

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur
und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 50

Peter Stüve

Die Schneeschmelze eines
nordskandinavischen Einzugsgebietes
ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation
des Strahlungs- und Energiehaushalts

123 Seiten, 42 Abbildungen, 13 Tabellen, 21 Karten

1988

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3 - 88009 - 050 - 1

Peter Stüve

Die Schneeschmelze eines nordskandinavischen Einzugsgebietes ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation des Strahlungs- und Energiehaushalts

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

Herausgegeben von Peter-Jürgen Ergenzinger, Dieter Jäkel, Hans-Joachim Pachur
und Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 50

Peter Stüve

Die Schneeschmelze eines
nordskandinavischen Einzugsgebietes
ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation
des Strahlungs- und Energiehaushalts

123 Seiten, 42 Abbildungen, 13 Tabellen, 21 Karten

1988

Im Selbstverlag des Institutes für Physische Geographie der Freien Universität Berlin

ISBN 3 - 88009 - 050 - 1

Vorwort

Vorliegende Untersuchung stellt einen Beitrag zur Forschung in der Schneehydrologie dar. Dem wachsenden Bedürfnis der Wasserwirtschaft, Informationen über Schneedeckenauf- und -abbau und die Möglichkeiten der Modellbildung zu erhalten, wurde folgende Untersuchung am Beispiel eines nordskandinavischen Einzugsgebietes, des 53,9 km² großen Isdalen, durchgeführt. Ausgehend vom derzeitigen Stand der Forschung, in der Schneeschmelzmodelle als "Stations- oder Punktmodelle" existieren, werden in dieser Arbeit raumbezogene differenzierte Gebietsmodelle vorgestellt.

Die Anregung, mich innerhalb der Geowissenschaften mit Fragestellungen zu räumlichen und zeitlichen Aussagen am Beispiel der Schneehydrologie zu beschäftigen, erhielt ich durch meinen Lehrer, Herrn Prof. Dr. P. Ergenzinger. Ihm verdanke ich das Gelingen dieser Arbeit durch zahlreiche Anregungen, einer hervorragenden Betreuung sowie tatkräftiger Unterstützung der Feldarbeit.

Die Wahl des Themas entstand aus meiner Diplomarbeit. Hier zeigte sich, daß die Rolle des Schnees ein entscheidender Faktor für den Wasserhaushalt im skandinavischen Raum darstellt. In diesem Zusammenhang entstanden Kontakte zu Fachpersonen in Norwegen und Schweden, die im Rahmen der Wasserwirtschaft gleiche Ziele in der Schneehydrologie verfolgen. Hier gilt mein Dank den Mitarbeitern vom Norges Vassdrags- og Energiverk (NVE) in Oslo, Herrn T. Andersen, A. Tollan und D. Lundquist aus der hydrologischen und Dr. G. Ostrem aus der glaziologischen Abteilung. Anregungen erhielt ich außerdem bei Aufenthalt an der Technischen Hochschule Trondheim von Dr. J. Tveit vom Institut für Wasserbau, sowie von Mitarbeitern des Amtes für Wasser- und Energiewirtschaft (NVE Innset-verkene) in Narvik.

Die Durchführung meiner Feldarbeiten von März 1981 bis September 1981 wurde durch ein Stipendium des DAAD finanziell unterstützt.

Außerdem danke ich sehr der ortsansässigen Familie Stromseng, die mich während meiner Feldarbeiten freundlich betreute. Besonders danke ich Stein Stromseng, der mit großem Einsatz bei vielen Feldarbeiten mitwirkte. Ebenso sei meinem Freund P. Zwingert für die Arbeit im Gelände während der Aufbauphase im September 1980 gedankt.

Besonderes Interesse hatte ich auch an der Umsetzung des erhobenen Datenmaterials in kartographische Darstellungsmodelle. Herrn Dr. J. Bollmann vom Geographischen Institut der Freien Universität Berlin danke ich für viele Anregungen in Verbindung mit der Arbeit an seinem kartographischen Softwareprogramm THEMAK.

Großzügige Unterstützung erhielt ich auch an meiner Arbeitsstelle durch den Leiter des Geographischen Instituts der TH Darmstadt, Herrn Prof. Dr. O. Seuffert, der es mir zeitlich ermöglichte, die Arbeit fertigzustellen.

Schließlich danke ich vor allem meiner lieben Frau Angelika Wehnes-Stüve, bei der ich stets Unterstützung und Anteilnahme für die Arbeit erhielt.

Für die Druckvorbereitung der Arbeit danke ich Frau Dr. K. Zillbach und Frau A. Opitz.

Darmstadt im Februar 1987

PETER STÜVE

Inhaltsverzeichnis

	Seite
1. Einleitung	9
1.1 Problemstellung und Ziel der Untersuchung	9
1.2 Entwicklung der Schneehydrologie, Stand der Forschung	12
1.3 Die Rolle des Schnees in skandinavischen Einzugsgebieten.	13
1.4 Das Einzugsgebiet Isdalen und dessen Voraussetzung zur Berechnung des Energiehaushaltes	14
1.4.1 Meßgrößen und instrumentelle Ausstattung	14
2. Verfahren zur Extrapolation der Punktbeobachtungen auf die Einzugsgebietsfläche	15
2.1 Das digitale Geländemodell zur Erfassung topographischer Parameter	15
3. Schneedeckenaufnahmen	16
3.1 Methode der Schneedeckenaufnahme im Isdalen	17
3.2 Struktur der Schneedecke	19
3.2.1 Wasseräquivalent der Schneedecke	21
3.2.2 Berechnung der räumlichen Verteilung der Schneedecke	21
3.3 Graphische Datenausgabe: Umsetzung raumbezogener Daten in kartographische Darstellungsmodelle	22
4. Berechnung der Komponenten zum Strahlungshaushalt (Strahlungsmodell)	25
4.1 Messungen zur Globalstrahlung und Albedo	25
4.2 Diffuse Strahlung	27
4.3 Berechnung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der kurzwelligen Strahlungsbilanz	28
4.3.1 Die direkte Sonnenstrahlung	29
4.3.2 Sonnenauf- und untergangszeiten	30
4.3.3 Sonnenhöhe und -azimut über verschieden exponierten Hängen	30
4.3.4 Verfahren zur Berechnung der Horizontabschattung.	30
4.3.5 Potentielle Globalstrahlung mit und ohne Abschattung.	32
5. Analyse der Punktschmelze an der Lysimeterstation.	36
5.1 Einsatz des Schneelysimeters	36
5.2 Energiehaushalt.	37
5.2.1 Kurzwellige Strahlungsbilanz	38
5.2.2 Langwellige Strahlungsbilanz	38
5.2.3 Berechnung des latenten und fühlbaren Wärmestroms.	39
5.2.4 Wärmezufuhr durch Regen und Bodenwärmestrom	40
5.2.5 Wasserabgabe aus der Schneedecke	40
5.3 Parameteroptimierung	41
5.3.1 Fehleranalyse von Datenfehlern	42
5.3.2 Wahl der Zielfunktionen	42
5.3.3 Durchführung der Optimierung	43
5.4 Modellansätze zur Schneedeckenablation	44
5.4.1 Temperatur-Index-Verfahren	44
5.4.2 Temperatur-Wind-Index Verfahren	44
5.4.3 Energiebilanzverfahren	46
5.5 Vergleich der Modellansätze mit Berechnung von Tageswerten	46
5.6 Vergleich der Modellansätze mit Berechnung von 2-stündlichen Werten	47
5.7 Anwendung der am Schneelysimeter kalibrierten Schmelzmodelle auf weitere Beobachtungspunkte im Einzugsgebiet.	49
6. Verfahren zur räumlich differenzierten Schneedeckenschmelze	52
6.1 Grundlagen für die Übertragung der Meßdaten auf das Einzugsgebiet.	52
6.2 Temperatur-Index im Einzugsgebiet	53
6.3 Temperatur-Wind-Index im Einzugsgebiet	53

	Seite
6.4 Energiebilanz mit Gelände- und Strahlungsmodell	53
6.5 Vergleich der Modellierung der Schneedeckenablation: Punktmodell - Gebietsmodell für subpolare Einzugsgebiete	58
7. Übertragung auf benachbarte wasserwirtschaftlich relevante Einzugsgebiete	60
8. Quellenverzeichnis	61
9. Anhang	65
Kurzfassung / Summary / Sammenfattning	120

Verzeichnis der Abbildungen und Tabellen

Abb. 1: Karte Einzugsgebiete Nordkalotte	10
Abb. 2: Erfassung, Verarbeitung der Modelleingangsdaten und räumliche Übertragbarkeit	11
Abb. 3: 3 D - Geländemodell Isdalen	17
Abb. 4: Symbole für Schneeprofile	18
Abb. 5: Abnahme der Schneehöhe mit zunehmender Hangneigung	19
Abb. 6: Schneedeckenentwicklung an Stationen Basis, Saeter, Talmitte, Flaan, Talende	20
Abb. 7: Beziehung Schneehöhe - Geländehöhe	21
Abb. 8: Beziehung Wasseräquivalent - Geländehöhe	21
Abb. 9: Gebietswasseräquivalent (berechn.) am 16.6.1981	22
Abb. 10: Entwicklung des Gebietswasseräquivalents von März bis August 1981	22
Abb. 11: WMAX und n während der Schmelzperiode 1981	23
Abb. 12: Aussageebenen und Wahl der kartographischen Darstellungsmodelle	24
Abb. 13: Tagessummen berechneter potentieller und gemessener Globalstrahlung an den Stationen Talmitte und Abisko	26
Abb. 14: Anordnung des Schattenringes am Strahlungsmeßgerät	27
Abb. 15: Globalstrahlung und diffuse Strahlung an wolkenlosen Tagen	28
Abb. 16: Globalstrahlung und diffuse Strahlung an Tagen mit 10/10 Bedeckungsgrad	28
Abb. 17: Tageswerte von Globalstrahlung und diffuser Strahlung während der Schmelzperiode	29
Abb. 18: Einfallswinkel der Strahlung auf beliebig geneigte und orientierte Flächen	30
Abb. 19: Strahlungsunterschiede an Hängen in 70° und 50° n. Br. während der Schmelzperiode	31
Abb. 20: Interpolation der Strahllinie im Grundgitter	32
Abb. 21: Berechnung der zu interpolierenden Höhe	32
Abb. 22: 3 D-Modelle vom Einzugsgebiet am 15. Februar, 15. April, 21. Juni	33
Abb. 23: Programm Horizontabschattung	34
Abb. 24: Horizontlinien an 5 Stationen im Isdalen	35
Abb. 25: Funktion Schneelysimeter Isdalen	36
Abb. 26: Häufigkeitsverteilung der Schmelzabflüsse an Lysimeterstation	37
Abb. 27: Summenkurven der gemessenen Wasserabgabe durch Schneelysimeter und Schneedeckenprofilaufnahme	38
Abb. 28: Verschiedene Näherungen zum Wasserrückhalteoeffizienten	41
Abb. 29: Fehleranalyse und Optimierung der Parameter	42
Abb. 30: Empfindlichkeitsanalyse der Parameter CM und TO	43
Abb. 31: Empfindlichkeitsanalyse der Parameter AH und AE	43
Abb. 32: Gemessene, berechnete tägl. Schneeschmelze an Lysimeterstation (Day-Degree, Temp.-Wind Index	45

	Seite
Abb. 33: Empfindlichkeitsanalyse der Parameter AE, AH	47
Abb. 34: Gemessene, berechnete tägl. Schneeschmelze an Lysimeterstation (Energiebilanzverfahren I, II)	48
Abb. 35: Summenlinien der Wasserabgabe am Schneelysimeter nach Bilanzgleichung II	50
Abb. 36: Gemessene und berechnete Ablationswerte ausgewählter Schneeprofile	51
Abb. 37: 5-Tagessummen des Wasseräquivalents (Temp.-Index).	54
Abb. 38: 5-Tagessummen des Wasseräquivalents (Temp.-Wind.-Index Verfahren)	55
Abb. 39: 5-Tagessummen des Wasseräquivalents nach Bilanzansatz II mit Abschattung	56
Abb. 40: Differenz der Schneedeckenablation des Strahlungstages (24.5.), Bilanzansatz mit/ohne Abschattung.	57
Abb. 41: Differenz der Modellansätze BILANZ II-TWIN am 16. Juni 1981	59
Abb. 42: Gebietswasseräquivalente Altevatn, Skjomen 1981.	61
Tab. 1: Auswahl der in der Schneehydrologie gebräuchlichsten Abflußmodelle	12
Tab. 2: Ausgewählte Einzugsgebiete (represent. basins) der Schneehydrologieforschung	13
Tab. 3: Vergleich der Gebietsgröße, Anzahl der Schneemeßstellen und der Rasterflächen von Einzugsgebieten.	15
Tab. 4: Schneemeßpunkte Untersuchungsgebiet Isdalen.	18
Tab. 5: Werte für Näherungsformel Gebietswasseräquivalent.	22
Tab. 6: Tagessummen der diffusen Strahlung in % der Globalstrahlung.	25
Tab. 7: Mittelwerte von Trübung und Wasserdampf im Einzugsgebiet.	26
Tab. 8: Globalstrahlung Talmitte, Abisko: ausgewählte Tage mit 0/10 und 10/10 Bewölkungsgrad .	26
Tab. 9: Parameteroptimierung AH, AE.	47
Tab. 10: Gemessene und berechnete Schmelzraten an der Lysimeterstation	47
Tab. 11: Korrelationskoeffizienten meteor. Variablen - Wärmeenergiestrom im Meßzeitraum 12.5.-28.6. 1981 am Schneelysimeter	49
Tab. 12: Korrelationskoeffizienten Schmelzparameter - gemessener Abfluß im Meßzeitraum 12.5.-28.6. 1981 am Schneelysimeter	49
Tab. 13: Räumlicher und zeitlicher Aspekt für die Wahl der Schneeschmelzmodelle	58

Verzeichnis der wichtigsten im Text verwendeten Symbole

Symbol	Einheit	Definition	Symbol	Einheit	Definition
AE	-	Koeffizient latenter Wärme-transport	DA	-	Aerosoltrübung
AH	-	Koeffizient fühlbarer Wärme-transport	DH	W/m ²	Diffuse Strahlung
a	-	Albedo	DS	W/m ²	Direkte Sonnenstrahlung
a ₀ , a ₁	-	Konstanten als Wärmetübergangszahl	DDEG	cm	Temperatur-Index
C	10/10	Bedeckungsgrad	Dh	-	Koeffizient fühlbare Wärme
CA	mm/h	Windunabhängiger Parameter	De	-	Koeffizient latente Wärme
CB	mm/h	Windabhängiger Parameter	Es	mb	Sättigungsdampfdruck Schnee, Eis
CM	-	Gradtagfaktor	el	mb	Aktueller Wasserdampfdruck Luft
cp	J/kg °C	Spezifische Wärme Luft bei konstantem Druck	GS	W/m ²	Globalstrahlung
cpw	J/kg °C	Spezifische Wärme von Wasser	I	W/m ²	Solarkonstante

Symbol	Einheit	Definition	Symbol	Einheit	Definition
HS	m	Mittlere Geländehöhe der schneebedeckten Fläche	Td	°C	Taupunkttemperatur
K	-	Wolkenhöhe	Td	°C	Positive Tagesmitteltemperatur
kw	-	Psychrometerkonstante	Tel	°C	Äquivalenttemperatur Luft
M	cm	Schmelzrate	Tes	°C	Äquivalenttemperatur Schnee
N (RN)	mm	Niederschlag	TL	°C	Lufttemperatur
Nber, Ngem	mm	Gemessener, berechneter Niederschlag	Tlk	°K	Lufttemperatur Grad Kelvin
P	mb	Luftdruck	TO	°C	Schwellentemperatur
PS	%	Prozentualer Dichtewert Schnee	TR	°C	Temperatur von Regen
Qe	w/m ²	Latenter Wärmestrom	TS	°C	Schneetemperatur
Qg	W/m ²	Bodenwärmestrom	Tsk	°K	Schneetemperatur Grad Kelvin
Qh	W/m ²	Konvektiver Wärmestrom	TWIN	cm	Temperatur-Wind-Index
Qkw	W/m ²	Kurzwelliges Strahlungssaldo	t	d	Zahl der Tage ab Schmelzbeginn
Qle	W/m ²	Langwellige Ausstrahlung	u (WS)	m/s	Windgeschwindigkeit
Qli	W/m ²	Langwellige Einstrahlung	Vm	mm	Wasserdampftransport
Qlw	W/m ²	Langwelliges Strahlungssaldo	WAMAX	cm	Maximales Wasseräquivalent
Qm	W/m ²	Energiebilanz	WAMIN	cm	Minimales Wasseräquivalent
Qp	W/m ²	Wärmestrom durch Regen	WAQ	cm	Wasseräquivalent
Qsi	W/m ²	Einfallende kurzwellige Strahlung	Wab	cm	Wasserabgabe
Qse	W/m ²	Reflektierte kurzwellige Strahlung	Wzu	cm	Wasserzufuhr
RF	%	Relative Feuchte	a	Grad	Hangrichtung
rs	kJ/kg	Schmelzwärme Eis (333,5 kJ/kg)	b	-	Bowen-Verhältnis
rw	J/kg C	Verdampfungswärme Wasser (2500 J/kg C)	d	Grad	Deklination Sonne
SLY	cm	Wasserabgabe Schneelinsensystem	e ₀	-	Emissionsfähigkeit Schnee
Sd	g/cm ³	Schneedichte	m	-	Entfernung Erde - Sonne
Sh	cm	Schneehöhe	f	Grad	Stundenwinkel Sonne
			l	Grad	Geogr. Längengrad
			r	kg/m ³	Dichte Luft
			rw	kg/m ³	Dichte Wasser
			r _r	-	Wasserrückhaltekoefizient
			s	W/m ² d	Stephan-Boltzmann-Konstante
			t	-	Impulsgradient
			u	Grad	Hangneigung
			j	Grad	Geogr. Breitengrad

1. Einleitung

In Gebirgsräumen und in den gemäßigten und polaren Breiten ist Schnee ein sehr bedeutender Faktor für Mensch und Umwelt. Erste Studien über die Schneedecke im nordskandinavischen Bereich findet sich bei HAMBERG (1907). Im alpinen Bereich entwickeln sich nach der ersten Materialsammlung über Schneedecken der nördlichen Kalkalpen von RATZEL (1886) mehr die Forschungen zur Lawinkunde [vgl. PAULCKE (1938), HAEFELI (1939)]. Gefahren, die von Gletscherschwankungen verursacht wurden oder die Folgen von Schmelzhochwässern führten zu hydrologischen Arbeiten mit schneehydrologisch-glaziologischer Ausrichtung. Sie wurden erstmals beispielsweise in den Alpen von v. KLEBELSBERG (1913), LÜTSCHG (1929) oder in Skandinavien von MELIN (1936-43) durchgeführt.

Mit der Industrialisierung, dem Bevölkerungswachstum in industrialisierten Gebieten, mit der Schaffung neuer und der Intensivierung alter landwirtschaftlicher Nutzflächen griff der Mensch weiter durch Wasserverbrauch, Ableitung und Verunreinigung in den natürlichen Wasserhaushalt ein und veränderte diesen erheblich. Seit der Jahrhundertwende wird beispielsweise in großem Stil die potentielle und kinetische Energie des Wassers in mechanische und elektrische Energie umgewandelt. Dazu sind umfangreiche Regulierungsmaßnahmen wie die Anlage von talfüllenden Stauseen oder die Ab- bzw. Zuleitung von Wasserläufen mehrerer Einzugsgebiete notwendig.

Im skandinavischen Raum wie im Alpengebiet wird der Gewässerausbau zur "umweltfreundlichen" Wasserkraftnutzung zunehmend kritisch beurteilt. Schon jetzt sind einige Inlandflüsse Schwedens, wie z.B. der Luleälv mit einer Jahresenergieproduktion von 14 000 GWh, bis zu 70 % reguliert. Auch in einigen Landesteilen Norwegens hat der Ausbau der nutzbaren Wasserkraft über 70 % erreicht. Die nördlichen Landesteile sind davon noch verschont geblieben. Mit Ausnahme des dem Untersuchungsgebiet benachbarten Einzugsgebietes Altevåtn sind in der Region Troms und Finnmark die Ausbauplanungen der Projekte Alta und Kvaenangen wegen ökologischer und ökonomischer Gründe zurückgestellt worden.

Aufgabe der Hydrologie ist es in diesem Zusammenhang, in Verbindung mit anderen Bereichen der Naturwissenschaften, Planung und Durchführung von Gewässerregulierung auf ökologische Verträglichkeit hin zu überprüfen. Bessere Kenntnisse der räumlichen Verteilung der Ausgangsgröße Niederschlag, eine genaue topographische Aufnahme wasserwirtschaftlich zu nutzender Einzugsgebiete und eine treffende zeitliche Vorhersage der Ausgangsgröße Abfluß würden einen besseren Einblick in physikalische Zusammenhänge der Hydrosphäre geben und eine bessere Planung der Nutzung ermöglichen.

Beispielweise gibt es entlang der Skanden im Bereich der Nordkalotte (Abb. 1) wasserwirtschaftlich genutzte Einzugsgebiete, von denen einige große Anlagen im Verbund mit schwedischen Kraftwerksbetreibern stehen. Für die Teilprozesse Schneedeckenspeicher, Schneeschmelze finden hier aber mathematisch und physikalisch begründete Simulationsmodelle kaum Anwendung.

1.1 Problemstellung und Ziel der Untersuchung

Die Schneehydrologie ist eine wichtige Grundlage für die Planung von wasserwirtschaftlichen Maßnahmen. Für Abflußvorhersagen ist neben der Erforschung physikalischer Zusammenhänge in der Schneedecke auch eine gute Kenntnis von Schneedeckenauf- und -abbau und deren flächenhaften Verteilung notwendig.

Am Beispiel des Einzugsgebietes Isdalen, in dem mehr als 65 % des Jahresniederschlags als Schnee fällt, werden verschiedene Modellansätze zur Schneedeckenablation berechnet. Dazu wird zunächst die Schneedecke an ausgewählten Stellen aufgenommen, um mit Hilfe von klimatologischen Meßwerten die Schneeschmelze an einzelnen Geländepunkten zu berechnen. Zur Erfassung der räumlichen Schneedeckenverteilung werden Schneeroutenaufnahmen durchgeführt, deren Auswahl hauptsächlich die Topographie des Untersuchungsgebietes (Höhenlage, Hangneigung, Exposition und Geländerauhigkeit) berücksichtigt. Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, den gebietspezifischen Einfluß der meteorologischen Variablen im Zusammenhang mit der räumlichen Verteilung der Schneedecke zu analysieren.

Im Gegensatz zu einfachen Modellen der Schneedeckenablation erfordern die deterministischen Modelle der Energiebilanzierung Kenntnisse über den räumlichen und zeitlichen Gang der Strahlung. Für die Einstrahlungsunterschiede sind Geländeorientierung und Geländeneigung sowie Hangabschattung von Bedeutung.

In Abb. 2 wird das Vorgehen im Rahmen dieser Untersuchung dargestellt. Parameter der Schneedecke und meteorologische Messungen ergeben Grunddaten für die Bilanzierungsansätze an den Meßpunkten, die die Basis für die Entwicklung der "Punktmodelle" sind. Auf eine Fehleranalyse bei der Datenaufnahme, der Entstehung von Modellfehlern und der Parameteroptimierung wird in Kap. 5 eingegangen. Auf der Grundlage von Topographie, Morphologie und Geologie wird in einem weiteren Schritt mit Hilfe einer räumlich differenzierten Energiehaushaltsberechnung für die Schneeschmelze des Einzugsgebietes ein "Einzugsgebietsmodell" berechnet. Ergebnisse sind anschließend kurz- oder längerfristige Prognosen des

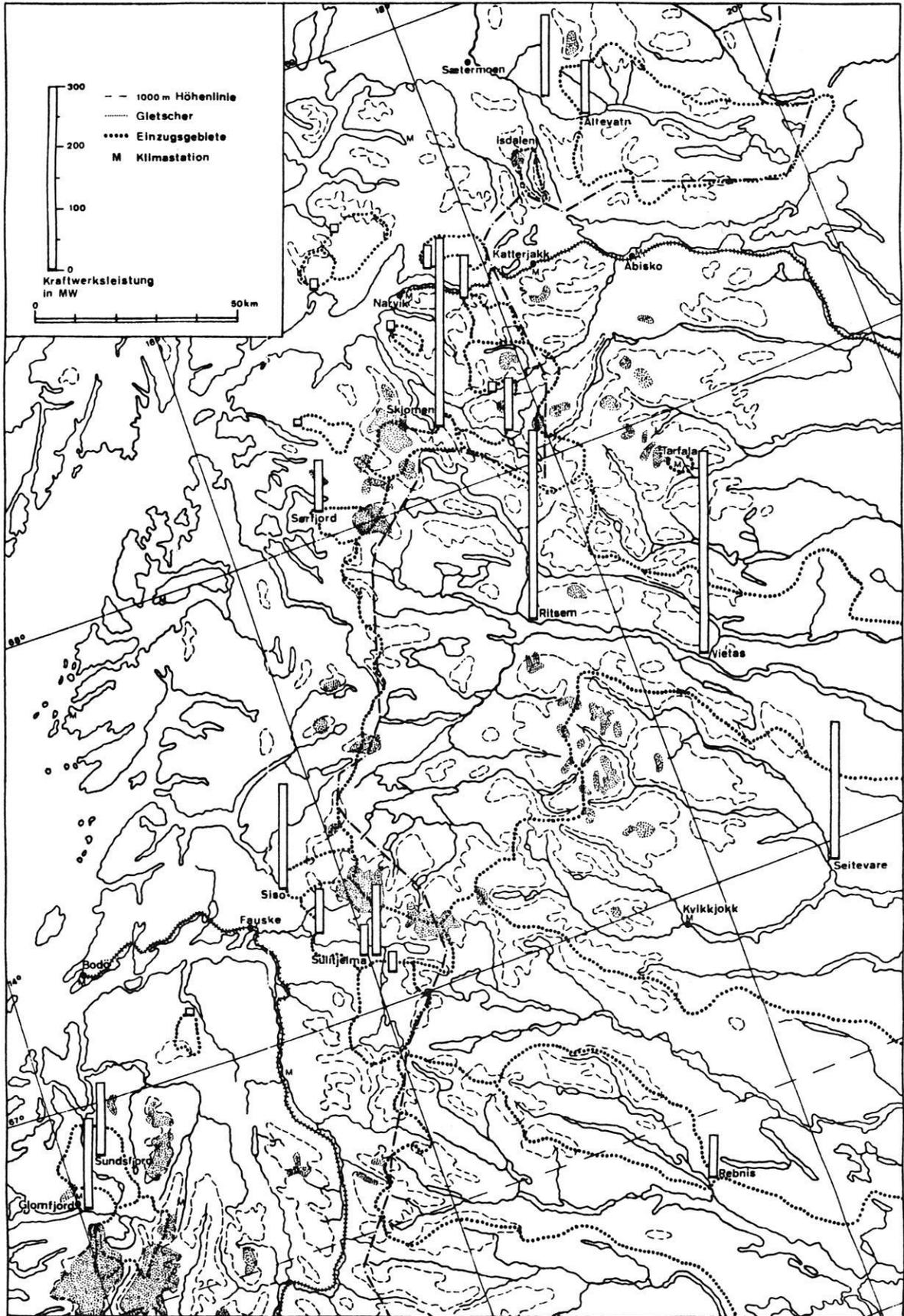


Abb. 1: Karte Einzugsgebiete Nordkalotte.

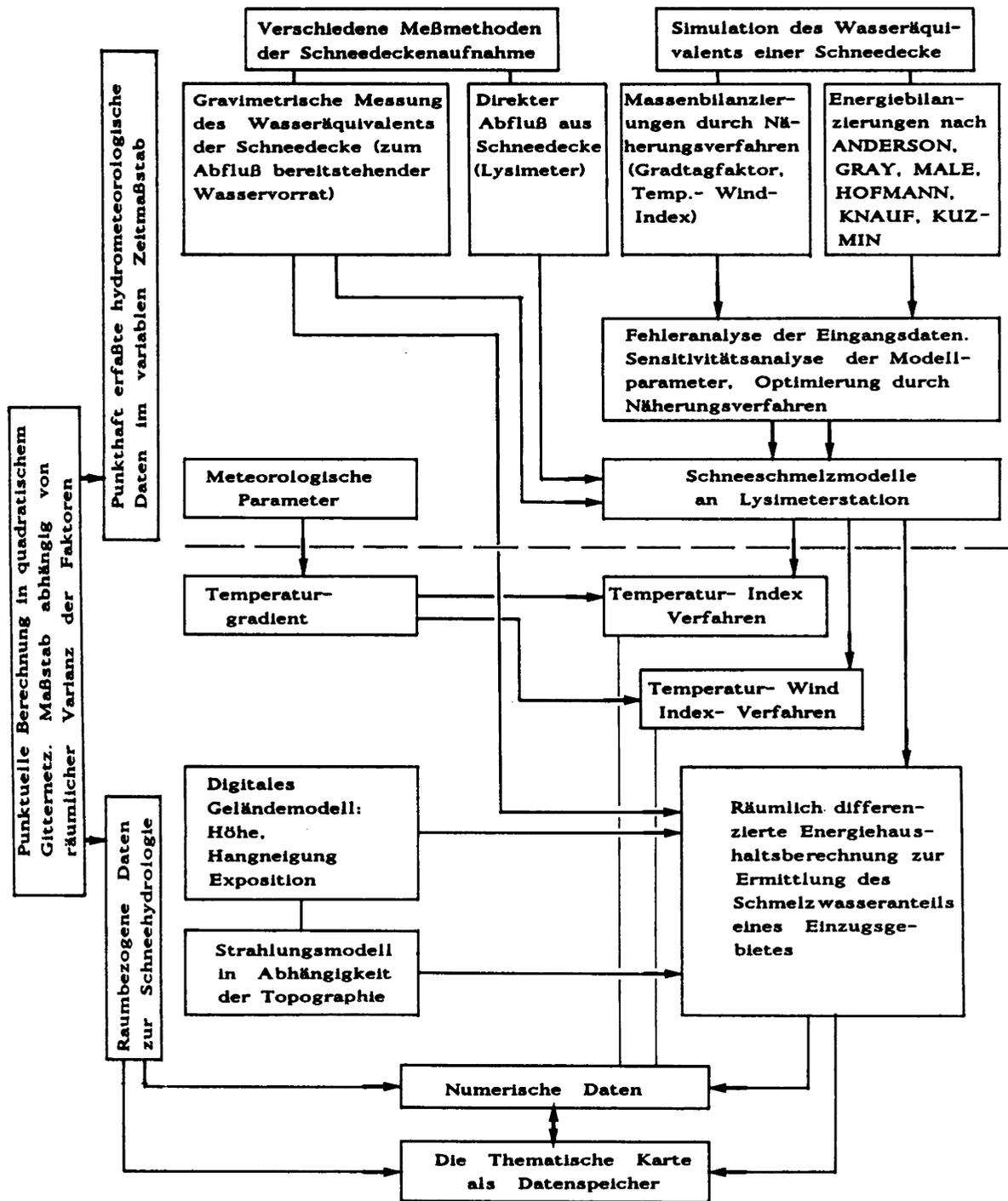


Abb. 2: Erfassung, Verarbeitung der Modelleingangsdaten und räumliche Übertragbarkeit.

Abflusses oder thematische Karten mit Bestandsaufnahmen der gemessenen und berechneten Schneedeckenverteilung.

Ziel der Untersuchung ist die Formulierung eines räumlich differenzierten Schneeschmelzmodells. Das neue Modell soll in wasserwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten mit möglichst geringem Meßaufwand präzise Prognosen zur Schneeschmelze leisten.

1.2 Stand der schneehydrologischen Forschung

In Mittel- und Zentraleuropa und anderen außereuropäischen Ländern der kühl-gemäßigten Breiten spielt die Schneedecke eine wichtige Rolle im Wasserhaushalt. Aus der Notwendigkeit heraus, Erkenntnisse über vergletscherte Einzugsgebiete, Abflußvorgänge der Schneedecke oder Erfahrungen in der Lawinenkunde zu sammeln, entstand die Schnee- und Gletscherkunde. Besonders gefördert wurde sie zunächst von der Schweiz (Eidgenössisches Institut für Schnee- und Lawinenforschung, SLF). Umfangreiches Material der schneehydrologischen Feldforschung lieferten außerdem nordamerikanische Arbeiten, vor allem vom U.S. Army Corps of Engineers (1956), dessen Ergebnisse in Technical Papers von UNESCO/IASH/WMO 1970 standardisiert wurden.

Im Rahmen der Internationalen Hydrologischen Dekade von 1965 bis 1974 wurden Abflußprozesse in zahlreichen repräsentativen Einzugsgebieten untersucht und verschiedene Niederschlags-Abflußmodelle, Schneeschmelz-Abflußmodelle oder Energiehaushaltsmodelle entwickelt. Viele Impulse und Weiterentwicklungen gingen von den nordamerikanischen Staaten, von der UdSSR sowie den hydrologischen Diensten der skandinavischen Länder und der Alpenländer aus.

Im Zeitraum von 1970 bis 1980 entstanden verschiedene Gesamtabflußmodelle für schneebedeckte oder vergletscherte Einzugsgebiete, die die Schneeakkumulation und -

ablation vom einfachen Day-Degree-Ansatz (HBV: BERGSTRØM 1976) bis zum Energiebilanzansatz (SNOWMELT: SOLOMON et al. 1976) enthalten (Tab. 1). Unterschiedlich komplexe Modelle zum Schneedeckenauf- und -abbau entstanden, je nach Güte und Vielzahl von Datenmaterial und nach Aussagekriterien, vom einfachen Tagesgradansatz bis zur vollständigen Energiebilanzgleichung (E.A. ANDERSON 1976). Bei allen diesen Ansätzen wurden die an einem Punkt gemessenen hydrometeorologischen Daten für das Einzugsgebiet als repräsentativ angesehen und entsprechend extrapoliert. Eine Zusammenstellung einiger wichtiger Untersuchungsgebiete zeigt Tab. 2.

In der vorliegenden Arbeit wurde die Schneedecke nicht durch Fernerkundungsmethoden bestimmt. Die Aufnahmetechniken, ob Luftaufnahmen oder Satellitendaten, Aufnahmen im sichtbaren, infraroten oder thermalen Bereich, sind für die Erfassung des Wasseräquivalents (Unterscheidung zwischen feuchtem Schnee und der Bodenoberfläche) in gebirgigen Einzugsgebieten noch nicht ausgereift (RANGO & MARTINEC 1979 und T. ANDERSON 1982). Außerdem ist es für die Objekterkennung von Fernerkundungsdaten notwendig, sich auf Referenzpunkte mit direkten Messungen am Boden (snow routing, snow pillows) zu stützen.

Flächenhafte Aufnahmen der Schneedecke unter Berücksichtigung des Geländes erfolgten mit Hilfe von LANDSAT- und NOAA-Daten an den Einzugsgebieten Williams Fork, USA (A. THOMSEN 1980) und Taserssuaq, Grönland (SØGAARD 1982). Gleichzeitig wurde erstmals durch TVEIT (1980) die Schneedecke mit einem topographischen Geländeeraster räumlich erfaßt. Ein räumlich-zeitlicher Einfluß der Strahlungskomponenten blieb dabei unberücksichtigt. Arbeiten zum Energiehaushalt schneebedeckter Einzugsgebiete unter Berücksichtigung eines räumlichen Strahlungsmodells liegen bisher nur im Alpenraum für den Vernagtferner (ESCHER-VETER 1980) und für das nordschweizer Einzugsgebiet Rietholzbach (SCHÄDLER 1980) vor.

Tab. 1: Auswahl der in der Schneehydrologie gebräuchlichsten Abflußmodelle.

HBV	Schweden	BERGSTRØM 1976, konzeptionelles Abflußmodell. Ablation durch Day-Degree, berücksichtigt Bodenfeuchte.
SNSF	Norwegen	LUNDQUIST 1977, ähnlich wie HBV, für kleine Einzugsgebiete.
ARM	Schweiz	MARTINEC 1983, Deterministisches Abflußmodell. Abfluß wird simuliert aus Day-Degree und Niederschlag.
NAM	Dänemark	NIELSEN 1973, Lineares Speichermodell, numerische Simulation auf Tagesbasis, mit Strahlungsterm.
SHE	Großbrit. Dänemark Frankreich	Abflußmodell mit Boden-, Grundwasserkomponente. Lösungen nach nichtlinearen, partiellen Differentialgleichungen.
SSARR	U.S.A.	U.S. Army Engineer Division 1974.
SNOWMELT	U.S.A.	SOLOMON et al. 1976.

Tab. 2: Ausgewählte Einzugsgebiete (representative basins) der Schneehydrologieforschung.

	Einzugsgebiet	Land	n. Breite	Fläche km ²	Höhen- diff.	Station	Modell
1.	Rio Grande	U.S.A.	37°	3419	1783		SRM
2.	Luleaälv	Schweden	67°	Punktdaten, 2863	1720	R ² = 0.86 2/4	HBV
3.	Durance	Frankreich	45°	Punktdaten, 2170	3319		SRM
4.	Thur, Halden	Schweiz	47°	Punktdaten, 1085	2050	R ² = 0.85 4	HBV
5.	Nea, Aursunden	Norwegen	63°	Punktdaten, 1034	850	Tageswerte	HBV, SNSF
6.	Taserssuaq	Grönland	67°	Rasterdaten: 865	1600	DGM, Schneed. LANDSAT	
7.	Williams Fork	U.S.A.	43°	Rasterdaten: 476	1760	Schneedecke LANDSAT WATBAL	
8.	Dinwoody Creek	U.S.A.	41°	Rasterdaten: 228	2220	DGM ELEVAT Martinec	
9.	Fillefjell	Norwegen	61°	Vier Höhenzonen 154	1050	NOAA	HBV, SNSF
10.	Isdalen	Norwegen	69°	Punktdaten, 54	1260	Schneed.raster 4 Lysimeter	
11.	Dischma	Schweiz	47°	Rasterdaten: 43	1478	DGM, Schneed.	SRM
12.	Solchbach	BRD	50°	Punktdaten, 19		R ² = 0.86 Speicher 3	NASIM
13.	Lainbachtal	BRD	48°	Punktdaten, 10	1131	2 Lysimeter	SRM
14.	Sagelva	Norwegen	63°	Rasterdaten: 4	330	DGM, Schneed.	Lysimeter
15.	Dyrdalen	Norwegen	60°	Punktdaten, 3	371	1 DD, EN.	Lysimeter
16.	Rietholzbach	Schweiz	47°	Punktdaten, 3	280	1 DD, EN.	HBV
17.	Modry Dul	CSSR	51°	Punktdaten, 3	554	2 R ² = 0.96	SRM
	Glaziale Einzugsgebiete						
18.	Johan Dal Land	Grönland	61°	125	600	1 R ² = .72-.88	NAM
19.	Peyto, Alb.	Canada	51°	Punktdaten, 23	1000	1 R ² = .72-.83	
20.	Tarfala	Schweden	68°	Punktdaten, 21	1700	1	
21.	Vernagtferner	Österreich	47°	Punktdaten, 10	990	2 DGM	

DGM Digitales Geländemodell
DD Day-Degree-Ansatz
EN Energiebilanzansatz

1.3 Die Rolle des Schnees in skandinavischen Einzugsgebieten

Die jährliche Schneedecke, der Schneedeckenspeicher, zeigt besonders in Norwegen eine große Variabilität. Der relative Betrag hängt stark von der Höhenlage und dem Breitengrad zwischen 58° und 71° n.Br., geringer vom

Längengrad ab (KRAVTSOVA 1972). In Höhen zwischen 500 und 1 000 m NN bestimmt die jährliche Schneedecke über die Hälfte des Abflusses. Dieser jährlich zur Verfügung stehende Schneedeckenspeicher variiert von Jahr zu Jahr besonders in Gebirgslagen (Westskanden), in denen die Einzugsgebiete liegen, die für die Energiegewinnung genutzt werden.

Der jährliche Variationskoeffizient der Schneedecke von ca. 0,3 entsteht einerseits durch meteorologische Faktoren wie Niederschlagsverteilung, Temperatur, Wind usw.; andererseits spielt die Topographie wie Höhe, Hangneigung, Exposition und morphologische Kleinformen eine ebenso wichtige Rolle. Räumlich differenzierte topographische Aufnahmen wurden erstmals durch TVEIT (1974) an den mittelnorwegischen Einzugsgebieten Sagelva und Neavessingsjø getestet.

Der Einfluß der Vegetation spielt in den für die Energiewirtschaft interessanten Einzugsgebieten Norwegens wegen ihrer Höhenlage eine geringere Rolle. Die Bedeckungsdichte, nach INGEBO (1955) "Canopymeter" benannt, ist außerdem bei den Birkenbeständen im Baumgrenzbereich gering (BERGAN 1974).

1.4 Das Einzugsgebiet Isdalen und dessen Voraussetzung zur Berechnung des Energiehaushalts

Das Einzugsgebiet *Isdalen* (68° 40' n.Br. und 18°30' ö.L.) mit 53,9 km², einer Höhenlage zwischen 140 m und 1 400 m NN als typisches Trogtal mit glazial gerundeten Höhenrücken, kleinen Firnflächen und Restgletschern ist ein charakteristisches Beispiel im Bereich der nördlichen Skanden, um exemplarisch nach topographischen, morphologischen und vegetationsbezogenen Kriterien eine Schneedeckenverteilung zu erfassen und eine räumlich-zeitliche Berechnung des Energiehaushalts über meteorologische Parameter zu erstellen.

1.4.1 Meßgrößen und instrumentelle Ausstattung

Durchgeführte Messungen beschränken sich auf den Untersuchungszeitraum von September 1980 bis September 1981. Datenerfassung und Auswertung des gewonnenen Datenmaterials erfolgten in ähnlicher Weise wie in den Jahren 1978/79 (STÜVE 1980).

Um die für schneehydrologische Aussagen notwendigen meteorologischen Parameter zu erhalten, wurden in 200 m, 550 m, 900 m und 1 400 m NN kontinuierlich Lufttempe-

ratur und relative Feuchte registriert. Zur weiteren Berechnung der zeitlichen und räumlichen Variation wurden daraus Temperaturgradienten ermittelt. Für Regen- und Schneeregistrierung eigneten sich Belfort-Niederschlagschreiber, die an den Stationen 200, 550 und 900 m Höhe eingesetzt wurden. Windgeschwindigkeit und Windrichtung sowie Globalstrahlung und diffuses Himmelslicht wurden kontinuierlich an der Hauptstation in 550 m NN registriert und lieferten neben Bewölkungsgrad und Wolkhöhe die Strahlungsdaten für das gesamte Einzugsgebiet. Ein Vergleich der Globalstrahlungswerte wurde mit der 30 km entfernten Station Abisko (Naturwissenschaftliche Forschungsstation der königlich schwedischen Akademie der Wissenschaften) durchgeführt. Ebenso wurden mit den Klimadaten der meteorologischen Station Katterjakk und Bardufoss in Norwegen verfahren.

Sowohl die Erfassung des Gesamtabflusses durch einen frostunabhängigen Druckpegel als auch die Registrierung des Oberflächenabflusses zweier Teileinzugsgebiete Gletscher Langfoss und oberes Isdalen und die Messung des Abflusses weiterer acht Zuläufe in unregelmäßigen Zeitabständen soll ein differenzierteres Ergebnis des Gerinneabflußverhaltens wiedergeben.

Die repräsentativen Meßpunkte für die im Frühjahr und Sommer durchgeführten Schneerouten und Schneeprofile wurden im Herbst 1980 nach Höhenlage, Hangneigung und Exposition festgelegt. Messungen für das Wasseräquivalent der Schneedecke erfolgten gravimetrisch an 25 Schneeschächten. Dazu kommen Schneetiefenmessungen im Bereich der Schneeschächte. Schneeprofile gaben weitere Aufschlüsse über die Schneemächtigkeit im Talquerprofil bis zu Hangneigungen von 30°. Zur Registrierung der Schneedeckenabflüsse wurde in 550 m NN eine Lysimeteranlage gebaut. Der Abfluß aus der 4 m² großen Schneeauffangfläche wurde mit einem Schwimmpiegel registriert.

Die meteorologischen Meßergebnisse und die Schneedeckenprofile am Schneelysimeter sind Grundlage der punktuellen Schmelzansätze einer horizontalen Fläche. Mehrere Bilanzierungsansätze werden mit dem Lysimeterabfluß geprüft.

2. Verfahren zur Extrapolation der Punktbeobachtungen auf die Einzugsgebietsfläche

Um für das Einzugsgebiet in der Hydrogeographie Prozesse unterschiedlicher Art und deren Wirkung aufzuzeigen, müssen die an einzelnen Punkten aufgeführten Feldbeobachtungen und Naturmessungen durch ein Modell (stochastisch oder deterministisch) auf die Fläche extrapoliert werden.

Hydro-meteorologische Größen, die den Energie- und Wasserhaushalt bestimmen, liegen von verschiedenen Meßstellen in verschiedenen Dimensionen und verschiedenen Zeitmaßstäben vor. Nach DYCK (1978) ist der Bereich der Einzugsgebietshydrologie im mittleren Niveau der hydrologischen Maßstabsebene mit Zeitmaßstäben vom Wasserhaushaltsjahr mit 12 Monaten bis hin zu Zeitintervallen im Stunden- und Minutenbereich einzuordnen.

Hydrologische Prozesse verändern sich nicht nur in Zeitintervallen, sondern auch innerhalb einer Einzugsgebietsfläche. Für Energie- und Wasserhaushaltsberechnungen muß daher für die gemessenen Daten eine "Raumbezogenheit" hergestellt werden, die nicht nur die Abhängigkeit hydrometeorologischer Größen von der Höhe ü. NN umfaßt. Es wird dazu das Einzugsgebiet mit einem gleichständigen Raster überdeckt. Die Ermittlung einzelner Wasserhaushaltselemente an hydro-meteorologischen Meßstandorten sollen punktuell für jeden Knotenpunkt dieses quadratischen Gitternetzes berechnet werden. Der Abstand der Rasterpunkte steht in Abhängigkeit von der räumlichen Varianz von Standortfaktoren (Topographie), von hydrometeorologischen Faktoren des aufzunehmenden Datenbestandes sowie von Größe und Form des Einzugsgebietes und der für die Wasserhaushaltsberechnung angestrebten Zeiteinheit.

2.1 Das digitale Geländemodell zur Erfassung topographischer Parameter

Mit dem digitalen Geländemodell soll der Einfluß von topographischen Gegebenheiten auf meteorologische und hydrologische Parameter erfaßt werden. Als Grundlage dient die norwegische topographische Karte im Maßstab 1 : 50 000, die für das Gebiet Indre Troms fertiggestellt wurde. Aus dieser Karte wurde in Anlehnung an das UTM-Koordinatensystem ein quadratisches Gitternetz mit einer Seitenlänge von 250 m entwickelt. Dieses Gitternetz wurde für die Geländeaufnahme verdichtet, um an jedem Gitterpunkt aus der Karte die Höhe zu entnehmen. Bei der Wahl der Größe eines einzelnen Quadrates werden Topographie und Anzahl der Schneemeßstellen sowie der Klimastationen verglichen, um Extrapolationen auf die Gesamtfläche gesichert durchführen zu können.

Die Größe einiger Einzugsgebiete und die Anzahl der Schneemeßstellen zeigt Tab. 3. In skandinavischen Einzugsgebieten fällt in der Regel ein Meßpunkt auf 30 bis 40 km². Würde man diese Einzugsgebiete in quadratische Gitternetze mit einer Seitenlänge von 1 000 m gliedern, so wären 30-40 Quadrate für einen Meßpunkt repräsentativ. Auf das Untersuchungsgebiet Isdalen bezogen, ergäben auch noch Quadratraster mit einer Seitenlänge von 500 m eine unvollständige Wiedergabe von Karen und Seen. Sommerliche Firnflecken wären nicht mehr darstellbar.

Voranstehende Tabelle zeigt außerdem die Anzahl der Rasterquadrate, die auf eine Meßstelle fallen. Beim Untersuchungsgebiet Isdalen mit einer Quadratfläche von 0,0625 km² liegt das Verhältnis mit 33 : 1 Meßpunkt schon

Tab. 3: Vergleich von Gebietsgröße, Anzahl der Schneemeßstellen und der Rasterfläche einiger Einzugsgebiete.

Einzugsge- bietsgröße km ²	Meßpunkte Schneedecke	km ² / Meßpunkt	Fläche eines Quadrats km ²	Quadrate/ 1 Meßpunkt
Hayden, Narrows Brook Basin 11 km ²	10	0.098	0.01	10
Isdalen 52 km ²	25	2.08	0.063	33
Taserssuaq 865 km ²	32	27.03	1.00	27
Skjomen 872 km ²	26	33.50	-	-
Altevatn 1353 km ²	32	42.30	-	-

sehr hoch. Eine exaktere Wiedergabe durch eine Auflösung mit Maschenweite von 100 m ergibt über 5 300 Rasterpunkte im Untersuchungsgebiet. Die genauere Wiedergabe morphologischer Kleinformen würde ein noch dichteres Gitternetz notwendig machen. Die Schneedeckenaufnahme berücksichtigte allerdings nicht die Einflüsse von Kleinformen.

Ausgehend von den vier meteorologischen Meßstellen wäre außerdem eine noch differenziertere räumliche Übertragung nicht sinnvoll. Im Hinblick auf die Größe der in Norwegen wasserwirtschaftliche genutzten Einzugsgebiete, deren Flächen in der Regel bis über 1 000 km² groß sind, ist ein Raster von 250 m Seitenlänge vertretbar. Dies ergibt für das Isdalen eine Matrix von 850 Punkten (Abb. 3).

Eine anschließende Rekonstruktion der Höhenlinien erfolgte mit dem in der Kartographiesoftware THEMAK enthaltenen Isolinienprogramm ISOLI.

Ein anderes Verfahren der Gelände- und Schneedeckenaufnahme beschreibt TVEIT (1980, 1981). Im Einzugsgebiet Sira-Kvina in Südnorwegen und im mittelnorwegischen 693 km² großen Einzugsgebiet Nea-Vessingsjø hat er durch sehr umfangreiche Geländearbeit 180 Hauptmeßpunkte mit jeweils 20 Schneedeckennmessungen in unterschiedlicher Entfernung ausgeführt und auf bestimmte Flächen der Einzugsgebiete extrapoliert.

Eine derart umfangreiche Datenerfassung mit intensiver Geländearbeit ist dann angebracht, wenn eine schneehydrologische Aufnahme vergleichend über lange Zeiträume erfolgen soll. Die angestrebte topographische Gliederung des Isdalen mit einer Gitterlänge von 250 m und 860 Gitterpunkten erlaubt eine überschaubare nume-

rische oder kartographische Darstellung der Ergebnisse. Die Rekonstruktion der geplotteten Höhenlinien mit denen der topographischen Karte zeigen eine gute Übereinstimmung.

Aus der vorliegenden Höhenpunktmatrix werden Hangneigung und Hangrichtung für jeden Quadratmittelpunkt "P" ermittelt. Neben der Konstruktion dieser Größen aus den geplotteten Höhenlinien heraus wurden auch analog zu ESCHER-VETTER (1980) mit folgenden Ansätzen gerechnet: Um Hangneigung und -richtung von P_{ij} zu berechnen, müssen auch die Höhen der vier benachbarten Punkte P_{i+1,j}, P_{i-1,j}, P_{i,j+1} und P_{i,j-1} in die Gleichung eingehen (Z_{ij} = Höhe von Punkt P_{ij}).

Hangrichtung:

$$\text{EXPO} = \arctan \left[\frac{Z_{i-1,j} - Z_{i+1,j}}{Z_{i,j+1} - Z_{i,j-1}} \right] \quad (1)$$

Hangneigung: (2)

$$\text{HANG} = \arctan \sqrt{\left[\frac{Z_{i,j+1} - Z_{i,j-1}}{500} \right]^2 + \left[\frac{Z_{i-1,j} - Z_{i+1,j}}{500} \right]^2}$$

Für die Exposition wurden acht Himmelsrichtungen N, NE, E, SE, S, SW, W, NW und für die Hangneigung sechs Neigungsintervalle 5°, 15°, 25°, 35°, 45°, > 45° festgelegt. Bedingt durch die Lage des Tals herrschen im Einzugsgebiet Ost- und Westexposition vor. Die Hangneigung des Einzugsgebietes, graphisch dargestellt, gibt sehr gut den Typ des glazialen Trogtals wieder, was charakteristisch für den gesamten nördlichen Gebirgsraum ist.

3. Schneedeckenaufnahmen

Schneemessungen in Skandinavien und im Alpenraum werden im allgemeinen nur an sogenannten repräsentativen Punkten durchgeführt. Nach den Erfahrungen in Nordamerika (U.S. Army Corps of engineers 1956), den Arbeiten am Schnee- und Lawinenforschungsinstitut Weisfluhjoch/Davos in der Schweiz und den seit 1924 am NVE (Norges Vassdrags og Elektrisitetsvesen) durch SØGNEN begonnenen Schneemessungen genügen diese den Interessen der Kraftwerksbetreiber. Um die Geländebedingungen am Meßpunkt zu berücksichtigen, wird eine Schneeprofilmessung mit mehreren Schneetiefenmessungen kombiniert und, um das gesamte Einzugsgebiet räumlich zu erfassen, werden Schneeroutenaufnahmen durchgeführt. Eine unmittelbare Berücksichtigung der Geländetopographie wird,

wie schon MEIMANN (1968) betont, nur unzureichend erreicht.

Schneedeckennmessungen an verschiedenen höhen-, expositions- und vegetationsabhängigen Profillinien führte unter anderem HAEFELI (1939) durch. HERRMANN (1973: 50) fand in einem voralpinen Einzugsgebiet die "Schneehöhe als hochsignifikante lineare Funktion der Höhe". Auch das Wasseräquivalent zeigt ebenfalls eine signifikante Höhenabhängigkeit. Dies wurde auch von H.W. ANDERSEN (1968) durch Faktorenanalysen mit Hilfe von topographischen und meteorologischen Variablen nachgewiesen. Die Bandbreite der Schwankungen ist allerdings erheblich. Die Beziehung Höhenlage und Was-

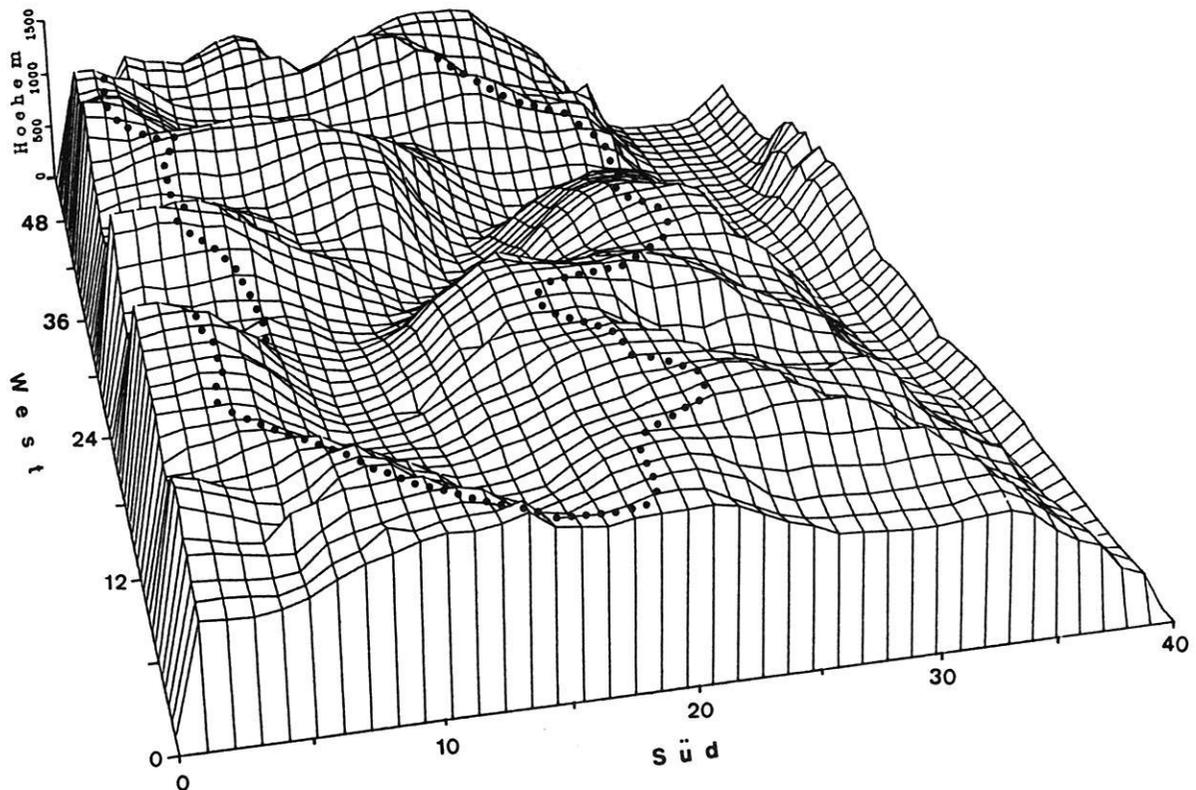


Abb. 3: 3 D - Geländemodell Isdalen.

seräquivalent erklärt die Gebietswasserrücklage nicht vollständig, besonders wenn es sich um ein Einzugsgebiet mit sehr differenzierten topographischen Eigenschaften handelt. Eine genauere räumliche Schneehöhenverteilung erfordert deshalb ein extrem dichtes Meßnetz.

Um ein besseres Regressionsmodell für Schneehöhen in Abhängigkeit von Einzugsgebietsparametern zu erhalten, bestimmte TVEIT (1980) an jedem Gitterschnittpunkt eines Geländeasters acht verschiedene Gebietsparameter. Mit Hilfe von zusätzlichen Stützpunkten wurden Höhe, Geländeneigung und Neigungsrichtung im kleinräumigen Bereich, Vegetation, Nord-Süd- und West-Ost-Geländeneigung und -exposition, Konkavität und Konvexität des Geländes im kleinen Maßstab aufgenommen. Auf diese Art kennzeichnete jeder Hauptpunkt Eigenschaften von Mikro- und Makrorelief. Nach der Schneedeckenaufnahme wurde diese dann mit den Geländekennpunkten gewichtet. Als Ergebnis bestimmt er für das Einzugsgebiet eine Auswahl von repräsentativen Schneemeßpunkten.

3.1 Methode der Schneedeckenaufnahme im Isdalen

HASHOLT (1972) schlug eine zufallsgesteuerte Schneedeckenaufnahme vor und wandte diese Methode für ein

jütländisches Einzugsgebiet mit geringem Relief und homogener Schneebedeckung an. In gebirgigen Einzugsgebieten ist eine solche Stichprobenauswahl allerdings nicht frei von systematischen Fehlern. Im Isdalen gibt es Hänge mit einer Neigung von über 30°. Sie sind unbegebar und können wegen Lawinengefahr auch nicht in die Messungen mit einbezogen werden. Aus diesen Gründen ist das zufällige Stichprobenverfahren hier nicht anwendbar. Die Aufnahmetechnik nach TVEIT (1980) erschien zu aufwendig für eine einjährige Beobachtungsreihe, außerdem sollten die Messungen analog der durchgeführten Aufnahmen von 1978/79 (STÜVE 1980) erfolgen.

Die Aufnahme der Schneedeckenprofile erfolgte nach den von UNESCO, IASH und WMO (1970) vorgeschlagenen Richtlinien zur Bestimmung von Kornform, Korngröße, Härte, Gehalt an freiem Wasser, der Schneetemperatur und der Dichte an einzelnen Schichtprofilen (Abb. 4).

Als Schneesammelgerät diente nicht der in Norwegen allgemein übliche Stechzylinder mit der Länge von einem Meter und 10 cm² Querschnitt (T. ANDERSEN 1973). Zur besseren gravimetrischen Analyse einzelner Schichten wurde der 500 cm³ fassende, 30 cm lange Stechzylinder nach CRREL (Cold Regions Research & Engineering Laboratory, Hanover, New Hampshire) benutzt.

Kornform	Härte
 Neuschnee	sehr weich (5)
 Equitemperaturmetamorphose ET	weich (4)
 Schmelz-Gefriermetamorphose MF	mittel (3)
 Aufbauende Metamorphose TG, kantig	hart (2)
 Aufbauende Metamorphose TG, Tiefenreif, Becherkristalle	sehr hart (1)

Abb. 4: Symbole für Schneeprofile.

Grundlage für die Berechnung des Gebietswasservorrats der Schneedecke des Isdalen waren Schneeprofilmessungen an 25 Punkten. An jedem Punkt erfolgten außerdem 8 Schneehöhenmessungen in der Umgebung: jeweils 2 Messungen in 25 und 50 m Entfernung und in 4 Himmelsrichtungen. Schneeroutenaufnahmen wurden entlang der Talsohle und an 4 Talquerschnitten und in 4 Abschnitten auf den glazialen Akkumulationsformen durchgeführt. Der Meßzeitraum erstreckte sich im mindestens zweiwöchigen Rhythmus an den Wetterstationen vom 1. April bis 1. September und für die übrigen Meßpunkte vom 1. Mai bis 15. Juli. Kriterien für die Auswahl dieser Punkte (Tab. 4) war einerseits die Repräsentativität der Höhenlage, andererseits eine sinnvolle Verteilung im Einzugsgebiet. Nach den Karten A2 und A3 im Anhang wurden im Talverlauf 7, dazu zusätzlich 2 unter Birkenwaldbestand, an den Hängen und in den Karen 5, auf den Bergrücken 6 und am Langfossogletscher 2 Meßpunkte festgelegt.

Wenn der Schneefall generell mit der Höhe zunimmt, so wird diese Annahme nicht immer durch die Schneeakkumulation ausgedrückt (MILLER 1976). Besonders über vegetationsfreiem Gelände regelt Windstärke die Schneever-

teilung, so daß untere Hangpartien, Leeseiten und Talverläufe relativ eine höhere Akkumulation aufweisen als Kuppen, Luvseiten oder Käme und Rücken.

Schneehöhenmessungen entlang der Talquerschnitte geben Aufschluß über das Verhalten der Schneehöhe am Hang. Abb. 5 zeigt eine nicht lineare Abnahme mit zunehmender Hangneigung, wobei die Neigungsklasse 0-15° als 100 % zugrunde gelegt wurde. Die steilen Hangbereiche konnten nur geschätzt werden. Geländebeobachtungen ergaben, daß an Steilhängen Schneeakkumulationen nur in Klüften vorhanden waren. Der Transport von Schnee aus exponierten Bereichen (Schneewächten) durch Lawinen wurde vernachlässigt. Im Isdalen gibt es regelmäßig an den gleichen Stellen pro Winter etwa 1-3 größere Lawinenabhängige, die prozentual ca. 2 % der Einzugsgebietsfläche einnehmen.

Abweichungen der Schneehöhe zwischen den einzelnen Profilmessungen betragen besonders im mittleren Hangbereich zwischen 15° und 25° etwas über 10 %. Diese Varianz ist vermutlich auf die Lage und Orientierung der Hänge im Gelände zurückzuführen. Wegen der geringen Anzahl der Schneeroutenaufnahmen ist es allerdings nicht

Tab. 4: Schneemeßpunkte Isdalen.

1	Basisstation Freiland	200 m	14	Pass Bonnes	800 m
2	Basisstation Wald	200 m	15	Øvre Geiterrv.	800 m
3	Saeter Freiland	270 m	16	Talende	900 m
4	Saeter Wald	270 m	17	Sauskardet	900 m
5	Isberget Wald	380 m	18	Gletscher I	860 m
6	Sauskardelv	400 m	19	Gletscher II	940 m
7	Kufjellet	450 m	21	Talende Pass	1100 m
8	Schneelysimeter	550 m	22	Sauskardet P.	1220 m
10	Unterflåan	650 m	23	Riepecokka	1260 m
11	Gletscherpegel	670 m	24	Spikaloabme S.	1400 m
12	Geiteryggvatn	760 m	25	Spikaloabme N.	1350 m
13	Gletschervorfeld	780 m			

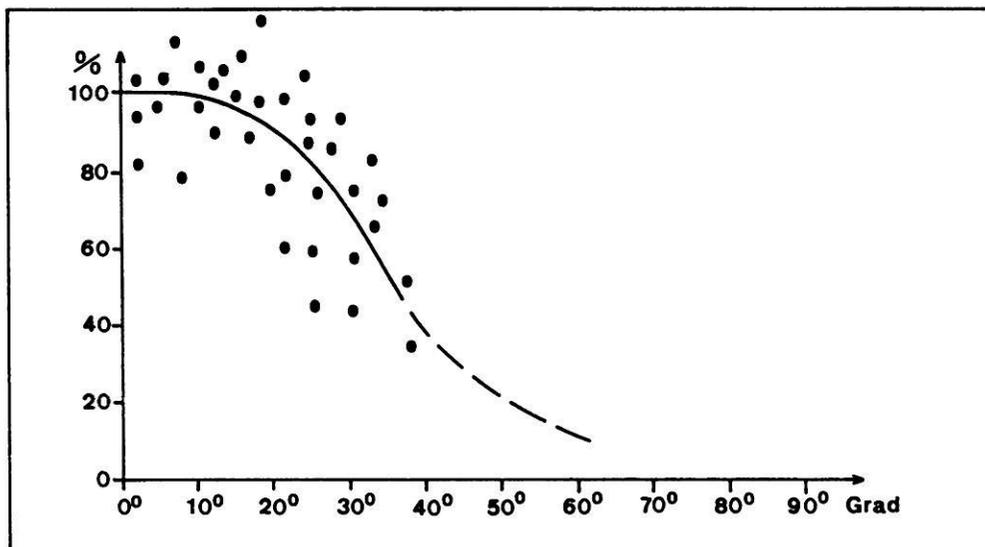


Abb. 5: Abnahme der Schneehöhe mit zunehmender Hangneigung.

möglich, eine genauere Auskunft über die Schneeverteilung jedes einzelnen Hanges zu geben.

3.2 Struktur der Schneedecke

Die Struktur der Schneedecke kann mit Hilfe der gravimetrischen Analysen an ausgewählten Profilen behandelt werden. Die Stationen "Basis", "Saeter", "Talmite", "Unterflaan" und "Talende" zeigen in Abb. 6 bis Anfang Mai noch eine Zunahme der Schneehöhe.

In den unteren Lagen des Einzugsgebietes, im Bereich des Bergbirkenwaldes, geht während der Schneeschmelze die Identität der einzelnen Schichten schnell verloren. Hohe Schneedichten sind infolge von Vegetation und niedrigen Windgeschwindigkeiten nicht vorhanden. In nahezu allen Schneeprofilen tritt eine Schmelz-Gefriermetamorphose (= MF) auf, d.h. die Kornformen sind rundkörnig und entstanden zu Beginn der Ablationsperiode durch Equitemperatur-Metamorphose (= ET) oder entwickelten sich in einer Schmelz-Gefriermetamorphose (MF) mit ansteigendem Schmelzwasseranteil. Durch die Schmelz-Gefriermetamorphose (MF) erreicht im Verlauf des Monats Mai die gesamte Schneedecke Dichtewerte bis zu $0,49 \text{ g/cm}^3$.

Auf den Hochlagen über 500 m ü.NN wird im Mai noch immer eine kalte Winterschneedecke angetroffen. Hier gibt es keine Anzeichen von Schmelzwasser in der Schneedecke. Dies ist typisch für den nordskandinavischen Raum. Während der winterlichen Akkumulationsperiode fehlen positive Lufttemperaturen, und die Strahlungseinwirkung ist ungenügend. Ende Januar 1981 kam es allerdings zu einem ungewöhnlichen Warmlufteinbruch. Bis in Höhen von fast 900 m ü.NN traten positive Temperaturen auf und zusätzliche Regenfälle führten zu einer Störung der winterlichen Schneedecke. An dieses Ereignis erinnern Eislinseen,

die nahezu in jedem Schneeschacht auftreten. Außerdem führte dies zu Eisgang im Unterlauf des Hauptgerinnes und zwei großen Lawinenabgängen im unteren Talabschnitt.

In der Schneedecke der Hochlagen kann bis Anfang Juli hinein die Niederschlagsfolge identifiziert werden. Über dem Erdboden bilden sich kantige Kornformen durch die Temperaturgradient(aufbauende)-Metamorphose (= TG). Dies ist typisch für kalte Schneedecken. An exponierten Flächen, d.h. nahezu im gesamten Hochlagenbereich des Einzugsgebietes ist die Schneedichte bis zu 15 % höher und erreicht bei der Schmelze Dichtewerte bis $0,56 \text{ g/cm}^3$.

Spezielle Bedingungen treten in den großen Akkumulationsbereichen der Hochlagen auf:

- drei Karbecken vor dem Langfossjgletscher
- zwei Bereiche im oberen Haupttal, Flaan (650 m ü.NN) und övre Flaan (900 m ü.NN).

Hier findet morphologisch bedingt ein Wasserstau zur Hauptschmelze statt. Die Schneehöhe ist in diesen Akkumulationsbereichen so hoch, daß der Schmelzabfluß zunächst verzögert wird. Das Schmelzwasser sickert einerseits von den Hängen in diese Becken hinein, andererseits fließt auch Oberflächenwasser vom oberen Talbereich kommend, mäandrierend auf der Schneedecke oder in entstandenen Tunnelsystemen in die Schneedecke hinein. Es entwickelt sich besonders im Flaan ein mehr als ein Meter hoher "Schneesumpf" mit schwer zu messenden Schneedichten von über $0,70 \text{ g/cm}^3$. Wird am Auslauf der Wassergehalt so groß, daß das Restgefüge der Schneedecke den übergroßen Schmelzwasseranteil nicht mehr halten kann, so bilden sich innerhalb weniger Stunden durch rückschreitende Erosion Abflußrinnen, und das gesamte Schmelzwasserreservoir ist innerhalb von 20 bis 40 Stunden ausgelaufen.

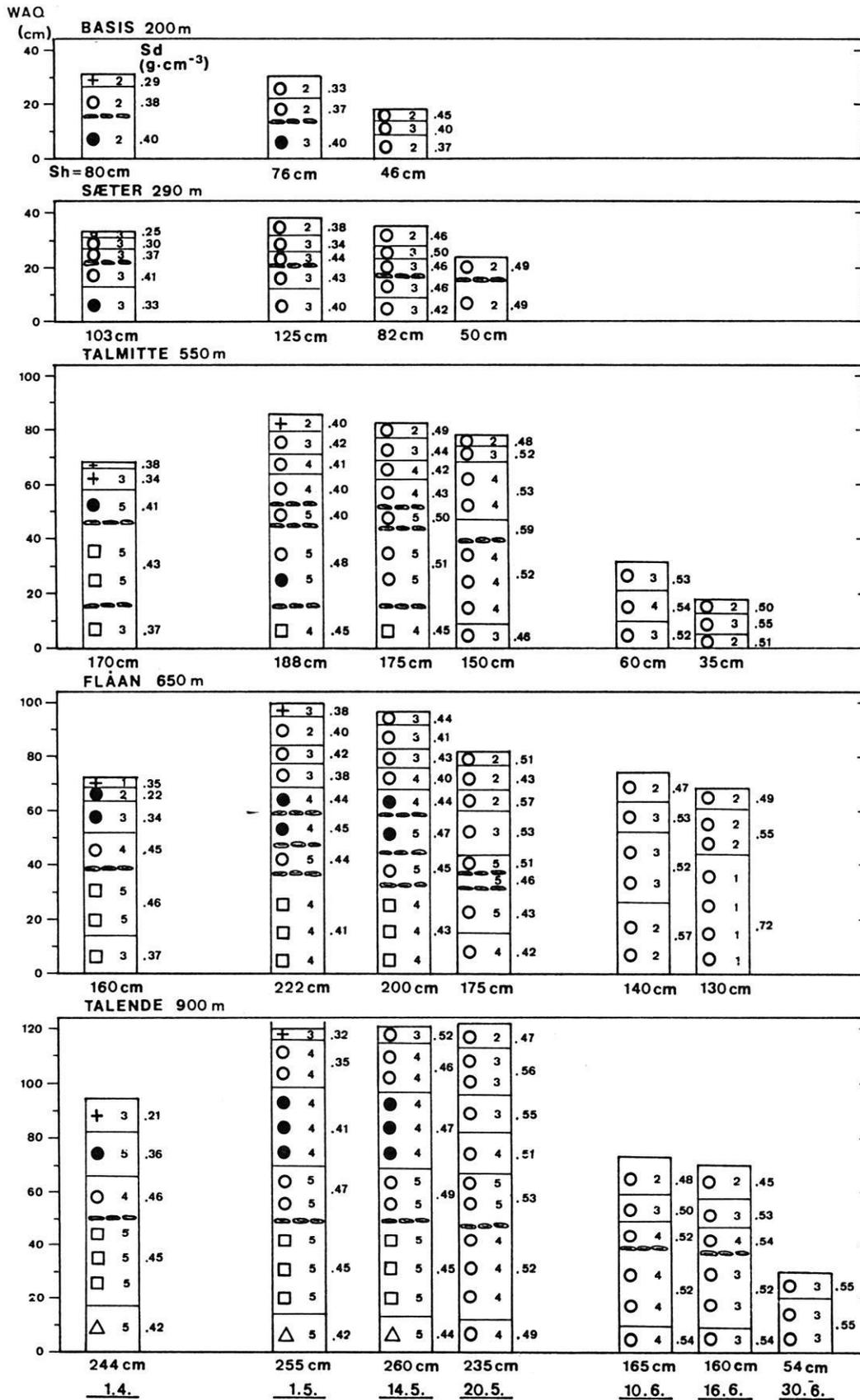


Abb. 6: Schneedeckenentwicklung an den Stationen Basis, Saeter, Talmitte, Flaan, Talende.

Entsprechende Schneedeckenakkumulationen mit hoher Schneedichte und -härte nennt WOO (1980, 1983) "snow jams", die die Schmelzwässer am normalen Abfluß hindern. Ein Ausbruch solcher Schneewasseranhäufungen kann bei weiterer Schmelze zu katastrophalen und schwer vorhersagbaren Hochwasserabflüssen führen. Diese Erscheinungen sind nach WOO typisch für polare Schneedecken und führten auch im Untersuchungsgebiet zu speziellen Schmelzhochwasserereignissen. Diese Besonderheit kann nur durch Reliefeigenschaften und einer Beeinflussung durch meteorologische Situationen erklärt werden.

3.2.1 Wasseräquivalent der Schneedecke

Die Schneehöhen und die Wasseräquivalentwerte werden in Abb. 7 und 8 als Funktion der Geländehöhe dargestellt. Für ebene oder schwach geneigte Flächen besteht damit eine enge nichtlineare Beziehung zur Höhe.

Noch während der Akkumulationsphase Ende März ist eine kontinuierliche Zunahme der Schneedecke und des Wasseräquivalents zur Geländehöhe festzustellen. Zu Beginn der Schneeschmelze gegen Mitte Mai sind die Schneehöhen nur noch gering angewachsen, das Wasseräquivalent dagegen hat besonders in Höhen ab 600 m ü.NN beträchtliche Zunahmen. Neben beginnender Schmelze im Birkenwaldbereich ist in den mittleren Höhen ein geringes Anwachsen der Schneedecke festzustellen.

Ein besonders steiler Anstieg des Wasseräquivalents (WAQ) ist in den Lagen bis 900 m ü.NN festzustellen, während im Bereich der Hochflächen eine geringere Zunahme von WAQ und auch der Schneehöhe festgestellt wurde. Während das Trogtal mit Nebental Langfoss und den Karen Sauskardet und Geiterygg - trotz Hangneigungen und Luv- und Lee-Effekten - durch den Wind begünstigt verstärkte Akkumulation erfährt, so überwiegt in höheren Lagen Windverfrachtung.

3.2.2 Berechnung zur räumlichen Verteilung der Schneedecke

Nach vorliegenden Meßergebnissen soll für einzelne Zeitschritte das Gebietswasseräquivalent ermittelt werden. Mit Ausnahme der Meßreihe vom 31.3.1981 haben alle übrigen Meßserien einen ähnlichen Kurvenverlauf für die Beziehung von Wasseräquivalent und Einzugsgebietshöhe. Die Kurven verlagern sich im Lauf der Schmelzperiode von links nach rechts. In jedem dieser Fälle ähneln diese Höhenkurven des Gebietswasseräquivalents einer Summenhäufigkeitskurve.

In Anlehnung einer Gauß'schen Normalverteilungskurve wurde eine Näherungsformel mit einem e-Ansatz

$$y = (1 - e^{-x}) \quad (3)$$

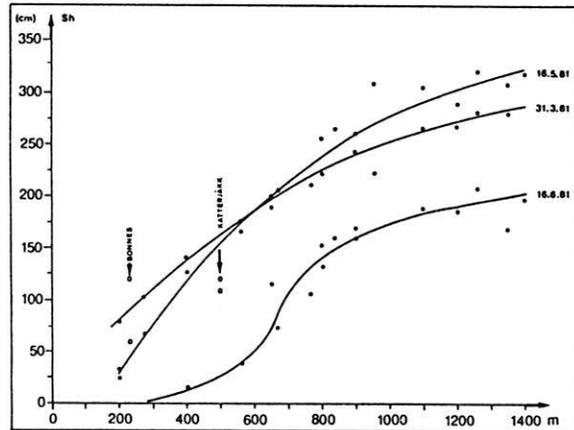


Abb. 7: Beziehung Schneehöhe - Geländehöhe.

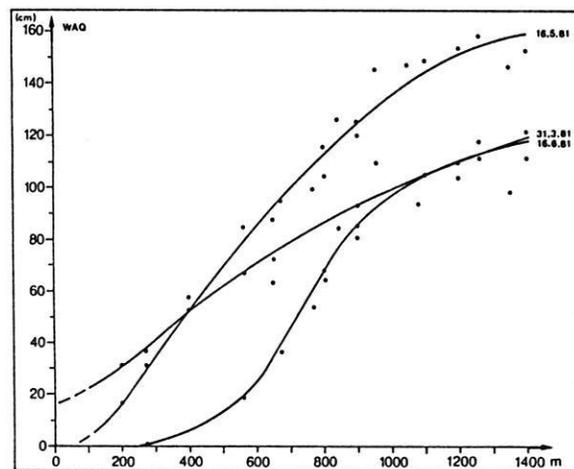


Abb. 8: Beziehung Wasseräquivalent - Geländehöhe.

für folgende geländespezifische Belange umgewandelt. Für die Kennzeichnung des Untersuchungsgebiets sind der höchste Geländepunkt und der tiefste schneefreie Punkt notwendig, um daraus die mittlere Geländehöhe der schneebedeckten Fläche zu erhalten. Als weitere Meßparameter gehen der Maximumwert des Gebietswasseräquivalents und dessen Minimum am Basispunkt des Einzugsgebiets ein.

$$WAQ(H) = WAMAX \left(1 - e^{-\left(\frac{H}{HS}\right)^n} \right) + WAMIN \quad (4)$$

- WAQ(H) = Wasseräq. in Höhe H
- WAMAX = Maximum des Gebietswasseräquivalents
- WAMIN = Minimum des Wasseräquiv. ander Basis
- HS = mittlere Geländehöhe der schneebedeckten Fläche
- n = zeitabhängiger Faktor

Wenn der Zusammenhang zwischen Gebietshöhe und Wasseräquivalent durch diese Funktion beschrieben werden kann, so bedeutet dies auch für die Zukunft eine Einsparung von zeit- und arbeitsintensiven Geländearbeiten.

Die Abb. 9 und 10 stellen den Zusammenhang der gemessenen Wasseräquivalente und deren Näherungskurven dar. Abweichungen der errechneten Gebietswasseräquivalente sind unterschiedlich groß; die Korrelationskoeffizienten zwischen $R = 0,985$ und $R = 0,999$ lassen auf eine gute Anpassung schließen.

Für n wurden durch Optimierung die in Tab. 5 stehenden Werte errechnet. Hierbei ist n eine Funktion der Zeit und kann, legt man den 31.3.1981 als Beginn der Schmelzperiode zugrunde, in Form einer Exponentialfunktion ausgedrückt werden:

$$n = 0,65 e^{0,024 t} \quad (5)$$

t = Zahl der Tage ab Schmelzbeginn

Tab. 5: Werte für Näherungsformel Gebietswasseräquivalent.

Tag	WMIN (cm)	WMAX (cm)	HS (m)	n
31.03.	13.0	124.0	770	1.3
15.05.	0.0	160.0	770	2.4
16.06.	0.0	120.0	845	3.5
05.07.	0.0	101.0	1040	5.0
04.08.	0.0	68.0	1285	15.0

Auch die Werte der maximalen Wasseräquivalente (WAMAX) können für die Schneeschmelze 1981 als eine lineare Funktion der Zeit t beschrieben werden (Abb. 11). Der Korrelationskoeffizient liegt für diese Anpassung bei $R = -0,999$.

$$WAMAX = -1,129 t + 210 \quad (6)$$

Der Gültigkeitsbereich für t ist hier allerdings eingeschränkt und liegt zwischen $t=46$ (15.5.) und $t=130$ (15.8.).

Für eine vollständige Berechnung des Gebietswasseräquivalents fehlt noch der Einfluß der Hangneigung auf die Schneedecke. Die entsprechenden Meßergebnisse werden in Kap. 3.1 berücksichtigt. Für das Gesamtergebnis enthalten die Einflüsse der Hangneigung den größten Unsicherheitsfaktor.

Allein mit der Aufnahme der Schneegrenze durch Befliegung während der Schmelzperiode und der Messung des maximalen Schneedeckwertes kann das Gebietswasseräquivalent vollständig erfaßt werden. Dieses Verfahren ist zunächst nur für einen Raum mit einem dem Isdalen typi-

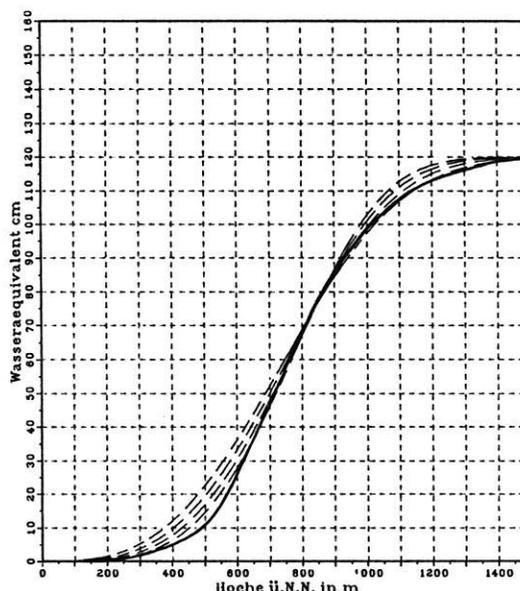


Abb. 9: Gebietswasseräquivalent (berechnet) am 16.6.1981.

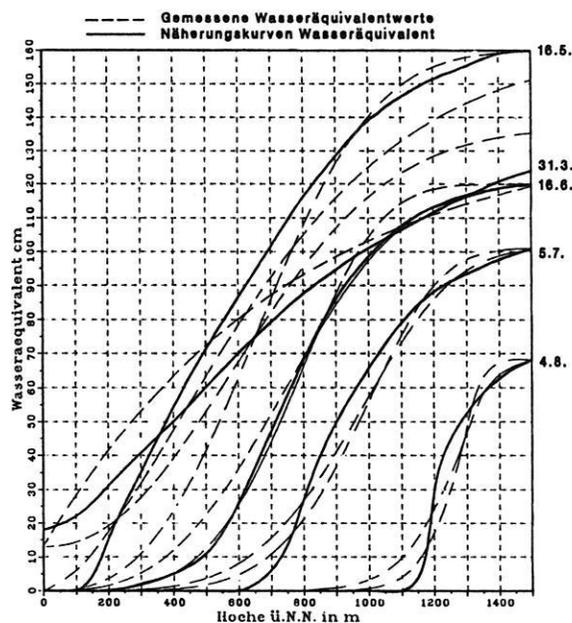


Abb. 10: Entwicklung des Gebietswasseräquivalents von März bis August 1981.

schen Relief (Trogtäler mit glazialen Fjelloberflächen) geeignet. Für anderes geformte Geländeoberflächen wären ähnliche Funktionen herzuleiten.

3.3 Graphische Datenausgabe: Umsetzung raumbezogener Daten in kartographische Darstellungsmodelle

Mit der Entwicklung der Datenverarbeitung ist es möglich geworden, Felddaten hydrometeorologischer Beobachtung

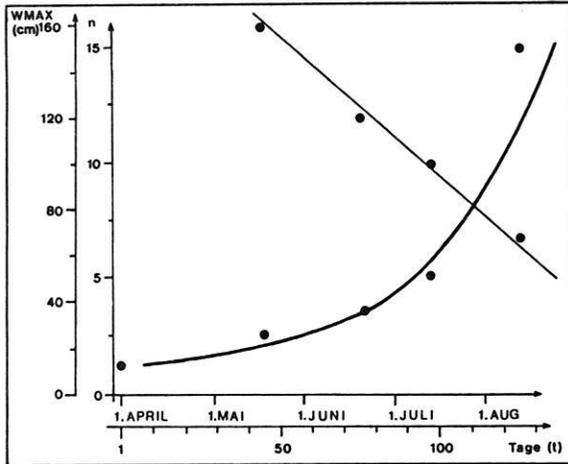


Abb. 11: WMAX und n während Schmelzperiode 1981.

und raumbezogene Information aus Datenquellen wie Karten oder Satellitenbilder in digitaler Form zu speichern, zu ordnen und zu analysieren und das Endprodukt als Datenarchiv in digitaler Form auszugeben.

Als räumliche Basis wurden für hydrologische Analysen in den meisten Fällen Einzugsgebiete verwendet. Berechnungen zum Wasserhaushalt im großen Maßstab mit einer hydrologischen Datenbasis für ein 10 x 10 km Gitterraster findet sich bei GOTTSCHALK & KRASOVSKAIA (1980). Für kleine Maßstäbe fehlen bisher umfassende Arbeiten.

In Abhängigkeit von der Größe und der Vielgestaltigkeit des Einzugsgebietes ist der Maßstab für das hydrologische Modell meist durch das Geländemodell vorgegeben. Dies stellt eine wichtige geometrische Teilinformation im Rahmen des Gelände-Informationssystems dar. Direkte Feldmessungen sind eine weitere Datenebene, bestehend aus einer Punktbasis und Daten in variablen Zeitabständen. Datenanalysen, Datenklassifikation und Datenumwandlung dieser meist nicht räumlichen Attribute sind weitere Arbeitsschritte, um diese mit geometrischen Raumdaten zu verbinden. Eine Umsetzung dieser Kombinationen aus geometrischen Dateien und Attributdateien in kartographische Darstellungsmodelle ergeben dann vielseitige Interpretationsmöglichkeiten.

Für das Beispiel der schneehydrologischen Datenaufnahme und der Entwicklung der Schneedecke werden in Verbindung mit den räumlichen Grundeinheiten und deren Attribute kartographische Darstellungsmodelle zur Umsetzung benutzt.

Die Darstellungsmodelle der einzelnen Kartenebene ordnen die unterschiedlich angeordneten Informationen nach Punkt, Linie, Fläche und bringen diese in einen räumlichen Zusammenhang.

Die Möglichkeit solch einer Umsetzung hydrogeographischer Daten in thematische Karten ist mit Hilfe des graphischen Kernsystems GKS, implementiert am Rechenzentrum der Freien Universität Berlin, und dem kartographischen Softwarepaket THEMAK (BOLLMANN 1980) gegeben. Das Programmpaket THEMAK enthält mehrere Unterprogramme, die auf verschiedene kartographische Darstellungsmodelle mit mehreren Aussageebenen bezogen sind und eine gute Gliederung der einzelnen Kartenebenen zulassen. Neben dem Vorteil des Übereinanderzeichnens mehrerer Kartenebenen mit automatischer Freistellung von Schrift und Signaturen bietet die Rastergraphik auch das Füllen von Flächen mit beliebigen reproduktionsfähigen Flächenstrukturen. Die für einen Mehrfarbendruck notwendigen vier Druckvorlagen werden ebenfalls über THEMAK bereitgestellt und vom Rasterplotter direkt erzeugt.

Am Beispiel der Karte "Snowhydrological Map" im Anhang (A2) sollen die für die einzelnen Kartenebenen notwendigen Darstellungsmodelle näher erläutert werden. Die Schneehydrologische Karte mit dem aktuellen Schneespeicher des Einzugsgebietes wurde aus den Unterprogrammen ISOLI, LINI1, ISOLI und RDIA erstellt (Abb. 12), die die gemessenen und berechneten schneehydrologischen Daten als Kontinuumsflächen und Standortdiagramme graphisch darstellen.

Die Standortdiagramme geben einerseits mit ihrer Höhe die Wasseräquivalente, andererseits in ihrer Farbgebung die Schneedichten der einzelnen Schneeschichten wieder. Aus den Punktmessungen von Schneehöhen und Wasseräquivalent, gestützt durch reliefspezifische Variablen Höhe und Hangneigung des digitale Geländemodells, wurde nach dem Verfahren in Kap. 3.2.2 eine flächenhafte Verteilung des Schneespeichers im Untersuchungsgebiet erzeugt und als Kontinuumsfläche darstellt.

Um den Zusammenhang beider Darstellungsmodelle, Standortdiagramme und die Modellierung der Meßdaten auf den Raum deutlich zu machen, wurden bei der Farbgebung ähnliche Farben mit unterschiedlichen Helligkeitswerten verwendet. Eine äquidistante Klasseneinteilung beider Darstellungen erschien am geeignetsten. Höhenlinien, geplottet mit dem zweiten ISOLI-Unterprogramm und das Gewässernetz mit Wasserschieden und Gletscherflächen bilden als Geländeinformation den Hintergrund.

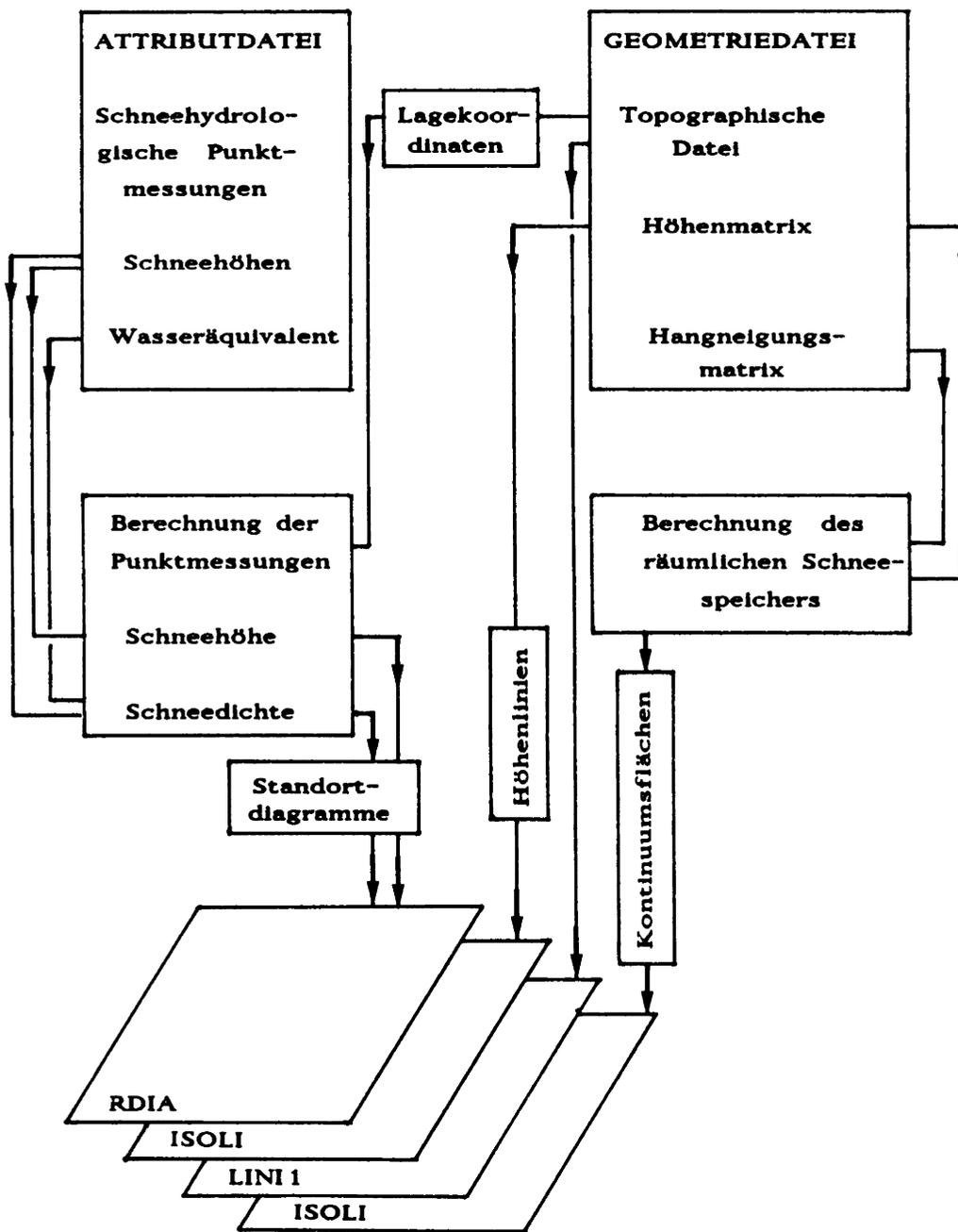


Abb. 12: Aussageebenen und Wahl der kartographischen Darstellungsmodelle.

4. Berechnung der Komponenten zum Strahlungshaushalt (Strahlungsmodell)

Die räumliche und zeitliche Verteilung der kurzwelligigen Strahlung ist ein wichtiger Faktor für Schneeschmelzvorgänge in Einzugsgebieten. In Gebirgsregionen sind wegen des stark gegliederten Reliefs die Strahlungsverhältnisse besonders unterschiedlich. Dies führt zu großen Variationen des Lokalklimas und damit auch zu zeitlichen Verzögerungen von Ablationsvorgängen.

Im Zusammenhang mit forstwissenschaftlichen Problemen analysierte GIETL (1974) die räumliche Variation der direkten Strahlung im Bayerischen Wald. Ein Verfahren zur Bestimmung der Horizontabschattung schlug ENDERS (1976) vor. Ein Strahlungsmodell für Ablationsvorgänge wurde erstmals durch ESCHER-VETTER (1980) am Vernagtferner in den Öztaler Alpen entwickelt. Auch für das 3,2 km² große, im Schweizer Alpenvorland gelegene, Einzugsgebiet Rietholzbach wurde zur Berechnung der Ausaperung der Schneedecke ein digitales Geländemodell (MEIER & SCHÄDLER 1979) erstellt. Berechnungen zum regionalen Strahlungsverhalten im großen Maßstab wurden für zwei Schweizer Regionen von KUNZ (1983) durchgeführt.

Die Strahlungsberechnung [vgl. die Ausführungen von KONDRATYEV (1965) und KUZ'MIN (1972)] beschränken sich meist nur auf horizontale Flächen. Erst VALKO (1966) und MANIER & FUCHS (1978) führen Berechnungen an unterschiedlichen Standortverhältnissen durch. Auch ASAKURA (1979) und DOZIER (1980) stellen ein Punkt-Strahlungsmodell für verschieden geneigte und schneebedeckte Flächen bei wolkenlosem Himmel auf. Alle diese Ergebnisse wurden nicht auf Einzugsgebietsflächen extrapoliert.

Exposition, Hangneigung und Horizontabschattung wirken sich nur auf die direkte Sonnenstrahlung aus, nicht auf die diffuse Strahlung. Während im Alpenraum der Anteil der

diffusen Strahlung an der Globalstrahlung (Tab. 6) nach SAUBERER & DIRMHIRN (1958) mit 7 % bis 10 % recht hoch liegt, liefert OHMURA (1981) für 80° n.Br. Anteile der Tagessummen der diffusen Himmelsstrahlung von 14 % bis 28 %.

Dies entspricht auch den eigenen Meßwerten aus dem Isdalen an den wenigen wolkenlosen Tagen von Mai bis August 1981. Trotz der niedrigeren Breitenlage von 69° n.Br. liegt der Anteil der diffusen Strahlung recht hoch. Dies ist auf die Tallage der Meßstation zurückzuführen, die während der Schneebedeckung noch Mehrfachreflexion von den Hängen erhalten kann.

4.1 Messungen zur Globalstrahlung und Albedo

Die Globalstrahlung bezeichnet die Summe der kurzwelligigen direkten Strahlung und der diffusen Strahlung auf eine horizontale Fläche. Auf dem Weg zur Erdoberfläche wird die direkte Strahlung durch Wasserdampf und Ozon absorbiert und durch Luftmoleküle und Aerosole, in Abhängigkeit von der Jahreszeit, gestreut. Tagessummen der Globalstrahlung für wolkenlosen Himmel, unter Berücksichtigung der Parameter Aerosoltrübung und Wasserdampfgehalt lassen sich nach Jahreszeit und Breitengrad durch Formeln nach BOLSENGA (1964) errechnen.

In der vorliegenden Arbeit wurden nur die Meßwerte der Globalstrahlung vom "Robitzsch-Aktinographen" herangezogen und diese mit dem Gerät gleicher Bauart an der wissenschaftlichen Forschungsstation Abisko verglichen. Da es an weiteren Strahlungsmeßdaten im nordnorwegischen Raum fehlt, wurde die tägliche potentielle Solarstrahlung und die Tagessummen der Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel berechnet. Nach BOLSENGA wurden der Wasserdampfgehalt PWV (Tab. 7) aus den von der Station

Tab. 6: Tagessummen der diffusen Himmelsstrahlung in % der Globalstrahlung an wolkenlosen Tagen.

		Mai	Juni	Juli	Aug.	Ort der Messung	
AMBACH	(1983)		20%			Grönland Eis	69° n. Br.
DIAMOND	(1956)		19%			Grönland Eis	
HOLMGREN	(1971)	21%	..	16%	..	Devon Island	75° n. Br.
AMBACH	(1963)	9%	bis	13%		Grönland, Ablationszone	
OHMURA	(1981)	28%	20%	14%	17%	Axel Heiberg	80° n. Br.
SAUBERER	(1958)	7%	bis	10%		Ostalpen	47° n. Br.
Isdalen	(1981)	28%	21%	16%	17%	Nordnorwegen	69° n. Br.

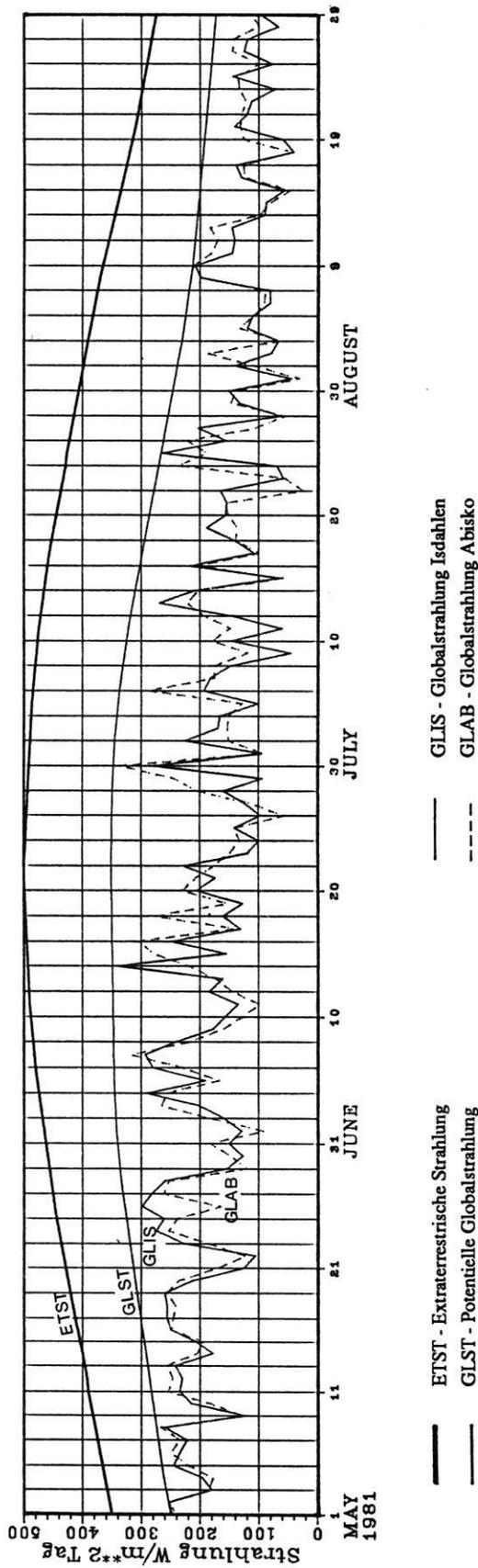


Abb. 13: Tagessummen berechneter potentieller und gemessener Globalstrahlung an den Stationen Talmitte und Abisko.

Tab. 7: Mittelwerte von Trübung und Wasserdampf im Einzugsgebiet 550 m ü.N.N.

Datum	Td °C	PWV cm	DA
01.05.-15.05.	-4.9	0.82	.07
16.05.-31.05.	0.1	1.13	.08
01.06.-15.06.	-3.4	0.91	.09
16.06.-30.06.	-2.1	0.98	.10
01.07.-15.07.	1.9	1.25	.11
16.07.-31.07.	4.4	1.46	.12
01.08.-15.08.	3.7	1.40	.12
16.08.-31.08.	2.6	1.31	.11

Talmitte gelieferten Taupunkttemperaturen nach folgender Formel berechnet:

$$\ln \text{PWV} = -0,981 + (9/5 \text{ Td} + 32) \cdot 0,0341 \text{ [}^\circ\text{C]} \quad (7)$$

PWV - Wasserdampfgehalt der Atmosphäre (cm)
Td - Taupunkttemperatur Station Talmitte (°C)

Ein Vergleich der Strahlungsmeßwerte an den Stationen Talmitte und Abisko (Tab. 8) zeigt trotz der unterschiedlichen Lage (glaziale Trogtalage - Ebene, verschiedenartiger klimatischer Einfluß) eine befriedigende Übereinstimmung im wolkenlosen und vollständig bewölkten Tagen. Die etwas höheren Meßwerte der Station Talmitte werden durch Mehrfachreflexion der Talhänge, wie später eingehender erläutert wird, begründet.

In folgender Abb. 13 sind die Globalstrahlungswerte der beiden Meßstationen und die berechneten potentiellen Globalstrahlungssummen mit der potentiellen Solarstrahlung zusammengestellt worden. Aufgrund der Schneedecke und

Tab. 8: Globalstrahlung Talmitte, Abisko (Werte in W/m² · d).

Tag	Bewölkung 0/10	
	Isdalen	Abisko
01.05.	253	241
16.05.	249	248
19.05.	260	256
24.05.	274	255
09.08.	217	225

Tag	Bewölkung 10/10	
	Isdalen	Abisko
22.04	161	154
23.07.	56	55
15.08.	50	46

der damit verzögerten Erwärmung der Luft liegen im Mai die Werte von PWV und DA niedriger als zur vergleichbaren Zeit des Zenitstandes der Sonne im Juli. Die den Erdboden erreichende Globalstrahlung verläuft dadurch asymmetrisch.

Die als Albedo bezeichnete kurzweilig reflektierte Strahlung wurde in unterschiedlichen Zeitabständen an den Meßstationen in 200 m ü.NN, 550 m ü.NN und 900 m ü. NN mit einem Pyrheliometer aufgenommen. Die Spannweite der Albedowerte reicht von 80 % bei trockener, frischer Schneefläche bis 40 % bei verschmutzter Altschneedecke. Eine Beobachtung der Zunahme der Albedo, bedingt nur durch Bewölkung und Schneefall, wurde wegen zu geringer Anzahl der Meßwerte nicht berücksichtigt. Erscheinungen, wie der bei OHMURA (1981) beschriebene Tagesgang der Albedowerte bei wolkenlosem Himmel wurde teilweise registriert. Messungen zur gleichen Zeit, aber an verschiedenen Punkten des Geländes, am Talboden, Hang, der Hochfläche, wurden ebenfalls an wolkenlosen Tagen Mitte Mai durchgeführt. Hierbei wurde festgestellt, daß Strahlungswerte auf den Hochflächen wegen geringerer Mehrfachreflexion niedriger liegen als an den Talstationen. Eine exakte Begründung konnte allerdings auch hier wegen fehlender und geeigneter Meßinstrumente nicht geliefert werden.

Obwohl zeitliche und räumliche Unterschiede der Reflexion der Schneedecke festzustellen waren, wurde auf die oben erwähnte Differenzierung verzichtet. Die Einzelwerte jeder der drei Meßstationen wurde unter Berücksichtigung von Regen-Schnee-Niederschlagsereignissen linear interpoliert. Eine spätere Extrapolation der Albedowerte auf alle Geländeteile erfolgt linear unter Zugrundelegung der Geländehöhen.

4.2 Diffuse Strahlung

Techniken zur Messung der diffusen Strahlung (= DH) sind bisher noch unzureichend und werden sehr lückenhaft, auf Einzelmessungen beschränkt, durchgeführt. Anders als die direkte Sonnenstrahlung ist das DH nicht unmittelbar vom Sonnenstand abhängig. Allerdings spielt die Albedo des Bodens eine große Rolle, besonders bei Schneebedeckung. Wenn dazu die Bewölkung zunimmt, erhöht sich das DH durch Mehrfachreflexion. Auch die Topographie beeinflusst das DH. Nach DIRMHIRN (1958) führt eine starke Horizontüberhöhung in tiefen Kerbtallagen zur Verminderung der diffusen Strahlung. Andererseits müßten glaziale Trogtallagen, besonders, wenn sie noch schneebedeckt sind, eine Mehrfachreflexion geradezu begünstigen.

Mit Hilfe verschiedener Konstruktionen (Albrechtscher Schattenring; GEORGI 1951; SCHÖNE & SONNTAG 1976 oder Standartschattenring vom UK Meteorological Office; STEVEN & UNSWORTH 1980) wurde hauptsächlich die diffuse Strahlung an wolkenlosen Tagen ge-

messend. STEVEN & UNSWORTH (1979) versuchten, das DH bei vollständiger Bewölkung und an verschiedenen Geländeexpositionen zu erfassen.

Zusätzlich zur Globalstrahlungsmessung wurden die Werte der diffusen Strahlung (DH) an der Lysimeterstation Talmitte in 550 m ü.NN registriert. Die Messung erfolgte durch einen selbstgebauten schwarzen Schattenring von 10 cm Breite und einem Durchmesser von 60 cm, der das direkte Sonnenlicht abhält (Abb. 14). Je nach Zenitstand wurde ein Nachstellen des Ringes erforderlich.

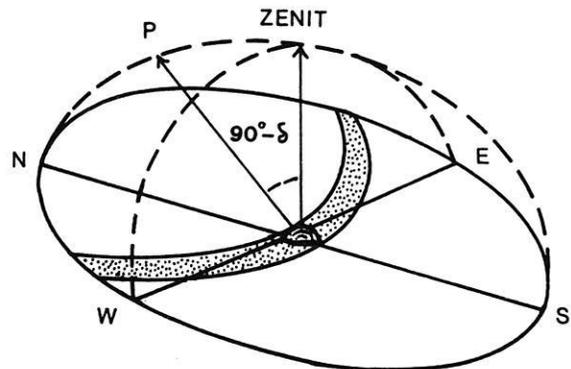


Abb. 14: Anordnung des Schattenringes am Strahlungsmeßgerät.

Eine Schattenringkorrektur, bedingt durch die Absorption von Strahlung am Ring in Abhängigkeit vom Sonnenstand, konnte wegen fehlender Eichgeräte nicht durchgeführt werden. Korrekturberechnungen aufgrund der Schattenringgeometrie wurden für polare Breiten und für die Sommermonate von ROSSI (1975) und OHMURA (1980) durchgeführt, deren Ergebnisse zwischen $k = 1,21$ und $k = 1,19$ liegen. Diese Berechnungen gelten wiederum nur für wolkenlose Tage, so daß für die vorliegende Strahlungsberechnung auf einen Korrekturfaktor verzichtet wurde. Ein Korrekturfaktor wäre, wie im folgenden näher ausgeführt, wegen der Topographie nur am Strahlungsmeßpunkt sinnvoll.

Der Vergleich der Abb. 15 und 16 zeigt, daß mit fortschreitender Schneeschmelze der Anteil der diffusen Himmelsstrahlung (DH) zur Globalstrahlung (GS) bei wolkenlosem Himmel abnimmt. Wegen mehrfacher Reflexion zwischen Luftmolekülen und der Schneedecke an den Hängen liegt DH Anfang Mai bis zu 30 % höher als Ende Juli, wenn das Gelände schneefrei ist. Auch der Tagesgang der Sonne verändert den Anteil von DH an der Globalstrahlung.

Bei bedecktem Himmel ist die diffuse Strahlung ungefähr dreimal so hoch als bei wolkenlosem Himmel, da hier eine zusätzliche Reflexion zwischen Wolkenunterseite und Schneefläche erzeugt wird. Mit Abschluß der Schneeschmelze sinkt mit dem Anteil der diffusen Strahlung auch die Globalstrahlung.

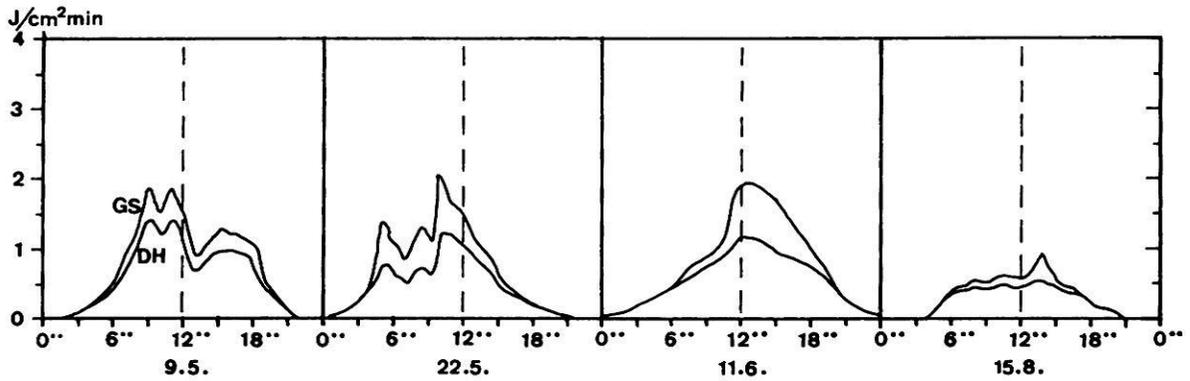


Abb. 15: Globalstrahlung und diffuse Strahlung an Tagen mit 10/10 Bedeckungsgrad.

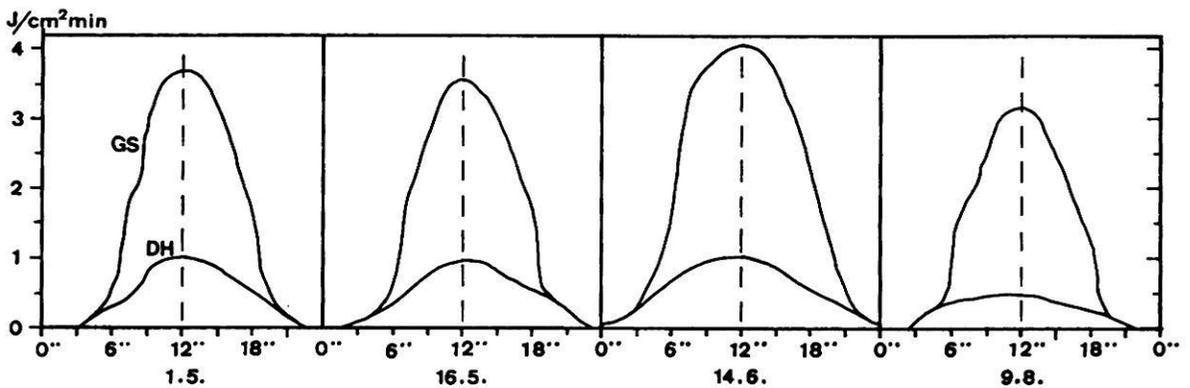


Abb. 16: Globalstrahlung und diffuse Strahlung an wolkenlosen Tagen.

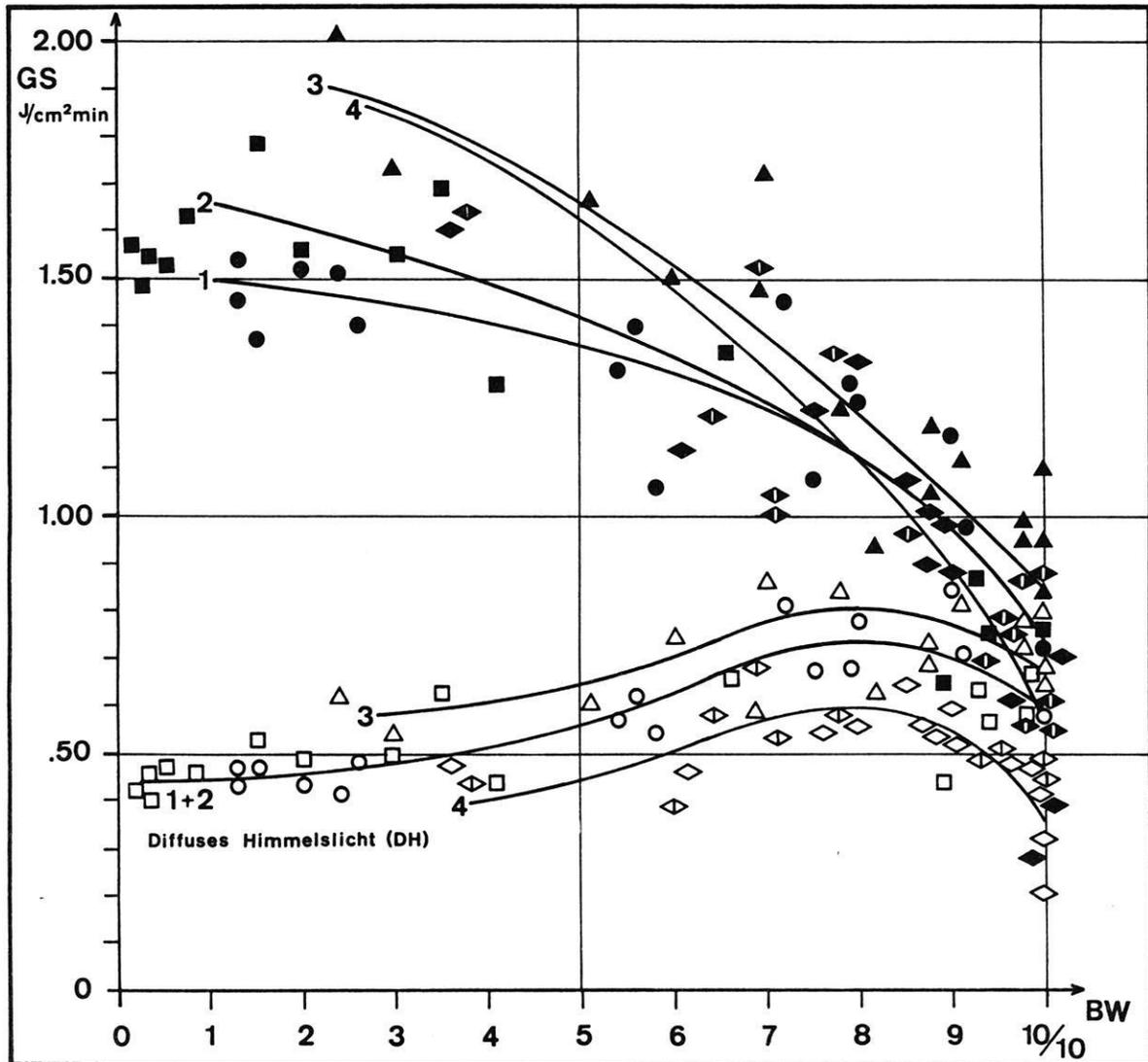
Vergleicht man die Tagessummen von Globalstrahlung und diffuser Strahlung während des Ablationszeitraumes vom 1.5. bis 15.7., so ergibt sich nach Abb. 17 folgende Erklärung: Zunächst nimmt die Globalstrahlung GS, der Jahreszeit entsprechend, zu. Während die Strahlungswerte bei einem Bewölkungsgrad von 10/10 zu Beginn der Schmelze noch recht hoch liegen, wächst die Differenz von GS zwischen 0/10 und 10/10 Bewölkungsgrad zum Ende der Ablationsperiode beträchtlich.

Anhand dieser Werte läßt sich die Abnahme von mehrfacher Reflexion an der Schneedecke ableiten. Auch die Werte der diffusen Strahlung steigen zunächst entsprechend der Jahreszeit. Die höchsten Werte werden Anfang Juni erreicht, kurz vor Beginn größerer Ausaperungen. Dieses Optimum läßt sich aus unterschiedlichen Ursachen begründen. Einerseits ist die langsam abnehmende Albedo noch zu hoch, um eine gute Reflexion abzugeben, andererseits haben sich Sonnenstand und Sonnenscheindauer vom 1. bis 31. Mai um 21 % erhöht. Außerdem wurden zu diesem Zeitpunkt Werte hoher Luftfeuchtigkeit registriert. Der Anstieg von DH bei Bewölkungsgraden zwischen 7/10 und 8/10 erklärt sich aus einem günstigen Verhältnis einer noch größeren Menge an einfallender direkter Sonnenstrahlung und der Möglichkeit der Reflexion an der Wolkenuntergrenze.

4.3 Berechnung der räumlichen und zeitlichen Verteilung der kurzwelligigen Strahlungsbilanz

Grundlage aller Strahlungsbilanzberechnungen sind in der vorliegenden Arbeit die Meßergebnisse von Globalstrahlung und diffuser Strahlung in 550 m ü.NN sowie zum Vergleich die Ergebnisse der Globalstrahlung von Abisko. Eine Berechnung der Energiemenge aus direkter Sonnenstrahlung wurde nur mit angenäherten Werten der Streuung und Absorption in der Atmosphäre durchgeführt.

Die größten Unterschiede an der Energiezufuhr liefert die direkte Sonnenstrahlung, wenn sie im tages- und jahreszeitlichen Rhythmus auf verschieden orientierte Empfängerflächen fällt. Obwohl die diffuse Strahlung auch von der Geländeexposition beeinflusst wird, können hier nur hangabhängige Strahlungsunterschiede der direkten Strahlung berücksichtigt werden. Ergebnisse hierüber liefern Tagesmittelwerte der Bestrahlungsstärke. Ebenso wie Expositionseinflüsse spielt in gebirgigen Einzugsgebieten die Horizontabschattung eine Rolle, die bisher in den Arbeiten von ESCHER-VETTER (1980), HUEGLI (1980) und KUNZ (1983) entwickelt und für Gebiete im Alpenraum ihre Anwendung fanden. Räumlich und zeitlich differenzierte Strahlungsbilanzrechnungen für polare und subpolare Regionen wurden bisher noch nicht durchgeführt.



GS	DH	Period
1 ● ○	1.5. - 15.5.	
2 ■ □	16.5. - 31.5.	
3 ▲ △	1.6. - 15.6.	
4 ◆ ◇	16.6. - 30.6.	
5 ◆ ◇	1.7. - 14.7.	

Abb. 17: Tageswerte von Globalstrahlung und diffuser Strahlung während der Schmelzperiode, 1981.

4.3.1 Die direkte Sonnenstrahlung

Um für eine ebene Fläche das Tagesmittel der Bestrahlungsstärke (DS) zu errechnen, wurde folgende Gleichung nach HEYNE (1969) zugrunde gelegt, deren Integrationsgrenzen Sonnenaufgang SA und Sonnenuntergang SU bedeuten.

$$DS = \frac{I_0}{2\pi \eta^2} \int_{sa}^{su} \sin h \, dt \quad (8)$$

I_0 - Solarkonstante
 η - Entfernung Erde - Sonne

Die Bestimmung der Zenitdistanz (hz) bzw. der Sonnenhöhe (he) über einer Ebene ist von der geographischen Breite (φ), der Deklination der Sonne (δ) und dem Stundenwinkel der Sonne (θ) abhängig (Abb. 18).

$$\sin he = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \theta \quad (9)$$

Der Stundenwinkel (θ) wird dabei, ebenso wie später die Hangrichtung (α), wie folgt definiert:

Tageszeit:	0 ^{oo}	6 ^{oo}	12 ^{oo}	18 ^{oo}	24 ^{oo}
Stundenwinkel θ :	-180°	-90°	0°	+90°	+180°
Hangrichtung:	Nord	Ost	Süd	West	Nord

Als Startpunkt für die spätere Berechnung durch das Programm STRAHL wurden alle notwendigen Daten, wie z.B. Rektaszension, Schiefe der Ekliptik, aus dem "The Astronomical Almanac for the Year 1981" entnommen.

4.3.2 Sonnenauf- und -untergangszeiten

Aus den Gleichungen (8) und (9) lassen sich Sonnenauf- und -untergangszeiten berechnen, wenn $\sin he = 0$ gesetzt wird. Für beliebig geneigte Hänge gestaltet sich die Berechnung komplizierter. Eine einfache Methode benutzt ESCHER-VETTER (1980: 21), indem der Hang, für den die Integrationsgrenzen berechnet werden sollen, unter Beibehaltung von (v) und (α) an den Punkt der Erde transformiert wird, an dem dieser Hang eine Tangentialebene an die Erdkugel bildet. Die Berechnungen von Sonnenauf- und untergang erfolgen nun an dem neuen Punkt mit den geographischen Koordinaten φ' und λ' . Werden auf diese Weise Hanglagen nördlich des Polarkreises transformiert, werden sie während der Winter oder auch Sommermonate nicht beschienen.

4.3.3 Sonnenhöhe und -azimut über verschieden exponierten Flächen

Unter Berücksichtigung einer Fläche mit der Hangneigung (v) und der Hangrichtung (α) ergibt sich nunmehr der Cosinus hex des Sonneneinfallswinkels aus Hanglage und Sonnenstrahlung:

$$\cos hz = \sin \varphi \cdot \sin \delta + \cos \varphi \cdot \cos \delta \cdot \cos \theta \quad (10)$$

$$\cos hex = \cos hz \cdot \cos v + \sin hz \cdot \sin v \cdot \cos (\theta - \alpha) \quad (11)$$

Für geographische Breiten nördlich 66,6° n.Br. erweist sich obige Gleichung und auch die Berechnung der Sonnenauf- und -untergangszeiten von Kapitel 4.3.2 während der Wintermonate (Polarnacht) als unzureichend, da der Erd-

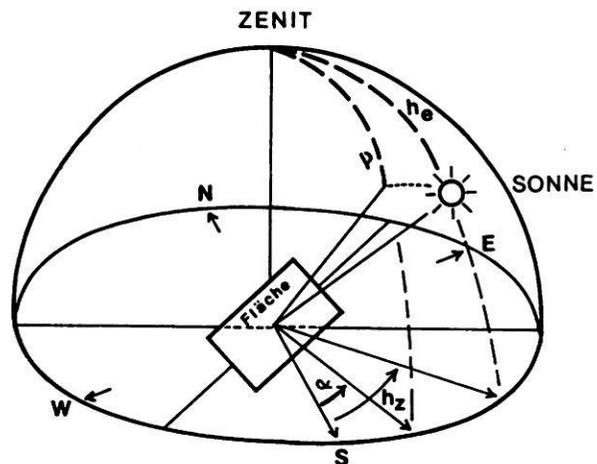


Abb. 18: Einfallswinkel der Strahlung auf beliebig geneigte und orientierte Flächen.

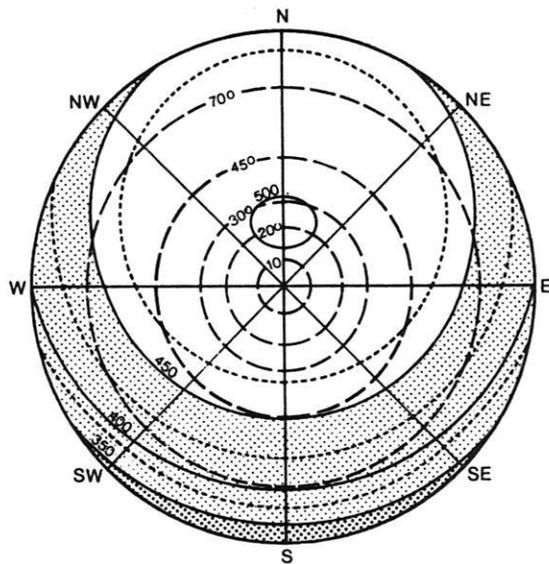
schatten nicht berücksichtigt wird. Auch für die frühsummerlichen Zeiten der Schneedeckenablation muß deshalb besonders für die steil nach Nord exponierten Hänge ein Einfluß des Erdschattens berücksichtigt werden.

Im Gegensatz zum mitteleuropäischen Raum erhält man in polaren Breiten für eine ebene Flächen und für viele verschieden geneigte und orientierte Hänge, besonders während der Ablationsperiode, positive Sonnenhöhen über nahezu die gesamte Tageslänge. In Abb. 19 wurden im Vergleich Strahlungsunterschiede an verschieden exponierten und geneigten Hängen in 70° n.Br. und 50° n.Br. dargestellt. Obwohl der Sonnenstand in Polargebieten erheblich niedriger als zur gleichen Zeit in den Mittelbreiten ist, erreicht doch wegen der 24stündigen Einstrahlung die potentielle Strahlungsmenge an fast jedem Hang einen höheren Wert.

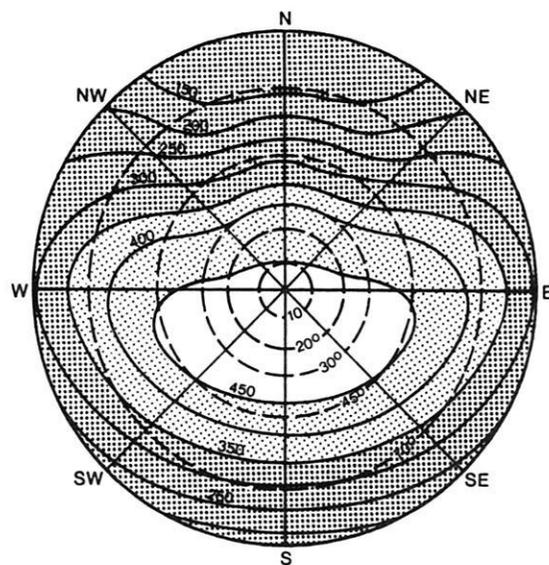
Während der Schmelzperiode von Mai bis Juli wandert das Strahlungsmaximum von 30°-45° geneigten Hängen in SE-S-SW-Expositionen über 0°-20° geneigte Hänge in W- und E-Exposition nach 0°-20°-Hänge in NW-N-NE-Exposition. Dabei nimmt die Schwankungsbreite der Strahlung ab (325 bis 502 W/m²), und die Tagessumme der Strahlung hat ihr Maximum an Nordhängen mit 10° Hangneigung. Das Tagesmaximum der potentiellen kurzwelligen Strahlungsmenge ist in 50° n.Br. um ca. 40 W/m² niedriger, und Expositionsunterschiede lassen sich schon aus der größeren Schwankungsbreite der Strahlung von 135 bis 460 W/m² erklären. Im Gegensatz dazu spielen im Polarraum Expositionsunterschiede bei Vegetation oder Schneedeckenablation eine geringere Rolle.

4.3.4 Verfahren zur Berechnung der Horizontalabschattung

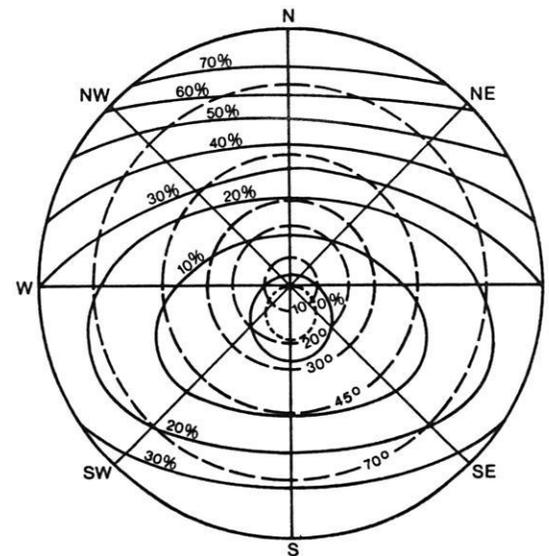
Große Unterschiede der Geländebestrahlung verursacht besonders in Gebirgsgebieten die Horizontüberhöhung. Wird



70° n. Br. 31. Mai
 Atm. kurzwellige Strahlung (Wm^{-2})
 -- Hangneigung



50° n. Br. 31. Mai
 Atm. kurzwellige Strahlung (Wm^{-2})
 -- Hangn.



Zunahme der kurzwelligen
 Strahlung von 50° auf 70° n. Br.
 (Zeitraum 10.5. - 22.6.)

Abb. 19: Strahlungsunterschiede an Hängen in 70° und 50° n. Br. während der Schmelzperiode.

eine Gelände­fläche vom umgebenen Gelände abgeschattet, entstehen zusätzliche Grenzwerte der Sonnenscheindauer, und die Bestrahlungsstärke nimmt im Tagesmittel ab. Eine Bestimmung der direkten Sonnenstrahlung unter Berücksichtigung der Horizontabschattung läßt sich rechnerisch auf verschiedene Art und Weise bewältigen.

Um sich zunächst einen Überblick über besonnte und beschattete Flächen zu verschiedenen Zeitpunkten zu verschaffen, wurde ein dreidimensionales Modell vom Einzugsgebiet entwickelt. Abb. 22 gibt das Gelände zu verschiedenen Zeiten aus der Blickrichtung des jeweiligen Sonnenstandes wieder. Während das Gelände am 15. Februar mit Sonnenauf- und -untergangszeiten von 8:14 bis 15:40 Uhr und einem Zenitstand von $9^{\circ}15'$ nur in den oberen Bereichen mit Ausnahme aller exponierten Hänge bestrahlt wird, ändert sich die Bestrahlung bis zum Beginn der Ablationsperiode dahingehend, daß fast gleichmäßig viele nördlich wie südlich exponierte Gelände­flächen bestrahlt werden. Geringste Abschattungen erfahren dabei die glazial zugerundeten Höhenrücken, während der untere Talabschnitt und auch große Teile des Langfossbreen länger beschattet werden. Diese Betrachtungen lassen schon vermuten, daß eine durch Temperaturgradienten gesteuerte Schneeschmelze im Höhenbereich sehr stark von Strahlungseinflüssen beeinflusst werden kann.

Ausgang der Geländeschattenberechnung ist das bereits erwähnte Geländemodell mit Höhenpunktmatrix. Nach der Berechnung von Sonnenauf- und untergang an jedem Geländepunkt wird zunächst festgelegt, welche Punkte $P(IX, IY)$ Strahlung erhalten können. Anschließend wird die Sonnenstrahl­linie $y = \tan m \cdot XA$ zur Zeit t berechnet, die die in die Ebene projizierte Höhenpunktmatrix an den Punkten $P(GL-IX, YENDE-IY)$ und $P(GL-IY, XENDE-IX)$ schneidet. Da diese Schnittpunkte des Strahls die Gitterlinien des Gitternetzes schneiden, muß eine lineare Interpolation (Abb. 20) mit den benachbarten Geländehöhenpunkten durchgeführt werden. Nur bei den Sonderfällen 0° , 180° , 90° , 270° , 45° , 135° , 225° und 315° entfällt die Interpolation, da die Gitternetzpunkte dann auf der Strahl­linie liegen.

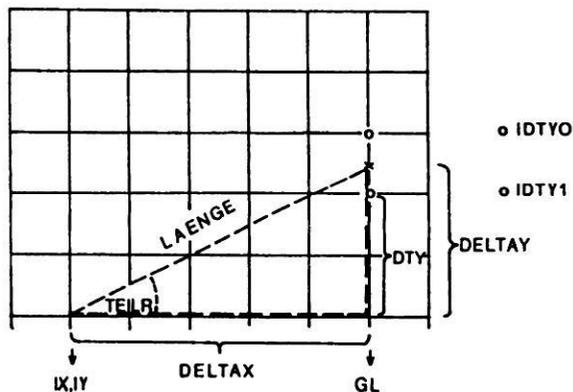


Abb. 20: Interpolation der Strahl­linie im Grundgitter.

So erhält man aus den zur Zeit t auf diesem Strahl liegenden neuen Schnittpunkten die interpolierten Geländehöhen HOEHE (Abb. 21). Das Programm HORIZO (Abb. 23 und Anhang F2) errechnet nach Auswahl des Quadranten 1-4 die Laufrichtung des Strahls im Unterprogramm QUAD und nach Erkennen der Sonderfälle für Gitterschnittpunkte oder Gitterlinieninterpolation im UP ERKENN Horizontwinkel. Für jeden Geländepunkt wird die Horizontlinie, bzw. der maximale Horizontwinkel nach allen Himmelsrichtungen in einer Horizontmatrix abgespeichert. Je genauer die Horizontlinie werden soll, desto dichter müssen die Horizontpunkte liegen, wobei z.B. 24 Punkte den Stundenschritten $= 15^{\circ}$ entsprechen würden. Beispiele von Horizontlinien an den Stationen liefert Abb. 24.

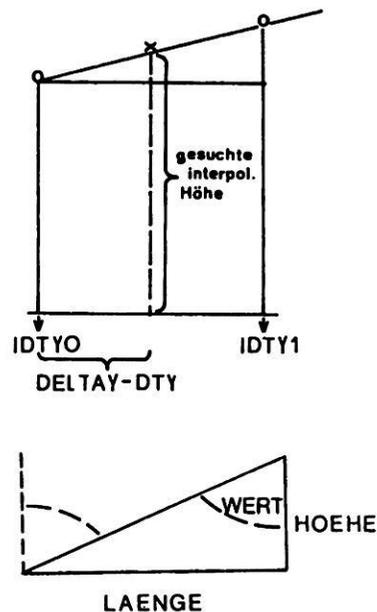


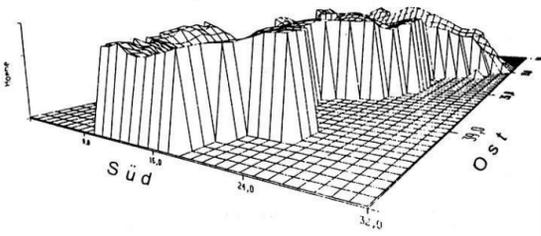
Abb. 21: Berechnung der zu interpolierenden Höhe.

In einem weiteren Schritt werden nun die maximalen Horizontwinkel mit dem jeweiligen Sonnenwinkel zur Zeit t verglichen. Ist Sonnenwinkel SOHOE kleiner als der Horizontwinkel MINI, erreicht der Strahl den Punkt $P(IX, IY)$ nicht und eine Abschattung findet statt. Die Geländematrix wird so auf Abschattung oder Besonnung abgearbeitet und gespeichert. Anschließend werden mit dem Programm GESAMT die Energiemengen der besonnten Punkte in Zehnminuten-Schritten berechnet und zu Stundenwerten addiert und gehen so direkt in die Energiehaushaltsberechnung ein.

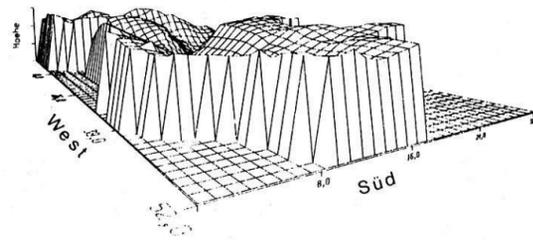
4.3.5 Potentielle Globalstrahlung mit und ohne Abschattung

Die Formelansätze aus Kap. 4.3.3, sowie die Berechnung der Abschattung in Kap. 4.3.4 werden für die räumliche

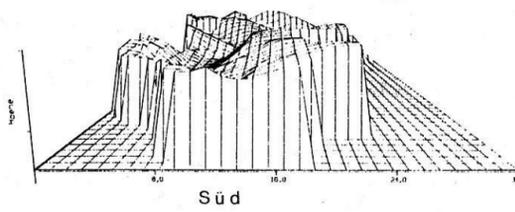
ISDALEN
15. Febr. 10.00 Zenit 6.5 Grad



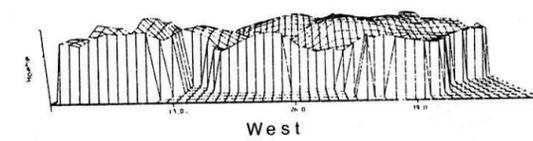
ISDALEN
15. Febr. 14.00 Zenit 6.5 Grad



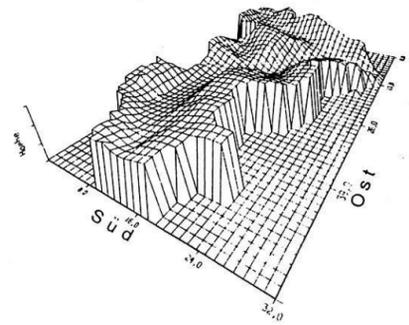
ISDALEN
15. Febr. 12.00 Zenit 9.3 Grad



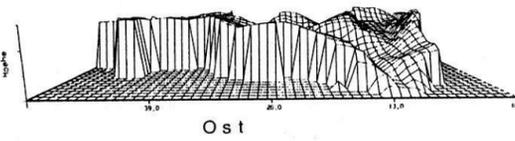
ISDALEN
15. April 18.00 Zenit 8.7 Grad



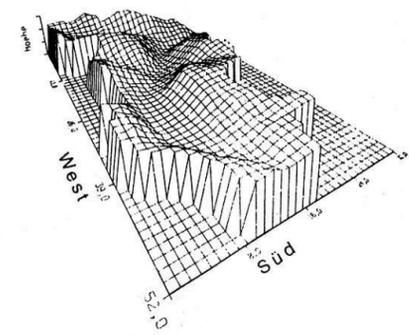
ISDALEN
15. April 10.00 Zenit 27.8 Grad



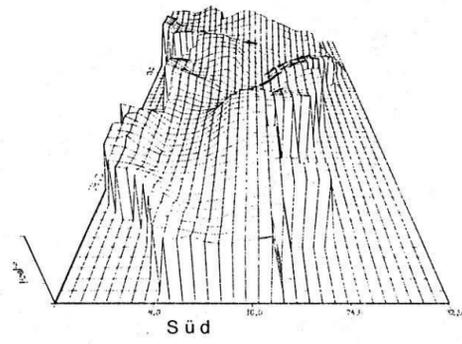
ISDALEN
15. April 6.00 Zenit 8.7 Grad



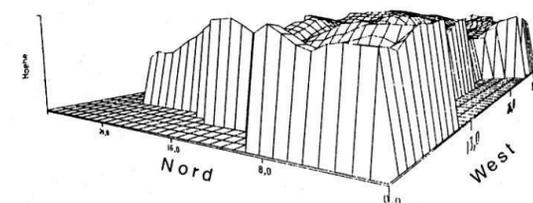
ISDALEN
15. April 14.00 Zenit 27.8 Grad



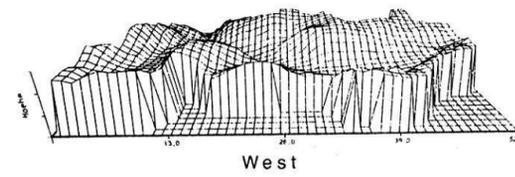
ISDALEN
15. April 12.00 Zenit 31.2 Grad



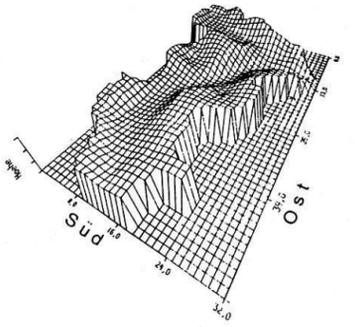
ISDALEN
21. Juni 22.00 Zenit 4.3 Grad



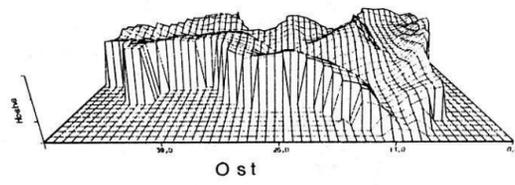
ISDALEN
21. Juni 18.00 Zenit 21.5 Grad



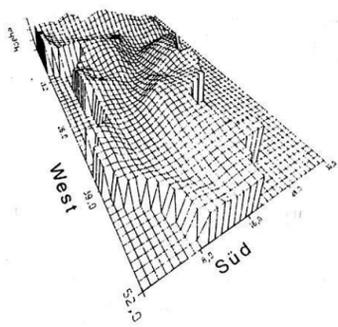
ISDALEN
21. Juni 10.00 Zenit 41.2 Grad



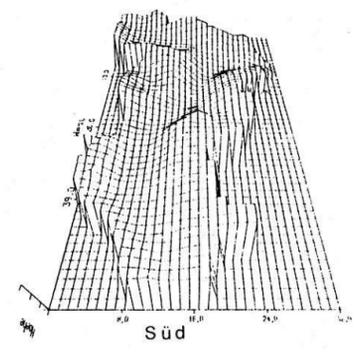
ISDALEN
21. Juni 6.00 Zenit 21.5 Grad



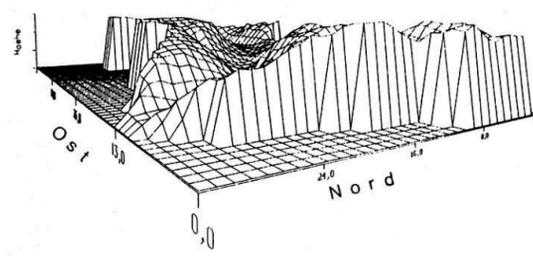
ISDALEN
21. Juni 14.00 Zenit 41.3 Grad



ISDALEN
21. Juni 12.00 Zenit 44.9 Grad



ISDALEN
21. Juni 2.00 Zenit 4.3 Grad



ISDALEN
21. Juni 24.00 Zenit 1.6 Grad

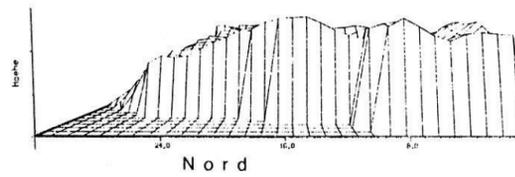


Abb. 22: 3 D - Modelle vom Einzugsgebiet am 15. Februar, 15. April und 21. Juni.

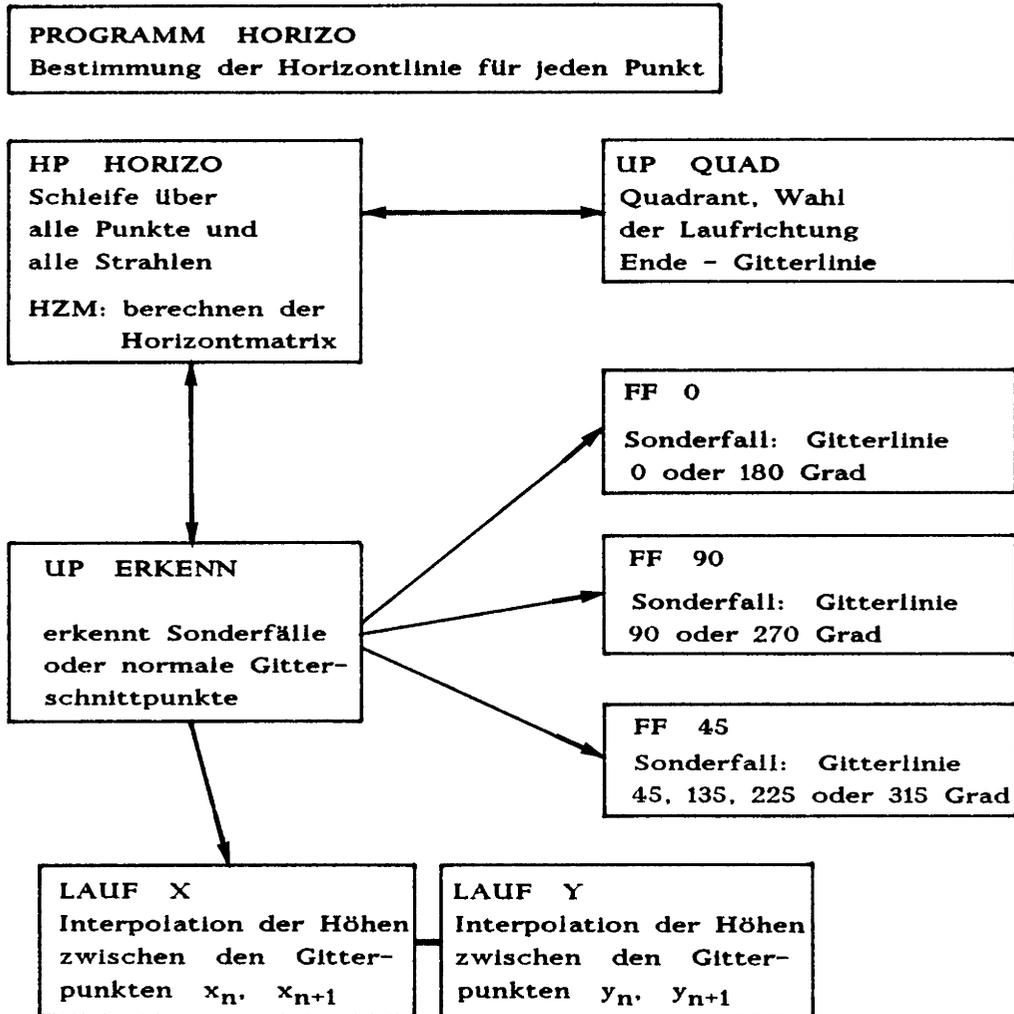


Abb. 23: Programm Horizontabschattung.

Strahlungsberechnung benutzt. Für die Darstellung der Tagessummen der potentiellen Globalstrahlung an jedem Punkt im Gelände wurden zu jedem Zeitintervall dt die jeweiligen Strahlungswerte addiert.

Strahlungsunterschiede für verschieden geneigte und orientierte Hänge und deren Abweichungen an Breitengraden zeigte Abb. 19. Für das Untersuchungsgebiet wurde zunächst die potentielle Globalstrahlung ohne Abschattung an ausgewählten Tagen berechnet und im Anhang B1 bis B6 dargestellt. In B6 wurde die Tagessumme für den 31. August bzw. den 13. April berechnet.

Ein Vergleich mit der Höhenlinien- bzw. Hangexpositions-karte zeigt deutlich die Beeinflussung des Reliefs. N-NE und N-NW exponierte Hänge (15 W/m^2) erhalten erheblich weniger Strahlung als südexponierte Hänge, wobei mit 302 W/m^2 das absolute Maximum bei $> 60^\circ$ geneigten

Hängen liegt. Mit fortschreitender Sonnenhöhe bis 15.5. gewinnen besonders W-SW und E-SE gerichtete Geländeteile mit mittlerer Neigung an Strahlung. Zugleich ist ab Mitte Mai auch hoher Strahlungszuwachs aller nach Norden gerichteten und bis 15° geneigten Flächen zu sehen, deren Strahlungswerte zur Sommersonnenwende jedoch wieder abnehmen. Betrachtet man in diesem Zusammenhang Südhänge, so kann man auch hier feststellen, daß das Strahlungsmaximum von anfangs $> 60^\circ$ nach Neigungswinkeln um 25° zum 21. Juni wandert.

Diese unterschiedlichen Maxima haben zur Folge, daß vor dem Sonnenhöchststand für das gesamte Einzugsgebiet Strahlungswerte mit geringen Werteunterschieden (26. Mai) erreicht werden und Differenzierungen zwischen Exposition und Neigung klein sind. Für den Bereich der Fjellgebiete der Nordkalotte liegt diese Erscheinung gerade zum Zeitpunkt der Hauptschneesmelze.

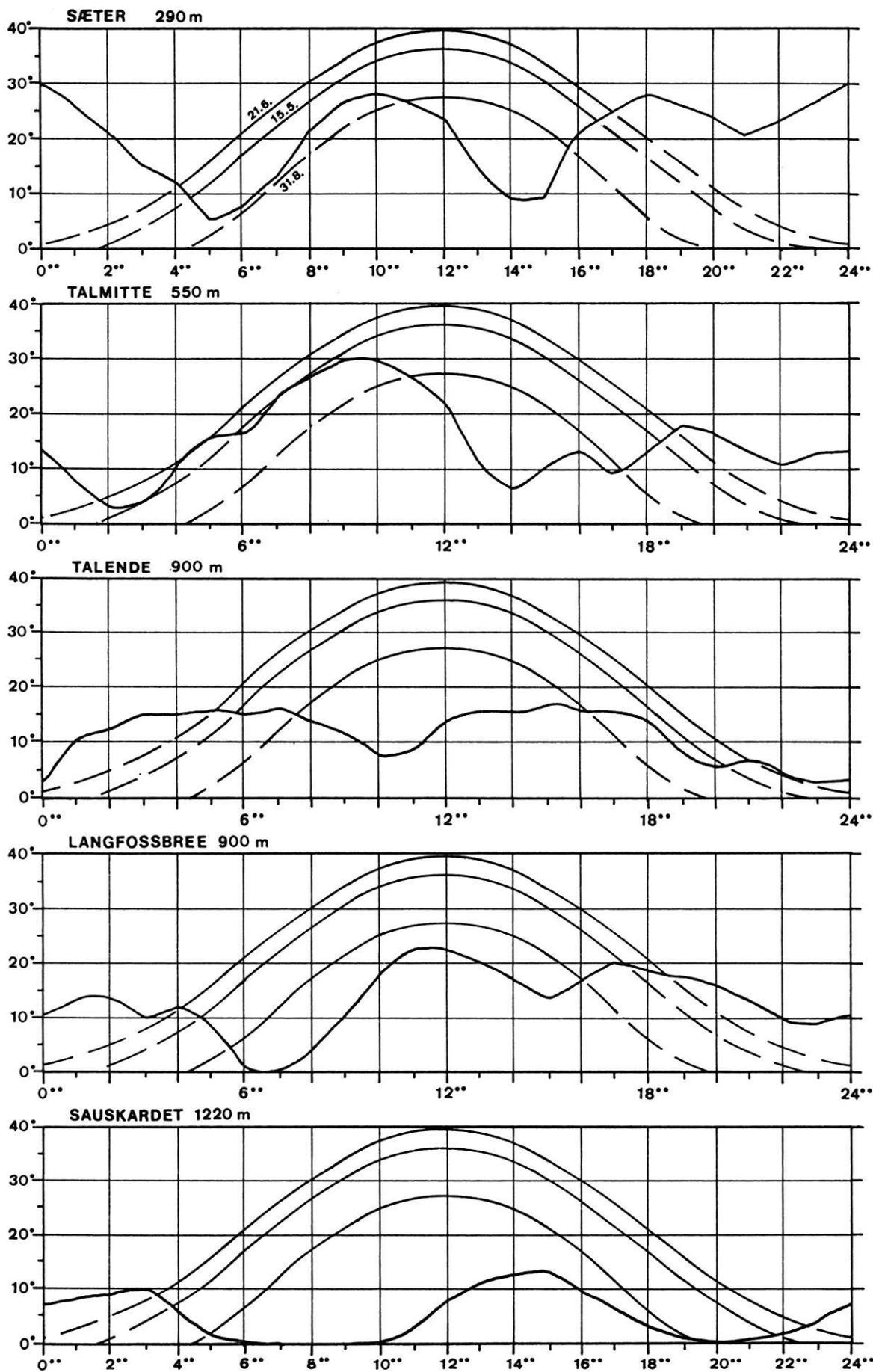


Abb. 24: Horizontlinien an 5 Stationen im Isdalen.

5. Analyse der Punktschmelze an der Lysimeterstation

Änderungen des Energie- und Massenhaushaltes in der Schneedecke sind von externen meteorologischen Faktoren (Niederschlag, Verdunstung, Kondensation, Schmelzwasserbewegung), in Zusammenhang mit orographischen Faktoren (Erosion, Deposition durch Wind oder Akkumulation, Ablation durch Lawinen) und von internen Prozessen (Schmelzen, Wiedergefrieren, Metamorphose der Schneekristalle) innerhalb der Schneedecke abhängig.

Auf der Grundlage der Meßgrößen von

TL	Lufttemperatur °C
RF	Relative Feuchte %
eL	Aktueller Wasserdampfdruck Luft mb
u	Windgeschwindigkeit m/s
GS, DH	Globalstrahlung, diff. Himmelslicht J/cm ² min
C, k	Wolkenbedeckung 10/10, Wolkenhöhe
a	Albedo
p	Luftdruck mb
TS	Schneetemperatur °C
Sh	Schneehöhe cm
Sd	Schneedichte g/cm

ist die Schneeschmelze mit unterschiedlicher Komplexität zu berechnen. Mit den Schneedeckenprofilmessungen und den Schneedeckenabflüssen am Schneelysimeter sollen nachfolgend einige Modelle überprüft werden.

5.1 Einsatz des Schneelysimeters

Schneehöhenmessungen und die Bestimmung von Dichte und Wassergehalt geben nur den aktuellen Zustand der Schneedecke zu einem bestimmten Zeitpunkt wieder. Durch die Bestimmung des Gewichts der Schneedecke ist eine direkte, kontinuierliche Messung des Wasseräquivalents möglich. Geeignete Sensoren sind die nach CALIFORNIA COOPERATIVE SNOW SURVEYS benannten snow sensors (snow pressure pillow und snow pressure tank). Sie arbeiten nach dem Prinzip des Druckausgleichs. Auch in Skandinavien werden die aus Nordamerika stammenden snow pillows verwandt (TOLLAN 1971). Sie sind kreisrund mit einem Durchmesser von ca. 10 m. Der Körper besteht aus neoprenbeschichteten Nylon, als Druckmittel wird ein Äthanol-Wassergemisch verwandt. Die Schneekissen zeichnen sich durch gute Betriebssicherheit auch während der Akkumulationsphase aus und werden in fünf wasserwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten eingesetzt.

Als Basis für die Erfassung und Berechnung der täglichen Energiebilanz der Schneedecke und als Grundlage für die Modelleichungen einiger Schneeschmelzansätze sollen die Daten eines Schneelysimeters benutzt werden. Da wenig

detaillierte Schneelysimeterabflußbeobachtungen in Tageswerten vorliegen (FÖHN 1973), wurden für die eigenen Meßreihen mit stündlicher Auflösung die Arbeiten von LEMMELÄ (1971) und HERRMANN (1978: 22) mit herangezogen. LEMMELÄ (1971: 86-88) verglich am Hyryla Versuchsfeld ein Schneelysimeter "drip pan" mit einem snow pillow und fand, daß bei Schneedeckenablationsperioden ein snow pillow den Schmelzwasserverlust verzögert registriert, während ein Lysimeter wegen des schnellen Schmelzwasserabflusses ein genaueres Bild der Schmelzrate gibt.

Um im Untersuchungsgebiet die Schneedeckenablation, besonders die Tagesgänge der Schneedeckenabflüsse zu registrieren, wurde in 550 m Höhe ein Schneelysimeter (Abb. 25) errichtet.

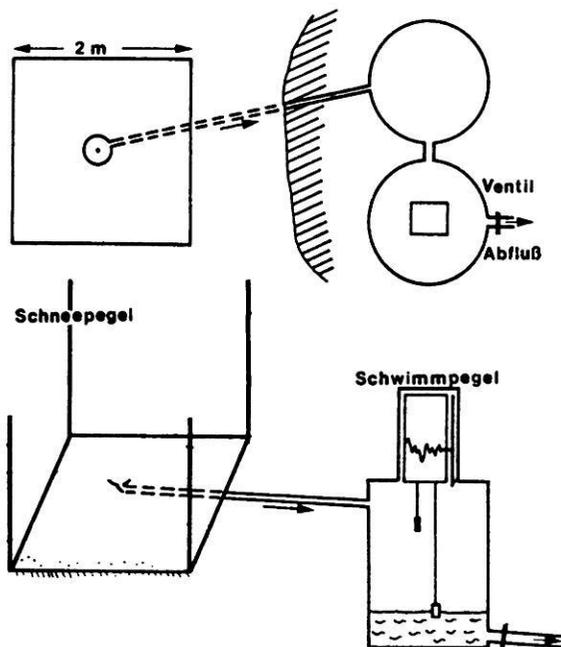


Abb. 25: Funktion Schneelysimeter Isdalen.

Eine 2 x 2 m große, durch seitliche Holz Bretter begrenzte Schneeauffangfläche wurde auf ebener Erde angelegt. Die 4 m² große Fläche wurde mit starker Polyäthylen-Folie so ausgelegt, daß ein leichtes Gefälle zum Mittelpunkt entstand. Dort sammelte sich Schmelzwasser und wurde über einen Trichter und Ableitungsrohr in zwei miteinander verbundene jeweils 200 l fassende Metalltonnen geleitet. Ein Fassungsvermögen von 400 l erschien notwendig, da mit Schneehöhen zwischen 1,50 m und 2,00 m und hohen Abschmelzraten bis über 250 l (= 6,4 cm Wasserabgabe/h · cm) gerechnet wurde. Ein Alpha-Schwimmpegel

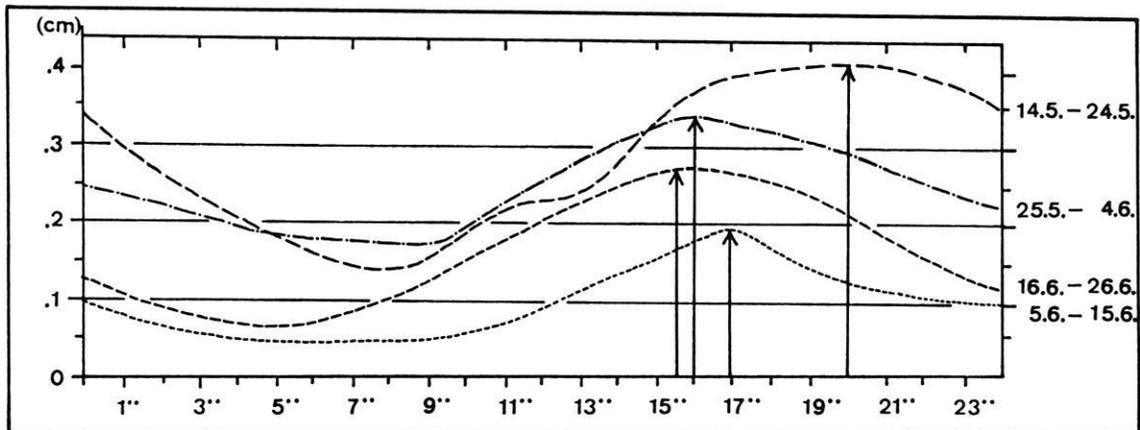


Abb. 26: Häufigkeitsverteilung der Schmelzabflüsse an Lysimeterstation Isdalen.

(Fa. Ott) registrierte kontinuierlich den Wasserstand in einer der beiden Tonnen. In der Regel wurde das gesammelte Schmelzwasser bei Kontrollgängen durch eine Rohrleitung auf tiefer liegendes Gelände abgelassen.

Infolge der sich jedes Jahr wiederholenden, fast kontinuierlich ablaufenden Schmelzperiode im Mai und Juni war die Lysimeteranlage wartungsarm. Während der Schmelzperiode bildete sich weder eine Eisdecke in den schwarzlackierten Tonnen, noch trat ein Einfrieren der Seilzüge im Pegel (innen isoliert mit Styropor) durch Kondensation ein. Schneeverdriftung und somit Fehlbeiträge in der Schneehöhe wurden in der Ablationszeit nicht beobachtet.

Entsprechend dem witterungsbedingten Tagesgang zeigt auch das Schmelzwasser an der Lysimeterstation eine Ganglinie, dessen Maximum allerdings im Vergleich zur Strahlungskurve um 3 bis 4 Std. und im Vergleich zur Temperaturkurve um ca. 1 bis 2 Std. verzögert liegt. Nach der Häufigkeitsverteilung im Tagesgang (Abb. 26) konzentriert sich der Abfluß aus dem Schneelysimeter hauptsächlich zwischen 11⁰⁰ und 23⁰⁰ Uhr, wobei weit mehr als die Hälfte des täglichen Schmelzwasserangebots zum Abfluß kommt.

Während die Spitzenabflüsse in der strahlungsreichen Phase im Mai zwischen 15⁰⁰ und 23⁰⁰ Uhr liegen, verlagern sich diese Werte im Verlauf des Juni auf 13⁰⁰ bis 17⁰⁰. Ursachen hierfür sind einerseits ein fortschreitend günstiger Wasserfluß in der Schneedecke und andererseits die Verlagerung des täglichen Lufttemperaturmaximums von 15⁰⁰ bis 17⁰⁰ auf 13⁰⁰ bis 15⁰⁰ Uhr. Weitere Aussagen hierüber finden sich in Kap. 6.2.

Bedingt durch die großräumige Wetterlage kann der Lysimeterabfluß, die Schneeschmelzperiode, in drei Abschnitte eingeteilt werden (Abb. 27). Der erste Zeitraum vom 15. bis 25. Mai 1981 wurde durch Hochdruckeinfluß über Nordrußland mit Strahlungswetter und Föhnlagen gekenn-

zeichnet. Das Hochdruckgebiet über Ostgrönland dagegen verursachte von Anfang bis Mitte Juni eine trocken-kalte und teilweise strahlungsarme Witterungsperiode mit zeitweisem Stillstand der Schmelze und geringem Schneedeckenzuwachs. Erst gegen Ende Juni setzte sich mit zyklonaler Südwestströmung eine verstärkte Schneeschmelze fort.

5.2 Energiehaushalt

Die Erdoberfläche kann auf verschiedene Art und Weise mit der Atmosphäre und dem Untergrund Energie durch molekulare und turbulente Diffusion austauschen (KUHN 1984: 8-10). Die Schneedecke ist gegenüber der Bodenoberfläche durchlässig für Strahlung, Luft, Wasserdampf und Wasser. Da Schnee ein Gemisch der drei H₂O-Phasen (Eis, Wasser, Wasserdampf) und der Luft ist, wird der Energiehaushalt der Oberfläche eines Schneepaketes "durch Transporte in der dampfförmigen und flüssigen Phase vom oder zum inneren dieses Volumens beeinflusst" (KUHN 1984: 10). Auf ein Volumen bezogen ist die Schneedecke mit dem Massenhaushalt verknüpft, deren Änderung durch die Energiebilanz in Zeitschritten dU/dt ausgedrückt wird. Eine allgemein gebräuchliche Form der Energiebilanz

$$Q_m = (Q_{kw} + Q_{lw}) + (Q_h + Q_e) + Q_g + Q_p - dU/dt \quad (12)$$

beschreibt den Energieüberschuß Q_m , der zur Schmelze verfügbar ist. Darin bedeuten

Q_{kw}	kurzwelliges Strahlungssaldo
Q_{lw}	langwelliges Strahlungssaldo
Q_h	konvektiver Wärmestrom (turbulenter Strom fühlbarer Wärme)
Q_e	latenter Wärmestrom aus Evaporation, Kondensation oder Sublimation
Q_g	Bodenwärmestrom
Q_p	Wärmestrom durch Regen.

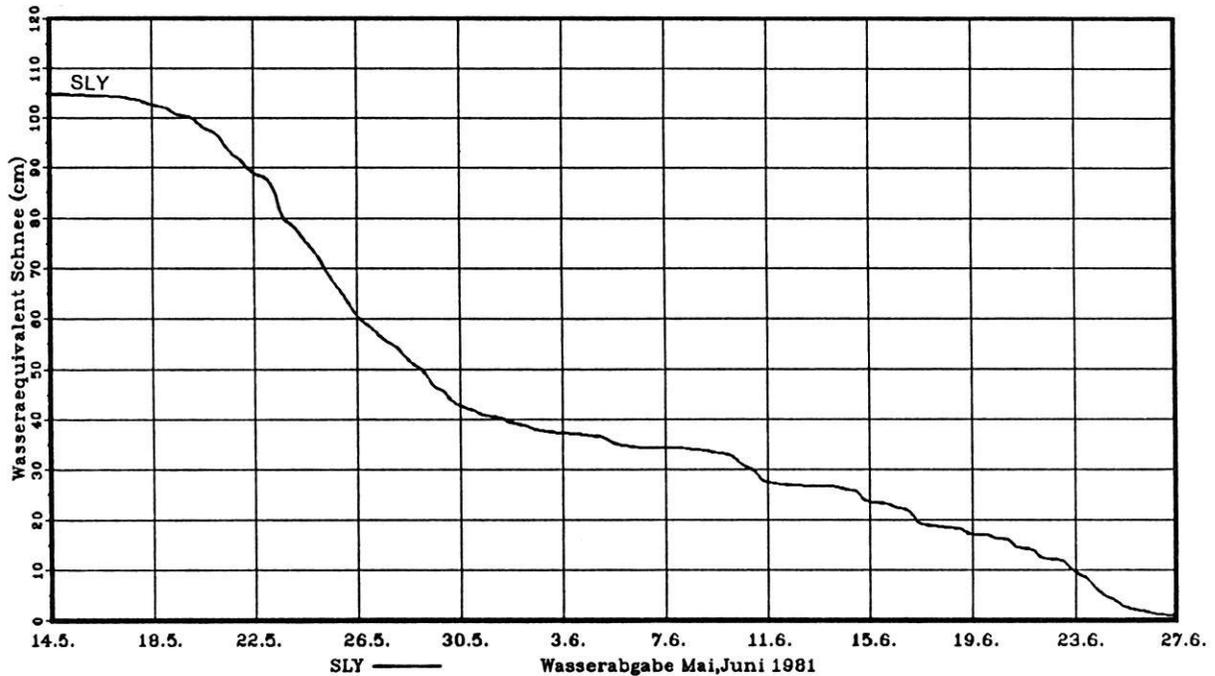


Abb. 27: Summenkurve der gemessenen Wasserabgabe durch Schneelysimeter und Schneedeckenprofilaufnahme.

Die bedeutendsten Komponenten sind der gesamte Strahlungssaldo ($Q_{kw} + Q_{lw}$) und die Ströme fühlbarer und latenter Wärme ($Q_h + Q_e$). Bei einer positiven Wärmebilanz bildet sich an der Schneeoberfläche Schmelzwasser, das über Speicherung, Gefrier- und Tauprozesse als überschüssiges Gravitationswasser den Boden erreicht und somit die Wasserabgabe oder Schmelzrate (M) aus der Schneedecke ergibt.

Ausgehend von einer Schneedeckentemperatur von 0°C ergibt sich die Schmelzrate oder das Schmelzwasseräquivalent

$$M = Q_m / \rho_w \cdot r_s \quad (13)$$

wobei ρ_w - die Dichte des Wassers ($\rho_w = 1000 \text{ Kg/m}^3$)
 r_s - die Schmelzwärme von Eis ($r_s \approx 333,5 \text{ kJ/kg}$)

vereinfacht berechnet werden. Als Dimensionen für die Energiebilanzierungen werden als Einheiten W/m^2 (Energie pro Zeit und horizontale Fläche) gewählt, die mit den Einheiten anderer Energieansätze z.B. für Tagessummen zu vergleichen sind:

$$1 \text{ W/m}^2 = 1 \text{ J/s} \cdot \text{m}^2 = 8,64 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{d} = 2,065 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{d}$$

$$1 \text{ ly/min} = 1 \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{min} = 4,18 \text{ J/cm}^2 \cdot \text{min} \\ = 697,3 \text{ W/m}^2$$

5.2.1 Kurzwellige Strahlungsbilanz

Die kurzwellige Strahlung (Q_{si}) erreicht die Erdoberfläche als Globalstrahlung (GS), die aus den Komponenten direkte Sonnenstrahlung (DS) und der diffusen Strahlung (DH) bestehen.

$$Q_{si} = GS = DS + DH \quad (\text{W/m}^2) \quad (14)$$

Der Betrag der direkten Sonnenstrahlung (Kap. 4) ist abhängig von der Sonnenhöhe, dem Wasserdampfgehalt der Luft und der atmosphärischen Trübung. Außerdem kann in Gebirgslagen und an Hängen zusätzlich eine Reflexion hinzukommen. Die Strahlungsbilanz wird außerdem von der in den oberen Halbraum reflektierten Strahlung (Q_{se}), der vom Boden ausgehenden Albedo (a), beeinflusst. Die in die Schneedecke absorbierte kurzwellige Strahlung lautet dann:

$$Q_{kw} = (1-a) \cdot Q_{si} \quad (\text{W/m}^2) \quad (15)$$

5.2.2 Langwellige Strahlungsbilanz

Da keine Meßgeräte zur Erfassung der langwelligen Strahlungsbilanz zur Verfügung standen, konnten hier nur Näherungsformeln zur Aus- und Gegenstrahlung verwendet werden.

Die atmosphärische Gegenstrahlung ($\downarrow Q_{li}$) steht in engem Zusammenhang mit der Lufttemperatur (TL) und dem Dampfdruck der Luft (el) in Bodennähe. Die von BRUNT (1952) gefundene Formel wurde von KUZ'MIN (1969) mit folgenden Parametern für wolkenlosen Himmel und ebene Gebiete angewandt.

$$\downarrow Q_{li} = \sigma \cdot TLk^4 (0,62 + 0,005 \text{ el}) \quad (\text{W/m}^2) \quad (16)$$

wobei die Lufttemperatur (TLk) in Grad Kelvin ausgedrückt wird. Schnee ist für den langwelligen Anteil des Strahlungsspektrums ein nahezu schwarzer Körper, dessen Emissionsfähigkeit (ϵ_0) zwischen 0,97 und 1,0 (KONDRATYEV 1969, ANDERSON 1976: 7) liegt und als

$$\uparrow Q_{le} = \epsilon_0 \cdot s \cdot TSk^4 \quad (\text{W/m}^2) \quad (17)$$

ausgedrückt wird. Dabei bedeutet TSk die absolute Temperatur der Schneeoberfläche, die beim Schmelzprozeß mit 273°K in die Gleichung eingeht.

Eine Variation des langwelligen Strahlungshaushalts wird zum geringen Teil in gebirgigen Gebieten von topographischen Einflüssen, z.B. die einen Meßpunkt umgebenden Hänge, verursacht (MARKS 1978: 168), aber wegen fehlender Meßwerte nicht weiter berücksichtigt. Die Wolkendecke dagegen beeinflusst die langwelligen Strahlungskomponenten in hohem Maße. Deshalb wurde das langwellige Strahlungssaldo von U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS (1956) und KONDRATYEV (1969), in folgender Form geeignet für Schnee- und Firnflächen, mit wechselnden Bewölkungsgraden angewandt.

$$Q_{lw} = 0,76 \cdot \sigma \cdot (TLk^4 - TSk^4) \cdot (1 - k \cdot C) \quad (\text{W/m}^2) \quad (18)$$

$$Q_{lw} = (0,76 \cdot \sigma \cdot TLk^4 - 316) \cdot (1 - k \cdot C) \quad (\text{W/m}^2) \quad (19)$$

Der Koeffizient k für die Wolkenhöhe reicht von 0.25 bis 0.90 und beruht auf Beobachtungen zum Wolkentyp, wonach eine Wolkenhöhe geschätzt wurde.

Wolkentyp:	Ci Cc Cs hohe W.	Ac As Sc mittelh. W.	St Cu tiefe W.
Koeff. k:	2.25	0.60	0.90

5.2.3 Berechnung des latenten und fühlbaren Wärmestroms

Die fühlbaren und latenten Wärme- und Massenströme (Q_h) und (Q_e) haben in einem vollständigen Energiebilanzansatz ebenso große Bedeutung wie die Strahlungsbilanzen. Besonders, wenn die Schneedecke extremen Witterungseinfluß durch starken Wind, feuchte, warme Luft ausgesetzt ist, werden durch fühlbaren und latenten Wärmestrom hohe Schneeschmelzraten erreicht.

Im untersten Bereich der Atmosphäre bis zu 3 m Höhe verursachen Geländerauhigkeit, Vegetationsvielfalt und die unregelmäßige Schneeoberfläche eine Reibung auf die Luftbewegungen. Hierbei wird die kinetische Energie des Windes durch turbulente Wirbel in Reibungswärme umgewandelt. Da diese komplexen turbulenten Vertikalbewegungen, ein Bestandteil der turbulenten Diffusionstheorie, nicht ständig gemessen werden können, wurde für die Praxis die Gradientenmethode mit dem BOWEN-Verhältnis (SVERDRUP 1936) angewendet, oder es wurde mit Hilfe der Dimensionsanalyse der Flüsse in Grenzschichten das logarithmische Profil (KUHN 1984: 41) benutzt. MOORE (1983) zeigt eine Anwendung des turbulenten Austauschs (bulk aerodynamic formulae), um den Energiehaushalt einer schmelzenden Schneedecke für kürzere Zeiträume (Tag, Stunden) zu bestimmen. Die Formulierungen für den gegenseitig abhängigen turbulenten Austausch mit den Gradienten Impuls (τ), fühlbare Wärme (Q_h) und Wasserdampf (Q_e) werden bei MALE & GRANGER (1978: 107) definiert als:

$$\tau = \rho \cdot km \cdot \delta u / \delta z \quad (20)$$

$$Q_h = \rho \cdot cp \cdot Kh \cdot \delta t / \delta z \quad (21)$$

$$Q_e = \rho \cdot Lv \cdot Ke \cdot \delta q / \delta z \quad (22)$$

ρ Dichte Luft
 kh, ke eddy diffusives

Die Gleichungen für die turbulenten Massenströme (ANDERSON 1976: 15) zeigen, daß Wasserdampf in der Luft eine Funktion der Windgeschwindigkeit und dem Dampfdruckgradienten ist. Diese Beziehung wird ausgedrückt durch den Wasserdampftransport (V_m), dessen positiver Betrag Kondensation und ein negatives Ergebnis Evaporation, Sublimation bedeuten:

$$V_m = f(u) \cdot (e_L - E_s) \quad (\text{mm}) \quad (23)$$

Nach ANDERSON (1976: 18) wird diese empirische Funktion der Windgeschwindigkeit durch Konstanten ausgedrückt, die in ähnlicher Form als Wärmeübergangszahlen in der Näherungsformel auch bei KNAUF (1976: 39) zu finden sind:

$$f(u) = a_0 + a_1 \cdot u \quad (24)$$

Die Konstante a drückt hierbei den Betrag des Wasserdampftransports bei Windstille aus, wenn quasi stabile Luftschichtung vorherrscht. Ein Vergleich der von mehreren Verfassern benutzten Wärmeübergangszahlen gestaltet sich schwierig, da oftmals die meteorologischen Parameter Wind, Lufttemperatur und Dampfdruck in unterschiedlichen Höhen zur Schneedecke und über ver-

schieden rauhen Oberflächen an den Meßstationen erfaßt wurden. Bei eigener Anwendung wurden die meteorologischen Parameter in einer Höhe von 1 m über der Schneedecke erfaßt.

Da bei den meisten hydrologischen Anwendungen nicht die Gradienten $\delta t/\delta z$ von der Lufttemperatur (TL), $\delta u/\delta z$ der Windgeschwindigkeit (u) und $\delta q/\delta z$ des Dampfdrucks (e) vorliegen, aber diese drei meteorologischen Parameter auf der schmelzenden Schneedecke mit $TS = 0^\circ \text{C}$, $u = 0 \text{ m/s}$ und $Es = 6,107 \text{ mb}$ konstant bleiben, werden zwischen TL und TS, sowie zwischen eL und Es Differenzen gebildet. Die halbempirischen Ansätze von fühlbarem und latentem Wärmestrom werden über das BOWEN-Verhältnis (β) umgeformt und erhalten folgende Form:

Strom fühlbarer Wärme:

$$Q_h = (a_0 + a_1 \cdot u) \cdot (TL - TS) \quad (\text{W/m}^2) \quad (25)$$

Strom latenter Wärme:

$$Q_e = (a_0 + a_1 \cdot u) \cdot \beta \cdot (eL - Es) \quad (\text{W/m}^2) \quad (26)$$

Das BOWEN-Verhältnis (β), dessen Kehrwert $K_w = 1/\beta$ auch als Psychrometerkonstante in der Meteorologie bei Berechnung der Äquivalenttemperatur bekannt ist, kann auch mit

$$\beta = \frac{0,623 \cdot r_w}{p \cdot c_p} \quad (27)$$

direkt in Q_e eingehen, falls der Luftdruck (p) gemessen wurde. HOFMANN (1965) benutzte die oben angegebene Gleichung, gibt aber für die Wärmeübergangszahl eine Wurzel der Geschwindigkeit an:

$$a_1 = 5,7 \sqrt{u} \quad (28)$$

$$Q_h = a_1 \cdot (TL - TS) \quad (29)$$

$$Q_e = a_1 \cdot \frac{0,623 \cdot r_w}{p \cdot c_p} \cdot (eL - Es) \quad (30)$$

Auch die Äquivalenttemperatur der Luft und die der Schneeoberfläche kann ein Maß für fühlbare und latente Wärmemenge sein. Die Differenz aus den äquivalenten Temperaturen

$$T_{el} = TL + eL/k_w \quad (^\circ\text{C}) \quad (31)$$

$$T_{es} = TS + Es/k_w \quad (^\circ\text{C}) \quad (32)$$

der Luft und der Schneeoberfläche ist ein Maß für die Schneeschmelze und wurde von MOOK (1965: 202) benutzt.

Eine weitere Anwendung von Q_h und Q_e findet sich bei MALE & GRAY (1981: 390), die anstatt der Wärmeübergangszahlen für den fühlbaren und sensiblen Wärmetransport verschiedene Koeffizienten angeben:

$$Q_h = Dh \cdot u \cdot (TL - TS) \quad (\text{W/m}^2) \quad (33)$$

$$Q_e = De \cdot u \cdot (eL - Es) \quad (\text{W/m}^2) \quad (34)$$

Abhängig von der Höhe der Windmessung erhält man für Dh und De verschiedene Werte. HICKS & MARTIN (1972) benutzten diese Formeln für Schneeschmelzrechnungen im 1-Stunden-Intervall.

5.2.4 Wärmezufuhr durch Regen und Bodenwärmestrom

Man unterscheidet zwei Arten von Regenniederschlag auf eine Schneedecke. Zum einen fällt Regen auf eine schmelzende Schneedecke, wobei der Regen nicht gefriert und dennoch Wärme abgibt. Andererseits gefriert der auf eine Schneedecke von 0°C gefallene Regen und gibt somit seine latente Wärme zum Schmelzen frei. Nach MALE & GRAY (1981: 379) lautet die Gleichung:

$$Q_p = \rho_2 \cdot c_{pw} \cdot (TR - TS) \cdot N \quad (\text{W/m}^2) \quad (35)$$

Eine reduzierte Gleichung daraus, wobei man die Temperatur von Regen (TR) mit der Lufttemperatur (TL) gleichsetzt, lautet:

$$Q_p = 4,2 \cdot TL \cdot \Sigma N \quad (\text{J/dm}^2 \cdot \text{d}) \quad (36)$$

Die Bedeutung des Bodenwärmestroms ist im Vergleich der übrigen Energiehaushaltskomponenten sehr gering und kann in nordeuropäischen Gebirgsräumen mit hoher Schneedecke fast vernachlässigt werden, zumal das Untersuchungsgebiet bereits im Übergangsbereich zur Permafrostzone liegt. Gebräuchlich sind die vom U.S. ARMY CORPS OF ENGINEERS (1956) ermittelten Werte um $270 \text{ kJ/m}^3 \cdot \text{d}$.

5.2.5 Wasserabgabe aus der Schneedecke

Voraussetzung der Schmelzwasserabgabe sind zunächst Veränderungen interner Prozesse in der Schneedecke. Trotz einer positiven Energiezufuhr kann die Wärmekapazität einer Schneedecke noch negativ sein. Um dieses Wärmedefizit zu verringern, erhöht sich die thermale Leitfähigkeit (thermal conductivity) in Abhängigkeit von Schneedichte und durch Zufuhr von latenter Schmelzwärme in Form von Regenwasser oder Schmelzwasser, bis das gesamte Schneepaket auf den Schmelzpunkt gebracht worden, also isotherm ist.

COLBECK (1975) und WANKIEWICZ (1978) untersuchten intensiv die Wasserbewegung durch die Schneedecke und stellten eine Geschwindigkeit von 2 bis $60 \text{ cm}/100 \text{ cm} \cdot \text{min}$ fest. Das vertikale Fließen in einer homogenen Schneedecke kann nach DARCYs Gleichung in einem ungesättigten porösen Medium aufgefaßt werden:

$$qz = \left(\frac{k_1}{\mu_1}\right) \cdot \left(\frac{\delta pc}{\delta z} + \rho_w \cdot g\right) \quad (37)$$

$\delta pc/\delta z$	kapillarer Druckgradient
g	Gravitationsbeschleunigung des Wassers
k_1	Permeabilität von Schnee
μ_1	Viskosität von Wasser
ρ_w	Dichte von flüssigem Wasser

Allerdings ist die Beschaffenheit der Schneedecke meist inhomogen. Wechselnde Korngrößen, Eislinsen, hauptsächlich also der Einfluß der Schneedichte, wirken sich direkt auf die spezifische Wärmekapazität und somit auf den Wasserfluß durch die Schneedecke aus.

Eine Vereinfachung dieser Vorgänge werden mit dem Kältegehalt der Schneedecke und bei BERTLE (1966) und ERBEL (1969) mit Hilfe des Wasserrückhalteoeffizienten vorgenommen. Im Normalfall ist eine Schneedichte von 40 bis 45% der kritische Bereich, bei dem Schmelzwasser nicht mehr in der Kapillarzone gehalten werden kann und gravitative Kräfte zu einer Wasserabgabe führen. Auch die Korndurchmesser der Schneekristalle sind von Bedeutung. In tiefen Lagen und im Wald ist die Schneedichte der trockenen Schneesicht so hoch, so daß auch schon eine Wasserabgabe, bedingt durch schnelles Entstehen von Sickerwegen, weit vor Erreichen der Schneedichte von 40% einsetzen kann. Gebirgsschnee mit einer durch kleine Korngrößen verursachten hohen Schneedichte kann vorerst viel freies Wasser zurückhalten. Sickerwege entstehen langsamer und verzögern eine Wasserabgabe zunächst, die aber dann um so intensiver einsetzt. Bei Mulden und Flachgebieten verstärkt sich, wie im Gelände beobachtet, dieser Effekt noch und es kommt auf Grund schlechter Drainage zu einem Wasserstau.

Eine Näherung des Wasserrückhalteoeffizienten ρ_r wurde nach der bei KNAUF (1976: 69) gefundenen Formel angewendet, der die Rückhalteigenschaften als Funktion zur Dichte angibt (Abb. 28):

$$Wab = (1 - \pi_r) \cdot Wzu \quad (38)$$

$$\rho_r = e^{-\left(\frac{p}{c}\right)^{10}} \quad (39)$$

WAB	Wasserabgabe
Wzu	Wasserzufuhr
ρ	Dichte (%)

Mit den Meßwerten des Schneelysimeters wurde für den freien Parameter ein optimierter Wert von $c = 50$ gefunden. Damit setzt bei einer vorhandenen Schneedichte bei trockenem Schnee als Ausgangssituation noch keine Wasserabgabe am Schneelysimeter ein.

5.3 Parameteroptimierung

Wie bei allen mathematischen konzeptionellen Modellen sind auch zur Berechnung des Energiehaushalts nicht alle physikalischen Gesetzmäßigkeiten genau meßbar und teilweise sogar unbekannt. Besonders, wenn das Modell einen vereinfachten Aufbau aus zum Teil empirischen Komponenten besitzen soll, erfordert dies eine Identifikation der unbekannt Parameter (Abb. 29). In den vorliegenden Fällen benötigen jeweils zwei bis vier Parameter eine genaue Eichung, deren Grenzwerte auf Grund ihrer physikalischen Bedeutung schon grob geschätzt werden können.

Bei der heutigen Vielzahl der vorhandenen numerischen Parameteroptimierungen sollte ein Verfahren angewandt werden, das im Hinblick auf das Modell je nach Komplexität, Größe, Struktur und der zeitlichen Vorhersagegenauigkeit am besten geeignet erscheint. Voraussetzung sind fehlerfreie und lückenlose Beobachtungsperioden, unterteilt in Eichperioden unterschiedlicher hydrologischer Prozeßabläufe, um charakteristische Eigenschaften des Systems zu erkennen. Handelt es sich um wenige Parameter, so kann eine Bestimmung auf graphischem Wege erfolgen.

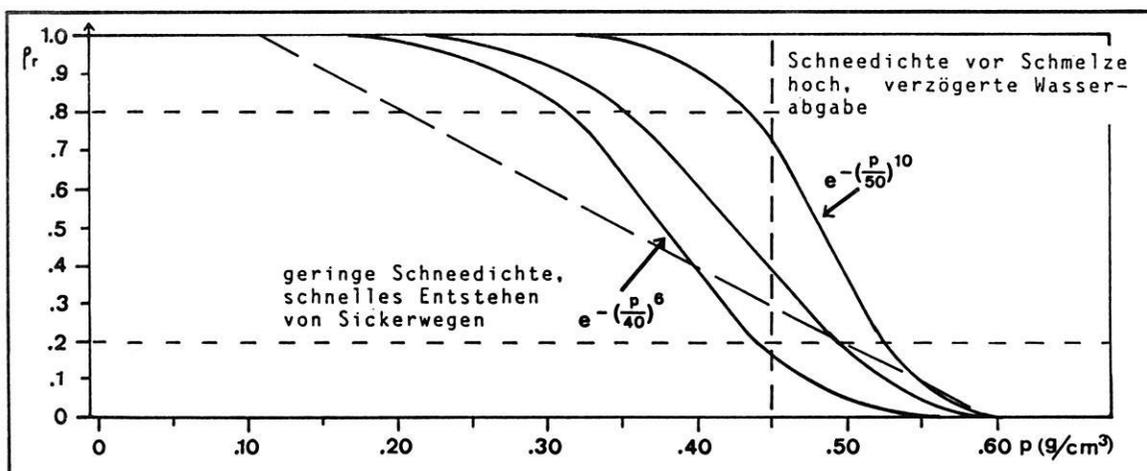


Abb. 28: Verschiedene Näherungen zum Wasserrückhalteoeffizienten.

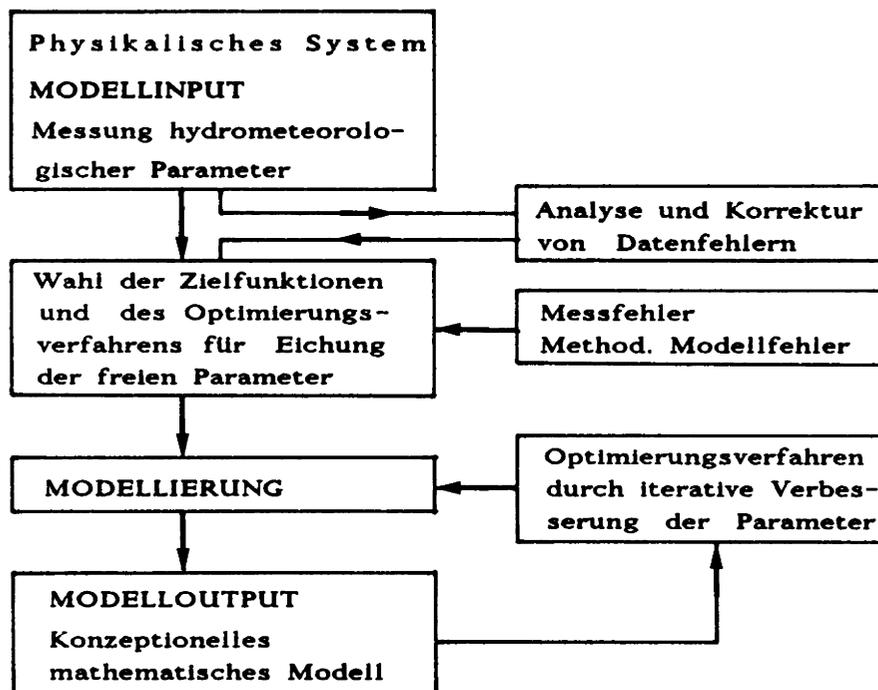


Abb. 29: Fehleranalyse und Optimierung der Parameter,

Diese subjektive visuelle Auswertung dient zunächst vor allem einer groben Einschätzung der Wirkung der Parameter untereinander und auf den Modelloutput und ist besonders bei mehrdimensionalen Zusammenhängen unerlässlich. Die graphische Darstellung der Übereinstimmung in Abhängigkeit von den Parametern nennt DYCK (1978: 466) auch Empfindlichkeitsanalyse, bzw. Modellsensitivität, während McCUEN (1973: 38) und USLU & SCHMITZ (1976: 141) die Sensitivität als Mittel zur Untersuchung der Empfindlichkeit einer mathematischen Funktion bezüglich der Veränderungen der Parameter definieren.

5.3.1 Fehleranalyse von Datenfehlern

Alle Modellbildungen benötigen genaue und gleichzeitige Meßdaten als Eingangsparameter. Die Größe des Meßnetzes und die zeitliche Auflösung der einzelnen Parameter ist abhängig von der Größe des Einzugsgebietes und der Genauigkeit des Ergebnisses. Eine Eichung des Modells erfordert schon deshalb genaue und lückenlose Eingangsdaten, wenn noch eine Anpassung der freien Parameter erfolgen muß. USLU & SCHMITZ (1976: 144) sprechen von der "Input Sensitivität", bei der man zeitabhängige und -unabhängige Meß- und Übertragungsfehler analysiert und anschließend durch Zeitverschiebung korrigiert oder zwischen vorhandenen Meßwerten linear interpoliert.

Interpolation ausgefallener Meßwerte

$$m(t_i) = x(t_i) - \frac{(x(t_{i-1}) + x(t_{i+1}))}{2} \quad (40)$$

Zeitabhängiger Meßfehler

$$x_g = x(a \cdot t + b) \quad (41)$$

m(t)	Meßfehler
x(t)	wahrer Wert
x _g (t)	gemessener Wert
a	Zeitfehler

Schon bei der Datenaufzeichnung entstehen Fehler wie mechanische Defekte des Meßinstrumentes. Aber auch meßmethodische Fehler, wie z.B. die Niederschlagsregistrierung bei hohen Windgeschwindigkeiten, erfordern eine Korrektur. Hier schlägt KILLINGTVEIT (1977: 6), bezogen auf skandinavische Verhältnisse folgenden empirischen Ansatz vor:

$$N(\text{ber}) = N(\text{gem}) \cdot e^{(-k_s \cdot u)} \quad (42)$$

k _s	Faktor, abhängig von Niederschlagsart und Meßinstrument.
----------------	--

Auch die in Kap. 3.1 diskutierte Aufstellung von Schneepiegeln und die anschließende Ermittlung des Gebietswasseräquivalents birgt zugleich Meßwertfehler und anwendungsbezogene Modellfehler.

5.3.2 Wahl der Zielfunktionen

Aus Übersichts- und rechentechnischen Gründen erschien es sinnvoll, höchstens drei Parameter, meistens aber zwei Parameter gleichzeitig zu optimieren. Dabei wird im vor-

aus der Stellenwert der einzelnen Parameter im Modell berücksichtigt. In den folgenden Abbildungen 30, 31 und 33 wird eine graphische Darstellung der Optimumsuche verdeutlicht.

Verschiedene Ansätze von Ziel- oder Bewertungsfunktionen sind Grundlage von Optimierungsverfahren, deren häufig angewandte hydrologische Deviation nach SCHUTZ (1968) DEVS ist, die den arithmetischen Mittelwert aus den Abweichungen zwischen gemessener und berechneter Ergebnisfunktion berechnet.

$$DEVS = 200 \cdot \frac{\sum_{i=1}^n |A_{ig} - A_{ib}| \cdot A_{ig}}{n} \quad (43)$$

A_{ig} gemessener Wert
A_{ib} berechneter Wert
n Anzahl der Zeitschritte dem A_{max} gemessenen Spitzenhochwasser

Andere Zielfunktionen arbeiten nach dem Korrelationskoeffizienten oder dem Standardfehler der Abschätzung (DECOURSEY & SNYDER 1969). Eine solche Anwendung wird nicht benutzt, da der Korrelationskoeffizient zwar die Stärke der wechselseitigen Abhängigkeit zweier zufälligen Veränderlichen ermittelt, aber nicht die Abweichungen der zu vergleichenden Schneesmelzabflüsse bewertet.

Eine weitere Zielfunktion nach APOLLOV (F) berücksichtigt besonders durch quadrieren der Differenzen und Bildung deren Mittelwerte große Abweichungen stärker als kleine Abweichungen zwischen gemessener und berechneter Ergebnisfunktion. Diese für den gesamten Verlauf einer Abflußlinie geeignete Bewertungsfunktion berücksichtigt besonders den Scheitelpunkt jeder Ganglinie und wurde durch WACKERMANN (1981: 75) angewandt.

$$F = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (A_{ib} - A_{ig})^2}{\sum_{i=1}^n (A_{ig} - A_{g})^2}} \quad (44)$$

Für den Schneedeckenabfluß ergaben sich hierbei jedoch keine Verbesserungen der Modellparameter. Ein geeignetes Vergleichskriterium zwischen berechneter und gemessener Ergebnisfunktion zum Schneedeckenabfluß an der Lysimeterstation für unterschiedliche Berechnungszeiträume und für die spätere Anwendung auf die gesamte Gebietsmatrix ist die Bewertungsfunktion nach NASH & SUTCLIFFE (1970), die auch BERGSTRØM (1976: 4), BRAUN (1985: 26) angewandt haben, von der WMO (1982: 201) vorgeschlagen und bei CAVADIAS & MORIN (1986) speziell für Tageswerte modifiziert werden.

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (A_{ig} - \bar{A}_g)^2 - \sum_{i=1}^n (A_{ig} - A_{ib})^2}{\sum_{i=1}^n (A_{ig} - \bar{A}_g)^2} \quad (45)$$

\bar{A}_g gemessener Mittelwert über gesamte Zeitperiode

5.3.3 Durchführung der Optimierung

Um einerseits den Rechenaufwand gering zu halten, andererseits aber die Abhängigkeit zwischen den Parametern zu berücksichtigen, wurde als Suchalgorithmus zum Auffinden der maximalen Werte ein iteratives nichtlineares kleinste Quadrateverfahren angewandt (WITTENBERG 1974: 12), dessen Suchrichtung nach dem GAUSS-SEIDEL-Verfahren, parallel zu den Koordinatenachsen verläuft.

Um allerdings einen gesamten Überblick über die Sensitivität des Modells zu erhalten, wurde außerdem eine schrittweise, parameterändernde Empfindlichkeitsanalyse durchgeführt und zur visuellen Beurteilung auch graphisch dargestellt. Die Abbildungen 30 und 31 zeigen jeweils die Veränderungen von CM und TO für den Day-Degree-Ansatz, bzw. Ah und AE für den Wärmesaldo.

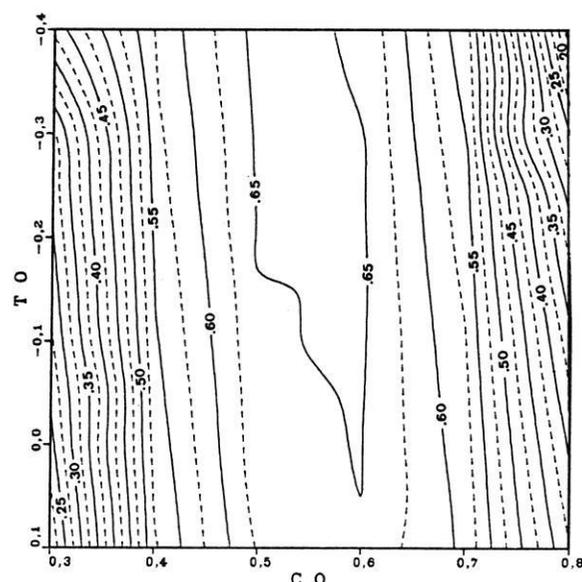


Abb. 30: Empfindlichkeitsanalyse der Parameter CM und TO für Day-Degree Ansatz.

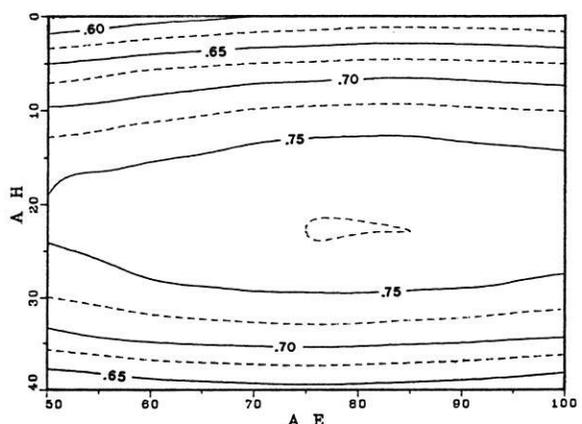


Abb. 31: Empfindlichkeitsanalyse der Parameter AH und AE für Wärmesaldo (Tageswerte).

5.4 Modellansätze zur Schneedeckenablation

Im folgenden werden deterministisch orientierte Schneeschmelzmodelle mit unterschiedlichen Ansätzen untersucht. Dabei sollen einfache Modellansätze mit wenig Eingangsparametern detaillierten Ansätzen mit umfangreichen Datenmaterial gegenübergestellt werden und anschließend deren Vor- und Nachteile diskutiert werden.

- Einfaches Temperatur-Index Verfahren (Day-Degree)
- Erweitertes Temperatur-Wind-Index Verfahren
- Energiebilanzmodelle.

Die Güte der Simulationen oben erwähnter Modellansätze werden nicht sogleich im gewünschten Zusammenhang mit den gemessenen Schmelzwasserdaten stehen. Eine Analyse von Datenfehlern der Eingangsparameter und Sensitivitätsanalysen der freien Parameter sollen Meß- und Auswertefehler, sowie Modellstrukturfehler ausschließen und somit das Modell verbessern.

5.4.1 Temperatur-Index Verfahren

Die Lufttemperatur ist im allgemeinen ein guter Ansatz zur Berechnung des Schmelzwasseranteils der Schneedecke. Das "Gradtagverfahren" bezeichnet einen linearen Zusammenhang zwischen der Summe positiver Tagesmitteltemperaturen (T_d) und dem Schmelzwasserabfluß (M) über längere Zeiträume (ZINGG 1951, DE QUERVAIN 1979).

$$M = A \cdot T_d \quad (46)$$

Eine häufigere ingenieurhydrologische Anwendung (BERGSTRØM 1976, HARVERLEY et al. 1978: 646, TVEIT 1979) wird durch folgende empirische Formel ausgedrückt, die besonders für kurze Zeitabschnitte bis zu Stundenwerten besser geeignet ist:

$$M = CM \cdot (TL - TO)/n \quad (47)$$

M Schmelzmenge (mm/Zeitintervall n)
 CM Gradtagfaktor
 TL Lufttemperatur °C
 TO Schwellentemperatur °C

Für die Schwellentemperatur werden verschiedene Basistemperaturen, abhängig vom Zeitintervall, von -1° C bis +0,6° C angenommen. Die Werte des Faktors CM liegen zwischen 1,5 und 7,0 mm/d und müssen für jedes Teilgebiet neu kalibriert werden. Wie auch für die folgenden Bilanzierungsverfahren wurde dieser Day-Degree Ansatz mit den Schmelzkoeffizienten CM und TO durch Optimierung für die gesamte Schmelzperiode am Schneelysimeter berechnet.

Für Tagesdaten wurde für $CM = 5,0 \text{ mm/}^\circ\text{C}$, $TO = -0,4^\circ\text{C}$ ermittelt. Die Optimierung der beiden Koeffizienten für die Zwei-Stunden Intervalle betragen $CM = 0,42 \text{ mm/}^\circ\text{C}$, $TO = -0,4^\circ\text{C}$. Die Werte für CM liegen etwas höher als vergleichbare Berechnungen für das Filefjell (BERGSTRØM 1976: 10) oder für den Rietholzbach. BRAUN (1985: 75) testete fünf Zeitperioden unterschiedlichen Typs (Advektions-, Strahlungswetterlagen) und erhielt CM -Werte von 1,8 bis 4,6 mm/d° C. Ursachen der unterschiedlichen Ergebnisse von CM liegen einerseits an der Struktur des Einzugsgebietes Isdalen, andererseits liegen sie am klimatischen Einfluß. Eine alpine Schneedecke mit höherer Dichte schmilzt infolge intensiver direkter und an den Hängen reflektierter Strahlung stärker ab als im bewaldeten Rietholzbach. Die schneehydrologischen Untersuchungen im Filefjell Einzugsgebiet von 1967 bis 1974 (FURUMYR 1975) ergaben geringere Schneehöhen- und dichten und lassen deshalb auf einen niedrigen Schmelzratenindex schließen. Bei CORPS OF ENGINEERS (1956) und LANG (1966) werden für Gebirgslagen und offenes Gelände Schmelzkoeffizienten zwischen 4,2 und 10,0 angegeben.

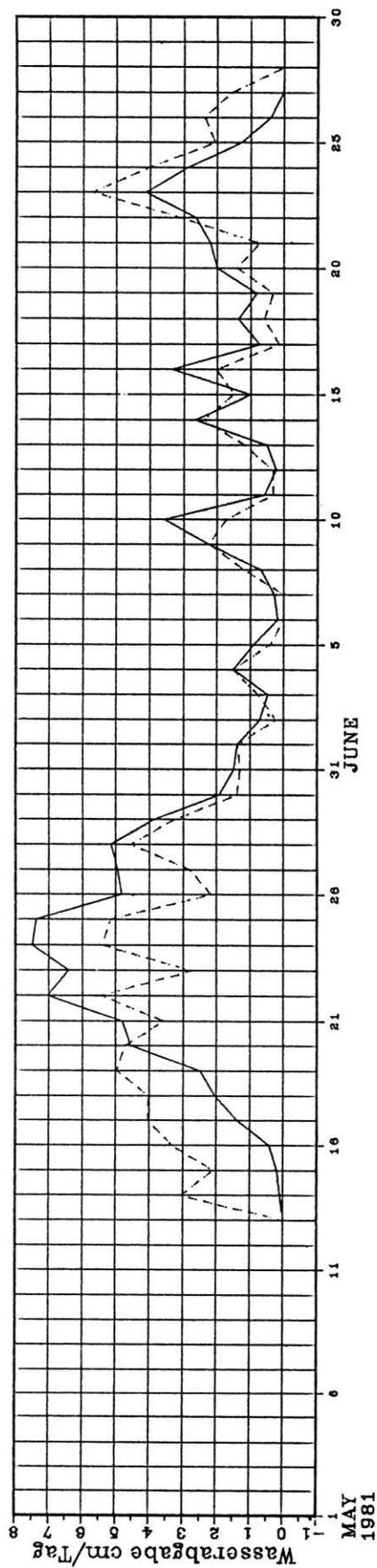
Der berechnete Schneedeckenabfluß zeichnet in Abb. 32 die Lufttemperatur von Station Talmitte nach. Große Differenzen zum gemessenen Lysimeterabfluß entstehen an Tagen mit Niederschlag als Regen (22.5, 10.6.), an Tagen mit Strahlung (26.5., 27.5.) und an einem Tag (22.5.) mit hoher Windgeschwindigkeit. Alle genannten Tage sind hierbei keine für Lufttemperaturen charakteristischen Tage. Die hohen Werte des berechneten Abflusses zu Beginn werden durch den fehlenden Ansatz der Prozesse in der Schneedecke verursacht.

Der Day-Degree Ansatz wurde außerdem wie alle folgenden Verfahren für Schmelzraten im Zwei-Stunden Intervall angewandt (Anhang C1). Neben den schon im Tagesmittel beschriebenen Abweichungen von gemessenen und berechneten Abflüssen wird hier der Tagesgang des Lysimeterabflusses deutlich. Dieser Schneedeckenabfluß ist in der Regel durch ein tägliches Abflußmaximum gekennzeichnet und kann nur ungenau durch den Day-Degree Ansatz modelliert werden. Der Tagesgang der Lufttemperatur korreliert unzureichend mit dem Lysimeterabfluß. Abflußmaxima werden zum größten Teil nicht berücksichtigt und vom Modellansatz unterschritten. Genaue Ergebnisse der Regressionsanalysen aller Variablen sind in Kap. 5.5 und 5.6 aufgeführt.

5.4.2 Temperatur-Wind-Index Verfahren

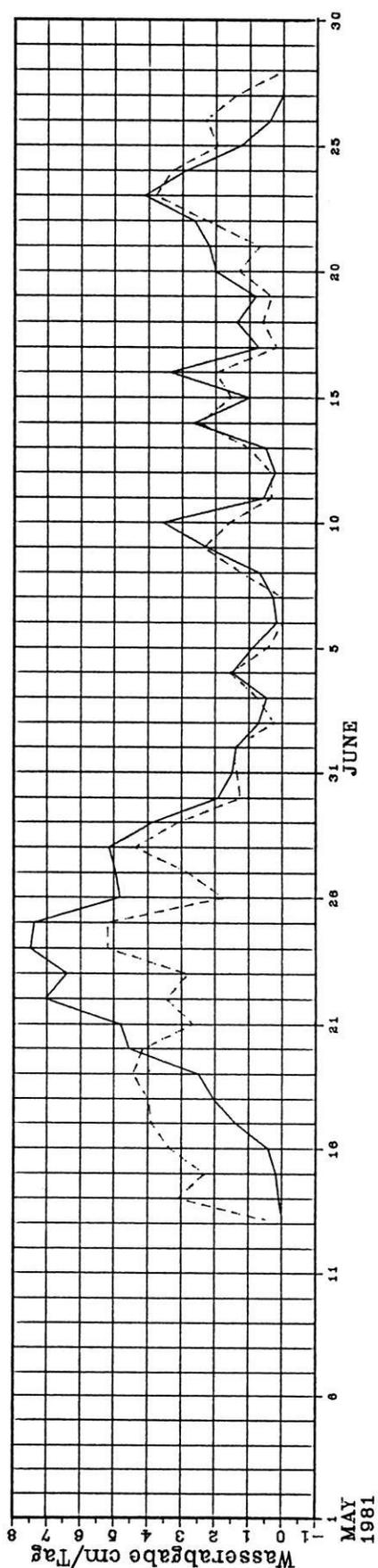
Liegen in einem Einzugsgebiet neben Lufttemperatur und Niederschlagswerten noch Winddaten vor, so enthält die Formel die Windgeschwindigkeit mit je einem unabhängigen und einem abhängigen Parameter, die BRAUN (1985: 75) auch für den Rietholzbach anwendet:

Schneedeckenabfluss Temp.-Wind Index



SLY - Lysimeter (gem.) WAS - Schmelze (berech.)

Schneedeckenabfluss Day-Degree



SLY - Lysimeter (gem.) WAS - Schmelze (berech.)

Abb. 32: Gemessene, berechnete tägliche Schneeschmelze an Lysimeterstation Isdalen (Day-Degree, Temperatur-Wind-Index).

$$M = (CA + CB \cdot u) \cdot (TL - TO) / n \quad (48)$$

CA windunabhängiger Parameter (mm/h)
 CB windunabhängiger Parameter (mm/h)

Auch bei diesem Ansatz liegt CA mit 4.0 mm höher als in vergleichbaren Arbeiten. Erwartungsgemäß ist der windabhängige Parameter CB mit 0,5 mm auf Grund der Topographie des Einzugsgebietes und der Freilandlage der Meßstation etwas geringer.

Das Produkt aus Lufttemperatur und Windgeschwindigkeit stellt bereits einen Ansatz zum Wärmetransport zur Schneedecke hin dar (KNAUF 1976: 39), dessen Übertragung in eine vollständige Bilanzgleichung dem fühlbaren Wärmestrom entsprechen würde.

5.4.3 Energiebilanzverfahren

Eine erste Anwendung der Energiehaushaltsberechnung von Schneedecken erfolgte durch SVERDRUP (1936), wobei es sich allerdings nur um den fühlbaren Wärmestrom zwischen Schnee und Luft handelt. Eine Grundlage für schneehydrologische Forschung im Hinblick auf den Einfluß des Schnees in Landwirtschaft und Technik, sowie für hydrologische Abflußvorhersagen entstand beim U.S. CORPS OF ENGINEERS und dem U.S. WEATHER BUREAU (1956). Nach zehnjähriger Schneeforschung in drei im Westen der U.S.A. gelegenen Einzugsgebieten lag eine umfassende Arbeit über Schneehydrologie vor.

Mit der Entwicklung der Datenverarbeitung wurde es möglich, physikalische Prozesse der Schneedeckenakkumulation und -ablation modellhaft durch mathematische Beziehungen nachzuvollziehen. Erste Schneedeckenmodelle, die den Energieaustausch an der Grenzschicht Luft-Schnee aus physikalischen und empirischen Betrachtungen aufstellten, wurden von ROCKWOOD (1964) und E.A. ANDERSON (1973) entwickelt. Speziell für forsthydrologische Zwecke wurden diese Modelle von LEAF & BRINK (1973) modifiziert.

Während einer weiteren Entwicklungsphase entstanden durch OBLED (1973), HUMPHREY & SKAU (1974), OUTCALT (1975) und ANDERSON (1976) vollständige Energiebilanzmodelle, in denen ein Energieaustausch während der Gefrierzeit und der Energiestrom durch die Schneedecke berücksichtigt wird. Hierbei setzt sich das Modell aus dem Energiehaushalt über der Schneeoberfläche und dem Energietransfer in der Schneedecke zusammen. Dabei wird die Schneedecke in einzelne Schneeschichten, gekennzeichnet durch Temperatur und Dichte, zerlegt. Die thermische Leitfähigkeit jeder Schicht wird in einer impliziten Finiten-Differenzen Form ausgedrückt, deren Gleichungen mit Hilfe der Newton-Raphson Iterationstechnik gelöst werden.

Obwohl diese vollständigen Modelle einen guten Überblick über Energiehaushaltsprozesse insgesamt liefern, zwingt doch die eigene Datengrundlage immer zu einer Auswahl eines geeigneten (einfacheren) Modells. Für praktische Anwendungen, besonders wenn es sich nicht nur um ein Punktmodell, sondern um ein Einzugsgebiet handelt, werden einerseits diese Schneemodelle zu komplex und andererseits fehlen meist die erforderlichen Meßdaten über und in der Schneedecke.

In vorliegender Untersuchung wurden Energiebilanzverfahren nach ANDERSON (1973), HOFMANN (1965), KUZ'MIN (1967), KNAUF (1976) und MALE & GRAY (1975) getestet. Von diesen wurden zwei Modellansätze mit jeweils unterschiedlichen Verfahren des latenten und fühlbaren Wärmestroms (vgl. 5.2.3) ausgewählt, die vorhandenen Parameter kalibriert und für Tages- und Stundenwerte angewendet.

Bilanzgleichung I nach KNAUF (1976): (49)

$$QM = 0.003 \cdot (Q_{kw} + Q_{lw} + (AH + AE \cdot WS) \cdot ((TL - TS) + 1.53 \cdot (ADL - ES)) + RN \cdot TL) + Q_g \quad (W/m^2)$$

Bilanzgleichung II nach HICKS & MARTIN (1972), MALE & GRAY (1975) (50)

$$QM = 0.003 \cdot (Q_{kw} + Q_{lw} + AH \cdot WS \cdot (TL - TS) + AE \cdot WS \cdot (ADL - ES) + RN \cdot TL) + Q_g$$

Beide Gleichungen unterscheiden sich in den unterschiedlichen Ansätzen des latenten und fühlbaren Wärmestroms. Eine häufigere Anwendung, besonders im nordamerikanischen Bereich, findet Bilanzgleichung II, wobei immer die Koeffizienten für den Wärmetransport AH und AE für jede Schneehydrologische Untersuchung neu kalibriert werden müssen (Abb. 33). In GRAY & MALE (1981: 392) finden sich verschiedene Werte für die Wärmeübergangskoeffizienten. Die durch Optimierung nach Kap. 5.3 bestimmten Parameter AH, AE wurden sowohl für Tages- und Zweistundenwerte des gesamten Zeitraums der Schmelze am Schneelysimeter als auch für ausgewählte, kürzere Zeiträume erstellt (Tab. 9).

Die Tagesgänge des Schneedeckenabflusses am Lysimeter sind im Anhang C2 und C3 dargestellt und zeigen die Ergebnisse der Bilanzgleichungen, sowie den zeitlichen Verlauf der wichtigsten Komponenten Q_{kw} , Q_{lw} , Q_h und Q_e im Modell.

5.5 Vergleich der Modellansätze mit Berechnung von Tageswerten

Der graphische Vergleich der Verfahren Day-Degree und Temperatur-Wind Index zeigt (Abb. 32), daß der zweite

OPTIMIERUNG ENERGIEBIL. 2 STD

Parameter AE und AH

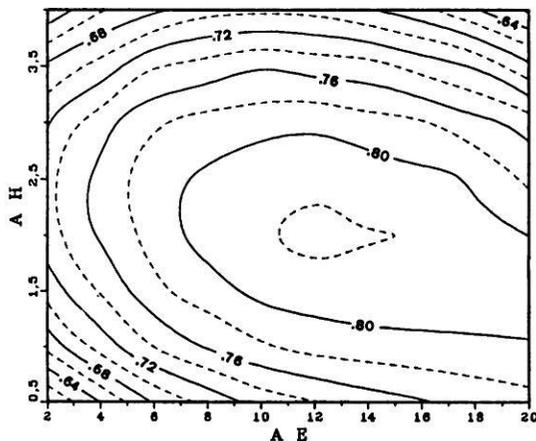


Abb. 33: Empfindlichkeitsanalyse der Parameter AE, AH.

Ansatz besser den Schmelzwasseranteil bestimmt. Besonders zu den Zeiträumen mit hohen Windgeschwindigkeiten und geringer Strahlung wird eine höhere Anpassung erzielt (21.5., 22.5., 30.5., 20.6.), wobei allerdings am 23.6. wegen zusätzlicher hoher Lufttemperatur ein überhöhtes Ergebnis zustande kommt.

Tab. 9: Parameteroptimierung AH, AE über verschiedene Zeiträume

Zeitraum	Bilanzgleichung I		Bilanzgleichung II	
	2h-Wert Tageswert		2h-Wert Tageswert	
	AH	AE	AH	AE
12.5.-27.6.	2.2	1.6	33	19
15.5.-20.5			1.5	4.0
23.5.-28.5.			4.0	8.0
18.6.-25.6.			3.4	9.1

Die Ansätze der Bilanzgleichungen (Abb. 34) zeigen für den täglichen Schneedeckenabfluß einen ähnlichen Verlauf. Der Zeitraum der hohen Abflüsse vom 21.-26.5. birgt

Tab. 10: Gemessene und berechnete Schmelzraten an der Lysimeterstation.

	SLY gemessen	Day-Degree	Temp.-Wind I	Bilanz I	Bilanz II
WAQ (cm)	105.31	94.70	103.29	94.04	108.71
in % von SLY	-	-10.1	-1.9	-10.7	+3.2

vermutliche Schwächen im Bilanzansatz, die einerseits durch den Zeitmaßstab hervorgerufen werden können, andererseits aber eher durch Umwandlungsprozesse innerhalb der Schneedecke begründet sind. Tage mit hoher Windgeschwindigkeit sind in Bilanzgleichung II stärker gewichtet als in Ansatz I. Insgesamt aber liegen die Abflußwerte im Ansatz I nach KNAUF um 15,6% höher. Die Summen der berechneten Schmelzraten sind in folgender Zusammenstellung verglichen worden (Tab. 10).

Der Beginn des Schneedeckenabbaus wird in den beiden Bilanzgleichungen nach dem empirischen Ansatz der Wasserabgabe der Schneedecke (vgl. 5.2.5) berücksichtigt. Somit wird der Anfang der Schneeschmelze erheblich besser modelliert als es bei den einfachen Ansätzen der Fall ist.

Bilanzgleichung II und das Temperatur-Wind-Index-Verfahren erzielen in vorliegender Schmelzperiode die beste Anpassung. Aus diesem Grund könnte es genügen, für einen Zeitmaßstab in Tageswerten nur Tagesmitteltemperaturen und mittlere tägliche Windgeschwindigkeiten für die Berechnung heranzuziehen.

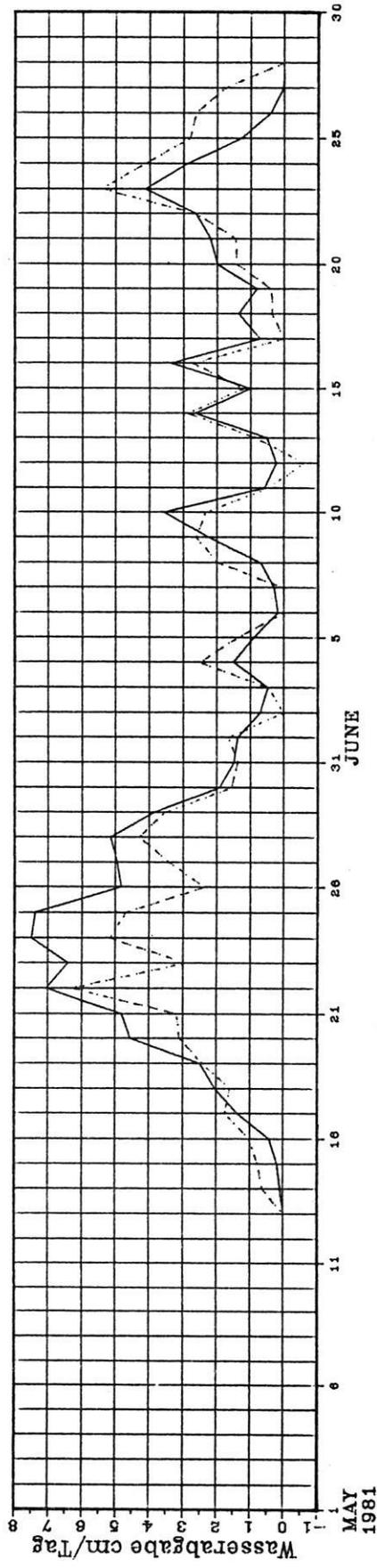
5.6 Vergleich der Modellansätze mit Berechnung von zweistündlichen Werten

Die durch Temperatur-Index und Temperatur-Wind-Index Verfahren berechneten zweistündigen Schmelzraten zeigen einen ähnlichen Verlauf. Das Ergebnis einer einfachen Regressionsanalyse stellt die berechneten Abflußwerte aus Temperatur-Index (= DDEG) und Temperatur-Wind-Index (= TWIN) mit einer Korrelation von $R = 0.96$ in engen Zusammenhang und ergibt eine lineare Regressionsgerade von

$$TWIN = 0.0046 + 1.0097 \cdot DDEG \quad (51)$$

Im Gegensatz zu den Tageswerten ist hierbei erkennbar, daß unter Berücksichtigung von zwei meteorologischen Parametern beim Modellieren von Schneedeckenabflüssen im kleinen Zeitmaßstab kein verbessertes Ergebnis als mit dem Temperatur-Index Verfahren geliefert wird. Wie schon erwähnt, bleiben tägliche Abflußspitzen weitgehend unberücksichtigt. Die Korrelationskoeffizienten vom gemessenen Abfluß (= SLY) und DDEG, bzw. TWIN liegen mit

Schneedeckenabfluss nach Hicks, Martin



Schneedeckenabfluss nach Knauf

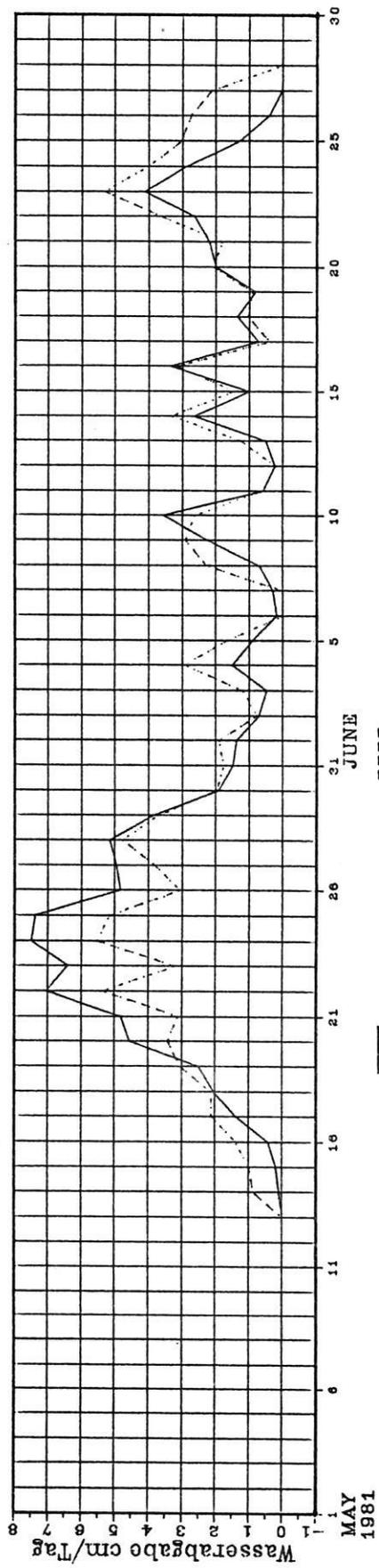


Abb. 34: Gemessene, berechnete tägliche Schneeschmelze an Lysimeterstation Isdalen (Energiebilanzverfahren I, II).

R = 0.58 und R = 0.64 recht dicht beieinander, zeigen aber eine große Streuung mit nicht erklärbaren Extremwerten im mittleren und oberen Bereich (siehe Anhang D1-D4).

Im Gegensatz zu den einfachen Ansätzen zeigen die Abbildungen im Anhang C2, C3 sehr deutlich, daß der Strahlungsanteil bedeutenden Einfluß am täglichen Abflußgang hat. Als Beispiele seien hier die Tagesgänge vom 28., 29.5. und 14., 16., 18., 20. und 21.6 genannt mit unterschiedlich hohen Einstrahlungswerten und guter Modellanpassung.

Abweichungen liegen hier in der unterschiedlichen Berechnung des latenten und fühlbaren Wärmestroms. Der fühlbare Wärmestrom (Qh) berücksichtigt in Bilanzgleichung II die meteorologischen Variablen TL und WS besser als in Ansatz I, wie die Korrelationsfaktoren in Tab. 11 verdeutlichen. Dazu erfährt die Windgeschwindigkeit als Hauptfaktor in Qh eine deutliche Gewichtung.

Tab. 11: Korrelationskoeffizienten (R) meteor. Variablen - Wärmeenergiestrom im Meßzeitraum 12.5.-28.6.1981 am Schneelysimeter

	Bilanzgleichung I		Bilanzgleichung II	
	QH	QE	QH	QE
TL2	.80	.64	.68	.59
WS2	.61	.07	.72	.03
RF2	-	.31	-	.28

Obwohl die Korrelationen für den latenten Wärmestrom (Qe) in Bilanzgleichung I besser als in Gleichung II sind, ist die Streuung der Werte in Ansatz I groß. Nach Abb. D4 liefert Qe im Ansatz I ein Ergebnis mit geringen Abweichungen. Auch hier gehen die meteorologischen Variablen stärker in Gleichung II ein. Dies ist besonders auf den Parameter AE = 11.8 zurückzuführen, der wiederum den An-

teil der Windgeschwindigkeit und den Einfluß des Dampfdruckgefälles verstärkt.

Hier zeigt sich besonders die große Auswirkung der meteorologischen Variablen Luftfeuchtigkeit (RF) auf die gesamte Bilanzgleichung. Bei ungenauer Meßdurchführung und Datenauswertung ist die Gefahr methodischer Modellfehler groß. Um dem entgegenzuwirken, sollte man sensibler instrumentieren und detailliertere Messungen bei unterschiedlichen atmosphärischen Bedingungen vornehmen. Abschließend wird aber trotz großer Varianz von Qe im Ansatz II der latente Wärmestrom während der Lysimeterschmelze gut modelliert. Witterungsperioden mit mittleren Windgeschwindigkeiten und feuchten Luftmassen aus südwestlicher Himmelsrichtung (22.5., 22.6.-24.6.) und entgegengesetzt dazu Zeiträume mit trockenen Luftmassen aus nordöstlichen Richtungen (31.5., 2., 3., 17.6.) verdeutlichen die Zusammenhänge zwischen der Schneeschmelze, dem turbulenten Wasserdampftransport über einer rauen Schneedecke und übergeordnet dem Witterungsablauf.

Ein Vergleich der Korrelationskoeffizienten in Tab. 12 zeigt, daß von den wichtigsten Schmelzparametern in Bilanzgleichung I besonders der kurzweilige Strahlungsanteil (Qkw) stärker in die Gleichung als bei Ansatz II eingeht. Qh und Qe haben in Bilanzgleichung II besseren Einfluß auf den berechneten Abfluß (Abb. 35) und tragen dazu bei, daß dieser Ansatz zum gemessenen Abfluß (SLY) einen Korrelationskoeffizienten von R = 0.81 erhält.

5.7 Anwendung der am Schneelysimeter kalibrierten Schmelzmodelle auf weitere Beobachtungspunkte im Einzugsgebiet

Ein weiterer Schritt zur räumlich-differenzierten Schneeschmelze ist die Anwendung der drei vorgestellten Schmelzmodelle auf weitere Punkte im Einzugsgebiet. Neben den vorhandenen meteorologischen Daten an den Sta-

Tab. 12: Korrelationskoeffizienten (R) Schmelzparameter - gemessener Abfluß (SLY) im Meßzeitraum 12.5. - 28.6.1981 am Schneelysimeter.

	Bilanzgleichung I	Bilanzgleichung II	Temperatur-Index	Temp.-Wind-Index
TL2	.46	.51	.92	.88
WS2	.38	.42	-	.34
Qkw	.44	.29	-	-
Qlw	.20	.26	-	-
Qh	.59	.67	-	-
Qe	.47	.64	-	-
AWSH (berechn. Abfluß)	.76	.81	.58	.64

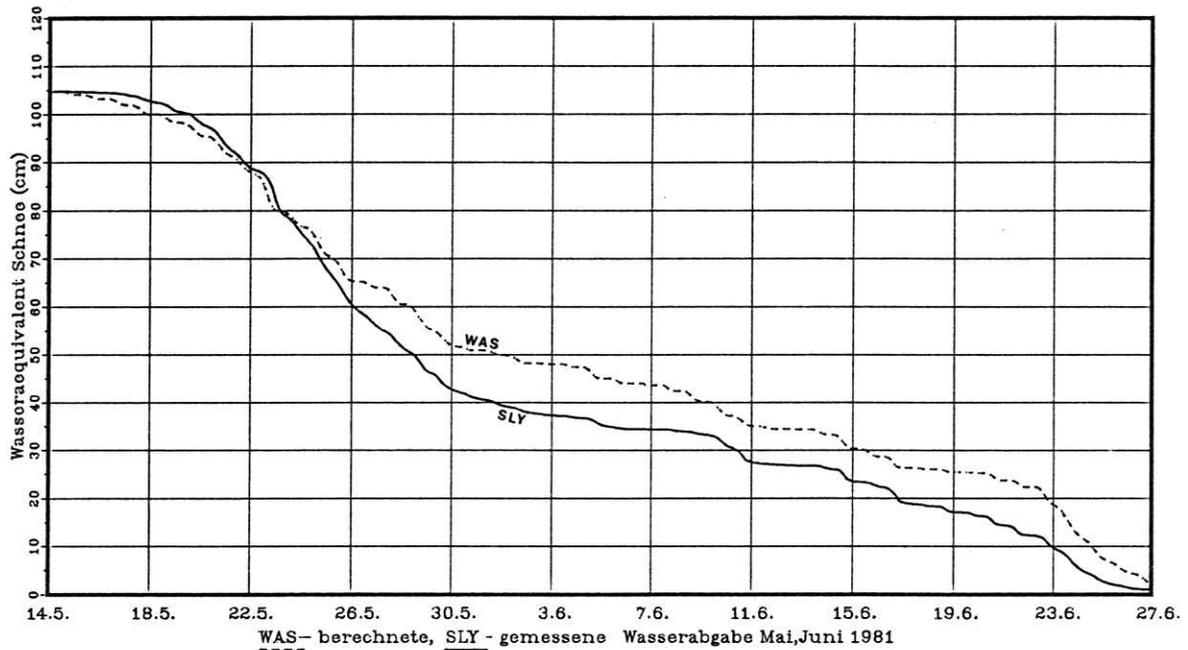


Abb. 35: Summenlinien der Wasserabgabe am Schneelysimeter nach Bilanzgleichung II.

tionen in 200 m, 900 m und 1400 m Höhe werden die schneedeckenspezifischen Meßwerte für die Berechnung vom Temperatur-Index, Temperatur-Wind-Index und das Bilanzierungsverfahren II benötigt. Schon Abb. 35 zeigte den Zusammenhang zwischen gemessenem Lysimeterabfluß und berechneter Schneedeckenablation. In Abb. 36 werden die Ergebnisse der gravimetrischen Wasseräquivalente und die Ergebnisse der Berechnungen mit Temperatur-Index, bzw. Temperatur-Wind-Index verglichen. Neben dem schon in Kap. 5.4 erwähnten verfrühten Einsetzen der Schmelze liefern diese letztgenannten Verfahren ab Mitte Juni zu geringe Schmelzraten. Dies führt besonders beim Temperatur-Index Verfahren zu einer verspäteten Ausaperung der Schneedecke, während gravimetrische Geländemessungen und Bilanzierungsverfahren den Zusammenhang besser beschreiben.

Die Anwendung der Schmelzmodelle auf die Schneemeßstellen in 900 m und 1200 m Höhe zeigen ein ähnliches Bild mit einem verfrühten Schmelzbeginn. Ab Mitte bis Ende Juni, zeitlich versetzt zur Lysimetersummenkurve, werden hauptsächlich durch das Temperatur-Index Verfahren mit zunehmender Geländehöhe erheblich geringere Schmelzraten berechnet. Im Gegensatz dazu liegen die be-

rechneten Schmelzwerte an der Basisstation etwas zu hoch und das Gebiet ist 4 bis 8 Tage früher schneefrei als im Gelände beobachtet.

An diesen wenigen Beispielen zeigt sich, daß es nicht ohne weiteres möglich ist, Schneemodelle und besonders den Temperatur-Index Ansatz in verschiedenen Höhenstufen eines Einzugsgebietes anzuwenden. In jedem Fall müßten freie Parameter neu überprüft werden. Das Energiebilanzverfahren erscheint hier auf Grund der Übereinstimmung mit den Geländemessungen für jeden Höhenpunkt im Untersuchungsgebiet am geeignetsten.

Nach der Wahl der Bilanzgleichung II wurden an den drei Schneemeßpunkten Basis (200 m), Talende (900 m) und Sauskardet Pass (1200 m) der Schneedeckenabfluß für zweistündige Intervalle berechnet und zusammen mit den Meßwerten des Oberflächenabflusses der Pegel Strömseng, Isdal und Gletscher in Abbildung Anhang C 4-7 graphisch für die Monate Mai bis August dargestellt. Die an den Meßstellen durchgeführten Bilanzverfahren zeigen im Vergleich zur Lysimeterstation die Spannweite der im Einzugsgebiet möglichen Schmelzraten.

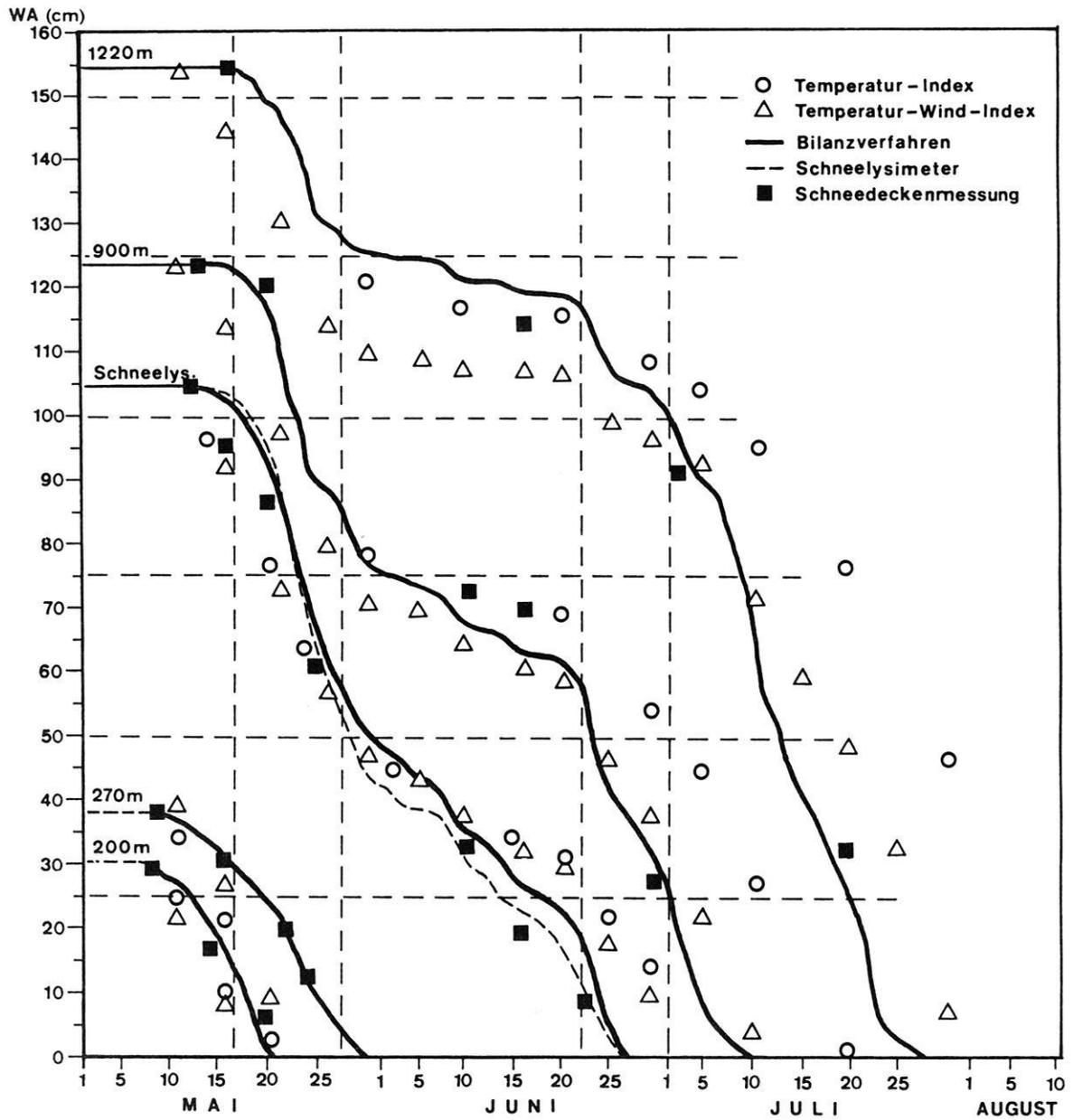


Abb. 36: Gemessene und berechnete Ablationswerte ausgewählter Schneeprofile.

6. Verfahren zur räumlich differenzierten Schneedeckenschmelze

In Kapitel 2 wurde bereits der Maßstab des Geländemodells festgelegt. Nach DYCK (1978) liegt die Dimension des Raumes Isdalen im mittleren Maßstab. Eine Erweiterung des Modells auf regionale Ebene ist möglich. Die Dichte der Zeitschritte, im mittleren Maßstab auf Stundenwerte festgelegt, ist für die Aussage der tageszeitlichen Variation der Schneeschmelze ausreichend.

6.1 Grundlagen für die Übertragung der Meßdaten auf das Einzugsgebiet

Als Voraussetzung einer Berechnung von zeitlich und räumlich differenzierten Schmelzraten werden die vorhandenen meteorologischen und schneespezifischen Daten der vier Meßstationen nach einfachen Extrapolationsverfahren auf den Raum übertragen. Die Höhenmatrix des Einzugsgebietes stellt dabei die Grundlage für die Umsetzung der Variablen Lufttemperatur, Relative Feuchte, Niederschlag, Albedo und Windgeschwindigkeit dar. Neben einer Höhenmatrix gibt es noch weitere raumspezifische Kenngrößen, die aber in einem Gebirgsraum mit großen Höhenunterschieden wie im Untersuchungsgebiet, geringer mit obestehenden Variablen korrelieren. Exposition und Hangneigung wurden nur für die Berechnung des Strahlungsmodells (vgl. Kap. 4) und mit Einschränkungen für eine räumliche Übertragung der Schneetemperatur und des Wasseräquivalents der Schneedecke verwendet.

In großem Maße ändert sich die Lufttemperatur mit der Geländehöhe. Diese Tatsache wurde schon bei der Geräteinstallation berücksichtigt, indem die Meßstationen in 200 m, 550 m, 900 m und 1400 m aufgestellt wurden. Mit dieser Auswahl wurde auch versucht, einzelne Höhenzonen, wie die Baumgrenze unterhalb von 550 m und den Endbereich der Talböden oberhalb 900 m, abzugrenzen. Damit ergibt sich für diese Bereiche eine Aufstellung von drei verschiedenen Temperaturgradienten, deren Berechnung in zweistündlichen Intervallen erfolgt. Dieses über einen Tagesgang differenzierte Temperaturmodell gibt nicht nur die großen Temperaturunterschiede im unteren Talbereich und oberhalb von 900 m wieder. Es zeigt auch den Auf- und Abbau von stabilen Luftschichten, wobei der Temperaturgradient in der oberen Höhenzone des Isdalen zeitweise positive Werte annimmt.

Ähnlich berechnet wurden die Relative Feuchte, die Albedo und der Niederschlag. Das Problem der Trennung von Niederschlag als Regen und/oder Schneefall konnte dabei nur näherungsweise gelöst werden. Der Temperaturwert von +0,4° C für das Untersuchungsgebiet gibt den Grenzwert für beide Niederschlagsarten an.

Die räumliche Erfassung der Windgeschwindigkeit stellt den größten Unsicherheitsfaktor für die Schneeschmelzberechnungen dar. Eine kontinuierliche Erfassung der Windgeschwindigkeit erfolgte nur an der Station Talmitte. Neben einzelnen Windmessungen mit einem Handanemometer an den übrigen Stationen und Ergebnisse von zwei Windmeßstationen einer früheren Meßperiode von Mai bis August 1979 (STÜVE 1980) wird eine Zunahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe festgestellt. Bezogen auf die Windmessungen in 550 m Höhe lautete der Ansatz:

$$WSX = WS2 \cdot (HNN/550)^{0.4} \quad (\text{m/s}) \quad (52)$$

WS2 Windgeschwindigkeit Station Talmitte
WSX Windgeschwindigkeit über Höhe HNN

Geländespezifische und zeitlich begrenzte Luftströmungen, wie Tal- und Hangabwinde oder das zusätzliche Auftreten von gegenläufigen Strömungen wie Quer- und Bergwinde können wegen nicht vorhandener Messung und der großen Komplexität nicht berücksichtigt werden. Einen kleinen Anhalt für ein räumlich und tageszeitlich variierendes thermisches Windsystem im Untersuchungsgebiet bietet das oben beschriebene Temperaturfeld. Für diesen speziellen Fall der Entwicklung von Schönwetterwindssystemen liegen einerseits Modellsimulationen von ULRICH (1982: 153) vor, andererseits wurden damit im Dirschmatal die Energiebilanzen flächenmäßig erfaßt (HENNEMUTH & KÖHLER 1984: 97). Für die kontinuierliche Berechnung der Energiebilanzen für eine Schmelzwasserproduktion kommen diese Sonderfälle nicht in Betracht.

Von Bedeutung für den Beginn der Schneedeckenschmelze sind die Verhältnisse innerhalb der Schneedecke. An den Schneemeßstellen wurde neben anderen Parametern (vgl. Kap. 3) die Schneedeckentemperatur in regelmäßigen Zeitabständen erfaßt. Sie kennzeichnet mit dem Erreichen von 0° C die "reife Schneedecke" und steuert in Abhängigkeit von Höhe und Hanglage den Beginn der Schneedeckenablation.

In ähnlicher Abhängigkeit steht auch das Wasseräquivalent der Schneedecke. Vorliegende Messungen zeigen neben der Zunahme des Wasseräquivalents mit der Geländehöhe auch indirekt eine Änderung mit der Hangneigung. Eine geringere Schneedichte wurde im Bereich der Birkenwaldzone und an Hangfüßen registriert, während hohe Schneedichten an den Hängen selbst und auf den Hochflächen gemessen wurden. Für die Schmelzberechnung der Schneedecke wurde aus diesen Ergebnissen die Wasserabgabe bis 400 m Höhe kontinuierlich, für Höhen über 1000 m spät und kontinuierlich und für Akkumulationsbereiche stark

verzögert und kräftig einsetzend berechnet. Die genaue Berechnungsgrundlage befindet sich im Unterprogramm BILANZ (Anhang F3).

Geländehöhe bis 400 m:

$$WAX = (1 - EXP(-SD \cdot 2.13))^6 \quad (53)$$

Geländehöhe 400 m - 1000 m, Hangneigung < 14°:

$$WAX = (1 - EXP(-SD \cdot 2.0))^{10} \quad (54)$$

Geländehöhe 400 m - 1000 m, Hangneigung > 14°:

$$WAX = (1 - EXP(-SD \cdot 2.22))^{10} \quad (55)$$

Geländehöhe 1000 m:

$$WAX = (1 - EXP(-SD \cdot 2.12))^{10} \quad (56)$$

WAX Wasseräquivalent (cm) über Höhe NN
SD Schneedichte (g/cm³)

6.2 Temperatur-Index im Einzugsgebiet

Der Schmelzprozeß für den Temperatur-Index Ansatz wurde mit dem in Kap. 6.1 vorgestellten Temperaturgradientenverfahren durchgeführt. Ausgangslage für diese und folgende Berechnungen ist immer der Beginn der Schmelzperiode Anfang Mai mit den dazugehörigen Schneedeckenwerten (vgl. 3.2.2 und Anhang A2). Beispiele von 5-Tagessummen des Wasseräquivalents gibt die Abb. 37 wieder. Diese dreidimensionale Darstellung zeigt den Beginn der Schmelze ab 7.5.81 im unteren Talbereich, die sich anschließend in der zweiten 5-Tagesperiode ab 12.5. im ganzen Einzugsgebiet durchsetzt. Nur die Hochlagen oberhalb 1300 m liefern geringe Schmelzraten. Der Vorteil einer differenzierten Temperaturberechnung wird an der Schmelzperiode ab 17.5. deutlich.

Geringe Unterschiede der Schmelzraten aller Höhenbereiche lassen auf stabile Luftschichten schließen, wobei der bis in 900 m Höhe reichende Teil des Isdalen eine andere Temperaturcharakteristik hat, als die Hochlagen. An Strahlungstagen ist während der späten Nachtstunden und des Vormittags zwischen den Höhen von 200 m und 900 m eine leichte Temperaturinversion von +0,12° C/100 m festzustellen. Über die Mittagsstunden baut sich diese stabile Schichtung wieder ab und es entsteht ein mittleres Temperaturgefälle von -0,44° C/100 m, das an einzelnen Nachmittagen sogar fast überadiabatische Werte von -0,88° C erreicht. Einen großen Einfluß an dieser Situation hatte neben der herrschenden Hochdruckwetterlage (Hochdruck über Nordfinnland) die Strahlung, durch die die höher gelegenen Gebiete früher erwärmt werden.

Die zwischen 900 m und 1400 m Höhe gelegenen Geländeteile zeigen dagegen während des späten Nachmittags und der frühen Nachtstunden einen schwach positiven Gradienten von +0,1° C/100 m. Zur übrigen Tageszeit ist ein gerin-

ges Temperaturgefälle von 0,1° bis -0,2° C/100 m vorhanden.

Beispiel (D) in Abb. 37 zeigt das Schmelzverhalten zur zweiten typischen Witterungssituation mit wechselnder oder dichter Bewölkung. Eine gleichmäßige Abnahme der Schmelzwerte mit der Höhe ist die Folge.

Die Entwicklung der Schneedeckenablation verdeutlichen die Karten im Anhang E 1-4. Zum 16. Juni 81 ist noch der Einfluß der Hangneigung auf die Schneedecke sichtbar, während mit fortschreitender Höhenverlagerung der Schneegrenze bis zum 4. August die Isolinien gleichen Wasseräquivalents ähnlich der den Höhenlinien verlaufen.

6.3 Temperatur-Wind-Index im Einzugsgebiet

Das auf das gesamte Einzugsgebiet angewandte Temperatur-Wind-Index Modell zeigt ähnliche Charakteristika wie das einfachere Temperatur-Index Modell. Die 5-Tagessummen des Schmelzwasseräquivalents liefern während der Schmelzperiode ab 12. Mai höhere Werte auf den über 1200 m gelegenen Geländeteilen. Ebenso zeigen auch die unteren Talbereiche bis 600 m wenig differenzierende Schmelzraten als beim Temperatur-Index Modell. Hier liegen also um Mitte Mai die Werte der Schmelzraten beider Modelle dicht beieinander (Abb. 38). Obwohl das Temperatur-Wind-Index Verfahren am Schneelysimeter besser abschneidet als das einfache Temperaturmodell, zeigt es doch nach der Übertragung auf den gesamten Raum des Einzugsgebietes zu hohe Werte. Ursache dafür sind die in diesem Zeitraum hohen Windgeschwindigkeiten.

Während die Schmelzsituation zum 16.6.81 (siehe Anhang E5-E7) noch vergleichbare Werte zur gemessenen Schneedeckenaufnahme (Anhang A3) liefert, zeigen folgende Karten eine schnelle Abnahme der Schneedecke. Von Juli bis August schrumpft die Schneedecke nur noch auf einige Schneesreste mit geringer Mächtigkeit zusammen. Nach den Schneedeckenaufnahmen im Gelände liegen diese berechneten Schmelzraten zu hoch.

6.4 Energiebilanz mit Gelände- und Strahlungsmodell

Ein weiterer Schritt zur räumlich differenzierten Schneedeckenablation ist die Anwendung des Energiebilanzmodells II mit dem Gelände- und Strahlungsmodell (Anhang E7-E11).

Die nach Abb. 39 a und b sichtbar verzögerte Schneedeckenschmelze liefert im Gegensatz zu den vorangegangenen einfachen Modellen eine weitaus bessere Übereinstimmung mit den gemessenen Schneedeckenwerten. Entgegen den Berechnungen der Temperatur-Index und Temperatur-Wind-Index Verfahren fand bis zum 14. Mai 1981 am

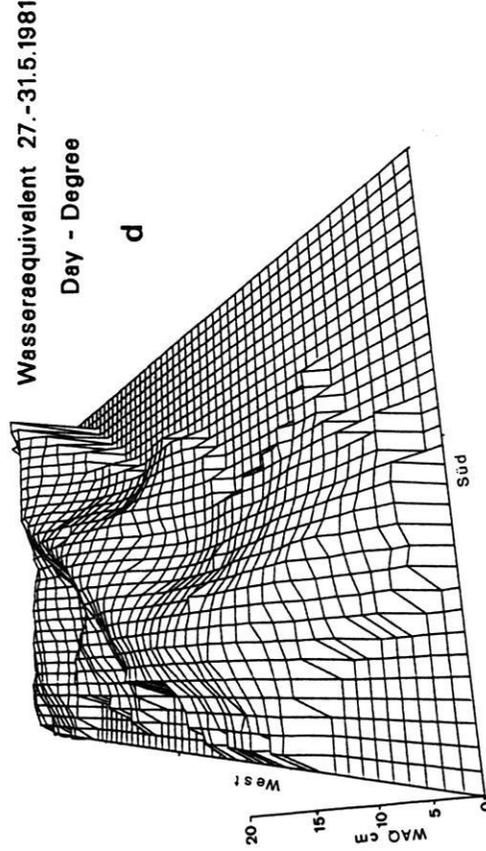
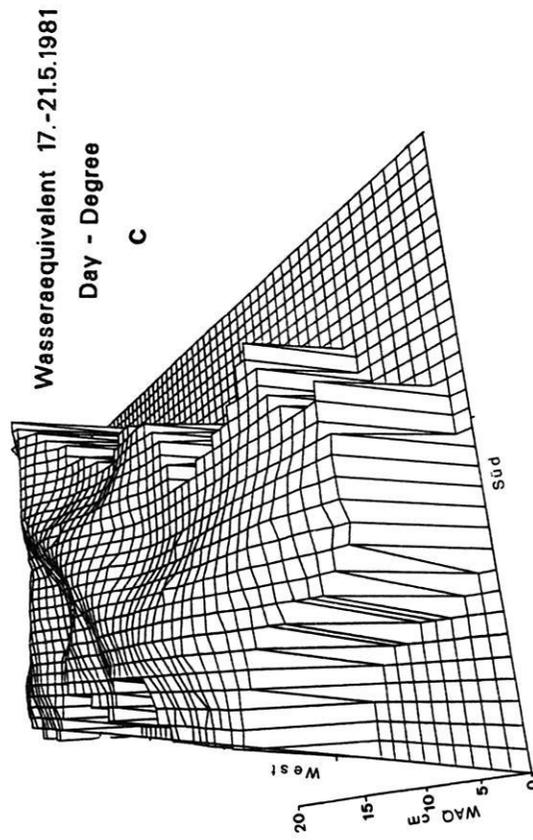
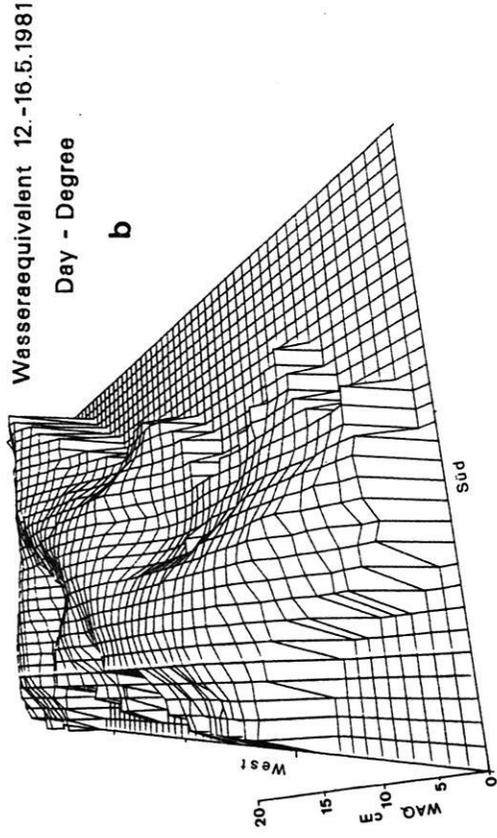
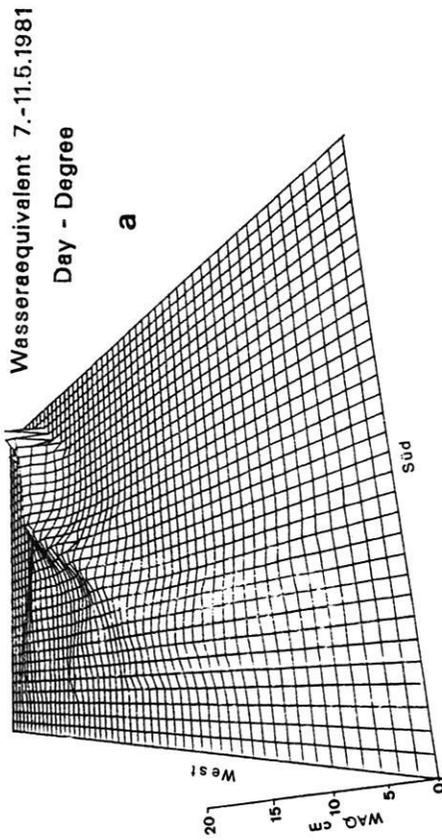


Abb. 37: 5-Tagesummen des Wasseräquivalents (Temperatur-Index) im Einzugsgebiet Isdalen.

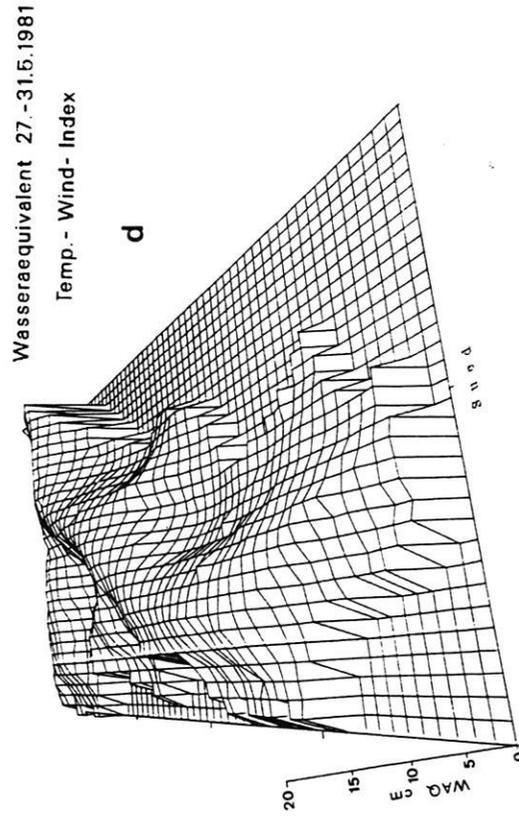
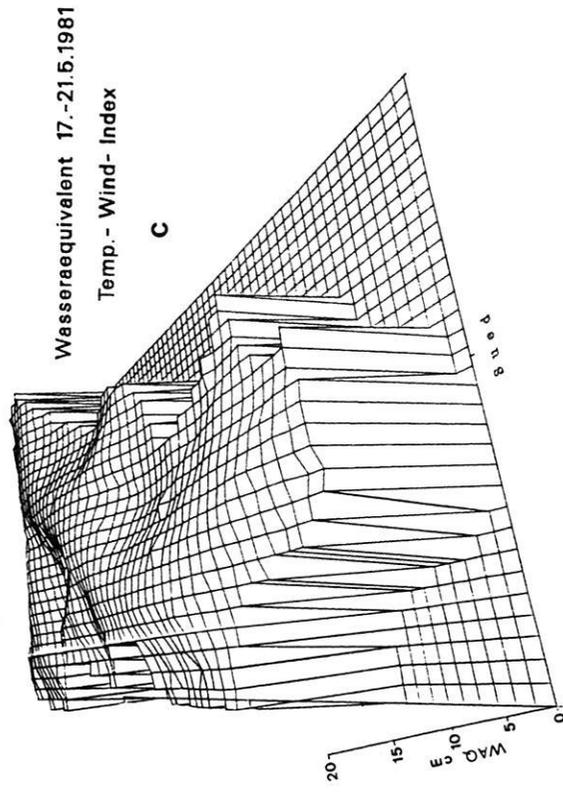
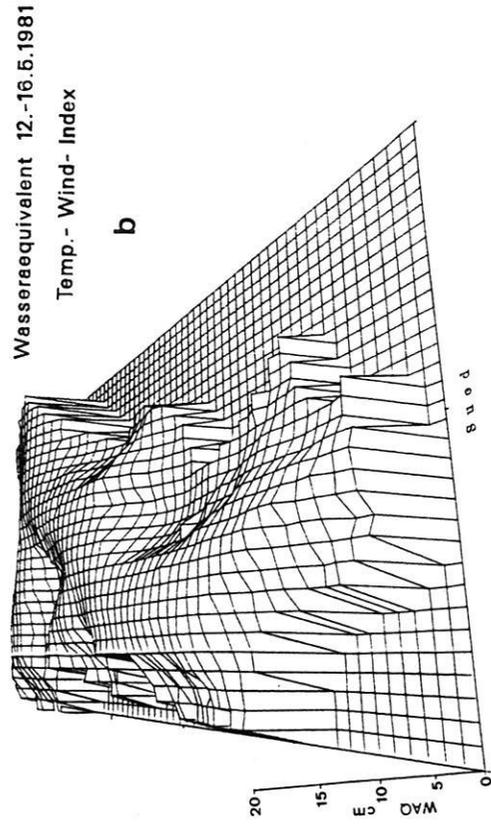
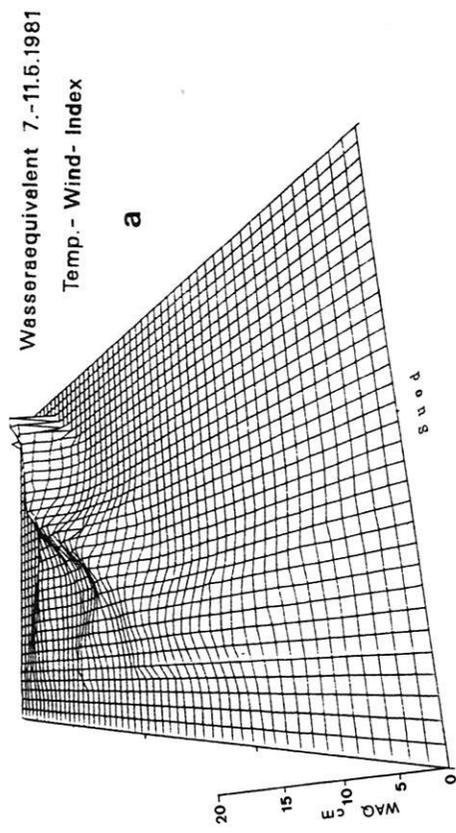


Abb. 38: 5-Tagessummen des Wasseräquivalents (Temperatur-Wind-Index Verfahren) im Einzugsgebiet Isdalen.

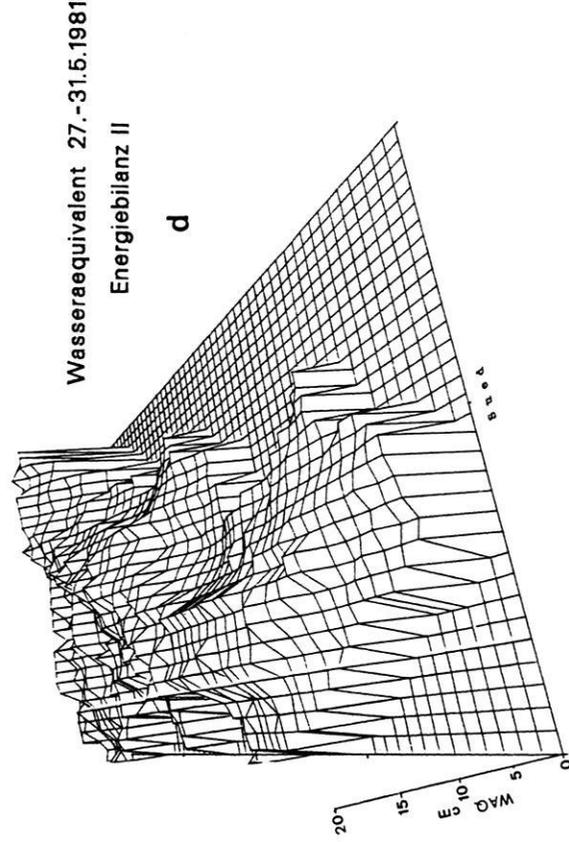
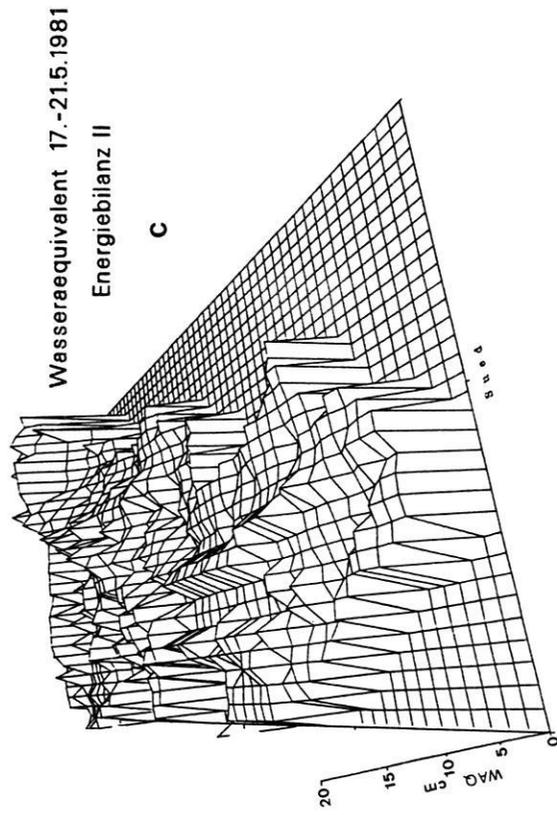
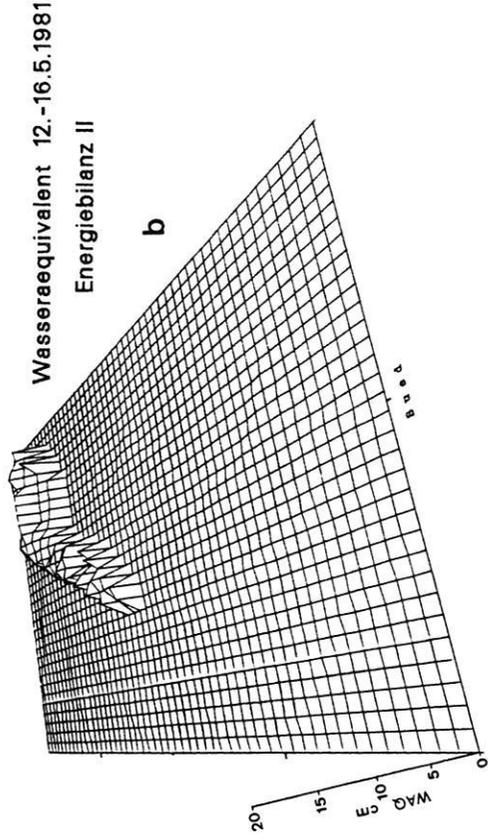
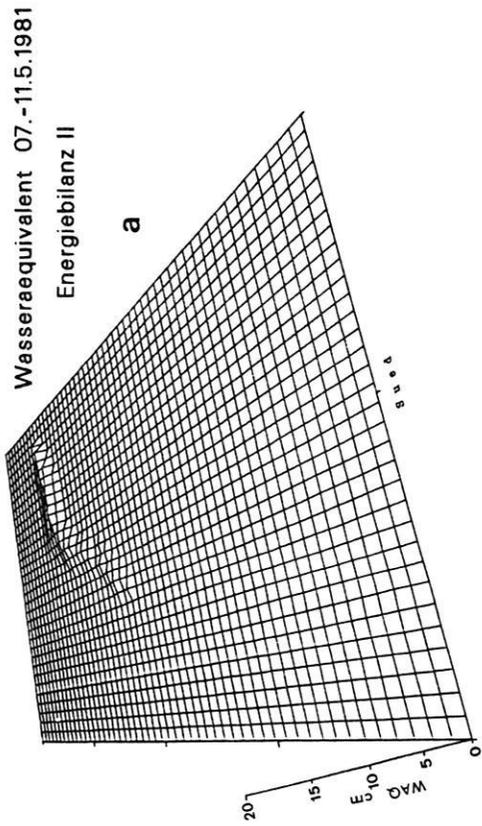


Abb. 39: 5-Tagesummen des Wasseräquivalents nach Bilanzansatz II mit Abschattung im Einzugsgebiet Isdalen.

Schneelysimeter, sowie auf den höher gelegenen Geländeteilen, noch gar keine Schmelze statt.

Mit einsetzendem Tauwetter in allen Höhenbereichen (Abb. 39 c und d) ab 17.5.81 zeigt sich nun am Energiebilanzmodell eine wesentlich differenziertere Schmelzsituation. Die Ursachen dafür sind unterschiedliche Strahlungseinflüsse während der Tagesgänge und im Verlauf der bis in den August andauernden Schmelzperiode, sowie die Beeinflussung der Geländebeschattung. Steile, zwischen 15° und 30° geneigte und nach Ost-Süd-West orientierte Hänge verzeichnen bis Mitte Mai einen höheren Schmelzanteil als die übrigen gen Nord exponierten Hanglagen. Dieser Unterschied wird allerdings im weiteren zeitlichen Verlauf (vgl. 4.3.5) ausgeglichen und niedrige Ablationswerte finden sich dann nur in Tälern und Karen. Obwohl wegen der Höhenlage mit dem fühlbaren und latenten Wärmesaldo höhere Werte erreicht werden, macht sich hier besonders der strahlungsvermindernde Einfluß der Horizontabschattung bemerkbar (Abb. 39 c).

Am Beispiel der Abb. 40 wird die Differenz der Schneedeckenablation des Strahlungstages 24.5.81 zwischen einfacher Energiebilanzierung und dem vollständigen Energiebilanzmodell mit Horizontabschattung dargestellt. Dabei sind oben genannte Unterschiede erkennbar. In strahlungs-

ungünstigen Tallagen (z.B. Meßpunkt Saeter) treten allein durch die Abschattung bis zu 18,5% geringere tägliche Schmelzraten auf. Die Abbildung zeigt auch, daß neben Tälern und den Karen besonders Hangfußbereiche in hohem Maße beschattet werden und somit die Notwendigkeit der Kombination von Geländemodell und Strahlungsmodell für differenzierte räumliche Aussagen verdeutlicht.

Die Abnahme der Schneedecke im Untersuchungsgebiet veranschaulicht an den Abbildungen im Anhang E7 - E11 ebenfalls ein differenziertes Bild. Nach einer verzögerten Schmelze Anfang Mai verzeichnen mit dem Bilanzmodell Hanglagen geringe Schneemächtigkeiten. In den Tallagen, besonders im Bereich oberhalb von 700 m, wurden dagegen höhere Wasseräquivalente der Schneedecke errechnet. Diese Situation wird mit fortschreitender Schmelzperiode am 5.7.81 noch deutlicher. Zu diesem Zeitpunkt wurde an keinem Meßpunkt im Gelände ein Schneedeckenwert von über 100 cm WAQ gemessen. Nach der Modellrechnung liegen ebenfalls alle Werte unter 100 cm WAQ.

Gegen Ende der Schmelzperiode sind nur noch Schneedeckenreste geringer Mächtigkeit vorhanden, die in verschiedenen Höhenlagen, abhängig von der Ausgangsschneedecke und dem gelände- und strahlungsbedingten Schmelzprozeß, übrig geblieben. So sind im oberen Teil des Lang-

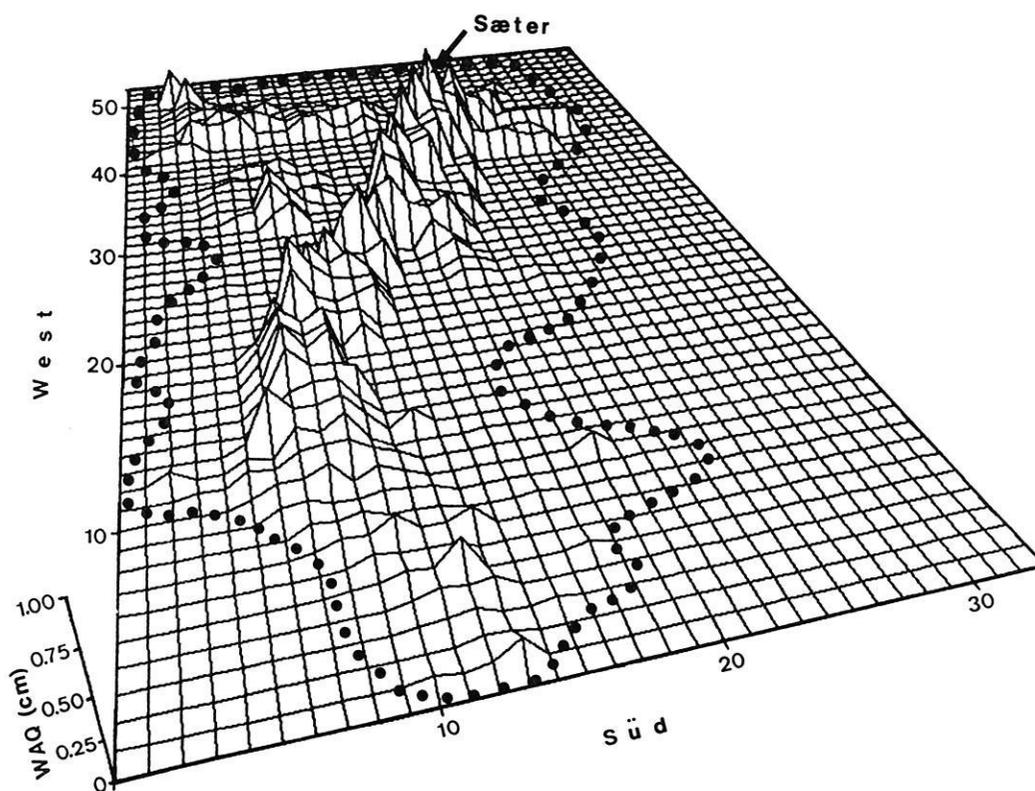


Abb. 40: Differenz der Schneedeckenablation des Strahlungstages (24.5.), Bilanzansatz mit/ohne Abschattung.

Tab. 13: Räumlicher und zeitlicher Aspekt für die Wahl der Schneeschmelzmodelle.

		Räumlicher Aspekt (Einzugsgebiet)		
		Punktuell	Flächendeckend	
			Gesamtfläche	Rasterfläche
		Zeitlicher Aspekt	5- Tagesintervalle	Einfaches Modell Day- Degree
Day- Degree oder Temper. - Wind- Index	Ergebnisse mit Einschränkungen übertragbar (gebirgige Einzugsgebiete ungeeign.)			-----
Energiebilanzansätze	Ergebnisse liefern keine bessere Modellierung			-----
Tagesintervalle	Temp.- Index, Temp.- Wind- Index zeigen Schwächen in der Modellierung der Tageslänge		Auf Grund der hohen zeitlichen Auflösung vergrößern sich die im Punktmodell entstandenen Fehler	Auch gebietsspezifische Berechnungen mit Einbeziehung der Geländehöhe liefern kein besseres Ergebnis
	Energiebilanzansätze		Morphologische Unterschiede ergeben Variation in der Strahlung. Ungenaueres Ergebnis	Modellansatz macht die Anwendung von Gelände- und Strahlungsmodell notwendig
Stundenintervalle				

fossbree in 950 m Höhe, an den Osthängen vom Snöhetta, am Vesleklettan Nord und an den Nordhängen vom Isberget Schneeereste anzutreffen. Ebenso finden sich Schneeereste am ostexponierten Hang des Sauskard Eisfeldes und an Hängen unterschiedlicher Exposition, sowie in Mulden und Sätteln von Riepecokka und Vesleklettan Süd. Dieses Ergebnis entspricht den tatsächlichen Schneeeresten im Einzugsgebiet im Herbst 1981.

6.5 Vergleich der Modellierung der Schneedeckenablation: Punktmodell - Gebietsmodell für subpolare Einzugsgebiete

Umfang und Art der Ergebnisse schneehydrologischer Berechnungen stehen in Abhängigkeit der Anwendung von

Modellen unterschiedlicher Komplexität. Der für Wasserhaushaltsberechnungen notwendige Teilbereich Verdunstung wurde nicht berücksichtigt, da für subpolare Räume Verdunstungswerte über Schneedecken nur sehr geringe Beträge liefern.

Da nicht ohne weiteres punktuelle Aussagen auf ein Einzugsgebiet extrapoliert werden können, sind räumliche und zeitliche Aspekte bei der Wahl von Schneeschmelzmodellen ausschlaggebend. Ein einfacher Day-Degree Ansatz mit Tagesmittelwerten der Lufttemperatur, an einem Punkt im Einzugsgebiet gemessen oder gar von einer außerhalb gelegenen Station übertragen, kann nur für große Zeitperioden (Tage, Wochen) gebietsspezifische Ergebnisse liefern (Tab. 13). Dabei bleiben Aussagen über Teilräume unberücksichtigt.

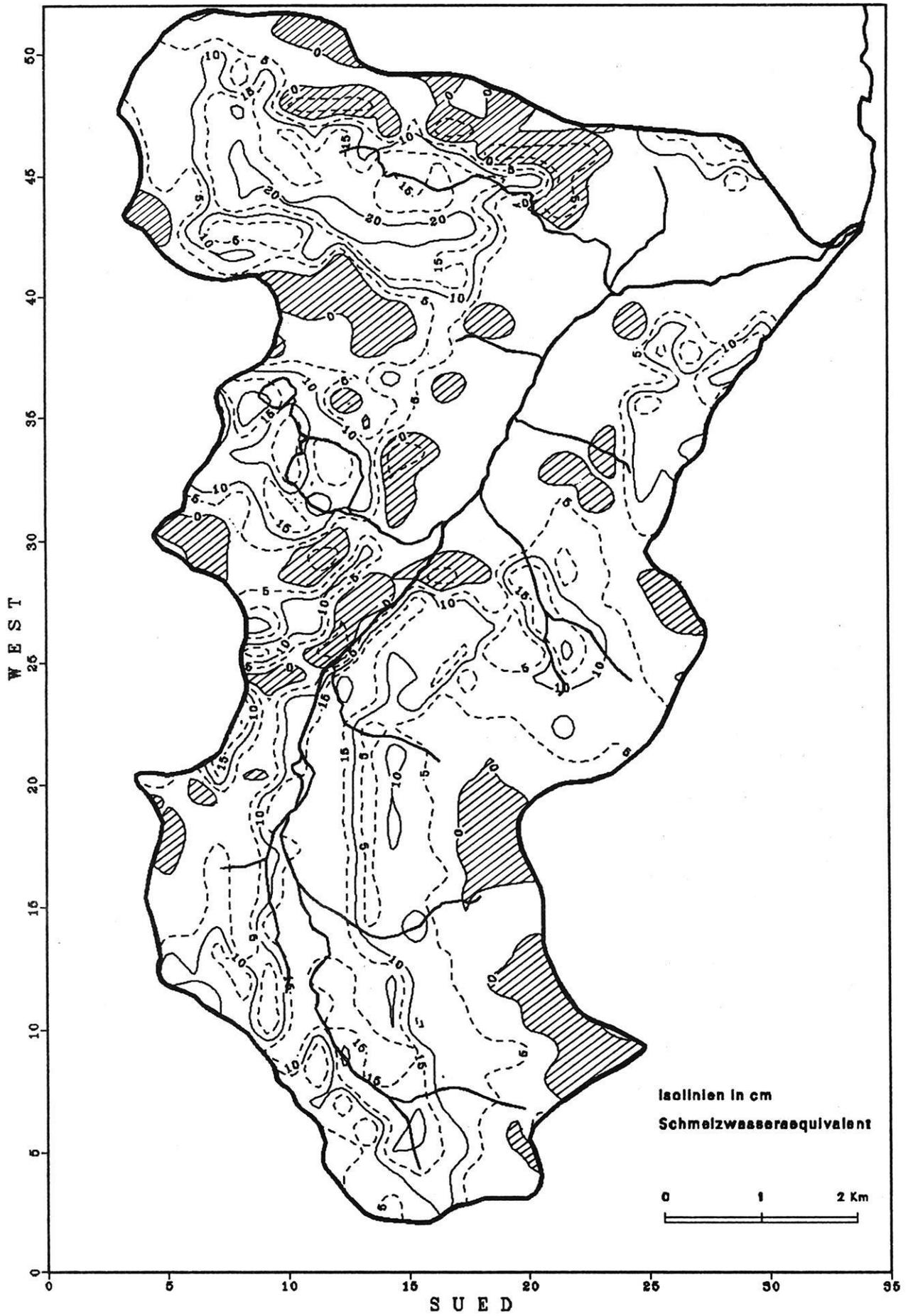


Abb. 41: Differenz der Modellansätze BILANZ II - TWIN am 16. Juni 1981.

Sollen Schmelzraten in hoher zeitlicher Auflösung (≤ 1 h) berechnet werden, so sind schon einfache Modelle wegen der unterschiedlichen Tagesgänge nicht mehr ausreichend. Ein komplexeres Modell unter Einbeziehung der Strahlung genügt somit den Anforderungen an einem Punkt. Auf Grund der in einem gesamten Einzugsgebiet auftretenden Varianz einzelner meteorologischer Parameter (Lufttemperatur, Windgeschwindigkeit) und der unterschiedlichen Bestrahlung einzelner Geländeteile ist die Übertragung eines Energiebilanzansatzes vom einzelnen Meßpunkt auf die Gesamtfläche nicht mehr möglich. Mit Hilfe des digitalen Geländemodells und einer Berechnung der Strahlung für jede Rasterfläche wird der Strahlungsanteil in einem Einzugsgebiet ohne zusätzliche Geländearbeit durchgeführt. Hierbei sollte die Größe der Teilflächen $0,07 \text{ km}^2$ nicht

überschreiten, da sonst bei der Strahlungsberechnung zu große Ungenauigkeiten entstehen würden.

Am Beispiel der Abb. 41 werden die Unterschiede zwischen dem Bilanzmodell II und dem Temperatur-Wind-Index Modell zum Zeitpunkt des Gebietswasseräquivalents am 16.7.81 gegenübergestellt. Neben dem Wärmesaldo treten Differenzen hauptsächlich wegen des Strahlungseinflusses auf. Die schraffierten Flächen (SE-S-SW-Hänge, Hochflächen) bedeuten hierbei eine vom Bilanzmodell errechnete höhere Abnahme WAQ als die vom Temperatur-Wind Modell. Niedrigere Schmelzraten errechnen sich nach dem Bilanzmodell bis Mitte Juni im Hochtal vom Langfossbree, in beiden Karen Geiteryggvatn und Sauskar det und an einigen Hangflächen des Haupttals.

7. Übertragung auf benachbarte wasserwirtschaftlich relevante Einzugsgebiete

In den beiden in der Nähe liegenden wasserwirtschaftlich genutzten Einzugsgebieten Altevatn und Skjomen(Båtsvatn (südl. Narvik) wird das Gebietswasseräquivalent aus dem Mittelwert der einzelnen Schneemeßstellen errechnet. Die Auswahl der Schneemeßstellen erfolgt nach festgelegten Kriterien (nach NVE) wie:

- gleichmäßige Verteilung über Einzugsgebiet
- Vermeidung von Meßstellen mit ungünstigen Wind- bzw. Geländeverhältnissen
- brauchbare Meßstellen sind große Flächen
- der Wert der Schneemächtigkeit errechnet sich aus 15 bis 20 Messungen im Umfeld der Meßstelle von 50 bis 100 m.

Es bedarf einer guten Geländekenntnis, um Meßfehler gering zu halten. Allerdings reichen oben genannte Vorschriften nie aus, um räumliche Aussagen über den Schneespeicher zu machen. Neben nicht vorhandener Analyse von topographischen und morphometrischen Parametern wurde in obengenannten Einzugsgebieten eine repräsentative Verteilung der Meßstellen auf die Gebietshöhe nur in Ansätzen vorgenommen. So ist es kaum möglich, die Gebietsschneedecke mittels hypsographischer Kurve für Teilflächen zu analysieren.

Im 1351 km^2 großen Altevatn Einzugsgebiet (Abb. 1 und 42) mit einer Höhendifferenz von 1150 m sind die 32

Schneemeßstellen nur in den Höhen zwischen 490 m und 1000 m verteilt. Diese Höhendifferenz von 610 m entspricht nur der Hälfte der gesamten Gebietshöhe. Areale von 1000 m bis 1640 m Höhe bleiben unberücksichtigt. Noch lückenhafter, bezogen auf die Gebietshöhe, ist die Verteilung der Schneemeßstellen im Skjomen/Båtsvatn Einzugsgebiet. Hier reichen die Schneemessungen bis zu einer Höhe von 930 m . Somit können nur 35% der gesamten Gebietsfläche für Schneemessungen als repräsentativ angesehen werden, da 65% des Areals zwischen 940 m und 1740 m hoch liegen.

Eine flächenhafte Geländeaufnahme topographischer und morphometrischer Parameter wäre hier als erster Schritt notwendig, um zunächst einzugspezifisch repräsentative Schneemeßstellen zu erhalten. Eine Auswahl von Schneerouten geben als weiteren Schritt Auskunft über Schneebdeckung an Hängen. Auch bei diesen Einzugsgebieten sollte dann mit den vorliegenden Meßergebnissen nach Formel (4) (vgl. 3.2.2) verfahren werden. So erhalte man einen ersten Zusammenhang zwischen Gebietshöhe und dem Wasseräquivalent der Schneedecke für verschiedene Zeiträume.

Da es sich hier um Einzugsgebiete der Energiewirtschaft handelt, wäre die Anwendung der Schneedeckenaufnahme nach TVEIT (1980) sinnvoll. Eine topographisch-morphometrische Aufnahme würde dann einer weiteren Benutzung

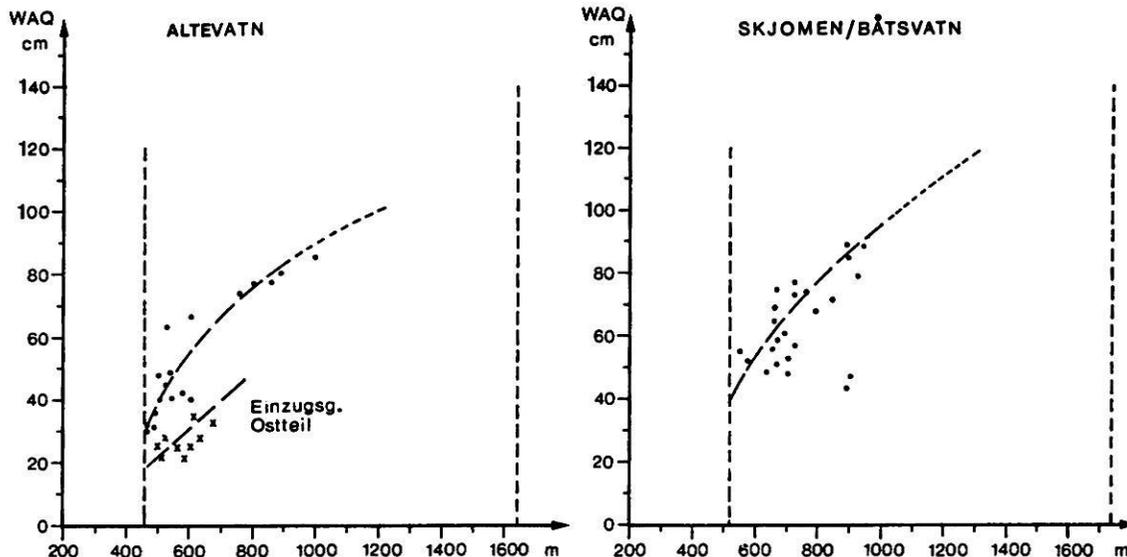


Abb. 42: Gebietswasseräquivalente Altevattn, Skjomen 1981.

für räumlich-zeitliche Bilanzmodelle zur Verfügung stehen. Auf dieser Grundlage wäre die Anwendung des Strahlungsmodells zur Durchführung des Energiebilanz-

modells möglich. Voraussetzung für gesicherte Aussagen sind allerdings mindestens zwei Klimastationen, um die Variabilität der meteorologischen Parameter zu erfassen.

8. Quellenverzeichnis

- AAMS, S., FOSSDAL, M., WINGARD, B., KILLINGTVEIT, A. & FJELD, M. 1977: Hydrologiske modeller ved drift av kraftverk. - Inst. for vassbygging: 12-27, Trondheim.
- AMBACH, W. 1958: Untersuchungen des Energiehaushalts und des freien Wassergehalts beim Abbau der winterlichen Schneedecke. - Archiv. Meteor., Geophys., Bioklimatol., Ser. B, 14 (2): 148-160, Berlin.
- AMBACH, W. & MARKL, G. 1983: Untersuchungen zum Strahlungshaushalt in der Akkumulationszone des Grönländischen Inlandeises. - Expedition Glaciologique Internationale au Groenland, Vol. 4, No. 6 (1967-1968): 1-61, København.
- ANDERSEN, T. 1973: Metodikk for snømalinger. - Norges Vassdrags og Elektrisitetsvesen, 1 (73): 1-29, Oslo.
- ANDERSEN, T. 1978: Snøhydrologi ved hydrologisk avdeling (NVE). - Vannet i Norden, 4: 70-74, Lund.
- ANDERSEN, T. 1982: Operational snow mapping by satellites. - Hydrol. Aspect of Alpine and High Mountain Areas. Proc. Exeter Sympos., IAHS Publ., 138: 149-154, Paris.
- ANDERSON, E.A. 1973: Snow accumulation and ablation model. - NOAA Techn. Mem. NWS Hydro, 17: 1-217, Silver Spring, Md.
- ANDERSON, E.A. 1976: A point energy and mass balance model of a snow cover. - NOAA Techn. Rep. NWS, 19: 1-150, Silver Spring, Md.
- ANDERSON, H.W. 1968: Snow accumulation as related to meteorological, topographic and forest variables in Central Sierra Nevada, California. - Bull. IASH, 76: 215-224, Gentbrugge.
- The ASTRONOMICAL ALMANAC 1981: Data for astronomy, space sciences. - U.S. Government Printing Office, Washington D.C.
- ATLAS OVER BREER I NORDSKANDINAVIA 1973: Norges Vassdrags- og Elektrisitetsvesen. - Meddelse, 22: 163-165, Oslo.
- BERAN, M.A. 1982: Hydrology and automatic cartography. - Cartographica, 19 (2): 56-61, London.
- BERGAN, J. 1974: Varmeklimaet i forskjellige høydesoner under bjorkeskoggrensa i Troms. - Medd. Norsk Inst. Skogforskning, 31 (8): 332-353, Ås.
- BERGSTROM, S. & JONSSON, S. 1976: The application of the HBV runoff model to the Filefjell research basin. - Sveriges meteorologiska och hydrologiska institut Rapp., Hydrologi och Oceanografi, RHO 5: 1-20, Norrköping.

- BOLLMANN, J. 1984: Stand und Entwicklung der computergestützten Kartographie an der Freien Universität Berlin, Fachrichtung Kartographie. - *Int. Jahrb. Kartogr.*, 24: 39-47, Bonn-Bad Godesberg.
- BOLSENGA, S.J. 1964: Daily sums of global radiation for cloudless skies. - *U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory Res. Rep.*, 160: 1-34, Hanover, New Hampsh.
- BRASSEL, K. 1983: Grundkonzepte und technische Aspekte von geographischen Informationssystemen. - *Int. Yearbook Cartography*, 23: 31-52, Bonn-Bad Godesberg.
- BRAUN, L.N. 1985: Simulation of snowmelt-runoff in lowland and lower Alpine regions of Switzerland. - *Zürcher Geogr. Schr.*, 21: 1-166, Zürich.
- BRUNT, D. 1952: *Physical and dynamical meteorology*. - 1-428, Cambridge.
- CALIFORNIA COOP. SNOW SURVEYS 1976: Snow sensor evaluation in the Sierra Nevada, California. - *State of California, Dep. of Water Resources*, 1-55.
- CAVADIAS, G. & MORIN, G. 1985: The combination of simulated discharges of hydrological models. - *Nordic Hydrol.*, 17: 21-32, Lyngby.
- COLBECK, S.C. 1975: A theory for water flow through a layered snowpack. - *Water Resources Res.*, 11 (2): 261-266, Richmond.
- DECOURSEY, D.G. & SNYDER, W.M. 1969: Computer-oriental method of optimizing hydrologic model parameters. - *J. Hydrol.*, 9: 34-56, Amsterdam.
- DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT 1962: Kurs for driftsingenører ved vannkraftverker: Meteorologisk Institutt's kart over nedbøren i Norge i snøakkumuleringssesongen og deres bruk til beregning av netto snomagasin. - 1-11, Oslo.
- DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT 1981: Kart over nedbøren i snøakkumuleringssesongen 1980/81 i prosent av normalt. - 1-2, 5 Kartenbeil., Oslo.
- DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT 1981: Kart over tidspunktet for snøakkumuleringens begynnelse 1980/81. - 1-2, 5 Kartenbeil., Oslo.
- DOZIER, J. 1978: A solar radiation model for a snow surface in mountainous terrain. - *CRREL Proc. of modeling of snow cover runoff*: 144-153, Hanover, New Hampsh.
- DOZIER, J. 1980: A clear-sky spectral solar radiation model for snow-covered mountainous terrain. - *Water Resources Res.*, 16 (4): 709-718, Richmond.
- DYCKS, S. (Hg.) 1978: *Angewandte Hydrologie. Teil 2*. - 1-544, Berlin.
- EIDGENÖSSISCHES INSTITUT FÜR SCHNEE- UND LAWINFORSCHUNG (SLF) 1949: Winterberichte "Schnee und Lawinen in den Schwizeralpen". - 6-27, Bern.
- ENDERS, G. 1976: Schattenkartierung als Grundlage für forstliche Planung im Alpenpark Königssee. - *Forstwiss. Centralbl.*, 95: 180-186, Hamburg.
- ESCHER-VETTER, H. 1980: Der Strahlungshaushalt des Vergnügertouristen als Basis der Energiehaushaltsberechnung zur Bestimmung der Schmelzwasserproduktion eines Alpengletschers. - *Münchener Univ. Schr., Fachb. Physik, Wiss. Mitt.*, 39: 1-115, München.
- FÖHN, P.M. 1973: Short-term snow melt and ablation derived from heat- and mass-balance measurements. *J. Glaciol.*, 12 (65): 275-289, Cambridge.
- FURUMYR, S. & TOLLAN, A. 1975: Resultater og erfaringer av snøundersøkelser i Filefjell representative område 1967-1974. - *Den Norske komite for IHD, sekretariatet ved. NVE*: 1-62, Oslo.
- GARSTKA, W. 1964: Snow and snow survey. - In: CHOW, V.T. (Hg.): *Handbook of applied Hydrology, Sec. 10*: 1-57, New York.
- GEORGI, J. 1951: Abschirmung eines Pyranometers gegen direkte Sonnenstrahlung. - *Geofis. pura e appl.*, 20: 1-62.
- GIETL, J. 1983: Gelände- und Insulationskarten für das Gebiet des Nationalparks Bayerischer Wald. - *Forstwiss. Centralbl.*, 93: 74-85, Hamburg.
- GOODISON, B.E. 1978: Comparability of snowfall and snow cover data in a southern Ontario basin. - *CRREL Proc. of modeling of snow cover runoff*: 34-43, Hanover, New Hampshire.
- GOTTLIEB, L., JENSEN, R.A. & JORGENSEN, G.H. 1980: Development of a snow routine and application to runoff simulation. - *Uppsala Univ. Naturgeogr. Inst. (UNGI) Rapp.*, 52: 67-82, Uppsala.
- GOTTSCHALK, L. & KRASOVKAIA, I. 1980: Computer based mapping of comprehensive hydrological information. - *Uppsala Univ. Naturgeogr. Inst. Rapp.*, 52: 59-76, Uppsala.
- GRAY, D.M. & MALE, D.H. 1981: *Handbook of Snow. Principles, Processes, Management and Use*. - 1-111, Toronto.
- HAEFELI, R., BADER, H. & BUCHER, E. 1939: Das Zeitprofil, eine graphische Darstellung der Entwicklung der Schneedecke. - *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser., Hydrol.*, 3: 5-17, Bern.
- HAMBERG, A. 1907: Die Eigenschaften der Schneedecke in den Lappländischen Gebirgen. - *Naturwiss. Unters. des Sarekgebirges, Bd. I, Abt. III, Lief. 1*: 1-68, Stockholm.
- HASHOLT, B. 1972: Random sampling technique in measuring snow-water equivalent in a drainage basin. - *Proc. of Banff Symposia 1972*, 1: 680-687, Paris.
- HAVERLY, B.A., WOLFORD, R.A. & BROOKS, K.N. 1978: A comparison of three snowmelt prediction models. - *Proc. of the Western Snow Conference, Fort Collins, Col.*: 1-11, Otter Rock, Oregon.
- HENNEMUTH, B. & KÖHLER, U. 1984: Estimation of the Energy Balance of the Dischma Valley. - *Arch. Meteor., Geophys., Bioklimatol., Ser. B*, 34: 97-119, Berlin.
- HERRMANN, A. 1973: Entwicklung der winterlichen Schneedecke in einem nordalpinen Niederschlagsgebiet. Schneedeckenparameter in Abhängigkeit von Höhe ü. N.N., Exposition und Vegetation im Hirschbachtal bei Lenggries im Winter 1970/71. - *Münchener Geogr. Abh.*, 10: 1-84, München.
- HERRMANN, A. 1978: Schneehydrologische Untersuchungen in einem randalpinen Niederschlagsgebiet (Lainbachtal bei Benediktbeuren/Oberbayern). - *Münchener Geogr. Abh.*, 22: 1-136, München.
- HICKS, B.B. & MARTIN, H.C. 1972: Atmospheric turbulent fluxes over snow. - *Boundary-Layer Meteorol.*, 2: 496-502.
- HOFMANN, G. 1965: Zum Abbau der Schneedecke. - *Archiv. Meteorol., Geophys., Bioklimatol., Ser. B*, 13: 1-20, Wien.
- INGEBO, P.A. 1955: An Instrument for measurement of the density of plant cover over snow course points. - *Western Snow Conf. Proc. of the 23. ann. meeting, RS*, 88, 92: 26-28.
- KASER, G. 1982: Measurement of evaporation from snow. - *Arch. Meteorol., Geophys. Bioklimatol., Ser. B*, 30: 333-340, Berlin.
- KILLINGTVEIT, A. 1977: Korreksjon av nedborddata. Del 1: Litt teori og en del utførte undersøkelser. - *Prosj. Hydrologiske Prognosemodeller-Delrapport V B 1-78-5, Inst. for Vassbygging, NTH Trondheim*: 1-18, Trondheim.
- KNAUF, D. 1976: Die Abflußbildung in schneebedeckten Einzugsgebieten des Mittelgebirges. - *Inst. f. Hydraulik u. Hydrologie d. TH Darmstadt, Techn. Ber.*, 17: 1-155, Darmstadt.
- KONDRAT'YEV, K. (Hg.) 1969: *Radiation in the atmosphere*. - *Intern. Geophys. Ser.*, 12: 377-473, New York.
- KRAVTSOVA, V. 1972: Map of snow depth in Norway. - *Norsk Geogr. Tidsskr.*, 26: 17-26, Oslo.
- KUHN, M. 1984: Physikalische Grundlagen des Energie- und Massenhaushalts der Schneedecke. - *Schneehydr. Forsch. Mitteleuropa. DVWK Mitt. Dt. Verb. Wasserwirtsch. u. Kulturbau e.V.*, 7: 5-56, Bonn.
- KUNZ, S. 1983: Anwendungsorientierte Kartierung der Besonnung im regionalen Maßstab. - *Geographica Bernensia*, G 19: 1-87, Bern.

- KUZ'MIN, P.P. 1967: Snowmelt and water yield from snow cover. - Floes and their computation. Vol. 2. IAHS Proc. of the Leningrad Symp. 1967: 591-597, Gentbrugge.
- LEMMELÄ, R. 1971: Snow melt and water yield from snow cover. - Snöätering, Nordiskt expertmöte, Lammi. Nordic IHD Rep., 1: 80-95, Oslo.
- LEMMELÄ, R. & KUUSISTO, E. 1974: Snowfall measurements using different methods. - Vannet i Norden, 1 (74): 3-7, Lund.
- LUNDQUIST, D. 1981: Snömodellstudier i Dyrdaalen. - Norsk Hydrologisk Komite, Intern. Rapp., 5: 1-27, Oslo.
- MAKKONEN, L., RYDER, P. & KEMP, A.K. 1981: The heat balance of wet snow. - Meteorol. Magazine, 110: 82-84, London.
- MALE, D.H. & GRAY, D.M. 1975: Problems in developing a physically based snowmelt model. - Canad. J. Civ. Eng., 2: 474-488.
- MALE, D.H., & GRANGER, R.J. 1978: Energy maxx fluxes at the snow surface in a prairie environment. - CRREL Proc. of modeling of snow cover runoff: 101-124, Hanover, New Hampsh.
- MANIER, G. & FUCHS, H. 1978: Bestimmung der direkten Sonnenstrahlung und der diffusen Himmelsstrahlung aus synoptischen Wetterbeobachtungen. - Meteorol. Rdsch., 31 (4): 120-127, Stuttgart.
- MARKS, D. 1978: An atmospheric radiation model for general alpine application. - CRREL Proc. of modeling of snow cover runoff: 167-178, Hanover, New Hampsh.
- MARKS, D. & DOZIER, J. 1979: A clear-sky longwave radiation model for remote Alpine areas. - Arch. Meteorol., Geophys., Bioklimatol., Ser. B, 27: 159-187, Berlin.
- MARTINEC, J. 1976: Snow and Ice. - In: RODDA, J.C. (Hg.): Facets of Hydrology: 85-118, London.
- MARTINEC, J., RANGO, A. & MAJOR, E. 1983: The snowmelt-runoff model SRM. - User's Manual, NASA Reference Publ. (NASA/Goddard Space Flight Center), 1100: 1-12, Greenbelt, Maryland.
- MARTINEC, J. 1984: Modelling the snow accumulation and snowmelt runoff. - Schneehydrol. Forsch. in Mitteleuropa. DVWK Mitt. Dt. Verb. Wasserwirtsch. u. Kulturbau, 7: 59-75, Bonn.
- MEIER, R. & SCHÄDLER, B. 1979: Die Ausaperung der Schneedecke in Abhängigkeit von Strahlung und Relief. - Arch. Meteorol., Geophys., Bioklimatol., Ser. B, 27: 151-158, Berlin.
- MEIMANN, J.R. 1968: Snow accumulation related to elevation, aspect and forest canopy. - Canad. IHD Comitee Snow Hydrol. Proc. of workshop seminar: 35-47, New Brunswick.
- MELIN, R. 1943: Nederbörd och vattenhushalling inom Malmgens Fjällområde. - Statens Meteorol.-Hydrol. Anst. Meddel. Ser. uppsater, 44: 1-48, Stockholm.
- MILLER, D.H. 1976: Spatial interactions produced by meso-scale transports of water in the atmospheric boundary layer. - Paper presented to the ann. meet. assoc. Am. Geogr., 3-7, New York.
- McCUEN, R.H. 1973: The role of sensivity analysis in hydrologic modeling. - J. Hydrol., 18: 37-53, Amsterdam.
- MOOK, R.G. 1965: Meteorologische Faktoren im Gelände nahe Gromso während der Schneeschmelze. - Pure and Applied Geophysics (PAGEOPH), 60 (1): 201-216, Basel.
- MOORE, R.D. 1983: On the use of bulk aerodynamic formulae over melting snow. - Nordic Hydrol., 14 (4): 193-206, Lyngby.
- MORRIS, E.M. 1982: Sensitivity of the European Hydrological System snow models. - Hydrol. Asp. of Alpine and High Mountain Areas. Proc. of the Exeter Symp. IAHS, 138: 221-231, Paris.
- NASH, E. & SUTCLIFFE, J.V. 1970: River flow forecasting through conceptual models. Part 1. A discussion of principles. - J. Hydrol., 10: 282-290, Amsterdam.
- NORDISKA MINISTERRADET 1984: Naturgeografisk regionindelning av Norden. - The Nordic Official Rep., Nu-Ser., No. B, 34, 1977: 1-289, Kobenhavn.
- US. ARMY, Corps of Engineers 1956: Snow hydrology - Summary Report of the Snow Investigations. - North Pacific Division: 1-437, Portland, Oregon.
- OBLED, C. & ROSSE, B. 1977: Mathematical models of a melting snowpack at an index point. - J. Hydrol., 32 (1/2): 139-146, Amsterdam.
- OBLED, C. & HARDER, H. 1978: A review of snow melt in the mountain environment. - CRREL Proc. Modeling of snow cover runoff: 179-204, Hanover, New Hampsh.
- OHMURA, A. 1981: Climate and energy balance on Arctic Tundra. - Züricher Geogr. Schr., 3: 1-448, Zürich.
- OTNES, E. & RAESTAD, E. (Hg.) 1978: Hydrologi i praksis. - 1-314, Oslo.
- PRICE, A.G. & DUNNE, T. 1976: Energy balance computations of snowmelt in a subarctic area. - Water Resources Res., 12 (4): 686-694, Washington D.C.
- PRICE, A.G., HENDRIE, L.K. & DUNNE, T. 1978: Controls on the production of snowmelt runoff. - CRREL Proc. of modeling of snow cover runoff: 257-268, Hanover, New Hampsh.
- QUERVAIN, M. de 1979: Schneedeckenablation und Gradtage im Versuchsfeld Weissfluhjoch. - Mitt. Versuchsanst. Wasserbau, Hydrol., Glaziol. ETH Zürich, 41: 215-232, Zürich.
- RANGO, A. & MARTINEC, J. 1979: Application of a snowmelt-runoff model using LANDSAT-Data. - Nordic Hydrol., 10: 225-238, Lyngby.
- RDOSKJER, N. 1979: Net long-wave radiation at Uppsala, Sweden. - Arch. Meteorol., Geophys., Bioklimatol., Ser. B, 27 (2-3): 189-192, Berlin.
- ROSSI, V. 1975: The shadowing-ring correction for sky radiation pyranometers. - Finnish Meteorol. Inst. Contrib., 82: 2-9, Helsinki.
- SAUBERER, F. & DIRMHORN, I. 1958: Das Strahlungsklima - Klimatographie von Österreich. - Österr. Akd. Wiss., Bd. 3, 1. Lief.: 13-83, Wien.
- SCHÖNE, W. & SONNTAG, D. 1976: Die Schattenringkorrektion beim Pyranometer mit galvanisch erzeugter Thermosäule. - Z. Meteorol., 26: 48-52, Berlin.
- SCHULTZ, G.A. 1968: Bestimmung theoretischer Abflußganglinien durch elektronische Berechnung von Niederschlagskonzentration und Retention (HYREUN-Verfahren). - Ber. Versuchsanst. Wasserbau TH München, 11: 1-18, München.
- SKARTVEIT, A. 1976: Energy exchange at the earth's surface with emphasis on an alpine tundra ecosystem. - Rapp. fra Hojffjellsokolgis forskningsstasjon, Finse. Norweg. Res. Coun. Sci. and the Humanities, 28-33, Bergen.
- SNØBVERSASJONER I NORGE 1971: Vinteren 1967/68 utvalget for snoforskning. - Norwegian Snow Res. Council, Oslo.
- SØGAARD, H. 1983: Snow-mapping in the Taserssuaq Basin, West Greenland, based on satellite data and field measurements. - Norwegian Nat. Com. for Hydrol. Rep., 12: 49-62, Oslo.
- SOLOMON, R.M., FFOLLIOTT, P.F., BAKER, M.B. & THOMPSON, J.R. 1976: Computer simulation of snowmelt. - USDA For. Serv. Res. Pap. RM 174: 1-8, Rocky Mt. For. and Range Exp. Stn. Fort Collins, Colorado.
- STEVEN, M.D. & UNSWORTH, M.H. 1979: The diffuse solar irradiance of slopes under cloudless skies. - Quat. J. Roy. Met. Soc., 105: 593-602, London.
- STEVEN, M.D. & UNSWORTH, M.H. 1980: Shade ring corrections for pyranometer measurements of diffuse solar radiation from cloudless skies. - Quat. J. Roy. Met. Soc., 106: 865-872, London.
- STEVEN, M.D. & UNSWORTH, M.H. 1980: The angular distribution and interception of diffuse solar radiation below overcast skies. - Quat. J. Roy. Met. Soc., 106: 57-61, London.
- STÜVE, P. 1980: Beiträge zum Wasserhaushalt im Isdalen. - Unveröff. Diplomarbeit FU Berlin: 1-83, Berlin.

- SVERDRUP, H.U. 1936: The eddy conductivity of the air over a smooth snow field. - *Geophys. Publ.*, 11 (7): 5-69, Oslo.
- THOMSEN, A.G. 1980: Spatial simulation of snow Processes. - *Nordic Hydrol.*, 11: 273-284, Lyngby.
- THOMSEN, T. & JORGENSEN, G.H. 1984: Hydrological data-model work in Greenland. - *Nordic Hydrol.*, 15: 39-56, Lyngby.
- TOLLAN, A. 1971: Erfaringer med snoputer i Norge. - In: Snotaxering. Nordiskt expertmöte, Lammi 1971. *Nordic IHD Rep.*, 1: 47-48, Oslo.
- TOLLAN, A. 1975: Hydrologiske regioner i Norden. - *Vannet i Norden*, 1975 (1): 3-15, Lund.
- TVETT, J. 1979: Snomagasinet-Hydrologi for drift av kraftverk (Vortragsmanuskript vom 14.9.1979). - *Norske Siviling. For.*, 1-38, Lillehammer.
- TVETT, J. 1980: Representativitet av snomalasystem ut fra topografiske og morfometriske parametrar. - *Inst. f. Vassbygging*: 1-243, Trondheim.
- TVETT, J. & SAND, K. 1981: Beskrivelse av nedborfelt ved hjelp av statistiske bakgrunnspunkt. - *Inst. f. Vassbygging*: 1-70, Trondheim.
- ULRICH, W. 1982: Simulation thermisch angeregter Windsysteme im Dismchatal. - *Ann. Meteorol.*, N.F., 19: 153-155, Offenbach.
- UNESCO, IASH, WMO 1970: Seasonal snowcover. - *UNESCO Techn. Pap. Hydrol.*, 2: 1-38, Paris.
- USLU, O. & SCHMITZ, G. 1976: Parameteridentifikation und Sensitivitätsanalyse bei mathematischen Modellen in der Wasserwirtschaft. - *Ber. Versuchsanst. Wasserbau TU München*, 32: 136-161, München.
- VALKO, P. 1966: Die Himmelsstrahlung in ihrer Beziehung zu verschiedenen Parametern. - *Arch. Meteorol., Geophys., Bioklimatol.*, Ser. B, 14: 337-359, Berlin.
- VINKEN, R., & VOSS, H.H. 1983: Die automatische Datenverarbeitung - ein neues Werkzeug bei Aufnahme und Entwurf geowissenschaftlicher Karten. - *Forsch. Dt. Landeskde*, 220: 181-192, Trier.
- WACKERMANN, R. 1981: Ein Rasterverfahren mit flächenvariabler Systemfunktion zur Simulation von Hochwasserganglinien aus großen Einzugsgebieten. - *Inst. Hydraulik u. Hydrol., Tech. Ber.*, 26: 1-122, Darmstadt.
- WANKIEWICZ, A. 1978: A review of water movement in snow. - *CRREL Proc. of modeling of snow cover runoff*: 222-252, New Hampsh.
- WILLEN, D.W., SHUMWAY, C.A. & REID, J.E. 1971: Simulation of daily snow-water equivalent and melt. - *Western Snow Conf.*, 39th ann. meeting: 1-8, Billings, Montana.
- WENGARD, B., SAELTHUN, N.R., AAM, S. & KILLINGTVEIT, A. 1978: Hydrologiske modeller for tilsingsprognoser og kraftverksdrift. - *Radet for den kraftverkshydrologiske tjensten. Hydrolog. avdeling, EFI og Inst. for vassbygging. Trondheim.*
- WITTENBERG, H. 1974: Optimale Parameterschätzung für Abflußmodelle. - 6. Fortbildungslehrgang f. Hydrologie: 1-21, Bad Herrenalb.
- WMO 1982: WMO Project for the intercomparison of conceptual models of snowmelt runoff. - In: *Hydrol. Aspects of Alpine and High Mountain Areas. Proc. of the Exeter Sympos. IAHS Publ.*, 138: 193-202, Paris.
- WOO, M.K. 1980: Channel development in snow filled valleys, Resolute, N.W.T., Canada. - *Geogr. Ann.*, 62 A: 37-56, Stockholm.
- WOO, M.K. 1983: Effects of valley snowpacks upon the break-up of streams in the High Arctic. - In: *Eff. of distribution of snow and ice on streamflow. Proc. of the VI. North Research Basin Workshop, Ullensvang. Norweg. Nation. Com. for Hydrology Rep.*, 12: 103-116, Oslo.
- ZAKRISSON, K. 1981: Snow assessments and snow distribution in the Malmagen area at 62 N in Sweden, with special reference to spring runoff forecasts. - *Gegr. Ann., Ser. A*, 63 (1-2): 11-17, Stockholm.
- ZINGG, T. 1951: Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflußfragen. - *IAHS Publ.*, 32: 266-269, Brüssel.
- ZUZEL, J.F. & COX, L.M. 1975: Relative importance of meteorological variables in snowmelt. - *Water Resources Res.*, 11 (1): 174-176, Washington D.C.

Statistiken, EDV-Software

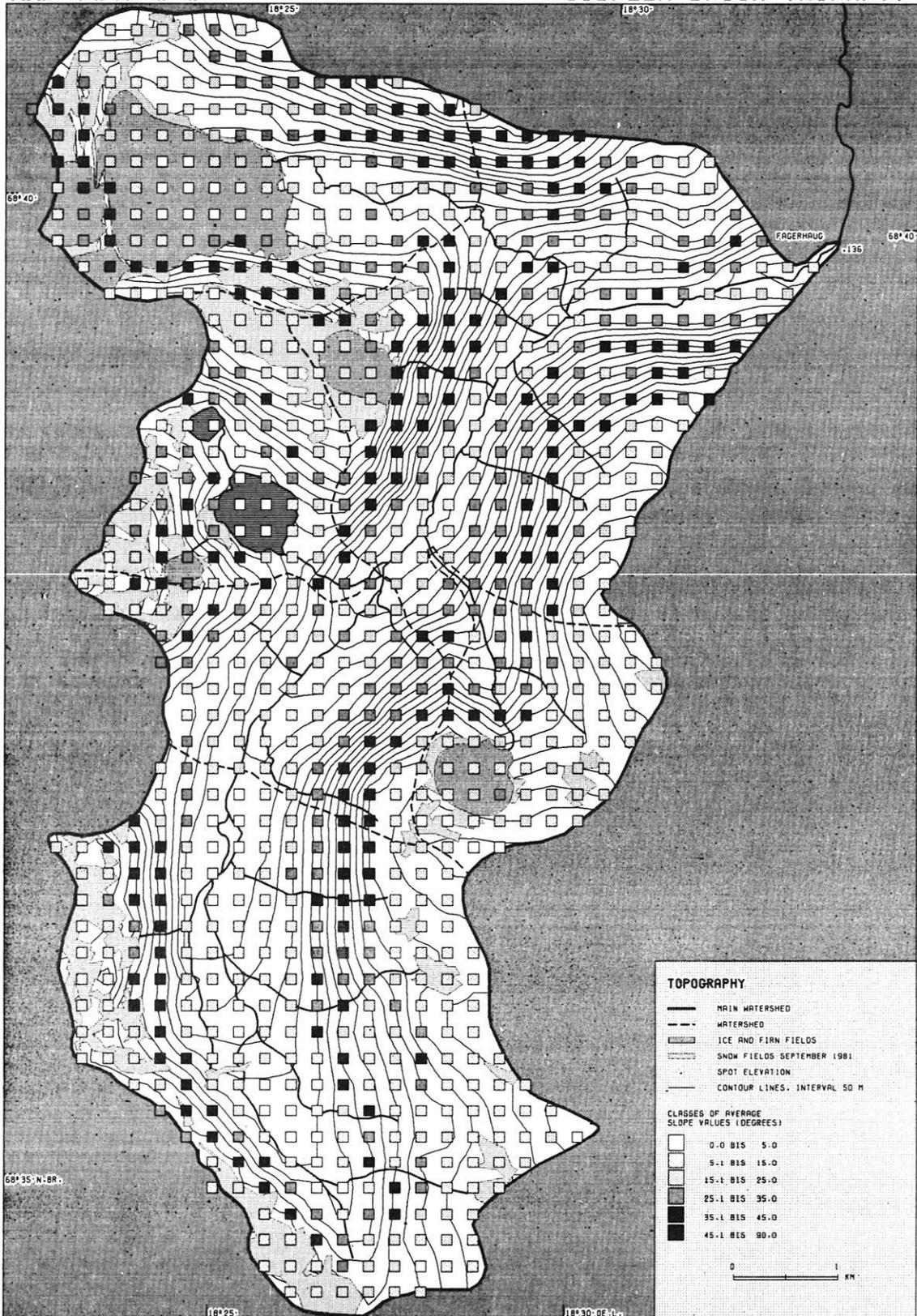
- DET NORSKE METEOROLOGISKE INSTITUTT (Oslo): Klimadaten (1980-1981) der Stationen Bardufoss, Innset, Bonnes.
- NORGES VASSDRAGS- OG ENERGIVERK (NVE Oslo): *Wasserkraftwerke in Norwegen (Standorte, Kapazitäten, Einzugsgebiete).*
- NORGES VASSDRAGS- OG ENERGIVERK (NVE Narvik):
- Schneemessungen Altevåtn Innset-verkene 1977-1981.
- Schneemessungen Skjomen-Batsvatn 1981.
- Snomalinger innen kraftverksdrift.
- SVERIGES METEOROLOGISKA OCH HYDROLOGISKA INST. (SMHI, Norrköping): *Klimadaten der Station Katterjakk 1980-1981.*
- BMDP - Statistikprogramme für Bio-, Human- und Sozialwissenschaften. Edition 1985.
- DISSPLA - Display Integrated Software System and Plotting Language. Version 9.2 ISSCO Graphics Software. San Diego.
- THEMAK - Benutzerorientiertes Graphikpaket, gekoppelt mit graphischer Basisssoftware BIZEPS (siehe BOLLMANN, J. 1984).
- Zentraleinrichtung für Datenverarbeitung der Freien Universität Berlin (Hg.) 1980: BIZEPS - Ein universelles Graphikpaket mit Rastergenerierung.

9. Anhang

Die Abbildungen und Programme im Anhang stellen nur eine Auswahl aller getesteten Rechenabläufe und deren graphischer Darstellungen dar. Außer dem kartographischen Softwarepaket THEMAK, mit dem an der zentralen Einrichtung für Datenverarbeitung (ZEDAT) der FU Berlin (Rechner CD Cyber 170/835) gearbeitet wurde, entstanden alle anderen Programme in FORTRAN 77 und wurden an den Anlagen IBM 4381-3 und dem Bereichsrechner VAC 11/780 des Hochschulrechenzentrums der TH Darmstadt gerechnet. Sämtliches Datenmaterial und alle Programme sind auf Band zusammengefaßt und stehen für weitere Analysen zur Verfügung.

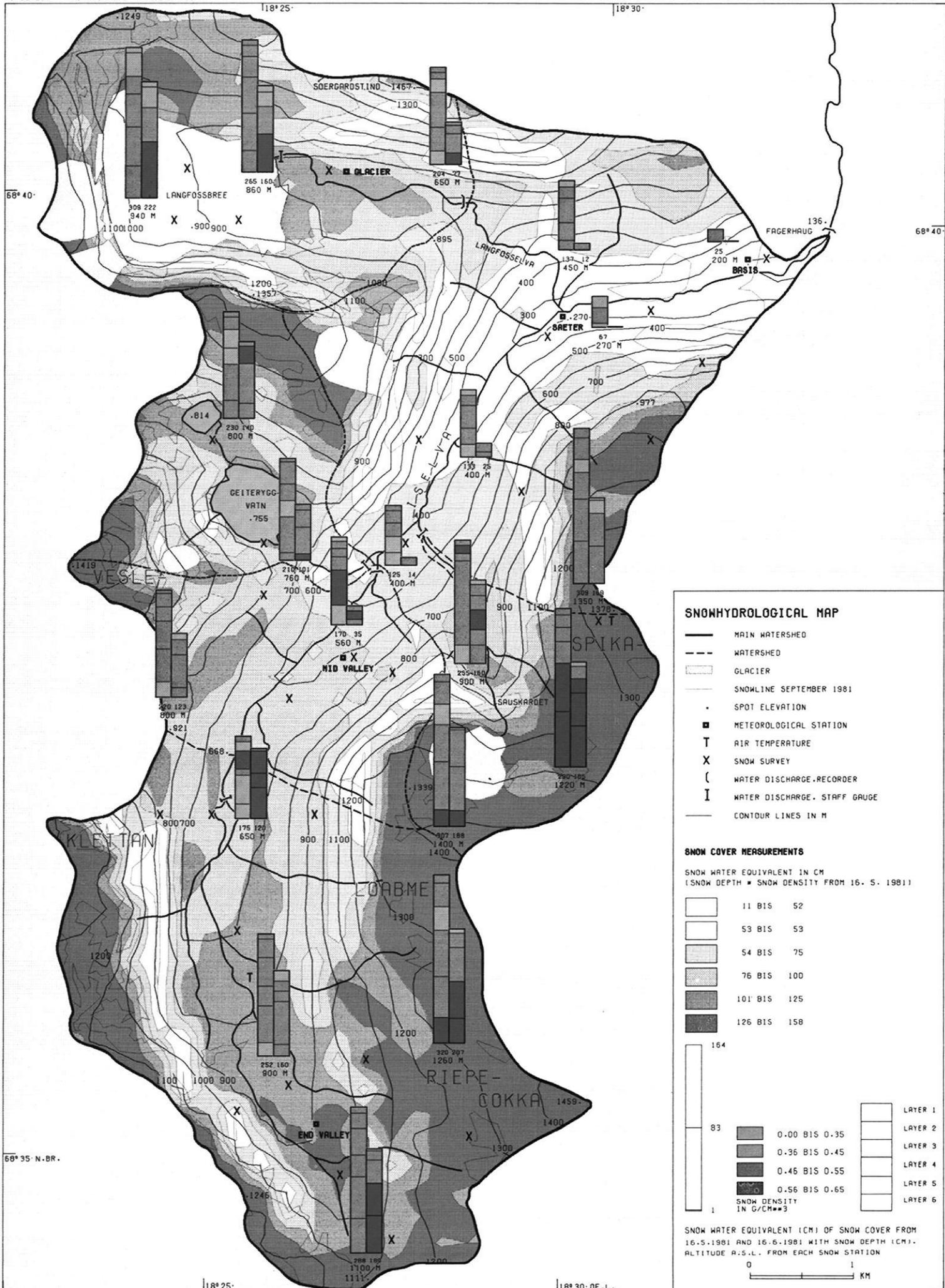
	Computerkarten THEMAK
A 1	Topographie und Hangneigung
A 2	Schneehydrologische Karte Mai 1981
A 3	Schneehydrologische Karte Juni 1981
A 4	Gerinneabfluß Mai - Juni 1981
B 1-6	Potentielle Globalstrahlung ohne Abschattung: 1.5., 15.5., 26.5., 31.5., 21.6., 31.8.1981
C 1	Schneelysimeter: Temperatur-Index, Temperatur-Wind-Index
C 2	Schneelysimeter: Energiebilanzberechnung I
C 3	Schneelysimeter: Energiebilanzberechnung II
C 4-7	Wasserabgabe Schneedecke an Meßpunkten 200 m, 550 m, 900 m, 1200 m und Gerinneabflüsse Pegel Fagerhaug, Isdal, Gletscher
D 1	Korrelationen Temperatur-Index, Temperatur-Wind-Index
D 2	Korrelationen Energiebilanz I: TL, QH, SLY
D 3	Korrelationen Energiebilanz II: TL, QH, SLY
D 4	Korrelationen Energiebilanz I, II: QE - TL
E 1-3	Gebietswasseräquivalent Temperatur-Index vom 16.6., 5.7., 4.8.1981
E 4-6	Gebietswasseräquivalent Temperatur-Wind-Index vom 16.6., 5.7., 4.8.1981
E 7-11	Gebietswasseräquivalent Energiebilanzmodell I vom 26.5., 16.6., 5.7., 15.7., 4.8.1981
	Programme
F 1	STRAHL - Berechnung der Strahlung für geneigte Geländeoberflächen
F 2	HORIZO - Berechnung der Abschattung
F 3	GESAMT - Räumliche Energiebilanzierung
F 4	ISOLW - Graphikprogramm Isolinien

ISDALEN BASIN (NORWAY)

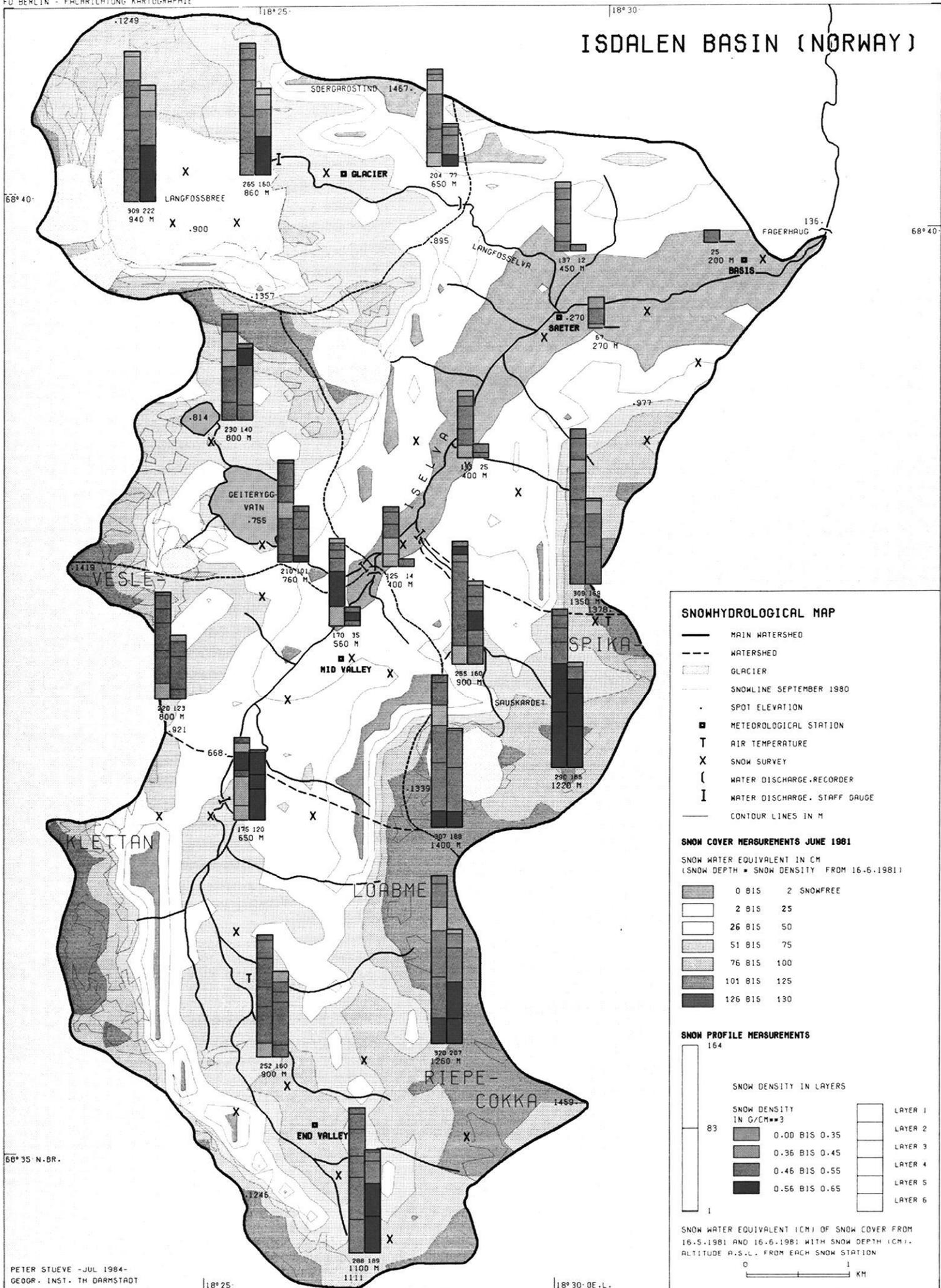


CARTOGRAPHY: PETER STUEVE 1982
 KARTOG. NACHR., 33. JG., 1983, HEFT 2, ABB. 2
 P. STUEVE: COMPUTERGESTUETZTE HERSTELLUNG
 HYDROGEOGRAPHISCHER KARTEN

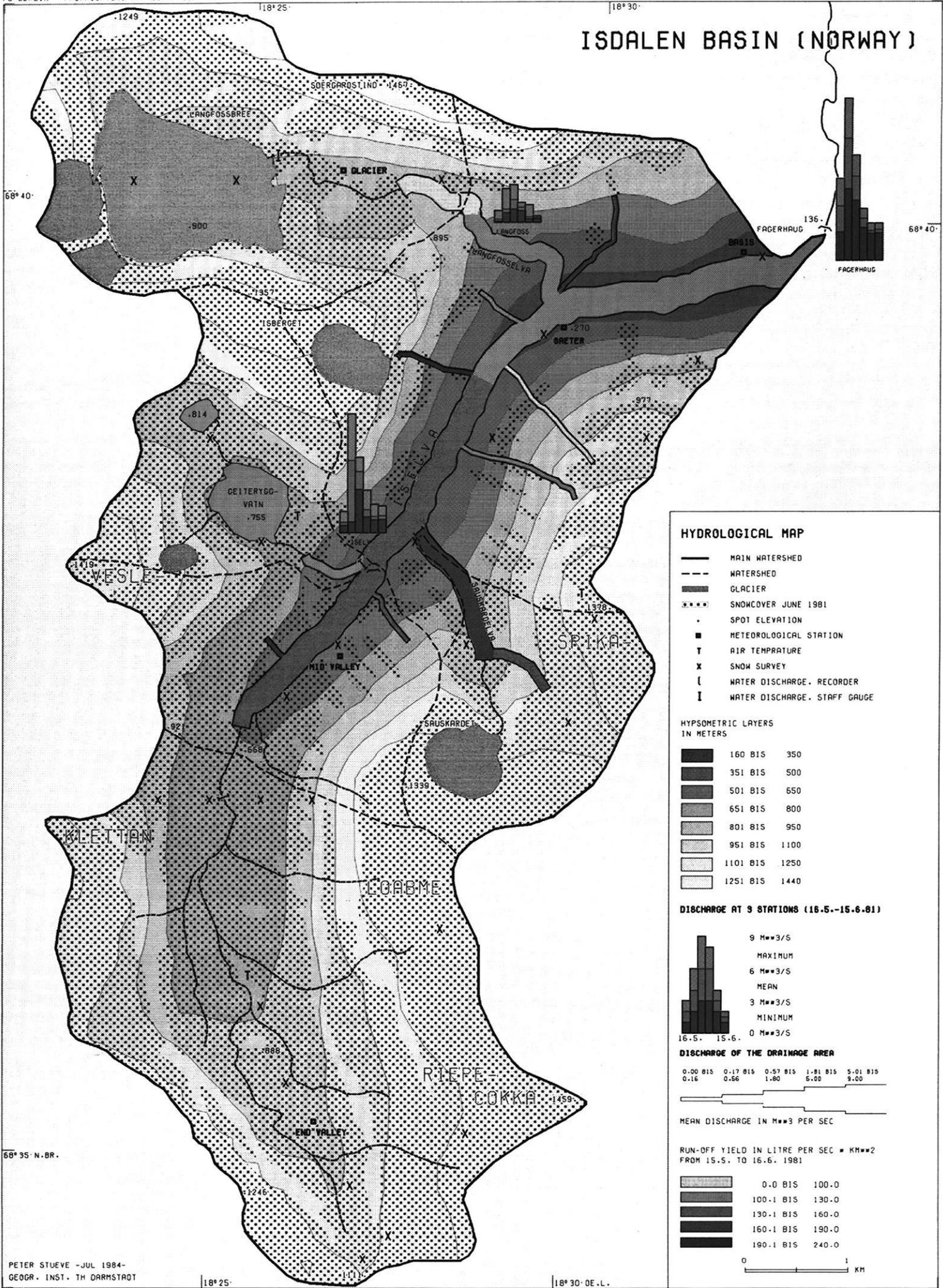
PROGR.: QUOR1 - 1982 - (J. BOLLMANN)



ISDALEN BASIN (NORWAY)



ISDALEN BASIN (NORWAY)



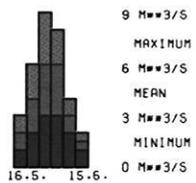
HYDROLOGICAL MAP

- MAIN WATERSHED
- - - WATERSHED
- GLACIER
- SNOWCOVER JUNE 1981
- SPOT ELEVATION
- METEOROLOGICAL STATION
- T AIR TEMPERATURE
- X SNOW SURVEY
- [WATER DISCHARGE, RECORDER
- I WATER DISCHARGE, STAFF GAUGE

HYPSEMERIC LAYERS IN METERS

160 BIS	350
351 BIS	500
501 BIS	650
651 BIS	800
801 BIS	950
951 BIS	1100
1101 BIS	1250
1251 BIS	1440

DISCHARGE AT 9 STATIONS (16.5.-15.6.81)



DISCHARGE OF THE DRAINAGE AREA

0.00 BIS	0.17 BIS	0.57 BIS	1.81 BIS	5.01 BIS
0.16	0.56	1.80	5.00	9.00

MEAN DISCHARGE IN M³ PER SEC

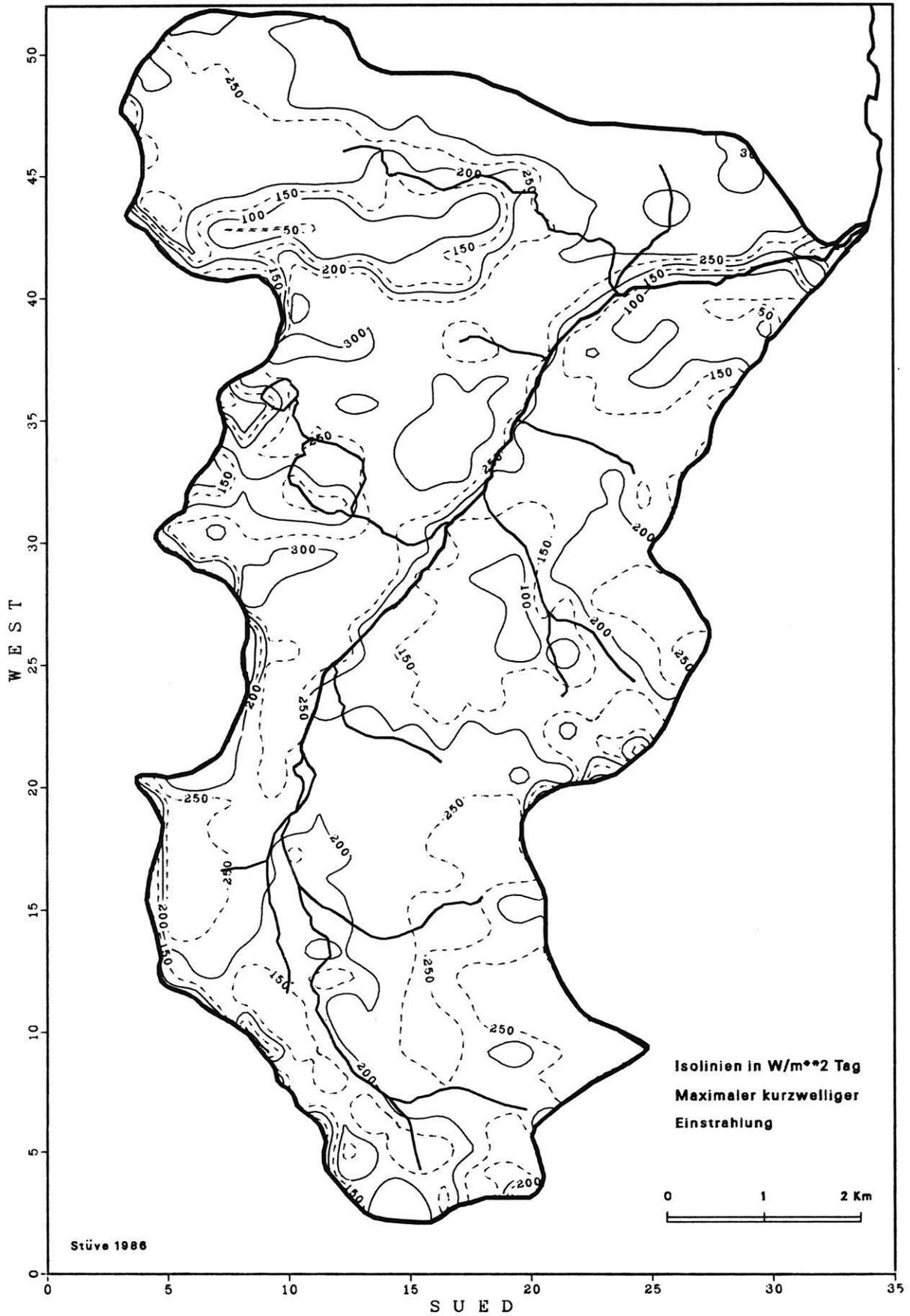
0.0 BIS	100.0
100.1 BIS	130.0
130.1 BIS	160.0
160.1 BIS	190.0
190.1 BIS	240.0



ISDALEN

B-1

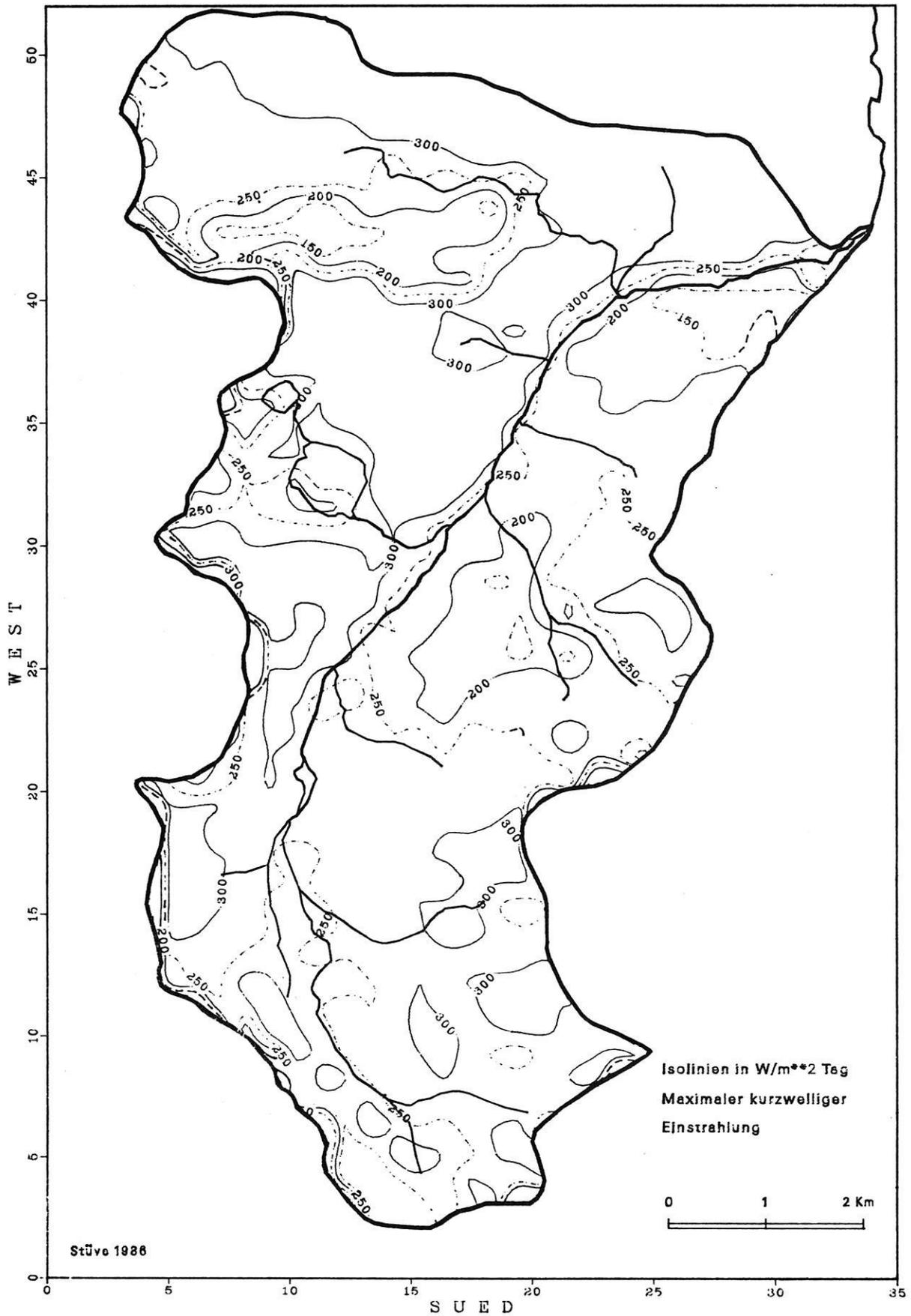
Potent. Globalstrahlung 1. 5.1981



ISDALEN

Potent. Globalstrahlung 15.5.1981

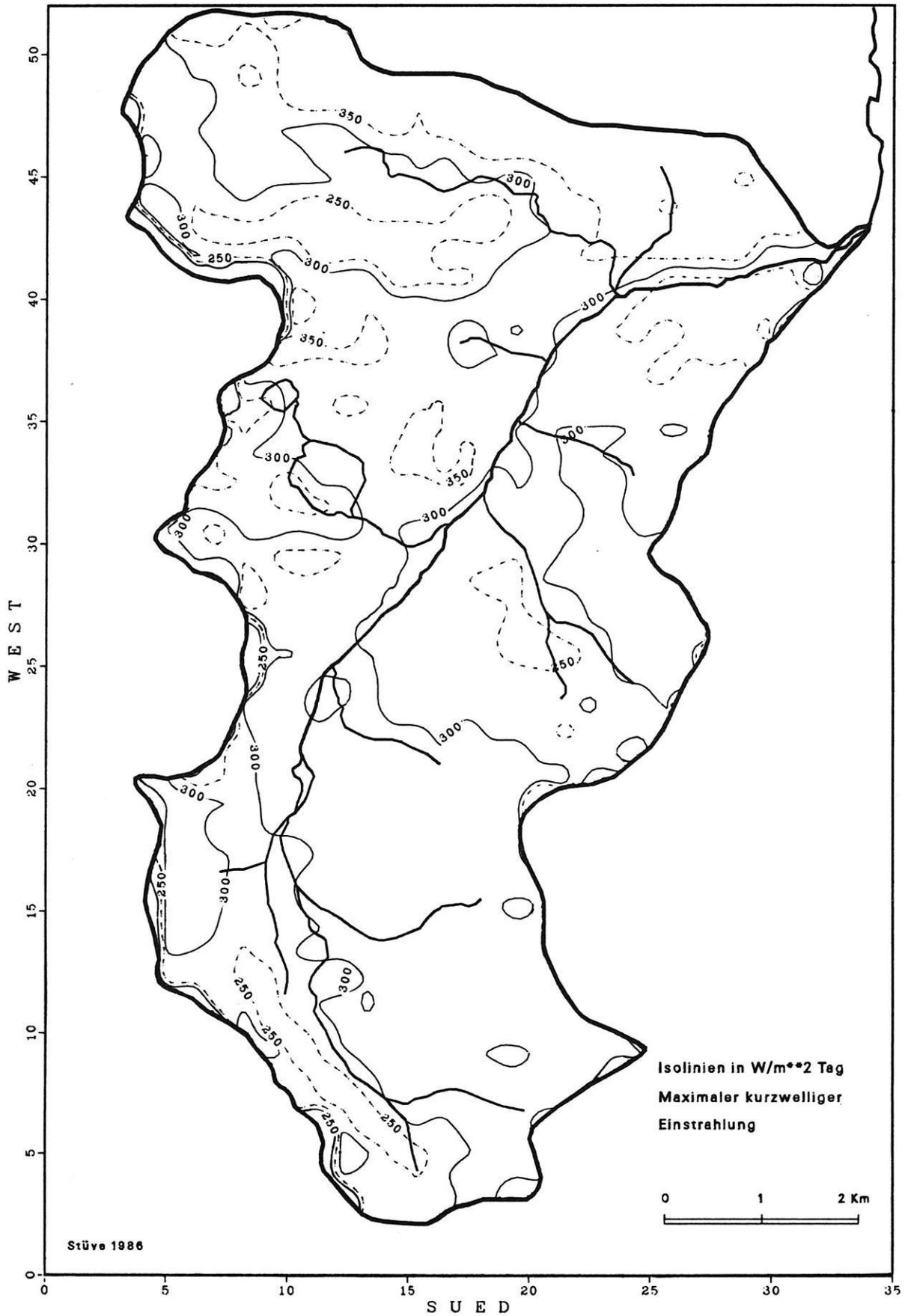
B-2



ISDALEN

Potent. Globalstrahlung 26.5.1981

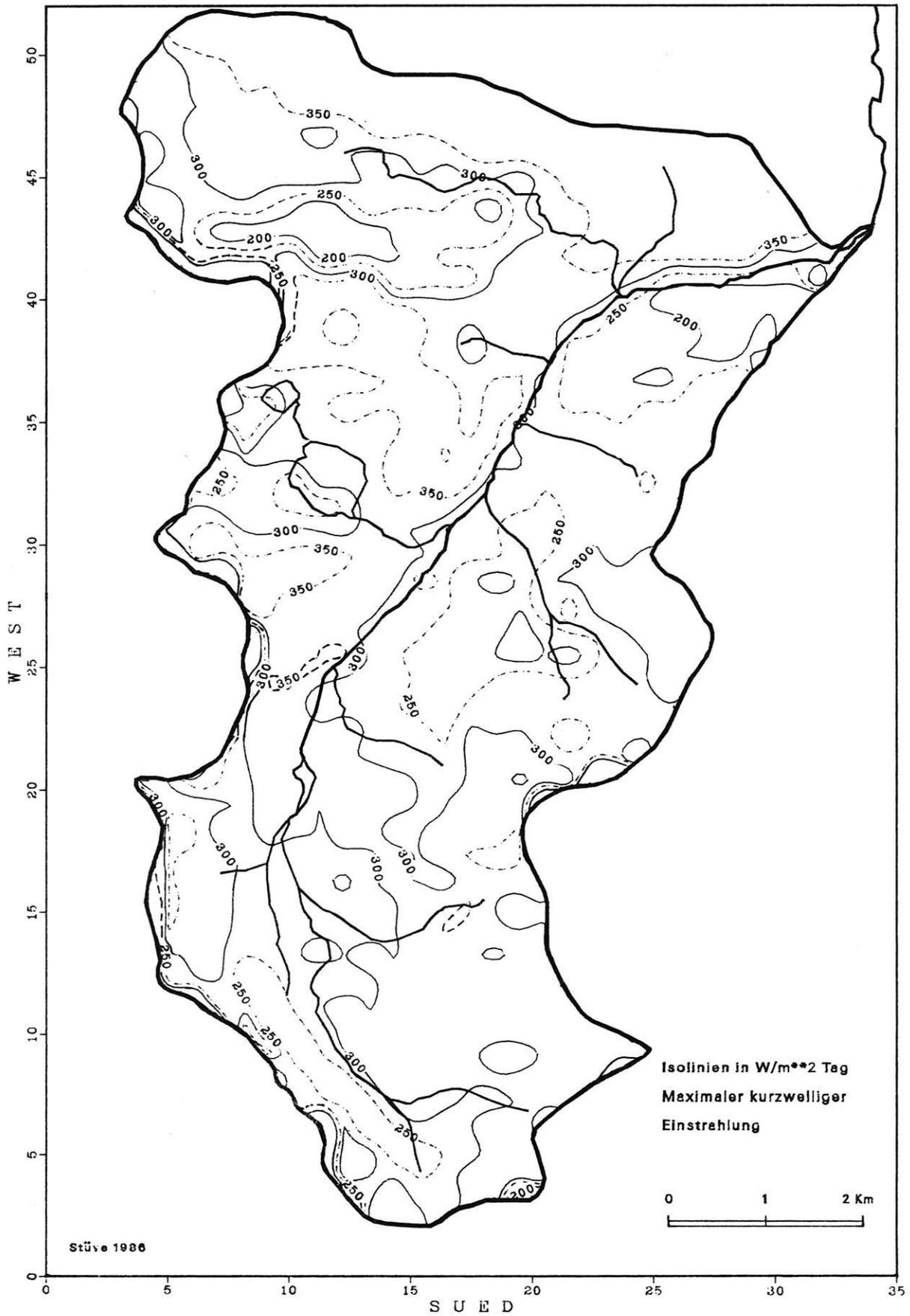
B-3



ISDALEN

B-4

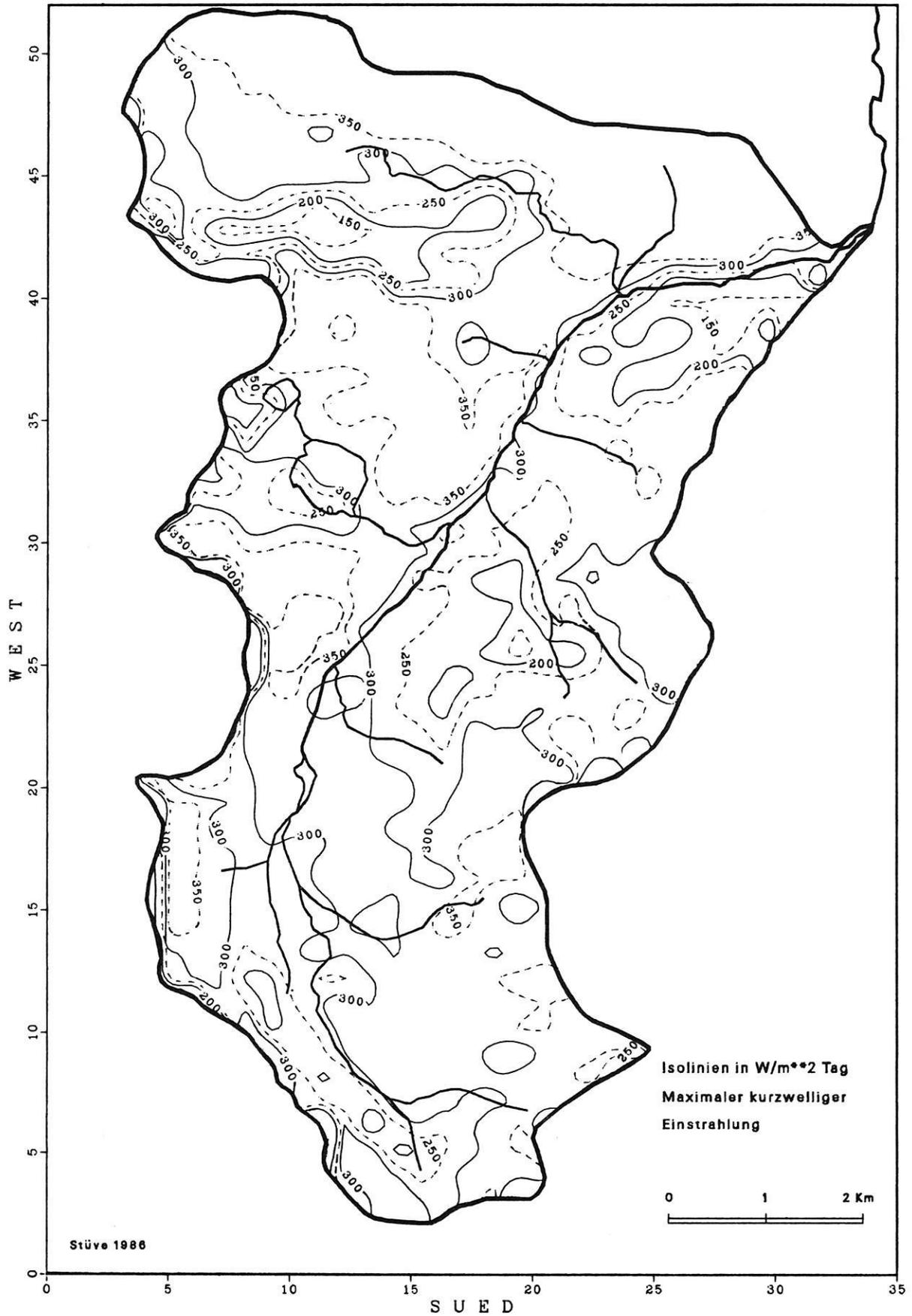
Potent. Globalstrahlung 31.5.1981



ISDALEN

Potent. Globalstrahlung 21.6.1981

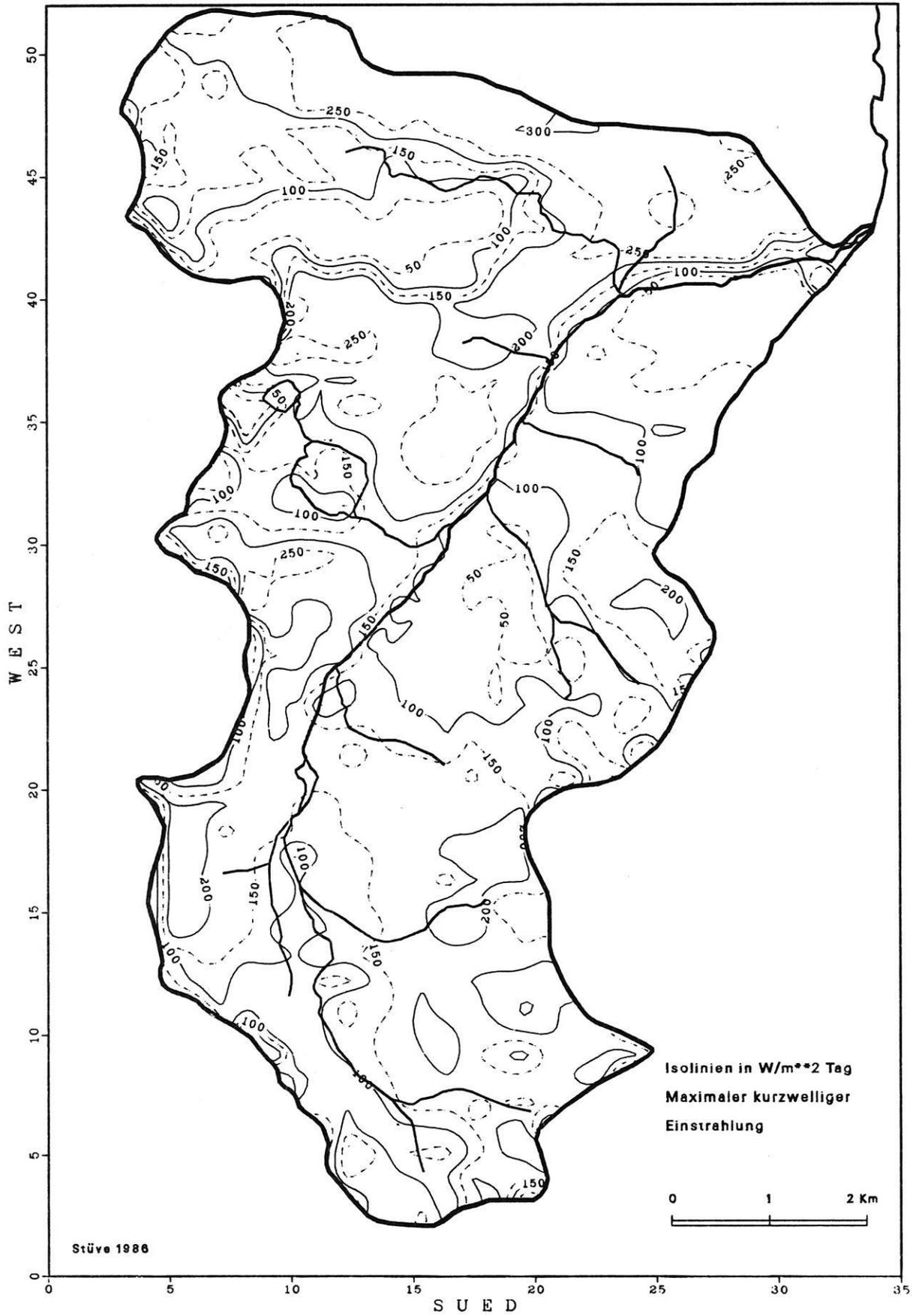
B-5



ISDALEN

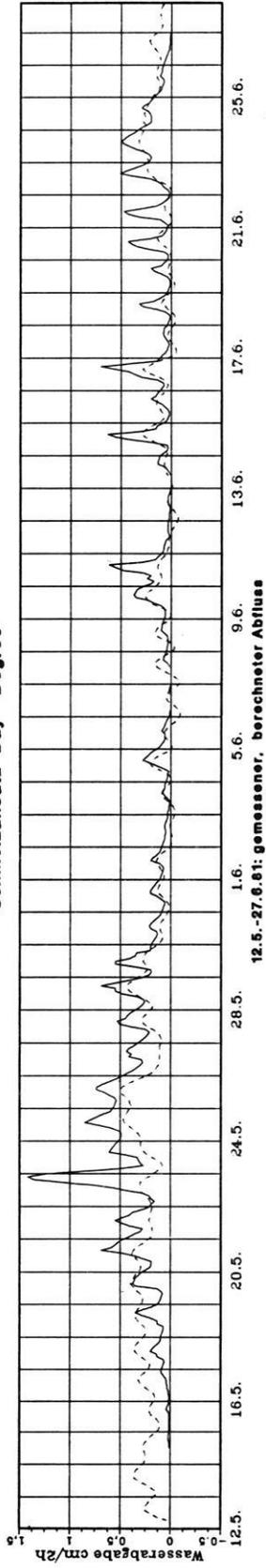
B-6

Potent. Globalstrahlung 31.8.1981

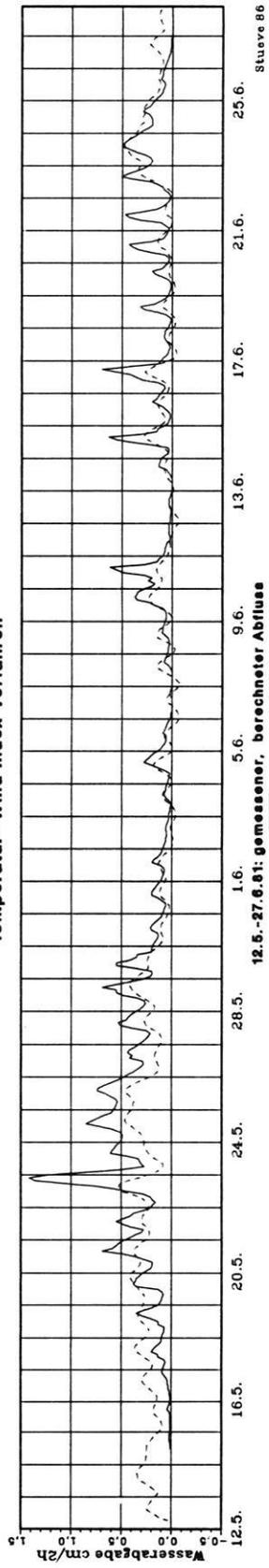


ISDALEN SCHNEELYSIMETER

Schmelzansatz Day - Degree

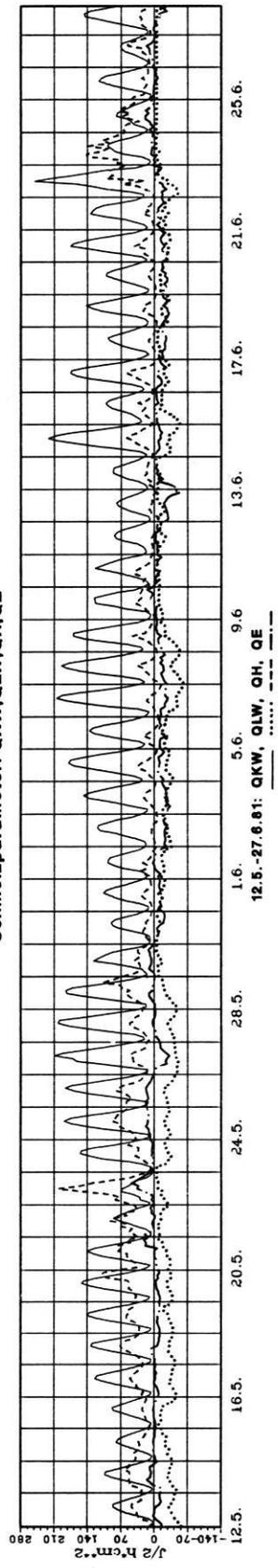


Temperatur- Wind Index Verfahren

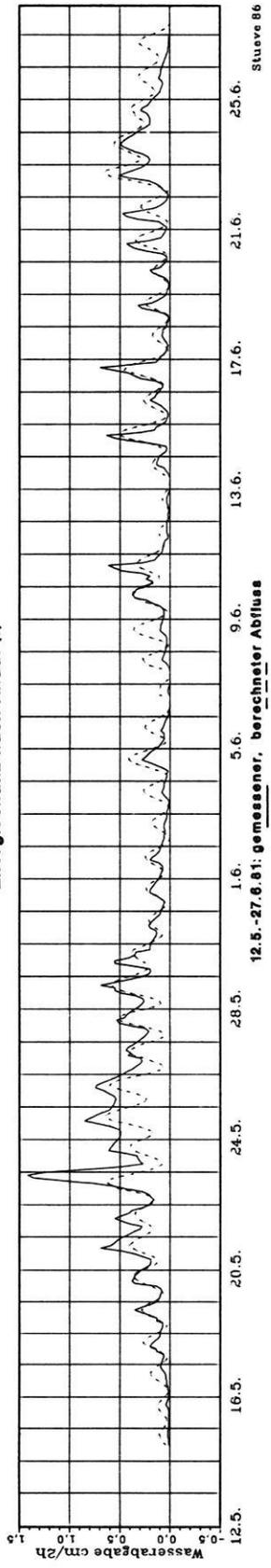


ISDALEN SCHNEEELYSIMETER

Schmelzparameter: QKW, QLW, QH, QE

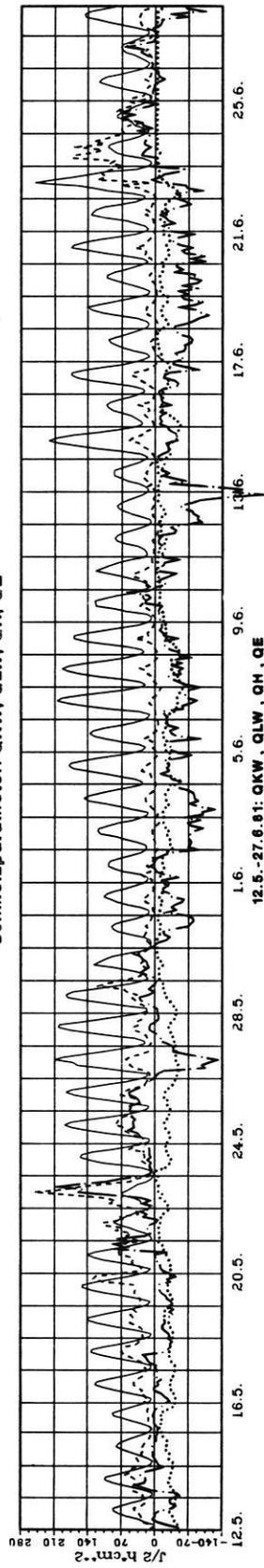


Energiebilanz nach Knauf (I)

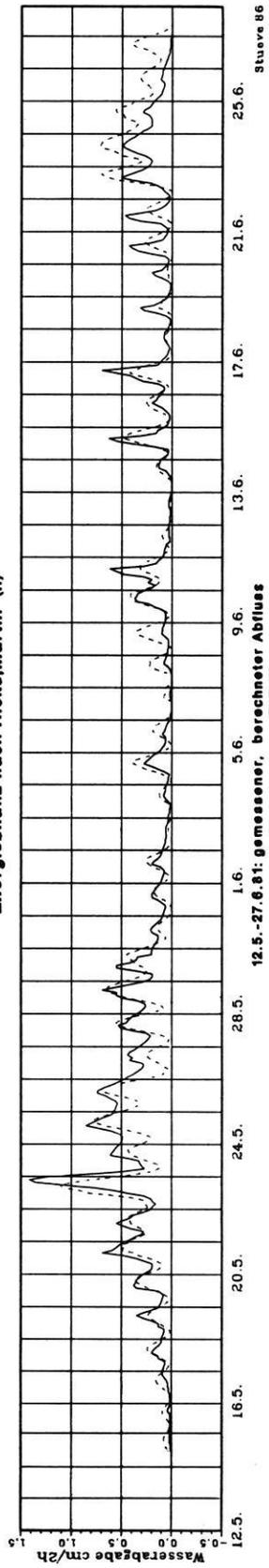


ISDALEN SCHNEELYSIMETER

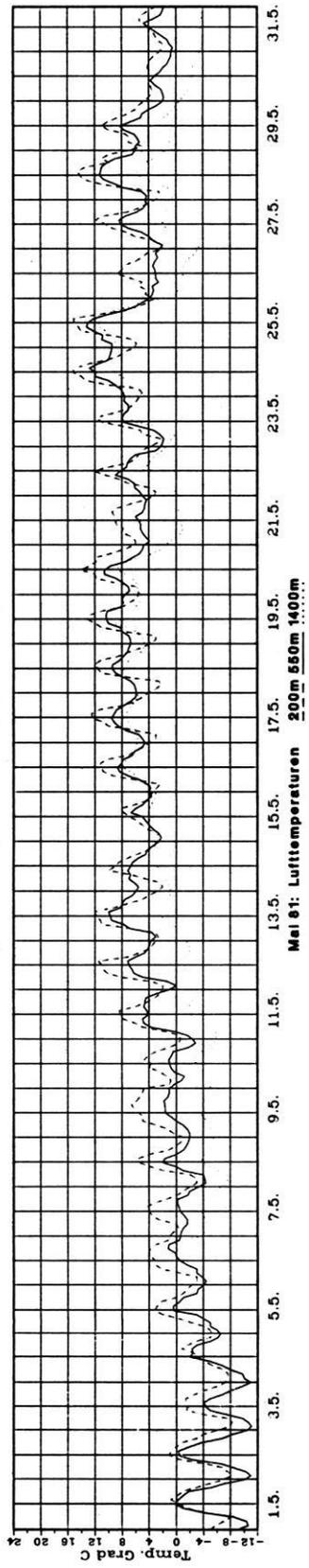
Schmelzparameter: QKW, QLW, QH, QE



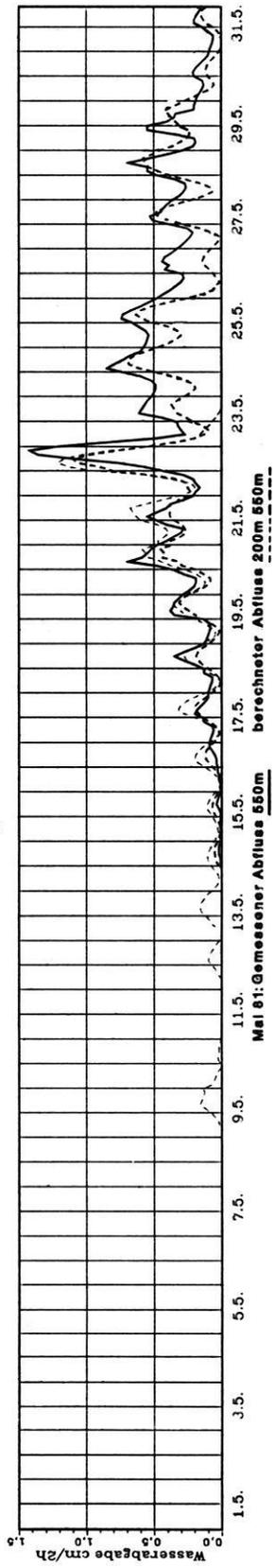
Energiebilanz nach Hicks.Martin (II)



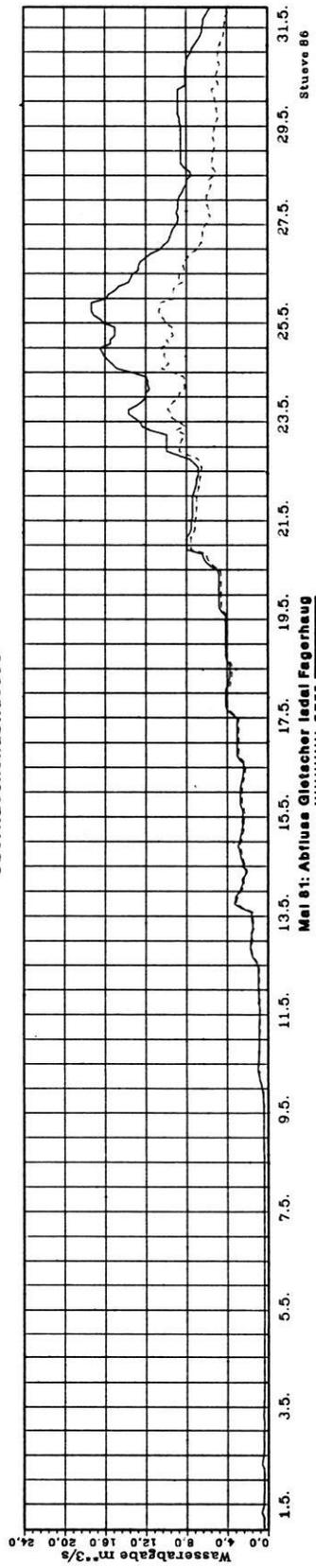
ISDALEN OBERFLAECHEINABFLUSS



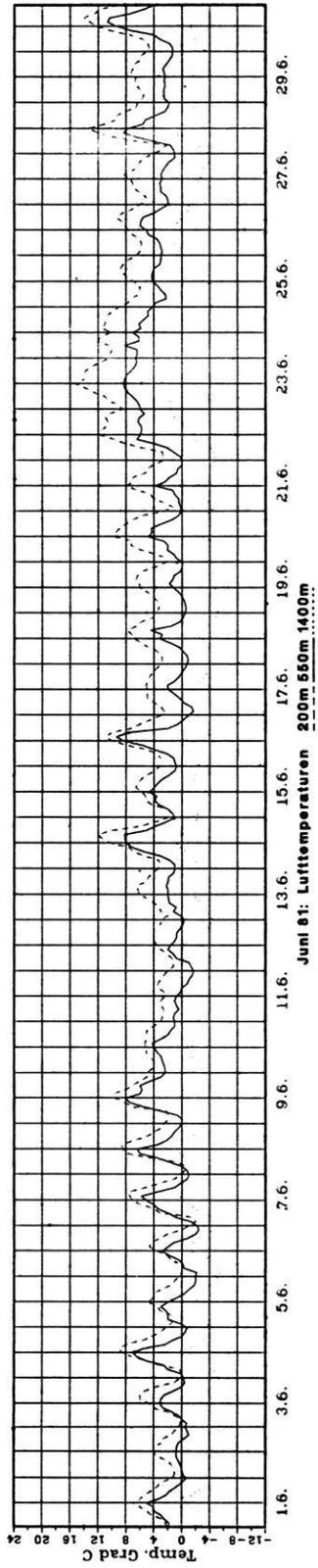
Wasserabgabe aus Schneedecke



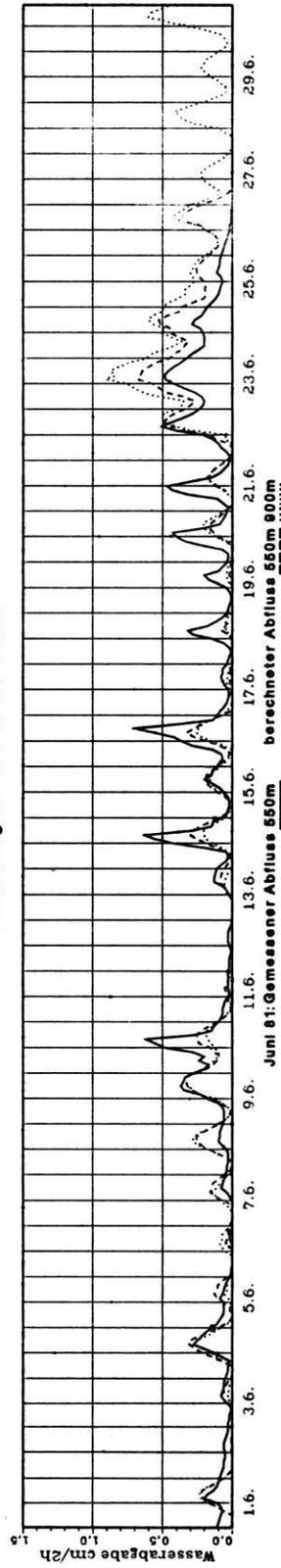
Oberflaechenabflüsse



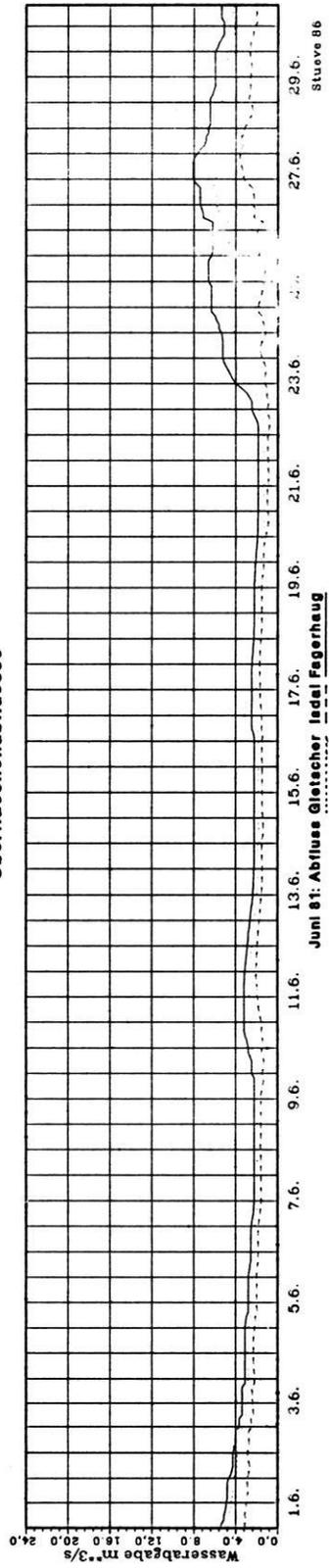
ISDALEN OBERFLAECHEENABFLUSS



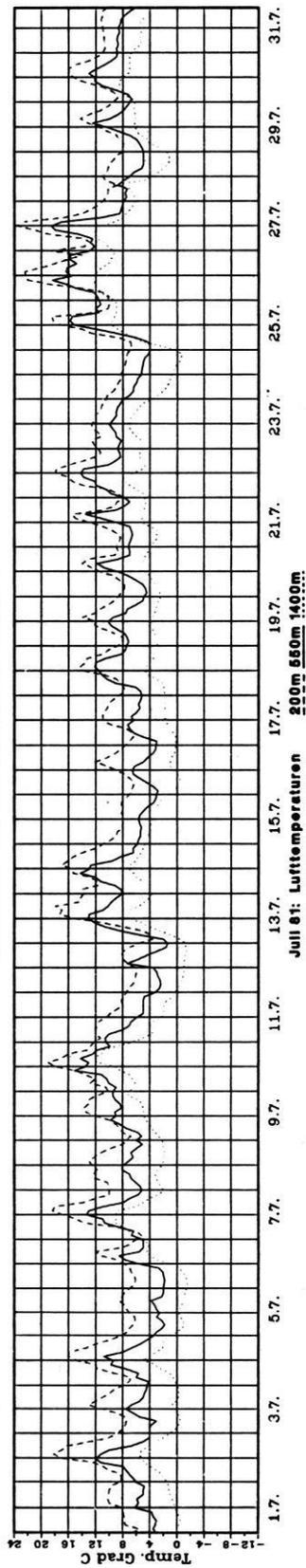
Wasserabgabe aus Schneedecke



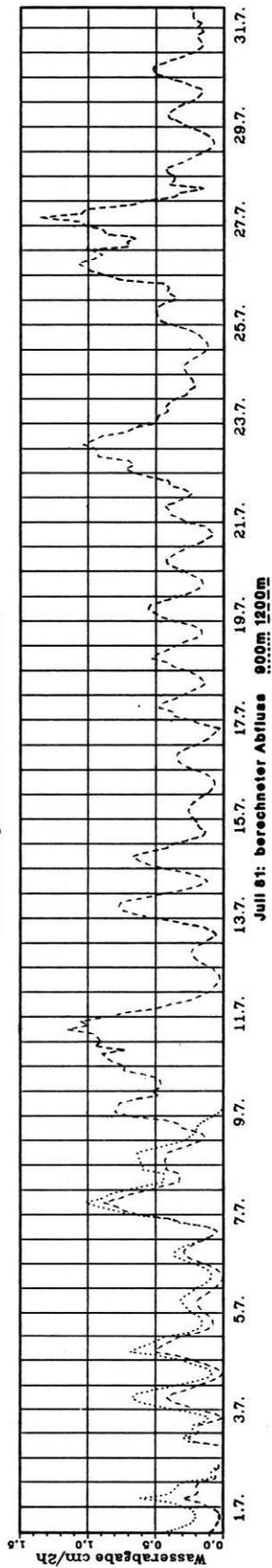
Oberflaechenabfluesse



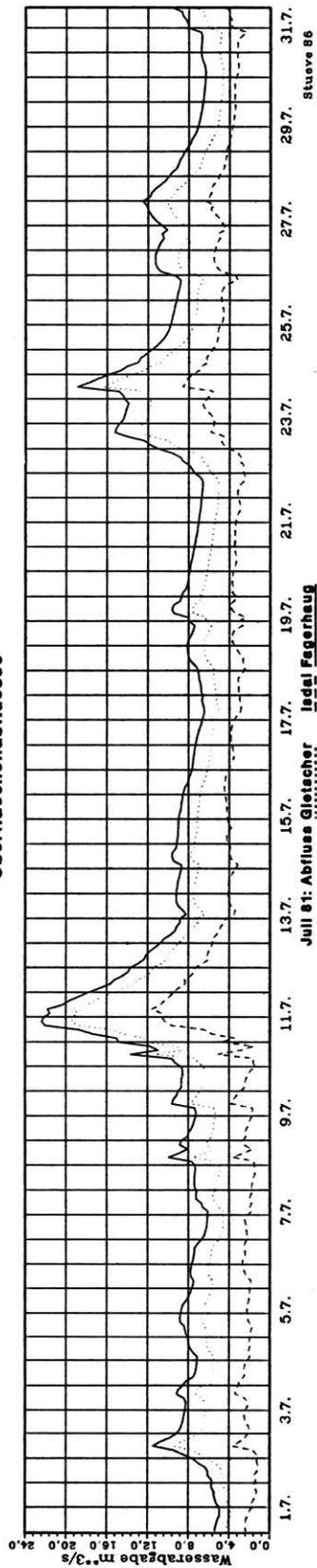
ISDALEN OBERFLAECHEENABFLUSS



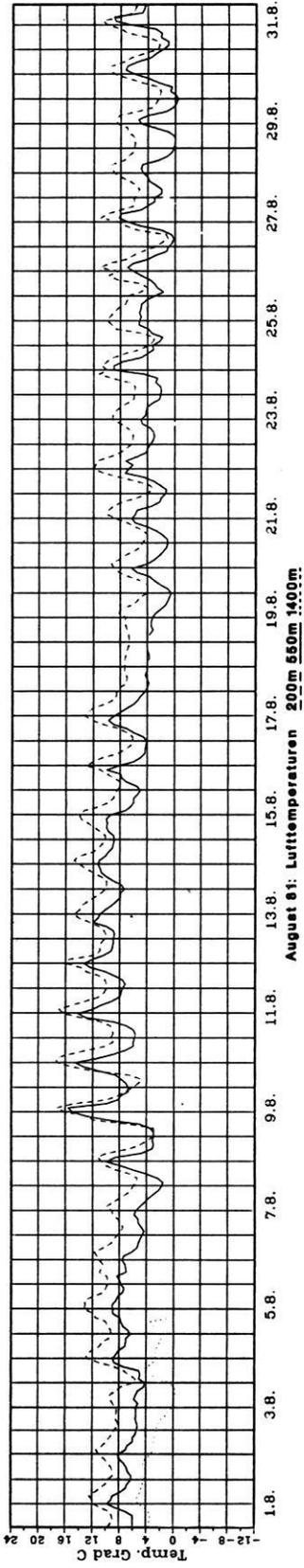
Wasserabgabe aus Schneedecke



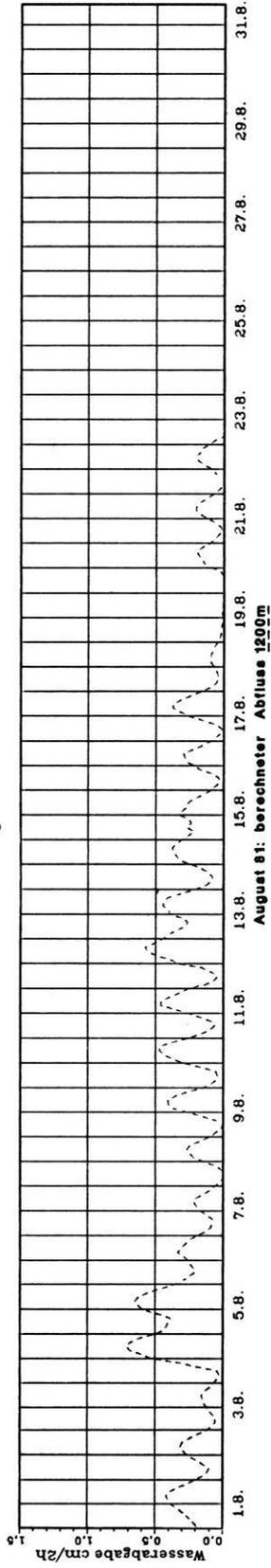
Oberflaechenabflusse



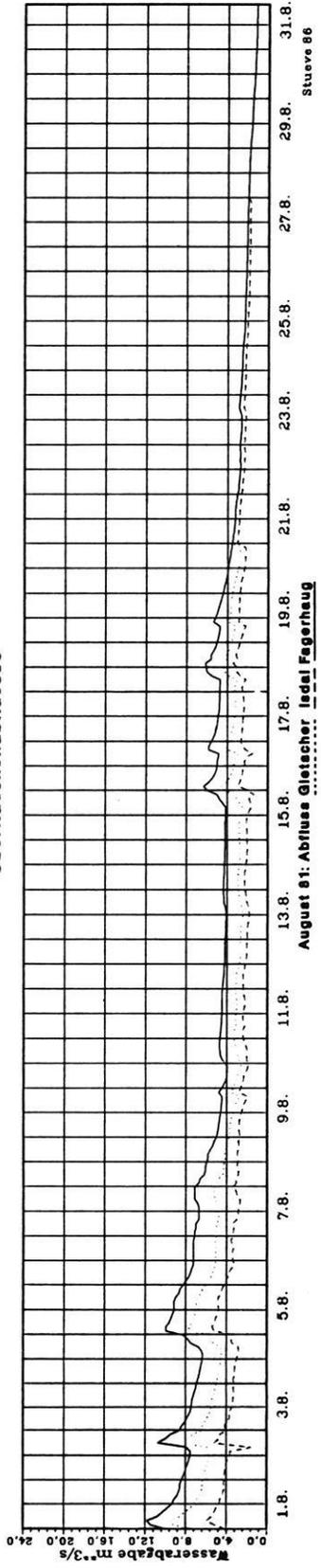
ISDALEN OBERFLAECHEENABFLUSS



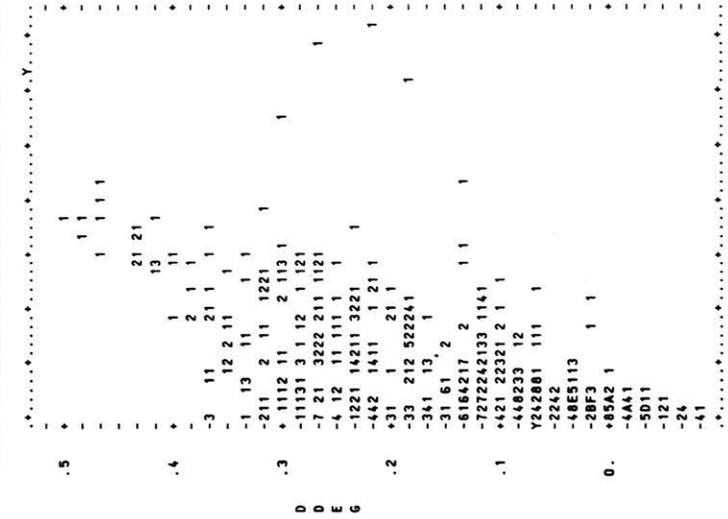
Wasserabgabe aus Schneedecke



Oberflaechenabfluesse

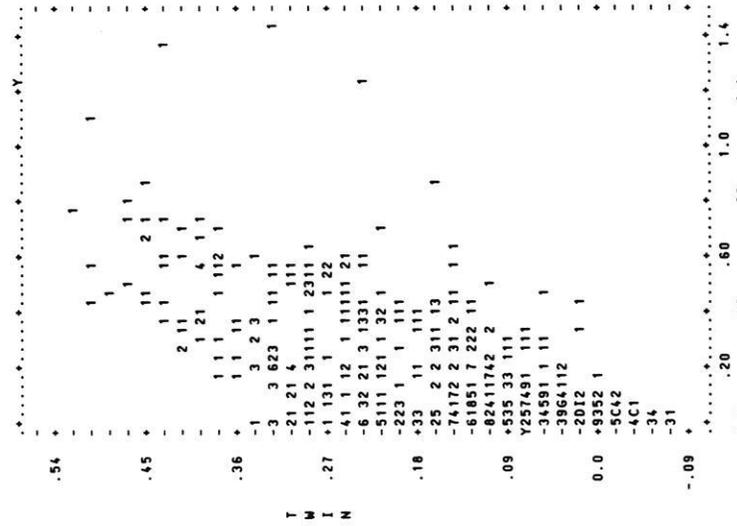


BHPD6D 6D LYSIMETER UND SCHMELZMODELL DAY - DEGREE



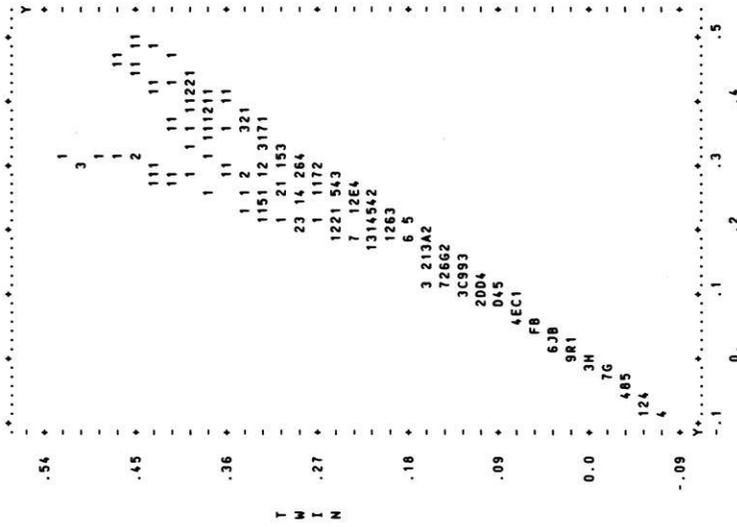
N = 564
 R = .582
 P < .001
 --REGRESSION LINE-- --RMS-- MEAN S.D.
 Y = -.08309 + .35461*X .01077 Y .14836 .12754

BHPD6D 6D LYSIMETER UND SCHMELZMODELL TEMPERATUR - WIND - INDEX MODELL



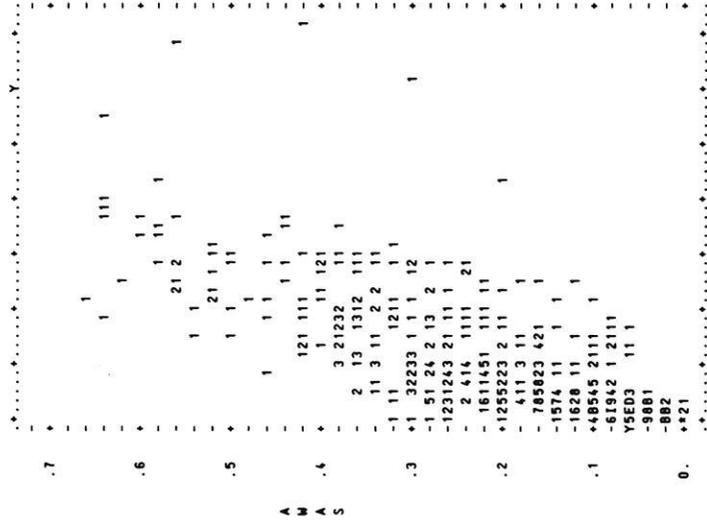
N = 564
 R = .635
 P < .001
 --REGRESSION LINE-- --RMS-- MEAN S.D.
 Y = -.07986 + .40473*X .01087 Y .18405 .20941

BHPD6D 6D LYSIMETER UND SCHMELZMODELL TEMPERATUR - WIND - INDEX MODELL

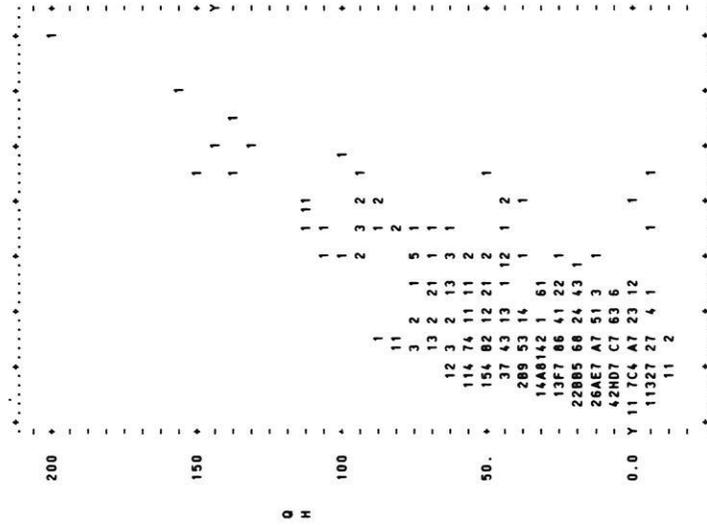


N = 564
 R = .964
 P < .001
 --REGRESSION LINE-- --RMS-- MEAN S.D.
 Y = .00456 + 1.0097*X .00126 Y .14836 .13356

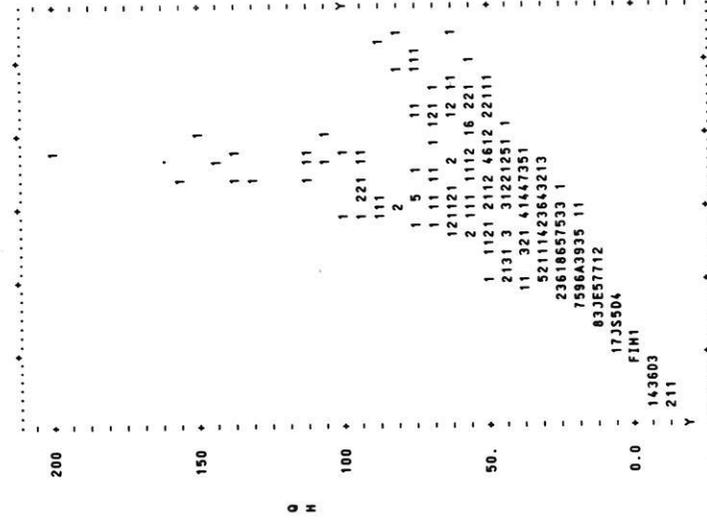
BMDP6D LYS 6D SCATTERGR KNAUF



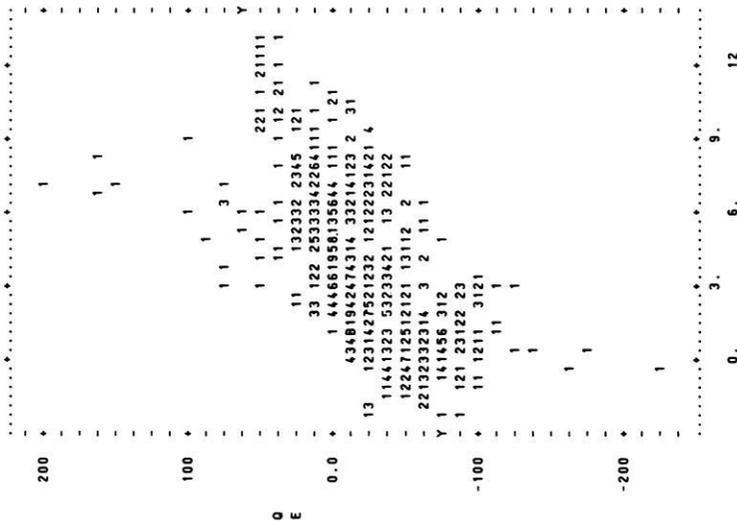
BMDP6D LYS 6D SCATTERGR KNAUF



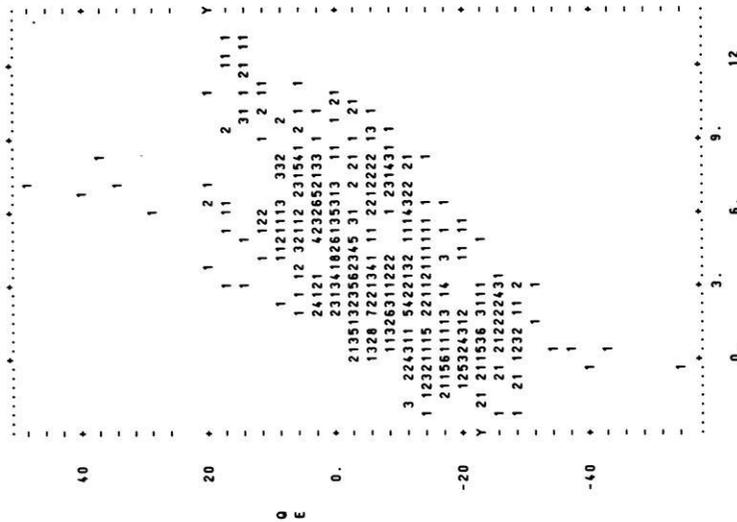
BMDP6D LYS 6D SCATTERGR KNAUF



BMDP6D LYSIMETER 6D ENERGIEBILANZ HICKS

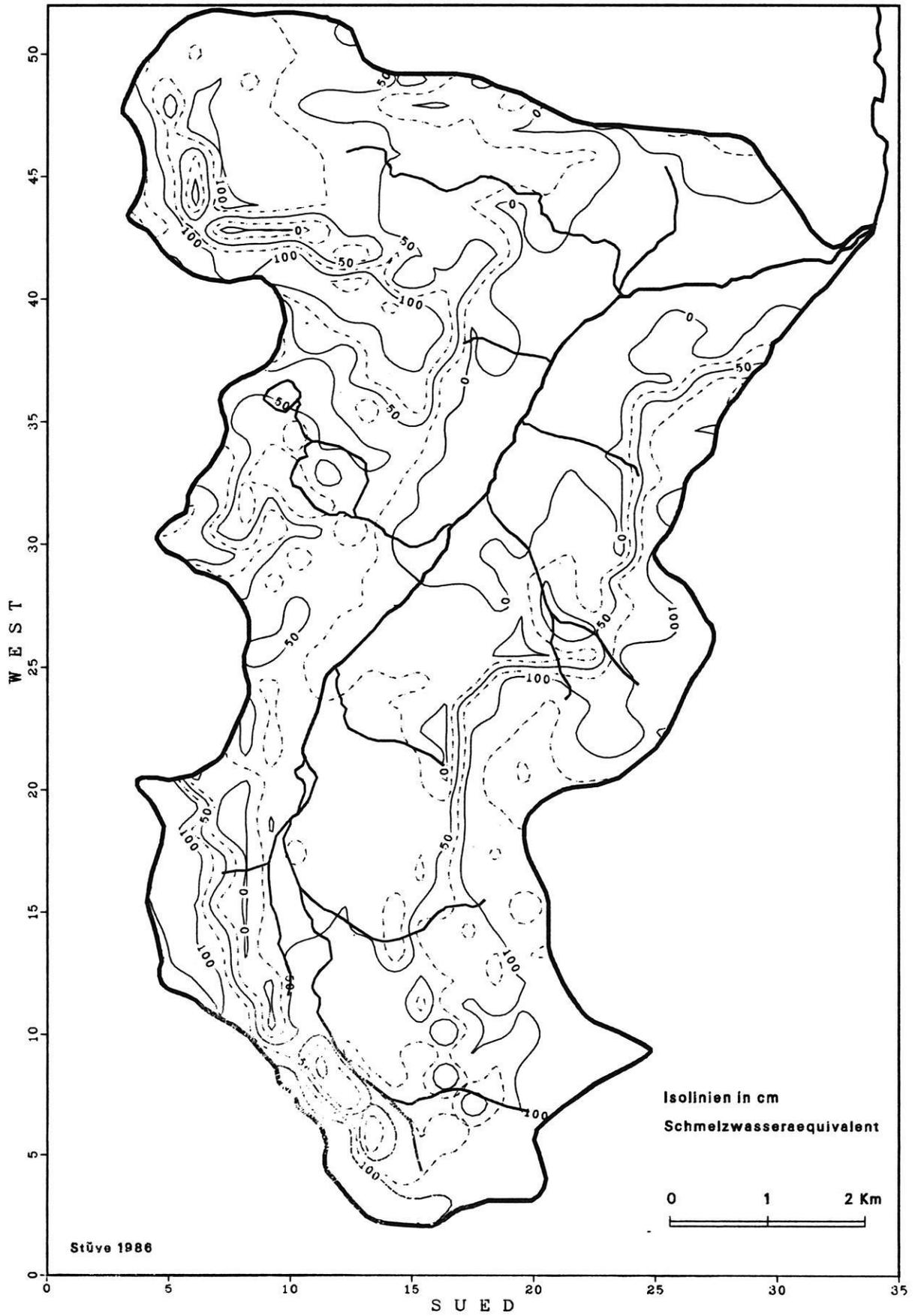


BMDP6D LYS 6D SCATTERGR KNAUF



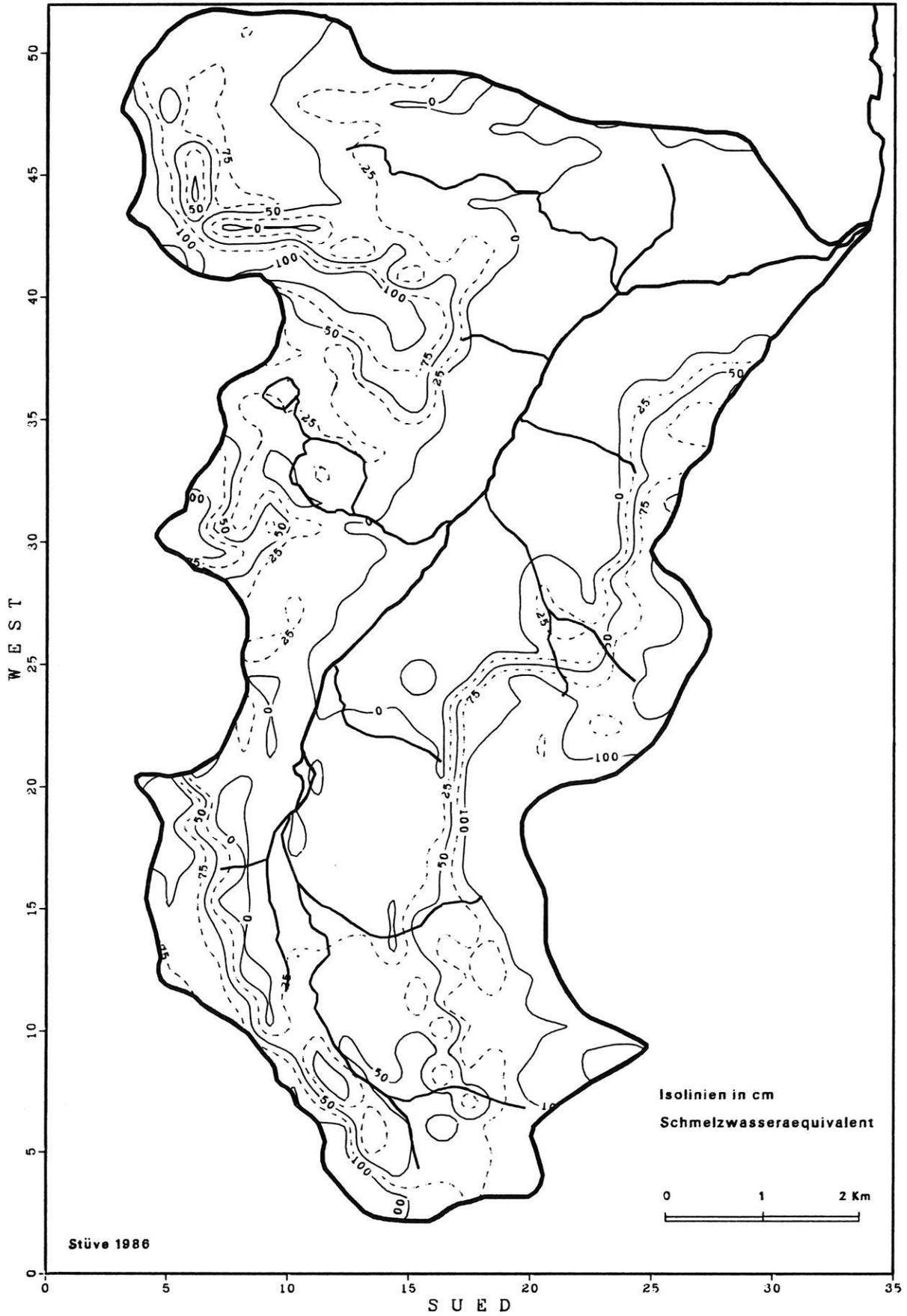
I S D A L E N
Wasseraequivalent 16.6.1981
Day Degree Schmelzansatz

E-1



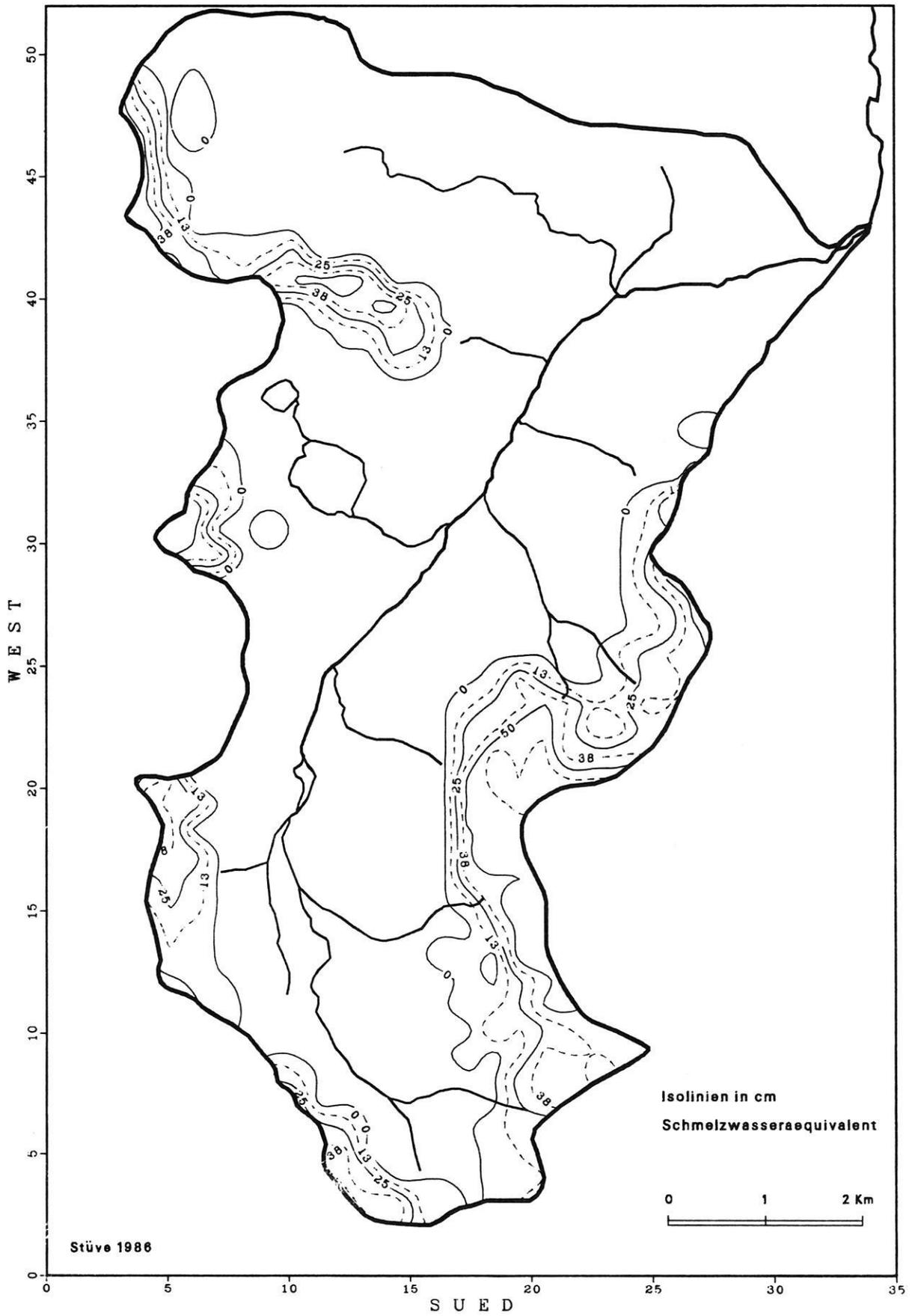
I S D A L E N
Wasseraequivalent 5.7.1981
Day Degree Schmelzansatz

E-2



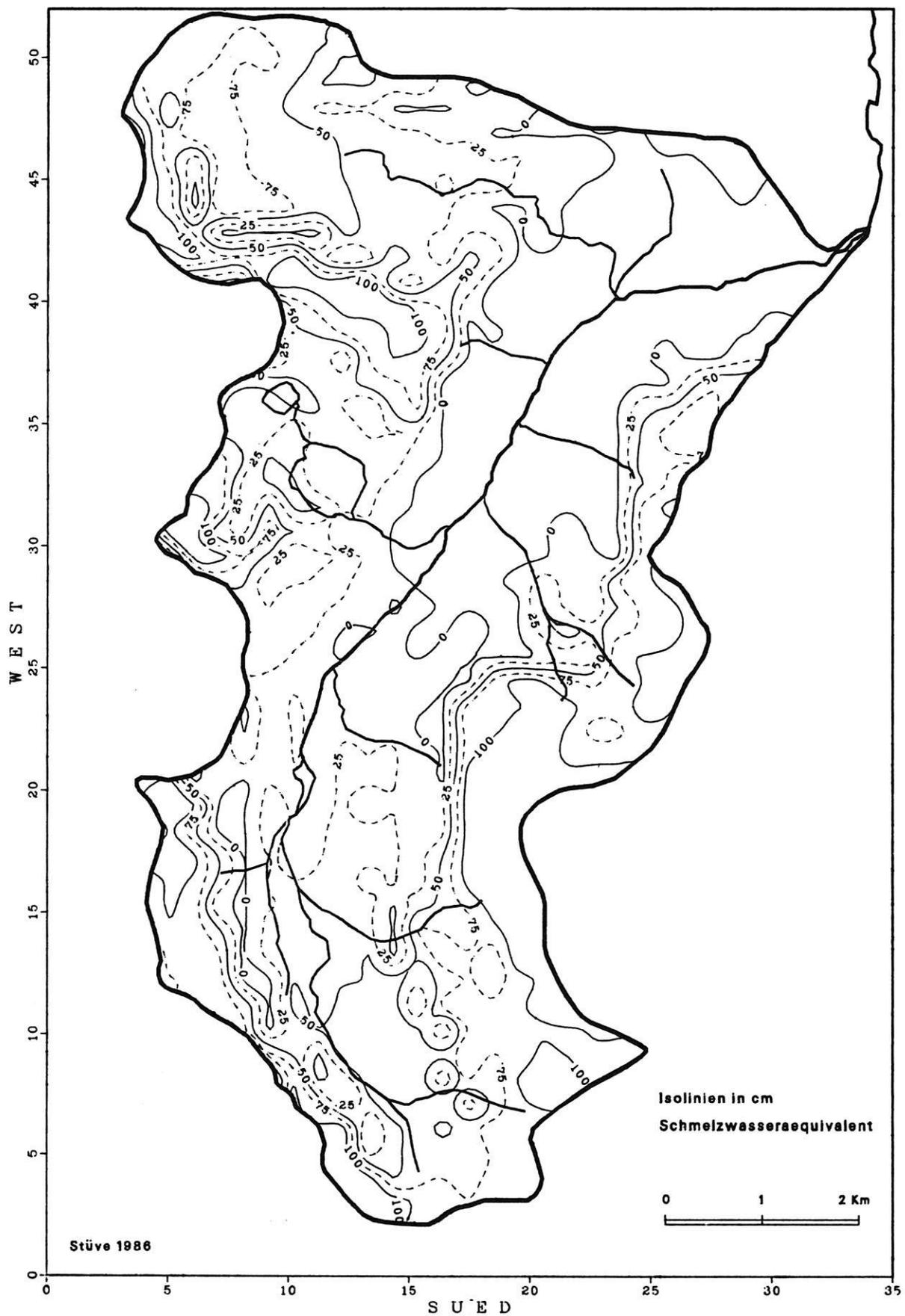
I S D A L E N
Wasseraequivalent 4.8.1981
Day Degree Schmelzansatz

E-3



I S D A L E N
Wasseraequivalent 16.6.1981
Temp.- Wind Index Schmelzansatz

E-4

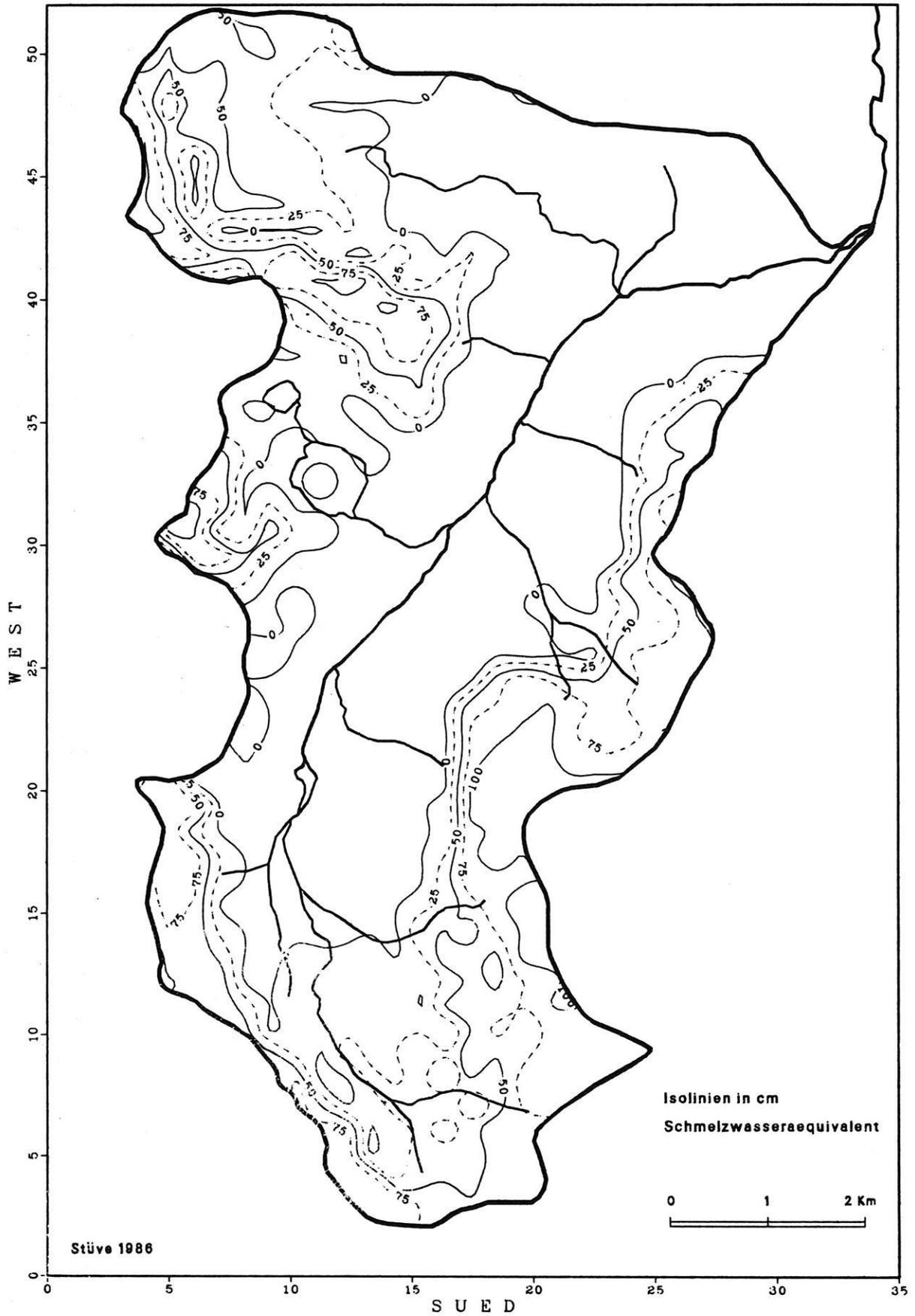


ISDALEN

Wasseraequivalent 5.7.1981

E-5

Temp.- Wind Index Schmelzansatz

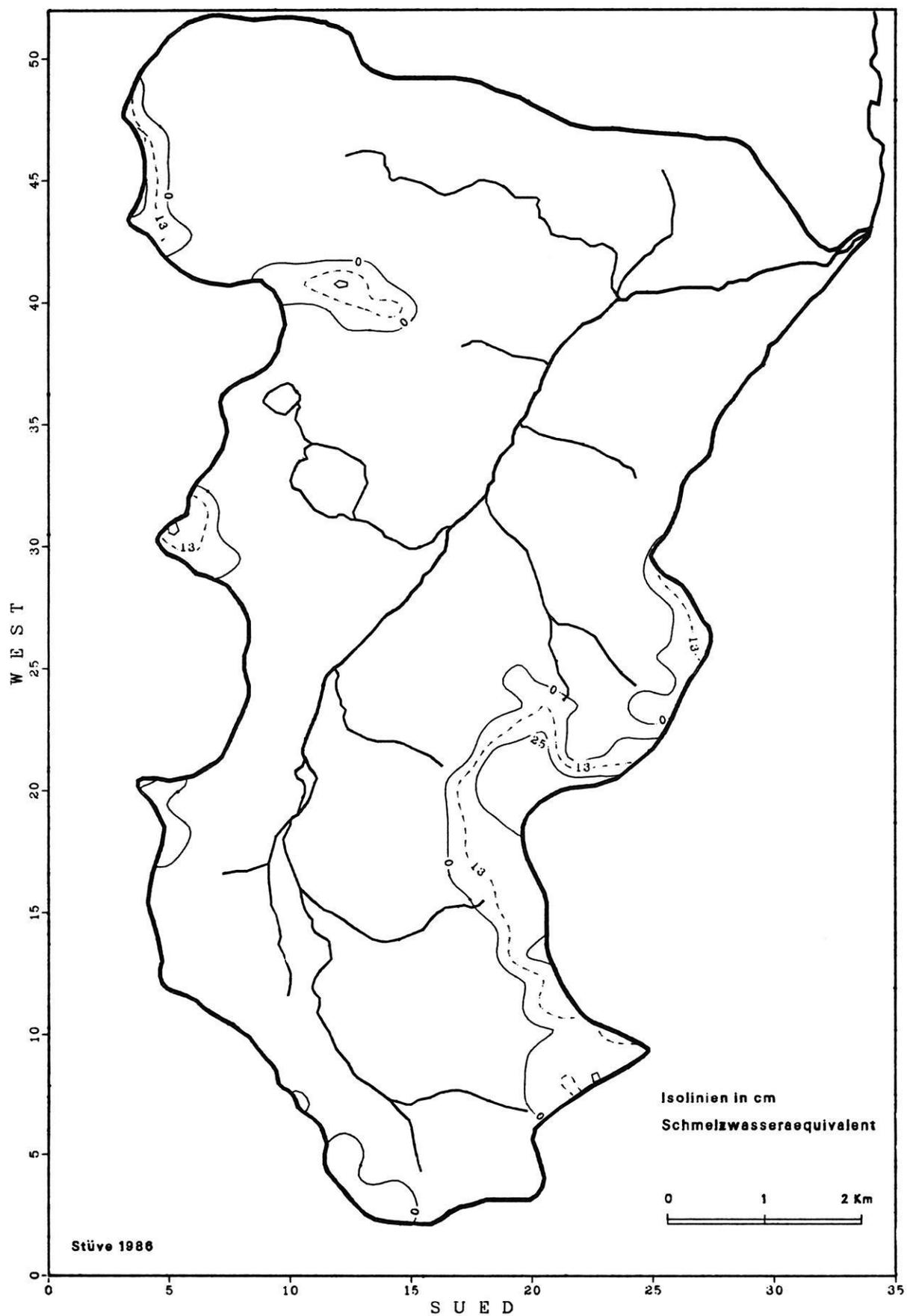


ISDALEN

Wasseraequivalent 4.8.1981

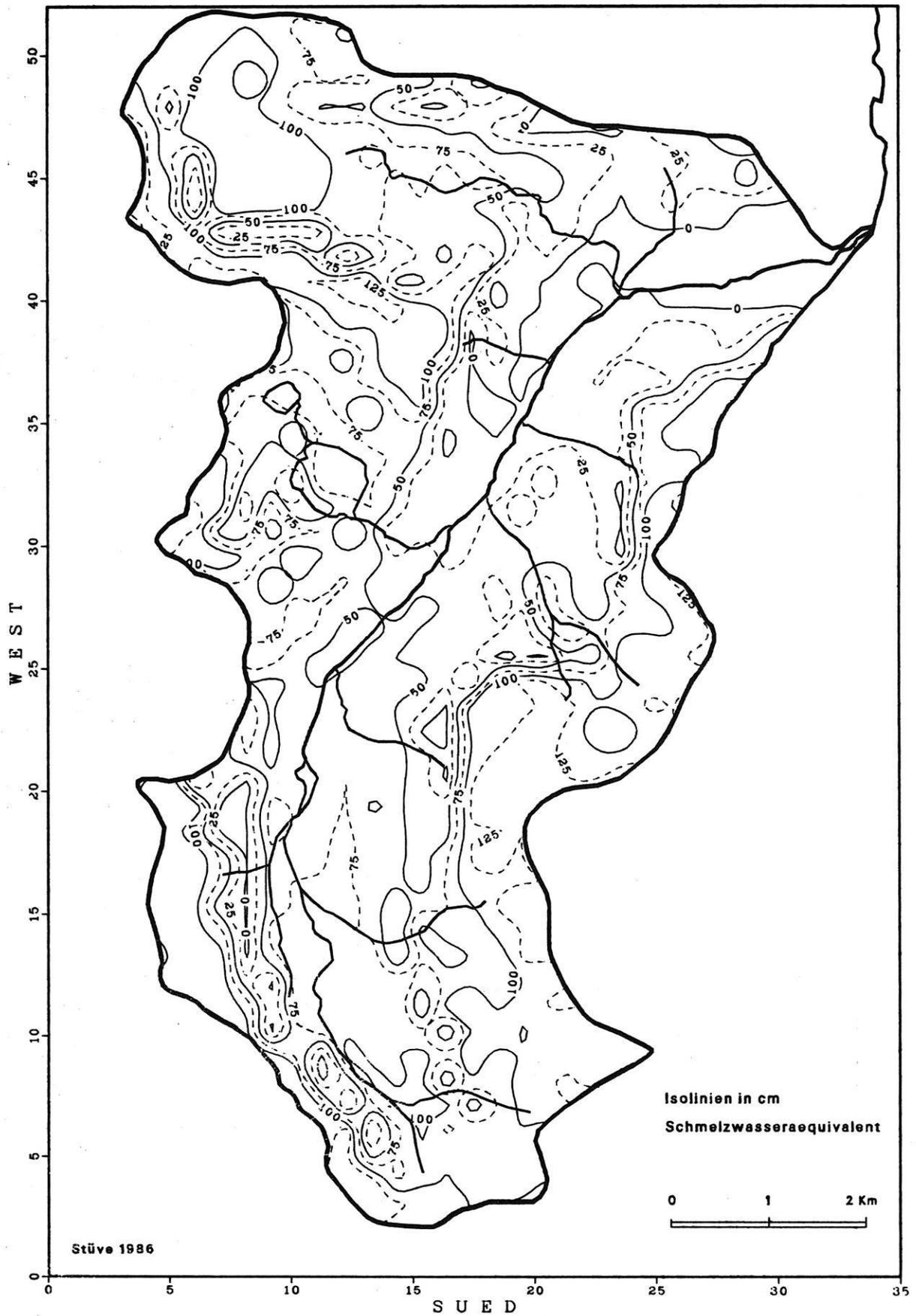
E-6

Temp.- Wind Index Schmelzansatz



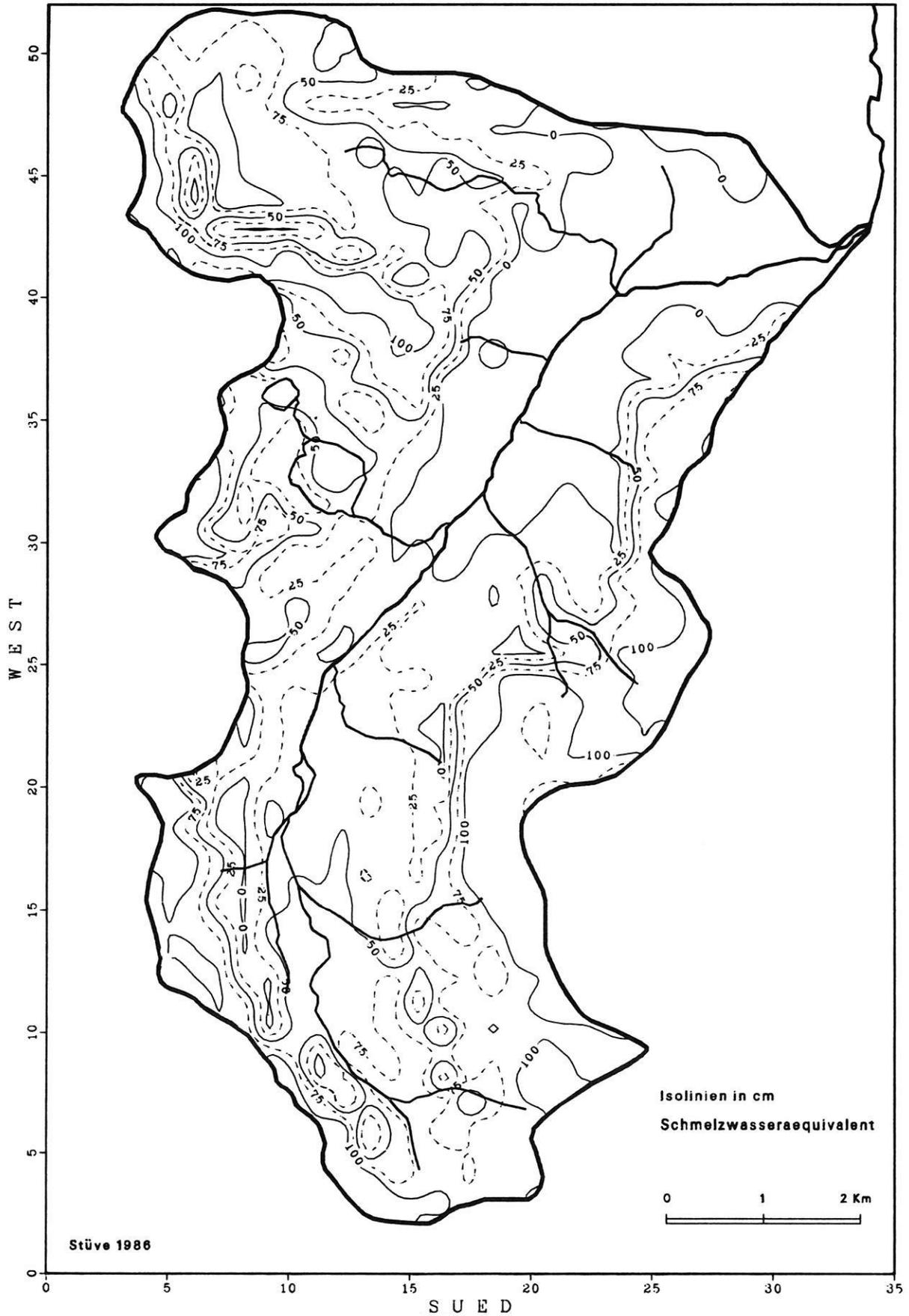
I S D A L E N
Wasseraequivalent 26.5.1981
Energiebilanzmodell II (Absch.)

E-7



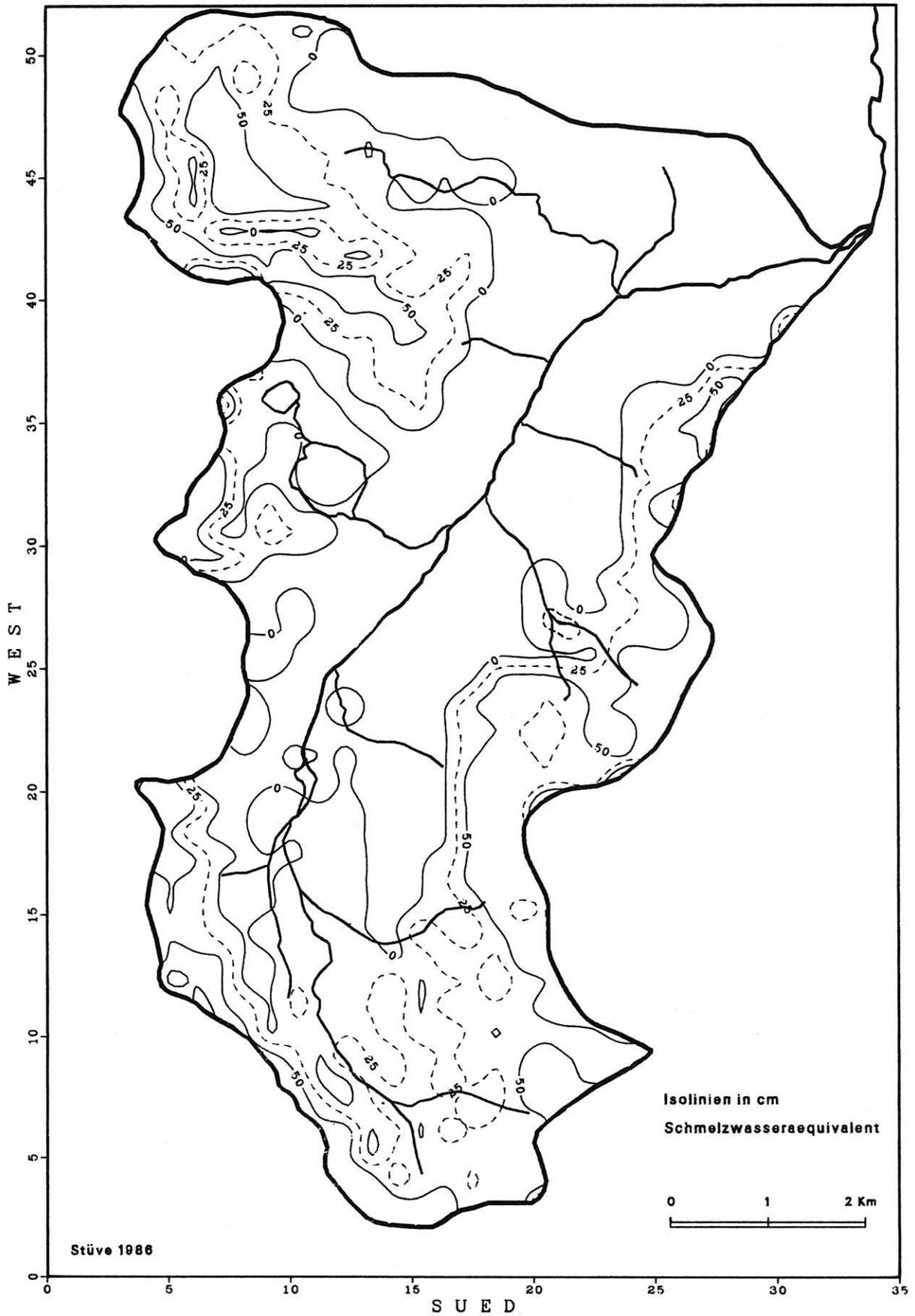
I S D A L E N
Wasseraequivalent 16.6.1981
Energiebilanzmodell II (Absch.)

E-8



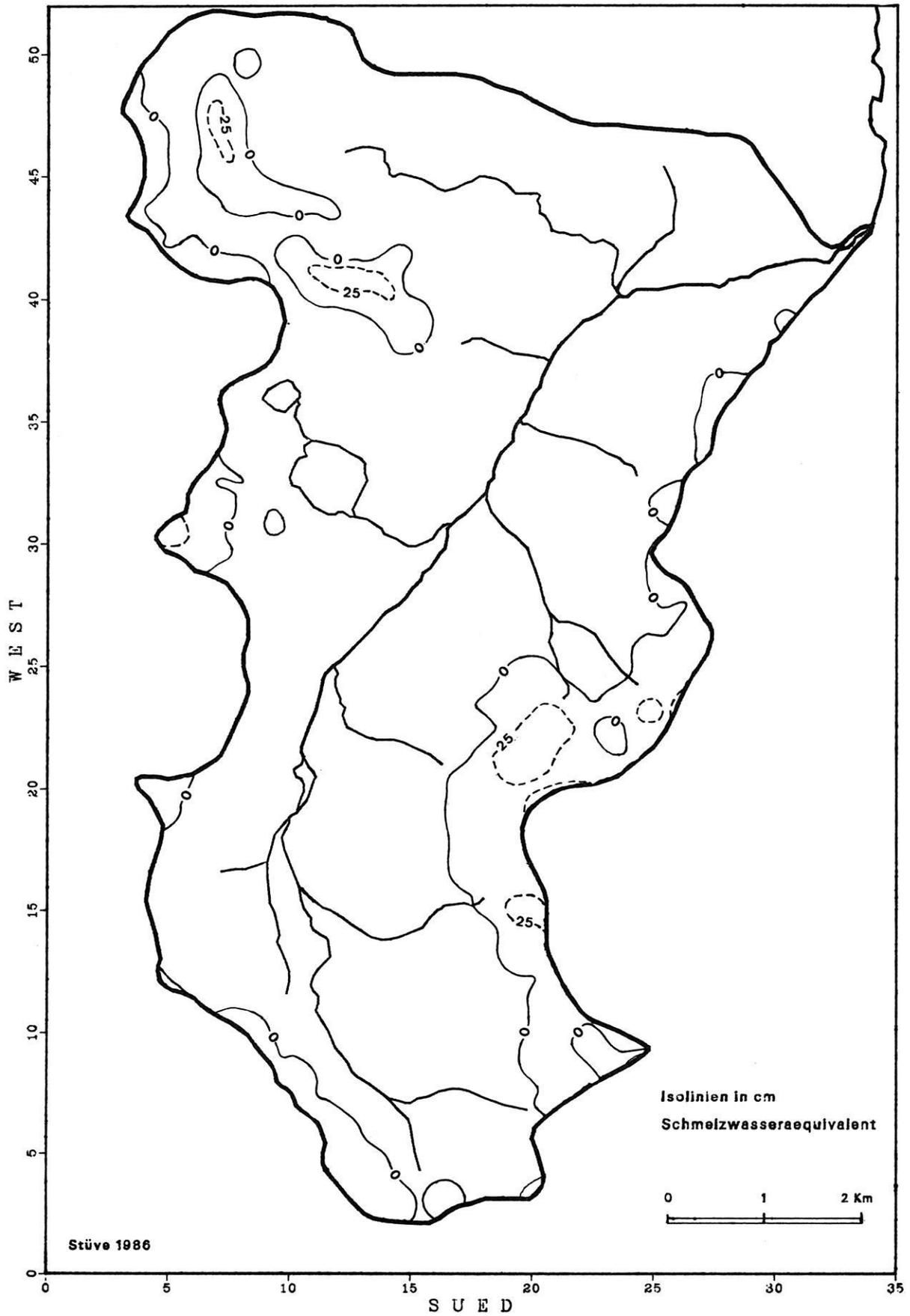
I S D A L E N
Wasseraequivalent 05.7.1981
Energiebilanzmodell II (Absch.)

E-9



I S D A L E N
Wasseraequivalent 15.7.1981
Energiebilanzmodell II (Absch.)

E-10

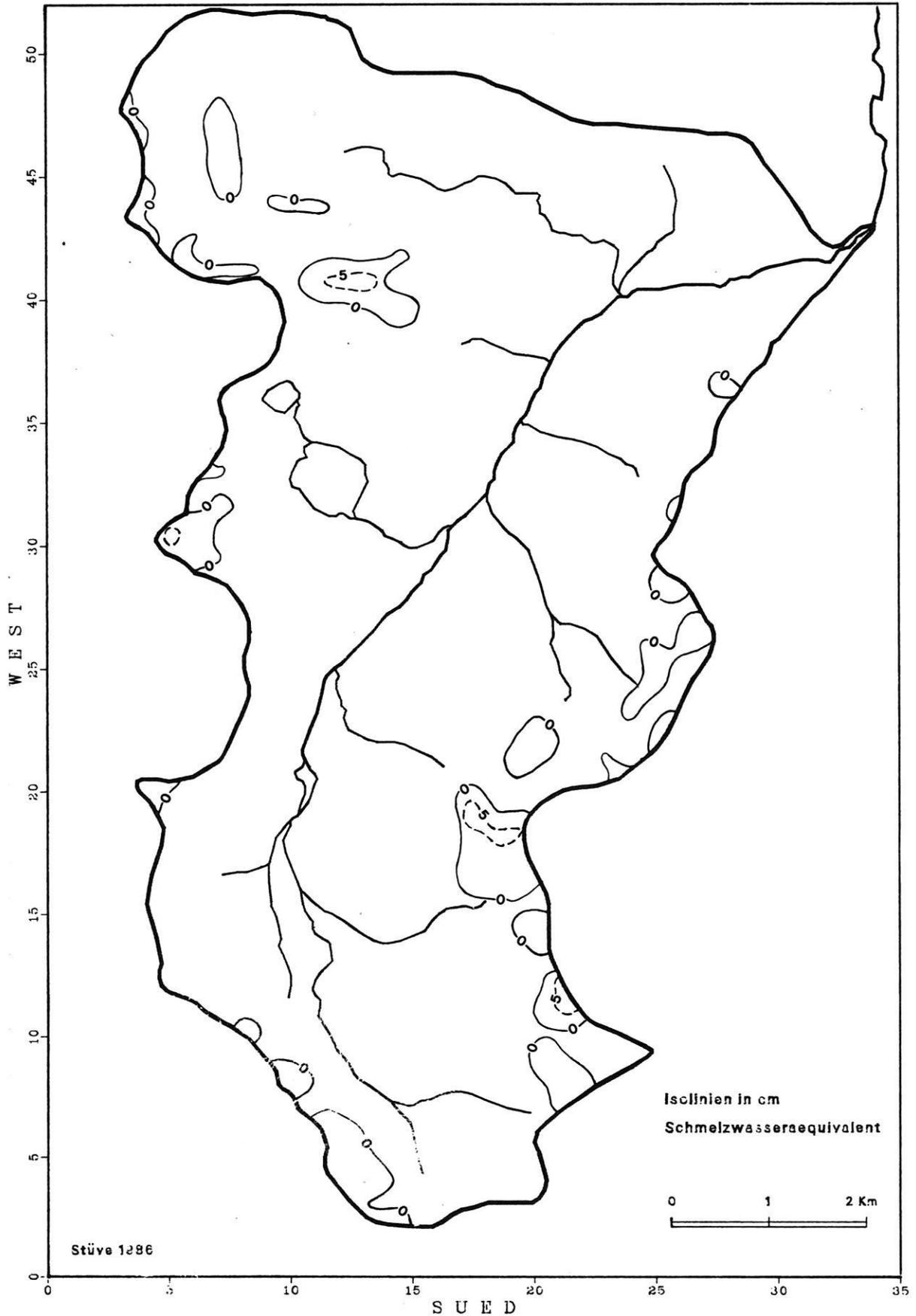


ISDALEN

Wasseraequivalent 04.8.1981

E-11

Energiebilanzmodell II



```

PROGRAM STRAHL
C-----1
C   Berechnung potentielle Strahlungsbilanz 1.MAI (Plot) 1
C-----1
      DIMENSION ZHL(34,52),ZHN(34,52),ZEX(34,52),SOHA(34,52),
*        SOWI(34,52),EXPO(34,52),GSH(34,52),SGSH(34,52)
      DIMENSION ZAHL(13),JM(13),ITAG(13),ISTD(13),GS(13),
*        DH(13),ECL(13),DEKLI(13),STUW(13),SOHOE(13),
*        SOZEN(13)
C-----1
C   ZHL=Hoeihenmatrix ZHN=Hangneigungsmatrix ZEX=Hangrichtungsm. 1
C   GS =Globalstrahlung   DH =Diffuses Himmelslicht 1
C   ECL=                   DEKLI=Deklination 1
C 1
C   ZHL, ZHN, ZEX, Strahlungsdaten einlesen 1
C-----1
      OPEN (UNIT=1,FILE='HLMAT.DAT;2',STATUS='OLD')
      OPEN (UNIT=2,FILE='HANGN.DAT;1',STATUS='OLD')
      OPEN (UNIT=3,FILE='HEXPO.DAT;1',STATUS='OLD')
      OPEN (UNIT=4,FILE='GPO01.DAT;1',STATUS='OLD')

      READ (1,110) ((ZHL(IX,IY),IY=1,52),IX=1,34)
110  FORMAT (4X,10F7.2/4X,10F7.2/4X,10F7.2/4X,4F7.2)

      READ (2,120) ((ZHN(IX,IY),IY=1,52),IX=1,34)
120  FORMAT (7X,10F7.2/7X,10F7.2/7X,10F7.2/7X,4F7.2)

      READ (3,130) ((ZEX(IX,IY),IY=1,52),IX=1,34)
130  FORMAT (7X,10F7.2/7X,10F7.2/7X,10F7.2/7X,4F7.2)

      DO 150 I=1,13
      READ (4,140) ZAHL(I),JM(I),ITAG(I),ISTD(I),GS(I),DH(I)
140  FORMAT (X,F4.0,2X,I4,2I2,45X,2F4.2/)
150  CONTINUE

      WRITE (11,160)
160  FORMAT (//,' DEKLINATION, STUNDENWINKEL, SONNENHOEHE-EBENE',
*         /,' 1. M A I 1981',//)

      CALL DEKLIN (ZAHL,JM,ITAG,ISTD,ECL,DEKLI)
      CALL STUWI (ISTD,STUW)
      CALL SOHO (STUW,DEKLI,SOHOE,SOZEN)

      DO 180 I=1,13
      WRITE (11,170) ZAHL(I),JM(I),ITAG(I),ISTD(I),GS(I),ECL(I),
*        DEKLI(I),STUW(I),SOHOE(I),SOZEN(I)
170  FORMAT (2X,F4.0,2X,I4,2(X,I2),F6.2,5F8.2)
180  CONTINUE

      WRITE (11,200)
200  FORMAT (//,' HANGNORMALE SOHA 1.MAI 23 Uhr',/)

      CALL SOHAW (SOHOE,SOZEN,STUW,ZHN,ZEX,SOHA,SOWI,GS,EXPO,GSH,SGSH)

      WRITE (11,210) ((SOHA(IX,IY),IY=1,52),IX=1,34)
210  FORMAT (4X,10F7.2/4X,10F7.2/4X,10F7.2/4X,4F7.2,/)

      WRITE (11,240)
240  FORMAT (//,' Strahlungssumme SGSH 1.MAI 1-23Uhr',/)

      WRITE (11,250) ((SGSH(IX,IY),IY=1,52),IX=1,34)
250  FORMAT (4X,10F7.2/4X,10F7.2/4X,10F7.2/4X,4F7.2,/)

      CLOSE (1)

      STOP
      END

```

```

DO 150 I=1,372
  READ (4,140) ZAHL(I),JM(I),ITAG(I),ISTD(I),TL1(I),TL2(I),TL3(I),
*           TL4(I),RF1(I),RF2(I),RF3(I),RN1(I),RN2(I),RN3(I),
*           WS2(I),GS(I),DH(I),BW(I),WH(I),AL1(I),AL2(I),AL3(I),
*           SD(I),TS2(I),TB(I)
140  FORMAT (X,F4.0,2X,I4,2I2,4F4.1,3F3.0,3F3.1,8X,F3.1,2F4.2,2F2.1,
*          F3.2,/,15X,2F3.2,F3.2,F5.1,F4.1)
150  CONTINUE

C
  CALL DEKLIN (ZAHL,JM,ITAG,ISTD,ECL,DEKLI)
  CALL STUWI (ISTD,STUW)
  CALL SOHO (STUW,DEKLI,SOHOE,SOZEN)
  CALL BILANZ (SOHOE,SOZEN,STUW,GS,DH)

C
  CLOSE (4)
  CLOSE (3)
  CLOSE (2)
  CLOSE (1)

C
  STOP
  END

```

```

SUBROUTINE SOHAM (SOHOE,SOZEN,STUW,ZHN,ZEX,SOHA,
*              SOWI,GS,EXPO,GSH,SGSH)
C-----1
C   Berechnung Hangnormale SOHA -ohne Abschattung- 1
C-----1
DIMENSION ZHN(34,52),ZEX(34,52),SOHA(34,52),SOWI(34,52),
*         EXPO(34,52),GSH(34,52),SGSH(34,52)
REAL GS(13),SOHOE(13),SOZEN(13),STUW(13)
PARAMETER (CRG=57.2958)
PARAMETER (BOG=0.01745)
PARAMETER (WMT=13.889)
C-----1
C   CRG,BOG   Winkelumrechnung 1
C   WMT       Umrechnung Strahlung auf W/m*2 Tag 1
C-----1
DO 680 IX=1,34
DO 690 IY=1,52

IF (ZEX(IX,IY) .LT. 1.0) GOTO 690
EXPO(IX,IY)=ZEX(IX,IY)-180.

690 CONTINUE
680 CONTINUE

DO 700 I=2,13
IF (SOHOE(I) .LT. 0.0) GOTO 700

DO 710 IX=1,34
DO 720 IY=1,52

IF (ZHN(IX,IY) .LT. 0.2) GOTO 720

SOHA(IX,IY)=CRG*(((COS(SOZEN(I)*BOG)*COS(ZHN(IX,IY)*BOG))+
*              (SIN(SOZEN(I)*BOG)*SIN(ZHN(IX,IY)*BOG))*
*              COS((STUW(I)-EXPO(IX,IY))*BOG)))
C-----1
C   Strahlungswert an geeigneten Haengen GSH 1
C-----1
IF (SOHA(IX,IY) .GT. 0.0) THEN
GSH(IX,IY)=SIN(SOHA(IX,IY)*BOG)*GS(I)*WMT/SIN(SOHOE(I)*BOG)
ELSE
GSH(IX,IY)=0.0001
END IF
C-----1
C   Summe ueber 12 Termine 1
C-----1
IF (GSH(IX,IY) .GE. 0.0) THEN
SGSH(IX,IY)=SGSH(IX,IY)+GSH(IX,IY)
END IF
C
720 CONTINUE
710 CONTINUE
700 CONTINUE
C
RETURN
END

```

```

PROGRAM HORIZO

C-----1
C   Bestimmung der Horizontlinie fuer jeden Punkt           1
C   der Hoehenmatrix                                       1
C   Schleife ueber alle Punkte und alle Strahlen           1
C-----1

      INTEGER   IX,IY,K,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE,XE,YE,TEILE
      REAL      T,HZM,TEILR,WERT,MINI
      PARAMETER (XE=40,YE=52)
      PARAMETER (TEILE=24)
      DIMENSION ZHL(XE,YE),HZM(XE,YE,0:TEILE-1)
      COMMON    /HORIZ/TEILR,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE
      COMMON    /FELD1/ZHL
      COMMON    /FELD7/HZM

C-----1
C   HZM              Horizontmatrix (Ergebnis)             1
C   TEILE            Horizontpunkte, 12 oder 24 Teile       1
C   XE, YE          x - y Matrix von HZM (x=38,y=52)       1
C   XRICHT,YRICHT   Parameter zur Laufrichtung fuer        1
C   XENDE,YENDE     die Quadranten 1 bis 4                 1
C   GL              Nummerierung der Gitterlinien          1
C   TEILR           Teilrichtung zur Bestimmung der Quadranten 1
C   WERT            Horizontwinkel Laenge/Hoehe            1
C   MINI           kleinster Horizontwinkel                1
C   ZHL,ZHN,ZEX     Matrix Hoehen, Hangneigung, Exposition 1
C   SOHA           Winkel Gelaende - Sonne                 1
C-----1

      OPEN (UNIT=1,FILE='GELAENDE.REYT;1',STATUS='OLD')
C
C
      READ (1,100) ((ZHL(IX,IY),IX=1,XE),IY=1,YE)
100  FORMAT (7X,10F7.2/7X,10F7.2/7X,10F7.2/7X,10F7.2)

C
C   HZM vorbesetzen mit 90.0 Grad
C   errechnet Teilwinkel 360.0/24h = 15.0
C   oder... Teilwinkel 360.0/12h = 30.0
C
      T=360.0/TEILE
C
      DO 200,IX=1,40
      DO 200,IY=1,52
      DO 200,K=0,TEILE-1

C
C   TEILR = K*T
      CALL QUAD
      CALL ERKENN (IX,IY,MINI)
      KKK = MOD((TEILE/4)*5-K,TEILE)
      HZM(IX, IY, KKK)=MINI

C
C   FORMEL ZUM UMRECHNEN VON K(IM MATHEMATISCHEN SINNE)
C   IN UHRZEIT (SONNENRICHTUNG)

C   Ausgabe der Horizontmatrix
C
200  CONTINUE

```

```

WRITE (11,888) (K,K=0,11),(K,K=12,23)
888 FORMAT(' IX IY HOEHE ',12(I2,' UHR '),/,16X,12(I2,' UHR '))
DO 890,IX=1,XE
DO 890,IY=1,YE

WRITE (11,889) IX,IY,ZHL(IX,IY),(HZM(IX,IY,KSTUND),KSTUND=0,23)
889 FORMAT (' ',2I4,F6.1,':',12F8.3,/,16X,12F8.3,/)
890 CONTINUE
STOP
END

C
C
C
C LOGICAL FUNCTION ETWA (A,B)
C Boolean Function
C
REAL A,B
EPSI=1.E-2
IF (A .GT. (360-EPSI)) A=A-360
ETWA=((B-EPSI) .LT. A) .AND. ((B+EPSI) .GT. A)
END

C
C
C
C SUBROUTINE ERKENN (IX,IY,MINI)
C-----1
C Erkennen der Sonderfaelle, Gitterschnittpunkte 1
C ohne Interpolation 1
C-----1

INTEGER IX,IY,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE
REAL TEILR,WERT,MINI
LOGICAL ETWA
COMMON /HORIZ/TEILR,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE

C
MINI=180.0
C
IF ((ETWA(TEILR , 0.)) .OR. (ETWA(TEILR , 180.))) THEN
CALL FF00 (IX,IY,MINI)
ELSE IF ((ETWA(TEILR, 90.)) .OR. (ETWA(TEILR , 270.))) THEN
CALL FF90 (IX,IY,MINI)
ELSE IF ((ETWA(TEILR, 45.)) .OR. (ETWA(TEILR , 135.)) .OR.
* (ETWA(TEILR , 225.0)) .OR. (ETWA(TEILR , 315.0))) THEN
CALL FF45 (IX,IY,MINI)
ELSE
CALL LAUFY (IX,IY,MINI)
CALL LAUFX (IX,IY,MINI)
END IF
END

SUBROUTINE QUAD
C-----1
C Wahl der Quadranten zur Bestimmung der Laufrichtung 1
C-----1

PARAMETER (XE=40,YE=52)
INTEGER XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE
REAL TEILR
COMMON /HORIZ/TEILR,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE

```

```

IF ((TEILR .GT. 90.0) .AND. (TEILR .LT. 270.0)) THEN
  XRICHT=-1
  XENDE=1
C                                     2. u. 3. Quadrant
ELSE
  XRICHT=1
  XENDE=XE
C                                     1. u. 4. Quadrant
END IF
C
IF (TEILR .LE. 180.0) THEN
  YRICHT=1
  YENDE=YE
C                                     1. u. 2. Quadrant
ELSE
  YRICHT=-1
  YENDE=1
C                                     3. u. 4. Quadrant
END IF
END

```

SUBROUTINE FF00 (IX,IY,MINI)

```

C-----1
C   0 Grad oder 180 Grad, 6Uhr oder 18 Uhr          1
C-----1

```

```

PARAMETER (XE=40,YE=52)
INTEGER IX,IY,GL,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE,DELTA
REAL TEILR,WERT,MINI,LAENGE,HOEHE
DIMENSION ZHL(XE,YE)
COMMON /HORIZ/TEILR,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE
COMMON /FELD1/ZHL
C
PARAMETER (BOG=0.01745)
PARAMETER (GLDIST=250)

```

```

C-----1
C   BOG      Bogenmass: 2 Pi/360 Grad              1
C   GLDIST   Gitterliniendistanz: 250 m            1
C   Delta    Grundlinie im Gitternetz von Punkt der  1
C            Berechnung IX bis zum Hoehenpunkt IX+XRICHT 1
C-----1

```

```

DO 10,GL=IX+XRICHT,XENDE,XRICHT
C
  DELTA =GL-IX
  LAENGE =ABS(DELTA)*GLDIST
  HOEHE =ZHL(IX+DELTA, IY) - ZHL(IX,IY)
  IF (HOEHE .GT. 0.0) THEN
    WERT = ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
  ELSE IF (HOEHE .LT. 0.0) THEN
    WERT = 180.0 + ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
  ELSE
    WERT = 90.0
  ENDIF

  MINI =MIN(MINI,WERT)
10 CONTINUE
END

```

SUBROUTINE FF90 (IX,IY,MINI)

```
C-----1
C   90 Grad oder 270 Grad, 0 Uhr oder 12 Uhr      1
C-----1
```

```
PARAMETER (XE=40,YE=52)
INTEGER   IX,IY,GL,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE,DELTA
REAL      TEILR,WERT,MINI,LAENGE,HOEHE
DIMENSION ZHL(XE,YE)
COMMON    /HORIZ/TEILR,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE
COMMON    /FELD1/ZHL
```

```
C
PARAMETER (BOG=0.01745)
PARAMETER (GLDIST=250)
C
DO 10,GL=IY+YRICHT,YENDE,YRICHT
```

```
DELTA   =GL-IY
LAENGE  =ABS(DELTA)*GLDIST
HOEHE   =ZHL(IX,IY+DELTA) - ZHL(IX,IY)
IF (HOEHE .GT. 0.0) THEN
    WERT  = ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
ELSE IF (HOEHE .LT. 0.0) THEN
    WERT  = 180.0 + ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
ELSE
    WERT  = 90.0
ENDIF
```

```
MINI    =MIN(MINI,WERT)
10      CONTINUE
END
```

SUBROUTINE FF45 (IX,IY,MINI)

```
C-----1
C   45, 135, 225, 315 Grad (3Uhr, 21 Uhr, 15 Uhr, 9 Uhr) 1
C-----1
```

```
PARAMETER (XE=40,YE=52)
INTEGER   IX,IY,GL,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE,DELTA
REAL      TEILR,WERT,MINI,LAENGE,HOEHE
DIMENSION ZHL(XE,YE)
COMMON    /HORIZ/TEILR,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE
COMMON    /FELD1/ZHL
```

```
C
PARAMETER (BOG=0.01745)
PARAMETER (GLDIST=250)
PARAMETER (WURZ2=1.4142)
```

```
C
IF (ABS(XENDE-IX) .LT. ABS(YENDE-IY)) THEN
DO 10,GL=IX+XRICHT,XENDE,XRICHT
DELTA   = ABS(GL-IX)
LAENGE  =WURZ2*DELTA*GLDIST
HOEHE   =ZHL(GL,IY+DELTA*YRICHT) - ZHL(IX,IY)
IF (HOEHE .GT. 0.0) THEN
    WERT  = ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
ELSE IF (HOEHE .LT. 0.0) THEN
    WERT  = 180.0 + ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
ELSE
    WERT  = 90.0
ENDIF
```

```

      MINI =MIN(MINI,WERT)
10  CONTINUE
      ELSE
C
      DO 20, GL=IY+YRICHT, YENDE, YRICHT

      DELTA = ABS(GL-IY)
      LAENGE =WURZ2*DELTA*GLDIST
      HOEHE =ZHL(IX+DELTA*XRICHT, GL) - ZHL(IX, IY)
      IF (HOEHE .GT. 0.0) THEN
          WERT = ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
      ELSE IF (HOEHE .LT. 0.0) THEN
          WERT = 180.0 + ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
      ELSE
          WERT = 90.0
      ENDIF

      MINI =MIN(MINI,WERT)
20  CONTINUE
      END IF
      END

```

SUBROUTINE LAUFX (IX,IY,MINI)

```

C-----1
C   Interpolation der Hoehen zwischen den Gitterpunkten      1
C   in x- Richtung                                           1
C   VGLDI   Vergleichsdistanz in x- Richtung                 1
C   DELTAX  Kathete zur Berechnung von DELTAY mit TEILR      1
C   IDTY0,  fuer die Hoeheninterpolation                     1
C   IDTY1   benachbarte Hoehenpunkte                         1
C-----1

```

```

      PARAMETER (XE=40, YE=52)
      INTEGER   IX, IY, GL, XRICHT, YRICHT, XENDE, YENDE, DELTAX, IDTY0,
*             IDTY1
      REAL      TEILR, WERT, MINI, VGLDI, DELTAY, DTY, HOEHE, LAENGE
      DIMENSION ZHL(XE, YE)
      COMMON    /HORIZ/TEILR, XRICHT, YRICHT, XENDE, YENDE
      COMMON    /FELD1/ZHL

```

```

C
      PARAMETER (GLDIST=250)
      PARAMETER (BOG=0.01745)
      VGLDI =YENDE-IY
C
      DO 30, GL=IX+XRICHT, XENDE, XRICHT
C
      DELTAX = GL-IX
      DELTAY = ABS(TAN(TEILR*BOG)*DELTAX)
      IF (ABS(DELTAY) .LE. ABS(VGLDI)) THEN
          DTY = AINT(DELTAY)
          IDTY0 = INT(DTY) * YRICHT + IY
          IDTY1 = IDTY0 + YRICHT
          HOEHE = ZHL(GL, IDTY0) - ZHL(IX, IY) +
*             (ZHL(GL, IDTY1)-ZHL(GL, IDTY0))*(DELTAY-DTY)

          LAENGE=GLDIST*SQRT(DELTAX*DELTAX+DELTAY*DELTAY)

```

```

        IF (HOEHE .GT. 0.0) THEN
            WERT = ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
        ELSE IF (HOEHE .LT. 0.0) THEN
            WERT = 180.0 + ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
        ELSE
            WERT = 90.0
        ENDIF

        MINI =MIN(WERT,MINI)
    END IF
30  CONTINUE
    END

    SUBROUTINE LAUFY (IX,IY,MINI)

C-----1
C   Interpolation der Hoehen zwischen den Gitterpunkten      1
C   in y- Richtung                                           1
C-----1

        PARAMETER (XE=40,YE=52)
        INTEGER  IX,IY,GL,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE,DELTAY, IDTX0,
*             IDTX1
        REAL     TEILR,WERT,MINI,VGLDI,DELTAX,DTX,HOEHE,LAENGE
        DIMENSION ZHL(XE,YE)
        COMMON   /HORIZ/TEILR,XRICHT,YRICHT,XENDE,YENDE
        COMMON   /FELD1/ZHL

C
        PARAMETER (GLDIST=250)
        PARAMETER (BOG=0.01745)
        VGLDI =XENDE-IX

C
        DO 40,GL=IY+YRICHT,YENDE,YRICHT

            DELTAY = GL-IY
            DELTAX = ABS(DELTAY / TAN(TEILR*BOG))
            IF (ABS(DELTAX) .LE. ABS(VGLDI)) THEN
                DTX =AINT(DELTAX)

                IDTX0 = INT(DTX) * XRICHT + IX
                IDTX1 = IDTX0 + XRICHT
                HOEHE = ZHL(IDTX0,GL) - ZHL(IX,IY) +
*                   (ZHL(IDTX1,GL)-ZHL(IDTX0,GL))*(DELTAX-DTX)

                LAENGE =GLDIST*SQRT(DELTAY*DELTAY+DELTAX*DELTAX)

                IF (HOEHE .GT. 0.0) THEN
                    WERT = ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
                ELSE IF (HOEHE .LT. 0.0) THEN
                    WERT = 180.0 + ATAN(LAENGE/HOEHE)/BOG
                ELSE
                    WERT = 90.0
                ENDIF

                MINI =MIN(WERT,MINI)

C
C
            END IF
40  CONTINUE
    END

```

PROGRAM GESAMT

```

C-----C
C   Gesamtmodell mit Strahlung                                     C
C-----C

      INTEGER   XE, YE
      PARAMETER (XE=34, YE=52)
C           PARAMETER (AN=310, EN=332)
      DIMENSION ZHL(XE, YE)
      DIMENSION ZHN(XE, YE), ZEX(XE, YE), SOHA(XE, YE),
*             SOWI(XE, YE), EXPO(XE, YE)
      DIMENSION TLX(XE, YE), RFX(XE, YE), RNX(XE, YE), ALX(XE, YE),
*             TSX(XE, YE), WSX(XE, YE)
      DIMENSION QKW(XE, YE), QLW(XE, YE), ADL(XE, YE), QH(XE, YE),
*             QE(XE, YE), QP(XE, YE)
      DIMENSION WA(XE, YE), WAS(XE, YE), SWAS(XE, YE)
      DIMENSION ZAHL(372), JM(372), ITAG(372), ISTD(372), GS(372),
*             DH(372), ECL(372), DEKLI(372), STUW(372), SOHOE(372),
*             SOZEN(372)
      DIMENSION TL1(372), TL2(372), TL3(372), TL4(372), RF1(372), RF2(372),
*             RF3(372), RF4(372), RN1(372), RN2(372), RN3(372), WS2(372),
*             AL1(372), AL2(372), AL3(372), TS2(372), TB(372), TS1(372),
*             TS4(372)
      DIMENSION WH(372), BW(372), SD(372)

C
C
      COMMON   /FELD1/ZHL
      COMMON   /FELD2/ZHN, ZEX, SOHA, SOWI, EXPO
      COMMON   /FELD3/TLX, RFX, RNX, ALX, TSX, WSX
      COMMON   /FELD5/QKW, QLW, ADL, QH, QE, QP
      COMMON   /FELD6/WA, WAS, SWAS
      COMMON   /METE1/TL1, TL2, TL3, TL4, RF1, RF2, RF3, RF4, RN1, RN2, RN3,
*             WS2, AL1, AL2, AL3, TS2, TB, TS1, TS4
      COMMON   /METE2/WH, BW, SD

C-----C
C   XE, YE AN, EN = Parameter zur Bestimmung der Feldgroesse,   C
C                   der Messwertreihe                             C
C   ZHL=Hoeihenmatrix ZHN=Hangneigungsmatrix ZEX=Hangrichtungsm. C
C   GS =Globalstrahlung   DH =Diffuses Himmelslicht             C
C   ECL=Fruehlingspunkt  DEKLI=Deklination                       C
C-----C

C   ZHL, ZHN, ZEX, Strahlungsdaten einlesen
C
      OPEN (UNIT=1, FILE='HLMAT.DAT;1', STATUS='OLD')
      OPEN (UNIT=2, FILE='HANGN.DAT;1', STATUS='OLD')
      OPEN (UNIT=3, FILE='HEXPO.DAT;1', STATUS='OLD')
      OPEN (UNIT=4, FILE='METMAI.DAT;1', STATUS='OLD')

C
      READ (1, 110) ((ZHL(IX, IY), IX=1, XE), IY=1, YE)
110  FORMAT (7X, 10F7.2/7X, 10F7.2/7X, 10F7.2/7X, 4F7.2)
C
      READ (2, 120) ((ZHN(IX, IY), IX=1, XE), IY=1, YE)
120  FORMAT (7X, 10F7.2/7X, 10F7.2/7X, 10F7.2/7X, 4F7.2)
C
      READ (3, 130) ((ZEX(IX, IY), IX=1, XE), IY=1, YE)
130  FORMAT (7X, 10F7.2/7X, 10F7.2/7X, 10F7.2/7X, 4F7.2)
C

```

```

SUBROUTINE DEKLIN (ZAHL,JM,ITAG,ISTD,ECL,DEKLI)
C-----1
C Berechnung der Deklination ECL= DEKLI=Deklination 1
C EPS=23.447*PI/180 1
C-----1
INTEGER JM(13),ITAG(13),ISTD(13)
REAL ZAHL(13),ECL(13),DEKLI(13)
PARAMETER (EPS=0.4092)
PARAMETER (CRG=57.2958)

DO 400 I=1,13
ECL(I)=984.+ZAHL(I)+ZAHL(I-1)
DEKLI(I)=CRG*(SIN(EPS)*SIN(ECL(I)*0.01745*0.041096))
400 CONTINUE

RETURN
END

SUBROUTINE STUWI (ISTD,STUW)
C-----1
C Berechnung Stundenwinkel STUW 1
C-----1
INTEGER ISTD(13)
REAL FAK,STUW(13)
PARAMETER (FAK=360./1440.)

DO 500 I=1,13
STUW(I)=FAK*(ISTD(I)*60)-180
500 CONTINUE

RETURN
END

SUBROUTINE SOHO (STUW,DEKLI,SOHOE,SOZEN)
C-----1
C Berechnung Sonnenhoehe ueber Ebene SOHOE 1
C BREITE=68.62 Grad * PI/180 1
C BOG=Bogenmass PI/180 = 0.01745 1
C-----1
REAL STUW(13),DEKLI(13),SOHOE(13),SOZEN(13)
PARAMETER (BREITE=1.1974)
PARAMETER (CRG=57.2958)
PARAMETER (BOG=0.01745)

DO 600 I=1,13
SOHOE(I)=CRG*((SIN(BREITE)*SIN(DEKLI(I)*BOG))+
* (COS(BREITE)*COS(DEKLI(I)*BOG)*COS(STUW(I)*BOG)))

C Zenit SOZEN

IF (SOHOE(I) .GT. 0.0) THEN
SOZEN(I)=90.-SOHOE(I)
ELSE
SOZEN(I)=0.0
END IF
600 CONTINUE

RETURN
END

```

SUBROUTINE DEKLIN (Z AHL, JM, ITAG, ISTD, ECL, DEKLI)

```

C-----C
C   Berechnung der Deklination ECL=          DEKLI=Deklination   C
C   EPS=23.447*PI/180                                C
C-----C

```

```

      INTEGER JM(372), ITAG(372), ISTD(372)
      REAL    Z AHL(372), ECL(372), DEKLI(372)
      PARAMETER (EPS=0.4092)
      PARAMETER (CRG=57.2958)
C
      DO 400 I=160,180
      ECL(I)=984.+Z AHL(I)+Z AHL(I-1)
      DEKLI(I)=CRG*(SIN(EPS)*SIN(ECL(I))*0.01745*0.041096)
400  CONTINUE
C
      RETURN
      END

```

SUBROUTINE STUWI (ISTD, STUW)

```

C-----C
C   Berechnung Stundenwinkel STUW                                C
C-----C

```

```

      INTEGER ISTD(372)
      REAL    FAK, STUW(372)
      PARAMETER (FAK=360./1440.)
C
      DO 500 I=160,180
      STUW(I)=FAK*(ISTD(I)*60)-180
500  CONTINUE
C
      RETURN
      END

```

SUBROUTINE SOHO (STUW,DEKLI,SOHOE,SOZEN)

```

C-----C
C   Berechnung Sonnenhoehe ueber Ebene SOHOE           C
C   BREITE=60.62 Grad * PI/180                         C
C   BOG=Bogenmass PI/180 = 0.01745                    C
C-----C

```

```

REAL      STUW(372),DEKLI(372),SOHOE(372),SOZEN(372)
PARAMETER (BREITE=1.1974)
PARAMETER (CRG=57.2958)
PARAMETER (BOG=0.01745)

C
DO 600 I=160,180
SOHOE(I)=CRG*((SIN(BREITE)*SIN(DEKLI(I)*BOG))+
*           (COS(BREITE)*COS(DEKLI(I)*BOG)*COS(STUW(I)*BOG)))
C
C   Zenit SOZEN
C
IF (SOHOE(I) .GT. 0.0) THEN
    SOZEN(I)=90.-SOHOE(I)
ELSE
    SOZEN(I)=0.0
END IF
600 CONTINUE
C
RETURN
END

```

SUBROUTINE BILANZ (SOHOE,SOZEN,STUW,GS,DH)

```

C-----C
C   Berechnung Hangnormale SOHA -ohne Abschattung-    C
C-----C

```

```

INTEGER   XE, YE
PARAMETER (XE=34, YE=52)
DIMENSION ZHL(XE, YE)
DIMENSION ZHN(XE, YE), ZEX(XE, YE), SOHA(XE, YE), SOWI(XE, YE),
*         EXPO(XE, YE)
DIMENSION TLX(XE, YE), RFX(XE, YE), RNX(XE, YE), ALX(XE, YE),
*         TSX(XE, YE), WSX(XE, YE)
DIMENSION DSH(XE, YE)
DIMENSION QKW(XE, YE), QLW(XE, YE), ADL(XE, YE), QH(XE, YE),
*         QE(XE, YE), QP(XE, YE)
DIMENSION WA(XE, YE), WAS(XE, YE), SWAS(XE, YE)
DIMENSION TL1(372), TL2(372), TL3(372), TL4(372), RF1(372), RF2(372),
*         RF3(372), RF4(372), RN1(372), RN2(372), RN3(372), WS2(372),
*         AL1(372), AL2(372), AL3(372), TS2(372), TB(372), TS1(372),
*         TS4(372)
DIMENSION WH(372), BW(372), SD(372)
REAL      GS(372), DH(372), DS(372), SOHOE(372), SOZEN(372), STUW(372)
COMMON    /FELD1/ZHL
COMMON    /FELD2/ZHN, ZEX, SOHA, SOWI, EXPO
COMMON    /FELD3/TLX, RFX, RNX, ALX, TSX, WSX
COMMON    /FELD4/DSH
COMMON    /FELD5/QKW, QLW, ADL, QH, QE, QP
COMMON    /FELD6/WA, WAS, SWAS

```

```

COMMON /METE1/TL1,TL2,TL3,TL4,RF1,RF2,RF3,RF4,RN1,RN2,RN3,WS2,
*      AL1,AL2,AL3,TS2,TB,TS1,TS4
COMMON /METE2/WH,BW,SD
PARAMETER (CRG=57.2958)
PARAMETER (BOG=0.01745)
C      PARAMETER (WMT=13.889)
C
DATA    HL1,HL2,HL3,HL4/150,550,900,1410/

-----C-----
C      CRG,BOG  Winkelumrechnung          C
C      WMT      Umrechnung Strahlung auf W/m*2 Tag      C
C-----C-----

DO 670 I=160,180
DS(I)=GS(I)-DH(I)
C
IF (RF3(I) .LE. 90.0) THEN
  RF4(I)=RF3(I)*1.1
ELSE
  RF4(I)=100.
END IF
C
IF (TS2(I) .LT. 0.0) THEN
  TS1(I)=TS2(I)+2.
ELSE
  TS1(I)=0.0
END IF
C
IF (TB(I) .LT. 0.0 .OR. TL4(I) .LT. -1.5) THEN
  TS4(I)=TB(I)-0.5
ELSE
  TS4(I)=0.0
END IF
670 CONTINUE

DO 680 IX=1,XE
DO 690 IY=1,YE
C
IF (ZEX(IX,IY) .LT. 1.0) GOTO 690
EXPO(IX,IY)=ZEX(IX,IY)-180.
C
690 CONTINUE
680 CONTINUE
C
C
DO 710 IY=1,YE
DO 710 IX=1,XE
C
DO 710 I=173,173
IF (SOHOE(I) .LT. 0.0) GOTO 710
C
IF (ZHN(IX,IY) .LT. 0.2) GOTO 710
C
SOHA(IX,IY)=CRG*((COS(SOZEN(I)*BOG)*COS(ZHN(IX,IY)*BOG))+
*              (SIN(SOZEN(I)*BOG)*SIN(ZHN(IX,IY)*BOG))*
*              COS((STUW(I)-EXPO(IX,IY))*BOG)))

```

```

-----C
C   Strahlungswert an geeigneten Haengen GSH   C
-----C

      IF (SOHA(IX,IY) .GT. 0.0) THEN
          DSH(IX,IY)=SIN(SOHA(IX,IY)*80G)*DS(I)/SIN(SOHOE(I)*80G)
      ELSE
          DSH(IX,IY)=0.0001
      END IF

C-----C
C   Lufttemperatur   C
C-----C

C           IF (ZHL(IX,IY) .LT. 100) GOTO 720
C
      IF (ZHL(IX,IY) .LE. 550) THEN
          TLX(IX,IY)=TL1(I)+(((TL2(I)-TL1(I))/(HL2-HL1))*(ZHL(IX,IY)-HL1))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 550 .AND. ZHL(IX,IY) .LE. 900) THEN
          TLX(IX,IY)=TL2(I)+(((TL3(I)-TL2(I))/(HL3-HL2))*(ZHL(IX,IY)-HL2))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 900) THEN
          TLX(IX,IY)=TL3(I)+(((TL4(I)-TL3(I))/(HL4-HL3))*(ZHL(IX,IY)-HL3))
      END IF

C-----C
C   Relative Feuchte   C
C-----C

      IF (ZHL(IX,IY) .LE. 550) THEN
          RFX(IX,IY)=RF1(I)+(((RF2(I)-RF1(I))/(HL2-HL1))*(ZHL(IX,IY)-HL1))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 550 .AND. ZHL(IX,IY) .LE. 900) THEN
          RFX(IX,IY)=RF2(I)+(((RF3(I)-RF2(I))/(HL3-HL2))*(ZHL(IX,IY)-HL2))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 900) THEN
          RFX(IX,IY)=RF3(I)+(((RF4(I)-RF3(I))/(HL4-HL3))*(ZHL(IX,IY)-HL3))
      END IF

C-----C
C   Niederschlag   C
C-----C

      IF (ZHL(IX,IY) .LE. 550) THEN
          RNX(IX,IY)=RN1(I)+(((RN2(I)-RN1(I))/(HL2-HL1))*(ZHL(IX,IY)-HL1))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 550 .AND. ZHL(IX,IY) .LE. 900) THEN
          RNX(IX,IY)=RN2(I)+(((RN3(I)-RN2(I))/(HL3-HL2))*(ZHL(IX,IY)-HL2))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 900) THEN
          RNX(IX,IY)=RN3(I)
      END IF

C-----C
C   Albedo   C
C-----C

      IF (ZHL(IX,IY) .LE. 550) THEN
          ALX(IX,IY)=AL1(I)+(((AL2(I)-AL1(I))/(HL2-HL1))*(ZHL(IX,IY)-HL1))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 550 .AND. ZHL(IX,IY) .LE. 900) THEN
          ALX(IX,IY)=AL2(I)+(((AL3(I)-AL2(I))/(HL3-HL2))*(ZHL(IX,IY)-HL2))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 900) THEN
          ALX(IX,IY)=AL3(I)
      END IF

C-----C
C   Schneetemperatur   C
C-----C

      IF (ZHL(IX,IY) .LE. 550) THEN
          TSX(IX,IY)=TS1(I)+(((TS2(I)-TS1(I))/(HL2-HL1))*(ZHL(IX,IY)-HL1))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 550 .AND. ZHL(IX,IY) .LE. 900) THEN
          TSX(IX,IY)=TS2(I)+(((TB(I)-TS2(I))/(HL3-HL2))*(ZHL(IX,IY)-HL2))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 900) THEN
          TSX(IX,IY)=TB(I)+(((TS4(I)-TB(I))/(HL4-HL3))*(ZHL(IX,IY)-HL3))
      END IF

```

```

C-----C
C   Windgeschwindigkeit           C
C-----C
      WSX(IX,IY)=WS2(I)*(ZHL(IX,IY)/550.)**0.4

C-----C
C   Bilanzierung der Messparameter auf Gelaende           C
C-----C
C
      QKW(IX,IY)=(DSH(IX,IY)+DH(I))*117.*(1.-ALX(IX,IY))
      QLW(IX,IY)=(((TLX(IX,IY)+273.))**4*3.14E-8)-230.)*
*          (1.-WH(I)*(BW(I)/0.8))
      ADL(IX,IY)=(0.01*RFX(IX,IY)*6.108)*EXP((17.84*TLX(IX,IY))/
*          (245.43+TLX(IX,IY)))
      QH(IX,IY) =2.2*WSX(IX,IY)*(TLX(IX,IY)-TSX(IX,IY))
      QE(IX,IY) =11.8*WSX(IX,IY)*(ADL(IX,IY)-6.108)
      QP(IX,IY) =TLX(IX,IY)*RNX(IX,IY)

C
C
      IF (ZHL(IX,IY) .LE. 400) THEN
          WA(IX,IY)=(1-EXP(-(SD(I)*2.125)**6))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 400 .AND. ZHL(IX,IY) .LE. 1000 .AND.
*          ZHN(IX,IY) .LE. 14.) THEN
          WA(IX,IY)=(1-EXP(-(SD(I)*2.0)**10))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 400 .AND. ZHL(IX,IY) .LE. 1000 .AND.
*          ZHN(IX,IY) .GT. 14.) THEN
          WA(IX,IY)=(1-EXP(-(SD(I)*2.22)**10))
      ELSE IF (ZHL(IX,IY) .GT. 1000) THEN
          WA(IX,IY)=(1-EXP(-(SD(I)*2.12)**10))
      END IF

C
C
      IF (TSX(IX,IY) .GE. 0.0) THEN
          WAS(IX,IY)=WA(IX,IY)*
*          (0.003*(QKW(IX,IY)+QLW(IX,IY)+QH(IX,IY)+
*          QE(IX,IY)+QP(IX,IY))+0.02)
      ELSE
          WAS(IX,IY)=0.0001
      END IF

C
C
      write (12,1000) i,iy,ix,zhl(ix,iy),zhn(ix,iy),zex(ix,iy),
*          soha(ix,iy),dsh(ix,iy),tlx(ix,iy),rfx(ix,iy),
*          rnx(ix,iy),alx(ix,iy),tsx(ix,iy),wsx(ix,iy),
*          qkw(ix,iy),qlw(ix,iy),qh(ix,iy),qe(ix,iy),
*          qp(ix,iy),was(ix,iy),dh(i),ds(i),ihugo
1000 format (' ',i5,2i3,f7.1,2f5.0,f6.1,f7.1,6f5.1,4f7.1,2f6.2,
*          2f5.1,i2)

C
C
      IF (WAS(IX,IY) .GT. 0.0) THEN
          SWAS(IX,IY)=SWAS(IX,IY)+WAS(IX,IY)
      ELSE
          WAS(IX,IY)=0.0001
      END IF

C
730 CONTINUE
720 CONTINUE
710 CONTINUE
C
      END

```

```

PROGRAM ISOLWTW12
-----C
C   Graphikprogramm DISPLA (Linien, Isolinien)           C
C   Wasseraequivalent Temp.-Wind Index  5. 7. 1981      C
C-----C

      REAL      KMX(10),KMY(10)
      DIMENSION ZMAT (34,52),ZNEU (34,52)
      DIMENSION IAZXY(20),STLIN(20),BLX(318),BLY(318),BBLX(318),
*      BBLY(318),XA(1200),YA(1200)
      COMMON WORK (8000)
      DATA  KMX/25.6,25.6,33.6,33.6,33.6,29.6,29.6,29.6,29.6,25.6/
      DATA  KMY/ 2.5, 2.1, 2.1, 2.5, 2.3, 2.3, 2.5, 2.1, 2.3, 2.3/
-----C
C   Einlesen der Matrix                               C
C-----C
      OPEN (UNIT=1,FILE='WATW12.DAT;1',STATUS='OLD')
C
      READ (1,100) ((ZMAT(IX,IY),IX=1,34),IY=1,52)
100  FORMAT (4X,10F7.2/4X,10F7.2/4X,10F7.2/4X,4F7.2)
C
      DO 110 IX=1,34
      DO 120 IY=1,52
          IF (ZMAT(IX,IY) .GT. 0.2) THEN
              ZNEU(IX,IY)=ZMAT(IX,IY)
          ELSE
              ZNEU(IX,IY)=-2.0
          END IF
120  CONTINUE
110  CONTINUE
C
      WRITE (6,130) ((ZNEU(IX,IY),IX=1,34),IY=1,52)
130  FORMAT (2X,10F7.2/,2X,10F7.2/,2X,10F7.2/,2X,4F7.2)
-----C
C   Linienprogramm                                     C
C-----C
      OPEN (UNIT=2,FILE='HTOPD.DAT;1',STATUS='OLD')
-----C
C   IALIN  = Anzahl der Linien                        C
C   IAZXY  = Anzahl der Koordinatenpunkte            C
C   STLIN  = Linienstaerke                            C
C   BLX,BLY= Koorddinaten Blank                       C
C   XA,YA  = Koordinaten                              C
C-----C
      READ (2,200) IALIN
200  FORMAT (2X,I3)
      WRITE (6,210) IALIN
210  FORMAT (//,5X,I3)
      READ (2,220) (IAZXY(I),I=1,IALIN)
220  FORMAT (2X,20I3)
      WRITE (6,230) (IAZXY(I),I=1,IALIN)
230  FORMAT (/,5X,20I3)
      READ (2,240) (STLIN(I),I=1,IALIN)
240  FORMAT (2X,10F5.2/2X,10F5.2)
      WRITE (6,250) (STLIN(I),I=1,IALIN)
250  FORMAT (/,5X,10F5.2/5X,10F5.2)

```

```

C-----C
C   DISSPLA - Karte                               C
C-----C
C-----C
C   Freistellen Rand                             C
C-----C

```

```

      CALL PLTDEF (11130014)
      CALL PHYSOR (1.5,1.5)
      CALL AREA2D (17.,26.)
      READ (2,260) (BLX(K),K=1,318)
      READ (2,260) (BLY(K),K=1,318)
260  FORMAT (8X,12F6.2)
      DO 270 K=1,318
      BBLX(K)=BLX(K)/2.
      BBLY(K)=BLY(K)/2.
270  CONTINUE
      CALL BLPOLY (BBLX, BBLY, 318, 0)
      CALL ENDGR (0)

```

```

C-----C
C   Zeichnung der Isolinien                       C
C-----C

```

```

      CALL PHYSOR (3.0,2.0)
      CALL AREA2D (17.,26.)
      CALL HEIGHT (0.15)
      CALL XNAME (' ',1)
      CALL YNAME (' ',1)
      CALL GRAF (0.,17.,34.,0.,26.,52.)
      CALL BCOMON (8000)
      CALL CONMAK (ZNEU,34,52,25.)
      CALL CONLIN (0,'SOLID','LABELS',1,4)
      CALL CONLIN (1,'DASH','LABELS',1,1)
      CALL CONMIN (7.)
      CALL CONANG (90.)
      CALL RASPLN (0.25)
      CALL COMPLX
      CALL HEIGHT (0.15)
      CALL CONTUR (2,'LABELS','DRAW')
      CALL ENDGR (0)

```

```

C-----C
C   Rahmen, Schrift                               C
C-----C

```

```

CALL PHYSOR (1.5,1.5)
CALL AREA2D (17.5,26.)
CALL RESET ('BLNKS')
CALL SCHPLX
CALL SWISSM
CALL HEIGHT (0.35)
CALL MESSAG ('I S D A L E N$',100,6.5,27.6)
CALL HEIGHT (0.3)
CALL SWISSL
CALL MESSAG ('Wasseraequivalent 5.7.1981$',100,5.7,27.0)
CALL HEIGHT (0.25)
CALL MESSAG ('Temp.- Wind Index Schmelzansatz$',100,5.6,26.4)
CALL HEIGHT (0.20)
CALL MESSAG ('Isolinien in cm$',100,12.7,3.6)
CALL MESSAG ('Schmelzwasseraequivalent$',100,12.7,3.0)
CALL HEIGHT (0.16)
CALL MESSAG ('0$',100,12.75,1.5)
CALL MESSAG ('1$',100,14.75,1.5)
CALL MESSAG ('2 Km$',100,16.4,1.5)
CALL HEIGHT (0.18)
CALL MESSAG ('Stuve 1986$',100,0.5,0.5)
CALL RESET ('ALL')
CALL COMPLX
CALL HEIGHT (0.23)
CALL XNAME ('S U E D',10)
CALL YNAME ('W E S T',10)
CALL XINTAX
CALL YINTAX
CALL GRAF (0.,5.,35.,0.,5.,52.)
CALL THKFRM (0.03)
CALL FRAME
CALL CURVE (KMX,KMY,10,0)

```

```

C-----C
C   Zeichnen der Linien                           C
C-----C

```

```

DO 300 I=1,IALIN
  II = IAZXY(I)
  READ (2,310) (XA(N),N=1,II)
  READ (2,310) (YA(N),N=1,II)
310  FORMAT (8X,12F6.2)
C
C
  CALL THKCRV (STLIN(I))
  CALL CURVE (XA,YA,IAZXY(I),0)
  CALL RESET ('THKCRV')
C
300  CONTINUE
C
  CALL END?PL (0)
  CALL DONEPL
C
  CLOSE(2)
  CLOSE(1)
  STOP
  END

```

Kurzfassung / Summary / Sammenfattning

Die Schneeschmelze eines nordskandinavischen Einzugsgebietes ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation des Strahlungs- und Energiehaushalts.

Schneehydrologische Forschungen sind im Bereich der nördlichen Hemisphäre für Hydrologie und Wasserwirtschaft von großer Bedeutung. Die Durchführung wasserwirtschaftlicher Maßnahmen erfordern Kenntnisse über Schneedeckenauf- und -abbau, die durch geeignete Modellansätze simuliert werden. Eine einfache, oft angewandte Bilanzierung des Schneedeckenspeichers zu Beginn der Schmelzperiode stellt für die Energieproduktion nur eine ungenaue Prognose dar. Dagegen bieten räumlich-zeitliche Modellrechnungen der Schneedeckenablation genauere Kenntnisse über Schmelzverhalten in Teilräumen des Einzugsgebietes, bessere Grundlagen für steuernde Maßnahmen für die Wasser- und Energiebewirtschaftung und sicherere Berechnungen von Hochwasserereignissen.

Als räumliche Grundeinheit, bestehend aus topographischen und morphometrischen Parametern, dient ein digitales Geländemodell. Ausgehend von der Kartengrundlage und der Übertragbarkeit des Modells auf weitere, größere Einzugsgebiete, wurde eine Matrix mit quadratischen Teilflächen von 250 m Seitenlänge gewählt. Darin eingeschlossen sind Angaben über Hangneigung und Exposition, die für jede Rasterfläche in der Geländematrix berechnet wurden. Das Geländemodell dient als Grundlage zur Extrapolation von hydro-meteorologischen Punktmessungen auf den Raum. Schmelzmodelle, insbesondere das Teilmodell Strahlung stehen in unmittelbarer Abhängigkeit vom Geländemodell.

Ein erster Ansatz zur Berechnung des räumlichen Schneedeckenspeichers wird mit Hilfe der Meßergebnisse aus Punktmessungen und Schneeroutenaufnahmen zu Beginn und während der Schmelzperiode durchgeführt. Die auf ebenen Flächen und in verschiedenen Geländehöhen gemessenen Schneedeckenwerte ergeben eine nichtlineare, exponentielle Beziehung zur Höhe. Zur Ermittlung der Schneedecke an Hängen werden Schneehöhen durch Routenaufnahmen durchgeführt. So entsteht in Abhängigkeit von Geländehöhe und Hangneigung eine differenzierte Aussage über die Gebietsschneedecke.

Wichtiges Teilmodell für den Energiehaushalt der Schneedecke ist die Strahlung. Eine räumliche Modellierung erfordert Angaben über Neigung und Exposition der Teilflächen. Daraus berechnen sich, abhängig von Tages- und Jahreszeiten, unterschiedliche Strahlungsintensitäten. Außerdem entstehen Strahlungsverluste durch Horizontabschattung benachbarter oder auch außerhalb des Einzugsgebietes höher liegender Geländeteile.

Eine Analyse verschiedener deterministisch orientierter Schmelzmodelle erfolgte am Schneelysimeter der Station Talmitte. Um die Modellansätze des Temperatur-Index, Temperatur-Wind-Index Verfahrens und der Energiebilanzverfahren I und II in Zusammenhang mit den gemessenen Schmelzwasserdaten zu bringen, ist eine Optimierung der unbekannt Parameter durchzuführen. Dabei stellte sich heraus, daß für verschiedene Zeitschritte die Werte der Modellparameter unterschiedlich sind. Bei der Berechnung von Tageswerten erzielt das Temperatur-Wind-Index Verfahren (TWIN) eine ebenso gute Anpassung wie die Energiebilanzierungsansätze. Extreme Schmelzwasserabflüsse werden allerdings bei allen Ansätzen nur ungenau modelliert.

Die Ansätze DDEG und TWIN liefern bei der Berechnung der Schmelzraten mit stündlichen Zeitschritten wegen der strahlungsabhängigen Tagesgänge besonders für die Tages Spitzen zu niedrige oder überhöhte Werte. Hier zeigt sich anhand der guten Modellanpassung von Bilanzverfahren II der Einfluß der Strahlung auf die Schneeschmelze.

Eine Überprüfung oben genannter Modellansätze in zweistündlichen Zeitintervallen als weiterer Schritt zur räumlich-differenzierten Schneeschmelze erfolgte anschließend an drei weiteren Schneemeßpunkten in 200 m, 900 m und 1220 m Höhe. Die einfachen Ansätze liefern an allen Meßpunkten nur ungenaue Werte und nur eine wiederholte Parameteroptimierung an jedem Punkt würde die Ergebnisse verbessern. Berücksichtigt man hierbei noch den ungenauen Tagesgang der Modellrechnungen von DDEG und TWIN, so zeigt das Energiebilanzverfahren II beste Übereinstimmung für jeden Schneemeßpunkt zu jeder Tageszeit. Eine Übertragbarkeit des Energiebilanzmodells II auf den Raum erscheint somit gesichert.

Mit Hilfe des Geländemodells als räumliche Grundeinheit wurden Temperaturgradienten zwischen den Meßstationen in 200 m, 550 m, 900 m und 1400 m Höhe und in Zeitschritten von zwei Stunden berechnet. Die Extrapolation der anderen meteorologischen Parameter erfolgte in ähnlicher Weise. Ein differenziertes Bild über den Auf- und Abbau stabiler Luftschichten konnte somit für Schmelzberechnungen in Ansätzen berücksichtigt werden.

Die Überlegenheit des räumlich angewandten Energiebilanzmodells gegenüber den einfachen Berechnungen von DDEG und TWIN wird an der differenzierten Schmelzsituation deutlich. Das sich über die Schmelzperiode verän-

dernde Strahlungsverhalten sorgt für hohe oder niedrige Ablationsraten an verschieden exponierten und geneigten Hangbereichen. Auch der Einfluß der Horizontabschattung ist für einzelne Hanglagen oder Tal- und Muldenbereiche für eine räumliche Analyse der Schneeschmelze von entscheidender Bedeutung.

Eine räumliche Schneeschmelzberechnung mit Analysen der Tagesgänge erfordert ein komplexes Energiebilanzmodell. Nur die Einbeziehung eines Strahlungsmodells mit Berücksichtigung der Horizontabschattung ermöglicht detaillierte Kenntnisse über das Schmelzverhalten in Teilräumen.

The snow melt of a North Scandinavian catchment area determined from the spatial variation of radiation and energy budget

Research into snow hydrology is very important in the northern hemisphere in the areas of hydrology and water management. The realisation of water-conservation requires knowledge of the accumulation and ablation of snowcover, both of which can be predicted by appropriate models. A simple, often used calculation method for snow ablation, based on the known snow cover at the beginning of the ablation period, gives only an inaccurate forecast for the production of energy. In comparison, calculations using space-time models of snowcover ablation give more exact knowledge about the local shrinkage in the catchment area.

In the model different radiation intensities are calculated from these inclination and orientation data according to the time of day and year. An exception to this, however, are the radiation losses, resulting from horizon shading by higher lying land, situated either within or outside of the catchment area.

In the research, a digital landscape model (chap. 2) was developed, based on spatial data compiled from topographic and morphographic parameters. Details of the grid elements used in this model were taken from the basic topographic data of the area represented, with slope and orientation being calculated for each element. An element size of 250 m² was selected due to the need for an adequate mesh density, both for the landscape model here and for other foreseeable applications. This landscape model served as a basis for extrapolation of data gathered from hydrometeorological measurement points situated within the modelled area and as a basis for the radiation submodel. Hydrometeorological data gathered from individual measurement points on the landscape were extrapolated over the catchment area, using the landscape model matrix.

A comparison of the effectiveness of different snow melting models (chap. 5) was carried out at the snow lysimeter of the "Talmittie" mountain station, situated in the centre of the catchment area. An optimisation of the unknown parameters of these models (Temperature Index, Temperature-Wind Index methods and two energy-balance models) was carried out to bring their performance in line with the measured meltwater data. From this it was found out that the values of the model parameters were not independent of the length of the time interval between measurements. Further, with intervals of one day, the Temperature Index (DDEG) and Temperature-Wind Index model (TWIN) produced as good a fit to the measured values as the energy-balance models (chap. 5.5). However, with this time interval, extreme meltwater flows were imprecisely predicted by all the models evaluated.

As a first step in the calculation of the spatial snow cover (chap. 3), data were gathered at the measuring points and along a snow route at the beginning of and during the melting period. This measured snow cover data, taken from plain surfaces and at different elevations in the catchment area, showed a non-linear, exponential relationship to the elevation. The snow cover on slopes was determined only from depths measured along the snow route. Therefore, results concerning the snow cover over the catchment area, were determined independently of the elevation and slope of the landscape matrix.

With the time intervals of one hour, it was found that the DDEG and TWIN models predicted either too high or too low values of meltwater, particularly for the peak values of each day. This was because of the daily variation of radiation not included in these models. However, the good fit with the measured values, obtained with one of the energy balance models shows clearly the influence of radiation on snow melting.

An important part of the snow cover energy balance model is radiation (chap. 4), a spatial modelling of which requires data concerning inclination and orientation of grid ele-

As a further step toward a spatial differentiation of melt rate, an evaluation of the four previously described models, using 2-hourly time intervals, has been carried out, at three further snow measuring points, situated at 200, 900 and 1220 m altitude. Here, the simpler models gave imprecise predictions at all the measuring points. However, correlation with the measured values was improved. The Energy Balance II model gave the best overall predicted snow melting results for each of the measuring points and for every time of day. Thus the spatial transferability of the

Energy Balance II model has been demonstrated in practice.

Temperature gradients were calculated between the measuring points at 200, 550, 900 and 1400 m altitude at 2-hourly time intervals (chap. 6). Temperatures for each element on the grid net of the landscape model were then taken from these interpolated values. The other meteorological parameters were similarly calculated. Therefore, for example, a picture of the build-up and dispersion of stable air layers over the landscape could be brought into consideration in the snow melt calculations.

The advantage of both energy balance models in comparison with the relative simple calculations from DDEG and TWIN are clear for different melting situations. This is because of radiation changes over the melting period, result-

ing in either higher or lower ablation rates on differently exposed and inclined slopes. Also, the influence of horizon shading on specific slopes or on valleys and hollows is of clear importance for a spatial analysis of snow melting.

A spatial snowmelt calculation with analysis of the proceedings of the day requires a complex energy balance model. Only the inclusion of a radiation sub-model combined with allowance for horizon-shading ensures that detailed predictions of the local snow melting in catchment areas can be made.

This model, with a radiation sub-model and a consideration of horizon shading has served to predict snow melting for a catchment area in Norway and was found to produce more accurate data than other, more commonly used calculation methods.

Snomeltstudier i en nordskandinavia nedbørfelt beregnet over stråling og energihushold i tid og rom

Snø hydrologisk forskning er av stor betydning for hydrologien og vann økonomien i den nordlig hemisfære. Gjennomføring av vannøkonomikk planlegging, krever kjennskap til snø akkumulasjon og snø smelting. Denne "snø husholding" kan simuleres gjennom egnede modeller. En enkel, ofte benyttet beregning metode for et snø magasin, gir bare en un yaktig prognose for vannenergi produsentene. På den annen side vil terreng- og tidsmessige modellberegninger av snø smeltingen gi bedre resultater i de enkelte delene av nedbørfeltet. Med en slik modell har man et bedre grunnlag for beregning og prognose av vannenergi- produksjon og flom.

En tredimensjonal digital landskapmodell, som består av topografiske og morfometriske parametre, tjener som en grunnenhet (se kap.2). Det ble valgt en matrise best ende av kvadrater med sidelengde på 250 m. Denne matrisen egner seg til overføringer til andre og større nedbørfelter. Hellning og hellningsretning for hvert matrisekvadrat er blitt beregnet ut fra hoydematrisen. Denne landskapsmodellen tjener som grunnlag for extrapolering av hydrometeorologiske punktmålinger, for å dekke hele nedbørfeltet. Smeltemodeller, spesielt energibalansmodeller med delmodell for stråling, er direkte avhengig av denne landskapsmodellen.

For en første beregning av snømagasinet, i begynnelsen av snøsmeltingen, benytter man punktmålinger og snørutemålinger. Disse snømålingene, tatt horisontalt og i forskjellige høyder, gir en eksponentiell, ikke linear funksjon av høyden (kap.3.2.2). For å få snødybdeverdier i hellninger, ble det gjennomført "snørutemålinger". Slik oppstår det en avhengighet mellom høyde og hellning i landskapet, som gir et differensiert resultat av snømagasinet.

Den viktigste delmodell i snøens energihusholding er stråling (kap.4). Beregner man stråling over hele landskapsmodellen, så bruker man verdier for helnings- og helningsretningsmatrisen. Avhengig av dags- og års- tidene, kan man beregne forskjellige strålingsintensiteter. I denne modellen er også høyere liggende terrengdeler tatt med i beregningen.

En analyse av forskjellige deterministiks orienterte smeltemodeller (kap.5) ble gjennomført på grunnlag av snø lysimeter målinger fra stasjonen "Talmitt" Geiteryggen in 550 m høyde. For å sammenligne snølysimeter data med snøsmeltemodeller (Temperatur- Index, Temperatur- Vind- Index og Energibilansering) ble det foretatt en optimering av de ukjente parametrene.

Resultatene av dette viser at modellparametrene er forskjellige for de aktuelle tidsintervall. Ved beregning av dagsintervaller, gir Temperatur-Vind-Index modell (TWIN) et like godt resultat som energibalanse modellen. Uansett vil ekstrem snøsmelting gi unøyaktige beregninger (kap.5.5).

Timeintervallene i de to modellene Temperatur-Index (DDEG) og Temperatur- Vind-Index (TWIN) vil være unøyaktige, da de ikke tar strålingen med i modellen (kap. 5.6). Dette gir seg utslag i for høye eller for lave verdier i dagsintervallene. Da balansemodell II tar med strålingsmodell i beregningene, vil denne modellen gi meget gode resultater.

Aller modeller er kontrollerte i 2- timer intervaller på tre andre målestasjoner, en i 200 m, en i 900 m og en i 1220 m høyde. Dette er det neste skritt i beregningen av den differensierte snømagasin meltingen (kap. 5.7). Da optimering for disse ovenfor nevnte stasjonene ikke er utført, vil de enkelte snømodeller være unøyaktige. For hvert tidspunkt på dagen, viser energimodell II god overenstemmelse med snømålepunktene.

Dermed er en sammenkopling mellom energimodell II og landskapsmodellen sikret.

Med 2- times tidsintervall ble temperaturgradienten mellom målestasjonene i 200 m, 550 m, 900 m og 1400 m høyde beregnet ved hjelp av landskapsmodellen som grunnhet (kap. 6). Ekstrapoleringen av de andre meteorologiske data er gjort på samme måte.

Fordelen ved energibalanse modellen framfor de enklere beregningsmodellene DDEG og TWIN er tydelig ut fra den differensierte smeltesituasjonen. Da innstrålingen forandrer seg gjennom smelteperioden, vil snøsmeltingen variere i de forskjellige hellninger og hellningsretninger. Horisont- skyggen, dalsidene, dalbunnen og dalsenkningen er av avgjørende betydning for den terrengmessige analyse av snøsmeltingen.

En total terrengmessig snøsmelteberegning med analyse i time- intervaller krever en kompleks energibalansemodell. Kun en strålingsmodell som tar med i betraktning horisont- skyggen muliggjør detaljerte kunnskaper om smelteforholdene i de enkelte deler av nedbørfeltet.

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth (1964)
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen. – 46 S., 7 Karten, 10 Diagramme.
ISBN 3-88009-000-9 (DM 5,-)
- Heft 2: ERGENZINGER, Peter (1965)
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald). – 48 S., 62 Abb.
ISBN 3-88009-001-7 (*vergriffen*)
- Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel (1966)
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. – 52 S., 27 Abb. im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
ISBN 3-88009-002-5 (*vergriffen*)
- Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim (1966)
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. – 35 S., 37 Diagramme, 2 Tab., 21 Abb.
ISBN 3-88009-003-3 (*vergriffen*)
- Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. I. Feldarbeiten 1964/65 (1967)
65 S., 34 Abb., 1 Karte.
ISBN 3-88009-004-1 (*vergriffen*)
- Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter (1969)
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen in den Ländern der russischen Kosakenheere. – 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
ISBN 3-88009-005-X (DM 15,-)
- Heft 7: SCHULZ, Georg (1969)
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung der topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnittes. – 28 S. 6 Abb. im Text, 1 Karte im Anhang.
ISBN 3-88009-006-8 (DM 10,-)
- Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. II. Feldarbeiten 1965/66 (1969)
82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Tafeln, 11 Karten.
ISBN 3-88009-007-6 (DM 15,-)
- Heft 9: JANNSEN, Gert (1970)
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). – 66 S., 12 Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
ISBN 3-88009-008-4 (DM 15,-)
- Heft 10: JÄKEL, Dieter (1971)
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardague-Araye des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti, 55 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tab., 1 Nivellement (4 Teile), 60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
ISBN 3-88009-009-2 (DM 20,-)
- Heft 11: MÜLLER, Konrad (1971)
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhône. – 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Fig., zahlreiche Tabellen.
ISBN 3-88009-010-6 (DM 25,-)
- Heft 12: OBENAUF, K. Peter (1971)
Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 70 S., 6 Abb., 10 Tab., 21 Photos, 34 Querprofile, 1 Längsprofil, 9 Karten.
ISBN 3-88009-011-4 (DM 20,-)
- Heft 13: MOLLE, Hans-Georg (1971)
Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulation im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 53 S., 26 Photos, 28 Fig., 11 Profile, 5 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-012-2 (DM 10,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 14: **STOCK Peter (1972)**
Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tchad.
– Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 73 S., 47 Abb., 4 Karten.
ISBN 3-88009-013-0 (DM 15,-)
- Heft 15: **BIEWALD, Dieter (1973)**
Die Bestimmungen eiszeitlicher Meeresoberflächentemperaturen mit der Ansatztiefe typischer Korallenriffe. –
40 S., 16 Abb., 26 Seiten Fig. und Karten.
ISBN 3-88009-015-7 (DM 10,-)
- Heft 16: **Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. III. Feldarbeiten 1966/67 (1972)**
156 S., 133 Abb., 41 Fig., 34 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-014-9 (DM 45,-)
- Heft 17: **PACHUR, Hans-Joachim (1973)**
Geomorphologische Untersuchungen im Raum der Serir Tibesti (Zentralsahara). – Arbeit aus der Forschungs-
station Bardai/Tibesti. 58. S., 39 Photos, 16 Fig. und Profile, 9 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-016-5 (DM 25,-)
- Heft 18: **BUSCHE, Detlef (1973)**
Die Entstehung von Pedimenten und ihre Überformung, untersucht an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge, Re-
publique du Tchad. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 130 S., 57 Abb., 22 Fig., 1 Tab., 6 Kar-
ten.
ISBN 3-88009-017-3 (DM 40,-)
- Heft 19: **ROLAND, Norbert W. (1973)**
Anwendung der Photointerpretation zur Lösung stratigraphischer und tektonischer Probleme im Bereich von
Bardai und Aozou (Tibesti-Gebirge, Zentral-Sahara). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 48 S.,
35 Abb., 10 Fig., 4 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-018-1 (DM 20,-)
- Heft 20: **SCHULZ, Georg (1974)**
Die Atlaskartographie in Vergangenheit und Gegenwart und die darauf aufbauende Entwicklung eines neuen
ErdAtlas. – 59 S., 3 Abb., 8 Fig., 23 Tab., 8 Karten.
ISBN 3-88009-019-X (DM 35,-)
- Heft 21: **HABERLAND, Wolfram (1975)**
Untersuchungen an Krusten, Wüstenlacken und Polituren auf Gesteinsoberflächen der nördlichen und mittleren
Sahara (Libyen und Tchad). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 71 S., 62 Abb. 24 Fig., 10 Tab.
ISBN 3-88009-020-3 (DM 50,-)
- Heft 22: **GRUNERT, Jörg (1975)**
Beiträge zum Problem der Talbildung in ariden Gebieten, am Beispiel des zentralen Tibesti-Gebirges (Rep. du
Tchad). – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 96 S., 3 Tab., 6 Fig., 58 Profile, 41 Abb., 2 Karten.
ISBN 3-88009-021-1 (DM 35,-)
- Heft 23: **ERGENZINGER, Peter Jürgen (1978)**
Das Gebiet des Enneri Misky im Tibesti-Gebirge, République du Tchad – Erläuterungen zu einer geomorpho-
logischen Karte 1 : 200 000. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 60 S., 6 Tab., 24 Fig., 24
Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-022-X (DM 40,-)
- Heft 24: **Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. IV. Feldarbeiten 1967/68, 1969/70, 1974 (1976)**
24 Fig., 79 Abb., 12 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-023-8 (DM 30,-)
- Heft 25: **MOLLE, Hans-Georg (1979)**
Untersuchungen zur Entwicklung der vorzeitlichen Morphodynamik im Tibesti-Gebirge (Zentral-Sahara) und
in Tunesien. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 104 S., 22 Abb., 40 Fig., 15 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-024-6 (DM 35,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 26: BRIEM, Elmar (1977)
Beiträge zur Genese und Morphodynamik des ariden Formenschatzes unter besonderer Berücksichtigung des Problems der Flächenbildung am Beispiel der Sandschwemmebenen in der östlichen Zentralsahara. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 89 S., 38 Abb., 23 Fig., 8 Tab., 155 Diagramme, 2 Karten.
ISBN 3-88009-025-4 (DM 25,-)
- Heft 27: GABRIEL, Baldur (1977)
Zum ökologischen Wandel im Neolithikum der östlichen Zentralsahara. – Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. 111 S., 9 Tab., 32 Fig., 41 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-026-2 (DM 35,-)
- Heft 28: BÖSE, Margot (1979)
Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen. – 46 S., 3 Tab., 14 Abb., 25 Photos, 1 Karte.
ISBN 3-88009-027-0 (DM 14,-)
- Heft 29: GEHRENKEMPER, Johannes (1978)
Rañas und Reliefgenerationen der Montes de Toledo in Zentralspanien. – 81 S., 68 Abb., 3 Tab., 32 Photos, 2 Karten.
ISBN 3-88009-028-9 (DM 20,-)
- Heft 30: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1978)
Geomorphologische Detailaufnahme. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm I. – 90 S., 38 Abb. und Beilagen, 17 Tab.
ISBN 3-88009-029-7 (DM 18,-)
- Heft 31: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1980)
Methoden und Anwendbarkeit geomorphologischer Detailkarten. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm II. – 104 S., 25 Abb., 5 Tab.
ISBN 3-88009-030-0 (DM 17,-)
- Heft 32: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. V. Abschlußbericht (1982)
182 S., 63 Fig. und Abb., 84 Photos, 4 Tab., 5 Karten.
ISBN 3-88009-031-9 (DM 60,-)
- Heft 33: TRETER, Uwe (1981)
Zum Wasserhaushalt schleswig-holsteinischer Seengebiete. – 168 S., 102 Abb., 57 Tab.
ISBN 3-88009-033-5 (DM 40,-)
- Heft 34: GEHRENKEMPER, Kirsten (1981)
Rezenter Hangabtrag und geökologische Faktoren in den Montes de Toledo. Zentralspanien. – 78 S., 39 Abb., 13 Tab., 24 Photos, 4 Karten.
ISBN 3-88009-032-7 (DM 20,-)
- Heft 35: BARSCH, Dietrich & STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1982)
Erträge und Fortschritte der geomorphologischen Detailkartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm III. – 134 S., 23 Abb., 5 Tab., 5 Beilagen.
ISBN 3-88009-034-3 (DM 30,-)
- Heft 36: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1984):
Regionale Beiträge zur Geomorphologie. Vorträge des Ferdinand von Richthofen-Symposiums, Berlin 1983. – 140 S., 67 Abb., 6 Tab.
ISBN 3-88009-035-1 (DM 35,-)
- Heft 37: ZILLBACH, Käthe (1984)
Geökologische Gefügemuster in Süd-Marokko. Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. – 95 S., 61 Abb., 2 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-036-X (DM 18,-)
- Heft 38: WAGNER, Peter (1984)
Rezente Abtragung und geomorphologische Bedingungen im Becken von Ouarzazate (Süd-Marokko). Arbeit im Forschungsprojekt Mobilität aktiver Kontinentalränder. – 112 S., 63 Abb., 48 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-037-8 (DM 18,-)

Berliner Geographische Abhandlungen

Im Selbstverlag des Instituts für Physische Geographie der Freien Universität Berlin,
Altensteinstraße 19, D-1000 Berlin 33 (Preise zuzüglich Versandkosten)

- Heft 39: BARSCH, Dietrich & LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1985)
Geomorphological Mapping in the Federal Republic of Germany. Contributions to the GMK priority program IV. – 89 S., 16 Abb., 5 Tab.
ISBN 3-88009-038-6 (DM 22,50)
- Heft 40: MÄUSBACHER, Roland (1985)
Die Verwendbarkeit der geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25) der Bundesrepublik Deutschland für Nachbarwissenschaften und Planung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm V. – 97 S., 15 Abb., 31 Tab., 21 Karten.
ISBN 3-88009-039-4 (DM 18,-)
- Heft 41: STÄBLEIN, Gerhard (Hrsg.) (1986)
Geo- und biowissenschaftliche Forschungen der Freien Universität Berlin im Werra-Meißner-Kreis (Nordhessen). Beiträge zur Werra-Meißner-Forschung I. – 265 S., 82 Abb., 45 Tab., 3 Karten.
ISBN 3-88009-040-8 (DM 28,-)
- Heft 42: BARSCH, Dietrich & LESER, Hartmut (Hrsg.) (1987)
Regionale Beispiele zur geomorphologischen Kartierung in verschiedenen Maßstäben (1 : 5 000 bis 1 : 200 000). Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VI. – 80 S., 10 Abb., 9 Beilagen.
ISBN 3-88009-041-6 (DM 35,-)
- Heft 43: VAHRSON, Wilhelm-Günther (1987)
Aspekte bodenphysikalischer Untersuchungen in der libyschen Wüste. Ein Beitrag zur Frage spätpleistozäner und holozäner Grundwasserbildung. – 92 S., 12 Abb., 56 Fig., 7 Tab., 1 Karte.
ISBN 3-88009-042-4 (DM 18,-)
- Heft 44: PACHUR, Hans-Joachim & RÖPER, Hans-Peter (1987)
Zur Paläolimnologie Berliner Seen. – 150 S., 42 Abb., 28 Tab.
ISBN 3-88009-043-2 (DM 30,-)
- Heft 45: BERTZEN, Günter (1987)
Diatomeenanalytische Untersuchungen an spätpleistozänen und holozänen Sedimenten des Tegeler Sees.
ISBN 3-88009-044-0 (*im Druck*)
- Heft 46: FRANK, Felix (1987)
Die Auswertung großmaßstäbiger Geomorphologischer Karten (GMK 25) für den Schulunterricht. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VII. – 100 S., 29 Abb., Legende der Geomorphologischen Karte 1 : 25 000 (GMK 25).
ISBN 3-88009-045-9 (DM 18,-)
- Heft 47: LIEDTKE, Herbert (Hrsg.) (1988)
Untersuchungen zur Geomorphologie der Bundesrepublik Deutschland – Neue Ergebnisse der Geomorphologischen Kartierung. Beiträge zum GMK-Schwerpunktprogramm VIII. – 225 S., 77 Abb., 12 Tab.
ISBN 3-88009-046-7 (DM 60,-)
- Heft 48: MÖLLER, Klaus (1988)
Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen). – 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-047-5 (DM 25,-)
- Heft 49: SCHMIDT, Karl-Heinz (1988)
Die Reliefentwicklung des Colorado Plateaus. – 183 S., 50 Abb., 17 Photos, 20 Tab., 2 Karten.
ISBN 3-88009-048-3 (DM 60,-)
- Heft 50: STÜVE, Peter (1988)
Die Schneeschmelze eines nordskandinavischen Einzugsgebietes ermittelt über die räumlich-zeitliche Variation des Strahlungs- und Energiehaushalts. – 119 S., 42 Abb., 13 Tab., 21 Karten.
ISBN 3-88009-050-1 (DM 30,-)