Gutachter:

1. Prof. Dr. Wolfgang-Albert Flügel
2. Prof. Dr. Christiane Schullius

Tag der öffentlichen Verteidigung: 14.11.2001

## **Danksagung**

Die vorliegende Arbeit wurde unter Anleitung von Herrn Prof. Dr. W.-A. Flügel, Friedrich-Schiller-Universität, Jena, angefertigt. Deshalb gilt ihm als meinem Doktorvater mein besonderer Dank für die Betreuung dieser Promotion. Ebenso möchte ich den Kollegen und Kolleginnen am Institut für Geographie/Geoinformatik der Friedrich-Schiller-Universität Jena für ihre vielfältigen Hilfestellungen und fachlichen Anregungen danken.

Darüberhinaus danke ich Herrn Prof. R. E. Schulze vom "Department of Bioresources Engineering and Environmental Hydrology" der University of Natal, Pietermaritzburg, Südafrika, für seine fachliche und menschliche Begleitung während meiner 14-monatigen Arbeitszeit an seinem Institut. Hier sind auch die Kollegen und Kolleginnen an der University of Natal zu nennen, die mich mit Hilfsbereitschaft und Freundlichkeit in vielen Situationen unterstützt haben.

Mein Dank gilt auch Kollegen und Kolleginnen von der Bundesanstalt für Gewässerkunde, die mich in der Endphase meiner Promotion sehr unterstützt und motiviert haben.

Dem Cusanunswerk danke ich für seine großzügige Förderung im Rahmen eines Graduiertenstipendiums.

Für ihren steten Rückhalt und ihr Verständnis möchte ich vor allem meinen Eltern und meiner Familie danken. Zudem haben mir insbesondere A. Oestereich, P. Dülmer-Jorde und T. Jorde mit Rat, Tat und Herz in vielen entscheidenden Situationen und Lebenslagen beiseite gestanden.

**Meinen Eltern**

# Inhaltsverzeichnis

Inhaltsverzeichnis .....	I
Abbildungsverzeichnis .....	V
Tabellenverzeichnis .....	IX
Abkürzungsverzeichnis .....	XIII
<b>1 Einführung</b> .....	<b>1</b>
1.1 Motivation und Aufgabenstellung .....	2
<b>2 Forschungsstand</b> .....	<b>5</b>
2.1 Schneehydrologische Begrifflichkeit .....	5
2.2 Niederschlagsform und systematischer Meßfehler .....	6
2.2.1 Niederschlagszusammensetzung .....	6
2.2.2 Systematische Meßfehler bei Schnee- und Mischniederschlägen .....	8
2.3 Eigenschaften einer Schneedecke .....	9
2.3.1 Zusammensetzung und Struktur einer Schneedecke .....	10
2.3.2 Schneewasseräquivalent .....	11
2.3.3 Schneedichte .....	12
2.3.4 Schneehöhe .....	13
2.3.5 Wärmehaushalt und thermische Eigenschaften einer Schneedecke .....	14
2.3.6 Hydraulische Eigenschaften einer Schneedecke .....	16
2.3.7 Grundzüge des Massenhaushalts einer Schneedecke .....	19
2.4 Schneehydrologische Prozeßdynamik .....	19
2.4.1 Prozesse des Schneedeckenauf- und -abbaus .....	20
2.4.1.1 Schneeakkumulation und Distribution .....	20
2.4.1.2 Schneedeckenentwicklung .....	22
2.4.1.3 Schneedeckenablation .....	25
2.4.1.3.1 Schneeverdunstung .....	26
2.4.1.3.2 Schneeschmelze .....	28
2.4.2 Hydrologische Implikationen schneehydrologischer Prozeßdynamik .....	30
2.5 Schneehydrologische Modellierungsansätze .....	32
2.6 Forschungsbedarf für die schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum .....	40
<b>3 Schwerpunktzielsetzung</b> .....	<b>43</b>
<b>4 Methodik</b> .....	<b>45</b>
4.1 Untersuchungsgebiete im Mittelgebirgsraum .....	47
4.1.1 Das Einzugsgebiet des Brölbachs .....	48
4.1.1.1 Geographische Einordnung des Brölgebiets .....	48
4.1.1.2 Klimatische Verhältnisse im Brölgebiet .....	48
4.1.1.3 Grundzüge der schneehydrologischen Dynamik im Brölgebiet .....	49
4.1.1.4 Geologische Grundzüge des Brölgebiets .....	49
4.1.1.5 Reliefgenese und rezente Topographie im Brölgebiet .....	50
4.1.1.6 Böden im Brölgebiet .....	50

4.1.1.7	Landnutzung im Brölgebiet.....	51
4.1.1.8	Hydrographie und Abflußdynamik des Brölbachs.....	51
4.1.2	Das Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	52
4.1.2.1	Geographische Einordnung des Gebiets von Schmücke und Steinbach.....	52
4.1.2.2	Klimatische Verhältnisse im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	53
4.1.2.3	Grundzüge der schneehydrologischen Dynamik im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	53
4.1.2.4	Geologische Grundzüge des Gebiets von Schmücke und Steinbach.....	54
4.1.2.5	Reliefgenese, Geomorphologie und Topographie im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	54
4.1.2.6	Böden und Landnutzung im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	55
4.1.2.7	Hydrologische Dynamik im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	55
4.1.3	Verfügbares Datenmaterial.....	56
4.2	Ein hydrologisches Trägermodell für die schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum.....	59
4.2.1	Grundzüge des agro-hydro-ökologischen Modellierungssystems <i>ACRU</i> .....	59
4.2.1.1	Modellkonzeption.....	59
4.2.1.2	Modellstruktur.....	60
4.2.1.3	Ein- und Ausgabestrukturen des Modells und Datenanforderungen.....	61
4.2.1.4	Behandlung der Wasserhaushaltskomponenten im Modell.....	61
4.2.1.4.1	Klimatische Faktoren.....	61
4.2.1.4.2	Der Bodenwasserhaushalt.....	62
4.2.1.4.3	Landnutzung und Vegetation.....	63
4.2.1.4.4	Abflußkomponente.....	64
<b>5</b>	<b>Arbeitsergebnisse</b> .....	<b>67</b>
5.1	Schneehydrologische Merkmalsbildung für den Mittelgebirgsraum.....	67
5.2	Anforderungsprofil eines angepaßten schneehydrologischen Modells für den Mittelgebirgsraum.....	70
5.3	Modelltechnische Umsetzungen – Schneehydrologisches Simulationsmodul für den Mittelgebirgsraum SMIM.....	73
5.3.1	Allgemeine Modulstruktur.....	73
5.3.2	Eingabe- und Ausgabestrukturen.....	76
5.3.3	Grundannahmen.....	79
5.3.4	Bestimmung der Niederschlagsart und adäquater Korrekturen.....	81
5.3.4.1	Submodul SNOCHK.....	81
5.3.5	Berücksichtigung allgemeiner Schneedeckeneigenschaften.....	84
5.3.5.1	Wasseräquivalent.....	84
5.3.5.2	Schneedichte.....	85
5.3.5.3	Schneehöhe.....	86
5.3.5.4	Retentionsfähigkeit für freies Wasser.....	86
5.3.6	Berücksichtigung der Schneeverdunstung - Submodul SNEVAP.....	88
5.3.7	Erfassung von Schneedeckenaufbau, -entwicklung und -ablation durch das Kernmodul SMIM.....	92
5.3.7.1	Schneeakkumulationsbestimmung – Submodul AKKU.....	93
5.3.7.1.1	Struktureller Aufbau des Submoduls AKKU.....	95
5.3.7.2	Schneedeckenentwicklung – Subroutinen REFRE, METAW, META.....	99
5.3.7.3	Bestimmung der Schneeschmelze – Submodul MELT.....	105
5.3.7.3.1	Struktureller Aufbau des Submoduls MELT.....	110
5.3.7.4	Schneespeicherbilanzierung – Subroutine SNOBAL.....	111
5.4	Integration von SMIM in ein hydrologisches Trägermodell.....	113

5.4.1	Allgemeine Voraussetzungen für die Integration des SMiM-Moduls.....	113
5.4.2	Anknüpfungspunkte für die Integration der Schneemodulkomponenten in hydrologischen Trägersystemen .....	114
5.4.3	Das SMiM-Modul im Flußeinzugsgebietsmodell <i>ACRU</i> .....	117
5.5	Modellierung und Schneemodulvalidierung .....	117
5.5.1	Gebietsdiskretisierung .....	118
5.5.1.1	Flächendifferenzierung im Brölgebiet .....	119
5.5.1.2	Flächendifferenzierung im Gebiet von Schmücke und Steinbach .....	120
5.5.2	Systemorientierte Modelleinstellungen für den kombinierten Modellansatz von <i>ACRU</i> und SMiM .....	121
5.5.2.1	Eingangswerte für Niederschlag und Temperatur .....	122
5.5.2.2	Kennwerte zur Ermittlung der maximalen Evaporation.....	125
5.5.2.3	Kennwerte für die Interzeptionsberücksichtigung .....	127
5.5.2.4	Kennwerte zur Berücksichtigung des Schneedeckenspeichers .....	128
5.5.2.5	Bodenkennwerte .....	130
5.5.2.6	Kennwerte zur Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration.....	133
5.5.2.7	Kennwerte zur Simulation des Abflußverhaltens .....	135
5.5.3	Simulationsanalyse.....	138
5.5.3.1	Simulationsanalyse für das Brölgebiet.....	138
5.5.3.1.1	Hydrologische Simulation mit dem kombinierten Modellansatz im Brölgebiet.....	139
5.5.3.1.2	Analyse der schneehydrologischen Dynamik im Brölgebiet mit dem Modul SMiM.....	140
5.5.3.1.3	Zusammenfassung der Analyseergebnisse für das Brölgebiet.....	150
5.5.3.2	Simulationsanalyse für Schmücke und Steinbach.....	157
5.5.3.2.1	Hydrologische Simulation mit dem kombinierten Modellansatz im Gebiet von Schmücke und Steinbach .....	157
5.5.3.2.2	Analyse der schneehydrologischen Simulation im Gebiet von Schmücke und Steinbach mit dem Modul SMiM.....	159
5.5.3.2.3	Zusammenfassung der Analyseergebnisse für Schmücke und Steinbach.....	170
5.5.4	Komponentenanalyse des Schneemoduls SMiM.....	177
5.5.4.1	Modellanwendung ohne Schneekomponente.....	178
5.5.4.2	Untersuchung der Waldberücksichtigung im Schneemodul .....	181
5.5.4.3	Untersuchung der Expositionsberücksichtigung im Schneemodul.....	181
5.5.4.4	Untersuchung der Schneeverdunstungsberücksichtigung im Schneemodul .....	182
5.5.4.5	Untersuchung der Berücksichtigung einer kontinuierlichen Schneedeckensetzung im Schneemodul.....	182
5.5.4.6	Untersuchung der verschiedenen Modifikationsmethoden des Schmelzfaktors im Schneemodul .....	183
5.5.4.7	Zusammenfassung der Ergebnisse aus der Komponentenanalyse .....	184
5.5.5	Zusammenfassende Bewertung der Modellierung.....	185
5.5.5.1	Schlußfolgerungen aus der Modellanwendung und -validierung.....	191
<b>6</b>	<b>Diskussion der Arbeitsergebnisse</b> .....	<b>195</b>
<b>7</b>	<b>Schlussbetrachtung und Ausblick</b> .....	<b>201</b>
<b>8</b>	<b>Zusammenfassung</b> .....	<b>203</b>
<b>9</b>	<b>Literaturverzeichnis</b> .....	<b>211</b>
<b>10</b>	<b>Anhang A - Flußdiagramme</b> .....	<b>225</b>

# Abbildungsverzeichnis

Abbildung 2.2.1:	Anteile verschiedener Niederschlagsformen am Gesamtniederschlag als Funktion der Lufttemperatur. ....	7
Abbildung 2.3.1:	Idealisierte Darstellung einer dünnen Schneelage mit Schneekörnern, durch Oberflächenspannung zurückgehaltenes Wasser und luftgefülltem Porenraum. ....	10
Abbildung 2.3.2:	Maximale Wasseräquivalente unterschieden nach der Höhenstufe, der Exposition sowie Wald und Freilandgebieten in den Hessischen Mittelgebirgen. ....	11
Abbildung 2.3.3:	Relation von Retention und Schneedichte. ....	17
Abbildung 2.4.1:	Übergang eines Schneekristalls in eine Gruppe von Schneekörnern durch isotherme Metamorphose. Die Zahlenangaben bezeichnen die Zeit nach der Ablagerung in Tagen. ....	23
Abbildung 2.4.2:	Sprunghafte Setzung eines Schneekörpers in Abhängigkeit von Lufttemperaturen um den Gefrierpunkt. ....	24
Abbildung 2.4.3:	Energieaufwand der verschiedenen Phasenübergänge [J/g]. ....	25
Abbildung 2.4.4:	Tagesgang der Wasserdampfumsätze. ....	26
Abbildung 2.4.5:	Schematische Darstellung typischer Ganglinien von Schmelzabflüssen in ausgewählten mitteleuropäischen Regionen. ....	30
Abbildung 4.1:	Methodischer Aufbau der vorliegenden Untersuchung. ....	46
Abbildung 4.1.1:	Geographische Einordnung des Bröleinzugsgebiets. ....	48
Abbildung 4.1.2:	Jahresniederschlagssummen der Gebietsniederschläge für das Einzugsgebiet der Bröl für die Jahre 1970 bis 1990. ....	49
Abbildung 4.1.3:	Topographie des Bröleinzugsgebiets. ....	50
Abbildung 4.1.4:	Landnutzung im Bröleinzugsgebiet. ....	51
Abbildung 4.1.5:	Geographische Einordnung des Gebiets von Schmücke und Steinbach. ....	52
Abbildung 4.1.6:	Abgrenzung und naturräumliche Grundzüge des Gebiets von Schmücke und Steinbach. ....	56
Abbildung 4.2.1:	Struktur des Modellierungssystems <i>ACRU</i> . ....	60
Abbildung 5.3.1:	Schematische Darstellung der konzeptionellen Systemauffassung durch das Schneemodul <i>SMiM</i> . ....	73
Abbildung 5.3.2:	Schematische Darstellung der Elemente des schneehydrologischen Simulationsmoduls <i>SMiM</i> . ....	75
Abbildung 5.3.3:	Initiale Schneedichte als Funktion der Lufttemperatur. ....	86
Abbildung 5.3.4:	Schneeinterzeption an den Baumkronen als Funktion des Bedeckungsgrads und der Schneeniederschlagshöhe. ....	97
Abbildung 5.3.5:	Kontinuierliche Dichteentwicklung einer Schneelage in Abhängigkeit von der Lagerungsdauer. ....	102
Abbildung 5.3.6:	Steigerung des Schmelzfaktors als Funktion der Regenniederschlagshöhe. ....	109
Abbildung 5.4.1:	Integration des Schneemoduls <i>SMiM</i> in ein hydrologisches Trägermodell: Anknüpfungspunkte und gemeinsam genutzte Variablen. ....	116
Abbildung 5.4.2:	Das Schneemodul <i>SMiM</i> in der Struktur des <i>ACRU</i> Modellsystems. ....	116
Abbildung 5.5.1:	Unterteilung des Bröleinzugsgebiets nach der Gewässerstationierungskarte (GSK), hydrologischen Teilgebietseinheiten und Thiessenpolygongrenzen. ....	119
Abbildung 5.5.2:	Hydrologische Teileinzugsgebiete und landnutzungsbedingte Teilgebietsabgrenzungen für die Modellierung im Brölgebiet. ....	120

Abbildung 5.5.3:	Hydrologische Teileinzugsgebiete und an der Physiographie orientierte Teilgebietsabgrenzungen für die Modellierung im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	121
Abbildung 5.5.4:	Beobachtete und simulierte Abflußganglinien für das hydrologische Jahr 1985 mit täglichen Gebietsniederschlägen im Brölgebiet (kombinierte Modellanwendung ohne Optimierung des Schneemoduls).....	139
Abbildung 5.5.5:	Beobachtete und simulierte Hydrographen der Wintermonate 1979 mit Darstellung der Gebietsniederschläge und beigeordneten Lufttemperaturen im Brölgebiet. ....	140
Abbildung 5.5.6:	Beobachtete und simulierte Niederschlagsarten im Winter 1979 mit beigeordnetem Temperaturverlauf für das Brölgebiet. ....	143
Abbildung 5.5.7:	Vergleich beobachteter Schneehöhen (Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg) mit simulierten Schneehöhen unter Wald und im Freiland für den Winter des hydrologischen Jahres 1979 im Brölgebiet (vorläufige Moduleinstellungen). ....	146
Abbildung 5.5.8:	Simulierte Wasseräquivalente sowie Schmelz- und Überschußwasseraustritte aus der Schneedecke im Winter des hydrologischen Jahres 1979 für das Brölgebiet.....	147
Abbildung 5.5.9:	Simulierter Interzeptionsschneespeicher für ein Waldteilgebiet des Bröleinzugsgebiets im Winter des hydrologischen Jahres 1979. ....	148
Abbildung 5.5.10:	Referenzverdunstung nach Penman-Monteith und simulierte Verdunstungswerte in Freilandgebieten des Brölgebiets für den Winter 1979.....	149
Abbildung 5.5.11:	Referenzverdunstung nach Penman-Monteith und simulierte Verdunstungswerte in Waldgebieten des Brölgebiets für den Winter 1979.....	149
Abbildung 5.5.12:	Beobachtete und simulierte Abflußganglinien für das hydrologische Jahr 1979 mit täglichen Gebietsniederschlägen im Brölgebiet - finale Modellanwendung des kombinierten Ansatzes. ....	150
Abbildung 5.5.13:	Vergleich beobachteter Schneehöhen mit simulierten Schneehöhen für den Winter des hydrologischen Jahres 1979 im Brölgebiet (Endversion). ....	154
Abbildung 5.5.14:	Gebietsniederschläge (DWD Schmücke), beobachtete und simulierte Hydrographen für das hydrologische Jahr 1981 im Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach nach optimierter Einstellung des <i>ACRU</i> -Modells. ....	158
Abbildung 5.5.15:	Niederschläge, beobachtete und simulierte Hydrographen sowie Maximum- und Minimum-Temperaturen für den Winter 1981 im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	159
Abbildung 5.5.16:	Beobachtete (DWD-Station Schmücke) und simulierte Niederschlagsarten im Winter 1981 mit beigeordnetem Temperaturverlauf für das Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	161
Abbildung 5.5.17:	Simulierte Niederschlagsarten für das Gebiet von Schmücke und Steinbach sowie für die Stationen Schmücker Graben und DWD Schmücke ermittelte Wasseräquivalente im Vergleich zu simulierten Wasseräquivalenten im oberen Steinbachgebiet und im unteren Teil der Schmücke.....	164
Abbildung 5.5.18:	Simulierte Niederschlagsarten für das Gebiet von Schmücke und Steinbach sowie an den Stationen Schmücker Graben und DWD Schmücke beobachtete Schneehöhen im Vergleich zu simulierten Schneehöhen im oberen Steinbachgebiet und im unteren Teil der Schmücke.....	165

Abbildung 5.5.19:	Simulierte Niederschlagsarten für das Gebiet von Schmücke und Steinbach sowie an der Station Schmücker Graben beobachtete Schneedichten im Vergleich zu den simulierten Schneedichten im unteren Teil der Schmücke (Teilgebiet 004). .....	165
Abbildung 5.5.20:	Simulierte Niederschlagsarten und Wasseräquivalente des Interzeptionsschneespeichers für das untere Teilgebiet der Schmücke.....	167
Abbildung 5.5.21:	Referenzverdunstung nach Penman-Monteith und simulierte Verdunstungswerte im Gebiet von Schmücke und Steinbach für den Winter 1981.....	169
Abbildung 5.5.22:	Reine Regenniederschläge, Regenanteile von Mischniederschlägen und simulierte Schmelzfaktoren im Gebiet von Schmücke und Steinbach für den Winter 1981.....	170
Abbildung 5.5.23:	Gebietsniederschläge, beobachtete und simulierte Hydrographen für das Gebiet von Schmücke und Steinbach im Winter 1981 - Endversion. ....	171
Abbildung 5.5.24:	Simulierte Niederschlagsarten sowie beobachtete Schneehöhen an den Stationen Meßgarten Schmücker Graben und DWD Schmücke im Vergleich mit simulierten Schneehöhen für die untere Schmücke und das obere Teilgebiet des Steinbachs im Winter 1981 - Endversion. ....	175
Abbildung 5.5.25:	Gebietsniederschlag, beobachtete und simulierte Hydrographen mit und ohne Einbezug des Schneemoduls SMiM für den Winter 1979 im Brölgebiet. ....	179
Abbildung 5.5.26:	Gebietsniederschlag, beobachtete und simulierte Hydrographen mit und ohne Einbezug des Schneemoduls SMiM für den Winter 1981 im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	179
Abbildung 5.5.27:	Gebietsniederschlag, beobachtete und simulierte Hydrographen mit und ohne Einbezug des Schneemoduls SMiM für den Winter 1988 im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	180

## Anhang A

A1:	Flußdiagramm des Submoduls SNOCHK zur Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung und Meßfehlerkorrektur.....	225
A2:	Flußdiagramm des Submoduls SNEVAP zur Ermittlung der Schneeverdunstung. ....	226
A3:	Flußdiagramm des Kernmoduls SMiM. ....	227
A4:	Flußdiagramm des Submoduls AKKU zur Ermittlung der Schneeakkumulation.....	228
A5:	Flußdiagramm des Submoduls MELT zur Berechnung der Schneeschmelze.....	229
A6:	Flußdiagramm der Subroutine META zur Ermittlung der zeitabhängigen Schneedeckensetzung.....	230
A7:	Flußdiagramm der Subroutine METAW zur Ermittlung der veräussungsbedingten Schneedeckenverdichtung. ....	231



## Tabellenverzeichnis

Tabellen 4.1.1:	Verwendete hydrometeorologische Zeitreihen für das Brölgebiet.....	57
Tabellen 4.1.2:	Verwendete hydrometeorologische Zeitreihen für das Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	58
Tabelle 4.1.3:	Verwendete Geländeinformationen in den beiden Untersuchungsgebieten.....	58
Tabelle 5.3.1:	Vom Benutzer zu definierende Eingabeparameter für die schneehydrologische Steuerdatei INSNOW.....	77
Tabelle 5.3.2:	Hauptausgabeparameter des Schneemoduls SMiM.....	78
Tabelle 5.3.3:	Koeffizienten der Niederschlagskorrekturfunktion in Abhängigkeit von der Niederschlagsart.....	84
Tabelle 5.5.1:	Monatswerte für den Regenniederschlags-Korrekturfaktor $COR_{PPT}$ (ACRU-Parameter).....	122
Tabelle 5.5.2:	Im Brölgebiet veranschlagte Temperaturanpassungen nach der Geländehöhe ( $Tmax_{LR}$ , $Tmin_{LR}$ ; ACRU-Parameter), der kritische Temperaturwert für den Übergang von Schnee- und Regenniederschlag ( $TP_{CRIT}$ ), eine Anpassungsfaktor für den Regenanteil von Mischniederschlägen ( $adj_R$ ) und die Tagesmaximumtemperatur ( $Tmax_{SN}$ ), bis zu der im Tagesverlauf noch Schneeniederschläge möglich sind.....	123
Tabelle 5.5.3:	Monatliche Regenniederschlagskorrekturen durch den ACRU-Parameter $COR_{PPT}$ im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	124
Tabelle 5.5.4:	Im Gebiet von Schmücke und Steinbach veranschlagte Temperaturanpassungen nach der Geländehöhe ( $Tmax_{LR}$ , $Tmin_{LR}$ ; ACRU-Parameter), der kritische Temperaturwert für den Übergang von Schnee- und Regenniederschlag ( $TP_{CRIT}$ ), ein Anpassungsfaktor für den Regenanteil von Mischniederschlägen ( $adj_R$ ) und die Tagesmaximumtemperatur ( $Tmax_{SN}$ ), bis zu der im Tagesverlauf noch Schneeniederschläge möglich sind.....	125
Tabelle 5.5.5:	Monatlich variierte Werte der Temperaturanpassungsparameter $Tmax_{ADJ}$ und $Tmin_{ADJ}$ für den vorwiegend nordexponierten Oberlauf des Steinbachs.....	125
Tabelle 5.5.6:	Monatliche Einstellungen der Anpassungsfaktoren an die Referenzverdunstung des ACRU-Modells, $COR_{PAN}$ und für die potentielle Schneeverdunstung, $E_{SNREL}$ (SMiM-Parameter) im Brölgebiet.....	126
Tabelle 5.5.7:	Monatliche Einstellungen der Anpassungsfaktoren an die Referenzverdunstung des ACRU-Modells, $COR_{PAN}$ und für die potentielle Schneeverdunstung, $E_{SNREL}$ (SMiM-Parameter), im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	127
Tabelle 5.5.8:	Blattflächenindizes, $LAI_{MO}$ (ACRU-Parameter), und Bedeckungsgrad- Werte, $CC_{FOR}$ (SMiM-Parameter), für die Modellanwendung bei verschiedenen Landnutzungen im Brölgebiet.....	127
Tabelle 5.5.9:	Monatlich variierte Blattflächenindizes, $LAI_{MO}$ (ACRU-Parameter), und Bedeckungsgrad-Werte, $CC_{FOR}$ (SMiM-Parameter), für die Modellanwendung im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	128
Tabelle 5.5.10:	Parametereinstellungen für die SMiM-Parameter $SN_{RC}$ , $SNI_{RC}$ , $SN_{CC}$ , $SNI_{COMP}$ und $MC_{MOD}$ im Brölgebiet.....	129
Tabelle 5.5.11:	Parametereinstellungen für die monatlich variablen SMiM-Parameter $TM_{CRIT}$ und $SN_{MC}$ im Brölgebiet.....	129

Tabelle 5.5.12:	Parametereinstellungen für die SMiM-Parameter $SN_{RC}$ , $SNI_{RC}$ , $SN_{CC}$ , $SNI_{COMP}$ und $MC_{MOD}$ im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	130
Tabelle 5.5.13:	Parametereinstellungen für die monatlich variablen SMiM-Parameter $TM_{CRIT}$ und $SN_{MC}$ im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	130
Tabelle 5.5.14:	Bodenkennwerte variiert nach der Landnutzung für die Modellanwendung im Brölgebiet ( $ACRU$ -Parameter). ....	131
Tabelle 5.5.15:	Bodenkennwerte des $ACRU$ -Modells variiert nach Teilgebietseinheiten für die Modellanwendung im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	132
Tabelle 5.5.16:	Saisonal und landnutzungsabhängig variierte Pflanzenkoeffizienten, $C_{COEF}$ , und Wurzelmassenverteilungen, $ROOT_A$ , ( $ACRU$ -Parameter) für die Modellanwendung im Brölgebiet. ....	133
Tabelle 5.5.17:	Pflanzenkennwerte für die Modellanwendung im Bröleinzugsgebiet variiert nach der Landnutzung ( $ACRU$ -Parameter). ....	134
Tabelle 5.5.18:	Saisonal variierte Pflanzenkoeffizienten, $C_{COEF}$ , und Wurzelmassenverteilungen, $ROOT_A$ , ( $ACRU$ -Parameter) für die Modellanwendung im vorherrschend mit Nadelwald bedeckten Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	135
Tabelle 5.5.19:	Pflanzenkennwerte für die Modellanwendung im Gebiet von Schmücke und Steinbach ( $ACRU$ -Parameter). ....	135
Tabelle 5.5.20:	Saisonal und nach der Landnutzung variierte Werte für die initiale Rückhaltung auf nicht versiegelten Flächen im Brölgebiet ( $ACRU$ -Parameter $CO_{IAM}$ ). ....	136
Tabelle 5.5.21:	In Abhängigkeit von der Landnutzung zugewiesene Abflußkennwerte für die Modellanwendung im Brölgebiet ( $ACRU$ -Parameter). ....	137
Tabelle 5.5.22:	Saisonal und nach Teilgebieteigenschaften variierte Werte für die initiale Rückhaltung, $CO_{IAM}$ , im Gebiet von Schmücke und Steinbach ( $ACRU$ -Parameter). ....	137
Tabelle 5.5.23:	Abflußkennwerte der Teilgebiete für die Modellanwendung im Gebiet von Schmücke und Steinbach ( $ACRU$ -Parameter). ....	137
Tabelle 5.5.24:	Gebietsniederschläge, Korrelation beobachteter und simulierter Abflüsse sowie die Abflußwiedergabe für die erste Anwendung des kombinierten Modellansatzes im Brölgebiet. Fünf Beispieljahre aus dem 20-jährigen Untersuchungszeitraum untergliedert nach Winter- und Sommerhalbjahren. ....	140
Tabelle 5.5.25:	Zuordnung beobachteter Simulationsdefizite zu betroffenen Systemkomponenten und Modellparametern für das Brölgebiet. ....	142
Tabelle 5.5.26:	Simulierte Anteile der verschiedenen Niederschlagsformen für die sechs Teileinzugsgebiete und das gesamte Brölgebiet mit beigeordneten durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen über den Untersuchungszeitraum. ....	144
Tabelle 5.5.27:	Bestimmtheitsmaße, $r^2$ , der Korrelation von Punktmeßwerten der Schneehöhe an zwei verschiedenen Stationen mit simulierten Gebietswerten von Schneehöhen und Wasseräquivalenten in zwei Teilgebieten des Bröleinzugsgebiets. ....	148
Tabelle 5.5.28:	Jahres- bzw. Saisonsummen der Niederschläge und prozentuale Abflußwiedergabe durch die hydrologische Simulation mit dem kombinierten Modellansatz von $ACRU$ und SMiM im Brölgebiet. ....	151
Tabelle 5.5.29:	Vergleichende statistische Maße einer Korrelationsanalyse simulierter (sim) und beobachteter (beob) Abflußreihen im Brölgebiet. Darstellung aller hydrologischen Jahre sowie der Winterhalbjahre. ....	152

Tabelle 5.5.30:	Regression beobachteter Schneehöhen der DWD-Stationen Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (182 m ü.NN) und Ruppichteroth (204 m ü.NN) und simulierter Werte der Teilgebiete 024 (182 m ü.NN) und 009 (218 m ü.NN) des Brölgebiets.....	153
Tabelle 5.5.31:	Vergleich mittlerer und maximaler Schneehöhen sowie der Anzahl von Schneedeckentagen für die beobachteten Werte der DWD-Stationen Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (N-S-M) und Ruppichteroth (Rupp) und die simulierten Werte aus den Teilgebieten 024 (182 m ü.NN) und 009 (218 m ü.NN) des Brölgebiets.....	154
Tabelle 5.5.32:	Beobachtete und simulierte Schneebedeckungsphasen im Brölgebiet.....	155
Tabelle 5.5.33:	System- und Parameterzuordnung aufgetretener Simulationsschwächen bei der ersten kombinierten Modellanwendung des hydrologischen Trägermodells <i>ACRU</i> und des Schneemoduls <i>SMiM</i> im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	157
Tabelle 5.5.34:	Gebietsniederschläge, Produkt-Moment-Korrelation beobachteter und simulierter Abflüsse sowie die Abflußwiedergabe für die modifizierte erste Anwendung des kombinierten Modellansatzes im Gebiet von Schmücke und Steinbach. Fünf Beispieljahre aus dem 14-jährigen Untersuchungszeitraum untergliedert nach Winter- und Sommerhalbjahren.....	158
Tabelle 5.5.35:	Zuordnung von Problembereichen der schneehydrologischen Simulation zu betroffenen Systemkomponenten und Modellparametern im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	160
Tabelle 5.5.36:	Anteile der verschiedenen Niederschlagsformen am Gesamtniederschlag für Unter-, Oberläufe und das Gesamtgebiet sowie die durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen für Schmücke und Steinbach über den Untersuchungszeitraum.....	163
Tabelle 5.5.37:	Abflußwiedergabe und Gebietsniederschläge der optimierten hydrologischen Simulation mit dem kombinierten Modellansatz von <i>ACRU</i> und <i>SMiM</i> im Gebiet von Schmücke und Steinbach. Darstellung aller untersuchten hydrologischen Jahre sowie der Winter.....	171
Tabelle 5.5.38:	Abflußstatistik der optimierten hydrologischen Simulation mit dem kombinierten Modellansatz von <i>ACRU</i> und <i>SMiM</i> im Gebiet von Schmücke und Steinbach. Darstellung aller untersuchten hydrologischen Jahre sowie der Winter.....	172
Tabelle 5.5.39:	Bestimmtheitsmaße für die Simulation der Schneehöhen und Schneewasseräquivalente im Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach.....	173
Tabelle 5.5.40:	Vergleich mittlerer und maximaler Schneehöhen sowie der Anzahl von Schneedeckentagen für die beobachteten Werte der DWD-Station Schmücke (920 m ü.NN) und des Meßgartens Schmücker Graben (715 m ü.NN) mit den simulierten Werten aus den Teilgebieten 003 (848 m ü.NN) und 004 (780 m ü.NN) des Gebiets von Schmücke und Steinbach.....	174
Tabelle 5.5.41:	Beobachtete und simulierte Schneebedeckungsphasen im Gebiet von Schmücke und Steinbach.....	175
Tabelle 5.5.42:	Übersicht über die methodische Gliederung der durchgeführten Komponentenanalyse.....	178
Tabelle 5.5.43:	Abflußstatistik der Winter der hydrologischen Jahre 1979 (Bröl), 1981 und 1988 (Schmücke und Steinbach) für eine <i>ACRU</i> -Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Schneemodul <i>SMiM</i> .....	180
Tabelle 5.5.44:	Korrelationsanalyse der simulierten und beobachteten Abflüsse für eine <i>ACRU</i> -Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Schneemodul <i>SMiM</i> .....	180

---

Tabelle 5.5.45:	Abflußstatistik über den Gesamtzeitraum und die Winter der hydrologischen Jahre 1979 (Bröl) und 1988 (Schmücke und Steinbach) für eine kombinierte <i>ACRU/SMiM</i> -Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Waldberücksichtigung. ....	181
Tabelle 5.5.46:	Abflußstatistik über den Gesamtzeitraum und den Winter des hydrologischen Jahres 1988 im Gebiet von Schmücke und Steinbach für eine kombinierte <i>ACRU/SMiM</i> -Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Berücksichtigung der Exposition. ....	181
Tabelle 5.5.47:	Abfluß- und Schneedatenstatistik für eine kombinierte <i>ACRU/SMiM</i> -Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Berücksichtigung der Schneeverdunstung im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	182
Tabelle 5.5.48:	Abfluß- und Schneedatenstatistik für eine kombinierte <i>ACRU/SMiM</i> -Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Berücksichtigung einer kontinuierlichen Setzung in der Bröl und im Gebiet von Schmücke und Steinbach. ....	183
Tabelle 5.5.49:	Abfluß- und Schneedatenstatistik für eine kombinierte <i>ACRU/SMiM</i> -Modellanwendung in der Bröl und im Gebiet von Schmücke und Steinbach für beide verfügbaren Methoden zur Schmelzfaktormodifikation im Laufe einer Schneebedeckungsphase. ....	183
Tabelle 5.5.50:	Vergleichende statistische Maße der Abflußsimulationen im Brölgebiet sowie im Gebiet von Schmücke und Steinbach über den jeweiligen Untersuchungszeitraum. ....	185
Tabelle 5.5.51:	Statistischer Vergleich simulierter und beobachteter Schneedeckenkennwerte für beide Untersuchungsgebiete. ....	188
Tabelle 5.5.52:	Wichtigste Parametereinstellungen aus den finalen Steurdateien für das Schneemodul <i>SMiM</i> . ....	190
Tabelle 5.5.53:	Wichtigste Parametereinstellungen aus den finalen Steurdateien für das hydrologische Trägersystem <i>ACRU</i> . ....	191

## Abkürzungsverzeichnis – Variablen, Parameter und Subroutinen

### A

- $AB_{RESP}$  = tägliche Sickerungsrate aus dem Oberboden in den unteren durchwurzelten Bodenbereich (gesättigte Bodenwasserbewegung) (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $ADJ_{IMP}$  = Größe angrenzender versiegelter Flächen [m<sup>2</sup>] (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $adj_R$  = benutzerdefinierter monatlich variabler Anpassungsfaktor für den Regenanteil von Mischniederschlägen (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1982)
- $a_{SD}$  = additiver Verdichtungsterm (empirisch; hier 0.0005 g/cm<sup>3</sup> nach ROHRER 1992)
- $AE_{INT}$  = aktueller Evaporationssverlust aus dem Interzeptionsschneespeicher [mm]
- $AE_{SN}$  = aktuelle Schneevaporation aus dem Bodenschneespeicher [mm]
- $AE_{SNOW}$  = Gesamtverlust aus dem Gebietsschneedeckenspeicher durch Evaporationsprozesse [mm]
- $A_V$  = Anfangsverluste bei der Abflusentstehung [mm] (*ACRU*-Parameter)

### B

- $b$  = Korrekturfaktor für die Abschirmung der Niederschlagsstation nach RICHTER (1995) (siehe  $SN_{screen}$ )
- $BF_{RESP}$  = tägliche Sickerungsrate aus dem unteren durchwurzelten Bodenbereich in die darunterliegenden Schichten (gesättigte Bodenwasserbewegung) (*ACRU*-Eingabeparameter)

### C

- $CC_{FOR}$  = monatlich variabler Bedeckungsgrad für Waldgebiete [%](*SMiM*-Eingabeparameter)
- $C_{COEF}$  = monatlich variabler Pflanzenkoeffizient (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $CO_{FRU}$  = Faktor zur Bemessung des täglichen Abstroms aus dem Grundwasserspeicher (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $CO_{IAM}$  = monatlich variabler Faktor zur Bemessung der Anfangsverluste vor dem Einsetzen von Oberflächenabfluß (exklusive Interzeption) (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $COR_{PPT}$  = monatlich variabler Faktor zur Korrektur systematischer Meßfehler von Regenniederschlägen (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $COR_{PAN}$  = monatlich variabler Faktor zur Anpassung der eingegebenen Referenzverdunstung an die örtlichen Gegebenheiten (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $c_P$  = täglicher Pflanzenkoeffizient (*ACRU*-Parameter)
- $C_{RF}$  = empirisch bestimmter Frostkoeffizient nach BRAUN (1985)
- $c_{SD}$  = faktorielle Dichteerhöhung bei starken Niederschlagsereignissen

### D

- $DEP_A/DEP_B$  = Mächtigkeit des Oberbodens bzw. unteren durchwurzelten Bodenbereichs [m] (*ACRU*-Eingabeparameter)

### E

- $ec$  = Korrektorexponent für die Niederschlagsart nach RICHTER (1995)
- $E_{POT}$  = Referenzverdunstung (maximale Evapotranspiration ermittelt nach Penman-Monteith) als Maß für die potentiell verfügbare Verdunstungsenergie [mm]
- $E_R$  = Referenzverdunstung (*ACRU*-Parameter)
- $E_{SNREL}$  = benutzerdefinierter monatlich variabler Koeffizient zur adäquaten Reduktion der potentiell verfügbaren Verdunstungsenergie für die Schneeverdunstung (= maximaler Anteil des Wasseräquivalents der etwa fünf obersten Zentimeter des Schneepakets, der pro Zeitschritt verdunsten kann) (*SMiM*-Eingabeparameter)

- $ET_A$  = aktuelle Evapotranspiration [mm] (*ACRU*-Parameter)  
 $ET_{max}$  = maximal mögliche Evapotranspiration von einer durch Pflanzen bedeckten Oberfläche (*ACRU*-Parameter)  
 $EV_{TR}$  = Option zur gemeinsamen oder getrennten Berechnung von Bodenevaporation und Transpiration [1 = gemeinsam; 2 = getrennt] (*ACRU*-Eingabeparameter)

**F**

- $FC_A/FC_B$  = Wasserrückhalt bei Feldkapazität des jeweiligen Bodenhorizonts [m/m] (*ACRU*-Eingabeparameter)  
 FOREST = Option zur Berücksichtigung von erhöhten Verdunstungsraten von Interzeptionswasser an den Baumkronen [0=Nein; 1=Ja] (*ACRU*-Eingabeparameter)

**H**

- $HS$  = Schneehöhe [cm]  
 $HS_{neu}$  = initiale Höhe einer Neuschneeauflage am Boden [cm]  
 $HS_{alt}$  = Höhe einer Altschneeauflage [cm]  
 $HWE$  = Schneewasseräquivalent [mm]  
 $HWE_B$  = Wasseräquivalent des Bodenschneespeichers [mm]  
 $HWE_{Balt}$  = Wasseräquivalent einer Altschneelage am Boden [mm]  
 $HWE_{Bneu}$  = Wasseräquivalent einer Neuschneeauflage am Boden [mm]  
 $HWE_G$  = Höhe des (Teil-) Gebietswasseräquivalents [mm]  
 $HWE_{INT}$  = Wasseräquivalent des Interzeptionschneespeichers [mm]

**I**

- $I_R$  = aktuelle Interzeptionsspeicherung für flüssiges Wasser [mm]  
 $I_S$  = effektive Schneeinterzeption [mm]  
 $I_{EXP}$  = Option zur Ausweisung eines (Teil-) Gebiets mit vorherrschend stark geneigten (durchschnittlich > 15% Hangneigung) Flächen nördlicher oder südlicher Exposition [0=Nein; 1=Ja] (*SMiM*-Eingabeparameter)  
 $I_{FOR}$  = Option zur Ausweisung eines (Teil-) Gebiets als Waldgebiet (per definitionem mit kompletter Waldbedeckung, die einen Bedeckungsgrad von  $\geq 60\%$  aufweist) [0=Nein; 1=Ja] (*SMiM*-Eingabeparameter)  
 INTCON = Subroutine des Schmelzsubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Ermittlung der Beiträge zum Bodenschneespeicher durch von den Baumkronen abtropfendes Schmelzwasser bzw. abgleitenden Schnee  
 $I_{SNOW}$  = Option zur Aktivierung des Schneemoduls innerhalb des hydrologischen Trägermodells [0=Nein; 1=Ja] (*SMiM*-Eingabeparameter)

**L**

- $LAI$  = Blattflächenindex (*ACRU*-Parameter)  
 $LAI_{TAG}$  = täglicher Blattflächenindex  
 $LAI_{MO}$  = benutzerdefinierter mittlerer monatlicher Blattflächenindex (*ACRU*-Eingabeparameter)

**M**

- $MC_{MOD}$  = Option zur Spezifizierung der anzuwendenden Schmelzfaktor-Modifikationsmethode im Verlauf einer Schneebedeckungsphase [0;1] (*SMiM*-Eingabeparameter)  
 MELT = Submodul des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Ermittlung der Schmelzhöhe  
 MELTSU = Subroutine des Schmelzsubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Ermittlung der Schneeschmelze des Bodenschneespeichers

- META = Subroutine des Schneeeentwicklungssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Ermittlung der kontinuierlichen Schneedeckensetzung
- METAW = Subroutine des Schneeeentwicklungssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Ermittlung von zusätzlicher Schneeverdichtungen bei wassergesättigter Schneedecke

**N**

- $N$  = (korrigierte) Gesamtniederschlagshöhe [mm]
- $N_{\text{brutto}}$  = Gesamtniederschlagshöhe vor der Korrektur des systematischen Meßfehlers [mm]
- $N_{\text{CRIT}}$  = kritischer Niederschlagswert bei der Schmelzfaktormodifikation [mm]
- $N_{\text{F}}$  = Freilandniederschlag [mm]
- $N_{\text{M}}$  = Gebietsmischniederschlag [mm]
- $N_{\text{R}}$  = Regenanteil des Gebietsniederschlags [mm]
- $N_{\text{RS}}$  = Gebietsregenniederschlag bei existierender Schneedecke [mm]
- $N_{\text{S}}$  = Gebietsschneeniederschlag [mm]
- $N_{\text{Swald}}$  = Schneebestandsniederschlag [mm]
- $N_{\text{wald}}$  = Bestandsniederschlag [mm]
- $N_{\text{ü}}$  = aus dem Bodenschneespeicher entlassenes Überschußwasser [mm] (Beitrag zum Netto-Niederschlagsaufkommen des Gebiets)
- $N_{\text{üi}}$  = aus dem Interzeptionsschneespeicher entlassenes Überschußwasser [mm] (Beitrag zum Bestandsniederschlag)
- $N_{\text{netto}}$  = Nettoniederschlagsaufkommen des Gebiets nach Abschluß aller schneebezogenen Kalkulationen (effektiver Niederschlag) [mm]

**O**

- ONINT = Subroutine des Akkumulationssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Bilanzierung des Beitrags flüssiger Niederschlagsbestandteile eines Mischniederschlagsereignisses zu einem vorhandenen Schneeinterzeptionsspeicher
- ONSURF = Subroutine des Akkumulationssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Bilanzierung des flüssigen Niederschlagsbeitrags zu einem vorhandenen Schneespeicher am Boden
- OUTSNO = Ausgaberroutine des schneehydrologischen Modellierungsansatzes (erzeugt Ausgabe-datei snout.xxx für jedes Teilgebiet)

**P**

- $PE_{\text{INT}}$  = potentielle Evaporation von schneebedeckten Baumkronen [mm]
- $PE_{\text{SN}}$  = potentielle Schneeverdunstungshöhe [mm]
- $PO_{\text{A}}/PO_{\text{B}}$  = Wasserhöhe im jeweiligen Bodenhorizont, die bei Ausfüllung des gesamten Porenvolumens zurückgehalten würde [m/m] (ACRU-Eingabeparameter)
- $\rho_{\text{s}}$  = aktuelle durchschnittliche Schneedichte [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]
- $\rho_{\text{si}}$  = Initialdichte des Schnees bei der Ablagerung [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]
- $\rho_{\text{sL}}$  = Dichte einer Schneelage [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]
- $\rho_{\text{smax}}$  = maximaler Schneedichtewert für saisonale und sporadische Schneedecken [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]
- $\rho_{\text{salt}}$  = Schneedichte einer Altschneelage [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]
- $\rho_{\text{sneu}}$  = Schneedichte einer Neuschneeauflage [ $\text{g}/\text{cm}^3$ ]

**Q**

- $QF_{\text{RESP}}$  = Anteil des Niederschlags, der noch an jedem Berechnungstag abflußwirksam wird [Dezimale] (ACRU-Eingabeparameter)
- $Q_{\text{S}}$  = Höhe des schnellen Abflußanteils [mm] (ACRU-Parameter)

**R**

- RAINI = Subroutine des Akkumulationssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Bilanzierung der Interzeption flüssiger Niederschlagsbestandteile eines Mischniederschlagsereignisses auf noch schneefreien Bodenflächen
- RAINIF = Subroutine des Akkumulationssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Bilanzierung der flüssigen Niederschlagsinterzeption auf den nicht von Schnee bedeckten Baumkronen
- $R_B$  = potentielle maximale Retention des Bodens [mm] (*ACRU*-Parameter)
- RC = aktueller freier Wassergehalt in der Bodenschneedecke [mm]
- RCI = aktueller freier Wassergehalt im Interzeptionsschneespeicher [mm]
- $RCI_{max}$  = Maximal im Interzeptionsschneespeicher zurückgehaltene Höhe freien Wassers [mm]
- $RC_{max}$  = Maximal in der Bodenschneedecke zurückgehaltene Höhe freien Wassers [mm]
- REFRE = Subroutine des Schneeeentwicklungssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Ermittlung wiedergefrorenen freien Wassers in der Schneedecke
- $ROOT_A$  = monatlich variabler Anteil aktiver Wurzelmasse im Oberboden [Dezimale] (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $ROOT_{EFDEP}$  = effektive Durchwurzelungstiefe [m] (*ACRU*-Eingabeparameter)

**S**

- $SMD_{DEP}$  = Mächtigkeit der aktiv zum schnellen Abfluß beitragenden Bodenschicht [m] (*ACRU*-Eingabeparameter)
- $SN_{CC}$  = benutzerdefinierter Faktor zur modulinternen Bestimmung einer geschlossenen Schneedecke am Boden (*SMiM*-Eingabeparameter)
- $SN_{CAPI}$  = relativer Kennwert zur Schneehaltekapazität auf den Baumkronen (wird modulintern mit  $CC_{FOR}$  in Beziehung gesetzt, um die Höhe des maximalen Schneerückhalts auf den Baumkronen  $SN_{CAP}$  [mm] zu ermitteln) (*SMiM*-Eingabeparameter)
- $SN_{COMP}$  = modulintern über  $SN_{CC}$  bestimmter Grenzwert für eine komplette Bodenabdeckung durch Schnee [mm]
- SNEVAP = Submodul des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Ermittlung der Schneeevaporation
- $SN_{CAP}$  = maximale Speicherkapazität des Baumkronendaches für Schnee [mm]
- $SN_{COMP}$  = Anhaltswert für das Wasseräquivalent des Interzeptionsschneespeichers, ab dem von einer kompletten Kronenbedeckung ausgegangen wird (in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad abzuschätzen) (*SMiM*-Eingabeparameter) [mm]
- $SN_{RC}$  = benutzerdefinierter Faktor zur Bemessung der Rückhaltekapazität eines Interzeptionsschneespeichers für freies Wasser (*SMiM*-Eingabeparameter)
- $SN_{MXE}$  = maximale Schneeevaporationshöhe pro Zeitschritt [mm]
- $SN_{RC}$  = benutzerdefinierter Faktor zur Bemessung der Rückhaltekapazität einer Bodenschneedecke für freies Wasser (*SMiM*-Eingabeparameter)
- $SN_M$  = tatsächliche Schmelzhöhe pro Zeitschritt [mm]
- $SN_{MC}$  = benutzerdefinierter monatlich variabler Schmelzfaktor [ $mm/°C*d$ ] (*SMiM*-Eingabeparameter)
- $SN_{MC\_FOR}$  = modulintern bestimmter Schmelzfaktor unter Wald [ $mm/°C*d$ ]
- SNOAKK = Subroutine des Akkumulationssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Bilanzierung der Schneeanammlung am Boden
- SNOCHK = Submodul des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Ermittlung der Niederschlagszusammensetzung
- SNOINT = Subroutine des Akkumulationssubmoduls des schneehydrologischen Modellierungsansatzes zur Bilanzierung der Schneeinterzeption an den Baumkronen
- $SN_{PM}$  = potentielle Schmelzhöhe pro Zeitschritt [mm]
- $SN_Q$  = tatsächliche simulierte Schmelzabflußhöhe des betrachteten Zeitschritts [mm]
- $SN_{RF}$  = potentielle Höhe wiedergefrorenen freien Porenwassers einer Freilandschneedecke [mm]

$SN_{screen}$  = durch den Benutzer definierte Abschirmungsklasse (1-4) für die Ermittlung des systematischen Niederschlagsmeßfehlers für Schnee- und Mischniederschläge nach RICHTER (1995) (SMiM-Eingabeparameter; vgl. Variable b)

$STO_{IMP}$  = Rückhaltekapazität versiegelter Flächen [mm] (ACRU-Eingabeparameter)

$SWC_{PST}$  = Anteil pflanzenverfügbaren Wassers, unterhalb dessen Pflanzenstreß einsetzt [Dezimale] (ACRU-Eingabeparameter)

## T

$T_{BASIS}$  = Basiswert der Temperatur bei der Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung nach LEAVESLEY ET AL. (1983) [°C] (vgl. SMiM-Eingabeparameter  $TP_{CRIT}$ )

$T_{MAX}$  = tägliche Maximum-Temperatur [°C]

$T_{MIN}$  = tägliche Minimum-Temperatur [°C]

$Tmax_{adj}$  = monatlich variabler Anpassungswert für die Maximum-Temperaturen an stark geneigten Hängen mit vorherrschend nördlicher oder südlicher Exposition [°C] (SMiM-Eingabeparameter)

$Tmin_{adj}$  = monatlich variabler Anpassungswert für die Minimum-Temperaturen an stark geneigten Hängen mit vorherrschend nördlicher oder südlicher Exposition [°C] (SMiM-Eingabeparameter)

$Tmax_{LR}$  = tägliche Geländehöhenanpassung der Maximum-Temperatur [-°C/1000m] (ACRU-Parameter)

$Tmin_{LR}$  = tägliche Geländehöhenanpassung der Minimum-Temperatur [-°C/1000m] (ACRU-Parameter)

$Tmax_{SN}$  = benutzerdefinierter Grenzwert, oberhalb dessen alle eingehenden Niederschläge modelltechnisch als Regen verarbeitet werden [°C] (SMiM-Eingabeparameter)

$TM_{CRIT}$  = benutzerdefinierte monatlich variable kritische Grenztemperatur für den Einsatz von Schmelzprozessen [°C] (SMiM-Eingabeparameter)

$TMP_{CUT}$  = mittlere Grenztemperatur für aktives Pflanzenwachstum [°C] (ACRU-Eingabeparameter)

$TP_{CRIT}$  = benutzerdefinierter monatlich variabler kritischer Temperaturwert zur Ermittlung der Niederschlagsart nach LEAVESLEY ET AL. (1983) [°C] (SMiM-Eingabeparameter)

$T_0$  = mittlere Tageslufttemperatur [°C]

## W

$WP_A/WP_B$  = gespeicherte Wasserhöhe im jeweiligen Bodenhorizont bei Erreichen des permanenten Welkepunkts [m/m] (ACRU-Eingabeparameter)



# 1 Einführung

In den 90er Jahren kam es im mitteleuropäischen Raum zu einer Häufung extremer Hochwasserereignisse, die erhebliche sozio-ökonomische Schäden verursachten. Neben einer Sensibilisierung von Öffentlichkeit und Politik für die Hochwasserproblematik, kam es auch zu verstärkten interdisziplinären Forschungsanstrengungen im Bereich der Ursachenforschung, Risikoabschätzung und Maßnahmenentwicklung. Das Ursachenspektrum für die Hochwasserentstehung ist vielfältig, monokausale Erklärungsansätze, die allein auf einzelne extreme Niederschlagsereignisse, die Schneeschmelze oder auch anthropogene Landnutzungsänderungen abzielen, reichen nicht aus. Die großen Winterhochwasser im mitteleuropäischen Raum (z.B. Rhein/Mosel-Hochwasser 1993 und 1995) kommen vielmehr durch ein Zusammenspiel von großräumigen extremen Niederschlagsbedingungen und Schneeschmelzabflüssen zustande. Hinzu kommt, daß die hydrologischen Winterverhältnisse durch eine hohe Sättigung des Bodens und eine entsprechend erhöhte Abflußbereitschaft gekennzeichnet sind. Dabei hat der Abflußbeitrag von den ausgedehnten Flächen der Mittelgebirge eine entscheidende Bedeutung für die Hochwasser- und Abflußdynamik der Flusseinzugsgebiete und Flüsse. Hier sorgen wechselhafte Witterungsbedingungen dafür, daß zu jeder Zeit des Winters ergiebige Regenniederschläge und Schneeschmelze zeitlich zusammentreffen oder direkt aufeinanderfolgen können. Entsprechend klassifizieren RACHNER ET AL. (1997) die Mittelgebirge und ihre unmittelbaren Vorländer unter der Beteiligung des Schneedeckeneinflusses als Hochwasserentstehungsgebiete.

Flächenmäßig machen untere und mittlere Geländehöhen zwischen 50 und 800 m ü.NN den größten Teil des Bundesgebietes aus. Etwa 30 % der Fläche der Bundesrepublik liegen auf Geländehöhen von > 400 m über dem Meeresspiegel (vgl. RACHNER ET AL. 1997). In den unteren und mittleren Lagen der Mittelgebirge (100 – 700 m ü.NN) beträgt der Anteil von Schnee- und Mischniederschlägen am Gesamtniederschlag 15-20%. In höheren Lagen steigert sich dieser Anteil bis auf mehr als 40% (vgl. RICHTER 1995). Dabei kommt es zwar nicht unbedingt zum Aufbau sehr mächtiger Schneedecken, jedoch zu einer großflächigen Bedeckung, aus der erhebliche Mengen an Schmelzwasser freigesetzt und binnen kürzester Zeit abflußwirksam werden können (vgl. BRECHTEL 1979). Wenn auch die mitteleuropäischen Abflußregime nicht ausschließlich durch Schmelzwasserabflüsse bestimmt sind, so hat die schneehydrologische Prozeßdynamik der Mittelgebirge und des Flachlands dennoch prägenden Einfluß auf den Wasserhaushalt und das winterliche Abflußverhalten der Flüsse (vgl. RACHNER ET AL. 1997).

Gleichzeitig stellt jedoch die Erfassung der wechselhaften winterlichen Witterungsverhältnisse und naturräumlichen Heterogenität des ausgedehnten Mittelgebirgsraums ein Problem für die Hydrologie und Wasserwirtschaft dar. Dies vor allem, da die Dichte schneehydrologischer Meßnetze in den meisten mitteleuropäischen Ländern noch nicht flächendeckend an die Bedürfnisse eines so heterogenen Raums wie dem der Mittelgebirge angepaßt ist (vgl. SCHWARZ 1982; Informationen des Deutschen Wetterdienstes). Regionale Unterschiede innerhalb des Landschaftsraums können für wissenschaftliche Untersuchungen ebenso wie für wasserwirtschaftliche Maßnahmen nur mit Hilfe geeigneter Methoden zur Regionalisierung von Punktdaten berücksichtigt werden. Ein wichtiges Werkzeug der Regionalisierung und zur Erfassung komplexer Systemzusammenhänge ist die hydrologische Modellierung, die es mit modernen Datenaufnahme- und -aufbereitungstechniken zu verknüpfen gilt (z.B. Radartechnik, Fernerkundung, Geographische Informationssysteme).

In Anbetracht der Relevanz der Mittelgebirge für die Abflußdynamik in weiten Teilen Mitteleuropas erscheint die eingehende Betrachtung der Schneehydrologie mitteleuropäischer Flachland- und Mittelgebirgslagen sowie deren modelltechnische Erfassung durch angepaßte schneehydrologische Simulationsroutinen von erheblicher wissenschaftlicher Bedeutung.

## 1.1 Motivation und Aufgabenstellung

Viele der existierenden hydrologischen Modellierungssysteme verfügen über integrierte Schneeroutinen oder -module. Ebenso wurde bereits eine Reihe eigenständiger Schneemodelle erstellt und erfolgreich implementiert (vgl. WMO 1986). Vor allem in stark schneebeeinflussten Regionen - wie z.B. im alpinen oder polaren Raum - wurde die Entwicklung von Routinen zur Berücksichtigung der schneehydrologischen Prozeß- und Abflußdynamik seit Jahren vorangetrieben. Auch im Mittelgebirgsraum wird schneehydrologischen Fragestellungen mehr und mehr Beachtung geschenkt. Schwer einzuschätzende wechselhafte hydrometeorologische Bedingungen bei einer gleichzeitig großen Flächenausdehnung machen die Mittelgebirge zu einem Hochwasserentstehungsraum, für den zunehmend auch angepaßte schneehydrologische Simulationswerkzeuge gefragt sind (vgl. RACHNER ET AL. 1997).

Dies umso mehr, als daß einige der existierenden Schneemodule - ebenso wie die meisten eigenständigen Schneemodelle - Schwächen bei der Simulation der winterlichen Verhältnisse vor allem in unteren und mittleren Mittelgebirgslagen zeigen (vgl. BRAUN/LANG 1986; MÜLDERS 1992; DAAMEN 1993; LÜLLWITZ 1993). Ein Erklärungsansatz dafür ist die häufige Kongruenz von Modellentwicklungs- und primärem Zieluntersuchungsraum. Entsprechend orientieren sich auch die implementierten schneehydrologischen Routinen an der vorherrschenden Prozeßdynamik der Entwicklungsregion. Es treten daher Probleme bei der Übertragung des Modells in andere Untersuchungsräume auf. So weisen beispielsweise die Mittelgebirge, polare und alpine Gebiete hydrologisch sehr verschiedene Systeme auf, die durch die geographische Breite und die Geländehöhen gekennzeichnet sind. Es liegen abweichende Klima-, Vegetations-, Boden- und Hangneigungsverhältnisse vor, die die jeweilige hydrologische Prozeßdynamik in den Regionen prägen. Zudem ist vielfach auch der Datenbedarf von Modellen an die in der Entwicklungsregion oder sogar in Forschungsgebieten verfügbaren Meßnetze geknüpft. Entsprechend hoch bzw. spezifisch sind daher die Datenanforderungen vieler Modelle. Demgegenüber muß davon ausgegangen werden, daß ein hoher Bedarf an zeitlich und räumlich hochaufgelösten klimatischen und hydrometeorologischen Daten sowie an Schneedeckenkennwerten in der Regel nicht durch die im Mittelgebirgsraum standardmäßig erfaßten Meßdaten abgedeckt werden kann. Eine eingeschränkte Anwendbarkeit existierender Schneemodelle in Einzugsgebieten der Mittelgebirge ist die Folge.

Einen Beitrag zur vorliegenden Problemstellung leisteten auch Ergebnisse vorangegangener Untersuchungen im Einzugsgebiet des Brölbachs (Nebenfluß der Sieg im Bergischen Land) (vgl. HERPERTZ 1994). Dort wurde deutlich, daß ein insgesamt erfolgreich angewendetes hydrologisches Modellierungssystem den winterlichen Verhältnissen dieses Gebiets der unteren Mittelgebirgslagen nicht gerecht werden konnte, da schneehydrologische Prozesse nicht erfaßt wurden.

Somit bedarf es angepaßter schneehydrologischer Simulationswerkzeuge für den Mittelgebirgsraum. Dabei ist jedoch zu beachten, daß es *den* Mittelgebirgsraum als naturräumlich einheitlichen Landschaftsraum nicht gibt. So beschreibt der Begriff der „Mittelgebirge“ Regionen zunächst nur über deren Gemeinsamkeit im Hinblick auf moderate Geländehöhen zwischen etwa 200 und 1000 m ü.NN. Ansonsten sind die Mittelgebirge durch eine starke naturräumliche Heterogenität geprägt (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Kernfragen der vorliegenden Problemstellung sind deshalb:

- Was sind die Grundzüge schneehydrologischer Prozeßdynamik?
- Wie kann im besonderen die schneehydrologische Prozeßdynamik der Mittelgebirge charakterisiert werden?

- Wie kann die Heterogenität des Zieluntersuchungsraums berücksichtigt werden?
- Welche modelltechnischen Routinen und Algorithmen sind geeignet und verfügbar für die Erfassung der schneehydrologischen Prozeßdynamik im Mittelgebirgsraum?
- Wie müssen diese Algorithmen verknüpft werden, um ein umfassendes schneehydrologisches Simulationswerkzeug zu erhalten?
- Was ist schließlich erforderlich, um ein solches Simulationswerkzeug lauffähig zu machen und auf Mittelgebirgsgebiete anzuwenden?



## 2 Forschungsstand

Als Ausgangsbasis für die Bearbeitung der vorliegenden Problemstellung folgt die Darstellung und Analyse des Forschungsstands auf dem Gebiet der Schneehydrologie. Zunächst werden Aspekte der Bestimmung von Niederschlagsform und systematischem Meßfehler für Schneeniederschläge (vgl. Abschnitt 2.2) diskutiert. Zudem bedarf es der Beschreibung der wichtigsten Schneedeckeneigenschaften (vgl. Abschnitt 2.2), zu denen auch der Wärme- und Massenhaushalt (vgl. Abschnitte 2.3.5 und 2.3.7) einer Schneedecke gerechnet werden. In Abschnitt 2.4 geht es um die Darstellung der am Schneedeckenauf- und -abbau beteiligten dynamischen Prozesse (vgl. Abschnitt 2.4.1) sowie deren Implikationen für das hydrologische Geschehen in Einzugsgebieten (vgl. Abschnitt 2.4.2). Schließlich werden in Abschnitt 2.5 verschiedene schneehydrologische Modellierungskonzepte und –ansätze diskutiert. Anknüpfend an die Forschungsstandsanalyse kann der Forschungsbedarf für eine angepaßte schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum formuliert werden (vgl. Abschnitt 2.6).

Um Mißverständnissen während der Forschungsstandsdiskussion vorzubeugen, werden eingangs einige der verwendeten schneehydrologischen Begriffe erläutert (vgl. Abschnitt 2.1).

### 2.1 Schneehydrologische Begrifflichkeit

Aus Gründen der Einheitlichkeit werden die verwendeten schneehydrologischen Begriffe an Definitionen nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) und den Meßreihen-Schlüssel des Deutschen Wetterdienstes (DWD) angelehnt.

**Schnee** ist zu definieren als fallender oder bereits an der Bodenoberfläche akkumulierter Niederschlag hexagonaler atmosphärischer Eisaggregate. Sie sind in höheren kalten Luftschichten vorwiegend durch Sublimation von Wasserdampf entstanden und erreichen die bodennahen Luftschichten als Kristalle oder körnige Metamorphoseprodukte.

Ab einer flächenhaften Mächtigkeit einer Schneeablagerung von 1 cm Höhe kann von einer **Schneedecke** gesprochen werden. Für die *Charakterisierung der Schneedecke* werden verschiedene Kriterien herangezogen. Es wird unterschieden nach

- dem Schneebedeckungsgrad einer Bezugsfläche,
- der Erhaltungsdauer und
- der Schneeart.

Bei der Unterscheidung nach dem **Schneebedeckungsgrad einer Bezugsfläche** wird eine graduelle Bedeckung von 0 – 1.0 angesetzt oder es werden prozentuale Angaben gemacht. So wird bei einer hundertprozentigen Abdeckung der Bezugsfläche mit Schnee von einer *geschlossenen Schneedecke* (1.0) gesprochen. Eine *durchbrochene Schneedecke* weist einen Bedeckungsgrad von 0.5 – 1.0, also von 50 bis <100% auf. Bei weniger als 50%iger Schneebedeckung (0.1 bis 0.5) bleiben nur noch *Schneeflecken*. Als *Schneereste* werden Schneeansammlungen bezeichnet, die weniger als 10% (<0.1) der Bezugsfläche abdecken.

Eine weitere Charakterisierung einer Schneedecke erfolgt über die **Erhaltungsdauer**. *Sporadische Schneedecken* können einen Bestand von wenigen Stunden bis zu Tagen haben. *Temporäre oder saisonale Schneedecken* bleiben in der kalten Jahreszeit bis zu mehreren Monaten erhalten. *Perennierende Schneedecken* bezeichnen schließlich ganzjährig vorhandene Schneebedeckungen.

Bei der Beschreibung nach der **Schneeart** werden lediglich der innerhalb eines Betrachtungszeitraums gefallene *Neuschnee* und der bereits zuvor angesammelte *Altschnee* voneinander unterschieden.

Ein **Schneefalltag** bezeichnet einen Tag mit Schneefall von mindestens 0.1 mm.

Ein **Schneedeckentag** ist ein Tag mit einer geschlossenen oder einer durchbrochenen Schneedecke.

Eine **Schneedeckenperiode**, **Schneebedeckungsphase** oder **Schneedeckenphase** bezeichnet mehrere aufeinanderfolgende Schneedeckentage. Davon abzuheben ist die **potentielle Schneedeckenperiode**, die den regionalspezifischen Zeitraum innerhalb eines Jahres bezeichnet, in dem es zur Ausbildung einer Schneedecke kommen kann. Weiterhin zu beachten ist, daß eine Schneedeckenperiode auch mehrere Akkumulations- und Ablationsphasen (s.u.) aufweisen kann.

Eine **Akkumulationsperiode oder –phase** beschreibt die Zeitspanne zwischen einem Minimum und dem darauffolgenden Maximum der in der Schneedecke gebundenen Wasserrücklage innerhalb einer Schneedeckenperiode.

Die **Ablationsperiode oder –phase** ist die Zeitspanne zwischen einem Maximum und dem anschließenden Minimum der in der Schneedecke gebundenen Wasserrücklage innerhalb einer Schneedeckenperiode.

Die **Schneedeckendauer** beschreibt die Anzahl der Schneedeckentage innerhalb eines Beobachtungszeitraums.

Als **Schneedeckenzeit** wird die Zeitspanne vom ersten bis zum letzten Schneedeckentag bezeichnet, wobei auch schneedeckenfreie Tage eingeschlossen sind.

## 2.2 Niederschlagsform und systematischer Meßfehler

Bei der Schneebildung sind zwei Basisprozesse zu unterscheiden: Der meteorologische Vorgang der Kristallisation von Wasser oder Wasserdampf in den Wolken und der eigentliche Niederschlagsprozeß, bei dem die Bedingungen oberflächennaher Luftschichten die Zusammensetzung des Niederschlags am Boden determinieren. Für die vorliegende schneehydrologische Fragestellung ist es von grundlegender Bedeutung, zu unterscheiden, in welcher Form der Niederschlag die Erdoberfläche erreicht. In diesem Abschnitt steht deshalb der eigentliche Niederschlagsprozeß und die Bestimmung des Übergangs von Regen- in Schneeniederschlag im Vordergrund. Im Hinblick auf eine adäquate Modellierung der hydrologischen Prozeßdynamik eines Gebiets ist auch der systematische Meßfehler bei der Niederschlagserfassung zu berücksichtigen, der bei festen Niederschlägen an Bedeutung gewinnt (vgl. RICHTER 1995).

Es folgt ein Überblick über die Problematik der Unterscheidung von Regen-, Schnee- und Mischniederschlägen, eine Einordnung der regionalen Verteilung von Schnee- und Mischniederschlagsanteilen im Untersuchungsraum Mittelgebirge und kurze Erläuterungen zum systematischen Meßfehler bei festen Niederschlägen.

### 2.2.1 Niederschlagszusammensetzung

GRAY UND PROWSE (1993) bezeichnen Mächtigkeit und Temperatur der von den Schneeflocken durchquerten Luftschichten als ausschlaggebende Größen dafür, ob der Niederschlag die Bodenoberfläche als Regen oder Schnee erreicht. GREBNER (1978, in BRAUN 1985) beschreibt dabei die Höhe der 0°C –

Grenzschicht in der Atmosphäre als entscheidende Determinante. Daneben können aber auch weitere meteorologische Bedingungen als Einflußgrößen für das Auftreten von Schneeniederschlagsereignissen angeführt werden wie z.B. die Art und Beschaffenheit der Bewölkung oder die allgemeine Luftmassenbewegung. Da diese Bedingungen nur schwer zu erfassen sind, wird häufig allein die Lufttemperatur am Boden als determinierende Größe herangezogen (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; RACHNER ET AL. 1997).

Auch RACHNER ET AL. (1997) beschreiben den Übergang von Regen- zu Schneeniederschlag in Abhängigkeit von der Lufttemperatur. Sie räumen jedoch ein, daß die Bestimmung des Aggregatzustands des Niederschlags über die Lufttemperatur speziell bei Temperaturen um den Gefrierpunkt problematisch ist. So weist SEVRUK (1984b) darauf hin, daß bei der Bestimmung des Schneeanteils am Niederschlag in Abhängigkeit von der Lufttemperatur deren räumliche und zeitliche Variabilität stark mit einzubeziehen ist. Er stellt fest, daß der prozentuale Schneeanteil an den Niederschlägen mit abnehmender Temperatur zwar um 4.5% pro 1°C zunimmt, daß aber gerade im Bereich des 0°C-Grenzwertes eine sehr große Streuung besteht. Nur 68% der Variabilität des Schneeanteils kann durch die Temperatur erklärt werden.

Eine hohe Variabilität des Übergangs fester und flüssiger Niederschläge stellt auch LAUSCHER (1982, in BRAUN 1985) anhand einer Untersuchung der Lufttemperaturen für über 300 Stationen im Wiener Raum fest. Danach erfolgt eine Schneebildung unterhalb eines Mittelwerts von +1.74 °C und mit einer Standardabweichung von 1.5 °C. Er stellt zudem eine saisonale Veränderung der Grenztemperaturen fest; so liegt das Mittel im Januar mit 1.4 °C am niedrigsten und im April bzw. Oktober mit 2.6 und 2.2 °C am höchsten. Sogar eine tägliche Variation kann ausgemacht werden mit einem Minimum am Morgen und Abend (1.5 °C) und einem Maximum in den Mittagsstunden (2.3 °C). Einen Einfluß auf die Übergangstemperatur haben nach LAUSCHER (1982) aber auch allgemeine Wetterbedingungen wie beispielsweise starke Westwinde (advective Luftmassenbewegungen größeren Maßstabs), die etwa eine Übergangstemperatur von 1.8 °C bedingen, während eine Tiefdruckzelle für eine Grenztemperatur von nur 0.7 °C sorgen kann.

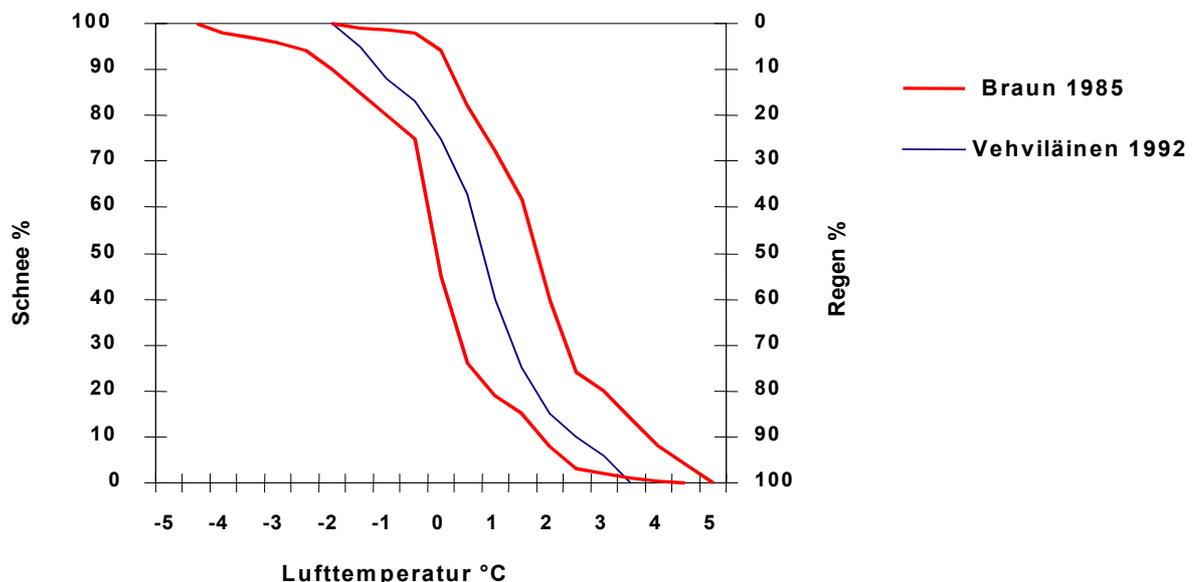


Abbildung 2.2.1: Anteile verschiedener Niederschlagsformen am Gesamtniederschlag als Funktion der Lufttemperatur (verändert nach BRAUN 1985 und VEHVILÄINEN 1992).

SEVRUK (1984b) führt die Bedeutung der Geländehöhe und der saisonalen Veränderungen für die Schneebildung an. Danach gilt für untere Lagen, daß die Spanne der Temperaturen, bei denen Schneefallereignisse auftreten, größer ist als für höhere Lagen. Im Vergleich zu den Monaten des

Jahres, in denen die Lufttemperaturen die meiste Zeit negativ oder nahe dem Gefrierpunkt sind (durchschnittlich November bis Februar), ist diese Spanne auch für die relativ gesehen wärmeren Übergangsmonate (März-Mai; Sept/Okt) ausgedehnter.

Entsprechend wird in der Regel von Temperaturintervallen ausgegangen, innerhalb deren Grenzen sich die Änderung des Aggregatzustands der Niederschläge je nach klimatischen und kleinklimatischen Einflüssen vollzieht und somit Mischniederschläge in den unterschiedlichsten Zusammensetzungen auftreten (vgl. GRAY/PROWSE 1993). So beschreibt BRAUN (1985) die Schwankungsbreite des Übergangs von Regen in Schnee als ein Intervall zwischen +4.0 und -2.0 °C Lufttemperatur, in dem ein Regen-Schneegemisch auftritt. In extremen Fällen kann der Niederschlag jedoch noch bei -4 °C einen Regenanteil und bei +5°C einen Schneeanteil aufweisen. VEHVILÄINEN (1992) geht dagegen von einem einzelnen Grenzwert aus, der bei etwa + 0.9°C einen Schneeanteil von 50% des Niederschlags induziert. 75% Schnee sind bei Temperaturen um 0°C zu erwarten und 90% bei -1.2°C. Grenzwert und Übergangintervall von Schnee- und Regenniederschlag nach den Untersuchungen von VEHVILÄINEN (1993) und BRAUN (1985) sind in Abbildung 2.2.1 näherungsweise dargestellt.

### *Regionale Aspekte bei der Niederschlagszusammensetzung*

Nach RICHTER (1995) wird die regionale Verteilung des Schnee- und Mischniederschlagsanteils vor allem durch die Geländehöhe bestimmt, deren Einfluß durch die Ausrichtung zu ozeanischen oder kontinentalen Luftmassenbewegungen überlagert und durch Luv- und Lee-Effekte leicht modifiziert wird. Für die unteren westlichen Mittelgebirge (200 bis 400 m ü.NN) beziffert er den mittleren Anteil von Schnee- und Mischniederschlägen am Gesamtniederschlag auf bis zu 30%, für höhere Lagen (ab 600 m ü.NN) auf bis zu 40%. Für die östlichen Mittelgebirge liegen die Höhengrenzen in der Regel deutlich tiefer. Anhand langjähriger Untersuchungsreihen stellt RICHTER (1995) weiterhin fest, daß im Tiefland der Mischniederschlagsanteil den Anteil reiner Schneeniederschläge deutlich überwiegt. Mit zunehmender Höhenlage verändert sich das Verhältnis zugunsten der Schneeanteile. Dabei kommt es in den östlichen Mittelgebirgen bereits bei einer Geländehöhe von etwa 700 m ü.NN zu einem höheren Anteil reinen Schnees, während in den westlichen Mittelgebirgen und im Alpenraum erst bei 1500 m ü.NN ein klarer Schneeüberhang ausgemacht werden kann (vgl. RICHTER 1995).

## **2.2.2 Systematische Meßfehler bei Schnee- und Mischniederschlägen**

Allgemein ist während der Wintermonate ein deutlich höherer systematischer Meßfehler zu verzeichnen als in den Sommermonaten. Dies geht vor allem auf den erhöhten Windfehler zurück, der sich durch den gesteigerten Anteil windanfälliger Schnee- und Mischniederschläge am Gesamtniederschlag einstellt. Die Verwehungen im Bereich der Meßstellen variieren dabei in Abhängigkeit von der Stationslage, der Niederschlagsintensität und dem Anteil flüssiger Bestandteile des Niederschlags. So ist bei wachsender Exposition der Meßstation, verminderter Niederschlagsintensität und einem steigenden Schneeanteil am Niederschlag von einer Erhöhung des systematischen Meßfehlers auszugehen (vgl. SEVRUK 1983; SEVRUK 1984b; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; WMO 2000).

Im Jahresdurchschnitt werden orographische Einflüsse auf den Meßfehler relativ gering bewertet. Als einen Grund dafür führt RICHTER (1995) an, daß der größere Anteil von Schnee- und Mischniederschlägen in den Hochlagen durch den fehlermindernden Effekt höherer Niederschlagsintensitäten ausgeglichen wird. Entsprechend zeigen sich im Hinblick auf den systematischen Niederschlagsmeßfehler keine signifikanten Unterschiede zwischen Flachland und den mittleren oder höheren Lagen der Mittelgebirge. RICHTER (1995) verweist jedoch darauf, daß sich in den Gipfelregionen der Mittelgebirge (> 700 m) im Vergleich zu ähnlichen Höhenlagen der Alpen ein systematisch höherer Meßfehler einstellt, der vor allem auf das Zusammentreffen vergleichsweise geringer Niederschlagsintensitäten mit einem gleichzeitig hohen Anteil von Schnee- und Mischniederschlägen zurückgeführt

wird. Dabei ist der Unterschied umso größer, je freier die Stationslagen sind. Im Sommer und in der Übergangszeit ist er generell etwas geringer. Nach SEVRUK (1984a/b) ist die jährliche Meßfehler-Amplitude in den Alpen am stärksten. Hier sorgen oft sehr hohe sommerliche Niederschlagsintensitäten für geringe und Schnee- und Mischniederschläge im Winter für hohe Meßfehler. Nach der umfassenden Untersuchung von RICHTER (1995) wird die Höhe des winterlichen Meßfehlers in den Alpen jedoch noch von dem der östlichen höheren Mittelgebirgslagen übertroffen.

Nach RICHTER (1995) liegt der Niederschlagsmeßfehler in Mittelgebirgslagen über 700 m ü.NN bei freier Stationslage zwischen 10% im Sommer und 35% im Winter. Bei mäßig geschützter Stationslage verringert sich die Amplitude im Jahresgang auf 8-18%. Für die unteren (200-400 m ü.NN) und mittleren (400-700 m ü.NN) Mittelgebirgslagen werden zwischen 10 und 30% in ungeschützten und 8-16% in geschützteren Lagen festgestellt. Für Schnee- und Mischniederschläge kann in den westlichen Mittelgebirgen im Mittel von einem Meßfehler von 15-30%, in den östlichen Mittelgebirgen von 20 bis zu über 40% ausgegangen werden (vgl. RICHTER 1995).

## 2.3 Eigenschaften einer Schneedecke

Eine Schneedecke weist eine Vielzahl spezifischer Eigenschaften auf, die gleichzeitig Ursache und Ergebnis einer komplexen Prozeßdynamik sind. Das Verständnis der wichtigsten schneephysikalischen Eigenschaften, ihrer dynamischen Entwicklung und räumlich variablen Ausprägung wird als notwendige Voraussetzung zur Beschreibung und modelltechnischen Erfassung des schneehydrologischen Systems verstanden. Grundlegende Eigenschaft einer Schneedecke unter hydrologischen Gesichtspunkten ist ihre Funktion als temporärer Gebietswasserspeicher, der in Abhängigkeit von meteorologischen Bedingungen sowie regionalen und lokalen Geländefaktoren Niederschläge zurückhält und sie mit zeitlicher Verzögerung wieder in den hydrologischen Kreislauf entläßt (vgl. WOHLRAB ET AL. 1992; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

In diesem Abschnitt werden die hydrologisch relevanten Eigenschaften einer Schneedecke in Grundzügen dargestellt, die zum einen den Massen- und zum anderen den Wärmehaushalt einer Schneedecke bestimmen (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; HERRMANN 1978; BRECHTEL ET AL. 1984; KUHN 1984; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; WOHLRAB ET AL. 1992; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Dazu zählen:

- Die Zusammensetzung und Struktur einer Schneedecke (vgl. Abschnitt 2.3.1);
- das Schneewasseräquivalent als die hydrologisch entscheidende Speichervariable einer Schneedecke (vgl. Abschnitt 2.3.2);
- die Schneedichte als die vom Wasseräquivalent und der Lufttemperatur abhängige sekundäre Größe, die vor allem für die Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser und die Ermittlung der Schneehöhe bedeutsam ist (vgl. Abschnitt 2.3.3);
- die Schneehöhe als die vom Wasseräquivalent und von der Schneedichte abhängige weitere wichtige sekundäre Größe (vgl. Abschnitt 2.3.4);
- der Wärmehaushalt und thermische Eigenschaften der Schneedecke, die alle Schmelz- und Verdunstungsprozesse sowie große Teile des Metamorphoseprozesses maßgeblich steuern (vgl. Abschnitt 2.3.5);
- hydraulische Eigenschaften, zu denen die Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser und die Wasserbewegung in der Schneedecke gehören (vgl. Abschnitt 2.3.6);
- die Grundzüge des Massenhaushalts einer Schneedecke als Grundlage für die Bilanzierung des Schneedeckenauf- und abbaus (vgl. Abschnitt 2.3.7).

### 2.3.1 Zusammensetzung und Struktur einer Schneedecke

Schneeniederschläge sind mit wenigen Ausnahmen in der Lage, eine Schneedecke auszubilden. Nach RANGO (1996a) sind die Schneeniederschlagskristalle ab dem Zeitpunkt ihrer Ablagerung Metamorphoseprozessen unterworfen, die zu einer Auflösung der eigentlichen Kristallstruktur und zur Bildung eines inhomogenen Schneekörpers führen. Jede Schneedecke setzt sich aus einem Gemisch von Eis, Luft und flüssigem Wasser zusammen. WOHLRAB ET AL. (1992) geben als Anhaltswerte einen Anteil von etwa 10-40 Vol% Eis, 60-90 Vol% Luft und von 0-30 Vol% flüssigen Wassers an. Jedoch variieren die Anteile der verschiedenen Komponenten erheblich in Abhängigkeit von externen und schneedeckeninternen Faktoren und Bedingungen, die ihrerseits starker dynamischer Veränderung unterliegen. Beispielsweise sorgen niedrige Umgebungstemperaturen von ca.  $< -2^{\circ}\text{C}$  und eine geringe Luftfeuchte bei der Schneeablagerung für relativ trockene Neuschneedecken mit einer feinen kristallinen und von Luftporen durchsetzten Struktur (vgl. DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Demgegenüber kommt es bei Temperaturen um und über dem Gefrierpunkt zur Ausbildung schwerer Schneedecken mit einem hohen flüssigen Wassergehalt, deren Struktur durch Schneeclusterbildung geprägt ist. Detaillierte Klassifikationen von Struktur und Vernässungsgrad einer Schneedecke sowie deren Entwicklung im Laufe einer Schneedeckenphase sind COLBECK ET AL. (1990) bzw. NAKAWO/HAYAKAWA (1998) zu entnehmen.

Aufgrund ihrer Zusammensetzung und Struktur schreibt KUHN (1984) einer Schneedecke ähnliche Eigenschaften wie einem grobporigen Boden zu. Dieser Vergleich bezieht sich vor allem auf Wasserdurchlässigkeit und die gleichzeitige Fähigkeit, relativ hohe Mengen flüssigen Wassers für kurze Zeitspannen zu speichern (vgl. WOHLRAB ET AL. 1992; DINGMAN 1994). Die Textur einer Schneedecke wird anhand der schematischen Darstellung in Abbildung 2.3.1 veranschaulicht.

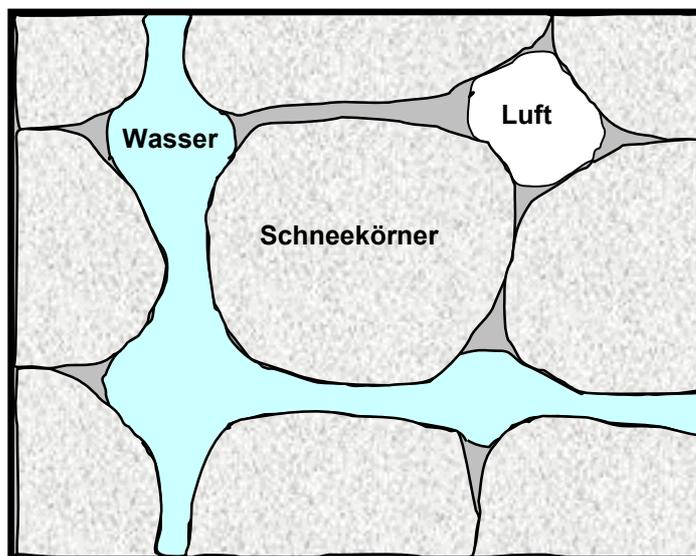


Abbildung 2.3.1: Idealierte Darstellung einer dünnen Schneelage mit Schneekörnern, durch Oberflächenspannung zurückgehaltenes Wasser und luftgefülltem Porenraum (nach COLBECK 1971 in DINGMAN 1994).

Zu den wichtigsten Determinanten für die Schneedeckenzusammensetzung und Strukturbildung zählen die im folgenden aufgeführten Faktoren (vgl. WOHLRAB ET AL. 1992; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996):

- Die Umgebungstemperatur verschiedener Luftschichten (bodennah und in Wolkenhöhe) beim Niederschlagsereignis und nach der Ablagerung;
- die Temperatur der Schneedecke selbst (Kältegehalt, spezifische Wärme);
- die Luftfeuchte;
- die Einstrahlung;
- die Windverhältnisse;

- das Lagerungsalter einer Schneedecke, die Einfluß auf die Schneedichte nimmt;
- die durch Auflast anderer Schneelagen entstehenden Drücke, die ebenfalls Einfluß auf die Schneedichte nehmen.

### 2.3.2 Schneewasseräquivalent

Das Schneewasseräquivalent, HWE, ist als die hydrologisch wichtigste Schneevariable zu bezeichnen. Es ist definiert als die in einer Schneedecke insgesamt - sowohl in fester wie in flüssiger Form - enthaltene Wassermenge in mm, l/m<sup>2</sup> oder kg/m<sup>2</sup> (vgl. BRECHTEL 1970; WOHLRAB ET AL. 1992; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Die Höhe des Schneewasseräquivalents variiert erheblich in Abhängigkeit von verschiedenen regionalen und lokalen Faktoren. Empirische Untersuchungen belegen einen linearen Zusammenhang zwischen der Zunahme der Geländehöhe und der des Wasseräquivalents (vgl. BRECHTEL 1970; BRECHTEL/BALAZS 1976; SCHWARZ 1982; MARTINEC 1991). MARTINEC (1991) nennt jedoch eine Grenzhöhe von 2800 m ü.NN, ab der nicht mehr von einer weiteren Zunahme des Schneewasseräquivalents auszugehen ist. Wenn auch der Einfluß der Geländehöhe als dominant zu bezeichnen ist, so wird er dennoch von regionalen Faktoren wie der geographischen Breite, der Topographie (und damit der Exposition zur Sonne oder Hauptwetterlage) und der Vegetation modifiziert. So erweist sich der Einfluß dichter Waldbestände vor allem beim Schneedeckenaufbau als stark mindernder Faktor für die Höhe des Wasseräquivalents. Dagegen wirkt sich die Exposition verstärkt während der Ablation durch modifizierte Schmelzraten auf die Entwicklung des Wasseräquivalents aus (vgl. BRECHTEL 1970; HERRMANN 1973/1974; SCHWARZ 1982; ISHII/ FUKUSHIMA 1994). Der Effekt der Geländehöhe, verschiedener Waldarten und der Exposition zur Sonne auf die Entwicklung des Wasseräquivalents ist in Abbildung 2.3.2 exemplarisch für hessische Mittelgebirgsgebiete dargestellt.

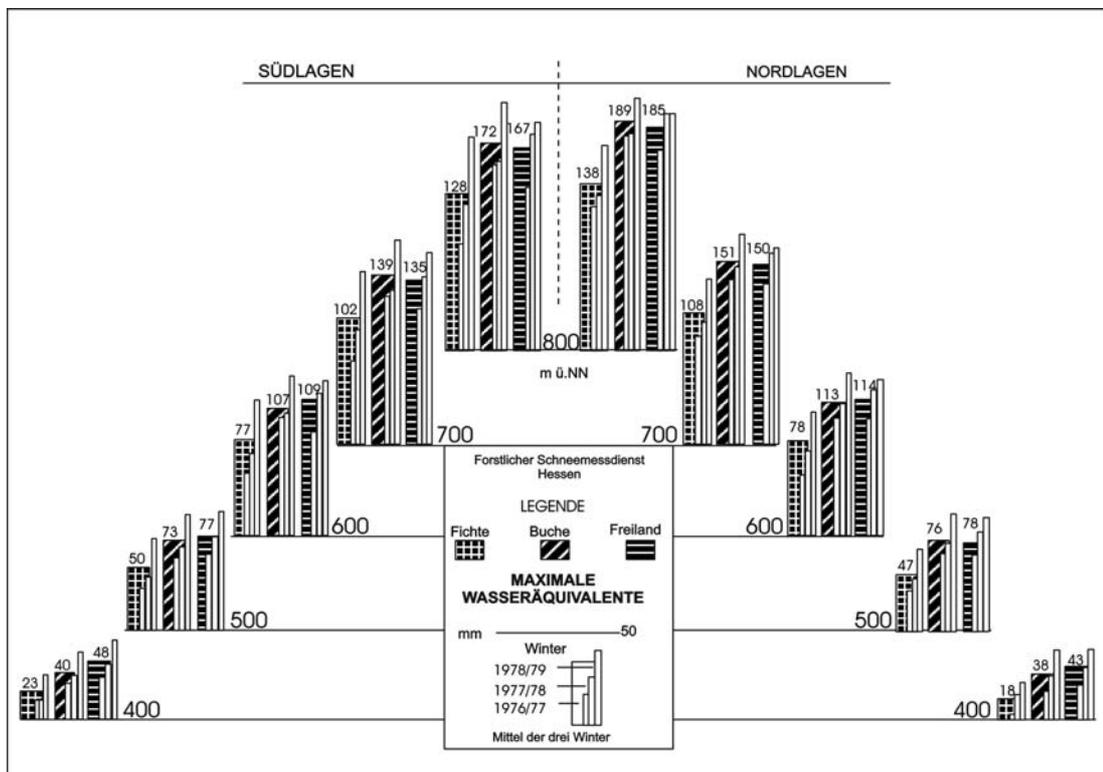


Abbildung 2.3.2: Maximale Wasseräquivalente unterschieden nach der Höhenstufe, der Exposition sowie Wald und Freilandgebieten in den Hessischen Mittelgebirgen (nach Schwarz 1982).

In standardmäßigen Meßprogrammen wird das Wasseräquivalent nur selten bestimmt. Zudem sind im europäischen Raum in der Regel lediglich Punktmessungen möglich, die einer fehleranfälligen Regionalisierung bedürfen, um flächenbezogene Werte zu erhalten (vgl. MARTINEC/RANGO 1981). In den USA erlaubt das Aufnahmenetzwerk SNOTEL eine annähernd flächendeckende Erfassung des Schneewasseräquivalents (vgl. SIMPSON ET AL. 1998; FERGUSON 1999). Anhand neuerer Fernerkundungs- und Radartechniken werden direkte räumliche Aufnahmen des Wasseräquivalents angestrebt (vgl. MARTINEC ET AL. 1991; LUNDBERG/THUNEHED 2000). Bei der Verwendung passiver Mikrowellen-Daten zur flächenmässigen Berechnung des Wasseräquivalents beschreiben RANGO ET AL. (1996a/b) jedoch, daß die Wertabschätzungen durch die Variabilität von Größe und Form der Schneekristalle verfälscht werden. Je nach Aufnahmetechnik muß daneben bei geringmächtigen und vernähten Schneedecken mit Fehlbestimmungen gerechnet werden, da Reflexionen der unterliegenden Bodenoberfläche sowie von hohen flüssigen Wasseranteilen in der Schneedecke für Verzerrungen sorgen (vgl. LUNDBERG/THUNEHED 2000). Auch Waldbestände sorgen für Verzerrungen der erfaßten Signale (vgl. FERGUSON 1999). Zudem sind Aufnahmeauflösung, Flächenabdeckung und Aufnahme-frequenz der meisten Fernerkundungstechniken noch sehr eingeschränkt (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KINBAUER 1992; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Eine Ausnahme im Hinblick auf die Auflösung bilden aktive Mikrowellen, die jedoch nicht in der Lage sind, das Wasseräquivalent trockener Schneedecken zu erfassen (vgl. FERGUSON 1999).

Häufig wird das Schneewasseräquivalent daher über die gemessenen Niederschlagshöhen abgeschätzt. Zudem kann eine einfache Massenbeziehung zwischen Schneewasseräquivalent, Schneelagerungsdichte und Schneehöhe aufgestellt werden, die in vielen Untersuchungen und Modellanwendungen zur Herleitung und Beschreibung der Schneespeichervariable Wasseräquivalent verwendet wird (vgl. VEHVILÄINEN 1992; WOHLRAB ET AL. 1992; DINGMAN 1994; MARTINEC ET AL. 1994b). Diese Beziehung lautet:

$$\text{HWE} = \text{HS} * \rho_s \quad [\text{mm}]$$

mit: HWE = Schneewasseräquivalent [mm]  
 HS = Schneehöhe [cm]  
 $\rho_s$  = Schneedichte [g/cm<sup>3</sup>]

### 2.3.3 Schneedichte

Die Schneedichte,  $\rho_s$ , beschreibt die Lagerungsdichte einer Schneedecke und kann als das Verhältnis luftgefüllter Poren zum Gesamtvolumen eines Schneepakets bzw. als der Quotient aus der Masse einer Schneeprobe und ihrem Volumen (in g/cm<sup>3</sup> oder kg/m<sup>3</sup>) definiert werden (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1990; MANIAK 1993). Unter Vernachlässigung des Anteils von Luftporen im Schneekörper wird die Schneedichte für hydrologische Anwendungen auch als das Verhältnis des Gesamtwasseräquivalents einer Schneedecke zur Schneehöhe ausgedrückt. Folglich gilt zur Beschreibung der Lagerungsdichte des Schnees die nach Umformung der einfachen Beziehung von Wasseräquivalent, HWE, Schneehöhe, HS, und Schneedichte,  $\rho_s$ , abgeleitete Gleichung:

$$\rho_s = \text{HS} / \text{HWE} \quad [\text{g/cm}^3]$$

Mit dem Moment der Ablagerung der Schneekristalle beginnt deren Umbildung und damit der Eintritt in den dynamischen Prozeß der Metamorphose und Verdichtung der Schneedecke (vgl. RANGO ET AL. 1996a/b; siehe auch Abschnitt 2.4.1.2). Entsprechend wird in vielen Untersuchungen und Modellan-sätzen die initiale Dichte des Neuschnees von der dynamisch modifizierten Schneedichte im Verlauf der Schneedeckenphase unterschieden (vgl. BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; GRAY/PROWSE 1993; RANGO/MARTINEC 1995; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Die initiale Schneedichte hängt von einer Reihe klimatischer Faktoren bei der Ablagerung wie z.B. der Lufttemperatur, der Luftfeuchte oder der Windgeschwindigkeit ab. So ist davon auszugehen, daß sich bei vernähten Schneeablagerungen, die bei Temperaturen um den Gefrierpunkt entstanden sind, höhere Schneedichten einstellen als bei ‚kalten‘, ‚trockenen‘ Ablagerungen (vgl. COLBECK ET AL. 1990 und Abschnitt 2.2.1). KUCHMENT ET AL. (1983; in VEHVILÄINEN 1992) leitet die initiale Schneedichte in Abhängigkeit von der Lufttemperatur her. Dabei stellt er eine exponentielle Beziehung zwischen der Zunahme der Temperatur und der Schneedichte auf. Aufgrund der hohen Variabilität und Komplexität der Einflußfaktoren wird in einigen schneehydrologischen Modellierungsansätzen für die initiale Schneedichte vereinfachend ein Mittelwert von  $0.1 \text{ g/cm}^3$  angenommen (vgl. MARTINEC/RANGO 1991).

Im weiteren Verlauf der Schneedeckenentwicklung kommt es zu ausgeprägten Verdichtungsprozessen, die von komplexen meteorologischen, saisonalen und lokalen Zusammenhängen bestimmt werden (vgl. BRAUN 1985; ROHRER 1992; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). DINGMAN (1994) hebt einen starken Zusammenhang zwischen Schneeverdichtung und Wind hervor. Dagegen räumt BRAUN (1985) ein, daß keine eindeutigen kausalen Abhängigkeiten zwischen der Schneedichte und einzelnen Einflußfaktoren wie z.B. der Geländehöhe oder der Schneehöhe nachgewiesen werden können. Nach MARTINEC/RANGO (1991; vgl. RANGO/MARTINEC 1995) ist der Faktor Zeit bzw. die Lagerungsdauer als dominant für den Verlauf des Verdichtungsprozesses einer Schneedecke zu bezeichnen. Unbestritten ist, daß Regeneintrag, Schmelz- und Regelationsprozesse für eine sprunghafte Verdichtung innerhalb eines Schneepakets sorgen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET. AL. 1998).

Eine hohe Variabilität der Schneedichte zeichnet sich auch anhand des in der Literatur beschriebenen weitgestreuten Schwankungsbereichs für beobachtete Schneedichtewerte zwischen Ablagerung und Ablation ab. Nach BRAUN (1985) ergibt sich für Schneedecken unter 50 cm eine Schwankungsbreite von  $0.1\text{-}0.4 \text{ g/cm}^3$ . MANIAK (1993) gibt für neuen Pulverschnee eine Dichte von  $0.05\text{-}0.13 \text{ g/cm}^3$  an. Über körnigen Pulverschnee mit  $0.25 \text{ g/cm}^3$  und körnigen Schnee mit  $0.33\text{-}0.4 \text{ g/cm}^3$  kommt er bei gelagertem Schnee/Firnschnee zu einer Dichtezunahme auf  $0.5\text{-}0.6 \text{ g/cm}^3$ . Weitere Dichteangaben machen BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996); danach kann Neuschnee je nach Feuchtigkeits- und Packungszustand Dichten zwischen  $0.01$  und  $0.2 \text{ g/cm}^3$  aufweisen. Das erste „Abbauprodukt“ (BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996) des Neuschnees bezeichnen sie als Filzschnee mit Dichten zwischen  $0.15$  und  $0.25 \text{ g/cm}^3$ . Bei über Wochen fortschreitender Umwandlung der Schneestruktur durch Kornverschmelzung oder Regelationsvorgänge führt dies zur Entwicklung von Altschnee, der Dichten bis zu  $0.6 \text{ g/cm}^3$  aufweist. DUNN/COLOHAN (1999) zitieren diverse empirische Untersuchungen, wonach die Dichte frisch gefallenen Schnees bereits zwischen  $0.05$  und  $0.3 \text{ g/cm}^3$  liegt. Bei einer graduellen Verdichtung gehen sie für ältere Schneeablagerungen von Dichten zwischen  $0.3$  und  $0.7 \text{ g/cm}^3$  aus.

Für die Bestimmung der Schneedichte gilt gleiches wie bei der Ermittlung der Wasseräquivalente: In der Regel sind nur stichprobenartige Punktmessungen verfügbar, die aufgrund der hohen zeitlich räumlichen Variabilität der Schneedichte nur begrenzte Aussagekraft für eine ausgedehnte Schneedecke besitzen. Nach NAKAWO/HAYAKAWA (1998) sind die physikalischen Eigenschaften einer Schneedecke auch über moderne Fernerkundungstechniken bislang nur sehr eingeschränkt flächenhaft zu erfassen.

### 2.3.4 Schneehöhe

Die Schneehöhe oder auch Schneedeckenmächtigkeit bezeichnet die lotrechte Höhe einer Schneedecke (BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Sie wird auch in Standardmeßprogrammen - beispielsweise des Deutschen Wetterdienstes – regelmäßig in der Einheit *cm* erfaßt (vgl. auch International Commission on Snow and Ice (ICSI)-Klassifizierung, NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Die Schneehöhe gilt als die am leichtesten zu erfassende schneehydrologische Größe, die jedoch ebenso wie die anderen physikalischen Eigenschaften in Abhängigkeit verschiedener klimatischer, topographischer und vegetativer

Einflußfaktoren stark in Raum und Zeit variiert. So treten in windgeschützten Lagen häufig Anwehungen auf, die deutlich höhere Schneemächtigkeiten aufweisen als die umgebende Schneedecke. Dies trifft beispielsweise auf Mulden-, Waldrandlagen oder Lichtungen zu (vgl. BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982; GRAY/PROWSE 1993). Die Schneehöhe,  $HS$ , muß als sekundäre Größe aufgefaßt werden, die durch das Verhältnis des Schneewasseräquivalents,  $HWE$ , und der Schneedichte,  $\rho_s$ , determiniert ist (vgl. DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

$$HS = \rho_s / HWE \quad [\text{cm}]$$

Entsprechend sorgen Schneeniederschläge für eine Zunahme, während Verdichtungsprozesse, Evaporation und Schmelze eine dynamische Reduktion der Schneehöhe herbeiführen.

### 2.3.5 Wärmehaushalt und thermische Eigenschaften einer Schneedecke

Der Wärme- bzw. Energiehaushalt einer Schneedecke ist die treibende Kraft für die Metamorphose, für Schmelzprozesse sowie für die Schneeverdunstung bzw. –sublimation und wird seinerseits maßgeblich durch den Strahlungshaushalt determiniert (vgl. KUHN 1984; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991). Eine Schneedecke tauscht Wärme mit ihrer Umgebung aus. An der Schneedeckenoberfläche findet dieser Austausch über den Nettostrahlungsstrom,  $Q_N$ , den fühlbaren Wärmestrom,  $Q_H$ , den latenten, turbulenten Wärmestrom,  $Q_E$ , und die durch den Niederschlag eingetragene Wärme,  $Q_P$ , statt. An der Schneedeckenunterseite kommt es zu Wärmeaustauschströmen zwischen der Bodenoberfläche und der Schneedecke,  $Q_G$ , die jedoch größenordnungsmäßig weitgehend vernachlässigbar sind (vgl. NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Bei dünnen Schneedecken kann die Nettoeinstrahlung das Schneepaket durchdringen und somit auch auf den Wärmeaustausch an der Schneedeckenunterseite Einfluß nehmen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Durch den Wärmeaustausch,  $Q_C$ , werden die in der Schneedecke herrschenden Temperaturen modifiziert, oder es kommt zu Schmelz-, Sublimations- oder Kondensationsprozessen,  $Q_M$ . In allen Fällen ändert sich der Wärmegehalt der Schneedecke (vgl. NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Unter Vernachlässigung horizontaler Austauschströme kann der Wärmehaushalt durch die Komponenten  $Q_N$ ,  $Q_H$ ,  $Q_E$ ,  $Q_P$ ,  $Q_G$ ,  $Q_C$  und  $Q_M$  wie folgt dargestellt werden (vgl. BLÖSCHL ET AL. 1987; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996):

$$Q_N + Q_H + Q_E + Q_P + Q_G = Q_C + Q_M \quad [\text{W/m}^2]$$

Per Konvention zeigen positive Vorzeichen einen in die Schneedecke gerichteten Wärmestrom an (vgl. KUHN 1984; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Gemäß dieser Gleichung entspricht die für Schmelzprozesse und interne Energiestatusänderungen verfügbare Wärmeenergie der durch die Schneedecke absorbierten Energiemenge (vgl. ROHRER/LANG 1990).

Bei einem Vergleich von 20 Studien zum Energiehaushalt von Schneedecken in verschiedenen Regionen weist KUUSISTO (1986) darauf hin, daß die jeweilige Bedeutung der einzelnen Terme für den allgemeinen Wärmehaushalt und damit auch die Schneeschmelze in Zeit und Raum variiert. Jedoch können die folgenden allgemeinen Feststellungen gemacht werden (vgl. auch ANDERSON 1976; KUHN 1984; BLÖSCHL ET AL. 1987; DINGMAN 1994; FERGUSON 1999):

- Die Netto-Einstrahlung ist die dominante Energiequelle einer Schneedecke. Ihr Einfluß auf die Schneeschmelze ist bei Strahlungswetterlagen am größten.
- Der turbulente Energieaustausch an der Schneeoberfläche spielt ebenfalls eine große Rolle für den Energiehaushalt der Schneedecke. So können auch durch intensiven turbulenten Energieaustausch (Wind) sehr hohe Schneeschmelzraten zustande kommen.

- Dagegen sind der Energieeintrag durch Regen oder den Bodenwärmestrom vernachlässigbar gering. Die oft beobachteten höheren Schmelzraten bei Regenwetter stehen vor allem in Zusammenhang mit dem eingetragenen Regenvolumen, weniger mit der Regenwärme.
- Während der Schneeschmelze sind die Netto-Einstrahlung und der fühlbare Wärmestrom in den meisten Gebieten positiv.
- Latente Wärmeströme können sowohl negativ als auch positiv sein und variieren je nach Gebiet und im Verlauf eines Tages stark, sind jedoch in der Regel relativ gering.
- An bewölkten oder regnerischen Tagen überwiegt der fühlbare Wärmestrom, so daß die Lufttemperaturen entscheidend auf das Eintreten und den Verlauf von Schneeschmelzprozessen Einfluß nehmen.

Für die Berechnung des Energiehaushalts wird auf Punktmeßwerte der Energieströme zurückgegriffen. Nach BLÖSCHL ET AL. (1988) bedingen eine Reihe von meteorologischen Faktoren teils kleinräumige Modifikation der einzelnen Komponenten des Wärmeeintrags in die Schneedecke. Aufgrund dessen wird eine Regionalisierung von Punktmeßwerten erschwert. Für die Ermittlung der Nettoeinstrahlung führt er die Albedo der Schneedeckenoberfläche als entscheidende Determinante an. Durch ihre hohe Variabilität in Abhängigkeit von der Entwicklungsstufe des Schneepakets, dessen Wassergehalt und vom Verschmutzungsgrad der Schneedeckenoberfläche ist die Albedo oft auch der limitierende Faktor bei Berechnungen des Energiehaushalts (vgl. BLÖSCHL 1991).

Die Wärmekapazität von Schnee bei 0°C entspricht mit 2106 J/(kg\*K) ebenso wie die von Eis etwa der Hälfte derjenigen flüssigen Wassers. Mit abnehmender Temperatur nimmt auch die Wärmekapazität ab. Aufgrund komplexer Prozesse der Wärmeübertragung in der Schneedecke ist die Wärmeleitfähigkeit sehr struktur- und texturabhängig. So ist davon auszugehen, daß die Wärmeleitfähigkeit mit der Schneedichte und ihrem Gehalt an flüssigem Wasser zunimmt und bei 0°C größenordnungsmäßig zwischen der von Luft (0.0247 W/(m\*K)) und Eis (2.2 W/(m\*K)) anzusiedeln ist (vgl. KATTELMANN 1986; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Eine Schneedecke weist einen hohen Isolationseffekt auf, der durch die relativ hohe Wärmekapazität bei gleichzeitig geringer Wärmeleitfähigkeit begründet ist (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Vor allem in Hoch- und Freilandlagen ist die Temperaturverteilung innerhalb einer Schneedecke oft sehr inhomogen. Als kalter Schnee werden Schneedecken bezeichnet, die im oberen Bereich Temperaturen von bis zu 10 °C unterhalb der Lufttemperaturen und einen Temperaturgradienten von fast 10 °C/10 cm aufweisen können. In Richtung der Grundfläche nehmen die Gradienten dann auf etwa 1°C/10 cm ab (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Tieflagen- und Waldschneedecken im mitteleuropäischen Raum sind jedoch eher durch ein einheitliches Temperaturprofil bei 0°C gekennzeichnet und werden nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) als temperierte Schneedecken definiert. In Anlehnung an die ICSI-Klassifikation für abgelagerten Schnee (vgl. COLBECK ET AL. 1990) bezeichnet DINGMAN (1994) Schneedecken mit einer einheitlichen Temperaturverteilung von ca. 0°C als isothermale bzw. reife Schneedecken, bei denen jede weitere Energiezufuhr Schmelzprozesse verursacht.

Eine umfassende Übersicht zur Wärmebilanz einer Schneedecke kann auch KUHN (1984) entnommen werden.

### 2.3.6 Hydraulische Eigenschaften einer Schneedecke

In den primär luftgefüllten Porenräumen einer Schneedecke können Schmelz- und Regenwasser zurückgehalten werden. Dabei ist ein Teil des flüssigen Wassers innerhalb einer Schneedecke durch Adhäsions- oder Kapillarkräfte permanent gebunden. Der größte Teil des Wassers wird jedoch temporär im Porenraum zwischengespeichert und bewegt sich als sogenanntes „freies Wasser“ durch das Porensystem (vgl. NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Durch den Anteil flüssigen Wassers wird der Feuchtegrad einer Schneedecke bestimmt. Der flüssige Wassergehalt kann pro Volumen-, Massen- oder Gewichtseinheit des Schneepakets oder als absolute Wasserhöhe angegeben werden [Vol%; %WE; g/kg; mm] (vgl. BRAUN 1985; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Ein sehr nasses Schneepaket hat nach NAKAWO/HAYAKAWA (1998) beispielsweise einen flüssigen Wasseranteil von 15% der Schneemasse. BRAUN (1985) geht auf der Basis einer Reihe empirischer Untersuchungen von im Mittel 10% des Wasseräquivalents aus, die in flüssiger Form vorliegen können.

Im folgenden werden die Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser und die Wasserbewegung in der Schneedecke eingehender dargestellt.

#### *Retentionsfähigkeit der Schneedecke für flüssiges Wasser*

Die Retentionsfähigkeit beschreibt das Rückhaltevermögen einer Schneedecke für flüssiges Wasser (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991). Die Rückhaltedauer und das Retentionsvolumen sind in hohem Maße variabel in Zeit und Raum und stark an die Struktur des Schnees geknüpft. Die strukturelle oder mechanische Rückhaltekapazität einer Schneedecke bezeichnet nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1990) eine maximale Wasserhöhe [mm], die von der Schneedecke im flüssigen Zustand gehalten werden kann. Nach dem Wasserhaltekonzept (vgl. BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991) bestimmt sie, ab welchem Zeitpunkt, wieviel Schmelz- oder Regenwasser aus der Schneedecke entlassen wird. Aufgrund dieser Bedeutung für die Abflusentstehung sowie der interaktiven, dynamischen Prozesse, die zur Ausbildung der spezifischen Retentionskapazität einer Schneedecke beitragen, ist die Operationalisierung und Quantifizierung der Retention ein Gegenstand kontroverser wissenschaftlicher Diskussion.

RACHNER/MATTHÄUS (1984) stellen für die ostdeutschen Mittelgebirge teils sprunghafte, teils kontinuierliche Strukturveränderungen der Schneedecke fest, die sich auf die Retentionsfähigkeit auswirken. Bei empirischen Untersuchungen konnten Schwankungen der Retention zwischen 2 und 20% des Wasseräquivalents festgestellt werden. Die Autoren leiten eine Beziehung zwischen der Retentionsfähigkeit und der Schneedichte her, die sich an die Feststellung knüpft, daß der verfügbare freie Porenraum die Höhe der Rückhaltung in der Schneedecke determiniert. Danach vermindert sich die Rückhaltekapazität für flüssiges Wasser mit zunehmender Auffüllung oder Verengung der Porenräume. Dabei ist nach RACHNER ET AL. (1997) jedoch eine Schneedichte von  $0.4 \text{ g/cm}^3$  als Schwellenwert anzusehen, „oberhalb dessen sich in der Schneedecke eine Eiskelett-Struktur mit Sickerkanälen ausbildet“, die die Wasserdurchlässigkeit fördert und damit die Retentionsfähigkeit wieder vermindert (vgl. auch BØGGILD 2000).

BRAUN (1985) dagegen sieht anhand von Untersuchungen in Schweizer Einzugsgebieten keinen eindeutigen Zusammenhang zwischen Schneedichte und der Wasserrückhaltung in der Schneedecke. In Abbildung 2.3.3 ist seine Gegenüberstellung verschiedener empirischer Untersuchungen dargestellt, in denen versucht wurde, die Retention einer Schneedecke in Abhängigkeit von der Schneedichte darzustellen. Es wird eine sehr weite Streuung der Untersuchungsergebnisse deutlich, die den Ansatz einer Quantifizierung der Rückhaltung über die Schneedichte in Frage stellt.

BRAUNS (1985) Argumentation zufolge ist vielmehr davon auszugehen, daß sich strukturelle Veränderungen der Schneedecke auf Porenform und -größe und somit auf die Durchlässigkeit und die Entwicklung der Retentionsfähigkeit auswirken. Im Zuge dieser Umstrukturierungsprozesse ist die Ver

verdichtung der Schneedecke jedoch nur ein weiterer Sekundärprozeß, der nicht direkt zur Herleitung der Rückhaltekapazität herangezogen werden kann.

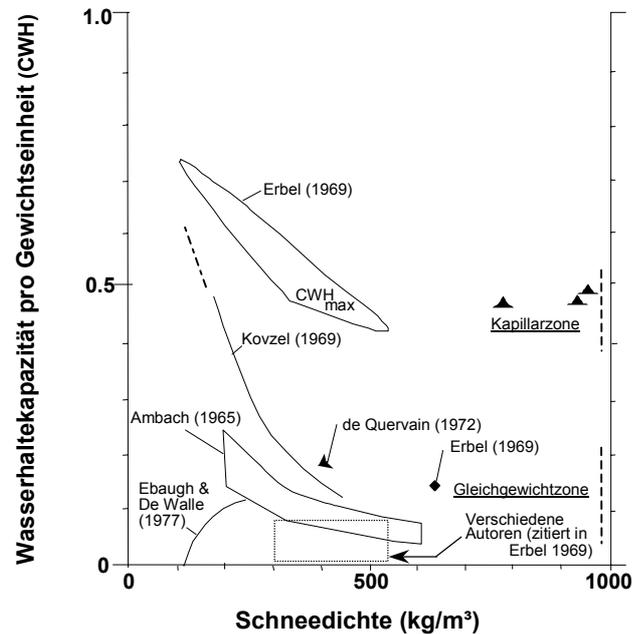


Abbildung 2.3.3: Relation von Retention und Schneedichte (nach BRAUN 1985).

HERRMANN/RAU (1984) haben bei vergleichenden Untersuchungen in einem alpinen und einem Mittelgebirgseinzugsgebiet festgestellt, daß die gröbere Struktur dünner Schneedecken aufgrund einer höheren Durchlässigkeit eine geringere Retentionsfähigkeit induziert als dies in mächtigeren und vielschichtigeren Schneedecken der Fall ist. Sie führen die von ihnen ermittelte geringe Retention von 3-5% des Gesamtwasseräquivalents vor allem auf die Grobporigkeit der geringmächtigen Schneedecken zurück, die durch das Aufbrechen von Kristallstrukturen in temperierten Schneedecken zu begründen ist. Auch RACHNER ET AL. (1997) gehen bei geringmächtigen Schneedecken davon aus, daß die Rückhaltefähigkeit vergleichsweise klein ist. Dies wird unter anderem durch einen bereits hohen Wasseranteil nach Regeneintrag oder Schmelze begründet, der interaktiv zu Veränderungen der Schneekristall- und letztendlich der Schneedeckenstruktur beiträgt (vgl. BAUMGARTNER/ LIEBSCHER 1990; DINGMAN 1994). So beschreibt COLBECK (1978), daß durch Schmelzprozesse eine Abnahme von Kapillarkräften innerhalb einer Schneedecke herbeigeführt wird, die sich mindernd auf die Rückhaltefähigkeit auswirkt. Nach DINGMAN (1994) kommt es allgemein durch Metamorphoseprozesse zur Reifung einer Schneedecke. Im Reifestadium erreicht sie einen isothermalen Zustand, in dem er die Haltefähigkeit für flüssige Bestandteile noch auf maximal 6% des Gesamtwasseräquivalents beziffert.

SINGH ET AL. (1998) führen die Inhomogenität einer Schneedecke als weiteres Kriterium für ihre Rückhaltekapazität an. So ermittelten sie anhand von empirischen Untersuchungen in den Alpen eine mehr als doppelt so hohe Rückhaltefähigkeit von Schneedecken mit eingelagerten Eislagen gegenüber einheitlich strukturierten Schneepaketen.

Gemäß der Feststellungen aller genannten Autoren ist durch strukturelle Veränderungen mit der Lagerungsdauer, durch Vernässung und in der Folge auch durch Verdichtung von einer Minderung der Retentionsfähigkeit einer Schneedecke auszugehen. Eine genaue Quantifizierung dieser Verminderung ist jedoch ebenso wie die Bemessung des Ausgangswerts der spezifischen Retentionskapazität einer Schneedecke nicht möglich.

### *Wasserbewegung in der Schneedecke*

Wasserbewegung in der Schneedecke setzt dann ein, wenn die Retentionskapazität einer Schneelage oder eines Schneepakets überschritten wird (vgl. NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Die Permeabilität einer Schneedecke ist abhängig von ihrer Porosität, die wiederum struktur- und texturbedingt bzw. dichteabhängig ist (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Nach DINGMAN (1994) kommt es vorwiegend zu einer vertikalen Perkolation, die als Form ungesättigter Wasserbewegung durch ein poröses Medium zu verstehen ist und somit die Prinzipien ungesättigten Fließens Anwendung finden. Auch COLBECK ET AL. (1979) vergleichen die Wasserbewegung durch Schnee mit der eines grobporigen (~1 mm) Bodens. Jedoch sind dabei Druck- bzw. Kapillarkräfte gegenüber der Gravitationskraft vernachlässigbar. Durch das Auftreten von Eislagen oder anderen stark verdichteten Schichten innerhalb mächtiger Schneedecken kann es aber in Hanglagen temporär auch zu lateralen Abflüssen kommen (vgl. KATTELMANN 1998).

Bei der vertikalen Wasserbewegung innerhalb einer relativ homogenen Schneelage werden drei Perkolationsmechanismen unterschieden (BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; NAKAWO/HAYAKAWA 1998):

- Das Wasserfilmfließen, das durch einen zusätzlichen mobilen Wasserfilm auf den Eiskörnern zustandekommt. Die Filtergeschwindigkeit dieser vertikalen Wasserbewegung ist allerdings mit  $10^{-4}$  cm/s (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996) bzw. 0.55 cm/min (vgl. NAKAWO/HAYAKAWA 1998) sehr gering.
- Das Röhrenfließen, bei dem sich das in Kapillaren gesammelte Filmwasser durch Röhren unregelmäßiger Gestaltung mit einer Filtergeschwindigkeit von 1 cm/s bis zu 2.5 cm/s bewegt (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Vor allem in mächtigeren Schneedecken folgt das Wasser dabei häufig bevorzugten Fließwegen ("preferential flow"), auf denen die Perkolationsgeschwindigkeiten noch stärker variieren (vgl. BØGGILD 2000).
- Ungesättigtes oder gesättigtes Fließen nach dem Darcy-Gesetz, wobei der Durchlässigkeitsbeiwert in direkten Zusammenhang mit der Schneedichte und der Wasserrückhaltefähigkeit der Schneedecke gestellt wird (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Aufgrund der Vernachlässigung der Druck- und Kapillarkräfte kann die Darcy-Formel vereinfacht angewendet werden, wonach das durch die Schneedecke perkolierende Wasser durch das Porenvolumen abzüglich der maximalen Rückhaltekapazität einer Schneedecke determiniert wird (vgl. COLBECK 1978). Die so ermittelten Filtergeschwindigkeiten liegen nach NAKAWO/HAYAKAWA (1998) zwischen 2.0 und 3.0 cm/s. Nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) betragen sie für ein Schneepaket der Dichte  $0.37 \text{ g/cm}^3$  zwischen 0.56 cm/s und 2.2 cm/s.

Für die im allgemeinen heterogen zusammengesetzten Schneedecken müssen die Geschwindigkeiten der internen Wasserbewegungen mit einer sehr weiten Spanne von 0.5 bis 60.0 cm/min angegeben werden. Die hohe Varianz kommt durch die sehr variablen strukturellen, hydraulischen und energetischen Bedingungen in der Schneedecke vor und während eines Wassereintrags sowie in Abhängigkeit von der jeweils eingetragenen Wasserhöhe zustande. Zudem müssen die Durchflußmechanismen und -quantitäten bei isothermalen, geringmächtigen Schneedecken von denen in mächtigeren differenziert werden. In Letzteren bilden sich vor allem im frühen Schmelzstadium durch Regelation und bevorzugte Fließwege innerhalb der Schneedecke komplizierte Entwässerungssysteme aus, die nicht wie in reifen, temperierten Schneedecken durch Darcy'sche Fließgesetze zu beschreiben sind (vgl. BØGGILD 2000).

SINGH ET AL. (1998) unterscheiden die Perkolationsgeschwindigkeit des Schmelzwassers von der durch starken Regenniederschlag ausgelösten Wasserbewegung. In einem wassergesättigten Schneepaket stellen sie mit 6 m/h eine um ein Vielfaches höhere Geschwindigkeit der regeninduzierten Transmission von Wasser in der Schneedecke fest als allein durch Schmelzwasserperkolation möglich wäre.

Für eine detailliertere Berechnung von Wasserbewegungen durch heterogene Schneedecken sind jedoch repräsentative Werte zur Durchlässigkeit und zum effektiven Porenvolumen der Schneedecke bzw. Schneelagen notwendig, die flächenhaft in der Regel nicht verfügbar sind (vgl. GRAY/PROWSE 1993 in MAIDMENT 1993; SINGH ET AL. 1998). BØGGILD (2000) weist zudem darauf hin, daß trotz einer Reihe von Untersuchungen, noch ein sehr geringes Prozeßverständnis der Perkulationsmechanismen durch eine Schneedecke vorliegt.

### 2.3.7 Grundzüge des Massenhaushalts einer Schneedecke

Der Massenhaushalt einer Schneedecke,  $B$ , bezeichnet die Bilanz der zum Schneedeckenaufbau und der zum Schneedeckenabbau beitragenden Prozesse der Akkumulation,  $C$ , und der Ablation,  $A$ . Es gilt

$$B = C + A \quad [\text{kg}]$$

Zur Bilanzgröße ‚Akkumulation‘ zählen nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) alle festen Niederschläge, Ablagerungen von Treibschnee, Ablagerungen von Lawinen, die Kondensation von atmosphärischem Wasserdampf und das Gefrieren von Regenwasser. Zur Ablation tragen Schmelze, Verdunstung, die Erosion von Treibschnee und der Abbruch von Lawinen bei. Die Massenbilanz kann auch durch den Einbezug der spezifischen Dichte von Wasser vereinfacht als Wasserbilanz mit der Einheit [mm] oder [kg/m<sup>2</sup>] ausgedrückt werden, so daß sich die folgende Gleichung ergibt (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

$$B_w = C_s + C_l + C_c + A_m + A_e$$

Mit:

- $B_w$  = Massenänderung
- $C_s$  = Massengewinne aus festen Niederschlägen
- $C_l$  = Massengewinne aus flüssigen Niederschlägen
- $C_c$  = Massengewinne durch Kondensation/Sublimation
- $A_m$  = Massenverluste durch Schneedeckenausfluß
- $A_e$  = Massenverluste durch Verdunstung/Sublimation

Die relative Bedeutung der einzelnen Bilanzgrößen wird durch klimatische, topographische und regionale Faktoren gesteuert. Größenordnungsmäßig sind die Komponenten Niederschlag und Schneedeckenausfluß allgemein vorherrschend (vgl. DINGMAN 1994).

## 2.4 Schneehydrologische Prozeßdynamik

Eine Schneedecke unterliegt einem dynamischen Wandel, der sich durch Schneeablagerungen, Setzungen, Kristallumbildungen und Massenverluste aufgrund von Schmelze, Windabtrag, Evaporation oder Sublimation einstellt.

Die modelltechnische Erfassung des schneehydrologischen Systems setzt ein Mindestmaß an Verständnis der grundlegenden Zusammenhänge der komplexen schneehydrologischen Prozeßdynamik voraus (vgl. DINGMAN 1994). In diesem Abschnitt werden die Basisprozesse des winterlichen hydrologischen Systems dargestellt. Dabei stehen zunächst die Prozesse des Schneedeckenaufbaus, der Schneedeckenentwicklung und des Schneedeckenabbaus im Vordergrund (Abschnitt 2.4.1), bevor in Abschnitt 2.4.2 die hydrologischen Implikationen winterlicher Prozeßdynamik abgeleitet und kurz diskutiert werden.

## 2.4.1 Prozesse des Schneedeckenauf- und -abbaus

Durch feste Niederschlagsbestandteile kommt es zur Anlagerung von Schnee auf Pflanzen oder der Erdoberfläche und somit zu einer temporären Rückhaltung von Niederschlagswasser. Mit der Ablagerung einer ersten Schicht von Schneeflocken setzt ein von meteorologischen und standortspezifischen Bedingungen abhängiger Entwicklungsprozeß der Schneedecke ein. Bei positiver Energiebilanz der Schneedecke kommt es zu Schmelzvorgängen, die sowohl die Schneestruktur und -metamorphose beeinflussen als auch durch Schmelzwasseraustritte zu Wasservorratsänderungen in der Schneedecke führen (vgl. Abschnitte 2.3.5 – 2.3.7). Wenn auch in der Natur die einzelnen Phasen des Entwicklungsgangs einer Schneedecke zeitlich und räumlich interdependent sind, so lassen sich doch drei Teilprozesse des komplexen Gefüges identifizieren (RACHNER/MATTHÄUS 1984; DINGMAN 1994; RACHNER ET AL. 1997 u.a.):

- Akkumulation (Aufbau und Verteilung)
- Metamorphose (Entwicklung/Umwandlung)
- Ablation (Abbau/Evaporation /Schmelze)

Entsprechend wird im folgenden für die physikalische Beschreibung der Schneedeckendynamik eine Unterteilung des Entwicklungsprozesses in Teilvorgänge vorgenommen und auf einzelne Einflußbedingungen detaillierter eingegangen.

### 2.4.1.1 Schneeakkumulation und -distribution

Der Schneeakkumulationsprozeß beschreibt den Vorgang der Schneeniederschlagsablagerung an der Boden- oder Pflanzenoberfläche bzw. auf bereits abgelagertem Schnee. Der zeitliche Ablauf des Akkumulationsprozesses, die Höhe der Schneeansammlung und die räumliche Schneeverteilung werden stark durch standortspezifische Bedingungen geprägt und sind aufgrunddessen hochgradig variabel in Zeit und Raum. Die folgenden Haupteinflußfaktoren können benannt werden, deren Auswirkungen auf die Schneeakkumulation und -verteilung sich zum Teil gegenseitig bedingen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; DINGMAN 1994):

- **Allgemeine Geländeeigenschaften:** Dazu zählt vor allem die Geländehöhe als unabhängige Determinante sowie ferner die Hangexposition, Mulden-, Kuppen- und Hangfußlagen.
- Die **Vegetation:** Vor allem ist der Einfluß höherer Bewüchse wie Waldbestand zu berücksichtigen.
- **Klimatische Faktoren:** Dazu zählt die Lufttemperatur als Determinante des Schneeniederschlags aber vor allem auch der Windeinfluß auf die Schneeverteilung.

Allgemein wird der dominante Einfluß von Geländeeigenschaften, insbesondere der **Geländehöhe** bei der Ansammlung und Verteilung von Schnee innerhalb eines Einzugsgebiets herausgestellt, während Vegetation und Wind ein lediglich modifizierender Einfluß zugeschrieben wird (vgl. BRECHTEL/ BALAZS 1976; LEAVESLEY ET AL. 1983; BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992; DINGMAN 1994; MARTINEC ET AL. 1994b; RACHNER ET AL. 1997). So ist von einer signifikanten Zunahme der Schneeansammlung mit der Geländehöhe auszugehen, die in erster Linie auf den negativen Gradienten der Lufttemperatur mit zunehmender Höhe und dem damit verbundenen erhöhten Schneeanteil am Gesamtniederschlag zurückzuführen ist (vgl. HERRMANN 1973; BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982). MARTINEC (1991) stellt erst eine Stagnation dieser Zunahme ab einer Geländehöhe von 2800 m ü.NN fest. In Gebieten geringer Reliefenergie tritt der Einfluß der Geländehöhe auf die Schneeansammlung und -verteilung im Verhältnis zum Wind- und Waldeinfluß zurück (vgl. VEHVILÄINEN 1992).

ROHRER (1992) stellt im Rahmen seiner Untersuchungen im Alpenraum fest, daß während der Schneeaufbauphase kaum Unterschiede des Wasseräquivalents in unterschiedlich **exponierten Hanglagen** auftreten. Nach einer Untersuchung von BRECHTEL/BALAZS (1976) in den hessischen Mit

telgebirgen nimmt der ohnehin geringe Einfluß der Hangexposition auf die Variabilität der Schneeverteilung mit abnehmender Geländehöhe weiter ab. Die **topographischen Determinanten** Mulden-, Kuppen- und Hangfußlage haben vor allem über die Exposition zum Wind und durch gravitationsbedingte Umlagerungen Auswirkungen auf Schneeansammlung und -distribution.

Die Bedeutung des Waldes für die Schneeakkumulation ist unbestritten (vgl. DINGMAN 1994). In allen gesichteten Untersuchungen wird aber betont, daß die erzielten empirischen Ergebnisse sehr standortspezifisch sind. In **Waldbeständen** kommt es in Abhängigkeit von Art, Alter, Bestandsdichte und topographischer Lage zu unterschiedlichen Ausprägungen der Schneedeckenmodifikation im Vergleich zum Freiland. Eine allgemeingültige Quantifizierung des Waldeinflusses auf die Schneeansammlung ist demnach nicht möglich (vgl. BRECHTEL ET AL. 1984; DINGMAN 1994; POMEROY ET AL. 1998b). Als ein generelles Muster zeichnet sich jedoch ab, daß die niedrigsten Schneeansammlungen unter immergrünen mittelalten und alten Nadelwaldbeständen auftreten (vgl. BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982; ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984). BRECHTEL/BALAZS (1976) stellen für Fichtenbestände im hessischen Bergland eine verminderte Schneeansammlung gegenüber dem Freiland fest, die weitgehend unabhängig von der Exposition auf die Interzeption des dichten Kronendaches zurückgeführt wird. CALDER (1990) erwägt sogar interzeptionsbedingte Reduktionen der Schneeansammlung unter Wald von bis zu 90 % des einkommenden Niederschlags. Speziell für Nadelwaldbestände betonen auch POMEROY ET AL. (1998a/b) die Wichtigkeit des Teilprozesses der Schneeeinterzeption für die Bilanzierung des Gebietsschneespeichers. Sie zeigen auf, daß sich die Schneeeinterzeption in Art und Ausmaß erheblich von der Regeninterzeption unterscheidet. CALDER (1990) zufolge ist die Schneeeinterzeption um mindestens eine Größenordnung höher einzustufen als die Regeninterzeption. So stellt er bei einer Untersuchung im Schottischen Hochland die Regen- und Schneeeinterzeptionshöhe im selben Fichtenbestand nach vergleichbar hohen Niederschlagsereignissen gegenüber. Es ergeben sich 2 mm Regenrückhalt und 14 mm Schneerückhalt. Nach POMEROY ET AL. (1998a/b) kann es in Abhängigkeit von der Kronenbeschaffenheit und -dichte sowie der Schneeniederschlagshöhe zu Interzeptionswerten von bis zu 30 mm kommen. ERNSTBERGER (1987) stellt in deutschen Mittelgebirgen Schneeeinterzeptionswerte von 20 mm fest.

Dagegen unterscheiden sich winterkahle Laubwaldgebiete im Hinblick auf die Schneedeckendynamik nicht signifikant von Brache und offenem Gelände (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; SCHWARZ 1982; ERNSTBERGER 1987; WOHLRAB ET AL. 1992). Sie weisen wenig Interzeption auf, und es kommt wie in Lichtungen und Kahlschlägen zu Reduktionen der Windgeschwindigkeiten (REIFSNYDER AND LULL 1965 in VEHVILÄINEN 1992). Der so erzeugte Schneefängereffekt führt zu teilweise höheren Wasseräquivalenten als im Freiland (vgl. BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982; ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984; BUTTLE/MCDONNELL 1987). Dieser Effekt macht sich auch entlang der Luvseite von Hecken und Waldrändern bemerkbar, wo es lokal zu deutlich höheren Schneeansammlungen als im Umland kommen kann (vgl. BUTTLE/MCDONNELL 1987; WOHLRAB ET AL. 1992). Somit bewirkt der **Windeinfluß** durch Verwehungen und Umlagerungen bereits in der Akkumulationsphase kleinräumige Unterschiede der Schneebedeckung (vgl. RACHNER ET AL. 1997).

Die Schneeverteilung innerhalb eines Gebiets wird bei Schneeschmelzberechnungen in Einzugsgebieten häufig als wichtige Eingangsvariable betrachtet (vgl. MARTINEC/RANGO 1991; MARTINEC ET AL. 1991/1994b). Zur Feststellung der in der Regel sehr heterogenen Schneeverteilung werden zum einen terrestrische Punktmeßwerte extrapoliert und zum anderen moderne Fernerkundungstechniken (z.B. LANDSAT) eingesetzt. Letztere finden vor allem in Forschungsgebieten des alpinen Raums Anwendung. Für die meisten Fernerkundungstechniken stellt jedoch die Bewölkung ein noch nicht lösbares Aufnahmeproblem dar, das aufgrund der winterlichen Witterungsverhältnisse beispielweise in den Mittelgebirgen häufig auftritt (vgl. auch Abschnitt 5.2.4). SIMPSON ET AL. (1998) stellen demgegenüber eine neue Methode zur Abschätzung der schneebedeckten Fläche aus AVHRR-Daten vor, die zwischen Schnee- und Wolkenoberflächen differenzieren kann und vielfach für den polaren Raum An

wendung findet. Aber auch hier wird eingeräumt, daß speziell dünne Schneedecken problematischer zu erfassen sind. So reichen Aufnahmefrequenzen und –auflösungen von Fernerkundungstechniken in der Regel nicht aus, um die Schneedecken in oft nur sporadisch schneebedeckten Mittelgebirgsregionen darstellen zu können (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992; NAKAWO/HAYAKAWA 1998).

### 2.4.1.2 Schneedeckenentwicklung (Metamorphose)

Unter Schneedeckenentwicklung bzw. -metamorphose ist der dynamische Prozeß der Umwandlung von abgelagertem Schnee durch Druck, Regelation, Wasserdampfdiffusion und Konvektion im Porenraum zu verstehen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; GUDE 1997; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Mit dem Moment der Ablagerung der Schneekristalle beginnt ein komplexer Umbildungsprozeß durch das Aufbrechen von Kristallstrukturen. Dies führt zu einer dichteren Lagerung der Kristalle und somit zur Schneedeckensetzung (vgl. RANGO ET AL. 1996a). Die folgenden dynamischen Teilprozesse nehmen Einfluß auf die Verdichtung von Schnee (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; NAKAWO/HAYAKAWA 1998; SINGH ET AL. 1998):

- Aufbrechen der Schneekristalle durch Wind
- Diffusion von Wasserdampf im Porenraum
- Kompaktierung/Setzung durch die Last der Schneedecke selbst
- Schmelzprozesse
- Einsickern und Transmission von Schmelz- und Regenwasser
- Wiedergefrieren von Schmelz- und Regenwasser

Die Komplexität des Schneemetamorphoseprozesses, seine räumlich-zeitliche Heterogenität und die Vielzahl einzelner Entwicklungsstadien führt zu einer Reihe morphologisch begründeter Klassifikationen (vgl. COLBECK 1987; COLBECK ET AL. 1990; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; GUDE 1997; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Eine umfassende Klassifikation der Entwicklungsstadien von Schneekristallen ist COLBECK ET AL. (1990) zu entnehmen.

An dieser Stelle wird der Entwicklungsprozeß einer Schneedecke vereinfachend nach vorwiegend thermischen und hygrischen Gesichtspunkten in drei Basisprozesse der Metamorphose untergliedert (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RANGO ET AL. 1996a/b; GUDE 1997; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Darüberhinaus wird der besondere Einfluß flüssigen Wassers auf die Schneeumbildung kurz skizziert.

Die beiden Teilprozesse der isothermen und der Temperaturgradient-Metamorphose sind als ‚trockene Metamorphose‘ zu bezeichnen (vgl. GUDE 1997). Beiden Umwandlungsprozessen ist gemeinsam, daß sie zum Aufbrechen feiner Kristallstrukturen hin zu größeren Schneekornstrukturen führen. Bei einem isothermen Zustand der Schneedecke von 0°C kann es ausgehend von den oberen Schneelagen zu einer dritten Art der Schneemetamorphose kommen. Dabei treten Schmelz- und Gefrierprozesse im Wechsel auf und bedingen so eine Strukturveränderung des Schneekörpers. Die mit flüssigen Wasserbestandteilen, Schmelze und Gefrierprozessen einhergehende Umbildung wird als Regelations- bzw. Schmelz-Gefrier-Metamorphose bezeichnet (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RANGO ET AL. 1996a/b; GUDE 1997; NAKAWO/HAYAKAWA 1998).

#### *Isotherme Metamorphose*

Diese auch als erster Umbildungsteilprozeß bezeichnete Metamorphose setzt mit dem Moment der Ablagerung des Schnees ein (vgl. RANGO ET AL. 1996a/b). Feine Kristallstrukturen des Neuschnees werden dabei in Schneekörner zerlegt. Als Folge des Massentransfers von konvexen zu konkaven Oberflächen bilden sich dabei Gruppen von Schneekörnern, die sich dichter lagern als die Ausgangskristalle und so zur Setzung der Schneedecke beitragen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RANGO ET AL. 1996a/b). BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) bezeichnen diesen teilweise rapide ablaufenden

Prozeß auch als abbauende Metamorphose. Abbildung 2.4.1 veranschaulicht schematisch den Übergang eines Schneekristalls in eine Gruppe von Schneekörnern in Abhängigkeit von der Lagerungszeit.

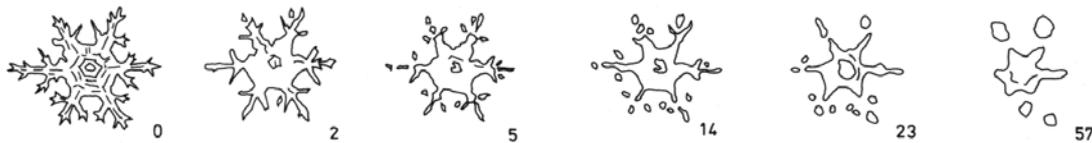


Abbildung 2.4.1: Übergang eines Schneekristalls in eine Gruppe von Schneekörnern durch isotherme Metamorphose. Die Zahlenangaben bezeichnen die Zeit nach der Ablagerung in Tagen (nach LA CHAPELLE 1969 in BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Die isotherme Metamorphose bei 0°C wird als charakteristisch für die oft dünnen, temperierten Schneedecken des Mittelgebirgsraums bezeichnet und trägt dort zur Vereinheitlichung der Schneedeckenstruktur bei, die zu einer geringeren Ausbildung von Schneelagen führt als beispielsweise in sub-alpinen Schneedecken (vgl. HERRMANN/RAU 1984).

### *Temperaturgradient-Metamorphose*

Die mit einem starken Temperaturgefälle innerhalb der Schneedecke einhergehenden Prozesse werden als aufbauende Metamorphose bezeichnet, da sie zur Bildung sogenannten Tiefenreifs führen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Auch bei dieser Art der Metamorphose werden primäre Schneekristallstrukturen durch die Ablagerung aufgebrochen und Schneekörner gebildet. Durch den in der Regel zur Oberfläche einer Schneedecke gerichteten Temperatur- und damit Dampfdruckgradienten kommt es zu einem nach oben gerichteten Wasserdampfstrom. Sublimation und Kondensation von und an den Schneekörnern sorgen dabei für die Vergrößerung einzelner Schneekörner, die eine zunehmend gröbere Struktur der Schneedecke bewirken (vgl. NAKAWO/HAYAKAWA 1998). Wenn die atmosphärischen Verhältnisse es zulassen, wird der Temperaturgradient durch den internen Diffusionsprozeß mit der Zeit abgebaut, so daß sich im Laufe einer Schneedeckenphase isothermale Verhältnisse einstellen. Die Temperaturgradient-Metamorphose hat zwar eine große Bedeutung für die Veränderung des strukturellen Aufbaus einer Schneedecke, trägt aber nur in einer Größenordnung von 1% zu ihrer Verdichtung bei (BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Bei einem ausgeprägten Temperaturgradienten mächtiger Schneepakete kann es jedoch durch das Tiefengefrieren von Perkolationswasser aus temperierten Oberflächenschichten zur Ausbildung von schneedeckeninternen Eislagen kommen, die die Wasserhaltekapazität und –leitfähigkeit der Schneedecke stark beeinflussen (vgl. GUDE 1997; SINGH ET AL. 1998).

### *Regelationsmetamorphose*

Der oberflächennahe Teil einer Schneedecke unterliegt großem Einfluß durch wechselnde äußere Bedingungen. Eine während der Tagesstunden aktiv schmelzende Schicht gefriert wieder, wenn an der Grenzfläche Schnee-Luft eine negative Energie-Bilanz auftritt (vgl. KATTELMANN 1986). Die Regulation beschreibt diesen Prozeß des Schmelzens von Eispartikeln im Wechsel mit dem Gefrieren flüssiger Schneedeckenbestandteile, der umfassende Veränderungen der Kristall- oder Kornstruktur bewirkt. Die Regulationmetamorphose ist charakteristisch für temperierten Schnee, der bei saisonalen Schneedecken in der Regel zum Ende der Schneesaison und bei sporadischen Schneebedeckungen zu jeder Zeit des Winters auftreten kann (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RANGO ET AL. 1996a/b).

Schmelzprozesse tragen zur Deformation und Umwandlung der Schneekristalle in Korngruppen und polykristalline abgerundete Körner bei, die in Abhängigkeit vom Vernässungsgrad mehr oder weniger stark durch flüssiges Porenwasser gebunden werden (vgl. RANGO ET AL. 1996a/b). Sobald - beispielsweise in klaren Nächten durch das Emittieren langwelliger Strahlung – die Energiebilanz in den oberen Schneelagen negativ wird, setzt der Prozeß des Wiedergefrierens ein (vgl. KATTELMANN 1986).

Beim Wiedergefrieren des Porenwassers entstehen körnige Eisaggregate, die eine Abdichtung der Porenräume und damit eine erhöhte Verdichtung der Schneedecke verursachen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Je größer zudem das Energiedefizit des Schneepakets ist, desto höhere Energieeinträge sind vonnöten, um den Schnee wieder zu schmelzen. Im Kontext der gesamten dynamischen Schneedeckenentwicklung schlägt sich dies schließlich in einer Verzögerung des Schmelzwasserausflusses aus der Schneedecke nieder (vgl. BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; KATTELMANN 1986; KATTELMANN 1998). Die metamorphe Wirkung des Regelationsprozesses wächst mit seiner Frequenz an (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RANGO ET AL. 1996a/b). Nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) kann die Setzung bei hoher Regelationsfrequenz pro Tag mehrere cm betragen und zu Dichten von bis zu  $0.7 \text{ g/cm}^3$  führen.

### *Der Einfluß von Vernässung auf die Schneedeckenentwicklung*

Unter trockenen Bedingungen wird die Lagerungsdauer als ein grundlegender Faktor für den Umwandlungsprozeß eines Schneepakets beschrieben (vgl. BRAUN 1985; RACHNER/MATTHÄUS 1984; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; MARTINEC/RANGO 1991; RACHNER ET AL. 1997). Nach ROHRER (1992) kommt es jedoch bei alleiniger Betrachtung des Zeitfaktors unter Schmelzbedingungen zu deutlichen Unterschätzungen der tatsächlichen Verdichtung. In einer empirischen Untersuchung von BADER ET AL. (1939 in ROHRER 1992) werden Temperaturen um den Gefrierpunkt als Ausdruck einer hohen Schmelzneigung verstanden. Sie zeigen auf, daß es bei Lufttemperaturen um den  $0^\circ\text{C}$  Grenzwert zu sprunghaften Verdichtungen der Schneedecke kommt. In Abbildung 2.4.2 ist diese sprunghafte Verdichtung eines Schneekörpers dargestellt.

Diese zusätzlichen Schneeverdichtungen werden auch dem überlagernden und beschleunigenden Einfluß der Schneevernässung zugeschrieben. Vernässung sorgt für eine erhöhte Deformation der Schneekristalle, durch die sich eine dynamische Verminderung der Retentionskapazität der Schneedecke für flüssiges Wasser und ein erhöhter Schmelzwasserabfluß einstellen (vgl. KATTELMANN 1986; ROHRER 1992; DINGMAN 1994; SINGH ET AL. 1998). Wassersättigung mündet nach GUDE (1997) allgemein in der Vereinheitlichung der schneedeckeninternen Verhältnisse, während sich bei Metamorphoseprozessen ohne flüssige Wasserbeteiligung Lagen mit unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften herausbilden. HERRMANN/RAU (1984) beschreiben bereits eine Homogenisierung des Schneepakets durch häufige Schmelzwasserperkolation und die damit verbundenen Schmelzmetamorphoseprozesse wie sie für temperierte Schneedecken charakteristisch sind.

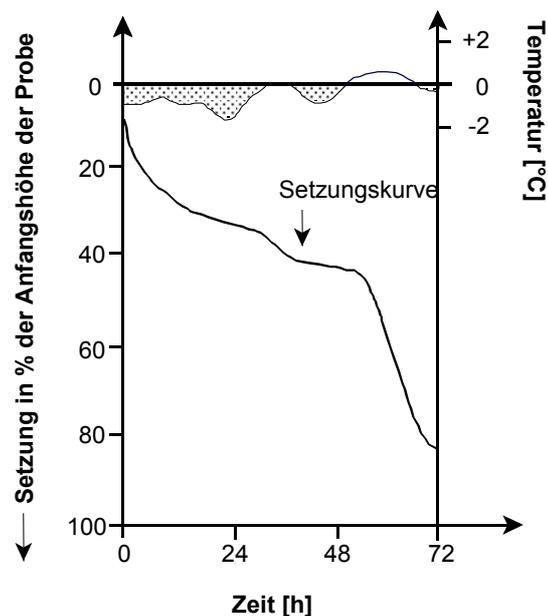


Abbildung 2.4.2: Sprunghafte Setzung eines Schneekörpers in Abhängigkeit von Lufttemperaturen um den Gefrierpunkt (nach BADER ET AL. 1939 in ROHRER 1992)

Neben der Anreicherung von Schmelzwasser in der Schneedecke wird vor allem die Bedeutung der Höhe und Intensität eingetragener Regenniederschläge für den Umbildungsprozeß des Schneepakets betont (vgl. ROHRER 1992; RACHNER ET AL. 1997; GUDE 1997; SINGH ET AL. 1998). Nach SINGH ET AL. (1998) führt jedes größere oder intensivere Niederschlagsereignis zu einer stärkeren Kompaktierung und einem höheren Wasseraustritt aus der Schneedecke als es allein durch Schmelzwasservernässung möglich wäre. Je geringmächtiger eine Schneedecke ist, desto stärker ist der Effekt des Regens. Bei der Quantifizierung des Regeneinflusses auf die Schneeverdichtung, die dynamische Veränderung der Wasserhaltekapazität und des Abflusses aus der Schneedecke bestehen noch Forschungsdefizite (vgl. GUDE 1997; SINGH ET AL. 1998).

### 2.4.1.3 Schneedeckenablation

Der Schneedeckenabbau umfaßt die Prozesse der Schmelze und der Schneeverdunstung bzw. –sublimation, die Wasser- und Massenverluste einer Schneedecke herbeiführen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Der jeweilige Beitrag der Prozesse zum Schneedeckenabbau wird in erster Linie durch den sehr unterschiedlichen Energieaufwand für den Phasenübergang von Eis in flüssiges Wasser (Schmelze: 340 J/g), Eis in Wasserdampf (Sublimation: 2790 J/g), und Wasser in Wasserdampf (Evaporation: 2450 J/g) bedingt. Abbildung 2.4.3 verdeutlicht den ungleich höheren Energiebedarf von Verdunstungs- und Sublimationsprozessen im Vergleich zur Schmelze.

Entsprechend gering wird der Verdunstungsanteil am Gesamtmassenverlust einer Schneedecke bewertet. Bei kalten Schneedecken, geringer Luftfeuchte und Strahlungswetterlagen stellt aber der geringe Beitrag der Sublimation die einzige Verlustgröße der Schneerücklage dar. Bei temperierten Schneedecken betragen Verdunstung und Sublimation dagegen nur einen Bruchteil der Schmelzverluste (vgl. HERRMANN 1973; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Vor allem jüngere Untersuchungen heben den Verdunstungsprozeß von schneebedeckten Baumkronen von der Evaporation und Sublimation aus Bodenschneedecken ab. Dabei wird von hohen Interzeptionsverlusten ausgegangen, die durch fast potentielle Evaporationsraten zustandekommen (vgl. CALDER 1990; NAKAI ET AL. 1994; POMEROY ET AL. 1998).

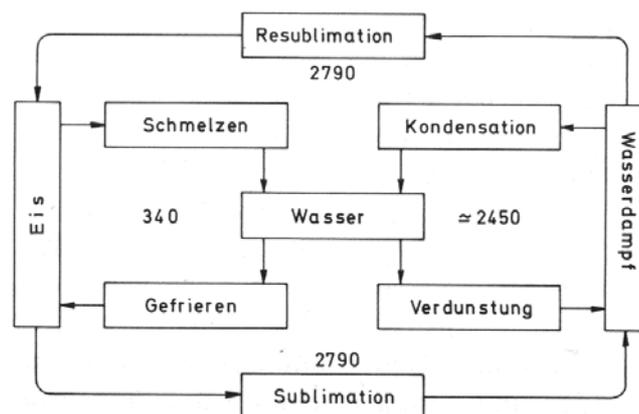


Abbildung 2.4.3: Energieaufwand der verschiedenen Phasenübergänge [J/g] (verändert nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

In den Abschnitten 2.4.1.3.1 und 2.4.1.3.2 werden die Zusammenhänge des Schneeverdunstungs- und des Schneesmelzprozesses näher dargestellt. Vereinfachend wird im folgenden der Begriff der Schneeverdunstung als Überbegriff für die Verdunstung und Sublimation aus einem Schneekörper verstanden.

### 2.4.1.3.1 Schneesverdungung

Der Schneesverdungungsprozeß ist ein von der Schneedeckenoberfläche ausgehender energetischer Prozeß, für den etwa 2450 Joule pro Gramm Schnee aufgewendet werden müssen. Hauptdeterminante der Schneesverdungung ist wie bei allen Verdungungsprozessen die Netto-Einstrahlung (vgl. GUTTENBERGER 1994). Die Schneesverdungung weist eine erhebliche zeitliche und räumliche Variabilität auf. Einflußfaktoren wie Sonnenstand, geographische Breite, Geländehöhe, Hangexposition und höhere Vegetationsbestände sowie meteorologische Faktoren wie die Windgeschwindigkeit, die Lufttemperatur und der Dampfdruck der Luft bedingen die Ausprägung charakteristischer regionaler und lokaler Unterschiede der Schneesverdungungsraten. So gehen BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) bei Hochgebirgsschneedecken von allgemein höheren Schneesverdungungsraten aus als z.B. in den Mittelgebirgen. Sie führen dies vor allem auf häufig günstige Dampfdruckverhältnisse der Luft und eine intensivere Sonneneinstrahlung in den Hochlagen der Gebirge zurück. Unter bedeckten und feuchten Bedingungen vermindern sich die Schneesverdungungswerte dagegen rapide (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; BLÖSCHL ET AL. 1987; GRAY/PROWSE 1993; RACHNER ET AL. 1997). Diese Verminderung bei feuchten Verhältnissen liegt nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) darin begründet, daß Schneesverdungung nur stattfinden kann, wenn der Dampfdruck der Luft unter dem Sättigungsdampfdruck für 0°C liegt (6.1 hPa). Bei höherem Dampfdruck kommt es dagegen zu Kondensations- oder Reifbildungsprozessen an der Schneeoberfläche, durch die der Evaporationsverlust im Tagesmaßstab häufig wieder kompensiert wird (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; WOHLRAB ET AL. 1992; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). In Abbildung 2.4.4 ist der Tagesgang der Wasserdampfumsätze skizziert, der diesen Sachverhalt veranschaulicht.

Entsprechend gering ist im Vergleich zur Schneesmelze der Beitrag der Schneesverdungung zur Schneedeckenablation. So beziffern ihn BRECHTEL/BALAZS (1976) für die hessischen Mittelgebirgsschneedecken auf unter 5% der Gesamtablation. Sie gehen jedoch davon aus, daß diese Verluste bilanzmäßig auch wieder durch Kondensation ausgeglichen werden. Lediglich bei sommerlichen Schneebedeckungen in den Hochgebirgen wird ein nennenswerter Anteil der Verdungung an der Gesamtablation von etwa 100 mm pro Halbjahr angesetzt (vgl. CALDER 1990; WOHLRAB ET AL. 1992; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Die eingeschränkten Verdungungsraten von Schnee im Vergleich zu regenbefeuchteten Oberflächen erklärt CALDER (1990) neben dem extrem hohen Energiebedarf über die geringere aerodynamische Rauigkeit frisch gefallenen Schnees, die einen verminderten Transport von Wärme und Wasserdampf in die umgebende Atmosphäre bedingt. Hinzu kommen eine hohe Albedo und ein hoher aerodynamischer Widerstand an der Schneedeckenoberfläche, die selbst bei ähnlichen meteorologischen Bedingungen zu deutlich niedrigeren Evaporationsraten führen als bei der Verdungung von Boden- oder Pflanzenoberflächen (vgl. BLÖSCHL ET AL. 1987; BLÖSCHL 1992; NAKAI ET AL. 1994; GUTTENBERGER 1994).

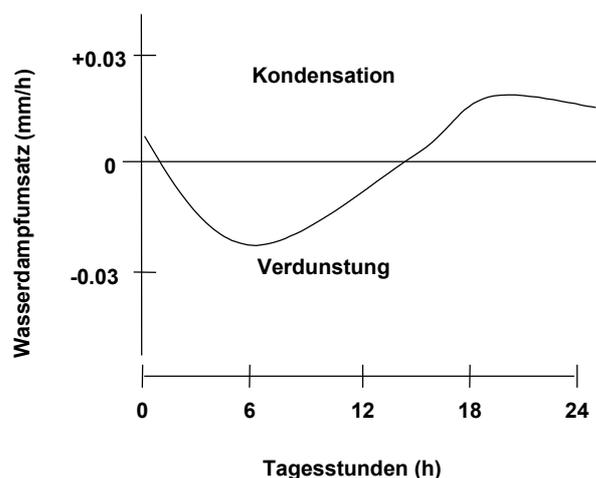


Abbildung 2.4.4: Tagesgang der Wasserdampfumsätze (nach KASER 1983 in BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

CALDER (1990) geht für eine Bodenschneedecke von Evaporationsraten von maximal 0.06 mm pro Stunde aus. WOHLRAB ET AL. (1992) veranschlagt nach Maßgabe unterschiedlicher empirischer Untersuchungen die Evaporation von Bodenschneedecken im Januar sogar nur auf maximal 0.1 mm, im Februar auf 0.2-0.3 mm Wasseräquivalent pro Tag. In vielen Untersuchungen wird die Schneeverdunstung als Teilprozeß der Schneedeckenablation vernachlässigt. Entsprechend stehen nur wenig Angaben zur Quantifizierung des Verdunstungsverlustes von Schneedecken zur Verfügung.

Eine zusätzliche verdunstungsbezogene Bedeutung von Bodenschneedecken für den Gebietswasserhaushalt drückt sich über die Unterdrückung anderer Evapotranspirationsprozesse aus. So unterbindet eine geschlossene Schneedecke jede Evapotranspiration von Pflanzen oder/und Bodenoberflächen. Bei nicht geschlossener Schneedecke kommt es zumindest zu einer verminderten Evapotranspiration und dem damit verbundenen Entzug von Bodenwasser (vgl. NAKAI ET AL. 1994).

Unter schneebedeckten Baumkronen erweisen sich nach HASHIMOTO ET AL. (1994) die Strahlungsverhältnisse und der Wärmehaushalt als hoch komplex. Entsprechend wird die Bilanzierung des Energiehaushalts des Schneepakets am Waldboden und damit auch eine Quantifizierung des Verdunstungsaufkommens aus der Schneedecke erheblich erschwert (vgl. GRAY/PROWSE 1993). Mit der Begründung, daß die Netto-Einstrahlung und Windgeschwindigkeit unter Wald eingeschränkt sind, werden im allgemeinen jedoch die Schneeverdunstungsraten unter dichten Waldbeständen noch geringer eingeschätzt als die von Freilandflächen (vgl. KUUSISTO 1986; GUTTENBERGER 1994; HASHIMOTO ET AL. 1994).

Im Gegensatz zu den meist geringen Evaporationsraten aus Bodenschneedecken stellen vor allem jüngere Untersuchungen die hohe Bedeutung der Schneeverdunstung von Baumkronen für die Einzugsgebietshydrologie hervor (vgl. ERNSTBERGER 1987; CALDER 1990; NAKAI ET AL. 1994; LUNDBERG ET AL. 1998; POMEROY ET AL. 1998a). Hier sorgen evaporationssteigernde Verhältnisse für weitaus höhere Verdunstungsverluste aus dem Interzeptionsschneespeicher als aus dem Bodenschneespeicher möglich sind (vgl. BLÖSCHL ET AL. 1987; ERNSTBERGER 1987; CALDER 1990; WOHLRAB ET AL. 1992; NAKAI ET AL. 1994). Teils übertrifft die Interzeptionsschneeverdunstung sogar die Evaporation von befeuchteten Blattoberflächen (vgl. CALDER 1990; LUNDBERG ET AL. 1998; POMEROY ET AL. 1998a). Neben höheren Lufttemperaturen und geringerer Luftfeuchte als unter Wald werden vor allem advektiv zugeführte Wärme und der turbulente Wärmeaustausch an den Baumkronen als Determinanten der hohen Schneeverdunstungsraten an den Baumkronen genannt. Hinzu kommen die im Vergleich zum Regen sehr langen Verweildauern des Schnees auf den Baumkronen, die Einfluß auf die absolute Höhe der Evaporationsverluste im Laufe einer Schneebedeckungsphase nehmen (vgl. CALDER 1990; NAKAI ET AL. 1994; POMEROY ET AL. 1998a/b).

WOHLRAB ET AL. (1992) gehen pro Monat von bis zu 30 mm und pro Tag von bis zu 1.5 mm Wasseräquivalent Interzeptionsverlust von schneebedeckten Nadelbaumkronen aus. POMEROY ET AL. (1998a) beschreiben empirisch ermittelte maximale Tageshöhen der Evaporation von Interzeptionsschnee in einer Größenordnung von 7 mm und einen langjährigen Mittelwert von 2.4 mm/Tag (vgl. auch NAKAI ET AL. 1994). LUNDBERG ET AL. (1998) stellen für die Tagesstunden mittlere Werte von 0.24 mm und Spitzenwerte von 0.5 mm Wasseräquivalent pro Stunde fest (vgl. auch CALDER 1990). Insgesamt können nach CALDER (1990) die Interzeptionsverluste von Schnee auf Baumkronen bis zu 90% des Niederschlags ausmachen und damit deutlich über der Interzeption von Regenniederschlägen liegen (vgl. VON HOYNINGEN-HUENE 1983; BRAUN 1985).

NAKAI ET AL. (1994) zeigen in ihren Untersuchungen in japanischen Nadelwaldgebieten einen signifikanten Zusammenhang zwischen der schneebedeckten Fläche und der Evaporationsrate von

schneebedeckten Baumkronen auf. Demnach kann bei einer kompletten Kronenabdeckung von potentiellen Evaporationsraten ausgegangen werden (vgl. auch LUNDBERG ET AL. 1998).

#### 2.4.1.3.2 Schneeschmelze

Der Schneeschmelzprozeß ist als der Phasenübergang fester Schneedeckenbestandteile (Eiskristalle, Eiskörner) in flüssiges Wasser definiert, für den etwa 340 Joule pro Gramm Schnee benötigt werden. Das Einsetzen von Schmelzprozessen wird durch die Energiebilanz der Schneedecke determiniert. Da die Energiebilanz der Schneedecke vorwiegend durch atmosphärische und mikroklimatische Einflußgrößen bestimmt wird, findet Schneeschmelze grundsätzlich an der Schneedeckenoberfläche (Grenzschicht Luft/Schnee) statt (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Die erforderliche Energiemenge, um die Schneetemperatur auf den Schmelzpunkt anzuheben, entspricht dem Kältegehalt der Schneedecke. Nach dem Erreichen isothermaler Verhältnisse innerhalb des betrachteten Schneepaketes von 0°C verursacht jede weitere Energiezufuhr Schmelze. Die beiden Hauptdeterminanten der Energiebilanz für das Einsetzen von Schmelze sind die kurzweilige Nettostrahlung und der fühlbare Wärmestrom (vgl. KUHN 1984; RACHNER/MATTHÄUS 1986; DINGMAN 1994; RACHNER ET AL. 1997).

Die jeweilige Bedeutung der einzelnen Energiekomponenten für die Schmelze ist in Abhängigkeit vom Wetterverlauf zu sehen (vgl. BLÖSCHL ET AL. 1987). So ist bei Freilandschneedecken im alpinen und polaren Raum die Sonneneinstrahlung als Haupteinflußfaktor für Schmelzprozesse zu betrachten (Strahlungsschmelze). Aufgrund des höheren Sonnenstandes verstärkt sich dieser Einfluß je weiter die Schmelze in das Frühjahr hineinreicht (vgl. BRAUN 1985). Nach BAUMGARTNER/LIEBSCHER (1996) liefert die Strahlung bei Gebirgsschneedecken ca. 80% der Schmelzenergie. Bei Tieflandschneedecken hingegen, wo oft feuchte Wetterlagen vorherrschen, stammen 50% der Schmelzwärme aus fühlbaren und latenten Wärmeströmen. RACHNER ET AL. (1997) betonen die Bedeutung des Wärmeübergangs der strömenden Luft für die Schmelze von Mittelgebirgsschneedecken, worunter sie zum einen den Wärmetransport durch Feuchteausaustausch und zum anderen turbulente Wärmeströme als Funktion der Windgeschwindigkeit verstehen. Allgemein werden im Tiefland und den Mittelgebirgen hohe Lufttemperaturen, hohe Luftfeuchte und starker Wind als entscheidende Determinanten von Schmelzprozessen angeführt (vgl. HERRMANN/RAU 1984; KUHN 1984; BLÖSCHL ET AL. 1987; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Aufgrund der Speicherfähigkeit des Schnees für flüssiges Wasser sind die Schmelzrate und die Wasserabgaberate aus der Schneedecke vor allem zu Beginn einer Schmelzperiode nicht identisch. Schmelzwasser, das durch die Schneedecke perkoliert, tritt erst an der Basis der Schneedecke aus, wenn die Rückhaltekapazität der Schneedecke für flüssiges Wasser überschritten ist. Nach BLÖSCHL/KIRNBAUER (1992) sorgen Perkolation und Auffüllen des Retentionsspeichers je nach der Schneemächtigkeit und den strukturellen Schneeigenschaften für schwer abzuschätzende variable Verzögerungen zwischen dem Eintreten der Schmelze und dem Wasseraustritt aus der Schneedecke (vgl. FERGUSON 1986; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992; SINGH ET AL. 1998; KATTELMANN 1998).

Über vernässungsbedingte Kristallumbildungen und Verdichtungen induziert der dynamische Schmelzvorgang selbst eine nachhaltig gesteigerte Schmelzbereitschaft der Schneedecke. Bei wassergesättigten Schneedecken findet zudem bei neuerlicher Schmelze oder Regeneintrag eine direkte Translation des gespeicherten flüssigen Wassers statt, die zu unmittelbaren Wasseraustritten aus der Schneedecke führt (vgl. FERGUSON 1986; SINGH ET AL. 1998). Entsprechend ist der Zustand des Schneepaketes zum Zeitpunkt des Eintretens von Schmelzbedingungen von entscheidender Bedeutung für das Schmelzaufkommen und den Wasseraustritt aus der Schneedecke (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; RANGO/MARTINEC 1995; SINGH ET AL. 1998).

### *Die modifizierende Einflußnahme von Regen, Topographie und Wald*

Besondere Bedeutung für die Schmelzdynamik und die Wasserabgabe aus der Schneedecke haben in ein temperiertes Schneepaket eingetragene Regenniederschläge (vgl. HERRMANN 1973; HERMANN/RAU 1984; RACHNER/MATTHÄUS 1986; RACHNER ET AL. 1997; SINGH ET AL. 1998). In Abhängigkeit von der Höhe, Intensität und Dauer der Niederschläge sowie von der Schneedeckenmächtigkeit und der bereits bestehenden Schneedeckenvernässung wird der Schmelzprozeß erheblich beschleunigt. Auf dünnen Schneedecken können Regenfälle mittlerer Höhe unmittelbar zur Komplettabschmelze führen (vgl. KUUSISTO 1980; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET AL. 1998). Nach HERRMANN (1978) liegt die erhöhte Wasserabgabe in einer Mobilisierung des bereits in der Schneedecke gespeicherten freien Wassers begründet. SINGH ET AL. (1998) betonen, daß die Schmelz- und Abflußansprache des Schneepakets auf starke Regenniederschläge deutlich höher ist als bei alleiniger Schmelze. So wird vor allem der destrukturierenden Wirkung eingetragenen und transmittierten Regenwassers hohe Bedeutung für die Schmelzbereitschaft und Wasserabgabe bemessen. Insbesondere in Gebieten mit wechselhaften winterlichen Witterungsverhältnissen bezeichnen diverse Autoren den Einfluß von Regenniederschlägen als die wichtigste Determinante des Ablationsprozesses (vgl. KUUSISTO 1980; HERRMANN 1978; WOHLRAB ET AL. 1992; RACHNER ET AL. 1997). Dagegen wird der energetische Beitrag des Regens zur Schmelze als sehr gering bezeichnet (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET AL. 1998).

Der Schneedeckenabbau variiert zudem räumlich und zeitlich in Abhängigkeit von der Geländestufe, der Hangexposition und –neigung sowie vom Waldbestand. Da die Einflußname der Standortfaktoren sehr spezifisch und variabel ist, können nur qualitative Aussagen gemacht werden. Generalisierende Quantifizierungen des Beeinflussungsgrades sind dagegen nicht möglich (vgl. HERRMANN 1973; BRECHTEL/BALAZS 1976; BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982; DICKISON ET AL. 1984; BUTTLE/MCDONNELL 1984; BRECHTEL ET AL. 1984; HERRMANN/RAU 1984; BRAUN 1985; ERNSTBERGER 1987; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992; ISHII/FUKUSHIMA 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RACHNER ET AL. 1997; KATTELMANN 1998).

Der Einfluß der Geländehöhe erklärt sich vor allem über die Temperaturabnahme und die Erhöhung der Einstrahlungsenergie mit zunehmender Meereshöhe sowie durch den vorherrschenden Witterungsverlauf (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RACHNER ET AL. 1997). Der oft strahlungsdominierte Schmelzprozeß mächtiger Schneedecken in Hochgebirgslagen verläuft dabei in der Regel graduell. Dagegen kommt es in unteren Lagen durch wechselhafte Witterungsbedingungen häufig zur ruckhaften Ablation der meist geringermächtigen Schneedecken (vgl. HERRMANN/RAU 1984; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Die Bedeutung der Hangneigung und Exposition für die Schmelze macht sich insbesondere bei Strahlungswetterlagen bemerkbar, bei denen nordexponierte Hanglagen einen deutlich geringeren Energieeintrag aufweisen als südexponierte. Entsprechend kommt es im Vergleich zum horizontalen Gelände an nordexponierten Hängen zur verzögerten und in südexponierten Hanglagen zur beschleunigten Schmelze (vgl. SCHWARZ 1982, HERRMANN 1973; BRAUN 1985; BLÖSCHL/ KIRNBAUER 1992).

In Abhängigkeit von der Dichte des Kronendaches kann für die meisten immergrünen Waldbestände von einer verminderten und verzögerten Schmelze im Vergleich zum Freiland ausgegangen werden. Dagegen unterscheidet sich winterkahler Laubwald im Hinblick auf die Schmelze nicht signifikant von Brache und offenem Gelände. Schmelzverminderungen kommen vielfach durch die bereits geringere Schneeansammlung z.B. aufgrund hoher Interzeptionswerte und höherer Verdunstungsverluste unter Wald zustande. Schmelzverzögerungen gehen vor allem auf Beschattungseffekte der Kronen zurück, die an Strahlungstagen, wenn die Schmelze in erster Linie auf die Sonneneinstrahlung zurückzuführen ist, wirksam sind. Zudem können geringere Schmelzraten durch die Dämpfung der Windge

schwindigkeiten im Bestand bedingt sein, da dadurch der turbulente Wärmeaustausch vermindert wird. ERNSTBERGER (1987) beschreibt den Sonderfall temporärer Schneedeckenzuwächse während der Ablationsphase, die unter dichten Fichtenbeständen durch herabfallenden Interzeptionsschnee zustandekommen, wenn andernorts schon die Schneedecken durch Schmelze stark reduziert wurden (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982; DICKISON ET AL. 1984; BUTTLE/MCDONNELL 1984; BRECHTEL ET AL. 1984; ERNSTBERGER 1987; ISHII/FUKUSHIMA 1994).

## 2.4.2 Hydrologische Implikationen schneehydrologischer Prozeßdynamik

Die im Abschnitt 2.4.1 dargestellten Prozesse des Schneedeckenauf- und abbaus prägen vielerorts die winterliche und frühjahrlliche Abflußdynamik. Dabei kommt es regional zu grundlegenden Unterschieden der durch Schneerücklagen beeinflussten Abflußregime, die sich auf die Regelmäßigkeit der Abflüsse, ihre zeitliche Verteilung und ihr Volumen auswirken. Regionale Ausprägungen des Abflußgeschehens werden zudem durch lokale Einflußfaktoren und durch typische meteorologische Bedingungen überlagert. Insbesondere ist hier der Einfluß von Regenniederschlägen zu nennen, der in sub-alpinen, Mittelgebirgs- und niederen Lagen die Witterungsverhältnisse während der Ablationsphase kennzeichnet (vgl. HERRMANN/RAU 1984; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET AL. 1998). Regenereignisse hoher Intensität können dabei zu einer kurzfristigen Freisetzung beträchtlicher Schmelzvolumina führen (vgl. SINGH ET AL. 1998). Entsprechend bilden Regenniederschläge auf ausgedehnten niveauehnlichen Flächen mit geringmächtiger Schneebedeckung eine der Hauptvoraussetzungen für die Hochwasserentstehung (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Nach einer Untersuchung von HERRMANN/RAU (1984) beschreiben die in Abbildung 2.4.5 dargestellten Abflußregime den charakteristischen Gang von Schneeschmelzabflüssen in verschiedenen Regionen Mitteleuropas.

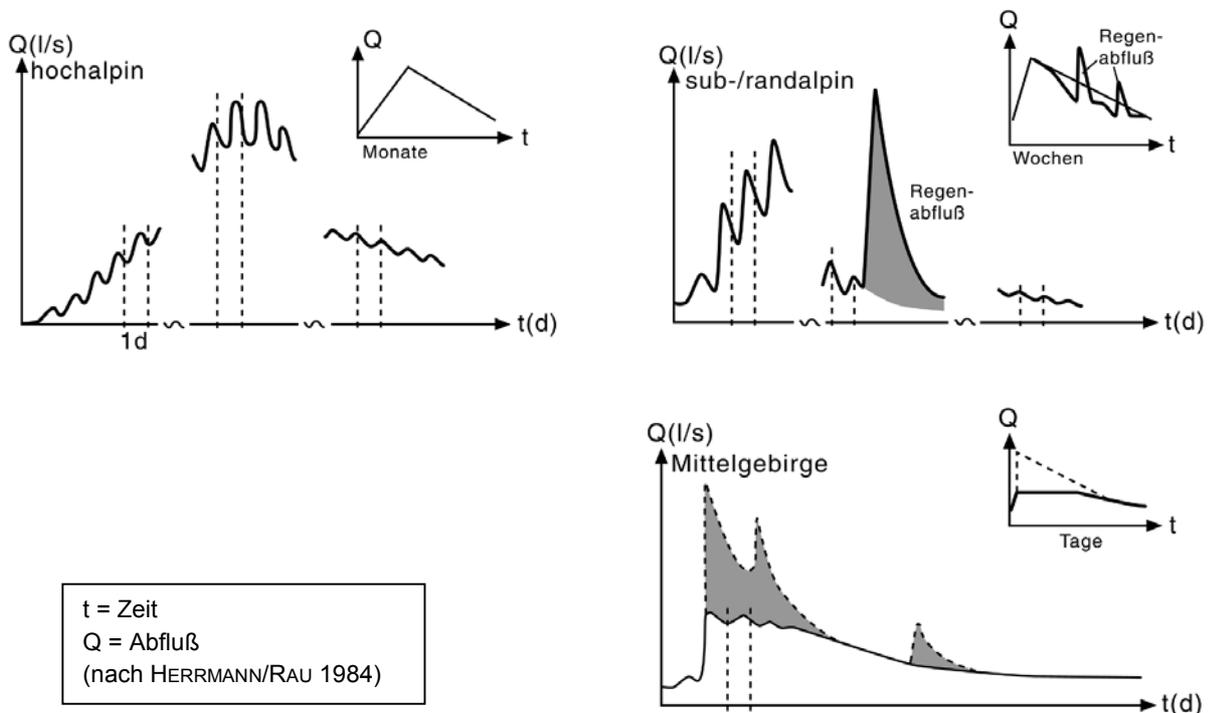


Abbildung 2.4.5 Schematische Darstellung typischer Ganglinien von Schmelzabflüssen in ausgewählten mitteleuropäischen Regionen (nach HERRMANN/RAU 1984).

Abbildung 2.4.5 ist zu entnehmen, daß es in den hochalpinen Lagen über einen Zeitraum von Monaten (i.d.R. zwischen Spätfrühjahr und Sommer) zu Schmelzabflüssen kommen kann. Dabei bestimmt

die vorwiegend strahlungsinduzierte Reduktion der saisonalen mächtigen Schneedecken das Abflußregime. Während der Ablationsphase sind die Abflüsse durch mehr oder weniger ausgeprägte Tagesgänge in Abhängigkeit von der Strahlung gekennzeichnet. Bei verminderter Schneehöhe und Schneebedeckung gegen Ende der Ablationsphase wird die regelhafte Abflußentwicklung zunehmend modifiziert. In den außeralpinen mitteleuropäischen Gebieten bedingen geringmächtigere Schneedecken im Zusammenspiel mit einer unbeständigen Witterung eine grundsätzlich geringere Regelmäßigkeit der schneeinduzierten Abflüsse als es aus alpinen Gebieten der Fall ist. In sub-alpinen Einzugsgebieten sind zu Beginn der sich im Wochenmaßstab erstreckenden Ablationsphase noch deutliche Tagesgänge des Hydrographen zu erkennen, die dann jedoch auch durch Witterungseinflüsse zunehmend aufgelöst werden. Die schneebeeinflussten Abflüsse der Mittelgebirgsregionen sind von wechselhaften Witterungsbedingungen geprägt. Zu jedem Zeitpunkt des Winters oder Frühjahrs kann es zu sporadischen Schneedeckenauf- und abbauphasen kommen, die das Abflußgeschehen kontrollieren. Charakteristisch für die niederen Regionen sind auch regeninduzierte Schmelzabflußspitzen, die eine regelhafte Abflußentwicklung unterbinden. Dabei erstreckt sich die abflußwirksame Ablation einer Schneebedeckungsphase jeweils nur über den Zeitraum von Tagen (vgl. HERRMANN/RAU 1984; RACHNER/MATTHÄUS 1984; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

#### *Exkurs: Implikationen von Bodenfrost für die winterliche Abflußdynamik*

Für die winterliche Abflußbildung und -konzentration spielt vor allem in den Hoch- und Hanglagen der Bodenfrost eine nicht unerhebliche Rolle. Aufgrund der im Winter häufig feuchten Bodenverhältnisse kommt es bei Frosteinbrüchen zu teils tiefgreifendem Bodenfrost. Der Frost kann sich auch unter Schneedecken oft über lange Zeit halten. Tritt Wasser aus der Schneedecke aus, verhindert Bodenfrost die Infiltration und bedingt ein rapides laterales Abfließen auf der Bodenoberfläche oder in oberflächennahen Schichten. Die komplexen Zusammenhänge von winterlichen Witterungsverhältnissen, Bodengefrorenis, Bodentauen und Abflußverhalten erfordern jedoch eingehendere Untersuchungen und können an dieser Stelle nicht weiterführend diskutiert werden.

Anknüpfend an die Ausführungen in den vorangegangenen Abschnitten 2.2 und 2.3 können die hydrologischen Implikationen der schneebeeinflussten Prozeßdynamik zusammenfassend wie folgt dargestellt werden:

- Eine Schneedecke fungiert als temporärer Gebietswasserspeicher, der für einen zeitlichen Versatz von Niederschlagsimpuls und Abflußbildung sorgt. Infolgedessen nimmt die Schneedeckenentwicklung Einfluß auf die zeitliche und räumliche Abflußverteilung sowie auf die Abflußhöhe.
- Die Wasserabgabe aus einer Schneedecke ist für den jeweiligen Betrachtungszeitraum ein zusätzlich zum aktuellen Niederschlag erfolgreicher Beitrag zum Netto-Niederschlagsangebot.
- Eine Schneedecke ist prinzipiell in der Lage auch flüssiges Wasser zwischenzuspeichern (vgl. GUDE 1997). Dabei bestimmt die von verschiedenen Schneedeckeneigenschaften abhängige spezifische Retentionskapazität die aufnehmbare Höhe flüssigen Wassers (vgl. BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992).
- Die Rückhaltung flüssigen Wassers führt zu einem zeitlichen Versatz von Schmelzprozessen und Wasserabgabe aus der Schneedecke. Zum anderen kommt es bis zur Schneedeckensättigung zu Abflußverzögerungen bei Regen auf Schnee-Ereignissen (vgl. BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992; GUDE 1997; KATTELMANN 1998).
- Je geringmächtiger und wassergesättigter eine Schneedecke ist, desto geringer ist der durch sie bedingte Verzögerungseffekt. Vielmehr kann es bei intensiven Regenereignissen auf

dünne Schneedecken zu deren Komplettabschmelze kommen und damit zu einer erhöhten und beschleunigten Abflußgenerierung durch die Kombination ruckhaft freigesetzter Schmelzwasservolumina und abflußwirksamer Niederschläge (vgl. HERRMANN 1978; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET AL. 1998).

- Auch bei mächtigeren Schneedecken führen Regenniederschläge zu einer Steigerung der Schmelzbereitschaft und Wasserabgabe aus der Schneedecke (vgl. KATTELMANN 1998; SINGH ET AL. 1998).
- In immergrünen Fichtenbeständen ist mit einem geringeren Schmelzaufkommen zu rechnen als im Freiland. Nach einer Untersuchung von FLEMMING UND WINKLER (1978 in RACHNER/MATTHÄUS 1984) in den ostdeutschen Mittelgebirgen fließen aus den dortigen Fichtenbeständen nur etwa 60-70% des Schmelzwasseraufkommens vergleichbarer Freilandgebiete ab. BRECHTEL/BALAZS (1976) stellen am Vogelsberg in Hessen einen um 50% verminderten Schmelzabfluß aus Fichtenbeständen gegenüber dem des Freilandes fest. In Abhängigkeit von der spezifischen Ausprägung des Bestands belaufen sich die Reduktionen des Schmelzabflusses aus Waldgebieten im Vergleich zu Freilandgebieten auf 20-50% (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; SCHWARZ 1982; BRECHTEL ET AL. 1984; DICKISON ET AL. 1984; RACHNER/MATTHÄUS 1984; ISHII/FUKUSHIMA 1994; KATTELMANN 1998).
- Die Geländeeigenschaften beeinflussen das Abflußgeschehen eines Gebiets grundsätzlich über Geländehöhe, Hangexposition und -gradienten. An nördlich exponierten Hängen mit höheren Gradienten kommt es in Abhängigkeit von der Sonneneinstrahlung zu einer zeitlich verzögerten Ablation, die sich auf den Abfluß auswirkt. Umgekehrt erfolgt der Schneeablationsabfluß von Südhanglagen früher und schneller als von nördlich exponierten und horizontalen Flächen (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; SCHWARZ 1982; LEAVESLEY 1989; KATTELMANN 1998).

## 2.5 Schneehydrologische Modellierungsansätze

In vielen Regionen der Erde spielt die Schmelzwasserabgabe aus Schneedecken eine erhebliche Rolle für die Wasserversorgung und Hochwasserentwicklung. Gerade in Gebieten mit regelmäßiger saisonaler Schneebedeckung wie z.B dem alpinen oder polaren Raum wurden deshalb schon vor über 25 Jahren eine Reihe von Modellierungswerkzeugen für die Vorhersage von Schmelzwasserabflüssen entwickelt (vgl. BERGSTRÖM 1975; MARTINEC 1975; WMO 1986; SINGH 1995). Zu den auch heute noch am weitesten verbreiteten schneehydrologischen Modellierungsansätzen zählen das bereits in den 70er Jahren von MARTINEC (1975) für den Alpenraum entwickelte „Snowmelt Runoff Model“ (SRM) und die Schneekomponente des am „Swedish Meteorological and Hydrological Institute“ (SMHI) entwickelten HBV-Modells (BERGSTRÖM 1975; FERGUSON 1999). Beide Ansätze operieren im täglichen Maßstab (HBV optional auch kürzere Zeitschritte) und haben eine semi-distributive Struktur. Auch für andere Regionen wurde zunehmend die hohe Bedeutung von Schneedecken für die winterliche Abflußdynamik identifiziert (vgl. BRECHTEL ET AL. 1984; HERRMANN/RAU 1984; BRAUN/LANG 1986; RACHNER/MATTHÄUS 1984/6; RACHNER/SCHNEIDER 1992). So wurde im deutschen Raum beispielsweise zunächst in den Mittelgebirgen der ehemaligen DDR und später für den gesamtdeutschen Raum das Projekt SNOW (bzw. SNOW-D) auf den Weg gebracht. Dieses mittlerweile rasterbasierte Modellsystem soll zeitlich-räumlich hochaufgelöste Simulationen der Schneedeckenentwicklung und der Vorhersage der Schmelzwasserabgabe in den oft nur sporadisch mit Schnee bedeckten Mittelgebirgen und Flachlandregionen ermöglichen (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984/6; RACHNER ET AL. 1997). Erweiterungen der bestehenden Ansätze und Neuentwicklungen schneehydrologischer Modelle basieren zum Teil auf neuen wissenschaftlichen Erkenntnissen. Vor allem aber werden die erweiterten technischen Möglichkeiten der Datenaufnahme und -verarbeitung für die räumlich-zeitlich differen-

zierte Erfassung des komplexen schneehydrologischen Systems ausgenutzt und modelltechnisch umgesetzt (vgl. DUNN/COLOHAN 1999; FERGUSON 1999).

Nach wie vor bestimmen Zielsetzung, Zielanwendungsraum und Datenverfügbarkeit den Umfang und die Struktur schneehydrologischer Modellierungswerkzeuge. Wie in allen umweltbezogenen Modellierungsansätzen wird auch in der schneehydrologischen Modellierung versucht, eine geeignete Balance zwischen der wissenschaftlich notwendigen Komplexität und einer praktikablen Einfachheit zu finden (vgl. FERGUSON 1999).

### *Konzeptionelle Grundzüge schneehydrologischer Modellierungsansätze*

In der schneehydrologischen Modellierung geht es zum einen um die Beschreibung der winterlichen Prozeßdynamik im Hinblick auf wissenschaftliche Fragestellungen (deskriptiver Ansatz). Hierbei stehen in der Regel kleinräumige Prozeßanalysen im Vordergrund, die durch meist deterministische physikalisch basierte Berechnungsansätze ermöglicht werden sollen (vgl. BLÖSCHL ET AL. 1987; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991). Zum anderen werden für wasserwirtschaftliche Zwecke Vorhersagen des Schneewasseräquivalents sowie des zeitlichen Verlaufs und des Volumens der Schmelzwasserabgabe aus einer Schneedecke benötigt (preskriptiver Ansatz). Die preskriptiven Ansätze müssen auf größere Gebietseinheiten wie z.B. mesoskalige Einzugsgebiete ausgelegt sein, was eine konzeptionelle modelltechnische Auffassung des physikalischen Prozeßgefüges erfordert (vgl. BRAUN/LANG 1984; BRAUN/LANG 1986; BLÖSCHL ET AL. 1991a). Entsprechend werden in der schneehydrologischen Modellierung deterministische, konzeptionelle und ferner stochastische Ansätze für die Simulation des komplexen natürlichen Systems unterschieden. Dabei sind die rein statistischen Modellierungsansätze zugunsten der physikalisch basierten stark in den Hintergrund gerückt (vgl. OBLED/ROSSE 1977; VEHVILÄINEN 1992; FERGUSON 1999).

Im Allgemeinen bilanzieren schneehydrologische Modellansätze den Massenhaushalt einer Schneedecke über den Wärmestrom zu und von der Schneedecke. Dieser Wärmestrom wird entweder über Temperatur- oder energetisch basierte Verfahren bestimmt. Die Struktur der in das SHE-Modell integrierten Schneeroutine ermöglicht dagegen den Einsatz beider Methoden. Je nach Zielsetzung und Datenverfügbarkeit kann durch den Benutzer bestimmt werden, welches Verfahren zur Anwendung kommt (vgl. SINGH 1995).

Der Umfang schneehydrologischer Modellierungsansätze orientiert sich vorrangig an der Zielsetzung. Einige Modelle umfassen lediglich den Schneedeckenabbau, da sie als unabhängiges Werkzeug speziell für die Vorhersage des Schmelzaufkommens und –abflusses aus saisonalen Schneedecken entwickelt wurden. So beinhaltet das SRM eine Setzungs-, eine Schmelz- und eine Abflußroutine. Der Akkumulationsprozeß selbst wird nicht simuliert. Vielmehr sind gemessene Datenreihen von Schneewasseräquivalenten und die räumliche Schneeverteilung als Modelleingabe obligatorisch (vgl. MARTINEC ET AL. 1994b). SRM berechnet die durch Schmelze entstehenden Wasserflüsse und wandelt sie gemeinsam mit dem Niederschlagsinput über Abflußkoeffizienten in tägliche Gebietsabflüsse um. Zudem können in Anwendungen des SRM Einflüsse von Klimaveränderungen eingebunden werden (vgl. RANGO 1992; 1995). Andere schneehydrologische Modellierungsansätze sind nicht als eigenständige Modelle entwickelt, sondern bilden eine Teilkomponente von Niederschlag-Abfluß- oder Wasserhaushaltsmodellen, in denen sie zur Vervollständigung der Systemrepräsentanz beitragen sollen. Diese Modelle umfassen über Ansätze unterschiedlicher Komplexität die Prozesse der Schneeakkumulation, Schneedeckenentwicklung und Schneeschmelze (z.B. HBV, HSPF, NASIM, PRMS/MMS, SHE; WASIM-ETH).

Die Schneeverdunstung und –sublimation wird häufig nur in energetisch basierten oder detaillierten deskriptiven Modellansätzen berücksichtigt, da sie als Verlustgröße des Wasserhaushalts als vernachlässigbar eingestuft wird (vgl. BRAUN 1985; DHI 1986; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; MARTINEC ET AL.

1994b; SINGH 1995). Nach neueren Untersuchungen wird die Bedeutung der Schneeeinterzeption in dichten Waldbeständen für die Gebietshydrologie als hoch eingestuft (vgl. NAKAI ET AL. 1994; CALDER 1990; LUNDBERG ET AL. 1998; POMEROY ET AL. 1998a/b). Dennoch sind nach POMEROY ET AL. (1998a) erst wenige Fortschritte in der Modellierung der Schneeeinterzeption vorzuweisen.

Als minimale meteorologische Datenanforderung sind für alle Schneesimulationsansätze Meßwerte der Lufttemperatur obligatorisch. Energetisch basierte Modellansätze erfordern in der Regel zumindest Solarstrahlungsdaten, oft auch Angaben zur Albedo (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; DHI 1986; BLÖSCHL 1991; SINGH 1995). Daneben werden häufig Punktmeßwerte der Schneehöhe oder des Schneewasseräquivalents benötigt. Um eine angenäherte räumliche Repräsentanz zu erhalten, müssen diese Eingabedaten über Interpolations- und Regionalisierungsmethoden auf die Gebietsfläche extrapoliert werden. Dies geschieht je nach Modellumgebung im Vorfeld der Modellierung oder modellintern. Die jeweiligen Datenanforderungen der unterschiedlichen Modelle orientieren sich oft an regional oder national verfügbaren Meßnetzen des Zieluntersuchungsraums. Vor allem im U.S.-amerikanischen Raum stehen vielfach höher aufgelöste Daten zur Verfügung als in Mitteleuropa (vgl. LEAVESLEY 1989; JAMES 1991; KUSTAS ET AL. 1994; RANGO 1996). Auch die Schweiz verfügt über ein stärker auf schneehydrologische Fragestellungen ausgerichtetes Meßnetz als andere Regionen Europas (vgl. BRAUN 1985; ROHRER 1992). Innerhalb Deutschlands ist die Erfassung schneehydrologischer Parameter in weiten Teilen der ehemaligen DDR intensiver betrieben worden als durch das Standardmeßnetz des Deutschen Wetterdienstes (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; RACHNER ET AL. 1997). Insbesondere zur Verbesserung der Hochwasservorhersage wird derzeit in Zusammenarbeit von DWD und einzelnen Bundesländern eine flußgebietsorientierte Intensivierung des Schneemeßnetzes initiiert.

Punktmeßwerte von Schneeparametern dienen auch zum stichprobenartigen Vergleich der Simulationsergebnisse. Die Modellaneichung muß jedoch bei fast allen Modellen über Abflußmeßreihen erfolgen. Zum einen ist die räumlich-zeitliche Datenverfügbarkeit von Schneedeckenkennwerten gering, zum anderen stellen Extrapolationen der extrem variablen Größen Wasseräquivalent, Schneehöhe oder -dichte auf die Fläche ein erhebliches Fehlerpotential dar (vgl. FERGUSON 1999).

Nach KIRNBAUER ET AL. (1994) eröffnet die Kombination der Modellierung mit Geographischen Informationssystemen (GIS) und Fernerkundungstechniken neue Möglichkeiten bei der Regionalisierung und Aneicherung von Schneemodellen (vgl. auch KLEEBERG 1992; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). So wird beispielsweise in neueren Versionen des SRM durch eine rasterbasierte Kopplung mit Fernerkundungsdaten eine direkte flächenhafte Erfassung des Schneewasseräquivalents und der Schneesverteilung angestrebt. Fernerkundungsaufnahmen können dabei auch zur Überprüfung der ermittelten Werte herangezogen werden (vgl. RANGO 1992; MARTINEC ET AL. 1994b; RANGO/MARTINEC 1995). Hinzu kommen erweiterte Möglichkeiten der radargestützten Bestimmung von Regen- und Schneeniederschlägen, die allerdings der terrestrischen Eichung bedürfen (vgl. RICHTER 1995). Die praxisorientierte Anwendung moderner Fernerkundungs- und Radartechniken ist noch als sehr eingeschränkt zu bezeichnen. Dies wird vor allem auf eine geringe Verfügbarkeit, auf eine oft nicht ausreichende zeitlich-räumliche Auflösung sowie eine noch fehlerbehaftete Aufnahmetechnik bei temperierten und geringmächtigen Schneedecken zurückgeführt (vgl. RANGO 1996; NAKAWO/HAYAKAWA 1998; DUNN/COLOHAN 1999; LUNDBERG/THUNEHED 2000).

### *Flächendifferenzierung in der schneehydrologischen Modellierung*

BLÖSCHL/KIRNBAUER (1992) betrachten Gebietsunterteilungen und die modelltechnische Berücksichtigung flächenbezogener Merkmale bei der schneehydrologischen Modellierung als ein wesentliches methodisches Werkzeug (vgl. BENGTTSSON/SINGH 2000). Durch die Nutzung der verfügbaren neuen Techniken (Rechnerkapazitäten, GIS, Höhenmodelle) sehen KIRNBAUER ET AL. (1994) für die Zukunft den Anbruch einer neuen Ära schneehydrologischer Modelle. Auch FERGUSON (1999) beschreibt ei

nen Trend zur distributiven Modellierung, bei der sowohl die meteorologischen Eingabedaten als auch verschiedene Modellparameter räumlich hoch aufgelöst zu diskretisieren sind (vgl. auch SINGH 1995).

Die Diskretisierung für die schneehydrologischen Modellansätze basiert auf den gängigen Regionalisierungsmethoden allgemeiner hydrologischer Modelle (z.B. Raster, HRU, Einzugsgebiete, Zonen, TINs). Entsprechend tritt hier auch die gleiche Problematik bei der Übertragung von Punktwerten auf die Fläche und der Ausweisung von Teilflächen hydrologisch ähnlicher Reaktion auf (vgl. KLEEBERG/CEMUS 1992; BLÖSCHL 1996; KLEEBERG ET AL. 1999). Die meisten Ansätze lassen zumindest eine begrenzte Unterteilung der Untersuchungsgebiete zu, um die physische Heterogenität von Einzugsgebieten zu berücksichtigen. Insbesondere dem dominanten Einfluß der Geländehöhe auf die Schneehydrologie wird durch die Möglichkeit zur Abgrenzung von Geländestufen Rechnung getragen. Ausgehend von der Höhenlage der verwendeten Temperaturmeßstation kann auf diese Weise eine Temperaturanpassung pro Höhenstufe durchgeführt werden, die als substantiell für schneehydrologische Simulationen betrachtet wird (vgl. z.B. BERGSTRÖM 1975; LEAVESLEY ET AL. 1983; RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN/LANG 1986; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992; MARTINEC ET AL. 1994b; SINGH 1995; RACHNER ET AL. 1997). Während im SRM außer einer Höhenzonierung keine weiteren Gebietsunterteilungen vorgesehen sind, erlaubt beispielsweise das HBV-Modell auf der Basis von Teilgebietszonen eine getrennte Simulation der Schneedynamik in Wald- und Freilandgebieten (vgl. BERGSTRÖM 1975; MARTINEC ET AL. 1994b; FERGUSON 1999). Auch nach BENGTSOON/SINGH (2000) ist eine Gebietsunterteilung sowohl nach der Topographie als auch nach der Landnutzung für schneehydrologische Modellierungsansätze unerlässlich. Sie beschreiben vor allem die Bedeutung verschiedener Landbedeckungen für die Schmelzdynamik und zeitliche Verteilung schmelzinduzierter Abflussspitzen.

VEHVILÄINEN (1992) macht in seinen Modellansätzen keine Unterscheidungen nach der Geländehöhe, was vor allem auf die geringe Reliefenergie seiner Testgebiete in Finnland zurückzuführen ist. Dagegen hebt er die Bedeutung des Waldes für die Schneeverteilung hervor und berücksichtigt den sehr standortspezifischen Waldeinfluß durch Reduktionsalgorithmen bei der Simulation der Akkumulation und Schmelze (vgl. auch BERGSTRÖM 1975; DINGMAN 1994; POMEROY ET AL. 1998b). Nach neueren Erkenntnissen spielt vor allem die Interzeptionsevaporation in immergrünen Waldgebieten eine bedeutende Rolle für den Gebietswasserhaushalt (vgl. CALDER 1990; LUNDBERG ET AL. 1998; POMEROY ET AL. 1998a/b). Einen der bislang wenigen Modellansätze zur Berücksichtigung der Schneeinterzeption stellt CALDER (1990) vor (vgl. auch POMEROY ET AL. 1998a). Hier wird die Schneeakkumulation auf den Baumkronen über eine Aufbaufunktion („build-up function“) beschrieben, bei der Massen- und Energiestatusänderungen durch eine berechnete Oberflächentemperatur und die Höhe der Wasserspeicherung in fester Form definiert sind. Das aus dem Interzeptionsspeicher entlassene Schmelzwasser versteht CALDER (1990) als effektiven Input für ein konventionelles Regeninterzeptionsmodell.

Wird der Effekt von Hangexposition und -neigung in schneehydrologische Simulationen einbezogen, unterscheidet man häufig zwischen einer Einflußnahme auf die Akkumulation und den Schmelzprozeß. RACHNER ET AL. (1997) berücksichtigen im Projekt SNOW-D eine Modifikation der durch die Geländehöhe vorgegebenen Schneeablagerung und -verteilung in Abhängigkeit von Exposition und von windbedingten Umverteilungen. DUNN/COLOHAN (1999) führen eine Funktion zur windbedingten Schneenumverteilung ein, um kleinräumige Schneeanhäufungen zu ermitteln, die sich in ihren schottischen Highlands-Testgebieten als bedeutsam für den Basisabfluß erwiesen haben. In weitaus mehr Ansätzen wird jedoch nur der unterschiedlichen Einstrahlung an Süd- und Nordhängen bei der Modellierung des Schmelzprozesses Rechnung getragen (vgl. GRAY/MALE 1981; LEAVESLEY ET AL. 1983; BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992). Kleinräumiger auftretende topographische Einflußfaktoren auf die Schneeverteilung (Mulden-, Kuppen- und Hangfußlagen) werden bei den Modellierungen im Einzugsgebietsmaßstab in der Regel vernachlässigt. Eine Möglichkeit zu deren ansatzweisen Berücksichtigung bietet das TOPMODEL-Konzept, bei dem über den eingeführten topographischen Index

auch kleinräumige Variationen des Geländes berücksichtigt werden (vgl. BEVEN/KIRKBY 1979; SINGH 1995; KLEEBERG ET AL. 1999; MICHL 1999).

Ein weiterer Aspekt der Flächendifferenzierung in der schneehydrologischen Modellierung ist die Feststellung der zur Schmelzabflußentwicklung beitragenden Gebietsfläche. In vielen Modellansätzen wird versucht, die sich während des Ablationsprozesses dynamisch verändernde schneebedeckte Fläche modelltechnisch nachzuvollziehen oder über Gebietsdiskretisierungen abzuschätzen. MARTINEC ET AL. (1994b) verwenden im SRM ähnlich wie LEAVESLEY ET AL. (1983) für das PRMS/MMS-Modell sogenannte *snow cover depletion* – Kurven, die aus Geländecharakteristika rechnerisch abgeleitet werden. VEHVILÄINEN (1992) hält diese Methode jedoch nur bei mächtigen saisonalen Schneedecken in großen Einzugsgebieten für geeignet. Vor allem bei schnell abschmelzenden und geringmächtigen Schneedecken führt er stattdessen sorgfältige Geländeunterteilungen und –anpassungen als die sinnvollste Methode an. BRAUN (1985) beschreibt einen Ansatz, bei dem durch relativ engmaschige Geländeunterteilung in Höhenstufen Teilgebiete entstehen, für die impliziert wird, daß sie entweder schneefrei oder schneebedeckt sind (vgl. BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992). Ebenso wie im HBV-Modell, in dem auch für einzelne Teilflächen von einer einheitlichen Schneebedeckung ausgegangen wird, ergeben sich hier jedoch unrealistische Abstufungen des Schneewasseräquivalents im Gebiet (vgl. FERGUSON 1999).

#### *Modelltechnische Erfassung der Schneeakkumulation*

Unabhängig vom Diskretisierungsgrad des Einzugsgebiets wird der Akkumulationsprozeß in umfassenden schneehydrologischen Modellierungsansätzen direkt über den Niederschlagsinput hergeleitet (vgl. BERGSTRÖM 1975; LEAVESLEY ET AL. 1983; RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; RACHNER ET AL. 1997). Die Bestimmung der Niederschlagsart ist dabei von entscheidender Bedeutung. In den meisten Modellen macht man sich den dominanten Einfluß der Temperatur in oberflächennahen Luftschichten auf die Zusammensetzung des Niederschlags am Boden zunutze. Für die Bestimmung des Übergangs von Regen- in Schneeniederschlag wird oft vereinfachend ein einzelner Temperaturgrenzwert angenommen (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992). Um auch Mischniederschläge einzubeziehen, die vor allem in niederen Lagen häufig auftreten, führen beispielsweise LEAVESLEY ET AL. (1983) für das PRMS ein Temperaturintervall ein. Bei Temperaturen innerhalb der Intervallgrenzen kommt es zur Entstehung von Mischniederschlägen (vgl. auch BERGSTRÖM 1975). Die Höhe des neuen oder zusätzlichen Wasseräquivalents einer Schneedecke wird schließlich durch die Höhe des in fester oder gegebenenfalls gemischter Form gefallenen Gebietsniederschlags bemessen (vgl. BERGSTRÖM 1975; LEAVESLEY ET AL. 1983; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; RACHNER ET AL. 1997). In anderen Ansätzen – wie z.B. im SRM – sind zumindest Punktmeßwerte der Wasseräquivalente oder auch der Schneehöhen obligatorisch, um eine Eingangsschneebedeckung zu bestimmen (vgl. MARTINEC ET AL. 1994b).

#### *Modelltechnische Erfassung der Schneedeckenentwicklung*

Da der Metamorphoseprozeß abgelagerten Schnees sehr komplex ist, wird er in der schneehydrologischen Modellierung entweder vernachlässigt oder sehr vereinfacht wiedergegeben (vgl. DINGMAN 1994; vgl. Abschnitt 2.3.1.2). Für die Modellierung wird die Schneedeckenentwicklung auf einzelne Teilprozesse reduziert, die sich auf die Schneedeckenverdichtung, eine Verminderung der Wasserhaltefähigkeit sowie eine Steigerung der Schmelzbereitschaft des Schneepakets auswirken. Die meisten nicht energetisch basierten Simulationsansätze verwenden die jeweils aktuelle Schneedichte als komplexen Informationsträger für den Umbildungsgrad einer Schneedecke (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; MARTINEC ET AL. 1994b; RANGO/MARTINEC 1995). Im SRM wird die Schneedeckensetzung allein über den Faktor Zeit operationalisiert (vgl. MARTINEC 1975; MARTINEC ET AL. 1994b). Eine erhöhte Verdichtung des Schneepakets wird hier als Steigerung seiner Schmelzbereitschaft verstanden (vgl. RANGO/MARTINEC 1995). RACHNER/MATTHÄUS (1984) setzen eine dynamische Verminderung der Wasserhaltefähigkeit einer Schneedecke in Abhängigkeit von der zeit

lich bedingten Verdichtung modelltechnisch um. In energetisch basierten Ansätzen werden Wärmeströme aus Lufttemperatur, Luftfeuchte und Wind als Energielieferanten für schneedeckeninterne Umwandlungsprozesse betrachtet. Durch einzelne detaillierte Bilanzierungsalgorithmen wird angestrebt, den Wärme- bzw. Kältegehalt der Schneedecke modelltechnisch nachzuvollziehen, über den schließlich das Einsetzen von Schmelzprozessen ermittelt wird (BLÖSCHL ET AL. 1987; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; RANGO ET AL. 1996a/b; RACHNER ET AL. 1997; GUDE 1997).

### *Modelltechnische Erfassung der Schneeschmelze*

Kern schneehydrologischer Modellierungsansätze ist die Simulation der Schneeschmelze. Sie läßt sich im wesentlichen auf zwei Basisansätze zurückführen. In einem physikalischen Ansatz wird der Schmelzprozeß über den Energiehaushalt der Schneedecke nachvollzogen. Dem stehen vereinfachende konzeptionelle Ansätze gegenüber, die die Lufttemperatur als komplexen Informationsträger zur Ermittlung von Schmelze nutzen (vgl. GRAY/PROWSE 1993; DUNN/COLOHAN 1999).

Da der Schneeschmelzprozeß durch den Netto-Wärmeaustausch des Schneepakets mit seiner Umgebung determiniert wird, ist nach KUUSISTO (1980) der Energiehaushaltsansatz der einzige physikalisch korrekte Weg für die Erfassung des Schmelzaufkommens. Bei der Energiehaushaltsbilanzierung wird die vornehmlich aus der Einstrahlung und aus weiteren externen Wärmequellen verfügbare Energie der zur Schmelzinduktion notwendigen gegenübergestellt (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; BRAUN/LANG 1984; DHI 1986; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; GRAY/PROWSE 1993; SINGH 1995). In der Regel werden Daten zur Ermittlung des langwelligen und kurzwelligen Strahlungshaushalts sowie der sensiblen und latenten Wärmeflüsse benötigt. Diese Daten sind jedoch nur eingeschränkt verfügbar. In der Folge werden vergleichsweise unbedeutende Glieder der Bilanz vernachlässigt und wichtigere – wie z.B. die Netto-Kurzwellenstrahlung und als deren Determinante die Albedo – abgeschätzt oder hergeleitet. FERGUSON (1999) bezeichnet allerdings die Extrapolation dieser Abschätzungen als sehr fehleranfällig. Auch BLÖSCHL (1991) führt an, daß vor allem die Albedo räumlich und zeitlich stark variiert und entsprechend kaum abzuschätzen ist. Er beschreibt zudem eine hohe Sensibilität der meisten energetischen Bilanzierungsverfahren für die Albedo, die zu deutlich größeren Fehlbestimmungen des Schmelzaufkommens führen kann als beispielsweise Ungenauigkeiten bei der Abschätzung der Lufttemperatur. FERGUSON (1999) weist auf die allgemein hohe Variabilität der einzelnen Bilanzterme in zeitlicher (Tages-, synoptischer und Saisonmaßstab) und räumlicher Hinsicht hin. Auch deshalb bezeichnet er den flächenhaften Einsatz von energetisch basierten Ansätzen in der anwendungsbezogenen Schneeschmelzmodellierung als problematisch. Hingegen erzielen LEAVESLEY ET AL. (1983) mit dem Modellsystem PRMS/MMS auch im Einzugsgebietsmaßstab zufriedenstellende Ergebnisse auf der Basis eines Energiebilanzansatzes zur Schneeschmelzermittlung. Ebenso wie auch im Schneemodul des HSPF-Modells stellt dabei die Solarstrahlung die Minimaldatenanforderung dar (vgl. auch JOHANSON ET AL. 1984). Andere Energieterme werden modellintern hergeleitet. Die guten Ergebnisse dieses Ansatzes sind auch auf eine hohe räumliche Disaggregation mittels des HRU-Prinzips zurückzuführen (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; LEAVESLEY 1989).

Vor allem der in der Regel sehr hohe Datenbedarf energetischer Modellansätze führt dazu, daß in der anwendungsbezogenen Hydrologie bevorzugt Temperatur-Index- bzw. Grad-Tag-Faktor-Methoden zur Simulation der Schneeschmelze eingesetzt werden (vgl. BERGSTRÖM 1975; KUUSISTO 1980; BRAUN 1985; WMO 1986; VEHVILÄINEN 1992; GRAY/PROWSE 1993; MARTINEC ET AL. 1994b; RANGO/MARTINEC 1995; DUNN/COLOHAN 1999). Die Lufttemperatur stellt die am ehesten verfügbare meteorologische Größe dar, die vergleichsweise zuverlässig für Gebietsflächen zu bestimmen ist (vgl. BLÖSCHL 1991). Sie ist zudem für alle Energiebilanzterme außer der Nettoeinstrahlung ein wichtiger Einflußfaktor. RANGO/MARTINEC (1995) zeigen auf, daß temperaturbasierte Verfahren bei deutlich geringeren Datenanforderungen vergleichbar gute Ergebnisse erbringen können wie energetische Modellansätze. So basieren neben dem SRM (vgl. MARTINEC ET AL. 1994b) auch das Schneemodul des HBV-Modells (vgl. BERGSTRÖM 1975; VEHVILÄINEN 1992) und das operationelle Vorhersagemodell SNOW des DWD

(vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984/6; RACHNER ET AL. 1997) auf Varianten des Temperatur-Index-Verfahrens.

Im Basisansatz dieses Verfahrens wird zur Bestimmung der Höhe des Schmelzaufkommens pro Zeitintervall die Differenz eines definierten Grenzwertes der Lufttemperatur und der mittleren Lufttemperatur über einen Zeitschritt gebildet und in Beziehung zu einem konstanten Schmelzkoeffizienten gesetzt. In der Regel wird das Verfahren im Tages- oder Mehrstundenmaßstab angewandt. Diese am weitesten verbreitete Schmelzberechnungsmethode kann demnach wie folgt beschrieben werden (vgl. u.a. BRAUN 1985; RANGO/MARTINEC 1995):

$$M = a * (T_0 - T_{\text{GRENZ}}) * \Delta t / 24$$

Mit:	M	=	Schmelzaufkommen [mm/Zeitintervall]
	a	=	Schmelzkoeffizient [ $^{\circ}\text{C}/\text{mm} * \text{Zeitintervall}$ ]
	$T_0$	=	Mitteltemperatur über das definierte Zeitintervall [ $^{\circ}\text{C}$ ]
	$T_{\text{GRENZ}}$	=	definierte Grenztemperatur für den Schmelzeinsatz (meist $0^{\circ}$ ) [ $^{\circ}\text{C}$ ]
	$\Delta t$	=	Zeitintervall, auf das sich das Schmelzaufkommen bezieht

Eine Variation dieser Grundgleichung ist die häufig angewendete Grad-Tag-Faktor-Methode. Dabei wird der Temperaturterm als Grad-Tag („degree day“ [ $^{\circ}\text{C} * \text{Tag}$ ]) aufgefaßt, der als die positive Abweichung des täglichen Temperaturmittels um  $1^{\circ}\text{C}$  pro Tag von einer angenommenen Referenztemperatur definiert ist (vgl. LINSLEY ET AL. 1958). Kern des Verfahrens ist auch hier ein empirischer Faktor, der Grad-Tag-Faktor (vgl. RANGO/MARTINEC 1995). Randbedingung aller temperaturbasierten Verfahren ist eine konstante Schneeoberflächentemperatur von  $0^{\circ}\text{C}$  über den betrachteten Zeitraum. Nach MANIAK (1992) können aufgrund dieser Annahme der Schmelzkoeffizient des oben dargestellten Basisansatzes und der Grad-Tag-Faktor als identisch bezeichnet werden. Im folgenden wird daher der Begriff des Schmelzfaktors oder -koeffizienten synonym mit dem des Grad-Tag-Faktors benutzt.

KUHN (1984) beschreibt den Schmelzkoeffizienten als Wärmeübergangszahl für fühlbare Wärme, die die in  $^{\circ}\text{C}$  verfügbaren Lufttemperaturen in *mm* Schmelze umwandelt. Der Schmelzfaktor ist ein empirischer Wert, der als zusammenfassender Ausdruck verschiedener Einflußfaktoren auf die Schneeschmelze gewertet werden kann. Als solcher ist er standortspezifisch und variiert vor allem in Abhängigkeit von der Einstrahlung, der Albedo, der Schneedichte, dem Windeinfluß und dem Vernäsungsgrad einer Schneedecke (vgl. KUUSISTO 1980; KUHN 1984; VEHVILÄINEN 1992; RANGO/MARTINEC 1995).

KUHN (1984) hält einen konstanten Schmelzfaktor nur über längere Perioden (z.B. Tage und Monate) für gerechtfertigt, in denen sich Schwankungen des Parameters ausgleichen können (vgl. auch RANGO/MARTINEC 1995). Im SRM ist der Schmelzfaktor kein statischer Parameter, sondern als variable Zeitreihe über die gesamte Saison zu bezeichnen (MARTINEC ET AL. 1994b). Auf diese Weise wird die Veränderung des Sonnenstands mit der Jahreszeit in die Schmelzberechnungen einbezogen. Bei VEHVILÄINEN (1992) und im HBV-Modell variiert der Schmelzfaktor nach Waldflächen (Reduktion) und Freilandgebieten, bleibt aber über die Zeit konstant. GRAY/MALE (1981) passen über eine empirische Formel den Schmelzfaktor für verschiedene Hangneigungen und Expositionen an. Über einen Index wird dabei das Verhältnis der Sonneneinstrahlung, die ein Hang mit gegebener Neigung und Ausrichtung erhält, zu der einer horizontalen Fläche beschrieben. KUUSISTO (1980) betont den Einfluß starker Regenniederschläge auf die Schmelzdynamik. Er führt in seinem Modellansatz bei einem Regeneintrag in die Schneedecke von über 10 mm eine Erhöhung des Schmelzfaktors ein. Obwohl ihr hoher Einfluß in feuchten Ablationsphasen empirisch bestätigt ist, sind Regenniederschläge in vielen Ansätzen nicht explizit berücksichtigt (vgl. HERMANN/RAU 1984; SINGH ET AL. 1998). In weitere Modifikationen des Schmelzkoeffizienten, die zur besseren Beschreibung der räumlichen Variabilität und zur

besseren Repräsentanz der Methode in physikalischer Hinsicht durchgeführt werden, fließen z.B. Effekte von Höhenstufen, der Schneedichte und der Ablagerungszeit auf die Schneeablation ein (vgl. BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; DUNN/COLOHAN 1999).

Neben Schmelzfaktoranpassungen wird der Basisansatz des Temperatur-Index-Verfahrens häufig um Funktionen erweitert. Auf diese Weise soll eine verbesserte Anpassung an die räumliche Variabilität eines Gebietes und eine höhere Repräsentanz der Methode in physikalischer Hinsicht ermöglicht werden. Dabei handelt es sich beispielsweise um die Einführung von Windfunktionen (BERGSTRÖM 1975; BRAUN 1985; DUNN/COLOHAN 1999), die Berücksichtigung der Regelation (BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992) oder den Einbezug von Dichteberechnungen (RANGO/MARTINEC 1995; DUNN/COLOHAN 1999) in die Grundgleichung. KUSTAS ET AL. (1994) stellen die Erweiterung des temperaturbasierten SRM-Ansatzes um einen Energieterm vor. Über diese Maßnahme soll eine verbesserte Anpassung an die physikalischen Gesetzmäßigkeiten bei der Schneeschnmelze erzielt werden (vgl. auch BRAUN 1985). Die mit solchen Erweiterungen verbundenen erhöhten Datenanforderungen sind – so VEHVILÄINEN (1992) – häufig nicht durch im gleichen Maße gesteigerte Simulationsergebnisse gerechtfertigt (vgl. auch RANGO/MARTINEC 1995).

BRAUN/LANG (1986) beschreiben Schwächen der Temperatur-Index Ansätze, wenn geringe Lufttemperaturen mit hoher Einstrahlung und hoher latenter Wärme (Wind) zusammentreffen (vgl. auch VEHVILÄINEN 1992; FERGUSON 1999). Zudem weisen alle Temperatur-Index-Verfahren eine sehr hohe Sensitivität der gesamten Simulation für die Variation des Schmelzfaktors auf.

#### *Feststellung von Schmelzwasserabflüssen in der schneehydrologischen Modellierung*

Nach KATTELMANN (1998) zeigen viele schneehydrologische Modellansätze unabhängig von der Schmelzberechnungsmethode Defizite bei der adäquaten Feststellung der initialen Phase von Schmelzwasserabflüssen (vgl. auch WMO 1986). ROHRER (1992) stellt für das SRM fest, daß der Schmelzeinsatz zwar gut erfaßt wird, die Simulation des durch Wasserperkolatation und -rückhaltung in der Schneedecke und im Einzugsgebiet verzögerten Schmelzwasserabflusses aber zu früh erfolgt. Gerade unter feuchten Ablationsbedingungen treten hier Schwächen bei der Bemessung des zeitlichen Schmelz- und Abflußverlaufs auf (vgl. auch BRAUN 1985; MARTINEC ET AL 1994b; KATTELMANN 1998). Im HBV-Modell wird zur zeitlichen Bestimmung des Wasseraustritts aus der Schneedecke das Wasserhaltekonzept („water retention concept“) angewendet (vgl. BERGSTRÖM 1975; WMO 1986; BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; DUNN/COLOHAN 1999). Dabei kommt es erst nach Überschreitung einer modelltechnisch ermittelten oder festgelegten Retentionskapazität des Schneepakets für flüssiges Wasser zu Schmelzwasserausflüssen (vgl. BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991). Die Rückhaltekapazität wird je nach Modellierungsansatz unterschiedlich definiert. RACHNER/MATTHÄUS (1984) stellen beispielsweise bei empirischen Untersuchungen in den ostdeutschen Mittelgebirgen hohe Schwankungen der Retention fest. Aufgrund der großen Schwankungsbreite führen sie für die Modellierung der Retentionskapazität eine dynamische Gleichung ein, die die Retentionsfähigkeit in Abhängigkeit von der Schneedichte kontinuierlich anpaßt. BRAUN (1985) hält den Zusammenhang von Schneedichte und Retention nicht für operationalisierbar. Er setzt deshalb in seinem Modellansatz vereinfachend einen konstanten Retentionsanteil vom Wasseräquivalent der Schneedecke an (vgl. Abschnitt 2.3.6).

Für eine adäquate Erfassung des Volumens und der Dynamik der Schmelzwasserabflüsse im Gebiet kommt es verstärkt auf die Effizienz und Güte der Abflußkomponente des an die Schneeabrechnungen gekoppelten hydrologischen Modells an (vgl. RANGO/MARTINEC 1995; FERGUSON 1999). Im eigenständigen SRM werden Schmelzwasserabflüsse in die Rezessionskurve einer modellintern bestimmten Abflußkurve eingebunden (vgl. MARTINEC ET AL. 1994b).

## 2.6 Forschungsbedarf für die schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum

Anknüpfend an den in den vorangegangenen Abschnitten dargestellten Stand der Forschung auf dem Gebiet der Schneehydrologie und schneehydrologischen Modellierung, kann zusammenfassend der Forschungsbedarf im Hinblick auf die vorliegende Problemstellung abgeleitet werden. Im folgenden werden die identifizierten Schwachstellen der schneehydrologischen Forschung im Bezug auf eine Modellierung im Mittelgebirgsraum skizziert.

Es ist davon auszugehen, daß sich die Schneedeckendynamik und ihre Implikationen für den Gebietsabfluß im Mittelgebirgsraum von der in anderen Regionen unterscheidet (vgl. HERRMANN/RAU 1984; WOHLRAB ET AL. 1992; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

- ⇒ Für eine angepaßte Modellierung in den mitteleuropäischen Mittelgebirgen müssen daher Merkmale aufgezeigt werden, die eine Abgrenzung der schneehydrologischen Dynamik im Mittelgebirgsraum gegenüber der Schnee- und Abflußdynamik anderer Regionen ermöglichen.

Zieluntersuchungs- und Entwicklungsraum schneehydrologischer Modelle sind häufig identisch. Die meisten der existierenden Modellierungsansätze sind auf die naturräumlichen und klimatischen Verhältnisse der Hochgebirge und der polaren bzw. nordeuropäischen oder nordamerikanischen Regionen ausgerichtet (vgl. BERGSTRÖM 1975; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; MARTINEC ET AL. 1994). Entsprechend ist oft die Reichweite dieser Modellansätze auf den Zieluntersuchungsraum beschränkt. Beispielsweise konzentrieren sich SRM und HBV auf saisonale Schneebedeckungen, da sie für Gebiete entwickelt wurden, in denen es zur Ausbildung monatelanger winterlicher Schneebedeckungen kommt. Um aber auch den kurzzeitigen Schneedeckenauf- und -abbau besser erfassen zu können, sind variable Ansätze erforderlich.

- ⇒ Es fehlen Adaptionmöglichkeiten, um die Simulationen an die Anforderungen in verschiedenen Regionen anzupassen.

Viele Modellansätze sind als zu komplex für eine anwendungsbezogene Modellierung zu bezeichnen.

- ⇒ Zur Steigerung der Anwendbarkeit von Modellen bedarf es daher eines Kompromisses im Hinblick auf eine angepaßte räumliche und zeitliche Diskretisierung für der Modellierung.
- ⇒ Im Bemühen um die Balance zwischen physikalischer Repräsentativität und Anwendbarkeit sind zunehmend modulare Modellstrukturen gefragt, die es zulassen, je nach Aufgabenstellung, Zieluntersuchungsraum oder Datenverfügbarkeit, den Komplexitätsgrad und den Umfang des Modells zu variieren.

Einige allgemeine hydrologische Modellsysteme bedürfen der Erweiterung um ein Schneemodul, um ihre physikalische Repräsentanz in Gebieten mit einem zumindest zeitweiligen Schneeeinfluß auf das Abflußregime zu erhöhen. Gleichzeitig zeigt der Vergleich von schneehydrologischen Modellansätzen, daß eigenständige Schneeschmelzmodelle oft nicht im gleichen Maße distributiv sein können wie Schneemodule, die in hydrologische Modellsysteme integriert sind. Hinzu kommt, daß die Abflußroutinen allgemeiner hydrologischer Modelle in der Regel ausgefeilter sind.

- ⇒ Auch deshalb sollten für die Entwicklung neuer schneehydrologischer Simulationswerkzeuge die Diskretisierungsmöglichkeiten und Abflußroutinen bestehender Modellsysteme durch eine Kopplung genutzt werden.

Der Datenbedarf schneehydrologischer Modellansätze ist oft hoch. Vor allem Energiebilanzmodelle stellen Datenanforderungen, die nicht über Standardmeßnetze oder nur mit geringer zeitlich-räumlicher Auflösung erfaßt werden. Aber auch temperaturbasierte Ansätze benötigen vielfach die Eingabe von Schneedeckenparametern, die in der Regel nicht flächendetailliert vorliegen (z.B. SRM). Daneben richtet sich die zeitliche Datenauflösung in vielen Modellansätzen weniger nach der allgemeinen Da

tenverfügbarkeit als nach der meist höheren in speziellen Testgebieten. Hinzu kommt, daß die Datenanforderungen der Modelle häufig an den jeweils verfügbaren nationalen oder regionalen Meßnetzen ausgerichtet sind. Eine Übertragung auf andere Regionen wird somit erschwert. Unter diesen Gesichtspunkten stellt sich auch die Eichung bzw. Überprüfung der vorliegenden Modellansätze als problematisch dar. Letztlich bietet sich nach wie vor lediglich der Gebietsabfluß als flächenbezogener Vergleichsparameter an, da Punktmessungen der Schneehöhe, des Wasseräquivalents oder auch der Schneedichte sich als wenig repräsentativ für den Raum erweisen.

- ⇒ Dies weist auf den weiterhin hohen Forschungsbedarf auf dem Gebiet der Regionalisierung von Punktmeßwerten und Geländeinformationen in der Hydrologie hin. Es geht auch darum, verbesserte Verknüpfungen hydrologischer Modellansätze mit GIS und Fernerkundungstechniken zu schaffen, die eine gesteigerte räumliche Repräsentanz von Eingabe- und Eichparametern ermöglichen.
- ⇒ Es sollten zunehmend moderne Techniken zur flächenhaften Erfassung oder Überprüfung von Schneedeckenkennwerten in die schneehydrologische Modellierung einfließen. Sie sollten jedoch nicht als obligatorische Eingabe eingeführt werden, da ihre raum-zeitliche Verfügbarkeit und Zuverlässigkeit noch zu gering sind.
- ⇒ Im Hinblick auf die zuverlässige Erfassung von Schneedeckenkennwerten mittels Fernerkundung oder Radar muß neben den Aufnahmetechniken vor allem auch die Aufnahmefrequenz erhöht werden. Erst dann ist eine direkte und standardisierte Anwendung in der Schneehydrologie auch in Gebieten niedriger Geländehöhe möglich.

Die hohe Bedeutung der Schneeinterzeption für den Gebietswasserhaushalt ist durch neuere Untersuchungen bestätigt. Dennoch wird sie in schneehydrologischen Modellansätzen bislang nur selten explizit berücksichtigt.

- ⇒ Es besteht ein aktueller Forschungsbedarf sowohl bei der weiteren Untersuchung der physikalischen Grundlagen als auch bei der Modellierung der Schneeinterzeption.

Der hohe Einfluß von Regenniederschlägen auf die Metamorphose- und Schneeschmelzdynamik ist noch nicht ausreichend physikalisch nachvollzogen und quantifiziert.

- ⇒ Zumindest die bisher erlangten Erkenntnisse über den Einfluß des Regenniederschlags auf die Schneedeckendynamik müssen in neueren Modellentwicklungen stärker berücksichtigt werden.

Entsprechend der obigen Ausführungen sind demnach einfache und variable Strukturen mit geringen Datenanforderungen bereitzustellen, die zum einen in allgemeine hydrologische Modellsysteme integriert werden können und zum anderen eine hohe Reichweite des Modells ermöglichen.



### 3 Schwerpunktzielsetzung

Im Vordergrund der vorliegenden Arbeit steht die anwendungsbezogene Modellierung der schneehydrologischen Prozeßdynamik im Mittelgebirgs- und Flachlandraum. Dazu bedarf es der Entwicklung eines schneehydrologischen Modellierungswerkzeugs, das mit möglichst geringen Datenanforderungen im Mittelgebirgsraum effizient eingesetzt werden kann. Es darf nicht allein darum gehen, ein hochkomplexes Modell zu erstellen, das alle schneebezogenen Prozesse in physikalisch detaillierter Weise zu berücksichtigen vermag. Vielmehr bedarf es eines relativ einfachen und robusten Ansatzes, der die Haupteinflußfaktoren auf das schneehydrologische Prozeßgefüge des Mittelgebirgsraums enthält und so die notwendige Balance zwischen physikalischer Repräsentanz und Anwendbarkeit herstellt. Entscheidende Determinante der Modellentwicklung muß die limitierte Datenverfügbarkeit sein.

Anknüpfend an Forschungsstand und Forschungsbedarf für die schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum können für diese Aufgabenstellung die folgenden Schwerpunktziele der Arbeit aufgestellt werden:

- Um das Simulationswerkzeug an den heterogenen Zieluntersuchungsraum anpassen zu können, sollen aus dem Forschungsstand Merkmale abgeleitet werden, die das schneehydrologische Geschehen im heterogenen Mittelgebirgsraum charakterisieren und dazu beitragen, es gegenüber der Prozeßdynamik anderer schneebeeinflusster Abflußregime abzugrenzen.
- Über die Analyse der vorhandenen Simulations- und Forschungsansätze auf dem Gebiet der Schneehydrologie sollen angepaßte Berechnungsalgorithmen und Modellierungsansätze für den Mittelgebirgsraum abgeleitet und synthetisiert werden.
- Zur Berücksichtigung der Heterogenität des Untersuchungsraums und der Variabilität der schneehydrologischen Zusammenhänge in Einzugsgebieten ist die Möglichkeit einer Flächendifferenzierung in der Modellierung vorzusehen. In diesem Zusammenhang wird auch eine umfassende Simulation der Auf- und Abbauprozesse sowie des Schmelzaufkommens angestrebt.
- Es muß eine eigenständige schneehydrologische Modellstruktur entwickelt werden, die jedoch in allgemeine hydrologische Modelle integriert werden kann. Auf diese Weise können die oft bereits ausgefeilten Diskretisierungsmöglichkeiten und Abflußroutinen bestehender Modellsysteme genutzt werden. Ein wichtiger Teil der Arbeit ist somit auch die Identifikation sinnvoller Anknüpfungspunkte schneehydrologischer Routinen an allgemeine hydrologische Modellierungssysteme und deren Integration.
- Als weiteres Ziel der Untersuchung kann auch ein Vergleich der schneehydrologischen Regime unterschiedlicher Höhenlagen bezeichnet werden, bei dem Unterschiede und Gemeinsamkeiten innerhalb des heterogenen Mittelgebirgsraums herauszuarbeiten sind.
- Hinzu kommt die notwendige Erörterung der Möglichkeiten und Grenzen einfacher Modellansätze anhand der hier erzielten Simulationsergebnisse. Um dies zu ermöglichen bedarf es auch einer kritischen Überprüfung der Effizienz der modelltechnischen Erfassung einzelner Teilprozesse des komplexen schneehydrologischen Systems.



## 4 Methodik

Um die aus dem Forschungsstand abgeleiteten Schwerpunktziele erreichen zu können, werden die im folgenden dargestellten methodischen Schritte unternommen.

Zu Beginn gilt es, **Untersuchungsgebiete** aus dem Mittelgebirgsraum zu bestimmen, die sich für eine schneehydrologische Simulation und die Validierung des zu entwickelnden angepaßten Simulationswerkzeugs eignen. Um der Heterogenität des Landschaftsraums *Mittelgebirge* Rechnung zu tragen, empfiehlt sich die Auswahl von Gebieten, die neben einer unterschiedlichen klimatischen Ausrichtung, Geländehöhe und Größe auch unterschiedliche Landnutzungen aufweisen. Auf diese Weise können abweichende Ausprägungen schneehydrologischer Dynamik innerhalb des Zieluntersuchungsraums untersucht werden. Zudem sind Gebiete zu wählen, in denen ein Mindestmaß an hydrometeorologischen Meßdatenreihen verfügbar ist und für die ausreichend Informationen zu ihrer naturräumlichen Ausstattung vorliegen. Für die Anwendung des zu entwickelnden Schneemoduls werden deshalb zwei Testeinzugsgebiete herangezogen, die die unteren bzw. die oberen Lagen des Mittelgebirgsraums repräsentieren. Dabei handelt es sich um das 216 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet des Brölbachs (Bergisches Land; ca. 80-400 m ü.NN) und die kombinierten Einzugsgebiete der Quellbäche Schmücke und Steinbach im Thüringer Wald (4.16 km<sup>2</sup>; ca. 700-1000 m ü.NN). Im Brölgebiet herrscht die Grünlandnutzung vor, während das Thüringer Testeinzugsgebiet fast ausschließlich dichte Nadelwälder bedecken (vgl. Abschnitt 4.1).

Für die Implementierung der zu entwickelnden schneehydrologischen Simulationswerkzeuge in den Untersuchungsgebieten bedarf es deren Kopplung an ein allgemeines hydrologisches Einzugsgebietsmodell, im folgenden als **hydrologisches Trägermodell** bezeichnet. Zudem ist zu erörtern, welche Voraussetzungen ein solches Trägermodell mit sich bringen muß, um eine effiziente schneehydrologische Simulation zu ermöglichen. In der vorliegenden Untersuchung dient das agro-hydro-ökologische Flußeinzugsgebietsmodell *ACRU* als Trägermodell. Das *ACRU*-Modell bietet sich an, da es ohne Schneeberücksichtigung bereits erfolgreich im Brölgebiet angewendet wurde und so eine gute Vergleichsbasis für die Modellerweiterung um ein Schneemodul gegeben ist (vgl. Abschnitt 4.2).

Auf der Basis des Forschungsstands und Informationen zur Schneehydrologie in den beiden Untersuchungsgebieten ist eine Charakterisierung der schneehydrologischen Prozeßdynamik im Mittelgebirgsraum notwendig, die die Erstellung angepaßter Simulationswerkzeuge ermöglicht. Diese **schneehydrologische Merkmalsbildung** für den Mittelgebirgsraum soll zudem zu einer Abgrenzung gegenüber anderen schneebeeinflußten Regionen beitragen, für die die meisten der bisher existierenden Schneemodule und -modelle entwickelt wurden (vgl. Abschnitt 5.1).

Orientiert am Forschungsstand und den dargestellten Merkmalen müssen spezifische **Anforderungen** an eine **schneehydrologische Modellierung** im Mittelgebirgsraum abgeleitet werden (vgl. Abschnitt 5.2).

Auf diesen Anforderungen fußt die Entwicklung eines Simulationswerkzeugs, das eine an die Verhältnisse der Mittelgebirgsregion angepaßte schneehydrologische Modellierung zuläßt. Für die **angepaßte Modellentwicklung** ist ein iteratives Vorgehen notwendig. Dabei ist anhand des Forschungsstands ein Grundstock an Modellroutinen, Algorithmen und empirischen Gleichungen zusammenzustellen, der das schneehydrologische System allgemein zu beschreiben vermag. Darauf bauen modelltechnische Verfeinerungen durch zusätzliche empirische Formeln und Koeffizienten auf, die der speziellen Anpassung an die Dynamik im Mittelgebirgsraum dienen. Eine modulare Modellstruktur ist dabei angestrebt. Angesichts der Heterogenität des Zieluntersuchungsraums wird der Einbezug gesonderter Routinen zur flächendifferenzierten Modellierung als elementarer Bestandteil der vorlie

genden Methodik betrachtet (vgl. Abschnitt 5.3). Da das zu erstellende Simulationswerkzeug für die Anwendung im Einzugsgebietsmaßstab in ein allgemeines hydrologisches Modellsystem zu integrieren sind, müssen grundlegende Umgebungsvariablen sowie der angestrebte Simulationszeitschritt an das gewählte Trägermodell angepaßt werden.

An die Erstellung der schneehydrologischen Simulationswerkzeuge schließt sich deren **Integration in ein hydrologisches Trägermodell** an (vgl. Abschnitt 5.4). Über diese Kopplung wird die Implementierung des Schneemoduls in den Untersuchungsgebieten ermöglicht.

Zur Validierung der integrierten schneehydrologischen Routinen bedarf es der **Anwendung des kombinierten Modellansatzes** (vgl. Abschnitt 5.5) in den Untersuchungsgebieten. Für eine bestmögliche Gebietsanpassung ist eine vorbereitende **Flächendifferenzierung** und **Regionalisierung von Gebietsinformationen** notwendig (vgl. Abschnitt 5.5.1). Daran schließen sich **systemorientierte Modelleinstellungen** und **Parameterzuweisungen** für den kombinierten Modellansatz an (vgl. Abschnitt 5.5.2).

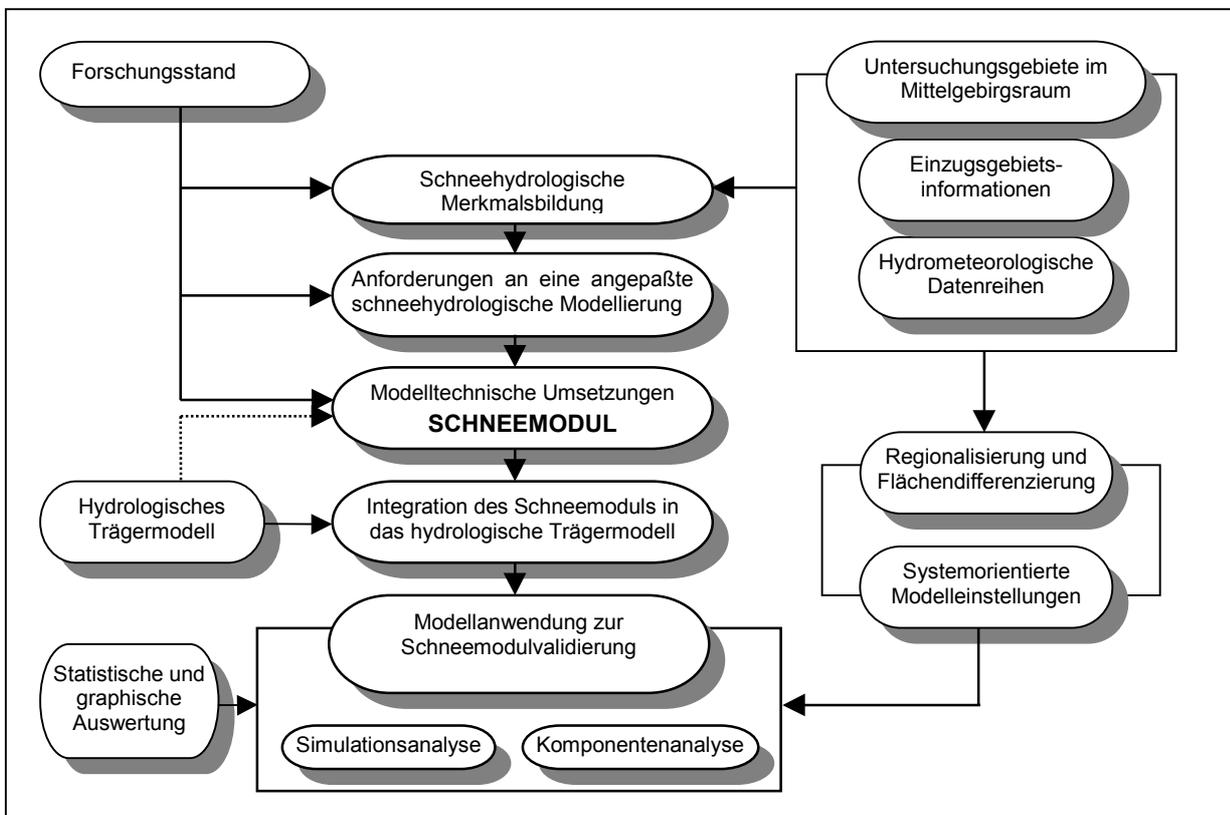


Abbildung 4.1: Methodischer Aufbau der vorliegenden Untersuchung.

Die **Schneemodulvalidierung** wird schrittweise vorgenommen. In einer detaillierten **Simulationsanalyse** ist zum einen die Schlüssigkeit der Modulstruktur, zum anderen die adäquate Wiedergabe der winterlichen Prozeßdynamik in beiden Untersuchungsgebieten zu überprüfen (vgl. Abschnitt 5.5.3). Es werden sowohl statistische als auch graphische Auswertungsmethoden angewendet. Zur Überprüfung der gesamthydrologischen Stimmigkeit des kombinierten Modellansatzes werden Vergleiche gemessener und simulierter Abflüsse herangezogen. Die durch das Modul erzeugten Schneedeckenkennwerte sind anhand der verfügbaren Punktmeßwerte aus den Gebieten zu validieren. Um die Effizienz und Verlässlichkeit der entwickelten Modulstruktur näher zu untersuchen, wird an die Simulationsanalyse eine **Komponentenanalyse** angeschlossen (vgl. Abschnitt 5.5.4). Hier werden der angestrebte Anpassungsgrad und der notwendige Komplexitätsgrad des Moduls gegenübergestellt. Auch die Komponentenanalyse ist auf der Basis statistischer und graphischer Methoden

durchzuführen. Im gesamten Analyseteil liegt besonderes Augenmerk darauf, wie sich die Einzugsgebietssysteme Bröl und Schmücke/Steinbach hinsichtlich ihrer Anforderungen an die Struktur eines Schneemoduls unterscheiden. Anhand dessen sind Rückschlüsse auf die Anpaßbarkeit des entwickelten schneehydrologischen Simulationsmoduls möglich. Zudem ist nachzuvollziehen, wie das hydrologische Trägermodell und das Schneemodul zusammenwirken, um eine abschließende Bewertung des entwickelten schneehydrologischen Simulationswerkzeugs für den Mittelgebirgsraum vornehmen zu können.

Als **statistische Auswertungsmethoden** werden eine lineare Regressionsanalyse beobachteter und simulierter Reihen sowie statistische Streuungsmaße (arithmetisches Mittel, Varianz, Standardabweichung) als Prüfgrößen herangezogen. Teil der Regressionsanalyse ist die Ermittlung des Produkt-Moment-Korrelationskoeffizienten,  $r$ , und des Bestimmtheitsmaßes,  $r^2$ . Daneben wird die prozentuale Wiedergabe der gemessenen täglichen Abflußhöhen durch die Simulation als Gütemaß verwendet. Die **graphische Bewertung** der Simulationsgüte wird anhand des Vergleichs beobachteter und simulierter Ganglinien sowie anhand von Schneedeckenkennwerten vorgenommen.

Einen Überblick über den methodischen Aufbau der vorliegenden Arbeit vermittelt das Flußdiagramm in Abbildung 4.1.

## 4.1 Untersuchungsgebiete im Mittelgebirgsraum

Im folgenden Abschnitt werden die Untersuchungsgebiete vorgestellt. Zunächst erfolgt eine kurze Darstellung der Motivation für die Auswahl der beiden Untersuchungsgebiete im Bergischen Land (Bröleinzugsgebiet) und im Thüringer Wald (Gebiet von Schmücke und Steinbach). Daran schließt sich eine Beschreibung der für die Untersuchung relevanten Systemeigenschaften der Gebiete an (vgl. Abschnitte 4.1.1 und 4.1.2). Abschließend werden die verfügbaren Meß- und Vergleichsdatenreihen sowie flächenbezogene Informationen für die Modellierung in beiden Gebieten zusammenfassend dargestellt (vgl. Abschnitt 4.1.3).

Für die vorliegende Fragestellung gilt es, Untersuchungsgebiete auszuweisen, die geeignet sind, das zu entwickelnde schneehydrologische Simulationswerkzeug im Hinblick auf seine Funktionalität und Anpassungsfähigkeit an den Zieluntersuchungsraum ‚Mittelgebirge‘ zu testen. Wie aus den theoretischen Ausführungen in Kapitel 2 hervorgeht, wird die schneehydrologische Prozeßdynamik in entscheidender Weise durch die Geländehöhe geprägt. Dies betrifft sowohl die Niederschlagszusammensetzung als auch Dauer und Anzahl von Schneebedeckungsphasen sowie die schneedeckeninterne Dynamik. Zudem führt die klimabezogene räumliche Gliederung Europas mit einer Zunahme der Kontinentalität von West nach Ost zu unterschiedlichen Bedingungen für die Niederschlagszusammensetzung in den westlichen und östlichen Mittelgebirgen (vgl. RICHTER 1995). Für die vorliegende Untersuchung wird deshalb ein Einzugsgebiet der westlichen Mittelgebirge einem Gebiet der östlichen Mittelgebirge mit subalpinen Zügen gegenübergestellt. Dabei zählt das im Bergischen Land gelegene Einzugsgebiet des Brölbachs mit einer mittleren Geländehöhe von 235 m ü.NN zu den unteren, die für diese Untersuchung zu einem Gebiet zusammengefaßten thüringischen Einzugsgebiete von Schmücke und Steinbach mit durchschnittlich etwa 850 m ü.NN zu den höheren Mittelgebirgslagen.

Desweiteren bedarf es für die Validierung des Schneemoduls eines Mindestmaßes an schneehydrologischen Meßdaten, was in beiden Gebieten gegeben ist. Zudem liegen für beide Gebiete wissenschaftliche Untersuchungen mit und ohne Einbezug der schneehydrologischen Dynamik vor, die bei der Analyse der Modellierungsergebnisse und Validierung des zu entwickelnden Schneemoduls als Vergleichsbasis dienen können (vgl. MÜLDERS 1992; DAAMEN 1993; HERPERTZ 1994; MICHL 1999).

## 4.1.1 Das Einzugsgebiet des Brölbachs

### 4.1.1.1 Geographische Einordnung des Brölgebiets

Die Bröl ist ein rechter Nebenfluß der Sieg, der bei Hennef-Allner von Norden in den Vorfluter mündet. Das Untersuchungsgebiet gehört durch seine Lage im Süden des Oberbergischen Landes zum rechtsrheinischen Teil des Rheinischen Schiefergebirges. Im Nordwesten schließen sich die Bergischen Hochflächen an das Gebiet an, im Norden und Osten das Bergland zwischen Agger und Wiehl. Die südliche Begrenzung bildet der Höhenzug Nutscheid, der das Gebiet vom Mittel-Sieg-Bergland trennt. Die Wasserscheide im Nordwesten verläuft entlang eines Höhenrückens in nordöstlicher Richtung von Hennef-Allner bis unterhalb Drabenderhöhe. Hier knickt der Verlauf der Gebietsgrenze nach Südosten ab und zieht sich zwischen Wiehl und Brölbach durch das Homburger Ländchen bis zum Quellgebiet östlich von Waldbröl, wo schließlich wieder die markante Wasserscheide des Nutscheid erreicht wird (vgl. Abbildung 4.1.1). Insgesamt umfaßt das Einzugsgebiet der Bröl etwa 216 km<sup>2</sup>. Seine Ost-West-Ausdehnung beträgt ca. 25 km, seine Nord-Süd-Ausdehnung etwa 15 km.

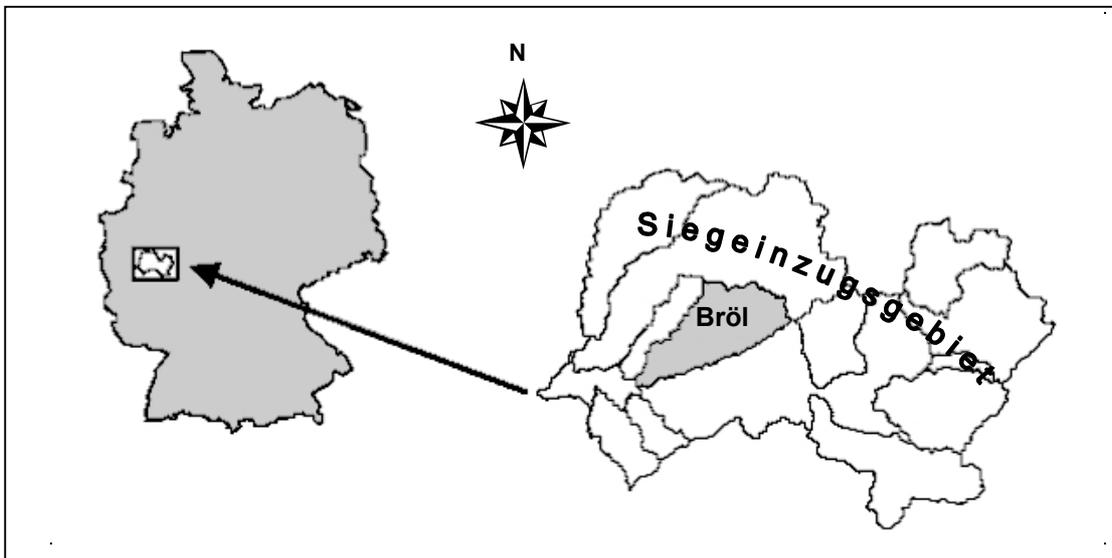


Abbildung 4.1.1 Geographische Einordnung des Bröleinzugsgebiets.

### 4.1.1.2 Klimatische Verhältnisse im Brölgebiet

Großräumig ist das Gebiet in die humide temperierte Klimazone der mittleren nördlichen Breiten einzuordnen (vgl. BLÜTHGEN/WEISCHET 1980). Es ist durch hohe Jahresniederschläge von durchschnittlich ca. 1100 mm geprägt, die ungefähr gleich auf Sommer und Winter verteilt sind (vgl. DAAMEN 1993). So liegen die durchschnittlichen Sommerniederschläge bei 513 mm und die Winterniederschläge bei 575 mm (Staatlichen Amtes für Wasser- und Abfallwirtschaft Bonn). Maximale Niederschlagssummenwerte werden im Dezember und Januar registriert, minimale im Monat Juli. Generell ist für das Untersuchungsgebiet eine isohypsenparallele Zunahme der Niederschläge von West nach Ost zu beobachten (vgl. DORNBERG 1992). Abbildung 4.1.2 zeigt die Jahresniederschlagssummen im Einzugsgebiet der Bröl für den Untersuchungszeitraum von 1970 bis 1990.

Das Jahresmittel der Temperaturen, gemessen an der Klimahauptstation des Deutschen Wetterdienstes (DWD) in Neunkirchen-Seelscheid-Meisenbach (183 m ü.NN), lag zwischen 1971 und 1990 bei 10.3°C.

Die mittlere potentielle Jahresverdunstungshöhe beträgt zwischen 500 und 550 mm pro Jahr (vgl. KELLER ET AL. 1979). Nach Berechnungen mittels der Penman-Monteith-Methode kann das Jahres

mittel über den 20-jährigen Untersuchungszeitraum auf 536 mm festgesetzt werden (vgl. DAAMEN 1993).

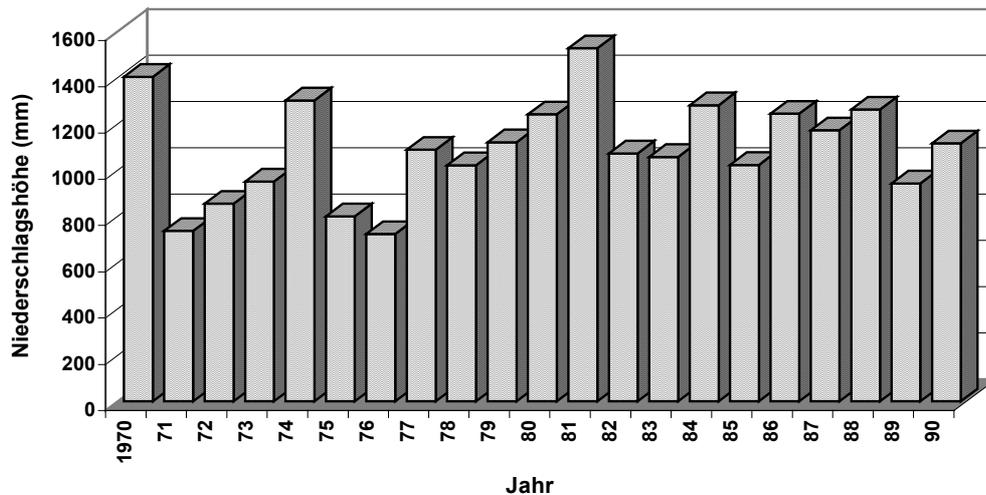


Abbildung 4.1.2: Jahresniederschlagssummen der Gebietsniederschläge für das Einzugsgebiet der Bröl für die Jahre 1970 bis 1990 (ermittelt nach Meßdaten des DWD).

#### 4.1.1.3 Grundzüge der schneehydrologischen Dynamik im Brölgebiet

Trotz relativ geringer Geländehöhen, liegt im Einzugsgebiet der Bröl der mittlere prozentuale Anteil der Schnee- und Mischniederschläge am Gesamtniederschlag bei 15-20% (vgl. RICHTER 1995). Im Verlauf des gesamten Winters (in der Regel zwischen Dezember und März) kann es zum sporadischen Aufbau von Schneedecken kommen. Die Schneebedeckungsphasen dauern häufig nur 1-3 Tage an, können sich aber auch über mehrere Wochen erstrecken. Dabei kommt es zu Ansammlungen von bis zu etwa 60 cm Schneehöhe (vgl. DWD-Station Ruppichteroth). Kennzeichnend für die Schneedeckendynamik im Brölgebiet sind häufige, alternierende Schneeauf- und abbauphasen im Verlauf eines Winterhalbjahrs, was typisch für Gebiete der unteren Mittelgebirgslagen ist (vgl. ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). An der im benachbarten Aggertal gelegenen DWD-Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (182 m ü.NN) kommt es pro Winterhalbjahr im Durchschnitt zu etwa 26 Schneetagen mit über 1 cm Schneehöhe, an der im Brölgebiet gelegenen DWD-Station Ruppichteroth (204 m ü.NN) zu 33 Schneetagen. Manche Winter bleiben jedoch auch komplett schneefrei. Somit weist die Schneedeckendynamik im Brölgebiet eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität auf.

#### 4.1.1.4 Geologische Grundzüge des Brölgebiets

Die Geologie des Brölgebiets läßt keine deutlichen Abgrenzungen zu. Durch verschiedene Sedimentations- und Faltungsvorgänge ergibt sich ein starker Fazieswechsel in Nordwest-Südost-Richtung (vgl. GRABERT 1985; HOOS 1936). Das Gebiet ist geprägt von einer für das Rheinische Schiefergebirge typischen Verebnung der Höhen des Grundgebirges im Mesozoikum. Die geologischen Sättel und Mulden haben daher nur wenig Einfluß auf das bestehende Relief, das vielmehr durch "diluviale Umorientierungen der Gewässer" und die rezenten Bachläufe ausgeformt ist (REINER 1972). Im Gebiet verläuft eine Grenze zwischen unter- und mitteldevonischen Ablagerungen, die aber beide nur in geringfügiger Abweichung der variskischen Richtung von Südwesten nach Nordosten streichen. Im Westen und Südwesten herrschen unterdevonische Tonschiefer und Sandsteine der Siegen- bzw. Givetstufe vor (vgl. GRABERT 1980; HOOS 1936). Das Grundgebirge im Osten setzt sich aus Grauwacken der unterschiedlichsten Ausprägung zusammen, die von quarzitischen Sandsteinen bis zu tonigen Schiefen reichen. Im Osten und Nordosten werden diese unterdevonischen Schichten zum Teil von mitteldevonischen Ablagerungen der Eifelstufe überlagert, in die häufig größere Kalklinsen eingeschlossen sind (vgl. REINER 1972). Wie in vielen Mittelgebirgsregionen kann auch der geo

logische Untergrund des Brölgebiets als relativ wasserundurchlässig bezeichnet werden, was eine geringe Grundwasserneubildung impliziert (Geologisches Landesamt NRW; vgl. MÜLDERS 1992; DAAMEN 1993).

#### 4.1.1.5 Reliefgenese und rezente Topographie im Brölgebiet

Das heutige stark variiierende Relief des Brölgebiets wurde im wesentlichen im Tertiär und im Diluvium (Quartär) ausgeformt. Tiefgründige Verwitterung und periglaziale Prozeßdynamik prägten das Bild der Landschaft mit ihrem raschen Wechsel von Bergrücken und Tälern (vgl. REINER 1972). Die oberen Bereiche der Bachläufe weisen eher sanfte Geländeformen auf, während die Talausgänge steiler verlaufen. So wird der gesamte Osten des Einzugsgebiets von einer flachgewellten Landschaft mit feuchten Niederungen eingenommen. Ab der Gebietsmitte lösen sich die sanften Formen zunehmend auf und das Bröltal wird steiler. Erst auf den letzten Kilometern vor der Mündung öffnet es sich zum Siegtal, und die Geländeformen werden wieder weicher (vgl. REINER 1972; HOOS 1936).

Das Relief des Brölgebiets folgt der von der Geologie vorgegebenen Abdachung von Nordosten nach Südwesten. Die höchste Erhebung des Gebiets mit ca. 400 m ü.NN befindet sich östlich von Waldbröl, die niedrigste Stelle mit 70 m ü.NN bei der Mündung bei Hennef-Allner. Die mittlere Gebietshöhe beträgt ca. 235 m ü.NN. Das Gebiet ist somit den unteren Mittelgebirgslagen zuzuordnen. Die zum Teil steilen Talhänge bedingen eine durchschnittliche Hangneigung von etwas unter 10%.

Abbildung 4.1.3 vermittelt einen Eindruck der topographischen Verhältnisse im Brölgebiet.

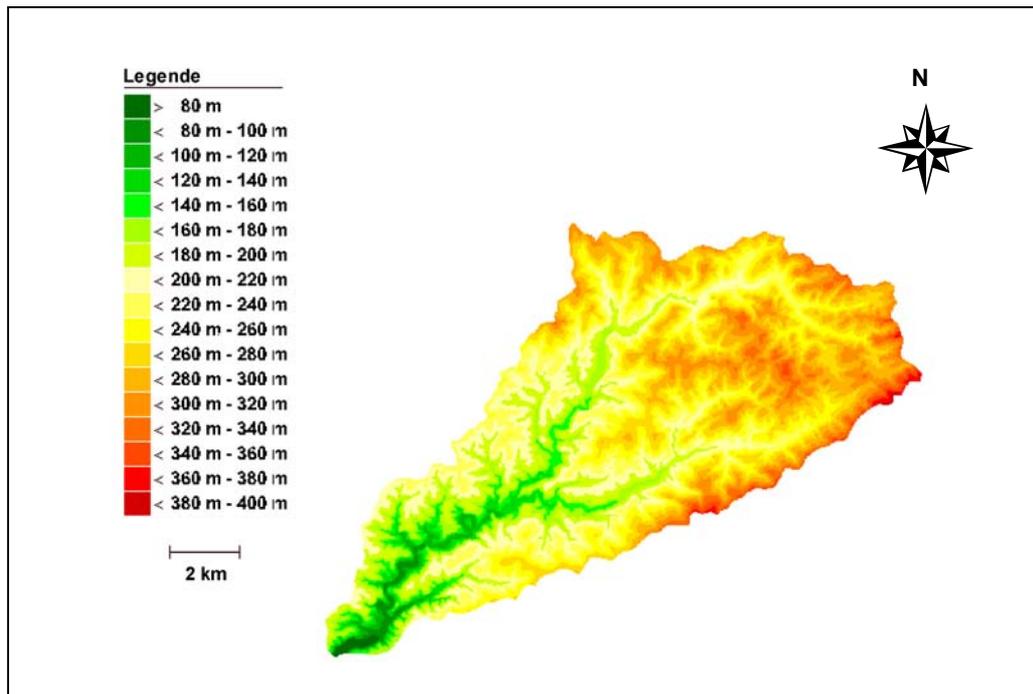


Abbildung 4.1.3: Topographie des Bröleinzugsgebiets (Ausweisung nach TK25)(nach DAAMEN 1993).

#### 4.1.1.6 Böden im Brölgebiet

Durch starke periglaziale Umlagerungen sind die Böden des Gebiets einheitlich ausgeprägt und haben einen vorwiegend schluffig-lehmigen Charakter (vgl. REINER 1972). Im Mittel weisen sie einen Tonanteil von ca. 9% und etwa 2% organische Substanz in den oberen Schichten auf (vgl. LÜLLWITZ 1993). Im Brölgebiet herrschen zum Teil pseudovergleyte mittelgründige Braunerden und Parabraunerden vor, die zusammen fast 80% der Gebietsfläche einnehmen. Die oft großflächig auftretenden Braunerden sind meist in den Ober- und Mittelhanglagen unter Grünland zu finden. Für die

Parabraunerden läßt sich der Wald als bestimmende Landnutzung ausmachen. Vor allem in Oberhanglagen sind die Böden teilweise stark erodiert. In Mittel- und Unterhanglagen tritt infolge der örtlichen Pseudovergleyung häufig temporäre Staunässe auf. Als weitere Bodentypen kommen mit fast 13% Gley und Naßgley im Gebiet vor, die meistens die Talböden einnehmen. Kleinflächig in Ober- und Mittelhanglagen treten auch Pseudogleye auf, die insgesamt einen Flächenanteil von ca. 7% ausmachen. Direkt entlang der Bäche findet sich als weiterer erwähnenswerter Bodentyp der braune Auenboden (vgl. BODENKARTE VON NRW, Bl.5110; Flügel 1994 – nicht veröff.).

#### 4.1.1.7 Landnutzung im Brölgebiet

Das Brölgebiet ist durch einen häufigen Wechsel der Pflanzendecke bestimmt, da durch starke Besitzzersplitterungen viele kleine Parzellen entstanden (vgl. REINER 1972). Mit einem Flächenanteil von fast 53% herrschen offene Grünlandflächen vor. Dabei handelt es sich um Weiden, Mähwiesen und Mähweiden. Nur etwa 2% des Brölgebiets werden von Ackerflächen eingenommen. Mit 34% der Gebietsfläche ist der Wald neben dem Grünland als wichtigste Landnutzung zu nennen. Dabei ist von einem leichten Überhang an Laubwaldbestand (ca. 53%) gegenüber Nadelwaldgebieten (ca. 47%) auszugehen (vgl. DOERFFLER 1994). Das Gebiet ist relativ stark aber diffus besiedelt. Die Ansiedlungen machen etwa 11% der Fläche aus.

Nach einer Landnutzungskartierung von 1991 entstand die in Abbildung 4.1.4 wiedergegebene Landnutzungsverteilung im Gebiet.

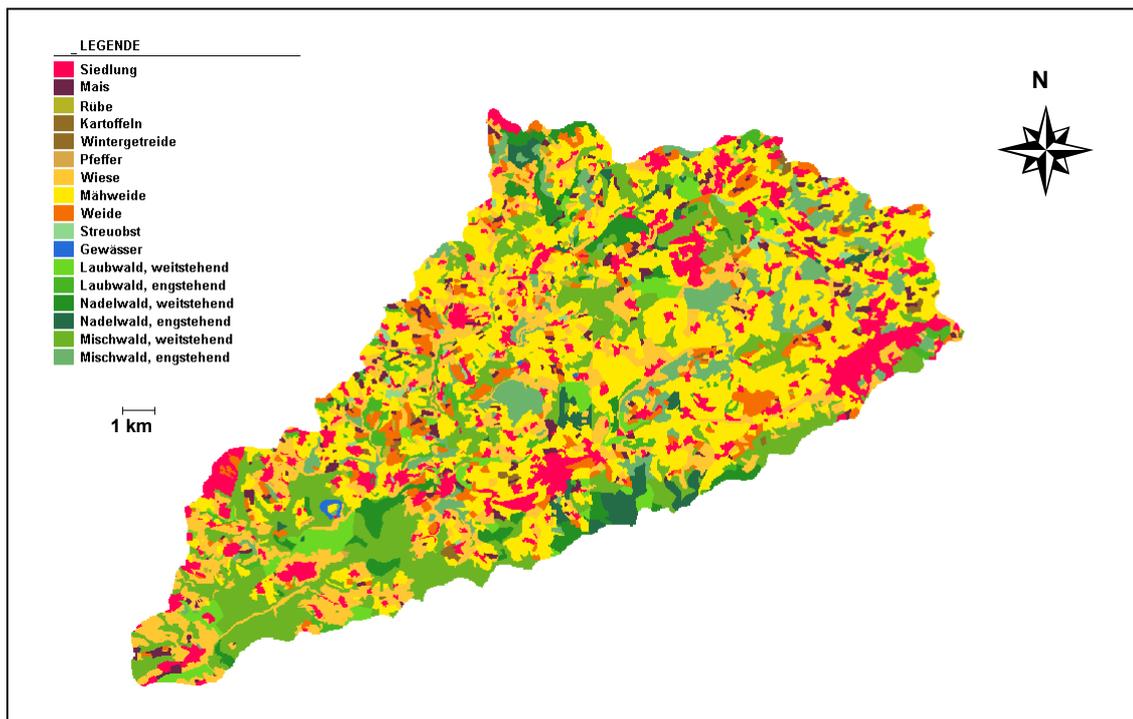


Abbildung 4.1.4 Landnutzung im Bröleinzugsgebiet (Ausweisung nach Geländekartierung 1991) (nach BENDE 1994).

#### 4.1.1.8 Hydrographie und Abflußdynamik des Brölbachs

Wie die meisten bergischen Bäche folgt auch die Bröl der Nordost-Südwest-Abdachung des Reliefs (vgl. HOOS 1936). Das Flußgebiet besteht aus zwei Hauptarmen: Dem im nördlichen Teil verlaufenden Brölbach - auch Homburger Bröl genannt - und dem Waldbrölbach im südlichen Teil des Einzugsgebiets. Beide Bäche entspringen in unmittelbarer Nähe voneinander, nur getrennt durch den Boxberg, östlich von Waldbröl auf etwa 280 m ü.NN. Bei Bröleck vereinen sie sich zur Bröl, bevor diese nach

einer windungsreichen Fließstrecke von etwa 13 km in den Vorfluter mündet. Die Homburger Bröl nimmt von der Quelle aus zunächst einen nordwestlichen Verlauf durch das Homburger Ländchen. Nördlich von Nümbrecht setzt sie ihren Verlauf in westliche und schließlich in südwestliche Richtung bis nach Bröleck fort. Der Waldbrölbach fließt dagegen in nahezu gerader Linie südwestwärts und ist mit einer Lauflänge von etwa 17 km deutlich kürzer als die 28 km bemessende Homburger Bröl. Letztere wird häufig auch als der Hauptbach des insgesamt sehr intensiven Gewässersystems bezeichnet (vgl. DAAMEN 1993). Nach der Gewässerstationierungskarte von NRW können für das dichte Entwässerungsnetz des Brölgebiets 126 Teileinzugsgebiete ausgewiesen werden.

Im Brölgebiet beträgt der durchschnittliche Abflußanteil am Niederschlag etwa 50%. Dabei ist der charakteristische Abflußgang der Bröl in erster Linie niederschlagsabhängig. Im Winter und Frühjahr auftretende sporadische Schnee-Ereignisse führen zu Abflußaufhöhungen durch Schmelzabflüsse. Die winterlichen Abflüsse liegen zwei bis dreimal höher als im Sommer (vgl. Gewässerkundliches Jahrbuch 1989). Der mittlere Abfluß des Brölgebiets beträgt ca. 1.7 mm (= ca. 4.3 m<sup>3</sup>/s). Starkniederschlagsereignisse oder Schneeschmelze können Abflußspitzen bis zu 26 mm (= ca. 65.8 m<sup>3</sup>/s) erzeugen. Über einen Betrachtungszeitraum von 21 Jahren wurden Niedrigwasserabflüsse von 0.1 mm (= ca. 0.03 m<sup>3</sup>/s) selten unterschritten.

## 4.1.2 Das Gebiet von Schmücke und Steinbach

In der vorliegenden Untersuchung werden die beiden benachbarten Thüringer Einzugsgebiete von Schmücke und Steinbach zusammengefaßt als ein Untersuchungsgebiet betrachtet.

### 4.1.2.1 Geographische Einordnung des Gebiets von Schmücke und Steinbach

Das Untersuchungsgebiet ist auf der Nordabdachung des westlichen Thüringer Waldes etwa 30 km südwestlich von Erfurt gelegen (vgl. Abbildung 4.1.5).

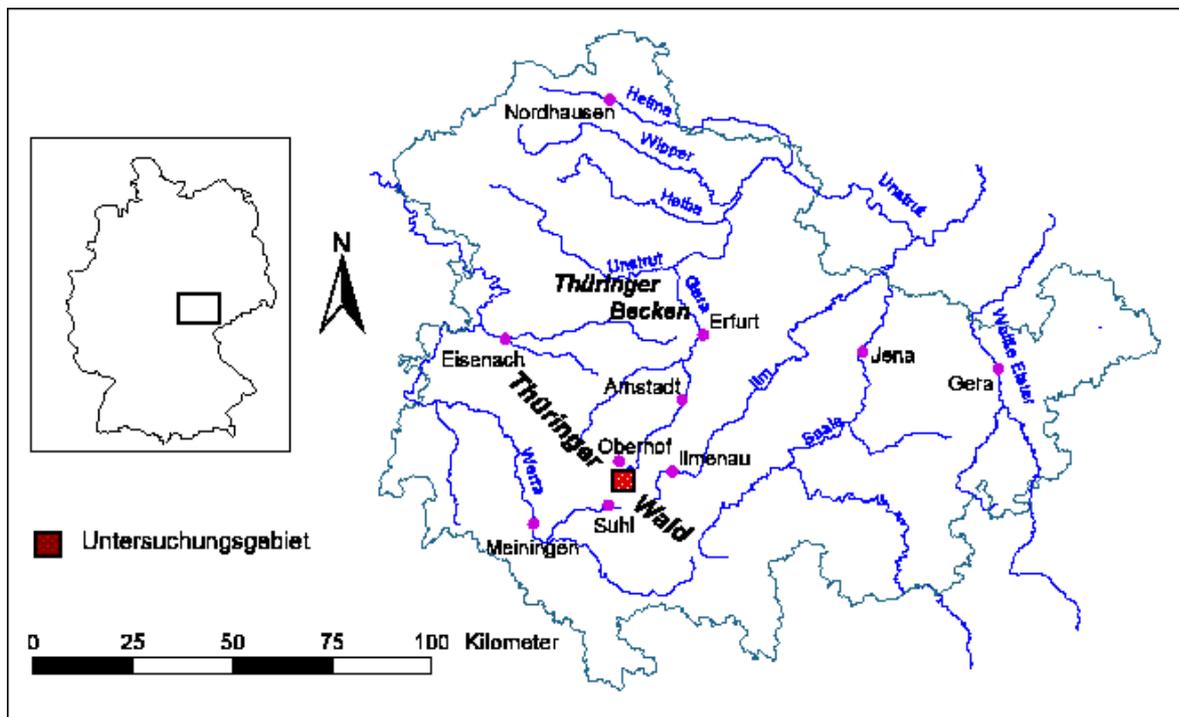


Abbildung 4.1.5: Geographische Einordnung des Gebiets von Schmücke und Steinbach (nach MICHL 1999).

Die südliche Einzugsgebietsgrenze wird durch den Gebirgskamm (Rennsteig) zwischen dem Großen Beerberg (982 m ü.NN) im Westen und dem Schneekopf (978 m ü.NN) im Osten gebildet. Die Nordgrenze bildet der Gebietsauslaß beim Zusammenfluß der beiden Bäche (ca 720 m ü.NN). Durch ihre Lage im Kammbereich des Thüringer Waldes sind die Einzugsgebiete von Schmücke und Steinbach als Quelleinzugsgebiete gekennzeichnet. Sie entwässern in nördlicher Richtung in die Wilde Gera und sind somit dem Gera-Unstrut-Saale-Elbe-System zuzuordnen. Das gesamte Untersuchungsgebiet hat nur eine Fläche von 4.16 km<sup>2</sup>, wovon das Steinbachgebiet 1.26 km<sup>2</sup> umfaßt und der Schmücker Graben 2.90 km<sup>2</sup>.

#### **4.1.2.2 Klimatische Verhältnisse im Gebiet von Schmücke und Steinbach**

Das Klima des Thüringer Waldes wird durch die Kombination der südwestlichen Hauptwindrichtung und dem herzynischen Streichen des Gebirgszugs geprägt. So bestimmen im Luvbereich maritime atlantische Strömungen das Klimageschehen, während mit dem Übergang in den Leebereich des Gebirgskamms zunehmend kontinentale Einflüsse an Gewicht gewinnen. Diese klimatische Zweiteilung spiegelt sich auch in den jährlichen Niederschlagsmengen wider, die im Luvbereich stark höhenabhängig auf bis zu 1400 mm ansteigen, im Lee bei Arnstadt aber nur noch 500 – 550 mm betragen. Im Bereich des Untersuchungsgebiets wird diese großklimatische Untergliederung leicht modifiziert, da der Leeffekt aufgrund einer ausgeprägten Hochflächenbildung in Kammlage bis an den Nordrand des Gebirges verschleppt wird. Dadurch ist das Untersuchungsgebiet, trotz seiner Lage an der Nordabdachung des Thüringer Waldes, noch gänzlich maritim beeinflusst (vgl. GASTINGER 1957; GROEBNER ET AL. 1980).

Das langjährige Mittel der Niederschlagssummen gemessen an der DWD-Hauptstation Schmücke (916 m ü.NN) beträgt etwa 1350 mm im Jahr, an der am Gebietsauslaß gelegenen Klimastation Schmücker Graben (721 m ü.NN) etwa 1300 mm. Nach MICHL (1999) geht aus den langjährigen Meßreihen jedoch keine klare Höhenabhängigkeit der Niederschläge hervor. Insgesamt ist eine gleichmäßige Verteilung der Niederschläge über das Jahr zu beobachten, wobei der März mit durchschnittlich 97 mm den tendenziell niederschlagsärmsten und der Januar mit 124 mm den niederschlagsreichsten Monat darstellt (vgl. MICHL 1999). Als Problem bei der Niederschlagsbilanzierung stellen WUCHOLD UND NEIS (1969) für die Herbst- und Frühjahrsmonate den häufigen Nebelniederschlag im Gebiet dar, der zu einer schwer zu erfassenden Erhöhung des Gesamtniederschlagsaufkommens beiträgt.

Die Jahresmitteltemperaturen an der DWD-Hauptstation Schmücke betragen 4.4°C, an der knapp 200 m niedriger gelegenen Station Schmücker Graben 5.4°C. Die langjährigen Meßreihen der Lufttemperaturen zeigen somit zwischen den beiden Stationen einen Unterschied der Jahresmitteltemperaturen von 1°C auf. Daraus ergibt sich eine Temperaturabnahme von 0.56°C pro 100 m Höhenzunahme.

Der Verdunstungsanteil am Gesamtniederschlagsaufkommen muß mit 20% sehr gering eingeschätzt werden und beläuft sich auf etwa 265 mm pro Jahr.

#### **4.1.2.3 Grundzüge der schneehydrologischen Dynamik im Gebiet von Schmücke und Steinbach**

Der mittlere prozentuale Anteil der Schnee- und Mischniederschläge am Gesamtniederschlag liegt im Gebiet von Schmücke und Steinbach bei etwa 40% (vgl. RICHTER 1995). An der DWD-Hauptstation Schmücke werden pro Jahr durchschnittlich 150 Schneetage > 1 cm Schneehöhe registriert und an der Station Schmücker Graben 120 Schneetage. Im Mittel beginnt die Schneedeckenansammlung in der zweiten Novemberhälfte. Die Hauptabschmelze zieht sich bis in den April hinein. Somit sind die Schneebedeckungen im Gebiet von Schmücke und Steinbach als saisonale Schneedecken mit subalpinen Zügen zu bezeichnen. Dabei kommt es zu Schneedeckenmächtigkeiten von bis zu 183 cm an der DWD-Station Schmücke bzw. 165 cm an der Station Schmücker Graben. Es ist aber von einer

großen räumlichen Variabilität der Schneedeckenverteilung innerhalb des Untersuchungsgebiets auszugehen, die durch relief- und strahlungsbedingte Einflüsse noch verstärkt wird (vgl. SCHLÜTER 1969). Insgesamt weisen räumliche Verteilung sowie Auf- und Abbau der Schneedecke eine hohe Bedeutung für den Gesamtwasserhaushalt und die hydrologische Dynamik des Untersuchungsgebiets auf (vgl. u.a. WUCHOLD UND NEIS 1969).

#### **4.1.2.4 Geologische Grundzüge des Gebiets von Schmücke und Steinbach**

Die geologische Groeinheit des Thüringer Waldes wurde im Verlauf der Kreidezeit und im Tertiär als schmaler Gebirgshorst aus der Grundmasse des Variskischen Gebirges hervorgehoben. Durch Brüche und Flexuren ist diese Einheit scharf zu den im Südwesten und Nordosten (Thüringer Becken) anschließenden deutlich jüngeren geologischen Einheiten abgegrenzt. Der Thüringer Wald weist eine sehr heterogene Substratstruktur auf, die im Rotliegenden im Zuge der Mulden-Schwellen-Gliederung angelegt wurde (vgl. LIEDTKE/MARCINEK 1995). So zählen die das Untersuchungsgebiet aufbauenden Schichten zur Oberhofer Mulde. Die sogenannten „Oberhofer Schichten“ setzen sich aus vulkanischen Rhyolithen und Pyroklastika zusammen und können substrattypisch in verschiedene Gesteinsverbände untergliedert werden, deren Verwitterungsprodukte wiederum das Ausgangsmaterial für die Entstehung der im Gebiet vorherrschenden pleistozänen Deckschichten bilden (vgl. MICHEL/RAACKE 1957/58). Dazu gehören beispielsweise Quarzporphyre, Porphyrtuffe, Konglomerate, Sandsteine und Schiefertone (vgl. MICHL 1999).

#### **4.1.2.5 Reliefgenese, Geomorphologie und Topographie im Gebiet von Schmücke und Steinbach**

Der Bereich des Thüringer Waldes, in dem das Untersuchungsgebiet angesiedelt ist, wird auch als altpliozne Rumpffläche bezeichnet, aus der die heutigen geomorphologischen Strukturen hervorgegangen sind (vgl. MICHL 1999). In der Verflachungszone mit sedimentabhngigen Mulden- und Hrtlingsstrukturen kam es im Miozän und Pliozän bereits zu randlichen Zertalungen. Nach STEPHAN (1968) können die pliozänen Täler als „Initialform“ der rezenten pleistozänen Kerbtler betrachtet werden. Diese entstanden im Rahmen der pleistozänen Reliefgenese als die letzte Anhebung des Gebirgshorsts des Thüringer Waldes mit klimagenetischen Veränderungen in Mitteleuropa (feuchter, khler) zusammenfiel und so eine exzessive Talbildung einsetzte (vgl. BÜDEL 1977). Die Talflanken wurden großflächig mit mächtigen, ebenfalls pleistozänen Hangschutten bedeckt, die durch periglaziale Prozesse gebildet wurden und eine Reihe von Geländestufen ausbildeten. Im Holozän erfolgten nur noch geringe Modifikationen der morphologischen Strukturen, die sich entlang beider Bachläufe in charakteristischen morphologischen Kleinformen wie Erosionstlchen und Hangstufen zeigen. Bestimmend für den Untergrund des Gebiets sind die mächtigen pleistozänen Hangschuttdecken, die durch verschiedene Schichtenfolgen beschrieben werden. Eine sehr heterogene Verteilung, Zusammensetzung und Mächtigkeit der Deckschichtenfolgen im gesamten Gebiet und zusätzliche anthropogene Überprägungen lassen jedoch eine flächendeckende Systematisierung und Regionalisierung der Deckschichten nicht zu (vgl. MICHL 1999).

Topographisch weisen die rezenten Kerbtler von Schmücke und Steinbach klar zu umreiende Unterschiede auf. So geht der Schmücker Graben erst im Unterlauf in ein typisches Kerbtal über, während Quellbereich und Mittellauf von flachen Muldenstrukturen geprägt sind. Das Steinbachtal weist nur im Oberlauf mit seiner langgestreckten Quellmulde flachere Formen auf. Unterhalb tritt der Bach in ein zum Teil enges, steiles Kerbtal ein. Entsprechend liegen die mittleren Hangneigungen des Steinbachgebiets von annähernd 16.5 % etwas über denen des Schmücker Grabens mit ca. 15 %. Höchster Punkt des Einzugsgebiet der Schmücke ist der Schneekopf mit 978 m .NN. Den höchsten Punkt des Steinbachs bildet der Große Beerberg mit 982 m .NN. Niedrigster Punkt beider Gebiete ist der Gebietsauslaß bei 714 m .NN.

#### 4.1.2.6 Böden und Landnutzung im Gebiet von Schmücke und Steinbach

Die Bodenentwicklung und -verteilung im Gebiet ist eng an Relieffgenese und Deckschichtenausbildung gebunden. Als Verwitterungsprodukte der Ausgangsgesteine (vgl. Abschnitt 4.1.2.4) reichen die im Untersuchungsgebiet auftretenden Bodenarten von tiefgründigen, lehmigen Böden bis zu flachgründigen, feinerdearmen und von Steinschutt durchsetzten Böden. Als dominanter Bodentyp erweisen sich podsolige Böden (vgl. SCHILLING 1962; STEPHAN 1968). Während Braunerde-Podsole überwiegen, treten in einigen Gebietsteilen auch reine Podsole (Osthang des unteren Schmücker Grabens), Ranker-Podsolböden (nordwestexponierte Hanglagen des Steinbachs und Westhang der unteren Schmücke) sowie Pseudogleye, Pseudogleye-Braunerden und echte Gleye (Quellmulden, Erosionstälchen, Talböden der Kerbtäler) auf. Eine Sonderstellung nehmen die flachen Quellmuldenbereiche beider Bäche ein, in denen es zu Vermoorungen kommt.

Beide Einzugsgebiete sind nahezu flächendeckend von Fichtenwaldbeständen bedeckt, die forstwirtschaftlich genutzt werden.

#### 4.1.2.7 Hydrologische Dynamik im Gebiet von Schmücke und Steinbach

Die Einzugsgebiete von Schmücke und Steinbach werden durch klar abzugrenzende Wasserscheiden voneinander und von angrenzenden Gebieten getrennt. Dabei kann von der weitgehenden Übereinstimmung des oberflächlichen Einzugsgebiets mit dem unterirdischen ausgegangen werden (vgl. MICHEL/RAACKE 1957/58). Beide Bäche entwässern in nord-nord-westlicher Richtung. Das Gefälle des nur 1.53 km langen Steinbachs ist mit 13.7% insgesamt deutlich höher als das der 2.47 km langen Schmücke mit 7.4%. Der charakteristische Abflußgang beider Bäche ist in den Winter- und Frühjahrsmonaten nival, in den Sommer- und Herbstmonaten eindeutig pluvial geprägt. Das Untersuchungsgebiet weist einen hohen Abflußanteil am Gesamtniederschlagsaufkommen von bis zu 80% auf, der auch alpine und subalpine Gebiete bzw. Gebiete mit sehr hohen Jahresniederschlägen kennzeichnet (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Die mittlere Abflußhöhe aus den beiden zusammengefaßten Gebieten beträgt etwa 3.0 mm, was ca. 0.14 m<sup>3</sup>/s entspricht. Wenn auch der absolute Abfluß aus dem Steinbachgebiet (0.06 m<sup>3</sup>/s) geringer ist als aus dem Schmücker Graben (0.08 m<sup>3</sup>/s), so liegt die relativ zur Fläche bemessene Abflußhöhe im Steinbach mit 4.0 mm über der Abflußhöhe der Schmücke mit 2.5 mm. Der durch die Abflußmittelung über den Tag nur bedingt erfaßte maximale Tagesabfluß beläuft sich für den Untersuchungszeitraum auf 49.04 mm (2.36 m<sup>3</sup>/s) und geht auf ein Starkniederschlagsereignis in Kombination mit Schmelzwasserabflüssen im Frühjahr 1981 zurück. Die minimale Abflußhöhe für das Gesamtgebiet liegt bei 0.37 mm (0.018 m<sup>3</sup>/s). Für die Schmücke beträgt der Minimumwert des Abflusses nur 0.18 mm bzw. 0.006 m<sup>3</sup>/s, was einem Trockenfallen des Baches nahe kommt. Dagegen bleibt der Abfluß des Steinbachs auch in extremen Trockenphasen noch bei 0.69 mm bzw. 0.01 m<sup>3</sup>/s. Anhand dieser Unterschiede in der Niedrigwasserführung der beiden Bäche zeigt sich eine Besonderheit der Speicherdynamik des Steinbachgebiets: Der Steinbach zeichnet sich durch eine extrem kontinuierliche Wasserführung aus, die auf die Speisung der Steinbachquelle aus der Zersatzzone in beträchtlicher Tiefe zurückgeführt wird (vgl. SCHILLING 1962; SCHLÜTER 1969; MICHL 1999).

Beide Bachläufe verfügen über ausgeprägte Quellmuldenbereiche, die eine deutliche Vermoorung aufweisen. Die Vermoorung führt zu einer erhöhten Speicherfähigkeit und verminderten Perkolations des Untergrundes. Gleichzeitig neigen diese Gebiete jedoch zur Vernässung und damit zu einem erhöhten Oberflächenabfluß in Zeiten deutlichen Niederschlagsüberschusses.

Im gesamten Gebiet ist von einer komplexen hydrologischen Dynamik des Bodenspeichers und im oberflächennahen Untergrund auszugehen, die durch die heterogene räumliche Ausdehnung und den uneinheitlichen vertikalen Aufbau der Hangschuttdeckschichten bedingt ist. So bezeichnet MICHL (1999) die pleistozänen Deckschichten als die steuernde Größe der hydrologischen Dynamik des

Untersuchungsgebiets. Allgemein sind nach WUCHOLD UND NEIS (1969) die Schneehydrologie und die Hangwasserdynamik als die prägenden hydrologischen Systemkomponenten des Gebiets herauszustellen.

Zur Übersicht über einige Grundzüge der naturräumlichen Ausstattung von Schmücke und Steinbach dient Abbildung 4.1.6.

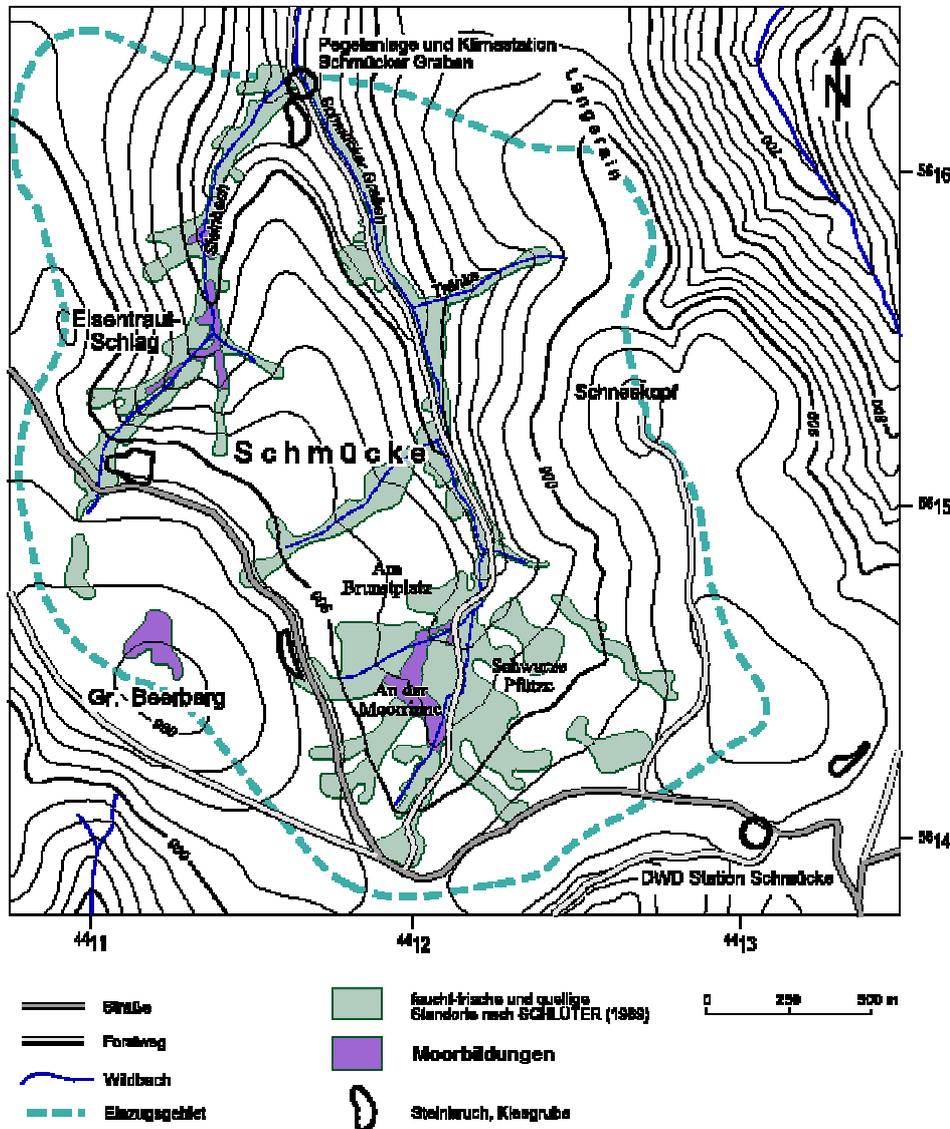


Abbildung 4.1.6: Abgrenzung und naturräumliche Grundzüge des Gebiets von Schmücke und Steinbach (nach MICHL 1999).

### 4.1.3 Verfügbares Datenmaterial

Für die vorliegende Untersuchung kann auf tägliche hydrometeorologische Zeitreihen des DWD sowie Geländedaten und -informationen aus vorangegangenen Arbeiten in den Untersuchungsgebieten zurückgegriffen werden (vgl. DORNBERG 1992; MÜLDERS 1992; DAAMEN 1993; LÜLLWITZ 1993; HERPERTZ 1994; BENDE 1994; DÖRFFLER 1994; MICHL 1999).

Der Untersuchungszeitraum im Brölgebiet erstreckt sich über die 20 Jahre von 1971 bis 1990 und im Gebiet von Schmücke und Steinbach über die 14 Jahre von 1979 bis 1992. In beiden Gebieten stehen für diese Zeiträume komplette hydrometeorologische Eingangsdatenreihen für das hydrologische Trä

germodell sowie Vergleichsdatenreihen des Abflußgeschehens zur Verfügung. Schneehydrologische Vergleichsdaten liegen ausschließlich als Punktmeßwerte einzelner in den Gebieten gelegener oder benachbarter Stationen vor. Im Brölgebiet stehen dabei lediglich Schneehöhendaten zur Verfügung. Im Gebiet von Schmücke und Steinbach sind zusätzlich zu den Schneehöhendaten für drei Jahre innerhalb des Untersuchungszeitraums auch Schneedichtemessungen von der Station Schmücker Graben verfügbar. Anhand der Schneehöhen- und Schneedichtewerte an der Station Schmücker Graben kann zudem für den Zeitraum 1979 bis 1981 auf errechnete Schneewasseräquivalente zurückgegriffen werden (vgl. MICHL 1999).

In den Tabellen 4.1.1 und 4.1.2 sind die verwendeten hydrometeorologischen Zeitreihen in den beiden Untersuchungsgebieten tabellarisch dargestellt, wobei nach Eingabedaten und Vergleichsdaten für die Überprüfung der simulierten Reihen und die Validierung des Schneemoduls unterschieden wird.

	<b>Hydrometeorologische Meßreihe</b>	<b>Station</b>	<b>Datenauflösung</b>	<b>Verwendungszweck</b>
<b>Brölgebiet</b>	<b>Niederschlagshöhe</b>	DWD-Station Bröleck	täglich	Eingabedaten (hydrolog. Trägermodell)
		DWD-Station Waldbröl	täglich	
		DWD-Station Hennef	täglich	
		DWD-Station Ruppichteroth	täglich	
		DWD-Station Wiehl	täglich	
		DWD-Klimastation Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg	täglich	
	<b>Temperatur (Min, Max)</b>	DWD-Klimastation Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg	täglich	Eingabedaten (hydrolog. Trägermodell)
	<b>Windgeschwindigkeit</b>			
	<b>relative Feuchte</b>			
	<b>Solarstrahlung</b>	Wetterwarte des Flughafens Köln-Wahn	täglich	Eingabedaten (hydrolog. Trägermodell)
	<b>Sonnenscheindauer</b>	Klimastation Bonn-Friesdorf	täglich	Eingabedaten (hydrolog. Trägermodell)
	<b>Aggregatzustand der Niederschläge</b>	DWD-Klimastation Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg	täglich	Vergleichsdaten (Schneemodul)
		DWD-Station Ruppichteroth	tägliche	
	<b>Schneehöhe</b>	DWD-Klimastation Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg	täglich	Vergleichsdaten (Schneemodul)
		DWD-Station Ruppichteroth	täglich	
<b>Abfluß</b>	Pegel Bröl	täglich	Vergleichsdaten (hydrolog. Trägermodell)	
	Pegel Bröleck	täglich		

Tabellen 4.1.1: Verwendete hydrometeorologische Zeitreihen für das Brölgebiet.

	Hydrometeorologische Meßreihe	Station	Datenauflösung	Verwendungszweck
Schmücke und Steinbach	Niederschlagshöhe	DWD-Klimastation Schmücke	täglich	Eingabedaten (hydrolog. Trägermodell)
		Klimastation Schmücker Graben (Meßgarten)	täglich	
	Temperatur (Min, Max)	DWD-Klimastation Schmücke	täglich	Eingabedaten (hydrolog. Trägermodell)
	Solarstrahlung	Klimastation Weimar	täglich	Eingabedaten (hydrolog. Trägermodell)
	Sonnenscheindauer, Windgeschwindigkeit, relative Feuchte	DWD-Klimastation Schmücke	täglich	Eingabedaten (hydrolog. Trägermodell)
	Aggregatzustand der Niederschläge	DWD-Klimastation Schmücke	täglich	Vergleichsdaten (Schneemodul)
		Klimastation Schmücker Graben (Meßgarten)	tägliche	
	Schneehöhe	DWD-Klimastation Schmücke	täglich	Vergleichsdaten (Schneemodul)
		Klimastation Schmücker Graben (Meßgarten)	täglich	
Schneedichte	Klimastation Schmücker Graben (Meßgarten)	täglich	Vergleichsdaten (Schneemodul)	
Abfluß	Pegel Schmücker Graben und Steinbach	täglich	Vergleichsdaten (hydrolog. Trägermodell)	

Tabellen 4.1.2: Verwendete hydrometeorologische Zeitreihen für das Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Physisches Geländeelement	Untersuchungsgebiet	Informationsquelle
Topographie	Brölgebiet	- Topographische Kartenwerke - DGM (Geogr. Institute Bonn)
	Schmücke und Steinbach	- Topographische Kartenwerke - DGM (LVA Thüringen)
Böden	Brölgebiet	- Bodenkarte von NRW - GIS-Analyse
	Schmücke und Steinbach	- Forststandortkartierung (1980; Forstwirtschaftsbetrieb Suhl)
Landnutzung	Brölgebiet	- Landnutzungskartierung - Auswertung von Fernerkundungsdaten - GIS-Analyse
	Schmücke und Steinbach	- Forststandortkartierung (1980; Forstwirtschaftsbetrieb Suhl)
Gebietsniederschläge	Brölgebiet	- Thiessen-Polygon-Methode - GIS-Analyse
Gewässernetz	Brölgebiet	- Gewässerstationierungskarte (GSK)

Tabelle 4.1.3: Verwendete Geländeinformationen in den beiden Untersuchungsgebieten.

Werte für die potentielle Evapotranspiration der Gebiete wurden im Vorfeld auf Basis der Penman-Monteith-Methode errechnet und stehen als tägliche Zeitreihen zur Eingabe in das hydrologische Trägermodell zur Verfügung (vgl. DAAMEN 1993; MICHL 1999).

Für die Systembeschreibung und angepaßte Modellierung der hydrologischen Dynamik eines Gebiets ist dessen flächendifferenzierte Betrachtung notwendig. Je nach physischer Ausstattung der Gebiete und der Zielstellung der Untersuchung sind beispielweise Informationen zum Relief, zu den Böden, zur Landnutzung und zur räumlichen Niederschlagsverteilung erforderlich. Diese flächenhaften Geländeinformationen können über Kartenwerke, geographische Informationssysteme (GIS) und digitale Geländemodelle (DGM) bereitgestellt werden. In Tabelle 4.1.3 sind die verwendeten flächenhaften Informationen zur physischen Ausstattung der beiden Untersuchungsgebiete zusammengestellt. Weitere Geländeinformationen gehen aus empirischen Untersuchungen sowie aus Literaturstudien hervor.

## 4.2 Ein hydrologisches Trägermodell für die schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum

Grundsätzlich soll das zu entwickelnde schneehydrologische Simulationswerkzeug in jedes hydrologische Modellierungssystem integriert werden können, das zumindest auf täglicher Basis operiert. Empfohlen wird zudem ein semi-distributiver oder distributiver Systemansatz, um eine raum-zeitliche Anpassung der Simulationen an die Komplexität und Heterogenität schneehydrologischer Prozesse im Mittelgebirgsraum zu ermöglichen.

Für die vorliegende Untersuchung wird auf das agro-hydro-ökologische Modellierungssystem *ACRU* (**A**gricultural **C**atchments **R**esearch **U**nit; Version 325) zurückgegriffen. *ACRU* wurde im Rahmen eines Forschungsauftrags der südafrikanischen *Water Research Commission* (WRC) an der Universität von Natal, Pietermaritzburg (Südafrika) entwickelt und wird derzeit als Entscheidungshilfemittel für wasserwirtschaftliche Planungen und zu Schulungszwecken in verschiedenen Regionen der Erde eingesetzt (vgl. *TARBOTON ET AL.* 1993; *SCHULZE ET AL.* 1995). Bei Anwendungen in Gebirgsregionen und in Klimazonen der mittleren nördlichen Breiten (Nordamerika, Mitteleuropa) zeigte sich, daß die bislang nicht vorgesehene Berücksichtigung schneehydrologischer Prozesse notwendig ist, um der dortigen Prozeßdynamik gerecht zu werden (vgl. *HERPERTZ* 1994).

Das Modell *ACRU* wurde bereits erfolgreich im Einzugsgebiet der Bröl implementiert. Auch hier zeigten sich jedoch winterliche Simulationsschwächen, die auf das Fehlen einer Schneekomponente im Modellsystem zurückgeführt werden konnten (vgl. *HERPERTZ* 1994). Aufgrund der vorliegenden Anwendung des Modellsystems im Brölgebiet ohne Schneeberücksichtigung bietet sich somit eine gute Vergleichsbasis zur Validierung des zu entwickelnden Schneemoduls.

### 4.2.1 Grundzüge des agro-hydro-ökologischen Modellierungssystems *ACRU*

Im folgenden Abschnitt werden lediglich die für die vorliegende Untersuchung relevanten Grundzüge des Modellierungssystems *ACRU* kurz erläutert. Das gesamte Modellsystem ist deutlich umfangreicher als hier dargestellt werden kann (vgl. *SCHULZE ET AL.* 1995; *SMITHERS/SCHULZE* 1995).

#### 4.2.1.1 Modellkonzeption

Unter Berücksichtigung der verschiedenen Ansprüche im agro-hydro-ökologischen und wasserwirtschaftlichen Bereich, setzt sich das Modellierungssystem *ACRU* zusammen aus verschiedenen Elementen zur Simulation und Analyse

- des Gerinneabflusses,
- von Spitzenabflüssen,
- des Wasserhaushalts von Rückhaltebecken,

- von Sedimentverlusten (Erosion) und Verschleimmungen von Rückhaltebecken,
- von Feuchtgebieten,
- der Bewässerungswasserbereitstellung und -nachfrage,
- von Ernteerträgen und
- der Auswirkungen von Landnutzungsänderungen bzw. Bewirtschaftungsveränderungen sowie
- klimatischer Veränderungen.

*ACRU* ist ein Mehrzweck-Modell, in das eine Vielzahl von klimatischen, agronomischen, phänologischen und anderen gebietsspezifischen Daten Eingang findet. Der Komplexitätsgrad des Modellsystems kann an die jeweilige Aufgabenstellung und die zur Verfügung stehenden Daten angepaßt werden. Das System ist als semi-distributiver Modellierungsansatz zu betrachten, der es ermöglicht, ein Einzugsgebiet sowohl als Einheit als auch auf der Basis von Teilgebietseinheiten zu modellieren. Alle Routinen können für jedes Teilgebiet separat eingesetzt werden. Der Abfluß aus den Teilgebieten wird sequentiell verknüpft, wobei die Verknüpfung durch den Benutzer angelehnt an die hydrographischen Gegebenheiten festzulegen ist.

Das *ACRU*-System ist ein semi-distributives physikalisch-konzeptionelles Modell, das sich weitgehend an deterministischen Grundregeln orientiert. Wichtige Kernprozesse des agro-hydrologischen Systems werden explizit und detailliert berücksichtigt, während einige Systemprozesse und – verknüpfungen in idealisierter Form, d.h. 'konzeptionell' erfaßt werden. Die prozeßorientierte Anlage des Modells spiegelt sich zudem in der sequentiellen, nicht linearen Behandlung von Impuls und Effekt des hydrologischen Prozeßgefüges wider (vgl. SCHULZE 1992; TARBOTON ET AL. 1993; SCHULZE ET AL. 1995; SMITHERS/SCHULZE 1995).

#### 4.2.1.2 Modellstruktur

*ACRU* bedient sich zur Erfassung des realen agro-hydrologischen Systems einer modularen Struktur. Diese äußert sich einerseits in den programmintern verwendeten selbständigen Subroutinen und ist andererseits in der konzeptionellen Auffassung des hydrologischen Systems wiederzufinden, das sich für *ACRU* aus vier Hauptkomponenten zusammensetzt:

- der klimatischen Komponente,
- der Bodenwasserhaushaltskomponente,
- einer Landnutzungs-/Vegetationskomponente
- und einer Abflußkomponente.

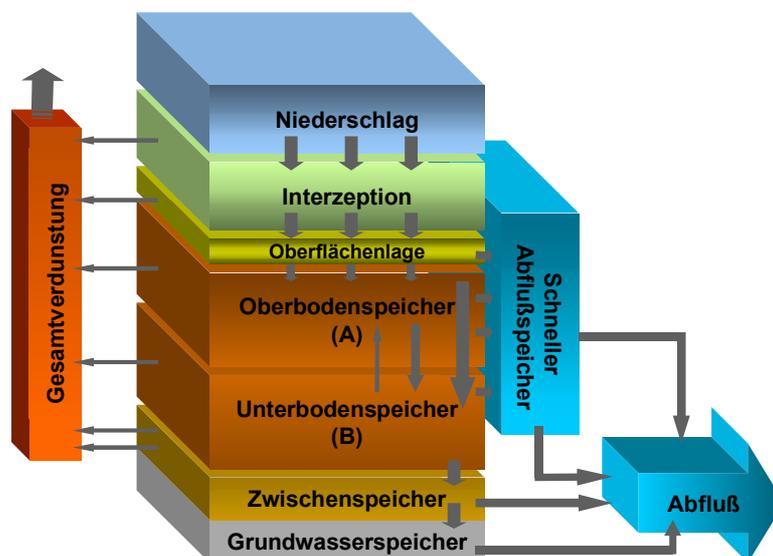


Abbildung 4.2.1: Struktur des Modellierungssystems *ACRU* (verändert nach SCHULZE ET AL. 1995).

Als Kernbereiche des Modells werden die Regler- und Verteilerfunktion des Bodens und die aktuelle Evapotranspiration verstanden (vgl. SCHULZE ET AL. 1995).

Abbildung 4.2.1 veranschaulicht die Struktur der im folgenden eingehender beschriebenen Modellbausteine.

### 4.2.1.3 Ein- und Ausgabestrukturen des Modells und Datenanforderungen

ACRU basiert in der vorliegenden Version 325 auf einem Fortran77-Quelltext. Kommerziell ist das Modell in einer PC-Version verfügbar, ursprünglich wurde es jedoch für UNIX-Workstations konzipiert.

Haupteingabedaten sind tägliche hydrometeorologische Datenreihen, die in spaltenorientiertem ASCII-Format in das Modell eingelesen werden können. Mindestanforderung sind tägliche Reihen der Niederschläge (mm). Optional kann die Eingabedatei weitere hydrometeorologische und phänologische Datenreihen enthalten wie z.B. Maxima und Minima der Lufttemperaturen ( $^{\circ}\text{C}$ ), potentielle Verdunstungswerte (mm), relative Luftfeuchtwerte (%), Solarstrahlung ( $\text{MJ}/\text{m}^3\text{Tag}$ ), Sonnenscheindauer (h), Windgeschwindigkeiten (km/Tag) oder auch gemessene Abflußhöhen, die im ACRU-Modell wie der Niederschlagsinput auch in der Einheit *mm* ein- und ausgegeben werden. Alle weiteren Gebietsinformationen, phänologischen und hydrologischen Daten, die nicht auf täglicher Basis vorliegen, finden durch eine Menü- oder Editor-basierte Steuerdatei Eingang in das Modell.

Das Modell stellt analog zu den angewendeten Modellelementen und zum Modellierungsmodus für jedes (Teil-) Gebiet auf täglicher Basis eine Vielzahl von Ausgabeparameter zur Verfügung. Dazu zählen neben Abflußreihen z.B. auch meteorologische Datenreihen, Daten zur Bilanzierung des Bodenwasser- und Pflanzenwasserhaushaltes oder Informationen zu den einzelnen Abflußkomponenten.

### 4.2.1.4 Behandlung der Wasserhaushaltskomponenten im Modell

#### 4.2.1.4.1 Klimatische Faktoren

##### *Niederschlag*

Die Niederschlagsdatenreihen werden aus der Haupteingabedatei in das Modell eingelesen. Zur Berücksichtigung des systematischen Meßfehlers und zur Anpassung von Punktniederschlagsdaten an die Gebietsverhältnisse stellt ACRU mit dem Parameter  $\text{COR}_{\text{PPT}}$  eine Korrekturmöglichkeit bereit. Auf monatlicher Basis können die eingelesenen Daten mittels eines Faktors oder durch Addition bzw. Subtraktion eines festen Wertes modifiziert werden.

##### *Potentielle Evaporation*

Die potentielle Verdunstung wird in ACRU als Referenzverdunstung,  $E_R$  (mm), definiert. Sie ist determiniert durch die atmosphärische Wasserdampfnachfrage und wird modellintern anhand von täglichen Verdunstungstankdaten der amerikanischen Class-A-Pan repräsentiert (vgl. SCHULZE ET AL. 1995). Über einen monatlichen Korrekturfaktor,  $\text{COR}_{\text{PAN}}$ , können eingelesene Evaporationsreihen an diese Referenzverdunstung angepaßt werden.

Die Referenzverdunstung,  $E_R$  (mm), ist die grundlegende Größe zur modellinternen Herleitung der maximal möglichen Evapotranspiration von einer durch Pflanzen bedeckten Oberfläche,  $\text{ET}_{\text{max}}$  (mm). Diese wiederum ist für die Bestimmung der aktuellen Evapotranspiration einer bestimmten Pflanzendecke,  $\text{ET}_A$ , ausschlaggebend.

#### 4.2.1.4.2 Der Bodenwasserhaushalt

In *ACRU* wird die zentrale hydrologische Regler- und Verteilerfunktion des Bodens betont. Im Hinblick auf die Eingabeanforderungen zur Modellierung des Wasserhaushalts und der Abflußbildung wird der Boden in eine Oberflächenlage (Streuschicht) und zwei aktive Bodenspeicher unterteilt. Falls keine adäquaten Bodeninformationen vorliegen, stehen Programmvorgaben zur Klassifizierung der Böden zur Verfügung. Für eine adäquate Bodendatenlage werden Informationen über die Bodentextur (Ton-, Lehm- und Sandanteile), zur Mächtigkeit von A- und B-Horizont,  $DEP_A/DEP_B$ , sowie die zugehörigen Retentionsparameter maximales Porenvolumen,  $PO_A/PO_B$ , Feldkapazität,  $FC_A/FC_B$ , und Welkepunkt,  $WP_A/WP_B$ , erforderlich. Bei den Horizonten handelt es sich nicht um eine pedologische Einteilung, sondern um den durchwurzelteten Bodenbereich, der aus einem Ober- und Unterboden besteht. Die Horizonte unterscheiden sich im wesentlichen hinsichtlich ihres Beitrags zu Evapotranspiration und Abflußbildung.

Die Infiltration in den Boden wird über die Textur des Bodens, dessen Neigung zur Verschlemmung sowie die Wassersättigung des oberen Bodenspeichers bestimmt. Zur Simulation der weiteren Bodenwasserbewegung benötigt *ACRU* zusätzlich Abschätzungen der Sickerungsraten vom A- in den B-Horizont,  $AB_{RESP}$ , sowie vom B-Horizont in die darunter liegenden Schichten,  $BF_{RESP}$  (vgl. SCHULZE ET AL. 1995).

##### *Gesättigte Bodenwasserbewegung*

Die in *ACRU* ausschließlich abwärtsgerichtete gesättigte Bodenwasserbewegung wird von den Parametern  $AB_{RESP}$  und  $BF_{RESP}$  kontrolliert, die im wesentlichen in Abhängigkeit von der Bodentextur zu wählen sind. Diese beiden Sickerungskoeffizienten bezeichnen den Anteil des Bodenwassers, der über die Feldkapazität hinaus verfügbar ist und täglich vom A- zum B- bzw. vom B-Horizont in die darunter liegenden Schichten umverteilt wird.

##### *Ungesättigte Bodenwasserbewegung*

Ungesättigte Bodenwasserbewegungen können sowohl abwärts- als auch aufwärtsgerichtet erfolgen. Sie werden in *ACRU* über den Bodenwassergradienten bestimmt.

Dabei kommt es zu Sickerungsströmen ( $D_{AB}$ ), wenn der Bodenwassergradient nach unten gerichtet ist. *ACRU* bedient sich zur Berechnung der abwärtsgerichteten ungesättigten Bodenwasserbewegung der folgenden Gleichung (vgl. SCHULZE ET AL. 1995):

$$D_{AB} = 0.02 \theta_{1v} * (\theta_{1v} / \theta_{fc1} - \theta_{2v} / \theta_{fc2})$$

mit:  $D_{AB}$  = Bodenwasserbewegung von Horizont A nach Horizont B (mm)  
 $\theta_{1v}$  ;  $\theta_{2v}$  = volumetrischer Bodenwassergehalt von Ober- bzw. Unterboden an einem bestimmten Tag (mm)  
 $\theta_{fc1}$ ;  $\theta_{fc2}$  = Bodenwassergehalt von Ober- bzw. Unterboden bei deren jeweiliger Feldkapazität (mm)

Somit werden 2% des Bodenwassergehaltes im A-Horizont, multipliziert mit dem Gradienten von A nach B, als Sickerungsrate bezeichnet. Der Gradient seinerseits entspricht dem Verhältnis des aktuellen volumetrischen Bodenwassergehaltes im A-Horizont zu dessen maximalen volumetrischen Bodenwassergehalt abzüglich des Verhältnisses des aktuellen volumetrischen Bodenwassergehaltes im B-Horizont zu dessen maximalen volumetrischen Bodenwassergehalt.

Die aufwärtsgerichtete Bodenwasserbewegung,  $D_{BA}$ , geht in der Regel auf kapillaren Aufstieg zurück. Dieser findet statt, wenn der Bodenwasseranteil des A-Horizontes relativ zu dem des B-Horizontes

geringer ist. Die in *ACRU* zugrundeliegende Gleichung entspricht der umgekehrten Berechnung der abwärtsgerichteten Bodenwasserbewegung mit dem Unterschied eines Multiplikators von 1% des Bodenwassergehaltes im B-Horizont.

$$D_{BA} = 0.01 \theta_{2v} * (\theta_{2v} / \theta_{fc2} - \theta_{1v} / \theta_{fc1})$$

mit:  $D_{BA}$  = Bodenwasserbewegung von Horizont B nach Horizont A (mm)

#### 4.2.1.4.3 Landnutzung und Vegetation

##### *Interzeption*

Bei der pflanzenabhängigen Wasserhaushaltsbilanzierung erfolgt in *ACRU* zunächst die Bestimmung der Interzeption bzw. des Interzeptionsverlustes. Es wird angenommen, daß das nach einem Niederschlagstag auf den Pflanzenoberflächen zurückgehaltene Regenwasser ( $I_R$ ) zur Hälfte als Interzeptionsverlust in die Atmosphäre zurückverdunstet (vgl. RUTTER/MORTON 1977; SCHULZE ET AL. 1995). Über benutzerdefinierte tägliche oder mittlere monatliche Blattflächenindizes ( $LAI_{TAG}$  bzw.  $LAI_{MO}$ ) wird die potentielle Regeninterzeption eines Pflanzenbestands nach der empirischen VON HOYNINGEN-HUENE-Gleichung ermittelt (vgl. V.HOYNINGEN-HUENE 1983; SCHULZE ET AL. 1995). Danach gilt:

$$I_R = 0.30 + 0.27 N_F + 0.13LAI - 0.013 N_F^2 + 0.0285 N_F * LAI - 0.007 LAI^2$$

mit:  $I_R$  = potentielle Regeninterzeption (mm)  
 $N_F$  = Freilandniederschlag (mm)  
 $LAI$  = Blattflächenindex

Zur Bilanzierung des Interzeptionsspeichers benutzt das *ACRU*-Modell jeweils den Niederschlag des Vortages, der auf der Pflanzenoberfläche gespeichert wird und unter Verwendung der für die potentielle Evaporation verfügbaren Energie verdunstet. Zusätzlich ist in (Teil-) Einzugsgebieten mit mehr als 50% Waldbedeckung und einem Blattflächenindex über 2.7 eine spezielle Option vorgesehen, die die erhöhten Interzeptionsverluste von feuchten Baumkronen berücksichtigt.

Nach Abzug der Interzeptionsverdunstung erfolgt auf der Basis der verbliebenen Verdunstungsenergie die Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration.

##### *Aktuelle Evapotranspiration*

Die aktuelle Evapotranspiration,  $ET_A$  (mm), setzt sich aus der Pflanzentranspiration und der Boden- evaporation zusammen, die durch das Modell optional getrennt oder gemeinsam berechnet werden kann (Option  $EV_{TR}$ ). Die aktuellen Evapotranspirationsraten werden über die maximal mögliche tägliche Evapotranspiration,  $ET_{max}$  (mm), aus der Beziehung der Referenzverdunstung,  $E_R$  (mm), und dem Pflanzenkoeffizienten,  $c_P$ , hergeleitet (vgl. DOORENBOS/PRUITT 1977; SCHULZE ET AL. 1995), so daß gilt:

$$ET_{max} = E_R * c_P$$

mit:  $ET_{max}$  = Maximal mögliche Evapotranspiration eines pflanzenbedeckten Standortes, an dem nach Maßgabe der gegebenen meteorologischen Bedingungen kein Wassermangel vorliegt (mm)  
 $E_R$  = Referenzverdunstung (mm)  
 $c_P$  = Pflanzenkoeffizient

Der pflanzentypische Koeffizient  $c_P$  kann entweder als tägliche Datenreihe in die Haupteingabedatei oder mittels des Modellparameters  $C_{COEF}$  als monatlicher Wert in die Steuerdatei eingegeben werden. Letztere werden modellintern durch Fourier-Analyse in tägliche Werte umgewandelt.

Durch vegetations- und gebietsspezifische Faktoren erfährt die maximale Evapotranspiration,  $ET_{max}$ , Reduktionen, aus denen schließlich die aktuelle Evapotranspiration eines Standorts zu den gegebenen Bedingungen hervorgeht. Zu diesen modifizierenden Faktoren zählen z.B. der die Wasseraufnahme durch die Pflanzenwurzeln limitierende Bodenwassergehalt, die phänologische Ausprägung des Wurzelsystems einer Pflanze und der pflanzenspezifische Grenzwert des Bodenwassergehalts, ab dem die Pflanze beginnt, die Transpiration einzuschränken. Diese Zusammenhänge sind in *ACRU* über die Kopplung der Berechnungen des Pflanzen- und Bodenwasserhaushalts und diverse pflanzenspezifische Parameter berücksichtigt (vgl. SCHULZE ET AL. 1995).

#### *Bodenwasserentzug durch die Pflanzenwurzeln*

Der Bodenwasserentzug durch die Pflanzenwurzeln erfolgt gleichzeitig aus beiden Horizonten, geht aber in Abhängigkeit vom Wurzelanteil im jeweiligen Bodenhorizont vonstatten. In *ACRU* ist zur Berücksichtigung des Wurzelanteils und der implizierten Wasseraufnahme aus dem Boden der monatlich variable, benutzerdefinierte Parameter  $ROOT_A$  vorgesehen, der den Anteil der Wurzeln im A-Horizont bezeichnet. Über die Streßkonstante  $SWC_{PST}$  kann zudem ein Grenzwert eingegeben werden, der angibt, ab welchem Anteil des pflanzenverfügbaren Bodenwassers die Pflanze ihre maximale Transpiration einschränkt.

#### 4.2.1.4.4 Abflußkomponente

Der Gerinneabfluß setzt sich im Modellsystem *ACRU* aus der direkt durch ein Niederschlagsereignis induzierten schnellen Abflußkomponente und der langsamen Abflußkomponente (Basisabfluß) zusammen.

##### *Schnelle Abflußkomponente*

Zur Simulation der schnellen Abflußkomponente wird in *ACRU* von einem direkten und einem verzögerten Abflußanteil ausgegangen. Letzterer ist im weitesten Sinne auch als Interflow-Berücksichtigung zu verstehen.

Die Ermittlung des Volumens des schnellen Abflusses erfolgt in Anlehnung an das SCS-Verfahren (U.S.-Soil Conservation Service). Das SCS-Verfahren basiert auf der Annahme, daß sich das Abfluß-Potential (u.a.) als inverse Funktion der relativen Feuchtigkeit des Bodens darstellt (vgl. SCHULZE 1995). Zur besseren Anpassungsfähigkeit an Gebietscharakteristika wird das Verfahren leicht abgeändert, so daß die folgende Gleichung nach SCHMIDT/SCHULZE (1987) Eingang in das Modell findet.

$$Q_S = (N - A_V)^2 / (N - A_V + R_B) \quad \text{für } N > A_V$$

mit:  $Q_S$  = Höhe des schnellen Abflusses (mm)  
 $N$  = tägliche Niederschlagshöhe (mm)  
 $A_V$  = Anfangsverluste bei der Abflußentstehung (exklusive Interzeption)(mm)  
 $R_B$  = potentielle maximale Retention des Bodens (mm)

Das potentielle Rückhaltevermögen des Bodens,  $R_B$ , wird hier als Bodenwasserdefizit aufgefaßt, das durch das Porenvolumen eines Bodens abzüglich seines aktuellen Wassergehaltes vor einem Niederschlagsereignis und nach Abzug der  $ET_A$  für den jeweiligen Tag gebildet wird. Dieses Bodenwasserdefizit wird jedoch nicht für den gesamten Bodenhorizont, sondern für eine kritische Bodentiefe,  $SMD_{DEP}$ , berechnet, die durch den Benutzer festgelegt werden kann. Die Einführung dieses Parameters ermöglicht es, Einzugsgebiets- und Vegetations-Besonderheiten in die Simulation der schnell

len Abflußkomponente einzubeziehen. Bei tiefen, durchlässigen Böden ist  $SMD_{DEP}$  größer zu bemessen, was einen geringeren Anteil Oberflächenabfluß und einen höheren Anteil oberflächennahen schnellen Zwischenabflusses am gesamten schnellen Abflußaufkommen impliziert (vgl. HEWLETT/HIBBERT 1963; BERNIER 1985; SCHULZE ET AL. 1995).

Die beiden schwer bestimmbar Parameter  $A_V$  und  $R_B$  werden in der folgenden Weise in Beziehung gesetzt, um die Gleichung zu vereinfachen:

$$A_V = cR_B$$

mit:  $c =$  Koeffizient der Anfangsverluste

Der Koeffizient der Anfangsverluste findet über den benutzerdefinierten monatlich variablen Parameter  $CO_{IAM}$  Eingang in das Modell. Folglich ergibt sich als grundlegende Gleichung zur Bestimmung der Höhe des schnellen Abflußanteils in  $ACRU$ :

$$Q_S = (N - cR_B)^2 / (N + R_B (1 - c))$$

Der durch den Niederschlag induzierte Abfluß kann entweder direkt oder mit Verzögerung erfolgen.  $ACRU$  regelt diese weitere Aufteilung in Direktabfluß und verzögerten Abfluß (Zwischenabfluß) über den Rezessionsparameter  $QF_{RESP}$ , der den Anteil des Abflusses bezeichnet, welcher noch am Tag des Niederschlagsereignisses abfließt und der sich ausschließlich auf die zeitliche Verteilung des Abflusses bezieht.  $QF_{RESP}$  kann somit als ein grober Interflow-Index bezeichnet werden.

### *Der Basisabfluß*

Theoretisch setzt sich der Basisabfluß im  $ACRU$ -Modell aus einer langsamen Zwischenabflußkomponente und dem Grundwasserabstrom zusammen. Der Basisabflußspeicher wird durch die Sickerung aus dem B-Horizont gespeist, während der ins Gerinne entlassene Basisabfluß mit Hilfe des Koeffizienten  $CO_{FRU}$  bemessen wird. Das Modell berechnet den täglichen Abstrom aus dem Basisabflußspeicher in den Vorfluter über das Produkt des Rezessionskoeffizienten  $CO_{FRU}$  und dem aktuellen Speicherinhalt.



## 5 Arbeitsergebnisse

Im Ergebniskapitel der Untersuchung erfolgt auf der Basis der vorangegangenen theoretischen Ausarbeitungen zunächst eine schneehydrologische Merkmalsbildung für den Mittelgebirgsraum (Abschnitt 5.1). Auf dem Forschungsstand und diesen Merkmalen fußt die anschließende Formulierung von Anforderungen an eine angepaßte schneehydrologische Modellierung im Zieluntersuchungsraum (Abschnitt 5.2).

Anknüpfend daran werden die durchgeführten modelltechnischen Umsetzungen detailliert erläutert (Abschnitt 5.3). Dieser Arbeitsabschnitt umfaßt Grundannahmen der Modulentwicklung (Abschnitt 5.3.1) ebenso wie Beschreibungen der Ein- und Ausgabestrukturen (Abschnitt 5.3.2), der Verarbeitungsweise allgemeiner Schneedeckeneigenschaften (Abschnitt 5.3.4) sowie die Darstellung der einzelnen Modulbausteine und Subroutinen (Abschnitte 5.3.3, 5.3.5, 5.3.6).

Um die Validierung des entwickelten Schneemoduls durchführen zu können, muß es an die Erfordernisse eines hydrologischen Trägermodells angepaßt und in es integriert werden. In Abschnitt 5.4 werden die Grundlagen für die Integration des Schneemoduls in hydrologische Trägermodelle erläutert und die Eingliederung in das *ACRU* Modellsystem schematisch dargestellt.

Im Mittelpunkt des Kapitels steht die Anwendung und Validierung des Schneemoduls in den beiden Untersuchungsgebieten (Abschnitt 5.5). Neben angepaßten Gebietsunterteilungen (Abschnitt 5.5.1) und systemorientierten Modelleinstellungen (Abschnitt 5.5.2), wird eine detaillierte Simulationsanalyse durchgeführt (Abschnitt 5.5.3). Anhand der Komponentenanalyse in Abschnitt 5.5.4 wird die Untersuchung des Schneemoduls auf seine Schlüssigkeit und Wirkungsweise noch einmal vertieft. Abschließend werden die erzielten Modellierungs- und Validierungsergebnisse zusammenfassend diskutiert (Abschnitt 5.5.5).

### 5.1 Schneehydrologische Merkmalsbildung für den Mittelgebirgsraum

Was sind die modellierungstechnisch entscheidenden Merkmale des Zieluntersuchungsraums *Mittelgebirge*? Wie unterscheidet sich die schneehydrologische Prozeßdynamik von Mittelgebirgsregimen von der anderer schneebeeinflusster Abflußregime? Im folgenden Abschnitt soll auf diese zentralen Fragestellungen im Vorfeld einer an die Mittelgebirgsverhältnisse angepaßten schneehydrologischen Modellierung eingegangen werden.

Mit dem Begriff des Mittelgebirgsraums werden vornehmlich mitteleuropäische Bergländer bezeichnet, die durch Geländehöhen zwischen etwa 100 und 1000 m ü.NN charakterisiert werden können, die ansonsten aber naturräumlich sehr heterogen sind (vgl. WOHLRAB ET AL. 1992; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Klimatisch sind die westlichen mitteleuropäischen Mittelgebirge der ozeanisch beeinflussten gemäßigten Zone zuzuordnen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Im östlichen Europa gewinnen zunehmend kontinentale Einflüsse die Oberhand (vgl. GASTINGER ET AL. 1957; GROEBNER ET AL. 1980). Dabei sind oft wechselnde winterliche Witterungsverhältnisse charakteristisch für den gesamten Mittelgebirgsraum (vgl. WOHLRAB ET AL. 1992). Diese Wechselhaftigkeit äußert sich auch durch im Tages- oder Wochenmaßstab um den Gefrierpunkt schwankende Lufttemperaturen. Daneben sorgen unbeständige Wetterlagen für häufige Warmlufteinbrüche (vgl. HERRMANN/RAU 1984; RACHNER ET AL. 1997). Die europäischen Mittelgebirge zeichnen sich durch einen überdurchschnittlich hohen Waldanteil aus. In Deutschland beträgt der Anteil der Waldbedeckung an der Gesamtfläche von Gebieten über 200 m ü.NN mehr als 50% (vgl. BRECHTEL 1979; RACHNER ET AL. 1997).

Vor allem aufgrund der Heterogenität des Zieluntersuchungsraums *Mittelgebirge* ist seine klare Abgrenzung im Hinblick auf die Schneehydrologie schwierig. Auf der Basis empirischer Untersuchungen aus der Literatur und von Datenanalysen aus den Untersuchungsgebieten werden hier wesentliche Grundzüge der winterlichen Verhältnisse in den Mittelgebirgen herausgearbeitet. Dabei werden auch Abgrenzungsmerkmale der schneehydrologischen Prozeßdynamik in Mittelgebirgsregionen im Vergleich zu der anderer schneebeeinflusster Regionen wie z.B. dem polaren und alpinen Raum aufgezeigt.

Die schneehydrologische Dynamik von Gebieten variiert stark nach der Geländehöhe (vgl. Abschnitt 2). Entsprechend wird in dieser Untersuchung auch innerhalb der Mittelgebirge unterschieden zwischen niederen (>100 bis 400 m ü.NN; siehe auch Abschnitt 4.1.1 Brölgebiet), mittleren (>400 bis >700 m ü.NN) und höheren Lagen (>700 m ü.NN; siehe auch Abschnitt 4.1.2 Schmücke und Steinbach). In den niederen Lagen ist von kurzzeitigen oder sporadischen Beeinflussungen des Abfluges durch Schnee auszugehen. In höheren Lagen kommt es dagegen zu saisonalen Schneebedeckungen sub-alpiner Ausprägung, deren Schmelze das Abflugeschehen des Frühjahrs bestimmt (vgl. HERRMANN/RAU 1984; RICHTER 1995).

Mit der Geländehöhe erhöht sich aufgrund eines zunehmenden Schneeanteils des Niederschlags im Allgemeinen auch der systematische Niederschlagsmeßfehler (vgl. SEVRUK 1983; RICHTER 1995). Nach den Untersuchungen von RICHTER (1995) ist der Niederschlagsmeßfehler in den oberen Mittelgebirgslagen jedoch deutlich höher anzusetzen als in vergleichbaren Lagen der alpinen Regionen. Im Winter liegen diese Unterschiede in ungeschützter Stationslage bei bis zu 6% des gefallenen Niederschlags.

Je höher das Gelände und die geographische Breite, desto eindeutiger ist in der Regel die Niederschlagszusammensetzung aus Schnee oder Regen (vgl. SEVRUK 1984b; RICHTER 1995). Dies liegt in einer meist klaren Unterscheidung von Frost- und Tauphasen begründet. Nach SEVRUK (1984b) wird dagegen die Bestimmung von Regen oder Schnee bei Temperaturen um die 0°C zunehmend ungewiß. In den mittleren und niederen Mittelgebirgslagen schwanken die Lufttemperaturen häufig um den Gefrierpunkt. Mischniederschläge gewinnen entsprechend an Bedeutung. Ebenso vergrößert sich gegenüber alpinen oder polaren Regionen die Temperaturspanne, innerhalb der Schneeniederschläge auftreten können (vgl. SEVRUK 1984b; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992).

DINGMAN (1994) hält die schneehydrologischen Basisprozesse überall für weitgehend identisch. Maßgebliche Unterschiede sieht er vor allem bei der Dynamik der Prozesse und der zeitlichen Abflußverteilung. So induzieren die wechselhaften winterlichen Schneebeziehungen pro Saison das mehrmalige Durchlaufen von Schneeakkumulations- und -ablationsprozessen (vgl. DINGMAN 1994). Innerhalb einer Wintersaison, also der potentiellen Schneedeckenperiode, kommt es somit zur Ausbildung mehrerer Schneebedeckungsphasen. Entsprechend ist das winterliche Abflußregime in den Mittelgebirgen durch ein ereignisorientiertes Abflußverhalten gekennzeichnet. Dagegen herrschen in polaren, nordeuropäischen oder alpinen Regionen saisonale Schneebedeckungen von oft monatelanger Dauer vor. Diese Gebiete weisen eine deutliche Regelmäßigkeit schneeinduzierter Abflüsse auf (vgl. HERRMANN/RAU 1984; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Die für den mitteleuropäischen Mittelgebirgsraum typischen kühl-feuchten Witterungsverhältnisse sorgen - vor allem in den niederen Lagen - für überwiegend temperierte, geringmächtige Schneedecken (vgl. HERRMANN/RAU 1984; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Für diese Schneedecken werden im Vergleich zu den alpinen Schneedecken deutliche Unterschiede in der Stratifikation und Struktur beschrieben, die sich auf Schneedichte, Retentionsfähigkeit und Schmelzbereitschaft auswirken (vgl. HERRMANN/RAU 1984; RACHNER ET AL. 1997). Zum einen sind sie durch weniger Schneelagen charak-

terisiert als beispielsweise sub-alpine oder alpine Schneeansammlungen. Zum anderen kommt es häufiger zu Schmelz- und Regenwasserperkolationen und damit verbundenen Metamorphoseprozessen, die zum einen der Homogenisierung des Schneepakets und zum anderen der Verminderung der Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser zuträglich sind (vgl. HERRMANN/RAU 1984). Entsprechend bezeichnen HERRMANN/RAU (1984) die Retentionsfähigkeit von Mittelgebirgsschneedecken auch als eher gering (3-5%) (vgl. auch RACHNER ET AL. 1997). Typisches Merkmal der Ablation von Mittelgebirgsschneedecken ist ein rapides Abschmelzen nach Warmluftfeinbrüchen oder durch Regeneinfluß. Nach KUUSISTO (1986) überwiegt generell bei regnerischen oder bewölkten Verhältnissen der fühlbare Wärmestrom in die Schneedecke. Demgegenüber sorgen beispielsweise in alpinen Gebieten eine intensivere Solarstrahlung und geringere Luftfeuchten für die Dominanz der strahlungsbedingten Schmelze (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Einer hohen raum-zeitlichen Variation von Geländefaktoren und Schneedeckenkennwerten steht in den meisten Mittelgebirgsregionen noch ein eher extensives Meßnetz gegenüber (vgl. SCHWARZ 1982). In Hochgebirgsregionen sind die Schneemeßprogramme in der Regel intensiver ausgebaut (vgl. ROHRER 1992).

Zusammenfassend können die folgenden für die schneehydrologische Modellierung relevanten Merkmale des Mittelgebirgsraums identifiziert werden:

- Die Spanne der Lufttemperaturen, innerhalb derer Schneeniederschläge auftreten können, ist in weiten Teilen der Mittelgebirge größer als in alpinen Lagen (vgl. Abschnitt 2.1; SEVRUK 1984).
- Gipfelregionen der Mittelgebirge (ca. > 700 m ü.NN) weisen auch im Vergleich zu den höheren Lagen der Alpen einen systematisch höheren Meßfehler auf (vgl. RICHTER 1995).
- Feucht-kühle Witterungsbedingungen sorgen dafür, daß Regen- und Mischniederschläge in den Mittelgebirgen häufig auftreten und eine große Rolle für die Schneedeckendynamik spielen (vgl. LEAVESLEY 1989; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET AL. 1998).
- Innerhalb eines Winters kommt es zum mehrmaligen Durchlaufen des Schneeakkumulations- und -ablationsprozesses und damit zu mehreren Schneebedeckungsphasen (vgl. DINGMAN 1994).
- Vor allem in den unteren und mittleren Lagen der Mittelgebirge fällt der Schnee oft nur sporadisch. Entsprechend kurz sind dort die Schneebedeckungsphasen (1 - 14 Tage) (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; SCHWARZ 1982; HERRMANN/RAU 1984).
- Die Schneedecken in den Mittelgebirgen sind in der Regel temperiert und in unteren und mittleren Lagen meist geringmächtig (vgl. DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Sie weisen tendenziell eine hohe Wassersättigung bei einer insgesamt geringen Retentionskapazität auf. Hinzu kommt eine relativ grobe Struktur und eine geringe Stratifikation. Entsprechend dieser Eigenschaften ist die Schmelzbereitschaft der meisten Mittelgebirgsschneedecken von Beginn an hoch (vgl. HERRMANN/RAU 1984; RACHNER ET AL. 1997).
- Auch aufgrund der geringen Schneemächtigkeiten und einer inhomogenen Geländestruktur im Zieluntersuchungsraum ist von einem starken Einfluß räumlich-zeitlich variabler Lokalfaktoren auf die Schneeakkumulation und -schmelze auszugehen (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984/6; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Dabei ist vor allem der Waldeinfluß von Bedeutung (vgl. SCHWARZ 1982; BRECHTEL ET AL. 1984).

- Diurnale Lufttemperaturschwankungen um den 0 °C Grenzwert haben in Mittelgebirgen neben ihrer Bedeutung für die Niederschlagszusammensetzung auch starke Auswirkungen auf die Schneemetamorphose und –schmelze (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).
- Entsprechend ist im Mittelgebirgsraum von einer hohen Regelationsfrequenz auszugehen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Dies trägt zu einem uneinheitlichen Energiehaushalt aber auch zur strukturellen Homogenisierung speziell der dünnen Schneedecke bei (vgl. HERRMANN/RAU 1984; DINGMAN 1994; GUDE 1997).
- Auch als Folge der wechselhaften Witterungsbedingungen kommt es dazu, daß feuchte Ablationsbedingungen gegenüber rein strahlungsbedingten ‚trockenen‘ Schmelzprozessen dominieren (vgl. KUUSISTO 1986; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).
- Diese vorwiegend ‚feuchten‘ Schmelzsituationen während der gesamten potentiellen Schneeperiode bewirken eine erhöhte Setzung durch Vernässung (vgl. Abschnitt 2.3.1.2; ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984; HERRMANN/RAU 1984; ROHRER 1992).
- Häufige Warmlufteinbrüche im Verlauf des Winters führen zur Addition von Schmelze und Regenniederschlag. Entsprechend können schneebedingte Hochwasser zu jeder Zeit des Winters auftreten (vgl. HERRMANN 1974; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RACHNER ET AL. 1997).
- Relativ zur Schneehöhe und zum Wasseräquivalent müssen die Raten der Schneeverdunstung in Mittelgebirgen vor allem aufgrund der geringeren Solarstrahlung und des höheren Dampfdrucks der Luft noch geringer eingestuft werden als in alpinen Gebieten (vgl. Abschnitt 2.3.1.3.1; BRAUN 1985; GRAY/PROUSE 1993; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).
- In den Mittelgebirgen stehen bislang nur vereinzelt räumlich und zeitlich hochaufgelöste Meßwerte für Schneedeckenkennwerte zur Verfügung (vgl. SCHWARZ 1982).

## 5.2 Anforderungsprofil eines angepaßten schneehydrologischen Modells für den Mittelgebirgsraum

Um der vorliegenden Aufgabenstellung gerecht zu werden, geht es - wie in jedem Modellierungsansatz - darum, eine angemessene Balance zwischen der wissenschaftlich notwendigen Komplexität und einer praktikablen Einfachheit herzustellen (vgl. DUNNE/COLOHAN 1999; FERGUSON 1999). Ein zu komplexer Ansatz, der versucht, möglichst alle physikalischen Prozesse des Systems zu repräsentieren, erweist sich häufig als nicht schlüssig zu parameterisieren, hinzu kommen ein hoher Datenbedarf sowie hohe Anforderungen an Rechnerkapazitäten. Demgegenüber sieht ein zu einfacher Ansatz nicht genügend Anpassungsmöglichkeiten vor, um die komplexe schneehydrologische Dynamik eines heterogenen Untersuchungsgebiets adäquat zu erfassen.

In diesem Abschnitt werden die Anforderungen an eine angepaßte schneehydrologische Modellierung im Mittelgebirgsraum skizziert, die sich aus dem Forschungsstand (vgl. Kapitel 2) und der schneehydrologischen Merkmalsbildung (vgl. Abschnitt 5.1) ableiten lassen.

### *Strukturelle Anforderungen*

Unterschiedliche Zielsetzungen von Modellanwendungen und die Heterogenität des Untersuchungsraums erfordern ein hohes Maß an Flexibilität des zu erstellenden schneehydrologischen Simulationswerkzeugs. Innerhalb des schwer abzugrenzenden Mittelgebirgsraums variiert die Schneedeckendynamik stark.

- ⇒ Entsprechend muß ein angepaßtes Modell räumlich und zeitlich variabel konzipiert sein, um die unterschiedlich ausgeprägte schneehydrologische Dynamik durch Modellalgorithmen und -parameter beschreiben zu können.
- ⇒ Für eine wissenschaftlich stimmige modelltechnisch Repräsentation des physikalischen Systems bedarf es der Identifizierung und Isolierung relevanter Teilprozesse, die zunächst getrennt untersucht und schließlich wieder als Abbildung des Gesamtsystems miteinander verknüpft werden müssen (vgl. KIRNBAUER/BLÖSCHL 1988). Im Einzelnen sind die Niederschlagszusammensetzung, die relevanten Schneedeckeneigenschaften, die Schneeakkumulation, Schneesverdichtung, -evaporation und -schmelze zu berücksichtigen.
- ⇒ Aus dem Forschungsstand sind deshalb geeignete Simulationsansätze abzuleiten und zu synthetisieren, die die einzelnen Teilprozesse des schneehydrologischen Systems im Mittelgebirgsraum repräsentieren können.
- ⇒ Der erzielte Komplexitätsgrad des Modells muß jedoch zu einer nachweislich gesteigerten Simulationsgüte beitragen und darf nicht zur Unübersichtlichkeit des Modells führen.

Die Datenverfügbarkeit stellt den eindeutig limitierenden Faktor für den zu erstellenden Modellansatz dar (vgl. DUNN/COLOHAN 1999).

- ⇒ Die Datenanforderungen für Betrieb und Aneicherung des Modells müssen sich daran orientieren, welche Informationen für die meisten Einzugsgebiete des Zieluntersuchungsraums bereitgestellt werden können.
- ⇒ Prozesse, die nicht im durch die Datenlage vorgegebenen Rahmen zu erfassen sind, müssen vereinfacht wiedergegeben oder vernachlässigt werden.
- ⇒ Da sich z.B. Punktmessungen der Schneehöhe, des Wasseräquivalents oder auch der Schneedichte als wenig repräsentativ für den Raum erweisen, können sie entsprechend nur als Vergleichsdaten dienen. Ihre Verfügbarkeit darf nicht obligatorisch für den Modelleinsatz sein.

Die Heterogenität des Zieluntersuchungsraums erfordert es, Möglichkeiten zur räumlichen Differenzierung in der Modellstruktur vorzusehen (vgl. BENGTTSSON/SINGH 2000).

- ⇒ Der Einfluß der Geländehöhe auf die Schneedynamik ist zumindest über den Einbezug eines höhenabhängigen Lufttemperaturgradienten zu berücksichtigen.
- ⇒ Vor allem in höheren Lagen ist bei steileren Hanggradienten die gesteigerte Bedeutung der Hangexposition für die Schneehydrologie modelltechnisch einzubeziehen (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; SCHWARZ 1982). Dabei ist eine getrennte Behandlung des Expositionseinflusses auf den Akkumulations- bzw. Schmelzprozeß erforderlich (vgl. KIRNBAUER ET AL. 1991; FERGUSON 1999).
- ⇒ Unter Wald ist mit reduzierten Schneeansammlungen gegenüber dem Freiland zu rechnen. Hinzu kommt, daß das Wasseräquivalent im Freiland stärker mit der Geländehöhe zunimmt als in Waldgebieten. Demzufolge erhöht sich die Divergenz der Schneeansammlung von Wald- und Freilandgebieten in den überwiegend bewaldeten mittleren und höheren Mittelgebirgslagen. Hinzu kommt eine spezielle Bedeutung der Schneeeinterzeption auf Baumkronen für den Wasserhaushalt. Entsprechend ist auch eine modelltechnische Unterscheidung von Wald und Freiland von hoher Bedeutung (BRECHTEL ET AL. 1984; VEHVILÄINEN 1992; BENGTTSSON/SINGH 2000).

Um die Wechselhaftigkeit der schneehydrologischen Verhältnisse im Mittelgebirgsraum detailliert zu erfassen sind möglichst kurze Modellierungszeitschritte vonnöten.

- ⇒ Idealerweise sind stündliche, aufgrund der mangelnden Verfügbarkeit hochauflösender Daten jedoch zumindest tägliche Modellierungszeitschritte anzustreben.

Eigenständige Schneeschmelzmodelle können in der Regel nicht im gleichen Maße distributiv sein wie Schneemodule, die eine Teilkomponente allgemeiner hydrologischer Modellsysteme darstellen. Durch die Integration in ein hydrologisches Trägermodell könnte zudem auf bereits bestehende ausgefeilte Abflußroutinen zurückgegriffen werden (vgl. FERGUSON 1999).

- ⇒ Deshalb ist hier die Entwicklung eines Schneemoduls vorzusehen, das an geeignete (semi-) distributive hydrologische Modellierungssysteme gekoppelt werden kann.
- ⇒ Das jeweils verwendete Abflußmodell und das Schneemodul sollten im gleichen Zeitmaßstab operieren (vgl. BENGTTSSON/SINGH 2000). Das hydrologische Trägermodell *ACRU* ist ein tägliches Modell.

Somit ist für die vorliegende Aufgabenstellung ein generischer Modellansatz erforderlich, der auf einfachen Grundstrukturen basiert und geringe Datenanforderungen stellt, der jedoch durch eine modulare Komponentenstruktur und modellinterne Parameterermittlungen systemorientiert anzupassen ist (vgl. KIRNBAUER/BLÖSCHL 1988; RACHNER ET AL. 1997; DUNN/COLOHAN 1999). Der bei der Modulerstellung notwendige Kompromiß aus physikalischer Repräsentation und Durchführbarkeit aufgrund der Datenverfügbarkeit betrifft vor allem den Grad räumlicher Diskretisierung und die Wahl geeigneter zeitlicher Inkremente für die Modellierung. Dennoch ist ein zumindest semi-distributives schneehydrologisches Modul zu erstellen, das in allgemeine hydrologische Modellsysteme integriert werden kann.

### *Spezifische Anforderungen*

In den Mittelgebirgen treten häufig Lufttemperaturen um den 0°C Grenzwert auf, bei denen die Bestimmung von Regen- oder Schneeniederschlag erschwert ist (vgl. SEVRUK 1986b). Zudem können Schneeniederschläge in einer weiten Spanne von Temperaturen auftreten (vgl. SEVRUK 1984b; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992).

- ⇒ Auch deshalb ist hier die Anwendung eines einfachen Temperaturgrenzwertes für die modelltechnische Ermittlung der Niederschlagszusammensetzung unzulänglich. Vielmehr bedarf es eines Grenzintervalls, um die häufig auftretenden Mischniederschläge in die Kalkulationen einzubeziehen.
- ⇒ Daneben müssen angemessene Korrekturen des systematischen Meßfehlers ermöglicht werden, da sich dieser für die drei Niederschlagsarten Regen, Schnee und einem Gemisch aus beidem erheblich unterscheidet (vgl. SEVRUK 1986b; RICHTER 1995).

Unter den wechselhaften Witterungsbedingungen des Mittelgebirgsraums kommt es innerhalb einer Schneebedeckungsphase häufig zu Warmlufteinbrüchen in Kombination mit Regenniederschlägen.

- ⇒ Entsprechend muß der hohe Einfluß von Regenniederschlägen auf die Schneedeekendynamik über geeignete Modulalgorithmen berücksichtigt werden.

Für die Wahl eines adäquaten Schmelzsimulationsansatzes sind wiederum Datenverfügbarkeit, Regionalisierungsmöglichkeiten von Punktmeßwerten und der zeitliche Simulationszeitschritt zu beachten.

- ⇒ Aufgrund eines eingeschränkten Datenangebots und der angestrebten Anwendung im Einzugsgebietsmaßstab ist die Verwendung einer temperaturbasierten Methode einem energetischen Simulationsansatz vorzuziehen (vgl. BENGTTSSON/SINGH 2000).
- ⇒ Dabei ist zur Berücksichtigung der wechselhaften schneehydrologischen Verhältnisse ein möglichst variabler Schmelzfaktor vorzusehen, der sich räumlich, zeitlich sowie ereignisorientiert (z.B. bei Regeneintrag) anpassen läßt.
- ⇒ Ebenso gilt es bei der Ermittlung des abflußwirksamen Schmelzwasserbeitrags, nicht zu datenintensive Verfahren einzuführen.

Die möglichst genaue Erfassung der räumlichen und zeitlichen Schneeverteilung ist zwar anzustreben, aber speziell für den Mittelgebirgsraum nur begrenzt möglich (vgl. DUNN/COLOHAN 1999).

Über eine sorgfältige Geländeunterteilung ist zumindest eine stufenweise Erfassung der schneebedeckten Fläche zu ermöglichen (vgl. VEHVILÄINEN 1992; BENGTSOON/SINGH 2000).

## 5.3 Modelltechnische Umsetzungen – Schneehydrologisches Simulationsmodul für den Mittelgebirgsraum SMiM

In diesem Arbeitsabschnitt wird die Entwicklung angepaßter modelltechnischer Strukturen erörtert, die auf die hergeleiteten Anforderungen für die Modellierung der schneehydrologischen Prozeßdynamik im Mittelgebirgsraum aufbauen.

### 5.3.1 Allgemeine Modulstruktur

#### Konzeption

Das schneehydrologische Simulationsmodul SMiM (**S**chnee**m**odellierung **i**m **M**ittelgebirgsraum) ist als ein eigenständiges Modul für die Integration in allgemeine hydrologische Einzugsgebietsmodelle konzipiert. Die komplexe schneehydrologische Dynamik in Einzugsgebieten wird in diesem Ansatz anhand von verschiedenen Modulkomponenten in mehreren Teilprozessen dargestellt. Die Berechnungsansätze sind physikalisch basiert und in konzeptioneller Weise umgesetzt.

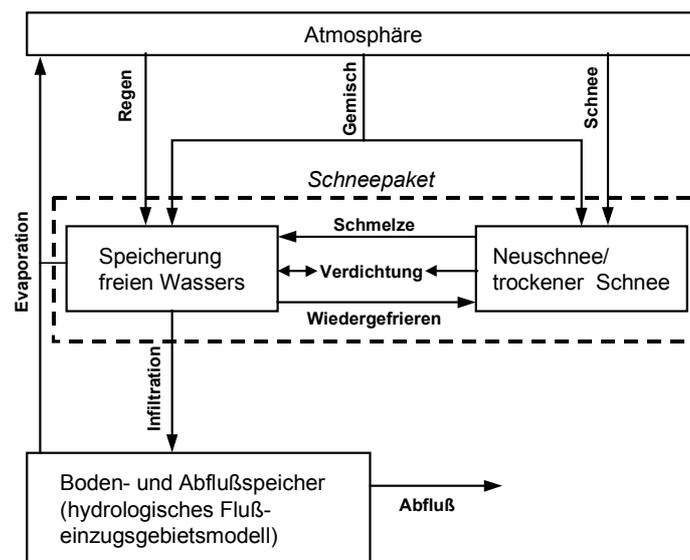


Abbildung 5.3.1: Schematische Darstellung der konzeptionellen Systemauffassung durch das Schneemodul SMiM.

Abbildung 5.3.1 gibt einen schematischen Überblick über die konzeptionelle Auffassung des schneehydrologischen Systems durch das Modul. Der Speicherfähigkeit des Schneepakets für flüssiges Wasser kommt die Reglerfunktion für die zeitliche und mengenmäßige Determinierung des Wasseraustritts aus dem Schneepaket zu (Wasserhaltekonzept; vgl. BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991). Im einzelnen erfaßt das Schneemodul SMiM die folgenden Hauptprozesse des schneehydrologischen Systems:

- Niederschlagszusammensetzung,
- Schneeverdunstung,
- Schneedeckenaufbau,
- Schneedeckenentwicklung (Verdichtung, Metamorphose) und
- Schneeschmelze.

Das Modul kann mit der Art von Disaggregation betrieben werden, die das jeweilige Trägermodell vorgibt (z.B. Raster, hydrologische Teilgebiete oder HRU). Eine Unterteilung nach Höhenstufen wird empfohlen. Auch eine gesonderte Berücksichtigung von Waldflächen und Nord-/Süd-Expositionen ist modelltechnisch vorgesehen.

Möglichst geringe Datenanforderungen bei einer gleichzeitig zielgerichteten Anpassung des Moduls an die Gegebenheiten des Untersuchungsraums stehen bei der Modellkonzeption im Vordergrund. Entsprechend werden einige Modulparameter im Zuge der Berechnungen modellintern hergeleitet und nicht als obligatorische Eingabeanforderung definiert. Der nachteilige Effekt dieses Verfahrens, daß Abhängigkeiten der Modulparameter geschaffen werden, ist durch eine gewissenhafte Moduleinstellung und –optimierung zu relativieren (vgl. Abschnitt 5.4.2). Der Vorteil des Ansatzes ist, daß bei adäquater Moduleinstellung, trotz eines sehr geringen Datenaufwands, gute Simulationsergebnisse erzielt werden können (vgl. RACHNER ET AL. 1997; DUNN/COLOHAN 1999). Zudem können auf diese Weise Unsicherheiten umgangen werden, die selbst gemessenen Eingabedaten hinsichtlich ihres räumlichen Bezugs anhaften (vgl. BLÖSCHL 1991). Dementsprechend sind für SMiM Schneedeckenkennwerte nicht obligatorisch. Für eine nachgeordnete Beurteilung der Simulationsgüte sind beobachtete schneehydrologische Vergleichswerte hilfreich, bei der Validierung des neu entwickelten Schneemoduls unerlässlich.

Auch aufgrund der vorherrschenden Datenlage in weiten Teilen des Mittelgebirgsraums sind für die schneehydrologischen Berechnungen mit dem Schneemodul SMiM temperaturbasierte Ansätze vorgesehen. Die Lufttemperatur wird hier als ein komplexer Informationsträger betrachtet, der zudem die am besten zu regionalisierende klimatische Eingangsgröße darstellt (vgl. BLÖSCHL 1991). Notwendige Vereinfachungen des schneehydrologischen Systems sind dabei durch eine variable Modulstruktur und angepaßte Flächendifferenzierungen auszugleichen (vgl. Abschnitt 5.4.1; VEHVILÄINEN 1992; BLÖSCHL/ KIRNBAUER 1992; RACHNER ET AL. 1997; FERGUSON 1999).

Durch die Einführung einer Reihe von benutzerdefinierten schneerelevanten Eingabeparametern wird eine variable Gebietsanpassung ermöglicht. Einzelne Modulkomponenten können optional ausgeklammert oder aktiviert werden, um so den Komplexitätsgrad des Moduls individuell anzupassen.

Die zeitlichen Inkremente der Simulation müssen sich nach den Vorgaben des hydrologischen Trägermodells richten. In der vorliegenden Anwendung in Kombination mit dem täglichen Modellierungssystem *ACRU* werden alle schneehydrologischen Kalkulationen im Tagesmaßstab durchgeführt. Der in den Mittelgebirgen häufig gegebene Einfluß von Regenniederschlägen auf die Ablation wird innerhalb des gegebenen Tages auf Ereignisbasis berücksichtigt. Tägliche Zeitschritte werden als die größte noch aussagekräftige Auflösung für die Berücksichtigung der hohen zeitlichen Variabilität der Schneedeckendynamik im Untersuchungsraum betrachtet. Stündliche Berechnungsschritte für z.B. eine operationelle Anwendung sind denkbar aber an dieser Stelle nicht umgesetzt.

Aus modellierungstechnischen Gründen werden die einzelnen Teilprozesse sequentiell abgearbeitet. Innerhalb eines Berechnungszeitschritts können die oft gleichzeitig auftretenden Teilprozesse jedoch interaktiv berücksichtigt werden.

### *Flächendifferenzierung*

Zur Anpassung an bestimmte naturräumliche Ausprägungen, die vor allem für die Mittelgebirgsgebiete als schneehydrologisch bedeutsam betrachtet werden, sind in der Modulstruktur Optionen für eine flächendifferenzierte Simulation vorgesehen. In Abhängigkeit von den verfügbaren Geländeinformationen und der gegebenen Diskretisierungs-Methode des Trägermodells kann für jede Teilgebietseinheit der Einfluß der Geländehöhe, von Waldflächen und Nord- bzw Südexpositionen auf die schnee-

hydrologische Prozeßdynamik berücksichtigt werden (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1983; HERRMANN/RAU 1984; RACHNER/MATTHÄUS 1984; RACHNER ET AL. 1997).

- Es wird eine Temperaturanpassung mit der Geländehöhe vorgenommen, die im Falle dieser Anwendung bereits durch das Trägermodell *ACRU* erfolgt. Dabei ist die Rate der Lufttemperaturveränderung mit der Höhe durch den Benutzer für Tagesmaximum- und -minimumwerte festzulegen.
- Die Einflußnahme des Waldes auf die Schneeakkumulation und -schmelze kann anhand der Berücksichtigung von Schneeinterzeptionsprozessen und einer Schmelzverzögerung bzw. -verminderung unter Wald in die Simulationen einbezogen werden.
- Für Gebiete mit vorwiegend süd- oder nordexponierten Hanglagen über 15% Neigung wird durch benutzerdefinierte monatlich variable Temperaturanpassungen der Effekt eines modifizierten Energieeintrags in Hanglagen operationalisiert.

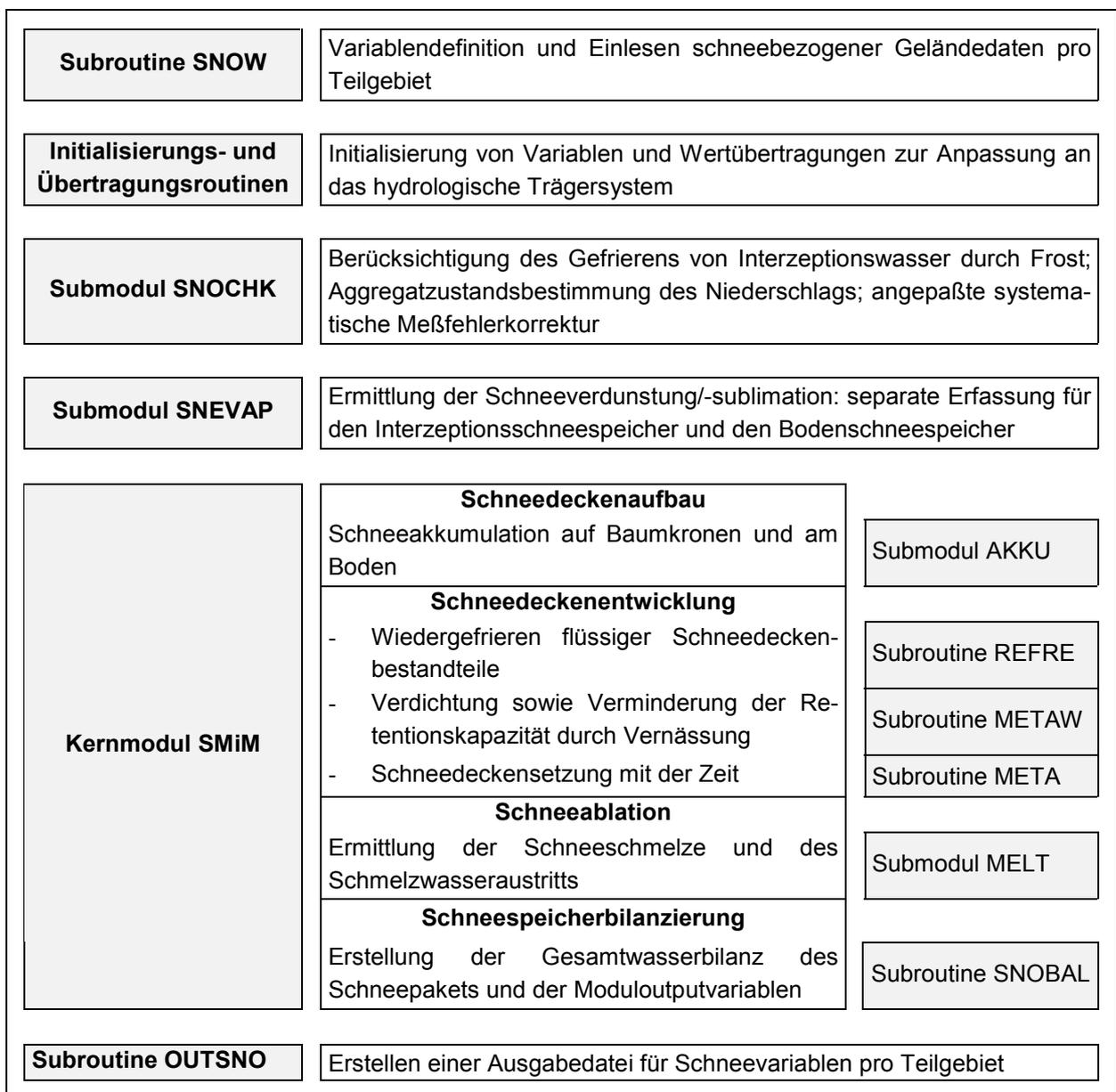


Abbildung 5.3.2: Schematische Darstellung der Elemente des schneehydrologischen Simulationsmoduls SMiM.

### Strukturelemente des Moduls

Zusammenfassend sind der schematischen Darstellung in Abbildung 5.3.2 die Modellbausteine des schneehydrologischen Simulationsmoduls SMiM zu entnehmen. Dargestellt werden die einzelnen SMiM-Modul-Komponenten, die im Laufe der folgenden Arbeitsabschnitte näher erläutert werden. Dies sind

- ein Kernmodul zur Erfassung des Auf- und Abbaus sowie der Entwicklung der Schneedecke (SMiM; vgl. Abschnitt 5.3.7),
- zwei Submodule zur Bestimmung schneebezogener Prozesse (Niederschlagszusammensetzung und -korrektur, vgl. Abschnitt 5.3.4 und Schneeverdunstung, vgl. Abschnitt 5.3.6),
- zwei Input/Output-Routinen (vgl. Abschnitt 5.3.2) sowie
- eine Reihe von Routinen zur Parameteranpassung an das Trägermodell.

Daneben wird in den folgenden Arbeitsabschnitten auf die modellierungstechnische Berücksichtigung der allgemeinen Schneedeckeneigenschaften Schneewasseräquivalent, Schneedichte, Schneehöhe und Retentionsfähigkeit für freies Wasser eingegangen (vgl. Abschnitt 5.3.5).

Anknüpfend an den in Kapitel 2 dargestellten Forschungsstand werden die detaillierter erörterten modelltechnischen Umsetzungen jeweils einleitend diskutiert. Der Übersichtlichkeit halber werden bei den nachstehenden Erläuterungen der Modulalgorithmen die Kürzel benutzerdefinierter Variablen des SMiM-Moduls in *kursiver* Schreibweise, alle anderen Parameter aber in Standardschrift dargestellt. Eine Ausnahme bildet die in der fachlich gebräuchlichen Weise als griechischer Buchstabe dargestellte Schneedichte,  $\rho_s$  (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

## 5.3.2 Eingabe- und Ausgabestrukturen

### Modul-Input

Angesichts der vergleichsweise geringen Verfügbarkeit schneedeckenrelevanter Meßwerte im Untersuchungsraum, hat es bei der programmtechnischen Umsetzung Priorität, die Datenanforderungen des Moduls auf ein möglichst geringes Maß zu beschränken. Dabei soll mittels einer variablen Modulstruktur dennoch eine möglichst hohe Anpassungsfähigkeit des Moduls an die heterogenen Bedingungen im Mittelgebirgsraum erzielt werden.

Als meteorologische Eingabedaten sind für den Einsatz des Schneemoduls SMiM Zeitreihen täglicher Niederschlagssummen sowie Tagesminima und -maxima der Lufttemperaturen erforderlich. Sollen auch die Schneeinterzeption und -evaporation berücksichtigt werden, ist zusätzlich eine Zeitreihe zur potentiellen Evaporation bereitzustellen. Lufttemperaturen, Niederschlags- und potentielle Verdunstungswerte sind als Standardeingabe-Variablen hydrologischer Modellsysteme und damit jedes potentiellen Trägermodells für das Schneemodul SMiM zu betrachten. Entsprechend werden die Zeitreihen dieser Grundvariablen in der folgenden Anwendung direkt über das Trägermodell *ACRU* eingelesen. Vergleichsdatenreihen zum Gebietsabfluß sowie schneehydrologische Kennwerte werden als optionale Ergänzung zur nachgeordneten Simulationsverifizierung verstanden.

Neben den genannten Zeitreihen wird für die schneehydrologische Simulation die benutzerdefinierte separate Steuerdatei „INSNOW“ eingeführt. In ihr können schneerelevante Parameter spezifiziert werden, die zum einen für die Ermittlung der Niederschlagszusammensetzung, Schneeverdunstung und -schmelze benötigt werden und sich zum anderen auf die gesonderte Berücksichtigung von vorherrschenden Nord- bzw. Südexpositionen und Waldgebieten beziehen. Die zu benennenden Parameter sind teils monatlich variabel, um so eine erhöhte Anpassung an die örtlichen Gegebenheiten zu erzielen. Andere Parameter dienen als Grenzwerte oder haben Schalterfunktionen zur Aktivierung oder Deaktivierung optionaler Modulkomponenten. Für jedes (Teil-) Gebiet können gesonderte Wertzuweisungen vorgenommen werden, so daß eine weitere variable Gebietsanpassung ermöglicht wird.

Entsprechend ist die Steuerdatei bei Einsatz des Schneemoduls in der hydrologischen Einzugsgebietsmodellierung für jedes (Teil-) Gebiet getrennt aufzurufen.

In Tabelle 5.3.1 sind die Eingabeparameter der Schneesteuerdatei INSNOW dargestellt und erläutert.

Eingabeparameter	Parameterbeschreibung	Maßeinheit	empfohlener Wertebereich
ISNOW	Option zur Aktivierung des Schneemoduls innerhalb eines hydrologischen Trägermodells	-	0 oder 1 (Nein oder Ja)
$TP_{CRIT}$	Monatlich variabler Basistemperaturwert zur Ermittlung der Niederschlagsart nach der LEAVESLEY-Methode (LEAVESLEY ET AL. 1983)	°C	[0.0 ; 2.0]
$adj_R$	Monatlich variabler Anpassungsfaktor zur Modifikation des ermittelten Regenanteils eines Mischniederschlagsereignisses (LEAVESLEY ET AL. 1983)	-	[0.0 ; 1.5]
$T_{maxSN}$	Monatlich variabler Grenzwert der Tagesmaximumtemperatur, oberhalb dessen nicht mehr vom Auftreten von Schneeniederschläge ausgegangen wird	°C	[2 ; 10]
$SN_{SCREEN}$	Spezifizierung der durchschnittlichen Abschirmung an der Niederschlagsmeßstation zur Erfassung des systematischen Meßfehlers nach der RICHTER-Methode (RICHTER 1995)	-	1, 2, 3 oder 4
$COR_{PS}$	Monatlich variabler Anpassungsfaktor zur Berücksichtigung des systematischen Niederschlagsmeßfehlers bei Schnee- und Mischniederschlägen (NB: Nur anwendbar für $IPSCOR = 1$ )	-	[1.10 ; 1.50]
$E_{SNREL}$	Monatlich variabler Koeffizient zur Spezifizierung des maximalen Anteils vom Schneewasseräquivalent der oberen 5 cm der Bodenschneedecke, der pro Tag verdunstet werden kann	-	[0.01; 0.05]
$SN_{CC}$	Faktor zur modulinternen Bestimmung einer geschlossenen Bodenschneedecke in Abhängigkeit von der Schneedichte	-	[10.0 ; 100.0]
$I_{EXP}$	Option zur Ausweisung eines (Teil-) Gebiets mit vorherrschend stark geneigten (> 15% Hangneigung) Flächen nördlicher oder südlicher Exposition	-	0 oder 1 (Nein oder Ja)
$T_{minADJ}$	Monatlich variabler Anpassungswert für die Minimumtemperaturen an stark geneigten Hängen mit vorherrschend nördlicher oder südlicher Exposition	°C	[0 ; 5]
$T_{maxADJ}$	Monatlich variabler Anpassungswert für die Maximumtemperaturen an stark geneigten Hängen mit vorherrschend nördlicher oder südlicher Exposition	°C	[0 ; 5]
$I_{FOR}$	Option zur Ausweisung eines (Teil-) Gebiets als Waldgebiet (per definitionem Gebiete mit kompletter Waldbedeckung, die einen Bedeckungsgrad von $\geq 50\%$ aufweisen)	-	0 oder 1 (Nein oder Ja)
$CC_{FOR}$	Monatlich variabler Bedeckungsgrad für Waldgebiete	%	[50 ; 100]
$SN_{I_{COMP}}$	Anhaltswert für das Wasseräquivalent des Schneespeichers auf den Baumkronen, ab dem von einer kompletten Schneebedeckung des Kronendachs ausgegangen wird.	mm	[1.00 ; 5]
$SN_{CAPI}$	Kennwert für die Abschätzung der Schneehaltekapazität auf den Baumkronen in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad	-	[0.05 ; 0.25]
$SN_{RC}$	Monatlich variabler Faktor zur Bemessung der initialen Retentionsfähigkeit einer Bodenschneedecke für freies Wasser relativ zu den Schneeanteilen des Schneespeichers	-	[0.0 ; 0.2]
$SN_{IRC}$	Monatlich variabler Faktor zur Bemessung der initialen Retentionsfähigkeit einer Interzeptionsschneedecke für freies Wasser relativ zu den Schneeanteilen des Interzeptionsschneespeichers	-	[0.0 ; 0.1]
$TM_{CRIT}$	Monatlich variable kritische Tagesmitteltemperatur, bei deren Erreichen oder Überschreiten es zum Einsatz von Schmelzprozesse kommt	°C	[-0.5 ; 0.5]
$MC_{MOD}$	Option zur angepassten Spezifizierung der anzuwendenden Schmelzfaktor-Modifikationsmethode im Laufe einer Schneebedeckungsphase	-	0 oder 1
$SN_{MC}$	Monatlich variabler Schmelzfaktor	mm/°C*d	[1.00 ; 6.00]

Tabelle 5.3.1: Vom Benutzer zu definierende Eingabeparameter für die schneehydrologische Steuerdatei INSNOW.

Für weitere Erläuterungen zu den einzelnen Eingabeparametern sei auch auf die systemorientierten Modelleinstellungen in Abschnitt 5.5.2 verwiesen.

### Modul-Output

Durch das Schneemodul SMiM werden kontinuierliche Reihen für durchschnittliche (Teil-) Gebietswerte

- des Schneewasseräquivalents (mm),
- der Schneedichte ( $\text{g/cm}^3$ ),
- der Schneehöhe (cm),
- der Schneeverdunstung (mm),
- der maximalen und aktuellen Retention flüssigen Wassers in der Schneedecke (mm),
- der aktuellen Schmelzabflußhöhe (mm),
- der aktuellen Höhe des Überschußwasseraustritts aus der Schneedecke und damit
- der aktuellen Höhe des Netto-Niederschlagsaufkommens

pro (Teil-) Gebiet und Zeitschritt simuliert. Anhand dieser Werte ist die Möglichkeit einer differenzierten Plausibilitätskontrolle der einzelnen simulierten Systemeigenschaften gegeben. Dieser umfassende Moduloutput eröffnet zudem die Möglichkeit, daß zumindest für eine der teils interdependenten Outputvariablen ein beobachteter Vergleichswert vorliegt. Demgegenüber sollen aus Gründen der Überschaubarkeit und Modulrobustheit auch nicht zu viele Werte ermittelt werden.

Die simulierten Schneedeckenkennwerte werden kontinuierlich an das hydrologische Trägermodell übergeben. Dort wird durch die Subroutine OUTSNO für jedes (Teil-) Gebiet eine Ausgabedatei, *snout.xxx*, in spaltenorientiertem ASCII-Format erstellt, die die Zeitreihen der Gebietsschneekennwerte enthält. In Anlehnung an die zeitlichen Inkremente des hydrologischen Trägermodells *ACRU* erfolgt die Datenausgabe in der vorliegenden Anwendung in täglichen Zeitreihen.

Zur Übersicht sind die ausgegebenen Hauptkennwerte noch einmal in Tabelle 5.3.2 zusammengestellt.

Ausgabeparameter		Maßeinheit	Kurzbezeichnung im Modul
Schneewasseräquivalent	Bodenschneespeicher	mm	HWE <sub>B</sub>
	Interzeptionsschneespeicher	mm	HWE <sub>INT</sub>
Schneedichte		$\text{g/cm}^3$	$\rho_s$
Schneehöhe		cm	HS
aktuelle Schneeverdunstung		mm	AE <sub>SNOW</sub>
maximale Retention flüssigen Wassers		mm	RC <sub>max</sub>
aktuelle Retention flüssigen Wassers		mm	RC
aktuelle Schmelzabflußhöhe		mm	SN <sub>Q</sub>
aktuelle Höhe des Überschußwasseraustritts aus der Schneedecke		mm	N <sub>ü</sub>
aktuelle Höhe des Netto-Niederschlagsaufkommens		mm	N <sub>netto</sub>

Tabelle 5.3.2: Hauptausgabeparameter des Schneemoduls SMiM.

### 5.3.3 Grundannahmen

Für die systemorientierte Modellentwicklung ist es notwendig, teils vereinfachende Grundannahmen zu formulieren, die die Vergleichbarkeit des Ansatzes gewährleisten. Sie sind zusammen mit den Randbedingungen der Modellierung zugleich Basis und Ausdruck der bestmöglichen simulationstechnischen Anpassung an die eingeschränkte Datenverfügbarkeit im Untersuchungsraum.

- Die Schneedecke wird als temporärer Gebietszwischenspeicher verstanden, der sowohl durch eine komplexe interne Dynamik als auch durch Austauschprozesse mit den angrenzenden Medien Luft und Boden- bzw. Pflanzenoberfläche geprägt ist.
- Modellierungstechnisch ist die Behandlung der Schneedeckenspeicherdynamik allen weiteren hydrologischen Prozessen des Einzugsgebietssystems vorgeschaltet.
- Für den vorliegenden Simulationsansatz werden tägliche Simulationsschritte verwendet, die durch die Verwendung des hydrologischen Modells *ACRU* vorgegeben sind. Aufgrund der in weiten Teilen des Zieluntersuchungsraums standardmäßig auf täglicher Basis erfaßten meteorologischen Eingangsdaten (Deutscher Wetterdienst) muß zudem eine schneehydrologische Simulation im Tagesmaßstab als höchstmögliche sinnvolle zeitliche Auflösung betrachtet werden.
- Unter Verwendung der im Zieluntersuchungsraum standardmäßig verfügbaren meteorologischen Hauptvariablen Niederschlag und Lufttemperatur wird die Erfassung des Schneedeckenauf- und -abbaus auf der Basis von Wasserhaushaltsbilanzierungen vorgenommen.
- Gemäß des Forschungsstands ist es bislang nicht möglich, die Wasserbewegungen innerhalb der Schneedecke im Einzugsgebietsmaßstab modelltechnisch im vollen Umfang zu erfassen. Deshalb wird hier vereinfachend davon ausgegangen, daß
  - Schmelz- sowie Transmissionswässer selbst in Hanglagen nicht lateral, sondern vertikal durch den Schneekörper perkolieren und bei Sättigung am Fuße der Schneedecke austreten;
  - nur in den oberen 5 cm des Schneepakets Evaporationsprozesse für kapillaren Aufstieg und Wasserverlust an der Schneedeckenoberfläche sorgen können;
  - ein bestimmter Anteil flüssigen Wassers temporär in den Porenräumen der Schneedecke gegen die Schwerkraft zurückgehalten werden kann (freies Wasser).
- Die im Untersuchungsraum standardmäßig erfaßten bodennahen Lufttemperaturen werden als komplexer Informationsträger für den Wärmehaushalt der Schneedecke verstanden. Somit erfolgt die Simulation der Schneeschmelzprozesse auf der Basis eines modifizierten Temperatur-Index-Verfahrens (vgl. BERGSTRÖM 1975; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; RANGO/MARTINEC 1995).
- Entsprechend muß auch vereinfachend von isothermen Verhältnissen (0°C) innerhalb des Schneepakets ausgegangen werden. Diese Annahme ist zudem aufgrund der im Einzugsgebietsmaßstab nicht verfügbaren Daten zur Beschreibung der schneedeckeninternen energetischen Prozesse sowie angesichts der im Durchschnitt erwarteten temperierten Schneedecken des Zieluntersuchungsraums zu rechtfertigen. Eine homogene Temperaturverteilung von 0°C in der Schneedecke impliziert, daß bei jeder weiteren Energiezufuhr (Temperaturen > 0°C; Regeneintrag) Schmelzprozesse einsetzen (vgl. u.a. DINGMAN 1994; RANGO/MARTINEC 1995).
- Die Bilanzierung der Gebietsschneespeicher basiert auf dem Konzept der Rückhaltefähigkeit der Schneedecke für freies Wasser ("water retention concept"; vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; VEHVILÄINEN 1992; DINGMAN 1994). Das heißt auch, daß die im Modul kontinuierlich ermittelte Retentionsfähigkeit den Zeitpunkt des Wasseraustritts aus der Schneedecke bestimmt.

- Für den vorliegenden Simulationsansatz wird der Kältegehalt der Schneedecke vernachlässigt. Somit gehen eingetragene Regenniederschläge bzw. Regenanteile von Mischniederschlägen als rein flüssige Beiträge in die Bilanzierung des Schneespeichers ein. Dies gründet auf der Annahme, daß die schmelzinduzierende Wirkung der flüssigen Niederschlagsbestandteile in den vorwiegend temperierten Schneedecken die möglicherweise auftretenden Gefrierprozesse nivelliert bzw. übertrifft (vgl. SINGH ET AL. 1998).
- Die aus der Schneedecke austretenden Schmelz- oder Sättigungswässer werden als Bestandteil des Netto-Niederschlagsaufkommens des Einzugsgebiets betrachtet, der durch die Zwischenspeicherung in der Schneedecke dem Gebietswasserhaushalt zeitlich versetzt zugeführt wird (vgl. RACHNER ET AL. 1997).
- Die Transformation der durch das Schneemodul simulierten Schmelzwässer in Gebietsabflüsse obliegt der Abflußkomponente des jeweiligen hydrologischen Trägersystems.
- Eine Annäherung an die heterogenen Strukturverhältnisse des Schneedeckenkörpers wird durch den Einbezug zweier Schneelagen angestrebt, deren Wasserhaushalt und Dichteentwicklung im täglichen Maßstab separat bilanziert wird. Dabei entspricht die obere Schicht einer am Berechnungstag entstandenen Neuschneeaufgabe. Die untere Lage bezeichnet die am betreffenden Tag bereits vorhandene Schneedecke. Im folgenden Simulationszeitschritt werden beide Lagen zusammengefaßt, so daß bis zum Eintreten eines weiteren Neuschnee-Ereignisses vereinfachend von einem homogenen Schneespeicher ausgegangen wird.
- Aufgrund des hohen Flächenanteils von Waldgebieten im Mittelgebirgsraum sind diese modellierungstechnisch von Freilandgebieten abzuheben und durch das schneehydrologische Simulationsmodul bei Schneedeckenauf- und -abbau explizit zu berücksichtigen (vgl. SCHWARZ 1982; BRECHTEL ET AL. 1984; VEHVILÄINEN 1992).
- Da für lichte Waldbestände (z.B. winterkahle Buchen) keine signifikanten Veränderungen der schneehydrologischen Prozeßdynamik zu erwarten sind (vgl. BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982; BRECHTEL ET AL. 1984; DICKISON ET AL. 1984; BUTTLE/MCDONNELL 1987), werden für eine schneehydrologische Berücksichtigung nur jene Flächen als Waldgebiete definiert, in denen die Bodenoberfläche zu  $\geq 60\%$  durch das Kronendach eines höheren Bestands abgedeckt ist.
- In ausgewiesenen Waldgebieten sind mit dem Interzeptionsschneespeicher und dem Bodenschneespeicher zwei separate Schneespeicher in die Kalkulationen einzubeziehen, die aufgrund abweichender externer Bedingungen unterschiedliche Dynamiken aufweisen (vgl. CALDER 1990; HASHIMOTO ET AL. 1994; ISHII/FUKUSHIMA 1994; POMEROY ET AL. 1998a/b). Die beiden vertikal überlagerten Speicher werden innerhalb eines Simulationszeitschritts seriell verknüpft. Dabei steht die Bilanzierung des Interzeptionsspeichers an erster Stelle, so daß mögliche Schnee- und Wasserumverteilungen durch Schmelze, Abtropfen oder Abgleiten vom Kronendach in die Bilanzierung des Bodenschneespeichers einbezogen werden können.
- Vor allem für die höheren Mittelgebirgslagen ist bei einem Hangneigungsgradienten von  $\geq 15\%$  eine Anpassungsmöglichkeit des Schneemoduls vorgesehen (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; SCHWARZ 1982; LEAVESLEY ET AL. 1983; BRAUN 1985), die an die unterschiedliche Schmelzdynamik an vorwiegend nord- oder südexponierten Hängen angepaßt werden kann.
- Um die Vergleichbarkeit von Niederschlagsinput und den durch das *ACRU*-Modell simulierten Abflußhöhen herzustellen, werden alle Speicherbilanzwerte des vorliegenden Modulansatzes in *mm*

ausgewiesen. Die Schneehöhenwerte werden angelehnt an die Ausweisungen des Deutschen Wetterdienstes in *cm* erfaßt. Die Schneedichten werden in der standardmäßigen Volumeneinheit  $g/cm^3$  dargestellt.

### 5.3.4 Bestimmung der Niederschlagsart und adäquater Korrekturen

Die Unterscheidung flüssiger und fester Niederschläge ist für ein umfassendes schneehydrologisches Simulationsmodul, das auch Schneeakkumulationsprozesse detailliert erfassen soll, von entscheidender Wichtigkeit. Daneben gilt es, die nach Niederschlagsart und -höhe stark variierenden systematischen Meßfehler modelltechnisch zu erfassen und zu korrigieren, so daß letztendlich die tatsächliche Form und Höhe des Systeminputs durch den Niederschlag ermittelt werden kann. In der vorliegenden Modulentwicklung erfüllt diese Funktionen das Submodul SNOCHK, in dem die folgenden modelltechnischen Umsetzungen enthalten sind:

- Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung (Regen, Schnee oder Gemisch);
- Ermittlung und Korrektur des nach der Niederschlagsart, -höhe und Stationsposition variierenden systematischen Meßfehlers der Niederschläge.

Zusätzlich wird bei Frosteintritt das Gefrieren von Schmelz- oder Regeninterzeptionswasser auf den Baumkronen erfaßt und mittels eines einfachen Umverteilungsalgorithmus über die Tagesmaximumtemperaturen umgesetzt.

#### 5.3.4.1 Submodul SNOCHK

##### *Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung*

Wie in den meisten Modellierungsansätzen (z.B. HBV und PRMS/MMS) wird auch hier die Temperatur als ein komplexer Informationsträger für eine Vielzahl meteorologischer Faktoren in den bodennahen Luftschichten betrachtet (vgl. BERGSTRÖM 1975; LEAVESLEY ET AL. 1983; RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; WMO 1986; VEHVILÄINEN 1992; RACHNER ET AL. 1997; FERGUSON 1999). Entsprechend wird die Lufttemperatur nicht nur für die Determinierung von Eisbildung an den Baumkronen, sondern auch für die Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung herangezogen.

Für Anwendungen im Mittelgebirgsraum mit seinen teils niederen Geländehöhen und dementsprechend häufigen winterlichen Temperaturschwankungen um den  $0^{\circ}C$ -Grenzwert ist es wichtig, den Übergang von flüssigem in festen Niederschlag nicht nur von einem einzelnen Grenzwert abhängig zu machen. Vielmehr sind durch die Einführung eines Grenztemperaturbereichs graduelle Veränderungen der Niederschlagszusammensetzung vorzunehmen und damit die in den unteren Lagen vielfach dominanten Mischniederschlagsereignisse zu berücksichtigen.

Ausgangspunkt für die Transformation von Regen- und Schneeniederschlag ist im vorliegenden Ansatz ein Basis-Temperaturgrenzwert,  $T_{Basis}$ . Um eine standortbezogene und saisonale Anpassung der Ermittlung der Niederschlagszusammensetzung zu ermöglichen wird  $T_{Basis}$  als benutzerdefinierte monatliche Variable eingeführt. Als Voreinstellung des Basiswerts wird gemäß der Feststellungen von BRAUN (1985) sowie VEHVILÄINEN (1992) (vgl. Abschnitt 2.1) von einer Temperatur von  $0.9^{\circ}C$  ausgegangen. Anders als beispielweise im HBV-Modell (vgl. BERGSTRÖM 1975, FERGUSON 1999) kann damit die Basistemperatur zur Schnee- und Regen-Unterscheidung vom Grenzwert für das Einsetzen von Schmelzprozessen abweichen, der in der Regel bei  $0^{\circ}C$  angesetzt wird (vgl. BRAUN 1985; MARTINEC/RANGO 1986; RANGO/MARTINEC 1995). Diese Maßnahme soll dazu beitragen, auch Mischwetterlagen berücksichtigen zu können. Dabei können Temperaturen knapp oberhalb des Gefrierpunkts zu Schnee- und Mischniederschlagsereignissen und einer zumindest temporären Schneedeckenaufhöhung führen. Gleichzeitig sind aber auch Schneeschmelzprozesse möglich. Eine solche

Witterungskonstellation entspricht eher den Witterungsverhältnissen der Mittelgebirge als denen alpiner oder polarer Räume.

In Anlehnung an das Verfahren nach LEAVESLEY ET AL. (1983) wird hier ein Basistemperaturwert,  $T_{\text{Basis}}$ , mit den Tagesminimum- und maximumtemperaturen ( $T_{\text{MIN}}$ ,  $T_{\text{MAX}}$ ) in Beziehung gesetzt, um die jeweilige Niederschlagszusammensetzung zu ermitteln. Dabei wird angenommen, daß bei

$$T_{\text{MIN}} > T_{\text{Basis}}$$

reiner Regen niedergeht, während bei

$$T_{\text{MAX}} < T_{\text{Basis}}$$

von reinen Schneeniederschlägen auszugehen ist. Liegt der Grenzwert  $T_{\text{Basis}}$  innerhalb des Intervalls zwischen  $T_{\text{MAX}}$  und  $T_{\text{MIN}}$  werden Mischniederschläge,  $N_{\text{M}}$ , einkalkuliert und ihr Regenanteil,  $N_{\text{MR}}$ , über die folgende Gleichung ermittelt:

$$N_{\text{MR}} = (T_{\text{MAX}} - T_{\text{Basis}}) / (T_{\text{MAX}} - T_{\text{MIN}}) * \text{adj}_R$$

- mit:  $N_{\text{MR}}$  = Regenanteil des Mischniederschlags (mm)  
 $T_{\text{MAX}}$  = tägliche Maximumtemperatur (°C)  
 $T_{\text{MIN}}$  = tägliche Minimumtemperatur (°C)  
 $T_{\text{Basis}}$  = Basis -Temperatur (°C)  
 $\text{adj}_R$  = benutzerdefinierter monatlich variabler Anpassungsfaktor

Der Temperatur Basiswert,  $T_{\text{Basis}}$ , wird für den vorliegenden Modellansatz durch den vom Benutzer auf monatlicher Basis variierbaren Parameter,  $TP_{\text{CRIT}}$ , ausgedrückt. Über den ebenfalls durch den Modelanwender monatlich variierbaren Anpassungsfaktor,  $\text{adj}_R$ , ist eine zusätzliche saisonale oder standortbezogene Modifikation des Regenanteils möglich. Die Voreinstellung für diesen Faktor liegt bei 1.0, so daß zunächst von keiner faktoriellen Beeinflussung bei der Ermittlung der Niederschlagszusammensetzung ausgegangen wird (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983).

Ergänzend steht mit dem Grenzwert  $T_{\text{max}_{\text{SN}}}$  (°C) eine weitere benutzerdefinierte Anpassungsmöglichkeit an die Einzugsgebietsverhältnisse zur Verfügung. So werden bei einer Maximumtemperatur oberhalb des festgelegten Grenzwerts alle eingehenden Niederschläge modelltechnisch als Regen verarbeitet. Damit wird vor allem bei täglichen Modellierungsschritten eingeräumt, daß ab einer bestimmten Höhe der Temperatur die im Tagesverlauf möglicherweise auftretenden Schneeanteile des Niederschlags keine effektiven Auswirkungen auf die Bilanzierung des Schneespeichers haben.

### *Korrektur des systematischen Meßfehlers*

Anknüpfend an die Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung ist für die jeweils ermittelte Niederschlagsart eine adäquate Korrektur des systematischen Meßfehlers vorzunehmen. Dabei wird bei festgestellten reinen Regenniederschlägen automatisch die Korrekturoption des hydrologischen Trägersystems angesprochen, während für Schnee- und Mischniederschläge die hier erörterten modelltechnischen Maßnahmen ergriffen werden.

Für Schnee- und Mischniederschläge ist von einem grundsätzlich höheren systematischen Meßfehler auszugehen als für Regenniederschläge (vgl. WMO 1982; SEVRUK 1983; RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). BRAUN (1985) sieht für die Korrektur der Niederschlagsarten Schnee und Regen zwei unterschiedliche Korrekturfaktoren vor, die er über die minierte Differenz des Brutto-Niederschlagsinputs und des Abflusses ermittelt. Ein einfaches Verfahren,

das jedoch eine Vielzahl von Einflußfaktoren außer Acht läßt. So betont unter anderen VEHVILÄINEN (1992) neben der Niederschlagsart die starke Beeinträchtigung der Niederschlagserfassung durch Wind, die vor allem bei festen Niederschlägen zu einer starken Zunahme des Meßfehlers mit der Windgeschwindigkeit führt. Insgesamt bemißt er den Meßfehler bei festen Niederschlägen in Abhängigkeit von der Windgeschwindigkeit und der Höhe des Niederschlags auf 10 bis 50%. RACHNER/MATTHÄUS (1984) stellen durch empirische Untersuchungen in den ostdeutschen Mittelgebirgen eine deutliche Verbindung des tatsächlichen Meßfehlers zur Niederschlagshöhe und zu den Tagestemperaturen aus. Letztere wirken sich vor allem auf die Feuchtigkeit des Schnees aus, die wiederum die Windanfälligkeit des Niederschlags determiniert. RACHNER/MATTHÄUS (1984) gehen für Schneeniederschlagsereignisse von einem durchschnittlichen systematischen Meßfehler in der Größenordnung von 30% aus. Bei trocken-kalten geringen bis mittleren Schneefallereignissen kann es sogar zu windabhängigen Meßfehlern von bis zu 60% kommen.

In allen genannten Untersuchungen zur Meßfehlerkorrektur wird jedoch lediglich nach Schnee- und Regenniederschlägen, nicht aber nach Mischniederschlägen unterschieden, die vor allem in den unteren Lagen der Mittelgebirge dominieren. Zudem sind häufig nur monatliche Korrekturen oder auch mittlere Korrekturwerte verfügbar, die nicht ohne weiteres auf einzelne Niederschlagsereignisse zu übertragen sind (vgl. SEVRUK 1984; BRAUN 1985; RACHNER ET AL. 1997). Für eine kontinuierliche Simulation werden zumindest tägliche Korrekturfaktoren als notwendig erachtet. Erst anhand jüngerer Untersuchungen zur Höhe systematischer Meßfehler sind auch Korrekturalgorithmen auf Tagesbasis verfügbar geworden (vgl. RICHTER 1995; RACHNER ET AL. 1997).

Im vorliegenden Simulationsansatz wird für die systemorientierte Niederschlagskorrektur in den Mittelgebirgen das Verfahren nach RICHTER (1995) angewendet. Diese Methode erlaubt neben einer Berücksichtigung aller drei Niederschlagsarten Regen, Schnee und Gemisch den Einbezug der jeweiligen Niederschlagshöhe sowie der modifizierenden Wirkung des Windes auf die Niederschlagsmessungen an den Stationen. Die Niederschlagsart (reiner Schnee oder Gemisch) wird anhand eines empirisch ermittelten Korrektorexponenten,  $ec$ , berücksichtigt. Ein ebenfalls empirischer Korrekturfaktor,  $b$ , bezieht über die Horizontabschirmung des Niederschlagsmeßplatzes die potentielle Windbeeinflussung der Stationswerte ein. Dabei wird unter Horizontabschirmung „die durch Geländeerhebungen, Bewuchs und Bebauung bestehende, über den Horizont hinausragende Abdeckung des Himmelhalbraumes verstanden [...], die mit zunehmender Höhe eine Verringerung des Windeinflusses bewirkt“ (RICHTER 1995). Die Höhe der Horizontabschirmung wird in Grad angegeben. Die Gleichung zur kontinuierlichen Ermittlung der korrigierten Niederschlagshöhe,  $N$  ( $= N_S$  oder  $N_M$ ), aus den unkorrigierten Niederschlagsmeßwerten der jeweiligen Station,  $N_{brutto}$ , lautet wie folgt:

$$N = N_{brutto} + b * N_{brutto}^{ec}$$

- mit:
- $N_{brutto}$  = Niederschlagshöhe vor der Korrektur (mm)
  - $N$  = korrigierter Niederschlagswert (mm)
  - $b$  = Korrekturfaktor für die Horizontabschirmung des Niederschlagsmeßplatzes
  - $ec$  = Korrektorexponent für die Niederschlagsart

RICHTER (1995) unterteilt die Niederschlagsstationen in vier Abschirmungsklassen zwischen freier ( $0-2^\circ$ ) und stark geschützter Lage ( $16^\circ$ ). Die Wahl der zur Berechnung des Meßfehlers verwendeten Abschirmungsklasse und damit die Bestimmung des Korrekturfaktors  $b$  kann im vorliegenden Ansatz durch die benutzerdefinierte Variable  $SN_{screen}$  standortspezifisch festgelegt werden.

In Tabelle 5.3.3 sind die Wertzuweisungen der verwendeten RICHTER'schen Korrekturfaktoren und -exponenten in Abhängigkeit von den beiden Niederschlagsarten Schnee und Gemisch zusammengefaßt.

Niederschlagsart	Korrektur- exponent $ec$	Horizontabschirmung $b$			
		2°	5°	9.5°	16°
Mischniederschlag	0.55	0.535	0.390	0.305	0.185
Schneeniederschlag	0.82	0.720	0.510	0.330	0.210

Tabelle 5.3.3: Koeffizienten der Niederschlagskorrekturfunktion in Abhängigkeit von der Niederschlagsart (RICHTER 1995).

Nach dieser Methode wird für Schneeniederschläge ein systematischer Meßfehler von bis zu 50% einkalkuliert. Die Korrekturhöhe der Mischniederschläge wird im vorliegenden Modellansatz nach dem jeweiligen Schneeanteil des Niederschlagsereignisses variiert und liegt zwischen 15 und 40%.

Das Flußdiagramm A1 in Anhang A veranschaulicht die Ablaufstruktur des Submoduls SNOCHK.

### 5.3.5 Berücksichtigung allgemeiner Schneedeckeneigenschaften

In diesem Abschnitt wird die modellierungstechnische Erfassung der vier Haupteigenschaften der Schneedecke Wasseräquivalent (vgl. Abschnitt 5.3.5.1), Schneedichte (vgl. Abschnitt 5.3.5.2), Schneehöhe (vgl. Abschnitt 5.3.5.3) und Retentionsfähigkeit freien Wassers (vgl. Abschnitt 5.3.5.4) erörtert.

#### 5.3.5.1 Wasseräquivalent

Nach der Definition von BRECHTEL (1970) kann das Wasseräquivalent als die insgesamt in der Schneedecke gespeicherte Niederschlagsmenge in mm Wassersäule bezeichnet werden und stellt damit den hydrologisch wichtigsten Schneedeckenkennwert dar. In einigen schneehydrologischen Simulationsansätzen wird das Wasseräquivalent indirekt über Schneehöhendaten und ergänzend ermittelte Dichtewerte hergeleitet (vgl. u.a. MARTINEC ET AL. 1994b). Für viele Gebiete im Mittelgebirgsraum, vor allem in den niederen Lagen, stehen diese Werte nicht zur Verfügung. Davon abgesehen, ist die Extrapolation der standortspezifischen verfügbaren Punktmeßdaten der Schneehöhen auf größere Flächen stark fehlerbehaftet. Moderne Fernerkundungs- oder Radartechniken, ermöglichen zwar eine direkte flächenhafte Erfassung der Wasseräquivalente, führen aber gerade bei geringmächtigen und vernähten Schneedecken zu erheblichen Fehlbestimmungen, da Reflexionen der unterliegenden Bodenoberfläche sowie von hohen flüssigen Wasseranteilen in der Schneedecke für Verzerrungen sorgen (vgl. MARTINEC ET AL. 1991; LUNDBERG/THUNEHED 2000). Zudem ist für Fernerkundungsdaten von einer deutlich zu geringen Aufnahme Frequenz auszugehen, um die oftmals sporadischen Schneebedeckungen im Mittelgebirgsraum erfassen zu können (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KINBAUER 1992; NAKAWO/HAYAKAWA 1998).

In der vorliegenden Modulentwicklung wird die schneehydrologisch wichtigste Größe ‚Wasseräquivalent‘ als primäre Eingangsvariable betrachtet. Angelehnt an die Vorgehensweisen von LEAVESLEY ET AL. (1983, PRMS/MMS), BRAUN (1985) oder BERGSTRÖM (vgl. 1975; HBV) ist das Wasseräquivalent hier direkt über Gebietsniederschlagshöhe und –zusammensetzung zu bestimmen. Die Anwendung des Moduls kann somit nicht durch mangelnde Verfügbarkeit von Schneemeßdaten eingeschränkt werden. Die aus der Höhe der Niederschläge ermittelten Schneewasseräquivalente werden als durchschnittliche repräsentative Speicherwerte für die Gebiets- oder Teilgebietsfläche verstanden. Dementsprechend können die Schneewasseräquivalente als Summe der gefallenen Gebietsniederschläge in der folgenden Weise ausgedrückt werden:

$$HWE_G = N_S + N_M + N_R$$

- mit:  $HWE_G$  = Höhe des Gebietswasseräquivalents (mm)  
 $N_S$  = Gebietsschneeniederschlag (mm)  
 $N_M$  = Gebietsmischniederschlag (mm)  
 $N_R$  = Gebietsregenniederschlag (bei existierender Schneedecke) (mm)

Die räumliche Repräsentanz der ermittelten Werte wird entscheidend durch die Einzugsgebietsdiskretisierung bzw. die dafür bereitgestellten Optionen des jeweiligen hydrologischen Trägermodells (z.B. rasterbasierte Verfahren oder semi-distributive Ansätze) mitbestimmt. Liegen relativ detaillierte Geländedaten vor, werden entsprechend variable Anpassungen an die topographischen Verhältnisse ermöglicht. Sind die verfügbaren Geländeinformationen nur lückenhaft, ist dennoch eine anhaltmäßige Bestimmung der Wasseräquivalente möglich und es wird einer Scheingenauigkeit durch z.B. standardisierte räumliche Differenzierungen innerhalb des Schneemoduls vorgebeugt. Im Laufe einer Schneebedeckungsphase kommt es zu Reduktionen der Eingangswerte für das Wasseräquivalent durch Schmelz- und Evaporationsprozesse (vgl. Abschnitte 5.3.6 und 5.3.7).

### 5.3.5.2 Schneedichte

Bei der Erfassung der Dichteigenschaften einer Schneedecke sind die initiale Neuschneedichte bei der Schneeablagerung und die durch Umbildungsprozesse bereits modifizierte Schneedichte des existierenden Schneepakets zu unterscheiden (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Die Schneedichteentwicklung des Schneepakets wird als dynamischer Prozeß verstanden, der im Rahmen der modelltechnischen Erfassung der Schneedeckenentwicklung zu erörtern ist (vgl. Abschnitt 5.3.7.2). Demgegenüber kann die initiale Schneedichte ebenso wie das Wasseräquivalent als eine primäre Eingangsgröße für die schneehydrologische Simulation betrachtet werden. Die initiale Dichte des Neuschnees ist abhängig von einer Reihe meteorologischer Faktoren und muß deshalb als sehr variabel eingestuft werden. Auch um die daraus erwachsenden Unsicherheiten bei der Parameterbestimmung zu umgehen, wird die initiale Dichte beispielsweise im Modellansatz von BRAUN (1985) sowie für das Snowmelt Runoff Model (SRM; vgl. MARTINEC ET AL. 1994b) durch einen festgelegten Eingangswert (in der Regel  $0.1 \text{ g/cm}^3$ ) operationalisiert. Dagegen wird die initiale Schneedichte im HSPF-Modell (vgl. JOHANSON ET AL. 1984) mittels eines temperaturabhängigen Koeffizienten in Beziehung zu einer Haupteinflußgröße gesetzt. Auch GRAY UND PROWSE (1993) heben den engen Zusammenhang von Lufttemperaturen am Boden und der Neuschneedichte hervor. Sie gehen von einer exponentiellen Zunahme der Schneedichte bei ansteigender Lufttemperatur aus.

Angesichts häufig um den Gefrierpunkt schwankender Temperaturen wird auch für den Mittelgebirgsraum von einer Abhängigkeit der initialen Schneedichte von den Lufttemperaturen ausgegangen. Da die Lufttemperatur auch die am einfachsten zu erfassende und am häufigsten verfügbare meteorologische Größe darstellt, wird sie im vorliegenden Ansatz für die variable Bestimmung der initialen Schneedichte herangezogen.

Unter Anlehnung an das Verfahren von KUCHMENT ET AL. (1983 in VEHVILÄINEN 1992) kann die initiale Schneedichte als Funktion der Lufttemperatur ermittelt werden. Mittels der empirischen Gleichung

$$\rho_{si} = 0.13 + 0.0135T_0 + 0.00045T_0^2$$

wird die Initialdichte des Schnees bei der Ablagerung,  $\rho_{si}$  ( $\text{g/cm}^3$ ), über die mittlere Tageslufttemperatur,  $T_0$  ( $^\circ\text{C}$ ), berechnet.

Abbildung 5.3.3 verdeutlicht den moderaten exponentiellen Anstieg der simulierten initialen Schneedichte mit zunehmender Lufttemperatur nach dem KUCHMENT'schen Ansatz (1983 in VEHVILÄINEN 1992).

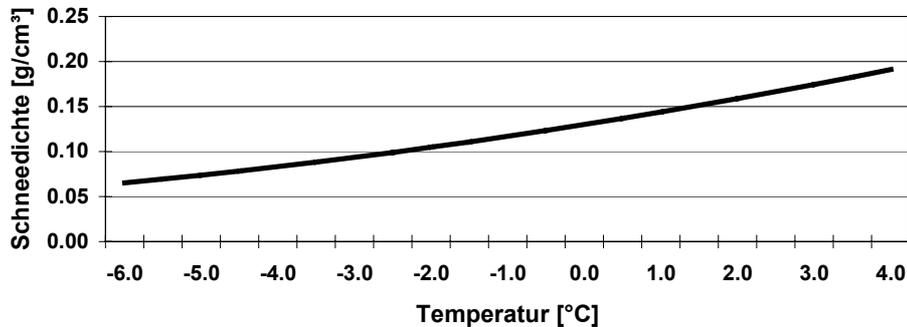


Abbildung 5.3.3: Initiale Schneedichte als Funktion der Lufttemperatur.

Innerhalb des folgenden Modellierungszeitschritts wird die Gesamtschneedichte über das gewichtete Mittel der Neuschneedichte und der Schneedichte eines bereits vorhandenen Schneepakets ermittelt. Ab dem Zeitpunkt der Schneeablagerung erfolgen weiterhin modellinterne Modifikationen der Schneedichte in Abhängigkeit von der Zeit und einer möglichen Vernässung der Schneedecke, die in Abschnitt 5.3.7.2 näher erläutert werden.

### 5.3.5.3 Schneehöhe

In Modellansätzen, die alleine die Schneeschmelze und den daraus resultierenden Abfluß berechnen, wird die Schneehöhe in der Regel als Eingangsgröße vorausgesetzt (z.B. Snowmelt-Runoff-Model (SRM); vgl. MARTINEC ET AL. 1994b). Werden jedoch sowohl Schneedeckenauf- als auch -abbau durch einen Simulationsansatz erfaßt, gilt es die Schneehöhe modelltechnisch zu ermitteln. Entsprechend wird die Schneehöhe in den meisten dieser Ansätze aus der Schneedichte und dem Schneewasseräquivalent hergeleitet (vgl. BERGSTRÖM 1975 (HBV); LEAVESLEY ET AL. 1983 (PRMS/MMS), JOHANSON 1984 (HSPF); BRAUN 1985).

Speziell in den Mittelgebirgsregionen ist angesichts der vorherrschenden ungünstigen Datenlage von einer obligatorischen Verwendung der Schneehöhe als Eingangsgröße in ein schneehydrologisches Modul abzusehen. Für den vorliegenden Modellansatz wird die Schneehöhe,  $HS$  (cm), als sekundäre Größe betrachtet, die sich modellintern auf täglicher Basis über die Beziehung

$$HS = HWE_G / \rho_s * 0.1$$

aus dem (Teil-)Gebietswasseräquivalent,  $HWE_G$  (mm), und der zugehörigen aktuellen Schneedichte,  $\rho_s$  (g/cm<sup>3</sup>), herleiten läßt.

### 5.3.5.4 Retentionsfähigkeit für freies Wasser

Eine Schneedecke hat aufgrund ihrer Porenstruktur die Eigenschaft, freies Wasser in der Schneedecke zurückhalten zu können. Dies bedingt in vielen Fällen eine Verzögerung des Schmelzwasserabflusses gegenüber dem Zeitpunkt des Schmelzbegins in der Schneedecke (vgl. u.a. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; VEHVILÄINEN 1992; RACHNER ET AL. 1997). In vielen Ansätzen zur Schneeschmelzesimulation wird das „water retention concept“ (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; WMO 1986) angewendet. Danach entsteht erst dann Abfluß aus der Schneedecke, wenn sie wasser-

gesättigt ist, das heißt die maximale Retentionskapazität des Schneepakets erreicht ist. Wenn auch durch dieses Simulationskonzept nicht alle schneestrukturbedingten Prozesse erfaßt werden können (vgl. BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991), so erlaubt es doch eine relativ einfache und datenunaufwendige Wasserbilanzierung der Schneedecke. Zudem ermöglicht der Einbezug der Retention die näherungsweise Erfassung einer regeninduzierten Vernässung der Schneedecke (vgl. BRAUN 1985).

Anknüpfend an den Simulationsansatz von BRAUN (1985) wird in der vorliegenden Modulentwicklung die Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser in der Schneedecke zur Bilanzierung des Vernässungsgrads sowie des Einsetzens von Schmelzwasseraustritten aus der Schneedecke herangezogen. Es wird davon ausgegangen, daß eine Schneedecke grundsätzlich dazu in der Lage ist, flüssige Bestandteile zwischenzuspeichern. Quellen dieser zurückgehaltenen flüssigen Bestandteile sind entweder Regenniederschläge, die in die Schneedecke eingetragen werden oder geschmolzene Schneepartikel (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Die Höhe der aktuell in der Schneedecke zurückgehaltenen Wassermenge, RC (bzw. RCI für den Interzeptionsspeicher), richtet sich zunächst nach der Verfügbarkeit freien Wassers und desweiteren nach der maximalen Rückhaltefähigkeit des Schneepakets.

Die maximale Höhe des in der Schneedecke zurückgehaltenen flüssigen Wassers ist schneedeckenspezifisch und in erster Linie von der jeweiligen Schneedeckenstruktur abhängig. Diese unterliegt wiederum dynamischen Veränderungen durch Lagerungszeit sowie Modifikationen der Schneemächtigkeit und des gesamten Wassergehalts. Während BRAUN (1985) die Retentionskapazität für seine Modellanwendung auf den empirischen Wert von 10% des Gesamtwasseräquivalents festsetzt, wird vielfach ein Zusammenhang der Retentionskapazität mit der Schneedichteentwicklung hergestellt (RACHNER ET AL. 1984). VEHVILÄINEN (1992) betont vor allem die dynamische Veränderung der Retentionskapazität über den Verlauf einer Schneedeckenperiode.

Im vorliegenden Modellansatz wird die maximale Retentionskapazität einer Schneedecke als prozentualer Anteil des Wasseräquivalents der **festen** Schneedeckenbestandteile verstanden. Die flüssigen Bestandteile selbst sind nicht in die Wertermittlung einbezogen. Dies ist damit zu begründen, daß das freie Wasser selbst nicht zu einer Steigerung des Rückhaltevermögens beiträgt. Es wirkt sich vielmehr durch dynamische Effekte auf die Schneedeckenstruktur reduzierend auf die Retentionskapazität des Schneepakets aus. Die maximale Rückhaltekapazität am Beginn einer Schneedeckenperiode wird hier als benutzerdefinierter Faktor eingeführt. Für ausgewiesene Waldgebiete werden dabei die Eingabevariablen für den Boden- und den Interzeptionsschneespeicher unterschieden (Modulvariablen  $SN_{RC}$  und  $SN_{RC}$ ). Durch die Einführung von benutzerdefinierten Anfangswerten für das Rückhaltevermögen der Schneedecke wird ermöglicht, daß die Simulationen auch an geringmächtige Schneeanstimmungen angepaßt werden können, in denen die Retention freien Wassers in der Regel eine deutlich geringere Rolle spielt (vgl. RACHNER ET AL. 1997). Optional kann die Retention freien Wassers im vorliegenden Ansatz auch gänzlich vernachlässigt werden. Insgesamt ist die Bestimmung der maximalen Rückhaltekapazität,  $RC_{max}$  bzw.  $RCI_{max}$ , durch den vorliegenden Simulationsansatz in der folgenden Weise darzustellen:

$$\begin{aligned} RC_{max} &= SN_{RC} * (HWE_B - RC) && \text{für den Bodenschneespeicher} \\ RCI_{max} &= SN_{RC} * (HWE_{INT} - RCI) && \text{für den Interzeptionsschneespeicher} \end{aligned}$$

mit:  $RC_{max} / RCI_{max}$  = Maximal in der Boden- oder Interzeptionsschneedecke zurückgehaltene Höhe freien Wassers (mm)  
 $SN_{RC} / SN_{RC}$  = benutzerdefinierter Faktor zur Bemessung der Rückhaltekapazität einer Boden- oder Interzeptionsschneedecke für freies Wasser  
 $HWE_B / HWE_{INT}$  = Wasseräquivalent des Boden- bzw. Interzeptionsschneespeichers (mm)  
 $RC / RCI$  = aktuelle in der Schneedecke zurückgehaltene Höhe freien Wasser (mm)

Für die Zuweisung der beiden Eingabevariablen  $SN_{RC}$  und  $SN_{RC}$  wird auf der Basis eingehender Literaturrecherchen ein Wertebereich von 0 bis etwa 0.3 empfohlen. Dies bedeutet, daß von keiner bis zu einer Rückhaltung von 30% des Wasseräquivalents der festen Bestandteile einer Schneedecke ausgegangen werden kann. Dabei ist die Rückhaltung im Interzeptionsschneespeicher auch aufgrund seiner geringen Mächtigkeit im Vergleich zum Bodenschneespeicher als deutlich geringer einzustufen (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; MANIAK 1993; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET AL. 1998).

Ausgehend von der maximalen Rückhaltekapazität des Schneepakets,  $RC_{max}$  bzw.  $RCI_{max}$ , wird der aktuelle Wasserrückhaltstatus des Schneedeckenspeichers pro Simulationszeitschritt bilanziert. Überschreitet die aktuell verfügbare flüssige Wasserhöhe,  $RC$  bzw.  $RCI$ , die maximale Rückhaltekapazität wird das Überschußwasser,  $N_{\bar{u}}$  (bzw.  $N_{\bar{u}i}$  für das Überschußwasser aus dem Interzeptionsschneespeicher), aus der Schneedecke entlassen und somit auch das jeweilige Wasseräquivalent vermindert. In ausgewiesenen Waldgebieten ist die Bilanzierung des Interzeptionsschneespeichers der des Bodenschneespeichers vorgeschaltetet. Auf diese Weise kann der Beitrag des von den Baumkronen abtropfenden Überschußwassers in die Berechnungen des Wasserrückhaltstatus der Schneedecke am Boden einbezogen werden.

Demnach gelten für den Interzeptionsschneespeicher die folgenden Beziehungen:

$$\begin{aligned} N_{\bar{u}i} &= RCI - RCI_{max} && \text{für } RCI > RCI_{max} \\ N_{\bar{u}i} &= 0 && \text{für } RCI \leq RCI_{max} \\ HWE_{INT} &= HWE_{INT\_alt} - N_{\bar{u}i} \end{aligned}$$

Das aus dem Interzeptionsschneespeicher entlassene Überschußwasser,  $N_{\bar{u}i}$ , wird als Beitrag zum aktuellen flüssigen Wassergehalt,  $RC$ , des Bodenschneespeichers betrachtet und in dessen Wasserbilanzierung einbezogen, so daß gilt:

$$\begin{aligned} RC &= RC_{alt} + N_{\bar{u}i} && \text{für } N_{\bar{u}i} > 0 \\ N_{\bar{u}} &= RC - RC_{max} && \text{für } RC > RC_{max} \\ N_{\bar{u}} &= 0 && \text{für } RC \leq RC_{max} \\ HWE_B &= HWE_{B\_alt} - N_{\bar{u}} \end{aligned}$$

Das ermittelte Überschußwasser aus dem Bodenschneespeicher,  $N_{\bar{u}}$ , wird als Beitrag zum Netto-Niederschlagsaufkommen des Gebiets,  $N_{netto}$ , verstanden und geht in die Abflusssimulationen des Trägermodells ein.

Unabhängig von der maximalen Retentionskapazität kann es durch Evaporationsprozesse zu geringen Verminderungen des aktuellen flüssigen Wassergehalts der Schneedecke kommen. Modellintern erfährt die maximale Retentionskapazität im Verlauf einer Schneedeckenperiode kontinuierliche Reduktionen, die sich nach der Lagerungsdauer und dem Vernässungsgrad richten. Diese Modifikationen der Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser werden als indirekter Ausdruck struktureller Umbildungen innerhalb der Schneepakets verstanden. Detailliertere Ausführungen zur Erfassung der dynamischen Schneedeckenentwicklung sind Abschnitt 5.3.7.2 zu entnehmen.

### 5.3.6 Berücksichtigung der Schneesverdungstung - Submodul SNEVAP

Vor allem in den Mittelgebirgen ist der Beitrag der Schneesverdungstung zur Gesamtschneesablation als gering zu bezeichnen (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Dagegen wird vorwiegend in jüngeren

Untersuchungen eine relativ hohe Bedeutung der Schneeverdunstung von den Baumkronen für die Einzugsgebietshydrologie beschrieben (vgl. ERNSTBERGER 1987; CALDER 1990; NAKAI ET AL. 1994; POMEROY ET AL. 1998a). Bislang müssen jedoch vergleichsweise geringe Fortschritte hinsichtlich der Modellierung von Prozessen der Schneeinterzeption und –evaporation vor allem im Kronenraum eingeräumt werden (vgl. CALDER 1990; POMEROY ET AL. 1998a; LUNDBERG ET AL. 1998). Als allgemein erschwerend für die Erfassung der komplexen Evaporationsdynamik im größeren räumlichen Maßstab erweisen sich nach POMEROY ET AL. (1998a) die divergierenden Energiebilanzen schneebedeckter und freier Boden- oder Kronenoberflächen. Entsprechend wird die Verdunstung flüssigen Wassers aus der Schneedecke und die Sublimation von Schneepartikeln in den meisten schneehydrologischen Modellierungsansätzen vernachlässigt (vgl. BERGSTRÖM 1975; BRAUN 1985; WMO 1986; VEHVILÄINEN 1992; MARTINEC ET AL. 1994b).

Auch Angesichts des hohen Flächenanteils von Waldgebieten im Mittelgebirgsraum verfügt der vorliegende Modellansatz über ein optional einsetzbares Submodul zur Berücksichtigung der Schneeverdunstung (Submodul SNEVAP). Interzeptions- und Bodenschneespeicher werden getrennt behandelt. Aufgrund des hier verwendeten primär temperaturbasierten Berechnungsansatzes bedarf es bei der Erfassung des energetisch gesteuerten Prozesses der Schneeverdunstung erheblicher Vereinfachungen.

Für die Simulation der Evaporationsverluste aus dem Schneespeicher macht sich das Submodul SNEVAP die in der Regel durch das jeweilige hydrologische Trägermodell ermittelten Werte der potentiellen Evaporation oder auch maximalen Verdunstungsenergie zunutze. Diese maximalen Werte werden für die Bemessung des aktuellen Evaporationsaufkommens aus der Schneedecke teils stark reduziert. Es wird grundsätzlich davon ausgegangen, daß der Grad der Schneebedeckung – sei es an den Baumkronen oder am Boden – einen signifikanten Einfluß auf die Höhe der Reduktion der potentiellen Raten nimmt (vgl. NAKAI ET AL. 1994; POMEROY ET AL. 1998a).

Sowohl für den Interzeptionsspeicher als auch für den Bodenschneespeicher wird im folgenden zunächst die gemessen an der verfügbaren Verdunstungsenergie maximal mögliche Schneeverdunstung ermittelt. Zur Ermittlung des tatsächlichen Schneeverdunstungsaufkommens wird diese mit den verfügbaren Wasser- und Eisrücklagen des Schneepakets in Beziehung gesetzt. Dabei wird die verfügbare Energie zunächst für die Verdunstung des flüssigen Porenwassers der Schneedecke verwendet, danach erst für die Sublimation von Eispartikeln. Dies wird damit begründet, daß der Energieaufwand für die Verdunstung geringer ist als der für die Sublimation (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Die komplexen energetischen Verhältnisse unter Wald sind in diesem Ansatz nicht detailliert zu erfassen. Deshalb wird hier vereinfachend davon ausgegangen, daß die Evaporation aus Schneepaketen am Waldboden prinzipiell genauso zu ermitteln ist wie das Evaporationsaufkommen aus Freiland-schneedecken. Die tatsächliche Höhe der Evaporationverluste unter Wald fällt jedoch in der Regel deutlich geringer aus als bei Freilandschneedecken, da nach der Bilanzierung des Interzeptions-schneespeichers nur noch ein Bruchteil der potentiellen Verdunstungsenergie für die Evaporation unterhalb des Kronenraums verfügbar ist. Auf diese Weise werden verdunstungsreduzierende Beschattungseffekte implizit in die Berechnungen einbezogen.

#### *Evaporation aus dem Interzeptionsschneespeicher*

Die Ermittlung der potentiellen Schneeverdunstung von den Baumkronen,  $PE_{INT}$ , erfolgt in Anlehnung an das Verfahren nach NAKAI ET AL. (1994). Bei geschlossener Kronenbedeckung durch Schnee wird dabei von potentiellen Evaporationsraten ausgegangen. Bei durchbrochener Schneebedeckung dagegen wird die potentiell verfügbare Verdunstungsenergie,  $E_{POT}$ , reduziert. Diese Reduktion erfolgt in Abhängigkeit vom Verhältnis der aktuellen Interzeptionsschneespeicherung,  $HWE_{INT}$ , zur maxima-

len Speicherkapazität auf den Baumkronen,  $SNI_{CAP}$  (mm), die eine komplette Kronenabdeckung impliziert. Folglich gilt:

$$\begin{aligned} PE_{INT} &= E_{POT} && \text{für } HWE_{INT} \geq SNI_{CAP} \\ PE_{INT} &= (HWE_{INT} / SNI_{CAP}) * E_{POT} && \text{für } HWE_{INT} < SNI_{CAP} \end{aligned}$$

mit:  $PE_{INT}$  = potentielle Evaporation von schneebedeckten Baumkronen (mm)  
 $E_{POT}$  = maximale Evapotranspiration (hier nach Penman-Monteith) (mm)  
 $HWE_{INT}$  = Wasseräquivalent des Interzeptionsschneespeichers (mm)  
 $SNI_{CAP}$  = maximale Speicherkapazität des Kronendaches (mm)

Die maximale Speicherkapazität des Kronendachs,  $SNI_{CAP}$ , wird im Modul mittels des benutzerdefinierten Faktors  $SN_{CAPI}$  über den ebenfalls anwenderdefinierten monatlichen Bedeckungsgrad,  $CC_{FOR}$ , des jeweiligen Bestands ermittelt (vgl. NAKAI ET AL. 1994; POMEROY ET AL. 1998b). Nach der Ermittlung der potentiellen Verdunstung,  $PE_{INT}$ , wird der aktuelle Evaporationssverlust,  $AE_{INT}$  (mm), aus dem Interzeptionsschneespeicher über den Wasserhaushalt des Speichers berechnet. Kommt es zur Sublimation von Eispartikeln muß neben dem aktuellen Wasserstatus auch die Rückhaltekapazität für freies Wasser neu bilanziert werden.

Der bei durchbrochener Schneebedeckung möglicherweise verbleibende Anteil potentieller Verdunstungsenergie geht in Berechnungen zur allgemeinen Evapotranspiration von den Baumkronen ein. Dabei wird aufgrund der partiellen Schneeabdeckung vereinfachend von einer 50%igen Reduktion der zur Verdunstung beitragenden Kronendachfläche ausgegangen.

Gerade in den Mittelgebirgen kommt es häufig vor, daß kein Interzeptionsschneespeicher mehr existiert, während am Boden noch Schneeablagerungen vorhanden sind. In diesem Fall wird eine an das *ACRU*-Modell angelehnte Ermittlung der Evaporation von zwischengespeichertem Wasser an den Baumkronen angewendet. Hierbei wird die maximale Evaporation in Beziehung zur aktuellen Interzeptionsspeicherung gesetzt und die Höhe der jeweiligen Evaporationsrate an den Blattflächenindex geknüpft (vgl. SCHULZE ET AL. 1995).

#### *Evaporation aus dem Bodenschneespeicher*

Auch für den Bodenschneespeicher,  $HWE_B$ , wird die Evaporation einer geschlossenen Schneedecke von der einer durchbrochenen unterschieden. Zur Ermittlung des Grenzwerts einer kompletten Bodenabdeckung durch Schnee,  $SN_{COMP}$  (mm), wird neben der aktuellen Schneedichte,  $\rho_s$  (g/cm<sup>3</sup>), der benutzerdefinierte Schneebedeckungskoeffizient,  $SN_{CC}$ , herangezogen, so daß die folgende Beziehung aufgestellt werden kann:

$$SN_{COMP} = SN_{CC} * \rho_s$$

Der Faktor  $SN_{CC}$  entspricht dabei der angenommenen Schneehöhe in mm, ab welcher von einer geschlossenen Schneebedeckung ausgegangen werden kann (z.B. bei einer angenommenen Schneehöhe von 5 cm beläuft sich  $SN_{CC}$  auf 50.0). Durch die Multiplikation mit der aktuellen Schneedichte,  $\rho_s$ , wird dieser Wert in das korrespondierende Wasseräquivalent für eine geschlossene Schneedecke umgewandelt.

Demnach liegt eine **durchbrochene Schneedecke** vor für

$$HWE_B < SN_{COMP}$$

und eine **geschlossene Schneedecke** für

$$HWE_B \geq SN_{COMP}$$

mit:  $HWE_B =$  Wasseräquivalent des Bodenschneespeichers (mm)  
 $SN_{COMP} =$  Wasseräquivalent bei geschlossener Schneedecke (mm).

Einschränkend wird jedoch im vorliegenden Berechnungsansatz davon ausgegangen, daß - unabhängig von der Schneedichte - bei Wasseräquivalenten unter 5 mm keine komplette Schneebedeckung möglich ist.

Zur Operationalisierung einer adäquaten Reduktion der potentiell verfügbaren Verdunstungsenergie für die Schneeverdunstung wird zunächst der ebenfalls benutzerdefinierte monatlich variierbare Koeffizient  $E_{SNREL}$  über die SMiM-Steuerdatei eingeführt. Da in der Regel nur etwa die oberen fünf Zentimeter einer Schneedecke aktiv am Wasserdampfaustausch mit der Atmosphäre beteiligt sind, bezeichnet  $E_{SNREL}$  den Anteil des Wasseräquivalents der etwa fünf obersten Zentimeter des Schneepaketes, der maximal pro Zeitschritt verdunstet werden kann.

Bei einer **durchbrochenen Schneedecke** kann von Schneehöhen unter 5 cm ausgegangen werden. Entsprechend geht hier das gesamte Wasseräquivalent der noch vorhandenen Schneebedeckung,  $HWE_B$  (mm), in die Berechnung der maximalen Schneeverdunstungshöhe pro Zeitschritt,  $SN_{MXE}$  (mm) ein, so daß gilt:

$$SN_{MXE} = E_{SNREL} * HWE_B$$

Bei **geschlossener Schneedecke** wird der zuvor ermittelte Grenzwert  $SN_{COMP}$  als Maß für die Höhe des Wasseräquivalents einer Schneesicht von etwa 5 cm Mächtigkeit herangezogen, aus der Schneeverdunstung stattfindet. Somit gilt:

$$SN_{MXE} = E_{SNREL} * SN_{COMP}$$

Bevor die aktuelle Evaporationshöhe aus der Schneedecke festgestellt werden kann, bedarf es der Ermittlung der potentiellen Schneeverdunstungshöhe,  $PE_{SN}$  (mm), aus dem Bodenschneespeicher, die in Abhängigkeit von der verfügbaren potentiellen Verdunstungsenergie,  $E_{POT}$ , und der maximal möglichen Schneeverdunstung,  $SN_{MXE}$ , berechnet werden kann. Der verwendete Berechnungsansatz erfolgt in prinzipieller Anlehnung an die von NAKAI ET AL. (1994) vorgelegte Methode zur Ermittlung der Evaporation aus dem Interzeptionsschneespeicher.

Für **durchbrochene Schneedecken** gilt dabei, daß bei Verfügbarkeit ausreichender potentieller Verdunstungsenergie,  $E_{POT}$ , die maximale Schneeverdunstung,  $SN_{MXE}$ , durch das Verhältnis des aktuellen Bodenschneewasseräquivalents,  $HWE_B$ , zum Wasseräquivalent bei kompletter Schneebedeckung,  $SN_{COMP}$ , eingeschränkt wird. Liegt bereits ein Defizit potentieller Verdunstungsenergie vor, wird die  $E_{POT}$  selbst durch die Beziehung von  $HWE_B$  zu  $SN_{COMP}$  eingeschränkt. Somit ergeben sich bei durchbrochener Schneebedeckung für die Berechnung der potentiellen Schneeverdunstungshöhe,  $PE_{SN}$  (mm), die Relationen

$$\begin{aligned} PE_{SN} &= HWE_B / SN_{COMP} * SN_{MXE} && \text{für } E_{POT} > SN_{MXE} \\ PE_{SN} &= HWE_B / SN_{COMP} * E_{POT} && \text{für } E_{POT} \leq SN_{MXE} \end{aligned}$$

$PE_{SN}$  wird schließlich mit den aktuell verfügbaren Wasser- und Eisrücklagen der Schneepakete verglichen und somit die aktuelle Schneeverdunstung aus dem vorhandenen Bodenschneespeicher,  $AE_{SN}$  (mm), ermittelt. Die verbleibende potentielle Verdunstungsenergie geht in die weiteren Berech-

nungsalgorithmen des hydrologischen Trägermodells zur Feststellung des allgemeinen Evapotranspirationsaufkommens ein.

Die potentielle Schneeverdunstung,  $PE_{SN}$ , wird bei **geschlossener Schneedecke** je nach Verfügbarkeit von Verdunstungsenergie direkt über die Maximalwerte der Schneeverdunstung,  $SN_{MXE}$ , bzw. über die potentielle Verdunstung,  $E_{POT}$ , selbst ermittelt. Somit gilt:

$$\begin{aligned} PE_{SN} &= SN_{MXE} && \text{für } E_{POT} > SN_{MXE} \\ PE_{SN} &= E_{POT} && \text{für } E_{POT} \leq SN_{MXE} \end{aligned}$$

Bei ausreichender Verfügbarkeit freien Wassers oder fester Schneedeckenbestandteile in der oberen Schneesicht entspricht die ermittelte potentielle Schneeverdunstung,  $PE_{SN}$ , der aktuellen Schneeverdunstungshöhe  $AE_{SN}$  (mm).

Für komplett mit Schnee bedeckte Flächen wird angenommen, daß Bodenevaporation und Transpiration gänzlich unterdrückt werden. Dies gilt selbst dann, wenn die verfügbare potentielle Verdunstungsenergie (operationalisiert durch  $E_{POT}$ ) nicht im vollen Umfang durch die Schneeverdunstung ausgeschöpft wird. Somit gilt nach den Schneeverdunstungsberechnungen für eine geschlossene Schneedecke stets  $E_{POT} = 0$ .

Abschließend werden die ermittelten Evaporationshöhen für den Schneeinterzeptions- und den Bodenschneespeicher,  $AE_{INT}$  und  $AE_{SN}$ , als Bilanzgröße 'Schneeverdunstungsverlust'  $AE_{SNOW}$  (mm) zusammengefaßt.

In Flußdiagramm A2 des Anhangs A ist der Programmablauf der Schneeverdunstungsroutinen graphisch dargestellt.

### 5.3.7 Erfassung von Schneedeckenaufbau, -entwicklung und -ablation durch das Kernmodul SMiM

Im folgenden Abschnitt werden Struktur und Funktionsweise des Kernmoduls SMiM vorgestellt. SMiM enthält je ein Submodul zur Berücksichtigung der Schneeakkumulation und der Schneeschmelze. Den verschiedenen Ausprägungen von Schneeentwicklungsprozessen wird durch insgesamt drei Subroutinen Rechnung getragen. Die einzelnen Submodule greifen sequentiell ineinander und werden pro Simulationszeitschritt nach Bedarf aufgerufen.

Bei vorhandener Schneedecke werden zu Beginn eines Bilanztages die Auswirkungen nächtlichen Frosts berücksichtigt. Dies geschieht über die Subroutine REFRE, die das Wiedergefrieren flüssiger Bestandteile der Schneedecke berechnet. Danach erfolgen in Abhängigkeit von Niederschlag und Lufttemperatur Akkumulations- und Schmelzkalkulationen (Submodule AKKU und MELT). Dabei kann durch den sequentiellen Aufbau des Moduls berücksichtigt werden, daß es innerhalb eines Zeitschritts sowohl zu Akkumulationsprozessen aufgrund eines Niederschlagsereignisses als auch zu Schmelzprozessen bei positiven Lufttemperaturen kommt. Bei Vernässung durch Schmelzwasser oder durch die im Mittelgebirge häufigen winterlichen Regenniederschläge wird von strukturellen Umbildungen in der Schneedecke ausgegangen, die sich vor allem auf die Retentionskapazität für freies Wasser sowie auf die Dichteverhältnisse innerhalb des Schneepakets auswirken (vgl. HERRMAN 1978; SINGH ET AL. 1998). Entsprechende Zusammenhänge werden in der Schneedeckenentwicklungsroutine METAW berücksichtigt. Für jeden Zeitschritt wird für den abgelagerten Schnee zudem von einer kontinuierlichen Setzung und damit auch Minderung der Retentionsfähigkeit ausgegangen, die in Subroutine META erfaßt wird. Flüssiges Wasser, das nicht in der Schneedecke zurückgehalten werden kann, tritt aus der Schneedecke aus und trägt so zu deren Ablation bei. Dabei kann es sich sowohl um

Schmelzwässer als auch um freies Wasser handeln, das aufgrund der strukturellen Verhältnisse des Schneepakets nicht zurückgehalten werden kann. Abschließend ist der Gesamtwasserhaushalt des Schneepakets zu bilanzieren und die in den Subroutinen und -modulen ermittelten Schneedeckenkennwerte für den Modelloutput bereitzustellen (Subroutine SNOBAL).

Speziell für die Auf- und Abbauprozesse ist der Einfluß von Waldgebieten in gesonderter Weise erfaßt. Über im Vorfeld durch den Benutzer definierte Anpassungsparameter können darüberhinaus Einflüsse von Geländehöhe und Nord-Expositionen auf die Lufttemperaturen in die Kalkulation einbezogen werden.

In Abbildung A3 des Anhangs A veranschaulicht ein Flußdiagramm Elemente und Aufrufstruktur des Kernmoduls SMiM.

### **5.3.7.1 Schneeeakkumulationsbestimmung – Submodul AKKU**

Für seine modelltechnische Erfassung ist der Schneeeakkumulationsprozeß in verschiedene zeitlich-räumliche Teilaspekte aufzugliedern.

#### *Umsetzung der einkommenden Niederschläge*

Die initiale Umsetzung der einkommenden Niederschläge in eine Schneeeansammlung bzw. in eine Aufstockung bereits vorhandener Schneedecken erfolgt in den meisten Modellansätzen nach dem gleichen Prinzip. Danach werden die registrierten und korrigierten Gebietsniederschläge als direktes Maß für das neue oder zusätzliche Wasseräquivalent einer Schneedecke verstanden (vgl. BERGSTÖM 1975; LEAVESLEY ET AL. 1983; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; RACHNER ET AL. 1997).

Auch im vorliegenden Simulationsansatz wird eine einfache Umsetzung der Niederschlagshöhe in die Höhe des Wasseräquivalents der Schneedecke vorgenommen (vgl. Abschnitt 5.3.5). Unter Berücksichtigung der in den Mittelgebirgen häufig auftretenden stark vernäßten Mischniederschlagsereignisse wird einschränkend davon ausgegangen, daß es bei einem Regenanteil des Niederschlags von mehr als 50% zu keiner Neuschneedeckenbildung kommen kann. Vielmehr wird erwartet, daß auch der Schneeanteil des Mischniederschlags innerhalb des täglichen Bemessungszeitraums abflußwirksam wird. Liegt also keine vorherige Schneeeansammlung vor, wird das schneehydrologische Simulationsmodul bei vernäßten Mischniederschlagsereignissen nicht aufgerufen. Bei vorhandener Altschneedecke werden jedoch alle einkommenden Niederschläge in die Bilanzierung des Schneespeichers einbezogen. Bei Mischniederschlagsereignissen ist stets der Regenanteil zuerst zu bilanzieren und danach der Schneeanteil (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983). Dabei wird der flüssige Anteil der Niederschläge als Beitrag zum Retentionswasser in der Schneedecke verstanden (vgl. Abschnitt 5.3.5). Dagegen wird bei reinen Schneeniederschlägen zunächst von keinem flüssigen Wasseranteil im (Neu-) Schneekörper ausgegangen.

#### *Initiale Schneedeckenzusammensetzung*

Ein weiterer Teilaspekt bei der Darstellung des Akkumulationsprozesses ist die Erfassung der initialen Schneedeckenzusammensetzung. Die meisten temperaturabhängigen Ansätze basieren aufgrund der begrenzten Möglichkeiten zur Erfassung von schneedeckeninternen Prozessen (Energiehaushalt, Wasserbewegung) auf der Annahme einer weitgehend homogenen Schneedecke im Bezug auf Wasserbewegung, Dichte- und Temperaturverteilung (vgl. BERGSTRÖM 1975; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; MARTINEC ET AL. 1994b).

Im vorliegenden temperaturbasierten Simulationsansatz muß ebenfalls eine weitgehend homogene Schneezusammensetzung vorausgesetzt werden. Bei vorhandener Altschneedecke wird jedoch innerhalb eines Bilanzierungstages eine Zweiteilung des Schneepakets berücksichtigt, wenn es durch Niederschlagsereignisse zur Ablagerung einer Neuschneeschiicht kommt. Diese Neuschneeeauflage

wird durch die Akkumulationsroutinen des Moduls ermittelt. Ihr Wasserhaushalt ist innerhalb des Berechnungszeitschritts im Hinblick auf die vier relevanten Schneedeckeneigenschaften Wasseräquivalent, Schneedichte, Schneehöhe und Retention freien Wassers separat zu bilanzieren. Beläuft sich jedoch die Gesamthöhe der Schneedecke auf weniger als 5 cm wird grundsätzlich von keiner Zerteilung ausgegangen.

### *Initiale Schneedichte*

Zur Feststellung der Höhe der Neuschneeaufgabe ist neben der Ermittlung des Wasseräquivalents die Determinierung einer initialen Schneedichte bei der Ablagerung notwendig. Die meisten Simulationsansätze verwenden vereinfachend einen festen initialen Schneedichtewert (vgl. BRAUN 1985; ROHRER 1992; MARTINEC ET AL. 1994b).

Wie bereits in Abschnitt 5.3.5 eingehender beschrieben, wird die Anfangsdichte des Neuschnees im vorliegenden Ansatz anhand des temperaturabhängigen Verfahrens nach KUCHMENT ET AL. (1983 in VEHVILÄINEN 1992) ermittelt. Auf diese Weise können erhöhte Anfangsdichten für Niederschlagsereignisse bei positiven Lufttemperaturen einkalkuliert werden.

### *Räumliche Schneeverteilung*

Der für die Einzugsgebietsmodellierung entscheidende Teilaspekt der Schneeakkumulation ist die durch die bestehenden Modellansätze in sehr unterschiedlicher Weise erfaßte räumliche Schneeverteilung (vgl. WMO 1986; FERGUSON 1999). Für das Schneeschmelzabflußmodell SRM (vgl. MARTINEC/RANGO 1981; MARTINEC/RANGO 1991; MARTINEC ET AL. 1991/1994b) ist die Schneeverteilung innerhalb des Gebiets eine wichtige Eingangsvariable, die vorwiegend durch moderne Fernerkundungstechniken festgestellt werden soll. Insbesondere für den Mittelgebirgsraum ist die Erfassung von Schneedeckenkennwerten mittels Fernerkundungstechniken jedoch nur eingeschränkt möglich (vgl. Abschnitt 5.3.5) (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992; NAKAWO/HAYAKAWA 1998). In den meisten Ansätzen werden dagegen Geländedaten zur Ermittlung der Schneeverteilung herangezogen (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992). Aus nahezu allen für die vorliegende Arbeit einbezogenen Untersuchungen geht der entscheidende Einfluß der Geländehöhe auf die Schneeverteilung hervor. Daneben werden Modifikationen der durch die Geländehöhe vorgegebenen Schneeverteilung aufgrund von Wald, Exposition und windbedingten Umverteilungen angeführt (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; RACHNER ET AL. 1997).

Nur in distributiven und semi-distributiven schneehydrologischen Modellansätzen kann der Einfluß des Geländes über eine vorbereitende Gebietsunterteilung berücksichtigt werden. Es werden Geländestufen abgegrenzt, für die ein kontinuierlicher oder abgestufter Temperaturgradient mit der Höhe ü.NN eingeführt wird (LEAVESLEY ET AL. 1983; BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992; DINGMAN 1994). Anknüpfend daran wird - wie beispielsweise bei BRAUN (1985) - für jede Geländestufe von einer schneefreien oder schneebedeckten Fläche ausgegangen.

Die Einflußnahme des Waldes auf die Schneeakkumulation und -verteilung ist zwar sehr standortspezifisch (vgl. DINGMAN 1994), wird aber dennoch in einigen Ansätzen modellierungstechnisch erfaßt (vgl. VEHVILÄINEN 1992). Dabei werden für die modellhafte Ermittlung der waldbedingten räumlichen und quantitativen Akkumulationsmodifikation bestandspezifische Faktoren (Nadelwald, Laubwald, LAI, Bedeckungsgrad oder Bestandsdichte, -alter) in die Ermittlungen einbezogen (vgl. auch BRECHTEL ET AL. 1984; DINGMAN 1994; POMEROY ET AL. 1998b). POMEROY ET AL. (1998a/b) heben zudem die Wichtigkeit einer adäquaten Berücksichtigung der Schneeinterzeption an den Baumkronen bei der Modellierung des Gebietsschneespeichers hervor (vgl. Abschnitt 5.3.5).

Die unterschiedliche Schneeverteilung infolge der Hangexposition und -neigung für die Schneeverteilung wird in den meisten Modellansätzen erst in der Abbauphase berücksichtigt (vgl. BLÖSCHL/

KIRNBAUER 1992; ROHRER 1992). Zudem muß für niedrigere Lagen von einer deutlichen Verminderung des Einflusses der Hangexposition auf die Variabilität der Schneeverteilung ausgegangen werden (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976). Entsprechend ist der Einfluß der Hangexposition und -neigung auf die Schneeakkumulation in vielen Modellierungsansätzen nur indirekt berücksichtigt (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; BRAUN 1985; BLÖSCHL/ KIRNBAUER 1992; MARTINEC ET AL. 1994b). Zu den topographischen Einflußfaktoren auf die Schneeverteilung zählen neben der Geländehöhe sowie Hangexposition und -neigung auch kleinräumigere Geländeausprägungen wie Mulden-, Kuppen- und Hangfußlagen. Aufgrund der Problematik der Erfassung dieser Merkmale im Einzugsgebietsmaßstab werden sie in den meisten Modellansätzen vernachlässigt (vgl. BRAUN 1985; RACHNER/MATTHÄUS 1984).

Im vorliegenden Simulationsansatz wird die Erfassung der Schneeverteilung ebenfalls über die Operationalisierung von Geländeeigenschaften angestrebt (vgl. BLÖSCHL 1990; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992). Als vorbereitender Arbeitsschritt wird dafür eine sorgfältige Gebietsunterteilung nach Geländeeigenschaften empfohlen. Insbesondere ist eine Gebietsdiskretisierung nach Geländehöhe und immergrünen Waldbeständen vorzunehmen. Bei der Ermittlung der Schneeverteilung mit dem Schneemodul SMiM sind für die Berücksichtigung dieser Gebietsmerkmale die modelltechnischen Grundlagen geschaffen. Anzumerken ist, daß SMiM auch ohne diese Unterteilungen anwendbar ist. Bei der Auswertung der Ergebnisse sollte jedoch der verminderte Anpassungsgrad an das Untersuchungsgebiet berücksichtigt werden.

Die Einflußnahme der Geländehöhe auf die Schneeverteilung wird hier über eine bereits durch das *ACRU*-Modell erfolgende Temperaturanpassung mit der Höhe vorgenommen. Ausgehend von der Geländehöhe der Temperaturmeßstation wird dabei über benutzerdefinierte Gradienten  $T_{max_{LR}}$  und  $T_{min_{LR}}$  eine Temperaturabnahme mit der Geländehöhe ermittelt (vgl. SCHULZE ET AL. 1995; SMITHERS/SCHULZE 1995). Diese Temperaturanpassung sorgt in höhergelegenen Gebietsteilen für einen erhöhten Schneeanteil am Gesamtniederschlag.

Aufgrund des hohen Flächenanteils auch von immergrünen Waldbeständen in den mitteleuropäischen Mittelgebirgen wird für eine angepaßte Schneeakkumulationsbestimmung der Wald als Einflußfaktor auf die Schneeverteilung explizit berücksichtigt. Laubwaldbestände sowie lichte Bestände mit einem Bedeckungsgrad  $< 60\%$  werden für die Schneeakkumulation dagegen nicht gesondert behandelt. Dies beinhaltet für ausgewiesene Waldgebiete eine dezidierte Berücksichtigung der Schneeeinterzeption und die Bilanzierung zweier vertikal verknüpfter separater Schneespeicher auf den Baumkronen und am Boden.

#### 5.3.7.1.1 Struktureller Aufbau des Submoduls AKKU

Das Submodul AKKU setzt sich aus sechs Subroutinen zusammen, die die Prozesse des Schneedeckenaufbaus auf Baumkronen und am Boden erfassen. Das Flußdiagramm A4 in Anhang A bietet einen schematischen Überblick über die Struktur des Submoduls.

Bei Ausweisung eines Waldgebiets werden primär die Routinen zur Interzeptionsberechnung aufgerufen. Danach erfolgen die Bilanzierungen für den Bodenschneespeicher. In Waldgebieten kann dabei der Bestandsniederschlag,  $N_{wald}$ , um abtropfende Schmelz- oder Überschußwasser erweitert werden. Zusammen mit dem erweiterten Bestandsniederschlag werden zudem umverteilte feste Bestandteile aus dem Interzeptionsschneespeicher in die Bilanzierung des Bodenschneespeichers einbezogen. Es wird von einer maximalen Schneeeinterzeptionskapazität ausgegangen, bei deren Überschreiten die Umverteilungen vom Interzeptions- zum Bodenschneespeicher stattfinden. Die Abschätzung der maximalen Schneeeinterzeptionskapazität,  $SNI_{CAP}$  (mm), erfolgt dabei als Funktion des Bedeckungsgrads,  $CC_{FOR}$  (%), und eines bestandsspezifischen Faktors,  $SN_{CAPI}$ , so daß gilt:

$$SNI_{CAP} = SN_{CAPI} * CC_{FOR}$$

Sowohl der bestandsspezifische Faktor,  $SN_{CAP}$ , als auch der monatlich variierbare Bedeckungsgrad,  $CC_{FOR}$ , sind benutzerdefinierte Variablen, die für jedes Teilgebiet individuell angepaßt werden können.

Alle in diesem Simulationsansatz zur Erfassung des Schneedeckenaufbaus vorgenommenen Wasserhaushaltsbilanzierungen des Interzeptions- sowie des Bodenschneespeichers sind an das Konzept der Rückhaltefähigkeit der Schneedecke für freies Wasser ("water retention concept") angelehnt (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992). Die im einzelnen auf die beiden Speicher angewendeten Berechnungsansätze variieren in Abhängigkeit von der Niederschlagszusammensetzung und der Existenz einer bestehenden Schneebedeckung.

Im folgenden werden die Grundzüge der sechs Routinen des Submoduls AKKU kurz dargestellt.

### *Subroutine ONINT*

Die Subroutine ONINT erfaßt den Effekt von Regen,  $N_R$ , bzw. Regenanteilen von Mischniederschlägen,  $N_{MR}$ , auf den bereits existierenden Interzeptionsschneespeicher,  $HWE_{INT}$ . Ist die verfügbare Retentionskapazität des Speichers für freies Wasser,  $(RCI_{max} - RCI)$ , höher als der Niederschlagseintrag, wird der aktuelle Gehalt flüssigen Wassers des Interzeptionsspeichers,  $RCI$ , durch die Höhe der einkommenden Niederschläge erhöht. Wird die Retentionskapazität des Speichers für freies Wasser,  $RCI_{max}$ , jedoch überschritten, wird das Überschußwasser dem Bestandsniederschlag,  $N_{wald}$ , zugerechnet. In beiden Fällen wird der vorhandene Wassergehalt im Hinblick auf eine Überschreitung der maximalen Interzeptionskapazität,  $SNI_{CAP}$ , überprüft. Gegebenenfalls werden sodann proportional zum bestehenden Verhältnis der flüssigen und festen Bestandteile des Interzeptionsschnees Überschußwasser und Schneepartikel zum Bodenschneespeicher umverteilt. Daraufhin sind die Kennwerte des Interzeptionsschneespeichers,  $HWE_{INT}$ ,  $RCI_{max}$  und  $RCI$ , an die Speicheränderung anzupassen.

### *Subroutine RAINIF*

Mittels der Subroutine RAINIF können jene Situationen berücksichtigt werden, in denen es bei noch vorhandener Schneebedeckung am Boden zu Regenniederschlägen auf schneefreie Baumkronen kommt. Die Routine greift das jeweils im Trägermodell verwendete Verfahren zur Interzeptionsberechnung von Regen auf. Im vorliegenden Fall wird die ursprünglich für landwirtschaftliche Kulturen entwickelte Methode nach VON HOYNINGEN-HUENE (1983) angewendet, die im *ACRU*-Modell auch für Waldgebiete zum Einsatz kommt. Danach wird die potentielle Regeninterzeption,  $I_R$  (mm), als Funktion des Blattflächenindex,  $LAI$ , und der Niederschlagshöhe,  $N_{R/MR}$  (mm) ermittelt (vgl. Abschnitt 4.2.1 sowie SCHULZE ET AL. 1995). Der pro Zeitschritt verwendete Blattflächenindex,  $LAI$ , wird modellintern aus einem auf täglicher oder monatlicher Basis eingegebenen benutzerdefinierten Abschätzungsparameter,  $LAI_{TAG}$  bzw.  $LAI_{MO}$ , ermittelt. Nach dieser Methode wird auch davon ausgegangen, daß die Hälfte des Interzeptionswasser innerhalb eines Berechnungszeitschritts direkt in die Atmosphäre rückverdunstet wird (vgl. SCHULZE ET AL. 1995). Der nicht an den Baumkronen zurückgehaltene Niederschlag geht als Bestandsniederschlag,  $N_{wald}$ , in die Bilanzierung des Bodenschneespeichers ein.

### *Subroutine SNOINT*

Die Modulroutine SNOINT ermittelt für Waldgebiete die Interzeption von reinen Schneeniederschlägen bzw. Schneeanteilen von Mischniederschlägen an den Baumkronen. Dabei wird sowohl die Speicheraufstockung bei vorhandener Schneebedeckung als auch die Interzeption von Neuschnee im bislang schneefreien Kronenraum erfaßt. In Anlehnung an ein Verfahren nach BRAUN (1985) wird hier die effektive Schneeeinterzeption,  $I_S$  (mm), unter Verwendung des benutzerdefinierten Bedeckungsgrads,  $CC_{FOR}$  (%), und in Abhängigkeit von der Schneeniederschlagshöhe,  $N_S$  (mm), hergeleitet. BRAUN (1985) beschreibt mit seinem Ansatz deutlich höhere Werte für die Schneeeinterzeption als bei gleicher Niederschlagshöhe für die Regeninterzeption anzunehmen wären. Im Vergleich zu den Feststellungen

von CALDER (1990) sowie POMEROY ET AL. (1998b) zur maximalen Schneeeinterzeption muß der BRAUN'sche Berechnungsansatz jedoch als moderat bezeichnet werden. Die empirische Schneeeinterzeptionsgleichung nach BRAUN (1985) lautet wie folgt:

$$I_S = 0.25 * CC_{FOR} * \arctan(N_S / 50)$$

Wie auch der graphischen Darstellung in Abbildung 5.3.4 zu entnehmen ist, impliziert diese prozeßorientierte Interzeptionsroutine eine zunehmende Interzeptionseffizienz mit steigendem Bedeckungsgrad und eine leicht abnehmende Effizienz mit steigender Niederschlagshöhe.

Für den Fall einer bereits im Vorfeld vorhandenen Schneebedeckung der Baumkronen ist einzu-räumen, daß der bis zu einem gewissen Grad interzeptionsfördernde Clustereffekt des Interzeptions-schnees hier vernachlässigt werden muß (vgl. POMEROY ET AL. 1998a).

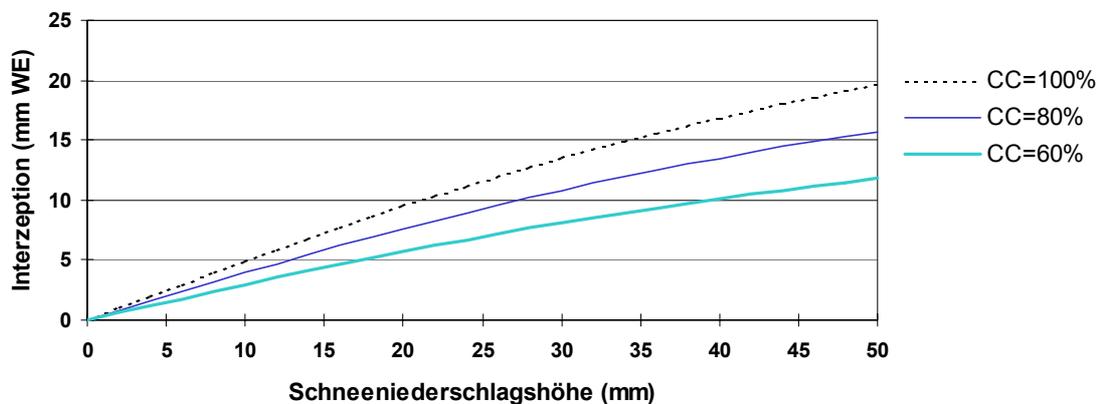


Abbildung 5.3.4: Schneeinterzeption an den Baumkronen als Funktion des Bedeckungsgrads und der Schneeniederschlagshöhe (vgl. BRAUN 1985).

Bei einer primären Schneebedeckung der Baumkronen durch Schnee entspricht der zurückgehaltene Neuschnee,  $I_S$  (mm), dem Interzeptionsschneespeicher,  $HWE_{INT}$  (mm), so daß gilt:

$$HWE_{INT} = I_S \quad \text{für } HWE_{INT\_alt} = 0.0$$

Im Kronenraum zurückgehaltene Regenanteile von Mischniederschlägen werden dabei als flüssige Schneedeckenbestandteile,  $RCI$ , in den neuen Interzeptionsschneespeicher integriert. Wird die Retentionskapazität des Neuschnees für flüssiges Wasser,  $RCI_{max}$ , überschritten, kommt es zu Umverteilungen flüssiger Speicherbestandteile zur Bodenschneedecke. Bestehen dagegen Ablagerungen gefrorenen Interzeptionswassers auf den Baumkronen werden die Eispartikel vereinfachend als Beitrag zur Schneefraktion des Interzeptionsspeichers verstanden. Veränderte Adhäsionsverhältnisse bei der Schneeablagerung durch mögliche Eisschichten auf den Baumkronen können nicht berücksichtigt werden.

Für die Aufstockung eines bereits existierenden Interzeptionsschneespeichers,  $HWE_{INT\_alt}$  (mm), durch die Interzeption von Neuschnee,  $I_S$  (mm), gilt die einfache Beziehung

$$HWE_{INT} = HWE_{INT\_alt} + I_S \quad \text{für } HWE_{INT\_alt} > 0.0.$$

Sowohl bei der primären Schneeinterzeption als auch bei der Aufstockung eines vorhandenen Interzeptionsschneespeichers wird überprüft, ob die maximale Interzeptionkapazität des jeweiligen Bestands,  $SNI_{CAP}$ , überschritten ist. Gegebenenfalls werden wiederum feste und flüssige Schneedeckenanteile proportional zum Bodenschneespeicher umverteilt.

Nach allen Umverteilungsprozessen zum Bodenschneespeicher werden die Kennwerte des Interzeptionsschneespeichers,  $HWE_{INT}$ ,  $RCI_{max}$  und  $RCI$ , an den veränderten Wasserhaushaltsstatus angepaßt.

### Subroutine *ONSURF*

Die Subroutine *ONSURF* erfüllt für den Bodenschneespeicher die gleiche Funktion wie die Subroutine *ONINT* für den Interzeptionsschneespeicher. Dabei wird für einen vorhandenen Schneespeicher am Boden,  $HWE_B$ , der Beitrag von Regenniederschlägen zum Wasserhaushalt der Schneedecke bilanziert. In Freilandgebieten setzt er sich aus reinen Regenniederschlägen,  $N_R$ , und dem Regenanteil von Mischniederschlägen,  $N_{MR}$ , zusammen. In Waldgebieten entspricht der Regeneintrag dem Bestandsniederschlag,  $N_{wald}$ , der bereits durch den Einbezug der Interzeptionsverluste gegenüber dem an den Baumkronen einkommenden Regenniederschlag,  $N_R$  bzw.  $N_{MR}$ , reduziert ist. Wird die verfügbare Retentionskapazität des Bodenschneepakets für freies Wasser,  $(RC_{max} - RC)$ , durch den Regeneintrag überschritten, wird das Überschußwasser,  $N_{\bar{u}}$ , aus der Schneedecke entlassen.  $N_{\bar{u}}$  wird als Beitrag zum Nettoniederschlagsaufkommen des Gebiets,  $N_{netto}$ , verstanden und wird damit noch innerhalb des gleichen Bilanzierungszeitschritts abflußwirksam.

### Subroutine *RAINI*

Die Subroutine *RAINI* wird nur in Freilandgebieten aufgerufen und ermittelt die Interzeption des Regenanteils von Mischniederschlägen am Boden bevor es zur Ansammlung einer Schneedecke kommt. Analog zur Regeninterzeptionsroutine an den Baumkronen (*RAINIF*) wird hier das Verfahren nach VON HOYNINGEN-HUENE (1983) zur Berechnung der potentiellen Interzeption angewendet. Für nähere Ausführungen dazu sei auf den vorangegangenen Abschnitt *Subroutine RAINIF* sowie auf die Veröffentlichungen von SCHULZE ET AL. (1995) und BRECHTEL/V.HOYNINGEN-HUENE (1979) verwiesen. Bei Niederschlägen, die die potentielle Interzeption der jeweiligen Vegetation bzw. Bodenoberfläche übertreffen, wird das Überschußwasser,  $N_{\bar{u}}$ , als Beitrag zum Nettoniederschlag,  $N_{netto}$ , abflußwirksam.

### Subroutine *SNOAKK*

*SNOAKK* ist als Hauptroutine des Submoduls *AKKU* zu bezeichnen. An dieser Stelle wird die Aufstockung eines Altschneespeichers am Boden bzw. die primäre Akkumulation einer Neuschneedecke erfaßt. Dabei wird sowohl eine Bilanzierung der physikalischen Schneedeckenkennwerte Schneedichte und Schneehöhe als auch des Wasserhaushalts durchgeführt. Zunächst wird mittels des Verfahrens nach KUCHMENT ET AL. (1983 in VEHVILÄINEN 1992) die initiale Dichte, ( $g/cm^3$ ), in Abhängigkeit von der mittleren Lufttemperatur errechnet (vgl. Abschnitt 5.3.5). Über die Dichte,  $\rho_{si}$ , und die Höhe der Schneeniederschläge im Freiland,  $N_S$  (mm), bzw. des Schneebestandsniederschlags,  $N_{Swald}$  (mm), ist die initiale Schneehöhe der Neuschneedecke am Boden,  $HS_{neu}$  (cm), zu bestimmen, so daß gilt:

$$\begin{aligned} HS_{neu} &= N_S / \rho_{si} * 0.1 && \text{für Freilandgebiete} \\ HS_{neu} &= N_{Swald} / \rho_{si} * 0.1 && \text{für Waldgebiete} \end{aligned}$$

Das Wasseräquivalent der Neuschneedecke,  $HWE_{B\_neu}$  (mm), ergibt sich direkt aus der Schneeniederschlagshöhe,  $N_S$  bzw.  $N_{Swald}$  (mm) mit

$$\begin{aligned} HWE_{B\_neu} &= N_S && \text{für Freilandgebiete und} \\ HWE_{B\_neu} &= N_{Swald} && \text{für Waldgebiete.} \end{aligned}$$

Die maximale Rückhaltekapazität der Neuschneelage,  $RC_{max\_neu}$  (mm), kann entsprechend über den benutzerdefinierten Anfangswert,  $SN_{RC}$ , und das Wasseräquivalent,  $HWE_{B\_neu}$ , in der folgenden Weise festgelegt werden:

$$RC_{\max\_neu} = SN_{RC} * HWE_{B\_neu}$$

Liegt keine Altschneebedeckung vor, werden die möglicherweise im Vorfeld auf der Bodenoberfläche abgelagerten Regenanteile aus Misch- oder Bestandsniederschlägen (vgl. *Subroutine RAINI*) als aktuelles Retentionswasser,  $RC_{neu}$ , der Neuschneedecke verstanden. Bei Überschreitung der kalkulierten maximalen Rückhaltekapazität,  $RC_{\max\_neu}$ , wird das Überschußwasser,  $N_{\dot{u}}$ , als Beitrag zum Nettoniederschlagsaufkommen,  $N_{\text{netto}}$ , aus der Schneedecke entlassen und die Schneedeckenkennwerte an den neuen Speicherstatus angepaßt.

Besteht bereits eine Altschneedecke vor der Ansammlung des Neuschnees wird in Abhängigkeit von der Mächtigkeit der beiden Schneelagen differenziert, ob sie im weiteren Verlauf der Kalkulationen getrennt oder zusammengefaßt bilanziert werden sollen. Beläuft sich die Gesamtschneemächtigkeit des alten und neuen Schneepakets auf weniger als 5 cm oder aber die Mächtigkeit der neuen Schneelage auf weniger als 1 cm, werden die beiden Schneesichten zusammengefaßt (vgl. ROHRER 1992). In den folgenden Berechnungen des Bilanztags werden sie als einzelner Schneespeicher,  $HWE_B$ , behandelt der eine homogene (gewichtet gemittelte) Dichteverteilung,  $\rho_s$ , und eine einheitliche maximale sowie aktuelle Retention,  $RC_{\max}$  bzw.  $RC$ , aufweist. Bei einer Schneemächtigkeit  $\geq 5$  cm haben für die weiteren Berechnungen innerhalb des Bilanztags zwei separate Schneespeicher,  $HWE_{B\_neu}$  und  $HWE_{B\_alt}$ , bestand. Für beide Speicher werden jeweils verschiedene Schneedichten ( $\rho_{s\_neu}$ ,  $\rho_{s\_alt}$ ), Schneehöhen ( $HS_{neu}$ ,  $HS_{alt}$ ) und Retentionskennwerte für flüssiges Wasser ( $RC_{neu}$ ,  $RC_{\max\_alt}$ ,  $RC_{neu}$ ,  $RC_{\max\_alt}$ ) angenommen.

Durch die dargestellten Algorithmen und Bilanzierungsmethoden werden jeweils durchschnittliche Schneeakkumulationswerte pro (Teil-) Gebiet ermittelt, die dann für die gesamte (Teil-) Gebietsfläche eine geschlossene, durchbrochene oder keine Schneebedeckung ausweisen.

### 5.3.7.2 Schneedeckenentwicklung – Subroutinen REFRE, METAW, META

Unter Schneedeckenentwicklung wird an dieser Stelle die dynamische schneedeckeninterne Metamorphose von Schneekristallen und –lagen verstanden. Dabei wird der Umwandlungsprozeß der Schneedecke im Hinblick auf strukturelle und nicht auf energetische Zusammenhänge betrachtet.

Die dynamische Umbildung einer Schneedecke erfolgt in Abhängigkeit von einer Reihe interdependenter komplexer Prozesse, die wiederum dem Einfluß einer Vielzahl von äußeren und schneedeckenimmanenten Faktoren unterliegen (vgl. DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Äußere Einflußfaktoren auf jede Umbildung sind unter anderem die Lagerungszeit sowie topographische Geländeeigenschaften. Lufttemperatur, Luftfeuchte und der Wind fungieren zudem als Energielieferanten für die Schneelumwandlungsprozesse (BLÖSCHL ET AL. 1987; RACHNER ET AL. 1997; GUDE 1997). Zu den schneedeckenimmanenten Faktoren zählt vor allem der Vernässungsgrad des Schnees, der durch Schmelze oder den von außen eingetragenen Regen bestimmt wird (DINGMAN 1994; SINGH ET AL. 1998). Daneben wirken sich die Schneedeckenmächtigkeit und -schichtung auf die Metamorphose eines Schneepakets aus (vgl. MARTINEC/RANGO 1991). Vereinfachend können bei der Schneedeckenumbildung temperaturabhängige, hygrische und primär zeitabhängige Prozesse unterschieden werden (vgl. NAKAWO/HAYAKAWA 1998).

Als grundsätzliches Ergebnis jeder Umbildung kommt es zu schneedeckeninternen strukturellen Veränderungen, die sich vor allem in einer Schneedeckenverdichtung, einer Verminderung der Wasserhaltefähigkeit sowie einer Steigerung der Schmelzbereitschaft des Schneepakets ausdrücken (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; ROHRER 1992; GRAY/PROWSE 1993; RANGO ET AL. 1996a/b; GUDE 1997; RACHNER ET AL. 1997; NAKAWO/HAYAKAWA 1998).

Die komplexen dynamischen Umbildungsprozesse der Schneedeckenstruktur sind in der Regel nicht direkt zu bestimmen (vgl. DINGMAN 1994). In vielen nicht energetisch basierten Simulationsansätzen wird die aktuelle Schneedichte deshalb als komplexer Informationsträger für den Umbildungsgrad einer Schneedecke herangezogen (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; MARTINEC ET AL. 1994b; RANGO/MARTINEC 1995). In anderen Untersuchungen wird jedoch die Operationalisierbarkeit des Zusammenhangs zwischen Schneedichte und Retentionsfähigkeit für die Modellierung in Frage gestellt (vgl. BRAUN 1985).

An dieser Stelle werden vereinfachend die folgenden drei Teilprozesse für die modelltechnische Umsetzung der Schneedeckenentwicklung unterschieden:

- Die rein zeitabhängige Setzung der Schneedecke;
- die vernässungsbedingte Verdichtung und dynamische Verminderung der Retentionsfähigkeit;
- das Auftreten von Regelationsprozessen.

Die Simulation der Umwandlungsphase erfolgt somit im Bezug zu einer zeitabhängigen Veränderung der Schneedichte und einer dynamischen Verminderung der Wasserhaltefähigkeit des Schneepakets bei Vernässung (vgl. RACHNER/MATTHÄUS 1984; BRAUN 1985; MARTINEC/RANGO 1991; ROHRER 1992).

Für die Erfassung dieser Metamorphoseprozesse werden im vorliegenden Simulationsansatz die drei Subroutinen REFRE, META und METAW eingeführt. Teilweise sind in den Routinen gesonderte Verfahren für den Interzeptions- und den Bodenschneespeicher vorgesehen. So werden Verminderungen der Retentionsfähigkeit auch für den an den Baumkronen abgelagerten Schnee anhaltsmäßig einkalkuliert. Grundsätzlich können jedoch für den Interzeptionsschneespeicher keine Dichtewerte ermittelt werden (vgl. CALDER 1990; NAKAI ET AL. 1994; POMEROY ET AL. 1998). Alle drei Subroutinen werden vom Hauptmodul SMiM nach Bedarf aufgerufen (vgl. Flußdiagramm A3 in Anhang A).

#### *Berücksichtigung des Wiedergefrierens flüssiger Schneedeckenbestandteile - Subroutine REFRE*

Regelation beschreibt den schneedeckeninternen Prozeß des Gefrierens von flüssigen Schneedeckenbestandteilen im Wechsel mit Schmelzprozessen von Eispartikeln (vgl. BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Gerade für den Mittelgebirgsraum, in dem die Tageslufttemperaturen häufig um den 0°C-Grenzwert schwanken muß von einer hohen Regelationsfrequenz ausgegangen werden (vgl. HERRMANN/RAU 1984; WOHLRAB ET AL. 1992; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Die Regelation bewirkt eine beschleunigte Kristalldeformation und Schneedeckensetzung. Zudem kommt es durch Wiedergefrieren zur Reduktion der flüssigen Bestandteile einer Schneedecke, die kurzzeitige Verzögerungen des Schmelzwasserabflusses bedingen (vgl. VEHVILÄINEN 1992; KATTELMANN 1986; KATTELMANN 1998). Aufgrund der Annahme eines isothermen Zustands des Schneepakets muß im vorliegenden Modellansatz die Entwicklung von schneedeckeninternen Eislagen durch das Gefrieren von Retentionswasser vernachlässigt werden (vgl. GUDE 1997; SINGH ET AL. 1998).

Im Kontext des hier angewendeten Wasserrückhaltekonzepts für die Massenbilanzierung des Schneepakets, werden mittels der modelltechnischen Berücksichtigung des Wiedergefrierens implizite Auswirkungen auf die Verzögerung des Schmelzwasseraustritts aus der Schneedecke einbezogen. Dafür wird das Wiedergefrieren flüssigen Wassers in der Schneedecke anhand eines modifizierten Ansatzes nach ANDERSON (1973 in BRAUN 1985) ermittelt. In diesem Verfahren wird die potentielle Höhe wiedergefrorenen Porenwassers einer Freilandschneedecke,  $SN_{RF}$  (mm), als ‚negative Schmelzhöhe‘ verstanden und analog zur Berechnung des Schmelzaufkommens sowie mit Hilfe eines Frostkoeffizienten,  $C_{RF}$ , ermittelt (vgl. BRAUN 1985). Dabei werden der empirische Frostkoeffizient,  $C_{RF}$ , und der benutzerdefinierte Schmelzfaktor,  $SN_{MC}$ , in der folgenden Weise in Beziehung zur Tagesmitteltemperatur,  $T_0$  (°C), und dem ebenfalls benutzerdefinierten kritischen Temperaturgrenzwert,  $TM_{CRIT}$  (°C), gesetzt:

$$SN_{RF} = C_{RF} * (SN_{MC} * (T_0 - TM_{CRIT}))$$

Die Zuweisung für den Frostkoeffizienten,  $C_{RF}$ , erfolgt in Anlehnung an BRAUN (1985) modellintern und wird auf den empirisch ermittelten Wert von 0.5 festgelegt. Zur Vermeidung einer unübersichtlichen Anzahl von Modulparametern sind die benutzerdefinierten Parameter  $SN_{MC}$  und  $TM_{CRIT}$  identisch mit den für die Schmelzberechnungen verwendeten Eingabevariablen.

Bei der Ermittlung der aktuellen Höhe wiedergefrorenen Wassers in der Schneedecke wird einschränkend davon ausgegangen, daß der Frost lediglich in die oberen 5 cm des Schneepakets eingreift. Somit wird die Höhe des Retentionswassers in den oberen Zentimetern des Schneepakets mit der potentiellen Höhe wiedergefrorenen Wassers in Beziehung gesetzt, um die aktuelle Reduktion der flüssigen Schneedeckenbestandteile zu berechnen. Dieses Verfahren bezieht sich jedoch allein auf Freilandschneedecken. Das Wiedergefrieren unter Wald wird aufgrund der Kronenabschirmung als vernachlässigbar eingestuft (vgl. HASHIMOTO ET AL. 1994). Auf den Baumkronen ist zwar von einer hohen Regelationsfrequenz auszugehen, deren Auftreten jedoch anderen energetischen Gesetzmäßigkeiten unterliegt, die durch den vorliegenden Ansatz nicht zu berücksichtigen sind (vgl. ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984; BRAUN 1985).

Die modelltechnische Berücksichtigung des Wiedergefrierens wird innerhalb eines täglichen Berechnungszeitschritts als primärer Prozeß verstanden, der allen weiteren Aufbau-, Entwicklungs- und Ablationsprozessen vorgeschaltet ist. Dies ist dadurch zu begründen, daß im täglichen Maßstab von einer potentiellen Frostphase in den frühen Morgenstunden ausgegangen wird, in der es zum Gefrieren flüssiger Bestandteile in der Schneedecke kommen kann (vgl. KATTELMANN 1986). Die Subroutine REFRE wird bei Tagesmitteltemperaturen,  $T_0$ , unterhalb des kritischen Temperaturwerts,  $TM_{CRIT}$ , vom Hauptmodul SMiM aufgerufen wird (vgl. Flußdiagramm A3, Anhang A).

#### *Berücksichtigung der Schneedeckensetzung in Abhängigkeit von der Zeit - Subroutine META*

Die Setzung der Schneedecke mit der Lagerungsdauer wird als ein grundlegender Entwicklungsprozeß eines Schneepakets beschrieben (vgl. BRAUN 1985; RACHNER/MATTHÄUS 1984; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991; ROHRER 1992; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RACHNER ET AL. 1997). MARTINEC/RANGO (1991) betrachten den Faktor Zeit sogar als dominant gegenüber allen anderen Einflußfaktoren auf die Schneedeckenumwandlung. Ursprünglich zur Ermittlung des maximalen Wasseräquivalents innerhalb einer Schneebedeckungsphase entwickelte MARTINEC (1956 in MARTINEC/RANGO 1991) eine vielfach angewendete empirische Funktion, mit deren Hilfe die kontinuierliche Setzung der Schneedecke mit der Zeit nachvollzogen werden kann (vgl. BRAUN 1985; ROHRER 1992; VEHVILÄINEN 1992; MARTINEC ET AL. 1994b). Dabei operationalisiert er die Schneehöhenverminderung mit der Zeit durch eine dynamische Erhöhung von Neuschneedichten.

Für die Berücksichtigung einer kontinuierlichen Setzung und damit Verdichtung der Schneedecke im Laufe einer Schneebedeckungsphase kommt auch im vorliegenden Modellansatz die leicht modifizierte empirische Setzungsmethode nach MARTINEC (1956 in MARTINEC/RANGO 1991) zur Anwendung. Dabei wird von der initialen Schneedichte bei der Bildung einer Neuschneeauflage,  $\rho_{si}$ , ausgegangen, die pro Zeitschritt  $n$  (in der Regel Tage) erhöht wird, so daß die aktuelle Dichte,  $\rho_{sL}$ , der betreffenden Schneelage in der folgenden Weise ermittelt werden kann:

$$\rho_{sL} = \rho_{si} * (n+1)^{0.3}$$

mit:  $\rho_{sL}$  = Schneedichte einer Schneelage ( $g/cm^3$ )  
 $\rho_{si}$  = initiale Schneedichte bei der Ablagerung ( $g/cm^3$ )  
 $n$  = Anzahl der Tage nach der Schneeablagerung

Bei einer initialen Schneedichte,  $\rho_{si}$ , von  $0.1 \text{ g/cm}^3$  ergibt sich somit im Verlauf einer Schneebedeckungsphase von 10 Tagen Länge die in Abbildung 5.3.5 dargestellte exemplarische Dichteentwicklung einer Schneelage.

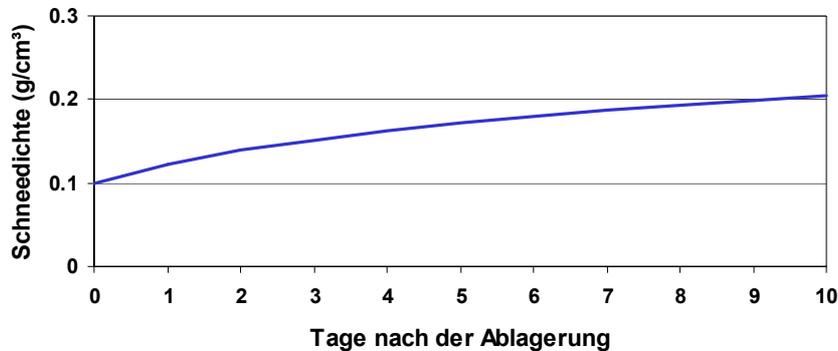


Abbildung 5.3.5: Kontinuierliche Dichteentwicklung einer Schneelage in Abhängigkeit von der Lagerungsdauer (erstellt nach MARTINEC 1956 in MARTINEC/RANGO 1991).

Während den Berechnungen nach MARTINEC (1956 in MARTINEC/RANGO 1991) in der Regel ein initialer Dichtewert von  $0.1 \text{ g/cm}^3$  zugrundeliegt, wird im vorliegenden Simulationsansatz ein durch das Submodul AKKU in Abhängigkeit von der Lufttemperatur bestimmter variabler initialer Dichtewert herangezogen (vgl. Abschnitte 5.3.5.2 und 5.3.7.1.1).

Existiert für den Berechnungstag eine zweischichtige Schneedecke, werden bei der Ermittlung des Setzungsprozesses für die obere Neuschneesicht und die untere Altschneesicht abweichende initiale Dichtewerte verwendet. Zudem wird von einer differierenden Anzahl von Lagerungstagen ausgegangen, so daß sich die aktuellen Dichten der beiden Schneelagen in der Regel unterscheiden. Die Ermittlung der Gesamtschneedichte,  $\rho_s$ , erfolgt schließlich über die gewichtete Mittelung der aktuellen Schneedichten in den beiden möglichen Schneelagen. Bei der Zusammenfassung der beiden möglichen Schneesichten am Ende eines Berechnungstags wird aus den jeweiligen initialen Dichtewerten ein gewichteter Mittelwert hergeleitet, der im folgenden Simulationszeitschritt für die weitere Setzungsberechnung des Schneepakets herangezogen werden kann. Aus den berechneten Schneedichtewerten,  $\rho_s$ , kann schließlich unter Verwendung der ebenfalls durch das Modell erfaßten Schneewasseräquivalente die jeweils aktuelle Schneehöhe des Schneepakets hergeleitet werden.

Dem Flußdiagramm A6 in Anhang A ist die Ablaufstruktur der Setzungsroutine META zu entnehmen.

Die zeitabhängige Setzung der Schneedecke wird im Laufe einer Schneebedeckungsphase kontinuierlich vorgenommen. Entsprechend wird die Subroutine META für jeden Berechnungszeitschritt vom Hauptmodul SMiM aufgerufen, solange im jeweiligen Teilgebiet ein Schneedeckenspeicher existiert (vgl. Flußdiagramm A3, Anhang A).

Nach ROHRER (1992) weist die MARTINEC'sche Setzungsroutine Defizite in Schmelzphasen auf; Unter Schmelzbedingungen komme es in den meisten Fällen zu deutlichen Unterschätzungen der tatsächlichen Verdichtung. Demnach bedarf es der gesonderten Berücksichtigung von Schmelzphasen bei der Ermittlung der Verdichtung, die im vorliegenden Simulationsansatz mittels der Subroutine METAW erfolgt.

### Verdichtung und Verminderung der Retentionsfähigkeit durch Vernässung – Subroutine METAW

Bei häufig um den Gefrierpunkt schwankenden Lufttemperaturen ist eine verstärkte Vernässung der Schneedecke durch Schmelzprozesse sowie Regen- und Mischniederschläge zu erwarten. Vernässung sorgt sowohl für eine beschleunigte Verdichtung als auch für eine erhöhte Deformation von Schneekristallen (vgl. KATTELMANN 1986; ROHRER 1992; DINGMAN 1994; SINGH ET AL. 1998). Dies führt zu einer dynamischen Verminderung der Retentionskapazität der Schneedecke für flüssiges Wasser und zu einer beschleunigten Wasserabgabe aus der Schneedecke (vgl. KATTELMANN 1986; DINGMAN 1994; SINGH ET AL. 1998).

Im vorliegenden Simulationsansatz wird in Schmelzsituationen die Subroutine METAW durch das Hauptmodul SMiM aufgerufen. Dabei wird das Eintreten einer Schmelzsituation mit Hilfe einer einfachen Beziehung der aktuellen Tagesmitteltemperatur,  $T_0$  (°C), und eines benutzerdefinierten kritischen Temperaturwerts,  $TM_{CRIT}$  (°C), bestimmt. Somit handelt es sich bei

$$T_0 \geq TM_{CRIT}$$

um eine Schmelzsituation, während

$$T_0 < TM_{CRIT}$$

nicht zum Aufruf der Subroutine METAW führt (vgl. Abbildung 5.3.3).

Im Rahmen der Subroutine METAW wird in Abhängigkeit vom Sättigungsgrad der Schneedecke primär

- eine Verminderung der Retentionskapazität und daran anknüpfend
- eine zusätzliche Verdichtung

der Schneedecke berücksichtigt.

Mit zunehmender Vernässung kommt es zu einer dynamischen **Verminderung der Retentionsfähigkeit** einer Schneedecke für flüssiges Wasser (vgl. DINGMAN 1994; SINGH ET AL. 1998). Dies beruht auf Feststellungen von COLBECK ET AL. (1979), wonach Schneedecken nach der Schmelzmetamorphose nur noch sehr geringe Kapillarkräfte aufweisen, die zu einer Wasserrückhaltung führen. Anknüpfend daran ist im Modul bei Vernässung die Verminderung der Retentionsfähigkeit der Schneedecke für flüssiges Wasser vorgesehen. Dabei werden die benutzerdefinierten Anfangswerte zur Bemessung der Wasserrückhaltekapazität einer Interzeptions- bzw. Bodenschneedecke,  $SN_{RC}$  bzw.  $SN_{RC}$ , bei Sättigung des jeweiligen Schneespeichers kontinuierlich um 5% reduziert. Somit gilt für den Interzeptionsschneespeicher,  $HWE_{INT}$ :

$$SN_{RC\_neu} = 0.95 * SN_{RC} \quad \text{für } RCI \geq RCI_{max}$$

Und für den Bodenschneespeicher  $HWE_B$ :

$$SN_{RC\_neu} = 0.95 * SN_{RC} \quad \text{für } RC \geq RC_{max}$$

mit:  $RCI / RC =$  aktueller flüssiger Wassergehalt im Interzeptions- bzw. Bodenschneespeicher (mm)  
 $RCI_{max} / RC_{max} =$  maximaler flüssiger Wassergehalt im Interzeptions- bzw. Bodenschneespeicher (mm)

$SNI_{RC\_neu} / SN_{RC\_neu} =$  neu bemessener Faktor zur Festlegung der Rückhaltekapazität relativ zu den festen Bestandteilen der Schneedecke,  $(HWE_{INT} - RCI)$  bzw.  $(HWE_B - RC)$ .

Infolge der Reduktion der Retentionskapazitätsfaktoren,  $SNI_{RC}$  bzw.  $SN_{RC}$ , kommt es ebenfalls zur Verminderung des relativ zum Wasseräquivalent,  $HWE_{INT}$  bzw.  $HWE_B$ , bestimmten maximal möglichen flüssigen Wassergehalts der Schneedecke,  $RCI_{max}$  bzw.  $RC_{max}$ . Dies führt aufgrund der bereits vorherigen Wassersättigung des Schneespeichers zur Entlassung von Überschußwasser,  $N_{üi}$  bzw.  $N_{ü}$ , aus dem jeweiligen Schneespeicher. Der Überschuß aus dem Interzeptionsspeicher,  $N_{üi}$ , geht dabei als Beitrag zum Bestandsniederschlag in die Wasserhaushaltsbilanzierungen des Bodenschneespeichers ein, während das Überschußwasser,  $N_{ü}$ , aus dem Bodenschneespeicher als Beitrag zum Netto-Niederschlagsaufkommen des Gebiets,  $N_{netto}$ , betrachtet wird. Infolge des Austritts von Überschußwasser aus der Schneedecke wird das Gebietsschneewasseräquivalent,  $HWE_G$ , reduziert, das sich aus den Schneespeichern an den Baumkronen,  $HWE_{INT}$ , und am Boden,  $HWE_B$ , zusammensetzt.

Bei Lufttemperaturen nahe bzw. über dem Gefrierpunkt sind teils sprunghafte **Verdichtungen** der Schneedecke zu beobachten (vgl. ROHRER 1992). Diese zusätzlich zur grundlegenden zeitlich bedingten Setzung auftretenden Schneeverdichtungen wird dem überlagernden und beschleunigenden Einfluß der Schneevernässung zugeschrieben. Dabei wird neben der Anreicherung von Schmelzwasser in der Schneedecke vor allem die Bedeutung der Höhe und Intensität eingetragener Regenniederschläge für eine erhöhte Verdichtung des Schneepakets betont (vgl. ROHRER 1992; RACHNER ET AL. 1997; GUDE 1997; SINGH ET AL. 1998). Gerade im Mittelgebirgsraum sind diese ‚feuchten‘ Schmelzsituationen während der gesamten potentiellen Schneeperiode zu beobachten (vgl. Abschnitt 5.1; ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984; HERRMANN/RAU 1984; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Im vorliegenden Simulationsansatz wird in Anlehnung an ROHRER (1992) ein empirisch ermittelter additiver Term,  $a_{SD}$  [ $g/cm^3$ ], eingeführt, der die Schneedecke bei Wassersättigung ( $RC = RC_{max}$ ) zusätzlich zur kontinuierlichen Setzung verdichtet. Da die kontinuierlich berechnete Verdichtung mit der Zeit auf einer Erhöhung der initialen Schneedichte vom Zeitpunkt der Ablagerung an aufbaut, zielt auch die folgende Maßnahme auf die Anhebung der jeweils aktuellen initialen Schneedichte,  $\rho_{si}$  [ $g/cm^3$ ], ab. Auf diese Weise wird es ermöglicht, die kontinuierliche Setzung der Schneedecke in der Folgezeit auf dem erhöhten Niveau fortzuführen. Es gilt:

$$\rho_{si\_neu} = \rho_{si} + a_{SD} \quad \text{für } RC = RC_{max}$$

Die Verdichtungserhöhung wird für jede mögliche Schneelage separat durchgeführt, um keine Verzerrungen bei der weiteren kontinuierlichen Setzungsermittlung herbeizuführen. Nach ROHRER (1992) wird der additive Verdichtungsterm,  $a_{SD}$ , für diese erste Modellanwendung auf den empirisch ermittelten moderaten Wert von  $0.0005 g/cm^3$  festgesetzt.

Ausgehend von der gerade für die Mittelgebirge ausgewiesenen erheblichen Bedeutung von Regenniederschlägen bzw. Regenanteilen von Mischniederschlägen für die dynamische Metamorphose abgelagerten Schnees (LEAVESLEY 1989; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET AL. 1998), wird darüberhinaus eine Verdichtung des Schneepakets nach Starkniederschlagsereignissen eingeführt. Diese Maßnahme gründet auch auf der Feststellung, daß jedes größere oder intensivere Niederschlagsereignis zu erhöhten Abflüssen und einer verstärkten Kompaktierung der Schneedecke führt (vgl. SINGH ET AL. 1998). Hinsichtlich einer Quantifizierung des Regeneinflusses auf die Schneeverdichtung, Veränderung der Wasserhaltekapazität und des Abflusses aus der Schneedecke bestehen jedoch noch Forschungsdefizite. Entsprechend sind bei der modelltechnischen Berücksichtigung der regeninduzierten Umbildungsdynamik erhebliche Vereinfachungen notwendig, die lediglich Annäherungen an den nachgewiesenen aber nicht quantifizierbaren Einfluß von Regenniederschlägen auf die

strukturelle Umbildung der Schneedecke zulassen. Da jedoch im Mittelgebirgsraum regenüberlagerte Schmelzphasen dominieren, ist der Regeneinfluß auf die Schneedeckenumbildung hier nicht zu vernachlässigen.

Im vorliegenden Simulationsansatz wird bei Regeneintrag ( $N_R$  bzw.  $N_{MR}$ ) in die Schneedecke oberhalb eines Grenzwerts,  $N_{CRIT}$ , die sprunghafte Verdichtung der Schneedecke anhand einer faktoriellen Dichteerhöhung,  $c_{SD}$ , berücksichtigt. Dabei wird ebenfalls die initiale Schneedichte,  $\rho_{si}$ , modifiziert und existierende Schneesichten separat behandelt. Somit lautet die einfache Beziehung zur Schneedeckenverdichtung durch Regeneintrag:

$$\rho_{si\_neu} = \rho_{si} + (c_{SD} * \rho_{si} * 0.01) \quad \text{für } N_R \text{ bzw. } N_{MR} > N_{CRIT}$$

Der kritische Niederschlagswert,  $N_{CRIT}$ , wird für diese erste Modelleinstellung auf eine Niederschlagshöhe von über 15 mm pro Tag festgelegt. Dieser Wert leitet sich aus Feststellungen von SINGH ET AL. (1998) sowie aus Analysen der winterlichen Niederschlagsverhältnisse in den Untersuchungsgebieten ab. Die faktorielle Dichteerhöhung,  $c_{SD}$ , wird vereinfachend an den Betrag des Niederschlagsgrenzwerts,  $N_{CRIT}$ , angelehnt und auf 0.15 festgelegt. Im vorliegenden Fall ergibt sich somit eine Erhöhung der Schneedichte,  $\rho_{si}$ , um 15%.

Die im Zuge der Subroutinen META und METAW vorgenommenen Verdichtungen der Schneedecke werden im vorliegenden Simulationsansatz zur Vermeidung von unrealistisch hohen Schneedichten durch einen Maximalwert begrenzt. Bei Schneedecken, die das ganze Jahr überdauern können extreme Dichten bis zu 0.8 g/cm<sup>3</sup> erreicht werden. Dagegen wird der Maximalwert der im Mittelgebirgsraum vorherrschenden saisonalen oder teils auch nur sporadischen Schneedecken in der Regel nicht höher als 0.5 g/cm<sup>3</sup> bemessen (vgl. GUDE 1997). RACHNER/MATTHÄUS (1984) stellen für die ost-deutschen Mittelgebirge einen Grenzwert von 0.4 g/cm<sup>3</sup> fest. Analysen von Meßdaten aus dem Thüringer Wald weisen ebenfalls auf maximale saisonale Schneedichten zwischen 0.4 und 0.5 g/cm<sup>3</sup> hin. Entsprechend wird für die vorliegende Modellanwendung ein maximaler Dichtewert,  $\rho_{smax}$ , von 0.45 g/cm<sup>3</sup> angenommen. Bei Annäherung an diesen maximalen Dichtewert kann zudem von einer nachhaltig gesteigerten Schmelzbereitschaft der Schneedecke ausgegangen werden (vgl. Abschnitt 5.3.7.3; RACHNER/MATTHÄUS 1984; RANGO/MARTINEC 1995; SINGH ET AL. 1998).

Der Programmablauf der Routine METAW ist in Flußdiagramm A7 in Anhang A dargestellt.

### 5.3.7.3 Bestimmung der Schneeschmelze – Submodul MELT

Die meisten Modellansätze zur Erfassung der Schneeschmelze basieren auf einer Energiebilanzierung des Schneepakets oder nutzen die Lufttemperatur als komplexen Informationsträger zur Ermittlung von Schmelzprozessen (vgl. GRAY/PROWSE 1993; DUNN/COLOHAN 1999). Der Schneeschmelzprozeß wird im wesentlichen durch den Netto-Wärmeaustausch des Schneepakets mit seiner Umgebung determiniert. Entsprechend muß ein energetischer Ansatz als die physikalisch korrekteste Methode zur Beschreibung der komplexen Dynamik einer schmelzenden Schneedecke angesehen werden (vgl. KUUSISTO 1980; GRAY/PROWSE 1993; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991). In vielen Untersuchungen wird aber aufgezeigt, daß temperaturbasierte Verfahren vor allem für Anwendungen im Einzugsgebietsmaßstab vergleichbar gute Ergebnisse bei deutlich geringeren Datenanforderungen erbringen können. In der anwendungsbezogenen Hydrologie werden daher bevorzugt Temperatur-Index- bzw. Grad-Tag-Faktor-Methoden zur Simulation der Schneeschmelze eingesetzt (vgl. BERGSTRÖM 1975; KUUSISTO 1980; BRAUN 1985; WMO 1986; BRAUN/LANG 1986; VEHVILÄINEN 1992; GRAY/PROWSE 1993; MARTINEC ET AL. 1994b; RANGO/MARTINEC 1995; DUNN/COLOHAN 1999). Im Basisansatz des Temperatur-Index-Verfahrens determiniert neben der Lufttemperatur ein empirisch abgeleiteter Schmelzkoeffizient die Höhe des Schmelzaufkommens. Nach FLEMMING/GURTZ (1983) erweist sich ein temperaturbasierter Ansatz speziell für den Mittelgebirgsraum als angepaßtes und

hinreichend genaues Simulationswerkzeug für die Berechnung der Schneeschmelze (vgl. BRAUN/LANG 1986; WOHLRAB ET AL. 1992).

Anknüpfend daran und in Anbetracht der eingeschränkten Verfügbarkeit detaillierter meteorologischer und schneehydrologischer Daten im Zieluntersuchungsraum wird auch im vorliegenden Simulationsansatz auf ein **erweitertes Temperatur-Index-Verfahren** zurückgegriffen. Da für die überwiegend temperierten Schneedecken der Mittelgebirgslagen vereinfachend von einem isothermen Zustand der Schneedecken ausgegangen wird, verursacht jede weitere Energiezufuhr Schmelze (vgl. DINGMAN 1994). Entsprechend wird im vorliegenden temperaturbasierten Modellansatz bei mittleren Tageslufttemperaturen,  $T_0$  (°C), über dem Gefrierpunkt bzw. oberhalb eines benutzerdefinierten kritischen Temperaturwerts,  $TM_{CRIT}$  (°C), vom Einsetzen von Schmelzprozessen ausgegangen. Somit wird das Submodul MELT bei

$$T_0 > TM_{CRIT}$$

durch das Hauptmodul SMiM aufgerufen (vgl. Flußdiagramm A3, Anhang A).

Zur Berechnung der **täglichen potentiellen Schmelzhöhe**,  $SN_{PM}$  (mm), wird wie in der folgenden Basisgleichung dargestellt, die Differenz der Tagesmitteltemperatur,  $T_0$  (°C) und des kritischen Temperaturwerts,  $TM_{CRIT}$  (°C), mit einem benutzerdefinierten monatlich variablen und standortspezifischen Schmelzfaktor,  $SN_{MC}$  (mm/°C\*d), in Beziehung gesetzt.

$$SN_{PM} = SN_{MC} * (T_0 - TM_{CRIT})$$

Durch die monatliche Anpaßbarkeit des Schmelzfaktors wird dem Benutzer eine Berücksichtigung der sich saisonal verändernden Einstrahlung und ihres Einflusses auf den Schmelzprozeß ermöglicht. Ausgehend von den benutzerdefinierten saisonalen Werten, wird der Schmelzfaktor,  $SN_{MC}$ , im Verlauf einer Schneebedeckungsphase modellintern dynamisch variiert. Über diese Variation können bei der Berechnung des Schmelzaufkommens die Implikationen von Regeneinträgen in die Schneedecke, Regelations- und Destrukturierungsprozessen sowie von Dichteveränderungen der Schneedecke implizit einbezogen werden.

Viele schneehydrologische Modellansätze zeigen Defizite bei der adäquaten Bestimmung der initialen Phase von **Schmelzwasserabflüssen** (vgl. WMO 1986; KATTELMANN 1998). Dabei ist nicht nur die Erfassung des Schmelzbegins entscheidend, sondern auch eine gute Annäherung an die Abflußverzögerungen durch Wasserperkolatation und -rückhaltung in der Schneedecke sowie durch Einzugsgebietseigenschaften (vgl. BRAUN 1985; MARTINEC ET AL 1994b; KATTELMANN 1998). Entsprechend wichtig erscheint die adäquate Simulation der Verzögerung vom Schmelzeinsatz zum Schmelzwasserabfluß. Im vorliegenden Simulationsansatz kommt es gemäß dem „water retention concept“ (vgl. BRAUN 1985; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991) erst nach Überschreitung der Retentionskapazität des Schneepakets für flüssiges Wasser zu Schmelzwasseraustritten aus der Schneedecke. Durch die dynamische Verminderung der Retention mit der Lagerungsdauer, aufgrund von Vernässung und in Abhängigkeit von Regelationsprozessen (vgl. Abschnitt 5.3.7.2) können schneedeckenspezifische Determinanten der Schmelzabflußverzögerung nachvollzogen werden. Für eine adäquate Erfassung des Volumens und der Dynamik der Schmelzwasserabflüsse im Gebiet kommt es verstärkt auf die Effizienz und Güte der Abflußkomponente des gewählten hydrologischen Trägermodells an.

Die sich dynamisch verändernde **schneebedeckte Fläche** wird durch SMiM nicht explizit erfaßt. Vielmehr wird in Anlehnung an VEHVILÄINEN (1992) davon ausgegangen, daß die zur Schmelzabflußentwicklung beitragende Fläche speziell bei schnell abschmelzenden und/oder geringmächtigen Schneedecken über **angepaßte Gebietsunterteilungen** abgeschätzt werden kann. Für den vorlie-

genden Ansatz können deshalb, neben der grundlegenden Temperaturanpassung mit der Geländehöhe, Teilgebiete mit vorwiegend nord- oder südexponierten Hängen gesondert berücksichtigt werden. Ebenso ist die differenzierte Ermittlung des Schmelzaufkommens in Waldgebieten in die modelltechnischen Grundlagen des vorliegenden Simulationsansatzes einbezogen.

Auch im Mittelgebirgsraum lassen sich Diskrepanzen der Schneedeckenkennwerte Schneehöhe, -dichte und -wasseräquivalent an **unterschiedlich exponierten Hängen** feststellen, die auf ein einstrahlungsbedingtes unterschiedliches Ablationsverhalten zurückgehen. An Nordhängen ist dabei mit verminderten Schmelzraten gegenüber südexponierten oder horizontalen Gebietsflächen zu rechnen (vgl. BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982; LEAVESLEY ET AL. 1983; BRECHTEL ET AL. 1984; LEAVESLEY 1989; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1992). Im vorliegenden allein temperaturbasierten Simulationsansatz können die vornehmlich einstrahlungsbedingten Ablationsunterschiede an nord- oder südexponierten Hängen nicht explizit erfaßt werden. Jedoch wird in Anlehnung an LEAVESLEY ET AL. (1983) durch eine Temperaturanpassung eine vereinfachende implizite Annäherung an die Gegebenheiten in den verschiedenen Hanglagen angestrebt. Zu diesem Zweck werden sowohl für die Tagesmaximum- als auch für die Tagesminimumtemperaturen monatlich variable additive Wertanpassungen ermöglicht. Die beiden eingeführten Modulvariablen  $T_{max_{ADJ}}$  (°C) und  $T_{min_{ADJ}}$  (°C) können nach Erfahrungswerten in Abhängigkeit von Geländehöhe, Hangneigung und Vegetationsdecke durch den Benutzer für das betreffende Teilgebiet definiert werden. Die beispielweise für Teilgebiete mit vorwiegend nordexponierten Hanglagen verminderten Eingangstemperaturen bedingen, daß Schmelzprozesse zum einen seltener auftreten und zum anderen geringere Schmelzwasserhöhen simuliert werden.

Analog zu den Ausführungen zur modelltechnischen Berücksichtigung des Schneeakkumulationsprozesses, ist in **Waldgebieten** aufgrund der durch Kronenabschirmung verminderten Netto-Einstrahlung am Waldboden und aufgrund geringerer Wasseräquivalente von einem niedrigeren Schmelzaufkommen im Vergleich zum Freiland auszugehen. Infolgedessen kommt es zu verminderten und verzögerten Schmelzabflüssen aus Waldgebieten (vgl. KUUSISTO 1980; SCHWARZ 1982; BRECHTEL ET AL. 1984; ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984; DICKISON ET AL. 1984; BUTTLE/MCDONNELL 1987; VEHVILÄINEN 1992; HASHIMOTO ET AL. 1994; KATTELMANN 1998).

Anknüpfend daran werden im vorliegenden Ansatz die geringeren Schmelzhöhen unter dichten Waldbeständen (Bedeckungsgrad  $\geq 60\%$ ) in Anlehnung an Verfahren von KUUSISTO (1980), VEHVILÄINEN (1992) und RANGO/MARTINEC (1995) durch eine Verminderung des Schmelzfaktors operationalisiert. Anhand der folgenden empirischen Reduktionsfunktion nach KUUSISTO (1980) werden modellintern die benutzerdefinierten monatlichen Eingangswerte für den Schmelzfaktor,  $SN_{MC}$  (mm/°C\*d), in Abhängigkeit vom ebenfalls benutzerdefinierten Bedeckungsgrad,  $CC_{FOR}$ , auf täglicher Basis modifiziert.

$$SN_{MC\_FOR} = SN_{MC} - 0.016 CC_{FOR}$$

Die Faktoren für die Schmelzberechnungen des Interzeptionsschneespeichers werden nicht vermindert. Unter Vereinfachung der - in erster Linie energetisch bedingten - komplexen Wirkungszusammenhänge der Schmelzprozesse an den Baumkronen, kommen hier die für Bodenschneedecken der Freilandgebiete ermittelten Schmelzfaktoren zur Anwendung.

RACHNER/MATTHÄUS (1984) betrachten ebenso wie RANGO/MARTINEC (1995) die **Schneedichte als Indikator für die Schmelzbereitschaft** eines Schneepakets. Die Schneedichte wird dabei als komplexer Informationsträger über den strukturellen Entwicklungsstatus des Schneepakets (Setzung, Retention, Kristallstruktur), aber auch als Indikator für eine verminderte Albedo der schneebedeckten Fläche mit der Ablagerungszeit verstanden. Demnach ist die Schmelzfaktorentwicklung an die Schneedichteentwicklung im Verlauf einer Schneebedeckungsphase zu knüpfen.

Im vorliegenden Simulationsansatz wird davon ausgegangen, daß bei hohen Schneedichten,  $\rho_s$  ( $\text{g/cm}^3$ ), eine signifikante nachhaltige Steigerung der Schmelzbereitschaft des Schneepakets auftritt. In Ermangelung übertragbarer empirischer Vergleichswerte für eine kontinuierliche Erhöhung der Schmelzbereitschaft, wird an dieser Stelle erst bei Erreichen der definierten maximalen Schneedichte,  $\rho_{s\text{max}}$  ( $\text{g/cm}^3$ ), von einer 20%igen Steigerung des Schmelzfaktors,  $SN_{MC}$ , ausgegangen, so daß sich die folgende Relation ergibt:

$$SN_{MC\_neu} = 1.2 * SN_{MC} \quad \text{für } \rho_s = \rho_{s\text{max}}$$

Die Erhöhung des Schmelzfaktors in Abhängigkeit von der Schneedichte gilt sowohl für Bodenschneedecken unter Wald als auch im Freiland.

**Regeneinträge in die Schneedecke** nehmen einen stark beschleunigenden Einfluß auf die Schmelzdynamik. Das Ausmaß der Schmelzbeeinflussung variiert nach Höhe, Intensität und Dauer der Niederschläge sowie nach der Schneedeckenmächtigkeit und der Höhe der bereits bestehenden Schneedeckenvernässung. Dabei erweist sich vor allem die destrukturierende Wirkung gespeicherten und transmittierten Regen- und Schmelzwassers als bedeutsam für die Schmelzdynamik (vgl. KUUSISTO 1980; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; SINGH ET AL. 1998). Im Mittelgebirgsraum wird aufgrund der oft wechselhaften winterlichen Witterungsverhältnisse der Einfluß von Regenniederschlägen häufig als die wichtigste Determinante des Ablationsprozesses bezeichnet (vgl. HERRMANN 1978; WOHLRAB ET AL. 1992; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996; RACHNER ET AL. 1997). KUUSISTO (1980) operationalisiert für seine Modellanwendung den Einfluß von Regenniederschlägen über eine Erhöhung des Schmelzfaktors. Er stellt hervor, daß erst bei größeren Niederschlagsereignissen von über 10 mm von einer signifikanten Steigerung des Schmelzfaktors ausgegangen werden kann (vgl. VEHVILÄINEN 1992; SINGH ET AL. 1998).

Im vorliegenden Simulationsansatz wird der Einfluß von Regenniederschlägen auf die Schneeschmelze über eine dynamische Erhöhung des Schmelzfaktors,  $SN_{MC}$  [ $\text{mm}/^\circ\text{C}\cdot\text{d}$ ](bzw.  $SN_{MC\_FOR}$  [ $\text{mm}/^\circ\text{C}\cdot\text{d}$ ] unter Wald), berücksichtigt. Dabei werden die für die Bodenschneedecken des Freilands und den Interzeptionsschneespeicher ermittelten Schmelzfaktoren in Abhängigkeit von der Höhe der einkommenden Regenniederschläge,  $N_R$  [ $\text{mm}$ ](bzw. Regenanteilen von Mischniederschlägen,  $N_{MR}$  [ $\text{mm}$ ]), modifiziert. Unter Wald wird die Höhe des flüssigen Bestandsniederschlags,  $N_{\text{wald}}$  [ $\text{mm}$ ], inklusive der Schmelz- oder Tropfwasserabgaben,  $N_{\text{üi}}$ , aus dem Interzeptionsspeicher für die Faktor Anpassungen zugrundegelegt. Die dynamische Komponente des Regeneinflusses auf die Schmelze soll dadurch berücksichtigt werden, daß zunehmende Niederschlagshöhen auch eine gesteigerte Schmelzfaktorerhöhung induzieren (vgl. HERRMANN 1978; KUUSISTO 1980; RACHNER ET AL. 1997; SINGH ET AL. 1998). In Anlehnung an die empirischen Untersuchungen von KUUSISTO (1980) sowie nach Maßgabe der vorliegenden Daten aus den Untersuchungsgebieten konnte über eine Regressionsanalyse die folgende exponentielle Gleichung für die Schmelzfaktorerhöhung abgeleitet werden. Es gilt:

$$SN_{MC\_neu} = SN_{MC} 0.9478e^{0.0163 N_R}$$

Danach ergibt sich beispielsweise für eine Tagessumme des Niederschlags von 20 mm eine Steigerung des Schmelzkoeffizienten um etwa 31%.

Abbildung 5.3.6 ist die ermittelte exponentielle Steigerung des Schmelzfaktors,  $SN_{MC}$ , als Funktion des Niederschlagseintrags zu entnehmen.

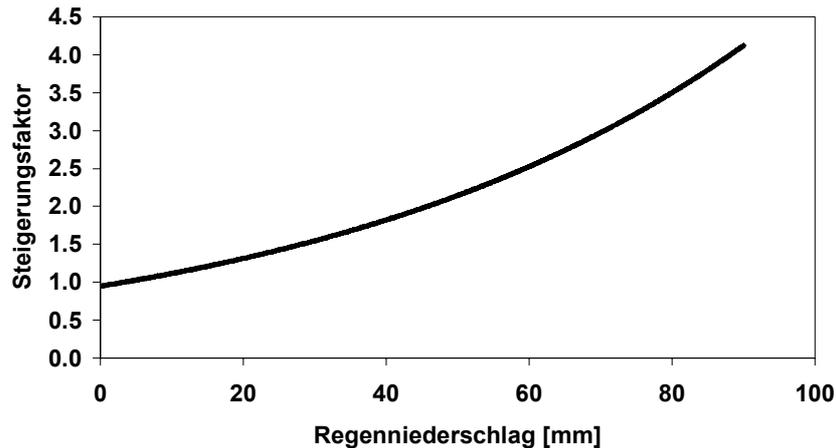


Abbildung 5.3.6: Steigerung des Schmelzfaktors als Funktion der Regenniederschlagshöhe.

Aufgrund der Heterogenität des Mittelgebirgsraums kommt es in einigen Gebieten zu sporadischen (z.B. Brölgebiet), in anderen aber zu saisonalen (Gebiet von Schmücke und Steinbach) Schneebedeckungen. Dieser Sachverhalt macht eine variable modelltechnische Umsetzung der Schmelzhöhenermittlung mit Hilfe eines Schmelzfaktors notwendig. Bei langanhaltender Schneebedeckung können kontinuierliche tägliche Schmelzfaktorerhöhungen innerhalb kürzester Zeit zu unrealistisch hohen Werten führen, da hier die strahlungsbedingte saisonale Änderung der Schmelzbereitschaft stärker ins Gewicht fällt als kurzfristige Modifikationen. Demgegenüber ist für kurzzeitige Schneebedeckungen geringer Mächtigkeit bzw. bei temperierten Schneedecken der unteren Höhenlagen oftmals eine rapide und kontinuierliche Steigerung der Schmelzdynamik von Anfang bis Ende der Schneebedeckungsphase charakteristisch. Saisonale Aspekte treten hier zurück, da der Auf- und Abbau der Schneedecke zu jeder Zeit des Winters und Frühjahrs auftreten kann (vgl. HERRMANN 1978; ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984; RANGO/MARTINEC 1995; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

Zur Berücksichtigung gebietsspezifischer Charakteristika bei der Schneeablation werden dem Benutzer durch das Schneemodul SMiM zwei **verschiedene Modi** ( $MC_{MOD} = 0$  oder 1) **für die** Festlegung der zeitlichen **Schmelzfaktormodifikationen** zur Verfügung gestellt.

- $MC_{MOD} = 0$ : Schmelzfaktormodifikationen hinsichtlich Regeneintrag, Verdichtung und Waldbeeinflussung werden innerhalb des täglichen Maßstabs durchgeführt und angewendet. Für den folgenden Berechnungstag wird aber wieder der vom Benutzer auf monatlicher Basis variierte Schmelzfaktor,  $SN_{MC}$ , neu herangezogen (vgl. BRAUN 1985; RANGO/MARTINEC 1995). Auf diese Weise werden trotz ereignisbezogener Faktor Anpassungen unrealistisch hohe Werte während einer langanhaltenden Schneebedeckungsphase verhindert. Zudem kommt die strahlungsbedingte saisonale Zunahme der Schmelzbereitschaft im Laufe des Frühjahrs voll zum Tragen.
- $MC_{MOD} = 1$ : Im Laufe einer Schneebedeckungsphase werden die innerhalb des Berechnungsschritts vorgenommenen Modifikationen des monatlich variierten Schmelzfaktors,  $SN_{MC}$ , durch Regeneintrag, Verdichtung oder Waldbeeinflussung als Ausgangswerte für den jeweils nächsten Berechnungstag übernommen. Es kommt somit zur Simulation einer teils rapiden, kontinuierlichen Steigerung der Schmelzbereitschaft. Erst nach Komplettabschmelze wird für die folgende Schneebedeckungsphase wieder auf den monatsabhängigen benutzerdefinierten Eingangswert zurückgegriffen. Dieser Schmelzfaktormodifikationsmodus dient der Anpassung an vernähte, temperierte und nur sporadisch auftretende Schneebedeckungen, die oft eine extrem hohe Schmelzbereitschaft aufweisen und bereits nach wenigen Tagen bzw. durch einzelne Regenniederschlagsereignisse komplett abschmelzen.

Unabhängig von der saisonalen oder sporadischen Ausprägung einer Schneedecke wird gemäß der verfügbaren empirischen Anhaltswerte aus der Literatur ein Schmelzfaktor von über  $5.00 \text{ mm}/^\circ\text{C}\cdot\text{d}$  kaum überschritten. Entsprechend wird zur Vermeidung unrealistisch hoher Schmelzfaktorwerte im Laufe einer Schneebedeckungsphase ein Maximalwert  $SN_{MC\_max} = 5.00$  eingeführt.

Durch die Erhöhung des Schmelzfaktors im Laufe einer Schmelzphase wird auch die von BUTTLE/MCDONNEL (1987) festgestellte dynamische Komponente des Schmelzprozesses berücksichtigt, wonach es bei Verminderungen der Schneemächtigkeit durch Schmelze zu erhöhten Schmelzraten kommt. Zusammenfassend kann festgehalten werden, daß der vorliegende Simulationsansatz für die Berechnung der potentiellen Schmelze,  $SN_{PM}$ , eine räumlich-zeitlich variable Anpassung an die Schmelzdynamik unterschiedlich ausgeprägter (Teil-) Gebiete erlaubt. Dies geschieht über kontinuierliche bzw. ereignisorientierte Modifikationen des Schmelzfaktors,  $SN_{MC}$ , in Abhängigkeit von

- der Saison (und damit implizit von der Einstrahlung),
- Regeneinträgen in die Schneedecke,
- der Lagerungsdauer und Vernässung und
- vegetationsbedingter Abschirmung.

Zur Ermittlung der **tatsächlichen Schmelzhöhen** pro Zeitschritt,  $SN_M$ , werden die mit Hilfe des Schmelzfaktors und der Lufttemperaturen ermittelten potentiellen (energiebedingten) Schmelzhöhen,  $SN_{PM}$ , mit dem für die Schmelze verfügbaren Schneeanteilen des Schneedeckenspeichers ( $HWE_G - RC$ ) verglichen. Anhand der Gegenüberstellung der Retentionskapazität ( $RC_{max}$ ) mit dem aktuellen flüssigen Wassergehalt ( $RC$ ) des betreffenden Schneepaket wird schließlich der aus der Schneedecke austretende Anteil des Gesamtschmelzaufkommens und damit der **aktuelle Schneeschmelzabfluß an der Basis des Schneespeichers**,  $SN_Q$ , bestimmt.

Da sich der Schmelzprozeß stets von der Schneedeckenoberfläche aus in das Schneepaket fortsetzt, wird die potentiell verfügbare Schmelze,  $SN_{PM}$ , bei **zweilagigen Schneedecken** zunächst allein auf die obere Schneelage angewendet. Bei Sättigung der oberen Lage durch Schmelzwasser wird das Überschußwasser in die unterliegende Altschneedecke umverteilt. Erst bei Sättigung auch dieser Schicht tritt Wasser aus der Schneedecke aus. Übertrifft die ermittelte verfügbare potentielle Schmelze,  $SN_{PM}$ , die Schneeanteile der oberen Schneelage, schmilzt diese komplett ab, und der unterliegende Schneespeicher wird durch die verbleibende Schmelzenergie reduziert.

#### 5.3.7.3.1 Struktureller Aufbau des Submoduls MELT

Für die prozeßorientierte Ermittlung der Schneeschmelze pro (Teil-) Gebiet und Zeitschritt werden durch die aufrufende Hauptroutine MELT insgesamt drei Subroutinen verknüpft. Dem Flußdiagramm A5 in Anhang A kann die Komponentenstruktur des Submoduls MELT entnommen werden. Im folgenden werden die Komponenten des Schmelzmoduls kurz erläutert.

##### *Hauptroutine MELT*

In der aufrufenden Routine MELT selbst werden die beschriebenen prozeßorientierten Schmelzfaktormodifikationen zur Ermittlung der potentiellen Schmelze,  $SN_{PM}$ , vorgenommen. Sie bilden die Grundlage für die Berechnung der tatsächlichen Schmelzhöhen,  $SN_M$ , und der Schmelzwasserabflüsse an der Schneedeckenbasis,  $SN_Q$ , in den drei Subroutinen des Moduls.

##### *Subroutine MELTI*

Als erste Subroutine des Schmelzmoduls wird für ausgewiesene Waldgebiete ( $I_{FOR} = 1$ ), in denen eine aktuelle Schneespeicherung an den Baumkronen,  $HWE_{INT}$ , existiert die Subroutine MELTI aufgerufen. Die mit Hilfe des Schmelzfaktors für die Freilandgebiete ermittelte potentielle Schmelze an den Baumkronen wird mit dem verfügbaren Schneeanteil des Interzeptionschneespeichers in Beziehung

gesetzt. Über eine Bilanzierung des Wasserrückhaltevermögens des verbleibenden Schneepakets wird schließlich die entsprechende Reduktion des Speichers festgestellt. Bei einer lediglich 1 mm betragenden verbleibenden Schneespeicherung auf den Baumkronen wird vereinfachend von einer kompletten Entleerung des Interzeptionsschneespeichers ausgegangen. Bei Komplettabschmelze oder dem Abgleiten von Schneeresten wird stets der Verbleib von Interzeptionswasser auf den Baumkronen einkalkuliert. Dabei kommt wiederum die im Zuge der Akkumulationsbeschreibungen (vgl. Abschnitt 5.3.7.1.1) erläuterte Regeninterzeptionsmethode zur Anwendung.

Das aus dem Interzeptionsschneespeicher entlassene Schmelzwasser bzw. abgleitende Schneereste werden als Beitrag zum Massenhaushalt des Bodenschneespeichers unter Wald verstanden und in Subroutine INTCON bilanziert.

#### *Subroutine INTCON*

In der Subroutine INTCON werden das aus dem Interzeptionsspeicher entlassene Schmelzwasser und umverteilte Schneecluster in den Massenhaushalt der Bodenschneedecke unter Wald ( $I_{\text{FOR}} = 1$ ) eingearbeitet. Bei einer zweischichtigen Schneedecke wird zunächst der flüssige Wassergehalt der oberen Schicht durch die Schmelzwasserbeiträge aus dem Interzeptionsspeicher angereichert. Bei Sättigung der oberen Schneelage wird der unterliegende Altschneekörper in die Bilanzierung einbezogen. Ist das gesamte Schneepaket gesättigt, wird Überschusswasser aus dem Schneepaket entlassen, das als Beitrag zum täglichen Schmelzabfluß aus dem Boden- und Interzeptionsschneespeicher,  $SN_Q$ , verstanden wird (vgl. Subroutine MELTSU). Umverteilte feste Bestandteile aus dem Interzeptionsspeicher tragen ebenso wie die flüssigen Beiträge zu einer Aufstockung des Wasseräquivalents,  $HWE_B$ , bei. Sie führen aber auch zur Erhöhung der maximalen Rückhaltefähigkeit des Schneepakets für freies Wasser,  $RC_{\text{max}}$ , die relativ zum Schneeanteil einer Schneedecke ermittelt wird.

#### *Subroutine MELTSU*

Zur Ermittlung des Gesamtschmelzabflusses aus der Gebietsschneedecke pro Bilanzierungszeitschritt,  $SN_Q$ , sowohl unter Wald als auch im Freiland wird bei vorhandener Bodenschneespeicherung,  $HWE_B$ , die Subroutine MELTSU aufgerufen. Unter Verwendung der in der Hauptschmelzroutine MELT ermittelten potentiellen Schneeschmelze,  $SN_{PM}$ , werden zunächst die tatsächlichen Schmelzhöhen,  $SN_M$ , berechnet. Über die Bilanzierung des Wasserhaushalts der ein- oder auch zweischichtigen Schneedecke können analog zum Interzeptionsschneespeicher (vgl. Subroutine MELTI) die täglichen Schmelzwasserabflüsse an der Schneedeckenbasis,  $SN_Q$ , bestimmt werden. Da Schmelzprozesse grundsätzlich an der Schneedeckenoberfläche einsetzen (vgl. Abschnitt 2.3.2.3.2), werden bei einer zweilagigen Schneedecke zunächst die Schmelzprozesse der oberen Schneeschicht bilanziert. Erst nach dem Abschmelzen der obersten Schicht werden bei ausreichender Verfügbarkeit potentieller Schmelzenergie,  $SN_{PM}$ , Schmelzprozesse in der darunterliegenden Schneeschicht miteinbezogen. Eine zweilagige Schneedecke von weniger als 5 cm Gesamtmächtigkeit wird vereinfachend zusammengefaßt und in weiteren Berechnungen als homogenes einlagiges Schneepaket betrachtet. Die aktuell gültigen Speichervariablen der Bodenschneedecke (Wasseräquivalent,  $HWE_B$ ; maximale Retentionsfähigkeit,  $RC_{\text{max}}$ ; aktuelle Rückhaltung flüssigen Wassers in der Schneedecke,  $RC$ ) werden im Zuge dieser Berechnungen neu eingestellt. Bei gänzlicher Auflösung einer Schneelage oder des gesamten Schneespeichers durch Schmelzprozesse werden alle Schneedeckenkennwerte des betreffenden Schneepakets reinitialisiert.

### **5.3.7.4 Schneespeicherbilanzierung – Subroutine SNOBAL**

Am Ende eines Berechnungszeitschritts werden die in den einzelnen Subroutinen ermittelten Kennwerte für den Gebietsschneespeicher,  $HWE_G$  (mm), und das Netto-Niederschlagsaufkommen,  $N_{\text{netto}}$  (mm), pro Teilgebiet bilanziert und für die Übergabe an das Trägermodell zusammengestellt.

Zunächst wird das Netto-Niederschlagsaufkommen für den betreffenden Bilanztag,  $N_{\text{netto}}$  (mm), aus dem austretenden Überschußwasser,  $N_{\bar{u}}$  (mm) (vgl. Abschnitt 5.3.7.1) und der täglichen Schmelzabflußhöhe,  $SN_Q$  (mm), (vgl. Abschnitt 5.2.6.3) durch die einfache Beziehung

$$N_{\text{netto}} = SN_Q + N_{\bar{u}}$$

ermittelt.

Innerhalb des täglichen Berechnungszeitschritts können über den Einbezug zweier separater Schneespeicherlagen die unterschiedlichen physikalischen Eigenschaften von Neu- und Altschnee näherungsweise berücksichtigt werden. Auf diese Weise kann beispielsweise die strukturbedingt erhöhte Rückhaltung von Schmelzwasser simuliert werden, die eine Neuschneeaufgabe prinzipiell gegenüber einer stärker verdichteten Altschneelage aufweist. Da im vorliegenden Simulationsansatz vereinfachend von temperierten und weitgehend homogenen Schneedeckenverhältnissen ausgegangen werden muß, ist eine schlüssige kontinuierliche Bilanzierung einer mehrschichtigen Schneedecke nicht möglich. Liegt demnach am Ende eines täglichen Berechnungszeitschritts eine zweischichtige Schneebedeckung am Boden vor, die aus einer Neuschneeaufgabe,  $HWE_{B\_neu}$ , und einer Altschneedecke,  $HWE_{B\_alt}$ , besteht, wird diese für den nächsten Berechnungszeitschritt zu einem singulären homogenen Schneepaket zusammengefaßt.

Um einheitliche Gebietswerte für das gesamte Schneepaket zu erhalten, werden die Schneewasseräquivalente,  $HWE_{B\_neu}$  und  $HWE_{B\_alt}$  (mm), und die Höhen der aktuellen und maximalen Retention freien Wassers,  $RC_{neu}$  und  $RC_{alt}$  bzw.  $RC_{max\_neu}$  und  $RC_{max\_alt}$  (mm), der beiden Schneelagen in der folgenden Weise addiert.

$$\begin{aligned} HWE_B &= HWE_{neu} + HWE_{alt} \\ RC &= RC_{neu} + RC_{alt} \\ RC_{max} &= RC_{max\_neu} + RC_{max\_alt} \end{aligned}$$

Darauf aufbauend werden die für das (Teil-) Gebiet einheitlichen Schneedichten,  $\rho_s$  (g/cm<sup>3</sup>), und die Gebietswerte für die maximalen Retentionskapazitäten für freies Wasser,  $SN_{RC}$ , durch ein auf den Bodenschneespeicher des (Teil-) Gebiets,  $HWE_B$  (mm), bezogenes gewichtetes Mittel neu berechnet, so daß gilt:

$$\begin{aligned} SN_{RC} &= (RC_{max\_neu} + RC_{max\_alt}) / (HWE_B - RC) \\ \rho_s &= (HWE_{B\_neu} * \rho_{s\_neu} + HWE_{B\_alt} * \rho_{s\_alt}) / HWE_B \end{aligned}$$

Für die Ermittlung der maximalen Rückhaltekapazität,  $SN_{RC}$ , des Gesamtschneespeichers werden wiederum allein die festen Bestandteile des Schneepakets herangezogen.

Die durchschnittliche (Teil-) Gebietsschneehöhe,  $HS$  (cm), wird als relative Größe verstanden und ergibt sich somit aus der Beziehung des Wasseräquivalents der Bodenschneedecke,  $HWE_B$  (mm), zur ermittelten Gesamtschneedichte,  $\rho_s$  (g/cm<sup>3</sup>).

$$HS = HWE_B / \rho_s * 0.1$$

Nach Integration der Schneesichten zu einem Gesamtschneepaket werden alle Speicherkennwerte für die Neuschnee- und Altschneelagen reinitialisiert.

Die Zusammenfassung am Ende des Berechnungszeitschritts führt nachweislich zu differenzierteren Ergebnissen als eine von vornherein einschichtige Behandlung des Schneepakets. Dies läßt sich

auch darauf zurückführen, daß eine Mittelung z.B. der Schneedichte erst erfolgt, nachdem Modifikationen durch Vernässung oder Setzung in unterschiedlicher Weise für Neu- und Altschneelage kalkuliert wurden.

Bei einer ohnehin nur einlagigen Schneedecke ist lediglich die aktuelle (Teil-) Gebietsschneehöhe, HS, in der oben dargestellten Weise zu bilanzieren.

## 5.4 Integration von SMiM in ein hydrologisches Trägermodell

Um die entwickelten schneehydrologischen Simulationsbausteine in den Untersuchungsgebieten implementieren und validieren zu können, ist die Kopplung an ein hydrologisches Flußeinzugsgebietsmodell notwendig. In der vorliegenden Untersuchung wird zu diesem Zweck das agro-hydroökologische Modellierungssystem *ACRU* herangezogen (vgl. Abschnitt 4.2). Bereits bei der Entwicklung des Schneemoduls SMiM wurden Grundzüge des *ACRU*-Modells berücksichtigt, um die Integration der Schneekomponente zu erleichtern. Hinzu kommen allgemeine Voraussetzungen für eine Eingliederung, die sich vor allem auf die Bereitstellung hydrometeorologischer Basisdaten und die Einbindung der Schneeroutinen in bestehende Zeitschleifen des Trägersystems beziehen.

Im folgenden Abschnitt werden einleitend die allgemeinen Voraussetzungen für die Kopplung von SMiM an hydrologische Trägermodelle skizziert (vgl. Abschnitt 5.4.1). Daran schließen sich Erläuterungen zu den identifizierten Anknüpfungspunkten für die Eingliederung der SMiM-Routinen in Trägersystemen an (vgl. Abschnitt 5.4.2). In Abschnitt 5.4.3 erfolgt eine schematische Darstellung der konkreten Integration des SMiM-Moduls in das hydrologische Flußeinzugsgebietsmodell *ACRU*.

### 5.4.1 Allgemeine Voraussetzungen für die Integration des SMiM-Moduls

Die Integration des Schneemoduls SMiM in ein umfassendes hydrologisches Modellierungssystem setzt Anpassungen seitens des Trägermodells und des SMiM-Moduls voraus. Im folgenden sind grundlegende Anforderungen an die Programmstruktur und Modellumgebung des Trägersystems sowie Anpassungen des SMiM-Moduls kurz zusammengestellt.

- Die vorliegende Version des SMiM-Moduls ist auf eine Simulation in täglichen Zeitschritten ausgelegt. Entsprechend empfiehlt sich ein hydrologisches Trägersystem, das ebenfalls auf der Basis von Tageswerten rechnet.
- Um schneehydrologische Kalkulationen vornehmen zu können, sind tägliche Zeitreihen der Minima und Maxima der Lufttemperaturen sowie Tagessummen des Niederschlags notwendig. SMiM setzt voraus, daß diese Basisdaten von jedem hydrologischen Modellsystem eingelesen und somit dem Schneemodul zur Verfügung gestellt werden können. Ebenso wird davon ausgegangen, daß bereits durch das Trägermodell eine Anpassung der Lufttemperaturen mit der Geländehöhe vorgenommen wird.
- Für die Berechnung der Schneeevaporation werden Angaben zur potentiellen Verdunstung bzw. maximalen Verdunstungsenergie benötigt. Diese Werte sind über das jeweilige hydrologische Trägersystem zur Verfügung zu stellen.

- Die Berücksichtigung der unterschiedlichen schneehydrologischen Dynamik in verschiedenen Geländestufen sowie in Wald und Freilandgebieten erfordert zumindest einen semi-distributiven Modellierungsansatz des hydrologischen Trägermodells.
- Nach dem Abschmelzen einer Schneebedeckung verbleibt ein Teil des Schmelzwassers als Interzeptionswasser in den Baumkronen oder auf der Pflanzendecke am Boden. Die Bemessung des zurückgehaltenen Anteils erfolgt in Anlehnung an die jeweils durch das Trägermodell vorgegebenen Routinen zur Interzeptionsberechnung. Dadurch wird die gemeinsame Nutzung von Parametern und eine vereinheitlichte Wasserhaushaltsbilanzierung ermöglicht.
- Die Komponenten des Schneemoduls SMiM werden für eine kontinuierliche Simulation in die durch die Programmstruktur des jeweiligen Trägersystems gegebenen Zeitschleifen eingebunden.
- Initialisierungsroutinen von Parametern und Variablen des SMiM-Moduls werden mit den Programmstrukturen des jeweiligen Trägermodells abgestimmt. Im vorliegenden Modellansatz wurden insgesamt fünf Initialisierungs- und Übertragungsroutinen erstellt, die sich am Aufbau des hier vorgesehenen Trägermodells *ACRU* orientieren (Subroutinen *SNINIG*, *SNINID*, *SNPVDY*, *SNTRAN*, *SNLDVL*).
- Das SMiM-Modul ist in der Programmiersprache Fortran erstellt und muß gegebenenfalls an die Quellcodesprache des Trägersystems angepaßt werden.

Das Einlesen schneehydrologischer Gebietskennwerte erfolgt im SMiM-Modul für jedes der abgegrenzten Teilgebiete (Subroutine *SNOW*). Dies bedeutet eine Angleichung an die Umgebungsstruktur des *ACRU*-Modells. Für die Anwendung von SMiM mit Modellsystemen, die beispielsweise eine abweichende Methode der Gebietsdiskretisierung und der Datenbehandlung vorsehen sind entsprechende Anpassungen der Einlesestruktur des Schneemoduls notwendig.

## 5.4.2 Anknüpfungspunkte für die Integration der Schneemodulkomponenten in hydrologischen Trägersystemen

Die einzelnen Komponenten des Schneemoduls SMiM müssen als Teil eines umfassenden hydrologischen Modellsystems in dessen Programmcode eingepaßt werden. Die jeweiligen Anknüpfungspunkte für die einzelnen Schneemodulkomponenten müssen dabei zum einen nach programmtechnischen Gesichtspunkten gewählt werden, die beispielsweise die Einbindung in Zeitschleifen betreffen. Zum anderen soll durch eine geeignete Komponentenankopplung, die stimmige Erfassung des allgemeinen hydrologischen Geschehens eines Gebietes gewährleistet sein. Im folgenden werden die identifizierten Anknüpfungspunkte für einzelne Schneemodulkomponenten kurz erläutert.

### i) Anknüpfungspunkt für die optionale Schneemodulanwendung und das Einlesen schneehydrologischer Kennwerte (Subroutine *SNOW*)

Innerhalb eines hydrologischen Modellsystems soll der Einsatz des Schneemoduls auch nach dessen Integration optional sein. Anhand einer durch den Benutzer für jedes Teilgebiet erstellten schneehydrologischen Steuerdatei (*insnow.xxx*) wird bei Aufruf der Einleseroutine *SNOW* festgestellt, ob das Schneemodul eingesetzt werden soll. Gegebenenfalls erfolgt daraufhin das Einlesen von schneehydrologisch relevanten Gebietskennwerten. Diese Subroutine des Schneemoduls ist zeitschleifenunabhängig, muß in der vorliegenden Anwendung aber für jedes Teilgebiet aufgerufen werden.

- ⇒ Aufruf der Subroutine *SNOW* auf der Informationsebene des Trägermodells für jedes Teilgebiet. Das Einlesen der Informationen ist dabei dem Beginn der Zeitschleifen vorgeschaltet.

**ii) Anknüpfungspunkt für die Berechnung der Niederschlagszusammensetzung und Meßfehlerkorrektur (Submodul SNOCHK)**

Die Berechnung der Niederschlagszusammensetzung muß direkt an das Einlesen meteorologischer Datenreihen in das Trägermodell anknüpfen. Unter Verwendung von Tageswerten des Niederschlags und der Lufttemperaturen ist die Subroutine SNOCHK am Beginn täglicher Berechnungsschleifen einzubinden, um im Vorfeld aller weiteren Simulationsschritte zu klären, in welcher Form der eingegangene Niederschlag vorliegt. Bei der Feststellung von Schnee- und Mischniederschlägen steht eine vom Trägermodell unabhängige Korrektur des systematischen Meßfehlers an. Bei Regenniederschlägen werden - wenn vorhanden – die Korrekturroutinen des Trägersystems angesprochen.

- ⇒ Einbinden der Subroutine SNOCHK am Beginn der täglichen Zeitschleife des Trägermodells, sobald das Einlesen meteorologischer Datenreihen erfolgt ist. Bei Schnee- und Mischniederschlägen werden die im Trägermodell vorgesehenen Routinen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers von Regenniederschlägen durch angepaßte Algorithmen ersetzt.

**iii) Anknüpfungspunkt für die Berechnungen zur Schneeverdunstung (Submodul SNEVAP)**

Bei vorhandener Schneedecke werden die Verdunstungsprozesse von Pflanzendecken und aus dem Boden eingeschränkt oder sogar unterbunden. Demnach kommt es *entweder* zum Aufruf von Berechnungsroutinen des Trägermodells zur aktuellen Evapotranspiration *oder* zum Einsatz der Schneeverdunstungsroutine SNEVAP. Die ermittelte Schneeverdunstung bezeichnet Evaporationsverluste aus einer bereits abgelagerten Schneedecke. Modelltechnisch vereinfachend wird deshalb hier davon ausgegangen, daß die Verdunstungsverluste am Anfang der täglichen Berechnungen entstehen und sich auf eine am Tag zuvor angesammelte Schneedecke beziehen.

- ⇒ Substitution der Verdunstungsroutinen des Trägermodells durch die Subroutine SNEVAP, wenn eine Schneebedeckung vorliegt. Die Schneeverdunstungsroutine wird innerhalb der täglichen Zeitschleife des Trägermodells aufgerufen. Die Berechnungen müssen nach dem Einlesen und - gegebenenfalls - der Korrektur meteorologischer Datenreihen erfolgen, jedoch allen weiteren schneehydrologischen Berechnungen vorangestellt sein.

**iv) Anknüpfungspunkt für die Berechnungen des Schneedeckenauf- und abbaus (Kernmodul SMiM)**

Innerhalb des hydrologischen Prozeßgefüges ist der Schneedeckenspeicher als temporärer Gebietsrückhalt zu bezeichnen, aus dem erst mit zeitlicher Verzögerung und reduziert durch Verdunstungsverluste das zu einem früheren Zeitpunkt gefallene Niederschlagswasser entlassen wird. Im Hinblick auf diese Eigenschaften ist die Schneedeckenspeicherung mit der Interzeptionsspeicherung zu vergleichen, die im Vorfeld der weiteren Prozesse zur Abflußbildung und –konzentration stattfindet. Im vorliegenden schneehydrologischen Simulationsansatz wird der Schneedeckenspeicher deshalb als ein unabhängiger Zwischenspeicher aufgefaßt, der dem Interzeptionsspeicher ähnlich ist. Modellierungstechnisch ist davon auszugehen, daß es *entweder* zum Aufbau eines Schneedeckenspeichers *oder* zur Interzeption von Regenniederschlag an Boden- oder Pflanzenoberflächen kommt. Das aus dem Schneedeckenspeicher austretende Wasser und damit der Output des Schneemoduls ist ein Beitrag zum Netto-Niederschlag. Erst bei Komplettabschmelze kommt es wieder zu einer begrenzten Rückhaltung auf den Pflanzendecken. Entsprechend muß auch das Schneemodul SMiM innerhalb eines allgemeinen hydrologischen Modellsystems den weiteren Berechnungen zur Abflußbildung vorgeschaltet werden.

- ⇒ Substitution der Regeninterzeptionsberechnungen im Trägermodell durch Simulation des Schneedeckenspeichers. Erst nach Abschmelzen des Schnees wird wieder an die Interzeptionsroutinen des Trägermodells angeknüpft, um die Schmelzwasserrückhaltung auf der Pflanzendecke einzubeziehen. Gibt es keine Interzeptionsroutine, wird der Schneespeicher der Infiltration und Abflußbildung vorgeschaltet.



### 5.4.3 Das SMiM-Modul im Flußeinzugsgebietsmodell *ACRU*

In der vorliegenden Untersuchung wird das agro-hydro-ökologische Modellierungssystem *ACRU* für die Implementierung des Schneemoduls SMiM in den Untersuchungsgebieten angewendet. In Anlehnung an die ausführlichere Darstellung der Anknüpfungspunkte für die Integration von SMiM in ein hydrologisches Trägermodell wird in Abbildung 5.4.2 ein schematischer Überblick über die Einliederung von SMiM in die *ACRU*-Modellstruktur gegeben (vgl. auch Abbildung 4.2.1 in Abschnitt 4.2.1.2).

## 5.5 Modellierung und Schneemodulvalidierung

Im Verlauf dieses Kapitels wird die Implementierung des hydrologischen Trägermodells *ACRU* mit dem neu integrierten Schneemodul SMiM in den beiden Untersuchungsgebieten Bröl und Schmücke/Steinbach dargestellt. Schwerpunkt der Modellierung ist es, eine möglichst gute Übereinstimmung simulierter und beobachteter Gebietskennwerte herzustellen. Dies bezieht sich zunächst auf den Gebietsabfluß, der mit Hilfe des kombinierten Modellansatzes aus dem hydrologischen Modellsystem *ACRU* und dem Schneemodul SMiM ermittelt wird. Wie aus empirischen Untersuchungen hervorgeht (vgl. WMO 1986; BLÖSCHL/KIRNBAUER 1991 und 1992), ist speziell bei geringmächtigen, temperierten Schneedecken der Mittelgebirgslagen davon auszugehen, daß Abflußdaten alleine nicht ausreichen, um das Schneemodul zu validieren. Entsprechend werden eingehende Untersuchungen der durch das Schneemodul SMiM berechneten und über die Gebietsfläche gemittelten schneehydrologischen Kennwerte vorgenommen. Da für den Vergleich mit den simulierten Werten keine räumlichen Schneeverteilungsdaten zur Verfügung stehen, werden für die schneehydrologischen Analysen Punktmeßwerte des DWD sowie Angaben zum Aggregatzustand des Niederschlags herangezogen (vgl. Abschnitt 4.1.3). Weiterführend gilt es, die Strukturen des Schneemoduls SMiM auf ihre Schlüssigkeit zu untersuchen und ihre Anpassung an die Prozeßdynamik des Untersuchungsraums zu überprüfen. Für die Validierung des schneehydrologischen Moduls SMiM können im einzelnen die folgenden Kriterien und entsprechenden Untersuchungsschritte angeführt werden (vgl. SCHULZE 1992):

- Es muß sichergestellt sein, daß die benutzten Parameter im Hinblick auf ihre physikalische Repräsentanz korrekt sind.
  - ⇒ Durch Gewissenhaftigkeit bei der Einstellung der Modellparameter soll die physikalische Repräsentanz der Modellanwendung gewährleistet werden. Darüberhinaus gilt es, die Schlüssigkeit der Modellparameter durch den Vergleich mit empirischen Untersuchungen zu überprüfen („getting the right answers for wrong reasons“ [SCHULZE 1992] muß ausgeschlossen werden).
- Die Programmierung muß korrekt durchgeführt sein, um ein lauffähiges, mathematisch und logisch fehlerfreies Berechnungswerkzeug verfügbar zu machen.
  - ⇒ Anhand eingehender Programmtests mit synthetischen Datensätzen, die bereits im Vorfeld der vorliegenden Modellanwendung durchgeführt wurden, konnte die Funktionalität und Schlüssigkeit des Programm-Codes sichergestellt werden. Anhand der Simulationen in den Testeinzugsgebieten mit langjährigen Meßreihen sowie der Überprüfung von Parametern und Modellkomponenten werden die programmierten Elemente zusätzlich auf ihre Schlüssigkeit hin untersucht.
- Die durch das Modell simulierte Wasserbilanz muß stimmig sein.
  - ⇒ Die Systemrepräsentanz des kombinierten Modellansatzes von *ACRU* und dem Schneemodul SMiM werden durch eine Abflußganglinienanalyse und mittels statistischer Methoden untersucht (vgl. Kapitel 4).

- Der Modellansatz muß geeignet sein, zur Beantwortung der Fragestellungen der vorliegenden Untersuchung beizutragen.
  - ⇒ Durch eingehende Analysen der schneehydrologischen Simulation in den beiden Untersuchungsgebieten sind Funktionsweise und Struktur des Schneemoduls als geeignetes Berechnungswerkzeug für die Simulation der schneehydrologischen Prozeßdynamik in Mittelgebirgen zu überprüfen. Anhand einer Komponentenanalyse des Schneemoduls werden zudem Effizienz und Stimmigkeit des Modellansatzes sowie seine Anpassungsfähigkeit an das zu simulierende schneehydrologische Prozeßgefüge überprüft.

Bei der vorliegenden systemorientierten Modellierung in den beiden Untersuchungsgebieten wird in der folgenden Weise vorgegangen:

- Vorbereitend für eine flächendifferenzierte Modellierung der Prozeßdynamik werden die Untersuchungsgebiete durch die Regionalisierung von Gebietseigenschaften diskretisiert (vgl. Abschnitt 5.5.1).
- Darauf aufbauend sind für jede Teilgebietseinheit der beiden Testgebiete systemorientierte Modelleinstellungen für den kombinierten Modellansatz vorzunehmen (vgl. Abschnitt 5.5.2).
- Kern des Kapitels ist die eingehende Simulationsanalyse für den kombinierten Modellansatz und speziell für die schneehydrologischen Simulationen mit dem SMiM-Modul. In einem iterativen Prozeß wird dabei eine am jeweiligen Abflußsystem orientierte Einstellungsoptimierung vorgenommen (vgl. Abschnitt 5.5.3).
- Zur weiterführenden Überprüfung des Schneemoduls hinsichtlich Effizienz und Schlüssigkeit seines strukturellen Aufbaus, ist es Teil der Modulvalidierung, einzelne Komponenten des SMiM-Moduls explizit zu untersuchen (vgl. Abschnitt 5.5.4).

Zur Ermittlung und Darstellung der Güte der Simulation sowie für die Komponentenanalyse werden sowohl statistische Maße als auch graphische Methoden herangezogen. Anhand von Beispieljahren können simulierte Abfluß- und Schneeparameter mit verfügbaren Meßwerten verglichen und analysiert werden (vgl. Kapitel 4).

In Abschnitt 5.5.5 werden die Modellierungsergebnisse für die beiden Testgebiete abschließend bewertet.

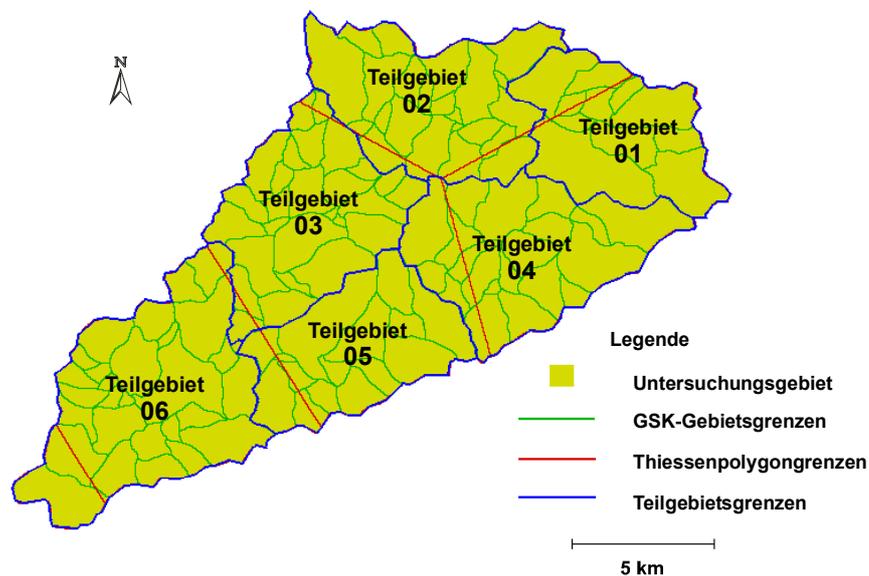
### 5.5.1 Gebietsdiskretisierung

Zur Berücksichtigung der Heterogenität von Einzugsgebieten werden für eine distributive Modellierung Flächendifferenzierungen vorgenommen, die sich an klimatischen und physiographischen Gebiets-eigenschaften orientieren (vgl. FLÜGEL 2000). Entsprechend werden die Untersuchungsgebiete Bröl sowie Schmücke und Steinbach nach hydrologischen, topographischen und landnutzungsbezogenen Systemeigenschaften unterteilt. Ziel der Diskretisierung ist es, Teilgebietseinheiten mit ähnlicher hydrologischer Ansprache abzugrenzen, um so die Anpassung der Modelleinstellungen an die Dynamik der einzelnen Subsysteme zu ermöglichen. Dabei werden für die einzelnen Gebiete je nach Art und Verfügbarkeit der Geländeinformationen und Daten sowohl einfache flächenhafte Verteilungen als auch Aggregationen von Punktdaten zu Mittel- und Flächenwerten vorgenommen. Zur Regionalisierung der Punktdaten werden auch geographische Informationssysteme (SPANS und ARC/INFO) und digitale Höhenmodelldaten herangezogen (vgl. MICHL 1999; FLÜGEL 1996; FLÜGEL/LÜLLWITZ 1993; DAAMEN 1993). Die Modellierung der Prozeßdynamik des Gesamteinzugsgebiets setzt sich aus der Simulation der Teilgebietseinheiten zusammen. Von der Struktur des verwendeten hydrologischen Trägermodells ist es abhängig, wie die einzelnen Subsysteme modelltechnisch verarbeitet und hydrologisch gekoppelt werden. Das hier verwendete hydrologische Modellierungssystem *ACRU* sieht

eine sequentielle Verarbeitung der Subsysteme als hydrologische Teilgebietseinheiten vor (vgl. Abschnitt 4.2.1).

### 5.5.1.1 Flächendifferenzierung im Brölgebiet

In Anlehnung an vorangegangene Untersuchungen (vgl. MÜLDERS 1992; DAAMEN 1993; HERPERTZ 1994) wird das 216 km<sup>2</sup> große Bröleinzugsgebiet zunächst auf der Basis der Gewässerstationierungskarte (GSK) von Nordrhein-Westfalen in sechs Teileinzugsgebiete unterteilt. Während die Teileinzugsgebiete 01, 02 und 03 das etwas größere Einzugsgebiet der Homburger Bröl umfassen, wird der Waldbrölbach durch die Gebiete 04 und 05 repräsentiert. Das Teileinzugsgebiet 06 bezeichnet das Gebiet zwischen dem Zusammenfluß der beiden Bachläufe und dem Gebietsauslaß am Pegel Bröl. Den Teileinzugsgebieten werden Gebietsniederschläge zugeordnet, die nach der Thiessen-Polygon-Methode ermittelt wurden (vgl. DAAMEN 1993). In Abbildung 5.5.1 sind die Grenzen der ermittelten Polygone neben den Teileinzugsgebietsabgrenzungen nach der GSK und der Einteilung des Untersuchungsgebiets in Teileinheiten dargestellt.



[verändert nach DAAMEN 1993, MÜLDERS 1992]

Abbildung 5.5.1: Unterteilung des Bröleinzugsgebiets nach der Gewässerstationierungskarte (GSK), hydrologischen Teilgebietseinheiten und Thiessenpolygongrenzen.

Wie aus vorangegangenen Untersuchungen hervorgeht, ist die Landnutzung für das Brölgebiet eine der wichtigsten hydrologischen Gebietseigenschaften (vgl. ERNSTBERGER 1987; BENDE 1994; HERPERTZ 1994). Das Bröleinzugsgebiet wird stark durch die vier vorherrschenden Landnutzungsarten Grünland, Nadelwald, Laubwald und Siedlung geprägt. Da sie entscheidenden Einfluß auf regionale Unterschiede der dynamischen Prozesse Interzeption und Evaporation, Abfluß und Bodenwasserhaushalt sowie auf die Schneehydrologie im Gebiet nehmen, wird eine weiterführende Diskretisierung nach der Landnutzung vorgenommen. Entsprechend wurde jedes der sechs rein hydrologischen Subsysteme in die vier Landnutzungseinheiten unterteilt. Die Zuweisung der Flächenanteile der Gebietseinheiten erfolgt auf der Basis einer GIS-Analyse der Landnutzung im Brölgebiet und der Auswertung von Fernerkundungsdaten (vgl. DÖRFFLER 1994; BENDE 1994).

Die Diskretisierung des Bröleinzugsgebiets in 24 Teilgebiete und deren hydrologische Vernetzung ist in Abbildung 5.5.2 dargestellt.

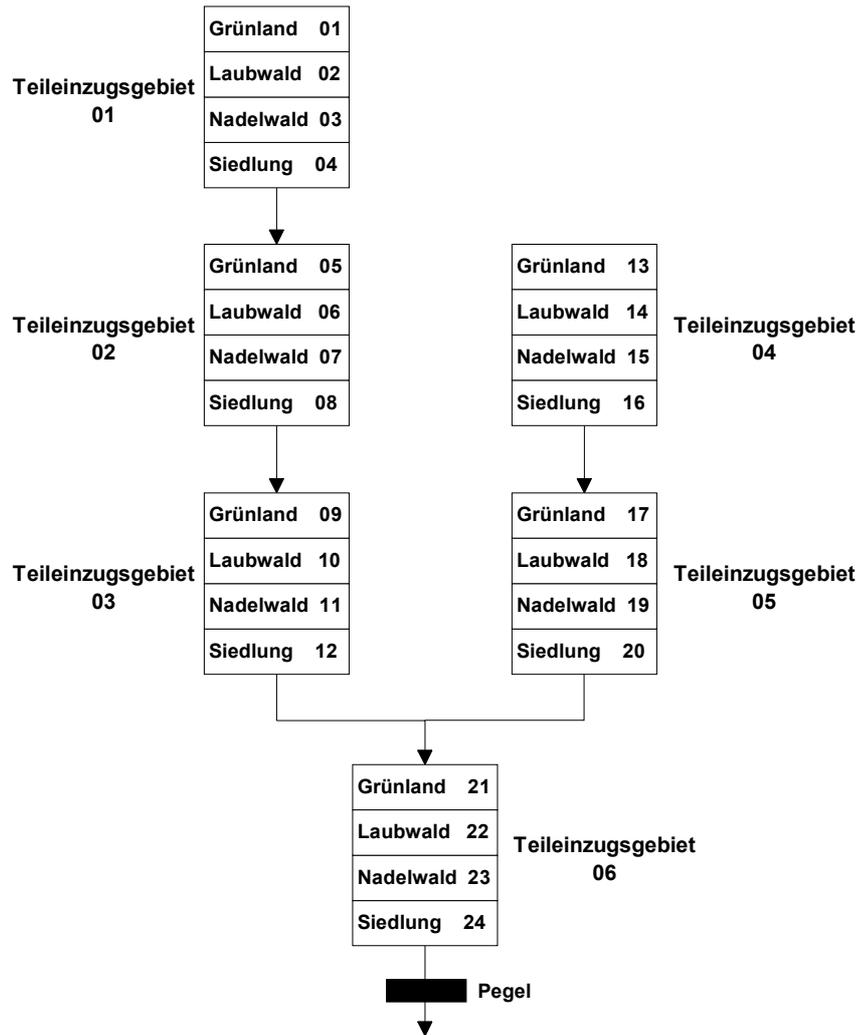


Abbildung 5.5.2: Hydrologische Teileinzugsgebiete und landnutzungsbedingte Teilgebietsabgrenzungen für die Modellierung im Brölgebiet.

Regionale Unterschiede der Geländehöhen sowie Hangneigungen und Expositionen können gemäß früherer Untersuchungen im Brölgebiet als Determinanten geringerer Bedeutung für die Systemansprache eingestuft werden (vgl. HERPERTZ 1994). Die für die Schneehydrologie notwendigen Temperatur Anpassungen mit der Geländehöhe erfolgen deshalb unabhängig von der Gebietsunterteilung anhand von benutzerdefinierten Temperaturgradienten (vgl. Abschnitt 5.3).

### 5.5.1.2 Flächendifferenzierung im Gebiet von Schmücke und Steinbach

Da das Untersuchungsgebiet von Schmücke und Steinbach nur eine sehr geringe Gesamtgröße aufweist, ist bei der hier vorliegenden Verwendung des täglichen Modells *ACRU* und angesichts des zur Verfügung stehenden täglichen Datenmaterials von einer zu starken Flächendifferenzierung abzu-sehen.

Anknüpfend an die Ausführungen in Abschnitt 4.1.2 werden die folgenden hydrologischen und physio-graphischen Systemeigenschaften innerhalb des Einzugsgebiets von Schmücke und Steinbach für eine Diskretisierung berücksichtigt:

- Die beiden anhand ihrer Wasserscheiden abgegrenzten Abflußsysteme der Schmücke und des Steinbachs;
- Die Höhenunterschiede zwischen der südlichen Gebietsbegrenzung im Kammbereich des Thü-

- ringer Waldes (Quellmuldenbereich) und dem Gebietsauslaß im Kerbtal der Schmücke;
- Die vorherrschende Nordexposition der Hänge im Oberlauf des Steinbachs;
- Die unterschiedlichen Gradienten der Ober- und Unterläufe der beiden Bäche;
- Die Vermoorung und Verdichtung im Quellmuldenbereich der Schmücke sowie entlang des Unterlaufs des Steinbachs;
- Der hohe Gebietsrückhalt im Steinbachgebiet, der sich durch eine sehr gleichmäßige Wasserführung über das gesamte Jahr ausdrückt.

Für das gesamte Einzugsgebiet wird von einem relativ dichten, homogenen Fichtenbestand ausgegangen, so daß keine weitere Unterteilung nach der Landnutzung vorgenommen wird.

Insgesamt vier Teilgebiete werden abgegrenzt (vgl. Abbildung 5.5.3): Teilgebiet 01 bezeichnet den auf einer durchschnittlichen Geländehöhe von 850 m ü.NN gelegenen Oberlauf des Steinbachs, in dem Nordexpositionen der Hänge stark vorherrschen. Da östliche und westliche Expositionen, die den weiteren Verlauf des Gebiets prägen, geringere Einstrahlungsunterschiede zu einer horizontalen Referenzfläche aufweisen, werden sie in dieser Anwendung nicht gesondert differenziert (vgl. MICHL 1999). Durch die Abgrenzung des zweiten Teilgebiets des Steinbachs (Sub 02) kann die starke Verdichtung entlang des Gerinnes im Unterlauf berücksichtigt werden. Für beide Subeinheiten gilt ein erhöhter Gebietsrückhalt aufgrund mächtiger Deckschichtenauflagen, die das Abflußsystem des Steinbachs kennzeichnen (vgl. Abschnitt 4.1.2; MICHL 1999). Die Teilgebiete 03 und 04 umfassen das Einzugsgebiet der Schmücke. Für den Quellmuldenbereich (Sub 03) wird von einer erhöhten Speicherfähigkeit und für den steileren Unterlauf (Sub 04) von einer relativ schnellen Gebietsansprache des Abflusses ausgegangen. Die jeweiligen Flächenanteile der Teilgebiete sowie Geländehöhen, Hangneigungen und –expositionen werden einem detaillierten digitalen Geländemodell der Einzugsgebietsregion entnommen (vgl. Michl 1999).

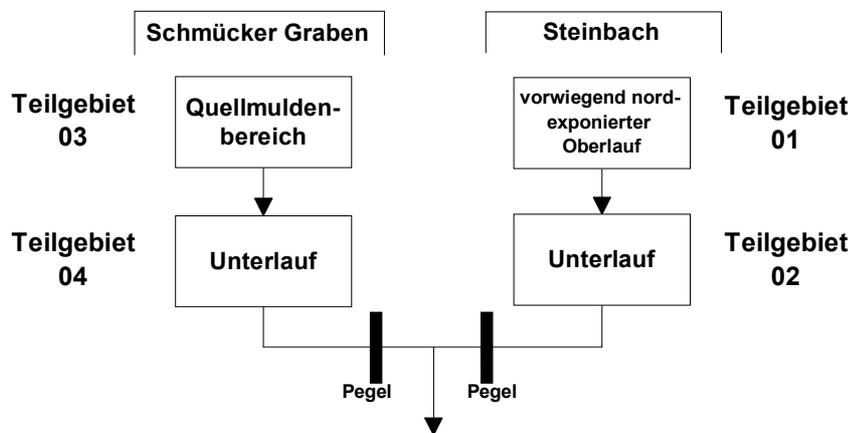


Abbildung 5.5.3: Hydrologische Teileinzugsgebiete und an der Physiographie orientierte Teilgebietsabgrenzungen für die Modellierung im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

## 5.5.2 Systemorientierte Modelleinstellungen für den kombinierten Modellansatz von *ACRU* und *SMiM*

Der folgende Abschnitt erläutert die Zuweisung der wichtigsten gebietsspezifischen Eingangsdaten und Kennwerte für das hydrologische Modellierungssystem *ACRU* und das Schneemodul *SMiM*. Dabei werden sowohl die Einstellungen für Systemvariablen beschrieben, die auf abgesichertem Datenmaterial beruhen, als auch die Bestimmung von Parametern und Koeffizienten, die sich auf der Basis von Gebietskenntnissen und empirischen Untersuchungen herleiten lassen. Letztere können im Verlauf des Optimierungs- und Validierungsprozesses noch Änderungen erfahren.

Für jede Teilgebietseinheit der beiden Untersuchungsgebiete werden eine angepaßte allgemeinhydrologische (*ACRU-menu*) und eine schneehydrologische Basis-Steuerdatei (*INSNOW*) erstellt. Sie dienen als Grundlage für die Simulations- und Systemanalysen in den Untersuchungsgebieten.

### 5.5.2.1 Eingangswerte für Niederschlag und Temperatur

Tägliche Datenreihen des modellextern ermittelten Gebietsniederschlags und tägliche Minimum- und Maximum-Temperaturen werden über eine hydrometeorologische Eingabedatei in das Trägermodell *ACRU* eingelesen. Um spezifische Gebieteigenschaften berücksichtigen zu können, sind über die Steuerdateien *menu* und *INSNOW* Korrekturen systematischer Erfassungsfehler und Anpassungen in Abhängigkeit von der Geländehöhe, der Exposition sowie von jahreszeitlichen Einflüssen auf die Niederschlagszusammensetzung möglich.

Innerhalb des *ACRU*-Modells kann der systematische Meßfehler der eingelesenen Niederschlagswerte über den monatlich variierbaren Faktor  $cor_{PPT}$  korrigiert werden, der sich auf reine Regenniederschläge bezieht. Daneben berücksichtigt *ACRU* - ausgehend von der Geländehöhe der Meßstation - für jede Teilgebietseinheit eine Temperaturveränderung mit der Höhe. Die Parameter  $Tmax_{LR}$  und  $Tmin_{LR}$  bezeichnen den Gradienten der täglichen Maximum- und Minimum-Temperaturen pro 1000 m Höhenzunahme (in der Regel negativ).

Unter Verwendung der Lufttemperaturen werden im Schneemodul *SMiM* Regen-, Schnee- und Mischniederschläge anhand des Verfahrens nach LEAVESLEY ET AL. (1983) unterschieden. Dafür wird der monatlich variierbare Temperaturbasiswert für die Ermittlung des Aggregatzustands  $TP_{CRIT}$  anhand von Erfahrungswerten aus den Untersuchungsgebieten festgelegt. Zusätzliche Anpassungen an jahreszeitliche/klimatische Unterschiede bei der Niederschlagsbildung sind durch die ebenfalls monatlich variierbaren Anpassungsfaktoren  $Tmax_{SN}$  und  $adj_R$  gegeben, die den Regenanteil eines berechneten Mischniederschlagsereignisses verändern (vgl. Abschnitt 5.3.4). Zudem kann durch das Schneemodul *SMiM* der Einfluß stark geneigter (im Durchschnitt > 15% Hangneigung), vorherrschend nord- oder südexponierter Gebietsteile auf die schneehydrologische Dynamik durch eine monatlich variable Temperaturanpassung für die Minimum- und Maximumtemperaturen ( $Tmin_{ADJ}$ ,  $Tmax_{ADJ}$ ) berücksichtigt werden.

Der systematische Meßfehler fällt bei Schnee- und Mischniederschlägen vor allem durch Windüberwehung bis zu dreimal höher aus als bei Regenniederschlägen (vgl. SEVRUK 1984a; WOHLRAB ET AL. 1992; RICHTER 1995; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). Die Korrektur des systematischen Meßfehlers wird nach der RICHTER-Methode (1995) vorgenommen, die eine tägliche Anpassung in Abhängigkeit von den verschiedenen Niederschlagsformen zuläßt. Dazu werden die jeweiligen Stationsstandorte nach ihrer Horizontabschirmung eingestuft (Abschirmungsklassen 1-4, Variable  $SN_{screen}$ ) (vgl. Abschnitt 5.3.4).

#### Brölgebiet

Basierend auf Untersuchungen im Brölgebiet werden die täglichen Regenniederschlagswerte zur Berücksichtigung des systematischen Meßfehlers in den Wintermonaten um 13%, in den Übergangsmonaten um 11% und im Sommer um 8% nach oben korrigiert (vgl. DORNBERG 1992; LÜLLWITZ 1993). Diese Anhaltswerte für den *ACRU*-Korrekturfaktor  $cor_{PPT}$  erweisen sich auch im Vergleich zu anderen empirischen Untersuchungen als schlüssig (vgl. SEVRUK 1983; SEVRUK 1984a; WOHLRAB ET AL. 1992; RICHTER 1995)(vgl. Tabelle 5.5.1).

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
Brölgebiet	$COR_{PPT}$	1.13	1.13	1.11	1.11	1.08	1.08	1.08	1.08	1.08	1.11	1.13	1.13

Tabelle 5.5.1: Monatswerte für den Regenniederschlags-Korrekturfaktor  $COR_{PPT}$  (*ACRU*-Parameter).

Die Meßfehler-Korrekturen bei Schnee- und Mischniederschlägen werden durch das Schneemodul SMiM berücksichtigt und modellintern hergeleitet. Nach der RICHTER-Methode liegen die auf täglicher Basis berechneten Werte für reine Schneeniederschläge bei bis zu 50% und für Mischniederschläge in Abhängigkeit vom Schneeanteil bei bis zu 35%. In Anlehnung an die von einer Reihe von Untersuchungen bestätigten Korrekturen für Regenniederschläge (vgl. LÜLLWITZ 1993; DAAMEN 1993) wird für alle Teilgebiete von „leicht geschützten“ Stationslagen gemäß der RICHTER'schen Definition ausgegangen (Abschirmungsklasse  $SN_{screen} = 2$ ) (vgl. RICHTER 1995).

Die Temperaturgradienten mit der Höhe ( $Tmax_{LR}$  und  $Tmin_{LR}$ ) werden auch unter Annahme einer vorherrschend feuchtadiabatischen Zustandsänderung der Luft in den ozeanisch geprägten westlichen Mittelgebirgen (< 400 m Geländehöhe) sowohl für das Minimum als auch für das Maximum der Temperaturen auf  $-5.0\text{ °C}/1000\text{ m}$  angesetzt (vgl. WEISCHET 1988).

Zur Ermittlung des Aggregatzustands der Niederschläge mit Hilfe des Ansatzes nach LEAVESLEY (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; Abschnitt 5.3.4) im Brölgebiet wird der kritische Temperaturbasiswerte,  $TP_{CRIT}$ , entsprechend meteorologischer Erfahrungswerte aus niederen bis mittleren Höhenlagen und bei einer vorherrschend advektiven Luftmassenbewegung auf  $0.9\text{ °C}$  festgesetzt (vgl. BRAUN 1985, VEHVILÄINEN 1992). Dies entspricht auch dem Standardeingabewert für das SMiM-Modul, bei dem etwa 50% Regen und 50% Schnee angenommen werden. Von einer zusätzlichen Modifikation des nach dem LEAVESLEY-Ansatz berechneten Regenanteils von Mischniederschlägen mittels des monatlich variierbaren Anpassungsfaktors,  $adj_R$ , ist zunächst abzusehen. Der damit zu berücksichtigende jahreszeitliche Einfluß auf die Niederschlagsbildung ist durch die sehr wechselhaften winterlichen Bedingungen in den unteren Mittelgebirgslagen nur schwer zu quantifizieren und muß im Zuge der Simulationsanalyse ermittelt werden (vgl. Abschnitt 5.5.3).

Um den maßgeblichen Einfluß wechselhafter Witterungsverhältnisse auf die Niederschlagszusammensetzung einzubeziehen, wird eine Maximumtemperatur,  $Tmax_{SN}$ , von  $5.5\text{ °C}$  eingeführt (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; MICHL 1999), bei deren Überschreiten alle auftretenden Niederschläge als Regen betrachtet werden (vgl. Abschnitt 2.2.1). Mit diesem Wert wird dem täglichen Maßstab des Modellansatzes Rechnung getragen: Für Mischniederschläge, die im Verlauf eines Tages mit Maximumtemperaturen von über  $5.5\text{ °C}$  auftreten, wird ein hoher Regenanteil angenommen, der die effektive Ausbildung einer Neuschneedecke über den Berechnungszeitschritt hinaus nicht zuläßt. Bei einer bereits vorhandenen Schneedecke wird von einer starken Vernässung ausgegangen, während der Zuwachs durch den Schneeanteil des Mischniederschlags als vernachlässigbar eingestuft wird.

Angesichts relativ geringer Geländehöhenunterschiede innerhalb der abgegrenzten Teilgebiete und mittlerer Hangneigungsgradienten von unter 15%, werden expositionsbedingte Temperaturunterschiede für diese Anwendung vernachlässigt (betrifft Parameter  $Tmax_{ADJ}$  und  $Tmin_{ADJ}$ ) (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; LEAVESLEY ET AL. 1983; HERPERTZ 1994).

	$Tmax_{LR}$ (°C/1000 m)	$Tmin_{LR}$ (°C/1000 m)	$TP_{CRIT}$ (°C)	$adj_R$	$Tmax_{SN}$ (°C)
<b>Brölgebiet</b> (Alle Monate und Teilgebiete)	-5.0	-5.0	0.9	0.0	5.5

Tabelle 5.5.2: Im Brölgebiet veranschlagte Temperaturanpassungen nach der Geländehöhe ( $Tmax_{LR}$ ,  $Tmin_{LR}$ ; ACRU-Parameter), der kritische Temperaturwert für den Übergang von Schnee- und Regenniederschlag ( $TP_{CRIT}$ ), eine Anpassungsfaktor für den Regenanteil von Mischniederschlägen ( $adj_R$ ) und die Tagesmaximumtemperatur ( $Tmax_{SN}$ ), bis zu der im Tagesverlauf noch Schneeniederschläge möglich sind.

In Tabelle 5.5.2 sind noch einmal die Werte der verschiedenen temperaturbasierten Anpassungen

sowie die Anpassung des Regenanteils von Mischniederschlägen für das Brölgebiet zusammengefaßt.

Die Wertzuweisungen für die Parameter  $adj_R$  und  $Tmax_{SN}$  gilt es im Verlauf der Simulationsanalyse zu überprüfen und gegebenenfalls für die Modellanwendung im Brölgebiet zu optimieren.

### Schmücke und Steinbach

In den Einzugsgebieten von Schmücke und Steinbach kann von einem Gebietsniederschlag ausgegangen werden, der dem langjährigen Mittel der DWD-Hauptstation Schmücke entspricht (vgl. WUCHOLD UND NEIS 1969; MICHL 1999). Nach MICHL (1999) kann die DWD-Station Schmücke gemäß der RICHTER'schen Definition (1995) als „leicht geschützt“ eingestuft werden (Abschirmungsklasse  $SN_{screen} = 2$ ). Angelehnt an die Untersuchungsergebnisse von RICHTER (1995) für die Gipfelregionen der Mittelgebirge (> 700m) ergibt sich daraus für die Sommerhalbjahre ein durchschnittlicher systematischer Meßfehler zwischen 5 und 10% und für die Wintermonate je nach Niederschlagsart von 10-35%. Diese Anhaltswerte decken sich mit den Feststellungen von WUCHOLD UND NEIS (1969) bei ihren Vergleichsmessungen mit Totalisatoren im Untersuchungsgebiet.

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
<b>Schmücke und Stein- bach</b>	$COR_{PPT}$	1.18	1.18	1.17	1.16	1.10	1.08	1.08	1.08	1.10	1.14	1.16	1.18

Tabelle 5.5.3: Monatliche Regenniederschlagskorrekturen durch den  $ACRU$ -Parameter  $COR_{PPT}$  im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Entsprechend der beschriebenen Untersuchungen wird der Regen-Korrekturfaktor  $cor_{PPT}$  für diese Modellanwendung über das Jahr auf 8 bis 18% festgelegt (vgl. Tabelle 5.5.3). Die vergleichsweise hohen Korrekturwerte für den winterlichen Regenniederschlag sollen dazu beitragen, die Verluste durch die im Gebiet sehr häufigen und meßtechnisch nicht erfaßbaren Nebelniederschläge zu vermindern (vgl. WUCHOLD UND NEIS 1969). Für Schnee- und Mischniederschläge liegt die Korrektur unter Anwendung der täglichen Korrekturmethode nach RICHTER (1995) bei bis zu 45% für reine Schneeniederschläge und bei bis zu 30% für Mischniederschläge je nach ihrer Zusammensetzung. In dieser Größenordnung bewegen sich auch die Erfahrungswerte von RACHNER/MATTHÄUS (1986) für die ostdeutschen Mittelgebirge, die bei Schnee- und Mischniederschlägen im Regelfall von systematischen Meßfehlern von 30 bis 40% und vereinzelt weit höheren Abweichungen ausgehen.

MICHL (1999) ermittelte auf der Grundlage von Meßreihen der langjährigen Monatsmitteltemperaturen an den Klimastationen Schmücker Graben und Schmücke eine Temperaturabnahme mit der Höhe von durchschnittlich  $0.56\text{ °C}$  pro 100 m. Entsprechend wurden die Temperaturgradienten pro 1000 m Höhenunterschied,  $Tmax_{LR}$  und  $Tmin_{LR}$ , für die Einzugsgebiete Schmücke und Steinbach auf  $-5.6\text{ °C}$  festgesetzt.

Die Festlegung der Basistemperatur für die Ermittlung der Niederschlagsart,  $TP_{CRIT}$ , erfolgt angelehnt an MICHL (1999) für die Wintermonate Dezember bis Februar auf  $0.0\text{ °C}$ . In der Übergangszeit wird aber von einer leicht erhöhten Basistemperatur von  $0.5\text{ °C}$  (November und März) und in der frühjährlichen Schmelzphase von  $0.9\text{ °C}$  ausgegangen. Diese Abstufung erfolgt auf Grundlage der Annahme, daß die jahreszeitlich bedingte Art und Variabilität der Witterungsverhältnisse in den Übergangs- und Frühjahrsmonaten eine vermehrte Bildung von Misch- und Schneeniederschlägen auch bei relativ milden Temperaturen herbeiführen (vgl. Abschnitt 2.2.1; LAUSCHER 1982; BRAUN 1985, RACHNER ET AL. 1984/1997, VEHVILÄINEN 1992).

Im Zuge einer Anwendungsoptimierung des Modellsystems PRMS/MMS in den Einzugsgebieten von

Schmücke und Steinbach wurde ein Anpassungsparameter für den Regenanteil bei Mischniederschlägen folgendermaßen abgestuft: Im März wurde ein Wert von 1.1 angenommen, für die Monate November und April 1.3 und für Oktober und Mai 1.5 (vgl. MICHL 1999). Für die vorliegende Untersuchung wird der Anpassungsparameter,  $adj_R$ , mit identischen Werten belegt, die aber im Verlauf der Simulationsanalyse zu überprüfen sind (vgl. Abschnitt 5.5.3).

Der Temperaturanpassungsparameter,  $Tmax_{SN}$ , hat in den hochgelegenen Quelleinzugsgebieten Schmücke und Steinbach einen vergleichsweise geringen Einfluß auf den Regenanteil (vgl. MICHL 1999) und wird deshalb gemäß der für das Brölgebiet angeführten Argumentation ebenfalls auf 5.5°C angesetzt.

Tabelle 5.5.4 stellt die temperaturbasierten Parameterwerte zusammen, die für das gesamte Gebiet von Schmücke und Steinbach veranschlagt werden.

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
<b>Schmücke und Steinbach</b>	$Tmax_{LR}$ (°C/1000m)	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6
	$Tmin_{LR}$ (°C/1000m)	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6	-5.6
	$TP_{CRIT}$ (°C)	0.0	0.0	0.5	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.5	0.0
	$adj_R$	1.0	1.0	1.1	1.3	1.5	1.0	1.0	1.0	1.0	1.5	1.3	1.1
	$Tmax_{SN}$ (°C)	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5	5.5

Tabelle 5.5.4: Im Gebiet von Schmücke und Steinbach veranschlagte Temperaturanpassungen nach der Geländehöhe ( $Tmax_{LR}$ ,  $Tmin_{LR}$ ; ACRU-Parameter), der kritische Temperaturwert für den Übergang von Schnee- und Regenniederschlag ( $TP_{CRIT}$ ), ein Anpassungsfaktor für den Regenanteil von Mischniederschlägen ( $adj_R$ ) und die Tagesmaximumtemperatur ( $Tmax_{SN}$ ), bis zu der im Tagesverlauf noch Schneeniederschläge möglich sind.

Im Oberlauf des Steinbachs ist ein Teilgebiet mit steilen, vorherrschend nördlich exponierten Hängen abgegrenzt (vgl. Abschnitt 5.5.1). Für diese Teileinheit werden die Parameter  $Tmax_{ADJ}$  und  $Tmin_{ADJ}$  aktiviert, die eine monatlich variierbare Temperaturanpassung zur Berücksichtigung der veränderten Einstrahlung durch Hangexposition und -gradient ermöglichen. Für die Monate Oktober bis April wird von einer Verminderung der eingelesenen und korrigierten Minimum- und Maximum-Temperaturen um 1.0°C ausgegangen. Ab Mai nimmt der verminderte Einfluß der Nordexposition auf die Temperaturen durch den höheren Sonnenstand leicht ab (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; SCHULZE 1986).

Monatswerte für die Temperaturanpassung der vorwiegend nordexponierten Hänge im Steinbachgebiet gibt Tabelle 5.5.5 wieder.

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
<b>Steinbach</b>	$Tmax_{ADJ}$ (°C)	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-0.8	-0.5	-0.5	-0.5	-0.8	-1.0	-1.0	-1.0
	$Tmin_{ADJ}$ (°C)	-1.0	-1.0	-1.0	-1.0	-0.8	-0.5	-0.5	-0.5	-0.8	-1.0	-1.0	-1.0

Tabelle 5.5.5: Monatlich variierte Werte der Temperaturanpassungsparameter  $Tmax_{ADJ}$  und  $Tmin_{ADJ}$  für den vorwiegend nordexponierten Oberlauf des Steinbachs.

### 5.5.2.2 Kennwerte zur Ermittlung der maximalen Evaporation

Tägliche Datenreihen der potentiellen Evaporation können direkt in das ACRU-Modell eingelesen werden, auf deren Basis die Ermittlung der maximalen Evaporation für jede Teileinheit und seine spezifischen Gebietseigenschaften bestimmt wird. Die Referenzevaporation in ACRU ist die über das

Class-A-PAN-Verfahren ermittelte potentielle Verdunstung. In beiden Untersuchungsgebieten sind nach der Penman-Monteith-Methode berechnete tägliche Datenreihen zur potentiellen Evaporation verfügbar. Um korrekte Kalkulationen der maximal möglichen und der aktuellen Evapotranspiration mit dem *ACRU*-Modell zu ermöglichen, bedarf es der Anpassung an die im Modell vorgegebene Referenzverdunstung. Dies wird über den monatlichen Faktor  $COR_{PAN}$  ermöglicht. Die Festlegung der Werte für  $COR_{PAN}$  erfolgt unter Berücksichtigung der zugrundeliegenden unterschiedlichen Albedo-Werte der beiden Bestimmungsmethoden (vgl. DOORENBOS/PRUITT 1977; JENSEN ET AL. 1990; WOHLRAB ET AL. 1992; SCHULZE ET AL. 1995).

Zur gesonderten Berücksichtigung der Schneeverdunstung wird der monatlich variierbare Koeffizient  $E_{SNREL}$  über die SMiM-Steuerdatei eingeführt.  $E_{SNREL}$  bezeichnet den Anteil des Wasseräquivalents in den oberen maximal 5 cm des Schneepakets am Boden, der pro Tag höchstens verdunstet werden kann. Werte für  $E_{SNREL}$  sind auf der Basis von Erfahrungswerten aus der Literatur für die jeweilige Untersuchung abzuschätzen und im Verlauf der Modellvalidierung zu überprüfen. Angelehnt an die Untersuchungsergebnisse von CALDER (1990), NAKAI ET AL. (1994) und POMEROY ET AL. (1998a/b) wird für die potentielle Schneeinterzeptionsverdunstung von erheblich höheren Werten ausgegangen, die im SMiM-Modul gesondert berücksichtigt werden (vgl. Abschnitt 5.3.6).

### Bröl

Für die Bröl wird die Anpassung der Referenzverdunstung,  $COR_{PAN}$ , in Anlehnung an empirische Untersuchungen über das Jahr auf Werte zwischen 7% Erhöhung in den Wintermonaten und einer 12%igen Erhöhung in den Sommermonaten angesetzt (vgl. DOORENBOS/PRUITT 1977; ERNSTBERGER 1987; JENSEN ET AL. 1990; WOHLRAB ET AL. 1992; SCHULZE ET AL. 1995). Die abgeschätzten Werte werden zudem durch vorangegangene Modellanwendungen im Brölgebiet bestätigt (vgl. HERPERTZ 1994).

Der Evaporationskoeffizient  $E_{SNREL}$  ist allgemein sehr gering zu bemessen und wird auf 1-3% des Wasseräquivalents der oberen 5 cm des Schneepakets am Boden festgelegt (vgl. BRAUN 1985; KUUSISTO 1986; MARTINEC/RANGO 1991; GRAY/PROWSE 1993; ISHII/FUKUSHIMA 1994; NAKAI ET AL. 1994; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

In Tabelle 5.5.6 sind die monatlich variierenden Werte für den *ACRU*-Parameter  $COR_{PAN}$  und die Werte des SMiM-Parameters  $E_{SNREL}$  für das Brölgebiet dargestellt.

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
Brölgebiet	$COR_{PAN}$	1.07	1.07	1.07	1.07	1.12	1.12	1.12	1.12	1.12	1.07	1.07	1.07
	$E_{SNREL}$	0.010	0.010	0.015	0.020	0.025	0.030	0.030	0.030	0.025	0.020	0.015	0.010

Tabelle 5.5.6: Monatliche Einstellungen der Anpassungsfaktoren an die Referenzverdunstung des *ACRU*-Modells,  $COR_{PAN}$  und für die potentielle Schneeverdunstung,  $E_{SNREL}$  (SMiM-Parameter) im Brölgebiet.

### Schmücke und Steinbach

Für die Schmücke und den Steinbach muß, trotz der fast lückenlosen Waldbedeckung, von relativ geringen Verdunstungswerten ausgegangen werden, die vor allem durch Höhenlage und Nebelhäufigkeit zu begründen sind (vgl. WUCHOLD UND NEIS 1969). Auch in Anlehnung an die Modellierungsergebnisse von MICHL (1999) werden für die Schmücke und den Unterlauf des Steinbachs  $COR_{PAN}$ -Werte zwischen 3%iger und 8%iger Erhöhung der eingegebenen Verdunstungsreihe veranschlagt. Im vorwiegend nordexponierten Oberlauf des Steinbachs werden keinerlei Anpassungen vorgenommen, da dort aufgrund der verminderten Einstrahlungsenergie mit noch geringeren Evaporationsraten gerechnet werden muß.

Auch für Schmücke und Steinbach wird der Evaporationskoeffizient  $E_{SNREL}$  auf 1-3% des WE der oberen 5 cm des Schneepakets am Boden angesetzt (vgl. BRAUN 1985; KUUSISTO 1986; MARTINEC/RANGO 1991; GRAY/PROWSE 1993; ISHII/FUKUSHIMA 1994; NAKAI ET AL. 1994; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996).

In Tabelle 5.5.7 sind die monatlich variierenden Werte für den *ACRU*-Parameter  $COR_{PAN}$  und die Werte des *SMiM*-Parameters  $E_{SNREL}$  für das Gebiet von Schmücke und Steinbach dargestellt.

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
Schmücke und Stein- bach	$COR_{PAN}$	1.03	1.03	1.03	1.06	1.08	1.08	1.08	1.08	1.06	1.03	1.03	1.03
	$E_{SNREL}$	0.010	0.010	0.015	0.020	0.025	0.030	0.030	0.030	0.025	0.020	0.015	0.010

Tabelle 5.5.7: Monatliche Einstellungen der Anpassungsfaktoren an die Referenzverdunstung des *ACRU*-Modells,  $COR_{PAN}$  und für die potentielle Schneeverdunstung,  $E_{SNREL}$  (*SMiM*-Parameter), im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

### 5.5.2.3 Kennwerte für die Interzeptionsberücksichtigung

Für die vorliegende Modellanwendung wird eine *ACRU*-Modellroutine eingesetzt, die die Interzeption des Regenniederschlags mittels monatlich eingegebener Blattflächenindizes,  $LAI_{MO}$ , berechnet. Für einen hinreichend dichten Waldbestand von > 60% bedeckter Grundfläche ist durch das Schneemodul *SMiM* auch eine gesonderte Berücksichtigung der Schneeinterzeption vorgesehen. Für solche Waldgebiete wird sie über den monatlich zu variierenden Bedeckungsgrad,  $CC_{FOR}$ , und einen Kennwert zur Schneehaltekapazität des Bestands,  $SN_{CAPI}$ , näher beschrieben. Die absolute Schneehaltekapazität des Bestands (mm Wasseräquivalent) wird modellintern durch eine lineare Beziehung des relativen Kennwerts  $SN_{CAPI}$  zum Bedeckungsgrad,  $CC_{FOR}$ , hergeleitet. Eine Haltekapazität in der Größenordnung von 10-25% des Bedeckungsgrads wird dabei als realistisch eingestuft (vgl. CALDER 1990; NAKAI ET AL. 1994). Die Anhaltswerte für den Kennwert  $SN_{CAPI}$  sind im Zuge der Simulationsanalyse zu überprüfen (vgl. Abschnitt 5.5.3).

#### Bröl

Der Blattflächenindex,  $LAI_{MO}$ , wird für die Modellanwendung im Brölgebiet entsprechend der vier verschiedenen Landnutzungsklassen variiert. Für Grünland und Siedlungsflächen, bei denen von einem relativ hohen Anteil an Gartenflächen auszugehen ist, werden identische Werte angenommen. Sie liegen zwischen 1.5 im Winter und 2.5 in den Sommermonaten. In Laubwaldgebieten fällt die winterliche Entlaubung ins Gewicht, so daß im Zeitraum November bis März von einem Blattflächenindex von 0.0 und in der Übergangszeit von 2.00 und 2.50 ausgegangen wird. Im Sommer steigt er bis auf 4.5 an und ist somit vergleichbar mit dem Blattflächenindex des sommerlichen Nadelwalds. Für den Nadelwald werden die Werte zum Winter hin nur leicht auf 3.50 vermindert (vgl. KRISTENSEN 1974; GEYGER 1977, RUTTER/MORTON 1977, BALAZS 1983; VON HOYNINGEN-HUENE 1983).

		Landnutzung	Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
Bröl- gebiet	$LAI_{MO}$	Grünland	1.50	1.50	1.80	2.00	2.50	2.50	2.50	2.50	1.80	1.50	1.50	1.50
		Laubwald	0.00	0.00	0.00	2.00	4.30	4.50	4.50	4.50	4.00	2.50	0.00	0.00
		Nadelwald	3.50	3.50	3.80	4.00	4.50	4.50	4.50	4.50	4.50	4.00	3.50	3.50
		Siedlung	1.50	1.50	1.80	2.00	2.50	2.50	2.50	2.50	1.80	1.50	1.50	1.50
	$CC_{FOR}$ (%)	Nadelwald	60	60	70	80	100	100	100	100	100	90	80	60

Tabelle 5.5.8: Blattflächenindizes,  $LAI_{MO}$  (*ACRU*-Parameter), und Bedeckungsgrad-Werte,  $CC_{FOR}$  (*SMiM*-Parameter), für die Modellanwendung bei verschiedenen Landnutzungen im Brölgebiet.

Für die Berücksichtigung der Schneeeinterzeption wird der Bedeckungsgrad  $CC_{FOR}$  für die Waldgebiete eingeführt. Aufgrund der winterlichen Entlaubung ist der Laubwald nicht berücksichtigt. Für die teilweise durch Mischbestand aufgelichteten mittelalten Nadelwaldgebiete im Brölgebiet wird von einem Bedeckungsgrad von 60 % während der relevanten Wintermonate ausgegangen.

Tabelle 5.5.8 stellt die gewählten monatlichen Parametereinstellungen für die beiden Parameter  $LAI_{MO}$  und  $CC_{FOR}$  im Brölgebiet dar, die je nach Landnutzungsart variieren können.

Der Kennwert zur Interzeptionskapazität für Schnee,  $SN_{CAPI}$ , wird zunächst auf einen Wert von 12% (= Parameterwert 0.12) des veranschlagten Bedeckungsgrads festgelegt, was in den Wintermonaten etwa einer Schneehaltekapazität von 7.2 mm Wasseräquivalent entspricht. Dabei wird davon ausgegangen, daß es häufig zu stark vernästen Schneeablagerungen kommt, die relativ schnell zum Boden umverteilt werden.

### Schmücke und Steinbach

Im Einzugsgebiet der Schmücke und des Steinbachs ist durchgängig von einem mittelalten bis alten Nadelwaldbestand auszugehen, für den in Anlehnung an Literaturwerte und Felduntersuchungen von MICHL (1999) ein mittlerer monatlicher Blattflächenindex,  $LAI_{MO}$ , von 3.50 im Winter und 4.00 im Sommer veranschlagt wird. Der Bedeckungsgrad  $CC_{FOR}$  ist korrespondierend auf 65-70% angesetzt und der Kennwert zur Schneehaltekapazität,  $SN_{CAPI}$ , auf 15% des Bedeckungsgrads (= Parameterwert 0.15) (vgl. Tabelle 5.5.9).

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
Schmücke und Stein- bach	$LAI_{MO}$	3.50	3.50	3.50	3.80	4.00	4.00	4.00	4.00	4.00	3.80	3.50	3.50
	$CC_{FOR}$ (%)	65	65	65	65	70	70	70	70	70	65	65	65

Tabelle 5.5.9: Monatlich variierte Blattflächenindizes,  $LAI_{MO}$  (ACRU-Parameter), und Bedeckungsgrad-Werte,  $CC_{FOR}$  (SMiM-Parameter), für die Modellanwendung im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

#### 5.5.2.4 Kennwerte zur Berücksichtigung des Schneedeckenspeichers

Alternativ zur Berechnung der Interzeption von Regenniederschlägen in  $ACRU$  wird bei Schnee- und Mischniederschlägen durch das Schneemodul SMiM der Auf- und Abbau des Schneedeckenspeichers als temporärer Gebietsrückhalt berücksichtigt.

Beim Aufbau einer Schneedecke werden Wasseräquivalent und Dichte des Neuschnees modellintern über Niederschlags- und Temperaturwerte ermittelt. Dagegen kann die initiale Retentionsfähigkeit in der SMiM-Steuerdatei individuell über den Parameter  $SN_{RC}$  für den Bodenschneespeicher und den Parameter  $SN_{RC}$  für den Interzeptionsschneespeicher festgelegt werden.

Zur differenzierteren Berechnung der tatsächlichen Schneedeckenverminderung durch Evaporation und der Einschränkung verfügbarer Verdunstungsenergie für den Bodenwasserspeicher ist es notwendig, zu definieren, ob eine Schneedecke als geschlossen zu betrachten ist. Für den Bodenschneespeicher wird dazu die Grundbeziehung von Schneehöhe, -dichte und Wasseräquivalent herangezogen. Es wird der Faktor  $SN_{CC}$  eingeführt. Der Faktorwert entspricht der angenommenen Schneehöhe, ab welcher von einer geschlossenen Schneebedeckung ausgegangen werden kann. Modellintern wird  $SN_{CC}$  [mm] mit Hilfe der aktuellen Schneedichte zur Ermittlung des korrespondierenden Wasseräquivalents verwendet. Für den Schneeeinterzeptionsspeicher werden jedoch keine Schneedichten ermittelt. Deshalb bezeichnet der benutzerdefinierte Parameter  $SN_{COMP}$  einen direkten Anhaltswert für die komplette Kronenabdeckung durch Schnee in der Einheit  $mm$  Wasseräquivalent (WE).

In der Regel setzen bei einer Tagesmitteltemperatur über dem Gefrierpunkt Schmelzprozesse ein. Nur unter Kenntnis spezieller Gebietsverhältnisse ist dieser kritische Temperaturgrenzwert,  $TM_{CRIT}$ , von 0°C zu variieren (vgl. BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992; RANGO/MARTINEC 1995). Für die Ermittlung der potentiellen Schmelzhöhen im Freiland muß neben  $TM_{CRIT}$  der monatlich variierbare Schmelzfaktor,  $SN_{MC}$ , eingegeben werden. Auf die verminderte Schmelzbereitschaft unter Wald wird durch eine modellinterne Anpassung von  $SN_{MC}$  eingegangen. Um die unterschiedlichen Ablationsverläufe in den niederen (Bröl) und höheren (Schmücke/Steinbach) Mittelgebirgslagen zu berücksichtigen, ist zusätzlich der Indikator  $MC_{MOD}$  zu benennen.  $MC_{MOD}$  zeigt an, ob die eingegebenen monatlichen Schmelzfaktoren für jeden Berechnungstag des Monats neu herangezogen und nur für den betreffenden Tag modifiziert werden ( $MC_{MOD} = 0$ ) oder ob die im täglichen Maßstab variierten Schmelzfaktoren innerhalb einer Schneebedeckungsphase auf den nächsten Berechnungstag zu übertragen sind ( $MC_{MOD} = 1$ ) (vgl. Abschnitt 5.3.7.3).

Die Wertzuweisungen für die Schneeparameter gilt es im Zuge der Modellvalidierung in den beiden Testgebieten auf ihre Stimmigkeit hin zu untersuchen.

### Bröl

Angelehnt an die Untersuchungen von BRAUN (1985) wird für den Bodenschneespeicher zunächst eine initiale Retentionsfähigkeit für freies Wasser,  $SN_{RC}$ , von 10% des Wasseräquivalents der festen Schneedeckenbestandteile veranschlagt (= Parameterwert 0.1). Für die Rückhaltefähigkeit des Interzeptionsspeichers,  $SNI_{RC}$ , wird nur von 5% ausgegangen (= Parameterwert 0.05), da bei stärkerer Vernässung ein Abgleiten der Schneekluster von den Baumkronen angenommen werden muß.

Bei etwa 5 cm Schneehöhe wird je nach Lagerungsdichte des Schnees von einer geschlossenen Schneedecke am Boden ausgegangen. Entsprechend wird der Faktor  $SN_{CC}$  auf 50.00 eingestuft. Für die komplette Schneebedeckung der Baumkronen,  $SNI_{COMP}$ , wird für die als Nadelwald ausgewiesenen Teilgebiete in Anlehnung an die gewählten Blattflächenindizes zunächst ein Wert von 3.5 mm WE festgesetzt (vgl. NAKAI ET AL. 1994).

Als kritischer Temperaturwert,  $TM_{CRIT}$ , wird für alle Monate der Gefrierpunkt angesetzt. Der Schmelzfaktor für das Freiland,  $SN_{MC}$ , wurde anhand verschiedener Angaben aus der Literatur monatlich zwischen 2.00 und 5.00 variiert (vgl. VEHVILÄINEN 1992; MANIAK 1993; RANGO/MARTINEC 1995). Da im Brölgebiet mit überwiegend sporadischen Schneebedeckungsphasen zu rechnen ist, wird die Option  $MC_{MOD}$  aktiviert ( $MC_{MOD} = 1$ ).

Die Tabellen 5.5.10 und 5.5.11 geben einen Überblick über die Einstellungen der Schneedeckenspeicherkennwerte für das Brölgebiet.

	$SN_{RC}$	$SNI_{RC}$	$SN_{CC}$ (mm)	$SNI_{COMP}$ (mm)	$MC_{MOD}$
<b>Brölgebiet</b>	0.1	0.05	50.00	3.5	1

Tabelle 5.5.10: Parametereinstellungen für die SMiM-Parameter  $SN_{RC}$ ,  $SNI_{RC}$ ,  $SN_{CC}$ ,  $SNI_{COMP}$  und  $MC_{MOD}$  im Brölgebiet.

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
<b>Brölgebiet</b>	$TM_{CRIT}$ (°C)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	$SN_{MC}$	2.00	2.00	2.00	3.50	4.50	5.00	5.00	5.00	5.00	4.50	3.00	2.00

Tabelle 5.5.11: Parametereinstellungen für die monatlich variablen SMiM-Parameter  $TM_{CRIT}$  und  $SN_{MC}$  im Brölgebiet.

### Schmücke und Steinbach

Ebenso wie im Brölgebiet wird auch für die Einzugsgebiete von Schmücke und Steinbach zunächst von einer Retentionsfähigkeit von 10% im Bodenschneespeicher ( $SN_{RC} = 0.1$ ) und 5% für den Interzeptionsschneespeicher ( $SNI_{RC} = 0.05$ ) ausgegangen (vgl. BRAUN 1985).

Auch der Bestimmungsfaktor für eine komplette Schneebedeckung des Bodens,  $SN_{CC}$ , wird mit dem gleichen Anfangswert wie im Brölgebiet von 50.00 belegt. Da das gesamte Untersuchungsgebiet unter Nadelwald liegt, wird für alle Teilgebiete die Variable  $SNI_{COMP}$  für die komplette Schneebedeckung der Baumkronen in Anlehnung an die eingeführten Baltflächenindizes auf 3.5 mm WE festgesetzt.

Als kritischer Temperaturwert für den Einsatz von Schmelze,  $TM_{CRIT}$ , wird wieder der Gefrierpunkt angenommen. Der Schmelzfaktor zur Ermittlung der täglichen Schmelzhöhen,  $SN_{MC}$ , ist für die Schmücke und den Unterlauf des Steinbachs auf Werte zwischen 2.40 und 4.50 angesetzt. Im vorwiegend nordexponierten oberen Teil des Steinbachs muß dagegen von einem geringeren Schmelzpotential und somit von verminderten Werten zwischen 2.20 und 4.00 ausgegangen werden (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; VEHVILÄINEN 1992; MANIAK 1993; RANGO/MARTINEC 1995).

Die im Vergleich zum Bröleinzugsgebiet leicht erhöhten Werte für  $SN_{MC}$  erklären sich aus der gewählten Methode zur Anpassung des Schmelzfaktors über die Schneebedeckungszeit,  $MC_{MOD}$ . Da im hochgelegenen Thüringer Untersuchungsgebiet mit einer saisonalen Schneebedeckung zu rechnen ist, wird der auf monatlicher Basis eingelesene Schmelzfaktor für jeden Berechnungstag neu herangezogen und nur innerhalb des täglichen Maßstabs kurzfristig z.B. aufgrund von Regenniederschlägen erhöht ( $MC_{MOD} = 0$ ) (vgl. Abschnitt 5.3.7.3).

In den Tabellen 5.5.12 und 5.5.13 sind die Schneedeckenkennwerte für das Gebiet von Schmücke und Steinbach zusammengestellt.

	$SN_{RC}$	$SNI_{RC}$	$SN_{CC}$ (mm)	$SNI_{COMP}$ (mm)	$MC_{MOD}$
<b>Schmücke und Steinbach</b>	0.10	0.05	50.00	3.5	0

Tabelle 5.5.12: Parametereinstellungen für die SMiM-Parameter  $SN_{RC}$ ,  $SNI_{RC}$ ,  $SN_{CC}$ ,  $SNI_{COMP}$  und  $MC_{MOD}$  im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez	
<b>Schmücke und Steinbach</b>	$TM_{CRIT}$ (°C)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
	$SN_{MC}$	nordexponiert	2.20	2.20	2.30	2.40	2.80	4.00	4.00	4.00	4.00	3.00	2.60	2.30
		Restgebiet	2.40	2.40	2.50	2.60	3.00	4.50	4.50	4.50	4.50	3.20	2.80	2.50

Tabelle 5.5.13: Parametereinstellungen für die monatlich variablen SMiM-Parameter  $TM_{CRIT}$  und  $SN_{MC}$  im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

#### 5.5.2.5 Bodenkennwerte

Die im *ACRU*-Modell berücksichtigten Bodenkennwerte sind vor allem an der Bedeutung des Bodenspeichers für den Pflanzenwasserhaushalt und die Evapotranspiration orientiert. So werden die einbezogenen aktiven Bodenhorizonte A (Oberboden) und B (Unterboden) nicht nach diagnostischen Gesichtspunkten sondern aufgrund ihrer Durchwurzelung definiert und somit in Abhängigkeit von der jeweiligen Landnutzung bestimmt. Die Mächtigkeiten dieser Bodenhorizonte sind durch die Variablen  $DEP_A$  und  $DEP_B$  zu beschreiben. Dabei werden drei Stufen der Wasserrückhaltekapazität für jeden Bodenhorizont unterschieden:

- Die Wasserhöhe, die bei Füllung des gesamten verfügbaren Porenraums zurückgehalten

- würde ( $PO_A, PO_B$ );
- Die Wasserhöhe bei Feldkapazität ( $FC_A, FC_B$ );
- Die Wasserhöhe beim permanenten Welkepunkt ( $WP_A, WP_B$ ).

Für Bodenwassergehalte zwischen der Feldkapazität und totaler (temporärer) Sättigung (Überschuß-situation) ist die tägliche Sickerung relativ zur jeweiligen Wasserhöhe des entwässernden Bodenhorizonts zu bestimmen. Der Koeffizient  $AB_{RESP}$  bezeichnet die tägliche Sickerungsrate vom A- in den B-Horizont, der Koeffizient  $BF_{RESP}$  die Sickerungsrate vom B-Horizont in die unterliegenden nicht durchwurzelter Schichten. Die beiden Koeffizienten sind nach Maßgabe von empirischen Erfahrungswerten aus der Literatur anzusetzen und müssen im weiteren Verlauf der Modellvalidierung überprüft werden. Ausschlaggebend für ihre Bemessung sind vor allem die jeweilige Bodentextur und eventuelle Stauschichten (vgl. LIEBSCHER 1970; BRECHTEL 1973; BRECHTEL/PAVLOV 1977; BODENKARTE VON NRW 1978; FLÜGEL 1979; BENECKE/LIEBSCHER/MEYER 1980; ELLING ET AL. 1990; WOHLRAB ET AL. 1992; SCHEFFER/SCHACHTSCHABEL 1992; SCHULZE ET AL. 1995).

Da für beide Untersuchungsgebiete von einem komplexen Bodenwasserhaushalt auszugehen ist, wird neben der Berücksichtigung gesättigter Bodenwasserbewegungen durch die genannten Bodenkennwerte, eine *ACRU*-Option zur komplementären modellinternen Berechnung ungesättigter Bodenwasserbewegungen aktiviert.

### Bröl

Auf der Basis von Geländeuntersuchungen im Brölgebiet sowie anhand von empirischen Werten pflanzenspezifischer Durchwurzelungstiefen (vgl. KLAPP 1951; VETTER UND SCHARAFAT 1964; KÖSTLER ET AL. 1968; LEHNHARDT UND BRECHTEL 1980; KUTSCHERA UND LICHTENEGGER 1982) werden je nach Landnutzung Gesamttiefen für den durchwurzelter Bodenraum von 0.45 m bis 0.70 m festgelegt. Die Mächtigkeit des A-Horizonts  $DEP_A$  wird in Grünland- und Siedlungsgebieten mit 0.15 m und die des B-Horizontes  $DEP_B$  mit 0.30 m veranschlagt. Entsprechend ihrer leicht differierenden vorherrschenden Wurzeltiefen unterscheiden sich die Mächtigkeiten des Oberbodens bei Laub- und Nadelwald. Unter Laubwald ist von einer allgemein tieferen Durchwurzelung auszugehen, so daß hier die  $DEP_A$  auf 0.30 m festgelegt wird, während für die Tellerwurzeln der Fichtenbestände 0.25 m veranschlagt werden. Für die Mächtigkeit des B-Horizonts wird sowohl unter Laub- als auch Nadelwäldern ein Wert von 0.40 m angenommen. Die Kennwerte zur Bodenfeuchte werden auf der Basis eingehender Geländeuntersuchungen (FLÜGEL/LÜLLWITZ 1992/93; vgl. LÜLLWITZ 1993) festgelegt. Der Welkepunkt,  $WP_{A/B}$ , wird unter allen Landnutzungen für A- und B-Horizont auf 0.105 m/m angesetzt. Während die Feldkapazitäten für den A-Horizont,  $FC_A$ , nach der Landnutzung variiert werden, liegen sie für den B-Horizont,  $FC_B$ , einheitlich bei 0.360 m/m. Für Grünland und Siedlung wird  $FC_A$  auf 0.370 m/m festgelegt und unter Laub- und Nadelwald auf 0.390 m/m. Das Gesamtporenvolumen des Oberbodens,  $PO_A$ , beläuft sich auf 0.455 m/m unter Grünland und in Siedlungsgebieten sowie auf 0.465 m/m unter Wald.

	Landnutzung	$DEP_A$ (m)	$DEP_B$ (m)	$PO_A$ (m/m)	$PO_B$ (m/m)	$FC_A$ (m/m)	$FC_B$ (m/m)	$WP_A$ (m/m)	$WP_B$ (m/m)	$AB_{RESP}$	$BF_{RESP}$
<b>Bröl- gebiet</b>	Grünland	0.15	0.30	0.455	0.445	0.370	0.360	0.105	0.105	0.32	0.05
	Laubwald	0.30	0.40	0.460	0.445	0.390	0.360	0.105	0.105	0.32	0.05
	Nadelwald	0.25	0.40	0.460	0.445	0.390	0.360	0.105	0.105	0.32	0.05
	Siedlung	0.15	0.30	0.455	0.445	0.370	0.360	0.105	0.105	0.32	0.05

Tabelle 5.5.14: Bodenkennwerte variiert nach der Landnutzung für die Modellanwendung im Brölgebiet (*ACRU*-Parameter).

Bei den Sickerungsraten muß gemäß der Feststellungen früherer Untersuchungen mit *ACRU* im Brölgebiet (vgl. HERPERTZ 1994) speziell für die Entwässerung des Unterbodens von sehr geringen Werten ausgegangen werden, die vor allem das hohe Interflow-Potential des Gebiets widerspiegeln. Unabhängig von der Landnutzung wird eine Umverteilung von täglich 32% des Überschußwassers

aus dem Oberboden in den Unterboden veranschlagt ( $AB_{RESP} = 0.32$ ), während nur 5% des Bodenwassergehalts oberhalb der Feldkapazität aus dem B-Horizont in die unterliegenden Schichten entlassen werden ( $BF_{RESP} = 0.05$ ) (vgl. SCHULZE ET AL. 1995; SMITHERS/SCHULZE 1995).

In Tabelle 5.5.14 sind die Einstellungen für die Bodenkennwerte im Brölgebiet zusammengestellt.

### Schmücke und Steinbach

Im Gebiet von Schmücke und Steinbach ist von einer inhomogenen, relativ geringmächtigen durchwurzelten Bodenaufgabe auszugehen, die gemeinsam mit den heterogen verteilten unterliegenden Deck- und Schuttschichten einen sehr komplexen Boden- und Grundwasserhaushalt bedingen (vgl. STEPHAN 1968; SCHLÜTER 1969; MICHL 1999). Für die Grundeinstellung der Bodenkennwerte des ACRU-Modells werden deshalb zunächst durch Felduntersuchungen und Literatur bestätigte konservative Anhaltswerte eingesetzt, die in der Simulationsanalyse (vgl. Abschnitt 5.5.3) noch zu überprüfen sind.

Entsprechend pflanzenspezifischer Kennwerte für die Durchwurzelung unter Fichtenbeständen (vgl. KLAPP 1951; VETTER UND SCHARAFAT 1964; KÖSTLER ET AL. 1968; LEHNHARDT UND BRECHTEL 1980; KUTSCHERA UND LICHTENEGGER 1982) und auf der Basis von Profilstichproben im Gebiet (vgl. MICHL 1999) ist die Mächtigkeit des Oberbodens,  $DEP_A$ , auf 0.20 m, die des Unterbodens,  $DEP_B$ , auf 0.40 m festgelegt. In Anlehnung an die Untersuchungen von MICHL (1999) im Untersuchungsgebiet und die Arbeiten von SCHLÜTER (1969) sowie STEPHAN (1968) werden die folgenden Werte für Welkepunkt und Feldkapazität veranschlagt: Der permanente Welkepunkt,  $WP_{A/B}$ , wird für beide Horizonte auf 0.200 m/m angesetzt; die Feldkapazität liegt für den Oberboden,  $FC_A$ , bei 0.500 m/m, für den Unterboden,  $FC_B$ , bei 0.350 m/m. In Anlehnung an WUCHOLD UND NEIS (1969) sowie SCHILLING (1962) wird das Gesamtporenvolumen,  $PO_{A/B}$ , auf 0.600 m/m bemessen.

Die Sickerungsraten,  $AB_{RESP}$  und  $BF_{RESP}$ , werden für die Teilgebiete variiert, um den Einfluß der Moorgebiete im Quellbereich der Schmücke und entlang des unteren Steinbachs sowie die steilen Hanggradienten im Unterlauf der Schmücke und im gesamten Steinbachgebiet zu berücksichtigen. In den steilen Talabschnitten des oberen Steinbachs und der unteren Schmücke werden 0.30 (30% des Überschußwassers) für die  $AB_{RESP}$  und 0.15 für die  $BF_{RESP}$  veranschlagt. Der Quellmuldenbereich der Schmücke und der ebenfalls durch Vermoorung gekennzeichnete Unterlauf des Steinbachs erhalten eine leicht verminderte Wertzuweisung von 0.25 für  $AB_{RESP}$ . Der Koeffizient  $BF_{RESP}$  wird im Unterlauf des Steinbachs und im Oberlauf der Schmücke mit 0.05 relativ niedrig angesetzt, um die Stauwirkung der Moorgebiete einzubeziehen.

In Tabelle 5.5.15 sind die Bodenkennwerte für die einzelnen Teilgebiete des Untersuchungsgebiets aufgelistet.

	Teilgebiete	$DEP_A$ (m)	$DEP_B$ (m)	$PO_A$ (m/m)	$PO_B$ (m/m)	$FC_A$ (m/m)	$FC_B$ (m/m)	$WP_A$ (m/m)	$WP_B$ (m/m)	$AB_{RESP}$	$BF_{RESP}$
<b>Schmücke und Steinbach</b>	oberer Steinbach	0.20	0.40	0.600	0.600	0.500	0.350	0.200	0.200	0.30	0.15
	unterer Steinbach	0.20	0.40	0.600	0.600	0.500	0.350	0.200	0.200	0.25	0.05
	obere Schmücke	0.20	0.40	0.600	0.600	0.500	0.350	0.200	0.200	0.25	0.05
	untere Schmücke	0.20	0.40	0.600	0.600	0.500	0.350	0.200	0.200	0.30	0.15

Tabelle 5.5.15: Bodenkennwerte des ACRU-Modells variiert nach Teilgebietseinheiten für die Modellanwendung im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

### 5.5.2.6 Kennwerte zur Ermittlung der aktuellen Evapotranspiration

Für die vorliegende Anwendung wird die *ACRU*-Option zur gemeinsamen Berechnung von Boden- evaporation und Bodenwasserentzug durch Transpiration aktiviert ( $EV_{TR} = 1$ ). Während sich die Bodenevaporation nach der potentiellen Verdunstung, dem verfügbaren Bodenwassergehalt und den gegebenen Bodenkennwerten richtet, wird der Pflanzenwasserhaushalt anhand eigens eingeführter Kennwerte detaillierter erfaßt.

Zur Beschreibung des Pflanzenwasserhaushalts wird in *ACRU* die aktuelle Transpiration unter Einbezug einer Reihe von Pflanzenkennwerten berechnet. Neben dem bereits für die Interzeptionsberechnungen erfaßten Blattflächenindex sind zunächst mittlere monatliche Angaben zum Pflanzenkoeffizienten,  $C_{COEF}$  (vgl. DOORENBOS AND PRUITT 1977; SCHULZE ET AL. 1995; SMITHERS/SCHULZE 1995), und zum Anteil der aktiven Wurzelmasse im Oberboden,  $ROOT_A$ , zu machen. Zudem werden Näherungswerte zur effektiven Wurzeltiefe,  $ROOT_{EFDEP}$  (in der Regel zusammengesetzt aus den Tiefen von A- und B-Horizont), und die pflanzenspezifische mittlere Grenztemperatur für aktives Pflanzenwachstum,  $TMP_{CUT}$ , nachgefragt. Bei niedrigen Bodenwassergehalten schränken Pflanzen in Abhängigkeit von ihren physiologischen Ausprägungen (kritisches Pflanzenwasserpotential) sowie von der Bodenart die Transpiration ein (vgl. DUNNE AND LEOPOLD 1978; LARCHER 1980; KRAMER 1983; SCHULZE ET AL. 1995). Dieser Anpassungsprozeß wird über den kritischen Bodenwassergehalt,  $SWC_{PST}$ , in die Berechnungen einbezogen.  $SWC_{PST}$  beschreibt den Anteil am pflanzenverfügbaren Bodenwasser, unterhalb dessen Pflanzenstreß einsetzt. Durch die Option *FOREST* können erhöhte Evapotranspirationsraten von feuchten Blattoberflächen durch z.B. advektive Energiezufuhr berücksichtigt werden (vgl. KRISTENSEN 1974; RUTTER AND MORTEN 1977; SCHULZE ET AL. 1995). Alle Kennwerte sind auf der Basis empirischer Werte aus der Literatur und aufgrund von Kenntnissen pflanzenbezogener Ausprägungen sowie klimatischer und edaphischer Verhältnisse realistisch abzuschätzen.

#### Bröl

Der an phänologischen Ausprägungen orientierte Pflanzenkoeffizient,  $C_{COEF}$ , wird im Brölgebiet für die verschiedenen Landnutzungen und jahreszeitlich variiert. Für Grünland und Siedlungsgebiete beläuft er sich auf 0.60 im Winter und auf bis zu 0.85 im Sommer. In den Laubwaldgebieten ist die starke Verminderung der Pflanzentätigkeit durch den winterlichen Laubabwurf zu berücksichtigen, so daß die Werte zwischen 0.20 für die kahlen Wintermonate und 1.00 im belaubten Sommer angesetzt werden. Der Pflanzenkoeffizient des Nadelwaldes ist über das Jahr ausgeglichener und wird auf 0.90 bis 1.00 bemessen (vgl. DOORENBOS AND PRUITT 1977; SCHULZE ET AL. 1995; SMITHERS/SCHULZE 1995) (vgl. Tabelle 5.5.16).

		Landnutzung	Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
Bröl- gebiet	$C_{COEF}$	Grünland	0.60	0.60	0.60	0.70	0.85	0.85	0.85	0.85	0.70	0.60	0.60	0.60
		Laubwald	0.20	0.20	0.20	0.65	0.95	1.00	1.00	1.00	0.85	0.50	0.20	0.20
		Nadelwald	0.90	0.90	0.90	0.95	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.95	0.90	0.90
		Siedlung	0.60	0.60	0.60	0.70	0.85	0.85	0.85	0.85	0.70	0.60	0.60	0.60
	$ROOT_A$	Grünland	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85
		Laubwald	1.00	1.00	0.90	0.80	0.70	0.70	0.70	0.70	0.80	0.90	1.00	1.00
		Nadelwald	0.90	0.90	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.90	0.90
		Siedlung	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85

Tabelle 5.5.16: Saisonal und landnutzungsabhängig variierte Pflanzenkoeffizienten,  $C_{COEF}$ , und Wurzelmassenverteilungen,  $ROOT_A$ , (*ACRU*-Parameter) für die Modellanwendung im Brölgebiet.

Unter Einbezug pflanzenspezifischer Ausprägungen und Standortgegebenheiten sowie ausführlicher Literaturstudien werden für die Variable  $ROOT_A$  Werte zwischen 70% und 100% (= Parameterwerte 0.70 bis 1.00) veranschlagt. Dabei werden im Grünland und Siedlungsbereich durchgängig 85% Anteil

aktiver Wurzelmasse im A-Horizont angenommen (= Parameterwert 0.85). In Laubwaldgebieten ist durch die sehr eingeschränkte winterliche Pflanzentätigkeit sogar davon auszugehen, daß sich in dieser Zeit der gesamte aktive Teil der Wurzelmasse auf den Oberboden beschränkt, im Sommer aber eine deutliche Ausdehnung in tiefere Schichten einsetzt. Demnach werden die  $ROOT_A$ -Werte für Laubwald auf 100% im Winter bis auf 70% im Sommer variiert (= Parameterwerte 1.00 bzw. 0.70). Aufgrund der geringeren Wurzeltiefen und der fehlenden winterlichen Deaktivierung durch Entlaubung fällt die Variation der Wurzelmasse im Fichtenbestand des Brölgebiets deutlich moderater aus. So werden die sommerlichen Werte mit 85% und die winterlichen mit 90% veranschlagt (= Parameterwerte 0.85 bzw. 0.90). (vgl. KLAPP 1951; KMOCH 1952; HALFMANN 1954; SIEVERS 1956; KUTSCHERA 1960; KREUTZER 1961; VETTER UND SCHARAFAT 1964; KÖSTLER ET AL. 1968; BÄUMER 1971; BRECHTEL UND V.HOYNINGEN-HUENE 1979; LARCHER 1980; KUTSCHERA UND LICHTENEGGER 1982; LICHTENEGGER 1983; SCHERFOSE 1990) (vgl. Tabelle 5.5.16).

Die effektiven Wurzeltiefen,  $ROOT_{EFDEP}$ , liegen bei 0.45 m für Grünland und Siedlung, bei 0.70 m für die tiefergründigen Buchenbestände und bei 0.65 m für den flachergründigen Fichtenwald. Oberhalb einer Temperatur von 4.0 °C wird für alle Landnutzungsformen im Brölgebiet von einem aktiven Pflanzenwachstum ausgegangen ( $TMP_{CUT}$ ). Für die Grünland- und Siedlungsgebiete wird ab einer Reduktion des Bodenwassergehalts auf 50% des pflanzenverfügbaren Wassers (nFK) von einer Einschränkung der Transpirationstätigkeit der Pflanzen (Pflanzenstreß) ausgegangen und somit die Variable  $SWC_{PST}$  auf 0.50 festgelegt. Im relativ trockenheitstoleranten Buchenbestand ist erst bei 30% des pflanzenverfügbaren Wassers im Boden (= Parameterwert 0.30) von einer Einschränkung auszugehen, während die wassersparenden Fichten bereits bei 90% der nutzbaren Feldkapazität (= Parameterwert 0.90) eine Reduktion der Transpirationstätigkeit erkennen lassen (vgl. KRAMER 1983; LARCHER 1980; SCHULZE ET AL. 1995).

Die *FOREST*-Option wird in der Bröl sowohl für die Laub- als auch für die Nadelwaldgebiete aktiviert (*FOREST* = 1).

Tabelle 5.5.17 gibt einen Überblick über die Parametereinstellungen der einzelnen pflanzenspezifischen Kennwerte im Brölgebiet.

	Landnutzung	$ROOT_{EFDEP}$ (m)	$TMP_{CUT}$ (°C)	$SWC_{PST}$	<i>FOREST</i>
<b>Brölgebiet</b>	Grünland	0.45	4.0	0.50	0
	Laubwald	0.70	4.0	0.30	1
	Nadelwald	0.65	4.0	0.90	1
	Siedlung	0.45	4.0	0.50	0

Tabelle 5.5.17: Pflanzenkennwerte für die Modellanwendung im Bröleinzugsgebiet variiert nach der Landnutzung (*ACRU*-Parameter).

### *Schmücke und Steinbach*

Im Untersuchungsgebiet Schmücke und Steinbach wird der Pflanzenkoeffizient,  $C_{COEF}$ , entsprechend der angenommenen kompletten Bedeckung mit teils lichtereren Fichtenbeständen und den annähernd subalpinen klimatischen Bedingungen über das Jahr nur leicht variiert und zwischen 0.85 im Winter und 0.95 im Sommer angesetzt (vgl. DOORENBOS AND PRUITT 1977; SCHULZE ET AL. 1995; SMITHERS/SCHULZE 1995). Die Variable  $ROOT_A$ , die den Anteil der aktiven Wurzelmasse im Oberboden beschreibt, wird für das gesamte Gebiet auf 85-90% (= Parameterwerte 0.85 bis 0.90) festgelegt (vgl. Tabelle 5.5.18).

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
<b>Schmücke und Steinbach</b>	$C_{COEF}$	0.85	0.85	0.85	0.90	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.90	0.85	0.85
	$ROOT_A$	0.90	0.90	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.85	0.90	0.90	0.90

Tabelle 5.5.18: Saisonal variierte Pflanzenkoeffizienten,  $C_{COEF}$ , und Wurzelmassenverteilungen,  $ROOT_A$ , ( $ACRU$ -Parameter) für die Modellanwendung im vorherrschend mit Nadelwald bedeckten Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Die effektive Wurzeltiefe,  $ROOT_{EFDEP}$ , ergibt sich auch hier aus den Mächtigkeiten der beiden durchwurzelten Bodenhorizonte A und B und liegt bei 0.60 m. Aktives Pflanzenwachstum wird bei Temperaturen über 4.0 °C angenommen ( $TMP_{CUT}$ ). Für die Fichtenbestände in der Schmücke und im Steinbachgebiet wird bei einem Bodenwassergehalt von 85% der nutzbaren Feldkapazität von einer Reduktion der Transpirationstätigkeit ausgegangen ( $SWC_{PST} = 0.85$ ) (vgl. LARCHER 1980; KRAMER 1983; SCHULZE ET AL. 1995). Die  $FOREST$ -Option wird aufgrund der einheitlichen Waldbedeckung für alle vier Teilgebiete des Untersuchungsgebiets aktiviert ( $FOREST = 1$ ).

Tabelle 5.5.19 gibt einen Überblick über die Parametereinstellungen der einzelnen pflanzenspezifischen Kennwerte im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

	$ROOT_{EFDEP}$ (m)	$TMP_{CUT}$ (°C)	$SWC_{PST}$	$FOREST$
<b>Schmücke und Steinbach</b>	0.60	4.0	0.85	1

Tabelle 5.5.19: Pflanzenkennwerte für die Modellanwendung im Gebiet von Schmücke und Steinbach ( $ACRU$ -Parameter).

### 5.5.2.7 Kennwerte zur Simulation des Abflußverhaltens

Die Abflußroutine des Modellsystems  $ACRU$  läßt aufgrund ihrer Zweiteilung in eine schnelle (*quick-flow*) und langsame (*baseflow*) Abflußkomponente nur eine relativ grobe Berücksichtigung der in den Mittelgebirgen bedeutsamen Zwischenabflußdynamik zu. Eine indirekte Bestimmung des Zwischenabflusses ist über den Parameter  $QF_{RESP}$  möglich, der den Anteil des am Berechnungstag gefallenen Niederschlags bezeichnet, der noch am gleichen Tag abflußwirksam wird. Über den Parameter  $SMD_{DEP}$ , der die Mächtigkeit der aktiv zum schnellen Abfluß beitragenden Bodenschicht bemißt, kann zusätzlich zur zeitlichen Verzögerung eine Modifikation des zum Direktabfluß beitragenden Volumens erzielt werden. Liegen in einem Gebiet Bereiche mit undurchlässigen Oberflächen vor - wie z.B. in Siedlungsgebieten - können zusätzlich Angaben zur Größe dieser Flächen ( $ADJ_{IMP}$  bzw.  $DIS_{IMP}$ ) und zu ihrer maximalen Rückhaltefähigkeit ( $STO_{IMP}$ ) gemacht werden. Für die in dieser Form ausgewiesenen Flächen wird eine direkte Entwässerung in den nächstgelegenen Vorfluter angenommen. Für nicht versiegelte Flächen kann in Abhängigkeit von der Landnutzung mittels des Parameters  $CO_{IAM}$  eine initiale Rückhaltung berücksichtigt werden, die vor dem Einsetzen von Direktabfluß das Abflußvolumen vermindert. Da die Interzeptionsverluste bereits berücksichtigt sind, werden hiermit vor allem Oberflächenspeicherung und Infiltrationsverluste bezeichnet. Im Gegensatz zu den anderen abflußsteuernden Parametern kann  $CO_{IAM}$  monatlich variiert und somit an phänologische Veränderungen der Vegetation und Änderungen der Bodenwasserdynamik im Jahresverlauf angepaßt werden. Für diese Modellanwendung soll der Grundwasserabfluß als sogenannte langsame Komponente in die Gebietsabflußsimulationen miteinbezogen werden ( $ACRU$ -Option  $IRUN = 1$ ). Dazu wird der Koeffizient  $CO_{FRU}$  eingeführt, der die tägliche Abstromrate aus dem Grundwasserspeicher in den Vorfluter und somit den Basisabfluß bemißt.

Die Schlüssigkeit aller Abflußparameterwerte wird durch die Simulations- und Systemanalyse in Abschnitt 5.5.3 überprüft.

### Brölgebiet

Da der schnelle Gebietsabfluß von der jeweiligen Landnutzung abhängt, wird der Parameter  $QF_{RESP}$  entsprechend der vier Landnutzungsklassen im Brölgebiet variiert. Im Grünland wird von einem mittleren Direktabfluß von 36% ( $QF_{RESP} = 0.36$ ) ausgegangen. In den Siedlungsgebieten wird für die nicht versiegelten Flächen ein etwas erhöhter Anteil von 50% veranschlagt. Dies beruht auf der Annahme, daß Rasen- und Gartenflächen zum einen eine leicht verminderte Oberflächenrauigkeit als landwirtschaftlich genutztes Grünland aufweisen. Zum anderen sorgen die an Gartenflächen angrenzenden versiegelten Flächen (vgl. BENDE 1994) sowie Anbindungen an die Kanalisation für eine beschleunigte Abführung von Niederschlagswasser. Unter Wald werden mit 0.20 (20%) insgesamt sehr geringe Werte für  $QF_{RESP}$  angenommen, da das Kronendach sowohl die Niederschlagsintensität als auch durch Interzeption den Bestandsniederschlag vermindert. Zudem ist unter Wald allgemein mit Streuauflagen und aufgelockerten Bodenverhältnissen zu rechnen, die eine Abflußverzögerung bedingen.

Eine ähnliche Argumentation kann für die Wertzuweisungen für den Abflußparameter  $SMD_{DEP}$  herangezogen werden: Unter den Waldgebieten liegen die Werte für  $SMD_{DEP}$  als Ausdruck eines verzögerten und verminderten Abflusses gegenüber offenen Gebieten bei 0.50 m. Im Grünland liegt die Mächtigkeit der zum schnellen Abfluß beitragenden Bodenschicht bei 0.40 m und für die Siedlungsgebiete bei deutlich geringeren 0.22 m. Für die Siedlungsgebiete werden zusätzlich die Parameter zur Berücksichtigung des Abflusses von versiegelten Flächen eingeführt.

Angelehnt an die Ausweisungen einer eingehenden Landnutzungskartierung kann abgeschätzt werden, daß 15% der Gesamtfläche der Teilgebietseinheit „Siedlung“ an komplett versiegelte Bodenoberflächen grenzen (vgl. BENDE 1995). Somit wird der Koeffizient  $ADJ_{IMP}$  auf 0.150 festgelegt. Für die versiegelten Flächen wird zudem von einer maximalen Speicherfähigkeit von 1.00 mm ausgegangen, bevor Oberflächenabfluß einsetzt ( $STO_{IMP}$ ) (vgl. FLÜGEL 1993, mündl.; MANIAK 1993; SCHULZE ET AL. 1995) (vgl. Tabelle 5.5.21).

Die initiale Rückhaltung auf nicht versiegelten Oberflächen,  $CO_{IAM}$ , wird über das Jahr für Grünland und Siedlungsgebiete (z.B. Gärten) einheitlich zwischen 0.03 (= 3% Abstraktion) im Winter und 0.20 (20%) in den Sommermonaten variiert. Naturgemäß sind die Werte für  $CO_{IAM}$  unter Wald höher zu bemessen, da von einem hohen Infiltrationsvermögen des lockeren Waldbodens ausgegangen wird. Entsprechend werden die Werte für Laub- und Nadelwald zwischen 0.10 und 0.35 angesiedelt. Dabei sind für den winterkahlen Laubwald leicht geringere Werte (0.10) als für den winterlichen Nadelwald (0.15) veranschlagt.

Die einzelnen Wertzuweisungen für  $CO_{IAM}$  im Brölgebiet sind Tabelle 5.5.20 zu entnehmen.

		Landnutzung	Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez	
<b>Bröl-</b> <b>gebiet</b>	$CO_{IAM}$	Grünland	0.03	0.03	0.13	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.13	0.03	
		Laubwald	0.10	0.10	0.20	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.20	0.10
		Nadelwald	0.15	0.15	0.20	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.35	0.20	0.15
		Siedlung	0.03	0.03	0.13	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.13	0.03

Tabelle 5.5.20: Saisonal und nach der Landnutzung variierte Werte für die initiale Rückhaltung auf nicht versiegelten Flächen im Brölgebiet (ACRU-Parameter  $CO_{IAM}$ ).

Der Koeffizient für die Bemessung des täglichen Grundwasserabstroms,  $CO_{FRU}$ , kann nur anhand allgemeiner Erfahrungswerte aus der Literatur abgeschätzt werden und wird im Brölgebiet für alle Teilgebiete auf 0.015 festgelegt. Dies entspricht 1.5% der jeweiligen Grundwasserspeicherfüllung (vgl. BRECHTEL 1973; BENECKE/LIEBSCHER/MEYER 1980; WOHLRAB ET AL. 1992; SCHULZE ET AL. 1995; SMITHERS/SCHULZE 1995) (vgl. Tabelle 5.5.21).

	Landnutzung	$Q_{RESP}$	$SMD_{DEP}$ (m)	$ADJ_{IMP}$	$STO_{IMP}$ (mm)	$CO_{FRU}$
<b>Brölgebiet</b>	Grünland	0.36	0.40	-	-	0.015
	Laubwald	0.20	0.50	-	-	0.015
	Nadelwald	0.20	0.50	-	-	0.015
	Siedlung	0.50	0.22	0.15	1.00	0.015

Tabelle 5.5.21: In Abhängigkeit von der Landnutzung zugewiesene Abflußkennwerte für die Modellanwendung im Brölgebiet (ACRU-Parameter).

### Schmücke und Steinbach

Da in den Untersuchungsgebieten Schmücke und Steinbach von einem relativ einheitlichen Waldbestand ausgegangen wird, sind die Abflußparameter vor allem im Hinblick auf Bodenfeuchte und Bodendurchlässigkeit zu differenzieren. Der Parameterwert für die schnelle Abflußkomponente,  $Q_{RESP}$ , wird im steilen, oberen Steinbachtal und unteren Schmücker Graben auf 0.40 angesetzt. In den teils vermoorten Gebieten der Schmücker Quellmulde und entlang des unteren Steinbachs wird sie dagegen nur auf 0.20 bemessen.

Für den Parameter  $SMD_{DEP}$  wird aufgrund der schwer erfaßbaren Wasserbewegungen im Boden und der angrenzenden Zersatzzone sowie unter Berücksichtigung des Fichtenbestands ein einheitlicher Wert von 0.40 m für alle Teilgebiete veranschlagt (vgl. MICHL 1999) (vgl. Tabelle 5.5.23).

Die initiale Abstraktion vom Direktabfluß,  $CO_{IAM}$ , wird für Schmücke und Steinbach über das Jahr zwischen 0.20 und 0.35 variiert (vgl. SCHULZE ET AL. 1995). Dabei liegen die Sommerwerte in den steilen Gebieten des oberen Steinbachs und der unteren Schmücke mit 0.30 leicht unter denen der zur Vermoorung neigenden Teilgebiete mit 0.35. Von einer Unterscheidung in den Wintermonaten wird abgesehen, da dann von einer allgemein hohen Bodenfeuchte bzw. Vernässung ausgegangen wird, die auch in den vermoorten Gebieten zu stark verminderter Abstraktion durch Infiltration führt. Hinzu kommt die modifizierende Wirkung der winterlichen Schneeeauflagen und eine zusätzliche Vernässung durch Schmelzwasser (vgl. Tabelle 5.5.22).

		Jan	Feb	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug	Sept	Okt	Nov	Dez
<b>Untere Schmücke und Oberer Steinbach</b>	$CO_{IAM}$	0.20	0.20	0.20	0.25	0.30	0.30	0.30	0.30	0.25	0.25	0.20	0.20
	$CO_{IAM}$	0.20	0.20	0.20	0.30	0.35	0.35	0.35	0.35	0.30	0.25	0.20	0.20

Tabelle 5.5.22: Saisonal und nach Teilgebieteigenschaften variierte Werte für die initiale Rückhaltung,  $CO_{IAM}$ , im Gebiet von Schmücke und Steinbach (ACRU-Parameter).

	Teilgebiete	$Q_{RESP}$	$SMD_{DEP}$ (m)	$CO_{FRU}$
<b>Schmücke und Steinbach</b>	oberer Steinbach	0.40	0.40	0.010
	unterer Steinbach	0.20	0.40	0.010
	obere Schmücke	0.20	0.40	0.015
	untere Schmücke	0.40	0.40	0.015

Tabelle 5.5.23: Abflußkennwerte der Teilgebiete für die Modellanwendung im Gebiet von Schmücke und Steinbach (ACRU-Parameter).

Die tägliche Abstromrate aus dem Grundwasserspeicher in den Vorfluter,  $CO_{FRU}$ , kann auch für

Schmücke und Steinbach nur näherungsweise bestimmt werden. In Anlehnung an Erfahrungswerte aus der Literatur werden für die Schmücke durchschnittlich 0.015 und für den Steinbach 0.010 festgelegt. Die leicht geringer angesetzten Werte im Steinbachgebiet werden dadurch begründet, daß die Wasserführung des Steinbachs auf geringem Niveau selbst in Trockenphasen sehr ausgeglichen ist. Dies wird vor allem auf eine hohe Speicherung in den wasserführenden Deckschichten zurückgeführt, die einen kontinuierlichen Basisabfluß über das Jahr ermöglicht (vgl. Tabelle 5.5.23).

### 5.5.3 Simulationsanalyse

Dieser Abschnitt stellt die Ergebnisse einer systemorientierten Simulationsanalyse und die Validierung des Schneemoduls SMiM in den beiden Untersuchungsgebieten dar. Basierend auf optimierten Modelleinstellungen für das *ACRU*-Modell werden in einem iterativen Prozeß die Einstellungen für das Schneemodul SMiM überprüft und optimiert. Als Gütekriterien der Gesamtabflußsimulation und zur Bewertung des schneehydrologischen Modellansatzes dienen Maße der Korrelations- und Regressionsstatistik, die Wiedergabe des tatsächlichen Gebietsabflußvolumens sowie die graphische Übereinstimmung simulierter und beobachteter Datenreihen. Allerdings liegen keine beobachteten Näherungswerte des Schneewasseräquivalents für das Bröleinzugsgebiet vor. Im Gebiet von Schmücke und Steinbach sind Werte für drei Jahre des Untersuchungszeitraums (1979 bis 1981) verfügbar.

Gemäß der vorliegenden schneehydrologischen Aufgabenstellung beschränken sich die im folgenden dargestellten Analysen im wesentlichen auf Betrachtungen der Winterhalbjahre. Der Wasserhaushalt eines Gebiets ist jedoch als komplexes System mit dynamischen Wechselwirkungen innerhalb eines hydrologischen Jahres oder darüber hinaus zu verstehen. Entsprechend bedarf es auch einer ganzjährigen Anpassung des kombinierten Modellansatzes von *ACRU* und SMiM.

Für die Simulationsanalyse und Einstellungsoptimierung ist in der folgenden Weise vorgegangen worden:

- Zu Beginn der Validierungsphase wurde in den beiden Test-Einzugsgebieten eine auf den Grundmodelleinstellungen basierende Gesamtsimulation mit dem um das Schneemodul SMiM erweiterten *ACRU*-Modell vorgenommen und ausgewertet.
- Auf der Basis angepaßter Modelleinstellungen für das *ACRU*-Modellsystem können weiterführende Modelloptimierungen des SMiM-Moduls erfolgen.
- Untersuchungen ausgewählter Wintermonate ermöglichen eine differenzierte Analyse der schneehydrologischen Simulation mit dem SMiM-Modul.
- Die erzielten Ergebnisse aus beiden Untersuchungsgebieten bilden die Grundlage für eine Komponentenanalyse, die auch eine Überprüfung der strukturellen Stringenz des Moduls erlaubt.

Die Auswertungen im Verlauf der Simulationsanalyse werden anhand von Beispieljahren diskutiert und statistisch (Produkt-Moment-Korrelation, Bestimmtheitsmaß  $r^2$ , Standardabweichung, Varianz, y-Achsenabschnittskoeffizient) sowie graphisch dargestellt.

#### 5.5.3.1 Simulationsanalyse für das Brölgebiet

Anhand eines Vergleichs beobachteter und simulierter Abflußreihen für hydrologische Beispieljahre kann im folgenden zunächst die Güte der Gesamtabflußsimulation mit dem kombinierten Modellierungsansatz von *ACRU* und dem Schneemodul SMiM dargestellt werden. Daran anknüpfend werden die schneehydrologischen Simulation mit dem Schneemodul SMiM analysiert. Dazu wird die schneehydrologische Modellierung in den Wintermonaten der hydrologischen Jahre von November bis

April vertiefend untersucht und die Güte der Simulationen bewertet. Zusammenfassend erfolgt die Darstellung einer optimierten Gesamteinstellung des kombinierten Modellansatzes im Bröleinzugsgebiet.

### 5.5.3.1.1 Hydrologische Simulation mit dem kombinierten Modellansatz im Brölgebiet

In Abbildung 5.5.4 ist die allgemein gute Übereinstimmung simulierter und beobachteter Hydrographen für das hydrologische Beispieljahr 1985 veranschaulicht.

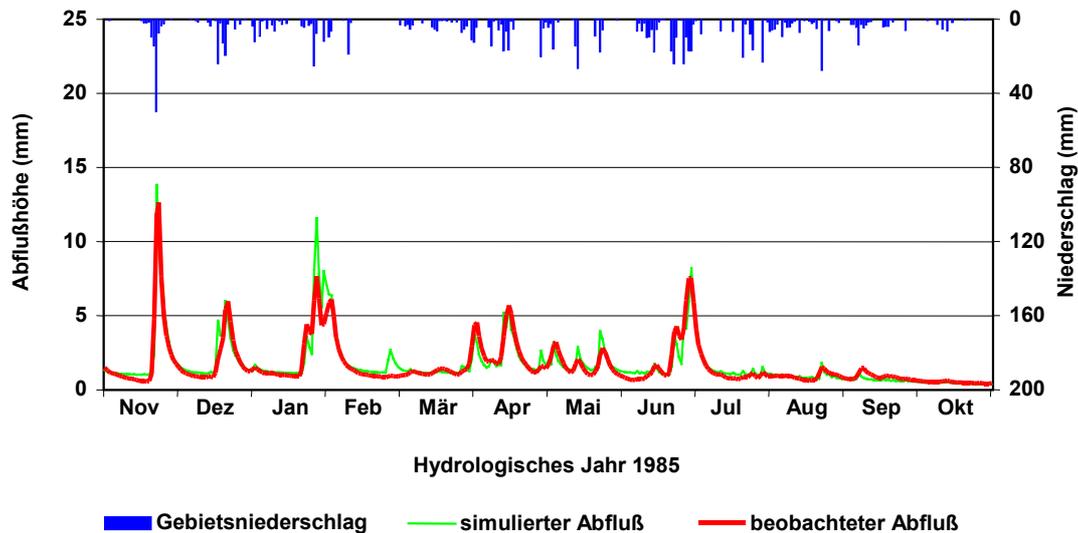


Abbildung 5.5.4: Beobachtete und simulierte Abflußganglinien für das hydrologische Jahr 1985 mit täglichen Gebietsniederschlägen im Brölgebiet (kombinierte Modellanwendung ohne Optimierung des Schneemoduls).

Das hier dargestellte hydrologische Jahr 1985 ist mit einem Jahresniederschlag von etwas unter 1100 mm als durchschnittlich feucht zu bezeichnen. Es wird deutlich, daß die Niederschläge relativ gleichmäßig über das Jahr verteilt sind, was als typisch für die Westabdachung des Bergischen Landes zu bezeichnen ist (vgl. DORNBERG 1992). Im Jahr 1985 zeigt sich auch ein entsprechend gleichmäßiges Abflußverhalten über das Jahr. Abgesehen von vereinzelt Übersimulationsspitzen kann die simulierte Ganglinie Gebietsansprache und Rezession der Abflußspitzen sowohl während der Sommer- als auch der Wintermonate sensibel nachvollziehen. Deutlich zeichnet sich zudem eine sehr gute Übereinstimmung bei der zeitlichen Abflußverteilung ab. Dieser Sachverhalt deutet auch auf ein effizientes Zusammenwirken des *ACRU*-Modells und des Schneemoduls *SMiM* hin.

Auch die Statistiken der Korrelationsanalyse weisen ein hohes Maß an Repräsentanz der simulierten Werte für das Abflußgeschehen des Gebiets auf. In Tabelle 5.5.24 sind der Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient, die Abflußwiedergabe und der zugrundeliegende Gebietsniederschlag für fünf Beispieljahre des Untersuchungszeitraums unterschieden nach Sommer- und Wintersimulationen zusammengestellt. Während sich in feuchten Sommern tendenziell bessere Simulationen abzeichnen als in trockenen, sind die Wintersimulationen unabhängig vom Feuchtegrad der einzelnen Jahre konstant gut.

Die simulierte Gebietswasserbilanz ist ebenfalls stimmig. So sind die Bilanzierungen mit Anteilen von etwa 60% Abfluß, 30% Verdunstung und etwa 10% temporärem Gebietsrückhalt vom ermittelten Niederschlagsinput auch nach Maßgabe anderer Untersuchungen in der Bröl als realistisch für das Gebiet zu bezeichnen (vgl. MÜLDERS 1992; LÜLLWITZ 1993; DAAMEN 1993). Weitere Simulationsverbesserungen werden durch die Einstellungsoptimierung des schneehydrologischen Moduls *SMiM* angestrebt.

		Korrelation beobachteter und simulierter Abflüsse (r)			Abflußwiedergabe [%]			Niederschlag [mm]		
		Winter	Sommer	Gesamtjahr	Winter	Sommer	Gesamtjahr	Winter	Sommer	Gesamtjahr
<b>Brölgebiet</b>	<b>hydr. Jahr*</b>									
	1979	0.91	0.80	0.92	104	97	103	490	400	890
	1981	0.89	0.96	0.91	101	112	104	695	678	1373
	1983	0.92	0.84	0.94	96	105	98	648	373	1021
	1985	0.92	0.94	0.93	108	99	104	435	505	940
	1990	0.96	0.81	0.94	105	95	95	489	513	1002
	<b>Gesamtzeitraum</b>	0.91	0.84	0.93	101	94	101	529**	498**	1030**

\* Das hydrologische Jahr erstreckt sich auf den Zeitraum 1.11. bis 31.10.; entsprechend bezeichnet das Winterhalbjahr den Zeitraum 1.11. bis 30.4. und das Sommerhalbjahr den Zeitraum 1.5 bis 31.10..

\*\* Arithmetisches Mittel über den Gesamtzeitraum von 20 Jahren.

Tabelle 5.5.24: Gebietsniederschläge, Korrelation beobachteter und simulierter Abflüsse sowie die Abflußwiedergabe für die erste Anwendung des kombinierten Modellansatzes im Brölgebiet. Fünf Beispieljahre aus dem 20-jährigen Untersuchungszeitraum untergliedert nach Winter- und Sommerhalbjahren.

### 5.5.3.1.2 Analyse der schneehydrologischen Dynamik im Brölgebiet mit dem Modul SMiM

Im folgenden wird die eingehende Analyse der schneehydrologischen Simulation im Brölgebiet beispielhaft anhand des Winters 1978/1979 dargestellt. Das hydrologische Jahr 1979 ist als ein durchschnittlich feuchtes Jahr zu bezeichnen. Im Winterhalbjahr kam es zu zwei klar zu unterscheidenden und vergleichsweise hohen Schneebedeckungsphasen. Vor allem für die Monate Januar und Februar 1979 zeichnet sich eine durchgängige Schneebedeckung mit alternierenden Auf- und Abbauphasen ab.

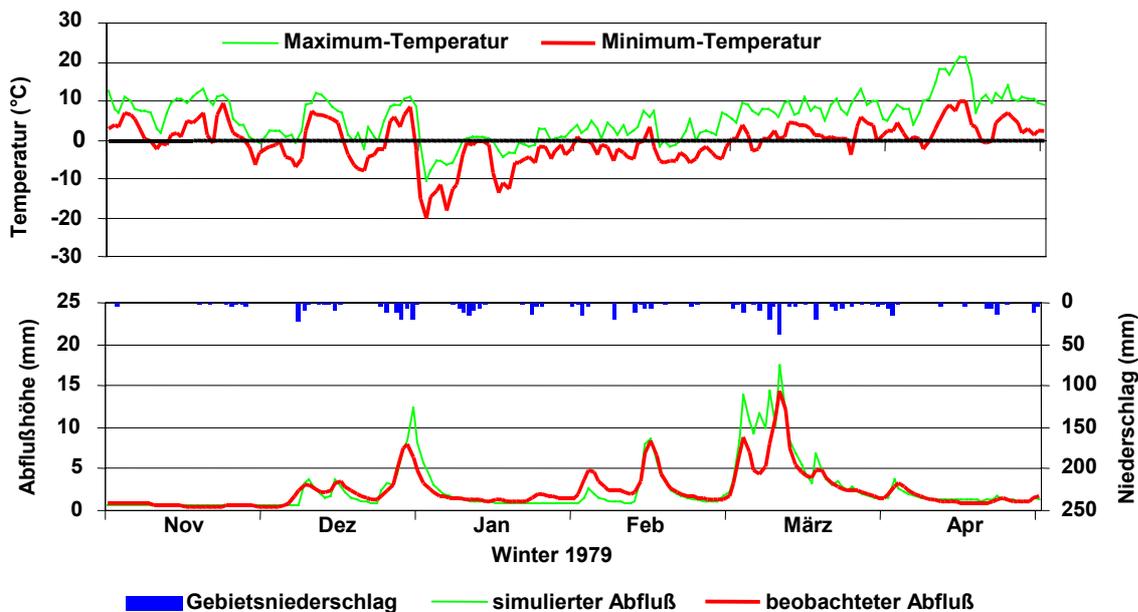


Abbildung 5.5.5: Beobachtete und simulierte Hydrographen der Wintermonate 1979 mit Darstellung der Gebietsniederschläge und beigeordneten Lufttemperaturen im Brölgebiet.

Ausgangspunkt der Untersuchungen ist wiederum eine Ganglinienanalyse der beobachteten und simulierten winterlichen Hydrographen. Anhand der in Abbildung 5.5.5 dargestellten beobachteten und

simulierten Hydrographen kann die von SMiM simulierte schneehydrologische Dynamik dieses Zeitraums indirekt nachvollzogen werden. Die Abflußentwicklung wird über den gesamten Beispielzeitraum hinreichend genau durch die Simulation beschrieben. Zeitweise auftretende Niveauunterschiede der simulierten und beobachteten Abflußspitzen sind im Hinblick auf mögliche Problembereiche bei der Wiedergabe des schneehydrologischen Geschehens durch das Modul SMiM eingehender zu betrachten. Es können die folgenden Feststellungen zur Simulation der Ganglinien des Winters 1979 gemacht werden:

- Ende Dezember kommt es zur Übersimulation einer Abflußspitze und einer verzögerten Rezession. Die Temperaturverhältnisse zu diesem Zeitpunkt lassen auf einen Wetterumschwung schließen, der zu Unsicherheiten bei der temperaturabhängigen Niederschlagsbestimmung durch das Modell führt. In der Folge wird ein zu hoher abflußwirksamer Niederschlagsanteil simuliert, der eine Abflußübersimulation erzeugt. Entsprechend ist zu prüfen, ob die Niederschlagszusammensetzung am Ende des Monats Dezember 1978 sowie Anfang Januar 1979 adäquat durch das Modell bestimmt werden kann (vgl. den nachfolgenden Arbeitsabschnitt zur Simulation des Niederschlags).
- Nach Niederschlagsereignissen wird bei niedrigen Lufttemperaturen - wie z.B. Mitte Januar 1979 – sowohl in der beobachteten als auch in der simulierten Reihe nahezu kein Abfluß generiert. Offenbar handelt es sich hier um Schneeniederschläge, die auch im Modell als solche erfaßt werden und somit keinen direkten Abfluß induzieren. Umgekehrt verhält es sich beispielsweise Mitte Februar 1979: Anhand der zugrundeliegenden Temperaturen läßt sich folgern, daß die beobachtete und adäquat simulierte Abflußspitze auf Schmelzwasserabflüsse und weniger auf den vergleichsweise geringen Tagesniederschlag zurückzuführen ist.
- Anfang Februar tritt eine Untersimulation der beobachteten Abflußspitze auf, die sich nicht allein aus dem Zusammenspiel der Temperaturverläufe und der Niederschläge erklären läßt. Angesichts des relativ geringen Niederschlagsinputs ist anzunehmen, daß es sich hier wieder um Schmelzabflüsse handelt, die aufgrund von im Tagesverlauf um den Gefrierpunkt schwankenden Lufttemperaturen im Modell nicht im vollen Umfang erfaßt werden.
- Die hohen Abflußspitzen Anfang März sind ebenfalls nicht allein durch die Gebietsniederschlagsbelastung zu erklären. Demnach ist von einer weiteren schmelzbeeinflussten Abflußentwicklung auszugehen. Es kommt zu teils erheblichen Übersimulationsspitzen, die durch eine zu gering bemessene Teilablation Ende Januar und Anfang Februar ermöglicht werden. Da zu diesem Zeitpunkt Niederschläge und vorherrschend positive Lufttemperaturen zusammenkommen, kann zudem von einer regenüberlagerten Komplettabschmelze des Schneedeckenspeichers ausgegangen werden. Somit ist ab Anfang März nicht mehr mit einer schneebedingten Beeinflussung des Hydrographen zu rechnen.

Die festgestellten Niveauunterschiede der Spitzenabflüsse treten vor allem in jenen Phasen auf, in denen nach Maßgabe des Temperaturverlaufs von Misch- und Regenniederschlägen auszugehen ist. Diese Beobachtung weist zum einen auf die grundsätzliche Problematik einer rein temperaturabhängigen Erfassung der Niederschlagszusammensetzung hin. Zum anderen verdeutlicht sie auch die modelltechnische Schwierigkeit, den Einfluß von Regenniederschlägen auf die Schneeschmelzodynamik geeignet nachzuvollziehen.

Zusammenfassend erfolgt in Tabelle 5.5.25 eine methodische Zuordnung der festgestellten kritischen Punkte der Abflußsimulation, die auf näher zu untersuchende Systemkomponenten und zugehörige Modellparameter des Schneemoduls hindeuten.

		Systemkomponenten	Modellparameter
Brölgebiet	Übersimulationen von Abflußspitzen	Niederschlagszusammensetzung; Niederschlagskorrekturen; überhöhte Schneeanammlung; Einsatz und Volumen von Schmelzprozessen	$TP_{CRIT}$ , $adj_R$ , $Tmax_{SN}$ , $SN_{screen}$ , $SN_{MC}$
	Untersimulationen von Abflußspitzen	Niederschlagszusammensetzung; zu geringe Schneeanammlung; zu hohe Retention freien Wassers; zu geringes Schmelzvolumen; Unterschätzung des Einflusses von Niederschlägen auf die Ablation	$TP_{CRIT}$ , $adj_R$ , $Tmax_{SN}$ , $SN_{MC}$ , $SN_{RC}$ , $SNI_{RC}$

Tabelle 5.5.25: Zuordnung beobachteter Simulationsdefizite zu betroffenen Systemkomponenten und Modellparametern für das Brölgebiet.

Um auf die vorliegende Problematik einzugehen, wird zunächst die Niederschlagszusammensetzung mit Hilfe von Vergleichsdaten einzelner DWD-Stationen im Gebiet bzw. in Gebietsnähe untersucht. Daran schließt sich die vergleichende Untersuchung der simulierten Schneedeckenkennwerte an.

### Analyse der simulierten Niederschlagszusammensetzung im Brölgebiet

Wie aus vorangegangenen Untersuchungen im Brölgebiet hervorgeht, ist das zugrundeliegende meteorologische Datenmaterial als zuverlässig zu bezeichnen (MÜLDERS 1992; LÜLLWITZ 1993; DAAMEN 1993; HERPERTZ 1994; BENDE 1994; DWD-Datensätze).

Abbildung 5.5.6 stellt für den Beispielwinter 1979 exemplarisch die Niederschlagszusammensetzung an der DWD-Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg und die durch das SMiM-Modul ermittelten Niederschläge für das untere Teileinzugsgebiet der Bröl dar.

Für reine Regen- und Schneeniederschläge zeigt sich eine insgesamt hinreichende Übereinstimmung der simulierten Klassifizierung mit den DWD-Vergleichsdaten. Die Bestimmung der Mischniederschläge erweist sich dagegen als problematischer. Höhenunterschiede der simulierten und beobachteten Ereignisse sind auf die im Modell vorgenommenen Korrekturen des systematischen Meßfehlers zurückzuführen. Aufgrund des vergleichsweise hohen systematischen Meßfehlers von Schnee-Ereignissen wirken sich die Korrekturen bei Schneeniederschlägen und Schneeanteilen von Mischniederschlägen besonders stark aus. Die zum Vergleich stehenden beobachteten Reihen haben dagegen noch keine Korrekturen erfahren. Anhand einer beispielhaften Diskussion einzelner in Abbildung 5.5.6 dargestellten beobachteten und simulierten Niederschlagsereignisse können die folgenden Rückschlüsse gezogen werden:

- Am 8.12.1978 werden Mischniederschläge von etwa 20 mm Höhe simuliert, denen beobachtete reine Regenniederschläge von etwa 13 mm gegenüberstehen. Dem Verlauf der Lufttemperaturen ist zu entnehmen, daß es an diesem Tag zu Minimum-Werten von  $-5^{\circ}\text{C}$  und leicht positiven maximalen Temperaturwerten kommt. Angesichts der Temperaturverteilung kann für dieses Niederschlagsereignis ein Gemisch mit hohem Schneeanteil erwartet werden. Tatsächlich wurden jedoch Regenniederschläge registriert. Deshalb ist anzunehmen, daß hier die zeitliche Verteilung der Niederschläge über den Tag eine entscheidende Rolle spielt, die im Modell nicht berücksichtigt werden kann.
- Ende Dezember 1978 kommt es zu einer umgekehrten Situation: Ein als Mischniederschlag registriertes Niederschlagsereignis wird im Modell als reiner Regenniederschlag verbucht. Die Temperaturen liegen deutlich im positiven Bereich, so daß im Modell Regen simuliert werden muß. Angesichts der Temperaturentwicklung der folgenden Tage kann jedoch vermutet werden, daß sich bereits kältere Witterungsverhältnisse ankündigten, die für das Zustandekommen eines Mischniederschlagsereignisses mit hohem Schneeanteil verantwortlich sind.

- Die beiden geschilderten Niederschlags-situationen bestätigen die im vorangegangenen Abschnitt angestellten Überlegungen hinsichtlich der deutlichen Abflußübersimulation Ende Dezember 1978 (vgl. Abbildung 5.5.5).

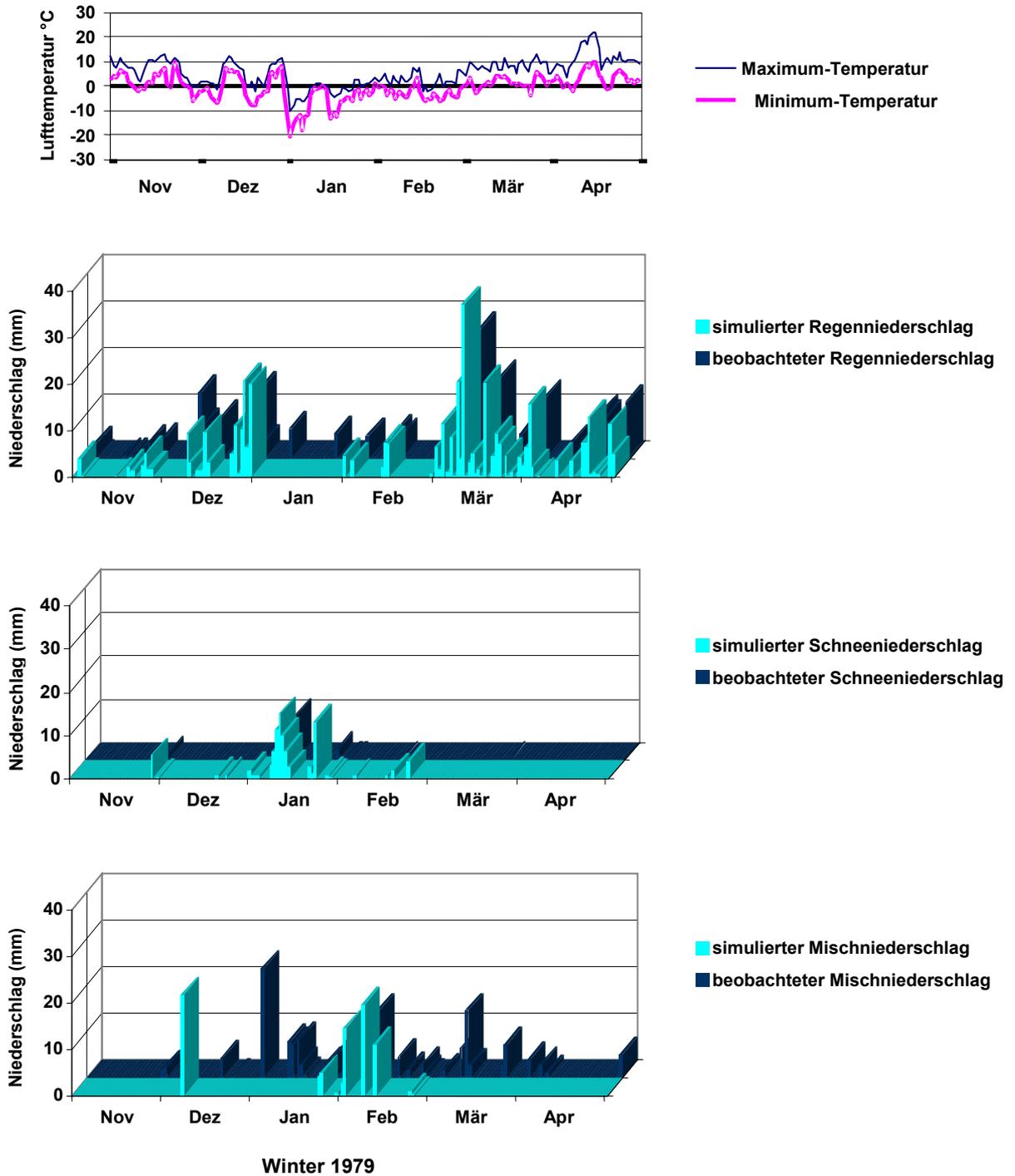


Abbildung 5.5.6: Beobachtete und simulierte Niederschlagsarten im Winter 1979 mit beigeordnetem Temperaturverlauf für das Brölgebiet.

- Aufgrund anhaltend niedriger Lufttemperaturen kommt es im Verlauf des Monats Januar 1979 zur Simulation einer Reihe von Schneeniederschlägen. Abweichungen der beobachteten und simulierten Werte sind auf besondere Wetterlagen zurückzuführen, die nicht allein über einen Temperaturansatz erfaßt werden können. Ein extremes Ereignis zeigt sich beispielsweise am 22.1.1979,

wo bei Maximum-Temperaturen von  $-1.5\text{ °C}$  Schneeniederschläge simuliert werden. Laut DWD-Klassifizierung sind jedoch reine Regenniederschläge niedergegangen.

- Im Verlauf des Monats Februar stimmen die simulierten und beobachteten Niederschlagszusammensetzungen gut überein. Die während dieser Zeit verzeichneten Spitzenabflußuntersimulationen (vgl. Abbildung 5.5.5) sind demnach eher auf eine zu geringe Bemessung der durch Misch- und Regenniederschläge induzierten Schmelze als auf die ermittelte Niederschlagsart zurückzuführen.
- Anfang März liegen die Lufttemperaturen im Tagesmittel deutlich über dem Gefrierpunkt. Dennoch werden neben Regenniederschlägen auch Mischniederschläge registriert. In der Simulation muß dagegen ausnahmslos von Regenniederschlägen ausgegangen werden. Durch diese Überschätzung des Regenanteils der Niederschläge kommt es im Zusammenspiel mit einer vermutlich zu geringen Ablation im Februar zu der in Abbildung 5.5.5 deutlich hervortretenden Übersimulation der beobachteten Abflußspitze.

Fehlbestimmungen der Niederschlagszusammensetzung durch den täglichen, temperaturbasierten Modellansatz des SMiM Moduls kommen demnach vor allem zustande

- durch innertägliche Temperaturschwankungen vom negativen in den positiven Bereich sowie
- bei Wetterumschwüngen und Extremwetterlagen.

Um die Anpassungsmöglichkeiten des Modellansatzes auszuschöpfen, wird aufgrund dieser Feststellungen die Basistemperatur,  $TP_{CRIT}$ , die den Temperaturmittelwert für den Übergang von Regen und Schnee bezeichnet, einem Einstellungstest unterzogen. Zudem werden die Wertzuweisungen der monatlichen Anpassungsfaktoren zur Modifikation des ermittelten Regenanteils bei Mischniederschlägen,  $Tmax_{SN}$  und  $adj_R$ , optimiert. Dabei zeichnet sich ab, daß sich durch gezielte Anpassungen für den Einzelfall die Güte der Gesamtsimulation verschlechtert. Dies liegt vor allem in der Gegenläufigkeit der festgestellten Diskrepanzen bei der Niederschlagsbestimmung begründet. So kann es aufgrund der Variabilität der beobachteten Niederschlagszusammensetzung auf dem selben Temperaturniveau zur Ausbildung von Regen-, aber auch von Misch- und Schneeniederschlägen kommen. Diese Variabilität erschwert die Modelleinstellungen für den ausschließlich durch die Lufttemperatur gesteuerten Modellierungsansatz erheblich. Angesichts der geschilderten Problematik ist die hier erzielte Simulation der Niederschlagszusammensetzung im Brölgebiet als sehr zufriedenstellend zu betrachten.

Zur Übersicht sind in Tabelle 5.5.26 die ermittelten Schnee-, Misch- und Regenanteile am Gesamtniederschlag für die sechs hydrologischen Teileinzugsgebiete sowie das Gesamtgebiet dargestellt.

		Regen $N_R$ (%)	Schnee $N_S$ (%)	Mischniederschlag $N_M$ (%)	$N_S + N_M$ (%)	durchschnittlicher Jahresniederschlag $N$ (mm)
<b>Brölgebiet</b>	Teileinzugsgebiet 001	91	4	5	9	1100
	Teileinzugsgebiet 002	92	3	5	8	1210
	Teileinzugsgebiet 003	93	3	4	7	1060
	Teileinzugsgebiet 004	91	4	5	9	1100
	Teileinzugsgebiet 005	93	3	4	7	1060
	Teileinzugsgebiet 006	93	3	4	7	1070
	Gesamtgebiet	92	3.5	4.5	8	1100

Tabelle 5.5.26: Simulierte Anteile der verschiedenen Niederschlagsformen für die sechs Teileinzugsgebiete und das gesamte Brölgebiet mit beigeordneten durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen über den Untersuchungszeitraum.

Die aus Tabelle 5.5.26 hervorgehenden Werte von durchschnittlich 8% für den Anteil von Schnee- und Mischniederschlägen am Gesamtniederschlag stimmen weitgehend mit Untersuchungsergebnissen von RICHTER (1995) zur Niederschlagszusammensetzung der westlichen unteren Mittelgebirgslagen und Flachlandgebiete überein. Dieser Sachverhalt weist auch auf eine adäquate Bemessung der eingeführten Korrekturwerte des systematischen Niederschlagsmeßfehlers hin. Für angepaßte Niederschlagskorrekturen sprechen ebenfalls die hohe Abflußwiedergabe von mehr als 99% des beobachteten Gebietsabflusses und die stimmige Gebietswasserbilanz (vgl. Abschnitt 5.5.3.1.1).

#### *Analyse der simulierten Schneedeckendynamik im Brölgebiet*

Für die im folgenden durchgeführten Vergleiche gemessener und simulierter Schneehöhen ist einschränkend anzumerken, daß es sich bei den verfügbaren Vergleichsdaten um Punktmeßwerte an Freilandstationen handelt, die aufgrund der heterogenen räumlichen Verteilung des Schnees nur eine begrenzte Aussagekraft für das gesamte Gebiet haben können. Hinzu kommt, daß die verfügbaren Vergleichsstationen im Hinblick auf die Geländehöhe lediglich mit Gebietsteilen korrespondieren. Die von der Geländehöhe her etwa das Gebietsmittel repräsentierende Station Ruppichteroth (220 m Höhe ü. NN) weist lückenhafte Registrierungen von Schneedeckenkennwerten auf und kann deshalb nur ergänzend für die Bewertung der schneehydrologischen Simulationen im Gebiet herangezogen werden. Für die kontinuierliche Analyse der Schneedeckendynamik muß auf Werte der DWD-Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg zurückgegriffen werden, die sich mit 182 m ü.NN etwa 50 m unterhalb des Geländehöhenmittels befindet. Direkt vergleichbar im Hinblick auf die Geländehöhe ist diese Station mit den unteren Teilgebieten (021 bis 024) der vorliegenden Modellanwendung. Entsprechend ist hauptsächlich dieser untere Abschnitt des Untersuchungsgebiets Gegenstand eingehender Analysen. Dabei werden zur besseren Beurteilung der simulierten räumlichen Schneeverteilung den im offenen Gelände gemessenen Schneehöhen sowohl simulierte Werte eines Freilandgebiets als auch die Schneeansammlung eines Waldgebiets gegenübergestellt.

Da keine Vergleichsdaten für Wasseräquivalente oder Schneedichten vorliegen, können Schneedeckenaufbau, -entwicklung und -ablation ausschließlich anhand der Schneehöhenwerte nachvollzogen werden. Im SMiM-Modul ist die Schneehöhe eine nachgeordnete Größe, die aus dem Wasseräquivalent und dem kontinuierlich berechneten Dichteverlauf ermittelt wird (vgl. Abschnitt 5.3.7). Für eine Analyse der simulierten Wasseräquivalente und Schneedichten werden deshalb indirekte statistische Vergleiche mit den beobachteten Schneehöhen durchgeführt.

In Abbildung 5.5.7 sind beobachtete und simulierte Schneehöhen des Beispielwinters 1979 und die simulierte Niederschlagszusammensetzung dargestellt. Die simulierten Schneehöhen sind sowohl für ein Freilandgebiet als auch für ein Waldgebiet abgebildet.

Insbesondere die zeitliche Schneedeckenentwicklung wird durch die Simulation gut erfaßt. Ende November und im Dezember kommt es zu kurzen, geringen Schneebedeckungen, die das Modell zufriedenstellend nachvollzieht. Der Beginn der Hauptschneedeckenphase Ende Dezember/Anfang Januar ist exakt datiert. Ebenso können Beginn und Ende der im weiteren Verlauf der Schneedeckenentwicklung auftretenden alternierenden Auf- und Abbauphasen sehr gut wiedergegeben werden. Es zeigen sich jedoch quantitative Unterschiede zwischen simulierten und beobachteten Aufhöhungen bzw. Abbauprozessen. Im einzelnen ist anhand des dargestellten Schneehöhenvergleichs (vgl. Abbildung 5.5.7) und unter Einbezug der Erkenntnisse aus der Ganglinien- und Niederschlagsanalyse folgendes festzustellen:

- Die Akkumulation zur Hauptschneebedeckungsphase Ende Dezember/Anfang Januar wird zeitlich gut erfaßt, in ihrem Ausmaß aber deutlich unterschätzt. Anhand der vorliegenden Analyseergebnisse zur Niederschlagszusammensetzung ist diese Kurvenabweichung ebenso wie eine

frühere Ende November auf eine Fehleinschätzung der Niederschlagszusammensetzung zurückzuführen (vgl. Abbildung 5.5.6).

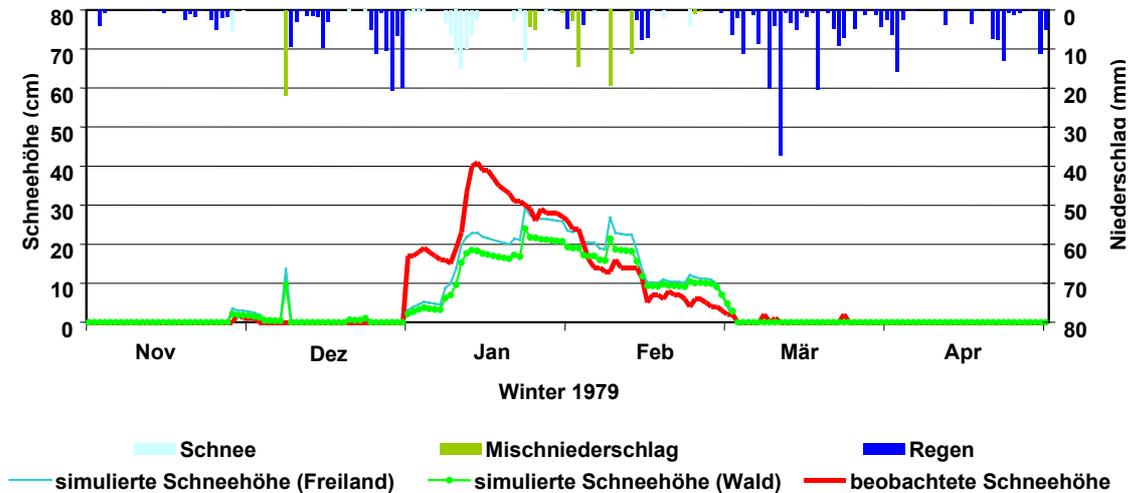


Abbildung 5.5.7: Vergleich beobachteter Schneehöhen (Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg) mit simulierten Schneehöhen unter Wald und im Freiland für den Winter des hydrologischen Jahres 1979 im Brölgebiet (vorläufige Moduleinstellungen).

- Im weiteren Verlauf der Schneedeckenentwicklung sorgen heftige Schneefälle bei leicht negativen Temperaturen für eine Schneedeckenaufhöhung um etwa 20-25 cm. Bezogen auf das geringere Ausgangsniveau der simulierten Schneehöhenreihe wird diese Akkumulationsphase quantitativ gut erfaßt. Der absolut betrachtet dennoch leicht geringere Anstieg der simulierten Reihe muß auf die sekundäre Ermittlung der Schneehöhenwerte aus der Beziehung von Schneedichte und Wasseräquivalent zurückgeführt werden. Der zu flache Anstieg der simulierten Schneehöhen läßt hier auf überschätzte initiale Schneedichten schließen. Somit erweist sich neben der Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung auch die Dichtermittlung bei Temperaturen um den Gefrierpunkt als problematisch.
- Die ab Mitte Januar einsetzende starke Schneehöhenverminderung bei den beobachteten Werten wird in ihrem Ausmaß unterschätzt. Da der Abfall der beobachteten Schneehöhenlinie nicht durch deutlich steigende Temperaturen und eine adäquate Erhöhung des Abflusses begleitet wird (vgl. Abbildung 5.5.5) muß davon ausgegangen werden, daß es sich hier nicht um Ablation, sondern um die sprunghafte Verdichtung des Schneekörpers handelt. Eine Entwicklung, die durch die kontinuierlichere simulierte Schneedeckensetzung nicht nachvollzogen werden kann. Es muß insgesamt von stärkeren tatsächlichen Dichtefluktuationen ausgegangen werden als simuliert wird. Die simulierte Schneedichte kann aufgrund fehlender Vergleichswerte hier nicht näher überprüft werden. Aufgrund einer besseren Vergleichsdatenlage werden für das Thüringer Untersuchungsgebiet weitere Aufschlüsse über die Güte der Dichtesimulationen durch das Schneemodul erwartet (vgl. Abschnitt 5.5.3.2).
- Durch das Einsetzen von Niederschlägen bei deutlichen Minustemperaturen Ende Januar erfolgt die Aufhöhung des simulierten Schneespeichers. Tatsächlich ging jedoch aufgrund einer extremen Wetterlage Regen nieder, so daß es zu regeninduzierten Schmelzprozessen, einem entsprechenden Abbau der Schneedecke und zur Abflußbildung kam, die vom Modell nicht nachvollzogen werden konnten (vgl. Abbildungen 5.5.5 bis 5.5.7).
- Eine Unterschätzung der beobachteten Ablation mit einer darauffolgenden zu starken Schneedeckenaufhöhung Anfang Februar ist auf Mischniederschlagsereignisse mit unbestimmtem

Regenanteil zurückzuführen (vgl. auch Abbildungen 5.5.5 und 5.5.6). Demnach ist es von erheblicher Bedeutung für die adäquate Simulation der Schneedeckenentwicklung, den Regenanteil von Mischniederschlägen möglichst genau zu quantifizieren. Gerade bei feucht-kalten Witterungsverhältnissen erweist sich dies jedoch als schwierig. Allein über die Lufttemperaturen ist eine genauere Bemessung der Bestandteile des Mischniederschlags kaum zu erzielen.

- Misch- und Regenniederschläge bedingen Mitte Februar die starke Reduktion des verbliebenen Schneedeckenspeichers, die quantitativ vom Modell in vollem Umfang nachvollzogen wird. Die komplette Ablation setzt Ende des Monats Februar ein und ist sowohl gemäß der beobachteten Werte als auch in der Simulation in den ersten Märztagen abgeschlossen. Eine Anfang März festgestellte Übersimulation der beobachteten Abflußspitze geht auf den zu hohen Schmelzwasserabfluß aus der zum Zeitpunkt des Schmelzbegins überhöhten Schneedecke zurück (vgl. Abbildung 5.5.5). Abbildung 5.5.8 verdeutlicht den durch das Modell erzeugten Gang der Schneewasseräquivalente und die Wasseraustritte aus der Schneedecke über den Beispielwinter 1979. Wasseräquivalente und Wasserabgabe aus der Schneedecke beziehen sich auf ein Freilandgebiet im unteren Teil des Untersuchungsgebiets. Der simulierte Überschusswasseraustritt bezeichnet die durch Kompaktierung und Vernässung bedingten Wasserabgaben aus der Schneedecke. Bei Regen- und Mischniederschlagsereignissen überlagern sie die schmelzbedingten Wasseraustritte und sorgen so für eine angepaßtere Verminderung des Schneedeckenspeichers bei feucht-kalten Verhältnissen.

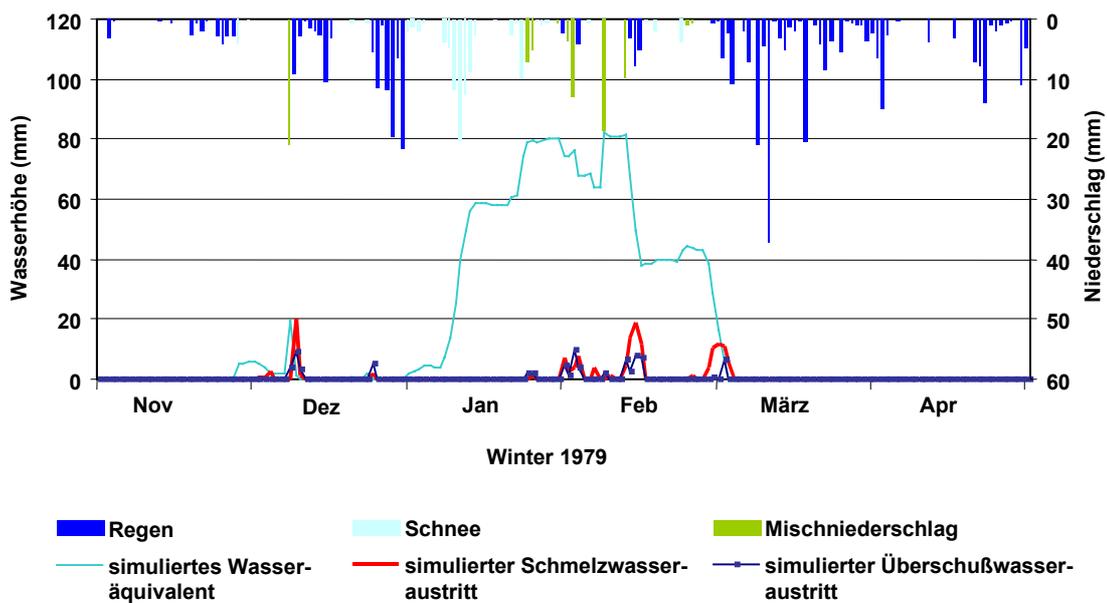


Abbildung 5.5.8: Simulierte Wasseräquivalente sowie Schmelz- und Überschusswasseraustritte aus der Schneedecke im Winter des hydrologischen Jahres 1979 für das Brölgebiet.

- Für die Waldgebiete werden geringere Schneehöhen simuliert. Aufgrund dieser Geringmächtigkeit kommt es – trotz verminderter Schmelzraten unter Wald – zu keiner Verzögerung der Gesamtablation, was als realistische Wiedergabe empirischer Untersuchungen zu werten ist. Dabei gehen die verminderten Schneehöhen unter Wald vor allem auf die Interzeption zurück. In Abbildung 5.5.9 ist die Entwicklung des simulierten Interzeptionsschneespeichers über die Wintermonate des Beispieljahrs 1979 dargestellt. Die Entwicklung des simulierten Interzeptionsspeichers unterliegt deutlich stärkeren Schwankungen als die des Bodenschneespeichers. So bedingen Regen- und Mischniederschlagsereignisse häufig eine Komplettablation. Eine über den Blattflächenindex (Modellparameter  $LAI_{MO}$ ) und den Bedeckungsgrad ( $CC_{FOR}$ ) bestimmte maximale Schneespeicherung auf den Baumkronen von 9 mm ( $SNI_{CAP}$ ) erweist sich ebenso wie die verwendete

empirische Formel zur Interzeptionsermittlung (vgl. BRAUN 1985) als angepaßt an die Verhältnisse im Brölgebiet.

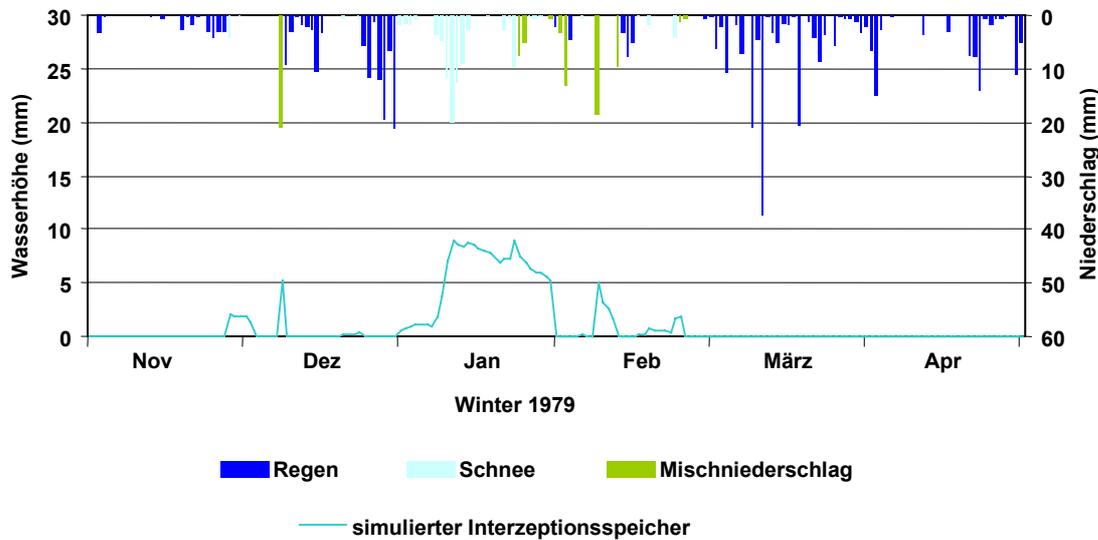


Abbildung 5.5.9: Simulierter Interzeptionsschneespeicher für ein Waldteilgebiet des Bröleinzugsgebiets im Winter des hydrologischen Jahres 1979.

Ergänzend zur graphischen Analyse verdeutlicht Tabelle 5.5.27 anhand von Beispieljahren die Bestimmtheitsmaße ( $r^2$ ) einer Korrelationsanalyse. Es werden beobachtete Schneehöhen der Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (182 m ü.NN) mit simulierten Werten aus dem untersten Teilgebiet 024 (182 m ü.NN) in Beziehung gesetzt sowie beobachtete Schneehöhen der Station Ruppichteroth (204 m ü.NN; ab 1979) mit simulierten Werten aus dem in der Gebietsmitte gelegenen Teilgebiet 009 (218 m ü.NN) verglichen. Zur indirekten Überprüfung der hydrologischen Hauptkenngröße Wasseräquivalent werden in Ermangelung von Meßwerten die Punktdaten der Schneehöhen auch den simulierten Wasseräquivalenten gegenübergestellt.

		Bestimmtheitsmaß der Korrelation beobachteter und simulierter SCHNEEHÖHEN ( $r^2$ )		Bestimmtheitsmaß der Korrelation beobachteter und simulierter SCHNEEWASSERÄQUIVALENTE ( $r^2$ )	
		Neunk.-Seelsch.-Meis./ Teilgebiet 024	Ruppichteroth/ Teilgebiet 009	Neunk.-Seelsch.-Meis./ Teilgebiet 024	Ruppichteroth/ Teilgebiet 009
Brölgebiet	Station/ Gebiet				
	Winter				
	1979	0.83	0.85	0.73	0.73
	1981	0.76	0.77	0.71	0.74
	1982	0.92	0.87	0.83	0.89
	1985	0.96	0.88	0.92	0.85
	1986	0.67	0.69	0.67	0.76
Gesamtzeitraum	0.76	0.81	0.71	0.71	

Tabelle 5.5.27: Bestimmtheitsmaße,  $r^2$ , der Korrelation von Punktmeßwerten der Schneehöhe an zwei verschiedenen Stationen mit simulierten Gebietswerten von Schneehöhen und Wasseräquivalenten in zwei Teilgebieten des Bröleinzugsgebiets.

Auch die Kennwerte in Tabelle 5.5.27 weisen auf eine zufriedenstellende Repräsentanz der simulierten Reihen hin. Tendenziell kann für den höher gelegenen Standort Ruppichteroth mit seinen insgesamt mächtigeren Schneedecken von einer besseren Annäherung an die beobachteten Reihen ausgegangen werden.

Die simulierten Evaporationsverluste aus der Schneedecke erweisen sich als gering und nicht signifikant für die Gesamtablation. Vor allem in Strahlungswetterlagen können jedoch die durch eine Reihe von empirischen Untersuchungen belegten erhöhten Verluste durch Evaporation und Sublimation an den Baumkronen nachvollzogen werden (vgl. z.B. BRECHTEL 1979; SCHWARZ 1982; CALDER 1990; VEHVILÄINEN 1992; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996). In den Abbildungen 5.5.10 und 5.5.11 sind die Eingangswerte der potentiellen Verdunstung nach Penman-Monteith den simulierten Werten für die aktuelle Evapotranspiration ohne Schnee-Einfluß sowie bei Schneebedeckung gegenübergestellt. Die Darstellungen unterscheiden das Verdunstungsaufkommen für ein Wald- und ein Freilandgebiet im Beispielwinter 1979.

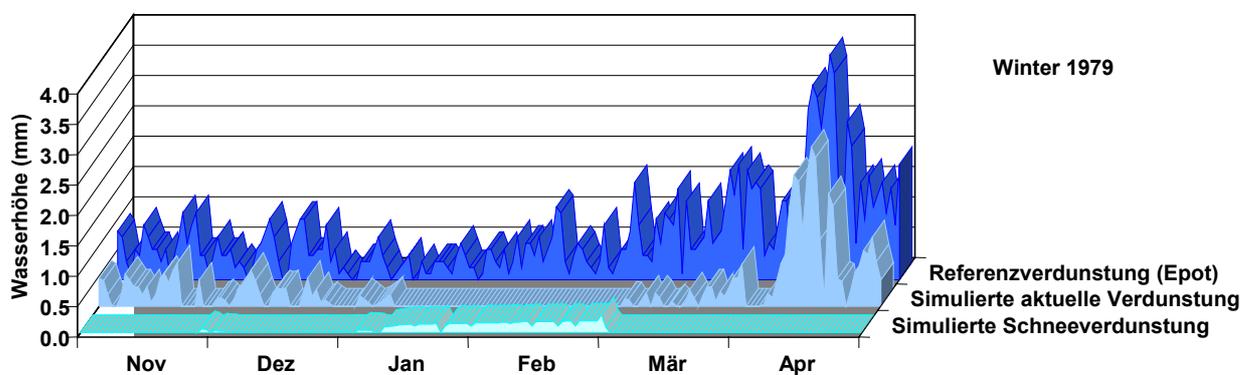


Abbildung 5.5.10: Referenzverdunstung nach Penman-Monteith und simulierte Verdunstungswerte in Freilandgebieten des Brölgebiets für den Winter 1979.

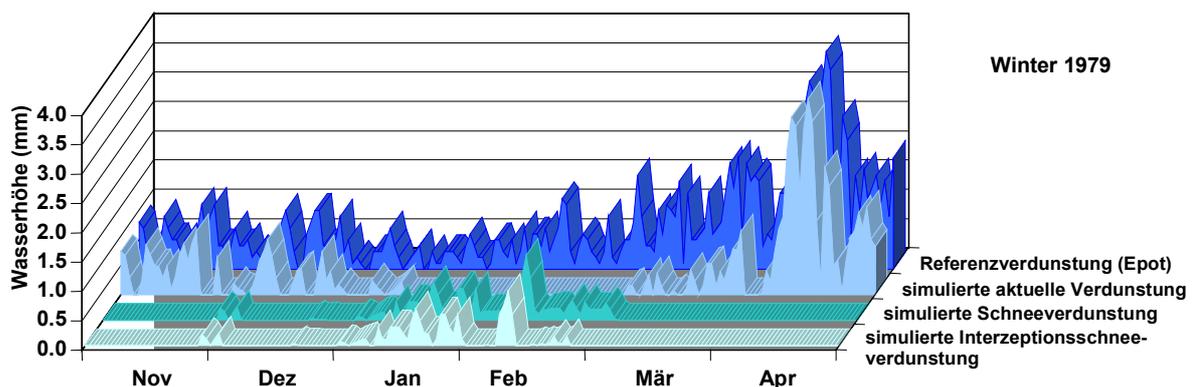


Abbildung 5.5.11: Referenzverdunstung nach Penman-Monteith und simulierte Verdunstungswerte in Waldgebieten des Brölgebiets für den Winter 1979.

Die Abbildungen 5.5.10 und 5.5.11 veranschaulichen, daß es nur in den Waldgebieten durch die Verdunstung von den Baumkronen zu nennenswerten Schneeverdunstungsanteilen an der Gesamtverdunstung kommt. Daneben zeigen sich die Einschränkungen des aktuellen Gesamtverdunstungsaufkommens durch die Schneebedeckung. Demnach wirkt sich die Unterdrückung von Bodenevaporation und Transpiration durch eine geschlossene Schneedecke stärker auf die Gesamtbilanz des Gebiets aus als der geringe Wasserverlust durch die Schneeverdunstung selbst (vgl. z.B. ERNSTBERGER/SOKOLLEK 1984; BRAUN 1985; VEHVILÄINEN 1992).

Die Simulation der Schmelzdynamik wird ausgehend von der Bestimmung der Niederschlagsform durch den Einfluß von Regenniederschlägen geprägt. Anhand konkreter Schmelzereignisse zeigt sich, daß die regeninduzierte Dynamik durch das Modell leicht unterrepräsentiert wird (vgl. Abbildungen 5.5.5 bis 5.5.8). Die nachhaltig erhöhte Schmelzbereitschaft verbliebener temperierter Schneepakete wird jedoch durch die kontinuierliche Erhöhung des Schmelzfaktors im Laufe einer Bedeckungsphase ( $MC_{MOD} = 1$ ) gut erfaßt. Angesichts der teils zu geringen Schmelzwasseraustritte aus geringmächtigen Schneedecken muß ergänzend von einer Überrepräsentation der Retentionsfähigkeit der Schneedecke für freies Wasser ausgegangen werden. Auf der Basis der Analyseergebnisse werden Modellanpassungen zur Erfassung der Schneedeckenentwicklungs- und -ablationsdynamik vorgenommen. Der Schmelzfaktor,  $SN_{MC}$ , wird für die Übergangsmo-nate höher bemessen als in der bisherigen Voreinstellung. Die Eingabevariablen zur initialen Rückhaltefähigkeit der Schneedecke,  $SN_{RC}$  und  $SN_{RC}$ , werden sukzessive vermindert. Es zeigt sich, daß die Niederschlags- oder Schmelzimpulse in den geringmächtigen und oft stark vernäßten Schneeansammlungen des Brölgebiets meist noch innerhalb des täglichen Maßstabs in Wasseraustritte aus der Schneedecke umgesetzt werden. Die Rückhaltung für freies Wasser kann hier daher vernachlässigt werden. Dies impliziert, daß hier die Modellkomponente REFRE zur Berücksichtigung des Wiedergefrierens flüssigen Wassers in der Schneedecke nicht mehr angesprochen wird.

### 5.5.3.1.3 Zusammenfassung der Analyseergebnisse für das Brölgebiet

Die Gesamtsimulation im Brölgebiet mit dem durch das Schneemodul SMiM erweiterten ACRU-Modell erweist sich als erfolgreich. Die Gebietswasserbilanz kann stimmig nachvollzogen werden und die Hydrographen der beobachteten und simulierten Abflußhöhen weisen gute Übereinstimmungen auf. Ebenso wird die zeitliche Abflußverteilung sehr gut wiedergegeben. Abbildung 5.5.12 veranschaulicht die beobachteten und simulierten Ganglinien des Winters 1979 nach der Einstellungsoptimierung des Modellansatzes.

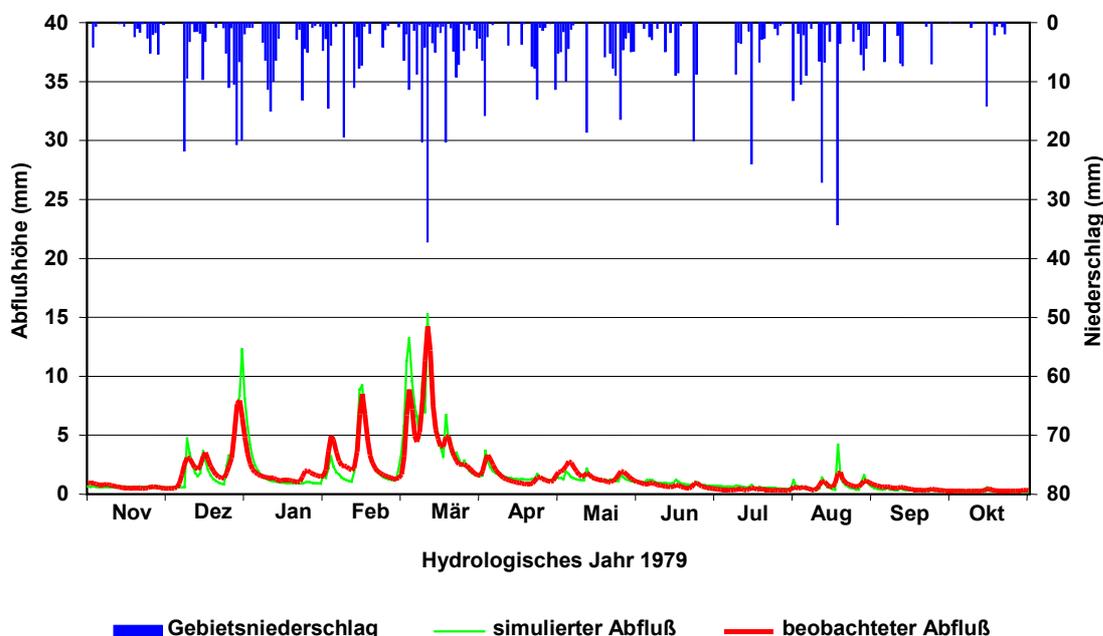


Abbildung 5.5.12: Beobachtete und simulierte Abflußganglinien für das hydrologische Jahr 1979 mit täglichen Gebietsniederschlägen im Brölgebiet - finale Modellanwendung des kombinierten Ansatzes.

Statistisch stellen sich die Ergebnisse der Abflußsimulation über den gesamten Untersuchungszeitraum von 20 Jahren wie in den Tabellen 5.5.28 und 5.5.29 aufgeführt dar. Der beobachtete Abfluß wird zu mehr als 99% wiedergegeben. Systematische Über- oder Untersimulationen in Abhängigkeit

vom Feuchtegrad des Jahres/der Saison sind nicht zu erkennen. Auch die Maße der vergleichenden Statistik (Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient, Mittelwerte und Standardabweichungen) lassen auf einen hohen Erklärungsgrad der simulierten Werte für die beobachtete Abflußreihe schließen. Bis auf die ersten drei Simulationsjahre, in denen sich das Modell noch nicht vollständig eingeschwungen hat, stellen sich sowohl für die Winterhalbjahre als auch über das ganze Jahr betrachtet hohe Korrelationen von  $\geq 0.90$  ein. Die Mittelwerte und Streuungsmaße der beobachteten und simulierten Reihen weichen in der Regel nicht mehr als  $\pm 5-10\%$  voneinander ab. Auch hier lassen sich keine systematischen Unter- oder Überschätzungen durch die Simulation erkennen.

		Abflußwiedergabe [%]		Niederschlag [mm]		hydr. Jahr		Abflußwiedergabe [%]		Niederschlag [mm]	
		Winter	Jahr	Winter	Jahr			Winter	Jahr	Winter	Jahr
<b>Brölgebiet</b>	<b>hydr. Jahr</b>										
	1971	102	101	264	679	1981	100	104	695	1373	
	1972	70	86	341	865	1982	113	108	559	1121	
	1973	91	103	438	821	1983	95	97	648	1021	
	1974	102	92	487	1116	1984	115	103	511	1271	
	1975	98	93	677	1011	1985	107	104	435	940	
	1976	91	85	462	784	1986	103	107	552	1078	
	1977	85	84	496	942	1987	106	101	634	1201	
	1978	96	94	502	1069	1988	107	108	643	1089	
	1979	101	101	490	890	1989	105	111	628	1007	
	1980	112	105	629	1255	1990	105	105	489	1002	
						Gesamt	100	100	529*	1100**	

\* Mittel der Winterniederschläge im Untersuchungszeitraum

\*\* Langjähriges Mittel der Niederschläge im Gebiet

Tabelle 5.5.28: Jahres- bzw. Saisonsummen der Niederschläge und prozentuale Abflußwiedergabe durch die hydrologische Simulation mit dem kombinierten Modellansatz von *ACRU* und *SMiM* im Brölgebiet.

In den Tabellen 5.5.30 bis 5.5.32 sind vergleichende statistische Maße und Faktoren zusammengestellt, die das Verhältnis der simulierten Gebietsschneedeckenentwicklung zu der durch Punktmeßwerte dokumentierten beschreiben.

Die Bestimmtheitsmaße,  $r^2$ , in Tabelle 5.5.30 lassen für beide Vergleichsstationen und Gebiete auf eine zufriedenstellende Übereinstimmung der beobachteten und simulierten Schneehöhendatenreihen schließen. In einzelnen Wintern zeigen sich Güteeinbrüche (z. B. 1973, 1975, 1984, 1988), die auf die beschriebenen Unsicherheiten bei der Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung zurückgeführt werden müssen. Für diese Argumentation spricht auch, daß die Fehlsimulationen im höhergelegenen Teilgebiet 009 weniger gravierend ausfallen, da hier durch verminderte Lufttemperaturen die eindeutige Bestimmung von Schneeniederschlägen erleichtert wird.

		Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient (r)		Mittelwerte				Standardabweichungen			
				Winter		Jahr		Winter		Jahr	
Brölgebiet	hydr. Jahr	Winter	Jahr	sim	beob	sim	beob	sim	beob	sim	beob
	1971	0.89	0.92	1.54	1.51	1.12	1.11	1.00	1.14	1.04	1.15
	1972	0.73	0.76	0.75	1.07	0.85	0.99	0.64	0.96	0.69	0.91
	1973	0.83	0.78	1.56	1.71	1.10	1.07	1.23	1.41	1.24	1.20
	1974	0.90	0.90	2.25	2.22	1.64	1.78	2.46	2.14	2.00	1.81
	1975	0.94	0.96	3.24	3.29	1.84	1.98	2.75	2.42	2.39	2.15
	1976	0.95	0.96	1.62	1.79	0.92	1.08	2.00	2.05	1.58	1.61
	1977	0.90	0.90	1.42	1.67	1.04	1.23	1.32	1.48	1.03	1.17
	1978	0.90	0.91	2.35	2.44	1.71	1.81	1.76	1.63	1.54	1.51
	1979	0.92	0.93	2.44	2.40	1.57	1.56	2.63	2.22	2.07	1.81
	1980	0.96	0.95	2.77	2.48	2.18	2.07	2.89	2.61	2.54	2.49
	1981	0.90	0.92	3.66	3.66	2.71	2.61	3.56	3.38	2.92	2.82
	1982	0.95	0.96	3.04	2.69	1.90	1.76	2.77	2.35	2.37	2.02
	1983	0.92	0.94	3.01	3.16	1.91	1.96	2.04	2.08	1.87	2.01
	1984	0.94	0.93	2.46	2.14	2.06	2.00	3.43	2.96	2.81	2.60
	1985	0.93	0.94	2.18	2.04	1.70	1.64	1.97	1.84	1.64	1.57
	1986	0.95	0.94	2.39	2.33	1.72	1.60	2.98	2.69	2.54	2.25
	1987	0.95	0.95	3.31	3.11	2.20	2.17	4.03	3.87	3.06	2.93
	1988	0.96	0.95	3.30	3.10	2.00	1.85	2.97	2.56	2.57	2.22
	1989	0.95	0.96	2.76	2.62	1.66	1.50	2.33	2.13	1.99	1.88
1990	0.96	0.94	1.91	1.81	1.23	1.21	2.25	2.04	1.83	1.62	
Gesamtzeitraum	0.92	0.93			2.01	1.65			2.01	2.14	

Tabelle 5.5.29: Vergleichende statistische Maße einer Korrelationsanalyse simulierter (sim) und beobachteter (beob) Abflußreihen im Brölgebiet. Darstellung aller hydrologischen Jahre sowie der Winterhalbjahre.

Anhand der gemessenen Schneehöhenwerte an den Vergleichsstationen Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (182 m ü.NN) und Ruppichteroth (204 m ü.NN) läßt sich die Zunahme der Schneehöhen mit der Geländehöhe feststellen (vgl. Tabelle 5.5.31). Auch zwischen den simulierten Schneehöhenwerten der beiden Teilgebiete 024 und 009 (182 bzw. 218m ü.NN) schlägt sich der Geländehöhenunterschied in vergleichbarer Größenordnung nieder. Demnach werden die Temperaturgradienten mit der Höhe durch das SMiM-Modul schlüssig nachvollzogen, so daß eine adäquate gradientabhängige Erfassung der Niederschlagszusammensetzung erfolgen kann. Die simulierten Maximum-Werte der Schneehöhen spiegeln bis auf einige Ausnahmen (z.B. 1973) den Niveauwechsel der beobachteten Schneehöhen von Jahr zu Jahr größenordnungsmäßig wieder. Über- und Untersimulationen wechseln sich ohne erkennbare Systematik ab. Dies muß vor allem auf die hohe Variabilität der Schneedecke zurückgeführt werden, über die im Modell - zusammen mit den Wasseräquivalenten - die Schneehöhe determiniert wird. Die repräsentativeren Mittelwerte der simulierten Schneehöhen weisen eine sehr gute Übereinstimmung mit denen der Meßstationen auf. Anhand des Vergleichs der Anzahl beobachteter und simulierter Schneetage zeigt sich, daß der Ablauf winterlicher Schneebedeckungsphasen sehr gut nachvollzogen wird. Dies wird auch durch eine hohe Übereinstimmung der Anfangs- und

Enddaten der Schneebedeckungsphasen sowie die Gegenüberstellung der Anzahl Schneebedeckungsphasen unterstrichen. Sowohl der Beginn der ersten Aufbauphase als auch die Gesamtablation am Ende der Saison können fast taggenau wiedergegeben werden (vgl. Tabelle 5.5.32).

Bestimmtheitsmaße der Korrelation beobachteter und simulierter Schneehöhen ( $r^2$ )						
Station/ Gebiet	Neunk.-Seelsch.- Meis./ Teilgebiet 024			Ruppichteroth/ Teilgebiet 009		
	Winter			Winter		
Brölgebiet	1971	0.76	-	1981	0.76	0.77
	1972	0.81	-	1982	0.92	0.87
	1973	0.38	-	1983	0.77	0.83
	1974	0.67	-	1984	0.33	0.49
	1975	0.34	-	1985	0.96	0.88
	1976	0.94	-	1986	0.67	0.69
	1977	0.64	-	1987	0.56	0.56
	1978	0.77	-	1988	0.41	0.58
	1979	0.83	0.85	1989	0.55	0.52
	1980	0.79	0.76	1990	kein Schnee	kein Schnee
		Gesamt- zeitraum	0.76		0.76	0.81

Tabelle 5.5.30: Korrelation beobachteter Schneehöhen der DWD-Stationen Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (182 m ü.NN) und Ruppichteroth (204 m ü.NN) und simulierter Werte der Teilgebiete 024 (182 m ü.NN) und 009 (218 m ü.NN) des Brölgebiets.

Station/ Gebiet	Mittlere Schneehöhe [cm]				Maximale Schneehöhe [cm]				Anzahl Schneetage [d]				
	N-S-M *	Teil- gebiet 024	Rupp**	Teil- gebiet 009	N-S-M *	Teil- gebiet 024	Rupp**	Teil- gebiet 009	N-S-M *	Teil- gebiet 024	Rupp**	Teil- gebiet 009	
	hydr. Jahr												
Brölgebiet	1971	6.1	5.2	-	-	13.0	9.6	-	-	31	26	-	-
	1972	5.5	5.1	-	-	15.0	8.3	-	-	15	12	-	-
	1973	3.1	7.6	-	-	5.0	20.5	-	-	7	11	-	-
	1974	6.3	12.1	-	-	20.0	36.1	-	-	20	13	-	-
	1975	3.4	2.6	-	-	8.0	2.8	-	-	7	2	-	-
	1976	11.6	8.2	-	-	23.0	16.9	-	-	19	17	-	-
	1977	3.1	3.3	-	-	8.0	7.0	-	-	16	12	-	-
	1978	7.8	11.8	-	-	21.0	17.1	-	-	30	24	-	-
	1979	17.8	14.5	18.9	20.6	41.0	29.1	57.0	33.0	65	69	72	69
	1980	4.9	6.1	6.5	7.8	8.0	12.4	15.0	15.8	7	7	15	8
	1981	8.0	9.4	10.1	10.1	24.0	32.1	35.0	32.4	50	57	55	57

(Forts. auf nächster Seite)

(Forts.)		Mittlere Schneehöhe [cm]				Maximale Schneehöhe [cm]				Anzahl Schneetage [d]			
Brölgebiet	Station/ Gebiet	N-S-M *	Teil- gebiet 024	Rupp**	Teil- gebiet 009	N-S-M *	Teil- gebiet 024	Rupp**	Teil- gebiet 009	N-S-M *	Teil- gebiet 024	Rupp**	Teil- gebiet 009
	1982	6.8	11.8	9.3	11.5	16.0	20.6	19.0	22.2	39	35	41	37
	1983	4.2	2.6	6.7	3.8	6.0	5.1	10.0	5.9	26	23	30	26
	1984	6.0	4.7	8.0	4.0	13.0	7.7	19.0	8.3	12	8	13	14
	1985	11.5	13.4	16.8	16.2	25.0	24.9	31.0	31.2	43	44	40	50
	1986	5.4	4.0	6.1	5.1	20.0	12.2	22.0	16.9	52	55	53	62
	1987	4.7	4.2	7.4	6.1	11.0	20.8	14.0	21.2	54	55	56	58
	1988	3.6	2.4	4.3	3.8	7.0	3.9	7.0	9.5	14	11	12	16
	1989	5.0	8.3	6.4	8.5	7.0	14.8	12.0	15.0	2	4	5	4
	1990	2.8	1.4	3.3	1.2	3.0	1.4	5.0	1.2	4	1	4	1
Gesamt- zeitraum	8.0	8.4	10.6	10.5	41.0	36.1	57.0	33.0	513	486	396	402	

\* Schneehöhenwerte an der Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (N-S-M) sind erst ab dem 1.1.1971 verfügbar; deshalb werden für die Zeitspanne vom 1.11.1970 bis zum 31.12.1970 Werte generiert, um die Bearbeitung ab dem hydrologischen Jahr 1971 ermöglichen.

\*\* Schneehöhenwerte an der Station Ruppichteroth (Rupp) weisen Fehlkennungen vom 1.11.1970 bis 31.12.1978 auf; deshalb wurden die Werte für November und Dezember 1978 generiert, um die Bearbeitung ab dem hydrologischen Jahr 1979 zu ermöglichen. Der Vergleichszeitraum für die simulierten Werte des Teilgebiets 009 wurde angepaßt.

Tabelle 5.5.31: Vergleich mittlerer und maximaler Schneehöhen sowie der Anzahl von Schneedeckentagen für die beobachteten Werte der DWD-Stationen Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (N-S-M) und Ruppichteroth (Rupp) und die simulierten Werte aus den Teilgebieten 024 (182 m ü.NN) und 009 (218 m ü.NN) des Brölgebiets.

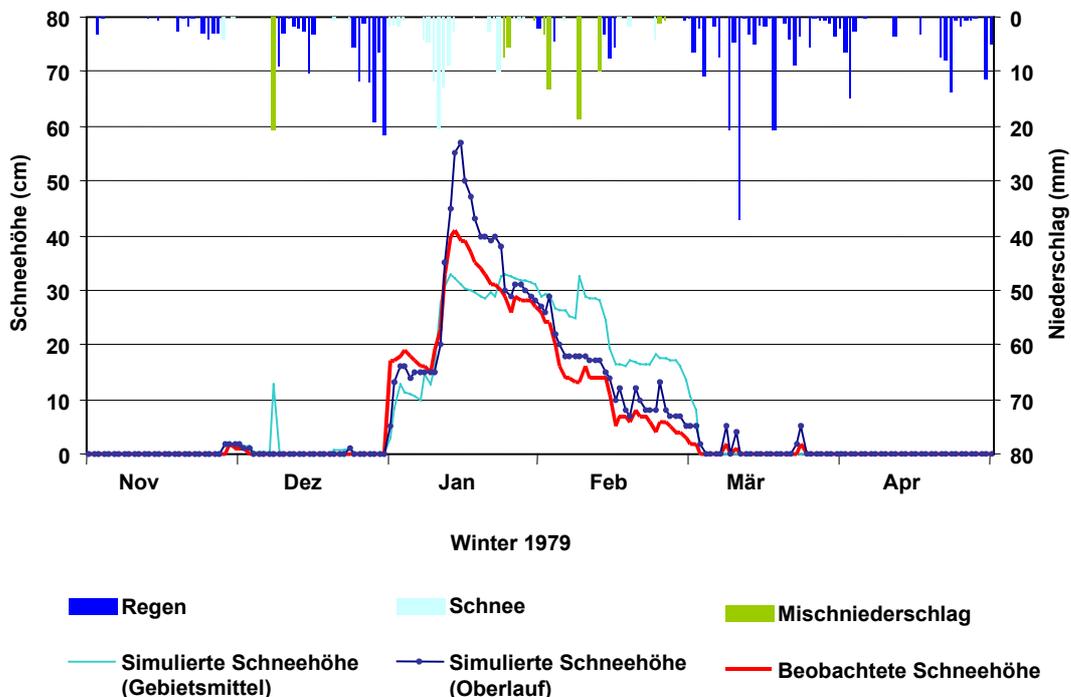


Abbildung 5.5.13: Vergleich beobachteter Schneehöhen mit simulierten Schneehöhen für den Winter des hydrologischen Jahres 1979 im Brölgebiet (Endversion).

Abbildung 5.5.13 sind die durch Parameteranpassungen leicht modifizierten simulierten mittleren Gebietsschneehöhen und die beobachteten Punktwerte der Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg zu entnehmen. Die ergänzend dargestellten mächtigeren Schneedecken aus der Simulation in den oberen Gebietsteilen verdeutlichen den Einfluß der Geländehöhe auf die ermittelte Schneeanammlung.

Station/ Gebiet		Anzahl Schneebedeckungsphasen*		Anfangsdatum 1. Phase		Enddatum letzte Phase	
		Neunkirchen- Seelscheid- Meisenberg**	Teilgebiet 024	Neunkirchen- Seelscheid- Meisenberg**	Teilgebiet 024	Neunkirchen- Seelscheid- Meisenberg**	Teilgebiet 024
Brölgebiet	Winter						
	1971	2	3	22.12.70	22.12.70	13.03.71	12.03.71
	1972	2	1	21.11.71	24.01.72	05.02.72	02.02.72
	1973	1	2	18.02.73	17.11.72	02.03.73	28.02.73
	1974	3	3	26.11.73	26.11.73	06.03.74	05.03.74
	1975	1	1	27.03.75	17.03.75	05.04.76	18.03.76
	1976	1	1	24.01.76	24.01.76	10.02.76	08.02.76
	1977	2	2	14.12.76	13.12.76	01.01.77	31.12.76
	1978	1	1	01.02.78	31.01.78	23.02.78	23.02.78
	1979	2	2	29.11.78	28.11.78	02.03.79	01.03.79
	1980	1	1	01.01.80	01.01.80	05.01.80	06.01.80
	1981	5	4	03.12.80	29.11.80	26.02.81	25.02.81
	1982	2	2	07.12.81	09.12.81	26.01.82	21.01.82
	1983	1	1	06.02.83	04.02.83	25.02.83	24.02.83
	1984	1	1	23.01.84	20.01.84	30.01.84	27.01.84
	1985	2	2	01.01.85	31.12.84	25.02.85	24.02.85
	1986	5	5	21.11.85	20.11.85	04.03.86	05.03.86
	1987	4	4	23.12.86	22.12.86	22.03.87	20.03.87
	1988	1	1	26.02.88	25.02.88	07.03.88	06.03.88
	1989	1	1	20.11.88	21.11.88	24.11.88	24.11.88
1990	kein Schnee	kein Schnee	kein Schnee	kein Schnee	kein Schnee	kein Schnee	

\* Schneebedeckungsphasen bezeichnen hier die Dauer einer Schneebedeckung von drei oder mehr aufeinanderfolgenden Tagen mit einer Schneehöhe von mehr als 1 cm.

\*\* Schneehöhenwerte an der Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg sind erst ab dem 1.1.1971 verfügbar; deshalb werden für die Zeitspanne vom 1.11.1970 bis zum 31.12.1970 Werte generiert, um die Bearbeitung ab dem hydrologischen Jahr 1971 ermöglichen.

Tabelle 5.5.32: Beobachtete und simulierte Schneebedeckungsphasen im Brölgebiet.

Die folgenden Analyseergebnisse für die schneehydrologische Simulation mit dem Schneemodul SMiM im Brölgebiet sind festzuhalten:

- Die zeitliche Schneedeckenentwicklung kann über den gesamten Winter und für alle Landnutzungsarten gut nachvollzogen werden. Dies gilt sowohl für kurze Schneeanstimmungen als auch für temporäre Auf- und Abbauphasen bei längeren Schneebedeckungen. Abgesehen von einzelnen Niveauverschiebungen wird auch das Volumen der Gebietsrücklage durch den Schneespeicher hinreichend genau erfaßt. Gemessen an den vorliegenden empirischen Erfahrungswerten zur Schneehydrologie können zudem die Effekte der Geländehöhe und von Waldgebieten auf die Schneedeckendynamik in realistischer Weise wiedergegeben werden.
- Als grundsätzlich problematisch für die schneehydrologische Simulation in unteren Mittelgebirgslagen erweisen sich Lufttemperaturen, die innerhalb des täglichen Maßstabs um den Gefrierpunkt schwanken. Dies resultiert in einer hohen diurnalen Variabilität der hygri-schen und schneehydrologischen Verhältnisse, die für erschwerte Bedingungen bei der qualitativen und quantitativen Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung sorgen. Die Variabilitäten feucht-kalter Witterungsverhältnisse wirken sich auch auf die Dichteentwicklung der geringmächtigen Schneedecken des Brölgebiets aus und bedingen auch hier Erfassungsprobleme.
- Extremwetterlagen, in denen trotz negativer maximaler Tagestemperaturen reine Regenniederschläge generiert werden, können durch den Temperaturansatz des Moduls nicht erfaßt werden. Anhand der vorgenommenen Analysen in der Bröl zeigt sich aber, daß die Modelleinstellungen für den eher durchschnittlichen Fall und nicht die für den Einzelfall die besten Gesamtanpassungen an das komplexe Geschehen im Gebiet erbringen.
- Angesichts dieser Problematik sind die mit dem temperaturbasierten, täglichen Simulationsansatz des SMiM-Moduls erzielten Ergebnisse der Simulation von Niederschlagszusammensetzung und Dichteentwicklung als sehr zufriedenstellend zu bewerten.
- Im Gebiet dominieren regeninduzierte Ablationsprozesse gegenüber strahlungsbedingter Schmelze. Qualitativ kann der Einfluß von Regenniederschlägen auf die Schmelzdynamik der geringmächtigen Schneedecken gut durch das Schneemodul SMiM erfaßt werden. Aufgrund von Fehleinschätzungen der Regenanteile des Niederschlags kommt es jedoch teilweise zur Simulation vermindelter Schmelzraten und somit von Ablationsverzögerungen.
- Entgegen der Vorannahmen erweist sich die Rückhaltung freien Wassers in den temperierten Schneedecken des Brölgebiets als vernachlässigbar für Berechnungen im täglichen Maßstab.
- Infolgedessen wird in dieser Anwendung die Subroutine REFRE zur Berücksichtigung des Wiedergefrierens flüssigen Wassers in der Schneedecke nicht mehr angesprochen. Angesichts der insgesamt sehr guten Simulationsergebnisse, die ohne Einbezug der Regelation zustandekamen, muß REFRE für Gebiete mit geringmächtigen, temperierten Schneedecken als vernachlässigbare Modulkomponente betrachtet werden.
- In den Waldgebieten wird eine verminderte Schneeakkumulation simuliert. Es kommt jedoch zu keiner Verzögerung der Gesamtablation am Ende der Schneedeckenphasen, da der Effekt vermindelter Schmelzraten unter Wald durch die geringere Mächtigkeit der Schneedecken kompensiert wird.
- Die höhere Fluktuation des Interzeptionsschneespeichers gegenüber dem Bodenschneespeicher wird gut durch das Modell abgebildet. Vor allem Regen- und Mischniederschlagsereignisse sorgen für mehrmalige Komplettablationen im Verlauf einer Schneebedeckungsphase am Boden.

- Die Evaporationsverluste aus der Bodenschneedecke sind sehr gering. Die Verdunstungsraten aus dem Interzeptionsschneespeicher sind dagegen mit denen eines nicht schneebedeckten Bodens zu vergleichen. Stärkere Auswirkungen auf die Gebietswasserbilanz als die allgemeinen Verdunstungsverluste aus den Schneespeichern hat die Unterdrückung der Bodenevaporation und Transpiration bei geschlossener Schneedecke.

### 5.5.3.2 Simulationsanalyse für Schmücke und Steinbach

#### 5.5.3.2.1 Hydrologische Simulation mit dem kombinierten Modellansatz im Gebiet von Schmücke und Steinbach

Bei der ersten Gesamtsimulation mit dem kombinierten Modellansatz von *ACRU* und dem Schneemodul *SMiM* im Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach wurden Simulationsmängel festgestellt, die auf eine nicht ausreichende Gebietsanpassung des hydrologischen Trägersystems *ACRU* zurückgeführt werden mußten. Es kam zu einer verfrühten Gebietsansprache, Übersimulationen der Abflußspitzen, einer zu linearen Entwicklung der Basisabflüsse sowie zu einer zu schnellen und steilen Rezession der simulierten Abflußspitzen. Das Gesamtabflußvolumen wurde zudem stark unterrepräsentiert. Diese Simulationsdefizite traten insbesondere im Steinbachgebiet auf, das durch eine ausgeprägte Speicherdynamik charakterisiert ist (vgl. Abschnitt 4.1.2.7). Tabelle 5.5.33 stellt die beobachteten Simulationsschwächen, die betroffenen Systemkomponenten und die demnach zu optimierenden *ACRU*-Modellparameter zusammen.

		Repräsentation der Systemkomponenten	Modellparameter
Schmücke und Steinbach	Zu geringe Abflußwiedergabe	Problem des Niederschlagsinputs und der ermittelten Gebietsverdunstung; zu geringer Gebietsrückhalt wird simuliert.	$CO_{PAN}$ , $LAI_{MO}$ , $C_{COEF}$ , $FOREST$ , $SWC_{PST}$ , $DEP_A$ , $DEP_B$ , $AB_{RESP}$ , $BF_{RESP}$
	Zu frühe Gebietsansprache	Zeitliches Ungleichgewicht im Niederschlags-Abfluß-Verhältnis durch Phasenverschiebung bzw. Problem der berechneten Konzentrationszeit.	[Berücksichtigung der Phasenverschiebung der Meßwerte von Niederschlag und Abfluß]
	Übersimulation der Abflußspitzen	Die Abflußaufteilung in die einzelnen Abflußkomponenten erfolgt nicht hinreichend genau; eine zu geringe Gebietsretention wird simuliert.	$CO_{IAM}$ , $QF_{RESP}$ , $SMD_{DEP}$ , $DEP_A$ , $DEP_B$ , $AB_{RESP}$ , $BF_{RESP}$ $CO_{FRU}$
	Zu steile, schnelle Rezession	Eine zu geringe Gebietsretention wird simuliert; Zwischenabfluß, Grundwasserspeicher und Basisabfluß sind nicht hinreichend genau erfaßt.	$DEP_A$ , $DEP_B$ , $AB_{RESP}$ , $BF_{RESP}$ , $ROOT_A$ , $ROOT_{EFDEP}$ , $CO_{FRU}$

Tabelle 5.5.33: System- und Parameterzuordnung aufgetretener Simulationsschwächen bei der ersten kombinierten Modellanwendung des hydrologischen Trägermodells *ACRU* und des Schneemoduls *SMiM* im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Um die Ausgangsbasis für die Analyse der schneehydrologischen Simulation mit dem Schneemodul *SMiM* im Gebiet von Schmücke und Steinbach herzustellen, wurden Einstellungsoptimierungen der in Tabelle 5.5.33 aufgeführten *ACRU*-Modellparameter vorgenommen. Eine Zusammenstellung der optimierten Parameterwerte ist Tabelle 5.5.53 in Abschnitt 5.5.5 zu entnehmen.

Abbildung 5.5.14 zeigt die beobachteten und simulierten Abflußganglinien der stark verbesserten Simulation mit dem kombinierten Modellansatz von *ACRU* und *SMiM*. Tabelle 5.5.34 gibt Aufschluß über die zufriedenstellende statistische Güte der Modellanwendung. Die für den Bilanzzeitraum von 14 Jahren simulierte Gebietswasserbilanz erweist sich auch im Vergleich zu empirischen Untersuchungen im Gebiet von Schmücke und Steinbach als schlüssig (vgl. WUCHOLD 1971; HELMSCHROT

1998; MICHL 1999). Dabei wird ein relativ geringer Verdunstungsanteil von etwa 23% und ein simulierter Abflußanteil von etwa 67% vom mittleren Gebietsniederschlagsinput ermittelt. Der Gebietsrückhalt kann über diesen kurzfristigen Betrachtungszeitraum auf etwa 10% veranschlagt werden. Der beobachtete Abfluß entspricht innerhalb des gleichen Zeitraums etwa 70% des ermittelten Gebietsniederschlags.

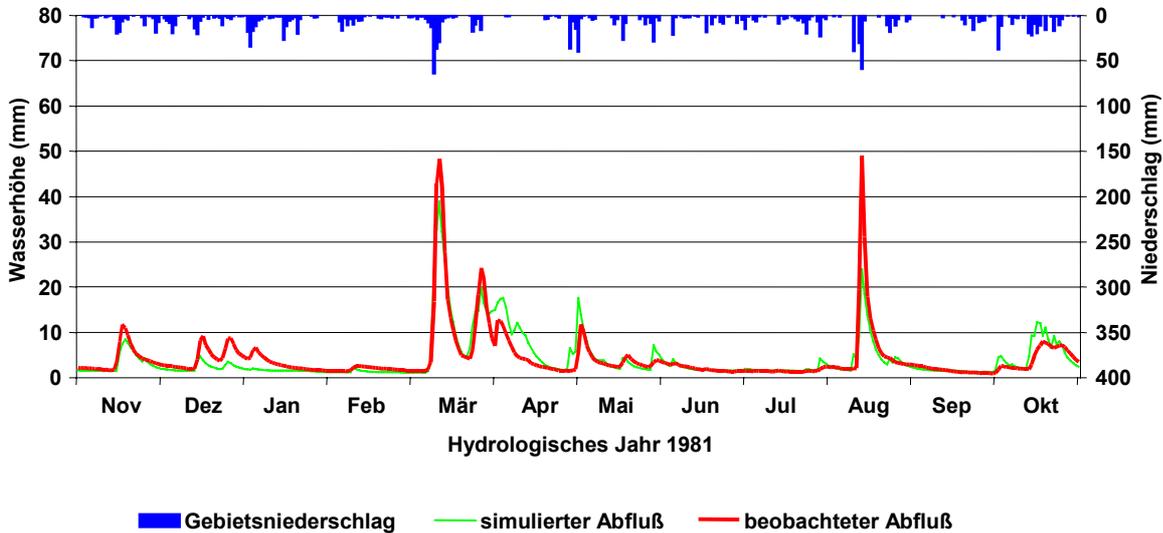


Abbildung 5.5.14: Gebietsniederschläge (DWD Schmücke), beobachtete und simulierte Hydrographen für das hydrologische Jahr 1981 im Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach nach optimierter Einstellung des ACRU-Modells.

		Korrelation beobachteter und simulierter Abflüsse (r)			Abflußwiedergabe [%]			Niederschlag [mm]		
		Winter	Sommer	Gesamtjahr	Winter	Sommer	Gesamtjahr	Winter	Sommer	Gesamtjahr
Schmücke und Steinbach	hydr. Jahr*									
	1981	0.90	0.88	0.88	95	97	96	962	690	1652
	1983	0.88	0.80	0.91	91	98	91	900	414	1315
	1984	0.92	0.88	0.92	97	113	103	722	716	1438
	1985	0.90	0.86	0.90	92	107	97	559	457	1016
	1989	0.84	0.84	0.88	86	94	87	772	516	1288
	Gesamtzeitraum	0.86	0.83	0.88	100	98	96	776**	535**	1310**

\* Das hydrologische Jahr erstreckt sich auf den Zeitraum 1.11. bis 31.10.; für dieses Gebiet der höheren Mittelgebirgslagen wird das Winterhalbjahr auf den Zeitraum 1.11. bis 31.5. und das Sommerhalbjahr auf den Zeitraum 1.6 bis 31.10. festgelegt.

\*\* Arithmetisches Mittel über den Gesamtzeitraum von 14 Jahren.

Tabelle 5.5.34: Gebietsniederschläge, Produkt-Moment-Korrelation beobachteter und simulierter Abflüsse sowie die Abflußwiedergabe für die modifizierte erste Anwendung des kombinierten Modellansatzes im Gebiet von Schmücke und Steinbach. Fünf Beispieljahre aus dem 14-jährigen Untersuchungszeitraum untergliedert nach Winter- und Sommerhalbjahren.

Aus den durchgeführten Analysen geht eine gute Systemwiedergabe hervor, so daß die vorliegenden Modelleinstellungen als Basis für die Validierung des Schneemoduls SMiM im Gebiet von Schmücke und Steinbach herangezogen werden können.

### 5.5.3.2.2 Analyse der schneehydrologischen Simulation im Gebiet von Schmücke und Steinbach mit dem Modul SMiM

Anhand einer vertiefenden Betrachtung der Wintersimulationen werden die Auswirkungen der temporären Speicherhaltung durch Schneedecken auf die Abflußdynamik und ihre adäquate Simulation durch das Schneemodul SMiM näher untersucht. Für das Untersuchungsgebiet werden die Monate November bis Mai als potentielle Schneeperiode und damit als Winter eines hydrologischen Jahres identifiziert. Im Vordergrund der folgenden Untersuchungen steht der feuchte Beispielwinter des hydrologischen Jahres 1981. In diesem Jahr kam es sowohl zu einer ausgeprägten Schneedeckenentwicklung mit Hauptakkumulations- und –ablationsphase als auch zu Zwischenphasen des Schneedeckenauf- und partiellen –abbaus. Die am Ende des Winters aufgetretenen extremen Regenniederschläge ermöglichen zudem eine Simulationsanalyse des Regeneinflusses auf die Schneeschmelze. Für den Winter 1981 stehen neben Schneehöhenvergleichsdaten auch Punktmeßwerte der Schneedichte zur Verfügung, die die Ermittlung des Wasseräquivalents der Schneedecke zulassen. Analog zur Modellvalidierung im Brölgebiet bildet eine Ganglinienanalyse den Ausgangspunkt zur weiteren Untersuchung der schneehydrologischen Prozeßsimulation.

Der in Abbildung 5.5.15 dargestellte Hydrograph des Winters 1981 verdeutlicht die gute Abflußsimulation für das Untersuchungsgebiet. Der Verlauf der Ganglinien wird vor allem zeitlich sensibel nachvollzogen. Erkennbare Niveauverschiebungen bei der Wiedergabe der Abflußspitzen weisen auf zu untersuchende kritische Punkte der schneehydrologischen Simulation hin.

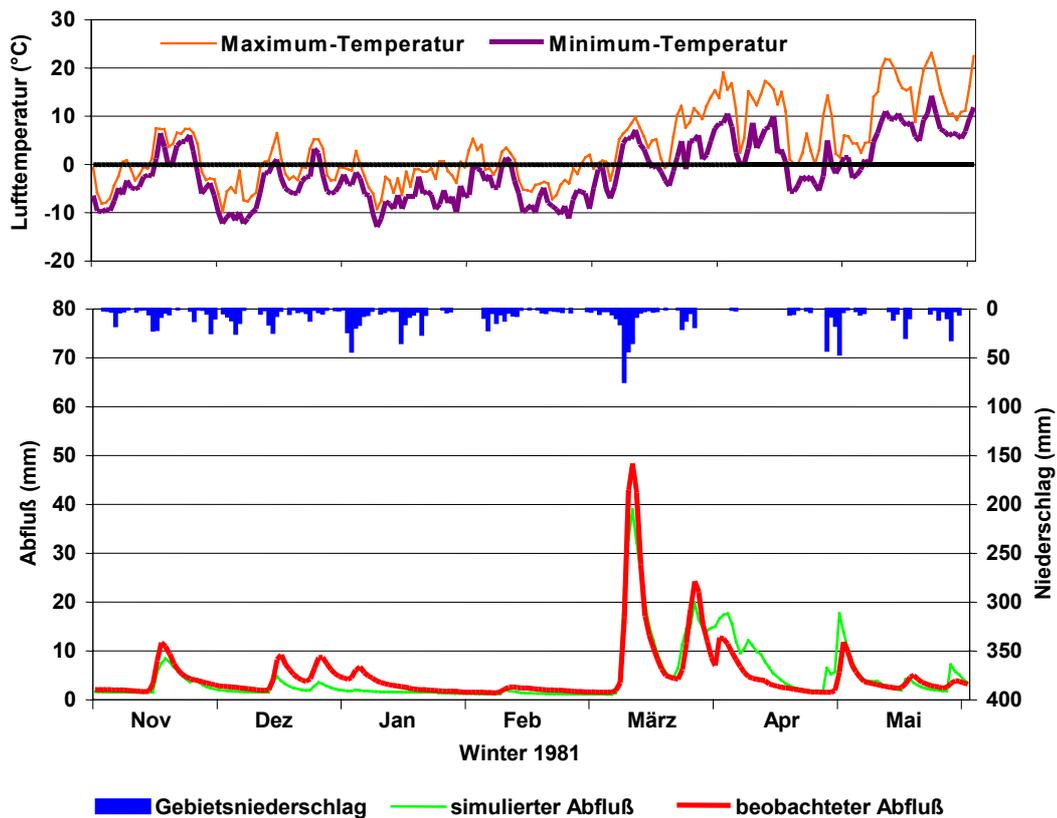


Abbildung 5.5.15: Niederschläge, beobachtete und simulierte Hydrographen sowie Maximum- und Minimum-Temperaturen für den Winter 1981 im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Die folgenden Feststellungen können zur **Abflußsimulation in den Wintermonaten** des hydrologischen Jahres 1981 gemacht werden:

- Vor allem in den Übergangsmonaten sind Übersimulationen der Abflußspitzen zu beobachten. Wie bereits bei der Simulationsanalyse im Brölgebiet festgestellt werden konnte (vgl. Abschnitt 5.5.3.1), deuten sich hier Schwierigkeiten bei der genauen Erfassung der Niederschlagszusammensetzung an. Die Lufttemperaturen liegen häufig nahe am Gefrierpunkt, so daß von Mischniederschlägen auszugehen ist, deren Schnee- und Regenanteile stark variieren (vgl. den folgenden Abschnitt zur Simulation der Niederschlagszusammensetzung).
- Die Abflüsse in der Mitte des Winters werden unterrepräsentiert. Die Untersimulationen der Abflußspitzen im Dezember 1980/Januar 1981 können auf ein Mischniederschlagsereignis zurückgeführt werden, dessen tatsächliche Zusammensetzung nicht allein durch die Lufttemperaturen zu erklären ist. Neben der Abflußwirksamkeit des Regenanteils des Niederschlags ist hier von überlagernden Schmelzprozessen auszugehen. Die durch die Transmission des Regenniederschlags induzierte dynamische Erhöhung der Schmelzbereitschaft und des Schmelzvolumens kann offenbar vom Modellansatz nicht im vollen Umfang erfaßt werden (vgl. den Untersuchungsabschnitt zur Simulation der Schneedeckendynamik).
- Nach einer Periode mit extremen Minustemperaturen – wie z.B. im Dezember 1980 - muß als weitere Determinante einer raschen Abflußbildung und –konzentration das Auftreten von Bodenfrost angeführt werden. Im vorliegenden Modellansatz kann jedoch die Bodenfrostdynamik nicht berücksichtigt werden.
- Schwächen der Simulation sind fast ausschließlich nach Regen- oder Mischniederschlagsereignissen abzulesen. Bei reinen Schneeniederschlägen oder in trockenen Kaltwetterperioden sowie bei allein strahlungsbedingter (,trockener') Schmelze zeigen sich dagegen sehr gute Übereinstimmungen der beobachteten und simulierten Reihen.

In Tabelle 5.5.35 sind die beobachteten Problembereiche der Simulation den betroffenen Systemkomponenten und den daraufhin zu untersuchenden Modellparametern methodisch zugeordnet.

		Systemkomponenten	Modellparameter
<b>Schmücke und Steinbach</b>	Übersimulationen in den Übergangsmonaten	Niederschlagszusammensetzung; Niederschlagskorrekturen; Schmelzvolumen	$TP_{CRIT}$ , $adj_R$ , $Tmax_{SN}$ , $SN_{screen}$ , $SN_{MC}$
	Untersimulationen in der Mitte der Schneebdeckungsperiode	Niederschlagszusammensetzung; Schneeanammlung; Retentionsfähigkeit für freies Wasser; Schmelzvolumen; Einfluß der Niederschläge auf die Schneedeckendynamik	$TP_{CRIT}$ , $adj_R$ , $Tmax_{SN}$ , $SN_{screen}$ , $SN_{MC}$ , $SN_{RC}$ , $SN_{IR}$
	Fehlsimulationen bei einzelnen heftigen Misch- oder Regenniederschlagsereignissen	Niederschlagszusammensetzung; Einfluß der Niederschläge auf die Schneedeckendynamik; Schmelzvolumen	$TP_{CRIT}$ , $adj_R$ , $Tmax_{SN}$ , $SN_{screen}$ , $SN_{MC}$ , $SN_{RC}$ , $SN_{IR}$
	Fehlsimulationen bei Niederschlagsereignissen nach trockenkalten Vorbedingungen	Niederschlagszusammensetzung; Einfluß der Niederschläge auf die Schneedeckendynamik; Bodenfrost	$TP_{CRIT}$ , $adj_R$ , $Tmax_{SN}$ , $SN_{screen}$ , $SN_{MC}$ , $SN_{RC}$ , $SN_{IR}$

Tabelle 5.5.35: Zuordnung von Problembereichen der schneehydrologischen Simulation zu betroffenen Systemkomponenten und Modellparametern im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

### *Analyse der simulierten Niederschlagszusammensetzung und der durchgeführten Meßfehlerkorrektur im Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach*

Die beobachteten Niederschlags- und Temperaturdaten können als verläßlich eingestuft werden. Ebenso ist die im Modell veranschlagte Temperaturabnahme mit der Höhe (Modellparameter  $Tmax_{LR}$  und  $Tmin_{LR}$ ) durch empirische Untersuchungen in den Testgebieten abgesichert (vgl. MICHL 1999). Hier gilt es, sowohl die mit Hilfe der Lufttemperaturen bestimmten Aggregatzustände (vgl. LEAVESLEY

ET AL. 1983) als auch die eingeführten systematischen Meßfehlerkorrekturen (vgl. RICHTER 1995) zu überprüfen.

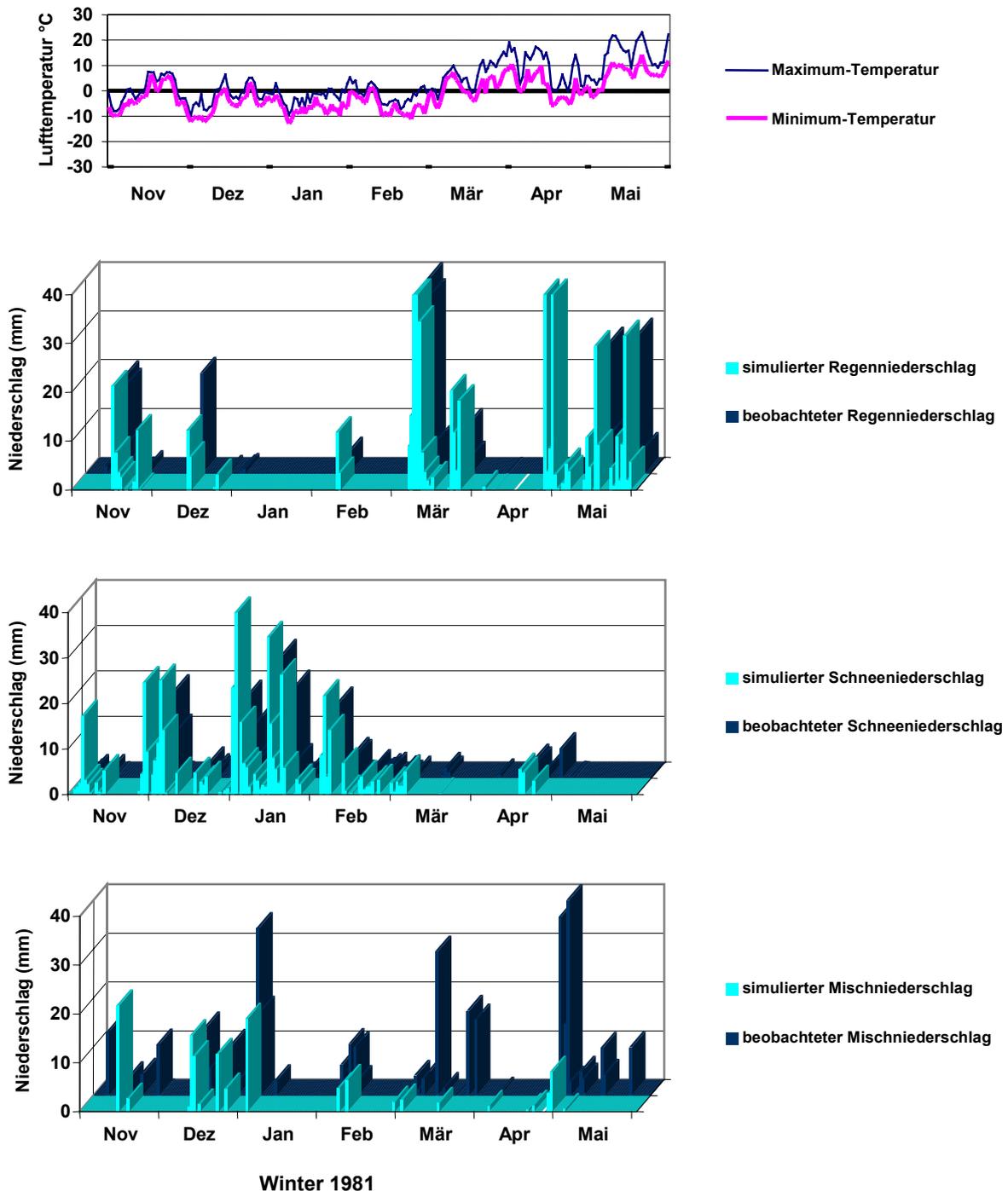


Abbildung 5.5.16: Beobachtete (DWD-Station Schmücke) und simulierte Niederschlagsarten im Winter 1981 mit beigeordnetem Temperaturverlauf für das Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Abbildung 5.5.16 veranschaulicht für den Beispielwinter 1981 **Zusammensetzung und Höhe der simulierten Niederschläge** im Vergleich zu den an der DWD-Station Schmücke gemessenen Punktniederschlägen. Beigeordnet sind die der Simulation zugrundeliegenden Maximum- und Minimum-Temperaturen. Aufgrund des Höhenunterschieds der DWD-Meßstation Schmücke (916 m ü. NN) und dem für die Simulation maßgeblichen Gebietsmittel (818 m ü. NN) sind Temperaturunterschiede möglich, die sich vor allem auf die Bestimmung der Mischniederschläge auswirken. Zudem ist

der systematische Meßfehler bei den simulierten Reihen bereits einbezogen. Gerade bei reinen Schneeniederschlagsereignissen kommt es deshalb zu deutlichen Werterhöhungen gegenüber den dargestellten Meßwerten.

Für die reinen Regen- und Schneeniederschläge kann eine gute Übereinstimmung der durch das Modell ermittelten Niederschlagsform und der gemessenen Werte an der DWD-Station Schmücke für den Beispielwinter 1981 festgestellt werden. Anhand der Darstellung der Mischniederschläge erweisen sich analog zum Brölgebiet die Übergangsmonate als Problembereiche der Simulation. Zeitliche Abfolge und Höhe der gemischten Niederschläge sind nicht im gleichen Maße zufriedenstellend erfaßt wie bei reiner Niederschlagszusammensetzung. Es kommt zwar relativ oft zur Ermittlung von Mischniederschlagsereignissen, insgesamt wird jedoch die Häufigkeit gemischter Niederschläge unterschätzt.

Die folgenden exemplarischen Darstellungen aus dem Winter 1981 verdeutlichen die Problematik der Niederschlagssimulation im Gebiet von Schmücke und Steinbach (vgl. Abbildung 5.5.16):

- Ein als Schneefallereignis simulierter Niederschlag von mehr als 10 mm Anfang November wird an der DWD-Station Schmücke als Mischniederschlag registriert. Angesichts der zu diesem Zeitpunkt extrem niedrigen Lufttemperaturen muß diese Situation entweder als nicht zu erfassende Extremwetterlage oder als Meßfehler gedeutet werden.
- Ende November 1980, Ende April 1981 sowie im Verlauf des Monats Mai 1981 werden teils hohe Regenniederschlagsereignisse simuliert, während tatsächlich Mischniederschläge beobachtet wurden. Angesichts der Tagestemperaturen um den Gefrierpunkt kann davon ausgegangen werden, daß auch im Modell zunächst Mischniederschläge berechnet werden. Aufgrund des ermittelten hohen Regenanteils (> 50%) des Ereignisses wird jedoch für die weiteren Berechnungen modellintern von rein flüssigen Niederschlägen ausgegangen (vgl. Abschnitt 5.3.4.1).
- Mitte Dezember 1980 deuten die Temperatur- und Niederschlagsaufzeichnungen an der DWD-Station Schmücke und der fast 200 m niedriger gelegenen Station Schmücker Graben auf eine Inversionswetterlage hin. Infolgedessen kommt es zu einer Untersimulation der Regenhöhen zugunsten von Mischniederschlägen. Diese Wettersituationen sind von regionalen und lokalen Witterungsfaktoren abhängig, die durch einen Temperaturansatz nicht zu erfassen sind.

Die Hauptproblempunkte der Niederschlagsformbestimmung im Gebiet von Schmücke und Steinbach gehen demnach auf

- Relief- und kleinklimatisch bedingte lokalspezifische Witterungsbedingungen und
- Temperaturschwankungen nahe dem Gefrierpunkt (Übergangszeit)

zurück, bei denen die Lufttemperaturen nicht zur hinreichenden Erklärung der Niederschlagszusammensetzung ausreichen. Während die Form der Niederschläge zufriedenstellend erfaßt wird, erweist sich die Quantifizierung des abflußwirksamen Regenanteils von Mischniederschlägen als kritisch für die Schmelz- und Abflußsimulation.

Auf der Grundlage dieser Ergebnisse werden die Modelleinstellungen zur Bestimmung des Aggregatzustands des Niederschlags überprüft. Der Grenzwert der täglichen Temperaturmaxima, ab denen die Niederschläge modellintern als Regen betrachtet werden,  $T_{max_{SN}}$ , wird vermindert und dem Wert des Brölgebiets angeglichen. Der Anpassungsfaktor für den Regenanteil eines Niederschlagsereignisses,  $adj_R$ , wird zudem für die Übergangsmonate leicht angehoben. Auf diese Weise sollen vernähte Mischniederschläge in ihrer simulationstechnischen Wirkung stärker den Regenniederschlägen angeglichen werden.

Eine Überprüfung der durchgeführten **systematischen Meßfehlerkorrekturen** für die jeweilige Niederschlagsform kann nur indirekt über die Wasserbilanz und anhand empirischer Vergleichsuntersuchungen vorgenommen werden. Wie bereits festgestellt, ist die allgemeine Wasserbilanz für die Gesamtsimulation stimmig. In Tabelle 5.5.36 sind die ermittelten Anteile der Niederschlagsformen am Gesamtniederschlag (DWD Schmücke) über den 14-jährigen Untersuchungszeitraum für die beiden Ober- und Unterläufe sowie für das Gesamtgebiet dargestellt.

		Regen $N_R$ (%)	Schnee $N_S$ (%)	Mischniederschlag $N_M$ (%)	$N_S + N_M$ (%)	durchschnittlicher Jahresniederschlag $N$ (mm)
Schmücke und Steinbach	Oberläufe	65	23	12	35	1320
	Unterläufe	68	21	11	32	1300
	Gesamtgebiet	66.5	22	11.5	33.25	1310

Tabelle 5.5.36: Anteile der verschiedenen Niederschlagsformen am Gesamtniederschlag für Unter-, Oberläufe und das Gesamtgebiet sowie die durchschnittlichen Jahresniederschlagssummen für Schmücke und Steinbach über den Untersuchungszeitraum.

Der durch SMiM ermittelte Schnee- und Mischniederschlagsanteil am gesamten Niederschlagsaufkommen über den Untersuchungszeitraum liegt in allen Teilgebieten zwischen 30% und 35%. Sowohl die absoluten als auch die relativen Werte der beiden Oberläufe liegen leicht über denen der Unterläufe. Diese Divergenzen sind durch den größeren Anteil von Schnee- und Mischniederschlägen in den Höhenlagen zu erklären, der höhere Meßfehlerkorrekturen induziert. Die Resultate weisen eine gute Übereinstimmung mit den Untersuchungsergebnissen von RICHTER (1995) auf, wonach im Bereich des Thüringer Waldes von einem etwa 30-40%igen Schnee- und Mischniederschlagsanteil am Jahresniederschlag auszugehen ist.

Die Auswirkungen der Niederschlagsformsimulation auf das simulierte Abflußverhalten im Gebiet von Schmücke und Steinbach lassen sich wie folgt zusammenfassen (vgl. auch Abbildung 5.5.15):

- Als kritisch für die Abflußsimulationen der Übergangsmomente erweist sich eine erschwerte Quantifizierung des Regenanteils von Mischniederschlägen. Für eine genauere Überprüfung der Simulation liegen jedoch keine gemessenen Vergleichswerte zur Höhe der Regen- und Schneeanteile in gemischten Niederschlägen vor.
- Die Untersimulationen in der Mitte der potentiellen Schneeperiode (z.B. Dezember 1980) sind nicht auf die insgesamt nur leichten Unterschätzungen der Niederschlagshöhen zurückzuführen. Vielmehr ist von einer erhöhten Schmelzbereitschaft durch Regen und Regenanteile des Niederschlags auszugehen, die in der Simulation unterrepräsentiert ist. Die Überprüfung dieser These ist auch Gegenstand der Analyse der simulierten Schneedeckendynamik im anschließenden Abschnitt.

#### *Analyse der simulierten Schneedeckendynamik im Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach*

Ausgangspunkt der Analyse ist eine Interpretation grundlegender Prozesse der Schneedeckendynamik des Beispielwinters 1981, die aus dem Verlauf der beobachteten Schneedeckenkennwerte hervorgeht. Anknüpfend daran kann anhand des Vergleichs simulierter und beobachteter Schneewasseräquivalente, Schneehöhen und -dichten die Güte der Simulation des schneehydrologischen Geschehens im Gebiet von Schmücke und Steinbach untersucht werden. Nach einer einleitenden Gesamtbetrachtung gliedert sich dieser Analyseteil methodisch in Untersuchungen der Wiedergabe von Schneedeckenaufbau, -entwicklung und -abbau. Eine Überprüfung der ermittelten Schneever

teilung wird durch die Gegenüberstellung der Simulationen für den vorwiegend nordexponierten Oberlauf des Steinbachs und dem niedriger gelegenen Unterlauf der Schmücke ermöglicht.

Für die Einordnung der vergleichenden Untersuchung beobachteter und simulierter Kennwerte sind die folgenden Hinweise notwendig:

- Neben kontinuierlichen Tageswerten der Schneehöhe für beide Meßstationen (DWD Schmücke und Schmücker Graben), stehen von 1979 bis Mitte März 1981 Tagesmeßwerte der Schneedichte für die Station Schmücker Graben zur Verfügung. Mittels der Dichte- und Schneehöhenwerte wurden für diesen Zeitraum an beiden Stationen Tageswerte des Schneewasseräquivalents berechnet (MICHL 1999).
- Die als Punktmesswerte vorliegenden Vergleichsdaten haben aufgrund einer hohen räumlichen Variabilität von Schneedeckenkennwerten nur eingeschränkte Aussagekraft für die Gebietsfläche.
- Der Meßgarten Schmücker Graben liegt mit einer Geländehöhe von 721 m ü. NN unterhalb des Gebietsmittels, so daß hier von unterdurchschnittlichen Schneehöhen auszugehen ist. Umgekehrt verhält es sich für die auf 916 m ü. NN gelegene DWD-Hauptstation Schmücke.
- Zeitreihenanalysen zeigen auf, daß die gemessenen Schneehöhendaten nicht immer kongruent mit den ermittelten Niederschlägen sind. So führen hohe, als Schnee registrierte Niederschläge teils nur zu einem geringen Zuwachs der Schneedecke, während geringe Niederschlagsereignisse bei ähnlichem Temperaturniveau starken Erhöhungen der Schneemächtigkeit gegenüberstehen.

In den Abbildungen 5.5.17 bis 5.5.19 sind tägliche Reihen der berechneten bzw. beobachteten Schneedeckenwasseräquivalente, Schneehöhen und Schneedichten des Winters 1981 den durch SMiM simulierten Werten graphisch gegenübergestellt.

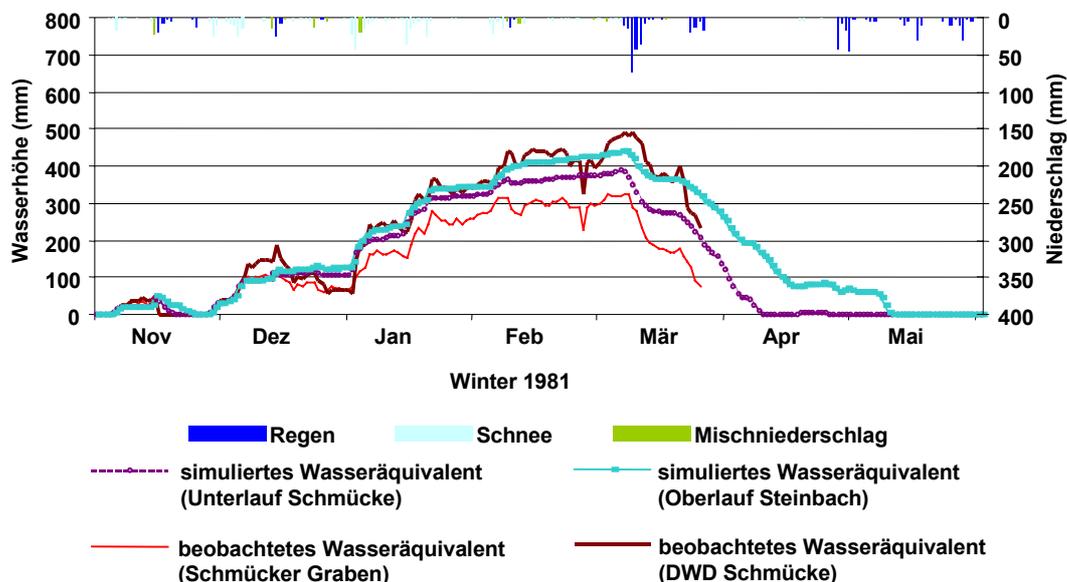


Abbildung 5.5.17: Simulierte Niederschlagsarten für das Gebiet von Schmücke und Steinbach sowie für die Stationen Schmücker Graben und DWD Schmücke ermittelte Wasseräquivalente im Vergleich zu simulierten Wasseräquivalenten im oberen Steinbachgebiet und im unteren Teil der Schmücke.

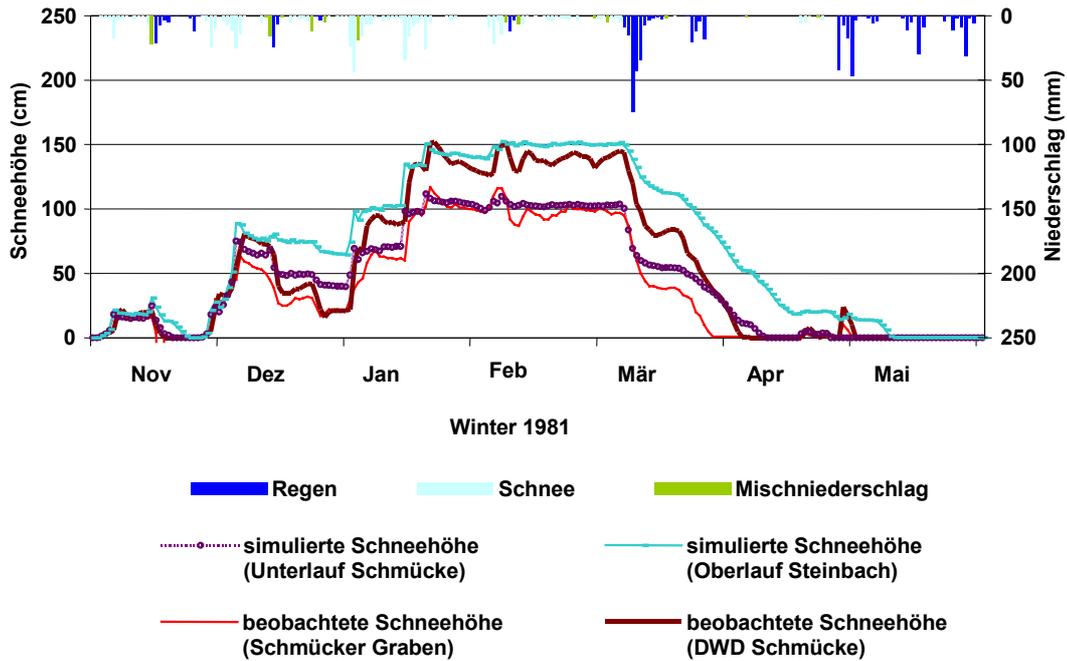


Abbildung 5.5.18: Simulierte Niederschlagsarten für das Gebiet von Schmücke und Steinbach sowie an den Stationen Schmücker Graben und DWD Schmücke beobachtete Schneehöhen im Vergleich zu simulierten Schneehöhen im oberen Steinbachgebiet und im unteren Teil der Schmücke.

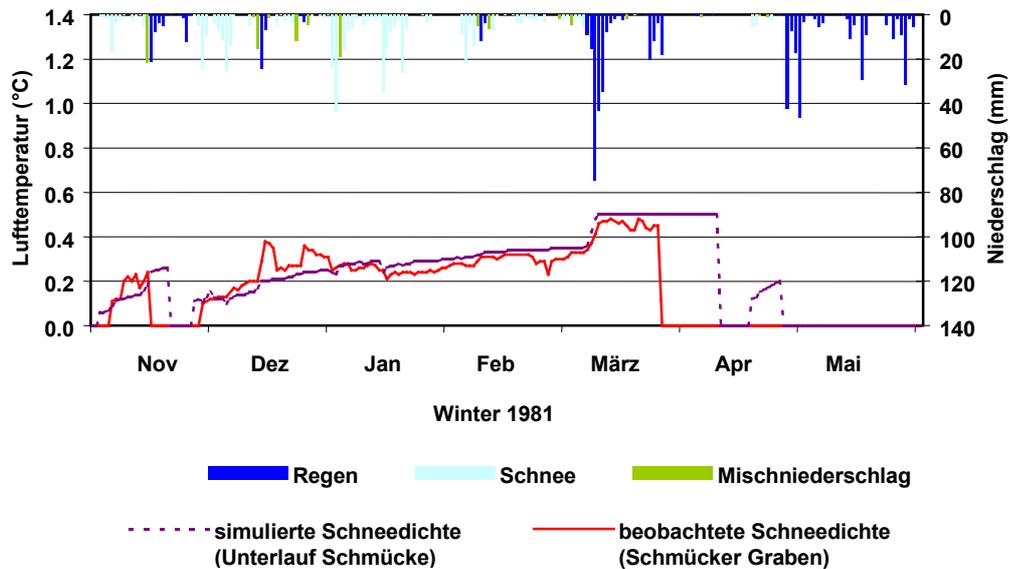


Abbildung 5.5.19: Simulierte Niederschlagsarten für das Gebiet von Schmücke und Steinbach sowie an der Station Schmücker Graben beobachtete Schneedichten im Vergleich zu den simulierten Schneedichten im unteren Teil der Schmücke (Teilgebiet 004).

Die Interpretation des Verlaufs der beobachteten Reihen ermöglicht die Beschreibung grundlegender Prozesse der Schneedeckendynamik des Winter 1981:

- Die Meßreihen der Wasseräquivalente (vgl. Abbildung 5.5.17) und Schneehöhen (vgl. Abbildung 5.5.18) weisen aufgrund der Höhendifferenz der beiden Stationen (200m) Niveauunterschiede auf.
- Der unruhige Verlauf der Wasseräquivalentskurven geht auf die große tägliche Schwankungsbreite der zugrundeliegenden Schneedichtemessungen zurück. So werden beispielsweise die in

der Kaltperiode von Mitte Januar 1981 auftretenden kurzzeitigen Kurveneinschnitte des Wasseräquivalents von der Reduktion der Gesamtschneedichte induziert, die durch ‚kalten‘ Neuschnee (vgl. Abbildung 5.5.18) mit seinen geringen initialen Dichtewerten zustandekommt (vgl. Abbildung 5.5.19).

- Die Anstiege der berechneten Kurven des Wasseräquivalents Mitte Dezember 1980 treten im Zusammenhang mit Regen- oder Mischniederschlagsereignissen auf, die starke Dichtezunahmen der Schneedecke induzieren und somit zur Erhöhung der berechneten Wasseräquivalente bei ähnlicher Schneehöhe führen (vgl. Abbildungen 5.5.17, 5.5.18 und 5.5.19).
- Diese nur zeitweilig erhöhten Dichte- und Wasseräquivalentswerte spiegeln auch eine temporäre Rückhaltung freien Wassers in der Schneedecke wider. Das anschließende rapide Absinken der Werte kommt zum einen durch Perkolation und Wasseraustritt zustande; zum anderen sind die in der Folge auftretenden Dichteabnahmen auf Neuschnee und strukturelle Umwandlungen bei fallenden Lufttemperaturen zurückzuführen (vgl. Abbildungen 5.5.17 und 5.5.19).
- Ein Vergleich der Dezember-Schneedecke mit den mächtigeren Schneeansammlungen in der Hauptbedeckungsphase von Januar bis März 1981 zeigt auf, daß es bei geringmächtigen Schneedecken zu deutlicheren regenbedingten Fluktuationen der Schneekennwerte kommt als bei mächtigeren. So führen weitaus geringere Niederschlagsereignisse im Dezember zu absolut und relativ zum derzeitigen Dichteniveau stärkeren temporären Dichteerhöhungen als es nach Niederschlägen im März der Fall ist. Zudem ist im Dezember das anschließende Absinken der Dichtewerte steiler und tiefer.

Der beobachtete Gesamtverlauf der Schneeperiode des Winters 1981 kann durch die Simulation in fast allen Ausprägungen gut beschrieben werden. Die simulierten Reihen weisen dabei geringere tägliche Variabilitäten auf, da die schneehydrologischen Kennwerte im Modell kontinuierlich ermittelt werden. Die Simulation von Wasseräquivalent und Schneehöhe des nördlich exponierten oberen Steinbachgebiets nähert sich stark den beobachteten Werten der DWD-Station an. Dagegen ist die Simulation im unteren Teilgebiet der Schmücke mit den Beobachtungen an der Station Schmücker Graben zu vergleichen. Grundlegend für die Simulation der Schneedeckenentwicklung und der simulierten Schmelzbereitschaft mit dem Schneemodul SMiM ist auch eine adäquate Erfassung der Schneedichte, die im folgenden explizit betrachtet wird. Die eingehendere Bewertung der simulierten Wasseräquivalente und der sekundären Schneehöhe geht implizit aus der Analyse der simulierten schneehydrologischen Prozeßdynamik weiter unten hervor.

### Schneedichteentwicklung

- Die Schneedichteentwicklung während der einzelnen Schneebedeckungsphasen wird durch SMiM zeitlich und größenordnungsmäßig gut nachvollzogen. Vor allem die setzungsbedingte kontinuierliche Verdichtung der Schneedecke wird sensibel simuliert.
- Der konstante Verlauf der simulierten Schneedichte am Ende der Hauptschneebedeckungsphase bezeichnet den maximalen Dichtewert von  $0.5 \text{ g/cm}^3$ , der aus empirischen Untersuchungen hergeleitet wurde.
- Starke Fluktuationen der gemessenen Dichten im täglichen Maßstab sind weitgehend niederschlagsbedingt. Der Effekt rapider temporärer Dichtezunahmen durch Regeneintrag wird von SMiM unterschiedlich gut erfaßt (marginale Wiedergabe im Dezember 1980, gute Erfassung im März 1981). Diese Diskrepanzen folgen daraus, daß regeninduzierte Dichteerhöhungen im Schneemodul relativ zur aktuellen Ausgangsschneedichte erfolgen.

- Eine genaue Quantifizierung strukturbedingter Dichtereduktionen der beobachteten Reihen nach Regenniederschlägen erweisen sich als nicht im vollen Umfang nachvollziehbar für den rein temperaturabhängigen Modellansatz. Die gemessenen Dichtewerte pendeln sich jedoch nach der Reduktion größenordnungsmäßig wieder im Bereich der kontinuierlich simulierten Reihen ein.

Strukturelle Schneemodulveränderungen, die zur Erfassung der beobachteten Dichtefluktuationen beitragen sollten, erweisen sich nur für den Einzelfall als Verbesserung. Durch den vorliegenden Ansatz ist von einer insgesamt adäquaten Berechnung der durchschnittlichen Dichtentwicklung im Laufe einer Schneebedeckungsphase auszugehen. Auch die Festlegung des oberen Dichtegrenzwerts auf  $0.5 \text{ g/cm}^3$  kann als angemessen bezeichnet werden.

### Schneeakkumulation

Während der Schneedeckenakkumulation liegen die beobachteten und simulierten Reihen sehr eng beieinander. Beginn und Anstieg selbst geringer und kurzzeitiger Zwischenaufbauphasen können nachvollzogen werden. Die folgenden Besonderheiten der Akkumulationssimulation sind festzuhalten:

- In der Aufbauphase Anfang Januar 1981 zeigt sich anhand der im Vergleich zu den beobachteten Werten geringeren Schneehöhen und –wasseräquivalente der Einfluß der Waldbedeckung auf die Akkumulation am Boden.
- In Abbildung 5.5.20 sind die simulierten Schneeinterzeptionsreihen dargestellt. Danach werden hier bis zu 10 mm Niederschlag auf den Baumkronen zwischengespeichert. Der Interzeptionspeicher stellt somit eine zusätzliche Schneespeicherung dar, die in etwa der Differenz zwischen den simulierten Wasseräquivalenten und dem Kurvenanstieg des beobachteten Freilandbodenschneespeichers an den Meßstationen entspricht.
- Die Ansammlung von Schnee auf den Baumkronen weist eine hohe Fluktuation auf, die vor allem durch den Einfluß der Regen- und Mischniederschläge charakterisiert wird.

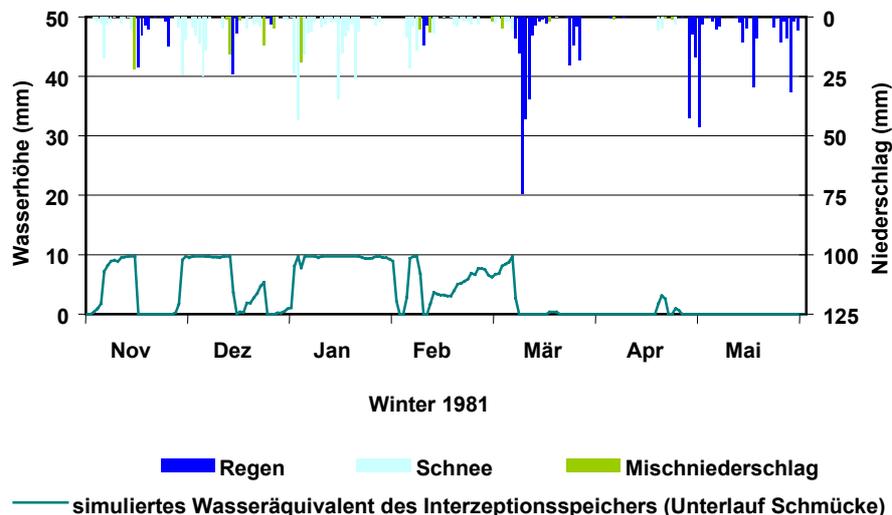


Abbildung 5.5.20: Simulierte Niederschlagsarten und Wasseräquivalente des Interzeptionsspeichers für das untere Teilgebiet der Schmücke.

Im Rückschluß weisen die guten Übereinstimmungen für die Schneedeckenaufbauphasen auf die zufriedenstellende Erfassung von reinen Schneeniederschlägen und eine adäquate Bemessung der für sie durchgeführten Meßfehler-Korrekturen hin. Es kann auch eine hinreichend genaue Simulation

des Interzeptionsschneespeichers und der dafür vorgenommenen Parametereinstellungen ( $SNI_{CAP}$ ;  $CC_{FOR}$ ,  $LAI_{MO}$ ) konstatiert werden.

### Schneedeckenentwicklung

Während der Entwicklungsphase des abgelagerten Schneepakets kommt es zeitweise zu Niveaushiftungen der beobachteten und simulierten Reihen des Wasseräquivalents und der Schneehöhen (vgl. Abbildungen 5.5.17 und 5.5.18). Diese Verschiebungen lassen sich auch auf die folgenden Aspekte zurückführen:

- Da die simulierten Teilgebiete im Vergleich zu den Meßstationen einen Höhenunterschied aufweisen, erhalten sie auch abweichende Mengenanteile Schnee- und Mischniederschlags.
- Während partieller Ablationsphasen (z.B. Ende Dezember 1980) kommt es zur Simulation geringerer Schmelzvolumina, so daß mächtigere Schneepakete überdauern als an den Vergleichsstationen registriert. Die geringere simulierte Schmelze steht im Zusammenhang mit dem einkalkulierten mindernden Einfluß der nordexponierten Hänge des oberen Steinbachtals sowie des Waldes (geringere Einstrahlungsraten) auf die Ablation. Die Quantifizierung dieser Ablationsreduktionen ist in der Analyse der simulierten Schneeschmelze auf mögliche Simulationsdefizite hin zu untersuchen.

Für diese Analyse wird auch die Schnee verdunstung als Teil der Schneedeckenentwicklung betrachtet. Hierzu liegen keine direkten Vergleichswerte vor, die eine Bewertung der Simulationsgüte zulassen. Abbildung 5.5.21 stellt deshalb die simulierten Tageswerte der Schneeeinterzeptions- und Gesamtschnee verdunstung den potentiellen Eingangswerten der Verdunstung und den vom *ACRU*-Modell simulierten aktuellen Evapotranspirationsraten graphisch gegenüber. Folgendes ist festzuhalten:

- Während aller Schneebedeckungsphasen muß im gesamten Gebiet und vor allem an den nordexponierten Hängen des oberen Steinbachs von einem sehr geringen Einfluß der Schnee verdunstung auf die Entwicklung der Schneedecken ausgegangen werden.
- Die täglichen Werte von durchschnittlich 0.25 mm bewegen sich auf geringem Niveau. Zum Frühjahr hin werden saisonbedingt erhöhte Werte simuliert. Einzelne simulierte Spitzenwerte in der Mitte des Winters gehen auf trockenkalte Strahlungswetterlagen zurück.
- Über weite Strecken des Winters ist die Schnee verdunstung von den Baumkronen der ausschließliche Bestandteil der Schnee gesamt verdunstung.
- Bei vorhandener geschlossener Schneebedeckung ist die Boden- und Pflanzen verdunstung unterbunden. Lediglich bei durchbrochenen Schneedecken (z.B im November 1980) kommt es zu einem geringen aktuellen Verdunstungsanteil.

Empirische Vergleichsuntersuchungen (vgl. BRAUN 1985; KUUSISTO 1986; MARTINEC/RANGO 1991; GRAY/PROWSE 1993; ISHII/FUKUSHIMA 1994; NAKAI ET AL. 1994; DINGMAN 1994; BAUMGARTNER/LIEBSCHER 1996) bestätigen die durch SMiM simulierten Reduktionen der potentiellen Evaporation. Die Wertzuweisungen für den monatlichen SMiM-Eingangsparameter zur Berücksichtigung der Schnee verdunstung,  $E_{SNREL}$ , und für eine angenommene komplette Bedeckung der Baumkronen mit Schnee,  $SNI_{COMP}$ , werden beibehalten.

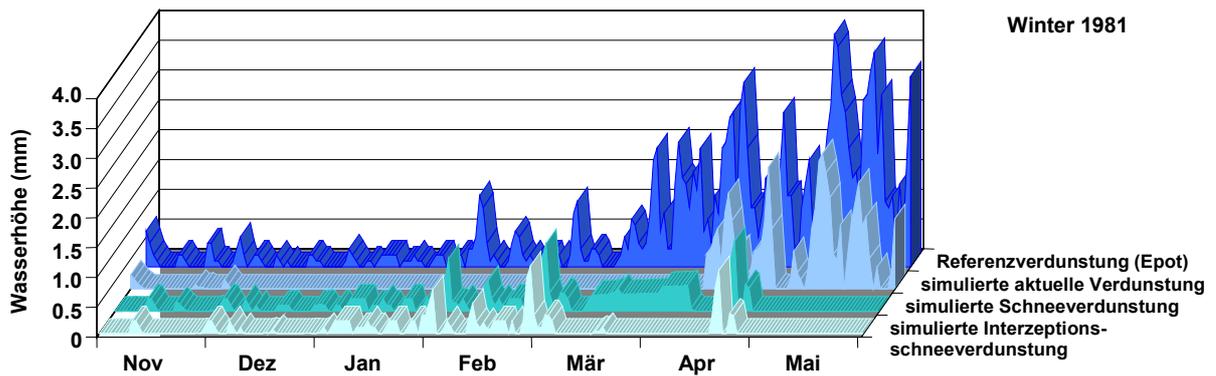


Abbildung 5.5.21: Referenzverdunstung nach Penman-Monteith und simulierte Verdunstungswerte im Gebiet von Schmücke und Steinbach für den Winter 1981.

### Schneeschnmelze

Das Einsetzen von Schneeschmelzprozessen wird in allen Fällen gut durch die Simulation nachvollzogen. Auch die temporären Unterbrechungen des Ablationsprozesses in der Hauptabschmelzphase werden erfaßt. Die durch das SMiM-Modul simulierte Schmelzraten sind jedoch zu gering. Im Vergleich zu den tatsächlichen Reihen kommt es sowohl zu Schmelzverzögerungen als auch zu verminderten Schmelzvolumina pro Schmelzphase. Diese Beobachtungen sind in der folgenden Weise zu interpretieren:

- Im Modell wird der schmelzverzögernde Einfluß eines verminderten Energieeintrags an den nordexponierten Hängen und unter Wald berücksichtigt. Eine im Vergleich zu den Freilandmeßwerten verlangsamte Ablation ist die Folge. Gemäß vorliegender Felduntersuchungen im Gebiet ist für die nordexponierten Hänge sowie in weiten Teilen der Waldgebiete die hier einkalkulierte Verlängerung der Schneebedeckungsphase von zwei bis drei Wochen als realistisch zu bezeichnen (vgl. MICHL 1999; HELMSCHROT 1998).
- Auch bei der Simulation geringerer Schmelzvolumina pro Ablationsphase spielt der Einfluß von Exposition und Wald eine Rolle. In erster Linie muß hier aber von einer Unterschätzung der durch Regeneintrag ausgelösten Schmelzprozesse und der sich durch Regentransmission anschließenden gesteigerten Schmelzbereitschaft ausgegangen werden. Diese Zusammenhänge lassen sich insbesondere während der partiellen Ablationsphase im Dezember 1980 und bei der frühjährlichen Komplettabschmelze feststellen.
- Das Starkniederschlagsereignis vom 9.-11.3.1981 mit über 70 mm Regenhöhe induziert die rapide Reduktion der Schneedecke in der Hauptablationsphase Ende März/Anfang April 1981. Die regenbedingte Steigerung der Schmelzdynamik ist im SMiM-Modul durch temporäre Schmelzfaktorerhöhungen berücksichtigt, die in Abhängigkeit von der Regenhöhe und der aktuellen Schneedecke ermittelt werden. Die resultierende Schmelzfaktorentwicklung für den Winter 1981 ist Abbildung 5.5.21 zu entnehmen. Gemäß der gewählten Parametereinstellung für  $MC_{MOD}$  wird der Schmelzfaktor für Schmücke und Steinbach - anders als bei der Modellanwendung im Brölgebiet - nach den Niederschlägen wieder auf den vom Benutzer des Modells festgelegten saisonalen Wert zurückgestuft. Eine Berücksichtigung der nachhaltig gesteigerten Schmelzbereitschaft des Schneepakets durch Regeneintrag erfolgt hier mit Hilfe einer dynamischen Dichtezunahme bei Schneevernässung. Angesichts der festgestellten Untersimulationen der Schmelze muß für das Frühjahr 1981 tatsächlich von noch höheren Schmelzfaktoren ausgegangen werden als durch SMiM simuliert werden.

- Als Determinante eines zu gering simulierten Abflußvolumens und einer verminderten Abflußansprache ist auch die Retention für freies Wasser in der Schneedecke zu sehen. Die Variabilität der Retention wird vor allem durch regenbedingte Veränderungen der Poren- und Kristallstruktur noch erhöht und ist in der Folge modellierungstechnisch nur ansatzweise zu erfassen. Gemäß dieser Untersuchung ist jedoch im Gebiet von Schmücke und Steinbach die Retention freien Wassers relativ zu den Gesamtwasseräquivalenten geringer einzuschätzen als im Vorfeld angenommen.

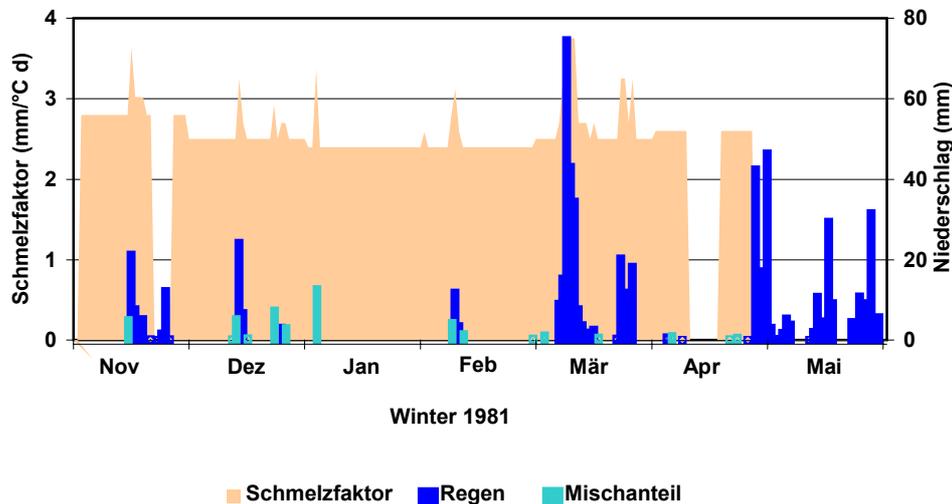


Abbildung 5.5.22: Reine Regenniederschläge, Regenanteile von Mischniederschlägen und simulierte Schmelzfaktoren im Gebiet von Schmücke und Steinbach für den Winter 1981.

Die Anfangswerte der maximalen Retentionsfähigkeit für freies Wasser in der Schneedecke (Modellparameter  $SN_{RC}$ ,  $SN_{I_{RC}}$ ) werden abgesenkt, wodurch sich das Niveau der simulierten Schneehöhen und die Abschmelzraten in partiellen Schmelzphasen verbessern. Veränderungen der Schmelzfaktorentwicklung ( $SN_{MC}$ ) und gezielte Modellstrukturanpassungen führen jedoch nicht zu Verbesserungen der Gesamtsimulation über den Untersuchungszeitraum. Extreme Ausprägungen in den regenbeeinflussten Schmelzsituationen erweisen sich als zu variabel, um mit dem vorliegenden täglichen temperaturbasierten Ansatz beschrieben werden zu können. Dagegen können die Simulationen in nicht durch Regen dominierten Ablationsphasen (z.B. 1985, 1988) überzeugen.

### 5.5.3.2.3 Zusammenfassung der Analyseergebnisse für Schmücke und Steinbach

Wie aus dem Vergleich simulierter und beobachteter Abflußganglinien des Beispieljahres 1981 hervorgeht, ist die Simulation mit dem kombinierten Ansatz von  $ACRU$  und dem Schneemodul  $SMiM$  im Gebiet von Schmücke und Steinbach insgesamt als erfolgreiche Adaption zu bezeichnen (vgl. Abbildung 5.5.23). Dies geht ebenfalls aus den beiden Ergebnistabellen 5.5.37 und 5.5.38 hervor.

Tabelle 5.5.37 faßt die Abflußwiedergabe durch die Simulation und die Gebietsniederschläge für den Untersuchungszeitraum zusammen. Tabelle 5.5.38 gibt die Hauptmaße der vergleichenden Statistik untergliedert nach Winter- und Gesamtjahresergebnis wieder. Ein mit 0,88 guter Korrelationskoeffizient der hydrologischen Gesamtsimulation läßt gemeinsam mit der hohen Wiedergabe der Gesamtabflußmenge von 96% auf eine zufriedenstellende Systemrepräsentanz der simulierten Abflußwerte für das Gebiet schließen. Anhand der berechneten Mittelwerte zeichnet sich eine Tendenz zur Untersimulation des Abflusses ab, die nicht durch die hygrischen Verhältnisse zu erklären ist. Im extremen Trockenjahr 1991 kommt es dagegen zu einer starken Übersimulation. Die Standardabweichungen deuten darauf hin, daß diese Fehlsimulation ebenso wie andere vereinzelte Güteschwankungen (z.B. 1986) auf Defizite bei der modelltechnischen Erfassung der ausgeprägten Speicherdynamik in den mächtigen Deckschichten des Gebietes zurückgeführt werden müssen. Für

die durchschnittlich feuchten Jahre (z.B. 1983, 1988) sind demgegenüber hervorragende Simulationsergebnisse zu verzeichnen. Bis auf die genannten Extreme weichen die simulierten Mittelwerte durchschnittlich unter 5 % von den der beobachteten Reihen ab. Desgleichen sind auch die simulierten Standardabweichungen mit 5 bis 10% Divergenz von den beobachteten Werten sehr zufriedenstellend. Die Problematik bei der Erfassung der komplexen Untergrundspeicherung weist jedoch noch einmal darauf hin, daß eine alleinige Analyse des Abflußverhaltens nicht zur Bewertung der schneehydrologischen Simulation ausreicht.

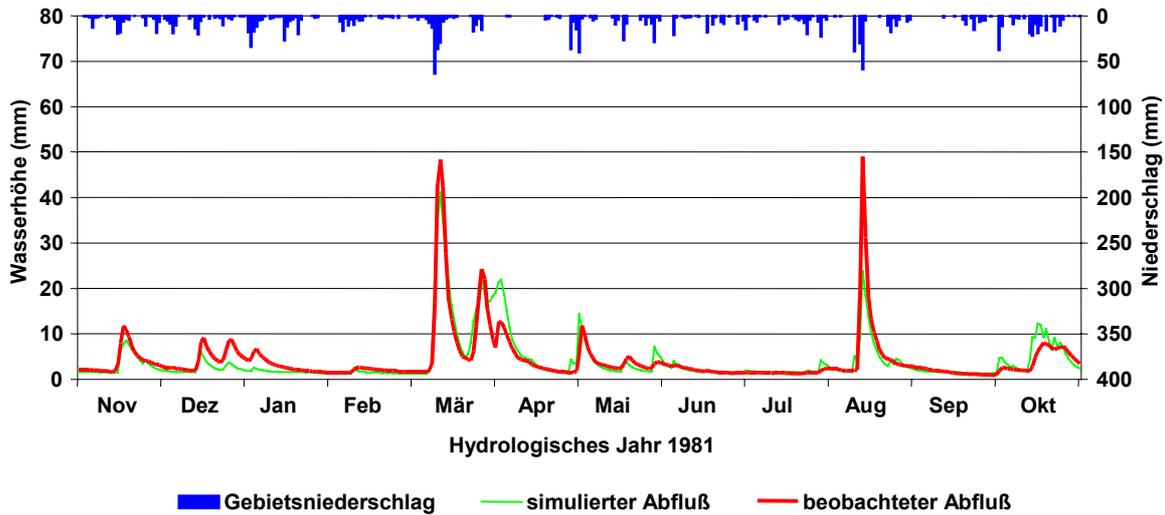


Abbildung 5.5.23: Gebietsniederschläge, beobachtete und simulierte Hydrographen für das Gebiet von Schmücke und Steinbach im Winter 1981 - Endversion.

		Abflußwiedergabe [%]		Niederschlag [mm]		hydr. Jahr		Abflußwiedergabe [%]		Niederschlag [mm]	
		Winter	Jahr	Winter	Jahr			Winter	Jahr	Winter	Jahr
<b>Schmücke und Steinbach</b>	<b>hydr. Jahr*</b>										
	1979	107	105	713	1145	1986	76	82	800	1367	
	1980	96	93	827	1485	1987	90	96	841	1437	
	1981	95	96	962	1652	1988	97	95	903	1385	
	1982	98	96	748	1242	1989	86	87	772	1288	
	1983	91	91	900	1315	1990	94	94	688	1205	
	1984	97	103	722	1438	1991	186	174	588	928	
	1985	93	97	559	1016	1992	97	94	835	1442	
						Gesamt	95	96	776**	1310**	

\* Das hydrologische Jahr erstreckt sich auf den Zeitraum 1.11. bis 31.10.; für dieses Gebiet der höheren Mittelgebirgslagen wird das Winterhalbjahr auf den Zeitraum 1.11. bis 31.5. und das Sommerhalbjahr auf den Zeitraum 1.6 bis 31.10. festgelegt.

\*\* Mittlerer Niederschlag über den Untersuchungszeitraum.

Tabelle 5.5.37: Abflußwiedergabe und Gebietsniederschläge der optimierten hydrologischen Simulation mit dem kombinierten Modellansatz von ACRU und SMiM im Gebiet von Schmücke und Steinbach. Darstellung aller untersuchten hydrologischen Jahre sowie der Winter.

		Korrelation beobachteter und simulierter Abflüsse (r)		Mittelwerte				Standardabweichungen			
				Winter		Jahr		Winter		Jahr	
		hydr. Jahr*	Winter	Jahr	sim	beob	sim	beob	sim	beob	sim
<b>Schmücke und Steinbach</b>	1979	0.90	0.93	3.41	3.19	2.57	2.46	4.16	3.79	3.33	3.01
	1980	0.85	0.91	3.80	3.96	3.31	3.58	3.55	3.37	3.32	3.21
	1981	0.92	0.88	4.68	4.96	4.10	4.31	6.33	6.23	5.23	5.84
	1982	0.75	0.87	3.90	3.96	2.75	2.87	3.61	3.78	3.23	3.31
	1983	0.90	0.91	3.98	4.40	2.69	2.94	3.61	3.44	3.16	3.15
	1984	0.92	0.92	3.20	3.28	3.39	3.27	3.89	3.53	4.00	3.26
	1985	0.90	0.91	2.48	2.68	2.19	2.26	2.33	2.50	1.92	2.06
	1986	0.82	0.88	3.32	4.39	2.84	3.48	3.53	5.63	3.54	4.85
	1987	0.89	0.86	4.05	4.53	3.48	3.64	4.64	4.82	3.77	3.96
	1988	0.92	0.93	4.49	4.62	3.14	3.32	3.96	4.06	3.43	3.47
	1989	0.84	0.90	3.55	4.14	2.48	2.85	2.53	2.72	2.40	2.60
	1990	0.91	0.91	3.41	3.64	2.42	2.59	3.20	2.62	2.73	2.36
	1991	0.79	0.79	2.80	1.50	1.95	1.12	2.66	2.25	2.29	1.77
	1992	0.66	0.77	3.31	3.43	2.41	2.58	2.55	2.82	2.25	2.52
Gesamt- zeitraum	0.87	0.88	3.60	3.76	2.84	2.95	3.61	3.68	3.34	3.48	

\* Das hydrologische Jahr erstreckt sich auf den Zeitraum 1.11. bis 31.10.; das Winterhalbjahr bezeichnet hier den Zeitraum vom 1.11. bis 31.5..

Tabelle 5.5.38: Abflußstatistik der optimierten hydrologischen Simulation mit dem kombinierten Modellansatz von ACRU und SMiM im Gebiet von Schmücke und Steinbach. Darstellung aller untersuchten hydrologischen Jahre sowie der Winter.

Die Simulationsgüte des schneehydrologischen Geschehens im Gebiet von Schmücke und Steinbach wird durch die in Tabelle 5.5.39 zusammengestellten Ergebnisse einer statistischen Analyse beobachteter und simulierter Schneehöhen sowie Schneewasseräquivalente wiedergegeben. Ergänzend verdeutlichen die Tabellen 5.5.40 und 5.5.41 die Simulation beschreibender Schneedeckenparameter und die Erfassung der einzelnen Schneebedeckungsphasen.

Hohe Bestimmtheitsmaße,  $r^2$ , der Korrelation beobachteter und simulierter Schneehöhen und Wasseräquivalente über alle Jahre des Untersuchungszeitraums weisen auf eine hervorragende Erfassung der Schneedeckendynamik im Gebiet hin (vgl. Tabelle 5.5.39). Die simulierten Kennwerte im Teilgebiet 003 (Oberer Schmücke) korrelieren mit  $r^2 = 0.94$  für die Schneehöhen und  $r^2 = 0.92$  für die Schneewasseräquivalente sehr gut mit den Meßwerten an der DWD-Station Schmücke; Die Kennwerte aus dem niedriger gelegenen Teilgebiet 004 (Untere Schmücke) weisen hohe Übereinstimmungen mit den Beobachtungen im Meßgarten Schmücker Graben auf. Die gute Wiedergabe der beobachteten Schneehöhen deutet auch auf eine adäquate Erfassung der Schneedichten hin, über die mit Hilfe der Wasseräquivalente die Schneemächtigkeit modellintern hergeleitet wird.

		Bestimmtheitsmaße der Korrelation beobachteter und simulierter Schneedeckenkennwerte ( $r^2$ )****			
		Schneehöhen		Schneewasseräquivalente	
		DWD-Station Schmücke / Teilgebiet 003	Meßgarten Schmücker Graben / Teilgebiet 004 ***	DWD-Station Schmücke / Teilgebiet 003	Meßgarten Schmücker Graben / Teilgebiet 004
Schmücke und Steinbach	hydr. Jahr				
	1979	0.90	0.96	0.87	0.90
	1980	0.98	0.94	0.98	0.92
	1981	0.96	0.96	0.96	0.96
	1982	0.92	0.96	0.92	0.92
	1983	0.96	0.90	-	-
	1984	0.98	1.00	-	-
	1985	0.96	0.94	-	-
	1986	0.94	0.92	-	-
	1987*	keine Meßwerte	keine Meßwerte	-	-
	1988**	0.98	0.96	-	-
	1989	0.92	-	-	-
	1990	0.88	-	-	-
	1991	0.92	-	-	-
	1992	0.96	-	-	-
Gesamtzeitraum	0.94	0.94	0.92	0.92	

\* An beiden Meßstationen sind für 1987 keine Werte verfügbar.

\*\* Da an beiden Stationen keine Werte für 1987 verfügbar sind, bezieht sich die Regression der Schneehöhen für das hydrologische Jahr 1988 auf die Zeitspanne vom 01.01.1988 bis zum 31.10.1988.

\*\*\* An der Station Schmücker Graben sind nur bis 1988 Schneehöhen-Werte verfügbar.

\*\*\*\* Wasseräquivalente sind an beiden Stationen nur zwischen 1979 und 1982 verfügbar.

Tabelle 5.5.39: Bestimmtheitsmaße für die Simulation der Schneehöhen und Schneewasseräquivalente im Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach.

Die in Tabelle 5.5.40 dargestellten beobachteten Schneehöhen und Schneetage an den beiden Stationen Schmücker Graben und DWD Schmücke verdeutlichen den starken Geländehöhengradienten im kleinen Gebiet von Schmücke und Steinbach. Wenn auch weniger ausgeprägt, spiegelt sich dieser ebenfalls in den simulierten Werten für die beiden Teilgebiete 003 und 004 wider. Der Temperaturgradient mit der Höhe wird demnach schlüssig durch das Modell erfaßt, so daß in höheren Lagen mächtigere Schneeakkumulationen simuliert werden. Die mittleren Schneehöhen weisen bis auf wenige Ausnahmen sehr gute Übereinstimmungen auf. Insgesamt – wie sich vor allem auch an den maximalen Schneehöhenwerten ablesen läßt – zeigt sich in beiden Teilgebieten eine Simulation geringerer Wert als beobachtet werden. Zum einen wirkt sich auch hier der Temperaturgradient mit der Höhe aus, da die Teilgebietsmittel beide unterhalb der Geländehöhe der jeweiligen Vergleichsstation liegen, zum anderen sind diese Divergenzen durch die einkalkulierte Reduktion der Bodenschneespeicherung unter Wald bedingt. Gemäß Angaben aus der Literatur sind verminderte Schneehöhen unter Wald in einer Größenordnung von 20% gegenüber Freilandschneedecken als realistisch zu bezeichnen. Dagegen ist die insgesamt höhere Anzahl von Schneetagen in der Simulation nur in einzelnen Jahren auf die ablationsverzögernde Wirkung des Waldes zurückzuführen. Darauf weist auch die in Tabelle 5.5.41 dargestellte Erfassung der Enddaten der letzten Schneebedeckungsphase in der Saison hin. Vielmehr ist davon auszugehen, daß durch die Untersimulation der Schmelzraten in feuchten Schmelzsituationen partielle Ablationen einkalkuliert werden, die tatsächlich temporäre

Komplettabschmelzen waren. Hinweise auf diesen Sachverhalt gibt auch die Zusammenstellung der Anzahl von Schneebedeckungsphasen in Tabelle 5.5.41. Dabei werden insgesamt sehr gute Übereinstimmungen der Phasenanzahl erzielt, in einigen Fällen ist die simulierte Anzahl jedoch geringer (z.B. 1981, 1989, 1990).

Station/ Gebiet		Mittlere Schneehöhe [cm]				Maximale Schneehöhe [cm]				Anzahl Schneetage [d]			
		DWD	Teil- gebiet 003	Schmü- Graben	Teil- gebiet 004	DWD	Teil- gebiet 003	Schmü- Graben	Teil- gebiet 004	DWD	Teil- gebiet 003	Schmü- Graben	Teil- gebiet 004
Schmücke und Steinbach	hydr. Jahr												
	1979	49.3	42.3	38.9	42.3	100	75.7	68	75.4	155	170	151	166
	1980	51.8	34.3	37.2	28.2	104	75.3	68	66.0	166	174	162	165
	1981	78.1	71.8	58.6	68.3	152	130.6	117	121.4	150	163	137	156
	1982	98.3	75.2	69.2	68.7	164	133.8	122	126.4	179	184	168	178
	1983	43.3	36.1	23.3	26.3	80	64.3	50	50.5	143	143	120	135
	1984	70.5	63.4	63.8	56.5	135	117.9	116	105.2	165	174	160	169
	1985	47.8	29.7	39.1	27.7	105	52.5	80	45.0	142	144	129	132
	1986	59.4	47.0	52.7	42.9	106	95.7	110	87.5	172	159	162	148
	1987*	50.3	46.0	51.2	42.3	99	105.4	82	98.7	18	148	15	142
	1988**	80.0	94.2	66.2	54.2	183	134.0	165	118.3	119	147	116	132
	1989***	29.4	28.4	22.9	24.3	58	58.4	45	51.4	143	138	42	132
	1990	12.5	11.8	-	-	51	42.2	-	-	116	81	-	-
	1991	30.5	25.8	-	-	72	50.1	-	-	147	137	-	-
1992	40.0	21.0	-	-	103	41.8	-	-	193	175	-	-	
Gesamt- zeitraum	54.1	46.2	49.6	48.8	183	134.0	165	126.4	2008	2137	1362	1523	

\* Da an beiden Meßstationen keine Werte für 1987 verfügbar sind, beziehen sich die Werte für das hydrologische Jahr 1987 lediglich auf die kurze Zeitspanne vom 1.11. 1986 bis zum 31.12.1986.

\*\* Da an beiden Stationen keine Werte für 1987 verfügbar sind, beziehen sich die Werte für das hydrologische Jahr 1988 auf die Zeitspanne vom 01.01.1988 bis zum 31.10.1988.

\*\*\* Da an der Station Schmücker Graben nur bis 1988 Werte verfügbar sind, beziehen sich hier die Werte für das hydrologische Jahr 1989 lediglich auf die kurze Zeitspanne vom 1.11.1988 bis zum 31.12.1988.

Tabelle 5.5.40: Vergleich mittlerer und maximaler Schneehöhen sowie der Anzahl von Schneedeckentagen für die beobachteten Werte der DWD-Station Schmücke (920 m ü.NN) und des Meßgartens Schmücker Graben (715 m ü.NN) mit den simulierten Werten aus den Teilgebieten 003 (848 m ü.NN) und 004 (780 m ü.NN) des Gebiets von Schmücke und Steinbach.

Anfang und Ende der Schneedeckenperiode pro Saison werden sehr gut erfaßt. Abweichungen der Anfangsdaten treten – ebenso wie im Brölgebiet - auf, wenn sich die Lufttemperaturen um den 0°C Grenzwert bewegen und die Niederschlagsformbestimmung erschwert ist. Die Enddaten sind zum Teil taggenau wiedergegeben. Verzögerungen und eine verfrühte Ablation wechseln sich in anderen Fällen ab, was auf die Problematik bei der Quantifizierung regenüberlagerter Ablationsprozesse zurückgeführt werden muß (vgl. Tabelle 5.5.41).

		Anzahl Schneebedeckungsphasen*		Anfangsdatum 1. Phase		Enddatum letzte Phase	
		DWD Schmücke	Teilgebiet 003	DWD Schmücke	Teilgebiet 003	DWD Schmücke	Teilgebiet 003
<b>Schmücke und Steinbach</b>	Station/ Gebiet						
	Winter						
	1979	3	1	26.11.78	27.11.78	10.05.79	15.05.79
	1980	2	2	11.11.79	12.11.79	04.05.80	12.05.80
	1981	4	4	04.11.80	03.11.80	30.04.81	30.04.81
	1982	2	2	06.11.81	07.11.81	08.05.82	13.05.82
	1983	2	2	15.11.82	16.11.82	21.04.83	23.04.83
	1984	3	3	16.11.83	15.11.83	06.05.84	17.05.84
	1985	4	4	18.11.84	17.11.84	06.05.85	06.05.85
	1986	4	4	03.11.85	02.11.85	02.05.86	02.05.86
	1987	1**	1	14.12.86	13.12.86	keine Daten	08.05.87
	1988	1***	2	08.01.88	21.11.87	05.05.88	08.05.88
	1989	4	3	03.11.88	03.11.88	01.05.89	30.04.89
	1990	6	6	23.11.89	23.11.89	19.04.90	16.04.90
1991	3	3	05.11.90	04.11.90	30.04.91	27.04.91	
1992	1	2	05.11.91	06.11.91	07.05.92	25.04.92	

\* Schneebedeckungsphasen bezeichnen hier eine Schneebedeckung von drei oder mehr aufeinanderfolgenden Tagen mit einer Schneehöhe von mehr als 1 cm.

\*\* Keine Meßwerte für 1987 verfügbar; Werte im hydrologischen Jahr 1987 vom 1.11. 1986 bis zum 31.12.1986.

\*\*\* Keine Meßwerte für 1987 verfügbar; Werte im hydrologischen Jahr 1988 vom 01.01.1988 bis zum 31.10.1988.

Tabelle 5.5.41: Beobachtete und simulierte Schneebedeckungsphasen im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

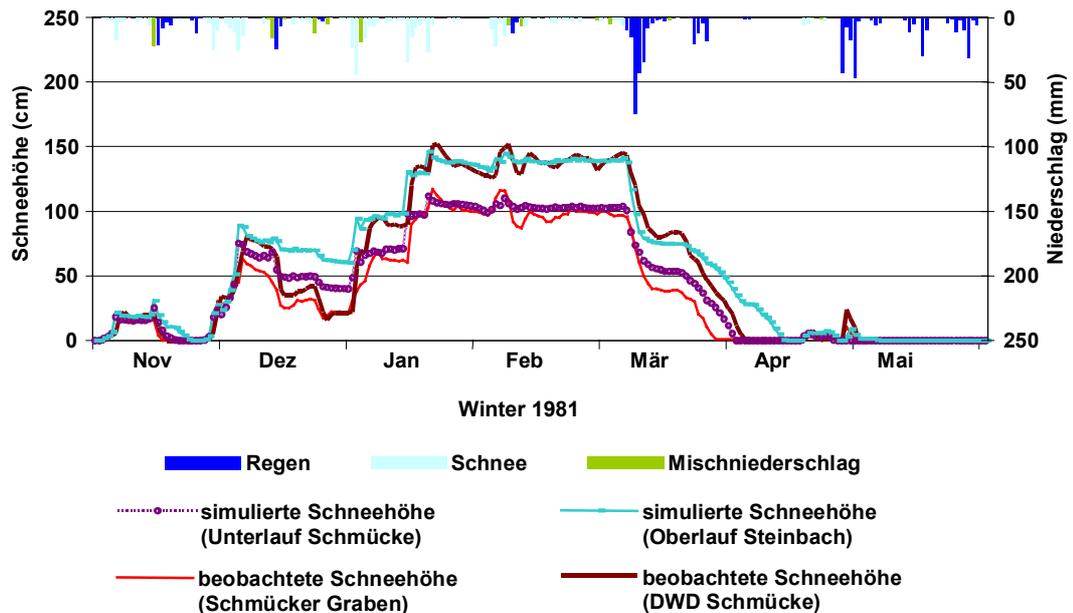


Abbildung 5.5.24: Simulierte Niederschlagsarten sowie beobachtete Schneehöhen an den Stationen Meßgarten Schmücker Graben und DWD Schmücke im Vergleich mit simulierten Schneehöhen für die untere Schmücke und das obere Teilgebiet des Steinbachs im Winter 1981 - Endversion.

Abbildung 5.5.24 veranschaulicht den Verlauf beobachteter und simulierter Schneehöhen des Beispielwinters 1981, der sich aufgrund der vorgenommenen Anpassungen des Schneemoduls und einzelner Parameter ergibt. Es zeigen sich noch einmal gegenüber der in Abschnitt 5.5.3.2.2 dargestellten Simulation deutliche Niveauverbesserungen der Schneehöhenkurven im Vergleich zu den beobachteten Reihen. Es zeichnen sich auch verbesserte Abschmelzraten während partieller Abschmelzen ab, die vor allem auf die Absenkung der Retentionsparameter für freies Wasser in der Schneedecke zurückgehen.

Abschließend sind die folgenden Analyseergebnisse für die schneehydrologische Simulation mit dem Schneemodul SMiM im Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach festzuhalten:

- Die Simulation der Niederschlagsform durch das Schneemodul ist insgesamt erfolgreich für das Gebiet von Schmücke und Steinbach. Die genaue Quantifizierung der Niederschlagsanteile von Mischniederschlägen stellt sich jedoch als problematisch dar.
- Anhand der hohen Übereinstimmung der simulierten Wasseräquivalente mit den an den Stationen berechneten wird die Angemessenheit der eingeführten systematischen Meßfehlerkorrektur ersichtlich.
- Die Tendenzen aller Auf- und Abbauprozesse der Schneedecke werden durch das Schneemodul SMiM nachvollzogen. Dies betrifft sowohl die zeitliche als auch die größenordnungsmäßige Erfassung der Schneebedeckungsphasen über die Wintermonate.
- Der Schneedeckenaufbau wird zeitlich und quantitativ sehr gut nachvollzogen. Dabei kann auch die räumlich unterschiedliche Schneeverteilung aufgrund von Geländehöhe und Interzeption adäquat berücksichtigt werden.
- Die zeitabhängige Schneedeckenverdichtung wird sehr gut wiedergegeben. Infolgedessen können auch die Schneehöhen hinreichend genau erfaßt werden.
- Bei überwiegend strahlungs- und temperaturabhängiger Schmelze sind die Schmelzprozesse im Gebiet gut abgebildet. Sowohl das Einsetzen der Schmelze als auch die Höhe des Schmelzvolumens können sensibel nachvollzogen werden.
- In regenüberlagerten Schmelzsituationen kommt es jedoch zur Unterschätzung des durch Vernässung gesteigerten Schmelzaufkommens. Dies muß modellierungstechnisch zurückgeführt werden auf:
  - a) Fehlbestimmungen der Regenanteile von Niederschlägen;
  - b) Eine Unterschätzung der Schmelzratensteigerung durch Regeneinfluß;
  - c) Die Unterschätzung einer gesteigerten Schmelzbereitschaft nach Regen- bzw. Schmelzwassereintrag.
- Die zeitlichen Übereinstimmungen gemessener und simulierter Reihen beim Einsetzen von Schmelzprozessen weisen auf eine adäquate Bemessung der anfänglichen Retentionsfähigkeit der Schneedecke für flüssiges Wasser hin. Die Komplexität und Variabilität der nach Transmission verminderten Rückhalteeigenschaften kann dagegen nicht vollständig nachvollzogen werden.
- Bei Regeneintrag erweist sich die Ausgangsmächtigkeit der Schneedecke als wichtige Determinante für das Ausmaß der schneestrukturellen Umbildung und Schmelzwirkung.

- Unter Wald werden verminderte Schneeanlagerungen und Schmelzraten gegenüber den Freilandmeßwerten simuliert. Die Reduktion der Schneeanlagerung beträgt im Mittel etwa 20%, was sich mit Angaben aus der Literatur deckt (vgl. BRECHTEL/BALAZS 1976; KUUSISTO 1980; SCHWARZ 1982; VEHVILÄINEN 1992; ISHII/FUKUSHIMA 1994).
- Die Simulation tendenziell höherer Schneemächtigkeiten und verzögerter Ablationen für die überwiegend nordexponierten Hänge im oberen Steinbachgebiet kann durch Felduntersuchungen im Gebiet bestätigt werden (vgl. MICHL 1999).

Die Abflußsimulation mit dem kombinierten Modellansatz von *ACRU* und *SMiM* im Gebiet von Schmücke und Steinbach kann graphisch und statistisch als insgesamt überzeugende Adaption bestätigt werden. Dennoch muß die Wiedergabe der sehr komplexen Speicherdynamik im kleinen Einzugsgebiet von Schmücke und Steinbach als kritisch für das tägliche Modellsystem *ACRU* bezeichnet werden.

### 5.5.4 Komponentenanalyse des Schneemoduls *SMiM*

In der vorliegenden Modulentwicklung ist eine Ausgewogenheit von Modellkomplexität und Effizienz angestrebt. Der Komplexitätsgrad des Schneemoduls *SMiM* muß demnach durch eine nachweislich gesteigerte Simulationsgüte gerechtfertigt sein. In diesem Abschnitt geht es darum, festzustellen, wie effizient einzelne Komponenten des Moduls zur Beschreibung des schneehydrologischen Prozeßgeschehens beitragen oder ob sie vernachlässigbar sind, um so die Struktur des Modells zu straffen. Dabei gilt es aufzuzeigen, in welchem Ausmaß sich die modelltechnische Berücksichtigung schneehydrologischer Teilprozesse auf die Güte der hydrologischen Gesamtsimulation in den beiden Mittelgebirgseinzugsgebieten auswirkt.

Durch statistische und graphische Auswertungen werden die Auswirkungen des Schneemoduls und ausgewählter Komponenten auf die Güte der Abflußsimulation und die Erfassung schneehydrologischer Kennwerte überprüft. Referenzgrundlage für die vergleichende Untersuchung sind Modellierungsansatz und –ergebnisse der vorangegangenen Simulationsanalyse. Als Gütemaße dienen statistische Maße einer Korrelationsanalyse simulierter und beobachteter Abflüsse und Schneekennwerte sowie die Abflußwiedergabe über den Gesamtzeitraum der Simulation. Einige Modulkomponenten erweisen sich nur für das Gebiet von Schmücke und Steinbach als relevant und sind somit für die Bröl nicht zu überprüfen.

Methodisch gliedert sich die Komponentenanalyse in der folgenden Weise (vgl. Tabelle 5.5.42):

Vergleich der

- Abflußsimulation mit dem *ACRU*-Modell ohne und mit Schneekomponente *SMiM* in beiden Untersuchungsgebieten (benutzerdefinierte Eingangsvariable  $ISNOW = 0$  bzw. 1);
- Abflußsimulation mit dem kombinierten Modellansatz von *ACRU* und *SMiM* ohne und mit gesonderter Berücksichtigung der Waldgebiete (benutzerdefinierte Eingangsvariable  $I_{FOR} = 0$  bzw. 1) in beiden Untersuchungsgebieten;
- Abflußsimulation mit dem kombinierten Modellansatz ohne und mit Expositionsberücksichtigung im Gebiet von Schmücke und Steinbach (benutzerdefinierte Eingangsvariable  $I_{EXP} = 0$  bzw. 1);
- Abfluß-, Schneehöhen- und Wasseräquivalentssimulation mit dem kombinierten Modellansatz ohne und mit Schneeverdunstungsberücksichtigung im Gebiet von Schmücke und Steinbach (Subroutine *SNEVAP* aktiviert/deaktiviert);
- Abfluß-, Schneehöhen- und Schneedichtensimulation mit dem kombinierten Modellansatz ohne und mit Berücksichtigung der kontinuierlichen Schneedeckensetzung in beiden Untersuchungsgebieten (Subroutine *META* aktiviert/deaktiviert);

- Abfluß- und Schneehöhensimulation mit dem kombinierten Modellansatz unter Verwendung der beiden verfügbaren Modi zur modellinternen Modifikation des Schmelzfaktors in beiden Untersuchungsgebieten (benutzerdefinierte Eingangsvariable  $MC_{MOD} = 0$  bzw. 1).

Analyzierte Systemkomponente	Modulbezogene Maßnahme	Statistische Maße	Untersuchtes Testgebiet
Berücksichtigung schneehydrologischer Prozesse	$I_{SNOW} = 0$ (benutzerdefinierte Variable)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Korrelationsanalyse der Abflüsse</li> <li>- prozentuale Wiedergabe des beobachteten Abflusses durch den simulierten</li> <li>- zusätzlich graphische Überprüfung durch den Ganglinienvergleich beobachteter und simulierter Reihen (Winter 1979 für Bröl; Winter 1981 und 1988 für Schmücke und Steinbach)</li> </ul>	Bröl, Schmücke und Steinbach
spezielle Waldberücksichtigung	$I_{FOR} = 0$ (benutzerdefinierte Variable)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Korrelationsanalyse der Abflüsse</li> <li>- prozentuale Wiedergabe des beobachteten Abflusses durch den simulierten</li> </ul>	Bröl, Schmücke und Steinbach
spezielle Expositionsberücksichtigung	$I_{EXP} = 0$ (benutzerdefinierte Variable)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Korrelationsanalyse der Abflüsse</li> <li>- prozentuale Wiedergabe des beobachteten Abflusses durch den simulierten</li> </ul>	Schmücke und Steinbach
Schnee- evaporation	Vernachlässigung der Subroutine SNEVAP	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Korrelationsanalyse der Abflüsse</li> <li>- prozentuale Wiedergabe des beobachteten Abflusses durch den simulierten</li> <li>- Korrelationsanalyse der Schneehöhen</li> <li>- Korrelationsanalyse der Schneewasseräquivalente</li> </ul>	Schmücke und Steinbach
kontinuierliche Schneedeckensetzung	Vernachlässigung der Subroutine META	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Korrelationsanalyse der Abflüsse</li> <li>- Korrelationsanalyse der Schneehöhen</li> <li>- Korrelationsanalyse der Schneedichten</li> </ul>	Bröl, Schmücke und Steinbach
Modus der Schmelzfactor- entwicklung	$MC_{MOD} = 0$ oder 1 (benutzerdefinierte Variable)	<ul style="list-style-type: none"> <li>- Korrelationsanalyse der Abflüsse</li> <li>- prozentuale Wiedergabe des beobachteten Abflusses durch den simulierten</li> <li>- Korrelationsanalyse der Schneehöhen</li> </ul>	Bröl, Schmücke und Steinbach

Tabelle 5.5.42: Übersicht über die methodische Gliederung der durchgeführten Komponentenanalyse.

### 5.5.4.1 Modellanwendung ohne Schneekomponente

Anknüpfend an die Ergebnisse der Simulationsanalyse werden in den Abbildungen 5.5.25 bis 5.5.27 den beobachteten Abflüssen ausgewählter Beispielwinter die simulierten Hydrographen mit und ohne die Anwendung des Schneemoduls SMiM gegenübergestellt. Für das Brölgebiet wird der bereits ausführlich diskutierte Winter des hydrologischen Jahres 1979 herangezogen. Aus dem Gebiet von Schmücke und Steinbach ist der Beispielwinter 1981 mit einem vorwiegend feucht-kalten Witterungsverlauf und der Winter der hydrologischen Jahres 1988 mit einem eher trocken-kalten Witterungsverlauf dargestellt.

Werden in der Abflußsimulation die schneehydrologischen Prozesse nicht berücksichtigt, treten die in Abbildung 5.5.25 für das Brölgebiet ersichtlichen alternierenden Über- und Untersimulationen auf. Feste Niederschläge werden nicht erkannt und zwischengespeichert, sondern kommen direkt zum Abfluß (z.B. Januar 1979). Umgekehrt werden zusätzlich zum Niederschlagsinput auftretende Schmelzabflüsse nicht erfaßt, was zu starken Untersimulationen führt (z.B. Februar und März 1979). Der Einsatz des Schneemoduls sorgt demnach für erhebliche Verbesserungen in der Simulation der zeitlichen Abflußverteilung.

Auch im Gebiet von Schmücke und Steinbach lassen sich anhand der Darstellungen der Simulationen mit und ohne das Schneemodul SMiM schneebeeinflusste und rein regeninduzierte Abflüsse unterscheiden (vgl. Abbildung 5.5.26 und 5.5.27). Während im Winter des hydrologischen Jahres 1981 fehlsimulierte Abflußspitzen des Ansatzes ohne Schneemodul ins Auge fallen, kann der Verlauf der beobachteten Ganglinie durch die Simulation mit dem Ansatz von ACRU und SMiM in allen Ausprä-

gungen gut nachvollzogen werden. Auch die durch ein außerordentliches Starkniederschlagsereignis Anfang März überlagerte frühjährliche Schmelzabflußspitze wird fast vollständig durch die kombinierte Modellanwendung erfaßt.

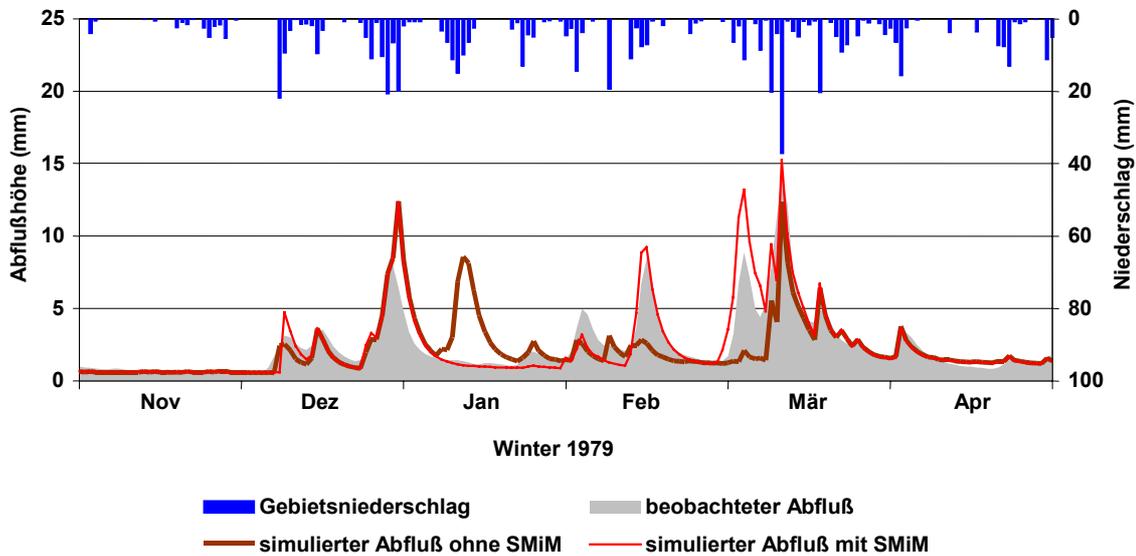


Abbildung 5.5.25: Gebietsniederschlag, beobachtete und simulierte Hydrographen mit und ohne Einbezug des Schneemoduls SMiM für den Winter 1979 im Brölgebiet.

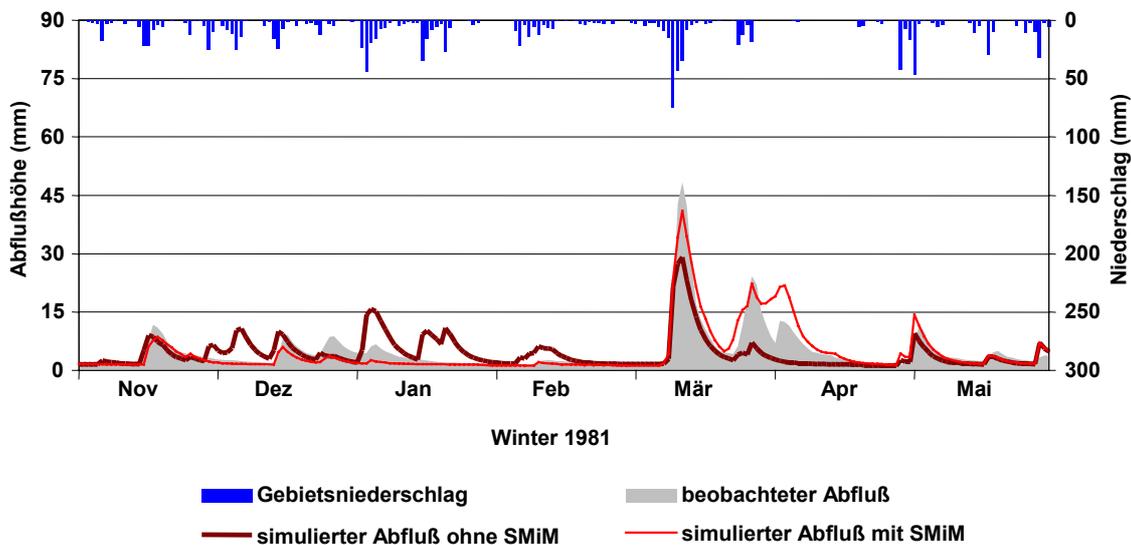


Abbildung 5.5.26: Gebietsniederschlag, beobachtete und simulierte Hydrographen mit und ohne Einbezug des Schneemoduls SMiM für den Winter 1981 im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Im trocken-kalten Winter des hydrologischen Jahres 1988 tritt die erst im Januar/Februar ausgebildete Schneedecke durch auffällige Übersimulationsspitzen des Modellansatzes ohne Schneemodul deutlich hervor. Die ab Anfang April einsetzende Hauptschmelzphase ist zunächst allein temperaturabhängig. Der durch die Ablation der Schneedecken bedingte Abflußgang kann vom Simulationsansatz mit SMiM sehr gut nachvollzogen werden. Ebenso wird auch die regenbeeinflusste Schmelzwasserabflußspitze Anfang Mai gut erfaßt. In der Simulation ohne SMiM fällt der Abfluß dagegen mit Beginn der trockenen Schmelzphase auf ein niedriges Basisabflußniveau ab.

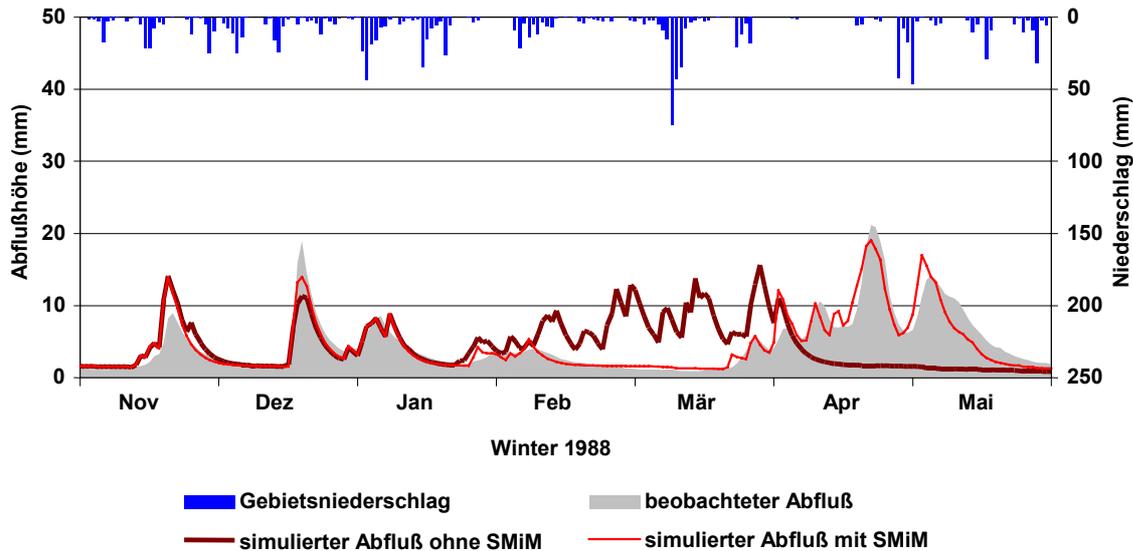


Abbildung 5.5.27: Gebietsniederschlag, beobachtete und simulierte Hydrographen mit und ohne Einbezug des Schneemoduls SMiM für den Winter 1988 im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Anhand der graphischen Darstellungen der Ganglinien aus beiden Untersuchungsgebieten zeigt sich, daß der Einsatz des Schneemoduls SMiM zu erheblichen Verbesserungen der Abflußsimulation beiträgt. Wie den Tabellen 5.5.43 und 5.5.44 zu entnehmen ist, schlägt sich diese Feststellung auch in den statistischen Vergleichsrechnungen nieder.

Untersuchungsgebiete		Korrelationskoeffizient r Abfluß		Abflußwiedergabe (%)	
		Referenz	ohne Schneemodul	Referenz	ohne Schneemodul
<b>Bröl</b>	Winter 1979	0.92	0.64	101	91
<b>Schmücke und Steinbach</b>	Winter 1981	0.92	0.71	94	89
	Winter 1988	0.92	0.08	97	98

Tabelle 5.5.43: Abflußstatistik der Winter der hydrologischen Jahre 1979 (Bröl), 1981 und 1988 (Schmücke und Steinbach) für eine ACRU-Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Schneemodul SMiM.

Die Wintersimulationen in beiden Gebieten verschlechtern sich demnach bei der Anwendung ohne Schneemodul erheblich gegenüber der Simulation mit SMiM. Besonders eklatant fällt das Fehlen der Schneeberücksichtigung im Winter des hydrologischen Jahres 1988 im thüringer Untersuchungsgebiet ins Gewicht, wo nur noch ein Korrelationskoeffizient von 0.08 erzielt wird. Vor allem für das höhergelegene Gebiet von Schmücke und Steinbach ist ohne Schneeberücksichtigung die Systemrepräsentanz des hydrologischen Modellierungsansatzes für die Wintermonate deutlich eingeschränkt.

Unter-suchungs-gebiete	Korrelationsanalyse für den Abfluß								Abfluß-wiedergabe (%)	
	Referenz				ohne Schneemodul				Refe-renz	ohne Schnee-modul
	r	Bestimmt-heit	Schnitt-punkt	Steigung	r	Bestimmt-heit	Schnitt-punkt	Steigung		
<b>Bröl</b>	0.93	0.87	0.01	1.00	0.91	0.82	0.09	0.92	100	97
<b>Schmücke und Steinbach</b>	0.87	0.76	0.37	0.84	0.55	0.31	1.23	0.50	98	92

Tabelle 5.5.44: Korrelationsanalyse der simulierten und beobachteten Abflüsse für eine ACRU-Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Schneemodul SMiM.

Die Verminderung der winterlichen Simulationsgüte bei einer Modellanwendung ohne das Schneemodul SMiM schlägt sich auch noch stark in der hydrologischen Gesamtsimulation der Gebiete nieder. Dies gilt vor allem für das Thüringer Testgebiet aber auch noch für das im unteren Mittelgebirgsbereich angesiedelte Brölgebiet. Die Gesamtabflußstatistik für die vergleichende Modellanwendung ist Tabelle 5.5.44 zu entnehmen.

### 5.5.4.2 Untersuchung der Waldberücksichtigung im Schneemodul

Durch die testweise Vernachlässigung der im Schneemodul verfügbaren Anpassungen an Waldgebiete ( $I_{FOR} = 0$ ) ist hier zu untersuchen, ob und wie sich die Waldberücksichtigung auf die Güte der Gesamtsimulationen auswirkt. In Tabelle 5.5.45 sind der Korrelationskoeffizient simulierter und beobachteter Werte sowie die prozentuale Abflußwiedergabe der Referenzsimulation und einer Modellanwendung ohne Waldberücksichtigung für beide Untersuchungsgebiete gegenübergestellt.

Untersuchungsgebiete		Korrelationskoeffizient r Abfluß		Abflußwiedergabe (%)	
		Referenz	ohne Waldberücksichtigung	Referenz	ohne Waldberücksichtigung
<b>Bröl</b>	Gesamt	0.93	0.93	100	101
	Winter 1979	0.92	0.91	101	103
<b>Schmücke und Steinbach</b>	Gesamt	0.87	0.82	98	103
	Winter 1988	0.92	0.84	97	97

Tabelle 5.5.45: Abflußstatistik über den Gesamtzeitraum und die Winter der hydrologischen Jahre 1979 (Bröl) und 1988 (Schmücke und Steinbach) für eine kombinierte ACRU/SMiM-Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Waldberücksichtigung.

In der Bröl zeigt sich eine erwartungsgemäß geringe Reaktion der Abflußstatistiken auf die Vernachlässigung der Waldgebiete, was vor allem auf den geringen Waldanteil von 20% der Gesamtgebietsfläche zurückzuführen ist. Es lassen sich zwar in allen Punkten leichte Simulationsverbesserungen feststellen, insgesamt muß jedoch eine Waldberücksichtigung bei der schneehydrologischen Simulation im Brölgebiet als vernachlässigbar eingestuft werden. Im Gebiet von Schmücke und Steinbach macht sich dagegen die Waldberücksichtigung vor allem in der Korrelation deutlich positiv bemerkbar. Im fast komplett bewaldeten Gebiet von Schmücke und Steinbach wird die Systemrepräsentanz des Modellierungsansatzes durch die Waldberücksichtigung im Schneemodul SMiM erhöht, so daß hier die Waldkomponente als notwendige Gebietsadaptation des schneehydrologischen Ansatzes zu bewerten ist.

### 5.5.4.3 Untersuchung der Expositionsberücksichtigung im Schneemodul

In Tabelle 5.5.46 sind die Korrelationskoeffizienten und Abflußwiedergabe der Simulation ohne Expositionsberücksichtigung ( $I_{EXP} = 0$ ) den Referenzergebnissen aus dem Gebiet von Schmücke und Steinbach gegenübergestellt.

Untersuchungsgebiet		Korrelationskoeffizient r Abfluß		Abflußwiedergabe (%)	
		Referenz	ohne Berücksichtigung der Exposition	Referenz	ohne Berücksichtigung der Exposition
<b>Schmücke und Steinbach</b>	Gesamt	0.87	0.86	98	96
	Winter 1988	0.92	0.90	97	97

Tabelle 5.5.46: Abflußstatistik über den Gesamtzeitraum und den Winter des hydrologischen Jahres 1988 im Gebiet von Schmücke und Steinbach für eine kombinierte ACRU/SMiM-Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Berücksichtigung der Exposition.

Aus den Statistiken geht ein positiver Effekt des vorliegenden Ansatzes zur Berücksichtigung der Nordexpositionen im Gebiet hervor. Demgemäß kann die durch das Schneemodul einkalkulierte Aufhöhung der Schneedecken an nordexponierten Hängen durchaus als realistischer Simulationseffekt bestätigt werden. Eine detaillierte Quantifizierung der Auswirkungen nordexponierter Hänge auf die Schneedeckendynamik und deren Erfassung durch das Schneemodul ist aber allein über einen statistischen Vergleich der Abflußsimulationen nicht möglich. Da jedoch direkte Vergleichswerte von Schneedeckenkennwerten für Nordlagen fehlen, ist gemäß der vorliegenden statistischen Ergebnisse der verwendete Ansatz als eine hinreichende Anpassung an das Untersuchungsgebiet zu bewerten.

#### 5.5.4.4 Untersuchung der Schneeverdunstungsberücksichtigung im Schneemodul

Aus den vorangegangenen Analysen geht für beide Gebiete ein sehr geringes Verdunstungsaufkommen aus den Schneedecken am Boden und moderate Evaporationsverluste aus dem Interzeptionsschneespeicher hervor. Die geringe quantitative Rolle der Verdunstung im Gesamtsystem von Schmücke und Steinbach spiegelt sich auch in der Zusammenstellung der statistischen Maße in Tabelle 5.5.47 wider.

Untersuchungsgebiet	Korrelationskoeffizient r Abfluß		Abflußwiedergabe (%)		Korrelationskoeffizient r Schneehöhe*		Korrelationskoeffizient r Wasseräquivalent**	
	Referenz	ohne Schneeevaporation	Referenz	ohne Schneeevaporation	Referenz	ohne Schneeevaporation	Referenz	ohne Schneeevaporation
Schmücke und Steinbach	0.87	0.87	98	101	0.95	0.95	0.98	0.98

\*Korrelation der hydrologischen Jahre 1979 bis 1988 ohne das Kalenderjahr 1987.

\*\*Beobachtete Vergleichsdaten der Wasseräquivalente sind nur für die Kalenderjahre 1979 bis 1982 verfügbar.

Tabelle 5.5.47: Abfluß- und Schneedatenstatistik für eine kombinierte ACRU/SMiM-Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Berücksichtigung der Schneeverdunstung im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

Aus Tabelle 5.5.47 geht hervor, daß sich weder die Korrelationskoeffizienten der Abfluß- noch der Schneesimulation durch die Vernachlässigung der Schneeverdunstungskomponente SNEVAP verändern. Lediglich die Abflußwiedergabe erhöht sich leicht, was zumindest auf einen gewissen Einfluß der Evaporation auf das Abflußvolumen hindeutet. Es muß davon ausgegangen werden, daß die geringen Effekte der Schneeverdunstung nicht durch die Gesamtabflußstatistik abgebildet werden können, da sie geringer sind als der allgemeine Fehler hydrologischer Modellierungssysteme. Gemäß der vorliegenden Abflußstatistik aber erweist sich die Schneeverdunstungskomponente des Schneemoduls als vernachlässigbar.

#### 5.5.4.5 Untersuchung der Berücksichtigung einer kontinuierlichen Schneedeckensetzung im Schneemodul

Gerade auch für die geringmächtigen, sporadischen Schneeansammlungen in der Bröl gilt es zu prüfen, ob die dezidierte modelltechnische Berücksichtigung einer zeitabhängigen Verdichtung der Schneedecke zur Steigerung der Simulationsgüte beiträgt. Ergänzend zu den Vergleichsdaten der Schneehöhen sind für das Gebiet von Schmücke und Steinbach in einigen Jahren Meßwerte zur Schneedichteentwicklung verfügbar, die eine Beurteilung der Setzungsroutine erleichtern.

In Tabelle 5.5.48 sind Abfluß- und Schneedatenstatistiken für Modellanwendungen mit und ohne Berücksichtigung der zeitabhängigen Verdichtungsroutine META zusammengestellt.

Untersuchungsgebiete	Korrelationskoeffizient r Abfluß		Korrelationskoeffizient r Schneehöhe*		Korrelationskoeffizient r Schneedichte**	
	Referenz	Ohne Setzung	Referenz	Ohne Setzung	Referenz	ohne Setzung
<b>Bröl</b>	0.93	0.93	0.87	0.85	-	-
<b>Schmücke und Steinbach</b>	0.87	0.88	0.95	0.93	0.90	0.80

\*Aufgrund der eingeschränkten Verfügbarkeit beobachteter Schneehöhenvergleichsdaten bezieht sich die Korrelation für das Gebiet von Schmücke und Steinbach nur auf die hydrologischen Jahre 1979 bis 1988 ohne das Kalenderjahr 1987.

\*\* Beobachtete Vergleichsdaten der Schneedichten sind nur für die Kalenderjahre 1979 bis 1982 im Gebiet von Schmücke und Steinbach verfügbar.

Tabelle 5.5.48: Abfluß- und Schneedatenstatistik für eine kombinierte *ACRU/SMiM*-Modellanwendung mit (Referenz) und ohne Berücksichtigung einer kontinuierlichen Setzung in der Bröl und im Gebiet von Schmücke und Steinbach.

In beiden Gebieten läßt sich nur eine geringe Ansprache der Abflußsimulation auf die Vernachlässigung der Setzungsroutine verzeichnen. Die Korrelationskoeffizienten der Schneehöhenwerte in beiden Untersuchungsgebieten weisen aber darauf hin, daß die Setzungsberücksichtigung zu Steigerungen der Simulationsgüte führt. Verdeutlicht wird dieser positive Effekt anhand der Schneedichtekorrelation im Gebiet von Schmücke und Steinbach. Hier zeigen sich erheblich gesteigerte statistische Übereinstimmungen des beobachteten und simulierten Dichteverlaufs, wenn *META* in die Kalkulationen einbezogen wird. Die Setzungskomponente ist gemäß dieser Auswertung vor allem für die mächtigeren Schneeanstimmungen der höheren Lagen, aber auch für die geringmächtigen Schneedecken der unteren Mittelgebirge nicht zu vernachlässigen.

#### 5.5.4.6 Untersuchung der verschiedenen Modifikationsmethoden des Schmelzfaktors im Schneemodul

Die *SMiM*-Option zu einer differenzierten Bestimmung der Schmelzfaktorentwicklung im Laufe einer Schneebedeckungsphase ( $MC_{MOD} = 0$  oder  $1$ ) dient der Anpassung an die unterschiedlichen Gegebenheiten innerhalb des heterogenen Untersuchungsraums. Für das Brölgebiet wird in der Referenzsimulation  $MC_{MOD}$  auf  $1$  festgesetzt. Dadurch werden innerhalb kürzerer Zeitspannen starke Schmelzfaktorerhöhungen ermöglicht, die als Ausdruck der erhöhten Schmelzbereitschaft von vernässten, temperierten und geringmächtigen Schneedecken betrachtet werden. Für das Thüringer Untersuchungsgebiet mit seinen mächtigeren saisonalen Schneedecken wird mit der Festlegung von  $MC_{MOD}$  auf  $0$  einer zu schnellen und damit unrealistischen Erhöhung des Schmelzfaktors über die winterliche Saison vorgebeugt. Dabei kann der Einfluß von Wald, Regen und Verdichtung auf die Schmelze dennoch innerhalb des täglichen Maßstabs berücksichtigt werden.

Untersuchungsgebiete	Korrelationskoeffizient r Abfluß		Abflußwiedergabe (%)		Korrelationskoeffizient r Schneehöhe*	
	$MC_{MOD} = 0$	$MC_{MOD} = 1$	$MC_{MOD} = 0$	$MC_{MOD} = 1$	$MC_{MOD} = 0$	$MC_{MOD} = 1$
<b>Bröl</b>	0.93	0.93	100	100	0.84	0.87
<b>Schmücke und Steinbach</b>	0.87	0.73	98	98	0.95	0.91

\*Aufgrund der eingeschränkten Verfügbarkeit beobachteter Schneehöhenvergleichsdaten bezieht sich die Korrelation für das Gebiet von Schmücke und Steinbach nur auf die hydrologischen Jahre 1979 bis 1988 ohne das Kalenderjahr 1987.

Tabelle 5.5.49: Abfluß- und Schneedatenstatistik für eine kombinierte *ACRU/SMiM*-Modellanwendung in der Bröl und im Gebiet von Schmücke und Steinbach für beide verfügbaren Methoden zur Schmelzfaktormodifikation im Laufe einer Schneebedeckungsphase.

Um den Effekt der verschiedenen Methoden abzuschätzen ist hier für beide Gebiete eine Modellanwendung mit der jeweils anderen Modifikationsmethode der Referenzanwendung gegenübergestellt.

Tabelle 5.5.49 stellt die statistischen Auswertungen zum Effekt auf Abfluß und Schneedeckenentwicklung in beiden Gebieten dar.

Die Abflußstatistik im Brölgebiet zeigt keinerlei Unterschiede zwischen den beiden Methoden auf. Dagegen verschlechtern sich die Korrelationen der Schneehöhenwerte bei Verwendung der Methode  $MC_{MOD} = 0$  erkennbar. Im Gebiet von Schmücke und Steinbach unterstreicht auch die Abflußkorrelation eine deutliche statistische Verschlechterung bei Verwendung des anderen Schmelzfaktormodus als in der Referenzanwendung. Die Unterschiede bei der Korrelation der Schneehöhen bewegen sich hier in einem ähnlichen Rahmen wie im Brölgebiet und deuten darauf hin, daß die bislang vorgenommene Einstellung auf  $MC_{MOD} = 0$  eine bessere Anpassung an die Schmelzbedingungen im Gebiet von Schmücke und Steinbach erbringt.

In beiden Gebieten steigert demnach eine angepaßte Ermittlung der Schmelzfaktorentwicklung die Simulationsgüte, so daß die im SMiM-Modul umgesetzte Option zur Schmelzfaktormodifikation als sinnvolle Ergänzung der Modellstruktur betrachtet werden kann.

#### 5.5.4.7 Zusammenfassung der Ergebnisse aus der Komponentenanalyse

Die folgenden Auswertungsergebnisse können festgehalten werden:

- Das Schneemodul erhöht in beiden Untersuchungsgebieten die Systemrepräsentanz der allgemeinen hydrologischen Simulationen. Dies gilt vor allem für das Gebiet von Schmücke und Steinbach, dessen winterliche Abflußdynamik stark durch die Schneehydrologie geprägt ist und in dem die Korrelation simulierter und beobachteter Abflußwerte durch die Integration des SMiM-Moduls signifikant erhöht werden kann. Es bestätigt sich zudem, daß das SMiM-Modul in der Lage ist, Schmelzprozesse und Schmelzwasserabflüsse sowohl unter feuchten als auch unter trockenen Bedingungen nachzuvollziehen.
- Die gesonderte Berücksichtigung des Einflusses von Waldgebieten mit dem SMiM-Modul erweist sich als sinnvolle Anpassung an die Dynamik der mächtigeren Schneedecken des Thüringer Untersuchungsgebiets. Für die geringmächtigen Schneebedeckungen in der Bröl ist die Waldkomponente allerdings zu vernachlässigen.
- Im Gebiet von Schmücke und Steinbach können durch die explizite Berücksichtigung der nordexponierten Hanglagen des oberen Steinbachs Simulationsverbesserungen nachgewiesen werden. Die vereinfachte Berücksichtigung der eingeschränkten Einstrahlung an den Nordhängen über eine monatlich variierbare Temperaturreduktion ist demnach als effiziente Annäherung an die Verhältnisse im Untersuchungsgebiet zu bestätigen.
- Die Berücksichtigung der geringen Schneeverdunstung durch das SMiM-Modul führt nur zu minimalen Verbesserungen der Gesamtsimulation und erweist sich damit als nicht signifikant für die modelltechnische Darstellung des schneehydrologischen Geschehens im Gebiet. Für eine stimmige physikalische Systemrepräsentanz des Moduls ist die Schneeverdunstungskomponente SNEVAP jedoch unerlässlich.
- Die kontinuierliche Erfassung der zeitabhängigen Setzung verbessert in beiden Untersuchungsgebieten die Simulation der Schneedeckenwerte erheblich. Die Modulkomponente META kann deshalb als ein effizientes Strukturelement des Schneemoduls SMiM bewertet werden.
- Im Brölgebiet weist der Vergleich der Schneedeckenwerte darauf hin, daß unter Verwendung des täglichen Schmelzfaktorübertragungsmodus ( $MC_{MOD} = 1$ ) eine deutlich bessere Systemrepräsentanz erzielt wird. Im Gebiet von Schmücke und Steinbach kommt es als Reaktion auf die

Veränderung des Schmelzfaktormodus von  $MC_{MOD} = 0$  auf  $MC_{MOD} = 1$  sowohl zu einer Verschlechterung der Schneedatenstatistik als auch zu deutlichen Gütereduktionen bei der Abflußkorrelation. Dies läßt den Rückschluß zu, daß in Gebieten mit mächtigeren saisonalen Schneedecken eine monatliche Anpassung mit nur temporären ereignisbezogenen Schmelzfaktorerhöhungen als adäquatere Methode bezeichnet werden kann ( $MC_{MOD} = 0$ ). Die SMiM-Option für eine differenzierte Schmelzfaktormodifikation in Abhängigkeit von physikalischen und zeitlichen Ausprägungen der Schneebedeckung im jeweiligen Untersuchungsgebiet erweist sich demnach als wichtige Modellanpassung für eine systemorientierte schneehydrologische Simulation im heterogenen Mittelgebirgsraum.

Insgesamt zeigen die hier durchgeführten Untersuchungen noch einmal auf, daß Abflußanalysen allein nicht zur Beurteilung schneehydrologischer Simulationen ausreichen. Anhand von ergänzenden statistischen Analysen der Schneedeckenkennwerte kann jedoch durch die vorliegende Untersuchung die Funktionalität des Schneemodus SMiM und die Stimmigkeit seines strukturellen Aufbaus bestätigt werden. Auch aufgrund der Möglichkeit, den Einsatz verschiedener Komponenten zu variieren, erweist SMiM sich als anpassungsfähig an die heterogenen schneehydrologischen Verhältnisse des Mittelgebirgsraums.

### 5.5.5 Zusammenfassende Bewertung der Modellierung

*Abflußsimulationen mit dem kombinierten Modellansatz von ACUR und SMiM in den beiden Untersuchungsgebieten*

		Brölgebiet	Schmücke und Steinbach
Summe der Abflüsse über den Untersuchungszeitraum* [mm]	beobachtet	12039	15073
	simuliert	12078	14533
Produkt-Moment Korrelationskoeffizient beobachteter und simulierter Abflußreihen r		0.93	0.88
Bestimmtheitsmaß $r^2$		0.87	0.78
y-Achsenabschnitt der Regressionsgeraden		0.01	0.39
Mittelwerte der Abflußreihen	beobachtet	1.65	2.95
	simuliert	1.65	2.84
Standardabweichungen der Abflußreihen	beobachtet	2.01	3.48
	simuliert	2.14	3.29
Varianzen der Abflußreihen	beobachtet	4.03	12.11
	simuliert	4.48	10.82

\* Der Untersuchungszeitraum im Brölgebiet beläuft sich auf 20 Jahre, im Gebiet von Schmücke und Steinbach auf 14 Jahre.

Tabelle 5.5.50: Vergleichende statistische Maße der Abflußsimulationen im Brölgebiet sowie im Gebiet von Schmücke und Steinbach über den jeweiligen Untersuchungszeitraum.

Tabelle 5.5.50 sind die vergleichenden statistischen Maße der Abflußsimulation mit dem kombinierten Modellansatz in den beiden Untersuchungsgebieten zu entnehmen. In beiden Gebieten läßt sich anhand der Güte aller dargestellten statistischen Parameter auf eine hohe Repräsentanz der simulierten Abflußreihen für die tatsächliche Gebietsabflußdynamik schließen. Dies gilt insbesondere für

die Simulation im Brölgebiet. Die nicht ganz so hohen Übereinstimmungen im Gebiet von Schmücke und Steinbach sind darauf zurückzuführen, daß ein täglicher Modellansatz der Prozeßdynamik eines so kleinen Gebietes mit zudem hoher Reliefenergie nicht in vollem Umfang gerecht werden kann. Hinzu kommen die sehr heterogenen Speicherverhältnisse des Untergrunds im Gebiet von Schmücke und Steinbach, deren gänzliche Erfassung die Struktur des hydrologischen Modells *ACRU* nicht zuläßt.

### *Beurteilung der flächendifferenzierten Simulation durch das Schneemodul SMiM*

Die in den beiden Untersuchungsgebieten berücksichtigten Flächendifferenzierungen tragen zu einer erhöhten Anpassung der Simulation an die schneehydrologischen Verhältnisse bei.

#### Geländehöhe

Die Geländehöhe erweist sich auch in der Simulation mit SMiM als entscheidende Determinante für Niederschlagszusammensetzung, Schneeakkumulation, Wasseräquivalente und Schmelze.

- In den jeweils höher gelegenen Gebietsteilen werden mächtigere Schneeanstimmungen simuliert.
- Beim Einsatz von Schmelzprozessen wirkt sich die Geländehöhe weniger aus.
- Im Verlauf der Schmelzprozesse wird für die höheren Lagen in Abhängigkeit von Witterung, absoluter Geländehöhe und Schneehöhe eine Ablationsverzögerung einkalkuliert.

Gemäß der vorliegenden DWD-Vergleichswerte können die erzielten Simulationseffekte als realistische Anpassung bestätigt werden.

#### Waldberücksichtigung

In der SMiM-Modulstruktur sind Anpassungen an waldbedeckte Teilgebiete modelltechnisch vorgesehen. Auswirkungen der Anpassungen und die Beurteilung der Simulationseffekte stellen sich wie folgt dar:

- In Waldgebieten werden in Abhängigkeit vom Bedeckungsgrad der Baumkronen erhöhte Interzeptionswerte durch Schneeniederschlag einkalkuliert, wonach bis zu 50 % der einkommenden Niederschläge zurückgehalten werden können.
- Unter Wald werden aufgrunddessen geringere Schneewasseräquivalente ermittelt als in Freilandgebieten.
- Unter Wald werden die Schmelzraten aufgrund der Einstrahlungsabschirmung durch das Kronendach gegenüber den Freilandwerten vermindert (Schmelzfaktorreduktion).
- Die verminderten Schmelzraten unter dem Kronendach sorgen bei mächtigen Schneeanstimmungen (wie z.B. im Gebiet von Schmücke und Steinbach) für eine deutliche Verzögerung der Ablation im Vergleich zu den beobachteten Freilandwerten.
- Bei geringmächtigen Schneedecken (wie z.B. in der Bröl) wird der verlangsamende Effekt vermindert durch die niedrigen Wasseräquivalente unter Wald kompensiert, so daß es zu keiner Ablationsverzögerung im Vergleich zu den Freilandgebieten kommt.
- Bei geringen Waldflächenanteilen am Gesamtgebiet wirkt sich die Waldberücksichtigung im Schneemodul nicht auf die Gesamtsimulation aus und ist dementsprechend vernachlässigbar.

Gemessen an den theoretischen Ausführungen in Kapitel 2 sind die erzielten Simulationseffekte qualitativ als realistisch zu betrachten. Eine weitergehende quantitative Überprüfung der für die Waldgebiete simulierten Schneekennwerte ist im Rahmen dieser Untersuchung nicht möglich, da keine Vergleichsdaten verfügbar sind. Die vorliegenden Simulationsergebnisse vermitteln jedoch einen positiven Gesamteindruck von der Güte der modelltechnischen Prozeßrepräsentanz.

#### Expositionsberücksichtigung

Nordexponierte Teilflächen können durch das Schneemodul SMiM von anderen Gebietsteilen differenziert simuliert werden. Die explizite Berücksichtigung nördlich exponierter Hänge durch die Eingabe vermindertener Lufttemperaturen führt zur Simulation einer

- leicht erhöhten Schneeanstimmung und einer

- deutlichen Ablationsverzögerung.

Es ist zudem ein zwar geringer aber eindeutig positiver Beitrag der Expositionsberücksichtigung zur Güte der Gesamtabflußsimulation nachweisbar. Nach Maßgabe der theoretischen Informationslage sind die erzielten Simulationseffekte qualitativ als realistisch einzustufen. Analog zur Bewertung der Waldberücksichtigung kann keine vertiefende quantitative Überprüfung der Simulationen erfolgen, da entsprechende Vergleichsdaten fehlen.

### *Beurteilung der schneehydrologischen Simulation mit dem Schneemodul SMiM*

Tabelle 5.5.51 sind zusammenfassend vergleichende statistische Maße für die Gesamtsimulation der Schneedeckenkennwerte mit dem SMiM Modul in den beiden Untersuchungsgebieten zu entnehmen.

#### Schneewasseräquivalente

Die vergleichenden statistischen Auswertungen zeigen eine hohe Übereinstimmung der Modulkalkulationen für den Gebietswasserrückhalt durch Schnee mit den beobachteten Reihen auf. Problematisch erweist sich hier die geringe Verfügbarkeit von Meßdaten für weitere Überprüfungen der Simulationsgüte.

#### Schneehöhe

Die Übereinstimmung der simulierten Schneehöhenwerte mit den gemessenen Datenreihen ist sehr zufriedenstellend.

- Betrachtet über den gesamten Untersuchungszeitraum liegt die durchschnittliche Abweichung der simulierten Schneehöhenwerte von den gemessenen in beiden Untersuchungsgebieten nur bei etwa 5%.
- Tendenziell werden die beobachteten Freilandpunktmeßwerte der Schneehöhen leicht unterschuliert, was im Gebiet von Schmücke und Steinbach jedoch auf die Waldberücksichtigung in der Simulation zurückzuführen ist.

Die guten Übereinstimmungen der Schneehöhen weisen auch auf eine adäquate Simulation der Schneewasseräquivalente und Schneedichten hin.

#### Schneedichte und Schneedeckenverdichtung

Beobachtete Schneedichtewerte liegen nur im Gebiet von Schmücke und Steinbach vor. Gemäß der verfügbaren Vergleichswerte wird sowohl die initiale Dichte bei der Schneeablagerung (vgl. KUCHMENT 1993 in VEHVILÄINEN 1992) als auch die Dichteentwicklung im Verlauf einer Schneebedeckungsphase zufriedenstellend durch das Modul abgebildet. Im einzelnen können die folgenden Punkte festgehalten werden:

- Der Dichteverlauf im Modell weist geringere Fluktuationen auf als der beobachtete.
- Regenbedingte strukturelle Umbildungen in der Schneedecke können zwar nicht im vollen Umfang physikalisch genau dargestellt werden, aber konzeptionell erfaßt werden. So bewirken SMiM-Modulalgorithmen zur Berücksichtigung vernässungsbedingter Dichteänderungen (vgl. ROHRER 1992) eine Annäherung an die im täglichen Maßstab stark schwankenden beobachteten Dichtewerte.
- Mehrtägige Mittelwerte werden sehr gut erfaßt.
- Der Einsatz der Modulroutine META zur kontinuierlichen zeitabhängigen Verdichtung der Schneedecke (vgl. MARTINEC/RANGO 1991) führt in beiden Untersuchungsgebieten zu Verbesserungen der Gesamtsimulation.
- In der Simulation mit dem Schneemodul SMiM erweist sich die Simulation der Schneedichte als grundlegend für die Schneedeckenentwicklung und eine nachhaltige Steigerungen der simulierten Schmelzbereitschaft.

	Bröl*		Schmücke und Steinbach**	
Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient r Schneehöhe	0.87		0.95	
Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient r Wasseräquivalent***	0.89		0.97	
Produkt-Moment-Korrelationskoeffizient r Schneedichte***	-		0.90	
	beobachtet (N-S-M)	simuliert (sub 024)	beobachtet (Meßgarten)	simuliert (sub 004)
Anzahl Schneetage	576	556	1475	1432
mittlere Schneehöhe (cm)	7.2	7.4	43	41
maximale Schneehöhe (cm)	41	36	165	130

\*Vergleichsstation für den gesamten Untersuchungszeitraum (1971-1990) ist die DWD-Niederschlagsstation Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg (N-S-M)

\*\*Vergleichsstation ist der Meßgarten Schmücker Graben, an dem nur Schneehöhenwerte von 1979 bis 1988 verfügbar sind

\*\*\*Werte für Schmücke und Steinbach von 1979 bis 1982 (Meßgarten Schmücker Graben) verfügbar; keine Vergleichswerte für Bröl verfügbar, deshalb Korrelation beobachteter Schneehöhen (Station Neunkirchen-Seelscheid-Meisenberg) mit simulierten Wasseräquivalenten

Tabelle 5.5.51: Statistischer Vergleich simulierter und beobachteter Schneedeckenkennwerte für beide Untersuchungsgebiete.

#### Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser und Regulation

Im konzeptionellen Ansatz des SMiM-Moduls wird die flüssige Wasserrückhaltung in der Schneedecke als eine entscheidende Determinante der zeitlichen Schneeschmelzabflußverteilung betrachtet. Diese Ansatz erweist sich hier als eine erste Annäherung an die tatsächliche Komplexität der schneedeckeninternen Prozeßdynamik. An die Retention flüssigen Wassers knüpft sich die Erfassung des Regulationsprozesses durch die Modulroutine REFRE.

- Der zeitliche Simulationsmaßstab bestimmt das Ausmaß der Auswirkungen gespeicherten freien Wassers in der Schneedecke auf die Ablation.
- Die Retention flüssigen Wassers im Interzeptionsschneespeicher erweist sich als allgemein vernachlässigbar.
- Innerhalb eines täglichen Modellansatzes ist bei geringmächtigen, temperierten Schneean-sammlungen die Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser in der Schneedecke unerheblich für das simulierte Ablations- und Abflußgeschehen.
- Bei mächtigeren Schneedecken hat die Rückhaltung eine nachweisbare Bedeutung für die Simulation der Ablation der Bodenschneedecken.
- Die benutzerdefinierte Festlegung der initialen Höhe der Retentionsfähigkeit in der Schneedecke erweist sich als wichtiges strukturelles Element des SMiM-Moduls, um sich den räumlich und zeitlich hoch variablen Speicherverhältnissen unterschiedlich ausgeprägter Schneedecken anzunähern.
- Problematisch stellt sich eine Quantifizierung der dynamischen Veränderungen der Rückhaltekapazität im Verlauf einer Schneebedeckungsphase dar. Modellintern wird sie in Abhängigkeit von der Zeit, Vernässung und Temperatur linear modifiziert, was eine erste Abschätzung der tatsächlichen Veränderungen darstellt. Die Komplexität und Variabilität der vor allem durch Transmission verminderten Rückhalteeigenschaften kann dagegen nicht in vollem Umfang nachvollzogen werden.
- Die Regulationsberücksichtigung wirkt sich hier weder bei mächtigen noch geringmächtigen Schneebedeckungen auf die hydrologische Gesamtsimulation aus. Vor einer generellen Vernachlässigung der Routine sollten weitere Tests zur Effizienz der Modulroutine REFRE in Gebieten mittlerer und oberer Höhenlage und ohne hohe Waldbedeckung durchgeführt werden.

### Bestimmung der Niederschlagsform und -höhe

Die im Modul eingesetzte Methode nach LEAVESLEY ET AL. (1983), bei der die Niederschlagsform über ein Temperaturintervall bestimmt wird hat sich in beiden Untersuchungsgebieten für den sogenannten Regelfall bewährt. Die Korrekturen des systematischen Meßfehlers für Schnee- und Mischniederschläge erweisen sich als angepaßt (vgl. RICHTER 1995).

- Regen- und Schneeniederschläge werden zeitlich und quantitativ sehr zufriedenstellend erfaßt.
- Die modelltechnische Bestimmung von Mischniederschlagsereignissen stellt sich problematisch dar. Dies betrifft vor allem die genaue Quantifizierung des Regenanteils im Gemisch.
- Angesichts der für einen reinen Temperaturansatz oft schwer zu erfassenden Witterungsverhältnisse erweisen sich die eingeführten benutzerdefinierten Modulparameter zur Bemessung der Niederschlagsanteile ( $TP_{CRIT}$ ,  $Tmax_{SN}$  und  $adj_R$ ) als hinreichend sensibel.

Die insgesamt guten Ergebnisse der Niederschlagsformbestimmung lassen sich auch an den hohen Übereinstimmungen der Schneeakkumulationswerte ablesen.

### Schneeakkumulation

Die Schneeakkumulation wird gemäß der durchgeführten vergleichenden Auswertungen mit beobachteten Schneehöhenwerten in beiden Untersuchungsgebieten sowohl zeitlich als auch mengenmäßig sehr gut nachvollzogen.

### Schneeverdunstung

- Das Gesamtvolumen der durch das Modul ermittelten Schneeverdunstung ist bei durchschnittlichen täglichen Raten von etwa 0.2 mm aus dem Bodenschneespeicher bzw. 0.6 mm aus dem Interzeptionsschneespeicher für beide Gebiete sehr gering.
- Dabei erweist sich der statistische Effekt der Schneeverdunstungsprozesse auf die schneehydrologische Gesamtsimulation als vernachlässigbar.
- Es wird eine Einschränkung der Gesamtverdunstungsverluste festgestellt, die durch die Unterdrückung von Bodenevaporation und Transpiration durch die Schneeabdeckung der Boden- und Pflanzenflächen zustandekommt.

Gemäß der vorliegenden empirischen Vergleichswerte können die simulierten Werte als realistisch eingestuft werden.

### Schneesmelze

Gemessen an der Komplexität und Variabilität der zu erfassenden Dynamik sind die Schmelzsimulationen mit dem Schneemodul SMiM als gute Anpassung an die sehr unterschiedlichen Verhältnisse in den Untersuchungsgebieten zu bewerten.

- Es zeigt sich eine sehr gute Übereinstimmung bei der Simulation des Einsetzens von Schneeschmelzprozessen. Somit kann die verwendete temperaturabhängige Schmelzmethode und die Festlegung der kritischen Grenztemperatur,  $TM_{CRIT}$ , als angepaßt bestätigt werden.
- In strahlungs- bzw. temperaturbedingten ‚trockenen‘ Schmelzphasen wird der gesamte Ablationsprozeß durchgängig hervorragend erfaßt.
- In feuchten Ablationsphasen nehmen Niederschlagshöhe, -zusammensetzung und -intensität, ebenso wie Schneehöhe, -struktur und -vorfeuchte erheblichen Einfluß auf Verlauf und Ausmaß der Ablation.
- In regenüberlagerten Schmelzsituationen werden die tatsächlichen Schmelzraten tendenziell durch das Modul unterrepräsentiert. Dies führt teilweise zu Ablationsverzögerungen und Abflußuntersimulationen.
- Bei geringmächtigen Schneebedeckungen (untere Mittelgebirgslagen; z.B. Bröl) liegt der kritische Punkt der Schmelzmodellierung unter Regeneinfluß bei der Bestimmung der Niederschlagsart.
- In Gebieten mit mächtigeren Schneeansammlungen (z.B. Schmücke und Steinbach) liegt der kritische Punkt der regenüberlagerten Schmelzsimulationen bei der Berücksichtigung einer nachhaltig erhöhten Schmelzbereitschaft durch Transmission des flüssigen Regenwassers.

- Als Ausdruck der potentiellen Schmelzbereitschaft einer Schneedecke fungiert im Modul der Schmelzfaktor,  $SN_{MC}$ . Die Simulation aller Schneedeckenkennwerte und des Abflusses erweist sich als sehr sensibel gegenüber Schmelzfaktorveränderungen.
- Die durch das SMiM-Modul ermöglichten kombinierten Schmelzfaktoranpassungen in Abhängigkeit von Saison, Wald, Regeneintrag und Schneeverdichtung erlauben eine zufriedenstellende Anpassung an die Entwicklung der Schmelzbereitschaft im Laufe einer Schneebedeckungsphase. Um aber der dynamischen Umbildung und der Steigerung der Schmelzbereitschaft durch Regeneintrag im vollen Umfang gerecht zu werden, erweist sich die Anpassung als noch nicht variabel genug.
- Die Option zur Wahl zweier unterschiedlicher Schmelzfaktoranpassungsmethoden ( $MC_{MOD}$ ) ist als sinnvolle Anpassung an die variablen schneehydrologischen Verhältnisse innerhalb des heterogenen Mittelgebirgsraums zu werten.

#### Finale Parametersätze der kombinierten Modellanwendung von ACRU und SMiM

In den Tabellen 5.5.52 und 5.5.53 sind abschließend die wichtigsten Parametereinstellungen des kombinierten Modellansatzes von ACRU und SMiM zusammengestellt. In beiden Gebieten sind Modifikationen der Modelleinstellungen zu einer weiteren Steigerung der Simulationsgüte denkbar, die aber nicht durch empirische Erfahrungswerte bzw. Untersuchungen belegt werden können. Bei monatlich variierbaren Parametern oder unterschiedlichen Einstellungen für die jeweiligen Teilgebiete sind hier die jeweils höchsten und niedrigsten der zugewiesenen Werte angegeben.

Beschreibung der Modulparameter	SMiM-Parameter	Bröl	Schmücke und Steinbach
Abschirmungskoeffizient zur Ermittlung des systematischen Niederschlagsmeßfehlers	$SN_{screen}$	2	2
Monatliche Basistemperatur für die Ermittlung der Niederschlagsart (°C)	$TP_{crit}$	0.9 bis 1.1	0.0 bis 0.9
Monatlicher Anpassungsfaktor für den Regeneintrag von Mischniederschlägen	$adj_R$	0.95 bis 1.00	1.00 bis 1.30
Monatliche maximale Temperatur für das Auftreten von Schneeniederschlägen (°C)	$Tmax_{SN}$	3.5	3.5
Monatliche Anpassung der Lufttemperaturen zur Neigungs- und Expositionsberücksichtigung	$Tmax_{ADJ}, Tmin_{ADJ}$	-	-0.5 bis -1.0
Koeffizient für die maximale Evaporation aus den oberen 5 cm des Schneepakets relativ zum	$ES_{NREL}$	0.010 bis 0.030	0.010 bis 0.030
Monatlich variabler Bedeckungsgrad (%)	$CC_{FOR}$	0 bis 100	65 bis 70
Schneehaltekapazitätsfaktor für Baumbestände	$SNI_{CAP}$	0.15	0.15
Retentionsfähigkeit für flüssiges Wasser im Boden- und im Interzeptionsschneespeicher relativ zum Wasseräquivalent	$SN_{RC}, SNI_{RC}$	0.00; 0.00	0.08; 0.00
Anhaltswert für eine komplette Kronendeckung durch Schnee (mm)	$SNI_{COMP}$	3.50	3.50
Faktor zu relativen Bemessung einer geschlossenen Schneedecke	$SN_{COMP}$	50.0	50.0
kritische Temperaturgrenzwert für das Einsetzen von Schmelze (°C)	$TM_{CRIT}$	0	0
monatlich variierbarer Schmelzfaktor	$SN_{MC}$	2.5 bis 5.0	2.4 bis 4.5
Modus der Anpassung des Schmelzfaktors über eine Schneebedeckungsphase	$MC_{MOD}$	1	0

Tabelle 5.5.52: Wichtigste Parametereinstellungen aus den finalen Steurdateien für das Schneemodul SMiM.

Beschreibung der ACRU-Modellparameter	ACRU-Parameter	Bröl	Schmücke und Steinbach
Monatliche Korrektur des systematischen Niederschlagsmeßfehlers (%)	für Regen: $CO_{PPT}$	8 bis 13	8 bis 18
Temperatur-Gradient pro 1000 m Höhenzunahme (°C)	$T_{MAXLR}$ , $T_{MINLR}$	-5.0	-5.6
Monatliche Korrektur für die Referenzverdunstung (%)	$CO_{PAN}$	7 bis 12	0 bis 8
Monatlicher Blattflächenindex	$LAI_{MO}$	1.50 bis 4.50	3.50 bis 4.00
Mächtigkeit des Oberbodens A und des Unterbodens B (m)	$DEP_A$ ; $DEP_B$	0.15 bis 0.30; 0.30 bis 0.40	0.40; 0.60 bis 1.00
verfügbare Porenraum (m/m)	$PO_A$ ; $PO_B$	0.455 bis 0.465; 0.445	0.600
Feldkapazität (m/m)	$FC_A$ ; $FC_B$	0.370 bis 0.390; 0.360	0.500; 0.350
permanenter Welkepunkt (m/m)	$WP_A$ ; $WP_B$	0.105; 0.105	0.200
tägliche Sickerungsraten	$AB_{RESP}$ ; $BF_{RESP}$	0.32; 0.05	0.25; 0.05
monatlicher Pflanzenkoeffizient	$C_{COEF}$	0.20 bis 1.00	0.85 bis 0.95
Anteil der aktiven Wurzelmasse im Oberboden	$ROOT_A$	0.70 bis 1.00	0.99
effektiven Wurzeltiefe (m)	$ROOT_{EFDEP}$	0.45 bis 0.70	0.50
Grenztemperatur für aktives Pflanzenwachstum (°C)	$TMP_{CUT}$	4.0	4.0
kritischen Bodenwassergehalt unterhalb dessen Pflanzenstreß einsetzt (m/m)	$SWC_{PST}$	0.30 bis 0.90	0.85
Koeffizient zur Bemessung des am gleichen Tag abflußwirksamen Niederschlagsanteils	$QF_{RESP}$	0.20 bis 0.50	0.25 bis 0.30
Mächtigkeit der aktiv zum schnellen Abfluß beitragenden Bodenschicht (m)	$SMD_{DEP}$	0.22 bis 0.50	0.40 bis 0.50
Anteil undurchlässiger Flächen im oder angrenzend an das Gebiet	$ADJ_{IMP}$ bzw. $DIS_{IMP}$	0.150	-
Rückhaltefähigkeit undurchlässiger Flächen (m)	$STO_{IMP}$	1.00	-
monatlich variierbarer Koeffizient zur Bemessung der Anfangsverluste	$CO_{IAM}$	0.03 bis 0.35	0.25 bis 0.45
tägliche Abstromrate aus dem Grundwasserspeicher in den Vorfluter	$CO_{FRU}$	0.015	0.020 bis 0.025

Tabelle 5.5.53: Wichtigste Parametereinstellungen aus den finalen Steurdateien für das hydrologische Trägersystem ACRU.

### 5.5.5.1 Schlußfolgerungen aus der Modellanwendung und -validierung

Anhand der statistischen und graphischen Auswertungen kann die hydrologische Gesamtsimulation mit dem kombinierten Ansatz von ACRU und SMiM als gute Adaption an die Abflußverhältnisse in den Untersuchungsgebieten bestätigt werden. Vor allem im hochgelegenen Untersuchungsgebiet des Thüringer Waldes mit einer nahezu subalpinen winterlichen Prozeßdynamik erweist sich eine hydrologische Modellierung ohne Schneeberücksichtigung als unzulänglich. Aber auch im Brölgebiet, das die typischen sporadischen Schneebedeckungsphasen der unteren Mittelgebirgslagen aufweist, führt der Einsatz des Schneemoduls SMiM zu Simulationsverbesserungen. Demnach können die unterschiedlichen Ausprägungen der schneehydrologischen Dynamik in den beiden Untersuchungs-

gebieten durch das Schneemodul SMiM gut erfaßt werden. Aus der Analyse der schneehydrologischen Modellierung mit dem Schneemodul SMiM gehen die folgenden grundlegenden Feststellungen für die Simulation in den Untersuchungsgebieten hervor:

Im **Brölgebiet** stellt sich die Bestimmung der Niederschlagsform, vor allem im 0°C-Temperaturbereich als kritisch für die Simulation dar. Dabei wirken die hohen Variabilitäten bei der Niederschlagsformbildung vor allem auf den Schneedeckenaufbau aus. Schmelzsituationen sind dagegen in der Regel von eindeutigeren Niederschlagskonstellationen begleitet, die rasch zur Komplettabschmelze führen.

Im **Gebiet von Schmücke und Steinbach** ist weniger die Bestimmung der Niederschlagsform selbst als vielmehr die Quantifizierung der Regenanteile von Mischniederschlägen als kritisch für die Simulation zu bezeichnen. Dies wirkt sich vor allem auf die Bestimmung von Ausmaß und Dauer partieller Ablationsphasen aus, die durch Regen- und Mischniederschläge ausgelöst bzw. überlagert werden. Bei flüssigen Niederschlagseinträgen werden die Schmelzraten unterschätzt, was sich nach partiellen Ablationen auch in der darauffolgenden Simulation der Schneedeckenkennwerte niederschlägt.

In **beiden Gebieten** erweist sich demnach eine korrekte Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung als grundlegend für die Güte der Simulation. Die besten Ergebnisse liefert das Schneemodul erwartungsgemäß bei klar zu unterscheidenden Schneedeckenauf- und -abbauphasen ohne Regeneinfluß.

Das schneehydrologische **Simulationsmodul SMiM** ist zusammenfassend in der folgenden Weise zu bewerten:

- Insbesondere für einen täglichen Modellierungsansatz werden sehr zufriedenstellende Anpassungen an die variablen Witterungsverhältnisse der Mittelgebirge erzielt.
- Mit den genannten Einschränkungen wird das Problem der Niederschlagsbestimmung gut durch den verwendeten Modellansatz gelöst.
- Die Bestimmung der Wasserhaltekapazität und der durch Regeneintrag bedingten strukturellen Umbildung der Schneedecke kann in Ansätzen erfaßt werden. Defizite treten bei der Quantifizierung der durch Transmission bedingten Schmelzdynamik und der nachfolgenden Wasseraustritte aus der Schneedecke auf.
- Die Schneedeckenkennwerte Wasseräquivalent, Schneehöhe und Schneedichte können über den Verlauf einer Schneebedeckungsphase kontinuierlich adäquat erfaßt werden.
- Die Anzahl der Schneebedeckungsphasen und Schneedeckentage sowie die jeweiligen Schneebedeckungsdauern werden durch den Modellansatz sehr gut dargestellt.

Abschließend seien die folgenden konkreten Möglichkeiten für modellstrukturelle Weiterentwicklungen des SMiM-Modulansatzes zur Diskussion gestellt:

- Hinsichtlich der Bestimmung der Niederschlagsart sind weitere Verbesserungen des Ansatzes auch innerhalb des bestehenden temperaturbasierten, täglichen Rahmens möglich. Beispielsweise durch den Einbezug von Luftfeuchtigkeits- oder von Radarmeßdaten ist eine erhöhte Genauigkeit bei der Niederschlagsformbestimmung denkbar. Daneben könnten weitere Annäherungen über die Verwendung von zeitlich höher aufgelösten Niederschlags- und Temperaturinputdaten angestrebt werden.

- Für eine verbesserte modelltechnische Erfassung der regenbedingt erhöhten Schmelzdynamik sind zeitlich-räumlich detailliertere Ansätze notwendig, die die Speicherverhältnisse für flüssiges Wasser, die strukturellen Umbildungen und die Sickerwasserströme in der Schneedecke beschreiben können. Es zeigt sich, daß die Einflußnahme des Regens auf die Schmelzdynamik nicht linear verläuft. Bislang erfolgt im SMiM-Modul eine lineare Erfassung des Phänomens. Denkbar wäre die Einführung einer nicht-linearen Beziehung zwischen Regeneintrag und gesteigerter Schmelzbereitschaft, in die sowohl das Gesamtwasseräquivalent als auch die Höhe fester Schneedeckenbestandteile einbezogen wird. Für eine solche Umsetzung bedarf es aber weiterer empirischer Untersuchungen, die die physikalisch schlüssige Ableitung mathematischer Beziehungen dieser Art untermauern. Für den Einzugsgebietsmaßstab bestehen in diesem Zusammenhang noch Forschungsdefizite. Mögliche Ansätze bieten hier neuere Prozeßstudien zur Transmissionsdynamik sowie moderne Fernerkundungstechniken.
- Bislang ist das SMiM-Modul in die täglichen Zeitschleifen des hydrologischen Trägermodells *ACRU* eingebunden. Ein ereignisorientierte dynamische Wahl des Zeitschritts wäre modellierungstechnisch jedoch wünschenswert. Eine dahingehende Umstellung des SMiM-Moduls wird bei vertretbarem Aufwand für möglich gehalten.
- Bei Verfügbarkeit entsprechender Eingangsdaten ist neben der Erhöhung der zeitlichen Auflösung auch eine höhere Flächendifferenzierung anzustreben, durch die Effizienzsteigerungen selbst einfacher temperaturbasierter Modellansätze erwartet werden. Auch hier können moderne Fernerkundungstechniken in Verbindung mit Geographischen Informationssystemen neue Möglichkeiten der Erfassung und Regionalisierung notwendiger Eingabedaten eröffnen.
- An die Erhöhung der zeitlichen und räumlichen Auflösung des Moduls knüpft sich die Weiterentwicklung der Modul Umgebung im Hinblick auf eine effizientere Gebietszuweisung der Schnee-Eingabeparameter. Es wären Eichungsparameter denkbar, die nach einmaligem Aufstellen der Modellierungsstruktur und Parameterzuweisung eingesetzt werden, um Gebietsparameter proportional zueinander zu variieren. Eine direkte Attributierung von Flächeneinheiten und das Einlesen flächendifferenzierter Daten über neue EDV-Techniken ist als zur Zeit noch nicht allgemein verfügbare Zukunftsperspektive anstrebenswert.



## 6 Diskussion der Arbeitsergebnisse

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung zeigen auf, daß die angestrebte Schneemodellentwicklung und deren Anwendung in zwei sehr verschiedenen Einzugsgebieten der Mittelgebirgsregion erfolgreich durchgeführt wurde. An dieser Stelle steht zur Diskussion, inwiefern die im Vorfeld aufgestellten Schwerpunktzielsetzungen erreicht werden konnten. Die folgenden grundlegenden Fragestellungen stehen im Raum:

- 1 Konnte der Zieluntersuchungsraum hinsichtlich seiner schneehydrologischen Prozeßdynamik sinnvoll gegenüber anderen schneebeeinflussten Gebieten abgegrenzt werden? Was sind die wichtigsten Merkmale der schneehydrologischen Dynamik im Mittelgebirgsraum?
- 2 Ist das Schneemodul ausreichend an die Verhältnisse in der heterogenen Mittelgebirgsregion anzupassen? Welche Modellkomponenten erweisen sich als unerläßlich für eine adäquate Systemerfassung?
- 3 Ist die entwickelte Modellstruktur, die sich auf der Synthese verschiedener empirischer und mathematischer Berechnungsalgorithmen gründet, robust?
- 4 Konnte der Bedarf an Moduleingabedaten an das allgemein verfügbare Datenangebot angepaßt werden? Welche Informationen sind für SMiM-Modellanwendungen unerläßlich?
- 5 Konnte die Kopplung an ein hydrologisches Trägermodell erfolgreich durchgeführt werden? Was ist notwendig für die Anwendung mit anderen hydrologischen Modellsystemen als dem hier eingesetzten *ACRU*-Modell?
- 6 Wo liegen die Möglichkeiten und Grenzen des verwendeten temperaturbasierten, täglichen Modellierungsansatzes?

ad 1

Konnte der Zieluntersuchungsraum hinsichtlich seiner schneehydrologischen Prozeßdynamik sinnvoll gegenüber anderen schneebeeinflussten Gebieten abgegrenzt werden? Was sind die wichtigsten Merkmale der schneehydrologischen Dynamik im Mittelgebirgsraum?

Aus dem Forschungsstand konnten modellierungstechnisch relevante Merkmale der schneehydrologischen Prozeßdynamik im Mittelgebirgsraum abgeleitet werden, die eine angepasste Schneemodulentwicklung ermöglichten. Eine absolute Abgrenzung der Mittelgebirgsregion nach außen bleibt jedoch schwierig und ist allenfalls über die Geländehöhen möglich, die sich von etwa 100 bis auf etwa 1000 m ü.NN erstrecken. Entsprechend dieser weiten Spanne ist innerhalb der Region die Heterogenität der naturräumlichen Ausstattung beträchtlich. Im Hinblick auf die Schneehydrologie ist eine hohe raumzeitliche Schneedeckenvariabilität als prägendes Merkmal hervorzuheben. Hauptdeterminante für die Ausprägung der schneehydrologischen Prozeßdynamik bleibt die Geländehöhe. So kommt es in niedriger gelegenen Gebieten allgemein zu relativ geringmächtigen und kurzen Schneebedeckungen, die zudem häufig durch temperierten, vernäßten Schnee geprägt sind. In den höheren Lagen dagegen stellen sich teils saisonale Schneebedeckungen subalpiner Ausprägung mit Schneehöhen von bis zu 2 m ein. In den unteren Lagen herrschen wechselhafte Lufttemperaturverhältnisse innerhalb des Tagesmaßstabs vor, die überproportional häufig zu Mischniederschlagsereignissen führen. Trotz eindeutigerer Temperaturverhältnisse in den höhergelegenen Mittelgebirgsgebieten sind aufgrund allgemein wechselhafter Witterungsbedingungen häufige Regen-auf-Schnee-Ereignisse als

ein hervorstechendes Merkmal aller winterlichen Mittelgebirgsregime zu betrachten. Daneben sind weite Teile der Mittelgebirge durch Wald geprägt, der überlagernd Einfluß auf die schneehydrologische Dynamik in der Region nimmt.

ad 2

Ist das Schneemodell ausreichend an die Verhältnisse in der heterogenen Mittelgebirgsregion anzupassen? Welche Modellkomponenten erweisen sich als unerlässlich für eine adäquate Systemerfassung?

Der Vergleich der Simulationen in den beiden Gebieten von Bröl und Schmücke/Steinbach ermöglicht eine Gegenüberstellung der unterschiedlichen schneehydrologischen Dynamik innerhalb des Mittelgebirgsraums und die darin begründeten spezifischen Anforderungen an das Modellierungswerkzeug. Um den unterschiedlichen Schwerpunktsetzungen des schneehydrologischen Geschehens in den Mittelgebirgen gerecht zu werden, wurde ein umfassender Berechnungsansatz aufgestellt, der Auf-, Abbau- und Schneedeckenentwicklungsprozesse einbezieht. Zudem wurden zur Berücksichtigung der Heterogenität des Untersuchungsraums verschiedene Modulkomponenten erstellt, die nach Bedarf eingesetzt werden können. Angesichts der guten Modellierungsergebnisse in den beiden Gebieten der höheren und niederen Mittelgebirgslagen ist der Anpassungsgrad des entwickelten Schneemoduls an die heterogenen Mittelgebirgsverhältnisse als sehr zufriedenstellend zu bezeichnen.

Die Effizienz verschiedener Modellroutinen und –komponenten variiert je nach Ausprägung der schneehydrologischen Dynamik in den verschiedenen Höhenstufen. Entsprechend erweist sich der Einbezug von Höhenabstufungen in die Modellierung als notwendig für die adäquate Erfassung der Schneedeckendynamik. Im vorliegenden Ansatz erfolgt die Berücksichtigung des Geländehöheneinflusses über benutzerdefinierte Temperaturgradienten, durch die mit zunehmender Höhe eine Temperaturminderung einkalkuliert wird. Die dabei erzielten Effekte auf die Niederschlagszusammensetzung und Schmelze sind als sehr zufriedenstellend zu bewerten.

Vor allem im unteren Mittelgebirgsbereich sowie im Flachland erweist sich eine adäquate Bestimmung der Niederschlagsart als entscheidende Determinante für die Erfassung der schneehydrologischen Dynamik. Die in SMiM implementierte Methode zur Ermittlung der Niederschlagsform nach LEAVESLEY ET AL. (1983) kann gemessen am geringen Datenaufwand als zuverlässig eingestuft werden.

Aufgrund des hohen Mischniederschlagsanteils sind die Schneedecken der unteren Lagen bereits mit einer hohen Vorfeuchte belastet. Neuerlicher Regeneintrag sorgt hier häufig für ein rapides Ansteigen der Schmelzbereitschaft und eine rasche Komplettabschmelze. Während kontinuierliche Setzungsprozesse dabei in den Hintergrund treten, ist vor allem die rasche Steigerung der Schmelzbereitschaft modelltechnisch zu erfassen. Dies erlaubt der vorliegende Ansatz über eine variable Schmelzfaktorerhöhung (Subroutine MELT; Modul-Option  $MC_{MOD} = 1$ ), die eine permanente, teils rapide Steigerung des Schmelzfaktors bewirkt. Die hohe Schmelzbereitschaft der temperierten, geringmächtigen Schneedecken impliziert, daß die dynamischen Prozesse der Retention für freies Wasser und der Regelation – zumindest im täglichen Maßstab – eine geringe Rolle für die Simulation der Schneedeckendynamik spielen.

Mit zunehmender Mächtigkeit der Schneedecken in höheren Lagen gewinnt die schneedeckeninterne Dynamik und dabei vor allem die kontinuierliche Schneedeckensetzung und nachhaltige Wirkung von Strukturveränderungen durch Regeneintrag an Bedeutung für die Schneedeckenentwicklung und den Ablationsverlauf. Der Einsatz der dafür bereitgestellten Modulroutinen, die die Verdichtung und Verminderung der Retentionsfähigkeit des Schneepakets (Subroutinen META und METAW; vgl. MARTINEC 1975; ROHRER 1992) sowie seine gesteigerte Schmelzbereitschaft (variable Schmelz-

faktoranpassungen in Subroutine MELT; Modul-Option  $MC_{MOD} = 0$ ) berücksichtigen, sind deshalb vor allem in höhergelegenen Gebieten notwendig, wo sie zu einer hohen Simulationsgüte beitragen.

Die SMiM-Option zweier verschiedener Schmelzfaktormodifikationsmethoden ( $MC_{MOD} = 0$  oder 1) erfüllt hier die Anpassungsanforderungen an die unterschiedliche Schmelzdynamik geringmächtiger, temperierter Schneedecken im Vergleich zu den mächtigeren, teils saisonalen Schneeansammlungen der höheren Mittelgebirgslagen.

Um der Variabilität des schneehydrologischen Geschehens auch innerhalb der jeweiligen Untersuchungsgebiete gerecht zu werden, wurde ein semi-distributiver Ansatz eingesetzt. Die Möglichkeiten zur Berücksichtigung topographischer und landnutzungsbedingter Einflüsse umfassen die Einteilung in Teileinzugsgebiete, Gebiete unterschiedlicher Hangexposition und in Waldgebiete. Bei geringmächtigen Schneedecken erweist sich der Waldeinfluß auf Schneedecken- und Abflußentwicklung als vernachlässigbar. Bei mächtigeren Schneeansammlungen zeigt sich dagegen der Waldeinfluß durch deutliche Ablationsverzögerungen gegenüber dem Freiland. Je steiler das Gelände, desto größer wird auch der modifizierende Einfluß von extremen Hangexpositionen. In steilen, bewaldeten Gebieten bewirkt der Einsatz der durch SMiM vorgesehenen Modulanpassungen ( $I_{FOR}$ ,  $I_{EXP}$ ) nachweislich eine Steigerung der Simulationsgüte. Dabei erwies sich die im Modul nach der Methode von BRAUN (1985) ermittelte Quantifizierung der effektiven Schneeeinterzeption als realistisch.

ad 3

Ist die entwickelte Modellstruktur robust?

Die Validierungsergebnisse in den beiden Untersuchungsgebieten stärken das allgemeine Vertrauen in die Struktur des Schneemoduls SMiM. Das Modul konnte in physikalisch schlüssiger Weise auf die jeweiligen Verhältnisse in den sehr unterschiedlichen Testgebieten eingestellt werden. Aus der Simulationsanalyse geht hervor, daß die notwendigen bzw. unvermeidbaren Interdependenzen von Parametern und Routinen nicht auf Kosten der Strukturstabilität des Moduls gehen. Gute Modellierungsergebnisse sind nicht über beliebige, sondern über physikalisch plausible Parametereinstellungen zu erzielen, was ebenfalls auf eine robuste Struktur des SMiM-Moduls schließen läßt.

ad 4

Konnte der Bedarf an Modelleingabedaten an das allgemein verfügbare Datenangebot angepaßt werden? Welche Informationen sind für SMiM-Modellanwendungen unerlässlich?

Der Datenbedarf des SMiM-Moduls orientiert sich an den im täglichen Maßstab verfügbaren hydro-meteorologischen Meßdaten der Standardmeßnetze in Deutschland (z.B. des DWD). Es sind keine Schneedeckenkennwerte als Eingabedaten erforderlich. Lediglich tägliche Niederschlagsreihen sowie tägliche Minimum- und Maximum-Temperaturen sind als Basiseingabe notwendig. Bei Berücksichtigung der Schneeverdunstung werden zusätzlich tägliche Datenreihen zur potentiellen Evaporation benötigt. Alle weiteren Angaben in der SMiM-Steuerdatei sind auch über empirische Erfahrungswerte abschätzbar.

Letztendlich kommt es neben der Verfügbarkeit entsprechender Daten auf die Zielsetzung der jeweiligen Untersuchung an, ob ein zusätzlicher Vergleich der simulierten Datenreihen mit beobachteten Schneedeckenkennwerten durchzuführen ist. Für die Entwicklung und Validierung eines Schneemodellierungswerkzeugs und für die dezidierte Beschreibung einzelner schneehydrologischer Teilprozesse werden beobachtete Schneevergleichsdaten für unerlässlich erachtet. So erweisen sich reine Abflußanalysen für die vorliegende Aufgabenstellung als nicht ausreichend. Es zeigt sich, daß Mängel

der Abflußkomponente des hydrologischen Trägermodells durch die Simulation des Schneedeckenspeichers kompensiert werden können und umgekehrt. Tatsächlich kann es also zu verdeckten Problemverschiebungen kommen, jedoch erfolgt dabei keine adäquate Simulation der (schnee-)hydrologischen Prozeßdynamik eines Gebiets. Geht es primär um die Anpassung der simulierten Abflußreihe an Pegelmeßwerte (z.B. für die Abflußvorhersage), ist auch ohne eine Schneevergleichsdatenbasis eine stimmige Abflußsimulation mit dem kombinierten Modellansatz aus SMiM und einem hydrologischen Trägermodell zu erzielen. Im Rückschluß kann das schneehydrologische Simulationsmodul nur soweit zur Güte der Abflußmodellierung beitragen, wie es die Abflußroutinen des jeweiligen Trägermodells erlauben.

Falls beobachtete Schneedeckenkennwerte verfügbar sind, wird jedoch grundsätzlich angeraten, diese zu Vergleichen mit simulierten Werten heranzuziehen. Dies gilt selbst dann, wenn die Daten nur punktuell, zeitweise und von benachbarten Stationen außerhalb des Untersuchungsgebiets vorliegen.

ad 5

Konnte die Kopplung an ein hydrologisches Trägermodell erfolgreich durchgeführt werden, und was ist notwendig für die Anwendung mit anderen hydrologischen Modellsystemen als dem hier eingesetzten *ACRU*-Modell?

Die guten Simulationsergebnisse der Modellierung mit dem kombinierten Modellansatz des hydrologischen Trägersystems *ACRU* mit dem Schneemodul SMiM lassen auf eine erfolgreiche Kopplung der beiden Modellansätze schließen. Das Modellierungssystem *ACRU* erwies sich insgesamt als gutes Trägermodell für das neu entwickelte Schneemodul SMiM. In beiden Testgebieten lassen sich durch die Integration des SMiM-Moduls noch verbesserte Simulationen gegenüber Anwendungen ohne Schneemodul feststellen.

Das aus einer Schneedecke austretende Schmelzwasser wird als Beitrag zum aktuellen Netto-Niederschlagsdargebot betrachtet. Deshalb wurde der Anknüpfungspunkt der SMiM-Hauptroutine innerhalb des hydrologischen Trägermodells so gewählt, daß die schneehydrologischen Berechnungen allen weiteren Prozeßbeschreibungen der Abflußbildung und -konzentration vorgeschaltet sind. Modelltechnisch konnte die Schneespeicherbilanzierung dabei als ‚alternative‘ Interzeptions-speicherberechnung aufgefaßt werden, da bei vorhandener Schneebedeckung keine Regeninterzeption auf Boden- oder Pflanzenoberflächen stattfinden kann. Es wird davon ausgegangen, daß die meisten hydrologischen Modelle über Routinen zur Interzeptionsberechnung verfügen, die somit als potentielle Schnittstelle für das Schneemodul dienen können.

Insgesamt bedarf es für eine Anwendung des SMiM-Moduls mit anderen hydrologischen Modellen (als dem hier verwendeten Modell *ACRU*) vor allem der Anpassung der Modellumgebung. So ist die grundlegende Flächendifferenzierung in Teileinzugsgebiete für die Anwendung des Schneemoduls SMiM an die des *ACRU*-Modells angelehnt. Bei einer Integration in andere hydrologische Modellsysteme mit z.B. Rasterauflösung ist das Einlesen von Teilgebietsinformationen (Steuerdatei *INSNOW*) programmtechnisch anzupassen. Auch für die Berücksichtigung der Geländehöhe durch Temperaturgradienten übernimmt SMiM die verfügbare Routine des *ACRU*-Modells. Ist eine solche Anpassung in anderen Trägersystemen nicht verfügbar, bedarf es der zusätzlichen Integration dieser Komponente. Für die Kompatibilität von Trägermodell und schneehydrologischer Routine ist zudem die Angleichung des Berechnungszeitschritts erforderlich.

ad 6

Wo liegen die Möglichkeiten und Grenzen des temperaturbasierten, täglichen Modellierungsansatzes?

Der vorliegende Ansatz zeichnet sich dadurch aus, daß trotz geringer Datenanforderungen sehr gute Gesamtsimulationsergebnisse erzielt werden können. Im Gegensatz zu hochauflösenden Forschungsmodellansätzen ist das SMiM-Modul im Einzugsgebietsmaßstab einsetzbar, ohne, daß der Datenbedarf erheblich gesteigert würde. SMiM verfügt über strukturell vorgesehene Anpassungen an die variablen schneehydrologischen Verhältnisse des Mittelgebirgsraums, die nachweislich eine adäquate schneehydrologische Modellierung in der naturräumlich heterogenen Region zulassen. Aufgrund einer variablen Komponentenstruktur erlangt der Ansatz eine hohe Reichweite, durch die auch erfolgreiche Anwendungen außerhalb der Mittelgebirge erwartet werden können.

Die Grenzen des Modellierungsansatzes werden vor allem durch die zeitliche und räumliche Auflösung sowie durch die vereinfachende temperaturbasierte Konzeption bestimmt. Ob diese Grenzen ins Gewicht fallen ist von der jeweiligen Zielstellung der Modellanwendung abhängig. Für die Aufgabenstellung der vorliegenden Untersuchung reichen die raum-zeitlichen Diskretisierungsmöglichkeiten und der temperaturbasierte Modellansatz aus. Als limitierende Faktoren bei der Simulation mit dem Schneemodul SMiM können die hohe Variabilität der Niederschlagszusammensetzung und die Komplexität des Prozesses der Niederschlagstransmission und deren Auswirkungen auf die Schmelzdynamik betrachtet werden. Vor allem eine detaillierte physikalische Beschreibung der oft energetisch gesteuerten schneedeckeninternen Prozesse ist mit dem SMiM-Modul nur sehr begrenzt möglich. Für eine genauere Erfassung einzelner Teilprozesse innerhalb des schneehydrologischen Gesamtsystems sind Verfeinerungen des zeitlichen und räumlichen Modellierungsmaßstabs erforderlich. Diese Anforderung muß jedoch durch weiterführende Erkenntnisse in der schneephysikalischen Grundlagenforschung und eine verbesserte Verfügbarkeit räumlich-zeitlich hoch aufgelöster hydro-meteorologischer Daten und Geländeinformationen für die Modellierung begleitet sein.

Aufgrund der vorstehenden Ausführungen kann konstatiert werden, daß die am Beginn der Untersuchung aufgestellten Schwerpunktzielsetzungen durch die vorliegenden Arbeitsergebnisse erreicht wurden.



## 7 Schlußbetrachtung und Ausblick

Durch die vorliegende Untersuchung wird ein Beitrag zur Beschreibung und Erfassung der komplexen schneehydrologischen Dynamik im Mittelgebirgsraum geleistet. Mit Hilfe der Modellerweiterung SMiM kann die quantitative Einflußnahme der Schneedeckendynamik auf das Gesamtabflußgeschehen simuliert werden. Vor allem in den höheren Lagen der Mittelgebirge mit ihren teils saisonalen, mächtigen Schneedecken ist eine Erfassung der Abflußdynamik nur möglich unter Berücksichtigung der Schneehydrologie. In den unteren und mittleren Mittelgebirgslagen sind die jährlichen Schneebedeckungen nicht gleichermaßen hoch. Es kann aber aufgezeigt werden, daß sie auch dort aufgrund einer flächenhaften, weiträumigen Ausdehnung erheblichen Einfluß auf den winterlichen Wasserhaushalt nehmen. Gerade bei geringmächtigen, temperierten Schneedecken können selbst geringe Temperaturveränderungen zu überproportionalen Modifikationen der örtlichen schneehydrologischen Dynamik führen, die sich in einer verminderten Schneerücklage und einer winterlichen Abflußspitzenverschärfung niederschlagen. Dieser Sachverhalt weist auch auf die potentielle Sensibilität der Abflußdynamik des ausgedehnten Mittelgebirgsraums für Klimaveränderungen hin. Eine Quantifizierung des Effekts der flächenhaften Ablation geringmächtiger Schneedecken als Determinante der Hochwasserentstehung in größeren Gebieten steht noch aus.

Nach dem derzeitigen Wissensstand ist infolge des kontrovers diskutierten Klimawandels im mitteleuropäischen Raum eine Verstärkung extremer Wetterlagen zu erwarten. Im Zuge dessen kann auch häufiger mit Regenniederschlägen während winterlicher Schneebedeckungsphasen gerechnet werden. Jüngere Prozeßstudien weisen auf die bislang stark unterschätzte Einflußnahme von Regenhöhe und -intensität auf die Schneedeckenentwicklung und -schmelze hin. Auch durch die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchung kann der erhebliche Effekt von Regenwassereintrag und dessen Transmission auf die Schmelzdynamik aufgezeigt werden. Es deutet sich aber – wie in vielen anderen Modellansätzen – an, daß diese Erkenntnisse noch nicht in angemessener Weise modelltechnisch umgesetzt werden konnten, um die quantitative Erfassung der Regen-auf-Schnee-Dynamik auf Einzugsgebietsebene zu ermöglichen.

Ein denkbarer Grund für die mangelnde Berücksichtigung der Regendynamik in der Schneemodellierung ist auch darin zu sehen, daß in den Schwerpunktgebieten schneehydrologischer Forschung (d.h. im alpinen und polaren Raum) Regen-auf-Schnee-Ereignisse bislang nur eine untergeordnete Rolle spielten. Auch als Folge der Diskussion um die möglichen Auswirkungen von Klimaveränderungen sind hier in jüngerer Zeit erhöhte Forschungsanstrengungen erkennbar. Im Hinblick auf die adäquate modelltechnische Erfassung des Regeneinflusses auf die Schneedeckendynamik besteht jedoch nach wie vor Forschungsbedarf. In der Grundlagenforschung und für punkthafte Darstellungen dieser Prozeßdynamik bleiben zeitlich und räumlich hochaufgelöste energetische Verfahren den hauptsächlich temperaturbasierten schneehydrologischen Ansätzen überlegen. Die Regionalisierung von lokal gewonnenen Erkenntnissen ist jedoch noch immer problematisch. Für die vorliegende Problemstellung einer flächendeckenden und kontinuierlichen Simulation der schneehydrologischen Prozeßdynamik in einem heterogenen Zieluntersuchungsraum ist der angewendete temperaturbasierte Modellierungsansatz auf Tageswertbasis als eine adäquate Methode zu bezeichnen.

Neben den grundsätzlichen Einschränkungen, die die physikalische Repräsentanz eines jeden Modellansatzes betreffen, erweisen sich in der hier durchgeführten schneehydrologischen Modellierung einmal mehr

- die Verfügbarkeit räumlich-zeitlich adäquater Eingabedaten und
- die bestehenden Methoden für eine angepaßte Regionalisierung von Eingabedaten und punktbezogenen Erkenntnissen

als limitierende Faktoren bei der Modulentwicklung.

Der bei der Anwendung des Schneemoduls SMiM durch das hydrologische Trägermodell *ACRU* vorgegebene tägliche Modellierungszeitschritt erweist sich hier als grösste zeitliche Auflösung, die noch zur Beschreibung der schneehydrologischen Dynamik vor allem in kleinen Gebieten und bei geringmächtigen Schneedecken mit hoher Schmelzbereitschaft aussagekräftige Ergebnisse erlaubt. Um die Modellierungsergebnisse der wechselhaften schneehydrologischen Bedingungen im Mittelgebirgsraum entscheidend aufzuwerten, ist eine verbesserte zeitliche Datengrundlage notwendig. Diesem Bedarf steht jedoch noch immer eine vergleichsweise geringe Verfügbarkeit höher aufgelöster schneebezogener Eingabedaten gegenüber. Unter dem Aspekt einer effizienteren Hochwasservorhersage planen die Wasserwirtschaftsverwaltungen der Länder daher in Zusammenarbeit mit dem Deutschen Wetterdienst (DWD) die verstärkte Einrichtung von Schneesondermeßnetzen, die sich an den Einzugsgebieten größerer Vorfluter orientieren. Auf diesem Wege soll eine verbesserte räumliche und zeitliche Datenbasis geschaffen werden, die an die Eingabebedürfnisse des im operationellen Dienst einzusetzenden Schneemodells des DWD (*SNOW-D*) angepaßt ist. Sollten diese Meßnetze flächendeckend umgesetzt und verfügbar gemacht werden, wird auch die Simulation mit anderen (schnee-) hydrologischen Modellierungsansätzen davon profitieren können.

Um eine erhöhte räumliche Anpassung von Einzugsgebietssimulationen zu ermöglichen, weisen fast alle umfassenden hydrologischen Modellierungssysteme eine distributive oder semi-distributive Modellstruktur auf. Durch verschiedene Gebietsdiskretisierungsmethoden (z.B. Hydrological Response Units [HRU], Raster, Triangulated Irregular Networks [TINs], Teileinzugsgebiete) werden zum einen verbesserte Anpassungen von Modellparametern an Teilgebietseinheiten mit ähnlicher hydrologischer Reaktion angestrebt; Zum anderen dienen die abgegrenzten Teilflächen unterschiedlicher Größe der Regionalisierung der als Punktwerte verfügbaren Eingabedaten. Für die vorliegende schneehydrologische Modellanwendung wurde ein semi-distributiver Ansatz angewandt, bei dem Teileinzugsgebiete die Basis für Geländeunterteilungen darstellen. Aufgrund der festgestellten räumlich sehr variablen Schneedeckendynamik auch innerhalb der Einzugsgebiete ist bei Simulationen auf der Basis kleinerer Teileinheiten eine verbesserte Wiedergabe der tatsächlichen Gegebenheiten zu erwarten. Ein Beispiel aus dem im Rahmen dieser Arbeit näher untersuchten kleinen Gebiet von Schmücke und Steinbach (Thüringer Wald, 4.16.km<sup>2</sup>) weist jedoch darauf hin, daß Verkleinerungen der modellierten Gebietseinheiten mit einer Anpassung der zeitlichen Modellauflösung einhergehen müssen, um signifikante Simulationsverbesserungen erzielen zu können. So weicht hier die Güte der Abflußsimulationen mit dem täglichen, teileinzugsgebiets-bezogenen *ACRU/SMiM*-Ansatz nicht wesentlich von den Ergebnissen mit dem ebenfalls täglichen, räumlich jedoch deutlich höher aufgelösten HRU-basierten PRMS/MMS-Modell (vgl. LEAVESLEY ET AL. 1983; MICHL 1999) ab.

Zukunftsträchtig im Hinblick auf die Verbesserung der räumlich-zeitlichen Datengrundlage für die (schnee-) hydrologische Modellierung erscheinen Entwicklungen, die mit Hilfe moderner Techniken bereits eine flächenhafte und zeitlich hochaufgelöste Datenaufnahme (z.B. Fernerkundung, Radar) ermöglichen. Daran anknüpfend sind EDV-gestützte Methoden zum direkten Einlesen flächendifferenzierter Daten und zur Attributierung von Gebietseinheiten richtungsweisend. Noch bleiben aber Quantität, Qualität und die angepaßte zeitliche Auflösung der verfügbaren Daten die limitierenden Faktoren für jede Anwendung und Zielsetzung.

Die vielversprechenden Ergebnisse mit dem entwickelten schneehydrologischen Modellierungswerkzeug SMiM lassen eine Ausdehnung seines Anwendungsspektrums über den hier dargestellten Rahmen hinaus denkbar werden. Durch Anwendungen in anderen Gebieten und in Verbindung mit verschiedenen hydrologischen Trägermodellen sind weitere Modulverbesserungen im Hinblick auf die gezielte Anpassung an einzelne schneehydrologische Systemzusammenhänge und bezüglich einer gesteigerten Anwenderfreundlichkeit anzustreben.

## 8 Zusammenfassung

Flächenmäßig machen die Mittelgebirgsregionen und deren unmittelbare Vorländer den größten Teil des Bundesgebietes aus. Hier kommt es zwar nicht überall zur Ausbildung mächtiger Schneedecken, in Schmelzsituationen werden jedoch großflächig erhebliche Mengen Schmelzwassers freigesetzt, die binnen kürzester Zeit abflußwirksam werden können. Nicht zuletzt deshalb werden die Mittelgebirge auch als Hochwasserentstehungsgebiete klassifiziert. Die mitteleuropäischen Abflußregime sind nicht allein von Schmelzwasserabflüssen bestimmt. Die schneehydrologischen Prozesse in den mittleren Höhenlagen wirken sich aber stark auf die Abflüsse während der Winter- und Frühjahrsmonate aus. Aufgrund der großen Flächenausdehnung der Mittelgebirge und ihrer Relevanz für die winterliche Abflußdynamik ist die Nachfrage nach angepaßten schneehydrologischen Simulationswerkzeugen für den Mittelgebirgsraum hoch.

Viele hydrologische Modellierungssysteme verfügen über integrierte Schneeroutinen. Daneben existieren bereits eine Reihe eigenständiger Schneemodelle (vgl. WMO 1986). Bei der Anwendung in unteren und mittleren Mittelgebirgslagen zeigen sich Simulationschwächen dieser Ansätze (vgl. BRAUN/LANG 1986; MÜLDERS 1992; DAAMEN 1993; LÜLLWITZ 1993), was vor allem auf schwer einzuschätzende wechselhafte Witterungsbedingungen und eine hohe naturräumliche Heterogenität dieser Gebiete zurückgeführt wird. Hinzu kommt ein oft hoher Bedarf an zeitlich-räumlich hoch aufgelösten Geländeinformationen sowie hydrometeorologischen und schneehydrologischen Eingabedaten, der in weiten Teilen der Mittelgebirge nicht durch die Standardmeßnetze gedeckt werden kann.

Die vorliegende Untersuchung macht es sich deshalb zur Aufgabe, ein schneehydrologisches Modellierungswerkzeug zu erstellen, das eine adäquate Anpassung an die winterlichen Verhältnisse in Einzugsgebieten der Mittelgebirge zuläßt. Gleichzeitig orientieren sich die Datenanforderungen des Modellansatzes an standardmäßig verfügbaren Meßdaten. Ausgangspunkt der Modellentwicklung ist eine Darstellung der **Grundzüge schneehydrologischer Prozeßdynamik**, aus der **charakteristische Merkmale der Schneehydrologie in den Mittelgebirgen** abgeleitet werden. Daraufhin werden auf der Basis von Literaturstudien und der **Diskussion bestehender Modellansätze** geeignete modelltechnische Routinen und Algorithmen identifiziert, die in der Lage sind, die Heterogenität des Zieluntersuchungsraums zu berücksichtigen und die variable Schneedynamik zu erfassen. Um ein umfassendes **schneehydrologisches Simulationswerkzeug** zu erhalten werden die ausgewählten Algorithmen in adäquater Weise verknüpft. Durch die **Integration in ein hydrologisches Modellsystem** wird das entwickelte Schneemodul schließlich in Mittelgebirgsgebieten verschiedener Höhenlagen angewendet und validiert.

### *Untersuchungsgebiete*

Für die schneehydrologische Simulation und die Validierung des Schneemoduls werden zwei Untersuchungsgebiete aus verschiedenen Höhenlagen, mit unterschiedlicher klimatischer Ausrichtung, Größe und Landnutzung herangezogen. Auf diese Weise können abweichende Ausprägungen schneehydrologischer Dynamik innerhalb des Zieluntersuchungsraums untersucht werden. In den ausgewählten Gebieten sind zudem tägliche hydrometeorologische Meßdatenreihen, ausreichend Geländeinformationen sowie tägliche Punktmeßwerte der Schneehöhen, vereinzelt auch der Schneedichten verfügbar.

Das 216 km<sup>2</sup> große Einzugsgebiet des Brölbachs (Bergisches Land, Nebenfluß der Sieg) zählt mit einer mittleren Geländehöhe von ca. 235 m ü.NN zu den unteren Mittelgebirgslagen. Im Brölgebiet herrscht die Grünlandnutzung vor. Bei einem langjährigen Mittel des Jahresniederschlags von durchschnittlich ca. 1100 mm betragen die Jahresmitteltemperaturen im Beobachtungszeitraum 1970 bis

1990 ca. 10.3°C. Der charakteristische Abflußgang der Bröl ist niederschlagsabhängig und nur im Winter und Frühjahr durch sporadisch auftretende Schneeschmelzabflüsse überlagert. Der mittlere Abfluß aus dem Brölgebiet beträgt ca. 1.7 mm/d (= ca. 4.3 m<sup>3</sup>/s). Die Schneedeckendynamik weist hier eine hohe zeitliche und räumliche Variabilität auf. Kennzeichnend sind mehrere alternierende Schneeauf- und abbauphasen während eines Winters. Dabei liegt die Dauer der einzelnen Schneebedeckungsphasen zwischen einem Tag und mehreren Wochen.

Beim zweiten Untersuchungsgebiet handelt es sich um die Kombination der Einzugsgebiete des Steinbachs (1.26 km<sup>2</sup> Gebietsfläche) und der Schmücke (2.90 km<sup>2</sup>) im westlichen Kammbereich des Thüringer Waldes. Die beiden Quellbäche der Wilden Gera (Gera-Unstrut-Saale-Elbe-System) sind mit Geländehöhen von ca. 700-1000 m ü.NN den oberen Mittelgebirgslagen zuzurechnen. Das Testgebiet ist fast ausschließlich von forstwirtschaftlich genutzten Nadelwäldern bedeckt. Im Gebietsdurchschnitt liegt hier das langjährige Mittel der Jahresniederschlagssummen bei etwa 1325 mm, das der Lufttemperatur bei etwa 4.9 °C. Die mittlere Abflußhöhe aus beiden Gebietsteilen zusammen beträgt etwa 3.0 mm/d (ca. 0.14 m<sup>3</sup>/s). Der charakteristische Abflußgang der Bäche ist in den Sommer- und Herbstmonaten pluvial, im Winter und Frühjahr nival geprägt. Räumliche Verteilung sowie Auf- und Abbau der Schneedecke haben eine hohe Bedeutung für den Gesamtwasserhaushalt des Untersuchungsgebiets. Regelmäßig saisonale Schneebedeckungen von Mitte/Ende November bis Ende April und durchschnittlich 135 Schneetage > 1 cm Schneehöhe im Jahr weisen auf die subalpinen Züge des Gebiets hin. Als die steuernden Größen der komplexen hydrologischen Dynamik des Untersuchungsgebiets sind mächtige pleistozäne Deckschichten, die Hangwasserdynamik und Schneehydrologie zu bezeichnen.

### *Forschungsstandsdiskussion*

Ausgangsbasis für die Bearbeitung der vorliegenden Problemstellung bildet eine Analyse des schneehydrologischen Forschungsstands. Die behandelten grundlegenden Aspekte und Prozesse, die die schneehydrologische Dynamik ausmachen sind

- die Niederschlagsform und der jeweilige systematische Meßfehler für Regen-, Schnee- und Mischniederschläge;
- die wichtigsten Schneeeigenschaften Schneewasseräquivalent, Schneedichte, Schneehöhe, Retentionsfähigkeit für flüssiges (= freies) Wasser;
- der Wärme- und Massenhaushalt einer Schneedecke;
- die dynamischen Prozesse des Schneedeckenaufbaus (Akkumulation), der Entwicklung der Schneedecke mit der Zeit (Metamorphose, Setzung) und des Abbaus durch Schmelze und Evaporation (Ablation).

Die Prozesse des Schneedeckenauf- und -abbaus prägen die Abflußdynamik im Winter und Frühjahr. Regionale Unterschiede der durch Schneerücklagen beeinflussten Abflußregime wirken sich auf die Regelmäßigkeit, die zeitliche Verteilung und das Volumen der Abflüsse aus. In hochalpinen Lagen kommt es über einen Zeitraum von Monaten (i.d.R. zwischen Spätfrühjahr und Sommer) zu Schmelzabflüssen, die mehr oder weniger ausgeprägte Tagesgänge aufweisen. Dagegen bedingen in außeralpinen mitteleuropäischen Gebieten weniger mächtige Schneedecken und unbeständige Witterungsverhältnisse eine geringere Dauer (Tage bis Wochen) und Regelmäßigkeit der schneeinduzierten Abflüsse.

Konzepte und Strukturen der existierenden schneehydrologischen Modelle orientieren sich an der jeweiligen Zielsetzung. In erster Linie können hochaufgelöste deterministische Ansätze, die für wissenschaftliche Fragestellungen herangezogen werden, von konzeptionellen anwendungsorientierten Verfahren unterschieden werden. Der Massenhaushalt einer Schneedecke wird dabei in fast allen Fällen über den Wärmestrom zu und von der Schneedecke bilanziert. Dies geschieht über energetische oder temperaturbasierte Verfahren (Ausnahme SHE-Modell mit beiden Methoden). In den

energetischen Ansätzen werden die für schneedeckeninterne Umwandlungsprozesse und das Einsetzen von Schmelzprozessen verantwortlichen Wärmeströme durch detaillierte Energiebilanzterme beschrieben. In temperaturbasierten Ansätzen wird vereinfachend die Lufttemperatur als komplexer Informationsträger zur Ermittlung von Akkumulations- und Ablationsprozessen genutzt. Ein in der Regel extensiver Datenbedarf energetischer Modellansätze führt dazu, daß in der anwendungsbezogenen Hydrologie bevorzugt Temperatur-Index- bzw. Grad-Tag-Faktor-Methoden eingesetzt werden (z.B. SRM, HBV, SNOW-D). Eigenständige Schneemodelle (z.B. SRM, SNOW-D) stehen Schneemodulen gegenüber, die eine Teilkomponente von Niederschlag-Abfluß- oder Wasserhaushaltsmodellen bilden (z.B. HBV, HSPF, NASIM, PRMS/MMS, SHE; WASIM-ETH). Je nach Zielsetzung umfassen die verschiedenen Schneemodelle über Ansätze unterschiedlicher raum-zeitlicher Komplexität die Prozesse der Schneeakkumulation, -entwicklung und -schmelze.

### *Schneehydrologische Merkmalsbildung für den Landschaftsraum 'Mittelgebirge'*

Die Ableitung modellierungstechnisch relevanter Merkmale der schneehydrologischen Prozeßdynamik in den Mittelgebirgen setzt voraus, den Landschaftsraum sowohl inhaltlich durch charakteristische Eigenschaften als auch räumlich gegenüber anderen schneebeeinflussten Regionen abzugrenzen. So ist eine Charakterisierung in erster Linie über die Geländehöhen möglich, die sich von etwa 100 bis auf etwa 1000 m ü.NN erstrecken. Hauptdeterminante für die Ausprägung der schneehydrologischen Prozeßdynamik sind entsprechend die verschiedenen Geländehöhen. Eine hohe raumzeitliche Schneedeckenvariabilität ist als weiteres prägendes Merkmal hervorzuheben. Typisch für niedere Mittelgebirgslagen (100 bis 400 m ü.NN) sind temperierte Schneebedeckungen von kurzer Dauer und geringer Mächtigkeit. Die Lufttemperatur schwankt vielfach um den Gefrierpunkt, was häufig zu Mischniederschlagsereignissen führt. In den höheren Lagen (700 – 1000 m ü.NN) stellen sich dagegen teils saisonale Schneebedeckungen subalpiner Ausprägung ein. Trotz eindeutigerer Temperaturverhältnisse mit zunehmender Geländehöhe, sind aufgrund der wechselhaften Witterungsbedingungen in allen Mittelgebirgslagen Regen-auf-Schnee-Ereignisse ein hervorstechendes Merkmal der schneehydrologischen Dynamik. Charakteristisch sind in der Folge regeninduzierte Schmelzabflüsse, durch die es zu jeder Zeit des Winters zur rapiden Erhöhung der Abflußvolumina und Hochwasserentstehung kommen kann. Weiterhin kennzeichnend ist der überdurchschnittlich hohe Waldanteil der europäischen Mittelgebirge, der in Deutschland für Gebiete über 200 m ü.NN mehr als 50% beträgt. Der Wald wirkt sich durch eine hohe Schneeeinterzeption und verminderte Schneebedeckungen am Boden auf die Schneehydrologie aus.

### *Modelltechnische Umsetzungen*

Die Heterogenität des Untersuchungsraums *Mittelgebirge* erfordert einen räumlich und zeitlich variablen Modellansatz. Dabei stellt eine eingeschränkte Datenverfügbarkeit den limitierenden Faktor für den Komplexitätsgrad und die raum-zeitliche Auflösung des entwickelten Schneemoduls dar. Das schneehydrologische Simulationswerkzeug SMiM (**S**chneem**o**dellierung **i**m **M**ittelgebirgsraum) ist als ein semi-distributives eigenständiges Modul für die Integration in hydrologische Einzugsgebietsmodelle (im folgenden als hydrologisches Trägersystem bezeichnet) konzipiert. Mit Hilfe von Modulkomponenten, die verschiedene Teilprozesse des Gesamtsystems repräsentieren, wird sich der Komplexität des schneehydrologischen Geschehens in Einzugsgebieten der Mittelgebirge angenähert. Die Berechnungsansätze sind physikalisch basiert und konzeptionell verknüpft. Die grundlegende systematische Auffassung des Ansatzes folgt dem Wasserhaltekonzept, wonach der Speicherkapazität des Schneepakets für flüssiges Wasser eine Reglerfunktion für die zeitliche und mengenmäßige Determinierung der Wasseraustritte zukommt. Wasseraustritte aus der Schneedecke werden als Beitrag zum Netto-Niederschlagsaufkommen aufgefaßt, das durch die Routinen des hydrologischen Trägersystems weiterverarbeitet wird. Die jeweilige Gebietsanpassung und der Komplexitätsgrad des Moduls sind über eine Reihe von benutzerdefinierten Eingabeparametern und durch den optionalen Einsatz einzelner Modulkomponenten variabel handhabbar.

Aufgrund der begrenzten Datenverfügbarkeit und der angestrebten flächenhaften Anwendung wird ein temperaturbasierter Berechnungsansatz gewählt. Die zeitliche Auflösung der Modellierung orientiert sich an den Vorgaben des jeweiligen hydrologischen Trägersystems. Für die hier vorgenommene erste Implementierung des Moduls wird von einem täglichen Simulationszeitschritt ausgegangen. Der Datenbedarf des SMiM-Moduls ist auf die verfügbaren hydrometeorologischen Meßdaten der Standardmeßnetze in Deutschland abgestimmt. Tägliche Niederschlagshöhen sowie tägliche Minima und Maxima der Lufttemperatur bilden die notwendige Basiseingabe. Bei Berücksichtigung der Schneeverdunstung sind Tageswerte zur potentiellen Evaporation erforderlich. Alle weiteren in eine Steuerdatei einzugebenden schneerelevanten Angaben sind über empirische Erfahrungswerte abschätzbar. Beobachtete Schneedeckenkennwerte sind nicht obligatorisch für den Modelleinsatz. Die verfügbaren Punktmeßwerte von Schneeparametern dienen hier jedoch zur Modulvalidierung. Ansonsten können für die Überprüfung der Modellierungsergebnisse - wie in den meisten anderen schneehydrologischen Modellansätzen - auch Abflußmeßreihen herangezogen werden.

**Ausgabe des Schneemoduls** sind kontinuierliche Reihen

- des Schneewasseräquivalents (mm),
  - der Schneedichte ( $\text{g/cm}^3$ ),
  - der Schneehöhe (cm),
  - der Schneeverdunstung (mm),
  - der maximalen und aktuellen Retention flüssigen Wassers in der Schneedecke (mm),
  - der aktuellen Schmelzabflußhöhe (mm),
  - der aktuellen Höhe des Überschußwasseraustritts aus der Schneedecke und damit
  - der aktuellen Höhe des Netto-Niederschlagsaufkommens,
- die pro (Teil-) Gebiet und Zeitschritt simuliert werden.

Das Schneemodul SMiM umfaßt Berechnungsroutinen zur Ermittlung der Niederschlagszusammensetzung und Meßfehlerkorrektur, zur Beschreibung der relevanten Schneeeigenschaften und zur Erfassung der Schlüsselprozesse Schneeverdunstung, Schneeakkumulation, -entwicklung und -schmelze.

Bei der **Bestimmung der Niederschlagsform** (Submodul SNOCHK) werden durch die Einführung eines Grenztemperaturbereichs graduelle Veränderungen der Niederschlagszusammensetzung berücksichtigt, was die Simulation der in unteren Lagen dominanten Mischniederschlagsereignisse ermöglicht. Ausgehend von einem benutzerdefinierten Basis-Temperaturgrenzwert werden Niederschlagsform und Regenanteil von Mischniederschlägen in Abhängigkeit von den Tagesmaximum- und -minimumtemperaturen bestimmt. Die Basistemperatur zur Schnee- und Regen-Unterscheidung kann vom Grenzwert für das Einsetzen von Schmelzprozessen abweichen. Dies trägt dazu bei, daß der Einfluß mittelgebirgstypischer Mischwetterlagen bilanziert werden kann. Hierbei sorgen Temperaturen knapp oberhalb des Gefrierpunktes für Schnee- und Mischniederschläge, die eine temporäre Schneedeckenaufhöhung herbeiführen, während zeitgleich Schneeschmelzprozesse ablaufen. Für Schnee- und Mischniederschläge wird auf Tagesbasis eine angepaßte Korrektur des systematischen Meßfehlers vorgenommen. Neben der jeweiligen Niederschlagshöhe wird auch die modifizierende Wirkung des Windes auf die Niederschlagsmessungen an den Stationen einbezogen. Für reine Regenniederschläge wird eine Korrektur innerhalb des hydrologischen Trägersystems vorausgesetzt.

Der Beitrag der **Schneeverdunstung** zur Ablation ist gering. Lediglich der Evaporation von schneebedeckten Baumkronen kommt eine relativ hohe Bedeutung für die Einzugsgebietshydrologie zu. Aufgrund des hohen Flächenanteils von Waldgebieten im Mittelgebirgsraum verfügt der vorliegende Modellansatz über ein optional einsetzbares Submodul zur vereinfachten Berücksichtigung der Schneeverdunstung bzw. -sublimation (Submodul SNEVAP). Interzeptions- und Bodenschneespeicher werden getrennt behandelt. Dabei werden die vom Trägersystem ermittelten maximalen

Evaporationswerte in Abhängigkeit vom Grad der Schneebedeckung und von den jeweils verfügbaren Wasser- und Eisrücklagen des Schneepakets reduziert. Bei einer kompletten Baumkronenabdeckung mit Schnee wird von zunächst potentiellen Schneeverdunstungsraten ausgegangen. Die Raten unter Wald sind dagegen grundsätzlich gegenüber denen von Freilandschneedecken vermindert.

Kern des Schneemoduls SMiM sind die Submodule AKKU, META, METAW und MELT zur Erfassung von **Schneedeckenaufbau, -entwicklung und -schmelze**, auf die im folgenden näher eingegangen wird.

- Die schneehydrologisch wichtigste Größe ‚Schneewasseräquivalent‘ wird als primäre Eingangsvariable aus den registrierten und korrigierten Gebietsniederschlägen bestimmt, die somit als direktes Maß für den Neuaufbau oder die Erhöhung einer Schneedecke dienen. Die Prozesse des Schneedeckenaufbaus auf Baumkronen und am Boden werden durch das Submodul AKKU erfaßt, das nach Schnee- und Mischniederschlägen sowie bei vorhandener Schneedecke auch nach Regenniederschlägen aufgerufen wird. Flüssige Niederschlagsanteile werden als Beitrag zum Retentionswasser in der Schneedecke verstanden. Innerhalb eines Bilanzierungstages wird eine Zweiteilung des Schneepakets berücksichtigt, wenn es während einer Schneebedeckungsphase zu Neuschnee kommt. Die Schneehöhen des Gesamtpakets und der beiden Schneelagen werden aus dem (Teil-)Gebietswasseräquivalent und der zugehörigen aktuellen Schneedichte hergeleitet. Bei der Erfassung der Dichteigenschaften einer Schneedecke sind die initiale Neuschneedichte und die durch Umbildungsprozesse bereits modifizierte Schneedichte des existierenden Schneepakets unterschieden. Die initiale Neuschneedichte wird hier ebenso wie das Wasseräquivalent als primäre Eingangsgröße für die schneehydrologische Simulation betrachtet und als Funktion der Lufttemperatur ermittelt. Die aktuelle Gesamtschneedichte ergibt sich aus der gewichteten Mittelung der Neuschneedichte und der Schneedichte eines Altschneepakets.
- Die Schneedeckenentwicklung ist im Modell durch die Teilprozesse Schneedeckenverdichtung (Setzung) und die Modifikation der Retention freien Wassers in der Schneedecke dargestellt. Wie in den meisten nicht energetisch basierten Simulationsansätzen wird die aktuelle Schneedichte als komplexer Informationsträger für den Umbildungsgrad der Schneedecke und die Schmelzbereitschaft verwendet. Dabei werden sowohl zeitabhängige als auch vernässungsbedingte Verdichtungen einbezogen. Hinzu kommt eine an die Schneedichte und -vernässung geknüpfte dynamische Verminderung der Wasserhaltefähigkeit der Schneedecke. Der dynamische Prozeß der Regelation wird durch den Einbezug einer Routine zum Wiedergefrieren flüssiger Schneedeckenbestandteile einbezogen (Subroutinen REFRE, METAW, META).
- Der Schneeschmelzprozeß wird im wesentlichen durch den Netto-Wärmeaustausch des Schneepakets mit seiner Umgebung determiniert. Zur Beschreibung dieses Prozesses wird vereinfachend ein erweitertes Temperatur-Index-Verfahren eingesetzt, bei dem die Beziehung von Lufttemperatur und eines empirisch abgeleiteten Schmelzfaktors die Höhe des energetisch möglichen Schmelzaufkommens bestimmt (Submodul MELT). Der Schmelzfaktor wird als zusammenfassender Ausdruck verschiedener Einflußfaktoren auf die Schneeschmelze und damit der Schmelzbereitschaft eines Schneepakets gewertet. Bei den überwiegend temperierten Schneedecken der Mittelgebirgslagen verursacht jede weitere Energiezufuhr Schmelze, so daß bei mittleren Tageslufttemperaturen oberhalb eines benutzerdefinierten kritischen Temperaturwerts (Voreinstellung = 0°C) Schmelzprozesse einsetzen. Einstrahlungsbedingte saisonale Variationen der Schmelzbereitschaft sind durch monatlich variable Eingangswerte des Schmelzfaktors berücksichtigt. Modellintern wird der Schmelzfaktor danach sowohl kontinuierlich als auch ereignisorientiert modifiziert. Zu einer dynamischen Erhöhung des Faktors kommt es nach Regeneinträgen in die Schneedecke, bei maximaler Verdichtung und bei Vernässung; Wertverminderungen werden unter Wald einkalkuliert. Dabei sind zur Berücksichtigung unterschiedlicher Ablationsdynamiken mächtiger

und geringmächtiger Schneedecken zwei verschiedene Modi für den Verlauf der Schmelzfaktor-modifikation verfügbar.

Neben Schmelzbeginn und -verlauf ist das durch Wasserperkolat ion und -rückhaltung verzögerte **Einsetzen von Wasseraustritten** aus der Schneedecke von entscheidender hydrologischer Relevanz. In SMiM determiniert das Überschreiten der maximalen Rückhaltefähigkeit des Schneepakets für flüssiges Wasser den Zeitpunkt und die Höhe der Wasseraustritte aus der Schneedecke. Für die weitere Erfassung der Abflußbildung und -konzentration sind die Abflußroutinen des hydrologischen Trägermodells verantwortlich.

Der semi-distributive Modellansatz des SMiM-Moduls umfaßt strukturelle Möglichkeiten zur **räumlichen Differenzierung**. Die Geländehöhe wird über einen höhenabhängigen Temperaturgradienten berücksichtigt. Bei steilen Hanggradienten ist durch anpaßbare Lufttemperaturmodifikationen der Einfluß der Exposition auf die Schneedeckendynamik einbezogen. Spezielle Routinen zur Schneeinterzeption und verminderte Schmelzfaktoren für die Bodenschneedecken unter Wald beschreiben den Einfluß dichter Waldbestände auf die Schneedeckendynamik. Die modellstrukturellen Anpassungen an naturräumliche Unterschiede innerhalb eines Einzugsgebiets werden durch vorbereitende Gebietsdiskretisierungen eingesetzt, wodurch auch eine unterschiedliche räumliche Schneeverteilung und die Veränderung der schneebedeckten Fläche berücksichtigt sind.

### *Integration des Schneemoduls in ein hydrologisches Trägersystem*

Zur Implementierung des Schneemoduls SMiM in den Untersuchungsgebieten werden die einzelnen Komponenten des Schneemoduls als Teil eines umfassenden hydrologischen Einzugsgebietsmodells in dessen Programmcode eingepaßt. Dabei sind die Anknüpfungspunkte der Schneemodulkomponenten nach programmtechnischen Gesichtspunkten (z.B. Einbindung in Zeitschleifen) und Aspekten der hydrologischen Stimmigkeit ausgewählt. Nach Anpassung der Modellumgebung soll SMiM in jedes hydrologische Modellierungssystem integriert werden können. Es empfiehlt sich jedoch ein zumindest täglicher, semi-distributiver Modellierungsansatz. Für die vorliegende Untersuchung wird auf das agro-hydro-ökologische Modellierungssystem *ACRU* (**A**gricultural **C**atchments **R**esearch **U**nity; Version 325) zurückgegriffen, das an der Universität von Natal, Pietermaritzburg (Südafrika) entwickelt und bereits in verschiedenen Regionen der Erde als wasserwirtschaftliches Planungsinstrument eingesetzt wurde. Hierbei erwies sich die bislang nicht vorgesehene Berücksichtigung schneehydrologischer Prozesse als notwendig, um auch der Prozeßdynamik in Gebirgsregionen und in Klimazonen der mittleren nördlichen Breiten gerecht zu werden. Das Modell *ACRU* wurde ohne Schneekomponente bereits im Einzugsgebiet der Bröl angewendet, was eine gute Vergleichsbasis zur Validierung des Schneemoduls SMiM bietet.

### *Modellanwendung und -validierung*

Für die flächendifferenzierte Modellierung werden vorbereitend Gebietsdiskretisierungen auf der Basis von Geländeeigenschaften vorgenommen. Daran knüpfen sich systemorientierte Modelleinstellungen des kombinierten Modellansatzes von *ACRU* und SMiM für jede Teilgebietseinheit. In einem iterativen Prozeß werden durch eine Simulationsanalyse Einstellungsoptimierungen vorgenommen, die sich am jeweiligen Abflußsystem orientieren. Durch statistische und graphische Auswertungen wird für beide Gebiete die Repräsentanz der simulierten Abflußreihen für die tatsächliche Gebietsabflußdynamik untersucht. Mit Hilfe einer Komponentenanalyse des Schneemoduls wird ergänzend sichergestellt, daß die angestrebte Ausgewogenheit von Modellkomplexität und Effizienz erzielt wird.

Vor allem im hochgelegenen Untersuchungsgebiet des Thüringer Waldes mit einer nahezu subalpinen winterlichen Prozeßdynamik erweist sich die hydrologische Modellierung ohne Schneeberücksichtigung als unzulänglich. Im Brölgebiet, das die typischen sporadischen Schneebedeckungsphasen der unteren Mittelgebirgslagen aufweist, führt der Einsatz des Schneemoduls SMiM zur weiteren

Steigerung einer bereits hohen Simulationsgüte. In beiden Gebieten werden die Hauptschneedeckenkennwerte über den Verlauf einer Schneebedeckungsphase adäquat erfaßt. Dabei werden die Anzahl der Schneebedeckungsphasen und Schneedeckentage sowie die jeweiligen Schneebedeckungsdauern sehr gut dargestellt. Demnach können die unterschiedlichen Ausprägungen der schneehydrologischen Dynamik in den beiden Untersuchungsgebieten durch das Schneemodul SMiM erfaßt werden. Dabei bewirken die berücksichtigten Flächendifferenzierungen eine nachweislich verbesserte Anpassung an die heterogenen schneehydrologischen Verhältnisse innerhalb des Mittelgebirgsraums. Zudem sorgt die Möglichkeit, Art und Einsatz einzelner Modulkomponenten zu variieren für eine hohe Reichweite des Modellansatzes.

In beiden Untersuchungsgebieten ist eine korrekte Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung grundlegend für die Güte der Simulation. Die hier eingesetzte Methode zur Ermittlung der Niederschlagsform über ein Temperaturintervall hat sich für den sogenannten Regelfall bewährt. Insbesondere für einen täglichen Modellierungsansatz sind die erzielten Ergebnisse als sehr zufriedenstellende Anpassungen an variable Witterungsverhältnisse zu werten. In der Folge wird die Schneeakkumulation sowohl zeitlich als auch volumenmäßig gut nachvollzogen. Gemessen an der Komplexität und Variabilität der zu erfassenden Dynamik werden auch die Prozesse der Schneedeckenentwicklung und -schmelze in sehr zufriedenstellender Weise durch das Schneemodul SMiM erfaßt. Dennoch erweist sich die Bestimmung der Wasserhaltekapazität und der durch Regeneintrag bedingten strukturellen Umbildung der Schneedecke als kritisch für die Simulation mit dem vereinfachten temperaturbasierten Ansatz. Hier treten Defizite bei der Quantifizierung der durch Transmission bedingten Schmelzdynamik und der nachfolgenden Wasseraustritte aus der Schneedecke auf. Die besten Ergebnisse liefert das Schneemodul erwartungsgemäß bei klar zu unterscheidenden Schneedecken- auf- und -abbauphasen ohne Regeneinfluß.

Die Höhe der simulierten Schneeverdunstung ist sehr gering, so daß sie sich – wie in den meisten anderen bestehenden Simulationsansätzen - als nicht signifikant für die modelltechnische Darstellung des schneehydrologischen Geschehens der Gebiete erweist. Gleiches gilt für die Berechnungen zum Wiedergefrieren flüssiger Schneedeckenbestandteile, die keinen Einfluß auf die Gesamtsimulation haben.

Der vorliegende temperaturbasierte schneehydrologische Simulationsansatz zeichnet sich dadurch aus, daß trotz geringer Datenanforderungen gute Gesamtsimulationsergebnisse erzielt werden. Da diese guten Modellierungsergebnisse über physikalisch plausible Parametereinstellungen erzielt werden, ist von einer hydrologisch stimmigen und robusten Modellstruktur auszugehen.

### *Ausblick*

Weiterentwicklungen des SMiM-Modulansatzes und eine Ausdehnung seines Anwendungsspektrums sind angesichts der erzielten vielversprechenden Ergebnisse vorstellbar. Zu diesem Zweck sind Anwendungen in anderen Gebieten und in Verbindung mit verschiedenen hydrologischen Trägermodellen anzustreben. Für letzteres bedarf es vor allem einer Anpassung der Modellumgebung und gegebenenfalls der Programmiersprache (z.Zt. Fortran). Im Hinblick auf die Bestimmung der Niederschlagsart sind erhöhte Anpassungen durch den Einbezug von Luftfeuchtigkeits- oder von Radar-meßdaten denkbar. Eine verbesserte Annäherung an die Erfassung der regenbedingt erhöhten Schmelzdynamik erscheint mit Hilfe nicht-linearer Beziehungen zwischen Regeneintrag und gesteigerter Schmelzbereitschaft möglich, in die sowohl das Gesamtwasseräquivalent als auch die Höhe fester Schneedeckenbestandteile einbezogen würden. Dafür sind jedoch weitere empirische Untersuchungen erforderlich, die die physikalisch schlüssige Ableitung mathematischer Beziehungen dieser Art untermauern. Vor allem für Anwendungen im Einzugsgebietsmaßstab bestehen hier noch Forschungsdefizite. Insgesamt wäre eine höhere räumliche und zeitliche Auflösung des Ansatzes anzustreben. Programmtechnisch ist dies für das SMiM-Modul mit vertretbarem Aufwand zu reali-

sieren. Eine solche Weiterentwicklung wird jedoch durch die Verfügbarkeit grundlegender Eingabe- und Vergleichsdaten sowie adäquater Techniken zur Regionalisierung limitiert. Neue Möglichkeiten werden dahingehend durch moderne Fernerkundungstechniken in Verbindung mit Geographischen Informationssystemen und durch neue EDV-Techniken gesehen.

### *Schlußbetrachtung*

Die vorliegende Untersuchung leistet ein Beitrag zur Beschreibung und Erfassung der komplexen schneehydrologischen Dynamik im Mittelgebirgsraum. Es kann aufgezeigt werden, daß selbst geringmächtige Schneeansammlungen in niederen Lagen der Mittelgebirge aufgrund ihrerer weiträumigen Ausdehnung erheblichen Einfluß auf den winterlichen Wasserhaushalt nehmen. Selbst geringe Temperaturveränderungen führen hier zu überproportionalen Modifikationen der örtlichen schneehydrologischen Dynamik, die sich in einer verminderten Schneerücklage und einer winterlichen Abflußspitzenverschärfung niederschlagen. Dieser Sachverhalt weist auf die potentielle Sensibilität der Abflußdynamik des ausgedehnten Mittelgebirgsraums für Klimaveränderungen hin. Eine Quantifizierung des Effekts der flächenhaften Ablation geringmächtiger Schneedecken als Determinante der Hochwasserentstehung in größeren Gebieten steht noch aus. Von zentraler Bedeutung für die schneehydrologische Dynamik in der Mittelgebirgsregion ist die Einflußnahme von Regenhöhe und –intensität auf die Schneedeckenentwicklung und –schmelze. Auch aufgrund fehlender physikalischer Grundlagen sind hier - wie in vielen anderen Modellansätzen - diese Transmissionseffekte noch nicht in vollem Umfang modelltechnisch erfaßt. Daneben erweist sich in der hier durchgeführten schneehydrologischen Modellierung einmal mehr die Verfügbarkeit räumlich-zeitlich adäquater Eingabedaten als limitierender Faktor der Modulentwicklung und -anwendung.

## 9 Literaturverzeichnis

- Bahrenberg, G.E.; Giese, E. und J. Nipper (1990):** Statistische Methoden in der Geographie. Bd.1. Stuttgart.
- Balazs, A. (1983):** Ein kausalanalytischer Beitrag zur Quantifizierung des Bestands- und Nettoniederschlages von Waldbeständen. Verlag Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.
- Bathurst, J.C. (1986):** Sensitivity Analysis of the Système Hydrologique Européen for an Unplanted Catchment. In: *Journal of Hydrology* 87, 103-123.
- Baumgartner, A. und H.-J. Liebscher (1996):** Lehrbuch der Hydrologie. Band 1: Allgemeine Hydrologie. Quantitative Hydrologie. 2. Aufl., Verl. Gebr. Bornträger, Berlin, Stuttgart.
- Baumgartner, M.F. und A. Rango (1995):** A Microcomputer-Based Alpine Snow-Cover Analysis System (ASCAS). In: *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, Vol. 61, No. 12*, 1475-1486.
- Becker, A. (1992):** Methodische Aspekte der Regionalisierung. In: Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung der DFG. Weinheim, 16-32.
- Bende, U. (1994):** Abgrenzung von landnutzungsspezifischen Chemical Response Units (CHRUs) unter Verwendung eines GIS zur Regionalisierung der Stoffdynamik im Einzugsgebiet der Bröl. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn (unveröff.).
- Bengtsson, L. und V. P. Singh (2000):** Model Sophistication in Relation to Scales in Snowmelt Runoff Modeling. In: *Nordic Hydrology* 31, 267-286.
- Bergström, S. (1975):** The development of a snow routine for the HBV-2 model. In: *Nordic Hydrology* 6, 73-92.
- Bergström, S. (1991):** Principles and confidence in hydrological modelling. In: *Nordic Hydrology* 22, 123-136.
- Bergström, S. (1996):** The HBV Model. In: Singh, V.P. (ed.): *Computer Models of Watershed Hydrology*. Colorado, U.S.A, 443-476.
- Bernier, P.Y. (1985):** Variable source areas and storm-flow generation: An update of the concept and a simulation effort. In: *Journal of Hydrology* 79, 195-213.
- Beven, K. J. und M.J. Kirkby (1979):** A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. In: *Hydrological Sciences Bulletin* 24, 43-69.
- Blöschl, G. (1990):** Snowmelt simulation in rugged Terrain – The Gap between point and catchment scale approaches. In: *Wiener Mitt. Wasser, Abwasser, Gewässer* 91, 120 S..
- Blöschl, G. (1991):** The Influence of Uncertainty in Temperature and Albedo on Snowmelt. In: *Nordic Hydrology* 22, 95 -108.

- Blöschl, G. (1996):** Scale and Scaling in Hydrology. Habilitationsschrift. In: *Wiener Mitteilungen Wasser, Abwasser, Gewässer 132*, Wien.
- Blöschl, G. und R. Kirnbauer (1991):** Point snowmelt models with different degrees of complexity – internal processes. In: *Journal of Hydrology 129*, 127-147.
- Blöschl, G. und R. Kirnbauer (1992):** An Analysis of Snow Cover Patterns in a Small Alpine Catchment. In: *Hydrological Processes, Vol. 6*, 99-109.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R. und D. Gutknecht (1987):** Zur Berechnung des Wärmeeintrages an einem Punkt der Schneedecke. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 31, H. 5*, 149-155.
- Blöschl, G., Gutknecht, D. und R. Kirnbauer (1988):** Berechnung des Wärmeeintrages in die Schneedecke – Analyse des Einflusses unterschiedlicher meteorologischer Bedingungen. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 32, H. 1/2*, 34-39.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R. und D. Gutknecht (1990):** Modelling Snowmelt in a Mountainous River Basin on Event Basis. In: *Journal of Hydrology 113*, 207-229.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R. und D. Gutknecht (1991a):** A spatially distributed snowmelt model for application in alpine terrain. In: *Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1991), IAHS Publication No. 205*, 51-60.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R. und D. Gutknecht (1991b):** Distributed Snowmelt Simulations in an Alpine Catchment. 1. Model Evaluation on the Basis of Snow Cover Patterns. In: *Water Resources Research, Vol. 27, No. 12*, 3171-3179.
- Blöschl, G., Kirnbauer, R. und D. Gutknecht (1991c):** Distributed Snowmelt Simulations in an Alpine Catchment. 2. Parameter Study and Model Predictions. In: *Water Resources Research, Vol. 27, No. 12*, 3181-3188.
- Blüthgen, J. und W. Weischet (1980):** Allgemeine Klimageographie. Berlin.
- Bøggild, C. E. (2000):** Preferential Flow and Melt Water Retention in Cold Snow Packs in West-Greenland. In: *Nordic Hydrology 31*, 287-300.
- Braun, L.N. (1985):** Simulation of Snowmelt-runoff in Lowland and Lower Alpine Regions of Switzerland. In: *Zürcher Geographische Schriften, Heft 21*. (ETH) Zürich
- Braun, L.N. und H. Lang (1984):** Vergleich von Schneeschmelzmodellen mit unterschiedlicher Komplexität in zwei voralpinen Einzugsgebieten verschiedener Größe. In: *DVWK-Mitteilungen 7*, 77-90.
- Braun, L.N. und H. Lang (1986):** Simulation of snowmelt runoff in lowland and lower Alpine Regions of Switzerland. In: *IAHS Publication No 155*, 125-140.
- Braun, L.N. und M.B. Rohrer (1992):** Schneedeckenverteilung im mikro- bis mesoskaligen Bereich. In: Kleeberg, H.-B. (Hrsg.) *Regionalisierung in der Hydrologie. Ergebnisse von Rundgesprächen der DFG. DFG Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung*. Weinheim. 185-199.

- Brechtel, H.M. (1970):** Wald und Retention – Einfache Methoden zur Bestimmung der lokalen Bedeutung des Waldes für die Hochwasserdämpfung. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 14, H. 4, 91-103.
- Brechtel, H.M. (1979):** Wald und Schnee – Ergebnisse forsthydrologischer Schneemessungen in der Bundesrepublik Deutschland und der Schweiz. In: *Schriftenreihe des DVWK* 41.
- Brechtel, H.-M. und A. Balazs (1976):** Auf- und Abbau der Schneedecke im westlichen Vogelsberg in Abhängigkeit von Höhenlage, Exposition und Vegetation. In: *Beiträge zur Hydrologie, Heft 3*, Kirchzarten, 35-107.
- Brechtel, H.M. und J. v.Hoyningen-Huene (1979):** Einfluß der Verdunstung verschiedener Vegetationsdecken auf den Gebietswasserhaushalt. In: *DVWK-Schriften* 40, 172-223.
- Brechtel, H.-M., Rapp, J. und G. Scheele (1984):** Der Einfluß des Waldes und der Landnutzung auf Schneeansammlung und Schneeschmelze in den hessischen Mittelgebirgen. In: *DVWK-Mitteilungen* 7, 567-574.
- Büdel, J. (Hrsg.)(1977):** Klima-Geomorphologie. Gebr. Borntraeger, Berlin/Stuttgart.
- Buttle, J.M. und J.J. McDonnell (1987):** Modelling the areal depletion of snowcover in a forested catchment. In: *Journal of Hydrology* 90, 43-60.
- Ca'zorzi, F. und G. Dalla Fontana (1986):** Improved utilization of maximum and minimum daily temperature in snowmelt modelling. In: *IAHS Publication No. 155*, 141-150.
- Calder, I.R. (1990):** Evaporation in the Uplands. Wiley, Chichester.
- Colbeck, S.C. (1978):** The physical aspects of water flow through snow. In: *Advances in Hydrosience* 11, 165-206.
- Colbeck, S.C. (1987):** A review of the metamorphism and classification of seasonal snow cover crystals. Avalanches formation, movement and effects. In: *IAHS Publication No. 162*, 3-34.
- Colbeck, S.C.; Anderson, E.A.; Bissell, V.C.; Crook, A.G.; Male, D.H., Slaughter, C.W. und D.R. Wiesnet (1979):** Snow accumulation, distribution, melt and runoff. In: *EOS, vol. 60, no. 21*, 465-468.
- Colbeck, S.C.; Akitaya, E.; Armstrong, R.; Gubler, H.; Lafeuille, J.; Lied, K.; McClung, D. und E. Morris (1990):** The international classification for seasonal snow on the ground. IAHS, International Commission on Snow and Ice (ICSI), Wallingford.
- Caspar, J.W. und M. Krebs (1974):** Auswertung langjähriger Beobachtungen über Schneehöhen und Schneelasten. Abschlußbericht über das Forschungsprojekt. Deutscher Wetterdienst (DWD), Offenbach.
- Daamen, K. (1993):** Das hydrologische Flußeinzugsgebietsmodell HSPF und seine Anwendung im Einzugsgebiet der Bröl. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn (unveröff.).

- Danish Hydraulic Institute (1986):** Introduction to the SHE – Système Hydrologique Européen / European Hydrologic System. DHI, Horsholm.
- Dickison, R.B.B., Daugharty, D.A. und N.B. Fredericton (1984):** Influence of forest cover and forest removal on accumulation and melting of snow in an eastern Canadian catchment study. In: *DVWK-Mitteilungen* 7, 419-447.
- Dingman, S.L. (1994):** Physical Hydrology. Macmillan, New York.
- Dörffler, Ch. (1994):** Landnutzungsklassifikation auf der Grundlage von multispektralen und -temporalen Bilddaten für das Bröleinzugsgebiet zur Weiterverarbeitung in einem GIS. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn (unveröff.).
- Doorenbos, J. und W.O. Pruitt (1977):** Guidelines for Predicting Crop Water Requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 24, Rom.
- Dornberg, P. (1992):** Ermittlung des Gebietsniederschlags im Einzugsgebiet der Sieg. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn (unveröff.).
- Dunn, S.M. und R.J.E. Colohan (1999):** Developing the snow component of a distributed hydrological model: a step-wise approach based on multi-objective analysis. In : *Journal of Hydrology* 223, 1-16.
- Elling, W., Ohmayer, G. und H. Häckel (1990):** Schätzung der aktuell nutzbaren Wasserspeicherung des Wurzelraums von Waldbeständen. In: *Bayerisches Landwirtschaftliches Jahrbuch* 67., Sonderheft 1, München, 45-51.
- Ernstberger, H. und V. Sokollek (1984):** Einfluß unterschiedlicher Vegetationsbestände auf Schneedeckenentwicklung und Schneeschmelzabfluß in unteren Mittelgebirgslagen. In: *DVWK-Mitteilungen* 7, 317-329.
- Ernstberger, H. (1987):** Einfluß der Landnutzung auf Verdunstung und Wasserbilanz. Bestimmung der aktuellen Verdunstung von unterschiedlich genutzten Standorten zur Ermittlung der Wasserbilanz von Einzugsgebieten in unteren Mittelgebirgslagen Hessens. Beiträge zur Hydrologie. Kirchzarten.
- Ferguson, R.I. (1986):** Parametric modelling of daily and seasonal snowmelt using snowpack water equivalent as well as snow covered area. In: *IAHS Publication* 155, 151-161.
- Ferguson, R.I. (1999):** Snowmelt runoff models. In: *Progress in Physical Geography* 23, 2, 205-227.
- Flemming, G. und J. Gurtz (1983):** Berechnung der Schmelzwasserabgabe aus der Schneedecke in Einzugsgebieten des Mittelgebirges. In: *Wasserwirtschaft – Wassertechnik* 2, 64-66.
- Flügel, W.-A. (1979):** Untersuchungen zum Problem des Interflow. Messungen der Bodenfeuchte, der Hangwasserbewegung, der Grundwassererneuerung und des Abflußverhaltens im Versuchsgebiet Hollmuth/Kleiner Odenwald. Heidelberg Geogr. Arbeiten, H. 56. Heidelberg.

- Flügel, W.-A. (1996):** Hydrological Response Units (HRU's) as modelling entities for hydrological river basin simulation and their methodological potential for modelling complex environmental process systems. Results from the Sieg catchment. In: *Die Erde* 127, 42-62.
- Flügel, W.-A. (2000):** Systembezogene Entwicklung regionaler hydrologischer Modellsysteme. In: *Wasser und Boden* 52/3, 14-17.
- Flügel, W.-A.; Luckhaus, S. und H. Schöler (1991):** Wasserbilanzen, Stoffeintrag, -transport und Wechselwirkungen und regionale Modellierung des hydrologischen Prozeßgefüges im Einzugsgebiet der Sieg. In: Grunert, J. (Hrsg.): Geomorphologische Prozeßforschung und Landschaftsökologie im Bonner Raum. Arbeiten zur Rheinischen Landeskunde, H. 60. Bonn.
- Flügel, W.-A. und Th. Lüllwitz (1993):** Using a distributed hydrological model with the aid of GIS for comparative hydrological modelling of micro- and meso-scale catchments in the U.S.A and Germany. In: *IAHS-Publication No. 214*, 59-66.
- Gastinger, W. von (1957):** Ergebnisse der Standorterkundung im Staatlichen Forstbetrieb Eisfeld, 2. Band: Der Mittlere Thüringer Wald im Bereich der Staatlichen Forstbetriebe Eisfeld und Suhl. Technischer Bericht, Institut für Forsteinrichtung und Standorterkundung Potsdam, Abteilung Standorterkundung Arbeitsgruppe Weimar.
- Gellens, D.; Barbieux, K.; Schädler, B.; Roulin, E.; Aschwanden, H. und F. Gellens-Meulenberghs (2000):** Snow Cover Modelling as a Tool for Climate Change Assessment in a Swiss Alpine Catchment. In: *Nordic Hydrology* 31 (2), 73-88.
- Grabert, H. (1985):** Oberbergisches Land zwischen Wupper und Sieg. Sammlung Geologischer Führer, Bd.68. Berlin/Stuttgart.
- Granger, J.E. und R.E. Schulze (1977):** Incoming Solar Radiation Patterns and Vegetation Response: Examples from the Natal Drakensberg. In: *Vegetatio*, Vol. 35 (1), 47-54.
- Gray, D.M. und D.H. Male (1981):** Handbook of Snow: Principles, Processes Management and Use. Pergamon Press, Toronto, Canada.
- Gray, D.M. und T.D. Prowse (1993):** Snow and floating ice. In: Maidment, D.R. (ed.): Handbook of Hydrology, Ch.7. McGraw-Hill, New York, 7.1-7.58.
- Groebner, F.; Braun, H.; Gastinger, W.; Gralka, B.; Körner, W.; Richter, H. und J. Schramm (1980):** Erläuterungen zur Standortskarte des Staatlichen Forstbetriebes Suhl. Technischer Bericht, VEB Forstprojektorieung Potsdam, Betriebsteil Weimar.
- Gude, M. (1997):** Snow metamorphism – a review of the state of knowledge. In: *Proceedings of the EARSeL Workshop Remote Sensing of Land Ice and Snow*, University of Freiburg, Germany, April 1997, 1-5.
- Gude, M. und D. Scherer (1998):** Snowmelt and slushflows: hydrological and hazard implications. In: *Annals of Glaciology* 26, 381-384.
- Guttenberger, J. (1994):** Energetische Bedingungen für die Schneeverdunstung im Wald und im Freiland. In: *Forstliche Forschungsberichte München* 138, 150 S..

- Harding, R.J. (1986):** Exchange of Energy and mass associated with a melting snowpack. In: Proceedings of the Budapest Symposium, *IAHS Publication 155*, 3-15.
- Hashimoto, T., Ohta, T., Fukushima, Y. und Ishii, T. (1994):** Heat balance analysis of forest effects on surface snowmelt rates. In: Snow and Ice covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems, *IAHS Publication No. 223*, 247-258.
- Helmschrot, J. (1998):** Die Anwendung des Niederschlags-Abfluß-Modells MMS/PRMS in einem forstwirtschaftlich genutzten Quelleinzugsgebiet des Thüringer Waldes für den Versuchszeitraum 1979-1982 (unveröffentlichtes Studienprojekt an der Friedrich-Schiller-Universität Jena).
- Herrmann, A. (1973):** Wasservorräte in der Schneedecke eines nordalpinen Niederschlagsgebietes (Lainbachtal bei Benediktbeuern/Oberbayern). In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 17*, H. 6, 145-153.
- Herrmann, A. (1974):** Bedeutung der Variabilität von Schneedeckenparametern für die Messung der mittleren Wasserrücklage in der Schneedecke am Beispiel kleiner Testflächen. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 18.*, H. 1, 17-22.
- Herrmann, A. (1978):** Schneehydrologische Untersuchungen in einem randalpinen Niederschlagsgebiet (Lainbachtal bei Benediktbeuren/Oberbayern). In: *Münchner Geogr. Abhandlungen 22*.
- Herrmann, A. und R.G. Rau (1984):** Snow cover stores and winter runoff behaviour of a small basin in the German highlands. In: *DVWK-Mitteilungen 7*, 449-472.
- Hewlett, J.D. und A.R. Hibbert (1965):** Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. In: Sopper, W.E. and H.W.Lull (ed.): *Forest Hydrology*. Oxford/London, 275-290.
- Heydarpour, J. (1989):** Modeling Runoff in Semiarid Rangeland Watersheds. In: *Environmental Software, Vol. 4, No. 4*, 210-215.
- Hoos, L. (1936):** Die Oberflächenformen zwischen Agger und Sieg. Ein Beitrag zur Morphologie des Oberbergischen Landes. Dissertation an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn.
- v.Hoyningen-Huene, J. (1983):** Die Interzeption des Niederschlags in landwirtschaftlichen Pflanzenbeständen. In: *DVWK-Schriften 57*, 1-53.
- Ishii, T. und Fukushima, Y. (1994):** Effects of forest coverage on snowmelt runoff. In: Snow and Ice covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems, *IAHS Publication No. 223*, 237-245.
- James, L.D. (1991):** Learning by Parametric Modeling: Hydrologic Investigations of Utah Mountain Catchments. In: Bowles, D.S. und O'Connell, P.E. (ed.): *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, Vol. 345, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London, 571-587.
- Johanson, R.C. et al. (1984):** Hydrological Simulation Program - FORTRAN (HSPF): Users Manual For Release 8.0. Environmental Research Laboratory, Office for Research and Development, U.S. Environmental Protection Agency, Athens, Georgia 30613.

- Kattelmann, R. (1986):** Snow Compaction Effects on Nighttime Freezing. Proceedings of the Western Snow conference, Phoenix, Arizona, 168-171.
- Kattelmann, R. (1998):** Runoff generation during the early stages of snowmelt in the Sierra Nevada, California, U.S.A.. Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters. Poster Volume of the International Conference HeadWater '98, Meran, April 1998.
- Katwijk, V.F.v.; Rango, A. und A.E. Childress (1993):** Effect of Simulated Climate Change on Snowmelt Runoff Modeling in Selected Basins. In: *Water Resources Bulletin*, Vol. 29, No. 5, 755-766.
- Keller, H.M.; Strobel, Th. und F. Forster (1984):** Die räumlich zeitliche Variabilität der Schneedecke in einem schweizerischen Voralpentale. In: *DVWK-Mitteilungen* 7, 257-284.
- Kirnbauer, R. und G. Blöschl (1988):** Arbeiten an einem Schneeschmelzmodell zur Hochwasserfrühwarnung. In: *Österreichische Zeitschrift für Elektrizitätswirtschaft* 41 (8), 229-239.
- Kirnbauer, R.; Blöschl, G. und D. Gutknecht (1994):** Entering the era of distributed snow models. In: *Nordic Hydrology*, 25, 1-24.
- Kirnbauer, R.; Blöschl, G.; Waldhäusl, P. und F. Hochstöger (1991):** An analysis of snow cover patterns as derived from oblique aerial photographs. In: Snow, Hydrology and Forests in High Alpine Areas. Proceedings of the Vienna Symposium, August 1991, *IAHS Publication No. 205*, 91-99.
- Kleeberg, H.-B. und J. Cemus (1992):** Regionalisierung hydrologischer Daten - Definitionen. In: Regionalisierung in der Hydrologie. Mitteilung XI der Senatskommission für Wasserforschung der DFG. Weinheim. 1-15.
- Kleeberg, H.-B.; Mauser, W.; Peschke, G. und U. Streit (Hrsg.)(1999):** Hydrologie und Regionalisierung. Ergebnisse eines Schwerpunktprogramms (1992 bis 1998). Forschungsbericht / Deutsche Forschungsgemeinschaft. Weinheim.
- Klenke, M. (1997):** Aufbau eines hydrologischen Informationssystems für das Einzugsgebiet der Sieg: Erfassung von Landnutzungsstrukturen aus Fernerkundungsdaten. In: Dollinger, F. und Strobl, J. (Hrsg.) (1997): *Angewandte Geographische Informationsverarbeitung IX*, Salzburger Geographische Materialien, Heft 26, 303 - 308.
- Klenke, M. (1999):** GIS-gestützte Landnutzungsklassifikationen auf Grundlage von Daten passiver und aktiver Fernerkundungssensoren zur distributiven Flusseinzugsgebietsmodellierung. In: *Jenaer Geographische Schriften, Band 8*.
- Kuhn, M. (1984):** Physikalische Grundlagen des Energie- und Massenhaushalts der Schneedecke. In: *DVWK Mitteilungen* 7, 5-56.
- Kustas, W.P.; Rango, A. und R. Uijlenhoet (1994):** A simple energy budget algorithm for the snowmelt runoff model. In: *Water Resources Research*, Vol. 30, No. 5, 1515-1527.
- Kuusisto, E. (1980):** On the Values and Variability of Degree-Day Melting Factor in Finland. In: *Nordic Hydrology*, 11, 235-242.

- Kuusisto, E. (1986):** The energy balance of a melting snow cover in different environments. In: E.M. Morris (ed.): Modeling Snowmelt-Induced Processes. *IAHS Publication No. 155*.
- Landesamt für Wasser und Abfall Nordrhein-Westfalen (Hrsg.)(1992):** Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Rheingebiet, Teil III, Abflußjahr 1989.
- Leavesley, G.H. (1989):** Problems of snowmelt runoff modelling for a variety of physiographic and climatic conditions. In: *Hydrological Sciences Journal* 34 (6), 617-634.
- Leavesley, G.H., Lichty, R.W., Troutman, B.M. und L.G. Saindon (1983):** Precipitation-Runoff Modeling System: User's Manual. Water-Resources Investigations Report 83-4238, Denver, Colorado.
- Liedtke, H. und Marcinek, J. (Hrsg.) (1995):** Physische Geographie Deutschlands. Gotha 1995.
- Lüllwitz, Th. (1993):** Vergleichende Hydrologische Modellierung mit dem Modell PRMS unter Anwendung von Geographischen Informationssystemen. Dissertation an der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn.
- Lundberg, A.; Calder, I. und R. Harding (1998):** Evaporation of intercepted snow: measurements and modelling. In: *Journal of Hydrology* 206, 151-163.
- Lundberg, A. und H. Thunehed (2000):** Snow Wetness Influence on Impulse Radar Snow Surveys. Theoretical and Laboratory Study. In: *Nordic Hydrology* 31 (2), 89-106.
- Maidment, D.R. (ed.)(1993):** Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, New York.
- Maniak, U. (1993):** Hydrologie und Wasserwirtschaft. Eine Einführung für Ingenieure. Berlin, Heidelberg.
- Martinec, J. (1975):** Snowmelt runoff model for river flow forecasts. In: *Nordic Hydrology* 6, 145-154.
- Martinec, J. (1980):** Limitations in hydrological interpretation of snow coverage. In: *Nordic Hydrology* 11, 209-220.
- Martinec, J. und A. Rango (1981):** Areal Distribution of Snow Water Equivalent Evaluated by Snow Cover Monitoring. In: *Water Resources Research*, Vol. 17 (5), 1480-1488.
- Martinec, J. und A. Rango (1986):** Parameter values for snowmelt runoff modelling. In: *Journal of Hydrology* 84, 197-219.
- Martinec, J. und A. Rango (1991):** Indirect Evaluation of Snow Reserves in Mountain Basins. In: Snow Hydrology and Forests in High Alpine Areas. Proceedings of the Vienna Symposium, *IAHS Publication No.205*, 111-119.
- Martinec, J.; Seidel, K.; Burkart, U. und R. Baumann (1991):** Areal modelling of snow water equivalent based on remote sensing techniques. In: Snow Hydrology and Forests in High Alpine Areas. Proceedings of the Vienna Symposium, *IAHS-Publication No. 205*, 121-129.

- Martinec, J.; Rango, A. und R. Roberts (1992):** Rainfall-Snowmelt Peaks in a Warmer Climate. In: *Managing Water Resources During Global Change* (Am. Water Resources Ass.), November 1992, 195-202.
- Martinec, J.; Rango, A. und R. Roberts (1994a):** Modelling the Redistribution of Runoff Caused by Global Warming. In: *Effects of Human-Induced Changes on Hydrologic Systems* (Am. Water Resources Ass.), June 1994, 153-161.
- Martinec, J.; Rango, A. und R. Roberts (1994b):** Snowmelt Runoff Model (SRM) User's Manual (Updated Edition 1994, Version 3.2; ed. M.F. Baumgartner). Geographica Bernensia P29, Bern.
- Matthäus, H.; Rachner, M. und G. Schneider (1994):** Zum Extremverhalten des Niederschlagsdargebotes aus Schneeschmelze und Regen. Erste Ergebnisse. In: *Korrespondenz Abwasser 41, H. 10*, 1762-1764.
- Meuser, A. (1989):** Einfluß der Brachlandvegetation auf das Abflußverhalten in Mittelgebirgslagen. Quantifizierung der Wasserhaushaltskomponenten in kleinen Einzugsgebieten mittels des systemhydrologischen Abflußsimulationsmodells BRAWA. Beiträge zur Hydrologie, Kirchzarten.
- Michl, C. (1999):** Prozeßorientierte Modellierung des Wasserhaushalts zweier Einzugsgebiete im Thüringer Wald. Dissertation an der Friedrich-Schiller-Universität zu Jena.
- Michel, G. und K. Raacke (1957/1958):** Geologische und hydrogeologische Untersuchungen eines hydrologisch-meteorologischen Beobachtungsgebiets bei Oberhof-Gehlberg. In: *Wissenschaftliche Zeitschrift der Hochschule für Architektur und Bauwesen 3*, 171-180.
- Morris, E.M. (1982):** Sensitivity of the European hydrological system snow models. Hydrological aspects of Alpine and High Mountain Areas, Proceedings of the Exeter symposium. In: *IAHS Publication No. 138*, 221-231.
- Morris, E.M. (1991):** Physics-Based Models of Snow. In: Bowles, D.S. und O'Connell, P.E. (ed.): *Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems*. NATO ASI Series C: Mathematical and Physical Sciences, Vol. 345, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London, 85-112.
- Mülders, R. (1992):** Anwendung des NASIM-Modells zur hydrologischen Modellierung im Bröleinzugsgebiet. Diplomarbeit am Geographischen Institut der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität zu Bonn (unveröff.).
- Nakai, Y. Sakamoto, T., Terajima, T., Kitahara, H. und T. Saito (1994):** Snow interception by forest canopies: weighing a conifer tree, meteorological observation and analysis by the Penman-Monteith formula. In: *Snow and Ice covers: Interactions with the Atmosphere and Ecosystems*, *IAHS Publ. no. 223*, pp 227-236.
- Nakawo, M. und N. Hayakawa (ed.) (1998):** Snow and Ice Science in Hydrology. The 7<sup>th</sup> IHP (International Hydrological Programme) Training Course on Snow Hydrology, Nagayo, Japan 1998 (Published by IHAS, Nagayo University and UNESCO).
- Obled, Ch. und B. Rosse (1977):** Mathematical models of a melting snowpack at an index plot. In: *Journal of Hydrology 32*, 139-163.

- Pomeroy, J.W., Parviainen, J., Hedstrom, N. und D.M. Gray (1998a):** Coupled modelling of forest snow interception and sublimation. In: *Hydrological Processes* 12, 2317-2337. (Pomeroy et al.1998a)
- Pomeroy, J.W., Gray, D.M., Shook, K.R., Toth, B., Essery, R.L.H., Pietroniro, A. und N. Hedstrom (1998b):** An evaluation of snow accumulation and ablation processes for land surface modelling. In: *Hydrological Processes* 12, 2339-2367. (Pomeroy et al.1998b)
- Rachner, M. und H. Matthäus (1984):** Schneehydrologische Untersuchungsergebnisse in der DDR und deren Anwendung für wasserwirtschaftliche Zwecke. In: *DVWK-Mitteilungen* 7, 235-255.
- Rachner, M. und H. Matthäus (1986):** Project SNOW: operational estimation of snowcover development in the mountains of the German Democratic Republic. In: *IAHS-Publication No. 155*, 71-81.
- Rachner, M. und G. Schneider (1992):** Ermittlung extremer Werte des Niederschlagsdargebotes aus Schneeschmelze und Regen auf der Grundlage der langjährigen Potsdamer Reihe (1893 bis 1987). In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 36, H. 3/4, 115-119.
- Rachner, M.; Matthäus, H. und G. Schneider (1997):** Echtzeitvorhersage der Schneedeckenentwicklung und der Wasserabgabe aus der Schneedecke. Erste Ergebnisse aus dem Projekt SNOW-D. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen* 41, H.3, 98-106.
- Rango, A. (1992):** Worldwide Testing of the Snowmelt Runoff Model with Applications for Predicting the Effects of Climate Change. In: *Nordic Hydrology* 23, 155-172.
- Rango, A. (1995):** Effects of Climate Change on Water Supplies in Mountainous Snowmelt Regions. In: *World Resource Review, Vol. 7, No. 3*, 315-325.
- Rango, A. (1996):** Spaceborne remote sensing for snow hydrology applications. In: *Hydrological Sciences Journal* 41, 477-494.
- Rango, A. und J. Martinec (1994a):** Aerial Extent of Seasonal Snow Cover in a Changed Climate. In: *Nordic Hydrology* 25, 233-246.
- Rango, A. und J. Martinec (1994b):** Model Accuracy in Snowmelt-Runoff Forecasts Extending from 1 to 20 Days. In: *Water Resources Bulletin, Vol. 30, No. 3*, 463-470.
- Rango, A. und J. Martinec (1995):** Revisiting the Degree-Day Method for Snowmelt Computations. In: *Water Resources Bulletin, Vol. 31, No. 4*, 657-669.
- Rango, A. und V.v.Katwijk (1990a):** Development and Testing of a Snowmelt-Runoff Forecasting Technique. In: *Water Resources Bulletin, Vol. 26, No. 1*, 135-144.
- Rango, A. und V.v.Katwijk (1990b):** Climate Change Effects on the Snowmelt Hydrology of Western North American Mountain Basins. In: *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing, Vol. 28, No. 5*, 970-974.
- Rango, A.; Wergin, W.P. und E.F. Erbe (1996a):** Snow cristal imaging using scanning electron microscopy: I. Precipitated snow. In: *Hydrological Sciences Journal* 41 (2), 219-233.

- Rango, A.; Wergin, W.P. und E.F. Erbe (1996b):** Snow cristal imaging using scanning electron microscopy: II. Metamorphosed snow. In: *Hydrological Sciences Journal* 41 (2), 235-250.
- Reiner, E. (1972):** Das Oberbergische Land südlich der Agger. In: Sammlung Geographischer Führer, Bd. 6: Kölner Bucht und angrenzende Gebiete. Berlin/Stuttgart. 296-316.
- Richter, D. (1995):** Ergebnisse methodischer Untersuchungen zur Korrektur des systematischen Meßfehlers des Hellmann-Niederschlagsmessers. In: *Berichte des DWD* 194.
- Rohrer, M. B. und H. Lang (1990):** Point modelling of snow cover water equivalent based on observed variables of the standard meteorological networks. In: *IAHS Publication No. 193*, 197-204.
- Rohrer, M.B. (1992):** Die Schneedecke im Schweizer Alpenraum und ihre Modellierung. In: *Zürcher Geographische Schriften, Heft 49*. Zürich.
- Scheffer, F. und P. Schachtschabel (1992):** Lehrbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verl., Stuttgart.
- Schilling, W. (1962):** Quartäre Erscheinungen in den Hochlagen des Thüringer Waldes und deren Bedeutung für die Hydrologie und forstliche Standortkunde. Dissertation Eberswalde (unveröff.).
- Schlüter, H. (1969):** Vegetationskundlich-synökologische Untersuchungen zum Wasserhaushalt eines hochmontanen Quellgebiets im Thüringer Wald. Habilitation an der Martin-Luther-Universität zu Halle (unveröff.).
- Schmidt, R.A. und C.A. Troendle (1989):** Snowfall into Forest and Clearing. In: *Journal of Hydrology* 110, 335-348.
- Schmidt, E.J. und R.E. Schulze (1987):** Flood volume and peak discharge from small catchments in Southern Africa, based on the SCS technique. In: *Water Research Commission, Technology Transfer Report TT/3/87*, Pretoria.
- Schölch, M. (1995):** Konzeption zur Umsetzung des Thüringer Waldumbauprogrammes Teil 1 – Beispiel Forstamt Oberhof für Hoch- und Kammlagen des Thüringer Gebirges. Technischer Bericht, Thüringer Verwaltungsamt.
- Schönwiese, C. D. (2000):** Praktische Statistik für Meteorologen und Geowissenschaftler. Gebr. Borntraeger, Berlin, Stuttgart.
- Schulze, R.E. (1992):** Hydrological Models. Skript zu einer Vorlesungsreihe am *International Institute of Hydraulic, Infrastructural and Environmental Engineering, Delft*, 75 S. (unveröff.).
- Schulze, R.E. (1995):** Streamflow. In: Schulze, R.E.(ed.):Hydrology and Agrohydrology. A Text to Accompany the ACRU 3.00 Agrohydrological Modelling System. *Water Resaerch Commision, Pretoria, Report TT69/95*, AT19-1 bis AT10-6.
- Schulze, R.E. et al. (1995):** Hydrology and Agrohydrology. A Text to Accompany the ACRU 3.00 Agrohydrological Modelling System. *Water Resaerch Commision, Report TT69/95*, Pretoria.

- Schwarz, O. (1982):** Forsthydrologische Schneemessungen im deutschsprachigen Raum. In: *Beiträge zur Hydrologie, Sonderheft 4*, Kirchzarten, 145-163.
- Seidel, G. (Hrsg.) (1995):** Geologie von Thüringen. Nägele und Obermiller, Stuttgart.
- Sevruk, B. (1982):** Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation measurement for Operational Use. In: *WMO No 589*, Genf.
- Sevruk, B. (1983):** Genauigkeit der konventionellen Regenmessung. In: *Mitteilungen des Instituts für Wasserwirtschaft, Hydrologie und landwirtschaftlichen Wasserbau der Universität Hannover 51*, 27-39.
- Sevruk, B. (1984a):** Karten der monatlichen Korrekturen des systematischen Niederschlagsmeßfehlers in der Schweiz. In: *DVWK-Mitteilungen 7*, 597-600.
- Sevruk, B. (1984b):** Assessment of snowfall proportion in monthly precipitation in CH. In: *DVWK-Mitt. 7*, 601-603.
- Simpson, J.J.; Stitt, J.R. und M. Sienko (1998):** Improved estimates of the areal extent of snow cover from AVHRR data. In: *Journal of Hydrology 204*, 1-23.
- Singh, V.P. (Hrsg.) (1995):** Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications 1995, Colorado, U.S.A.
- Singh, P.; Spitzbart, G.; Hübl, H. und H.W. Weinmeister (1998):** The role of snowpack in producing floods under heavy rainfall. In: Hydrology, Water Resources and Ecology in Headwaters. Proceedings of the HeadWater '98 Conference, Meran, April 1998, *IAHS Publication No. 248*, 89-95.
- Smithers, J.C. und R.E. Schulze (Hrsg.) (1995):** ACRU Agrohydrological Modelling System: User Manual Version 3.00. *Water Resaerch Commision, Report TT70/95*, Pretoria.
- Spanknebel, H.G.; Kaufmann, M. und K.-H. Pörtge (1994):** Das Aprilhochwasser 1994 in Thüringen. In: *Deutsche Gewässerkundliche Mitteilungen 38, H. 6*, 191-195.
- Stephan, P. (1968):** Physisch-geographische Komplexuntersuchungen im Gebiet von Schmücker Graben und Steinbach im mittleren Thüringer Wald unter besonderer Berücksichtigung der quartären Bildungen. Diplomarbeit an der Friedrich-Schiller-Universität zu Jena (unveröff.).
- Swedish Meteorological and Hydrological Institute (SMHI) (1996):** IHMS – Integrated Hydrological Modelling System, Version 4.0, Manual. Norrköping, Schweden.
- Tarboton, K.C., Schulze, R.E. et al. (1993):** Distributed Hydrological Modelling System for the Mgeni Catchment. *ACRU-Report 39/WRC-Report No234 /1/92*. Pietermaritzburg.
- Tarboton, D.G.; Chowdhury, T.G. und T.H. Jackson (1995):** A spatially distributed energy balance snowmelt model. In: Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments Proceedings of a Boulder Symposium, July 1995, *IAHS Publication No. 228*, 141-155.
- Vehviläinen, B. (1991):** A Physically Based Snowcover Model. In: Bowles, D.S. und O'Connell, P.E. (ed.): Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems. NATO ASI Series C:

Mathematical and Physical Sciences, Vol. 345, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht/ Boston/ London, 113-135.

**Vehviläinen, B. (1992):** Snow cover models in operational watershed forecasting. Yhteenveto: Lumimallit vesistöjen ennustemalleissa. In: *Publications of the Water and Environment Research Institute 11*, National Board of Waters and the Environment, Finland, Helsinki.

**Wankiewicz (1979):** A review of water movement in snow. In: Proceedings of the Meeting in Modeling of Snow Cover Runoff. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory (CRREL), Sept- 26-28, 1978, Hanover, 222-252a.

**Williams, M.W.; Cline, D.; Hartman, M. und T. Bardsley (1999):** Data for snowmelt model development, calibration and verification at an alpine site, Colorado Front Range. In: *Water Resources Research, Vol. 35, No. 10*, 3205-3209.

**World Meteorological Organization (1982):** Methods of Correction for Systematic Error in Point Precipitation Measurement for Operational Use (ed. B. Sevruk). *Operational Hydrology Report No. 21, WMO-No. 589*, Genf.

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

**World Meteorological Organization (2000):** Precipitation Estimation and Forecasting (C.G. Collier). *Operational Hydrology Report No.46, WMO-No. 887*, Genf.

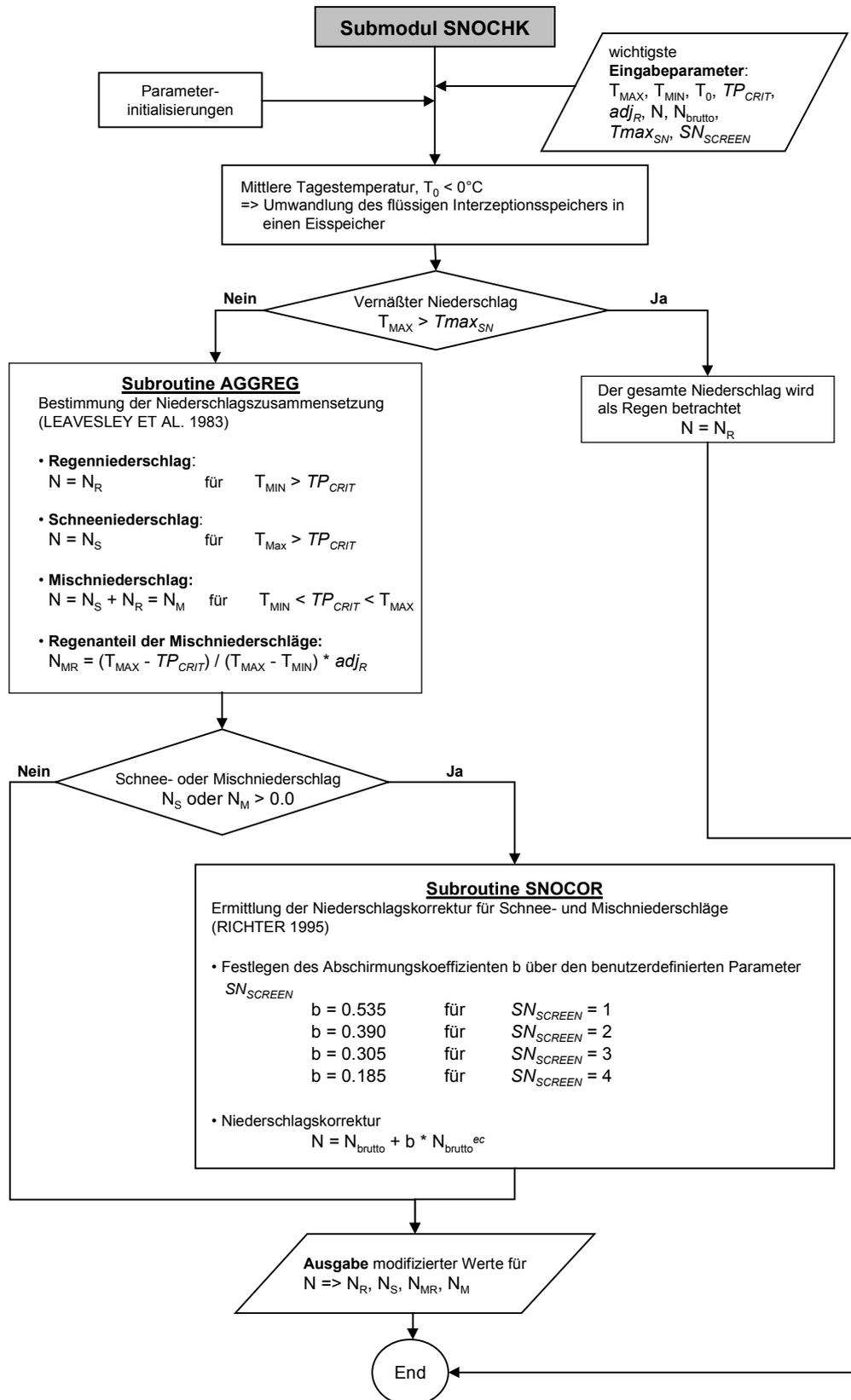
**Wohlrab et al. (1992):** Landschaftswasserhaushalt. Verl. Paul Parey, Hamburg, Berlin.

**Wuchold, H. (1971):** Untersuchung zur Berechnung des kurzzeitigen Wasserhaushalts und Gliedern des Wärmehaushalts für das Gebiet Gehlberg – Schmücker Graben (Kopie, unveröffentlicht).

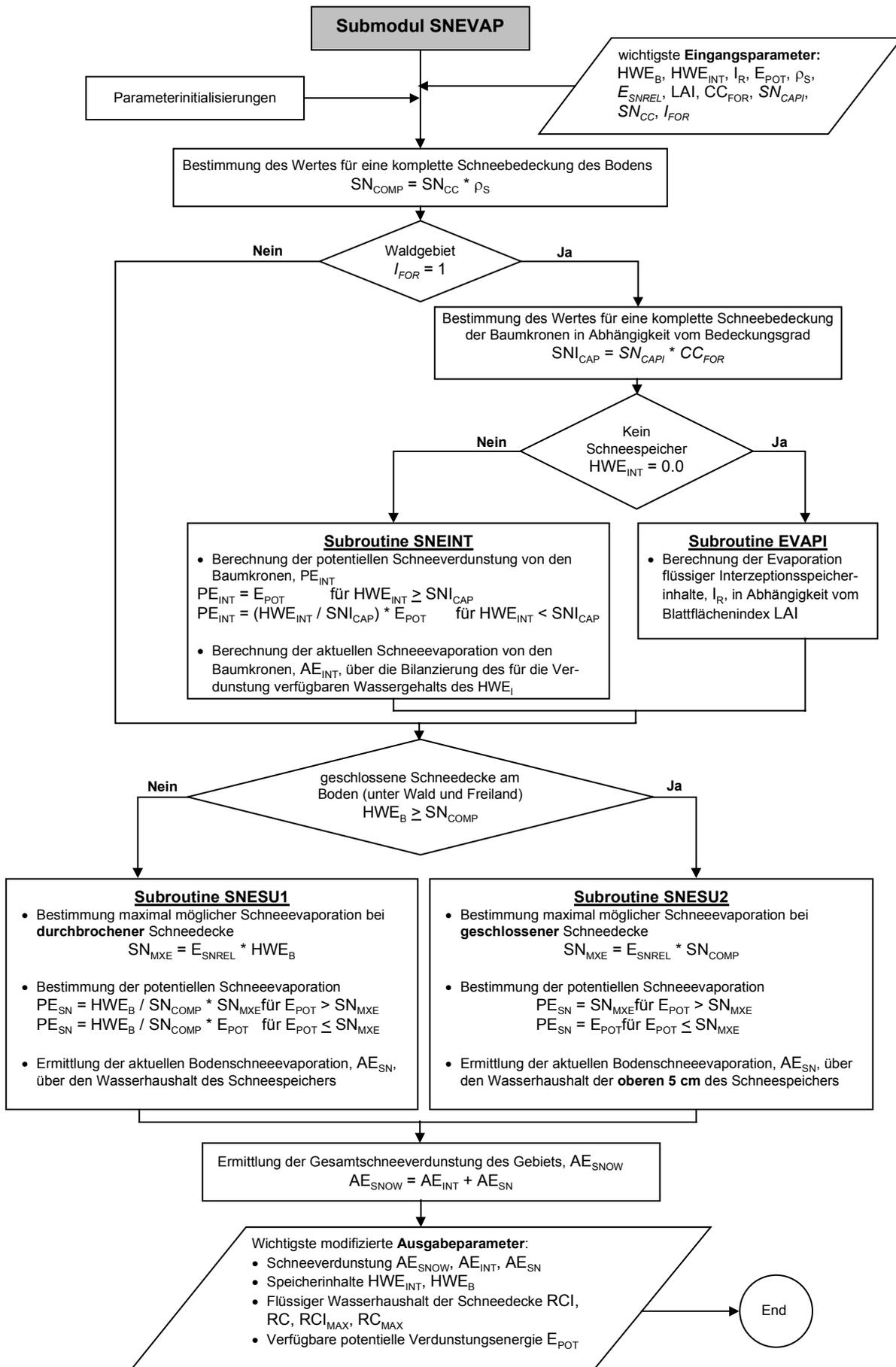
**Wuchold, H. und J. Neis (1969):** Versuch zur Berechnung des kurzfristigen Wasserhaushalts für das Gebiet Gehlberg-Schmücke. Forschungsbericht des Amtes für Meteorologie Weimar (unveröff.).



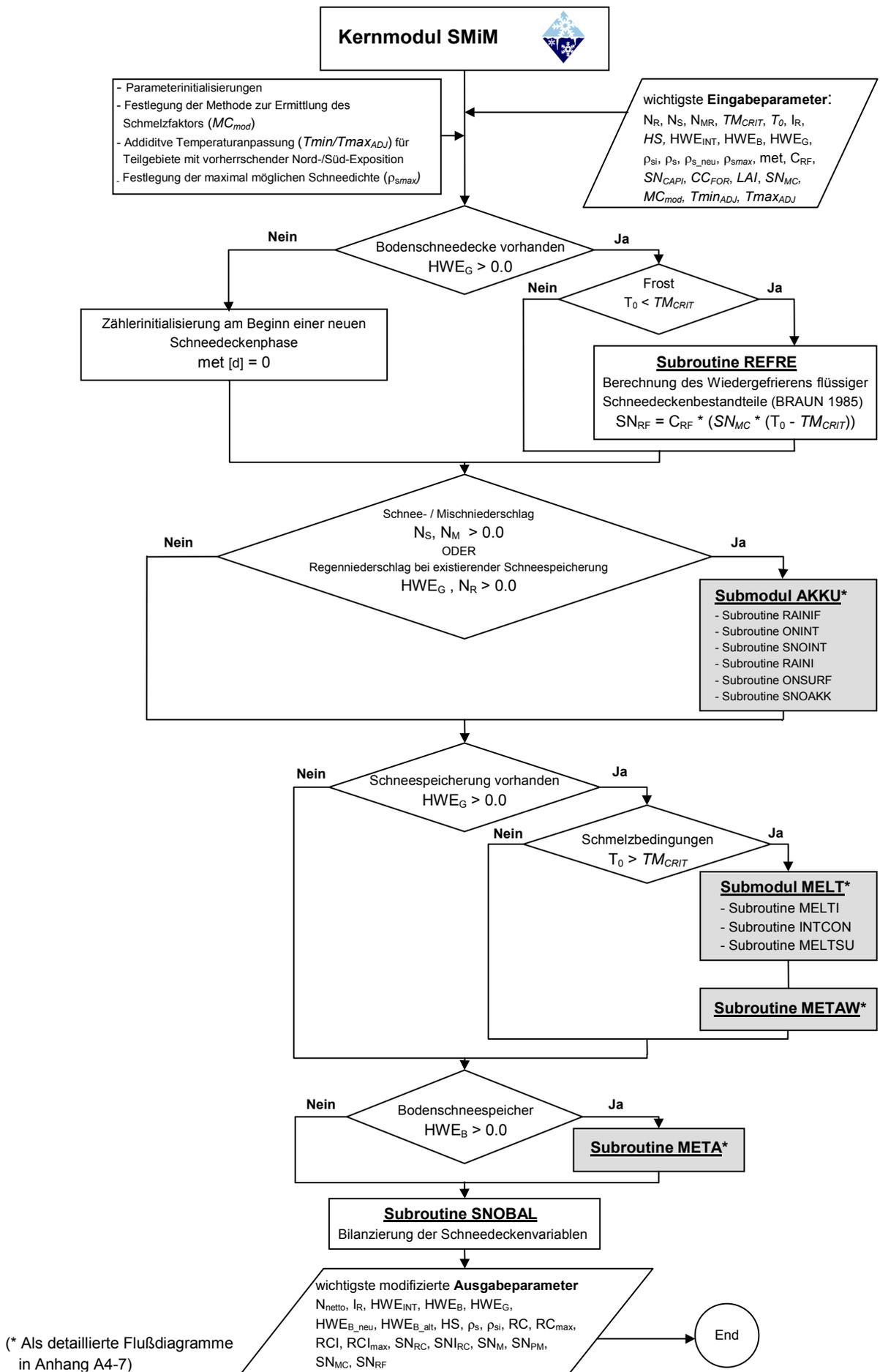
## Anhang A - Flußdiagramme



A1: Flußdiagramm des Submoduls SNOCHK zur Bestimmung der Niederschlagszusammensetzung und Meßfehlerkorrektur.

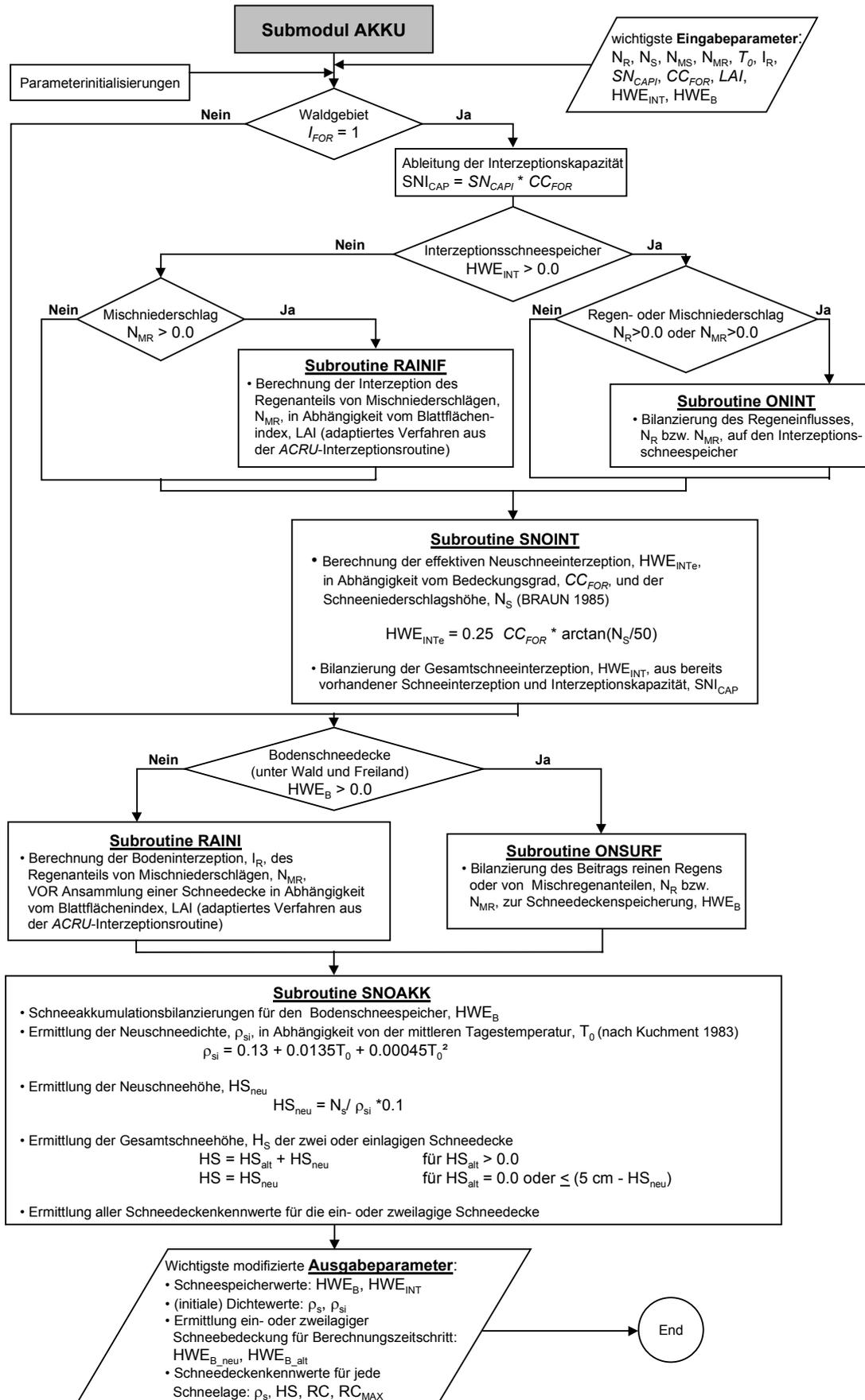


A2: Flußdiagramm des Submoduls SNEVAP zur Ermittlung der Schneeverdunstung.

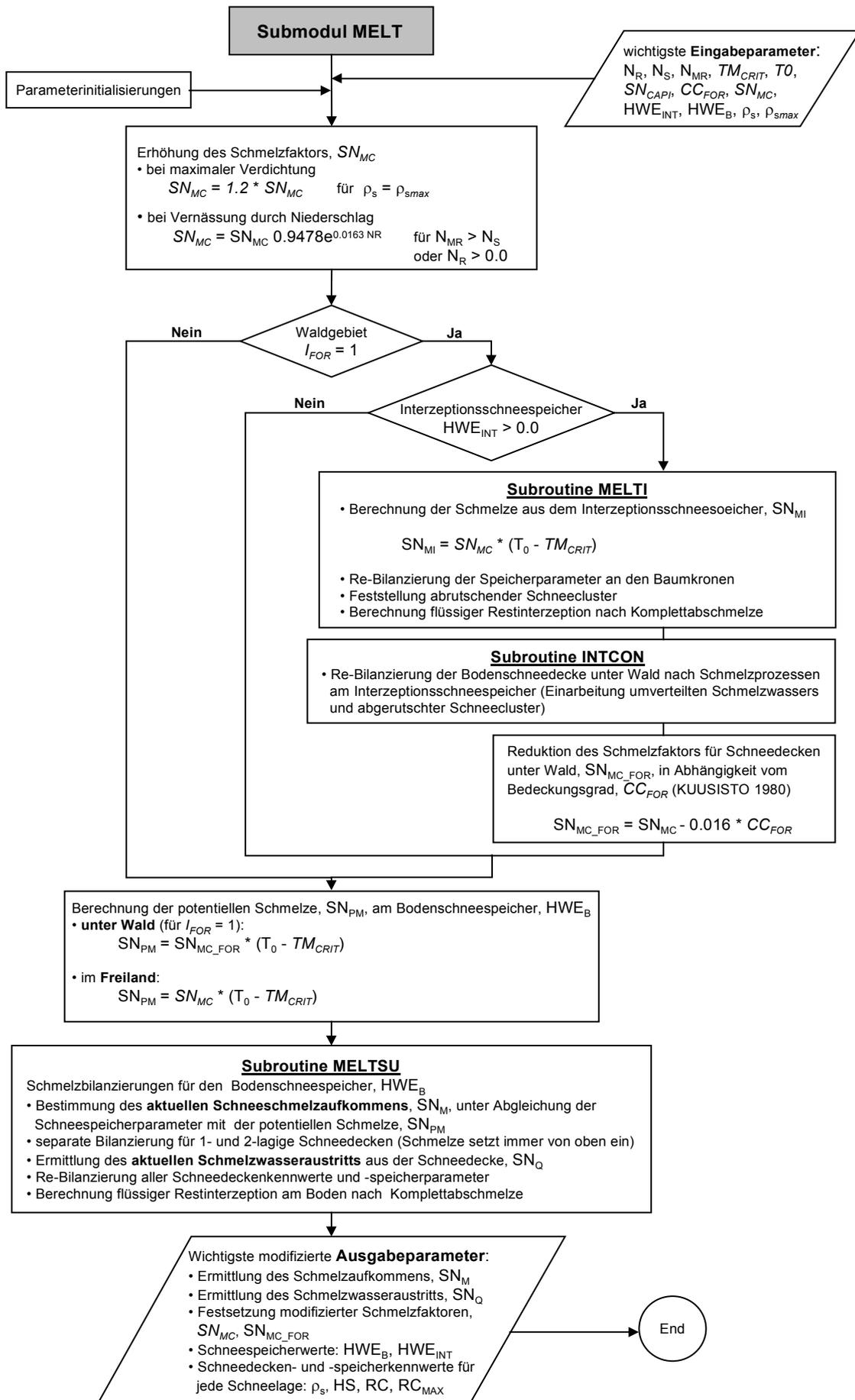


(\* Als detaillierte Flußdiagramme in Anhang A4-7)

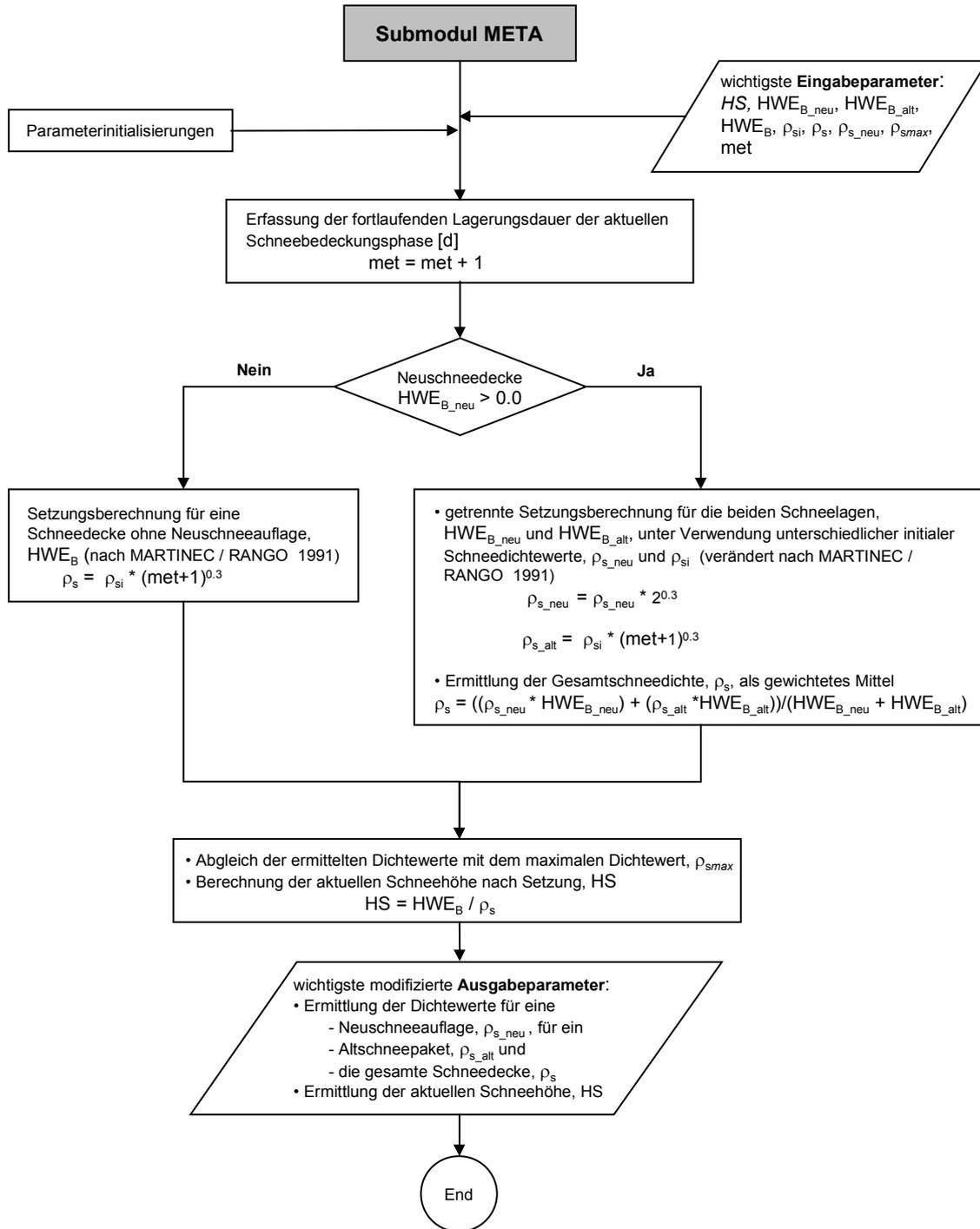
A3: Flußdiagramm des Kernmoduls SMiM.



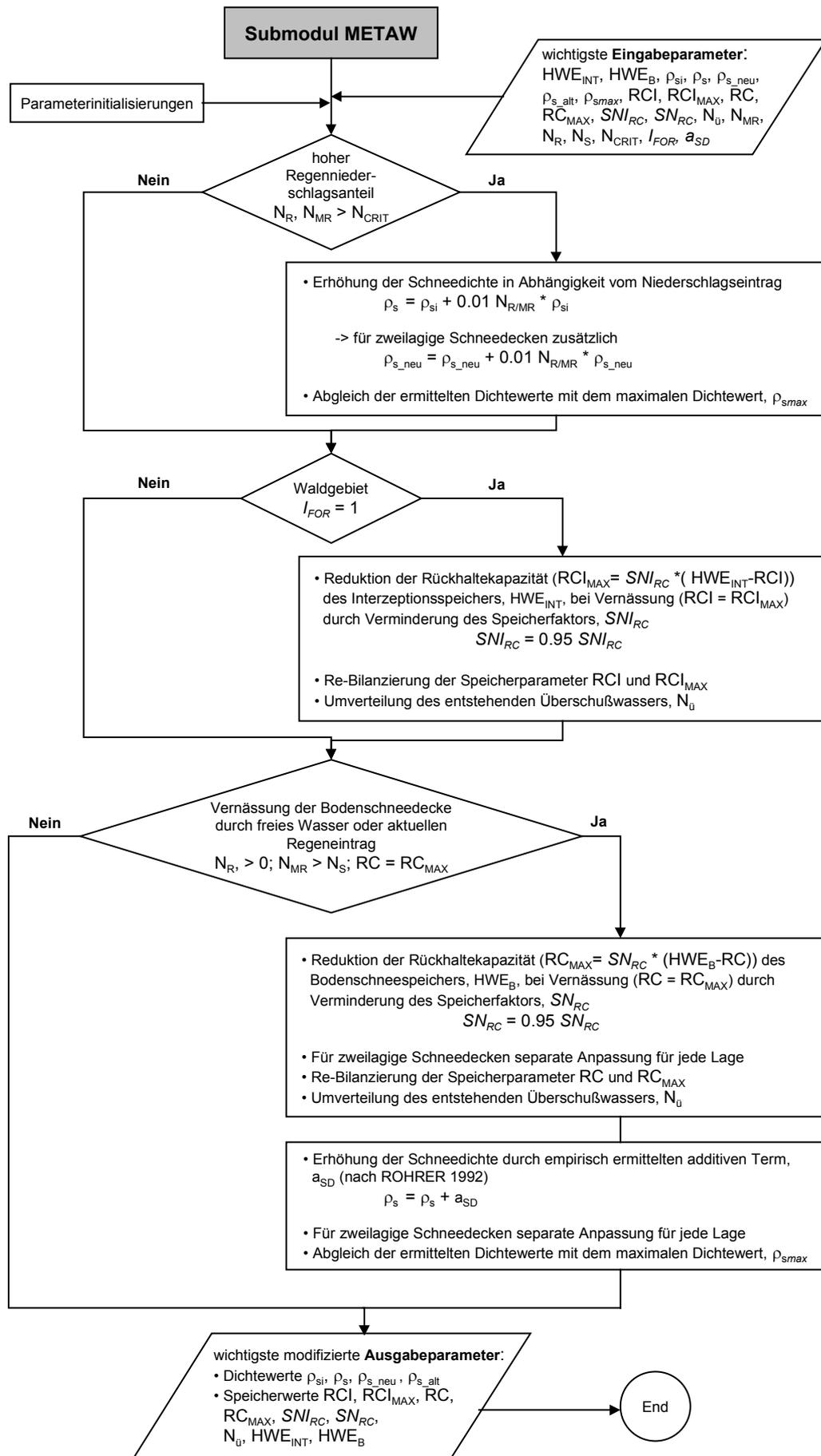
A4: Flußdiagramm des Submoduls AKKU zur Ermittlung der Schneeakkumulation.



A5: Flußdiagramm des Submoduls MELT zur Berechnung der Schneeschmelze.



A6: Flußdiagramm der Subroutine META zur Ermittlung der zeitabhängigen Schneedeckensetzung.



A7: Flußdiagramm der Subroutine METAW zur Ermittlung der vernässungsbedingten Schneedeckenverdichtung.

**Selbständigkeitserklärung**

Ich erkläre, dass ich die vorliegende Arbeit selbständig und nur unter Verwendung der angegebenen Hilfsmittel und Literatur angefertigt habe.

Koblenz, 02.07.2001

.....