BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ – HYDROLOGIE

NR. 31

Herausgegeben von der Schweizerischen Geotechnischen Kommission
und der Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden
Gesellschaft

DER NIEDERSCHLAG IN DER SCHWEIZ

Bericht der Arbeitsgruppe «Niederschlag»
der Hydrologischen Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (SNG)
mit Beiträgen von M. Aellen, H. W. Courvoisier, R. Dössegger, P. Föhn, H. Geiger, D. Grebner, H. Jensen, J. Joss, H. Lang, Ch. Leibundgut, F. Mäder, J. Martinec, G. Müller, J. Quiby, B. Schädler, F. Schubiger, B. Sevruk, H. Turner, A. Waldvogel und J. Zobrist

REDAKTION:

B. SEVRUK

Geographisches Institut
der Eidgenössischen Technischen Hochschule in Zürich
Abteilung Hydrologie

Kommissionsverlag: Geographischer Verlag Kümmerly + Frey, Bern 1985
Druck: Bühler Druck AG Zürich

Vorwort

Die Hydrologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft hat 1982 eine Arbeitsgruppe mit dem Auftrag eingesetzt, den gegenwärtigen Stand des Wissens über den Niederschlag in der Schweiz und damit zusammenhängende Probleme aus der Sicht der Hydrologie darzustellen. Das Ergebnis liegt nun in Form einer Folge von Beiträgen verschiedener Forscher vor, die entweder selber Mitglieder der Arbeitsgruppe sind - ein vollständiges Mitgliederverzeichnis findet sich auf der nächsten Seite - oder von dieser um ihre Mithilfe gebeten wurden. Es ist mir ein Anliegen, all diesen Mitgliedern und Autoren und insbesondere dem Vorsitzenden der Arbeitsgruppe und Koordinator der Beiträge, Herrn Dr. B. Sevruk, bestens zu danken. Ein weiterer Dank geht auch an die Institutionen, die unsere Kommission bei unserem Vorhaben, sei es durch Delegation von Mitarbeitern oder durch Zurverfügungstellung von Daten, unterstützt haben. Es sind dies:

- die Landeshydrologie
- die Schweiz. Meteorologische Anstalt
- das Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung
- die Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen
- die Eidg. Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz
- das Geographische Institut der ETH Zürich
- das Institut für Atmosphärenphysik der ETH Zürich
- das Geographische Institut der Universität Bern
- das Institute du génie rural de l'EPF-Lausanne.

Möge diese Arbeit eine Grundlage für die weitere Erforschung der Niederschläge und ihrer Beziehung zur hydrologischen Fragestellung leisten.

Der Präsident der
Hydrologischen Kommission

Prof. Dr. Daniel Vischer

Mitglieder der Arbeitsgruppe Niederschlag

M. Aellen	Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH-Zentrum, 8092 Zürich
Dr. H.W. Courvoisier	Schweizerische Meteorologische Anstalt 8044 Zürich
Dr. R. Dössegger	Schweizerische Meteorologische Anstalt 8044 Zürich
Dr. P. Föhn	Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung 7620 Weissfluhjoch-Davos
H. Geiger	Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen 8903 Birmensdorf
R. Gloor	l'Institute du génie rural de l'EPF Lausanne En Bassenges 1024 Ecublens
D. Grebner	Geographisches Institut ETH, Abteilung Hydrologie 8057 Zürich
H. Jensen	Geographisches Institut ETH, Abteilung Hydrologie 8057 Zürich
Dr. J. Joss	Centro Meteorologico Regionale 6602 Locarno-Monti
Dr. Ch. Leibundgut	Geographisches Institut der Universität Bern 3012 Bern
Dr. H. Lang	Geographisches Institut ETH, Abteilung Hydrologie 8057 Zürich
Dr. J. Martinec	Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung 7620 Weissfluhjoch-Davos
Dr. F. Mäder	Schweizerische Meteorologische Anstalt 8044 Zürich
G. Müller	Schweizerische Meteorologische Anstalt 8044 Zürich
Dr. B. Schädler	Landeshydrologie Bern 3001 Bern
Dr. B. Sevruk	Geographisches Institut ETH, Abteilung Hydrologie 8057 Zürich
Dr. A. Waldvogel	Atmosphärenphysik ETH-Hönggerberg 8093 Zürich
Dr. J. Zobrist	Eidg. Anstalt für Wasserversorgung Abwasserreinigung und Gewässerschutz, 8600 Dübendorf

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung/Résumé/Abstract		11
Einleitung (B. Sevruk)		13
1. Messnetze und Instrumente		17
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	
1.1	Messnetze (G. Müller)	20
1.1.1	Räumliche und zeitliche Auflösung von Niederschlagsmessungen	20
1.1.2	Entwicklung der Niederschlagsmessung in der Schweiz	20
1.1.3	Die aktuellen Niederschlagsmessnetze	21
1.1.3.1	ANETZ	26
1.1.3.2	Konventionelles Klimanetz	27
1.1.3.3	Niederschlagsmessnetz	28
1.1.3.4	Totalisatorennetz	28
1.1.3.5	Radarstationen	28
1.1.3.6	Messnetze EISLF	29
1.1.3.6.1	Vergleichsstationen	29
1.1.3.6.2	Messstellen	29
1.1.4	Zukunftsperspektiven	29
1.2	Instrumente (J. Joss und G. Müller)	31
1.2.1	Niederschlagssammler und Pluviographen	31
1.2.1.1	Aufstellung	31
1.2.1.2	Aeltere Niederschlagsmesser	31
1.2.1.3	Heute in der Schweiz verwendete Instrumente	32
1.2.1.3.1	Pluviometer Hellmann	32
1.2.1.3.2	Totalisatoren	33
1.2.1.3.3	Registrierende Niederschlagsmesser (Pluviographen)	33
1.2.2	Verfahren zur Messung von Tropfenspektren	35
1.2.2.1	Filterpapier	35
1.2.2.2	Tropfenkamera	35
1.2.2.3	Disdrometer	36
1.2.3	Wetterradar	36
1.2.3.1	Messprinzip	36
1.2.3.2	Quantitative Niederschlagsmessung mit Radar	37
1.2.3.3	Verfügbare Daten in der Schweiz	38
1.2.3.4	Genauigkeit der Radarniederschlagsmessung Ende 1983 in der Schweiz	42
1.2.3.5	Ausblick	43
1.2.4	Wettersatelliten und Niederschlagsmessung	44
1.2.4.1	Uebersicht	44
1.2.4.2	Messverfahren	44
1.2.4.3	Heutiger Stand der Niederschlagsmessung von Satelliten aus	45
1.2.5	Literatur	46

2. Daten und ihre klimatologische Bearbeitung 49
Zusammenfassung/Résumé/Abstract 49

2.1 Daten und Datenzugriff (R. Dössegger) 50
2.1.1 Einleitung 50
2.1.2 Daten auf Beobachtungsprotokolle 50
2.1.2.1 Niederschlagsmessnetz 50
2.1.2.2 Konventionelles Klimanetz 52
2.1.2.3 Totalisatorennetz 52
2.1.2.4 Konventionelles SYNOP-Netz 52
2.1.2.5 Messnetze des EISLF 53
2.1.3 Allgemein zugängliche Publikationen 53
2.1.3.1 Das Klima der Schweiz 53
2.1.3.2 Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901-1940 53
2.1.3.3 Annalen der SMA 53
2.1.3.4 Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen 54
2.1.3.5 Beihefte zu den Annalen der SMA 54
2.1.3.6 Winterberichte des EISL 55
2.1.4 Daten auf EDV-Datenträgern 55
2.1.4.1 Daten des Niederschlagsmessnetzes der SMA 55
2.1.4.2 Konventionelles Klimanetz 55
2.1.4.3 Konventionelles SYNOP-Netz 55
2.1.4.4 Daten des Automatischen Netzes der SMA 56
2.1.4.5 Schneedaten 56

2.2 Niederschlagskarten und Regionalisierung (F. Mäder) 57
2.2.1 Einleitung 57
2.2.2 Beispiele von Niederschlagskarten 57
2.2.2.1 Die atmosphärischen Niederschläge in den 7 Hauptflussgebieten der Schweiz 58
2.2.2.2 Niederschlagskarte der Schweiz 58
2.2.2.3 Die Niederschlagsverhältnisse der Schweiz 58
2.2.2.4 Mittlere jährliche Niederschlagshäufigkeit 58
2.2.2.5 Niederschlagskarte der Schweiz 59
2.2.2.6 Karte der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen 59
2.2.2.7 Karte der Anzahl Starkniederschläge in der Schweiz 59
2.2.2.8 Niederschlagskarten für den Kanton Zürich 59
2.2.2.9 Niederschlagskarten besonderer Einzelfälle 61
2.2.3 Regionalisierung 61
2.2.4 Schlussfolgerungen 63
2.2.5 Literatur 64

3. Fehlerquellen, Genauigkeit, Korrekturmöglichkeiten 65

3.1 Systematischer Niederschlagsmessfehler in der Schweiz 65
(B. Sevruk) Zusammenfassung/Résumé/Abstract 65
3.1.1 Einleitung 65
3.1.2 Ursachen der Ungenauigkeit 66
3.1.3 Korrekturverfahren 66
3.1.4 Korrekturwerte in der Schweiz 69
3.1.5 Schlussfolgerungen 74
3.1.6 Literatur 75

3.2	Korrektur der Niederschlagsdaten durch Schneemessungen (J. Martinec) Zusammenfassung/Résumé/Abstract	77 77
3.2.1	Einleitung	77
3.2.2	Hinweise auf Messdefizit durch Abflusshöhen	77
3.2.3	Korrektur durch Messungen des Wasseräquivalents vom Neuschnee	79
3.2.4	Vergleich der Niederschlagsmessungen mit Abflusshöhen in Dischma	80
3.2.5	Schlussfolgerungen	85
3.2.6	Literatur	85

4. Schnee und Hagel 87

4.1	Besonderheiten des Schneeniederschlages (P.M.B. Föhn) Zusammenfassung/Résumé/Abstract	87 87
4.1.1	Einleitung	88
4.1.2	Schneebildung, Teilchenform und Fallgeschwindigkeit	88
4.1.3	Instrumentelle Messprobleme	89
4.1.4	Messorte und flächige Extrapolationsprobleme	94
4.1.5	Schlussfolgerungen	94
4.1.6	Literatur	95
4.2	Niederschlagsbestimmung im vergletscherten Hochgebirge (M. Aellen) Zusammenfassung/Résumé/Abstract	97 97
4.2.1	Einleitung	98
4.2.2	Bestimmung des fallenden Niederschlages	99
4.2.3	Bestimmung des abgelagerten Niederschlages	100
4.2.3.1	Nivomatrische Beobachtungen	100
4.2.3.2	Glaziologische Beobachtungen	101
4.2.3.3	Hydrologische Beobachtungen	103
4.2.4	Schlussfolgerungen	103
4.2.5	Literatur	104
4.3	Hagelniederschlag: Erkennung und Messung (A. Waldvogel) Zusammenfassung/Résumé/Abstract	107 107
4.3.0	Liste der Symbole	108
4.3.1	Einleitung	109
4.3.2	Erkennung von Hagel	110
4.3.3	Grundlagen der Radar-Hagelmessungen	112
4.3.3.1	Das Verhältnis von Z-E	112
4.3.3.2	Rückstreuung der Hagelkörner	112
4.3.3.3	Die Unterscheidung von Regen und Hagel	113
4.3.4	Beispiele von Hagelmessungen	114
4.3.4.1	Feinstruktur eines Hagelfalls	115
4.3.4.2	Uebereinstimmung von Radar- und Grelimetermessungen	116
4.3.4.3	Korrelation Radar/Grelimeter	117
4.3.5	Ueber die Repräsentativität der Bodenmessungen	119
4.3.5.1	Die Methode	119
4.3.5.2	Die Resultate	120
4.3.6	Verhältnis zwischen Oberfläche, Dauer und kinetischer Energie der Zellen	121
4.3.7	Schlussfolgerungen	123
4.3.7.1	Hagelentdeckung	123
4.3.7.2	Hagelmessung	123

4.3.7.3	Ueber die Repräsentativität der Bodenmessungen	124
4.3.8	Literatur	124
4.4	Schneeanteil am Monatsniederschlag (B. Sevruk)	127
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	127
4.4.1	Einleitung	128
4.4.2	Daten und Definitionen	129
4.4.3	Methode	130
4.4.4	Resultate	130
4.4.5	Schlussfolgerung	135
4.4.6	Literatur	135
5. Besonderheiten der Niederschläge im Wald und Gebirge		139
5.1	Niederschlag im Wald (H. Geiger)	139
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	139
5.1.1	Einleitung	139
5.1.2	Messmethoden	142
5.1.3	Schweizerische Messungen und einige Ergebnisse	143
5.1.4	Schlussfolgerungen	145
5.1.5	Literatur	146
5.2	Höhenabhängigkeit der Niederschläge (H. Lang)	149
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	149
5.2.1	Kurzer Ueberblick über die wichtigsten physikalisch-klimatologischen Faktoren, welche die Variation der Niederschläge mit der Höhe bestimmen	150
5.2.2	Zusammenstellung der wesentlichen Ergebnisse bisheriger Untersuchungen	151
5.2.3	Schlussfolgerungen und Empfehlungen	154
5.2.4	Literatur	155
	Weitere Angaben zur Literatur	156
5.3	Nebelniederschlag (H. Turner)	159
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	159
	Literatur	
6. Interpolationsverfahren und Gebietsniederschlag		165
6.1	Interpolationsverfahren (H. Jensen)	165
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	165
6.1.1	Einführung	165
6.1.2	Berücksichtigung der Topographie	166
6.1.2.1	Verallgemeinerter Abstand	166
6.1.2.2	Funktionen vom Niederschlag und vom Ort	166
6.1.3	Uebersicht über einige gebräuchliche Verfahren	166
6.1.4	Untersuchungen in der Schweiz	167
6.1.4.1	Räumliche - zeitliche Interpolation von Niederschlagsfeldern im Rheingebiet	167
6.1.4.2	Zur räumlichen Interpolation der Winter-Niederschlagssummen in den Alpen	168
6.1.5	Literatur	168

6.2	Gebietsniederschläge (B. Schädler)	171
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	171
6.2.1	Einleitung	171
6.2.2	Methoden der Gebietsniederschlagsbestimmung	172
6.2.2.1	Berechnung des Gebietsniederschlages aus Punktmessungen	172
6.2.2.2	Indirekte Bestimmung mit Hilfe der hydrologischen Bilanz	178
6.2.2.3	Die Charakteristikenmethode	179
6.2.3	Die Genauigkeit der Gebietsniederschlagsbestimmung	179
6.2.4	Schlussfolgerungen und Zusammenfassung	181
6.2.5	Literatur	184
6.3	Niederschlags-Untersuchungen in kleinen hydrologischen Einzugsgebieten (Ch. Leibundgut)	187
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	187
6.3.1	Einleitung und Problemstellung	187
6.3.2	Analysen der vorhandenen Arbeiten	188
6.3.2.1	Konzeption der Messnetze	189
6.3.2.2	Eingesetzte Messgeräte	189
6.3.2.3	Messnetzdichte	190
6.3.2.4	Korrektur der Niederschlagsmesswerte	192
6.3.3	Gebietsniederschläge	192
6.3.4	Räumliche Verteilung der Niederschläge	194
6.3.5	Zeitliche Auflösung	195
6.3.6	Schlussfolgerungen und Ausblick	195
6.3.7	Literatur	196
6.3.8	Anhang: Tabellarische Zusammenstellung der Untersuchungsanalysen	199
7.	Frequenzanalysen und vermutlich maximaler Niederschlag (PMP)	205
7.1	Frequenzanalysen (H. Geiger)	205
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	205
7.1.1	Der Punktniederschlag als stochastischer Prozess	205
7.1.1.1	Einleitung	205
7.1.1.2	Begriffe	206
7.1.1.3	Modellvorstellungen	210
7.1.2	Schweizerische Untersuchungen	212
7.1.3	Anwendungen	215
7.1.4	Zukünftige Aufgaben	216
7.1.5	Literatur	216
7.2	Vermutlich maximaler Niederschlag (PMP) (D. Grebner)	219
	Zusammenfassung/Résumé/Abstract	219
7.2.1	Begriffserläuterung und Anwendungsbereiche	219
7.2.2	Methoden	220
7.2.2.1	Meteorologische Methoden	220
7.2.2.2	Statistische Methoden	221
7.2.2.3	Empirische Formeln	221
7.2.3	Diskussion	221
7.2.4	Schlussbemerkungen	222
7.2.5	Literatur	222

8. Niederschlagsprognose (H.W. Courvoisier, J. Quiby, F. Schubiger, D. Grebner) Zusammenfassung/Résumé/Abstract 225

8.1 Einleitung 226
8.2 Arbeiten der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt 227
8.2.1 Synoptisch-statistische Methoden (H.W. Courvoisier) 227
8.2.1.1 Regressionsanalyse 227
8.2.1.2 Witterungsklimatologische Methoden 227
8.2.1.3 Diskriminanzanalyse 228
8.2.2 Dynamisch-statistische Methode (J. Quiby, F. Schubiger) 231
8.2.3 Ausblick 233

8.3 Arbeiten der Abteilung Hydrologie des Geographischen Institutes der ETH-Z (D. Grebner) 233
8.3.1 Synoptisch-dynamische Methode 233
8.3.2 Ausblick 236
8.4 Literatur 237

9. Niederschlagsphysik und Niederschlagschemismus 239

9.1 Niederschlagsphysik und Tropfengrösse (A. Waldvogel) 239
Zusammenfassung/Résumé/Abstract 239
9.1.1 Einleitung 239
9.1.2 Mikrophysik 240
9.1.3 Niederschlagssysteme 244
9.1.4 Tropfengrösse und Niederschlagsstruktur 247
9.1.5 Literatur 250

9.2 Niederschlagschemismus (J. Zobrist) 253
Zusammenfassung/Résumé/Abstract 253
9.2.1 Einleitung 254
9.2.2 Messmethodik, insbesondere der Probenerhebung 256
9.2.3 Messergenisse in der Schweiz 259
9.2.4 Beurteilung der Schadstoffe in den Niederschlägen 259
9.2.5 Ausblick 260
9.2.6 Schlussfolgerungen 260
9.2.7 Literatur 260

9.3 Umweltisotope im Niederschlag (J. Martinec) 263
Zusammenfassung/Résumé/Abstract 263
9.3.1 Einleitung 263
9.3.2 Markierung des Niederschlags durch Tritium 263
9.3.3 Stabile Isotope im Wasserkreislauf 265
9.3.4 Niederschlag-Abfluss Mechanismus aufgrund der Isotopenmessungen 266
9.3.5 Schlussfolgerungen 267
9.3.6 Literatur 267

Anstehende Bedürfnisse und Empfehlungen 269

Verzeichnis der Tabellen 273

Verzeichnis der Figuren 275

Zusammenfassung: Der Bericht gibt in 22 Beiträgen den Stand der Niederschlagsforschung in der Schweiz wieder. Dabei werden folgende Themenkreise behandelt: Datenbeschaffung, - Stand, Problematik und Entwicklung von Messinstrumenten, ihre Genauigkeit, bzw. Fehlerquellen und Korrekturen der Messwerte, speziell auch für den Schneeniederschlag; Datenarchivierung und Datenzugriff; Besonderheiten der Niederschlagsverteilung, Niederschlag im Wald, Abhängigkeit von der Meereshöhe; räumlich-zeitliche Interpolation, insbesondere Verfahren zur Bestimmung von Gebietsniederschlägen; Niederschlagsklimatologie, Frequenzanalyse, maximaler Niederschlag; Verfahren zur Niederschlagsprognose sowie Physik und Chemismus des Niederschlages. Zahlreiche Literaturhinweise ergänzen die Beiträge. Die Autoren des Berichtes setzen sich aus den verschiedensten Fachrichtungen zusammen. So bietet sich der Bericht einem breiten Benützerkreis gleichermassen als Uebersicht und als Hilfe für eine spezielle Vertiefung an. Schliesslich werden noch Lücken aufgezeigt als Anstoss für zukünftige Projekte. Eine entsprechende Zusammenstellung der Bedürfnisse und Empfehlungen schliesst den Bericht ab.

Résumé: Ce rapport fait le point de la recherche sur les précipitations avec 22 articles. Les domaines suivants ont été traités: - obtention des données; - états, problèmes et développements d'instruments de mesure, leur précision (causes d'erreurs et corrections), spécialement aussi pour les précipitations sous forme de neige; - stockage de données et leur accessibilité; - charactéristiques de la répartition des précipitations, p.e. dans la forêt ou relation précipitation-altitude; - interpolation spatio-temporelle et plus spécialement les méthodes pour déterminer les précipitations régionales; - climatologie des précipitations dans la description de l'analyse des fréquences et des présumées précipitations maximales; - finalement la physique et les méthodes pour la prévision ainsi que la chimie des précipitations. De nombreuses indications de publications complètent les différentes contributions. Les auteurs proviennent de nombreux domaines scientifiques. Il s'offre ainsi une vue d'ensemble et une aide à un grand nombre d'utilisateurs pour un éventuel approfondissement d'un sujet donné. Finalement l'accent a été mis sur les lacunes et les possibilités de coordination et constitue par là une impulsion pour des projets futurs. Le rapport a été conclu par une énumération des besoins et recommandations correspondantes.

Abstract: In 22 contributions the report summarizes the state of the precipitation research in Switzerland. It includes: acquisition and storage of data, problems of development of instruments, their accuracy, error sources and corrections in particular for snowfall; characteristics of distribution of precipitation, precipitation in forests and the effect of altitude; interpolation in time and space, in particular the methods of areal values estimation; precipitation climatology, statistics, PMP as well as physics, forecast and chemistry of precipitation. Numerous references complete the contributions. The authors represent various disciplines. Thus the report presents not only a general state of the art but it aids also a wide circle of users to better understand special issues. Finally, it indicates the gaps and possibilities to co-ordinate the future research and it gives impulse to start further projects. A summary of requirements and recommendations ends up the report.

Einführung

B. Sevruk

Geographisches Institut der ETH Zürich

Die Niederschläge in der Schweiz stellen ein wichtiges Element des Wasserkreislaufes dar. Die mittlere, jährliche Niederschlagshöhe beträgt gut 1.5 m Wasserhöhe. Rund zwei Drittel davon fliessen ab, ein Drittel verdunstet. Ein grosser Teil des Niederschlages fällt in fester Form. Bezüglich der Form und Menge des Niederschlages bestehen grosse regionale und saisonale Unterschiede.

Die gemessenen Niederschlagsdaten haben einen breiten Benützerkreis. Sie werden unter anderem als Eingangsgrössen in hydrologischen Modellen zur Berechnung oder Vorhersage der Abflüsse, der Grundwasserreserven, der Wasserbilanzen, der Energieerzeugung etc. verwendet. Solche Berechnungen dienen ferner als Grundlagen für die Projektierung von wasserbaulichen Anlagen verschiedener Art, ohne welche das zivilisierte Leben nicht mehr vorstellbar wäre. Die Messung und die Erforschung des Niederschlages als massgebender Umweltfaktor in der Schweiz ist somit auch von grosser wirtschaftlicher Tragweite.

Die Beschaffung der Niederschlagsdaten, die Messung und Publikation der Messresultate in der Schweiz obliegt der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA). Für diesen Zweck wird ein nationales Messnetz unterhalten, in welchem der Niederschlag punktmässig gemessen wird. Die Punktwerte des Niederschlages werden zuerst kontrolliert und erst dann in den "Ergebnissen der täglichen Niederschlagsmessungen" von der SMA jährlich publiziert. Solche Werte sind aber für viele hydrologische Fragestellungen nicht direkt verwendbar. Zum einen ist bekannt, dass die Niederschlagsmesser systematische Messfehler aufweisen. Daraus resultiert i.a. ein zu geringer Messwert der korrigiert werden muss. Zum anderen stellt sich das Problem der Bestimmung der Gebietswerte des an einzelnen Punkten gemessenen Niederschlages. Im Idealfall sind die Messpunkte so verteilt, dass sie einigermassen repräsentative Werte des langjährigen Niederschlages für grössere Regionen, Flussgebiete und unterschiedliche Klimazonen liefern. Dabei wird nur der freifallende Niederschlag erfasst. In den Waldgebieten wird der unter den Baumkronen fallende Niederschlag nicht gemessen. Somit bleibt der Niederschlag in vielen kleineren Einzugsgebieten, an den Luv- und Leehängen, in den verschiedenen Höhenstufen und Expositionen unbekannt. Die gemessenen Niederschlagsdaten müssen mit Hilfe statistischer oder physikalisch mathematischer Methoden weiter bearbeitet werden, um z.B. bei der Dimensionierung der Wasserbauten die nötigen Werte (z.B. Extremwerte) angeben zu können.

Die oben erwähnten Beispiele zeigen nur einen kleinen Ausschnitt aus dem vielfältigen Aufgabenbereich der Niederschlagsforschung auf. Die Niederschlagsforschung schaltet sich zwischen dem Produzenten der Niederschlagsdaten (Meteorologischer Dienst) und dem Verbraucher (Hydrologen, Biologen, Geologen, Ingenieure etc.) ein. Sie ist interdisziplinär, praxisorientiert und für die Volkswirtschaft von wachsender Bedeutung.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

Der vorliegende Bericht gibt Auskunft über mehrere Aspekte der Niederschlagsmessung und -forschung in der Schweiz. Er stellt das Resultat einer Arbeitsgruppe dar, die aus Vertretern von verschiedenen Aemtern und Forschungsstellen bestand. Er soll einen Einstieg in ein umfangreiches Fachgebiet ermöglichen, die Resultate und den gegenwärtigen Stand der Niederschlagsforschung in der Schweiz zusammenfassen, über die verschiedenen Möglichkeiten der Niederschlagsbestimmung und Datenbeschaffung informieren und schliesslich auf zukünftige Entwicklungen hinweisen.

Die Niederschlagsproblematik ist vor allem aus der Sicht der Hydrologie dargestellt. Auf umfangreiche theoretische Abhandlungen wurde weitgehend verzichtet, es handelt sich hier um Uebersichtsberichte. Der grösste Wert wurde auf die Information über den Stand des Wissens und über vorliegende Daten gelegt. Zusätzlich gewünschte Informationen kann man sich direkt von den Autoren der Beiträge holen. Die Entwicklung auf vielen Gebieten der Niederschlagsforschung geht in der letzten Zeit rasch voran. Schon aus diesem Grund ist eine Kontaktaufnahme mit den Spezialisten zu empfehlen.

Thematisch ist der Bericht auf die für die Mehrheit der Benützer der Niederschlagsdaten wichtigen Problemkreise ausgelegt. Diese umfassen ein breites Spektrum, von den Messproblemen über Gebietsniederschläge, Hagel, Statistik und der Niederschlagsprognose bis zu der Tropfengrösse und den Umweltisotopen im Niederschlag. Es wurde aber nur über Fachgebiete berichtet, die in der Schweiz bearbeitet werden. Somit sind einige wichtige Fragenkomplexe nur am Rande behandelt worden, wie z.B. Studien über Probleme der Messnetzdimensionierung und Niederschlagsmodellierung etc. Trotz dieser Tatsache ist das behandelte Material umfangreich. Es gliedert sich in neun Themenkreise die je in einem Kapitel beschrieben sind. Jedes Kapitel besteht aus mehreren Abschnitten die von verschiedenen Autoren verfasst wurden. Insgesamt haben 20 Autoren aus verschiedenen Berufsgruppen mitgewirkt. Im zehnten Kapitel sind die anstehenden Bedürfnisse hinsichtlich der Kenntnisse über den Niederschlag aus der Sicht der Praxis und der Wissenschaft in der Schweiz zusammengefasst und die entsprechenden Massnahmen und Empfehlungen erläutert.

Der gegenwärtige Stand der Niederschlagsforschung in der Schweiz kann etwa wie folgt dargestellt werden: Die Niederschlagsklimatologie ist in der Reihe der SMA "Klimatologie der Schweiz" und im "Klimaatlas der Schweiz" vertreten (Niederschlagsmittelwerte verschiedener Zeitperioden, Häufigkeiten der Niederschlagstage, Neuschnee, Schneeanteil am Gesamtniederschlag, Hagel, Nebel, monatliche Niederschlagskarten usw.). Zusätzliche Angaben über Schneefall und Schneedecke finden sich in den Jahresberichten des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung am Weissfluhjoch/Davos. Die Erforschung der Fehlerquellen der Niederschlagsmessung ist weit fortgeschritten. Die Hageluntersuchung und -bekämpfung, die Messung der Tropfenspektren und die Radarversuche, den Gebietsniederschlag in einem topographisch so stark gegliederten Land wie der Schweiz zu bestimmen, wurden international mit Interesse verfolgt. Auch auf dem Gebiet der Schneehydrologie wurden bemerkenswerte Erfolge erzielt. Die systematische Auswertung der Starkniederschlagshäufigkeit der Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen in Birmensdorf ist, was den Umfang und die Vollständigkeit betrifft, sicher einmalig. Erwähnenswert ist auch die seit Jahren täglich praktizierte Nieder schlagsprognose für das schweizerische Einzugsgebiet des Rheins. Sie wird als Eingangsgrösse in einem Niederschlag-Abflussmodell verwendet.

Zusätzlich besitzt die Schweiz eine ansehnliche Anzahl hydrologischer Untersuchungsgebiete, wo im Rahmen des Wasser- und Energiehaushaltes auch Niederschlag gemessen wird.

Wenn auch die Schweiz zu den Ländern gehört, in welchen seit mehr als hundert Jahren systematische Niederschlagsmessungen durchgeführt werden, wächst in der letzten Zeit der Bedarf an Daten und steigen die Ansprüche hinsichtlich ihrer Qualität. Es werden nicht nur die Niederschlagsmengen, sondern auch Angaben über Dauer, Häufigkeit und zeitliche bzw. räumliche Verteilung des Niederschlages benötigt. Hier bietet das automatische Messnetz der SMA (ANETZ) eine vorbildliche Lösung. Die über Jahrzehnte hinweg mit grossem finanziellen Aufwand gewonnenen Niederschlagsdaten sollen aber auch dem letzten Stand der Kenntnisse angepasst werden und für die hydrologischen, wasser-, land- und forstwirtschaftlichen Fragestellungen direkt nutzbar gemacht werden. Ausgangsbasis hierzu ist eine möglichst vollständige statistische Analyse aller vorhandenen Niederschlagsmessreihen. Zusätzlich werden übersichtliche Darstellungsformen der Niederschlagsdaten und Niederschlagscharakteristiken für verschiedene Zeitperioden und typische Wettersituationen (Karten) sowie genauere Berechnungsmethoden (Computer-Programme, Modelle) für verschiedene Zwecke (Korrekturen, Gebietsniederschläge, Interpolationen, Bemessungsniederschläge, Zeitreihen, Extreme etc.) von der Praxis verlangt. Neben diesen Aufgaben muss die Forschung die zukünftigen Bedürfnisse der Praxis kennen und Jahre voraus an Lösungen arbeiten.

Um dies zu erreichen, ist eine ständige Anpassung der Forschungsziele nach dem neusten Stand der Kenntnisse über den Niederschlag und eine praxisnahe Präsentation der Forschungsresultate notwendig. Damit werden nicht nur die oft zeitlich und fachlich überforderten Benützerkreise der Niederschlagsdaten entlastet, sondern auch die bestgeeignete Lösung der komplexen Fragestellungen gefunden.

Das Obenerwähnte zeigt, dass in der Niederschlagsforschung in der Schweiz ein breites Feld bewältigt werden muss. Die Erfahrungen aus dem Ausland lassen sich nicht immer ohne weitere Untersuchungen übertragen. Dazu sind die Messmethoden, Daten, geographischen und klimatischen Verhältnisse in vielen Fällen verschieden. Es muss folglich immer nach einer auf die Bedürfnisse der Praxis und die besonderen Verhältnisse des Landes abgestimmten Problemlösung gesucht werden. Dabei ist die Schweiz in einer glücklichen Lage. Sie besitzt dichte und gut geführte, mit der modernsten Technik ausgerüstete Messnetze, umfangreiches und langjährig gesammeltes Datenmaterial, EDV-Möglichkeiten, geschultes, erfahrenes Personal, zahlreiche Institute und Aemter, eine grosse Anzahl hydrologischer Testgebiete und an den Hochschulen interessierte Diplomanden und Doktoranden, die nach aktuellen Themen suchen.

Der Bericht sollte nicht nur eine Lücke schliessen und dem Praktiker eine willkommene Hilfe sein, sondern auch eine repräsentative Publikation über den Stand der Niederschlagsforschung in der Schweiz bis zum Jahre 1984 darstellen. Gleichzeitig sollte er zur Koordination der Forschung auf diesem Gebiet beitragen und zu neuen, interdisziplinären Forschungsarbeiten Anstoss geben.

1. Messnetze und Instrumente

G. Müller und J. Joss
Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich/Locarno

Zusammenfassung: Eine systematische grossräumige Erfassung der Niederschläge setzte in der Schweiz 1863 mit der Inbetriebnahme eines Klimabeobachtungsnetzes ein, das heute zusammen mit dem etwas später aufgebauten Regenmessnetz durch die Schweizerische Meteorologische Anstalt (SMA) betrieben wird. Ergänzt durch das Totalisatorennetz in höheren Lagen und durch das in den letzten Jahren entstandene automatische Beobachtungsnetz, bildet es die Basis für die Niederschlagserfassung in der Schweiz. Im folgenden werden die einzelnen Niederschlagsmessnetze der SMA und des Eidgenössischen Institutes für Schnee- und Lawinenforschung beschrieben. Daneben finden sich Hinweise zu registrierenden Niederschlagsstationen auch von anderen Bundes- und kantonalen Stellen.

Die Messprinzipien der in der Schweiz verwendeten Niederschlagssammler und der registrierenden Niederschlagsmesser erfuhren seit Beginn der systematischen Messungen keinen starken Wandel: Sie sind zusammen mit einigen bei uns verbreiteten Pluviographentypen und massgebenden Aufstellungsregeln einzeln kurz beschrieben.

Anschliessend werden drei Verfahren zur Bestimmung der Grössenverteilung der Niederschlagsteilchen vorgestellt und im weiteren Methoden diskutiert, mit denen heute versucht wird, Niederschläge grossräumig mit Radargeräten vom Boden und vom Wettersatelliten aus zu erfassen. Auch passive Methoden der Niederschlagsbestimmung vom Satelliten aus werden kurz gestreift. In einer Uebersicht werden dann die Möglichkeiten und Grenzen der Niederschlagsmessung mit terrestrischem Radar gezeigt, wofür wesentlich bessere Erfahrungen vorliegen als für die in der Literatur vorgeschlagenen Verfahren der Niederschlagsbestimmung vom Satelliten aus.

Die Messeigenschaften der verschiedenen Gerätekategorien ergänzen sich gegenseitig. Man wird deshalb mit Vorteil die Niederschlagsmesser am Boden zum Eichen der Radargeräte und letztere wiederum zum Eichen der Satelliten verwenden. Dabei nimmt beim Uebergang von einer bestimmten Gerätekategorie zur nächsten die Grösse des erfassbaren Gebietes in dem Masse zu, als die Möglichkeit abnimmt, damit in Ort und Zeit präzise Messungen zu machen.

Résumé: La mesure systématique des précipitations a débuté en Suisse en 1863. C'est cette année-là que le réseau d'observations climatologiques a été créé. Ce réseau est exploité actuellement par l'Institut suisse de météorologie (ISM) conjointement au réseau pluviométrique qui, lui, a été mis sur pied plus tard. Ces deux réseaux ont été complétés par un certain nombre de totalisateurs placés en altitude et, depuis peu, par le réseau automatique d'acquisition de données météorologiques. A eux quatre, ces réseaux forment la base de l'observation des précipitations en Suisse. On décrit ici ces divers réseaux d'observation ainsi que celui qu'entretient l'Institut fédéral pour l'étude de la neige et des avalanches. On a ajouté des informations concernant des stations d'enregistrement installées et surveillées par d'autres instances fédérales ou cantonales.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz – Hydrol. Nr. 31, 1985.

Les principes de mesure des collecteurs de précipitations et des enregistreurs de précipitations utilisés en Suisse n'ont pas fait l'objet de grandes modifications depuis le début des mesures systématiques. Ces principes de mesure, de même que quelques types de pluviographes répandus chez nous et les règles de montage principales, sont rapidement décrits séparément.

Trois procédés de détermination de la distribution de la grosseur des particules de précipitations sont ensuite exposés. A la suite, sont discutées des méthodes avec lesquelles on tente de saisir à grande échelle les précipitations au moyen de radars au sol et de satellites météorologiques. Des méthodes passives de la détermination des précipitations à partir de satellites sont effleurées. Dans un aperçu sont exposées les possibilités et les limites de la mesure des précipitations par radars terrestres, pour lesquels on possède de bien meilleures expériences que pour les techniques de détermination des précipitations à partir de satellites proposées dans la littérature.

Les caractéristiques de mesure des différentes catégories d'instruments se complètent mutuellement. On utilisera donc à profit les mesures de précipitations au sol pour calibrer les instruments radars, et ces derniers à nouveau pour le calibrage des satellites. En passant d'une catégorie d'instruments à la prochaine, la région surveillée par l'instrument augmente d'autant plus que la possibilité de faire des mesures précises dans le temps et l'espace diminue.

Summary: A systematic large-scale recording of the precipitations began in Switzerland in 1863 with the working of an observational climatic network which is today together with the later set up precipitation network run by the Swiss Meteorological Institute. Completed with both the storage gauge network in heigher altitude and the automatic weather stations which were set up in the last few years, the observational climatic network is the base for the precipitation observation in Switzerland. In the following a description of all the precipitation networks of the Swiss Meteorological Institute and of the Federal Institute of Snow and Avalanche Research is given. Some information about recording rainfall stations of other federal or cantonal offices can also be found.

The modes of operation of totalisers and recording raingauges did not significantly change in Switzerland since systematic measurements began. They are described together with some often used instruments in Switzerland. Rules for set-up and operation of these instruments are also given.

Then three methods to determine the size distribution of precipitation particles are described, followed by a discussion of the use of ground-based radar and of satellite-based radar for estimation of precipitation amounts over extended areas. Passive detection of precipitation from satellite is also briefly mentioned. The chapter shows possibilities and limitations of ground-based radar in more detail, as the state-of-art of this type of radar is much further advanced than that of satellite-based measurements.

The characteristics of the different types of insturments are complementary. Therefore, best use of them can be made when calibrating ground-based radar by raingauges and satellite instruments by radars. We should note, however, that when passing from raingauges up to satellite instruments not only the detectable precipitation area increases but at the same time also the measurement errors grow, thus reducing the possibility to make precise measurements in a given point in time or space.

1.1 Messnetze

G. Müller

1.1.1 Räumliche und zeitliche Auflösung von Niederschlagsmessungen

Wie aus Untersuchungen der statistischen Struktur meteorologischer Felder hervorgeht, unterscheiden sich die meteorologischen Felder stark in ihrer räumlichen und zeitlichen Variabilität. Elemente mit grösserer Variabilität, wie der Niederschlag, erfordern dichtere Messnetze. Von Interesse sind beim Niederschlag meist nicht Werte an bestimmten Punkten, sondern für ganze Gebiete; daraus erwachsen besonders hohe Anforderungen an die Repräsentativität der Punktmessungen an Wetterstationen.

Die räumliche und zeitliche Auflösung von Niederschlagsmessungen hat sich nach den Anwendungen der Datenbenützer auszurichten. Während dem Klimatologen bei Anwendungen z.B. im Bereich von Energie- und Wasserversorgung, Bewässerung oder Tourismus Monats- oder Tagesummen für grössere Bezugsgebiete genügen, erfordern beispielsweise Problemlösungen bei Ueberschwemmungen (Kanalisation), Hagelschlag oder Lawinen eine kleinräumigere Datenerfassung mit Auflösungen bis unter eine Minute (Erfassung der Niederschlagsintensität). Die Messnetze der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt sind vor allem auf die erste Art von Problemlösungen ausgelegt, zentrales Anliegen ist die gleichmässige Erfassung aller Landesteile und Höhenstufen. Eine durchschnittliche Stationsdichte von ca. 100 km^2 pro Station hat sich dabei als zweckmässig erwiesen. Für die zweite Art von Problemstellungen sind spezifische regionale Zusatzmessnetze erforderlich; Trägerorganisationen solcher Messungen mit manchmal temporärem Chrakter sind meist kantonale, kommunale oder private Stellen. Einen wichtigen Beitrag dazu leistet auch das ANETZ der SMA.

1.1.2 Entwicklung der Niederschlagsmessung in der Schweiz

Die ältesten zuverlässigen und regelmässigen Regenmessungen in der Schweiz stammen von Johann Jakob Scheuchzer, der in Zürich 1708 mit Messungen begann und sie mit einigen Unterbrechungen bis 1724 fortsetzte. Aus der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts liegen Niederschlagsbeobachtungen auch aus Bern und Basel vor. Die Basler-Aufzeichnungen enthalten keine Niederschlagshöhen, sondern nur Angaben über Tage mit Regen, Schneefall und Gewitter. Die Genfer Niederschlagsmessreihe beginnt 1760.

Eine systematische grossräumige Erfassung der Niederschläge setzte in der Schweiz erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts ein, vor allem mit der Inbetriebnahme eines Netzes von mehr als 80 Klimastationen 1863 durch die Schweizerische Naturforschende Gesellschaft. Die Dichte dieses Klimanetzes erwies sich angesichts der grossen räumlichen Variabilität des Niederschlages als zu gering. Auf Anregung von Praktikern aus Bauwesen, Landwirtschaft und Wasserwirtschaft begannen deshalb einzelne Kantone eigene Netze einzurichten. Ein solches Netz entstand zuerst im Kanton Zürich, etwas später in den Kantonen Thurgau, St. Gallen und Appenzell, so dass die Gesamtzahl der zusätzlichen Regenmessstationen in der Nordostschweiz Ende 1880 auf ca. 95 stieg. Die 1881 gegründete Meteorologische Anstalt nahm die kantonalen Stationen in ihr Niederschlagsmessnetz auf und sorgte bis zum Ende des Jahrhunderts unter finanzieller Mithilfe der Kantone für die Ergänzung des Netzes in den

übrigen Landesteilen. Nach dieser verstärkten Ausbauphase erfolgte die weitere Netzvergrösserung langsamer. Ein starker Anstieg von 1971 bis 1973 steht im Zusammenhang mit der Einrichtung von Testgebieten für die Landeshydrologie. Weitere Niederschlagsmessungen lieferten ab Beginn der Fünfzigerjahre die synoptischen Stationen, die ab 1978 vollständig in das damals im Aufbau begriffene teilautomatisierte Messnetz (ANETZ) integriert wurden.

Im schwach besiedelten Alpenraum war die Aufstellung von Totalisatoren die einzige dauernd praktizierbare Möglichkeit, quantitative Niederschlagsangaben zu erhalten. Die Einrichtung eines Totalisatorennetzes begann in den Zwanzigerjahren. Totalisatoren wurden zunächst ziemlich dicht in einzelnen kleineren Untersuchungsgebieten der Alpen und des Juras eingesetzt, später speziell auch in den Einzugsgebieten einiger Kraftwerke.

Die Entwicklung der Anzahl niederschlagsmessender Stationen der SMA ist in Gutermann (1974) dargestellt. Die letzten zehn Jahre waren durch eine starke Abnahme der Stationszahl um etwa die Hälfte im konventionellen Klimanetz gekennzeichnet, die mit dem Aufbau des ANETZes im Zusammenhang steht. Auch das Regenmessnetz der SMA erfuhr in dieser Zeit eine deutliche Reduktion.

Regelmässige Schneebeobachtungen liegen für etwa ein Dutzend Klimastationen seit ca. 1880 vor. Systematisch eingeführt wurden Schneehöhenmessungen an allen Klimastationen der SMA erst zwischen 1958 und 1966, an einem Teil der Regenmessstationen ab 1968. Eine wertvolle Ergänzung der Schneebeobachtungen stellte 1945 die Inbetriebnahme von 23 Vergleichsstationen und 20 Messstellen im gesamten schweizerischen Alpenraum durch das Eidgenössische Institut für Schnee- und Lawinenforschung (EISLF) dar, nachdem das Institut mit der Uebernahme des Lawinendienstes beauftragt worden war.

Anfang Mai 1883 begannen systematische Gewitterbeobachtungen. Alle Beobachter der Klima- und Regenmessstationen SMA waren eingeladen worden, Gewitter an ihrem Standort mit Postkarten an die SMA zu melden. An den Gewitterbeobachtungen beteiligten sich auch Privatpersonen. Insgesamt gingen 1884 von ca. 200 Standorten Beobachtungen ein. An Umfang und Art der Gewitterbeobachtungen hat sich bis heute wenig geändert.

Im Klimanetz von 1864 gab es mit Ausnahme der mit verschiedenen Registrierinstrumenten ausgerüsteten Station Bern noch keine Pluviographen. Vermehrt zum Einsatz gelangten Pluviographen in den Netzen der SMA erst zwischen 1935 und 1960. Aeltere Niederschlagsregistrierungen liegen neben Bern nur für Basel (ab 1888), St. Gallen (ab 1889) und Lugano (ab 1904) vor.

1.1.3 Die aktuellen Niederschlagsmessnetze

Auch heute noch sind im Niederschlagsmessnetz der SMA spezielle kantonale Messnetze der Kantone Thurgau, Schaffhausen, Basel-Stadt und Basel-Land integriert. Sie werden durch die SMA kontrolliert und unterhalten. Ausserdem betreut die SMA die Stationen der Landeshydrologie (Bundesamt für Umweltschutz), die dem Studium von Wasserhaushaltsproblemen in mehreren Testgebieten dienen (Spreafico und Bigler, 1980).

Das aktuelle Niederschlagsmessnetz SMA wird regelmässig in den Annalen SMA beschrieben, das Netz der Schneemessstationen EISLF in den Winterberichten des EISLF. Das Beiheft zu den Annalen SMA (1975) enthält eine Uebersicht über frühere, teilweise aufgehobene schweizerische Niederschlags- und Klimastationen. Qualitätshinweise zu den Datenreihen eines Grossteils der Stationen SMA lassen sich bei Zeller et al. (1976 - 1983) finden.

Die Erfassung von Informationen über das Niederschlagsregime in der Schweiz wird durch hydrologische Messungen der Landeshydrologie und verschiedener Kantone ergänzt; für einen Ueberblick über frühere und heutige Pegelstands- und Abflussmessstationen in unserem Land sei auf Spreafico und Buttet (1983) verwiesen.

Tagessammler mit Beobachterbetreuung werden routinemässig nur durch die SMA betrieben. Andere Bundesinstitutionen, Kantone, Gemeinden oder Kraftwerke verwenden vorwiegend Monats- oder Jahrestotalisatoren und Pluviographen. So stammten bisher von den in den Annalen SMA publizierten Totalisatorenmessresultate knapp die Hälfte von Stationen verschiedener Kraftwerke und der Abteilung Hydrologie und Glaziologie an der ETH. Die Messwerterfassungen durch Hochschulinstitute beschränken sich meist auf wenige Jahre.

Viele Datenbenützer sind auf kontinuierliche Niederschlagsregistrierungen mit Pluviographen angewiesen; speziell bei Problemen von Wasser- und Elektrizitätswirtschaft, Bauwesen, Gerichtsinstanzen und Versicherungen stehen häufig Niederschlagsintensitäten im Vordergrund. In Tabelle 1.1.1 wird deshalb eine Uebersicht gegeben über die aktuellen, von der SMA in einer Umfrage ermittelten und unbefristet betriebenen Pluviographen, welche von Bundes- und kantonalen Stellen ausgewertet werden. Die Tabelle erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit, da bei der Umfrage nicht von allen Stellen Informationen eingingen. Die Zusammenstellung enthält auch Hinweise über Niederschlagsschreiber in den Städten Bern und Zürich. Daneben existieren in Verbindung mit Abwassermessungen an vielen kommunalen oder regionalen Kläranlagen Niederschlagsschreiber, deren Erfassung in einer laufend nachzuführenden Uebersicht nur mit sehr grossem Aufwand realisierbar wäre. ANETZ-Stationen sind in der Tabelle nicht aufgeführt, werden aber im Detail in Müller (1982a) dargestellt.

Wie Fig 1.1.1 zeigt, nimmt gesamtschweizerisch die Stationsdichte mit der Höhe ab. Dieselbe Tendenz kennzeichnet die Verteilung der registrierenden Stationen. Dank der Errichtung des ANETZes stehen aber heute auch in Höhen über 1500 m kontinuierliche Niederschlagsaufzeichnungen zur Verfügung. In Höhenlagen oberhalb ca. 2000 m überwiegen die Totalisatoren zahlenmässig deutlich, während das Regenmessnetz der SMA in tiefergelegenen Gebieten mit grossen Bevölkerungskonzentrationen die grösste Dichte aufweist.

Nachfolgend sind die wichtigsten Beobachtungnetze der SMA und des EISLF beschrieben. Die angegebenen Stationszahlen beziehen sich auf den Stand am 1. Januar 1984. Weitere Hinweise über die Beobachtungsnetze SMA finden sich in Müller (1981).

Tab.1.1.1 Pluviographen von Bundes- und kantonalen Stellen (geordnet nach Kantonen). Legende: siehe übernächste Seite.

Station	Kt	Koordinaten	Höhe (m/M)	Typ	in Betrieb seit	Stelle
Frick	AG	643 700 / 262 700	338	Züllig-Int.	1964	BAG
Belpberg	BE	606 080 / 192 010	805	Lambr. 1507	1977	WEA
B.-Matzenried	BE	592 720 / 197 860	639	Lambr. 1507	1973	BSB
B.-Schanzenpost	BE	599 950 / 199 740	550	Lambr. 1507	1980 (So)	BSB
B.-Schlachthof	BE	601 820 / 201 930	555	Lambr. 1507	1977 (So)	BSB
B.-Stadtbachent.	BE	596 070 / 198 160	562	Lambr. 1507	1978 (So)	BSB
B.-Stadtgärtn.	BE	602 250 / 197 880	540	Lambr. 1507	1978 (So)	BSB
B.-UW Holligen	BE	597 490 / 199 320	548	Lambr. 1507	1976 (So)	BSB
B.-Waisenhaus	BE	602 920 / 199 880	580	Lambr. 1507	1977	BSB
Brüttelen	BE	578 715 / 208 810	444	Belfort 5-780	1978	WEA
Ersigen	BE	611 025 / 216 445	499	Belfort 5-780	1981	WEA
Hagneck	BE	580 585 / 211 200	440	Belfort 5-780	1978	WEA
Merzligen	BE	585 590 / 215 100	583	Lambr. 1507	1973	WEA
Münsingen	BE	609 207 / 191 960	542	Belfort 5-780	1977	WEA
Oeschberg	BE	613 000 / 219 650	483	Lambr. 1507	1960	SMA
Thun Seminar	BE	614 550 / 177 750	560	Lambr. 1507	1980	WEA
St.Imier	BE	567 055 / 222 220	760	Belfort 5-780	1975	WEA
Saanen Turbach	BE	591 800 / 147 500	1330	Lambr. 1507	1977	WEA
Walperswil	BE	584 650 / 211 400	444	Lambr. 1507	1973	WEA
Wattenwil	BE	605 290 / 180 060	603	Belfort 5-780	1977	WEA
Zweisimmen	BE	595 950 / 154 850	955	Lambr. 1507	1976	WEA
Hapfern	FR	586 880 / 171 025	1485	Lambr. 1509	1967 (So)	EAFW
Kessler	FR	586 900 / 169 905	1460	Lambr. 1509	1967 (So)	EAFV
Rotenbach	FR	587 860 / 170 470	1320	Lambr. 1509	1967	EAFV
Schwändlibach	FR	588 305 / 171 050	1230	Lambr. 1509	1967	EAFV
Villars-Beney 1	FR	574 750 / 164 500	700	Lambr. 1507	1980	IGR
Villars-Beney 2	FR	575 550 / 164 750	900	SIAP	1980	IGR
Villars-Beney 3	FR	576 400 / 164 800	1200	SIAP	1980	IGR
Chêne-Bourg	GE	504 000 / 116 380	420	SIAP	1976	IGR
Chevrier	GE	506 230 / 119 540	430	SIAP	1976	IGR
Lullier	GE	508 580 / 119 800	460	Lambr. 1507	1968 (So)	IGR
Meinier	GE	506 400 / 122 480	440	Lambr. 1507	1968 (So)	IGR
Stillberg	GR	785 470 / 183 130	2090	Eigenbau	1975	EAFV
Delémont	JU	593 380 / 245 220	416	Lambr. 1507	1971	SMA
Bächligraben	LU	633 520 / 222 690	690	Lambr. 1518	1981	LH
Buel	SG	717 400 / 248 910	755	Lambr. 1518	1974	GI
Egghof	SG	717 080 / 248 390	866	Lambr. 1518	1975 (So)	GI
Letten	SG	717 050 / 249 250	838	Lambr. 1518	1975 (So)	GI
Sack	SG	717 380 / 249 050	766	Lambr. 1518	1975 (So)	GI
Sargans	SG	753 050 / 213 480	481	Züllig-R.	1981	AWE
Stadel	SG	717 650 / 249 150	812	Lambr. 1518	1975 (So)	GI
Schauenburg	SO	600 260 / 231 900	1153	Lambr. 1509	1974	KWS
A.-Brunni	SZ	696 250 / 210 550	1170	Füss-W. 95ab	1969	EAFV
A.-Erlenhöhe	SZ	696 950 / 210 975	1210	Belfort 5-780	1981	EAFV
A.-Im Schrötli	SZ	696 800 / 214 850	1150	Füss-W. 95ab	1967	EAFV

Tab. 1.1.1 (Forts.) Pluviographen von Bundes- und kantonalen Stellen (geordnet nach Kantonen). Legende: siehe nächste Seite.

Station	Kt	Koordinaten	Höhe (m/M)	Typ	in Betrieb seit	Stelle
Frauenfeld	TG	709 425 / 270 120	392	Züllig-Int.	1970	AUT
Bedretto	TI	682 250 / 151 020	1390	Lambr. 1509	1977 (So)	DAT
Camedo	TI	690 050 / 112 110	570	Lambr. 1509	1960	DAT
Frasco	TI	705 180 / 132 790	890	Lambr. 1509	1960	DAT
Fusio	TI	694 090 / 144 380	1300	Lambr. 1507	1968	DAT
Gnosca	TI	721 940 / 121 960	247	Lambr. 1507	1968	DAT
Isone	TI	720 180 / 110 320	810	Lambr. 1509	1974	DAT
Lodrino	TI	719 710 / 128 590	275	Lambr. 1509	1958	DAT
Olivone	TI	715 410 / 154 120	930	Lambr. 1509	1959	DAT
Cheserex	VD	500 800 / 140 100	600	Lambr. 1507	1980 (So)	IGR
Cossonay	VD	529 050 / 163 700	510	Lambr. 1507	1980 (So)	IGR
Le Day	VD	520 600 / 174 100	780	SIAP	1980	IGR
Ecublens	VD	532 900 / 152 930	400	Lambr. 1507	1972	IGR
Fiez-Montreux	VD	564 300 / 145 260	1330	Lambr. 1507	1977 (So)	IGR
Gresalley-Montr.	VD	563 150 / 143 900	1240	Lambr. 1507	1977	IGR
Leysin-Cergnat	VD	569 450 / 143 000	1050	SIAP	1982	IGR
Pontets-Montr.	VD	563 520 / 146 430	1360	Lambr. 1507	1978 (So)	IGR
Premier	VD	524 060 / 172 940	870	SIAP	1978 (So)	IGR
Pully	VD	541 400 / 153 500	640	SIAP	1980	IGR
Agarn	VS	617 600 / 127 200	625	Lambr. 1518	1975	PTT
Chandolin	VS	611 550 / 122 400	1940	Lambr. 1518	1975	PTT
Haute-Nendaz	VS	588 450 / 115 000	1321	Lambr. 1518	1978	PTT
Leuk Brentjong	VS	615 800 / 129 650	920	Lambr. 1518	1974	PTT
Pfinwald	VS	612 550 / 127 650	565	Lambr. 1518	1975	PTT
Susten	VS	615 450 / 128 900	620	Lambr. 1518	1975	PTT
Altlandenberg	ZH	707 740 / 247 960	624	Biland SM2000	1980	AGW
Beicher	ZH	714 190 / 242 360	770	Biland SM2000	1958 (So)	AGW
Birmensdorf	ZH	675 660 / 245 430	470	Biland SM2000	1978	AGW
Feldhofbrücke	ZH	678 170 / 260 412	412	Biland SM2000	1979 (So)	AGW
Nürensdorf	ZH	691 150 / 256 490	540	Biland SM2000	1976	AGW
Mettmenstetten	ZH	677 150 / 232 170	458	Biland SM2000	1953	AGW
Mönchaltorf	ZH	696 920 / 240 800	440	Biland SM2000	1979	AGW
Neubrunn	ZH	709 860 / 255 415	609	Biland SM2000	1983	AGW
Rämismühle	ZH	703 790 / 255 600	527	Biland SM2000	1980	AGW
Räterschen	ZH	702 390 / 261 740	475	Biland SM2000	1955 (So)	AGW
Scheunberg	ZH	706 930 / 258 420	710	Biland SM2000	1957 (So)	AGW
Turbenthal	ZH	707 280 / 254 770	570	Biland SM2000	1983	AGW
Uitikon	ZH	676 900 / 246 180	550	Lambr. 1518	1960	EAFV
Winterthur	ZH	697 550 / 261 240	445	Biland SM2000	1955	AGW
Z.-Affoltern	ZH	680 800 / 253 100	450	Rittmeyer	1974 (So)	TSZ
Z.-Altstetten	ZH	678 200 / 248 500	450	Rittmeyer	1974 (So)	TSZ
Z.-Enzenbühl	ZH	686 300 / 245 050	515	Rittmeyer	1921	TSZ
Z.-Fluntern	ZH	685 550 / 248 700	620	Rittmeyer	1974 (So)	TSZ
Z.-Glatt	ZH	685 200 / 252 800	425	Rittmeyer	1969	TSZ
Z.-Im Moos	ZH	682 550 / 242 850	462	Rittmeyer	1921	TSZ
Z.-Nordheim	ZH	682 500 / 250 950	475	Rittmeyer	1973 (So)	TSZ
Z.-Schwamending.	ZH	685 750 / 250 800	437	Rittmeyer	1973 (So)	TSZ
Z.-Völk.museum	ZH	682 690 / 247 330	414	Rittmeyer	1921	TSZ
Z.-Werdhölzli	ZH	678 800 / 250 400	397	Züllig-Int.	1921	TSZ
Z.-Uetliberg	ZH	680 100 / 245 800	540	Rittmeyer	1973 (So)	TSZ

Legende zu Tab. 1.1.1

Station	A.-	Alptal- .....
	B.-	Bern- .....
	Z.-	Zürich- .....
Typ	Bezieht sich auf aktuell am Standort vorhanden Instrumententyp. Dieser kann seit angegebenem Messbeginn mehrmals geändert haben.	
	Int.	Intensitätsschreiber
	R.	Regensummenschreiber
in Betrieb seit	(So)	nur im Sommerhalbjahr in Betrieb
Stelle	Bezugsquelle für Messdaten	
	AGW	Amt für Gewässerschutz und Wasserbau des Kantons Zürich
	AUT	Amt für Umweltschutz und Wasserwirtschaft des Kantons Thurgau, Abt. Wasserwirtschaft
	AWE	Amt für Wasser- und Energiewirtschaft des Kantons St. Gallen
	BKA	Baudepartement des Kantons Aargau, Abt. Gewässer
	BSB	Baudirektion der Stadt Bern, Tiefbauamt
	DAT	Dipartimento dell'ambiente del canton Ticino, sez. economia delle acque
	EAFV	Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen Birmensdorf
	GI	Geographisches Institut ETHZ, Abt. Hydrologie
	IGR	Institut génie rural EPFL
	KWS	Kantonales Amt für Wasserwirtschaft Solothurn, Abt. Geologie
	LH	Landeshydrologie, Bundesamt für Umweltschutz, Bern
	PTT	Generaldirektion PTT, Abt. Forschung und Entwicklung, Bern
	SMA	Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich
	TSZ	Tiefbauamt der Stadt Zürich, Stadtentwässerung
	WEA	Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kantons Bern, Hydrologie

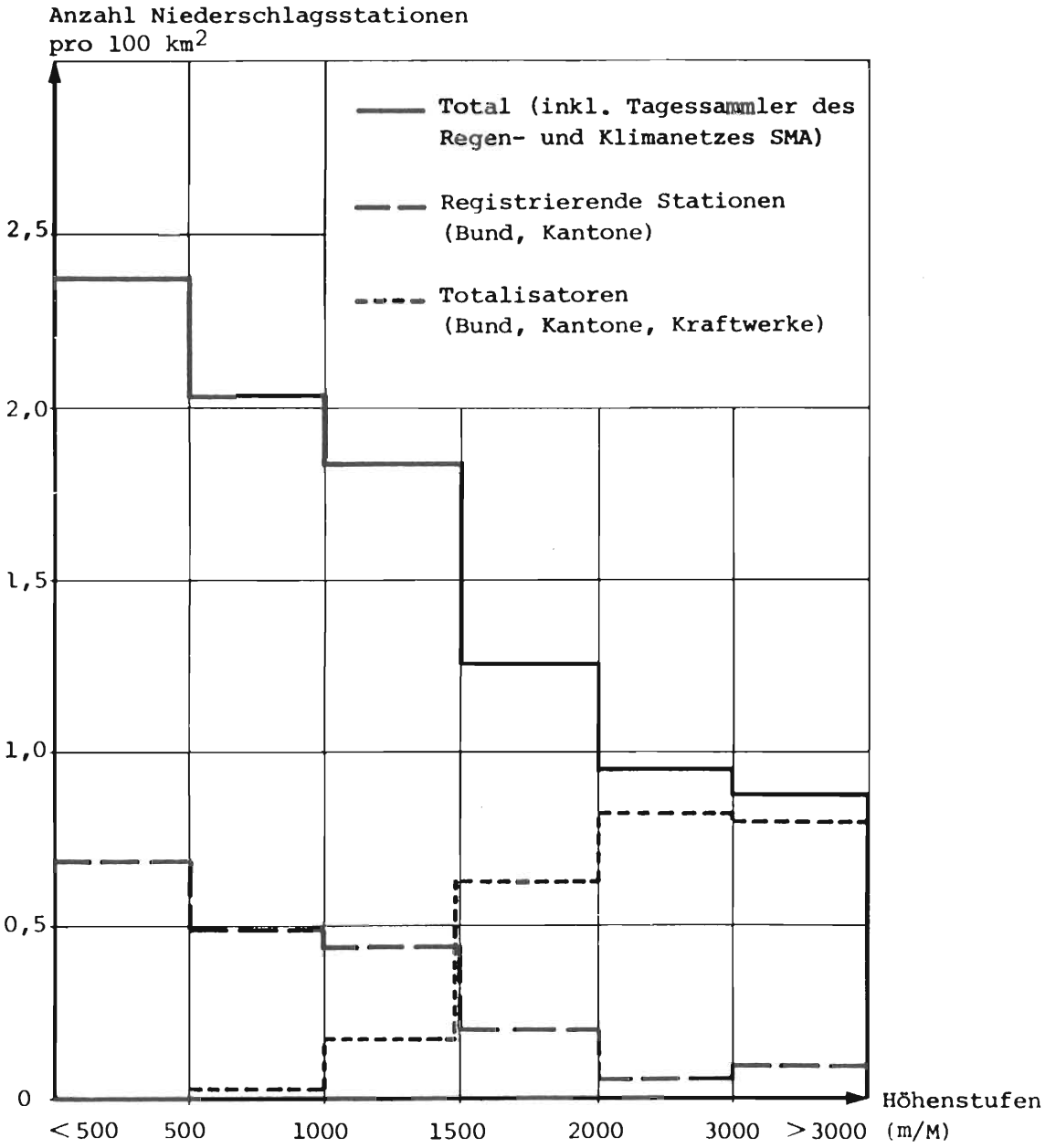

Fig. **1.1.1** Höhenverteilung der niederschlagsmessenden Stationen der Schweiz

1.1.3.1 ANETZ

Das automatische Beobachtungsnetz der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt, das ab 1977 in Betrieb genommen wurde, umfasst 59 Stationen. Die verwendete automatische Station SWISSMETEO ging aus einer Zusammenarbeit der SMA mit den beiden schweizerischen Firmen Compagnie Industrielle Radioélectrique und Meteolabor AG hervor. Jede der Wetterstationen bestimmt automatisch die Werte von ca. 15 Messgrössen. Dazu gehören Lufttemperatur, relative Feuchtigkeit, Luftdruck, Niederschlag,

Wind, Sonnenscheindauer, Globalstrahlung, Helligkeit, Blitzzahl und Radioaktivität. Die automatisch erfassten Messwerte werden an vielen Stationen im Rhythmus der synoptischen oder klimatologischen Meldungen von Beobachtern durch Augenbeobachtungen ergänzt (Müller, 1982a). Augenbeobachtungen umfassen noch nicht automatisch bestimmte Informationen, wie z. B. Angaben über Neu- und Totalschneehöhe, Sicht, Bewölkung oder allgemeinen Wettercharakter. Für die Schneehöhenbestimmung gelten die gleichen Vorschriften wie für konventionelle Klimastationen. Beobachter tippen die Handeingaben in den Automaten ein.

Eine Netzzentrale (AZEN), ein Kleincomputer in Zürich, holt an allen Stationen des Netzes die automatisch erfassten Messwerte und die Handeingaben im Zehnminutenrhythmus über gemietete Telefonleitungen ab und speichert die Messwerte in EDV-kompatibler Form. Zu festen Zeiten generiert die Netzzentrale daraus Wettermeldungen, die national und international weiterverbreitet werden. Aus Sicherheitsgründen ist die AZEN ein Doppelsystem und besteht aus zwei PDP-11 Computern von DEC und einem durch die SMA entwickelten Controller, welcher der Steuerung und Ueberwachung der verschiedenen Netzfunktionen dient.

Für die Niederschlagsmessung stehen im ANETZ geheizte Wippengeräte, System Joss-Tognini, im Einsatz. Anlässlich des jährlich an jeder Station stattfindenden technischen Unterhalts werden regelmässig Eichungen der Wippengeräte durchgeführt. Die Eichungen funktionieren automatisch, indem die AZEN die Eichresultate auswertet und in ihren Dateien die Eichfaktoren selbständig korrigiert. Das Wippengerät besitzt getrennte Heizkreise für den Auffangring und für den Ablauftrichter.

Das Zehnminuten-Messintervall des ANETZes erlaubt die Bestimmung von Niederschlagsintensitäten mit einer für viele Problemstellungen ausreichenden zeitlichen Auflösung. Leider traten im Laufe des bisherigen Betriebes Schwierigkeiten mit den Reed-Kontakten auf; die Kontakte blieben manchmal kleben und führten zu unsystematischen Niederschlagsdefiziten. Der Datenbenützer ist deshalb noch oft angewiesen auf die an allen Stationen regelmässig durchgeführten Kontrollmessungen des Stationsbetreuers mit konventionellen Tagessammlern. Zur Kontrolle der automatischen Messwerte von Lufttemperatur, Feuchtigkeit und Druck besorgt der Stationsbetreuer entsprechende Kontrollmessungen.

1.1.3.2 Konventionelles Klimanetz

Bei den 67 Stationen des Klimanetzes SMA lassen sich zwei Stationsgruppen unterscheiden, die wohl das gleiche Messprogramm aufweisen, jedoch zu verschiedenen Zeiten beobachten. Die erste Gruppe von 49 Stationen beobachtet um 0730, 1330 und 1930 Uhr MEZ, die zweite Gruppe um 0645, 1245 und 1845 Uhr MEZ. Bei der zweiten Gruppe handelt es sich um sogenannte Bulletinstationen, deren Wettermeldungen zwecks rechtzeitiger Aussteuerungen an die verschiedenen Abonnenten, Presse, Radio und Telefon etwas früher in der SMA eintreffen müssen.

Das Beobachtungsprogramm der Klimastationen umfasst instrumentelle Messungen und Augenbeobachtungen. Alle Stationen verfügen über Instrumente zur Messung von Lufttemperatur, Extremtemperaturen, relativer Feuchtigkeit, Wind, Niederschlag und Schneehöhe. Die Messgrössen Luftdruck, Sonnenscheindauer, Verdunstung, Bodentemperaturen und Circumglobalstrahlung werden nur an einer Auswahl von Stationen erfasst. Der

Beobachter entleert seinen Hellmann-Niederschlagssammler jeweils morgens und abends; im Winter bestimmt er zu den selben Zeiten Neu- und Gesamtschneehöhe. Um die 24-stündige Neuschneemenge zu erhalten, wird aber das Messbrett abends nicht abgewischt. An wenigen Stationen befinden sich parallel zu den Niederschlagssammlern auch Pluviographen, vornehmlich vom Typ Hellmann, mit Schwimmerprinzip, in Betrieb.

1.1.3.3 Niederschlagsmessnetz

Das Niederschlagsmessnetz (358 Stationen) weist von den zehn Messnetzen der SMA die weitaus grösste Stationsdichte auf. Die Beobachter bestimmen die Niederschlagshöhe täglich um 0730 Uhr MEZ. Zudem liefern sie Witterungsnotizen, welche den ungefähren Wetterablauf beschreiben. Etwas mehr als die Hälfte aller Stationen misst auch Neu- und Totalschneeehöhe. Als Niederschlagsmessinstrument steht wie für die konventionellen Klimastationen ein Hellmann-Pluviometer zur Verfügung. Als zusätzliche Ausrüstung sind an wenigen Stationen Pluviographen vorhanden.

1.1.3.4 Totalisatorennetz

Totalisatoren sammeln den Niederschlag über längere Zeitabschnitte. Die Niederschlagsmenge wird meist nur einmal im Jahr mittels Abstichmessungen durch den Beobachter (z.B. Bergführer oder Förster) ermittelt. In der Regel ist es nicht möglich, alle 132 Totalisatoren entsprechend dem hydrologischen Jahr auf den 1. Oktober als Stichtag zu entleeren. Um trotzdem eine einheitliche Messperiode zu erhalten, werden die Messresultate durch Vergleich mit Stationen mit täglichen Beobachtungen auf das hydrologische Jahr umgerechnet. In einzelnen Testgebieten werden monatliche Abstichmessungen ausgeführt. Diese liefern wertvolle Zusatzinformationen, besonders über den Sommerniederschlag.

1.1.3.5 Radarstationen

Die SMA besitzt seit den Sechzigerjahren je eine Radaranlage auf La Dôle und auf dem Albis. Die Standorte ergaben sich aus der Lage der beiden interkontinentalen Flughäfen Genève-Cointrin und Zürich-Kloten sowie aus dem Bestreben, die Niederschlagsechos mit grosser Reichweite erfassen zu können. Mit den Radaranlagen ist es möglich, als Ergänzung zu den Informationen von Bodenstationen dreidimensionale Angaben über die Niederschlagsverhältnisse in einem Bereich von ca. 200 km und über 10 km Höhe rund um die Station zu erhalten. Ende der siebziger Jahre wurden die englischen Analogradars (Decca Typ 41) durch digitale Geräte der amerikanischen Firma Electronic Enterprise Corporation ersetzt. Diese heutigen Radaranlagen arbeiten auf einer Wellenlänge von 5 cm und erfassen alle 10 Minuten ein Bild über die Niederschlagsverhältnisse in der Atmosphäre. Das Bild wird über Telefonleitung an die SMA-Wetterdienste übertragen und dort auf Faksimilegeräten oder Bildschirmen zur Darstellung gebracht. Der Radar Albis überträgt seine Daten alle zehn Minuten in den Sendepausen von La Dôle, so dass jeweils im Fünfminutenrhythmus beim Benützer neue Informationen über die Lage und den physikalischen Aufbau von Niederschlagszonen zur Verfügung stehen.

1.1.3.6 Messnetze EISLF

Der Lawinendienst des EISLF hat nicht nur die Aufgabe, die Schnee- und Lawinenverhältnisse im Alpengebiet systematisch zu erforschen, sondern periodisch und bei Bedarf Lawinenbulletins herauszugeben sowie Lawinenunfälle systematisch zu untersuchen. Zu diesem Zweck betreibt das EISLF jeweils während des Winterhalbjahres zwei Messnetze.

1.1.3.6.1 Vergleichsstationen

Die 67 Vergleichsstationen sollen dem Lawinendienst ermöglichen, die Schneedeckenentwicklung in sämtlichen Regionen der Schweiz zu verfolgen und plötzlich eintretende Aenderungen, auch lokaler Natur, rechtzeitig zu erkennen. Die Beobachtungsperiode beginnt am ersten Tag mit Schnee, spätestens jedoch am 1. November, und endet am ersten Tag ohne Schneedecke, frühestens aber am 30. April. Vor und nach dieser Zeitspanne misst der Beobachter nach Schneefällen lediglich die Schneehöhe. In der Beobachtungsperiode werden zwischen 7 und 8 Uhr morgens neben einigen allgemeinen klimatologischen Messungen Neu- sowie Totalschneehöhe, Temperatur und Charakter der obersten Schneeschicht, Form der Schneeoberfläche, Einsinktiefe, Lawinensituation in der Umgebung, sowie an manchen Stationen auch Wasserwert des Neuschnees beobachtet. Die Beobachtungen sind darnach über das Telegraphenamt telephonisch an die Zentralstelle EISLF zu übermitteln. Zur genaueren Kontrolle des Schneedeckenzustandes werden jeweils am 1. und 15. Tag jedes Monats Schnee- und Rammprofile auf dem horizontalen Versuchsfeld von ca. 6 x 10 m Grösse aufgenommen.

1.1.3.6.2 Messstellen

Mit den Beobachtungen von 29 Messstellen erfasst das EISLF in Ergänzung zum Netz der Vergleichsstationen den Einfluss der Meereshöhe auf die Schneedecke und die Niederschlagsmengen in jeder Klimaregion. Die Beobachter haben jeden Morgen Neu- und Totalschneehöhe zu ermitteln. Zudem liefern sie Angaben über beobachtete Lawinen, Witterungsablauf und Regen seit der letzten Beobachtung. Die Beobachtungen werden protokolliert, brauchen aber nicht sofort weitervermittelt zu werden.

1.1.4 Zukunftsperspektiven

Die Zukunftsperspektiven der Niederschlagsmessnetze der SMA sind bei Müller, 1980 im Detail beschrieben; Hauptanliegen bleibt die Vermeidung von Aufhebungen und Verlegungen von Hauptstationen mit langen Reihen. In Jura und Alpen darf die Stationszahl nicht weiter reduziert werden. Bestehende Messlücken sollen vor allem im zentralen und westlichen Alpennordhang (Höhenbereich 1500-2000 m/M) sowie im Engadin und auf der Alpensüdseite (Höhen über 2000 m/M) geschlossen werden.

Ein stärkerer Ausbau des ANETZes ist wegen des grossen Betreuungsaufwandes zumindest mittelfristig nicht vorgesehen. Interessante neue Möglichkeiten birgt aber der ANETZ-Regenmesser, dessen Heizleistungen später eine Unterscheidung zwischen festem und flüssigem Niederschlag ermöglichen sollen.

1.2 Instrumente

J. Joss und G. Müller

1.2.1 Niederschlagssammler und Pluviographen

1.2.1.1 Aufstellung

Für eine aussagekräftige Niederschlagsmessung bildet die Standortwahl eine entscheidende Voraussetzung. Im Gebirge beeinflussen Reliefeffekte, beispielsweise Luv- und Leewirkung, die Messwerte sogar stärker als die ohnehin vorhandene Deformation des kleinräumigen Windfeldes durch den Regenmesser selbst. An einzelnen windexponierten Stationen wie Jungfraujoch oder Gr. St. Bernhard muss man daher noch heute auf Regen- oder Schneemessungen verzichten. Andernorts, z.B. auf dem Säntis, ringt man seit Generationen um einen brauchbaren Messstandort (Müller, 1982b). Ein gewisser natürlicher Windschutz kann zur Reduktion von hohen Windgeschwindigkeiten und Niederschlagsdefiziten beitragen. Allerdings besteht in zu sehr geschützten Lagen, beispielsweise zwischen Häusern oder hohen Bäumen, auch die Gefahr von zu hohen Messwerten. Nach internationalen Normen sollten Hindernisse mindestens viermal soweit, wie sie hoch sind, vom Messintrument entfernt sein (WMO, 1971). In der Schweiz begnügt man sich mit der Aufstellungsregel, dass umgebende Objekte mindestens so weit entfernt sein sollten, wie sie hoch sind. In der Praxis ist auch diese Regel nicht an allen Stationen zu erfüllen, da allzu lange Zugangswege den Beobachtern nicht zumutbar sind. Auf Gebirgsstationen sind die Regenmesser der SMA routinemässig mit einem Niphertrichter, einem durchgehenden konischen Metallzylinder, als künstlichem Windschutz versehen. Der Windschutz nach Wölfle, mit ringförmig angeordneten Blechlamellen, wird in der Schweiz seltener verwendet.

Aus Versuchen mit verschiedenen Aufstellungshöhen über Boden ist bekannt, dass der gemessene Niederschlag unter Windeinfluss mit zunehmender Höhe der Auffangöffnung abnimmt. Die theoretisch günstigste, bodenebene Aufstellung ist jedoch bei uns wegen der teilweise grossen Höhe des Schnees und der Gefahr seiner Verfrachtung in das Messgefäss nicht zweckmässig. Die normale Höhe der Auffangfläche über Boden beträgt in den Netzen der SMA 1.5 m, in höheren Lagen 2 m.

An Hanglagen mit häufigen Aufwinden fällt der Niederschlag vorwiegend senkrecht zum Hang, die horizontale Zylinderöffnung fängt aber nur die vertikale Komponente des Niederschlages auf. Hydrologen, Agrarmeteorologen oder Geländeklimatologen bedienen sich daher für ihre Untersuchungen häufig eines Regenmessers mit geneigter oder hangparalleler Auffangfläche (Sevruk, 1981). In den Netzen der SMA wurde versucht, exponierte Hangaufstellungen zu vermeiden; an allen Stationen misst man mit Horizontaler Auffangfläche.

Quantitative Aussagen über aufstellungsbedingte Fehlerquellen und Messgenauigkeiten finden sich in Kap. 3.

1.2.1.2 Aeltere Niederschlagsmesser

Das erste, im Klimanetz von 1863 eingesetzte Pluviometer (Ombrometer) bestand aus einem zylindrischen Gefäss aus Zinkblech mit einem Quer-

schnitt von 500 cm^2 und einer Höhe von 25 cm, in welches oben ein trichterartiger Teil eingesetzt wurde um die Verdunstungsverluste zu reduzieren. Bei Schneefall wurde der Trichter abgenommen. Das Gerät wies einige mit seiner Konstruktion zusammenhängende Schwächen auf: häufige Deformation der Oeffnung, Eindringen des am seitlichen Rand des Trichters aussen herablaufenden Wassers als Folge eines allmählich undicht werdenden Verschlusses, ungenügender Verdunstungsschutz. Dieses erste Modell steht nur noch auf dem Säntis für Kontrollmessungen im Gebrauch. Anfangs der Achtzigerjahre des letzten Jahrhunderts fand bei der Einrichtung von Regenmessstationen in den Kantonen Waadt, Genf, Freiburg, Solothurn, Aargau, Schaffhausen, Luzern, Zug und Schwyz ein Pluviometer Verwendung, dessen Konstruktion im wesentlichen mit derjenigen des Hellmannschen Modells übereinstimmte; das Auffanggefäss besass jedoch nur einen halb so grossen Querschnitt (100 cm^2), der sich bei schneereichen Stationen als zu klein erwies.

1.2.1.3 Heute in der Schweiz verwendete Instrumente

Die nachfolgenden instrumentellen Beschreibungen beschränken sich auf die in der Schweiz verbreitetsten Gerätetypen.

Hinweise auf Instrumente zur Bestimmung von Hagel, Nebelniederschlag sowie Höhe und Wasseräquivalent von Neuschnee finden sich in Kap. 4.3, 5.3, resp. 4.1.3.

1.2.1.3.1 Pluviometer Hellmann

Die Beobachter der SMA benutzten ab Ende des letzten Jahrhunderts einen Hellmann-Regenmesser mit einer Auffangfläche von 200 cm^2. Er besteht aus einem Metallzylinder mit abnehmbarem Oberteil, aus welchem durch eine trichterförmige Verengung der Niederschlag in die darunter stehende Sammelflasche fliesst. Die Sammelflasche besitzt zur Verminderung von Verdunstungsverlusten eine enge Oeffnung. Sie steht auf drei Füssen, die seitlich gegen die Mantelfläche und unten gegen den Gefässboden eine isolierende Luftschicht schaffen. In den neuesten Regenmessern sind die oft gestauchten Füsse durch drei Metallschlaufen ersetzt worden; diese verbessern die Zentrierung der Sammelflasche im Gefässunterteil. Im Winter füllt sich der Oberteil mit Schnee. Im Gebirge stehen deshalb Geräte mit verlängertem Oberteil im Einsatz. Niederschläge in fester Form, wie Schnee oder Hagel, werden bei Zimmertemperatur geschmolzen und die Höhe der verflüssigten Niederschlagsmenge mit einem Messzylinder aus Glas mit 0.1 mm Auflösung bestimmt.

Die normale Sammelflasche fasst 100 mm Niederschlagshöhe. Der Gefässunterteil kann bei Ueberlaufen der Sammelflasche weitere 150 mm aufnehmen. Bei Starkniederschlägen im Tessin reichte das gesamte Fassungsvermögen verschiedentlich nicht aus, indem die Niederschlagshöhe trotz der in solchen Fällen vorgeschriebenen Zwischenmessung 250 mm überschritt. Aus diesem Grunde wird ab 1983 an den meisten Tessiner Stationen ein nach unten verlängerter Zylinder mit verlängerter Sammelflasche verwendet (Fassungsvermögen der Sammelflasche 180 mm, mit Gefässunterteil insgesamt ca. 400 mm).

Die Messfehler entstehen vor allem durch unsorgfältiges Vorgehen des Beobachters, z.B. durch unvollständiges Ausgiessen der Sammelflasche in den Messzylinder, durch falsches Zählen von vollen Messzylindern bei grosser Niederschlagsmenge oder durch unpünktliche Messung. Je nach Beobachter kann der Messfehler von Fall zu Fall schwanken; instrumentelle Fehler wie Verdunstungsverluste oder nicht mehr kreisrunde Auffangfläche treten vielfach in den Hintergrund.

1.2.1.3.2 Totalisatoren

Die Auffangfläche des bei uns benutzten Totalisators nach Mougin befindet sich ungefähr 3 - 4 m über Boden und ist mit 200 cm^2 gleich gross wie jene des Hellmann-Regenmessers. Der Sammelbehälter ist jedoch viel grösser; er fasst eine Wassermenge, die ungefähr 4000 mm Niederschlagshöhe entspricht. Daher kann man sich im allgemeinen auf eine Messung pro Jahr beschränken. Nur für spezielle Untersuchungen werden häufigere Messungen durchgeführt. Da der Totalisator auch die als Schnee gefallenen Niederschläge sammeln soll, wird der Schnee durch Zusatz einer Chlorkalzium-Lösung zum Schmelzen gebracht. Die Verdunstung lässt sich mit einer Schicht von Vaselinöl stark reduzieren, jedoch nicht ganz verhindern. Um den Einfluss von grossen Windstärken zu dämpfen, sind alle Totalisatoren der SMA mit einem Niphertrichter versehen (vgl. auch Sevruk, 1981).

Die Bestimmung des gesammelten Niederschlagswassers erfolgt mit Abstich- und Inhaltsmessung. Bei der Abstichmessung ermittelt der Betreuer die Distanz der Oeloberfläche von der Auffangfläche an vier Stellen (Nord, Ost, Süd, West), so dass sich der Einfluss einer eventuell schiefen Totalisatorenstellung ausmitteln lässt. Während der anschliessenden Inhaltsmessung entleert er den Totalisator. Abstich- und Inhaltsmessung sollten übereinstimmende Resultate liefern.

1.2.1.3.3. Registrierende Niederschlagsmesser (Pluviographen)

Pluviographen messen den Niederschlag in Funktion der Zeit. Sie liefern wichtige Angaben über Dauer, Häufigkeit und Intensität von Niederschlagsereignissen. Die nachstehenden Beschreibungen beschränken sich auf die in der Schweiz am häufigsten verwendeten Messverfahren und Pluviographentypen. Eine umfassendere Darstellung gibt Sevruk (1981).

In Pluviographen mit Schwimmerprinzip wird die zu messende Niederschlagsmenge in einen Zylinder geleitet. Ein Schwimmkörper überträgt dort die Wasserhöhe auf eine Registriertrommel oder steuert bei Fernübertragung ein eingebautes Potentiometer. In bestimmten Zeitabständen oder sobald eine bestimmte Wasserhöhe erreicht ist, wird der Messzylinder entleert (Syphonsystem). Die Entleerung dauert etwa 10 - 15 Sekunden und ist als das technisch kritischste Instrumentenproblem einzustufen, da das Wasser schon kurz vor der Entleerung langsam abfliessen kann. Daneben spielen verstopfte Durch- und Abflussrohre sowie unkorrekte Nullpunktseinstellung als Fehlerquellen eine Rolle.

Ein weiteres verbreitetes Messverfahren bedient sich des Waageprinzips; es misst das Gewicht des gefallenen Niederschlages. Dabei unterscheidet man zwischen gewöhnlichen Hebel- oder Neigungswaagen und Kipp-

Tab. 1.2.1 Eigenschaften einiger in der Schweiz verwendeter Pluviographentypen

Legende: 1) früher Gertsch RG 200
2) bei Annahme eines Minimalabstandes zweier noch unterscheidbarer, senkrechter Abheberungslinien von 1 mm
3) bei Annahme eines Mindestabstandes zweier Umkehrpunkte am Streifenrand von 1 mm
4) bei 300 mm Registrierhöhe
5) Maximale Auflösung 0,005 mm
6) Die Firma Rittmeyer fabriziert keine Pluviographen mehr

Allgemeine Bemerkung: Die aufgeführten Gerätespezifikationen beziehen sich ausschliesslich auf die Pluviographen, die in Tab. 1.1.2 zusammengestellt sind. Auf dem Markt sind unter den gleichen Typenbezeichnungen Instrumente mit teilweise abweichenden Merkmalen erhältlich.

Hersteller	Lambrecht			SIAP	Belfort	Züllig	Biland	Rittmeyer [6]
Gerätetyp	System Hellmann		System Joss-Tognini [1]			Kombinierter Intensitäts- und Summenschreiber		
	1507	1509	1518	UM 8150	5-780		SM2000	RN-GH
Messprinzip	Schwimmer; Hub 10 mm	Schwimmer; Hub 10 mm	Wippe, Inhalt 2 cm3; Wandler Reed-Relais	Wippe, Inhalt 20 cm3; Mechan. Stufenantrieb	Waage; Entleerungs-automatik zurüstbar	Schwimmer; Entleerung im Minutenrhythmus	Schwimmer; Hub 30 - 50 mm	Schwimmer; Hub 50 mm
Auffangfläche (cm2)	200	200	200	1000	324	10'000; bei Intensitäten 1,25 mm/h:5000	200	200
Höhe über Boden (m), falls fest	1,2	1,2		1,6	1,2			2,3
Typ der Registrierung	Trommelschreiber	Bandschreiber	Impulszähler od. Digitaldrucker	Bandschreiber	Trommelschreiber	Bandschreiber	Bandschreiber	Bandschreiber
Fernregistrierung	nein	nein	ja	nein	nein	nein	nein	nein
Vorschub (mm/h)	2,3 | 16	10 | 20		25	1,6 | 0,4	30	3	20
Nennregistrierzeit	7 Tage | 1 Tag	1 Monat		1 Monat	8 Tage | 1 Monat	1 Monat	150 Tage | 7 Tage	1 Monat
Heizung	Kohlenfaden- od. Porzellanlampe (teilweise)	Kohlenfaden-, Porzellanlampe od. Propangas (teilweise)	Elektrisch	Gas, Oelzirkulationssystem	keine; Frostschutz im Auffangbehälter	Elektrisch	Elektr. | keine	Elektrisch (Auffang- u. Schwimmergefäss
Stromversorgung	Netz	Netz	Netz	keine	keine	Netz	Netz | keine	Netz
Maximal erfassbare Niederschlagsintensität (ca.) (mm/min)	2) | 2) 0,4 | 2,7	2) | 2) 1,7 | 3,3	7,5	3) 4,2	3) | 3) 4) 16 | 4) 4	5) 2,5	2) | 2) 2,5 | 1,5	2) 16,7

waagen (Wippe). Das Wägeverfahren ermöglicht unverfälschte Niederschlagsmessungen auch bei Schneefall, da dieses Instrument nicht geheizt zu werden braucht und daher geringe Verdampfungsverluste und keine zeitlichen Verschiebungen auftreten. Im Pluviographen mit Wippenprinzip wird der Niederschlag abwechslungsweise in eine von zwei um eine horizontale Achse bewegliche Schalen geleitet. Ist in dieser Schale ein bestimmtes Sollgewicht erreicht, kippt das Schalensystem. Dadurch wird auf mechanischem oder elektrischem Wege ein Zählerkontakt ausgelöst und der Niederschlag in die zweite Schale gelenkt, während sich die erste entleert.

Die Anzahl der Kontaktschliessungen ist ein Mass für die durchgeflossene Niederschlagsmenge. Bei hohen Niederschlagsintensitäten werden zu niedrige Mengen gemessen, weil dann ein Teil des nachfolgenden Wassers während des Kippvorganges noch in die bereits gefüllte Schale fliesst (Gutermann, 1974). Auch für ganz schwache Niederschläge ist dieses Messprinzip wegen der Gefahr von Verdunstungsverlusten weniger geeignet.

Tab. 1.2 enthält Kurzbeschreibungen einiger bei uns häufig eingesetzter Pluviographentypen. Es handelt sich nur um eine Auswahl aus dem Angebotsspektrum einiger Hersteller. Sie erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit.

Das Schwimmersystem fand schon bei den früher in den Beobachtungsnetzen SMA eingesetzten Pluviographen von Usteri-Reinacher und Fuess (Typ 95b) Verwendung. Einzelne Pluviographen Fuess sind noch in den Netzen in Betrieb, werden aber wegen ihrer Aehnlichkeit mit den Pluviographen Lambrecht (Typen 1507 und 1509) nicht weiter beschrieben. Vereinzelt stehen in der Schweiz auch Pluviographen Précis mécanique (Wippenprinzip) im Einsatz.

1.2.2 Verfahren zur Messung von Tropfenspektren

1.2.2.1 Filterpapier

Ein sehr einfaches Verfahren zur Messung der Grössenverteilung von Regentropfen, das vor allem von Diem (1956) an den verschiedensten Orten angewendet wurde, besteht in der Exposition eines mit einem Eosin-Talkum-Gemisch präparierten Filterpapiers. Die Tropfen bilden darauf rote, kreisförmige Flecken, deren Durchmesser eine Funktion der Tropfengrösse ist. Anhand einer Eichkurve kann die Tropfengrösse bestimmt werden. Der Vorteil dieser Methode liegt in der Einfachheit, der Nachteil im Arbeitsaufwand, um eine aussagekräftige Stichprobe zu erhalten.

1.2.2.2 Tropfenkamera

Ein zweites, insbesondere in Amerika vom Illinois State Water Survey (Jones, 1953) vielfach angewendetes Gerät zur Bestimmung der Grössenverteilung von Regentropfen ist die Tropfenkamera. In regelmässigen Abständen werden mit einer Kamera die von einem Blitzlicht im Durchlicht beleuchteten Tropfen fotografiert. Der Nachteil besteht wiederum in der grossen Auswertearbeit. In diesem Falle ist sie sogar noch grösser als beim Filterpapier, weil im Verhältnis zu den grossen Tropfen wesentlich

mehr kleine gezählt werden müssen. Die vielen kleinen Tropfen fallen langsamer und bleiben damit länger im Bildausschnitt der Tropfenkamera als die seltenen, grossen Tropfen. Letzere aber tragen viel zum Wasservolumen (proportional zur dritten Potenz des Tropfendurchmessers) und zur Radarreflektivität (proportional zur sechsten Potenz des Durchmessers) bei, weshalb grosse Tropfen in genügender Anzahl erfasst werden müssen. Die Auswertearbeit für eine aussagekräftige Stichprobe wird noch grösser, wenn die einzelnen Fotos von Hand auszuwerten sind, wie das in vielen Fällen wegen der notwendigen Formerkennung geschehen muss.

1.2.2.3 Disdrometer

Das Disdrometer (Joss und Waldvogel, 1967) verwandelt die vertikale Impulskomponente eines auf seine Auffangfläche (50 cm^2) fallenden Tropfens in ein elektrisches Signal. Die Signalamplitude ist abhängig vom mechanischen Impuls des auffallenden Tropfens; sie ist in erster Näherung unabhängig vom Aufschlagsort auf der Auffangfläche. Da die Fallgeschwindigkeit der Tropfen (= Auftreffgeschwindigkeit) in erster Näherung auch durch den Tropfendurchmesser bestimmt ist, gibt es einen eindeutigen Zusammenhang zwischen dem Durchmesser des Tropfens und der durch ihn verursachten Signalamplitude beim Aufprall auf das Disdrometer. Fehlerquellen, wie die Abhängigkeit der Auftreffgeschwindigkeit von der vertikalen Windgschwindigkeit und der Turbulenz der Luft über dem Gerät oder die Oszillationen der Tropfen um ihre Gleichgewichtsform, können zwar im Einzelfall zu Abweichungen von +/- 2% bei der Bestimmung des Durchmessers führen (Joss und Waldvogel, 1977), sind aber im allgemeinen bei der Beurteilung der Tropfenverteilung gegenüber den durch die Kleinheit der Stichproben verursachten Fehlern vernachlässigbar (Joss und Waldvogel, 1969).

Mit dem Disdrometer von Joss und Waldvogel (1967) können die Tropfen im Bereich zwischen 0.3 und 5 mm Durchmesser, aufgeteilt in 20 Klassen, gezählt werden. Dazu wird die von jedem Tropfen auf den Auffangkörper ausgeübte Kraft durch einen elektrischen Strom in einem Magnetfeld automatisch kompensiert. Dadurch ist das Gerät schnell genug, um im natürlichen Regen die zur Bestimmung der Regenmenge und Radarreflektivität massgebenden Tropfen ohne wesentliche Korrekturfaktoren zählen zu können. Lediglich zu Messung der kleinen Tropfen sind Korrekturfaktoren notwendig, welche die Wahrscheinlichkeit berücksichtigen, dass kleine Tropfen auftreffen, bevor sich das System nach einem grossen beruhigt hat.

Obwohl das Disdrometer durch die automatische Erfassung der Tropfengrösse die Auswertearbeit wesentlich reduziert, darf man den Arbeitsaufwand für den Unterhalt des Instrumentes und für die Auswertung der Daten nicht unterschätzen. Er ist ungleich grösser als bei einem Regenmesser. Zudem können starke Winde zu massiven Fehlern führen.

1.2.3 Wetterradar

1.2.3.1 Messprinzip

Das Messprinzip des Wetterradars ist beispielsweise in Battan (1973) und in weitern Lehrbüchern ausführlich beschrieben. Hier seien daher

lediglich die für die Niederschlagsmessung in der Schweiz wesentlichen Grundlagen zusammengefasst.

Die von der Radarantenne aus einem Niederschlagsgebiet empfangene mittlere Echoleistung hängt direkt von der Radarreflektivität und der Radarkonstanten und indirekt vom Quadrat der Distanz und von der Abschwächung ab. Die Radarreflektivität entspricht dabei der mittleren reflektierenden Fläche pro Raumvolumen in einem Niederschlagsgebiet. Zu dieser reflektierenden Fläche tragen die einzelnen Niederschlagsteilchen proportional zu ihrem Radarstreuquerschnitt bei. Dieser ist eine Funktion der Wellenlänge des Radars und der Grösse, Form und Dielektrizitätskonstanten der Niederschlagsteilchen. Die Dielektrizitätskonstante hängt vom Aggregatszustand (Schnee, Regen) und von der Temperatur ab.

Von den Parametern, welche die Radarkonstante beeinflussen, sind neben Sendeleistung, Empfangsempfindlichkeit, Wellenlänge und Impulslänge die Strahlöffnung und der Antennengewinn von grosser Bedeutung. Beide wiederum hängen von der Wellenlänge des Radargerätes und der Grösse der Radarantenne ab. Kurze Wellenlänge und grosse Radarantenne bedeuten einen hohen Antennengewinn sowie scharfe Bündelung des Radarstrahls, d.h. die Möglichkeit, schwache Niederschläge in grösserer Entfernung zu messen. Zudem resultieren so auch weniger Störungen der Messungen durch Reflexionen an Festzielen (Bodenechos). Kürzere Wellenlängen bedeuten anderseits eine grössere Abschwächung des Radarstrahls durch den Niederschlag. Das Optimum zwischen den kontroversen Anforderungen ist gut definiert und liegt für die schweizerischen Niederschlagsarten und Ausbreitungsbedingungen im Alpenraum bei 5 cm Wellenlänge. 5 cm Wellenlänge ist lang genug, um die Abschwächung des Radarstrahls im Niederschlag in akzeptablen Grenzen zu halten. Sie ist anderseits so kurz, dass schwache Regenechos nicht zu stark von Bodenechos verfälscht werden, welche durch die Seitenkeule der Antenne aufgefangen werden. Die Wellenlänge ist auch kurz genug, um die Kosten der Radarantenne mit der gewünschten Strahlöffnung von einem Grad nicht allzusehr anwachsen zu lassen. Die Dimensionen der Antenne nehmen mit einer bestimmten Strahlöffnung proportional zur Wellenlänge, die Kosten der Antenne ungefähr proportional zu ihrem Gewicht oder proportional zur dritten Potenz der Wellenlänge zu.

1.2.3.2 Quantitative Niederschlagsmessung mit Radar

Der grosse Vorteil der quantitativen Niederschlagsmessung mit Radar liegt in der Tatsache, dass man grundsätzlich mit einem einzigen Gerät von einem geeigneten Standort aus ein grosses Gebiet von beispielsweise 400X400 km^2 erfassen kann: Die Frage ist nur, wie genau sind solche Messungen?

Um Niederschlagsmengen mit Radar bestimmen zu können, müssen wir aus der Echointensität in der Höhe auf die Regenintensität am Boden schliessen. Diese Beziehung ist umso besser definiert, je näher beim Boden das Radar misst und je weniger sich der Aggregatszustand dazwischen ändert. Da wegen der Abschattung durch Berge und wegen der Erdkrümmung mit grösser werdender Entfernung sowohl die Distanz zwischen dem Boden und dem Ort der Radarechobestimmung zunimmt (Höhendifferenz), als auch die Niederschlagsart sich höhenabhängig ändert (Schnee in der Höhe, Regen in geringeren Höhen, Schmelzzone mit hohen Reflektivitäten dazwischen), vergrössern sich die Messfehler mit zunehmender Entfernung. Diese Fehler

bewirken, dass in einer gegebenen Niederschlagssituation die vom Radar gemessene Regenintensität (d.h. die Empfindlichkeit) im Mittel systematisch und unlinear mit zunehmender Distanz abnimmt. Die physikalische Ursache liegt in der Abnahme der Echointensität mit zunehmender Höhe, kombiniert mit dem zunehmenden Austauchen des Radarstrahls aus der Niederschlagszone.

Die festgestellten Differenzen zwischen den in einem bestimmtem Raumbereich aus den Radardaten berechneten Niederschlagsmengen und den am Boden mit ANETZ-Regenmessern gemessenen Werten sind in der Schweiz hauptsächlich darauf zurückzuführen, dass die beiden Erfassungssysteme nicht dasselbe messen: Der vom Radar "gesehene" Niederschlag fällt nicht unbedingt in den Regenmesser und/oder der Niederschlag, welcher in den Regenmesser fällt, entsteht unterhalb des vom Radargerät erfassbaren Volumens. In 200 km Entfernung liegt beispielweise die Untergrenze des Radarstrahls wegen der Erdkrümmung bereits in ca. 3 km Höhe. Diese Tatsache bewirkt, insbesondere in grossen Distanzen, eine zu geringe Echointensität, welche bis zum vollständigen Uebersehen tiefliegender Niederschlagsgebiete reichen kann. Eine solche Unterschätzung tritt vorwiegend in schwachen, nicht konvektiven Niederschlägen zu Tage, in welchen die tiefer liegenden Teile des Niederschlagsgebietes wesentlich zu der Niederschlagsbildung beitragen. Diese Erscheinung liefert wohl den dominanten Fehler bei der Bestimmung der Niederschlagsintensität mit Radar. Sie kann durch die in der Schweiz verwendete Maximumbildung (siehe Kap. 1.2.3.3: Bildinhalt) etwas gemildert werden.

Wie viele Untersuchungen gezeigt haben, entsteht ein weiterer Fehler dadurch, dass die Beziehung zwischen Radarecho und Niederschlagsintensität von der Niederschlagsart abhängt. Dabei ist die verknüpfende Grösse die Verteilung der Niederschlagsteilchen, im Regen die Tropfenverteilung. Nach unserer Erfahrung steht dieser Störfaktor aber in der Schweiz weit hinter der erst erwähnten Fehlerart zurück.

Schliesslich kann eine dritte Unstimmigkeit dadurch entstehen, dass die Vergleichsinstrumente, hier die Niederschlagsmesser und der Radarstrahl, verschiedene Stichproben messen. Während der Niederschlagsmesser an einem Ort (Punkt) kontinuierlich misst, bestimmt das Radargerät alle 10 Minuten einen Mittelwert über ein Volumen, das proportional zur Distanz im Quadrat zunimmt und unvergleichlich grösser ist als das Einzugsgebiet eines Regenmessers. Insbesondere in grossen Distanzen erklärt diese Tatsache einen beträchlichen Teil der Unterschiede.

Ausführlicher werden die verschiedenen Fehlerquellen in Joss (1982) diskutiert. Die verschiedenen Fehlerursachen bewirken, dass der Wert der Radarinformation in erster Linie in der Erfassung des Ortes und der räumlichen Verteilung der Niederschläge liegt; die Angaben über die Stärke der Niederschläge sind daher vor allem qualitativer Art. Für eine quantitative Bestimmung der Niederschlagsmengen sind zusätzliche Referenzpunkte (Niederschlagsmesser) zum Aneichen nötig, wie dies ja bereits an verschiedenen Orten erprobt wird (siehe beispielweise Attmannspacher und Aniol (1971) oder Collier et al. (1983)). Wie genau mit diesem System tatsächlich gemessen werden kann, wird die Zukunft weisen.

1.2.3.3 Verfügbare Daten in der Schweiz

Uebersicht: Das erste der beiden operationellen, digitalen Wetterradargeräte der Schweiz wurde im Oktober 1977 auf La Dôle (1675 m/M) bei

Genf, das zweite im März 1979 auf dem Albis (893 m/M)) bei Zürich in Betrieb genommen. Sie wurden von Electronic Enterprise Corporation (EEC) in Alabama USA gebaut, wo ebenfalls die Programmierung für die Datenauswertung nach schweizerischen Spezifikationen erfolgte. Computergesteuert tastet jedes Radargerät während 10 Minuten, gestuft über 19 Antennenelevationen, das Wettergeschehen im Umkreis von 230 km bis auf 12 km Höhe ab. Der Rechner erstellt daraus ein dreidimensionales Bild, welches aus Grund-, Auf- und Seitenriss besteht. Ein spezieller Algorithmus wurde entwickelt, der die Behandlung von Problemen betreffend Bodenecho sowie Interpolationen in radartoten Räumen erlaubt. Für die Benützer können die Bilder auf einem Farbfernsehschirm dargestellt oder mit einem Faksimilegerät aufgezeichnet werden. Im Rahmen des Projektes DISAT (Digitale Satelliten- und Radarbildverarbeitung) wurden die Bilder der Geräte "Radar La Dôle"/"Radar Albis" zu einem Mosaik (Kompositbild) zusammengesetzt. In Zukunft sollen die Radarbilder mit Satelliten- und ANETZ-Daten überlagert werden.

Bildinhalt: Das Radarbild gibt einen Ueberblick über die gesamte dreidimensionale Niederschlagssituation und besteht aus Grund-, Auf- und Seitenriss. Dabei enthalten die Risse Projektionen der maximalen Echointensität. Aus allen in der betreffenden Projektionsrichtung liegenden Raumelementen wird das Intensitätsmaximum bestimmt und im entsprechenden Riss als Punktintensität abgebildet. Das Verfahren besitzt den Vorteil, dass Ort, Höhe, Ausdehnung und Intensität der stärksten Wettererscheinungen sicher abgebildet und sofort erkannt werden können. Dies war mit den konventionellen PPI- und RHI-Radarbildern nicht einfach, indem dort die Gefahr bestand, dass sich der Beobachter auf die Verfolgung einer Gewitterzelle in einem bestimmten Horizontal- oder Vertikalschnitt konzentrierte und dabei übersah, dass sich daneben oder darunter eine viel stärkere Zelle neu entwickelte.

Damit die Darstellungsgeräte sowohl für Einzel- (Fig.1.2.1) wie auch für Kompositbilder (Fig.1.2.2) verwendet werden können, werden für beide Bildarten 256 Zeilen mit je 320 Bildpunkten übertragen. Darin sind Grund-, Auf- und Seitenriss sowie die Zusatzinformationen (u.a. Beschriftung) enthalten. In jedem Bildpunkt im Grundriss wird die maximale Intensität einer vertikalen Säule mit 2x2 km^2 Grundfläche und 12 km Höhe dargestellt. Auf- und Seitenriss geben die Horizontalprojektionen der Echos bis zu einer Höhe von 12 km wieder. Die vertikale Auflösung beträgt dabei 1 km, wobei zur besseren Uebersicht die Vertikalausdehnung in der Darstellung 6-fach überhöht ist. Ein Bildpunkt im Auf- oder Seitenriss entspricht damit der maximalen Intensität in einer horizontalen Säule von 2x1 km^2 Querschnittsfläche (vertikal).

Die Echointensität gelangt in sieben logarithmischen Stufen von weniger als 0.3 mm/h bis über 100 mm/h zur Darstellung. Dies hat sich im operationellen Betrieb in Anbetracht der grossen örtlichen und zeitlichen Variabilität der Niederschläge als genügend fein erwiesen. Nicht selten fassen die Benützer sogar benachbarte Intensitätsstufen zusammen, um ein einfacher interpretierbares Bild zu erhalten. Dank der Flexibilität der Darstellungsgeräte kann die Farbe für jede Intensitätsstufe mit Schaltern innerhalb der sieben Möglichkeiten frei gewählt werden.

Zur Codierung der sieben Stufen werden drei Bit pro Bildpunkt benötigt. Total aber werden pro Bildpunkt vier Bit übertragen. Das vierte Bit gibt im Originalbild an, ob der betreffende Bildpunkt in einer

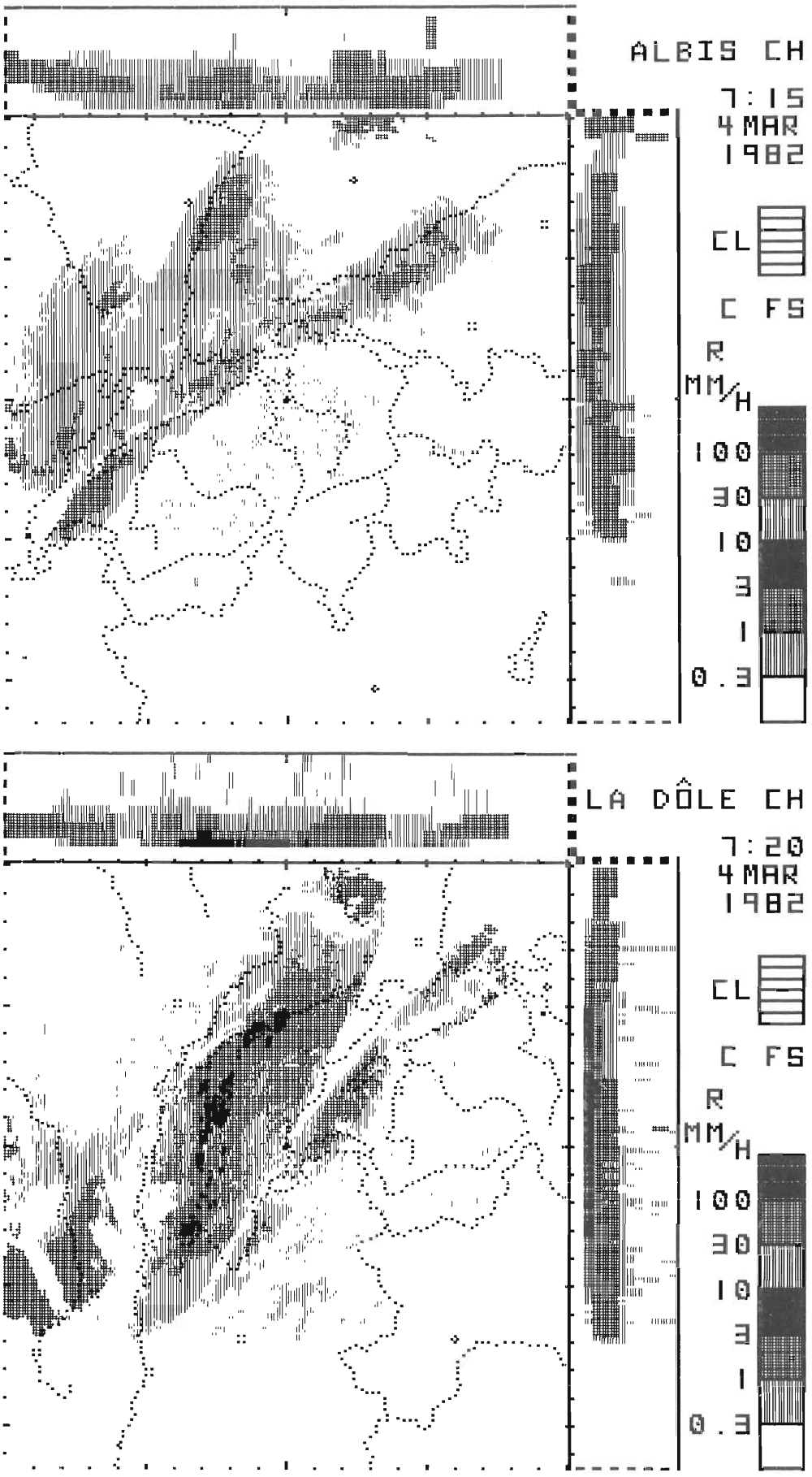

Fig. 1.2.1 Radarbilder Albis und La Dôle.
(Legende: siehe nächste Seite)

Fig. 1.2.1 Die Bilder der beiden Radargeräte Albis und La Dôle zeigen die Radarwettersituationen vom 4. März 1982, 0715 Uhr (oben) und 0720 Uhr (unten). Der Grundriss zeigt ein Gebiet von 400x430 km^2, wobei sich die Radarstationen La Dôle bei Genf (unten) und Albis bei Zürich (oben) jeweils im Zentrum des Bildes befinden. Um die Orientierung zu erleichtern, sind den Bildern Flüsse, Landesgrenzen und einige Städte überlagert. Auf- und Seitenriss zeigen die vertikalen Projektionen der Niederschlagsmaxima zwischen dem Boden und 12 km Höhe. Die mittlere Echohöhe beträgt in diesem Falle 7 km. Wie in den Skalen rechts vom Bild angegeben, werden Intensitäten im Bereich zwischen 0.3 und über 100 mm/h abgebildet, wobei allerdings in diesen Beispielen lediglich Intensitäten bis 10 mm/h gemessen wurden. Bodenechos (CL = Clutter) wurden vom Benützer zwecks besserer Klarheit in diesem Bild unterdrückt. Der leere Sektor im Nordostquadranten des La Dôle-Bildes wird durch ein Flugsicherungsradar verursacht. Das Koordinatensystem jedes Bildes ist auf das Radargerät bezogen.

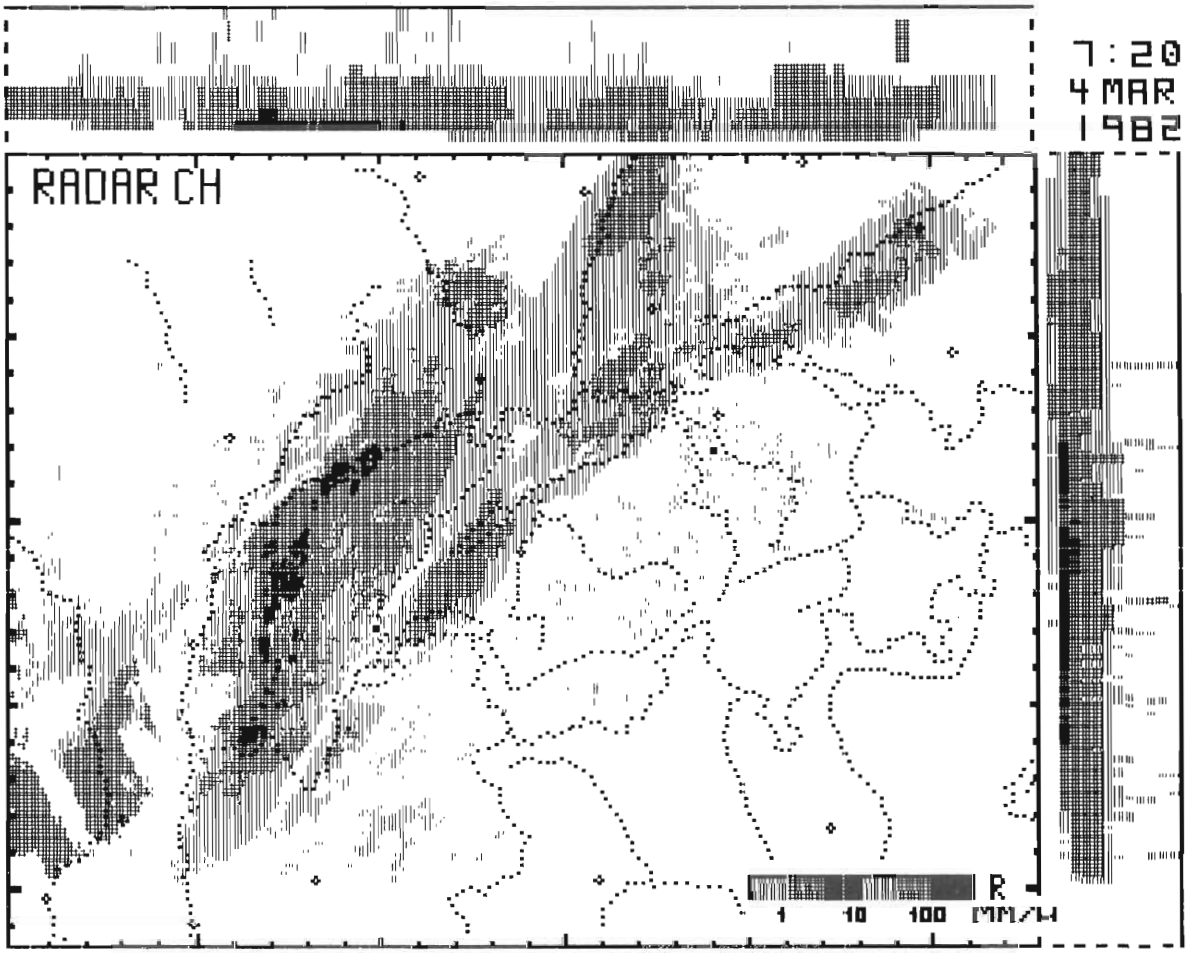

Fig. 1.2.2 Im Kompositbild wählt der DISAT-Rechner in den Ueberdeckungsgebieten die "bessere" Radarinformation aus den beiden Einzelbildern, d.h. diejenige ohne Bodenecho oder mit stärkerer Echointensität. Dadurch verschwindet beispielsweise der in Fig. 1.2.1 sichtbare, blinde Sektor von La Dôle; er wird durch Information vom Radar Albis ersetzt. Der Grundriss des Komposits enthält die gesamte Information der beiden Radargeräte über ein Gebiet von 558x428 km^2, abgesehen von je einem fehlenden, kleinen Streifen links oben und rechts unten. Das Koordinatensystem entspricht in dieser Zusammensetzung demjenigen der Landestopographie.

niederschlagsfreien Situation Echos von Festzielen (Berge, Streuung an Gebäuden oder an Unregelmässigkeiten des Bodens) enthalten hat. Der Beobachter kann sich dank dieser Zusatzinformation durch Bedienen eines Schalters warnen lassen, in welchen Gebieten er nichts aussagen kann.

Im Kompositbild lassen sich Festzielechos dank der Kombination der Information aus beiden Radargeräten so sicher unterdrücken, dass das vierte Bit für weitere Zusatzinformation verwendet werden kann. Beispielsweise ist für die Zukunft vorgesehen, Satellitenbild- und ANETZ-Daten auf Benützerwunsch interaktiv einzublenden.

Zusätzlich zur Niederschlagsinformation enthält das Bild neben Datum, Zeit und gewählter Farbzuordnung zu den sieben Intensitätsstufen auch die Landesgrenzen, die Markierung von Städten und Flughäfen und das Gewässernetz, so dass sich der Beobachter leicht im Bild zurechtfinden kann (siehe Fig. 1.2.1 und 1.2.2).

Datenverarbeitung und -übertragung: Ein Rohbild enthält etwa ein Gigabit (10^9 Bit) Information in Polarkoordinatenform. Dies entspricht den gesamten ANETZ-Rohdaten aller Wetterstationen eines halben Jahres. Die Radarrohinformation wird durch einen Kleinkomputer am Radarstandort ausgewertet. Das Resultat, in rechtwinkligen Koordinaten, besitzt mit ca. 300'000 Bit einen 3000 mal geringeren Umfang als das Rohbild und kann in drei Minuten über eine normale Telephonleitung zum Benützer übertragen werden. Ein grosser Vorteil dieses reduzierten Datenumfanges liegt auch darin, dass dadurch die digitale Speicherung vieler Bilder ermöglicht wird. Beispielsweise können so die Daten beider Radargeräte mit 10-Minuten Auflösung für eine 10-tägige Periode mit Hilfe eines einzigen Plattenstapels mit 120 MByte Informationsgehalt im Direktzugriff ausgewertet werden.

1.2.3.4 Genauigkeit der Radarniederschlagsmessung Ende 1983 in der Schweiz

In diesem Kapitel sind benützerorientiert die Ende 1983 vorliegenden Resultate der Vergleiche zwischen den mit den beiden Radargeräten und mit 53 ANETZ Niederschlagsmessern bestimmten Niederschlagsmessungen zusammengefasst (siehe auch Galli und Joss, 1983):

a) Die auf dem Bildschirm der beiden Radargeräte angezeigten Intensitäten (Momentanwerte) sind auf einen Faktor 2 genau.

b) Während 187 Stunden im März 1982 (ALPEX-SOP) wurden vom Radar La Dôle 33% und vom Radar Albis 47% und von beiden gemeinsam 61% der von den Niederschlagsmessern erfassten Regenmenge wiedergegeben. Die Ursache für das Defizit der Radarwerte liegt in der Abschirmung des Niederschlages durch Berge.

c) Da die Echointensität mit zunehmender Höhe im Mittel ungefähr um einen Faktor 5 pro Kilometer abnimmt, ergibt sich eine entsprechende Reduktion der mit Radar gemessenen Niederschlagsintensität von einem Faktor 3 pro Kilometer (siehe auch Kap 1.2.3.2). Um somit den für einen bestimmten Ort gültigen Korrekturfaktor bestimmen zu können, muss man die minimale Höhe des vom Radargerät abgetasteten Volumens an diesem Ort kennen. Diese wurde für das ganze schweizerische Radarbild bestimmt und ist in Abb. 1 in Joss und Kappenberger (1984) zusammen mit weiteren Resultaten wiedergegeben.

d) Teilt man die Regenmessstationen in drei Gruppen gleicher Anzahl, so liegen die besten im Mittelland in direkter Sichtverbindung. In dieser Gruppe variieren die mit Radar gemessenen täglichen Niederschlagsmengen zwischen 140 und 66% für La Dôle und 117 und 86% für Albis, wobei 100% die mit den ANETZ-Regenmessern bestimmte Menge bedeutet. In der schlechtesten Gruppe wurde vom La Dôle aus weniger als 31%, vom Albis aus weniger als 24% der mit dem ANETZ gemessenen Regenmenge erhalten. Die Stationen dieser schlechtesten Gruppe liegen in den Alpen oder südlich der Alpen, wo der Niederschlag vielfach wegen der Alpen überhaupt nicht erfasst wird. Für diese Regionen wird vor allem der Radardatenaustausch mit umliegenden Ländern Verbesserung bringen. Kontakte mit Italien, Frankreich und Deutschland sind vorhanden.

1.2.3.5 Ausblick

Viele Methoden wurden bereits für die Verbesserung der Niederschlagsmessung mit Radar vorgeschlagen. Grösstenteils sind sie jedoch noch im Forschungsstadium und, obwohl vielversprechend, teilweise noch recht weit entfernt von einer operationellen Anwendung. Auf der instrumentellen Seite sind Dopplerradargeräte und solche, die verschieden polarisierte Wellen aussenden können, zu erwähnen. Mit dem Dopplereffekt lässt sich die zum Radargerät radiale Geschwindigkeitskomponente und damit das Windgeschwindigkeitsfeld bestimmen, allerdings unter bestimmten Annahmen über die Gleichförmigkeit des Windfeldes und unter der Voraussetzung, dass Niederschlag als Tracer vorhanden ist (siehe z.B. Wilson et al., 1980). Ein wesentliches Problem des Dopplerradars liegt im enormen Datenanfall. An dessen Bewältigung und an Methoden zur Darstellung der Daten im operationellen Betrieb wird gegenwärtig intensiv gearbeitet. Weiter sollen geeignete Algorithmen erlauben, in Echtzeit Wetterechos von Bodenechos zu unterscheiden, was für ein gebirgiges Land wie die Schweiz besonders wertvoll wäre.

In Bezug auf eine Erhöhung der Messgenauigkeit der Niederschlagsmessung mit Radar ist wohl vom Dopplerradar wenig zu erwarten. Dagegen wird es wesentliche Verbesserungen in Bezug auf die Erkennung von Windgeschwindigkeiten, Windscherungen und Hagel bringen. Hier versprechen in Zukunft die kohärenten UHF/VHF-Radars (sogenannte "Vertical Profilers") eine ergänzende Messung zu den heute verwendeten Radiosondenstationen. Mit verschiedenen Polarisationsrichtungen (Goddard et al., 1981) kann die Symmetrie der Niederschlagsteilchen gemessen und damit zusätzliche Information über die Regentropfenverteilung erhalten werden. Wie weit dies den hohen Investitionsaufwand rechtfertigt, wird die Zukunft zu zeigen haben.

Auf der Auswerteseite wird versucht, auf verschiedene Arten den Niederschlagstyp zu erfassen und entsprechende Korrekturen einzuführen. Browning (1979) schlägt zur Erkennung der Wettersituation in "Frontiers" (Forecasting Rain Optimised using New Techniques of Interactively Enhanced Radar and Satellite) vor, für die Erkennung der Situation und für die Wahl der Korrekturen einen erfahrenen Meteorologen am interaktiven Datensichtgerät einzusetzen. In der Schweiz versuchen wir im Rahmen des Projektes DISAT, die Erkennung der Niederschlagsart aufgrund der mit dem Radar erfassten vertikalen Struktur zu finden und die entsprechende Korrektur automatisch durchzuführen.

Im Rahmen des amerikanischen Projektes NEXRAD (NEXt generation RADar sollen 160 Wetterradargeräte ab 1985 zu einem Stückpreis von 1 bis 2 Millionen Dollar gebaut und zur Erfassung des Wetters in den USA installiert werden.

1.2.4 Wettersatelliten und Niederschlagsmessung?

1.2.4.1 Uebersicht

In der Schweiz widmet sich unseres Wissens heute niemand der grossräumigen Bearbeitung von Satellitendaten im Hinblick auf eine qualitative oder gar quantitative Niederschlagsbestimmung. Hingegen untersuchte Martinec (1980) vom Eidgenössischen Institut für Schnee- und Lawinenforschung die Schneebedeckung im Dischma anhand von hochaufgelösten Satellitenbildern. An der Meteorologischen Anstalt ist im Rahmen des Projektes DISAT vorgesehen, Satellitenbildinformation mit Radardaten und ausgewählten Messgrössen des ANETZes (automatische Wetterstationen) zu verknüpfen. Zudem beteiligt sich die Schweiz am Pilotprojekt der Aktion COST 72 (Niederschlagsmessung mit Radar), welches zum Ziele hat, die digitalen Radardaten der europäischen Länder in Malvern (GB) zu sammeln, mit Satelliteninformation zu überlagern und zu versenden.

Verglichen mit der Niederschlagsmessung mit Radar ist die Erforschung der Möglichkeiten der Niederschlagsbestimmung mit Satelliten noch im Anfangsstadium. Dementsprechend werden viele Verfahren diskutiert und erprobt. Beispielsweise besprechen Barrett und Martin (1981) in ihrem Buch die verschiedensten Methoden, deren Anwendung und deren zukünftigen Möglichkeiten zur Erfassung des Niederschlags von Satelliten aus. Dabei scheint die Erfassung der konvektiven Niederschläge in den Tropen besser zu stimmen als jene der vielfach aus geringerer Höhe stammenden Regen unserer Breiten.

1.2.4.2 Messverfahren

Bereits im Bericht der WMO (1967) über die Rolle meteorologischer Satelliten innerhalb der Welt-Wetter-Wacht werden drei verschiedene Methoden erwähnt, die erlauben sollen, Regengebiete mittels Satelliten zu erfassen und zu verfolgen:

a) Passive Methoden, welche die Unterscheidung von Wolken mit Niederschlag von solchen ohne Niederschlag gestützt auf die wellenlängenspezifische Ausstrahlung der Niederschlagsteilchen erlauben sollen. Dabei wurde bereits damals festgehalten, dass dies nur in ausgewählten Wellenlängenbereichen möglich sei: Millimeter-Wellen wurden als geeignet, die Kanäle im Sichtbaren (VIS) und im Infraroten (IR) als ungeeignet betrachtet. Nach heutigen Erkenntnissen versprechen die passiven Methoden die grösseren Erfolgschancen als die nachfolgend beschriebenen Methoden b) und c). Die Möglichkeiten im infraroten Spektralbereich sind positiver zu beurteilen. Dies vor allem deshalb, weil die ersten Illusionen über die erreichbaren Genauigkeiten mit aktiven Methoden verflogen sind. Die indirekten Methoden im IR- und VIS-Bereich werden für die Anwendung wieder interessanter, sind doch heute Bilder mit verhältnismässig guter örtlicher und zeitlicher Auflösung verfügbar.

b) Aktive Methoden (Radar) sollen durch die Reflexionseigenschaften der Wolken und Regentropfen Auskunft über Niederschlagsgebiete geben. Dabei wurden im WMO-Bericht bereits Interpretationsschwierigkeiten vorausgesagt. Aber auch auf instrumenteller Seite wird man für die aktive Methode, bei welcher der Satellit ja Energie gebündelt zur Erde senden und wieder empfangen muss, noch grosse Probleme lösen müssen. Hauptschwierigkeit ist dabei, vom Satelliten aus über 1000 km Entfernung die für die Niederschlagsmessung wichtigen letzten Kilometer genau genug zu erfassen, d.h. dort die schwachen Wetterechos vom starken Echo der benachbarten Erdoberfläche unterscheiden zu können. Wie beim Radar auf der Erde stehen sich dabei Konsequenzen einer beschränkten Antennendimension (kurze Wellenlänge) und der zulässigen Abschwächung (lange Wellen) diametral entgegen.

c) Mit der "Methode der verzögerten Antwort" sollten nach Niederschlagsende durch Infrarotmessungen die vom Niederschlag abgekühlten Gebiete der Erdoberfläche bestimmt werden. Dieses Verfahren kann unserer Ansicht nach im besten Fall qualitative Resultate bringen, insbesondere wenn man bedenkt, welche Probleme und Unsicherheiten die Temperaturmessung im Infrarotbereich vom Satelliten aus bereits bei anderen Anwendungen bringt. Zudem besteht die Forderung, dass zur Temperaturmessung der Boden- oder Meeresoberfläche der Himmel nach dem Niederschlag klar sein muss, was die Erfolgsaussichten dieser Methode weiter einschränkt.

1.2.4.3 Heutiger Stand der Niederschlagsmessung von Satelliten aus

In der Schweiz erfolgt gegenwärtig keine grossräumige Niederschlagsbestimmung aus Satellitendaten. Im Rahmen des Projektes DISAT ist jedoch vorgesehen, die diesbezüglichen Möglichkeiten für das Gebiet der Schweiz zu erproben. Dabei soll von einer für das Pilotprojekt der Aktion COST 72 vorgeschlagenen Methode ausgegangen und deren Resultate mit den Radar- und ANETZ-Messungen verglichen werden. Diese Methode stützt sich auf IR-Bilder; sie wurde von Negri und Adler (1981) für die Detektion von Gewittern in den USA entwickelt. Die dabei gefundene Unsicherheit der Niederschlagsintensität liegt bei einem Faktor 3 und schlechter. Die grossen Fehler entsprechen Angaben von Lovejoy und Austin (1980) und zeigen, dass mit den herkömmlichen Satellitendaten auch in Zukunft kaum allein, sondern nur in Verbindung mit Radar und mit konventionellen Niederschlagsmessungen am Boden eine brauchbare, quantitative Niederschlagsbestimmung möglich sein wird. Die Resultate der verschiedenen Instrumente konkurrenzieren sich nicht, sondern sie ergänzen sich: Während man mit Niederschlagsmessern die lokale Intensität, d.h. die Zellenstruktur des Niederschlages mit einer Genauigkeit von ca. 5% voll erfassen kann, bringen die beiden schweizerischen Radargeräte alle 10 Minuten zwar grobe Mittelwerte über je 4 km^2 Fläche, dafür aber aus dem ganzen Gebiet der Schweiz. Die für die Mittelwerte erreichten Fehler betragen etwa 30%. Die Erfassung von Niederschlägen von METEOSAT aus ist mit noch grösseren Unsicherheiten verbunden. Der Satellit sieht annähernd die halbe Erde; die örtliche Auflösung über der Schweiz beträgt ca. 40 km^2. Die Intensität kann heute alle 30 Minuten ohne spezielle Eichung auf einen Faktor von ca. 4 genau abgeschätzt werden.

Literatur

ANNALEN der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt

BEIHEFTE zu den ANNALEN der SMA (1975): Grundlagen zum Klima der Schweiz: Klimatologische Bibliographie 1921-1975. Klimatologie der Schweiz.

ATTMANNSPACHER, W., ANIOL, R. (1971): Erste Versuche einer quantitativen Niederschlagsmessung mittels Radar am Hohenpeissenberg. Ann. Met., Neue F. 5, 221-223 pp.

BATTAN, L.J. (1973): Radar Observation of the Atmosphere. The Univ. of Chicago Press, Chicago and London, 324 pp.

BARRET, E.C., MARTIN, D.W. (1981): The Use of Satellite Data in Rainfall Monitoring. Academic press, London.

BROWNING, K.A. (1979): The FRONTIERS plan; a strategy for using radar and satellite imagery for very short-range precipitation forecasting. Met. Magazine No 1283, Vol. 108, 161-184 pp.

COLLIER, C.G., LARKE, P.R. and MAY, B.R. (1983): A weather radar correction procedure for real-time estimation of surface rainfall. Quart. J.R. Met. Soc. 109, 589-608 pp.

DIEM, M. (1960): Zur Messtechnik der Struktur von Wolken und Niederschlag. Zeiss Werkzeitschrift 38, 89 pp.

GALLI, G., JOSS, J. (1983): Errors in Measuring Rain Amounts with Operational Radars at long Ranges in the Swiss Alps using Projections of Maximum Reflectivity. 21th Conference on Radar Meteorology, Edmonton, Canada.

GODDARD, J.W.F., CHERRY, S.M. and BRINGI, V.N. (1981): Comparison of Dual-Polarization Radar Measurements of Rain with Ground-Based Disdrometer Measurements. J. Appl. Met., Vol. 21, No. 2, 252-256 pp.

GUTERMANN, Th. (1974): Zur Niederschlagsmessung in der Schweiz: Aktuelle Beobachtungsnetze und grundsätzliche Messprobleme. Arbeitsberichte SMA, Nr. 45.

JONES, J.M.A., DEAN, L.A. (1953): A raindrop camera. Research Report No. 3, U.S. Army Contract No. DA-36-039 SC-42446, Illinois State Water Survey, Urbana, Illinois.

JOSS, J., WALDVOGEL, A. (1967): Ein Spektrograph für Niederschlagstropfen mit automatischer Auswertung. Reprint from Pure and Applied Geophysics, 240-246 pp.

--- (1969): Raindrop Size Distribution and Sampling Size Errors. Reprint from J. Atmos. Sci., Vol. 26, 566-569 pp.

--- (1977): Comments on "Some Observations on the Joss-Waldvogel Rainfall Disdrometer". Reprint from J. Atmos. Sci., Vol. 16, 112-113 pp.

JOSS, J., (1982): Capabilities of Measuring Rainfall with Radar over a River Basin - Experience with the Swiss Radars. Proc. Symp. Hydrolog. Research Basins, Sonderh. Landeshydrologie, Bern, 143-152 pp.

JOSS, J., KAPPENBERGER, G. (1984): Quantitative Measurements of Precipitation with Radar in an Alpine Country. 22th Conference on Radar Meteorology, Zürich, Switzerland, 6 pp.

LOVEJOY, S., AUSTIN, G.L. (1979): The estimation of rain from satellite borne microwave radiometers. Quart. J.R. Met. Soc., No. 106, 255-276 pp.

MARTINEC, J. (1980): Limitations in Hydrological Interpretations of the Snow Coverage. Reprinted from Nordic Hydrology, No. 11, 209-220 pp.

MUELLER, G. (1980): Die Beobachtungsnetze der Schweizerische Meteorologischen Anstalt, Konzept 1980. Arbeitsberichte SMA, Nr. 93.

--- (1981): Beobachtungsnetze. 100 Jahre Schweizerische Meteorologische Anstalt (Festschrift).

--- Schweizerische Meteorologische Anstalt (1982a): Handbuch für Beobachter des automatischen Beobachtungsnetzes.

--- (1982b): Die Wetterstation auf dem Säntis. 100 Jahre Wetterwarte Säntis (Festschrift).

NEGRI, A.J., ADLER, R.F. (1981): Relation of Satellite-Based Thunderstorm Intensity to Rainfall-Estimated Rainfall. Reprint from J. Appl. Met., Vol. 20, No 3, 288-300 pp.

SEVRUK, B. (1981): Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers der Hellmann-Regenmesser im Sommerhalbjahr in der Schweiz. Mitteilungen der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Nr. 52.

SPREAFICO, M. und BIGLER, R. (1980): Verzeichnis der hydrologischen Untersuchungsgebiete der Schweiz. Landeshydrologie, Mitteilung Nr. 2.

SPREAFICO, M. und BUTTET, P. (1983): Verzeichnis der schweizerischen Pegelstand- und Abflussmessstationen an Oberflächengewässern. Landeshydrologie, Mitteilung Nr.5.

WILSON, J., CARBONE, R., BAYNTON, H. and SERAFIN, R. (1980): Operational Application of Meteorological Doppler Radar. Bulletin of the AMS, Vol. 61, No. 10, 1154-1168 pp.V.N.

WINTERBERICHTE des Eidg. Instituts für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch/Davos: Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (1967): The Role of Meteorological Satellites ind the World Weather Watch. WWW Planning Report 17, WMO, Geneva, 76 pp.

WMO (1983): Guide to Meterological Instruments and Observing Practices. WMO - No. 8.TP.3, Fifth edition.

ZELLER, J., GEIGER, H. und ROETHLISBERGER, G., Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen Birmensdorf (1976-1983): Starkniederschläge des Schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes. 6 Bände.

2. Daten und ihre klimatologische Bearbeitung

Daten und Datenzugriff
Niederschlagskarten und Regionalisierung

Zusammenfassung: Die Resultate der wichtigsten Niederschlagsmessnetze werden von der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) oder vom Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung (EISLF) zentral gesammelt, auf ihre Plausibilität geprüft, ausgewertet, publiziert und archiviert. In den folgenden Ausführungen werden die durch die SMA und EISLF auf Papier oder EDV-Datenträgern archivierten Niederschlagsdaten beschrieben, sowie Art und Umfang der wichtigsten Niederschlagspublikationen dieser beiden Stellen vorgestellt.

Eine wertvolle Ergänzung zu den veröffentlichten Messwerten findet der Datenbenützer in den Niederschlagskarten. Vor allem die älteren unter ihnen sind aber nicht leicht auffindbar und daher kurz beschrieben. Zusammen mit den Hinweisen im Kapitel Regionalisierung können diese Karten zu einem besseren Verständnis der Niederschlagsverhältnisse in der Schweiz beitragen.

Résumé: Les résultats des plus importants réseaux de mesures de précipitations sont recueillis par l'Institut Suisse de Météorologie (ISM) ou par l'Institut Suisse pour l'étude de la neige et des avalanches (EISLF). Ils sont soumis à un contrôle de vraisemblance, évalués, publiés et classés dans les archives. Dans les exposés suivants seront décrites les données de précipitations archivées sur papier par l'ISM et l'EISLF ou sur les supports de données informatiques et les publications les plus importantes de ces deux instituts seront présentées.

L'utilisateur de ces données trouvera dans les cartes de précipitations un complément précieux aux mesures publiées. Les plus anciennes surtout sont difficiles à découvrir et par conséquent seront brièvement décrites. A l'aide des indications figurant au chapitre de la régionalisation, ces cartes peuvent contribuer à une meilleure compréhension des précipitations en Suisse.

Abstract: The precipitation data obtained of the main precipitation networks are collected either by the Swiss Meteorological Institute (SMA) or the Swiss Federal Insitute for Snow and Avalanche Research (EISLF). They are verified, interpreted, published and kept in archives. This paper describes what precipitation data are available on paper or EDP usable means that are stored at the SMA or EISLF. Furthermore the main publications on precipitation of the two institutes are presented with respect to their content and volume.

The user may find valuable supplementary information by using precipitation maps. Since the older maps are not easily available, they are shortly described here. Together with the reference given in chapter regionalization they may lead to a better comprehension of the precipitation situations in Switzerland.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

2.1 Daten und Datenzugriff

R. Dössegger

Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich

2.1.1 Einleitung

Die Niederschlagsdaten der in Kapitel 1 beschriebenen Messnetze werden in der Regel von Beobachtern manuell erfasst und in Beobachterprotokolle eingetragen. Gewisse ausgewählte Stationen übermitteln ihre Daten unmittelbar nach der Messung an die auswertenden Zentralstellen, meistens entweder die Schweizerische Meteorologische Anstalt (SMA) oder das Eidgenössische Institut für Schnee- und Lawinenforschung (EISLF). Die Protokolle und eventuell vorhandene Registrierstreifen werden periodisch per Post an die erwähnten Zentralstellen gesandt.

Die Niederschlagsdaten werden von den Zentralstellen auf ihre Richtigkeit geprüft, zu Prognosen und Berichten ausgewertet und anschliessend archiviert. Seit den späten Sechzigerjahren dieses Jahrhunderts wird dabei in immer umfassenderem Masse die elektronische Datenverarbeitung als Hilfsmittel eingesetzt. Die Daten stehen seither auf EDV-Datenträgern zur Verfügung, was natürlich weitere Auswertungen stark erleichtert. Schritt um Schritt werden nun auch die Daten der Vor-EDV-Zeit auf EDV-Datenträgern erfasst und archiviert.

Anders als oben beschrieben, funktionieren die automatischen Messnetze. Im ANETZ der SMA z.B. werden die Messwerte alle zehn Minuten automatisch erfasst, unverzüglich via Telefonleitungen an die SMA übermittelt, dort verarbeitet und auf EDV-Datenträgern archiviert. Papierprotokolle werden nicht mehr verwendet.

Im folgenden werden die wichtigsten Niederschlagsdatensätze der SMA und des EISLF beschrieben. Diese Daten stehen den Benützern bei diesen Bundesstellen zur Verfügung und können dort bestellt werden: Niederschlagsdaten im allgemeinen bei der SMA und spezielle Schneedaten beim EISLF.

Die Daten von Messnetzen oder Einzelmessstellen von Hochschulen, kantonalen Amtsstellen usw. werden von den Messnetzbetreibern selber archiviert und verwaltet. Sie sind direkt bei diesen Stellen zu beziehen.

2.1.2 Daten auf Beobachtungsprotokollen

Die Beobachterprotokolle werden in der Regel bei den Zentralstellen archiviert und können dort eingesehen werden. Eine Ausleihe kommt normalerweise nicht in Frage.

2.1.2.1 Niederschlagsmessnetz (siehe auch Kapitel 1.1.2.3)

Die täglichen Niederschlagssummen (0730 - 0730 MEZ) der Stationen des Niederschlagsnetzes werden auf den sogenannten Witterungstabellen

Witterungs-Tabelle / Bulletin météorologique 1260

Jahr / Année 1984 Monat / Mois de JANUAR Station 8211 LOHN SH Kanton / Canton SH

Beobachter / Observateur Walter Leu - Oehler

Tag Jour du mois	Witterungs-Charakter / Etat du ciel - Phénomènes particuliers: vormittags und mittags 7½-13½ h. avant-midi et midi de 7½ à 13½ h.	nachmittags und abends 13½-19½ h. après-midi et soir de 13½ à 19½ h.	nachts und morgens des folgenden Tages von 19½-7½ h. nuit et matin du lendemain de 19½ à 7½ h.	n*	*h	Niederschlagsmenge in mm von 7½ h. bis 7½ h. d. folgend. Tages / Pluie ou neigetom-bée de 7½ h. à 7½ h. du jour suiv.	Tag Jour du mois
1	l. bew - bew	l. bew. - hell	hell - l. bew.			—	1
2	l. bew.	l. bew.	hell, ≡ ¹zw fr ⌴			—	2
3	⌴ ≡ ¹zw bew zunahm, *° ab 12⁴⁵	•⁰⁻¹ - 17°°, d. Aufhell. ⁄	⁄ hell zw., * unt. 1cm fr			7	8	3
4	*¹ ▽ abw. Aufhell.	bed., *fl - *° 2cm *	*° am ep abd., Aufhell.	4	4	1	2	4
5	st. bew - bed.	l. bew. - hell	anf. hell, d. bed.		3	0	1	5
6	*° 3cm N* Alpen eingehüllt	bed., ≡ ¹g. abd	≡ ¹zw, bed.	2	5	1	1	6
7	bed. - st. bew.	bed. 7 - •°	anf. •°, Aufhell.			2	5	7
8	∿, *° 1005 - 1040 Wechs. bew. - bed.	wechs. bew., *⁰⁻¹ ab 18°°	*⁰⁻¹ - 20°°, dann zw.	5	5	4	0	8
9	*fl zw abw. Aufhell.	*¹ ▽ 17°°, Aufhell. p	*° st. bew.	1	5	0	4	9
10	st. bew. - bed., *fl 12¹⁵ - 5o	st. bew., Aufhell. abd	bew., d. ≡ ¹, Bild. v. V		5	—	—	10
11	≡ ¹V, Aufhell. ab 13°°	l. bew.	anf. hell, d. bed., Eis 0615 ab		5	0 3	0 8	11
12	Eis 7 - •°, d. *⁰⁻¹	*° vereinz., bed.	bed. - st. bew.	3	8	3 8	0 4	12
13	Alp sicht. bed.	*⁰⁻¹ ab 14°°, •° g. abd	•° zw			8	1	13
14	•⁰⁻¹ m. U. ⁄ Alp sichtb. ab 11°°	⁄ •⁰⁻¹ m. U.	•⁰⁻¹, st. West, *fl fr			1 9	5	14
15	*⁰⁻¹ ▽ abw. Aufh.	*¹ ▽ abw. st. bew	bed. - st. bew., •° fr	7	7	4	5	15
16	*¹, •° ab 10³⁰	bed. - st. bew.	* ▽			3	2	16
17	•⁰⁻¹	•° zw, Aufhell. abd, •*¹ ▽ 19³⁰	anf. * ▽, bew. - st. bew.	1	1	1 7	4	17
18	bew. sonnig	*⁰⁻¹ ▽ zw	bew. - l. bew.	1	2	0	2	18
19	bew., dann bed.	*¹ 13³⁰ - 19°°	*¹ zw	1 4	1 5	1 3	3	19
20	*fl zw	*fl zw., Aufh. abd	bew. - bed.		1 4	0	0	20
21	bed. H ≡, *° ab 12³⁰	*° bed.	bed.	4	1 6	3	6	21
22	bed. H ≡ ≡ ¹g. Mittag, *° ab 13³⁰	≡ ¹ *⁰⁻¹, •° ab 17°° d. *¹	st. bew. - bed., * zw	1 2	2 3	1 1	2	22
23	Alpen sichtb. st. bew. - bed.	*⁰⁻¹ ab 14³⁰	- *¹ - •⁰⁻¹, *¹ ⊥	• •	2 6	1 8	9	23
24	*° zw ⊥	*¹ ⊥	kz. Aufh., *⁰⁻¹	• •	3 4	4	1	24
25	bed. - st. bew.	*fl - *⁰⁻¹ bis 17¹⁵	l. bew. - bew.	4	3 4	2	2	25
26	bew.	bed.	bed. - st. bew.		3 1	—	—	26
27	st. bew.	l. bew. - bew.	bed. - st. bew.		2 8	—	—	27
28	Bew. abn., d. l. bew.	l. bew.	bew. - bed.		2 6	—	—	28
29	=, ≡ ¹ Aufl. vor Mittag	meist. bed.	*° fr	2	2 5	1	2	29
30	*°, *° ≡ ¹	bed., Aufhell. g. abd	anf. l. bew. *° ab 06°°	2	2 8	2	9	30
31	*⁰⁻¹	•° vereinz.	∿ abd, • - *⁰⁻¹ zw	1	2 6	4	0	31
	• N* wegen st. * Verwehungen nicht messbar!					Summe / Total en millimètres: 134.4	

Bemerkungen / Remarques:

NB. Um bei Niederschlägen über 10 mm Irrtümern vorzubeugen, wolle man nicht nur den Tagesbetrag, sondern auch die einzelnen Messungen, z. B. 9,5 + 9,4 + 9,7 = 28,6 mm, notieren. Auch unterlasse man nicht, die Dezimalstellen genau zu setzen und bei ganzen Millimetern die Dezimale 0.

NB. - Pour éviter des erreurs toutes les fois que l'eau à mesurer dépasse 10 mm, nous recommandons de ne pas se borner à inscrire le total du montant, mais de noter aussi chaque mesure l'une après l'autre p. ex. 9,5 + 9,4 + 9,7 = 28,6 mm. De même il est judicieux de ne pas omettre la virgule décimale et s'il n'y a que des entiers, d'y ajouter la décimale 0, p. ex. au lieu de 2 il faut mettre 2,0

n* = Neuschnee in cm
*h = Schneehöhe in cm

n* = Nouvelle neige en cm
*h = Hauteur totale de la neige en cm

57800/2

Tab. 2.1.1 Beispiel einer ausgefüllten Witterungstabelle

notiert Tab.2.1.1. Zusätzlich zu den Niederschlagssummen enthalten die Witterungstabellen folgende, allerdings fakultative Angaben:

- bis ca. 1911: Beschreibung des Witterungscharakters des Vor- und Nachmittages.
- ab ca. 1912: Ausdehnung der Beschreibung des Witterungscharakters auf die Nacht.
- ab ca. 1968: Angaben über Neu- und Gesamtschneehöhe (nur bei einem Teil der Stationen).

Die Witterungstabellen des Niederschlagsnetzes sind bei der SMA archiviert.

2.1.2.2 Konventionelles Klimanetz (siehe auch Kapitel 1.1.2.2)

Die Beobachterprotokolle des konventionellen Klimanetzes haben im Verlaufe der Zeit verschiedene Umstellungen erfahren, vor allem im Zusammenhang mit der Einführung neuer Beobachtungsgrössen oder neuer Instrumente. Folgende Informationen sind in den drei Beobachtungen pro Tag enthalten:

- ab 1864: Eine Niederschlagstagessumme, Angaben über die Art und Dauer des Niederschlages und über den Witterungsverlauf, bei gewissen Stationen auch Angaben über den Schnee.
- ab 1959: obligatorische Angaben über Neu- und Totalschneehöhe.
- ab 1971: Zweimalige Messung der Niederschlagssumme sowie der Neu- und Totalschneehöhe (morgens und abends).

2.1.2.3 Totalisatorennetz (siehe auch Kapitel 1.1.2.4)

Die Originalmessprotokolle der in der Regel jährlichen Abstichmessungen des Totalisatorennetzes werden von den Beobachtern an die SMA gesandt und dort archiviert. Die Resultate werden auf das hydrologische Jahr (1. Oktober bis 30. September) reduziert und in den Annalen der SMA publiziert.

2.1.2.4 Konventionelles SYNOP-Netz

Das konventionelle SYNOP-Netz wurde seit Beginn der Fünfzigerjahre bis zur Ablösung durch das ANETZ Ende der Siebzigerjahre betrieben. An zehn Orten der Schweiz wurden einmal täglich die Neu- und Gesamtschneehöhe, zweimal täglich die Niederschlagssumme sowie achtmal täglich der Wetter- und Witterungscharakter gemessen oder beschrieben. Die entsprechenden Protokolle sind bei der SMA archiviert.

2.1.2.5 Messnetze des EISLF

Die Protokolle dieser Beobachtungsnetze enthalten Angaben über die Neu- und Gesamtschneehöhe, Art der Schneedecke sowie über Wetter, Witterung und Lawinen. Sie werden beim EISLF archiviert.

2.1.3 Allgemein zugängliche Publikationen

Die durch die SMA und das EISLF bereinigten Niederschlagsdaten sind in folgenden allgemein zugänglichen Publikationen veröffentlicht:

2.1.3.1 Das Klima der Schweiz (auf Grundlage der Beobachtungsperiode 1864-1900)

(J. Maurer, R. Billwiler und C. Hess, 1909)

Beschreibung des Klimas der Schweiz mit Text (Band 1) und Tabellen (Band 2), enthaltend monatliche und jährliche Niederschlagssummen, maximale Tagessummen, sowie monatliche und jährliche Anzahl der Niederschlags- und Schneetage.

2.1.3.2 Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901 - 1940

(H. Uttinger, 1949)

Begleittext, mittlere Monats- und Jahressummen 1901 - 1940 von 484 Stationen, mittlere Jahressummen für weitere 107 Stationen mit täglicher Messung und für 142 Totalisatoren, grösste und kleinste Jahresmengen der Periode 1901 - 1940 für 347 Stationen sowie eine Niederschlagskarte der Schweiz im Massstab 1:500 000.

2.1.3.3 Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt

(ab 1864)

In den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (früher Zentralanstalt) werden alljährlich die Niederschlagsdaten der verschiedenen Beobachtungsnetze der SMA veröffentlicht.

ab 1865: Monats- und Jahressummen der niederschlagsmessenden Stationen

ab 1883: Zusätzliche Angaben über die Gewittertätigkeit

ab 1969: Zusätzliche Monats- und Jahressummen der Tage mit einer Niederschlagssumme von mindestens 1.0 mm.

2.1.3.4 Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen (ab 1888)

In den Ergebnissen der täglichen Niederschlagsmessungen werden durch die SMA die Niederschlagsmessungen der meteorologischen und der Regenmess-Stationen der Schweiz veröffentlicht:

ab 1889: Tages- und Monatssummen (handgeschrieben)

ab 1901: Tages, Monats- und Jahressummen

ab 1914: Zusätzlich mit den Ergebnissen der Totalisatoren (hydrologisches Jahr)

ab 1969: Zusätzlich mit Monats- und Jahressummen der Tage mit einer Niederschlagssumme von mindestens 1.0 mm.

2.1.3.5 Beihefte zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt

In der Reihe der Beihefte zu den Annalen (ab 1959), die sich mit der Klimatologie der Schweiz der Perioden 1901 - 1940 und 1901 - 1960 befassen, behandeln folgende Kapitel Niederschlagsprobleme:

1964 E1	Einleitung
1964 E2	Mittlere Monats-, Jahreszeiten- und Jahressummen der Niederschlagsmengen (Periode 1901 - 1940)
1964 E3	Beobachtungsreihen der Niederschlagsmengen 1901 - 1960 (Monats-, Jahreszeiten- und Jahressummen)
1965 E4	Die Veränderlichkeit der Niederschlagsmengen 1901 - 1960 (Monats-, Jahreszeiten und Jahressummen)
1969 E5	Die Niederschlagshäufigkeit - Allgemeines
1969 E6	Die mittlere Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 1.0 mm (Periode 1901 - 1940, 1931 - 1960)
1969 E7	Beobachtungsreihen der Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 1.0 mm (Periode 1901 - 1960)
1969 E8	Die Veränderlichkeit der Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 1.0 mm (Periode 1901 - 1960)
1975 E9	Die mittlere Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 0.3 mm (Perioden 1901 - 1940, 1931 - 1960)
1975 E10	Beobachtungsreihen der Zahl der Tage mit Niederschlag von mindestens 0.3 mm (1901 - 1960)
1975 E11	Zahl der Tage mit Schneefall 1901 - 1940, 1931 - 1960 (Monats-, Jahreszeiten- und Jahressummen)
1975 E12	Prozentualer Schneeanteil am Niederschlag (1959 - 1970)
1980 E13	Gebietsniederschlag (1901 - 1972)
1979 K	Gewitter und Hagel
1979 F	Schneedecke und Neuschnee

2.1.3.6 Winterberichte des Eidg. Institutes für Schnee- und Lawinenforschung (ab Winter 1936/37)

In den Winterberichten des EISLF sind neben den Angaben über die Lawinenverhältnisse in den Schweizeralpen auch die Resultate der EISLF-Messnetze (siehe auch Kapitel 1.1.2.6) bezüglich Witterung, Neu- und Gesamtschneehöhe veröffentlicht.

2.1.4. Daten auf EDV-Datenträgern

Seit der Einführung der EDV durch die SMA und das EISLF werden die neu erhobenen Daten normalerweise laufend auf EDV-Datenträgern erfasst, bis heute meist in Form von Lochkartenschlüsseln auf sequentiellen Banddateien. Bei den älteren Daten wird versucht, sie allmählich rückwärts zu erfassen.

Die Form der Speicherung auf den Datenträgern wird in Zukunft im Zusammenhang mit besseren Möglichkeiten der EDV-Anlagen gewisse Aenderungen erfahren. Im folgenden wird der Zustand von 1984 beschrieben:

2.1.4.1 Daten des Niederschlagsmessnetzes der SMA

Die Tages- und Monatssummen des Niederschlagsmessnetzes werden ab 1969 durch die SMA laufend auf EDV-Datenträgern gespeichert (in Form der SMA-Kartenart 32). Daten früherer Perioden sind teilweise nacherfasst worden:

--- Monats- und Jahressummen, grösste Tagessumme des Jahres inkl. Datum praktisch aller Stationen seit Messbeginn.

--- Tages- und Monatssummen einer Auswahl von ca. 100 Stationen retour bis 1901 (SMA-Kartenart 32)

2.1.4.2 Konventionelles Klimanetz

Die Daten des konventionellen Klimanetzes sind teilweise auf EDV-Datenträgern der SMA erfasst (SMA-Kartenart 03/13 und 04, SMA-Datenbank an der ETHZ). Der momentane Stand der Erfassung ist folgendermassen:

ab 1901: ca. 15 Stationen

ab 1931: ca. 45 Stationen

ab 1961: ca. 65 Stationen

ab 1966: ca. 120 Stationen

ab 1981: Ersatz von ca. 40 Klimastationen durch das ANETZ

2.1.4.3 Konventionelles SYNOP-Netz

Die Daten des konventionellen SYNOP-Netzes wurden durch die SMA auf EDV-Datenträgern erfasst: SMA-Kartensatz 02, bzw. SYNOP-Datenbank an der ETHZ.

2.1.4.4 Daten des Automatischen Netzes der SMA (siehe auch Kapitel 1.1.2.1)

Im ANETZ werden alle zehn Minuten die Messwerte von mindestens 15 verschiedenen Messwertgebern und vorhandene manuell eingegebene Augenbeobachtungen auf EDV-Datenträgern erfasst. Die so entstehende Datenmenge ist für rationelle Auswertungen zu gross, deshalb werden die ANETZ-Daten stufenweise komprimiert: von Zehnminuten- über Stunden- über Tages- zu Monatswerten (später noch zu Jahreswerten). Alle diese Dateien werden an der SMA archiviert, sie können allfälligen Benützern auf Papier oder auf Magnetband, in besonderen Fällen auch über Telex ausgeliefert werden. Die einzelnen Dateien enthalten folgende Niederschlagsdaten (hier werden nur die wichtigsten Parameter erwähnt):

Zehnminutendatei: Die Zehnminutenwerte werden durch die SMA nicht geprüft und nicht bereinigt. Es werden nur die ASTA-Originalwerte archiviert: Zehnminutenwert des Tageszähler des Niederschlags und des Blitzzählers, Handeingaben über Neu- und Gesamtschneehöhe, sowie über Wetter und Witterung.

Stundendatei: Stundensumme des Niederschlags, der Fern- und Nahblitze, sowie grösste Zehnminutensumme der Stunde; Handeingaben über Neu- und Gesamtschnee, Wetter- und Witterungsverhältnisse.

Tageswertdatei:
- Tagessumme und Vierteltagessummen des Niederschlags, grösste Stunden- und grösste Zehnminutensumme des Tages mit den dazugehörigen Zeiten.
- Tagessumme und grösste Stundensumme der Fern- und Nahblitze
- Morgen- und Abendmessung der Neu- und Gesamtschneehöhen
- Angaben über Art des Niederschlages, Wetter und Witterung zu den drei Klimabeobachtungsterminen.

Monatswertdatei:
- Monatssumme und Abweichung von Norm, grösste Tages-, Stunden und Zehnminutensumme des Monats mit den dazugehörigen Zeitangaben. Verschiedene Monatssummen der Anzahl Tage mit bestimmten Niederschlagsereignissen (z.B. Tage mit Schnee, mit Niederschlagssumme von mindestens 1.0 mm, usw.)
- dasselbe bezüglich Fern- und Nahblitze
- dasselbe bezüglich Neu- und Gesamtschneehöhen
- dasselbe bezüglich des Wetters und der Witterung

2.1.4.5 Schneedaten

Die Schneedaten der EISLF- und der SMA-Messnetze werden momentan unter Mithilfe des Geogr.-Inst. Univ.Bern auf EDV-Datenträger erfasst und bereinigt. Sie werden später beim EISLF oder bei der SMA bezogen werden können.

2.2 Niederschlagskarten und Regionalisierung

F. Mäder

Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich

2.2.1 Einleitung

Schon bald nach der Gründung des meteorologischen Beobachtungsnetzes und mit relativ kurzen Messreihen gab es Versuche zu einer kartographischen Darstellung einzelner Klimaelemente. Das Ziel war eine übersichtliche Darstellung der Verhältnisse im ganzen Land, wie sie aus den Zahlenwerten in Tabellenform nur mühsam gewonnen werden kann. Verständlicherweise herrschte anfänglich eine grosse Unsicherheit, vor allem wegen der kleinen Stationszahl und der heterogenen Verteilung in den einzelnen Landesteilen.

Noch heute bereitet das knappe Datenmaterial bei der Kartierung der Niederschläge erhebliche Schwierigkeiten. Erfahrungsgemäss zeigt nicht nur die Regenmenge grosse Unterschiede sondern auch die Güte der Aufzeichnungen an den Stationen. Ohne Prüfung der Datenqualität sollte daher keine Karte entworfen werden. Handelt es sich um die Darstellung von Mittelwerten, so müssen die der Berechnung zugrunde gelegten Messreihen im voraus auf ihre Homogenität geprüft werden. Früher wurde dazu hauptsächlich die Quotienten-Methode angewandt. Diese beruht auf der Feststellung, dass die Verhältnisse von Monats- und Jahressummen (nicht aber Tageswerten) zweier nahe beieinander liegenden Stationen nur geringe Schwankungen aufweisen und so als Prüfkriterien verwendet werden können. Wegen der grossen Variabilität der Niederschlagsmengen dürfen keine kurzen Messreihen gewählt werden. Für die Berechnung von Monats- und Jahresmittelwerten sollten mindestens 30 Jahre zur Verfügung stehen. Schliesslich sind die daraus abgeleiteten statistischen Grössen nur dann vergleichbar, wenn die gleiche Zeitspanne vorliegt. Sind gute Referenzstationen vorhanden, können in einigen Fällen kürzere oder zeitlich verschobene Messreihen ergänzt, bzw. reduziert werden. Wo ein solches Verfahren nicht möglich ist, sind die gerechneten Werte nur mit grosser Vorsicht zu verwenden.

Für die Darstellung im Kartenbild gelten die allgemeinen Grundregeln der thematischen Kartographie. Beispielsweise darf die räumliche Zuordnung der Niederschlagsmengen nicht durch eine unklare topographische Basiskarte beeinträchtigt werden. Vielfach genügen schon das Gewässernetz (Flüsse u. Seen), die Landesgrenzen und ein paar Ortsangaben. In grossmassstäbigen Karten sollte das Relief nicht fehlen. Meist schwierig ist die Wahl der Niederschlagsstufen, die den grossen Unterschied im Gradienten zwischen Niederungen und Hochlagen klar zum Ausdruck bringt. Auch bei einer sorgfältigen Darstellung muss sich der Benützer über die Problematik von Niederschlagskarten im klaren sein. Die Wirklichkeit kennt keine Grenzlinien, schon gar nicht bei Mittelwerten.

2.2.2 Beispiele von Niederschlagskarten

Aufgeführt sind vor allem Karten der ganzen Schweiz in chronologischer Reihenfolge ihrer Entstehung.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

2.2.2.1 Die atmosphärischen Niederschläge in den 7 Hauptflussgebieten der Schweiz

Verfasser Albert Benteli, erschienen in den "Schweiz. Meteorologischen Beobachtungen" (später Annalen der MZA) 1870. Kartenmassstab ca. 1:1 Mio. Die Karte zeigt die mittleren Jahressummen für die Jahre 1864- 69 von etwa 100 Stationen.

2.2.2.2 Niederschlagskarte der Schweiz

Verfasser Julius Maurer, erschienen in "Das Klima der Schweiz" bearbeitet von Jul. Maurer, Rob. Billwiller, Clem. Hess, herausgegeben beim Kommissionsverlag Huber & Co. Frauenfeld 1909. Kartenmassstab 1:1 Mio. Die sorgfältige und an kritischen Stellen mit Zurückhaltung entworfene Niederschlagskarte zeigt die mittleren Jahressummen der 40-jährigen Periode 1864-1903. Maurer bezeichnet seine Karte als eine verbesserte Auflage der "Regenkarte der Schweiz" von Rob. Billwiller. Die Letztere erschien in der Schweiz. Zeitschrift für das Forstwesen, 1897, Nr. 6./7.

2.2.2.3 Die Niederschlagsverhältnisse der Schweiz

Verfasser H. Brockmann-Jerosch, erschienen in "Beiträge zur geobotanischen Landesaufnahme", Heft 12, Zürich 1923, herausgegeben bei Kümmerly & Frey Bern, Kartenmassstab 1:600 000 (als Wandkarte 1:200 000). Als Geobotaniker war Brockmann an den Ergebnissen der Niederschlagsmessungen besonders interessiert. Er konnte für seine Karte erstmals die Resultate der seit 1913 in wachsender Zahl im Hochgebirge eingesetzten Totalisatoren verwenden. Diese waren aber anfänglich ohne geeigneten Windschutz, was zu beträchtlichen Messfehlern führte. Nachdem solche Daten zur Berechnung der Niederschlagszunahme mit der Höhe benutzt wurden, machte sich die Kritik bemerkbar. Im allgemeinen aber handelt es sich um eine beachtenswerte Niederschlagskarte mit sehr ausführlichem Begleittext, der vom Kartenbenützer nicht übergangen werden sollte.

2.2.2.4 Mittlere jährliche Niederschlagshäufigkeit

Verfasser Heinrich Uttinger, erschienen in der Reihe "Klimakarten der Schweiz", publiziert als Anhang zu den Annalen 1932. Diese Karte stellt die mittlere Zahl der Tage pro Jahr mit mindestens 1,0 mm Niederschlag dar. Auch hier hat der Verfasser einen ausführlichen Begleittext vorangestellt, der die Häufigkeit in den verschiedenen Monaten und die Niederschlagsdichte umschreibt.

Für die Karte hat Uttinger das Datenmaterial der Zeitspanne 1901-30 benutzt. Der Kartenmassstab beträgt 1:1 Mio. Interessant sind die Schlussfolgerungen, wonach beispielsweise die Niederschlagshäufigkeit im grössten Teil der Schweiz seit 1864 zugenommen habe.

2.2.2.5 Niederschlagskarte der Schweiz

Verfasser Heinrich Uttinger, erschienen in Band 2 des "Führers durch die schweizeriche Wasser- und Elektrizitätswirtschaft" sowie als Sonderdruck Zürich 1948. Kartenmassstab 1:500 000. Gezeichnet sind die mittleren jährlichen Niederschlagsmengen der Periode 1901-40. Entworfen wurde die Karte auf vier Blättern im Massstab 1:200 000 und dann auf das Format 1:500 000 umgezeichnet. Die Basiskarte enthält das Gewässernetz und Geländerelief (Höhenkurven mit Felszeichnung). Bemerkenswert ist u.a. das sorgfältige Abwägen bei der Festlegung der Isohyeten um so ein möglichst differenziertes Bild der Niederschlagsverteilung zu erreichen. Dem Kartenleser wird schliesslich empfohlen, nur in Gebieten mit grosser Stationsdichte Rückschlüsse auf die Niederschlagsmengen bestimmter Punkte zu ziehen. "Das wird im wesentlichen nur im Mittelland der Fall sein, in beschränktem Masse auch im Jura und in den Tallagen der Alpen".

2.2.2.6 Karte der mittleren jährlichen Niederschlagsmengen

Verfasser Heinrich Uttinger, erschienen im "Atlas der Schweiz" Klima u. Wetter Tafel 12, Herausgeber: Eidg. Landestopographie Wabern 1967. Kartenmassstab 1:800 000. Hier handelt es sich um eine revidierte Fassung der oben erwähnten Karte aus dem Jahr 1949. Es sind darin die Aenderungen berücksichtigt, welche durch Stationsvermehrung und Neuberechnung möglich wurden. Auf der gleichen Tafel ist auch eine überarbeitete Karte der Niederschlagshäufigkeit im Massstab 1:1,5 Mio. abgebildet. In beiden Karten sind Jahresmittel dargestellt, bei den Niederschlagsmengen für die Periode 1901-40, bei den Niederschlagstagen 1901-60.

2.2.2.7 Karte der Anzahl Starkniederschläge in der Schweiz (≥70 mm/Tag)

Verfasser H.W. Courvoisier, erschienen in der Reihe Veröffentlichungen der Schweiz. Meteorologischen Anstalt, Nr.42, 1981. Kartenmassstab 1:1,45 Mio. Zeitspanne der Daten 1900-1979. Die Karte der Anzahl Starkniederschläge (siehe Abb. 2.2.1) stellt die markanten Häufigkeitsunterschiede zwischen den einzelnen Regionen der Schweiz dar. Schon auf der Alpennordseite bestehen beträchtliche Unterschiede, diese werden aber noch viel ausgeprägter beim Vergleich der Alpennordseite und der inneren Alpentäler mit der Alpensüdseite (z.B. Sion kein Fall in 80 Jahren, Locarno dagegen 265). Die häufigen Starkniederschläge in der Südschweiz sind auf Südstaulagen zurückzuführen und werden oft noch durch Gewitterbildung oder Aufgleiten der Mittelmeerluft an Kaltluft atlantischer Herkunft verstärkt.

Auch für Teilgebiete der Schweiz sowie für einzelne Ereignisse existieren Niederschlagskarten. Erwähnt seien hier die

2.2.2.8 Niederschlagskarten für den Kanton Zürich

Verfasser Dietmar Grebner und Christian Göldi, erschienen im Schweizer Ingenieur und Architekt, Heft 48, 1983. Kartographisch dargestellt sind die grössten Tagesniederschläge und die mittleren Jahressummen für den Zeitraum 1881-1979. Die Karten und ihre Bearbeitung sind in einem Begleittext eingehend kommentiert.

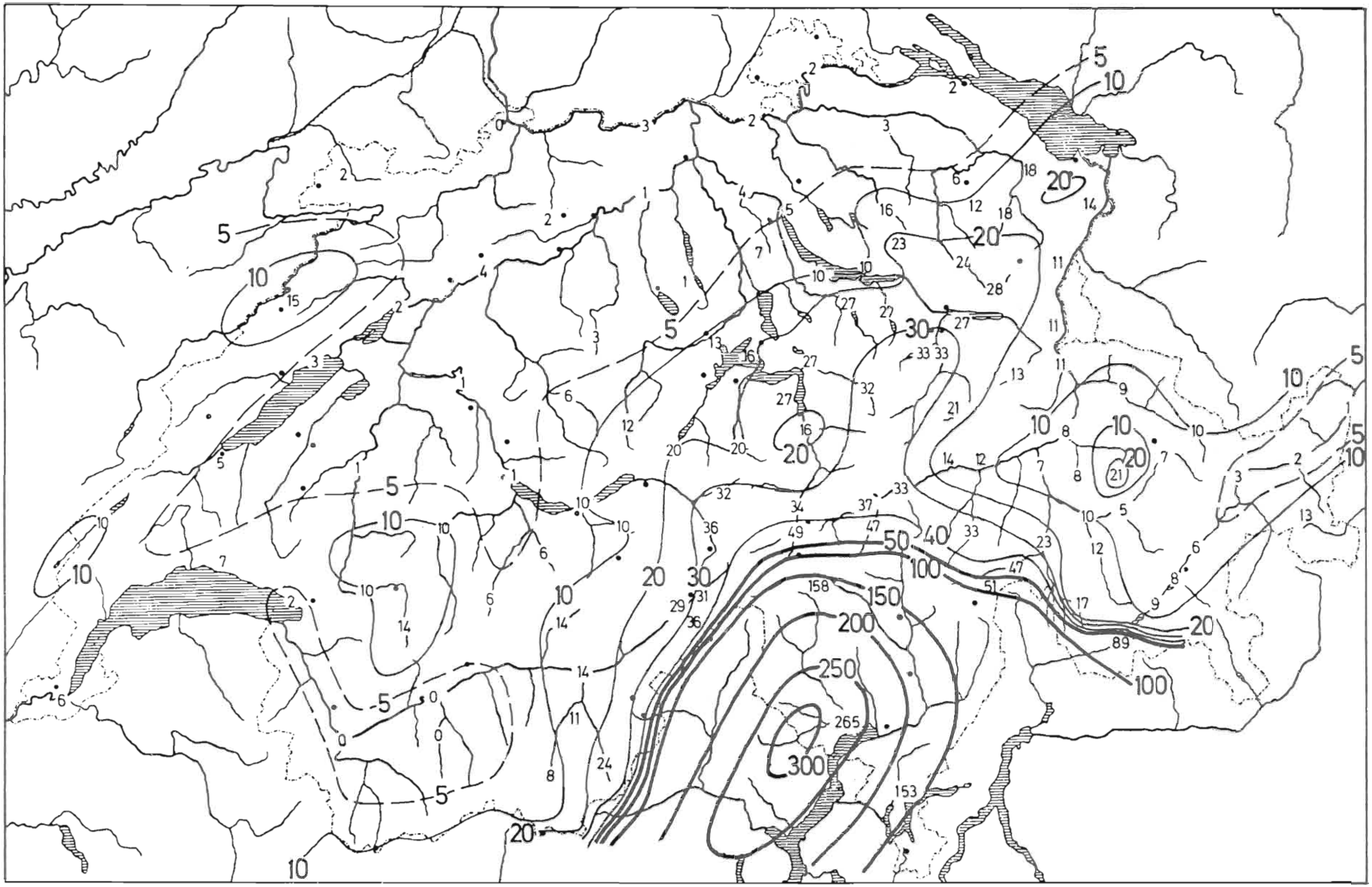

Abb. 2.2.1 Anzahl Starkniederschläge in der Schweiz (≥ 70 mm/Tag) 1900-1979 (nach H.W.Courvoisier)

2.2.2.9 Niederschlagskarten besonderer Einzelfälle

- Einzelne bemerkenswerte Niederschläge von R.Billwiller und M. Grütter im Anhang zu den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt. Die relativ kleinen Kärtchen werden in einem besonderen Textteil erläutert und durch Messwerte ergänzt.
- Die bemerkenswertesten Niederschläge der Jahre 1948-1964 in der Schweiz von M. Grütter, erschienen in der Reihe Veröffentlichungen der Schweiz. Meteorologischen Zentralanstalt, Nr. 3, 1966. In seiner Arbeit zeigt der Autor bei welchen Wetterlagen im Zeitraum 1948-1964 in der Schweiz sehr grosse Niederschlagsmengen vorgekommen sind und beschreibt die räumliche Verteilung der Mengen. Leider sind nur stark reduzierte Abbildungen der Originalkarten wiedergegeben.
- Das Unwetter vom 7./8. August 1978 in der Schweiz von H.W. Courvoisier, G.A. Gensler, B. Primault, H.P. Roesli, erschienen als Arbeitsbericht der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt, Nr. 85, 1979. Die Publikation enthält eine Isohyetenkarte zu diesem Ereignis.

- Untersuchung über extreme Gebietsniederschläge und Hochwasser im Gebiet der Thur von D. Grebner, H. Jensen, F. Kobelt, H. Lang und F. Naef, interner Bericht der VAW ETHZ, 1980. Untersucht und kartographisch dargestellt sind die grössten Gebietsniederschläge der Periode 1881-1978.

Abschliessend sei noch auf den KLIMA ATLAS DER SCHWEIZ hingewiesen, wo auf mehreren Tafeln die mittleren Monats- und Jahresniederschlagsmengen sowie weitere Spezialkarten zum Niederschlag erscheinen werden. Der Kartenmassstab für die Jahresmittel beträgt 1:800 000, für die Monatsmittel 1:1,75 Mio.

2.2.3 Regionalisierung

Untersuchungen über die räumliche Verteilung der Niederschläge sind auch heute noch von praktischem Interesse. Dass für die regionalen Unterschiede dem Relief eine grosse Bedeutung zukommt, war schon früher bekannt. Schwieriger ist jedoch die Ermittlung des Einflusses, den die Konfiguration der Täler und Höhenzüge auf die Niederschlagsbildung ausübt. Weil die Exposition bezüglich der feuchten Luftströmung und ebenso die Geländeform der näheren Umgebung eine wichtige Rolle spielen, existiert kein direkter Zusammenhang zwischen Regenmenge und Meereshöhe (siehe Beitrag 5.2 von H. Lang). Für die Täler sind neben der Richtung der Talachse auch deren Weite und Gefälle Faktoren, die zu einer Niederschlagsvermehrung oder -verminderung führen können. Einen wertvollen Beitrag zum besseren Verständnis der komplexen Einflüsse - vor allem im Alpenraum - hat die Witterungsklimatologie gebracht. Wesentlich an dieser neuen Betrachtungsweise ist die Gruppierung und Gegenüberstellung der Niederschläge (sowie weitere Messgrössen) nach Witterungslagen. Mit der Aufteilung nach Wettertyp werden die regionalen Unterschiede differenzierter als bei Monats- und Jahresmittelwerten. Leider ist eine die ganze Schweiz und sämtliche Witterungslagen umfassende Darstellung noch ausstehend.

Für einen Ueberblick in der bisherigen Betrachtungsweise ist folgende Gliederung sinnvoll:

Jura Im westlichen Teil des Juras sind die höheren Lagen niederschlagsreich. Die Jahressummen liegen mehrheitlich zwischen 1400 und 1600 mm. Nach Nordosten gehen die Werte erheblich zurück. Im Basler, Solothurner und Aargauer Jura, besonders aber im Klettgau und Randen macht sich der Regenschatten der Vogesen und des Schwarzwaldes deutlich bemerkbar. Das gleiche gilt auch für den Juranordfuss, insbesondere die Region Basel, die mit 800 mm zu den trockensten Gebieten der Alpennordseite zählt. Bemerkenswert für einen Teil des Juras ist ein ziemlich flacher Jahresgang mit einem sekundären Niederschlagsmaximum im Winter bei den höher gelegenen Stationen. Im östlichen Teil des Juras verschwindet dieses Merkmal und an seine Stelle tritt ein mehr oder weniger ausgeprägtes Sommermaximum.

Mittelland Mit Jahressummen um 1000 mm liegt das Mittelland (ohne Hügelzone) merklich unter dem gesamtschweizerischen Durchschnitt (der Letztere wurde von Uttinger zu 1470 mm bestimmt). Auch hier kommen regionale Unterschiede vor, sie sind aber wesentlich kleiner als etwa in den Alpen. In der Westschweiz ist der Jurasüdfuss, von Genf bis Neuenburg, ziemlich trocken. Diese bei West- und Nordwestströmung im Regenschatten des Hochjuras gelegene Zone erreicht zwischen Yverdon und Neuenburg ihre grösste Breite, verliert sich dann aber sehr rasch östlich des Berner Seelandes. Im zentralen Mittelland zeigt der Ober Aargau leicht erhöhte Jahressummen. Das östliche Mittelland ist ähnlich wie das westliche gebietsweise trocken, so im Zürcher Unterland, Thurtal und Bodenseegebiet. Mit der Annäherung an die Alpen macht sich im ganzen Mittelland eine kontinuierliche Zunahme der Niederschlagsmenge bemerkbar. Der Stau feuchter Luftmassen am Alpenkörper erhöht die Niederschlagsmengen bis in die vorgelagerten Landstriche. Auch eine Aenderung in der Orographie, wie im Zürcher Oberland und im Napfgebiet, bringt eine deutliche Zunahme der Regenmenge. Der Jahresgang zeigt bei den meisten Mittelland-Stationen ein kräftiges Maximum im Sommer. Die grössten Unterschiede zwischen Sommer und Winter findet man im alpennahen Teil.

Alpennordhang Von den Voralpen bis zum nördlichen Alpenkamm erstreckt sich ein Gebiet mit überwiegend grossen Niederschlagsmengen. Der westliche Teil der Berner Alpen wird durch die im Süden vorgelagerten Walliser Alpen etwas abgeschirmt und bleibt bezüglich Niederschlagsmengen hinter den übrigen Regionen zurück. Gleichwohl werden in den Kammlagen über 2000 mm gemessen. Die östlich anschliessenden Berner, Urner und Glarner Alpen reichen bis in die Maximalzone mit Jahressummen von 3000-4000 mm. Sehr niederschlagsreich sind auch die zentralschweizerischen Voralpen und das Alpsteingebiet (Säntis 2500 mm). Dazwischen eingestreut liegen als Trockeninseln mit kaum 1200 mm verschiedene Föhntäler wie das St. Galler Rheintal, das Reuss-, Lauterbrunnen-, Kander- und Simmental sowie das Gebiet von Sarnen. Auch am Alpennordhang bringt der Sommer normalerweise die grössten Niederschlagsmengen, doch wird mit zunehmender Meereshöhe der Jahresgang flacher und ein sekundäres Wintermaximum gewinnt an Bedeutung.

Alpensüdhang Der Steile Geländeanstieg auf der Südabdachung der Alpen bewirkt bei Südströmung eine sehr kräftige Hebung und dadurch auch ergiebige Kondensation. Zu den Niederschlägen bei Südstau gesellen sich

noch zahreiche intensive Gewitterregen, vor allem in den Quertälern des Maggiagebietes (Centovalli, Onsernonetal) und im Südtessin. Das Tessin, inkl. Misox und Calancatal, erhält jährlich 1500-2000 mm und gehört mengenmässig zu den niederschlagsreichsten Gebieten der Schweiz. Ein grundsätzlicher Unterschied besteht aber in der Anzahl Niederschlagstage. Diese sind im Mittelland wesentlich zahlreicher als im Tessin. In der Niederschlagshäufigkeit zeigen sich zwei Maxima, Mai und Oktober, die bis zum Gotthard in Erscheinung treten.

Inneralpine Gebiete Nirgends sind die Gegensätze zwischen trocken und niederschlagsreich so gross und auf so engen Raum zusammengedrängt wie in den inneralpinen Gebieten. Die hohen randlich gelegenen Gebirgsstöcke erhalten beim Anströmen feuchter Luftmassen auf der Luvseite und in der Kammregion meist enorme Niederschlagsmengen. Die tief eingeschnittenen Täler dagegen unterliegen einer sehr ausgeprägten Leewirkung. Ganze Talschaften stehen im Regenschatten der sie flankierenden Gebirge. Als eindrückliches Beispiel sei das Rhonetal erwähnt. Es kann daher kaum überraschen, gerade hier die trockensten Orte der Schweiz zu finden. So liegen die durchschnittlichen jährlichen Niederschlagsmengen für das mittlere Rhonetal und die südlichen Vispertäler (bei Ackersand) stellenweise unter 600 mm. Auch Graubünden, das grösstenteils zum inneralpinen Raum gehört, besitzt im Engadin, im Münstertal und im Domleschg sehr niederschlagsarme Täler. Der Gegensatz zwischen Kammregion und Talsohle ist aber im östlichen Teil der Alpen weniger gross als im westlichen.

2.2.4 Schlussfolgerungen

Der grosse praktische Nutzen, der aus guten Kenntnissen der räumlichen Niederschlagsverteilung gezogen werden kann, sollte zu weiteren Untersuchungen anregen. Ein besseres Verständnis wird aber nur unter Berücksichtigung der meteorologischen Situation (Wetterlage) möglich sein. Mit der Witterungsklimatologie sind in dieser Hinsicht schon wertvolle Vorarbeiten geleistet worden, doch sind deren Grundlagen noch wenig bekannt.

2.2.5 Literatur

BAUMGARTNER, A. REICHEL, E. WEBER, G. (1983): Der Wasserhaushalt der Alpen, Oldenbourg Verlag, München. 344 Seiten, Tabellen und Karten

BIDER, M. (1951): Das Niederschlagsregime nord- und südwärts der Alpen auf Grund zehnjähriger Pluviographenregistrierungen. Archiv Met. Geoph. Biokl. Serie B 3, Wien 1951, S.123-148.

BROCKMANN-JEROSCH, H. (1925): Die Niederschlagsverhältnisse der Schweiz. Pflanzengeogr. Kommission der SNG. Beiträge zur geobotanischen Landesaufnahme Nr. 12, 115 S.

BRUECKMANN, W. UTTINGER, H. (1930): Die Häufigkeit grosser Tagsmengen des Niederschlages in der Schweiz. Annalen der MZA 1930, Anhang Nr. 1, 3 Seiten.

BRUNNER-HAGGER, W. (1967): Die zeitliche und örtliche Verteilung der grössten Niederschläge der Ostschweiz. Veröffentlichungen der MZA, Heft Nr. 4, S.80-91.

COURVOISIER, H.W. (1981): Starkniederschläge in der Schweiz in Abhängigkeit von Druck, Temperatur- und Feuchtefeld. Veröffentlichungen der MZA, Heft Nr. 42, 59 S.

FLIRI, F. (1976): Beiträge zur Kenntnis der zeitlichen und räumlichen Verteilung des Niederschlages in den Alpen in der Periode 1931-60. Veröffentlichungen der MZA, Heft Nr. 4, S.72-79.

GEIGER, H. STEHLI, A. CASTELLAZZI, U. (1984): Regionalisierung der Starkniederschläge und Ermittlung typischer Niederschlagsganglinien. (Vervielfältigung) Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf. 33 S.

INT. KOMMISSION FUER HYDROLOGIE DES RHEINGEBIETES (1978): Das Rheingebiet. Hydrologische Monographie mit Text, Tabellen und Karten. Niederländischer Staatsverlag, Den Haag.

KUHN, N. (1973): Frequenzen von Trockenperioden und ihre ökologische Bedeutung. Vierteljahresschrift der Naturforschenden Ges. Zürich 118, S.257-298.

MAURER, J. (1933): Die Gebiete höchster Jahresniederschläge und die Trockenzone im schweiz. Alpenland. Wasser- und Energiewirtschaft 1933, S. 24-26.

RIMA, A. (1967): Periodi senza precipitazioni a sud dell Alpi. Geofisica e meteorologia 16.

STEINHAUSER, F. (1970): Climatic Atlas of Europe. Maps of the mean temperature and precipitation. WMO Genf, Cartographia.

UTTINGER, H. (1931): Die grössten Tagesmengen des Niederschlags in der Schweiz. Annalen der MZA 1931, Anhang Nr. 1, 10 Seiten mit Karte.

-- (1932): Die Niederschlagshäufigkeit in der Schweiz. Annalen der MZA 1932, Anhang Nr. 1, 8 Seiten mit Karte.

-- (1933): Die Schneehäufigkeit in der Schweiz. Annalen Nr. 1, 7 Seiten.

-- (1945): Die Niederschlagsverhältnisse in der Südschweiz. Annalen der MZA 1945, Anhang Nr. 6, Seiten 23-37.

-- (1949): Die Niederschlagsmengen in der Schweiz. Führer durch die schweiz. Wasser- und Elektrizitätswirtschaft, Bd. 2, Verlag des Schweiz. Wasserwirtschaftsverbandes, Zürich.

-- (1967): Atlas der Schweiz. Klima und Wetter, Tafel 12, Niederschlagskarte mit Text. Eidg. Landestopographie, Wabern-Bern.

Hinweis: Andere Literaturhinweise finden sich im Text.

3. Fehlerquellen, Genauigkeit, Korrekturmöglichkeiten

3.1 Systematischer Niederschlagsmessfehler in der Schweiz

B. Sevruk

Geographisches Institut der ETH Zürich

Zusammenfassung: Es werden praxisbezogene Korrekturverfahren des systematischen Niederschlagsmessfehlers in der Schweiz vorgestellt. Diese gründen auf den vom meteorologischen Dienst routinemässig gemessenen Daten Windgeschwindigkeit und Lufttemperatur. Die mittleren monatlichen Korrekturwerte wurden für 64 Stationen bestimmt. Diese unterscheiden sich beträchtlich je nach der Jahreszeit und Region. Im Jahresdurchschnitt machen sie 4 % im Tessin aus, gegenüber 20 % in den offenen hochgelegenen Regionen. Im Winter sind es 4 % gegenüber 35 %. Folglich wurden Korrekturwerte regionalisiert, was ihre Abschätzung auch für Stationen ohne Windgeschwindigkeit- und Temperturmessung ermöglichte.

Résumé: Des méthodes de correction d'erreurs systematiques de mesures de précipitation en Suisse sont présentées pour l'application pratique. Le fondement de ces méthodes repose sur les observations standard de la vitesse du vent et de la température du service météorologique. Les facteurs correctifs moyens mensuels ont été déterminé pour 64 stations de mesures. Ces facteurs sont affectés d'une variation régionale et saisonnière. Leur moyenne annuelle est de 4 % pour le Tessin et de 20 % pour les régions hautes et exposées. En hivers leur valeur est de 4 et 35 %. Des facteurs spécifiques ont été déterminé pour chaque région, ce qui permet d'en estimer la valeur pour les stations dépourvues de mesures de vitesse de vent et de température.

Abstract: The operational correction procedures of systematic error in precipitation measurement in Switzerland are presented. They are based on routine observations of wind speed and air temperature by Meteorological Service. The multi-year monthly averages of corrections from 64 stations are assessed. They show distinct seasonal and regional patterns. The annual corrections average 4 % in Tessin compared with 20 % in exposed areas of high altitude. In the winter season corrections are 4 % and 35 % respectively. The correction estimates have been in a simple way regionalized with the aim that they can be applied even for stations without wind speed and temperature observations.

3.1.1 Einleitung

Die publizierten Niederschlagsdaten (N-Daten) sind infolge der systematischen Beeinflussung des Messvorganges durch Wind, Verdunstungs- sowie Benetzungs- und Rückpralleffekte kleiner als die wahren N-Mengen. Dies muss bei den hydrologischen Berechnungen berücksichtigt werden. Die Korrekturverfahren des systematischen N-Messfehlers basieren auf vereinfachten physikalischen Vorstellungen und sind auf den von den meteorologischen Diensten routinemässig erhobenen Daten angepasst. Somit

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

steht der Einführung der Korrekturen auf Messplätzen mit meteorologischen Daten nichts im Wege. Probleme ergeben sich erst dort, wo solche Daten fehlen. Hier stützt man sich auf Regionalwerte der Korrekturen die je nach den Parametern des Messplatzes angepasst werden können. Es handelt sich dabei um die Höhenlage und den Abschirmungsgrad des Messplatzes und ev. die Windgeschwindigkeit. Ein solches Verfahren wird weiter vorgestellt. Dieses gründet auf der Analyse der Korrekturwerte von 64 gleichmässig über das Territorium der Schweiz verteilten Stationen. Man beschränkt sich dabei auf die mehrjährigen Monatsmittel der Periode von 1972-1978. Die benötigten Ausgangsdaten wurden den Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt (SMA) entnommen.

Dieser Beitrag ist nur auf das Wesentliche beschränkt. Es wird bewusst auf Einzelheiten verzichtet. Für die theoretischen Aspekte und Details siehe Literatur (Sevruk, 1981; 1982ab; 1983; 1984ab). Eine komplete Beschreibung der hier nur kurz erwähnten Methoden und Resultate ist in Vorbereitung.

3.1.2. Ursachen der Ungenauigkeit

Der systematische N-Messfehler besteht aus 6 Komponenten: Erstens verursacht der über dem Boden angeordnete N-Messer eine Deformation des Windfeldes, die sich bei windigem Wetter in der Ablenkung der N-Teilchen von der Auffangfläche des N-Messers bemerkbar macht. Dieser Verlust an aufgefangenem Niederschlag erhöht sich zusätzlich um die an den Innenwänden des N-Messers haftenden und später wieder verdunstenden N-Teilchen. In der Zeit nach dem N-Ereignis und der Messung kann ein Teil der gespeicherten N-Menge aus dem Sammelgefäss verdunsten. Ausserdem kann das Sammelgefäss nicht vollständig entleert werden. Durch Rückprall können diese Verluste erhöht oder aber verringert werden. Im Winter könnte noch Schneetreiben Zuschuss oder Verlust im N-Messer verursachen. Neben dem systematischen N-Messfehler existiert noch eine Reihe von zufälligen Fehlern. Diese sind im Bericht von Sevruk (1981) aufgezählt. Im gleichen Bericht findet man die Geschichte der Forschung der N-Messfehler in der Schweiz. Im Abschnitt 4.1 (Föhn, 1985) ist der N-Messfehler beim Schneefall behandelt.

3.1.3 Korrekturverfahren

In der Schweiz wird der Hellmann-N-Messer als universales Standardgerät für Regen- und Schneemessungen, bis in die Höhe von rund 2000 m ü.M. verwendet. In den grösseren Höhen werden Totalisatoren eingesetzt. Zusätzlich findet man registrierende N-Messer. Diese N-Messer sind im Abschnitt 1.2 beschrieben. Für den Hellmann-N-Messer sind vor allem die durch die Windfelddeformation und Haftwasser verursachten Verluste von Bedeutung. Der Verdunstungsverlust im Sommerhalbjahr ist kleiner als 1 % und kann vernachlässigt werden (Sevruk, 1981, 1984c). Somit kann in einem gewöhnlichen Fall die korrigierte N-Monatssumme wie folgt berechnet werden:

$$N_K = k\,(N_g + \triangle N_{2+3}) \qquad \text{(mm)} \qquad /1/$$

wo N_K = korrigierte N-Monatssumme
k = windbedingter Umrechnungsfaktor
N = gemessene N-Monatssumme
$\triangle N^g_{2+3}$ = Haftwasserverluste (Auffangs-und Sammelgefäss).

Weil die Haftwasserverluste von der N-Form abhängig sind, werden sie nach der folgenden Gleichung berechnet:

$$\triangle N_{2+3} = 0.3\ q\ \left(1 - \frac{Q}{100}\right) + 0.15\ q\ \frac{Q}{100} \quad \text{(mm)} \qquad /2/$$

wo q = Anzahl N-Tage
Q = prozentueller Schneeanteil an der N-Monatssumme
0.3 bzw. 0.15 sind die täglichen Haftwasserverluste des Hellmann-N-Messers in mm für Regen bzw. Schnee.

Durch die Vereinfachung bekommt man:

$$\triangle N_{2+3} = 0.15\ q\ \left(2 - \frac{Q}{100}\right) \quad \text{(mm)} \qquad /3/$$

Der Schneeanteil Q wird selten publiziert und muss deshalb geschätzt werden. Für diesen Zweck wurde ein Verfahren hergeleitet das sich auf die Höhenlage der Station und die monatliche Lufttemperatur T stützt, (s. Abschnitt 4.4., Sevruk, 1985).

Der windbedingte Umrechnungsfaktor k ist eine Funktion zweier Variablen, der Windgeschwindigkeit u_{hp} in der Aufstellungshöhe des N-Messers während der N-Dauer und der N-Struktur. Die zwei Variablen werden in der Regel nicht direkt gemessen und müssen deshalb indirekt bestimmt werden (Sevruk, 1981, 1982b). Dazu muss man die mittlere monatliche Windgeschwindigkeit u_H, (Jahrbuch SMA) und den Abschirmungswinkel α kennen. α wird als Durchschnitt aus acht Richtungen der Windrose, in Grad, bestimmt (Sevruk, 1981).

Die N-Struktur ist im allgemeinen von der Lufttemperatur T abhängig. Für den Regen kann die Struktur mit Hilfe des Strukturparameters N' geschätzt werden. Dabei ist N' prozentueller Anteil des Regens mit Intensität kleiner oder gleich 0.03 mm $\cdot$ min^{-1} und kann für mehrjährige Monatsmittel indirekt bestimmt werden (Sevruk, 1981).

Im Falle von Schnee hängt die N-Struktur von der Lufttemperatur T_p ab. In einem Temperaturintervall von 0^o bis -8^o C ändert sie sich jedoch nur unbedeutend. Weil die monatlichen Lufttemperaturen der ausgesuchten 64 Stationen in diesem Temperaturintervall liegen, wurde aus diesem Grund für alle Stationen eine einheitliche Schneestruktur angenommen. Für kleinere Temperaturen als -8^oC muss mit grösseren k-Werten als die hier angenommenen, gerechnet werden (Sevruk, 1984a).

Wenn die Variablen N', T, Q und u_{hp} bekannt sind, kann der Umrechnungsfaktor k aus Tabelle 3.1.1 entnommen werden. Seine Werte wurden in der Sowjetunion experimentell hergeleitet (s. Sevruk, 1981, 1982a). Sie sind viel grösser für den Schnee als für die sonst schwereren Regentropfen. Somit kann der Schneeanteil Q als eine weitere Variable, wie aus Tabelle 3.1.1 hervorgeht, verwendet werden.

Der absolute Korrekturwert des systematischen N-Messfehlers (in mm), berechnet sich aus der Differenz der korrigierten und der gemessenen N-Summe (Sevruk, 1982b).

Tabelle 3.1.1 Windbedingter Umrechnungsfaktor k für Regen und Schnee

N' = Parameter der Regenstruktur

Q = Schneeanteil am Monatsniederschlag, in (%)

(Lufttemperatur während des Schneefalles

T_p = 0 - -8°C)

Parameter	Windgeschwindigkeit während des Niederschlages in der Aufstellungshöhe des Niederschlagsmessers							
	u_{hp} in ($m.s^{-1}$)							
	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0
*N'	k - Werte für Regen							
20	1.010	1.015	1.020	1.025	1.030	1.040	1.045	1.050
30	1.010	1.015	1.020	1.030	1.035	1.045	1.050	1.060
40	1.010	1.015	1.025	1.035	1.040	1.050	1.060	1.070
50	1.010	1.020	1.025	1.040	1.045	1.055	1.065	1.075
60	1.010	1.020	1.030	1.040	1.050	1.060	1.070	1.080
70	1.010	1.020	1.030	1.045	1.055	1.065	1.075	1.085
80	1.010	1.025	1.030	1.045	1.055	1.070	1.080	1.090
90	1.010	1.025	1.035	1.050	1.060	1.080	1.085	1.095
100	1.010	1.025	1.035	1.050	1.060	1.085	1.090	1.100
Q	k - Werte für Regen und Schnee*							
5 %	1.015	1.025	1.035	1.050	1.065	1.080	1.095	1.110
10 %	1.015	1.030	1.045	1.065	1.085	1.100	1.120	1.145
15 %	1.020	1.035	1.055	1.080	1.105	1.125	1.150	1.175
20 %	1.020	1.045	1.065	1.090	1.120	1.150	1.180	1.215
25 %	1.025	1.050	1.075	1.105	1.140	1.175	1.210	1.250
30 %	1.025	1.055	1.085	1.120	1.160	1.200	1.240	1.285
35 %	1.030	1.065	1.095	1.135	1.180	1.220	1.270	1.320
40 %	1.030	1.070	1.110	1.150	1.195	1.240	1.295	1.350
45 %	1.030	1.075	1.120	1.165	1.205	1.265	1.320	1.380
50 %	1.035	1.085	1.130	1.180	1.225	1.290	1.350	1.410
55 %	1.035	1.090	1.140	1.195	1.245	1.315	1.375	1.440
60 %	1.040	1.095	1.150	1.205	1.270	1.335	1.400	1.470
65 %	1.040	1.100	1.160	1.220	1.290	1.360	1.430	1.500
70 %	1.045	1.110	1.170	1.235	1.310	1.385	1.460	1.530
75 %	1.045	1.115	1.180	1.250	1.330	1.405	1.480	1.560
80 %	1.050	1.120	1.190	1.265	1.345	1.425	1.510	1.590
85 %	1.050	1.130	1.200	1.280	1.365	1.445	1.540	1.620
90 %	1.055	1.135	1.210	1.295	1.385	1.470	1.570	1.650
95 %	1.055	1.140	1.220	1.310	1.405	1.495	1.595	1.685
100 %	1.060	1.145	1.230	1.320	1.420	1.520	1.620	1.720

*Für $N' < 45$ ist k für $u_{hp} > 1$ $m.s^{-1}$ um 0.005 kleiner als in der Tabelle angegeben. Für $N' \geq 75$ ist sie wiederum um 0.01 grösser.

Die so bestimmten Korrekturwerte der 64 ausgesuchten Stationen sind in Tabelle 3.1.2 gezeigt und in Abbildung 3.1.2 kartographisch dargestellt. In den Abbildungen 3.1.3 und 3.1.4 sind der Jahresgang bzw. die Höhenabhängigkeit der Korrekturwerte dargestellt. Die monatlichen Korrekturwerte, ähnlich dargestellt wie in Abbildung 3.1.2, finden sich in Sevruk (1984ab).

Die Situation der 64 Stationen, die Ausgangsdaten α, u_H, U_{hp} und das Verhältnis U der Windgeschwindigkeiten des Sommer- und Winterhalbjahres finden sich in Abbildung 3.1.1. Die Höhenlage der Stationen reicht nur bis 1850 m ü.M. In den höheren Regionen wird der Niederschlag vorwiegend mit Totalisatoren gemessen. Hier wird eine Abschätzung der Korrekturen aufgrund der Resultate der Vergleichsmessungen der Totalisatoren mit den Wasserwerten von Neuschnee (Sevruk, 1983), und mit den Hellmann-N-Messern (Sevruk, 1971) sowie mit Hilfe der Interpolation der Korrekturwerte der Stationen Hinterrhein, San Bernardino und Simplon Dorf (Tab. 3.1.2) vorgenommen.

3.1.4 Korrekturwerte in der Schweiz

Eine Analyse der zeitlichen und räumlichen Variation der Korrekturwerte von 64 Stationen zeigt, dass diese im mehrjährigen Durchschnitt in der Schweiz, einen Jahresgang aufweisen, wobei diesbezüglich regionale Unterschiede vorhanden sind. Im Jahr beträgt die Korrektur rund 8 %, im Winter- und Sommerhalbjahr jeweils 11 % bzw. 7 %. Die kleinsten Korrekturen sind im Juni-August, die grössten im Dezember - Februar zu erwarten, dabei können die Letztgenannten das 2-bis 5-fache des Sommerminimums ausmachen (Abb. 3.1.3). Wie aus der Abbildung 3.1.3 hervorgeht, sind die Korrekturunterschiede zwischen den Regionen beträchtlich. So beträgt z.B. die durchschnittliche Jahreskorrektur im Tessin 4 % gegenüber 20-25 % in den hochgelegenen offenen Stationen. Im Winterhalbjahr sind es 4 % gegenüber 35 %.

Grosse Unterschiede können aber auch innerhalb der Regionen, vor allem im Winterhalbjahr auftreten. Diese werden einerseits durch die lokalen Windsysteme und andererseits durch die verschiedenen Abschirmungswinkel und Höhenlagen der N-Stationen verursacht. Es kann ohne weiteres vorkommen, dass infolge Nachlassung der durch Thermik verursachten Winde (Hangauf und -ab Windsysteme) die Windgeschwindigkeiten auf den Hängen im Winter um die Hälfte kleiner werden als im Sommer (Abb. 3.1.1). Folglich können in den relativ offenen Hangstationen, hoch in den Alpentälern, durchaus kleine Korrekturen resultieren (z.B. Oberiberg, Schuls und St. Moritz, Tab. 3.1.2). Im ähnlichen Sinne wirkt sich der grosse Abschirmungswinkel aus (z.B. Rigi-Kaltbad, Adelboden, Arosa und Bosco-Gurin). Auf alle Fälle nehmen die Korrekturwerte mit der Höhe zu. Das ist eine Folge des in den grösseren Höhenlagen zunehmenden Schneeanteils Q . Dies lässt sich der Abbildung 3.1.4 entnehmen. Hier sind die Sommer- und Winterhalbjahreskorrekturen gegen die Höhenlage aufgetragen. Die Stationen sind nach dem Abschirmungswinkel α aufgeschlüsselt. Diejenigen mit α kleiner als 10° wurden als offen betrachtet, die anderen als windgeschützt. Wie aus der Abbildung ersichtlich, nehmen die Korrekturwerte nur für die offenen Stationen mit der Höhe zu, besonders im Winterhalbjahr, wobei die Streuung sehr gross ist. Somit betragen sie im Winterhalbjahr durchschnittlich 12 % in der Höhenlage bis 600 m, 15 % zwischen 600 und 1000 m ü.M. und über 1000 m können sie bis zu 40 % ansteigen (z.B. Hinterrhein und San Bernardino). In geschützten Stationen

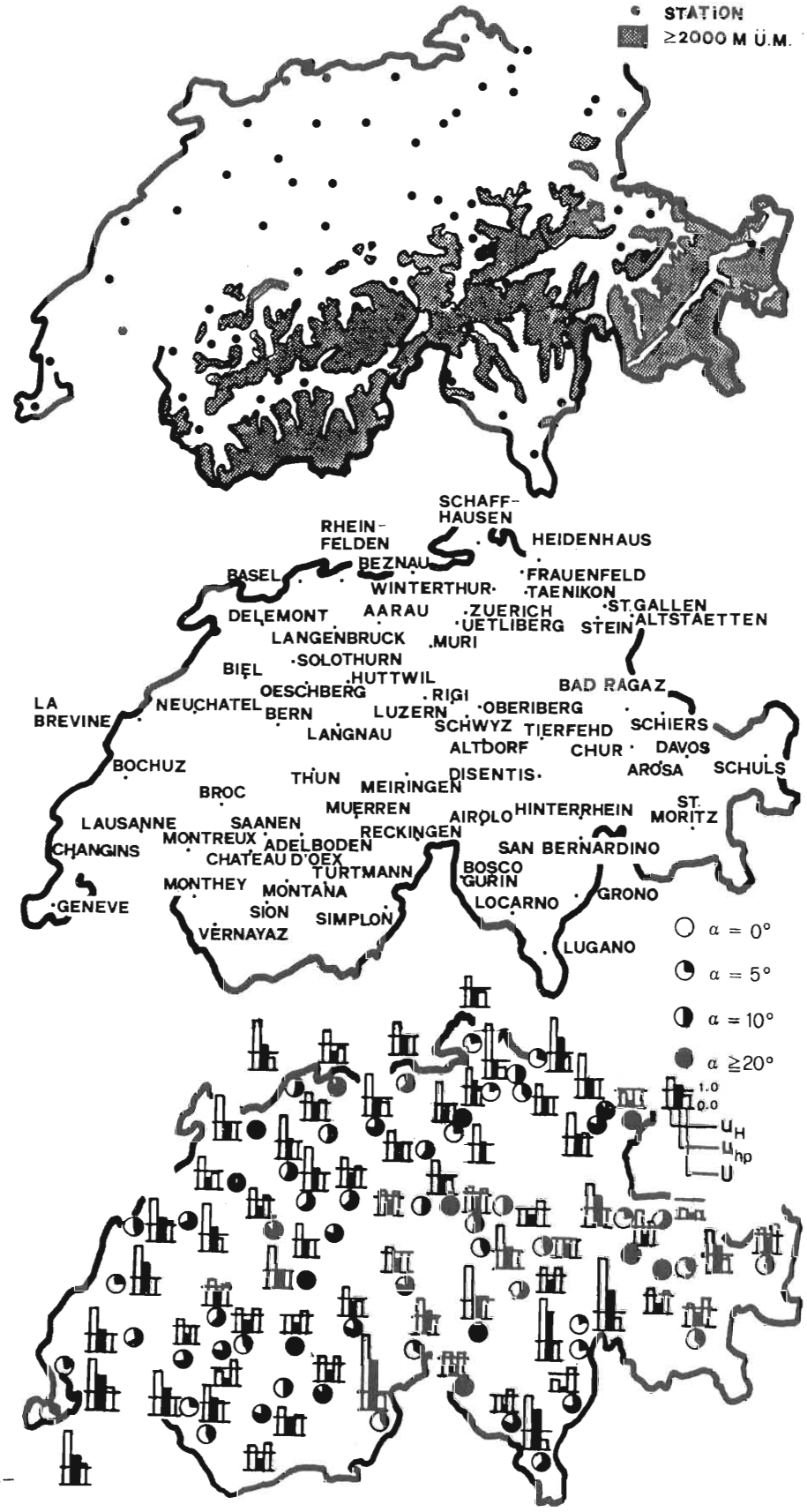

Abb. 3.1.1. Situation der Stationen mit Angaben über Windschutz und Windgeschwindigkeit.

α Abschirmungswinkel

u_H Windgeschwindigkeit in der Aufstellungshöhe des Windmessers in m s^{-1}

u_{hp} Wingeschwindigkeit in der Aufstellungshöhe des N-Messers in m s^{-1}

U Verhältnis der Windgeschwindigkeiten des Sommer- und Winterhalbjahres (April-Sept. bzw. Okt.-März).

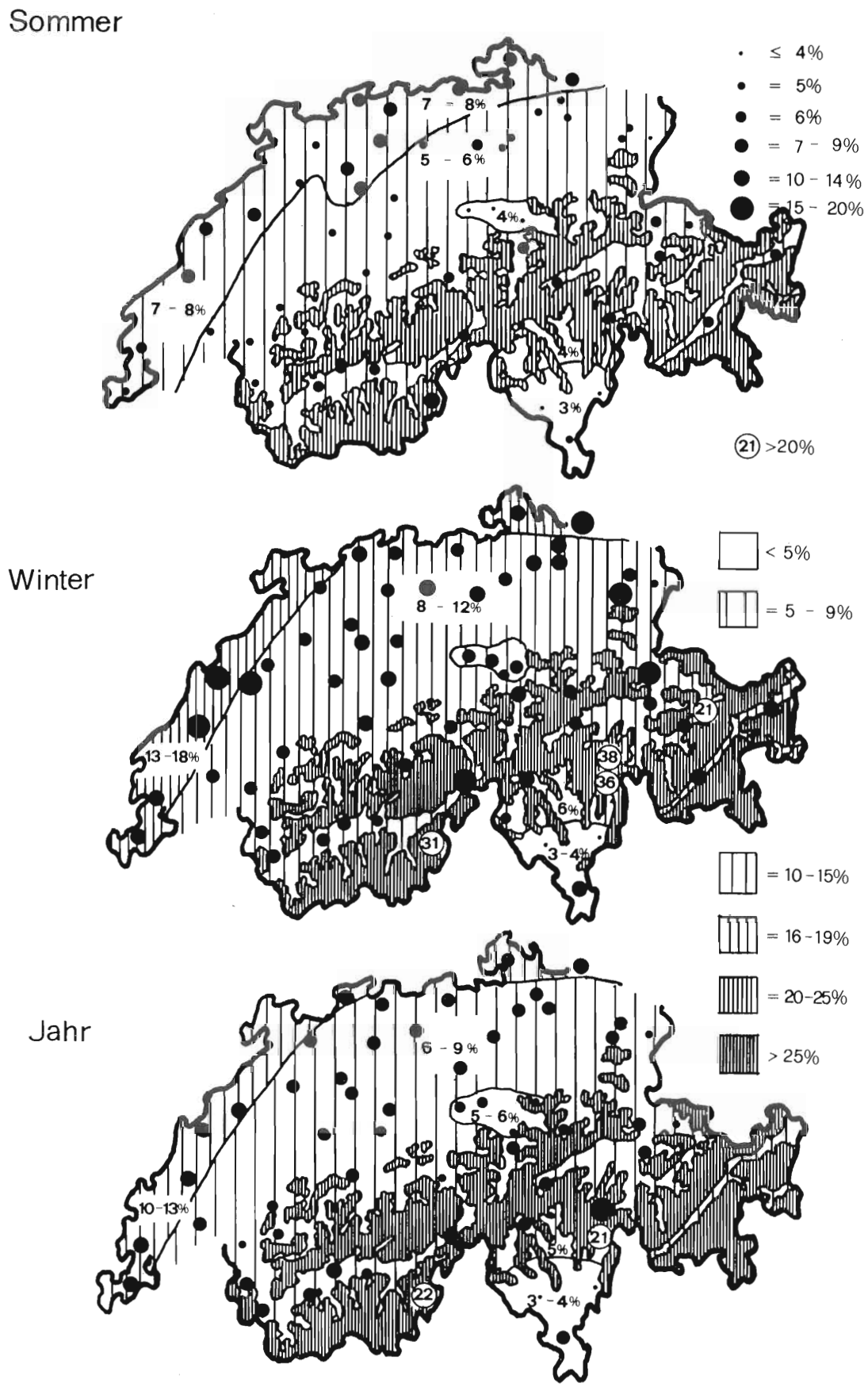

Abb. 3.1.2. Durchschnittliche Korrekturwerte der Sommer- und Winterhalbjahre und die Jahreskorrektur. Die Zahlen in den Ringen geben die Korrekturwerte, jeweils grösser als 20 %, an.

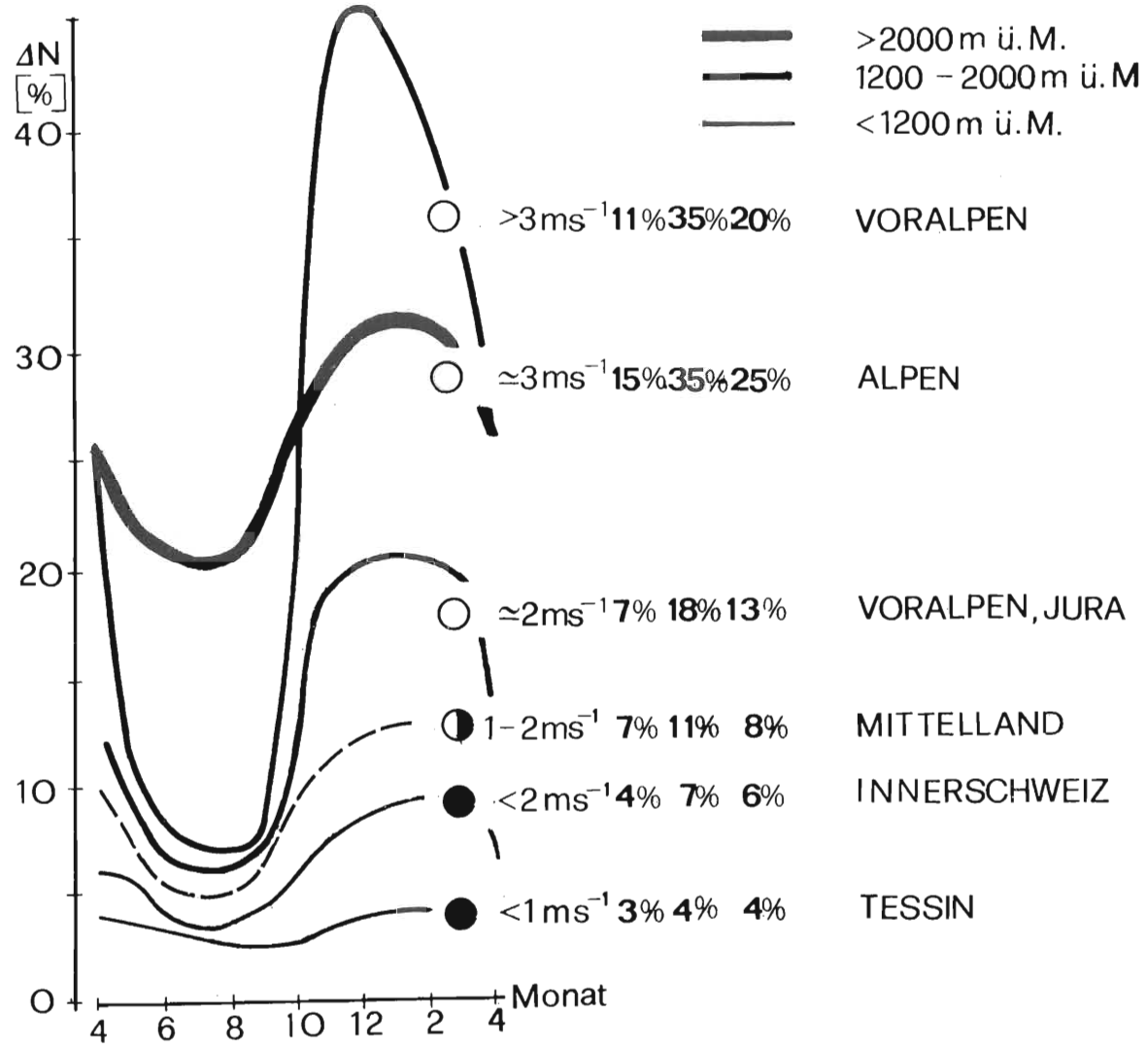

Abb. 3.1.3 Jahresgang der Monatskorrekturen in verschiedenen Regionen der Schweiz.

Legende: O,● offene bzw. geschützte Stationen ($\alpha < 10^{\circ}$ bzw. $\alpha \geq 10^{\circ}$); die erste Zahl gibt die jährliche Windgeschwindigkeit in der Aufstellungshöhe des Niederschlagsmessers an und die drei letzten Zahlen geben die prozentuellen Korrekturen des Sommer- und Winterhalbjahres bzw. des Jahres an.

Bemerkungen: Die Korrekturwerte für Mittelland von Dezember bis März sollten für ganz offene Stationen um ein Viertel erhöht und für gut geschützte Stationen wieder um ein Viertel verkleinert werden. Zwischen den Regionen kann je nach der Windgeschwindigkeit, Höhenlage oder Abschirmungswinkel interpoliert werden (siehe Sevruk, 1984a). Der kleinere Korrekturwert im Winter für die Alpen als für die Voralpen, ist eine Folge der in den Alpen aufgestellten Totalisatoren. Diese sind mit einem Windschutzring versehen was sich gegenüber dem Hellmann-N-Messer in einem kleineren systematischen Messfehler zeigt.

Tabelle 3.1.2 Mehrjährige monatliche Korrekturwerte des systematischen Niederschlagsmessfehlers in 64 ausgewählten Stationen der Schweiz in (%). Bezugsperiode 1971 - 1978.
Situationsplan der Stationen siehe Abb. 3.1.1.

	SOMMERHALBJAHR							WINTERHALBJAHR							JAHR
Station, m ü. M.	4	5	6	7	8	9	Mittel	10	11	12	1	2	3	Mittel	
Zürich SMA, 556	8.1	6.8	4.4	4.1	4.5	5.6	5.0	7.8	8.1	10.3	12.1	9.1	10.4	9.3	6.7
Winterthur Seen, 495	9.6	7.4	4.9	3.9	5.1	6.1	5.8	8.0	10.1	12.9	13.9	11.9	13.6	11.3	7.0
Tänikon, 536	9.2	7.1	4.6	3.6	5.0	5.3	5.4	6.5	9.5	10.2	11.9	9.7	10.8	9.5	7.1
Frauenfeld, 402	9.8	7.8	4.5	4.5	5.7	6.9	6.1	9.2	11.1	14.7	17.1	13.4	14.4	12.7	8.7
Heidenhaus, 694	12.3	8.8	5.4	6.2	6.3	7.3	7.3	9.6	13.5	22.2	24.6	19.3	18.6	16.8	11.1
St. Gallen, 670	8.1	6.6	4.9	3.9	4.4	4.6	5.3	7.3	10.2	13.0	13.7	10.1	11.5	10.6	7.2
Altstätten, 473	5.7	5.8	3.7	3.4	3.9	4.7	4.4	4.1	4.4	5.4	7.1	6.4	7.8	5.5	4.8
Stein AR, 780	8.2	6.3	4.7	3.7	4.6	5.6	5.3	9.0	20.7	15.1	15.7	13.9	15.9	15.4	8.9
Bad Ragaz, 505	13.9	12.3	8.0	6.4	6.2	6.7	8.4	9.2	12.6	16.5	16.1	19.3	17.6	14.8	10.9
Tierfehd Linthal, 810	6.2	7.4	4.2	3.3	3.8	4.6	4.7	4.9	6.1	6.5	7.4	8.5	7.4	6.6	5.6
Oberiberg, 1087	7.3	6.6	3.9	3.2	3.5	3.8	4.6	6.3	7.5	6.6	8.3	7.8	9.1	7.5	5.7
Muri AG, 540	9.4	6.4	4.5	3.8	4.5	5.4	5.6	6.5	9.8	10.3	12.3	9.1	10.5	9.6	7.0
Luzern, 436	6.8	6.2	3.9	3.5	3.6	5.1	4.5	6.5	6.4	9.1	11.4	8.4	9.6	8.0	5.7
Rigi Kaltbad, 1453	6.3	4.7	3.2	3.1	2.9	3.9	3.8	6.2	9.7	10.5	12.6	12.0	9.8	9.8	5.8
Altdorf, 449	8.5	8.7	4.9	4.2	4.6	4.7	5.8	5.8	8.4	9.6	12.0	12.9	12.0	9.5	7.3
Schwyz, 448	4.0	5.6	3.5	3.3	3.6	3.0	3.8	4.9	5.5	6.9	7.5	6.9	6.8	6.3	4.8
Basel-Binningen, 316	9.3	9.5	6.1	6.2	6.3	8.3	7.4	10.7	11.7	15.2	18.4	14.8	15.2	14.0	10.2
Rheinfelden, 271	7.7	7.9	6.0	5.0	5.3	6.2	6.4	7.5	7.3	8.4	9.7	9.4	10.7	8.6	7.4
Delémont, 416	8.1	7.1	5.2	6.2	5.4	6.8	6.3	8.5	9.9	11.0	12.7	10.9	13.1	10.8	8.2
La Brévine, 1042	11.8	8.6	5.5	6.1	5.9	5.2	6.8	11.4	20.5	17,1	21.0	18.8	18.7	18.2	12.6
Langenbruck, 740	9.3	10.4	5.0	4.4	5.7	7.5	6.7	8.3	9.7	11.8	12.4	11.8	13.5	10.9	8.6
Bochuz-Orbe, 437	15.7	11.3	8.5	7.4	7.1	7.6	9.0	12.3	18.0	16.7	19.5	18.5	19.7	17.5	12.9
Neuchâtel, 485	12.3	9.7	6.1	6.7	7.1	7.1	7.8	8.8	10.8	12.9	15.0	12.9	12.8	12.0	9.8
Biel, 432	9.2	6.7	4.6	5.0	5.2	6.1	5.9	6.2	7.4	6.7	8.2	7.6	8.4	7.4	6.7
Solothurn, 465	10.7	7.9	4.9	5.6	5.1	7.5	6.6	5.8	9.5	9.2	9.2	9.1	10.9	8.9	8.0
Aarau-Unterentf., 409	7.9	8.1	5.1	4.8	5.3	5.4	6.0	7.0	8.5	11.0	13.5	12.2	12.9	10.4	8.0
Beznau, 325	7.6	9.3	6.2	4.8	5.8	4.3	6.6	7.6	7.4	8.9	10.0	9.2	10.2	8.6	7.6
Schaffhausen, 435	11.0	11.2	6.1	6.2	7.0	9.8	8.0	10.0	12.0	15.7	15.3	12.4	15.8	13.2	10.4
Bern, 560	8.6	6.7	5.1	4.7	5.7	5.9	5.9	6.8	7.9	9.6	12.0	9.0	11.0	9.0	7.1
Oeschberg, 483	11.0	8.6	5.1	6.2	6.2	6.5	6.9	9.3	11.0	14.2	15.9	13.7	14.0	12.7	7.9
Huttwil, 638	8.7	6.4	4.6	4.4	4.7	5.8	5.6	7.0	8.2	9.3	11.6	10.0	10.6	9.2	7.1
Langnau, 695	5.7	6.2	3.8	3.8	4.6	6.2	4.8	6.7	7.9	9.4	10.2	10.1	11.0	8.9	6.4
Thun, 558	7.7	6.8	4.8	5.0	4.3	7.6	5.7	7.7	9.6	10.5	13.0	11.2	12.7	10.4	7.3
Meiringen, 632	7.4	6.9	4.9	4.2	4.0	8.3	5.5	5.6	6.7	7.8	8.2	8.9	9.0	7.5	6.3
Mürren, 1639	9.0	7.7	4.3	4.5	4.0	8.3	5.5	9.0	8.6	12.5	11.3	11.0	10.8	10.2	7.7
Adelboden, 1361	10.1	7.3	5.0	4.5	4.5	6.1	6.6	6.7	8.2	7.7	8.1	7.2	10.2	8.0	6.8
Saanen, 1008	9.1	6.2	4.3	4.7	4.7	5.2	5.5	7.4	6.5	5.1	16.3	7.9	11.4	8.5	6.9
Château d'Oex, 980	6.3	6.9	4.0	4.2	4.8	5.1	5.1	5.4	4.7	6.1	6.3	6.0	8.7	5.9	5.9
Broc, 680	9.1	6.2	4.6	4.0	4.5	5.4	5.4	5.6	6.7	7.8	8.2	8.9	9.0	7.5	6.3
Genève Aéroport, 416	12.1	10.1	7.0	6.9	6.8	5.4	7.7	9.4	12.1	13.6	15.5	14.5	15.8	13.3	11.0
Changins sur Nyon, 435	15.6	9.4	7.6	7.3	7.4	6.1	8.3	8.5	14.4	14.1	16.0	15.4	16.0	14.0	11.1
Lausanne, 605	8.3	6.9	5.8	4.6	5.7	5.0	6.0	7.6	10.9	10.7	13.5	12.3	12.5	11.1	8.3
Montreux Clarens, 405	6.6	5.7	4.1	3.7	4.9	5.0	4.9	5.5	6.0	7.8	8.8	7.0	7.4	6.8	5.7
Monthey, 395	8.5	8.1	6.2	4.7	5.8	6.0	6.3	6.0	9.6	11.9	13.0	15.2	12.4	10.8	8.3
Vernayaz, 453	7.6	6.4	4.8	5.7	6.7	6.2	6.2	5.7	7.0	8.7	11.4	9.4	9.2	8.3	7.3
Sion, 542	8.1	10.2	7.5	7.8	9.4	8.1	8.5	7.1	6.0	6.6	7.9	7.6	10.8	7.3	7.9
Montana, 1508	17.1	11.6	6.2	6.8	7.4	7.5	9.3	7.4	9.5	12.7	12.5	15.3	16.1	11.9	10.8
Turtmann, 622	6.2	8.2	5.4	7.6	6.4	7.0	6.6	5.8	4.9	6.1	6.0	8.0	9.6	6.4	6.5
Simplon Dorf, 1470	29.6	11.8	9.6	8.8	6.6	7.6	12.6	19.7	38.0	39.0	43.9	38.0	28.3	31.2	24.3
Reckingen, 1325	10.1	9.4	6.3	7.0	5.4	6.3	7.4	15.1	24.3	11.7	11.7	13.9	15.4	16.5	12.2
Chur, 582	10.7	10.7	6.9	6.1	6.1	6.1	7.3	7.4	7.0	7.1	9.1	9.6	10.7	8.2	7.4
Disentis, 1185	9.7	8.4	5.3	5.9	6.0	5.2	7.0	6.7	7.3	10.5	10.7	11.7	11.1	9.1	7.2

Fortsetzung Tabelle 3.1.2.

	SOMMERHALBJAHR							WINTERHALBJAHR							JAHR
Station, m ü. M.	4	5	6	7	8	9	Mittel	10	11	12	1	2	3	Mittel	
San Bernardino, 1628	23.3	11.7	8.7	6.1	5.7	7.1	11.4	21.8	37.5	42.9	43.7	40.7	40.5	36.0	21.1
Hinterrhein, 1638	15.2	11.4	7.2	5.2	5.4	6.2	8.2	30.4	55.6	55.0	32.2	34.1	26.8	37.8	19.0
Arosa, 1847	7.7	7.7	5.1	4.7	5.3	5.4	5.8	6.2	7.5	7.6	8.4	8.8	8.7	7.8	6.6
Davos, 1580	13.8	12.9	7.0	6.0	6.5	8.2	8.3	17.4	19.8	18.6	20.6	27.7	32.4	21.1	12.9
Schiers, 651	8.6	8.3	5.6	5.4	5.5	6.0	6.3	6.5	4.9	5.3	5.6	5.8	8.3	5.9	6.1
Schuls, 1298	16.7	11.4	8.6	6.5	6.8	7.4	8.9	10.4	10.2	14.9	15.3	16.0	19.0	13.5	10.5
St.Moritz, 1825	12.9	9.8	9.2	5.5	5.4	6.7	7.6	9.0	13.2	9.2	9.1	9.7	14.6	10.9	8.8
Airolo, 1138	13.0	5.1	5.0	3.9	4.1	3.4	5.6	6.9	10.3	11.9	14.5	11.7	13.7	10.8	8.1
Bosco Gurin, 1505	4.9	3.2	3.6	3.8	3.2	2.4	3.5	3.8	5.5	7.9	7.8	5.1	5.6	5.6	4.4
Grono, 380	3.4	3.1	2.8	2.4	2.2	2.3	2.6	2.0	3.2	3.8	3.0	3.3	4.1	3.1	3.6
Locarno Monti, 366	3.4	3.6	3.2	2.8	2.9	2.7	3.1	2.5	3.4	4.8	4.0	4.5	4.8	3.8	3.4
Lugano, 275*	6.4	4.2	3.9	3.9	2.7	3.1	3.9	6.8	10.1	13.1	13.0	12.8	11.2	10.8	6.8

*Dachaufstellung des N-Messers

ist im Winter keine Höhenabhängigkeit feststellbar, die Korrektur beträgt in allen Höhen rund 9 %. Die Sommerhalbjahreskorrekturen können in den offenen Stationen in tieferen Lagen zwischen 5 % und in Alpenregionen bis zu 12 % ausmachen. In den geschützten Stationen liegen sie unter 5 %, je nach Grösse der sonst von der Höhenlage wenig abhängigen Haftwasserverluste.

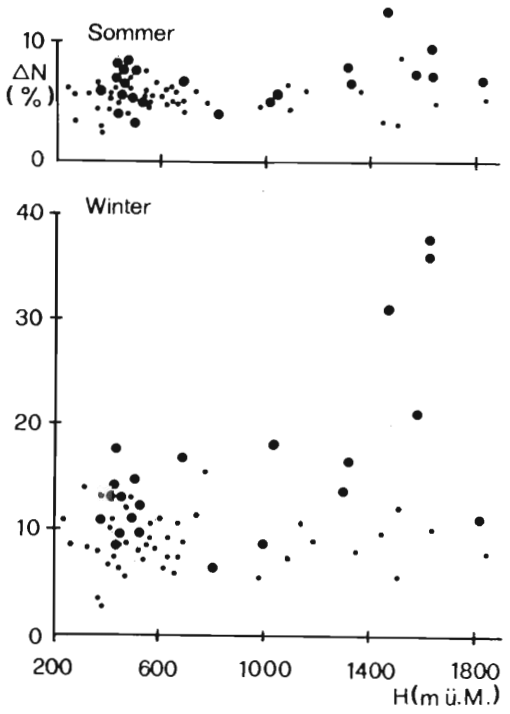

Abb. 3.1.4. Höhenabhängigkeit der Sommer- und Winterhalbjahres-Korrekturen. Grosse Punkte $\alpha < 10^{o}$, kleine Punkte $\alpha \geq 10^{o}$; α = Abschirmungswinkel des Messplatzes.

Die oben erwähnten Anmerkungen zeigen, dass jeder Regionalisierung der Korrekturen, in einem klimatisch und topographischen so stark gegliederten Land wie der Schweiz, Grenzen gesetzt sind. Die ausgeprägten Unterschiede zwischen den Korrekturwerten einzelner Regionen deuten allerdings darauf hin, dass in einem gewöhnlichen Fall Richtwerte der Korrekturen für verschiedene Bedingungen aufgestellt werden können.

3.1.5 Schlussfolgerungen

Die Korrektur des systematischen N-Messfehlers in der Schweiz ist für die mehrjährigen Monatsmittel möglich und notwendig. Die entsprechenden Verfahren sind einfach und auf die Bedürfnisse der Praxis ausgerichtet. Die Korrekturen können auch für Stationen ohne Wind- und Temperaturmessungen geschätzt werden. Der Einführung von Korrekturen in die hydrologischen Berechnungen steht somit nichts mehr im Wege. Dadurch wird eine

Unsicherheit bei den Resultaten beseitigt und ihre Genauigkeit erhöht. Zu den zukünftigen Aufgaben gehören die Ausarbeitung der Korrekturverfahren für die registrierenden Niederschlagsmesser und die Verbesserung der Verfahren für die Jahrestotalisatoren.

3.1.6 Literatur

FOEHN, P.M.B. (1985): Besonderheiten des Schneeniederschlages. In: Niederschlag in der Schweiz, Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 31 ,S. 87-96 , Verlag Kümmerly + Frey, Bern.

MUELLER, G. und J. JOSS (1985): Instrumente. In: Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 31 S. 31-47 , Verlag Kümmerly + Frey, Bern.

SEVRUK, B. (1971): Comments on "seasonal variation in raingage catch" by J.L. McGuinness and G.W. Vaugham. Water Resour. Res., 7(3), p. 741-742.

-- (1981): Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers des Hellmann-Regenmessers im Sommerhalbjahr in der Schweiz. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Mitt. 52, S. 296.

-- (1982a): Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. World Meteorol. Org., Operational Hydrol. Rep. 21, WMO-No. 589, 91 p.

-- (1982b): Regionalization of the systematic error in Swiss summer precipitation measurements for hydrological purposes. In: Proc. International Symposium on the Hydrological Research Basins and their Use in Water Resources Planning, Band 1, p. 182-193, Bern.

-- (1983): Correction of measured precipitation in the Alps using the water equivalent of new snow. Nord. Hydrol., 14(2), 49-58.

-- (1984a): Regional and seasonal variability of systematic error of precipitation measurement in Switzerland. Beiträge zur Hydrologie, SH 5, Part II, p. 16, Freiburg (i/Br.).

-- (1984b): Correction of monthly totals of solid and liquid precipitation for systematic error. In: Proc. Conference on Applied Climatology, August 21, 1984, Zürich, (p.3) Zürcher Geogr. Schriften ETH, 14, 87-90.

-- (1984c): Comparison of evaporation losses from standard precipitation gauges. In: Proc. TECEMO/World Meteorol. Org., September 24-28, 1984, Noordwijkerhout, The Netherlands, (p.5) WMO Instruments and Observing Methods Rep. No 15, 57-61.

-- (1985): Schneeanteil am Monatsniederschlag, In: Niederschlag in der Schweiz, Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 31 S. 127-137, Verlag Kümmerly und Frey, Bern.

3.2 Korrektur der Niederschlagsdaten durch Schneemessungen

J. Martinec

Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch/Davos

Zusammenfassung: Das Messdefizit beim Schneeniederschlag kann durch Vergleiche der Messwerte mit Abflusshöhen sowie mit dem Wasseräquivalent vom Neuschnee und von der ganzen Schneedecke nachgewiesen werden. Das 30-jährige Jahresmittel (1951-1980) des Niederschlages auf dem Weissfluhjoch, 2540 m ü.M., wird durch Monatssummen des Wasseräquivalents vom Neuschnee von 1158 mm auf 1455 mm korrigiert.

Résumé: Le déficit des mesures de précipitations solides est mis en évidence en comparant celles-ci aux lames de l'eau écoulée, ainsi qu'à l'équivalent en eau de la neige fraîche et de la couche totale de neige. La moyenne annuelle des précipitations au Weissfluhjoch (2540 m), prise sur 30 ans (1951-1980) passe de 1158 mm à 1455 mm lorsque elle est corrigée avec les totaux mensuels de l'équivalent en eau de la neige fraîche.

Abstract: The catch deficit of snow precipitation becomes evident by comparing the measured values with runoff depths as well as with water equivalents of the new snow and of the entire snow cover. The 30-year annual average value of precipitation at Weissfluhjoch, 2540 m a.s.l., is corrected by monthly totals of water equivalent of the new snow from 1158 mm to 1455 mm.

3.2.1 Einleitung

Der Schnee als eine Form des Niederschlags bereitet Probleme bei Messungen mit Standardgefässen. Anderseits bieten Messungen des Wasseräquivalents der Schneedecke sowie der täglichen Schneefälle, d.h. des Neuschnees, die Möglichkeit, die Messfehler festzustellen und zu korrigieren. Sevruk (1982) gibt Angaben und zahlreiche Literaturhinweise zu diesem Problem. In der vorliegenden Publikation wird dieses Thema auch in den Kapiteln 3.1 (Sevruk) und 4.1 (Föhn) behandelt.

Auch in der Schweiz (Zingg, 1968) wurden tiefere Niederschlagsmengen im Vergleich zum Wasseräquivalent der Schneedecke gemessen. Dabei konnte man aber nicht mit Sicherheit entscheiden, ob die Regenmesser und Totalisatoren zu wenig Niederschlag auffingen oder ob die Schneedecke am betreffenden Ort infolge Verfrachtungen zu hohe Werte aufwies.

3.2.2 Hinweise auf Messdefizit durch Abflusshöhen

Untersuchungen der hydrologischen Bilanz in Repräsentativgebieten haben Hinweise geliefert, dass es sich doch um ein Messdefizit handelt.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

Besonders in Gebirgsgebieten, wo der Schnee im Niederschlag stark vertreten ist, liegen die jährlichen Abflussmengen oft höher als die gemessenen Niederschlagsmengen, wie z.B. im Einzugsgebiet Modrý Důl im Riesengebirge (1000 - 1554 m ü.M., 2,65 km^2) und im alpinen Einzugsgebiet Dischma (1688 - 3146 m ü.M., 43,3 km^2). Eine realistische Bilanz wurde erst erreicht durch eine Korrektur entweder mit dem Wasseräquivalent der ganzen Schneedecke (Martinec, 1969) oder mit dem aufsummierten Wasseräquivalent des Neuschnees (Martinec et al., 1974). Es konnte gezeigt werden, dass eine höhergelegene, aber windexponierte Station im Winter weniger Niederschlag misst als eine tiefergelegene Station an einem windgeschützten Standort (Dinçer et al., 1970). Infolge der Turbulenz beim Wind kann ein Messgefäss den Niederschlag nur ungenügend auffangen. Das Defizit ist beim Schneefall erheblich grösser als beim Regen.

Allerdings ist auch die Abflussmessung nicht ganz fehlerfrei. Wenn aber die Messstelle gut gewählt ist, d.h. kein Wasser vorbeifliesst, ist die Messung immerhin auf einen einzigen Standort konzentriert und nicht auf die ganze Fläche des Einzugsgebietes verteilt wie beim Niederschlag. Beim heutigen Stand der Hydrometrie dürfte der Fehler innerhalb von einigen Prozenten der Abflussmenge liegen. So wurde in Norwegen erwogen, den Gebietsniederschlag durch einen angemessenen Zuschlag zu der Abflusshöhe zu bestimmen. Aus Schweden kam der Vorschlag (UNESCO - WMO, 1977) in Jahrbüchern neben den Original-Messwerten auch korrigierte Niederschlagsmengen zu veröffentlichen.

Einige Beispiele der Differenzen zwischen den gemessenen Winterniederschlagsmengen und dem Wasseräquivalent der Schneedecke sind in der Tabelle 3.2.1 zusammengestellt (Martinec, 1969).

Tabelle 3.2.1 Vergleich der Niederschlagsmengen (N) und der Wasseräquivalente (H_w) der Schneedecke in zwei Gebirgsgebieten

Einzugsgebiet Modrý Důl		
H_w (mm)	N (mm)	Differenz (mm)
2.3.1965 549	XI- II: 299	250
6.4.1966 713	XI-III: 674	39
30.3.1967 814	XI-III: 548	266

Versuchsfeld Weissfluhjoch		
H_w (mm)	N (mm)	Differenz (mm)
13.5.1965 1047	X -13.5.: 756	291
2.5.1966 1002	XI-IV: 555	447
28.4.1967 1092	X -IV: 769	323

Die Vergleichsperiode ändert sich nach dem Charakter des Einzugsgebietes und nach dem jeweiligen Verlauf des Winters. In tieferen Lagen kann es in den Wintermonaten auch regnen und diese Niederschläge sind in dem Wasseräquivalent der Schneedecke nicht enthalten. Zudem wird die Schneedecke durch Wärmeeinbrüche im Winter teilweise abgebaut. Dies war in Modrý Důl wahrscheinlich im Winter 1966 der Fall, so dass der Wasserwert der Schneedecke und damit auch die Differenz zu tief geraten sind.

3.2.3 Korrektur durch Messungen des Wasseräquivalents vom Neuschnee

Eine detailliertere Korrektur als mit dem Total-Wasseräquivalent ist möglich, wenn tägliche Messungen des Wasseräquivalents vom Neuschnee vorhanden sind. Es kann jeden Tag der höhere Wert eingesetzt werden, entweder der gemessene Niederschlag oder der Wasserwert vom Neuschnee. Damit können die Niederschlagssummen doch zu hoch geraten. Bei einem starken Neuschneefall, der z.B. bis zum Zeitpunkt der Morgenmessung andauert, wird das Wasseräquivalent an diesem Tag eingesetzt und am folgenden Tag zusätzlich die in einem geheizten Pluviograph aus diesem Schnee geschmolzene Wassermenge.

Deshalb wurde vorgeschlagen (Martinec, et al., 1974), die Korrektur monatlich durchzuführen. Die Monatssummen der gemessenen Niederschläge und der Wasseräquivalente vom Neuschnee werden verglichen und der höhere Wert wird als richtig betrachtet. Die in 1974 publizierten Daten für die Station Weissfluhjoch, 2540 m ü.M., werden in diesem Beitrag auf eine Periode von 1951-1980 erweitert und im Abschnitt 3.2.4 mit Abflusshöhen vom Einzugsgebiet Dischma verglichen. Die Daten sind in der Tabelle 3.2.2 aufgeführt. Im Interesse eines Vergleichs mit den Abflusshöhen von Dischma wurde ein hydrologisches Jahr von November bis Oktober für die Jahressummen gewählt. Der korrigierte Mittelwert entspricht ungefähr dem auf eine andere Art berechneten Mittelwert in der Tabelle 4.1.3, Kapitel 4.1.

In den Monaten November bis April sind die vom Neuschnee abgeleiteten Niederschlagswerte fast ausnahmslos höher als die Pluviograph-Werte. In einigen Jahren ist dies auch im Mai und Oktober der Fall. Die korrigierten Jahreswerte setzen sich also zusammen aus 6 bis 8 Monatswerten, in welchen die Pluviograph-Werte durch Neuschnee-Werte korrigiert wurden, und aus 6 bzw. 4 Monatswerten, in welchen Originaldaten vom Pluviograph eingesetzt werden. Dadurch ist der jährliche Korrekturfaktor kleiner als ein Korrekturfaktor, der für den Schneeniederschlag allein, d.h. für die winterliche Jahreshälfte, berechnet würde.

Ein Vergleich mit Messungen im benachbarten Einzugsgebiet Dischma kann wenigstens indirekt aufzeigen, ob die vorgenommene Niederschlagskorrektur realistisch ist.

Tabelle 3.2.2 Gemessene und korrigierte jährliche Niederschlagsmengen, Station Weissfluhjoch, 2540 m ü.M.

Hydrolog. Jahr XI - X	Gemessen Pluviograph mm	Korrigiert durch H_W Neuschnee mm	Korrekturfaktor
1951	1117	1621	1,45
1952	1223	1602	1,31
1953	1270	1468	1,16
1954	1124	1343	1,19
1955	1248	1592	1,28
1956	1329	1508	1,13
1957	1087	1271	1,17
1958	1420	1602	1,13
1959	903	1038	1,15
1960	1298	1591	1,23
1961	1136	1330	1,17
1962	1007	1296	1,29
1963	980	1170	1,19
1964	1021	1289	1,26
1965	1359	1649	1,21
1966	1299	1814	1,40
1967	1291	1683	1,30
1968	1292	1463	1,13
1969	897	1070	1,19
1970	1453	2033	1,40
1971	876	1179	1,35
1972	814	1092	1,34
1973	998	1261	1,26
1974	1433	1811	1,26
1975	1163	1524	1,31
1976	930	1141	1,23
1977	1148	1516	1,32
1978	1230	1608	1,31
1979	1043	1419	1,36
1980	1343	1678	1,25
Mittel 30 Jahre	1157,7	1455,4	1,257

3.2.4 Vergleich der Niederschlagsmessungen mit Abflusshöhen in Dischma

Wie Fig. 3.2.1 zeigt, liegt die Station Weissfluhjoch ausserhalb des Einzugsgebietes Dischma.

Für einen Vergleich der Niederschlags- und Abflusshöhen muss deshalb überprüft werden, ob diese Station für den Gebietsniederschlag in Dischma einigermassen repräsentativ ist. In der Tabelle 3.2.3 sind Messungen der Totalisatoren in Dischma, des Pluviographs am Weissfluhjoch sowie der Abflussstation in Dischma zusammengefasst.

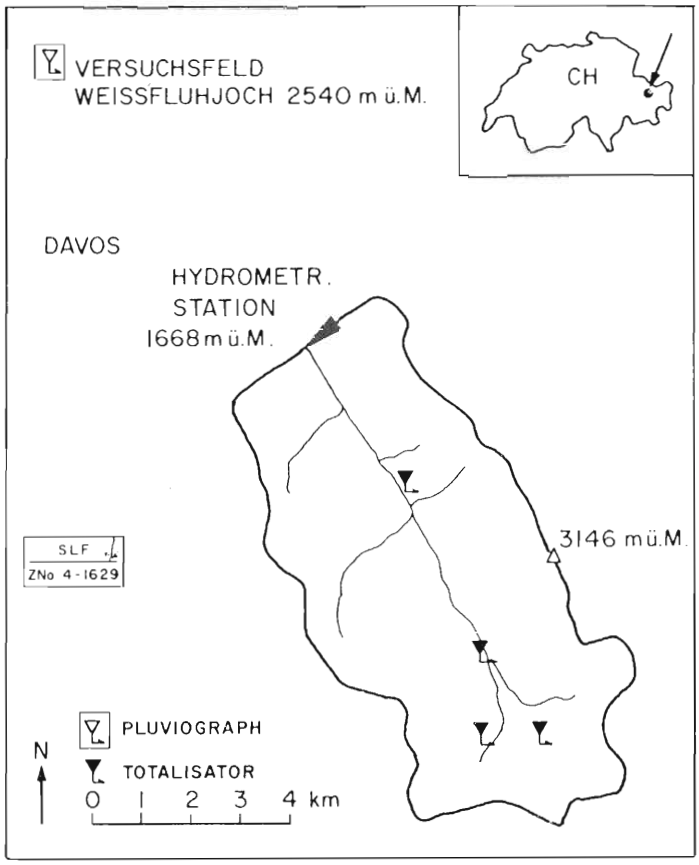

Fig. 3.2.1 Situation des Einzugsgebietes Dischma und des Versuchsfeldes am Weissfluhjoch

Tabelle 3.2.3 Vergleich der Niederschlagshöhen von Dischma und Weissfluhjoch mit Abflusshöhen in Dischma

Messperiode der Totalisatoren	Gadmen 1818 m ü.M. mm	Dürrboden 2007 m ü.M. mm	Scaletta 2280 m ü.M. mm	Pluviograph VF 2540 m ü.M. X-IX mm	Pluviograph VF 2540 m ü.M. XI-X mm	Abflusshöhe mm XI-X
16.9.69-29.9.70	1090*	1176*	1413	1303	1453	1505
29.9.70-1.10.71	800[1]	863*	1043	1023	876	960
1.10.71-21.9.72	760	820*	912	750	814	883
21.9.72-28.9.73	854	921*	1072	994	998	1154
28.9.73-16.9.74	1105[2]	1105[2]	1169	1393	1433	1324
16.9.74-25.9.75	1035[3]	1041[3]	1336	1250	1163	1447
25.9.75-29.9.76	826[4]	929[4]	1128	880	930	1027
29.9.76-26.9.77	1020	1151	1526	1210	1148	1317
26.9.77-28.9.78	900	1011	1276	1193	1230	1259
28.9.78-9.10.79	971	1078	1259*	1025	1043	1294
9.10.79-24.9.80	983	1063	1334	1293	1343	1431
Total	10344	11158	13468	12314	12431	13601
Mittel	940,4	1014,4	1224,4	1119,5	1130,1	1236,5

[1]2.10.70-1.10.71, [2]28.9.73-1.10.74, [3]1.10.74-7.10.75, [4]7.10.75-29.9.76
* abgeleitete Werte

Die Situation der Totalisatoren und Stationen ist aus Fig. 3.2.1 ersichtlich. Die Messungen des Totalisators Grialetsch, 2365 m ü.M., sind unvollständig und teilweise unzuverlässig. Aus den verfügbaren Daten ergibt sich mit Vorbehalt ein Umrechnungsfaktor Grialetsch = 1.17 Scaletta.

Alle Punktmessungen liegen tiefer als die Abflusshöhe, obwohl der Gebietsniederschlag mit Rücksicht auf die Verluste höher sein müsste. Allerdings, wie die hypsometrische Kurve in Fig. 3.2.2 zeigt, gibt es keine Niederschlagsmessungen aus den höchsten Lagen.

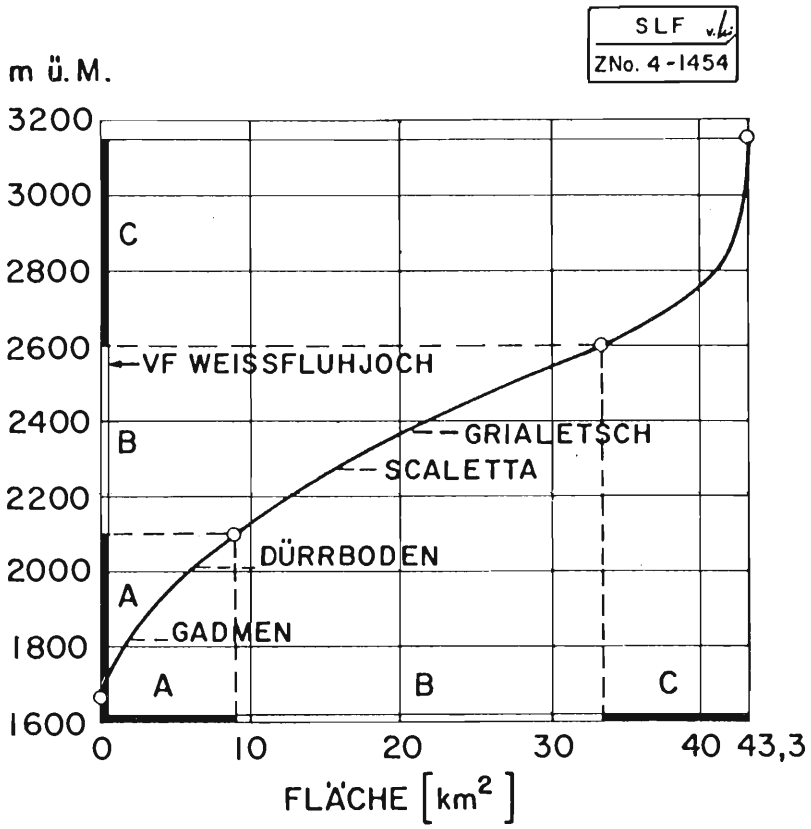

Fig. 3.2.2 Hypsometrische Kurve und Höhenzonen des Einzugsgebietes Dischma.

Dort können die Niederschlagsverhältnisse wenigstens aufgrund der Schneeabflusssimulierung abgeschätzt werden: In 1973 wurde der Input für ein Schneeabflussmodell von drei Höhenzonen ausgewertet und zwar separat als Beitrag der Schneedecke und des Niederschlags (Martinec, 1975). Der Abfluss von Mai bis Juli betrug ungefähr 30 Mill. m^3 und ebensoviel wurde berechnet. Der Beitrag der Schneedecke (ohne Niederschlag in Mai bis Juli) beläuft sich auf 4,4 Mill. m^3 von der Höhenzone 2600 - 3146 m ü.M. und auf 10 Mill. m^3 von der Höhenzone 2100 - 2600 m ü.M., wobei die Verluste mittels eines Abflusskoeffizienten bereits abgezogen sind. Damit ergeben sich die Wasseräquivalente der Schneedecke (H_W) per Ende April 1973 wie folgt:

Höhenzone:	Schnee-Abflussbeitrag	Verluste	Total	H_w, Durchschnitt über die Fläche
B 2100-2600 müM. 24.5 km^2	10 Mill. m^3	1,03 Mill.m^3	11,03 Mill. m^3	45 cm
C 2600-3146 müM. 9.9 km^2	4,4 Mill.m^3	0,284 Mill.m^3	4,684 Mill. m^3	47,3 cm

In der höheren Zone sollte das Wasseräquivalent um etwa 4 cm erhöht werden, die am 1. August 1973 in der verbleibenden Schneedecke gespeichert waren. Eine weitere Erhöhung der beiden Werte käme in Betracht, weil am 1. August ein Teil des Schneewassers als Rezessionsabfluss immer noch unterwegs war. Schliesslich entspricht das Wasseräquivalent der tieferen Zone nicht der ganzen Winterniederschlagsmenge, weil es in den unteren Partien auch regnen konnte und die Schneedecke bei höheren Temperaturen abgebaut wurde. Tatsächlich wurde auch am Weissfluhjoch, 2540 m ü.M., ein höheres Wasseräquivalent von 74 cm gemessen. Jedenfalls zeigt der kleine Unterschied zwischen den ermittelten Wasseräquivalenten, dass die Zone C kaum mehr Niederschlag erhält als die Zone B, weil in dieser der Regen und der geschmolzene Schnee im Wasseräquivalent der Schneedecke fehlen. Daraus kann man schliessen, dass die Zunahme der Niederschlagssummen mit der Meereshöhe (siehe Tabelle 3.2.3) bei einer gewissen Höhe aufhört. Die Zone A eignet sich nicht für diese Berechnung, weil dort der Fehlbetrag durch Regen und Schneeschmelze noch höher ist als in der Zone B. Die Höhenabhängigkeit des Niederschlags wird im Kapitel 5.2 ausführlich behandelt.

Nach dieser indirekten Ergänzung der Verhältnisse in den höheren Lagen kann der Gebietsniederschlag in Dischma auf verschiedene Arten abgeschätzt werden (Martinec, 1965)

a) $\frac{G + D + 2S}{4} = 1101$ mm

wobei G = Niederschlag Totalisator Gadmen
D = " " Dürrboden
S = " " Scaletta

b) $\frac{G + D + S + 1.17\,S}{4} = 1153$ mm

c) Mit einer linearen Zunahme gegeben durch Messwerte von Gadmen, Dürrboden und Scaletta bis 2500 m ü.M., weiter unverändert, unter Berücksichtigung der hypsometrischen Kurve:

Zone A: 8,9 km^2, 990 mm
Zone B: 24,5 km^2, 1240 mm
Zone C: 9,9 km^2, 1330 mm
Dischma: 43,3 km^2, 1209 mm

Alle Werte liegen tiefer als die Abflusshöhe von 1237 mm, was auf die Notwendigkeit einer Niederschlagskorrektur hinweist.

Die drei Schätzungen des Gebietsniederschlages sind nicht weit entfernt vom Durchschnittswert des Pluviographs am Weissfluhjoch (Tabelle 3.2.3). Deshalb darf diese Station bezüglich Jahresniederschlag als einigermassen repräsentativ für das Einzugsgebiet Dischma bezeichnet werden. Damit können in der Tabelle 3.2.4 die Abflusshöhen und Niederschläge seit Beginn der Abflussmengen in Dischma verglichen werden.

Tabelle 3.2.4 Gemessene und korrigierte Niederschläge im Vergleich mit Abflusshöhen in Dischma

Hydrolog. Jahr XI - X	Pluvio-graph mm	Niederschlag korrigiert durch H_W vom Neuschnee	Abfluss-höhe mm	Abfluss-koeffi-zient	Korrektur-Faktor
1964	1021	1289	847	0,66	1,26
1965	1359	1649	1478	0,90	1,21
1966	1299	1814	1324	0,73	1,40
1967	1291	1683	1481	0,88	1,30
1968	1292	1463	1345	0,92	1,13
1969	897	1070	1143	1,07	1,19
1970	1453	2033	1505	0,74	1,40
1971	876	1179	960	0,81	1,35
1972	814	1092	883	0,81	1,34
1973	998	1261	1154	0,92	1,26
1974	1433	1811	1324	0,73	1,26
1975	1163	1524	1447	0,95	1,31
1976	930	1141	1027	0,90	1,23
1977	1148	1516	1317	0,87	1,32
1978	1230	1608	1259	0,78	1,31
1979	1043	1419	1294	0,91	1,36
1980	1343	1678	1431	0,85	1,25
Mittel	1152	1484	1248	0,84	1,29

In einer früheren Publikation (Martinec et al., 1974) wurde der korrigierte Niederschlag für das Jahr 1972 nur provisorisch bestimmt und in der Tabelle 3.2.4 neu berechnet. Diese Revision sowie die Verlängerung der Messreihe auf 17 Jahre haben zu keinen wesentlichen Aenderungen der Mittelwerte geführt.

Der mittlere Abflusskoeffizient entspricht den Vorstellungen und beschränkten Messungen (Martinec, 1974). Damit erscheint auch der korrigierte Niederschlag realistisch. Allerdings wäre es besser, durch eine zuverlässigere Bestimmung des Gebietsniederschlags diese Vorstellungen zu präzisieren. Die Schwankungen in den einzelnen Jahren widerspiegeln verschiedene Abflussverhältnisse sowie Messfehler und den variablen

Uebertrag des Wasserrückhalts von einem hydrologischen Jahr in das andere. Auch die Gletscherbilanz könnte in den Einzeljahren eine gewisse Rolle spielen, obwohl die Vergletscherung nur etwa 2,6 % beträgt.

Der mittlere Korrekturfaktor für den Jahresniederschlag ist nur unwesentlich höher als der 30jährige Mittelwert von der Tabelle 3.2.2. Für den Schneeniederschlag allein würde sich ein noch höherer Wert ergeben. Eine zusätzliche Korrektur der Regenniederschläge würde zu einer noch höheren Jahressumme führen. Der von Uttinger (1949) angegebene Mittelwert für Weissfluhjoch (2660 m), 1750 mm, liegt in dieser Richtung, erscheint aber im Vergleich zu den Dischma-Abflusshöhen doch etwas zu hoch.

3.2.5 Schlussfolgerungen

Eine Korrektur der durch Regenmesser und Totalisatoren ermittelten Niederschlagswerte ist besonders in Gebirgsgebieten angezeigt mit Rücksicht auf den starken Schneeanteil und den Windeinfluss. Dass die Originalwerte zu tief liegen, wird durch einen Vergleich mit Abflusshöhen deutlich. Das Defizit kann behoben werden, indem die Monatsniederschläge durch die Summen der Wasseräquivalente vom Neuschnee ersetzt werden, wenn immer diese höher liegen. Auf diese Art wird das 30-jährige Jahresmittel (1951-1980) von Weissfluhjoch (2540 m ü.M.) von 1158 mm auf 1455 mm erhöht.

Diese Korrektur ist nur auf Stationen durchführbar, auf welchen das Wasseräquivalent vom Neuschnee täglich gemessen wird. Wenn - wie in vielen Fällen - nur die Neuschneehöhe gemessen wird, kann man annähernd mit einer Neuschneedichte von 0,1 $g.cm^{-3}$ rechnen.

Literatur

DINÇER, T., MARTINEC, J., PAYNE, B.R., YEN, C.K. (1970): Variation of the tritium and oxygen-18 content in precipitation and snowpack in a representative basin in Czechoslovakia. Proceedings Symposium Isotope Hydrology, Internat. Atomic Energy Agency, Wien, p. 23-42.

MARTINEC, J. (1965): Design of snow gauging networks with regard to new measuring techniques, Proceeding Symposium Design of Hydrological Networks, Quebec, IAHS Publication No. 67-68, p. 189-195.

MARTINEC, J. (1969): Hydrologische Charakteristik des Testgebietes Dischma mit Rücksicht auf den Schneeabfluss, Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch/Davos, Interner Bericht Nr. 495.

MARTINEC, J. (1974): Untersuchung der Schneeschmelze mit Umweltisotopen, Oesterreichische Wasserwirtschaft, Jahrgang 26, Heft 3/4, Springer Verlag Wien-New York, p. 57-61.

MARTINEC, J. (1975): New methods in snowmelt-runoff studies in representative basins, Symposium on Hydrological Characteristics of River Basins, Tokyo, IAHS Publication No. 117, p. 99-107.

MARTINEC, J., SIEGENTHALER, U., OESCHGER, H., TONGIORGI, E. (1974): New insights into the runoff mechanism by environmental isotopes. Proceedings Symposium Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Internat. Atomic Energy Agency, Wien, Vol. 1, p. 129-143.

SEVRUK, B. (1982): Methods of correction for systematic error in point precipitation measurements for operational use, WMO, Geneva, Operational Hydrology Report No. 21.

UNESCO - WMO (1977): Final report, Second Meeting on Hydrological Problems in Europe, Brussels (Reccomendation 1).

UTTINGER, H. (1949): Die Niederschlagsmengen in der Schweiz 1901-1940. Verlag des Schweizerischen Wasserwirtschaftsverbandes, Zürich.

ZINGG, TH. (1968): Die einzelnen Witterungselemente auf Weissfluhjoch, in "Schnee und Lawinen in den Schweizeralpen, Winter 1966-67", EDMZ, Bern, p. 14.

4. Schnee und Hagel

4.1 Besonderheiten des Schneeniederschlages

Paul M.B. Föhn

Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung
Weissfluhjoch/Davos

Zusammenfassung: Da die Fallgeschwindigkeit von Schneeteilchen rund 5-10 mal geringer ist als bei Regentropfen, bewegen sie sich schon bei geringen Windgeschwindigkeiten nahezu horizontal, so dass die Messung mit üblichen Niederschlagsmessgefässen stark fehlerbehaftet ist (Defizit 30-40 %). Es wird gezeigt, wie mit der Schneebrett-Messmethode (Wasserwert des täglichen Neuschnees) dieser Fehler stark reduziert werden kann. Langjährige Messreihen des Winter- und Jahresniederschlages von Weissfluhjoch (2540 m) - mit verschiedenen Messmethoden erfasst - belegen die Grössenordnung des Messfehlers in Hochgebirgsverhältnissen. Die Frage des repräsentativen Messortes wird unter Benützung von neuen Resultaten über die Schneeverfrachtung ebenfalls beantwortet.

Résumé: La vitesse de chute de particule de neige est 5-10 fois moindre que celle de gouttes de pluie de sorte que particules de neige ont des trajectoires plutôt horizontales pendant de periodes de vent. Les pluviomètres usuels mesurent de tel chute de neige avec de grands déficits (30-40 %). Il est montré que la méthode de la planchette de neige (mesurage d'equivalent d'eau de la neige fraiche) peut éviter de tels erreurs. Des series de données de precipitation du Weissfluhjoch (2540 m), mesurés parallèlement avec differentes méthodes, manifestent l'ordre de grandeur des erreurs. Finalement une discussion sur la représentativité des lieux de mesure est ajouté et les plus représentatifs endroits de terrain sont énumérés.

Summary: Snow particles have a 5-10 times smaller fall velocity than rain drops. Therefore precipitating snow falls almost horizontally during snowstorms towards the earth surface and may not be measured properly with ordinary precipitation instruments (deficit of 30-40 %). Series of precipitation measurements from Weissfluhjoch (2540 m) completed with diffrent methods reveal the error ranges. It is shown that the "snow board method" (measuring the water equivalent of daily snowfalls) yields under this circumstances the best values. The representativeness of various measuring sites and hints for the choice of representative locations in mountainous terrain are given.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

4.1.1 Einleitung

Unter "Schnee" soll im Folgenden die feste Niederschlagsform von Wasser mit Ausschluss von Hagel, Reif, Rauhreif oder Rauhfrost verstanden sein. Schnee kann einerseits aufgrund seiner geringen Fallgeschwindigkeit und seiner grossen Adhäsion mit den üblichen Messgefässen punktmässig nur mit grossen Verlusten gemessen werden, andererseits ist aus denselben Gründen seine flächenhafte Verteilung anderen Gesetzmässigkeiten unterworfen als flüssiger Niederschlag. Die Besonderheiten, ihre Auswirkungen und Korrekturmöglichkeiten sollen im folgenden Bericht kurz ergründet werden.

4.1.2 Schneebildung, Teilchenform und Fallgeschwindigkeit

Wird gesättigte Luft, z.B. durch Bergketten, zum Aufsteigen gezwungen und dabei durch adiabatische Ausdehnung abgekühlt, scheiden sich bei Temperaturen deutlich unter Null und vorhandenen Eisbildungskernen direkt Eisteilchen aus der Luft aus. Ihre Fallgeschwindigkeit ist noch sehr klein ($v_s \lesssim 0.05$ m/s). Durch Anlagerung von Feuchte (Deposition) entstehen grössere Kristalle (Schneekristalle) mit verzweigten Formen (vgl. Magono and Lee, 1966). Beim Durchfallen von gesättigten , wärmeren Luftschichten entstehen teilweise verreifte Kristalle und Graupel oder in bodennahen Luftschichten Schneeflocken als Aggregate vieler Kristalle. Die grössten Schneeflocken mit Durchmesser (D) von einigen cm entstehen bei bodennahen Lufttemperaturen um 0 C.

Störungsfrei gewachsene Eiskristalle weisen meistens eine sechszählige Symmetrie und sehr vielfältige Formen (Plättchen, Dendriten, Prismen usw.) auf und liegen im Grössenbereich: $50\mu m \leq D \leq 5$ mm. Ihre bodennahe Fallgeschwindigkeit hängt von ihrer Form und ihrem Durchmesser ab. Für sternartige Dendriten (✱), konische Graupel (Δ) und Regentropfen (•) können gemäss Gray und Male (1981), Hobbs et al.(1971) und Smithsonian Meteorological Tables (1971) folgende Endgeschwindigkeiten abgeleitet werden:

Tabelle 4.1.1 Vergleich der End-Fallgeschwindigkeiten von Niederschlagsteilchen

Teilchen -art / -durchmesser [mm]	✱ [m/s]	Δ [m/s]	• [m/s]
5	0.6 - 1	3 - 4	9
1	0.4 - 0.8	1.2 - 1.5	4
0.5	0.2 - 0.7	0.6 - 0.8	2

Die End-Fallgeschwindigkeit von typischen Schneesternen (Dendriten) ist also rund 10 mal kleiner als jene von reinen Wassertropfen.

4.1.3 Instrumentelle Messprobleme

Es ist naheliegend, dass man Schneefall mit gleichen oder ähnlichen Niederschlagsmessgefässen (Pluviographen, Totalisatoren mit horizontaler Auffangfläche von 200 cm^2) erfassen möchte wie flüssigen Niederschlag. Da aber - wie die obige Tabelle darlegt - die Fallgeschwindigkeit typischer Schneeteilchen nur im Bereich von 0.5 - 2 m/s liegt und im Gebirge während Schneefällen fast immer erhebliche Windgeschwindigkeiten (Horizontalgeschwindigkeiten 4 - 30 m/s) auftreten, bewegen sich die Schneeteilchen meist mit flachem Auffallwinkel (α) auf die Messfläche des Niederschlagsmessgefässes zu ($\alpha \leq 25^{o}$). Da bei böigem Wind Auf- und Abwindkomponenten auftreten und das Messgefäss bei fast horizontaler Luftbewegung selbst solche verursacht, werden Schneeteilchen oft vor dem Messgefäss beschleunigt und abgelenkt und erreichen die horizontale Messfläche nicht. Dadurch entstehen grosse Messverluste, sogar bei Aufstellung der Messgefässe auf ausgedehnten , horizontalen Flächen.

Schneetreiben , d.h. die Verfrachtung von "Niederschlags"-Schneeteilchen oder das Wiederaufwirbeln von schon deponierten Schneeteilchen ist - wie schon früher dargelegt (vgl. Föhn, 1977) - ein zweiter wichtiger Grund für fehlerhafte Messungen mit den üblichen Messgefässen. Während intensiven Schneefällen (0.3 - 1 m Neuschneehöhe/24 h) beträgt die "Schneefall"-Dichte etwa 10^{-3} - 10^{-4} kg/m^3. Herrscht gleichzeitig starker Wind, werden von der Schneeoberfläche her Schneeteilchen aufgewirbelt. Dabei kann gemäss Messungen und theoretischen Abschätzungen von Föhn (1980) die "Schneetreiben"-Dichte bodennah die gleiche Grössenordnung erreichen wie die "Schneefall"-Dichte. Da somit die Schneeteilchen-Dichte in der Luft nicht nur von der Schneefall-Intensität , sondern auch von der Windgeschwindigkeit und damit von der Bodennähe und der Geländekonfiguration abhängt, ist es in windausgesetzten Gebirgsverhältnissen nahezu unmöglich, mit üblichen Messgefässen den "wahren" Niederschlag, bzw. Schneefall zu messen.

Positioniert man in solchen Verhältnissen die Messfläche zu nahe an die Schneeoberfläche ($h \leq 1$ m), wird man meistens ein Mehrfaches des "wahren" Niederschlages durch verfrachteten Schnee (Schneetreiben, Schneefegen) auffangen. Legt man die Messhöhe einige Meter über die Schneeoberfläche, nimmt wohl der Anteil an verfrachtetem Schnee etwa exponentiell mit der Höhe ab, doch nimmt die Windgeschwindigkeit zu, so dass dadurch die Auffang-Wahrscheinlichkeit für Schneeteilchen geringer wird. Aus diesen Gründen sollte die Auffangfläche eines Messgefässes 1 - 2 m über der wachsenden Schneeoberfläche fixiert werden.

Messfehler, die durch Verdunstung/Kondensation, durch Verreifung der Auffangfläche (Verkleinerung der Fläche) oder durch Kleben von Schneeteilchen am Auffangflächen-Rand entstehen, sind bedeutend kleiner als die vorher genannten Fehlerquellen und werden deshalb hier nicht näher erläutert. Einzelheiten darüber können bei Sevruk (1982) eingesehen werden.

Abhilfe für die erwähnten Messprobleme kann zum grossen Teil mit der "Schneebrett"-Messmethode, also dem täglichen Bestimmen des Neuschnee-Wasserwertes auf dem Brett geschehen. Dabei wird ein leichtes Holzbrett, oder besser eine Platte aus Hartschaumstoff (0.5x0.5 m) jeden Morgen so

in die Schneeoberfläche eingedrückt, dass sie bündig mit der Schneeoberfläche ist. Der bis zum nächsten Morgen darauf abgelagerte Neuschnee wird dann mit einem Zylinder von 1000 cm^2 Bodenfläche ausgestochen und gewogen. Da die Windgeschwindigkeit in Bodennähe stark reduziert ist, und die rauhe Platte ähnliche Auffangeigenschaften für Schneeteilchen wie die Schneeoberfläche selbst aufweist, ist es möglich, den "wahren" Schneeniederschlag ohne grossen Fehler zu bestimmen.

Die in Tabelle 4.1.2 und in Figur 4.1.1 wiedergegebenen Vergleichsdaten der Winterniederschläge auf Weissfluhjoch (2540 m ü.M.) zeigen deutlich, dass der gemessene Niederschlag mit zunehmendem Abstand des Messniveaus von der Schneeoberfläche abnimmt. Die Schneebrett-Messmethode (Wasserwert Neuschnee) ergibt im 10-jährigen wie auch im langjährigen Vergleich mit Abstand die grössten Niederschlagswerte.

Da auf Weissfluhjoch der Niederschlag im Winterhalbjahr zu rund 95 % als Schnee fällt und die umliegende Schneedecke jeweils vergleichbare Gesamtwasserwerte aufweist, kann der aufsummierte Wasserwert des Neuschnees als gute Annäherung des "wahren" Niederschlages (100 %) gelten. Der rund 1.5 m über der Schneedecke nachgeführte Pluviograph II erfasst 80 %, der fest installierte Totalisator 78 % und der stark erhöht aufgestellte Pluviograph I 62 % des "wahren" Niederschlages. Das Resultat des Totalisators (78%) kann damit erklärt werden, dass der Totalisator im Frühwinter bei geringer Schneelage (Messhöhe 2-3 m über Schnee) zu wenig Schnee auffängt, hingegen im Hoch- und Spätwinter bei grossen Schneehöhen zunehmend mehr auffängt. In solchen Zeitabschnitten ist dann allerdings die Gefahr gross, dass während niederschlagsfreien Perioden auch Triebschnee in die Oeffnung eines stark eingeschneiten Totalisators gelangt.

Die Kombination verschiedener Messmethoden erlaubt nun im Gebirge den "wahren" Jahresniederschlag abzuschätzen. Während im Sommerhalbjahr bei Regenfällen der abgeschirmte Pluviograph vernünftige Niederschlagswerte liefert, ergibt im Winterhalbjahr die Schneebrettmessmethode (Wasserwert Neuschnee) die besten Werte. In der Uebergangszeit (Mai/Juni, Sept./Okt.) kann je nach Temperaturgang und Wind der eine oder andere Wert oder das arithmetische Mittel beider als sog. Kombinationswert herangezogen werden. Bildet man für jeden Niederschlagstag den sog. Kombinationswert nach der erwähnten Art, ergeben sich die in Tabelle 4.1.3 dargestellten Jahresniederschlagswerte. Diese Jahresniederschlagswerte, bzw. der 30-jährige Mittelwert von 1530 mm ergeben für Weissfluhjoch einen um rund 30% höheren Jahresniederschlag als gemäss reinen Pluviographenwerten. Verschiedene mit diesem korrigierten Mittelwert berechnete Verhältniszahlen, wie der "Anteil Schnee am Total-Niederschlag" als auch der Vergleich mit umliegenden Talstationen zeigen auf, dass dieser Jahresniederschlagswert eine gute Annäherung für den "wahren" Niederschlag ist (vgl. Föhn, 1977).

Die in Fig. 4.1.1 und in den Tabellen 4.1.2 und 4.1.3 benützten Schneefall- und Niederschlagsmesswerte sind zum grössten Teil den Jahrbüchern "Schnee- und Lawinen in den Schweizer Alpen", Winterberichte EISLF Nr. 11-47 entnommen.

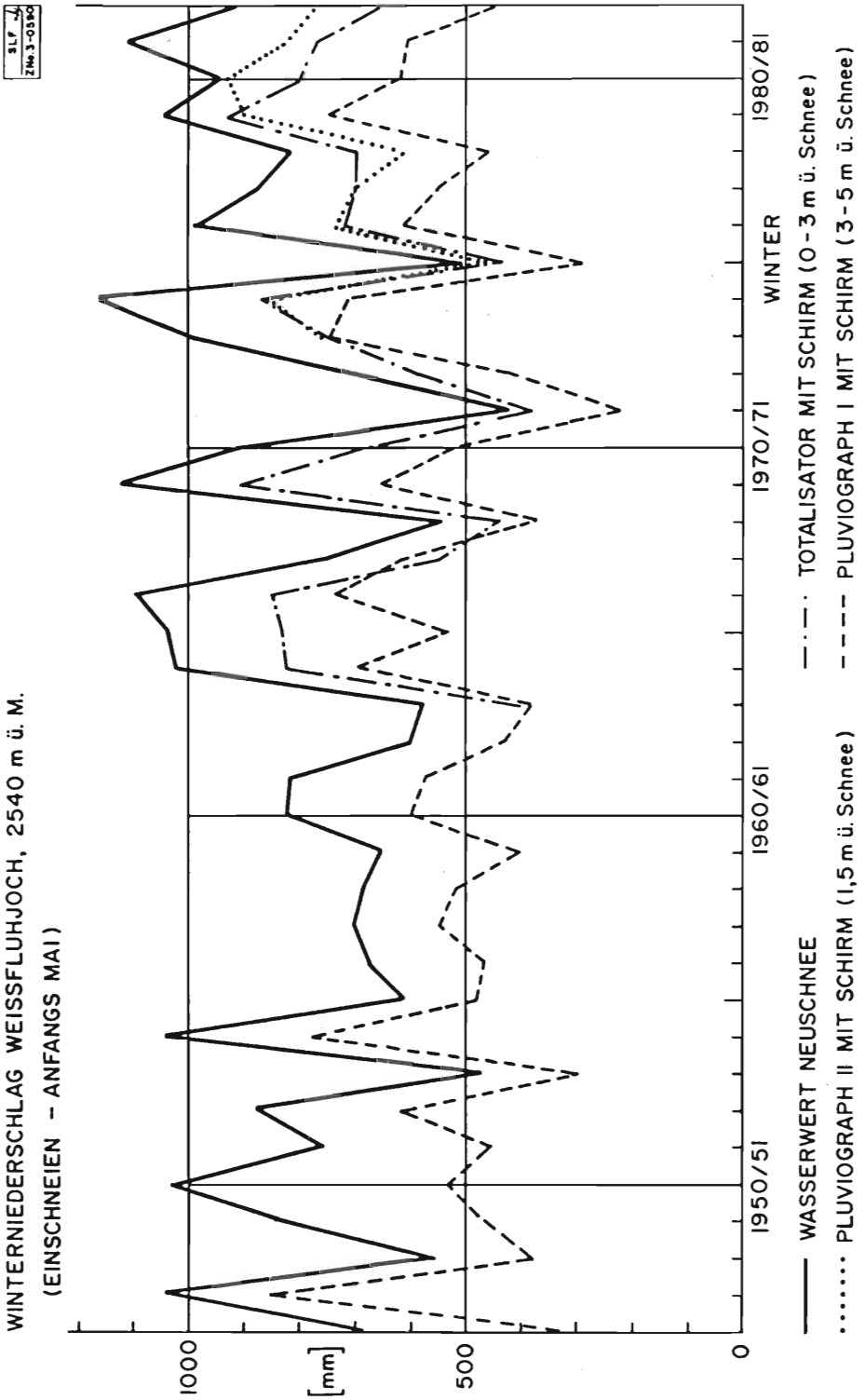

Fig. 4.1.1 Vergleich des mit 4 verschiedenen Methoden gemessenen Winterniederschlages von Weissfluhjoch, 2540 m ü.M.

Tabelle 4.1.2 Vergleich der mit verschiedenen Messmethoden auf Weissfluhjoch,2540 m ü.M., gemessenen Winterniederschläge (Einschneien - anfangs Mai). Die Messmethoden sind von links nach rechts in der Reihenfolge des zunehmenden Abstandes der Messfläche über Schnee geordnet.

Winter \ Messmethode	Einschneien:	Wasserwert Neuschnee (Schneeoberfläche)	Pluviograph II "Joss-Tognini" (1,5 m über Schnee)	Totalisator (0-3 m über Schnee)	Pluviograph I "Hellmann" (2-5 m über Schnee)
		[mm]	[mm]	[mm]	[mm]
1946/47	21.10.	673			321
1947/48	1.11.	1048			858
1948/49	6.11.	560			382
1949/50	27.10.	839			468
1950/51	27.10.	1035			531
1951/52	1.11.	763			458
1952/53	28. 9.	879			618
1953/54	30.10.	474			300
1954/55	27. 9.	1044			779
1955/56	18.10.	611			478
1956/57	6.10.	678			465
1957/58	7.11.	708	keine Messungen	keine Messungen	545
1958/59	13.10.	684			523
1959/60	28.10.	654			404
1960/61	29. 9.	826			601
1961/62	18.10.	820			574
1962/63	29.10.	603			433
1963/64	7.10.	582		406	389
1964/65	9.10.	1026		826	693
1965/66	10.11.	1043		833	543
1966/67	27.10.	1099		852*	732
1967/68	29.10.	745		553	617
1968/69	3.11.	546		443*	375
1969/70	10.11.	1127		909*	656
1970/71	1.10.	916		688*	524
1971/72	9.11.	427		377	217
1972/73	21.10.	718		586	417
1973/74	22. 9.	1000	756*	751	748
1974/75	23. 9.	1165	862	868	712
1975/76	13.10.	515	454	436	295
1976/77	14.10.	994	731	722	616
1977/78	1.11.	883	701	699	556
1978/79	28. 9.	818	615	698	459
1979/80	15.10.	1044	900	930	749
1980/81	8.10.	948	930	803	620
1981/82	12.10.	1111	826	771*	606
1982/83	5.10.	915	770	662*	456
Mittelwert	1946/47-82/83	824,9			532,9
Mittelwert	1972/73-82/83	939,3	754,5	734,0	581,7
		100%	80%	78%	62%

* = Unvollständige Messungen, durch Interpolation ergänzt.

Tabelle 4.1.3 Jahresniederschlagswerte von Weissfluhjoch, 2540 m ü.M. mit verschiedenen Methoden bestimmt.
Die täglichen Kombinationswerte wurden im Winter vor allem mit Hilfe der Schneebrettmessmethode und im Sommer vor allem mit Hilfe des Pluviographen I bestimmt. In der Uebergangszeit wurde je nach Temperatur und Wind einer der Werte oder das arithmetische Mittel herangezogen.

Methode / Jahr	Pluviograph I "Hellmann" [mm]	Kombinationswerte (Pluviograph I und/oder Wasserwert Neuschnee) [mm]
1953/54	1096	1433
1954/55	1279	1689
1955/56	1278	1467
1956/57	1238	1477
1957/58	1252	1479
1958/59	1037	1244
1959/60	1201	1488
1960/61	1231	1530
1961/62	1047	1388
1962/63	960	1194
1963/64	927	1197
1964/65	1477	1978
1965/66	1242	1730
1966/67	1309	1772
1967/68	1291	1570
1968/69	934	1176
1969/70	1303	1826
1970/71	1023	1504
1971/72	750	1013
1972/73	994	1351
1973/74	1392	1818
1974/75	1250	1786
1975/76	880	1151
1976/77	1210	1645
1977/78	1193	1664
1978/79	1025	1549
1979/80	1293	1699
1980/81	1267	1682
1981/82	1275	1796
1982/83	1010	1620
Mittelwert 1953/54-82/83	1155,5	1530,5
	77 %	100 %

4.1.4 Messorte und flächige Extrapolationsprobleme

Der grosse aerodynamische Widerstand und die damit verbundene geringe Fallgeschwindigkeit vieler Schneeteilchen bringt aber nicht nur instrumentelle Probleme. Die Ablagerung von Schnee ist in viel stärkerem Masse als beim Regen eine Geländefunktion, so dass sich sofort die Frage aufdrängt: "An welchen Geländestellen kann überhaupt der für das Umgelände repräsentative Schneefall gemessen werden?"

Vergleichende Analysen zwischen Punktmessungen und flächigen Schneehöhen- und Wasserwertaufnahmen {vgl. Zingg (1954), Föhn (1980), Föhn und Meister (1983), Meister (1983)} ergaben das eindeutige Resultat, dass vor allem Konvergenzzonen des Windfeldes (Hügelkuppen, kammnahe Luvhänge) aber auch eindeutige Divergenzzonen (Mulden, kammnahe Leehänge) als Messorte nicht in Frage kommen. Hochgelegene, breite Talböden und kammferne, plateauartige und horizontale Hangterrassen (Luv- und Leehang) scheinen nach den vorläufigen Resultaten die repräsentativsten Messresultate zu liefern. Die vor Jahrzehnten im ganzen Alpengebiet aufgestellten Totalisatoren, die meist an herausragenden Geländestellen errichtet wurden - die wachsende Schneedecke sollte ja die Auffangfläche nicht erreichen - konnten und können aus diesem Grund in vielen Fällen den repräsentativen Gebietsniederschlag nicht liefern.

Wie Untersuchungen von Hobbs et al.(1971) darlegen, erreicht Schnee meistens nicht dort den Erdboden, wo er atomsphärisch am intensivsten gebildet wird und auszufallen beginnt (z.B. steile luvseitige Bergflanken), sondern er wird schon in höheren Luftschichten verfrachtet. Er erreicht dann vor allem dort die Erdoberfläche, wo primär die grossräumige Orographie und sekundär kleinräumige Geländestrukturen geringe Windgeschwindigkeiten verursachen. Dadurch ist es müssig,gewissen Hangabschnitten oder Gebirgsformen - wie dies etwa beim Regen getan wird - repräsentative Niederschlagswerte, bzw. Schneefallwerte zuzuordnen.

Der an ausgesuchten und geeigneten Standorten gemessene Schneefall kann als klimatologisch repräsentativer Schneefall bezeichnet werden. Er kann für grössere Geländeeinheiten in der gleichen Klimaregion als flächiger Mittelwert gelten, darf aber nicht auf einzelne Geländestrukturen wie Bergkuppen, Leehänge, Mulden usw. extrapoliert werden.

4.1.5 Schlussfolgerungen

Da Schnee auf Grund seiner geringen Fallgeschwindikeit viel stärker vom Wind verfrachtet wird als Regen, ist es mit erhöht aufgestellten Niederschlagsmessgefässen im Gebirge nahezu unmöglich den "wahren" Gebietsniederschlag zu bestimmen.

Langjährige Vergleichsmessungen auf Weissfluhjoch (1946/47 - 1982/83) belegen die Tatsache, dass die Höhe des Messgefässes über der Schneeoberfläche und der Messort die Messverluste am stärksten beeinflussen.

Der Winterniederschlag wird mit abgeschirmten Pluviographen, die 3 - 5 m über der Schneeoberfläche aufgestellt sind, nur zu rund 60% erfasst. Ist die Messfläche 0.5 - 3 m über der Schneeoberfläche angebracht, werden mit solchen Messgefässen schon rund 80% des Winterniederschlages erfasst. Die eindeutig beste Methode zur Bestimmung des Winterniederschlages stellt die Schneebrett-Messmethode (Wasserwert Neuschnee) dar. Mit ihr kann - gemäss den erwähnten Vergleichsmessungen - der Winterniederschlag an Gebirgstationen ohne grossen Fehler bestimmt werden.

Der Jahresniederschlag mit einem wesentlichen Regenanteil kann mit 3-5 m über Boden-/Schneeoberfläche aufgestellten Pluviographen zu rund 80% erfasst werden.

Flächige Schneehöhen- und Wasserwertbestimmungen der Schneedecke haben gezeigt, dass im coupierten Gebirgsgelände nur vereinzelte Geländestrukturen geeignet sind, um repräsentative Niederschlagsmessungen auszuführen: Hochgelegene, breite Talböden als auch kammferne plateauartige und horizontale Hangterrassen scheinen dafür am ehesten geeignet.

4.1.6 Literatur

FOEHN, P.(1977) Representativeness of precipitation measurements in mountainous areas, Proc. of the Joint Scien. Meeting on Mountain Meteorology and Biometerology, Interlaken 1976, p. 61-77.

FOEHN, P.(1980) Snow transport over mountain crests, J. of Glaciology, Vol.26, No. 94, p. 469-80.

FOEHN, P. and MEISTER, R. (1983)
Distribution of snow drifts on ridge slopes: measurements and theoretical approximations, Annals of Glaciology, Vol.4, p. 52-57.

GRAY, D.M. and MALE, D.H. (1981)
Handbook of snow, Pergamon Press Canada Ltd, 776 p.

HOBBS, P.K. et al.(1971)
Contributions from the cloud physics group, Research Report VI, Dec. 1971, 306 p.

MAGONO, C. and LEE, Ch.W. (1966)
Meteorological classification of natural snow crystals, J. Fac. Scien. Hokkaido University, Series VII (Geophys.) Vol.2, No. 4, p. 321-35.

MEISTER, R.(1983) Ermittlung der Schneehöhenverteilung mit Hilfe der Photogrammetrie, in : Schnee und Lawinen in den Schweizer Alpen, Winter 1981/82, Winterbericht EISLF, Nr. 46, S. 135-139.

SEVRUK, B. (1982) Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use, WMO, Geneva, Operational Hydrology Report No. 21.

SMITHONIAN METEOROLOGICAL TABLES (1971)
Sixth revised edition by R.J. List Smithonian Institution Press, Washington City, Vol. 114, 527 p.

ZINGG, TH. (1954) Die Bestimmung der Schneehöhenverteilung auf photogrammetr. Weg, AIHS, Ass. Générale de Rome, AIHS-Publ. No. 39, p. 33-37.

4.2 Niederschlagsbestimmung im vergletscherten Hochgebirge

Markus Aellen

Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH in Zürich

Zusammenfassung: Die Niederschlagsmessung mit konventionellen Methoden ist im vergletscherten Hochgebirge, vor allem im Firnbereich (oberhalb etwa 3000 m ü.M.), durch besonders ungünstige klimatische und topographische Verhältnisse erschwert und mit entsprechend grossen, schwer abschätzbaren Unsicherheiten behaftet. Mit den Niederschlagsmessnetzen der Schweiz wird der fallende Niederschlag im Firnbereich mit stark unterdurchschnittlicher räumlicher und zeitlicher Dichte der Beobachtungen (9 Totalisatoren, 1 Station des ANETZ) erfasst. Durch Messungen an der Schneedecke vor Beginn der Schmelzperiode wird der im Winter auf Gletschern abgelagerte Niederschlag flächenmässig (1 Gletscher) oder punktuell (3 Gletscher) regelmässig beobachtet. Im jährlichen, an glaziologischen Pegelnetzen am Ende der Schmelzperiode gemessenen Firnzuwachs (8 Gletscher) ist ein mit Ort und Zeit variierender Anteil des Jahresniederschlags erfassbar. Der fehlende (abgeflossene oder verdunstete) Anteil wird meist durch Schätzverfahren (Gradtagformel) ergänzt. In vergletscherten alpinen Einzugsgebieten erhält man Jahreswerte für den Gebietsniederschlag aus der hydrologischen Bilanz, wenn Abfluss und Massenänderung der Gletscher gemessen werden.

Résumé: Mesure des précipitations dans les régions englacées de la haute montagne. Dans les conditions défavorables du climat et de la topographie de la haute montagne, les méthodes usuelles des mesures de précipitation fournissent des résultats peu concluants, surtout dans la zone des névés (au-dessus de 3000 m env.). Les observations faites dans cette zone et dans le cadre des réseaux pluviométriques de la Suisse sont peu fréquentes. Il en est de même pour les observations nivologiques et glaciologiques, faites sur l'accumulation des dépôts de neige hivernal et annuel sur les glaciers et qui sont susceptibles de fournir des résultats mieux concluants, au moins pour les quantités accumulées durant l'hiver. Les bilans hydrologiques établis à partir des débits et des variations de la masse glaciaire mesurées dans quelques bassins versants englacés, permettent de chiffrer les précipitations moyennes, spécifiques du bassin respectif.

Abstract: Measurements of precipitation in glaciated areas of the High Alps. Due to unfavorable climatic conditions and rough topography in the high mountain areas, namely in the firn region (above 3000 m), precipitation measurements by conventional methods give results of poor quality. Out of 484 pluviometric stations and 133 rain gauges held in the swiss observation networks, only 10 sites (1 station, 9 gauges) are situated at altitudes levelling the firn areas. Precipitations accumulated in the snow cover deposited on glaciers are measured as total winter accumulation at 4 sites, as annual net accumulation at 8 sites. Specific values of annual precipitation are derived from hydrological balances established for 2 heavily glaciated river basins, where the annual mass change of the glaciers and the daily run off are measured.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

4.2.1 Einleitung

Die Gletscher der Schweizer Alpen bedecken derzeit gemäss dem im Jahre 1973 aufgenommenen Inventar (1) eine Fläche von rund 1350 km^2. Ihre regionale Verbreitung ist - mit wenigen Ausnahmen am Alpennordrand - beschränkt auf die Gebirgsmassive, die sich über eine Meereshöhe von 3000 m erheben. Innerhalb der Höhenspanne zwischen der höchsten Erhebung (Dufourspitze 4634 m) und dem tiefstgelegenen Gletscherende (Oberer Grindelwald 1240 m) ist die Gletscherfläche zur Hauptsache auf den Bereich 2500 bis 3600 m verteilt. Bei den nachfolgenden Betrachtungen liegt das Interesse vor allem auf den höheren Lagen mit dem Nährgebiet der Gletscher, der Firnregion, in der sich die Vergletscherung primär vollzieht. Je nach Klimaregion und Amplitude der jährlichen Klimaschwankungen reicht das Nährgebiet mehr oder weniger weit gegen oder unter eine Meereshöhe von 3000 m herab. In durchschnittlichen Jahren mit ungefähr ausgeglichenem Massenhaushalt der Gletscher umfasst es etwas mehr als die Hälfte (etwa 60 - 65 %) der gesamten Gletscherfläche. Die tieferen Lagen mit dem Zehrgebiet der Gletscher unterscheiden sich hinsichtlich der Niederschlagsverhältnisse wenig von den unvergletscherten Gebieten oberhalb der Waldgrenze in den Alpen und Voralpen.

In Höhenlagen oberhalb 2500 m fällt der Niederschlag durchschnittlich zu mehr als 75 %, oberhalb 3000 m zu mehr als 90 % und oberhalb 3500 m praktisch nur in fester Form (2), vorwiegend als Schnee, und oft bei sehr hohen Windgeschwindigkeiten (bis 50 m/s). Verfrachtungen während des Ablagerungsvorgangs finden häufig statt. Ebenso häufig werden nach der Ablagerung, oft an niederschlagsfreien Tagen, unverfestigte Oberflächenschichten der Schneedecke umgelagert.

Die Bestimmung des Niederschlags im Gletschergebiet wird im Prinzip nach denselben Methoden vorgenommen wie im unvergletscherten Gebiet, allerdings während eines längeren Teils des Jahres - im Firngebiet fast ganzjährig - unter winterlichen Bedingungen. Dabei treten die in den vorangehenden Kapiteln aufgezeigten Schwierigkeiten bei der Erfassung des Niederschlags in fester Form und bei hohen Windgeschwindigkeiten in verstärktem Masse auf und führen zu entsprechend grösseren Unsicherheiten, die namentlich in der Firnregion durch weitere, besondere Schwierigkeiten zusätzlich vergrössert werden. Eine hauptsächliche und unumgängliche, durch die klimatischen und topographischen Verhältnisse bedingte Schwierigkeit besteht im Fehlen günstiger Standorte für die Niederschlagsmessung mit konventionellen, auf unvergletschertem Boden aufgestellten Apparaturen. Da oberhalb der klimatischen Schneegrenze nur (wind-)exponierte oder extrem steile Geländepartien unvergletschert bleiben, ist jeder Standort mit aperem Boden zum vornherein schlecht geeignet als Niederschlagsmessstelle. An günstigeren Standorten auf dem Gletscher eingerichtete Messstellen erfordern einen wesentlich grösseren technischen und arbeitsmässigen Aufwand für den langfristigen Betrieb der Messanlage. Da sich diese mit dem Gletscher verschiebt und im Firngebiet allmählich einsedimentiert, im Zungengebiet durch Ausschmelzen der Verankerung ausser Betrieb gesetzt würde, muss sie jedes Jahr am Ausgangspunkt neu eingerichtet und nötigenfalls im Laufe des Jahres nachgestellt werden. Andernfalls ergäbe sich durch die stetige Veränderung der Standortcharakteristik innert weniger Jahre eine systematische Verfälschung der Messergebnisse. Die Bestimmung des Niederschlags auf Gletschern beruht daher

fast ausschliesslich auf Messungen an der Schneedecke, mit denen der abgelagerte Niederschlag während der winterlichen Akkumulationsperiode überall praktisch vollständig, in der übrigen Zeit je nach Lage der Messstelle mehr oder weniger unvollständig erfasst wird. Die Messungen an der Schneedecke werden wie die Messungen an den Niederschlagstotalisatoren in einzelnen Fällen monatlich, in der Regel halbjährlich im Frühjahr und Herbst oder jährlich im Herbst wiederholt. Tägliche Beobachtungen fehlten im Firnbereich bis zum Beginn der Messungen auf der automatischen Wetterstation der SMA auf dem Piz Corvatsch (3315 m) im Jahre 1980. Der zeitliche Verlauf des Niederschlagsgeschehens im vergletscherten Hochgebirge ist somit in den Einzelheiten ebensowenig bekannt wie die räumliche Verteilung des fallenden Niederschlags. Die räumliche Verteilung des abgelagerten Niederschlags ist nur in einzelnen Gebieten durch Messungen an der Winterschneedecke etwas besser erfasst.

4.2.2 Bestimmung des fallenden Niederschlags

Im Zusammenhang mit Untersuchungen über den Wasserhaushalt vergletscherter alpiner Einzugsgebiete sind vor rund 70 Jahren Niederschlagssammler, vorwiegend Jahressammler, beispielsweise am Rhonegletscher durch die Gletscherkommission und im Mattmarkgebiet durch das Amt für Wasserwirtschaft gestellt worden (3). Seither ist das Totalisatorennetz durch die SMA, verschiedene Hochschulinstitute und Kraftwerke nebst den übrigen in Kapitel 1.1 beschriebenen Niederschlagsmessnetzen auf den heutigen Stand ausgebaut worden. Die Ergebnisse der Beobachtungen werden durch die SMA gesammelt und quartalsweise in den "Niederschlagsheften" (4) sowie jährlich in den "Annalen" (5) veröffentlicht. Auf den entsprechenden Publikationen für das Jahr 1982 beruhen folgende Zahlenangaben, in denen die geringe räumliche Dichte der Niederschlagsmessstellen und die niedrige Frequenz der Beobachtungen im Höhenbereich des Gletschergebiets aufscheint.

Höhenstufe	Anzahl Messstellen		
	Niederschlagsmessnetz (tägliche Beobachtung)	Totalisatorennetz (monatl.-jährl.B.)	Total
<2000	474	51	525
2000-2500	7	37	44
2500-3000	2	36	38
3000-3500	1	7	8
>3000		2	2
Total	484	133	617

Diese Messstellen sind auch im Hochgebirge ausnahmslos an unvergletscherten Standorten eingerichtet. Vergleichbare Messungen zur Bestimmung des fallenden Niederschlags an vergletscherten Standorten sind verschiedentlich im Rahmen kurzfristiger Untersuchungen unternommen worden. So sind beispielsweise Monatssammler mit kardanischer Aufhängung an einem dreifüssigen Untergestell im Sommer 1953 auf dem Limmergletscher eingesetzt worden zu Kontrollmessungen an einem Totalisator (6), der 1944 auf einer kleinen, die Eisoberfläche knapp überragenden Felsinsel im Gletscher aufgestellt worden war und mittlerweile infolge der starken Abschmelzung auf eine windexponierte Felsrippe hoch über seine Umgebung zu stehen kam,

ohne dabei seinen Standort zu wechseln. Auf der Zunge des Grossen Aletschgletschers sind im Rahmen kombinierter Untersuchungen über den Energie-, Massen- und Wasserhaushalt in einem kleinen Einzugsgebiet der Gletscheroberfläche im Sommer 1965 während 8 Wochen auch registrierende Niederschlagsmessungen durchgeführt worden (7). Ein mehrjähriger Versuch mit einem Totalisator, der, an einem periodisch verlängerten Rohrmast kardanisch aufgehängt, im Akkumulationsgebiet des Hohwänggletschers aufgestellt war, ist durch das Kraftwerk Grande Dixence nicht weitergeführt worden, nachdem die Messanlage nach dem schneereichen Winter 1976/77 verschwunden blieb.

4.2.3 Bestimmung des abgelagerten Niederschlags

Die nachstehend skizzierten Verfahren beruhen alle auf dem selben Prinzip, bei dem, der Umkehrung der hydrologischen Grundgleichung folgend, aus der Summe der gemessenen (oder berechneten) Reservenänderung, des gemessenen (oder geschätzten) Abflusses und der angenommenen (invarianten) Verdunstung der Niederschlag ermittelt wird. Die nivometrischen Beobachtungen an der Winterschneedecke geben Aufschluss über die Menge und z.T. auch über die Verteilung des Gesamtniederschlags im Winter. Aus den glaziologischen Messungen zur Bestimmung der jährlichen Firnrücklagen ergeben sich Schätzwerte für die jährliche Niederschlagsmenge an einzelnen Messstellen und aus den hydrologischen Bilanzen vergletscherter Einzugsgebiete werden Monats-, Saison- oder Jahreswerte für den mittleren Gebietsniederschlag abgeleitet.

4.2.3.1 Nivometrische Beobachtungen

Wird die während des Winters abgelagerte Schneedecke vor Beginn der Schmelzperiode ausgemessen, kann ihr Wasserwert dem Niederschlag gleichgesetzt werden unter der Voraussetzung, dass Abfluss und Verdunstung im Vergleich dazu tatsächlich vernachlässigbar klein sind. Die Schneedecke wird auf den Gletschern wie im unvergletscherten Gebiet durch Pegelmessungen und mechanische Sondierungen volumenmässig, durch Raumgewichtsbestimmungen dichtemässig erfasst. Im Limmerngebiet werden solche Messungen im Auftrag der Kraftwerke Linth-Limmern durch die VAW seit rund 40 Jahren jeden Frühling wiederholt auf mehreren Profilstrecken. Sie liefern die Grundlagen für die Vorhersage des Zuflusses zum Stausee. Auf folgenden Gletschern werden Höhe und Raumgewicht der Winterschneedecke im Frühling - wie auch des Firnzuwachses im Herbst - an einzelnen, durch Pegelstangen markierten Stellen regelmässig gemessen: Clariden (seit 1914), Silvretta (seit 1915) und Aletsch (seit 1918, Raumgewicht erst seit 1940). Die Ergebnisse dieser langen, früher durch die SMA, heute durch die Gletscherkommission der SNG, das EISLF und die VAW betreuten Messreihen sind in den sogenannten "Firnberichten" (8) ausführlich wiedergegeben, in den "Gletscherberichten" zusammengefasst (9).

Die oft recht ausführlichen Angaben in den Gletscherberichten über die Schneeverhältnisse in den Schweizer Alpen stützen sich von 1900 bis etwa 1950 z.T. auf Beobachtungen an sogenannten "Nivometern", die im Aletschgebiet und auf verschiedenen anderen Gletschern etliche Jahre vor den Totalisatorenmessnetzen eingerichtet wurden. Sie bestanden in einer Pegelskala, die mit Farbmarken an steilen Uferfelsen des Gletschers angezeich-

net war und an der die Höhe der Schneeoberfläche abgelesen wurde. Sie sind mit Ausnahme des Nivometers auf dem Gurschenfirn, das durch E.Ambühl, Liebefeld-Bern, auf privater Basis bis heute weiter beobachtet wird, nicht mehr in Betrieb. Teils sind sie durch den starken Gletscherschwund ausser Funktion gesetzt, teils durch neuere Messmethoden, deren Ergebnisse leichter zu interpretieren sind, abgelöst worden.

Auf dem Grossen Aletschgletscher ist in verschiedenen Jahren die Winterschneedecke auch ausserhalb der Pegelmessstellen ausgelotet und aufgegraben worden. Aus den standardisierten, d.h. mit den Ergebnissen der täglichen Niederschlagsmessungen der SMA an den Stationen Fiesch, Kippel und Grindelwald gewogenen Wasserwerten der verschiedenen Jahre ergibt sich für den auf der Längsachse zwischen Jungfraujoch und Zungenende abgelagerten Winterniederschlag ein mittlerer Gradient von 12.4 cm/hm. Hieraus ist unter Berücksichtigung der Höhenverteilung der Gebietsfläche und unter Berücksichtigung der abweichenden Gradienten auf den Seitenarmen Ewigschneefeld und Gross Aletschfirn, wie auch auf den Seitengletschern Ober- und Mittelaletsch, ein Durchschnittswert für den Gebietsniederschlag berechnet worden. Dieser weicht von dem in der hydrologischen Bilanz eingesetzten Wert (zweifaches arithmetisches Mittel der an den erwähnten 3 Stationen gemessenen Niederschlagsmengen), der auf früheren, unabhängigen Berechnungen beruht, sehr wenig ab (+ 1.2 %).

4.2.3.2 Glaziologische Beobachtungen

Im Akkumulationsgebiet der Gletscher bleibt am Ende des jährlichen Haushaltszyklus ein generell mit der Meereshöhe wachsender Anteil der Schneedecke als Firnrücklage erhalten. Um daraus den Niederschlag bestimmen zu können, müssen wir neben seinem Wasserwert auch den verschwundenen, teils als Schmelzwasser abgeflossenen, teils an der Oberfläche verdunsteten oder sublimierten Anteil wenigstens näherungsweise kennen. Der jährliche Firnzuwachs wird mehrheitlich nach den herkömmlichen Methoden bestimmt, die P.Föhn im Rahmen seiner Dissertation (10) mit moderneren Verfahren verglichen hat. Demnach wird wie bei der Winterschneedecke die Dicke der Zuwachsschicht an Pegelstangen abgelesen oder mit der mechanischen Tiefensonde durch Abstiche auf die harte Oberflächenschicht des Vorjahres ausgelotet. Das Raumgewicht wird meistenorts noch durch Wägen kalibrierter, mit der VAW-Schneesonde (Ø 70 cm^2, L. 55 cm) in Schächten ausgestochener Schneeproben gravimetrisch bestimmt. Auf dem Aletschgletscher wird bei den obersten Messstellen die bis 8 m mächtige Zuwachsschicht nur teilweise aufgegraben für Vergleichsmessungen. Für die Hauptmessung wird mit einem speziellen Firnbohrer (Ø 80 cm^2) ein Bohrloch abgetieft, in dem as Raumgewicht mit der Neutronensonde aus der Wasserstoffionenkonzentration radiometrisch ermittelt wird. Die ausgebohrten, bis 150 cm langen Kerne werden ebenfalls zu gravimetrischen Vergleichsmessungen benützt. Der fehlende, verflüssigte oder verflüchtigte Anteil kann durch relativ aufwendige Messungen direkt bestimmt werden (11). In der Regel wird er nach der üblichen Schätzmethode berechnet aus der Gradtagsumme (Summe der positiven Tagesmittel der Lufttemperatur), die man durch Reduktion der Messwerte der nächstgelegenen Wetterstation auf die Messstelle erhält, und aus dem von Th.Zingg ermittelten Gradtagfaktor (0.45 cm $H_2O/^oC$) (12).

Im Rahmen langfristiger Erhebungen über die Massenänderung der Gletscher in den Schweizer Alpen, teils auch im Auftrag von Kraftwerken oder im Rahmen mesoklimatischer Studien werden derzeit Pegelnetze zur Bestimmung

des jährlichen Firnzuwachses durch die nachstehend genannten Institutionen auf folgenden Gletschern unterhalten:

Rhone	seit 1978	Geographisches Institut der ETHZ
Gries (Aegina)	" 1961	VAW für Kraftwerk Aegina
Grosser Alestch	" 1918	VAW und Gletscherkommission der SNG
Giétro	" 1966	VAW für Kraftwerke Mauvoisin
Limmern	" 1947	VAW
Plattalva	" 1947	VAW
Clariden	" 1914	Gletscherkommission
Silvretta	" 1915	VAW und EISLF

Die Ergebnisse werden teils jährlich, teils für mehrjährige Perioden zusammengefasst in den Gletscherberichten und glaziologischen Jahrbüchern veröffentlicht. Sie sind nur in einzelnen Fällen zur Abschätzung des Jahresniederschlags nach der erwähnten Methode verwendet worden. Diesbezügliche Angaben findet man in den Firnberichten für Clariden. In einer unveröffentlichten Studie der VAW sind entsprechende Werte für die 3 obersten Messstellen (P3, P11, P5) berechnet und in einem statistischen Vergleich den Ergebnissen der Niederschlagsmessungen der SMA an den benachbarten Totalisatoren (Mönchsgrat, Kranzberg, Trugberg, Konkordia, Aletschwald) und den umliegenden Talstationen (Fiesch, Kippel, Grindelwald) sowie dem hieraus berechneten Gebietsniederschlag für das Einzugsgebiet der Massa gegenübergestellt worden. Dabei ergaben sich für die Periode 1939/40 - 1971/72 u.a. folgende Mittelwerte, Standardabweichungen und Maximalwerte (in cm):

Firnpegel:	Nettoakkumulation		Totale Akkumulation			
	$\bar{b}$	s_b	$\bar{c}$	s_c	c max	Jahr
P 3 (3350 m)	215	60	285	51	374	39/40
P 11 (3450 m)	281	65	335	61	418	44/45
P 5 (3500 m)	294	59	340	55	444	44/45

Totalisatoren:	Jahresniederschlag			
	$\bar{N}$	s_N	N max	Jahr
Mönchsgrat (3810 m)	341	82	591	39/40
Aletschwald (2040 m)	116	20	159	50/51
Messstationen:				
Grindelwald (1040 m)	125	18	158	39/40
Fiesch (1060 m)	90	17	117	50/51
Kippel (1376 m)	104	21	143	44/45

Die Regressionsanalyse lieferte dazu folgende Koeffizienten für Einfachkorrelationen:

	P 11	P 5	Mönchsgrat	Grindelwald	Fiesch	Kippel
P 3	0.67	0.79	0.60	0.73	0.44	0.57
P 11		0.87	0.84	0.77	0.55	0.78
P 5			0.74	0.80	0.54	0.76
Mönchsgrat				0.64	0.34	0.83
Grindelwald					0.70	0.80
Fiesch						0.48

Bemerkenswert und keineswegs erwartet ist die gute Korrelation des am Mönchsgrat totalisierten Niederschlags mit den bei den nächstgelegenen Firnpegeln abgelagerten Schneemengen (c). Da bekannt ist, dass der Totalisator Mönchsgrat manchmal auch an niederschlagsfreien Tagen in einer Schneefahne steht, lässt sich aus diesem Ergebnis der Schluss ziehen, dass unter den extremen Bedingungen der Hochlagen mit Totalisatoren der fallende Niederschlag nicht viel besser, der abgelagerte Niederschlag jedoch nicht viel schlechter erfasst wird als mit den glaziologischen Messungen an der Schneedecke. Weil Vergleichswerte aus täglichen Messungen unter vergleichbaren Verhältnissen fehlen, kann trotz der guten Uebereinstimmung nicht eindeutig entschieden werden, ob die beiden Methoden gleich gute oder gleich schlechte Angaben über den tatsächlich gefallenen Niederschlag liefern.

4.2.3.3 Hydrologische Beobachtungen

In den Gletscherberichten werden regelmässig Zahlenangaben über den Wasserhaushalt in den stark vergletscherten alpinen Einzugsgebieten Aegina/Stausee Gries (Fläche 10.2 km^2, vergletschert 6.3 km^2) und Massa/Blatten bei Naters (Fläche 194.7 km^2, vergletschert 128 km^2) verbreitet. Sie beruhen im ersten Fall auf der Massenänderung des Griesgletschers, die durch die VAW an einem relativ engmaschigen Pegelnetz nach der glaziologischen Methode direkt bestimmt wird, und den Angaben des Kraftwerks Aegina über den Wasserstand im Griessee und die daraus abgeführten Wassermengen, aus denen der Gebietsabfluss berechnet wird. Bei einer unveränderlich angenommenen Verdunstungsrate von 20 cm/Jahr ergibt sich aus der hydrologischen Bilanzgleichung für die Periode 1961/79 ein mittlerer jährlicher Gebietsniederschlag von 197 cm, bei einer Variation von minimal 150 cm im Jahr 1970/71 zu maximal 290 cm im Jahr 1976/77.

Im zweiten Fall ist die Massenänderung aller Gletscher im Aletschgebiet nach der geodätischen Methode aus dem volumetrischen Vergleich der luftphotogrammetrisch vermessenen Gletscherstände von 1927 und 1957 errechnet worden. Der Gebietsabfluss ist aus den Messungen der Landeshydrologie an den Limnigraphenstationen Massaboden (bis 1964) und Blatten bei Naters (ab 1965) seit 1922 bekannt. Als Gebietsniederschlag wird - wie vorgängig erwähnt - das doppelte arithmetische Mittel der in Fiesch, Kippel und Grindelwald gemessenen Niederschläge in die Bilanzgleichung eingesetzt. Aus der Bilanzrechnung für die 30-jährige Periode 1927/57 geht als Restwert eine Verdunstungsrate von durchschnittlich 21 cm/Jahr hervor. Diese wird in den jährlichen Bilanzen als invarianter Wert eingesetzt. Nach der einfachen Schätzformel variiert der Gebietsniederschlag in der Periode 1930/78 zwischen minimal 149 cm im Jahr 1948/49 und maxi- 299 cm im Jahr 1977/78 um einen Mittelwert von 216 cm. Ausführlichere Angaben zu den Bilanzrechnungen und deren Ergebnissen sind für beide Gebiete in den Gletscherberichten und glaziologischen Jahrbüchern enthalten.

4.2.4 Schlussfolgerungen

Mit den aktuellen Beobachtungsnetzen werden sowohl beim fallenden Niederschlag als auch beim abgelagerten Niederschlag im vergletscherten Hochgebirge nur grossräumige und langfristige Schwankungen erfasst. Um bes-

seren Einblick in den zeitlichen Ablauf des Niederschlagsgeschehens zu bekommen, müssten tägliche Beobachtungen an mehreren, über alle Regionen verteilten Stationen gemacht werden. Aufgrund der täglichen Messungen sollten sich die z.T. beträchtlichen Unsicherheiten, die bei allen bisher praktizierten Messmethoden auftreten, wesentlich besser erfassen und vermindern lassen. Um auch die räumliche Verteilung des Niederschlags gleichmässiger und in mehr Einzelheiten untersuchen zu können, müsste die Zahl der Messstellen drastisch erhöht oder vermehrt und systematisch durch Fernerkundung ergänzt werden. Durch die verschiedenen, in den letzten 20 Jahren gebauten Seilbahnen ist das Gletschergebiet heute an vielen Stellen fast ganzjährig leicht zu erreichen. Die dadurch gebotenen Möglichkeiten zur Verbesserung der Niederschlagsbestimmung im Hochgebirge sind bisher wohl noch zu wenig ausgenutzt worden. An regelmässigen Beobachtungen über die Schneedecke sollten zumindest jene Transportunternehmungen interessiert sein, die vor allem dem Sommerskibetrieb dienen. Im übrigen fehlt auch eine zusammenfassende Bearbeitung der bisher gesammelten Daten und Beobachtungen, insbesondere der nivologischen und glaziologischen. Für einzelne Gletscher liegen überarbeitete Messreihen vor für die Massenänderung (Gries, Limmern, Plattalva und Silvretta) und für den Wasserhaushalt im Einzugsgebiet (Gries, Aletsch), bei andern ist die Ueberarbeitung im Gang (Clariden).

4.2.5 Literatur

1) MUELLER, F. et al. (1976): Firn und Eis der Schweizer Alpen. Gletscherinventar.- Geographisches Institut ETH Zürich, Publ. Nr.57.

2) MAURER, J. et al. (1909): Das Klima der Schweiz, Bd. I. - Kommissionsverlag Huber & Co, Frauenfeld.

3) LUETSCHG, O. (1926): Ueber Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmarkgebiets. - Schweiz. Wasserwirtschaftsverband, Verbandsschrift Nr. 14. Veröffentlichung der Hydrolog. Abt. der Schweiz. Met. Zentralanst.

4) Ergebnisse der täglichen Niederschlagsmessungen auf den Meteorologischen und Regenmess-Stationen der Schweiz, 3/1982. - Hrsg. Schweiz. Met. Anst. Zürich. (s.a. frühere Jahrgänge).

5) SMA (1864 ff): Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt Zürich, Jg. 1 (1864) - Jg. 119 (1982). - Hrsg. Schweiz. Met. Anst. Zürich.

6) KASSER, P. (1954): Un totalisateur à cardan placé sur un glacier. - Publication no. 36 de l'AIHS, Assemblée générale Rome, tome I, p. 309-311.

7) LANG, H. (1973): Variations in the realtion between glacier discharge and meteorological elements. - ICSI, AIHS and IGS Symposium on hydrology of glaciers, Cambridge 1969. Publication no. 95 de l'AIHS, p. 85-94.

8) Firnberichte (1913/14 ff): Der Firnzuwachs pro ... in einigen schweizerischen Firngebieten. 1.-7.Bericht (1913/14-1919/20) in Jahrbuch "Ski", 9.-15. Jg. (1914-1920), 8.-64. Bericht (1920/21-1976/77) in Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft Zürich, 67.-123. Jg. (1922-1978).

9) Gletscherberichte (1881 ff): Les variations des glaciers des Alpes suisses en ... . Rapports no. 1 (1881) - 2 (1882) in "Echo des Alpes", XVII+XVIII, Genève, rapp. no. 3 (1883) - 44 (1924) in Jahrbuch des SAC, Bd. XVIII-LVIII, Bern, rapp. no. 45 (1925) - 104 (1984) in "Les Alpes", Jg. 1 - 60.

10) FOEHN, P. (1972): Methoden der Massenbilanzmessung bei grossen Schneehöhen, untersucht im Firngebiet des Grossen Aletschgletschers. - Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 20.

11) LANG, H. et al. (1976): Hydrological investigations on the Ewigschneefeld (Gr. Aletschgletscher). - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, Bd. 12, H. 2, p. 109-124.

12) ZINGG, Th. (1951): Beziehung zwischen Temperatur und Schmelzwasser und ihre Bedeutung für Niederschlags- und Abflussfragen. - IUGG General Assembly Bruxelles, IAHS Publication Vol. I, p. 267-269.

13) SIEGENTHALER, H. (1983): Limmern- und Plattalvagletscher. - Glaziologisches jahrbuch der Gletscherkommission der SNG, hrsg. durch VAW/ETH Zürich, p. 184-201. (Glaziologische Beobachtungen von 1947 bis 1977).

- (im Druck): Griesgletscher (Wallis) - Glaziologische Beobachtungen 1961 - 1979. - Glaziologisches Jahrbuch der Gletscherkommission der SNG, hrsg. VAW/ETHZ, p. 148-173.

(-) (1982): Silvrettagletscher. - Glaziologisches Jahrbuch der Gletscherkommission der SNG, hrsg. VAW/ETHZ, p.146-157. (Glaziologische Beobachtungen 1959 - 1973).

4.3 Hagelniederschlag: Erkennung und Messung

A. Waldvogel

Atmosphärenphysik ETH, 8093 Zürich, Schweiz

Zusammenfassung: Zuerst wird eine einfache Methode der Hagelentdeckung mittels Einwellenlängenradars diskutiert. Dann wird die Messung von Hagel mit 10 cm Radargeräten anhand von Beispielen von grossen Hagelfällen illustriert. Dabei werden die Radardaten mit den entsprechenden Messungen eines sehr dichten Netzes von Hageldetektoren[1)] verglichen. Die besonderen Probleme bei der Erfassung kleiner Hagelfälle werfen die Frage auf: Wie verlässlich sind eigentlich Messungen, welche mit einem dichten Netz von Hageldetektoren gewonnen wurden? Die letzte Frage und deren Problematik ist von allgemeinem Interesse, denn sie tritt bei allen geophysikalischen Messungen, welche ein Netz von Bodenstationen benötigen, auf.

Résumé: Une méthode de détection simple de la grêle à l'aide d'un radar d'une seule longueur d'onde est décrite avec discussion de ses problèmes et de ses difficultés. La mesure de la grêle par un radar de 10 cm est illustrée par plusieurs exemples d'importantes chutes de grêle. Des comparaisons entre le radar et les données correspondantes du réseau d'observation au sol (réseau très dense de grêlimètres) sont données. Des problèmes spécifiques de mesures de faibles chutes de grêle sont discutés ensuite, en relation avec le degré de précision de données recueillies au sol. Ce dernier problème, de caractère général, n'est pas rencontré uniquement avec la mesure de la grêle, mais se retrouve dans de nombreuses recherches géophysiques telles que la mesure des chutes de pluie par le radar.

Abstract: A simple method to detect hail with a single wavelength radar is presented and its problems and difficulties are discussed. The measurement of hail by radar with a 10 cm radar is illustrated with several examples of large hailfalls. Comparisons between the radar and the corresponding data of the ground network (very dense hailpad network) are given. The specific problems of the measurement of small hailfalls are further discussed together with the question: how true is the ground truth? The latter problem is of a general nature, it is not only found in hailfall measurements but in many geophysical investigations such as the measurement of rainfall by radar.

---

1) Hageldetektor: Eine quadratische, ca. 2 cm dicke Kunststoffplatte (Styropor) mit einer Kantenlänge von 30 cm. Ein aufprallendes Hagelkorn verursacht einen Eindruck, welcher ausgemessen und zur Bestimmung der Grösse des Hagelkornes benützt werden kann.

Hageldetektor, Grelimeter, grêlimètre, hailpad

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

4.3.0 Liste der Symbole

AZTI56	Flächen-Zeit Integral der 56 dBZ Kontur einer Zelle ($km^2 \cdot min$)
dBZ	Einheit des Radarreflektivitätsfaktors: $10 \cdot \log (Z/1\ mm^6/m^3)$
$\dot{E}$	Fluss der kinetischen Hagelenergie ($J/m^2 s$)
E_g	Globale kinetische Hagelenergie (MJ oder GJ) aus Hageldetektoren
$E_g(Z)$	globale kinetische Hagelenergie aus Radardaten (MJ oder GJ)
$E_g(Z)$ E56	Globale kinetische Hagelenergie mit Radar ($Z \geq 56$ dBZ)
$E_g(Z)$ E61	" " " " " ($Z \geq 61$ dBZ)
$E_g(Z)$ EGR	" " " " " (Z gradual)
E_i	Energiewert aus Hageldetektor i (J/m^2)
$E_i(Z)$	" am " " mit Radar gemessen
H_B	Höhe Wolkenbasis (km)
H_0	Höhe Nullgradgrenze (km)
H_V	Höhe der Wolkenobergrenze (km)
H_{ZM}	Höhe der maximalen Radarreflektivität (km)
H_{45}	Höhe der 45 dBZ Kontur (km)
h_-	"kalter" Teil der Wolke: $(H_V - H_0)$; (km)
h_+	"warmer" Teil der Wolke: $(H_0 - H_B)$; (km)
P	komplexe Hagelwahrscheinlichkeit (%)
PPI	Plan Position Indicator, Radarbild Darstellung
RHI	Range Height Indicator, Radarbild Darstellung
T_V	Temperatur von H_V (^oC)
T_{ZM}	Temperatur von H_{ZM} (^oC)
Z	Radarreflektivitätsfaktor (mm^6/m^3) oder (dBZ)
Z_e	siehe Gleichung (5)
Z_{gr}	Z nach gradual Methode berechnet

4.3.1 Einleitung

Seit Beginn der Radarmeteorologie war die Entdeckung und Messung von Hagel mittels Radar Gegenstand von lebhaftem Interesse. Besonders die Vorhersage von Gewittern und die wissenschaftliche Untersuchung von Hagelabwehr-Methoden benötigten eine solche Technik dringend. In der Tat wurde eines der ersten Kriterien, welches gefährliche Hagelwolken früh genug erkennen konnte, von sowjetischen Wissenschaftlern, die in der Hagelabwehr arbeiteten, gefunden. Dieses Kriterium benützt die geometrischen Dimensionen einer Wolke, denn ursprünglich waren die Wolken noch mit Hilfe von optischen Instrumenten und weniger mittels Radar vermessen worden. Dieses Kriterium und seine Gültigkeit werden im folgenden Kapitel diskutiert werden.

Seit 1960 hatte man die Methoden zur Entdeckung und Messung von Hagel verbessert, indem man 10-cm Radars (Geotis 1963), Radars mit mehreren Wellenlängen (multiwavelength) (Atlas und Ludlam, 1961) und seit kurzem Radars, welche in verschiedene Polarisationsrichtungen senden, verwendete (Seliga und Bringi, 1976 ; Barge, 1972). Aber offensichtlich waren die praktischen Probleme viel grösser als ursprünglich angenommen.Rinehart und Tuttle (1982) überprüften Arbeiten, die von einem Radarsystem mit 2 Wellenlängen ausgeführt worden waren und stellten fest, dass diese Messungen wegen technischer Unzulänglichkeiten als sehr zweifelhaft betrachtet werden mussten. Teilweise gilt das auch für die Resultate von Eccles (1979), welcher Radardaten (zwei Wellenlängen) mit Messungen von Hageldetektoren vergleicht. Dieser Umstand ist sehr bedauerlich,denn ausser den Arbeiten, die in Kapitel 4.3.4 besprochen werden, existieren keine weiteren, die den Vergleich von Hageldetektor- und Radardaten zum Thema haben. Ein Grund dafür ist die Schwierigkeit, gleichzeitig ein sehr komplexes Radarsystem und ein dichtes Grelimeternetz während einer ganzen Saison zu unterhalten. Das bedeutet sehr grosse Unkosten für spärliche Daten von einigen wenigen Hagelfällen. Unsere Hagelforschung konnte vom Umstand profitieren, dass in der Zentralschweiz bereits ein sehr dichtes, sorgfältig überwachtes Netz von Grelimetern existierte. Dieses Netz hatte eine Ausdehnung von 1340 km^2 und enthielt 335 Messpunkte. Sobald sich im betreffenden Gebiet eine gefährliche Wolke zeigte, wurden die Hageldetektoren sofort auf Eindrücke kontrolliert. Eine Equipe von 10 Personen, die an einem internationalen Hagelabwehrexperiment beteiligt waren, führte diese Kontrolle aus. Die Verwirklichung dieses Programms begann 1977 (Federer et al., 1978). Die Daten, die sich aus dem Vergleich von Radar und Bodennetz ergaben, sind ermutigend. Sie werden im Kapitel 4.3.4 dieser Arbeit besprochen. Im Kapitel 4.3.5 werden die schwachen und mittleren Hagelfälle, die zusätzliche Schwierigkeiten bereiten, erörtert. Da ist vor allem die Unterscheidung von Hagel und Regen und dann der sehr grosse Gradient der Hagelzellen, die eine grosse Unsicherheit in bezug auf die Messung mit dem weitmaschigen Bodennetz, über das wir gegenwärtig verfügen, verursachen. Es war möglich, diesen letzten Punkt mit Hilfe der sehr dichten Radarmessungen zu überprüfen. Daraus resultiert eine Berechnung der Repräsentativität der Bodenmessungen.

4.3.2 Erkennung von Hagel

Die Geschichte der Hagelforschung in der Sowjetunion ist mehr als 20 Jahre alt. Die verschiedenen Kriterien, die verwendet werden, unterscheiden sich in bezug auf Anzahl und Typ der verwendeten Parameter. Das Kriterium welches wir in unserem Hagelabwehr-Experiment verwenden, wurde in Zusammenarbeit mit sowjetischen Wissenschaftlern entwickelt, indem unserer Klimatologie Rechnung getragen wurde (Federer et al., 1978). Es handelt sich mit einer geringfügigen Abweichung um das Hagelkriterium, wie es im Moldau-Gebiet benützt wird. Es benötigt folgende Parameter: mit Radar gemessene (10 dBZ) Wolkenobergrenze (H_V), Verhältnis der Höhe zwischen den warmen und kalten Regionen der Wolke (h_-/h_+). Die Figur **4.3.1** zeigt die

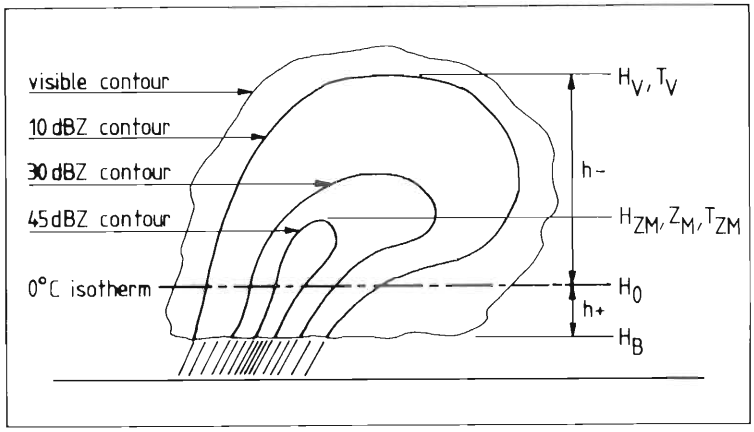

Fig. 4.3.1: Schema einer Hagelzelle. Die für das Impfkriterium verwendeten Parameter sind rechts angegeben: $h_- = H_V - H_O$, $h_+ = H_O - H_B$.

schematische Darstellung einer Wolke mit den erwähnten Parametern. Während der ganzen Lebenszeit einer Zelle müssen diese Parameter fortwährend auf den neusten Stand gebracht werden und zwar in kurzen Intervallen (1 - 2 Min.). Dies gilt auch für jede neue Zelle, die sich zeigt. Die Werte dieser Parameter werden anschliessend mittels empirischer Tabellen transformiert um die Wahrscheinlichkeit von Hagel zu bestimmen. Daraufhin werden sie kombiniert, um eine komplexe Hagelwahrscheinlichkeit P zu bestimmen:

$$P = P\ (H_V,\ T_V,\ H_{ZM},\ T_{ZM},\ Z_M,\ h_-/h_+)$$

In der Praxis ist dieser Vorgang viel einfacher: Nur drei Parameter müssen fortwährend gemessen werden (H_V, H_{ZM}, Z_M), denn die andern Grössen hängen nicht von individuellen Zellen ab. Sie können aus der Sondierung der umgebenden Luft bestimmt werden. Dann kann die Wahrscheinlichkeit von Hagel mittels eines kleinen Analogrechners in Echtzeit bestimmt werden. Eine detaillierte Beschreibung der Tabellen und eines Analogrechners findet sich im Bericht der Gruppe für Wolkenphysik ETH(1976). Eine Zelle wird als Hagelzelle definiert, wenn die folgenden Bedingungen erfüllt sind:

$$P > 50\ \%,\ Z_M > 45\ \text{dBZ},\ H_{ZM} > H_O \qquad (1)$$

Um die Gültigkeit von diesem Kriterium zu überprüfen, wurde ein Vergleich zwischen Radardaten von 195 Zellen und den entsprechenden Grelimetern durchgeführt. Die Resultate sind in der Tabelle 4.3.1 zusammengefasst:

Zellentyp	Hagel ja	Hagel nein	Kriterium 1 ja	Kriterium 1 nein	Anzahl Zellen	Benötigte Raketen
Schwachregen-zelle	-	x	-	x	124	0
Starkregen-zelle	-	x	x	-	38	77
Hagelzelle	x	-	x	-	33	165
Fehler	x	-	-	x	0	0
Total					195	242

Tab. 4.3.1 Die 195 Zellen, welche in bezug auf Hagelvorkommen geprüft wurden. Hagelzelle bedeutet, dass das Kriterium erfüllt wurde, und dass am Boden Hagel gefunden wurde. Fehler bedeutet, dass das Kriterium nicht erfüllt ist, dass aber am Boden Hagel festgestellt wurde.

Aus Tabelle 4.3.1 kann man schliessen, dass das Kriterium 1 sicher ist. Alle Hagelzellen werden erfasst. Allerdings ist der Preis dafür, dass 38 Starkregen-Zellen, ohne jemals wirklich Hagel zu produzieren, ebenfalls dieses Kriterium erfüllen, und wie gefährliche Zellen behandelt werden müssen. Diese Eigenschaft des Kriteriums führt zu einer Verschwendung von Impfmaterial von 32 %, ein Umstand welcher aus der letzten Kolonne der Tab. 4.3.1 gefolgert werden kann. Der Grund für das nicht-lineare Verhältnis zwischen Anzahl der Zellen und Raketen ist durch den Umstand bedingt, dass Hagelzellen (33) mindestens doppelt so lange dauern wie Starkregen-Zellen.

Ein weiterer Vergleich zwischen Radar- und Grelimeterdaten dieser 195 Zellen zeigt, dass das Kriterium 1 durch ein anderes ersetzt werden kann, das einfacher und zudem etwas wirksamer ist (Kriterium 2):

$$H_{45} > H_0 + 1.4 \text{ km} \qquad (2)$$

Es handelt sich um eine Hagelzelle, wenn sich die 45 dBZ Kontur 1.4 km oberhalb der Nullgradgrenze befindet. Das Verhältnis zwischen Hagel- und Starkregen-Zellen verbessert sich auf 33 : 38 und die Verschwendung von Impfmaterial nimmt auf 27 % ab. Es ist interessant, dass das Kriterium 2 nicht nur einfacher ist als das Kriterium 1, sondern dass es auch stark dem NHRE-Kriterium ähnelt, welches bei der Erklärung eines Hageltages im Nordosten von Colorado (Foote & Knight, 1979) verwendet wurde und auch demjenigen, welches in einem Hagelabwehr-Experiment in Südafrika benützt wurde (Mather et al., 1976). Betrachtet man die verschiedenen Hagelklimatologien, so ist dieses Resultat überraschend; aus wolkenphysikalischen Erwägungen heraus erklärt sich dieser Umstand jedoch leicht (Waldvogel et al., 1979). Die sehr ähnlichen Resultate, welche an verschiedenen Orten mit verschiedenen Methoden gefunden wurden, bestärken das Vertrauen, dass dieses Kriterium der Hagelerkennung allgemein gültig ist.

4.3.3 Grundlagen der Radar-Hagelmessungen

Um Hagelzellen in einem Wolkenverband zu identifizieren, ist es wichtig, die gefährlichen Zellen in der Anfangsphase ihrer Entwicklung zu erkennen. Auf der andern Seite sollten die Radarmessungen der Hagelfälle möglichst genaue Resultate über Schäden oder Ausmass des Hagels am Boden liefern. Aus diesem Grund werden die Radardaten während des ganzen Hagelgewitters integriert. Die erste qualitative Annäherung an dieses Problem wurde 1963 von Geotis veröffentlicht. Waldvogel et al. (1978) legten die erste Lösung für eine quantitative Messung von Hagelfällen mit einem 10-cm-Radar vor.

Hier die wichtigsten Punkte, die gelöst werden müssen:

1) Verhältnis zwischen dem Fluss der kinetischen Energie der Hagelkörner ($\dot{E}$) und der Reflektivität (Z)
2) Rückstreu-Eigenschaften der Hagelkörner
3) Unterscheidung von durch Regen oder durch Hagel verursachte Radarechos.

In den folgenden Abschnitten finden sich Ausführungen über die Lösungen der Probleme 1 - 3.

4.3.3.1 Das Verhältnis von Z - $\dot{E}$

Eine einfache Lösung für die Beziehung zwischen $\dot{E}$ und Z erhält man, wenn man die Grössenverteilung der Hagelkörner misst. Der Vorteil dieser Methode ist, dass $\dot{E}$ und Z vom gleichen Ensemble abgeleitet werden können. Damit fallen Fehler infolge ungleicher Messvolumen oder Positions-Unterschieden zwischen Grelimeter- oder Radarmessungen weg. Die Spektren der Hagelkörner wurden im Zentrum eines starken Hagelgewitters gemessen und zwar von Fahrzeugen, die mit Spektrometern für Hagelkörner und Regentropfen ausgerüstet waren. Die Analyse von 179 Spektren von Hagelkörnern aus vier starken Hagelgewittern zeigt eine unerwartet gute Uebereinstimmung in bezug auf die verschiedenen Z - $\dot{E}$ Beziehungen. Daraus lässt sich die generell gültige Beziehung ableiten:

$$\dot{E} = 5 \cdot 10^{-6} \cdot Z^{0.84} \qquad (3)$$

$\dot{E}$ wird in (Joules/m^2s) und Z in (mm^6/m^3) angegeben. Dies beruht auf der Annahme, dass die Hagelkörner Kugeln sind und gemäss dem Rayleigh-Gesetz rückstreuen. Im folgenden wird die Gleichung (3) verwendet, um die Radardaten in Grelimeterdaten umzuwandeln und vice versa.

4.3.3.2 Rückstreuung der Hagelkörner

Viele theoretische und empirische Forschungen befassten und befassen sich mit der Rückstreuung elektromagnetischer Wellen an Hagelkörnern. Die Rückstreuung hängt von der Oberfläche (trocken oder feucht), ihrer Struktur, der Form der Hagelkörner, usw. ab. Einige dieser Probleme werden bei Eccles (1979) oder Ulbrich (1978) besprochen. Diese Untersuchungen zeigen sehr komplexe Rückstreu-Eigenschaften. Sogar im Fall von gewöhnlichen nassen Kugeln kann die Rückstreuung nicht direkt vom ein-

fachen Rayleigh Gesetz abgeleitet werden. Dazu kommt, dass man in einem Hagelgewitter Hagelkörner von verschiedenen Formen und Oberflächen findet. Um dieses Problem zu überwinden, machte man den folgenden Ansatz (Waldvogel et al. 1978)

$$\int_{\text{Zelle}} Z(x, y, t)\, dx\, dy\, dt = k \int_{\text{Zelle}} Z_e(x, y, t)\, dx\, dy\, dt \qquad (4)$$

Der Parameter Z_e ist die gemessene, äquivalente Radarreflektivität, während Z der Reflektivitätsfaktor (Rayleigh) ist. k ist konstant. Vergleicht man nun die Daten des Hagelspektrometers mit denjenigen vom Radar, so findet man, dass die Konstante k gleich eins ist (k = 1) wenigstens bei heftigen Hagelfällen. Das heisst, dass man zwischen Z_e und Z das einfache Verhältnis

$$Z_e = Z \qquad (5)$$

verwenden kann und zwar für über Zeit und Ort integrierte Werte.

4.3.3.3 Die Unterscheidung von Regen und Hagel

Theoretisch ist die Unterscheidung von Regen- und Hagelechos durch einen Radar mit einer Wellenlänge nicht möglich. Für starke Hagelfälle hat man aber eine einfache Lösung gefunden. Es handelt sich dabei um die sog. "cutting method". Diese Methode ignoriert Radarreflektivitäten von 60 dBZ oder weniger, da sie "durch Regen bedingt sind". Dagegen sind Reflektivitäten, welche 60 dBZ übersteigen, "hagelbedingt". Dabei ist zu beachten, dass diese Vereinfachung, welche empirisch gefunden wurde, in einem integrierten Sinn verstanden werden muss. Mit anderen Worten: es ist durchaus möglich, an einzelnen Punkten Reflektivitäten zu finden, welche 60 dBZ übersteigen und trotzdem regenbedingt sind. Betrachtet man aber nur integrierte Werte, so hat dieser Effekt keinen Einfluss. Neben der "cutting"Methode existiert noch die sog. "gradual" Methode. Sie gleicht der "cutting" Methode, nur ist der Uebergang zwischen "Regen"- und "Hagel"-Reflektivitäten eher allmählich als abrupt. Die Radarreflektivitäten in der Region von 55/65 dBZ werden durch eine Gewichtsfunktion bestimmt. Der Beitrag von 56 dBZ wird mit 10 % seines wahren Wertes (Gleichung 3) gewichtet, während es für 57 dBZ 20 % ist etc. Reflektivitäten von 65 dBZ und mehr werden zu 100 % gewertet. Die Figur 4.3.2

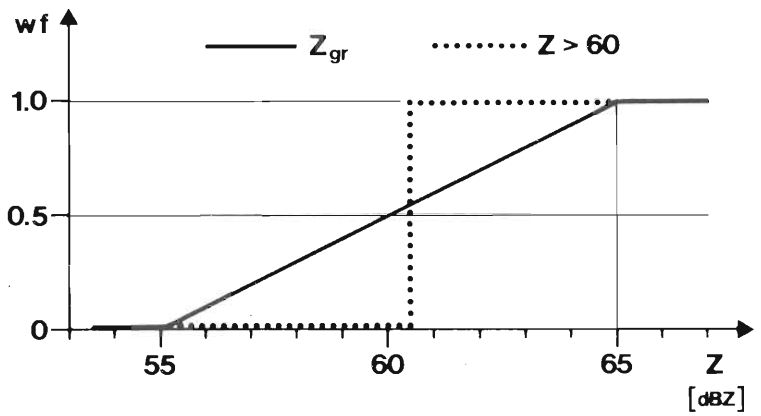

Fig. 4.3.2: Die Gewichtsfunktionen für die "cutting" (....) und die "gradual" (_____) Methode.

illustriert die beiden Methoden. Ein Vergleich der zwei Methoden bei starken Hagelfällen zeigt, dass nur geringe Unterschiede in globalen Werten bestehen. Der Vorteil der "gradual" Methode ist aber, dass sie auch noch kleinere Reflektivitäten als 61 dBZ berücksichtigt.

4.3.4 Beispiele von Hagelmessungen

Die Figur 4.3.3 zeigt einen Hagelfall vom 9. Sept. 1979. Das obere Bild

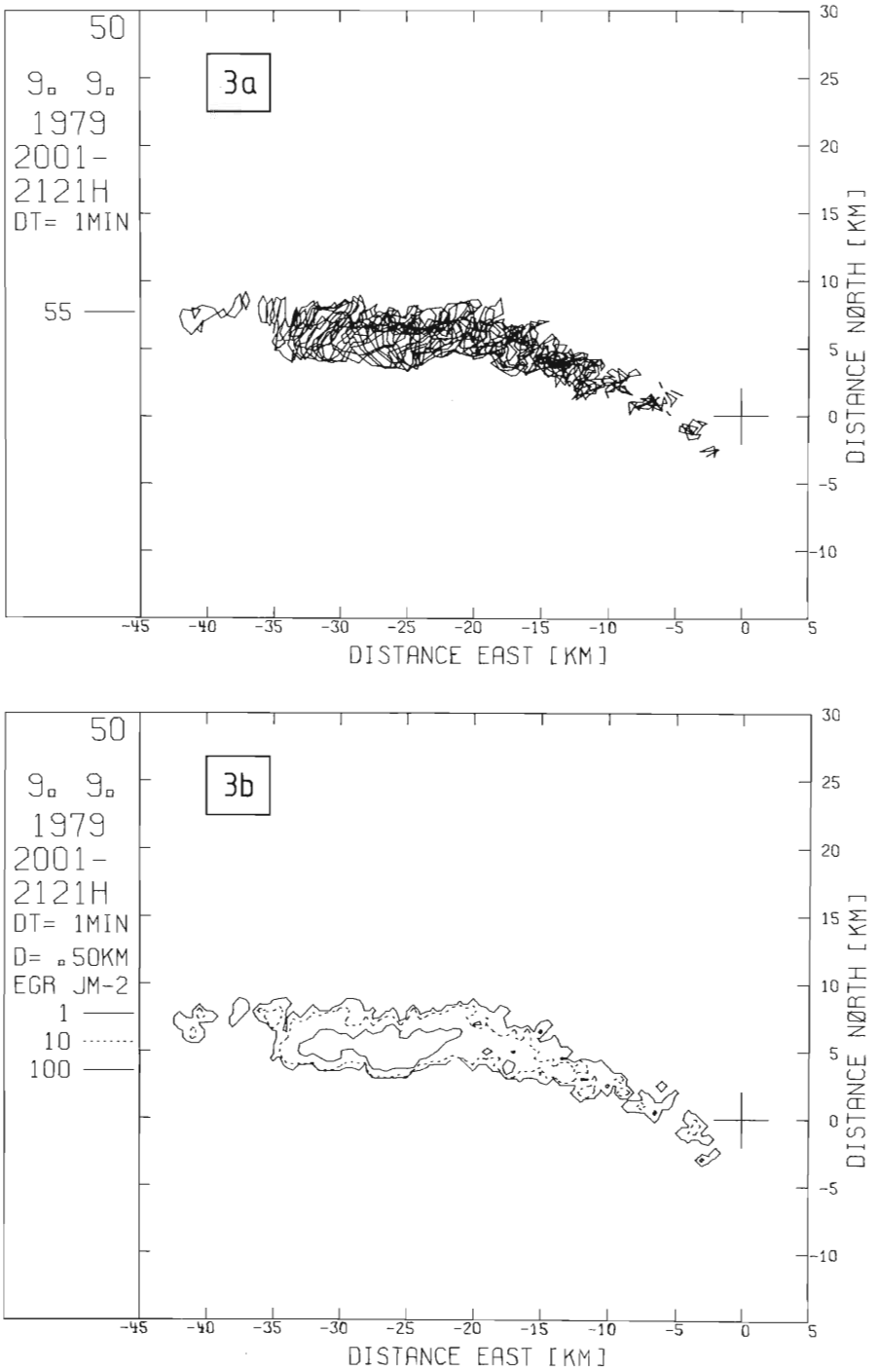

Fig. 4.3.3: Die 55 dBZ Konturen (a) der Hagelzelle vom 9.9.79. Die Figur (b) zeigt die Isolinien der Energien 1, 10, 100 J/m^2.

gibt die Konturen (Minutenauflösung) der Radarreflektivität von 55 dBZ wieder. Die Position des Radars ist mit einem Kreuz (+) mit den Koordinaten (0,0) wiedergegeben. Das untere Bild zeigt die Isolinien der kinetischen Energie, welche aus Radardaten abgeleitet wurden. Für diese Berechnung wurde die "gradual" Methode verwendet, deshalb stimmt die Isolinie 1 J/m^2 sehr gut mit der 55 dBZ Kontur überein.

4.3.4.1 Feinstruktur eines Hagelfalls

Fig. 4.3.4 zeigt ein Beispiel für die Uebereinstimmung zwischen Radar-

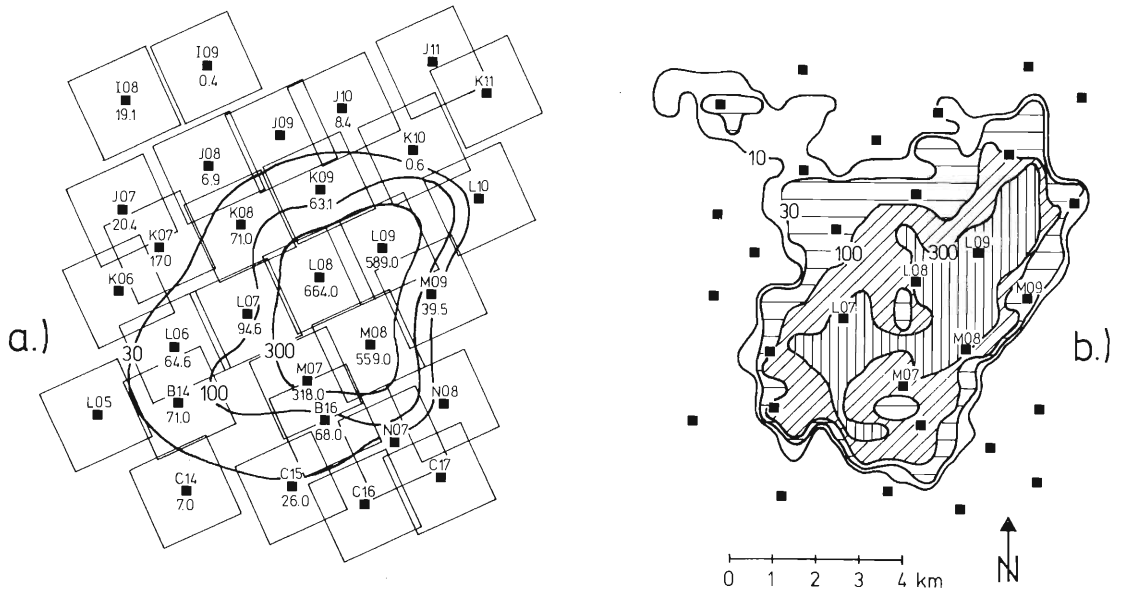

Fig. 4.3.4 Der Hagelfall vom 1.6.78. Die Figur (a) zeigt die Standorte der Hageldetektoren mit Energiewerten (J/m^2), in (b) sind die Isolinien der Radar-Energien 10, 30, 100, 300 J/m^2 dargestellt.

und Grelimeterdaten. Links sind die Positionen der Grelimeter, ihre Identifikationen und der Wert der kinetischen Energie in J/m^2 angegeben. Rechts sind die aus den Radardaten bestimmten Isolinien der kinetischen Energie für 10, 30, 100, 300 J/m^2 wiedergegeben. Die Auflösung der Radarmesspunkte ist 1/3 km, verglichen mit ungefähr 2 km für die Grelimeter. Es ist klar, dass die Feinstruktur des Hagelfalles in der Figur 4.3.4 b viel detaillierter erscheint und dass sie deutliche Unterschiede zu den Grelimeterdaten zeigt.

Mit den Radardaten kann man nicht nur die räumliche Feinstruktur, sondern auch die zeitliche Entwicklung untersuchen. Dieser Umstand wird in Fig. 4.3.5 gezeigt. Man sieht deutlich die beiden Maxima um 1856 und 1906 Uhr mit den globalen Werten des Energieflusses (Z > 60 dBZ) von 0.50 und 0.42 GJ/min. Ein anderes Charakteristikum der Figur 4.3.5 ist die Dauer der beiden Maximalwerte (5 - 10 Min.) und die Zwischenzeit (5 Min.) während der die globale kinetische Energie ungefähr 50 % des Maximalwertes erreicht. Das ergibt eine charakteristische Zeit von 5 Minuten für die Produktion von grossem Hagel. In der Fig. 4.3.5 ist der Fluss der glo-

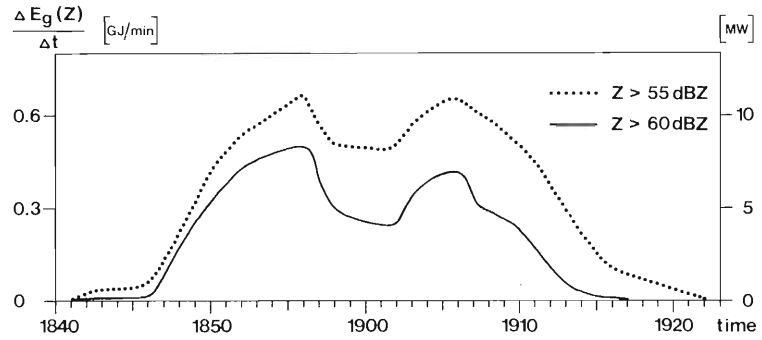

Fig. 4.3.5: Der Fluss der globalen kinetischen Energie (GJ/min). Die "cutting" Methode wurde verwendet mit 55 bzw. 60 dBZ als Schwellenwert.

balen kinetischen Energie als punktierte Linie unter Verwendung der "cutting" Methode mit einer Schwelle von 55 dBZ eingezeichnet. Der Unterschied zwischen den Flusswerten der beiden Zeichnungen ist die Messung der Intensität des Regens während des Hagelfalls. Man sieht sofort, dass die Phase des starken Regens gegen das Ende der Hagelphase intensiver ist. Das Verhältnis von $\dot{E}_g$ $(Z > 55)/\dot{E}_g$ $(Z > 60)$ ist erstaunlich konstant (1.3) bis 1856, erreicht dann Werte zwischen 1.5 und 2.1 bis 1907 und wird dann in den letzten Minuten des Hagelfalls sogar noch höher als 3.0. Der Mittelwert der Zeitdauer von 1841 bis 1922 ist 1.8.

4.3.4.2 Uebereinstimmung von Radar- und Grelimetermessungen

Es ist interessant, die mit verschiedenen Methoden berechneten globalen kinetischen Energien E_g und $E_g(Z)$ untereinander zu vergleichen. Das wurde in Tab. 4.3.2 gemacht. Die globale kinetische Energie E_g erhält man, indem der Wert der totalen Energie mit der Fläche, die ein Grelimeter repräsentiert, multipliziert wird. Die von den Grelimetern abgeleitete globale kinetische Energie E_g ist damit

$$E_g = 2954\ Jm^{-2} \cdot 3.8\ km^2 = 11.23\ GJ.$$

Maschenweite	Methode	$E_g(Z)$ (GJ)	$E_g(Z)/E_g$
Grelimeter (2 km)	$Z > 60$	11.72	(1.04)
Grelimeter (2 km)	Z_{gr}	11.38	(1.01)
1 km	$Z > 60$	8.21	(0.73)
½ km	$Z > 60$	8.48	(0.76)
PPI (0.3 km)	$Z > 60$	8.36	(0.74)
PPI (0.3 km	Z_{gr}	8.99	(0.80)

Tab.4.3.2: Die globalen kinetischen Hagelenergien E_g und $E_g(Z)$ für die verschiedenen Methoden und Netze. Das Verhältnis zwischen $E_g(Z)$ und E_g ist in der letzten Kolonne in Klammern wiedergegeben.

Man kann leicht zwei Gruppen von globalen kinetischen Energien $E_g(Z)$ unterscheiden: diejenige welche an den"Positionen" der Grelimeter gemes-

sen wurden und diejenigen, die man erhält, indem man ein exakt regelmässiges Netz verwendet. Die Konsistenz der Resultate der beiden Gruppen ist erstaunlich und bestätigt die Repräsentativität der Messungen. Der Unterschied von ca. 30 % zwischen den beiden Mittelwerten kann erklärt werden, wenn man die Feinstruktur der Fig. 4.3.4 b betrachtet, welche einige Grelimeterstandorte wohl innerhalb, aber in der Nähe der Isolinie mit dem grössten Energiewert zeigt. Das ergibt eine Ueberschätzung der globalen kinetischen Energie E_g, wenn man einfach jeden "Grelimeterwert" mit der repräsentierten Fläche von 3.8 km^2 multipliziert. Ein besserer Berechnungswert der globalen kinetischen Energie kann nur mittels eines dichteren Grelimeternetzes oder mit einem kombinierten Radar/Grelimetersystem wie hier verwendet wurde, erhalten werden.

4.3.4.3 Korrelation Radar/Grelimeter

Ein quantitatives Mass für die Uebereinstimmung zwischen Radar- und Grelimeterdaten erhält man, wenn die beiden Datensätze miteinander korreliert werden. Zuerst muss eine einfache Punkt-Punkt Korrelation gemacht werden. Es existieren 38 Paare von Energiewerten (E_i, $E_i(Z)$) bei denen entweder der Grelimeterwert (E_i) oder der entsprechende Radarwert $E_i(Z)$ grösser als 0 ist. Da in der Fig. 4.3.4 nur der wichtige Teil vom Hagelfall wiedergegeben ist, kann man nicht alle von Hagelkörnern getroffenen Grelimeter identifizieren (Für Einzelheiten siehe Waldvogel et al., 1980). Einer der 38 E_i ist 0. Für die Radarwerte $E_i(Z)$ ist die Situation ganz anders. Im Fall der "cutting" Methode findet man 26 oder 18 Werte mit Null. Die Differenz zwischen den beiden Methoden ist jedoch klein, siehe Tab. 4.3.3 , wo die Korrelationskoeffizienten und das Verhältnis zwischen Grelimeter- und Radarenergien aufgezeichnet sind.

	$Z > 60$	Z_{gr}
r (38)	0.84	0.85
$\sum E_i(Z) \Big/ \sum E_i$	1.04	1.01
"Grelimeter" / Grelimeter		

Tab. 4.3.3: Der Korrelationskoeffizient der kinetischen Radar- und Grelimeterenergie für die beiden Transformationsmethoden. Die Verhältnisse zwischen den totalen kinetischen Energien, mit Grelimetern und mit Radar an den Grelimeterstandorten gemessen, sind ganz unten aufgeführt.

Dieses Resultat spiegelt die Tatsache wieder, dass nur einige Grelimeter beträchtlich an der totalen kinetischen Energie beteiligt sind. Deshalb erhält man trotz der verschiedenen Methoden hohe Korrelationskoeffizienten.

In der folgenden Untersuchung werden die Radarmessungen nicht an den

"Standorten"der Grelimeter genommen, sondern diese Messpunkte werden um einen bestimmten Vektor verschoben. In Fig. 4.3.6 wird die verwendete Prozedur schematisch gezeigt. Der Radarwert E_i (Z) wird an einem Ort mit den Koordinaten ($x_i + \Delta x$, $y_i + \Delta y$) gemessen, wo (x_i, y_i) den Standort des i-ten Grelimeters und der Vektor (Δx, Δy) den Verschiebungsvektor darstellt.

Folglich ist jeder Radar-Messpunkt um den entsprechenen Vektor verschoben worden. Wenn man die Werte E_i (Z, Δx, Δy) mit E_i korreliert, erhält man einen Korrelations-Koeffizienten, welcher eine Funktion des Verschiebungsvektors ist, r = r (Δx, Δy). Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Fig. 4.3.7 abgebildet. Der Korrelations-Koeffizient r (0,0) = 0.84, der bereits in Tab. 4.3.3 gezeigt wurde, ist offensichtlich nicht der Maximalwert. Wenn man alle entsprechenden Radarpunkte in Richtung Nordost um einen Vektor(1/3, 1/3 km) verschoben hat, welcher gegen die mittlere Verlagerung des Hagelfalls ist, findet man einen Koeffizienten von r = 0.94. Ganz unerwartet hat man ein gutes, plausibles Resultat erhalten, da es die durchschnittliche Fallrichtung der Hagelkörner berücksichtigt. Das wird durch eine Schätzung der durchschnittlichen Fallgeschwindigkeit der Hagelkörner bestätigt, welche ca. 20 m/s beträgt. Wenn man annimmt, dass die Falldistanz der Hagelkörner zwischen Radarvolumen und Boden 1.5 km, die Länge des Verschiebungsvektors (0.47 km) und die mittlere Sturmgeschwindigkeit 20 km/h beträgt, erhält man eine durchschnittliche Fallgeschwindigkeit von ungefähr 18 m/s q.e.d.

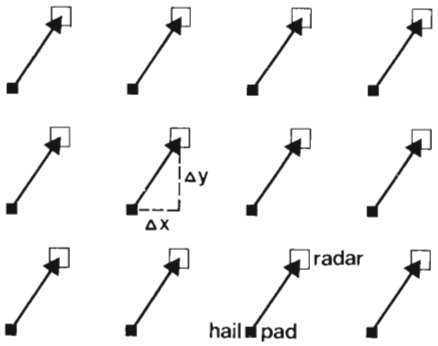

Fig. 4.3.6: Die Verschiebung der Impulsvolumen vom Radar in bezug auf die entsprechenden Standorte der Hageldetektoren.

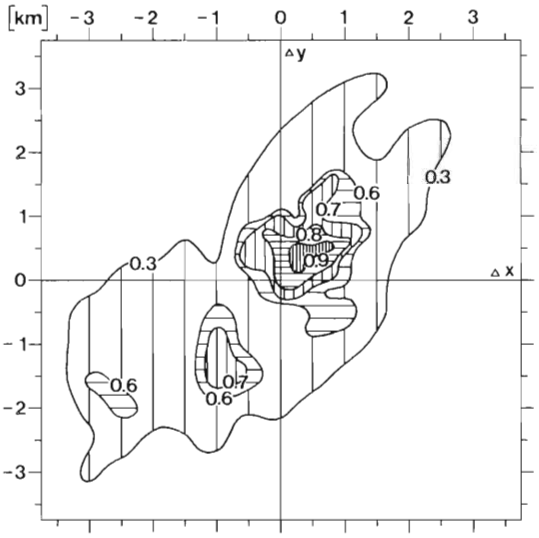

Fig. 4.3.7: Die Isolinien des Korrelationskoeffizienten r auf der Ebene des Verschiebungsvektors (Δx, Δy).

4.3.5 Ueber die Repräsentativität der Bodenmessungen

Im obigen Kapitel 4.3.4 und bei Waldvogel et al. (1978b) findet man gute Korrelationen und Uebereinstimmungen zwischen den kinetischen Energien E_g und E_g (Z) für grosse Hagelfälle unter idealen Bedingungen, was heisst, dass der Hagelfall nahe beim Radar stattfindet (maximale Distanz ca. 20 km), so dass die Radarvolumen klein (kleiner als 1/30 km^3) und in Bodennähe (< 1.5 km) sein müssen. Sind diese idealen Bedingungen nicht erfüllt, so müssen einige neue Probleme in Betracht gezogen werden. Hier die wichtigsten:

a) Modifikation der Beziehung Z - $\dot{E}$

b) Neues Unterscheidungsschema zwischen den durch Regen und durch Hagel bedingten Radarreflektivitäten

c) Schmelzen der Hagelkörner vom Radarvolumen bis zum Boden.

d) Repräsentativität der Grelimetermessungen (ground truth)

Eine abschliessende Ueberprüfung der Punkte a), b) und c) ist der Vergleich zwischen Grelimeter- und entsprechenden Radardaten. Die Frage ist aber: Wie zuverlässig ist die "ground truth" eines Hagelfalles, wenn nur einige Grelimeter oder im Extremfall kein einziger Grelimeter von Hagelkörnern getroffen worden ist? Es ist offensichtlich, dass dieser Punkt sehr schwierig zu klären, gleichzeitig aber entscheidend ist. Deshalb wurde er in verschiedenen Arbeiten sowohl theoretisch wie auch praktisch behandelt. Man konnte aber bisher keine allgemein gültige Anwort über die Repräsentativität der Grelimetermessungen finden. Long (1980) hat in einer kürzlich erschienen Arbeit die Genauigkeit der Schätzungen der Häufigkeit von Hagelfällen an einem bestimmten Punkt besprochen, indem er statistische Konzepte verwendete. Er findet eine sehr einfache Beziehung zwischen der Anzahl von Messpunkten, die den Hagel beobachten und der Genauigkeit der verschiedenen Schätzungen.

Das Ziel dieses Kapitels ist nun, Schätzungen über die Genauigkeit der kinetischen Energie der Hagelfälle zu finden, und zwar in Abhängigkeit von der Netzdichte und von der kinetischen Energie des Hagelfalles selbst. Mit Hilfe von Radardaten, welche von 202 Hagelzellen gewonnen wurden, konnten Messungen simuliert werden, welche von den unterschiedlichsten "Grelimeternetzen" stammen. Damit wurden sogar Simulationen mit einem Netz von unrealistischer Dichte über eine riesige Ausdehnung von 10 000 km^2 möglich.

4.3.5.1 Die Methode

Zuerst wird ein hypothetisches Grelimeternetz (½, ½) definiert. Man erhält es, indem man PPI-Elemente nimmt, welche sich über den Punkten des kartesianischen Netzes um den Radar mit einer Maschenweite von ½ km befinden. Jeder "Grelimeter" vertritt eine Fläche von ¼ km^2. Mit Hilfe dieses quadratischen Netzes (½, ½) können weniger dichte Netze, z.B. vier Netze (1, 1), 16 Netze (2,2) konstruiert werden. Die globalen kinetischen Energien, die von solchen Netzen abgeleitet werden, können für die Schätzung der Standardabweichungen der globalen kinetischen Energien von hypothetischen Grelimeter-Netzen mit bestimmter Maschenweite ver-

wendet werden. Die Resultate werden im folgenden Abschnitt dargelegt.

4.3.5.2 Die Resultate

Die Resultate der oben beschriebenen Methode werden in Fig. 4.3.8 wieder-

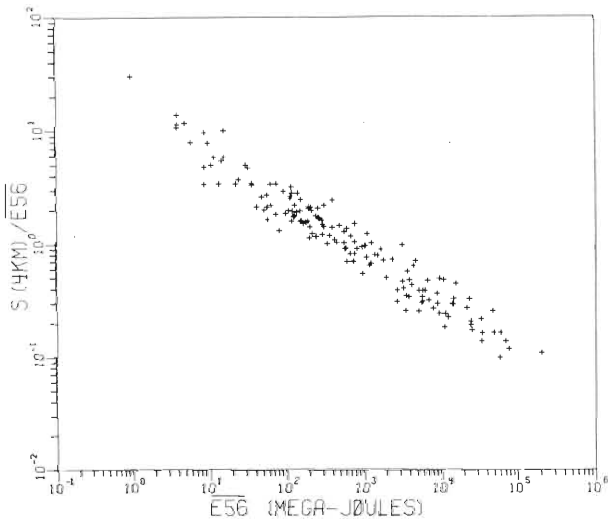

Fig. 4.3.8: Die normalisierten Standardabweichungen s(4km)/$\overline{E56}$ gegen die Mittelwerte $\overline{E56}$ für ein 4km Netz

gegeben. Jede der 202 Hagelzellen hat 64 verschiedene Grelimeternetze passiert, von denen jedes eine Maschenweite von 4 km hat. So erhält man für jede Zelle total 64 verschiedene Werte der globalen kinetischen Energien (E56, 4) von denen man den Mittelwert $\overline{E56}$ und die Standardabweichung s(4 km) berechnen kann. Die 202 Werte der normalisierten Standardabweichungen s(4 km)/$\overline{E56}$ werden mit den Mittelwerten $\overline{E56}$ korreliert. Die gute Korrelation und die Abnahme der normalisierten Standardabweichung mit wachsender globaler kinetischer Energie sind offensichtlich. Die normalisierten Standardabweichungen für ein Netz von 4 km ist 6.3 für eine Energie von 10 MJ und 0.3 für 10 GJ.

In Tab. 4.3.4 sind die Resultate der Berechnungen mit den drei verschiedenen Methoden zusammengestellt. Dabei sind die Korrelationskoeffizienten, die Koeffizienten der Regressionslinie und die Werte der normalisierten Standardabweichungen für die drei charakteristischen Werte der globalen kinetischen Energie 0.1, 1, und 10 GJ gegeben. Der hohe Korrelationskoeffizient der bereits in Fig. 4.3.8 gefunden wurde, existiert auch in diesen Datensätzen.

Ein interessanter Punkt ist die Steigung der Regressionslinie, welche für E56 und E61 bei ungefähr 0.5 liegt. Das heisst, dass der Wert der normalisierten Standardabweichung um die Quadratwurzel der globalen kinetischen Energie abnimmt. Das ist ein ähnliches Resultat wie das von Long (1980) gefundene.

Für die Verallgemeinerung der Resultate auf echte Grelimeter muss ein wichtiger Hinweis gemacht werden. Da die vom Radar erfasste Fläche immer

Methode	Maschen-weite	Korrel. Koeff.	Regr. Linie log $(s/\bar{E}) = a_o + a_1 \log(\bar{E})$		Normalisierte Standard-abweichung für $s/\bar{E}$		
		r	a_o	a_1	$\bar{E} = 10^2$	$\bar{E} = 10^3$	$E = 10^4$
E56	s(1km)	0.93	0.642	-0.534	37.5%	11.0%	3.2%
	s(2km)	0.97	0.955	-0.479	99.3%	33.0%	10.9%
	s(4km)	0.97	1.233	-0.436	229.6%	84.1%	30.8%
E61	s(1km)	0.95	0.882	-0.546	61.7%	17.5%	5.0%
	s(2km)	0.97	1.176	-0.488	158.5%	51.5%	16.7%
	s(4km)	0.97	1.445	-0.454	345.1%	121.3%	42.7%
EGR	s(1km)	0.92	0.183	-0.398	24.4%	9.7%	3.9%
	s(2km)	0.94	0.521	-0.351	65.9%	29.4%	13.1%
	s(4km)	0.93	0.825	-0.314	157.4%	76.4%	37.1%

Tab. 4.3.4 Die Korrelationskoeffizienten und die Regressionslinie für $\log(s/\bar{E})$, s und E sind in MJ. Die Beziehung $s/\bar{E}$ ist für die drei Transformationsmethoden gegeben, für Netze mit einer Maschenweite von 1, 2 und 4 km und für globale kinetische Energiewerte von 100, 1000 und 10'000 MJ.

relativ ausgedehnt ist, ($\frac{1}{10}$ - $\frac{1}{3}$ km^2) müssen die Resultate der Tab. 4.3.4 immer als untere Unsicherheitsgrenze betrachtet werden. Deshalb haben Energiewerte, die von echten Grelimeterdaten abgeleitet wurden, eine Unsicherheit, die mindestens im Rahmen derjenigen in Tab. 4.3.4 gegebenen liegt.

4.3.6 Verhältnis zwischen Oberfläche, Dauer und kinetischer Energie der Zellen

Der Einfluss, den die Maschenweite eines Netzes auf die Genauigkeit bei der Bestimmung der kinetischen Energie von Hagelzellen hat, kann in einer befriedigenden Weise mit nur zwei Parametern beschrieben werden: Maschenweite und kinetische Energie. Da indessen die Oberfläche und die Lebensdauer einer Hagelzelle viel einfacher zu messende Parameter sind als die kinetische Energie selbst, soll kurz das Verhältnis zwischen diesen beiden verschiedenen Quantitäten betrachtet werden.

Die Oberfläche einer Zelle ist während ihrer Lebensdauer nicht konstant (Fig. 4.3.3). Deshalb verwenden wir in dieser Untersuchung die während der Lebensdauer der Zelle integrierte Fläche, wie sie von Waldvogel et al. (1978b) definiert wurde, und nicht die Oberfläche selbst. Das Symbol AZTI56 z.B. bedeutet "Area of the 56 dB(Z) contour Time Integrated". Fig. 4.3.9 zeigt die Korrelation zwischen AZTI56 und E56 für Hagelzellen. Die sehr hohe Korrelation zwischen diesen beiden Parametern ist offensichtlich und bedeutet, dass bei einem Hagelfall mit hoher kinetischer Energie grosse Hagelzellen produziert werden. An sich ist diese Tatsache nicht erstaunlich. Was aber unerwartet ist, ist die ausserordentlich hohe Korrelation von AZTI56 und E56, deren Korrelationskoeffizient 0.998 ist.

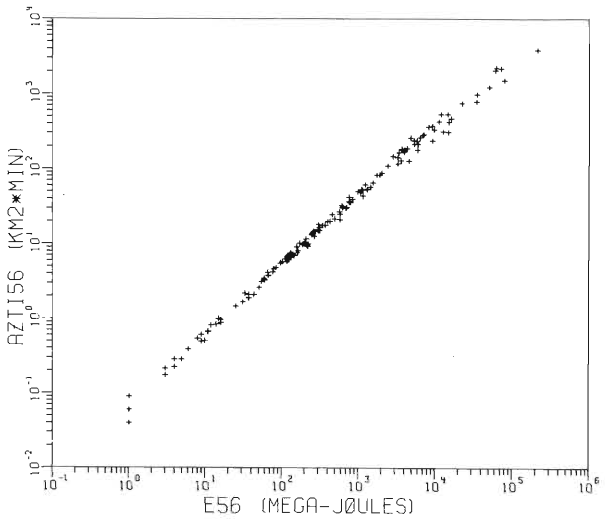

Fig. 4.3.9: Der Oberflächen-Zeit-Wert (AZTI56) der 56 dBZ Konturen gegen die entsprechende globale kinetische Energie E56 (r = 0.998).

Diese Tatsache kann nur durch die sehr hohe Korrelation zwischen den AZTI-Werten von verschiedenen Radar-Reflektivitäten einer Hagelzelle erklärt werden.

Eine andere interessante Korrelation ist in Fig. 4.3.10 gezeigt, wo die

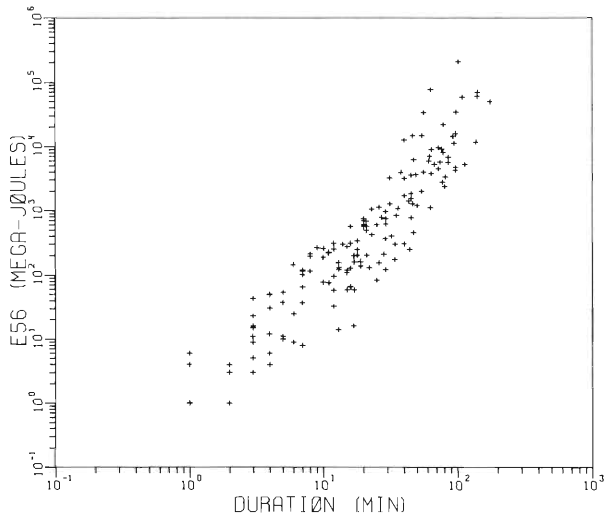

Fig. 4.3.10: Die globale kinetische Energie E56 gegen die Zeitdauer der 56 dBZ Konturen (r = 0.92).

E56-Werte gegen die Dauer der Konturen von 56 dBZ korreliert werden. Wenn man mit Fig. 4.3.9 vergleicht, findet man, dass die Streuung der Punkte um die Regressionslinie beträchtlich grösser ist. Der Korrelationskoeffizient ist nun 0.920. Wegen der grossen Streuung der Punkte um die Regressionslinie (± 5 dB) ist es nicht möglich, den Wert von E56 aus der Dauer genau zu bestimmen. Die Beziehung kann aber für eine Näherung verwendet werden, mit dem Vorteil, dass die Dauer ein Parameter ist, welcher sehr einfach in Echtzeit gemessen werden kann. Die Beziehung ist:

$$E56 = 0.89\ t^{2.033} \qquad (6)$$

Die Dauer wird in Minuten und E56 in MJ gemessen.

Die Tab. 4.3.5 zeigt die oben besprochenen Korrelationen sowie zwei weitere, nämlich AZTI56 gegen die Dauer und die mittlere Oberfläche einer

Parameter	Korrelations-koeffizient	Verhältnis
(AZTI 56) - (E56)	0.998	$AZTI56 = 0.077\ (E56)^{0.919}$
(E56) - (t)	0.920	$E56 = 0.89\ (t)^{2.033}$
(AZTI56) - (t)	0.929	$AZTI56 = 0.068\ (t)^{1.878}$
(AZTI56/t) - (t)	0.762	$AZTI56/t = 0.068\ t^{0.878}$

Tab. 4.3.5: Die Korrelationskoeffizienten und die Beziehungen der verschiedenen Parameter einer Hagelzelle. Die Dauer der Konturen von 56 dBZ wird durch t symbolisiert und in Minuten gemessen. AZTI56 ist in km^2 min. und E56 in MJ.

Hagelzelle (AZTI56/t) gegen die Dauer. Die letzte Korrelation zeigt den kleinsten Koeffizienten (0.762) und wie die in Gleichung 6 gegebene Beziehung kann sie nicht verwendet werden, um einen Parameter genau aus dem andern herzuleiten. Aber die Beziehungen der Tab. 4.3.5 geben mindestens einen Anhaltspunkt von der Oberfläche oder der Dauer einer Hagelzelle bei einer gegebenen kinetischen Energie und umgekehrt.

4.3.7 Schlussfolgerungen

Es können die folgenden Schlussfolgerungen gezogen werden:

4.3.7.1 Hagelentdeckung

1a) Hagelzellen können in einem Frühstadium ihrer Entwicklung mittels eines einfachen 3-cm-Radars entdeckt werden.

1b) Das sowjetische Kriterium von 6 Parametern kann auf ein viel einfacheres reduziert werden (1 Parameter)

$$H_{45} > H_o + 1.4 \text{ km}$$

1c) Ungefähr 50 % der entdeckten Hagelzellen produzieren am Boden keinen Hagel. Dem entspricht eine Verschwendung von ca. 30 % von Impfmaterial oder einer "Falschalarmzeit" von 30 %.

1d) Die verschiedenen einfachen Kriterien an verschiedenen Orten auf der Welt gleichen sich stark.

4.3.7.2. Hagelmessung

2a) Heftige Hagelfälle können mit einem einfachen 10-cm-Radar gemessen werden.

2b) Es existiert eine allgemein gültige Beziehung zwischen dem Fluss der kinetischen Energie $\dot{E}$ der Hagelkörner und der Reflektivität Z

$$\dot{E} = 5.0 \cdot 10^{-6} \cdot Z^{0.84}$$

2c) Während eines heftigen Hagelfalles können die Hagelkörner als Rayleigh Streuer behandelt werden.

2d) Die Radarreflektivitäten, welche von Hagel oder Regen bedingt sind, können für starke Hagelfälle durch eine einfache Lösung getrennt werden.

2e) Die Uebereinstimmung zwischen den Hagelfall-Parametern von Radar- und Grelimeterdaten beträgt bei starken Hagelfällen ± 30 %. Der Korrelationskoeffizient der kinetischen Energien von Grelimeterdaten und den entsprechenden Radarwerten kann bis 0.9 steigen, sobald heftige Hagelfälle mit mindestens 20 Datenpunkten berücksichtigt werden.

4.3.7.3 Ueber die Repräsentativität der Bodenmessungen

3a) Die normalisierte Standardabweichung der globalen kinetischen Hagelenergie nimmt mit zunehmenden Energiewerten ab.

3.b) Diese Abnahme ist proportional zur Quadratwurzel der globalen kinetischen Energie.

3c) Die normalisierte Standardabweichung der globalen kinetischen Energie beträgt ungefähr 10 % für starke Hagelfälle (10 GJ) gemessen mit Grelimeternetzen von 2 km Maschenweite.

3d) Hagelfälle mit Energien, die kleiner als 1000 MJ sind, verursachen Standardabweichungen, die so gross sind wie die Werte selbst.

4.3.8 Literatur

ATLAS, D. and F.H. LUDLAM (1961): Multi-wavelength radar reflectivity of hailstorms, J. Appl. Meteor., 2, 270-275.

BARGE, B.L. (1972): Hail detection with a polarization diversity radar, Stormy Weather Group Scientific Rep. MW-71, McGill Univ., Montreal, Canada.

CLOUD PHYSICS GROUP ETH (1976): Projekt Grossversuch IV, Bericht über 1975, Wiss. Mitteilung Nr. 75 der Eidg. Hagel Kommission, ETH Zürich.

ECCLES, P.J. (1979): Comparisons of Remote Measurements by Single- and Dual-Wavelength Meteorological Radars, IEEE Trans. Geosciences Electronics, GEA, 205-217.

FEDERER, B.; A. WALDVOGEL; W. SCHMID; F. HAMPEL; E. ROSINI; D. VENTO; P. ADMIRAT and J.F. MEZEIX (1978): Plan for the Swiss Randomized Hail Suppression Experiment. Design of Grossversuch IV, Pure and Appl. Geophysics, 117, 548-571.

FOOTE, B.G. and C.A. KNIGHT, (1979): Results of a randomized hail suppression experiment in northeast Colorado. Part I, J. Appl. Meteor., 18, 1526-1537.

GEOTIS, S.G. (1963): Some radar Measurements of Hailstorms. J. Appl. Meteor., 2, 270-275.

LONG, A.B. (1978): Design of hail measurement network. Atmos.-Ocean., 16, 35-48.

LONG, A.B. (1980): On estimating hail frequency and hailfall area. J. Appl. Meteor., 19, 1351-1362.

MATHER, G.H.; D. TREDDENICK and R. PARSONS (1976): An observed Relationship between the height of the 45 dBZ contours in storm profiles and surface hail reports, J. Appl. Meteor., 15, 1336-1340.

RINEHART, R.E. and J.D. TUTTLE (1982): Antenna beam patterns and dual wavelength processing. J. Appl. Meteor., 21, 1865-1880.

SELIGA, T.A. and V.N. BRINGI (1976): Potential Use of Radar Differential Reflectivity Measurements at Orthogonal Polarizations for Measuring Precipitation. J. Appl. Meteor., 15, 69-75.

ULBRICH, C.W. (1978): Relationships of Equivalent Reflectivity Factor to the Vertical Fluxes of Mass and Kinetic Energy of Hail, J. Appl. Meteor., 17, 1803-1808.

WALDVOGEL, A.; W. SCHMID and B. FEDERER (1978a): The Kinetic Energy of Hailfalls. Part I: Hailstone Spectra, J. Appl. Meteor., 17, 1515-1520.

WALDVOGEL, A.; B. FEDERER; W. SCHMID and J.F. MEZEIX (1978b): The Kinetic Energy of Hailfalls. Part II: Radar and Hailpads, J. Appl. Meteor., 17, 1680-1693.

WALDVOGEL, A.; B. FEDERER and P. GRIMM (1979): Criteria for the Detection of Hail Cells, J. Appl. Meteor., 18, 1521-1525.

WALDVOGEL, A.; B. FEDERER and D. HOEGL (1980): On the Correlation between Hailpad and Radar Data, Preprints 19th Conf. Radar Meteor. AMS Boston 1980.

WALDVOGEL, A. and W. SCHMID (1982): The Kinetic Energy of Hailfalls. Part III: Sampling errors inferred from radar data. J. Appl. Meteor., 21, 1228-1238.

4.4 Schneeanteil am Monatsniederschlag

B. Sevruk

Geographisches Institut der ETH Zürich

Zusammenfassung: Anhand der Datenkollektive vom September bis zum April (1959-70) von 32 schweizerischen Stationen in der Höhenlage von 300 bis 1800 m, wurden Beziehungen zwischen dem durchschnittlichen Schneeanteil am Monatsniederschlag und der Lufttemperatur mit Hilfe der Regressionsanalyse hergeleitet. Für dieselbe Temperatur nimmt der Schneeanteil mit der Höhenlage zu. Dabei beträgt die durchschnittliche Zunahme pro 100 m 1 und 3 % des Monatsniederschlages für die Temperatur von 10° und 0° C. Die Zunahme ist grösser in den tieferen Lagen bis 1000 m, dann flacht sie sich ab. Zusätzlich hängt der Temperatureinfluss von der Jahreszeit ab. Die beste Korrelation zeigte das Verhältnis der Anzahl der Tage mit Schnee und mit Niederschlag (r^2 = 0.96 gegenüber 0.68 im Falle der Temperatur). Die monatlichen Schneeanteile für verschiedene Temperaturen und Höhenlagen wurden berechnet und tabelliert.

Résumé: La part de neige dans les précipitations mensuelles. Sur la base de données mensuelles de septembre à avril (1959-70) obtenues de 32 stations Suisse situées entre 300 et 1800 m d'altitude, des relations entre la moyenne pluri-annuelle de la part de neige dans les précipitation mensuelles avec la température ont été établies au moyen de régressions. A la même température la participation des précipitations neigeuses augumente avec l'altitude. L'augumentation per 100 m est de 1 et 3 % des précipitations mensuelles respectivement pour des températures moyennes mensuelles de 10 et 0° C. Cette augumentation est supérieure pour des altitudes inférieures. De plus l'effet de la température dépend de la saison. La meilleure corrélation a été obtenue avec le rapport du nombre de jours avec neige et précipitation. (r^2 = 0.96 contre 0.68 avec la température).

Abstract: Snowfall proportion in monthly precipitation. On the basis of monthly data from September to April (1959-70) obtained from 32 Swiss stations in altitude from 300 to 1800 m, relationships have been derived, using regression analysis, between the multi-year average proportion of snowfall in the total monthly precipitation and the air temperature. In spite of the same temperature the proportion of snow increases with the altitude. The average rate of increase per 100 m amounts to 1 and 3 % of monthly precipitation for respective temperatures of 10° and 0° C, and it is larger for lower altitudes. In addition the effect of temperature depends on the season. The best correlation showed the ratio of number of days with snow and precipitation (r^2 = 0.96 against 0.68 for the temperature). The snowfall proportions for various temperatures and altitudes in Switzerland are given in Table 4.4.1. In Fig. 4.4.2/3 the monthly snowfall proportion values (Q) are plotted against the air temperature (T) and the ratio of number of days with snow (Z). In Fig. 4.4.4 the effect of altitude (H), air temperature (T) and the season on the snowfall proportion (Q) is shown. The study shows that seasonality is the most im-

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

portant characteristic of the snowfall proportion Q in mid-latitudes. This must be taken into account if the mean monthly values of Q are to be estimated using variables commonly available such as temperature and altitude (see also Sevruk 1984).

4.4.1 Einführung

Für die hydrologischen Fragestellungen ist es oft notwendig, zu wissen, in welcher Form und Menge der Niederschlag gefallen ist. Diesbezügliche Beobachtungen wurden nicht in allen Stationen des Klimanetzes durchgeführt. In automatischen Meteostationen ist eine Trennung nach der Form des Niederschlages möglich (Joss und Gutermann, 1980), die Messwerte sind aber infolge des systematischen Niederschlags-Messfehlers ungenau (Sevruk 1982, 1983). In den übrigen Stationen besteht die Möglichkeit den Schneeanteil am Gesamtniederschlag indirekt über folgende Variablen zu bestimmen: ● Anzahl der Tage mit Schnee und Niederschlag; ● Lufttemperatur; ● Höhenlage und ● Neuschneehöhe. Die Genauigkeit der verschiedenen Verfahren ist denkbar unterschiedlich.

Gemäss der Definition gilt in der Schweiz der Tag mit Regen, vermischt mit Schnee oder einem kurzzeitigen Schneefall und sonst Regen, als Tag mit Schnee. Der anhand vom Verhältnis der Anzahl der Tage mit Schnee und Niederschlag (Regen + Schnee) direkt geschätzte Schneeanteil ist in der Regel zu gross, weil der Regen an Tagen mit Schnee auch mitgezählt wird. Zudem werden einige Schneeflocken im Regen gut erkannt, nicht aber etwas Regen im Schneefall.

Die Lufttemperatur als Einflussgrösse erscheint plausibel. Sie wird nicht nur an vielen Stationen gemessen, sie lässt sich dazu noch einfach interpolieren. Im ähnlichen Sinne wirkt sich die Höhenlage aus, wie in einem anderen Beitrag gezeigt wurde (Sevruk 1984). Gegenüber der Lufttemperatur hat die Höhenlage den Vorteil, dass sie überall leicht festzustellen ist.

Die Umrechnung der Neuschneehöhe auf Wasseräquivalente des Neuschnees kommt im Mittelland wegen der häufigen Schneeschmelze kaum in Frage. An den meisten Stationen fehlen diese Angaben sowieso. Zudem kann die Festlegung des Durchschnittwertes der Neuschneedichte auf einen Wert von 0.1 $g \cdot cm^{-3}$, in einem konkreten Fall ungenau sein.

Zahlreiche Literaturhinweise über den Schneeanteil am Gesamtniederschlag findet man bei Grunow (1954) und Antonik und Böer (1962). Nach Lauscher (1954) erweist sich der Zusammenhang der Monatsmittel des prozentualen Schneeanteils Q am Gesamtniederschlag mit der Lufttemperatur T als linear:

$$Q = 50 - 5\ T \qquad (\%) \qquad /1/$$

Die Abweichungen von der Leitlinie richten sich nach der Lage der Stationen: In Niederungen sind sie anders als in Höhen. Cehak - Trock (1958) weist darauf hin, dass Ansatz /1/ von tropischen Gebieten bis in die arktische Regionen hinein seine Gültigkeit bewahrt. Dagegen kommt Shver (1966) zum Schluss, dass kein Verfahren zuverlässige Resultate liefert.

Neuere Erkenntnisse zeigen, dass die Lufttemperatur bei welcher Schnee und Regen mit gleicher Wahrscheinlichkeit auftraten sehr breit nach der Höhenlage oder Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre varieren kann. (Glazyrin 1970; Grebner 1978; Ageta et al. 1980; Bagchi 1982; Lauscher 1982; Steinacker 1983).

In der Schweiz geben Maurer et al. (1909) monatliche Schneeanteile im letzten Jahrhundert bekannt. Uttinger (1933) publizierte die Anzahl der Tage mit Schnee und das prozentuale Verhältnis Z solcher Tage und Tage mit mindestens 0.3 mm Niederschlag der Zeitperioden 1864-1930 (Monatswerte) und 1902-1930 (Jahreswerte). Danach sind die Jahresmittel des Verhältnisses Z eine Funktion der Meereshöhe H oder der Lufttemperatur T($Z = 6+2.84\ H$ oder $Z = 66.7-5.3\ T$; H ist in Hektometern). Die Abweichungen richten sich nach der Jahreszeit und der Höhenlage. Die mittleren Monatswerte von Z sind für beliebige Orte in der Schweiz in Höhenstufen von 200 m angegeben.

Schüepp (1976) veröffentlichte Monatsmittel von der Anzahl der Tage mit Schneefall ($\geq$ 0.3 mm) und vom prozentualen Anteil Z der Perioden 1901-1940 und 1931-1960 von 111 Stationen. Der Jahreswert der Anzahl der Schneetage und des Anteils Z nimmt mit zunehmender Meereshöhe etwa in gleicher Art zu, wie bei Uttinger (1933). Es wurden hier auch die monatlichen prozentualen Schneeanteile am Gesamtniederschlag von 65 Stationen für die Periode 1959-1970 publiziert, die auf gemessenen Werten des Regens und des Schnees an drei Terminen an den Klimastationen gründen. Die Mischniederschläge wurden zur Hälfte dem Regen und dem Schnee zugeteilt.

Ein Verfahren jedoch, dass eine indirekte Bestimmung des Schneeanteils ermöglichen würde, fehlt leider immer noch. Dies wurde zum Ziel der vorgelegten Studie erhoben. Als Variablen kommen nur die in den Annalen der SMA veröffentlichten Daten in Frage.

4.4.2 Daten und Definitionen

Ein Datenkollektiv von 32 gleichmässig über das Gebiet der Schweiz verteilten Stationen im Höhenbereich von 275 bis 1825 m ü.M. (Abb.4.4.1) bestand aus jeweils 235*) 12-jährigen Monatsmitteln von September bis April 1959-1970 von folgenden Variablen (Quellenangabe in Klammer):

- Q prozentualer Schneeanteil am Gesamtniederschlag (Schüepp 1976)
- T Lufttemperatur in ^{o}C (Annalen 1959-1970)
- Z Verhältnis der Anzahl der Tage mit Schnee und mit Niederschlag grösser oder gleich 0.3 mm, in (%) (Annalen 1959-1970)

*) Stationen die im gegebenen Monat keinen Schnee zeigten, wurden ausgeschlossen (Q=0%).

Abb. 4.4.1 Situation der schweizerischen Stationen. Der Höhenbereich erstreckt sich von 275 m ü.M. (Lugano) bis zu 1825 m ü.M. (St. Moritz). Die Zahlen geben die Höhe über Meer in Hektometern an.

4.4.3 Methode

Die Wertepaare Q-T, Q-Z und Z-T wurden in einem Koordinatensystem eingetragen und mit Hilfe der linearen Regressionsanalyse und/oder Polynomen 2. oder 3. Grades für folgende Stichproben ausgeglichen:

I. Gleiche Kalendermonate (jeweils September, Oktober etc.)

II. Alle Monate zusammen (alle Monate von September bis April)

III. Halbjahreswerte (Durchschnittswerte von Oktober bis März).

Im Falle der Q-T Regression wurde die Stichprobe II nach Höhenstufen in vier Gruppen aufgeteilt: 250-1800 m ü.M. (alle Stationen); 250-500 m ü.M. (13 Stationen); 500-750 m ü.M. und 1000-1800 m ü.M. (10 bzw. 9 Stationen). In der Höhenstufe zwischen 750 und 1000 m ü.M. sind nur zwei Stationen vorhanden. Die durchschnittliche Höhe aller Stationen ist 716 m ü.M., in den einzelnen Höhenstufen sind es 409, 604 und 1367 m ü.M.

4.4.4 Resultate

Die Regressionskurven finden sich in Abbildungen 4.4.2 und 4.4.3: links sind jeweils diejenigen der Temperaturen und rechts der Verhältnisse Z der Anzahl Tage mit Schnee und mit Niederschlag ($\leq$ 0.3 mm). Eine Zunahme des Schneeanteils mit abnehmender Lufttemperatur ist für alle Stichproben vorhanden. Sie kann für separate Kalendermonate annähernd als linear betrachtet werden (Abb. 4.4.2). Bezogen auf 1 ^{o}C variiert sie zwischen den Monaten von 7 bis 9 % per ^{o}C. Wichtig ist jedoch, dass die Regressionsgerade für die Kalendermonate, wie schon oben angedeutet, verschoben

Tabelle 4.4.1 Schneeanteil am Gesamtniederschlag in Prozenten, berechnet mit Hilfe der Lufttemperatur für Kalendermonate und verschiedene Höhenstufen.

		Lufttemperatur T in °C																			
	*Durchschnitt	-7	-6	-5	-4	-3	-2	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Monate								a) Monatswerte													
Sept.	11.0													39	34	28	23	18	13	8	2
Okt.	8.4											51	44	37	30	23	16	9	2		
Nov.	3.7		94	87	79	72	65	58	50	43	36	28	21	14	7						
Dez.	-0.9	98	89	81	72	63	54	45	37	28	19	10	1								
Jan.	-1.5	94	85	77	69	60	52	43	35	26	18	10	1								
Feb.	0.4			93	85	76	67	59	50	41	33	24	16	7							
März	3.4					92	84	74	65	56	47	38	29	21	12	3					
April	7.7						93	86	78	71	64	56	49	42	34	27	20	13	5		
Okt.-März	2.4			96	88	79	71	63	54	46	38	30	21	13	5						
Höhen-** stufen								b) Alle Monate													
2-18	3.2	100	92	82	73	64	57	50	44	39	34	29	25	22	19	16	13	10	7	6	3
2- 5	4.1					39	36	34	31	28	26	24	21	18	16	13	11	8	6	3	
5- 7	3.8					52	48	45	41	38	34	31	27	24	20	17	13	10	6	3	
10-18	1.5	96	91	86	81	76	71	66	61	56	51	46	41	36	31	26	21	16	11	6	
								c) Alle Monate für verschiedene Höhenstufen													
2- 3											15	15	15	10	10	10	5	5			
3- 4								30	25	25	20	20	15	15	10	10	5	5			
4- 5							40	40	35	35	30	25	25	20	15	15	10	10	5		
5- 6							45	45	40	35	35	30	25	25	20	15	15	10	5		
6- 7							50	45	45	40	35	30	30	25	20	20	15	10	5		
7- 8							55	50	50	45	40	35	30	25	25	20	15	10	5		
8- 9							60	55	50	45	40	40	35	30	25	20	15	10	5		
9-10						70	65	60	55	50	45	45	40	35	30	25	20	20	15	10	5
10-12						75	70	65	60	55	50	45	40	35	35	30	25	20	15	10	5
12-14			90	85	80	75	70	65	60	55	50	45	40	35	30	25	20	15	10	5	
14-16			95	90	85	80	75	70	65	60	50	45	40	35	30	25	20	15	10	5	
16-18		100	95	90	85	80	75	70	65	60	55	50	45	40	35	30	25	20	15	5	
18-20		100	100	95	90	85	80	75	70	65	60	55	50	40	35	30	25	20	15	5	

*Bezieht sich nur auf Stationen mit Schnee.
** Die Höhenstufen sind in Hektometern angegeben.

sind. (Abb. 4.4.2/3). Dies kann bereits der Konstante der Regressionsgleichungen, die eigentlich dem Schneeanteil Q bei 0 °C entspricht, entnommen werden. Sie beträgt 35 % im Dezember und Januar und sogar 78 % im Oktober und April. Folglich entsprechen den vier Uebergangsmonaten mit vorwiegend positiven Temperaturen (September, Oktober, März, April) bei der selben Lufttemperatur wesentlich höhere prozentuale Schneeanteile als in den Wintermonaten vom November bis Februar (Tab.4.4.1a). Beispielsweise ist der Schneeanteil im November, trotz der fast gleichen monatlichen

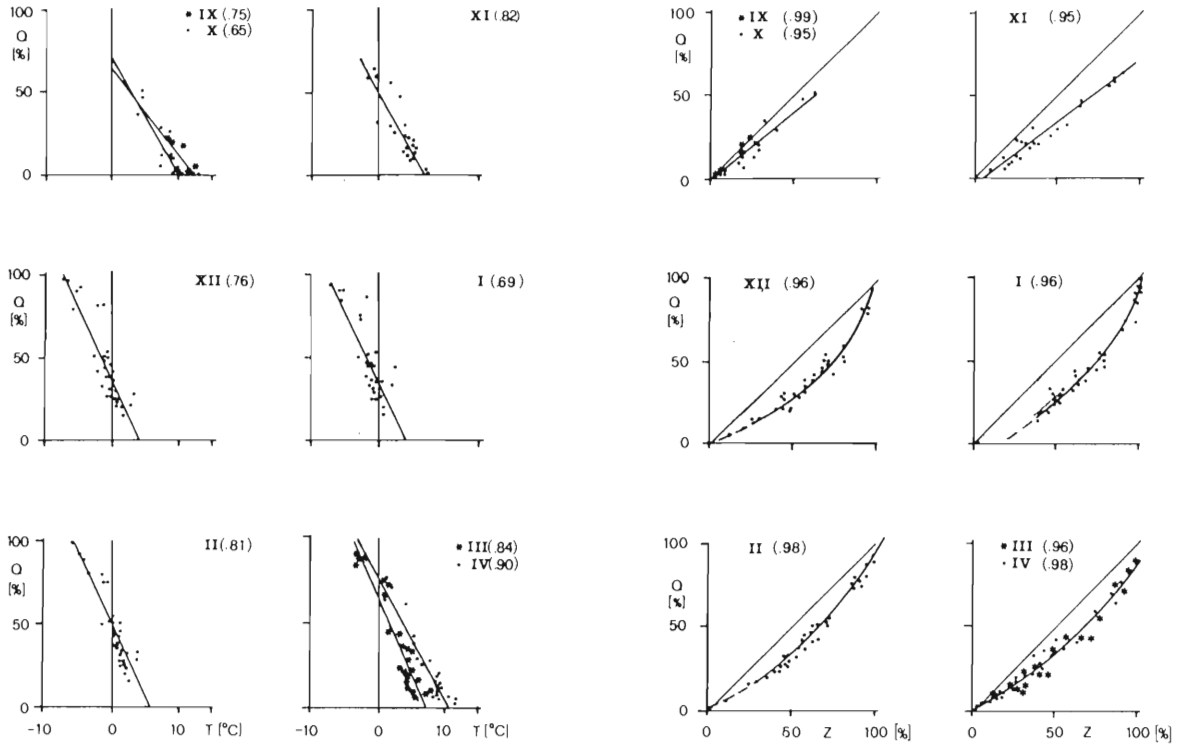

Abb. 4.4.2 Schneeanteil Q am Monatsniederschlag in Abhängigkeit von der Lufttemperatur T (links) und vom Verhältnis Z der Anzahl Tage mit Schnee und Niederschlag (rechts). Legende: Mehrjährige Mittel der Monate September bis April in der Zeitperiode 1959-1970. 32 Schweizer Stationen. IX-IV: Bezeichnung der Monate, ( ) Bestimmtheitsmass r^2 (r = Korrelationskoeffizient).

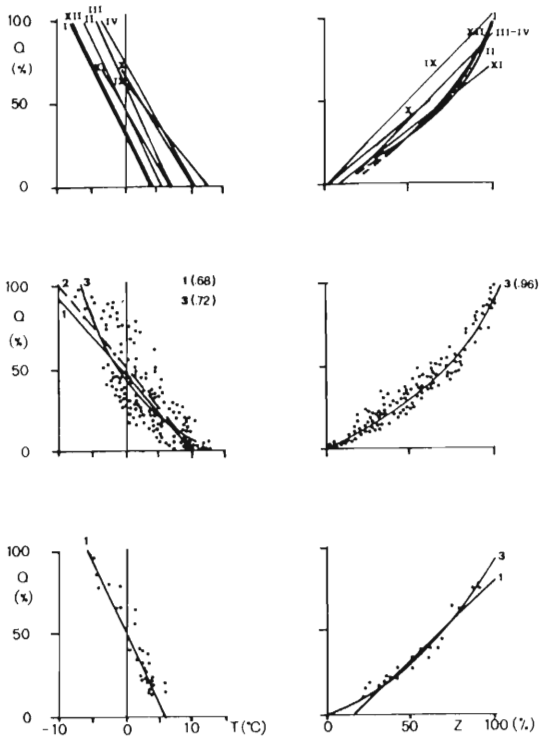

Abb. 4.4.3 Schneeanteil Q am Gesammtniederschlag in Abhängigkeit von der mittleren Lufttemperatur T (links) und vom Verhältnis Z der Tage mit Schnee und mit Niederschlag (rechts). (Legende s.Abb.2)

Oben: Regressionskurven für verschiedene Monate und Variablen.

Mitte: Regressionskurven für alle Monate der Zeitperiode vom September - April: 1—Regressionsgerade für Schweizer Stationen 2—Regressionsgerade nach Lauscher (1954) 3—Polynom 2. Grades für Schweizer Stationen.

Unten: Mittlere Halbjahreswerte von Oktober - März. Regressionskurven 1 und 3 sind wie oben.

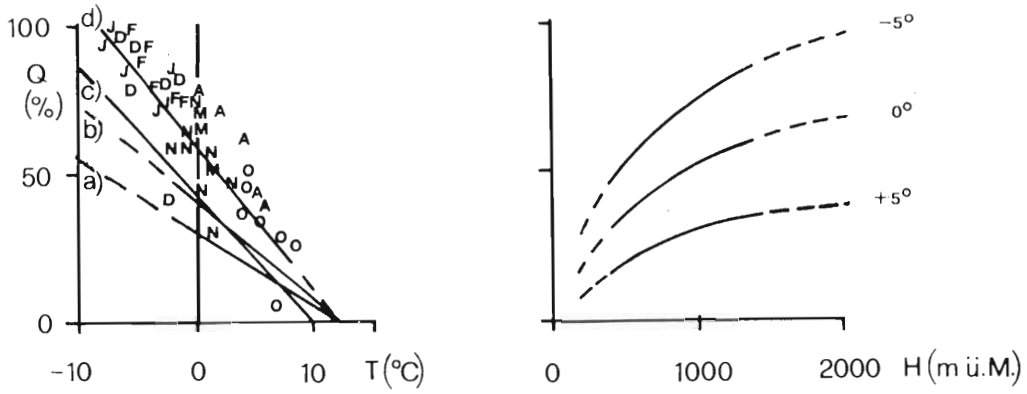

Abb. 4.4.4 Schneeanteil Q am Gesamtniederschlag in Abhängigkeit von der Höhenlage H, der Lufttemperatur T und der Jahreszeit. (Legende s. Abb. 2).

Links: Regressionsgerade für verschiedene Höhenstufen a): 200-500 m ü.M., b): 500-700, c): 200-1800 und d): 1000-1800 m ü.M. A = April, D = Dezember etc.

Rechts: Zunahme der Schneeanteile Q mit zunehmender Höhe H für dieselbe Lufttemperatur T.

Tabelle 4.4.2 Schneeanteil am Gesamtniederschlag, in (%) berechnet mit Hilfe des Verhältnisses der Anzahl Tage mit Schnee und Niederschlag.

Bemerkung: Die kleinsten Werte in jeder Spalte sind unterstrichen. Die Schneeanteile zwischen den in der Tabelle angegebenen Z-Werte können linear interpoliert werden.

Monat	Schnee-anteil*	Verhältnis Z der Anzahl der Tage mit Schnee + Niederschlag in (%)																		
	(%)	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75	80	85	90	95	100
9.	8		11	16	21	24	27	29	31												
10.	13		5	8	12	17	22	26	33	38	43	47	50								
11.	23		4	8	12	15	18	21	24	28	32	36	39	43	47	52	56	62	67	73	79
12.	45		5	8	11	14	16	19	22	25	28	32	36	41	46	52	59	67	75	85	95
1.	47			8	11	14	16	18	19	24	30	33	36	40	43	48	53	60	68	80	93
2.	47	4	7	10	12	15	18	22	25	28	32	36	41	46	51	57	63	70	77	84	92
3.	35	(3)	5	8	10	14	18	22	26	30	35	40	45	50	54	59	64	70	75	80	85
4.	22	(3)	5	8	12	16	19	24	29	34	38	43	48	53	58	62	67	71	75	78	81
Alle Monate	33		6	10	13	16	19	22	25	28	31	35	39	44	48	55	60	69	74	84	92
½-jahr (10.-3.)	34	(5)	11	12	13	15	17	20	23	26	30	34	39	45	51	58	64	71	78	86	95

* Durchschnittswert bezogen nur auf Stationen mit Schnee

Lufttemperatur von rund 3.5 °C, wesentlich kleiner als im März (23 bzw. 35 %). Daraus folgt, dass die Anwendung eines für alle Monate vom September bis April gleichen, linearen Ansatzes für die Bestimmung des Schneeanteils nicht richtig wäre. Dieser ist:

$$Q_{2-18} = 47 - 4.5\ T \quad (r^2 = 0.68) \qquad /2/$$

Das Bestimmtheitsmass r^2 (r ist der Korrelationskoeffizient) ist auch mit 0.68 relativ klein. Bei der Betrachtung der Abb. 4.4.3 (Mitte links) fällt auf, dass (i) die Streuung im Temperaturbereich um 0° C sehr gross ist und dass (ii) die Regressionsgerade vor allem bei den höher liegenden Stationen keinen guten Ausgleich gewährt. Die Punkte liegen ausnahmslos über ihr. Sie verläuft sogar unter der von Lauscher (1954) vorgeschlagenen Leitlinie (Ansatz /1/). Der Grund ist darin zu sehen, dass die höher liegenden Stationen in der Schweiz bereits bei Temperaturen von -5 bis -8 °C Schneeanteile um 100 % aufweisen können. Der Versuch, als Ausgleichskurve ein Polynom 2. Grades zu verwenden bringt auch keine wesentliche Verbesserung (Abb. 4.4.3 Mitte links). Diese trifft erst dann ein, wenn die Stichprobe nach den Kalendermonaten aufgeteilt wird. Im November Februar, März und April ist dann r^2 sogar grösser als 0.8 (Abb. 4.4.2). Eine weitere Verbesserung des Ansatzes /2/ wurde vor allem in Höhenlagen ab 500 m ü.M. dann festgestellt, wenn die Stationen nach den Höhenstufen getrennt behandelt worden sind (Abb. 4.4.4):

$$Q_{2-5} = 31 - 2.5\ T \quad (r^2 = 0.68) \qquad /3/$$

$$Q_{5-7} = 41 - 3.5\ T \quad (r^2 = 0.78) \qquad /4/$$

$$Q_{10-18} = 61 - 5.0\ T \quad (r^2 = 0.82) \qquad /5/$$

wobei Indizes die Höhenstufen in Hektometern darstellen. Hier nimmt die Konstante, der Regressionskoeffizient sowie auch das Bestimmtheitsmass r^2 mit ansteigender Höhenlage zu. Die Korrelation wird besser.

Durch die Aufteilung der Stichprobe auf die drei Höhenstufen (Tab. 4.4.1b) scheinen die systematischen Unterschiede zwischen den Kalendermonaten eliminiert zu sein (Abb. 4.4.4.). Folglich können die Schneeanteile ohne Rücksicht auf die Jahreszeit bestimmt werden. In Tabelle 4.4.1c sind solche Angaben für die Bedürfnisse der Praxis für Höhenstufen von jeweils 100 m oder ab 1000 m ü.M. 200 m zusammengestellt.

Die Unterschiede zwischen den Schneeanteilen einzelner Höhenstufen sind beträchtlich (Tab. 4.4.1bc). Sie sind mit den Unterschieden zwischen den Kalendermonaten durchaus vergleichbar (Tab. 4.4.1b). Dabei fällt auf, dass die Zunahme der Schneeanteile bei der selben Lufttemperatur mit zunehmender Höhenlage nicht linear erfolgt und in Niederungen stärker ist als in Höhen. Dies kommt bereits bei der Betrachtung der Ansätze /3/-/5/ deutlich hervor. Der Höhenzunahme zwischen den zwei untersten Höhenstufen von nur 200 m (Ansatz /3/ und /4/) entspricht eine Zunahme des Schneeanteils von rund einem Drittel. Dagegen nimmt der Schneeanteil zwischen der tiefsten und der höchsten Stufe von rund 1000 m Höhenunterschied (Ansatz /3/-/5/) nur um die Hälfte zu. In Abb. 4.4.4 rechts sind diese Tatsachen dargestellt. Daraus lässt sich erkennen, dass z.B. bei einer Lufttemperatur von +5 °C der Schneeanteil in einer Höhe von 500 m ü.M. 20 % beträgt. In der Höhenlage von 1000 und 1500 m ü.M. sind es 32 % und 35 %. Bei -5 °C sind die entsprechenden Schneeanteile 53 %, 73 % und 87 %.

Der prozentuale Schneeanteil Q kann mit Hilfe des Verhältnisses Z der Anzahl der Tage mit Schnee und Niederschlag grösser oder gleich 0.3 mm besser bestimmt werden als mit Hilfe der Lufttemperatur. Das Bestimmtheitsmass r^2 ist hier mit Werten von über 0.94 für die gleichen Kalendermonate und 0.96 für alle Monate wesentlich grösser als im Falle der Temperatur (Abb. 4.4.2 und 4.4.3 rechts). In den Monaten September, Oktober und November nehmen die Schneeanteile nahezu linear zu, in den übrigen Monaten dagegen quadratisch (Abb. 4.4.2). Systematische Unterschiede zwischen den Kalendermonaten sind zwar vorhanden, sie sind aber kleiner als im Falle der Lufttemperatur (Abb. 4.4.3). Somit ist es möglich, den prozentualen Schneeanteil in allen Monaten nach einem universalen, für alle Kalendermonate gleichen Ansatz (Polynom 2. Grades) wie folgt zu bestimmen:

$$Q = 2 + 0.32\ Z + 0.006\ Z^2 \qquad (r^2 = 0.96) \qquad /6/$$

Wie aus Abb. 4.4.2 (rechts) ersichtlich, ist der Schneeanteil Q immer etwas kleiner als das Verhältnis Z. Die Differenz weist einen jahreszeitlichen Einfluss auf, mit den Werten von rund einem Drittel im Hochwinter und einem Viertel in den Uebergangsmonaten (Abb. 4.4.2). Im Hochwinter nimmt sie zuerst bis zu einem Schneeanteil von 50 % zu und darauf rasch ab.

Die Beziehung zwischen den Variablen T und Z kann als linear betrachtet werden. Sie ist etwa gleich derjenigen von Uttinger (1933) ($Z = 66 - 6T$; $r^2 = 0.8$). Jahreszeitlich bedingte Unterschiede sind aber vorhanden. Die grössten Werte des Verhältnisses Z bei der selben Lufttemperatur zeigen die Uebergangsmonate, vor allem der April.

4.4.5 Schlussfolgerung

Mehrjährige Mittel des prozentualen Schneeanteils am Monatsniederschlag lassen sich mit Hilfe des Verhältnisses der Anzahl der Tage mit Schnee und mit Niederschlag von 200 - 1800 m ü.M. Höhenlagen und verschiedenen Jahreszeiten anhand eines universalen, nicht linearen Ansatzes sehr gut abschätzen. Dagegen stellt die Lufttemperatur allein eine wesentlich schlechtere Einflussgrösse dar. Brauchbare Resultate sind erst in Höhenlagen über 500 m zu erwarten, jedoch nur dann, wenn die Jahreszeit oder die Höhe des Messplatzes mitberücksichtigt wird.

4.4.6 Literaturverzeichnis

AGETA, Y. et al. (1980): Mass balance of glacier AX010 in Sharong Himal., east Nepal during the summer monsoon season. Seppyo, Spec. No. 41, 34-41.

ANNALEN der Schweizerischen Meteorologischen (Zentral-)Anstalt, Zürich Jahrgänge 1959-1970.

ANTONIK, B. und W. BOER (1962): Der Schneeanteil am Niederschlag im Gebiet der Deutschen Demokratischen Republik. Z. Meteorol., 16 (9-10), 231-239.

BAGCHI, A.K. (1982): Orographic variation of precipitation in a high-rise Himalayan basin. In: Proc. Exeter Symp., Internat. Assoc. Hydrol. Sci. Publ. No. 138, 3-9.

BOGDANOVA, E.G. (1968): Estimation of wind loss in measurement of precipitation when calculating its long-term averages (norms) (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ. 215, 45-56.

CEHAK-TROCK, H. (1958): Der feste Niederschlag im Atlantischen Klimagebiet. Arch. Meteorol. Geophys. u. Bioklimatol., B.8(3-4), 352-368.

GLAZYRIN, G.E. (1970): Phase state of precipitation in mountains depending on surface air temperature (in Russian). Meteorol. Hydrol., 1, 30-34.

GREBNER, D. (1978): Zur Berechnung der Höhenlage des Ueberganges von festen in flüssigen Niederschlag. Z. Meteor. Geodyn., Heft 31, 22/1-6.

GRUNOW, J. (1954): Ueber die Bestimmung des Schneeanteils am Gesamtniederschlag. Geophysica Pura e Applicata, 27, 167-173.

JOSS, J. und Th. GUTERMANN (1980): Unterscheidung Regen/Schnee/Hagel und Verdunstungskorrektur im ANETZ (Vervielfältigung) Schweizerische Meteorologische Anstalt in Zürich, 12 S.

LAUSCHER, F. (1954): Klimatologische Probleme des festen Niederschlags. Arch. Meteorol. Geophys. Bioklimatol., B., 6 (1/2), 60-65.

LAUSCHER, F. (1982): Die Temperaturen der Termine mit Schneefall und Regen. Wetter und Leben, 34 (4) 241-245.

MAURER, J., R. BILLWILLER und C. HESS (1909): Das Klima in der Schweiz. Band 1, S. 85-87, Band 2, S.118-217, Huber & Co., Frauenfeld.

SCHUEPP, M. (1976): Niederschlag. Klimatologie der Schweiz, Teil 9-12, Heft 16/E, S. E/335-483, Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt, Zürich.

SEVRUK, B. (1981): Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers des Hellmann-Regenmessers im Sommerhalbjahr in der Schweiz. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Mitt. 52, 297 S.

-- (1982): Methods of correction for systematic error in point precipitation measurement for operational use. World Meteorol. Org., Operational Hydrol. Rep. 21, WMO-No. 589, 91 p.

-- (1983): Correction of measured precipitation in the Alps using the water equivalent of new snow. Nord. Hydrol., 14 (2), 49-58.

SEVRUK, B. (1984): Assessment of snowfall proportion in monthly precipitation in Switzerland. In: Proc. 18th Internat. Conference on Alpine Meteorology, 25-29 Sept. 1984, Opatija, Yugoslavia. Zbornik Meteoroloskih i Hidroloskih Radova, Belgrad, 10, 315-318.

SHVER, C.A. (1966): Problem of the inter-monthly relationship of the quantity and the number of days with solid, liquid and mixed precipitation (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 195, 81-87.

STEINACKER, R. (1983): Diagnose und Prognose der Schneefallgrenze. Wetter und Leben, 35 (2), 81-90.

UTTINGER, H. (1933): Die Schneehäufigkeit in der Schweiz. Annalen der Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt, 70, 7 S.

5. Besonderheiten der Niederschläge im Wald und Gebirge

5.1 Niederschlag im Wald

H. Geiger

Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf

Zusammenfassung: Die schweizerischen Untersuchungen und einige Ergebnisse über die Besonderheiten des Niederschlagsgeschehens im Walde wurden zusammengestellt. Wenn nun auch für verschiedene Waldbestände und Standorte die Grösse des Interzeptionsverlustes bekannt ist, so ist dessen Uebertragbarkeit auf andere Verhältnisse nur begrenzt.
Ueber die Höhe und Bedeutung des Interzeptionsgewinns liegen demgegenüber kaum Untersuchungen vor.

Résumé: Les données récoltées en Suisse ainsi que quelques résultats concernant les particularités du phénomène de précipitation en forêt ont été rassemblées. L'ampleur de la perte par interception dans différents peuplements et stations en forêt est certes connue, mais l'application à d'autres conditions n'est possible que dans certaines limites. Par contre, il n'existe guère de travaux relatifs à la grandeur et à l'importance du gain par interception.

Abstract: Studies in Switzerland on characteristics of precipitation in forest, together with some of the findings are compiled. Even when the extent of interception loss for particular stands and sites is known, the findings can only be applied to other situations to a limited degree. Little work has been carried out on the extent and significance of interception gain.

5.1.1 Einleitung

Die Erfassung des Niederschlagsprozesses ist im Freiland schon schwierig, doch noch vielfältiger stellen sich die Probleme durch das Einwirken der Vegetation.
Kommen Regentropfen mit festen Gegenständen in Berührung, so werden zwischen Luft, Wasser und festen Körpern Oberflächenspannungen mobilisiert, die das Wasser festhalten. Sublimations- und Kondensationsvorgänge bewirken ein Ausfällen von Wasserdampf, Kohäsions- und mechanische Kräfte halten Schneeflocken auf Blättern und Zweigen fest. Alle diese Vorgänge werden mit dem Begriff "Interzeption" zusammengefasst.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

Im Folgenden soll nun nicht mehr von der physikalischen Seite der Interzeption, sondern von der mengenmässigen Betrachtung ausgegangen werden. Dazu denke man sich einen Ausschnitt aus einem Waldbestand durch ein Kontrollvolumen A umschlossen, das seine obere Begrenzung über den höchsten Baumkronen und seine untere Begrenzung direkt oberhalb der Streuschicht hat (Abb. 5.1.1). Vernachlässigt man die Transpiration der Pflanzen und die Evaporation des Bodens, so lässt sich für ein abgeschlossenes Ereignis die folgende, vereinfachte Bilanzgleichung über die im Zeitraum Δt gefallenen Niederschlagsmengen aufstellen:

$$\underbrace{N_F + N_T}_{N_K} + N_S = N + I_G - I_V - I_R = N_B \qquad (1)$$

Es bedeutet *):

N_F: Durchfallender Niederschlag (Niederschlag, der ohne Kontakt mit der Vegetation durch den Pflanzenbestand zum Boden gelangt)

N_T: Abtropfender Niederschlag (Niederschlag, der nach Kontakt mit der Vegetation zum Boden gelangt)

N_S: Stammabfluss (Niederschlag, der an der Pflanze abfliessend zum Boden gelangt)

N : Freilandniederschlag (Niederschlag unmittelbar über dem Pflanzenbestand)

I_G: Interzeptions-Gewinn, auch horizontaler Niederschlag, das ist:
- abgesetzter Niederschlag (Wasser, das direkt an Gegenständen kondensiert oder sublimiert wie Tau, Reif)
- abgefangener Niederschlag (Wasser in flüssiger oder fester Form, das in der Atmosphäre kondensiert und überwiegend der Luftströmung folgend an Gegenstände gelangt ist, wie Nebelniederschlag, Rauhreif, Rauhfrost, Auskämmen von Schneeniederschlag)

I_V: Interzeptions-Verlust (Teil des Niederschlags, der infolge Interzeptionsverdunstung nicht die Bodenoberfläche erreicht)

I_R: Interzeptionsspeicherhöhe (Wasservolumen des an Pflanzenoberflächen infolge der Interzeption zum betrachteten Zeitpunkt vorübergehend gespeicherten Niederschlages)

N_B: Bestandesniederschlag

N_K: Kronendurchlass (Summe von abtropfendem und durchfallendem Niederschlag)

*) Die Definitionen entsprechen weitgehend denjenigen des Normenausschuss Wasserwesen, DIN 4049 (zitiert bei BRECHTEL, 1983)

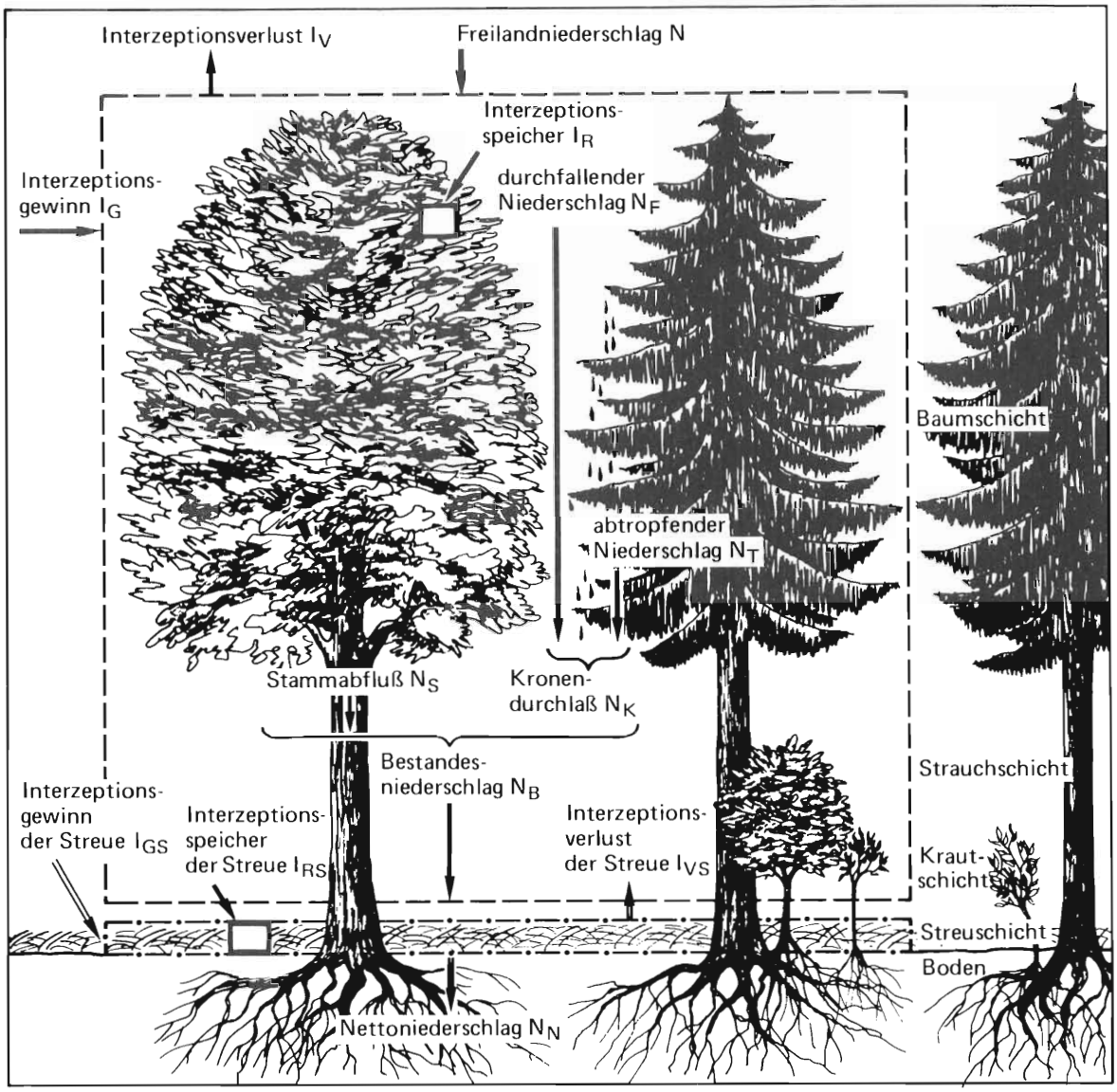

Abbildung 5.1.1
Schematische Darstellung eines Ausschnittes aus einem Waldbestand mit den Gliedern der Bilanzgleichungen. Gestrichelte Linie und einfache Pfeile: Kontrollvolumen A. Strichpunktierte Linie und doppelte Pfeile: Kontrollvolumen B.

Betrachtet man nun ein zweites Kontrollvolumen B (Abb. 5.1.1), das die auf dem Boden aufliegende Streuschicht einschliesst, so ergibt sich unter Vernachlässigung lateraler Flüsse eine weitere Bilanzgleichung

$$N_N = N_B + I_{GS} - I_{VS} - I_{RS} \qquad (2)$$

mit

N_N : Nettoniederschlag, der in den Mineralboden infiltriert

I_{GS}: Interzeptions-Gewinn der Streudecke

I_{VS}: Interzeptions-Verlust der Streudecke

I_{RS}: Interzeptions-Speicherhöhe der Streudecke

Richtigerweise müsste demnach der Interzeptionsverlust der Streudecke bei der Bilanzgleichung (1) dem Interzeptionsgewinn zugerechnet werden. Die Bilanzgleichungen können natürlich auch für ein Zeitintervall während eines Regenereignisses aufgestellt werden, wobei dann die Speicherhöhen durch die Speicherhöhenänderungen während des Zeitintervalles Δt ersetzt werden müssen. Ueber einen längeren Zeitraum betrachtet, verschwinden diese Speicherhöhenglieder allerdings.

Die Aufteilung der Niederschlagsbilanz auf 2 Teilbilanzen bzw. Kontrollvolumina erfolgt nicht nur aus anschaulichen Gründen, sondern rührt daher, dass die Vorgänge in der Streuschicht oft bereits als Bestandteil des Systems "Bodenwasserhaushalt" betrachtet werden, besonders wenn noch, wie in Hanglagen, laterale Flüsse auftreten. Für den Vergleich Freilandniederschlag-Bestandesniederschlag spielen die Vorgänge in der Streuschicht keine Rolle, doch ist es für viele ganzheitliche Betrachtungen wichtig, dass man nebst den Vorgängen in den Baumkronen und in der Strauch- und Krautschicht auch jene in der Streue miteinbezieht.

Da die Prozesse in der Schneedecke im allgemeinen nicht den Interzeptionserscheinungen zugerechnet werden - wenn auch der Schnee meist auf der Kraut- oder Streuschicht lagert - wird auch in dieser Arbeit die Schneedecke lediglich dann in Betracht gezogen, wenn sie zur Abschätzung der Schneeinterzeption des Bestandes dient.

Die Besonderheiten der Niederschläge im Walde sind mit einer bilanzmässigen Betrachtung nicht erschöpfend erfasst. Kleinräumig findet auch eine Umverteilung der Niederschlagsmengen statt und das Tropfenspektrum, d.h. die räumliche und zeitliche Verteilung der Regentropfen, bzw. Schneeflocken, wird verändert.

Um die Messergebnisse in Beziehung zum Bestand zu bringen, sollten über diesen quantitative Angaben gemacht werden können. Dazu verfügt die Forstwirtschaft über eine ganze Menge von Masszahlen. Leider sind die Untersuchungen hinsichtlich der Verwendung dieser Masszahlen nicht einheitlich, so dass es an dieser Stelle selbst zu weit führen würde, allein die hydrologisch bedeutendsten aufzuzählen und zu definieren. Der interessierte Leser muss aber ohnehin die Primärliteratur zu Rate ziehen, um eine richtige Interpretation der unten angeführten Ergebnisse vorzunehmen.

Auf die physikalischen und pflanzenphysiologischen Vorgänge, die den Interzeptionsprozess steuern wird nicht näher eingegangen, da dies nur im Zusammenhang mit der Evaporation und der Transpiration sinnvoll ist. (S. dazu etwa AUSSENAC, 1981 und ITEM, 1974, S. 204-205.)

5.1.2 Messmethoden

Die Messung von durchfallendem, abtropfendem und von Freilandniederschlag geschieht mit herkömmlichen Niederschlagsmessern. Die Messprobleme sind grundsätzlich dieselben, wenn auch mit unterschiedlicher Gewichtung (vgl. Abschnitt 3.1, SEVRUK 1985). Allerdings wird der Freilandniederschlag nicht über, sondern meistens in mehr oder weniger grosser Entfernung neben dem Bestand gemessen, wodurch schon das Problem der räumlichen Uebertragung und die Beeinflussung der Messung durch den Wind aufgeworfen ist (vgl. SEVRUK, 1973 und 1983). Im Bestandesinnern spielen diese Störungen eine untergeordnete Rolle, hingegen ist eine grössere Anzahl Messgeräte als im Freiland nötig, um die starke Variabilität der Nieder-

schlagsintensität im Bestande zu erfassen. So verwendete BORER (1982) auf einer Fläche von knapp 180 m^2 24 Geräte. Eine andere Möglichkeit besteht im Vergrössern der Auffangfläche der Messgeräte. MITSCHERLICH (1981, S. 198 ff) berichtet aus Deutschland über Messrinnen von 20 m Länge und 20 cm Oeffnungsweite. Niederschlag in Form von Schnee wird für Bilanzierungszeiträume von mehreren Tagen oder Wochen über die Veränderung des Wasseräquivalents der Schneedecke ermittelt. Tägliche Neuschneehöhen werden mit dem Schneebrett gemessen (vgl. Abschnitt 4.1, FÖHN, 1985). Um das Abfliessen von flüssigem Niederschlag zu verhindern, hat STROBEL (mündliche Mitteilung) weiss gefärbte, mit einem Rand versehene Kuchenbleche verwendet.

Stammabflussmessungen sind äusserst selten durchgeführt worden. BRÜLHART (1969) legte auf einer Fläche von 50 m^2 um alle 20 Bäume in 2 Spiralwindungen einen Profilgummi, der eine v-förmige Rinne bildete. Die Abdichtung geschah mit Baumwachs, so dass aller Stammabfluss aufgefangen und in einen Messbehälter geleitet werden konnte.

Noch spärlicher sind Angaben über die Messung von Tau, der etwa direkt auf genau definierte Platten aufgefangen und gewogen oder indirekt über die Messung des elektrischen Widerstandes taunasser Plättchen ermittelt wird (SCHMALTZ, 1969). Auf die Messung von Nebelniederschlag wird im Abschnitt 5.3 eingegangen (TURNER, 1985).
Die restlichen Grössen der Bilanzgleichungen lassen sich - wenn überhaupt - nur schwer messen und werden normalerweise aus diesen Gleichungen errechnet.

5.1.3 Schweizerische Messungen und einige Ergebnisse

Die ersten forstlich-meteorologischen Untersuchungen wurden auf Anregung von Kantonsforstmeister Fankhauser in den Jahren 1869-1888 in Bern, Interlaken und Pruntrut mit je einem Regenmesser im Freien und im Walde durchgeführt (WOLLNY, 1882). Im Jahre 1888 errichtete die damalige Schweizerische Centralanstalt für das forstliche Versuchswesen in Zusammenarbeit mit der Meteorologischen Centralanstalt auf dem Adlisberg bei Zürich und im Thurgauischen Haidenhaus oberhalb Steckborn zwei forstlich-meteorologische Stationen (BILLWILLER u. BÜHLER, 1891). In einer ersten Bearbeitung der Messungen stellte BÜHLER (1892) fest, dass der auf Schlagflächen durchfallende Niederschlag nur unbedeutend kleiner war, als im Freiland. Erst 40 Jahre später wertete BURGER (1931 und 1933) diese Messungen gesamthaft aus.
Ob dem Walde grundsätzlich eine niederschlagsvermehrende Wirkung zuzuschreiben sei, wurde schon früh untersucht. So analysierte LANDOLT (1890) die in den Jahren 1877-1888 im Kanton Zürich gemessenen Regenmengen hinsichtlich ihrer Höhenstufeneinteilung und dem Bewaldungsprozent. Er kam dabei zu folgender Erkenntnis: ".. im Kanton Zürich tritt der Einfluss des Waldes auf die Niederschlagsmenge anderweitigen, einflussreicheren Faktoren gegenüber, so stark zurück, dass ... keine massgebenden Schlüsse gezogen werden dürfen". In ähnlicher Weise untersuchte MOREILLON (1932) das Mittelland und kam zu den gleichen Folgerungen wie LANDOLT. MOREILLON löste allerdings mit seinen Untersuchungen verschiedene Diskussionen aus, die bemängelten, dass die Untersuchungen abgesetzten und abgefangenen Niederschlag nicht berücksichtigten (s. J. for. suisse, Jg. 83, 1932). Tatsächlich sind bis heute fast keine schweizerischen Messungen über Nebel- oder gar Tauniederschläge bekannt geworden, obschon in umliegenden Ländern z.T. erhebliche Interzeptionsgewinne errechnet wurden, so am Hohen-

Tabelle 5.1.1 Resultate schweizerischer Untersuchungen

Bestand (Altersangabe zu Beginn der Messungen)	Lokalität	Höhe (m ü.M.)	mittlerer Jahresniederschlag (mm)	Interzeptionsverlust in Prozent des Freilandniederschlages			maximale Interzeptionsspeicherhöhe für Einzelereignisse				Anzahl Messgeräte		Messdauer	Quellenangabe
				Sommerhalbjahr	Winterhalbjahr	Jahresmittel	Sommerhalbjahr		Winterhalbjahr		Freiland	Bestand		
							Freilandniederschlag (mm)	Interzeptionsspeicherhöhe (mm)	Freilandniederschlag (mm)	Interzeptionsspeicherhöhe (mm)				
50jähriger, etwas lichter Lärchenbestand	Interlaken	800	1579	16	–	15	–	–	–	–	1	1	1869–1880	WOLLNY 1882
40jähriger, reiner Fichtenbestand mit gutem Schluß	Bern	500	1381	19	–	23	–	–	–	–	1	1	1869–1880	WOLLNY 1882
50- bis 60jähriger, gut geschlossener reiner Buchenbestand	Pruntrut	450	1927	10	–	10	–	–	–	–	1	1	1869–1880	WOLLNY 1882
50jähriger Buchenbestand	Haidenhaus bei Steckborn	480	896	31	18	26	37	10	–	–	1	1	1891–1895	BURGER 1933
40jähriger Fichtenbestand	Haidenhaus bei Steckborn	480	896	48	49	48	37	14	–	–	1	1	1891–1895	BURGER 1933
20jähriger Buchenbestand	Adlisberg bei Zürich	670	696*	25	–	–	40	9	–	–	1	1	1889–1928	BURGER 1931
reiner Fichtenbestand	Brandiswald i.E.	930	1246	–	–	29	–	–	–	–	1	1	1929–1936	BURGER 1951
Femelschlaglücke	Brandiswald i.E.	930	1135	–	–	15	–	–	–	–	1	1	1936–1949	BURGER 1951
Plenterwald	Brandiswald i.E.	930	1135	–	–	47	–	–	–	–	1	1	1936–1949	BURGER 1951
35jähriger Buchenmischwald	Buchberg bei Marthalen	425	935	25	–	–	–	–	–	–	5	40	1965–1966	BRÜLHART 1969
150jähriger Föhrenbestand, licht geschlossen	Winzlerboden bei Rheinau	365	802	25	–	–	–	–	–	–	5	8	1966	BRÜLHART 1969
80jähriger Fichten-Douglasienbestand	Möhlin	335	968	25	–	–	24	9	38	8	10	37–74	1971–1972	GERMANN 1976
80jähriger Fichten-Douglasienbestand	Möhlin	335	968	–	–	20	52	8	47	15	1	24	1975–1976	BORER 1982
90jähriger Buchenmischwald	Laufenburg	305	–	–	–	41	–	–	–	–	12	20	1979–1980	VOGELSANGER 1983
90jähriger Fichten-Tannenwald	Meggen	612	1148	23	–	–	75	14	–	–	3	27	1976–1977	GREMINGER 1982
mehrstufiger, lockerer Nadelholzbestand	Alptal	1360	–	–	–	–	–	–	101	21	–	–	1978	STROBEL 1979
dichter, einstufiger Nadelholzbestand	Alptal	1360	–	–	–	–	–	–	108	33	–	–	1978	STROBEL 1979
Laubholzbestand	Abist bei Marthalen	410	935	17	–	–	–	–	–	–	–	–	1976	RICHARD und LÜSCHER 1983
Waldhirsen-Buchenwald	Langenthal	525	1154	38	–	–	–	–	–	–	–	–	1978	LÜSCHER und RICHARD 1981

* mittlerer Sommerniederschlag

peissenberg (Bayern) in 960 m ü.M. 42 Prozent und am Hohen Sonnenblick (Hohe Tauern) auf 3103 m ü.M. sogar 176 Prozent eines Jahresniederschlages (BLÜTHGEN u. WEISCHET, 1980 S. 267; vgl. auch Abschnitt 5.3, TURNER, 1985).
Eine Fortsetzung der forstlich-meteorologischen Studien erfolgte im Brandiswald zwischen Bigenthal und Obergoldach im Emmental (BURGER, 1951). Neuere Angaben entstammen fast ausschliesslich Arbeiten, die an der Professur für Bodenphysik im Fachbereich des Instituts für Wald- und Holzforschung der ETH-Z, durchgeführt worden sind. So veröffentlichte BRÜLHART (1969) die ersten Angaben über den Stammabfluss, der bei den vorangehenden Autoren vernachlässigt worden war. Für die Sommermonate April bis November stellte er im Laubholz-Mischbestand "Buchberg" bei Marthalen aus ca. 35jährigem Stangenholz einen Stammabfluss von 13 Prozent des Freilandniederschlages fest. Seine Versuchsresultate über die Interzeption finden sich zusammen mit den Messungen anderer Autoren in der Tabelle 5.1.1.
Die Tabellenwerte geben lediglich eine Grössenordnung der Interzeptionsverluste an. Sie müssen für eine genauere Interpretation sorgfältig geprüft werden.
Schon BÜHLER (1892) und später auch BURGER (1931, 1933) haben ihre Messungen hinsichtlich der Niederschlagsstärke und der jahreszeitlichen Verteilung ausgewertet, wobei sich mehr oder weniger straffe Zusammenhänge ergaben. MITSCHERLICH (1981, S. 194-222) berichtet ausführlich über ausländische Untersuchungen, die die Interzeptionsvorgänge in Beziehung zu Art, Struktur und Temperatur des Regens, der Windverhältnisse, der Menge, Grösse, Anordnung und Elastizität der Blätter und auch der Wachsbeschichtung der Blattoberflächen setzten.

Die Niederschläge können auch direkt pflanzenschädigend sein. So berichtet BUCHER (1979) über einen verheerenden Hagelschlag bei Sempach aus dem Jahre 1954. Eine breite Literaturzusammenstellung über die wechselseitigen Beziehungen zwischen Schnee und Pflanze verfasste FREY (1977), wobei auch auf Schneebrüche, d.h. Vegetationsschäden infolge Schneelasten und Rauhreifschäden eingegangen wird.

5.1.4 Schlussfolgerungen

Mit einem Anteil in der Grössenordnung von 10 bis 50 Prozent des Jahresniederschlages erhält der Interzeptionsverlust im Rahmen des Pflanzen- und Bodenwasserhaushaltes einen beachtlichen Stellenwert. Es besteht also sicher ein grundsätzliches Interesse, den Interzeptionsvorgang quantitativ, aber auch prozessmässig, besser zu kennen. Leider sind die vorliegenden Ergebnisse der in- und ausländischen Interzeptionsstudien für den Praktiker kaum direkt verwendbar, so dass eine zusammenfassende, anwendungsorientierte Aufarbeitung dieses Untersuchungsmaterials, allenfalls verbunden mit standortsspezifischen Eichmessungen, einem Bedürfnis entspricht. Dabei sollten vor allem Hilfen zur Lösung besonderer Problemstellungen gegeben werden können. Man denke etwa an die Frage, wie ein bestimmter Standort forstwirtschaftlich behandelt werden soll, um eine minimale oder maximale Tiefensickerung oder einen minimalen oder einen maximalen Nettoniederschlag zu erreichen. Damit können Aufgaben wie Grundwasseranreicherung, Wasserversorgung von Pflanzen an Trockenstandorten, Verminderung schädlicher Bodennässe im Zusammenhang mit Hangrutschungen oder forstlichen Bodenverbesserungen, usw., besser gelöst werden (vgl. etwa BRECHTEL und PAVLOV, 1977).

Im Zusammenhang mit dem aktuellen Phänomen "Waldsterben" sind auch die Kenntnisse über den Fremd- und Schadstoffeintrag durch den Niederschlag zu erweitern (vgl. Abschnitt 9.2, ZOBRIST, 1985). Diesbezügliche Messungen sind im Rahmen des Nationalen Forschungsprogramms "Waldschäden und Luftverschmutzung" vorgesehen.

Weitere Forschungsaufgaben sollten sich mit der Auftretenshäufigkeit von Hagelschlägen, Schnee- und Eisbrüchen im Zusammenhang mit ihrer waldbaulichen Bedeutung befassen. Kaum bearbeitet wurden auch die Probleme um die Veränderung des Tropfenspektrums innerhalb eines Bestandes und dessen Einfluss auf Oberflächenabfluss und -erosion.

5.1.5 Literatur

AUSSENAC, G., 1981: L'interception des précipitations par les peuplements forestiers. Houille blanche, Nr. 718: 531-536.

BILLWILLER, R., und BÜHLER, A., 1891: Die forstlich-meteorologischen Stationen. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Mitt. 1, 2/3: 193-200.

BLÜTHGEN, J., und WEISCHEL, W., 1980: Allgemeine Klimageographie. 887 S. Berlin, de Gruyter.

BORER, F., 1982: Zum Wasserhaushalt einer dominierenden Douglasie in einem Waldbestand. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Mitt. 58, 1: 1-162.

BRECHTEL, H.M., und PAVLOV, M.B., 1977: Niederschlagsbilanz von Waldbeständen verschiedener Baumarten und Altersklassen in der Rhein-Main-Ebene. Arb. Pap. d. KWK, Bonn.

BRECHTEL, H.M., 1983: Interzeption. Manuskript, 19 S.

BRÜLHART, A., 1969: Jahreszeitliche Veränderungen der Wasserbindung und der Wasserbewegung in Waldböden des schweizerischen Mittellandes. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Mitt. 45, 2: 125-232.

BUCHER, H., 1979: Ein Hagelschlag und seine Folgen auf den Wald. Schweiz. Z. f. Forstw., 130: 560-567.

BÜHLER, A., 1892: Die Niederschläge im Walde. 1. Mitteilung. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., 2, 1/2: 127-160.

BURGER, H., 1931: Waldklimafragen, 1. Mitteilung: Meteorologische Beobachtungen im Freien und in einem Buchenbestand. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., 17, 1: 92-149.

BURGER, H., 1933: Waldklimafragen, 2. Mitteilung: Meteorologische Beobachtungen im Freien, in einem Buchen- und einem Fichtenbestand. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., 18, 1: 7-54.

BURGER, H., 1951: Waldklimafragen, 4. Mitteilung: Meteorologische Beobachtungen im Brandiswald. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., 27: 19-75.

DIN 4049: Teil 1: Hydrologie. Begriffe, quantitativ. Beuth, Berlin.

ENGLER, A., 1919: Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., 12: 1-626.

FÖHN, P., 1985: Besonderheiten des Schneeniederschlages. In: Beitr. Geol. Schweiz, Hydrologie, Nr. 31, 87-96, Fig., Graph.

FREY, W., 1977: Wechselseitige Beziehungen zwischen Schnee und Pflanze - eine Zusammenstellung anhand von Literatur. Mitt. d. eidg. Inst. Schnee- u. Lawinenforsch., Nr. 34: 1-223.

GERMANN, P., 1976: Wasserhaushalt und Elektrolytverlagerung in einem mit Wald und einem mit Wiese bestockten Boden in ebener Lage. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Mitt. 52, 3: 163-309.

GREMINGER, P., 1982: Physikalisch-ökologische Standortsuntersuchung über den Wasserhaushalt im offenen Sickersystem Boden unter Vegetation am Hang. Diss. ETH Zürich Nr. 7023.

ITEM, H., 1974: Ein Modell für den Wasserhaushalt eines Laubwaldes. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Mitt. 50, 3: 137-331.

LANDOLT, E., 1890: Niederschlagsmengen auf den Regenstationen des Kantons Zürich und seiner Umgebung in den Jahren 1877-1888. Schweiz. Z. f. Forstw. XV: 12-18.

LÜSCHER, P. und RICHARD, F., 1981: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz, dargestellt an einer Toposequenz bei Langenthal. Mitteilgn. Dtsch. Bodenkundl. Gesellsch., 32: 91-98.

MITSCHERLICH, G., 1981: Wald, Wachstum und Umwelt. Bd. 2, 363 S., Frankfurt/M., Sauerländer.

MOREILLON, M., 1932: Pluviosité et taux de boisement du plateau suisse. J. for. suisse. 83: 13-19.

RICHARD, F. und LÜSCHER, P., 1983: Physikalische Eigenschaften von Böden der Schweiz. Band 3. Birmensdorf, Eidg. Anst. forstl. Versuchswesen.

SCHMALTZ, J., 1969: Die Bedeutung des Waldes für den Wasserkreislauf. Sammelreferat. Forstarchiv 40, 1: 132-147.

SEVRUK, B., 1973: Einfluss des wachsenden Waldes auf die Niederschlagsmessung im Einzugsgebiet der Baye de Montreux. Wetter und Leben, 25, 1/2: 1-6.

SEVRUK, B., 1983: Genauigkeit der konventionellen Regenmessung. Mitt. Inst. Wasserwirtsch Hydrol. u. landw. Wasserbau, Univ. Hannover, 52: 27-39.

SEVRUK, B., 1985: Systematischer Niederschlagsmessfehler in der Schweiz. In: Beitr. Geol. Schweiz, Hydrologie, Nr. 31, 65-75, Fig., Graph.

STROBEL, T., 1979: Schneeinterzeption in Fichtenbeständen in den Voralpen des Kantons Schwyz. In: Mountain forests and avalanches, Proc. of the Davos semin., Sept. 25-28, 1978, S. 63-79, Bern, EDMZ.

TURNER, H., 1968: Der heutige Stand der Forschung über den Einfluss des Waldes auf das Klima. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Ber. Nr. 8: 39-56.

TURNER, H., 1985: Nebelniederschlag. In: Beitr. Geol. Schweiz, Hydrologie, Nr. 31,159-161, Fig., Graph.

VOGELSANGER, W., 1983: Untersuchung über den Wasserhaushalt eines zweischichtigen Bodenprofils unter Waldbestockung. Dargestellt an einer sandigen Parabraunerde über Schotter. Diss. ETH Zürich Nr. 7307.

WOLLNY, E., 1882: Vergleichende forstlich-meteorologische Beobachtungen im Kanton Bern. Mitgetheilt im Auftrage der Direktion der Domänen und Forsten von Fankhauser, Kantonsforstmeister. Forsch. a. d. Gebiet der Agrikult.-Phys. 5: 316-331.

ZOBRIST, J., 1985: Niederschlagschemismus. In: Beitr. Geol. Schweiz, Hydrologie, Nr.31, 251-259, Fig., Graph.

5.2 Höhenabhängigkeit der Niederschläge

H. Lang

Abt. Hydrologie/Geographisches Institut der ETH Zürich

Zusammenfassung: Das Problem des Niederschlags in seiner Beziehung zur Meereshöhe stellt sich bei praktisch allen gebietshydrologischen Aufgaben im Alpenraum, sei es bei der Vorhersage von Hochwasserabflüssen oder zur Aufstellung von Wasserbilanzen über grössere Zeitperioden.
Der Mangel an Messstationen in den höheren Regionen führt in allen Hochgebirgen der Erde zu einer starken Unsicherheit in der Abschätzung der Niederschlagsmengen dieser Gebiete. Dazu kommt die stark verminderte Genauigkeit der Niederschlagsmessungen an den höher gelegenen Stationen, wo relativ hohe Windgeschwindigkeiten und ein hoher Anteil Schnee am Gesamtniederschlag den Messvorgang systematisch beeinträchtigen. Wegen dieser Schwierigkeiten war es bisher nicht möglich, einwandfrei gesicherte Beziehungen der Zunahme des Niederschlages mit der Höhe aufzustellen. Deshalb sind wir auch nicht in der Lage, die Frage nach der Höhenzone des maximalen Niederschlages im Alpenraum abschliessend zu beantworten. Die aus der Literatur bekannten Angaben, die sich alle auf die beobachteten Niederschläge stützen, sind i.a. langjährige und räumliche Mittelwerte. Sie gelten nicht für Einzelereignisse und können auch nicht ohne weiteres auf andere Gebiete übertragen werden.

Résumé: Le problème des précipitations et leur relation avec l'altitude se pose dans toutes les questions hydrologiques régionales, que se soit pour la prévision de débits de crues ou pour la détermination de bilans hydriques pour de longues périodes.
Le manque de stations de mesures en altitude est une importante lacune pour la détermination des quantités de précipitations pour ces régions. A cela s'ajoute l'inexactitude des mesures de précipitations pour les stations en altitude, où les grandes vitesses de vent ainsi que la forte part de neige des précipitations totales nuisent systématiquement au procédé de mesure. A cause de ces difficultés il n'a jusq'à présent pas été possible d'établir parfaitement des relations exprimant l'accroissement des précipitations avec l'altitude. Nous ne sommes ainsi pas encore capable de déterminer dans quelle tranche d'altitude l'on trouve les précipitations maximales dans les Alpes. Les indications que l'on trouvent dans la littérature se basent toutes sur des observations de précipitations, qui sont en général des valeurs moyennes pluri-annuelles et spatiales. Elles ne sont pas valables pour des cas isolés et ne peuvent ainsi pas sans autre être utilisées dans d'autres régions.

Abstract: Precipitation in relation to altitude. The relation of precipitation to altitude is a general problem of mountain hydrology. It has to be considered in the forecasting of floods as well as in the assessment of the water balances in the longterm scale range. The scarcity of observations in the higher elevations causes great uncertainty in the estimation of precipitation in mountain regions. In addition, the precipitation measurements at high altitude sites are generally low in accuracy, because of the systematic influence of wind velocity, which is increasing the deficit of catch of precipitation gages with increasing

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

percentage of snow. Till now it was not possible to establish reliable and accurate relations between precipitation and elevation for the different regions in the Alps. For the same reason the question on the altitude zone of maximum precipitation is still open. Longterm average precipitation-elevation gradients can not be transfered from one region to the other, and they may be very different from gradients of short--time events.

5.2.1 Kurzer Ueberblick über die wichtigsten physikalisch-klimatologischen Faktoren, welche die Variation der Niederschläge mit der Höhe bestimmen

Die gesetzmässige Abnahme der Lufttemperatur mit der Höhe bewirkt, dass mit zunehmender Höhe die Intensität und die Häufigkeit der Kondensationsprozesse und der Niederschlagsbildung zunimmt. Die gleichzeitige, stetige Abnahme des Wasserdampfdrucks mit der Höhe bewirkt andererseits, dass sich eine Höhenzone maximalen Niederschlages einstellen muss, die sich mit der Variation der vertikalen Verteilungen von Temperatur und Dampfdruck entsprechend verlagern wird. Damit ist auch der Einfluss der Wetterlagen und der Jahreszeiten auf die vertikale Verteilung des Niederschlages zu verstehen. In diesem Zusammenhang ist ein weiteres Niederschlags-physikalisches Charakteristikum zu berücksichtigen: Die Niederschlagsbildung erfolgt in unseren Breiten vorwiegend über die Eisphase. Da die Differenz zwischen dem höheren Sättigungsdampfdruck über Wasser und dem niedrigeren über Eis bei -12 Grad Celsius (Möller 1953; Joss und Gutermann, 1984) ein Maximum erreicht, ist der Prozess der Niederschlagsbildung in diesem Temperaturbereich besonders wirksam. Damit ist ein weiterer Hinweis für einen bevorzugten Höhenbereich der Niederschlagsbildung gegeben. Unsere höchsten Alpenregionen sind unter dem gegebenen Klima vermutlich in der Nähe des Niederschlagmaximums.

Weitere höhenabhängige Vorgänge:

- In den mittleren Breiten, d.h. auch im Alpenraum, sind die Niederschläge vorwiegend advektiv bedingt. Wegen der mit der Höhe zunehmenden Strömungsgeschwindigkeit nimmt die Wasserdampfzufuhr und damit die Niederschlagsbildung bis zu einer gewissen Höhe zu.

- Ein Teil der Niederschlagsprodukte kann während des Fallens wieder verdunsten.

- Einfluss der Orographie: Vor allem an den luvseitigen Gebirgsrändern bewirken Staueffekte eine Beschleunigung des Hebungsvorganges und damit eine verstärkte Niederschlagstätigkeit in diesen Bereichen des alpinen Raumes. Der gesamte orographische Einfluss eines Hochgebirges wie der Alpen auf die atmosphärische Zirkulation und damit auch auf die Niederschlagsbildung ist sehr komplex und noch Gegenstand von Forschungsarbeiten (so z.B. im Rahmen des 1982 durchgeführten internationalen ALPEX-Projekt). In diesem Zusammenhang muss es genügen, darauf hinzuweisen, dass jede Beziehung zwischen Niederschlag und Meereshöhe, die sich auf lokale Niederschlagsdaten stützt, bestenfalls regionale, wenn nicht nur lokale Gültigkeit haben kann wegen der
  a) von Ort zu Ort oft sehr unterschiedlichen orographischen Einflüsse
  b) der für die einzelnen Regionen der Alpen unterschiedlichen Niederschlags-Wetterlagen und damit auch unterschiedlichen Luftmassen.

- Die Vegetation kann aus durchziehenden Wolken direkt Nebeltröpfchen "auskämmen" und in Höhenzonen mit grosser Häufigkeit von Nebelbildung zusätzlichen Niederschlag einbringen. Wälder, insbesondere Nadelhölzer, sind hier besonders effizient (s.a. Grunow u. Tollner, 1969).

Die entsprechend den genannten Punkten mit der Meereshöhe zunehmenden Niederschläge zeigen sich vor allem in den Monats- und Jahressummen und weniger in den Einzelereignissen. Dies hängt auch damit zusammen, dass die Zahl und die Andauer der Niederschlagsereignisse mit zunehmender Höhe zunimmt. Die Zahl der Tage mit Niederschlag beträgt im langjährigen Mittel z.B. (Klimatologie der Schweiz, 1975):

Im Thurgebiet :	Säntis	(2500 m ü.M.):	197 Tage im Jahr
	Urnäsch	(840 m ü.M.):	169 Tage im Jahr
Im Rhonegebiet:	Gr.Dixence	(2166 m ü.M.):	145 Tage im Jahr
	Sion	(483 m ü.M.):	108 Tage im jahr

5.2.2 Zusammenstellung der wesentlichen Ergebnisse bisheriger Untersuchungen

Jahresniederschläge

Die Messungen bestätigen im allgemeinen eine Niederschlagszunahme mit der Höhe. Uttinger (1951) bestimmte aufgrund aller verfügbaren Stationen für den schweizerischen Alpenraum die mittlere Zunahme des Jahresniederschlages mit der Höhe, getrennt für Alpen-Nordseite, inneres Alpengebiet und Tessin. Seine Ergebnisse sind in Tabelle 1 wiedergegeben.

Tabelle 5.2.1 Mittlere Zunahme des Jahres-Niederschlages mit der Meereshöhe im schweizerischen Alpenraum nach Uttinger (1951)

	Höhenbereich m ü.M.	Zunahme des Niederschlages in mm pro 100 m Höhe
Alpen - Nordseite	380 - 1700	85
	1700 - 3810	57
	380 - 3810	75
Inneres Alpengebiet	420 - 1700	27
	1700 - 3810	99
	420 - 3810	73
Tessin	280 - 2800	24

Die Ergebnisse liegen zwischen 24 und 99 mm/100 m Höhe Niederschlagszunahme und zeigen starke regionale Unterschiede, sowie grosse Unterschiede in verschiedenen Höhenbereichen.

Damit ist bereits deutlich, dass es keine allgemein gültige klimatologische Niederschlags-Höhe-Beziehung geben kann. Hier muss auch die Frage aufgeworfen werden, über welche horizontale Distanz die Niederschlagsstationen zur Ermittlung von solchen Gradienten verwendet werden sollen.

Wenn wir uns z.B. vom Alpenrand in einem Profil gegen den zentralalpinen Raum bewegen, folgt ja auf den Höheneffekt und Staueffekt im randalpinen Bereich der umgekehrt wirkende Abschattungseffekt im inneren Alpenraum, vor allem, solange sich die Stationen in Tallagen befinden. In Einzelfällen wird sich hier sogar eine Abnahme des Niederschlages mit der Meereshöhe zeigen, wenn entsprechende horizontale Distanzen betrachtet werden.

Im Zusammenhang mit ihren Berechnungen des Wasserhaushaltes der Alpen haben Baumgartner, Reichel und Weber (1983) die Zunahme des Niederschlages mit der Meereshöhe eingehend diskutiert und ebenfalls erkennen müssen, dass wir die Niederschläge in grossen Höhen nicht genau kennen. Unter Verwendung der Wasserhaushaltsgleichung für die verschiedenen Einzugsgebiete wurden für den ganzen Alpenraum Niederschlagskarten konstruiert. Für die Untersuchung des vertikalen Niederschlagsgradienten wurden Messwerte von horizontal möglichst wenig entfernten Stationen in Hochlagen und Tälern herangezogen. Wo diese nicht ausreichten, wurden hilfsweise Zahlenwerte aus der Niederschlagskarte 1:500 000 (Zeitraum 1931-1960) zusätzlich verwendet. Für das gesamte Alpengebiet wurden so 460 Punkte in die Untersuchung einbezogen. Für die einzelnen Gebirgszonen ergaben sich mittlere vertikale Niederschlagsgradienten von 43 bis 70 mm N-zunahme pro 100 m Höhen-zunahme mit einem Mittelwert für den gesamten Alpenraum von 57 mm/100 m. Dieser Wert ist nach den Autoren etwas geringer als der von Ekhardt (1940) für die Ostalpen errechnete Wert von 68 mm/100 m, weil der Gradient in den Westalpen vor allem nach Süden hin regional bis auf 43 mm /100 m heruntersinkt. Der Bereich der Jahres--Gradienten erweitert sich bei stärkerer Unterteilung der Zonen auf 27-87 mm/100 m und erreicht etwa den von Uttinger (1951) ermittelten Bereich. Der hohe Wert von 87 mm/100 m wird als Mittelwert im Wallis erreicht, wo die Talsohle besonders stark von der Abschirmung durch hohe Gebirgsmassive betroffen ist.

In diesem Zusammenhang ist festzustellen, dass grundsätzlich bei solchen regionalen Vergleichen eigentlich ein standardisierter mittlerer Niederschlags-Höhengradient $(\frac{\Delta N}{\Delta Z})^*$ verwendet werden sollte, also z.B.:

$$(\frac{\Delta N}{\Delta Z})^* = (\frac{N_2 - N_1}{Z_2 - Z_1}) \Big/ \frac{N_2 + N_1}{2}$$, wobei $\frac{N_2 + N_1}{2}$ den mittleren Niederschlag des Höhenprofils repräsentieren soll (Die Angaben können auch in Prozenten erfolgen).

In den "Regionalen Klimabeschreibungen" (Schweiz.Meteorol. Anstalt, 1978), werden ebenfalls die regionalen Unterschiede in der Niederschlags-Höhen-Beziehung N(z) herausgestellt. Als Beispiel ist Fig. 1 wiedergegeben aus der wir noch einmal deutlich die extreme Situation im Wallis und im Tessin erkennen, dazwischen die eher "mittleren" Verhältnisse der NE-Schweiz.

Im Zusammenhang mit Untersuchungen über die Niederschlagsmessfehler befasste sich Sevruk (1975) auch mit dem Einfluss von Gerätetyp und Exposition der Messstellen. Diese messbedingten Schwierigkeiten sind ein permanentes Problem bei der weiteren Verwendung und Interpretation der Messdaten und können unter gewissen Umständen auch die gesuchten N(z) Beziehungen stark verfälschen, wie an einem Beispiel aus dem Gebiet der Baye de Montreux gezeigt wird.

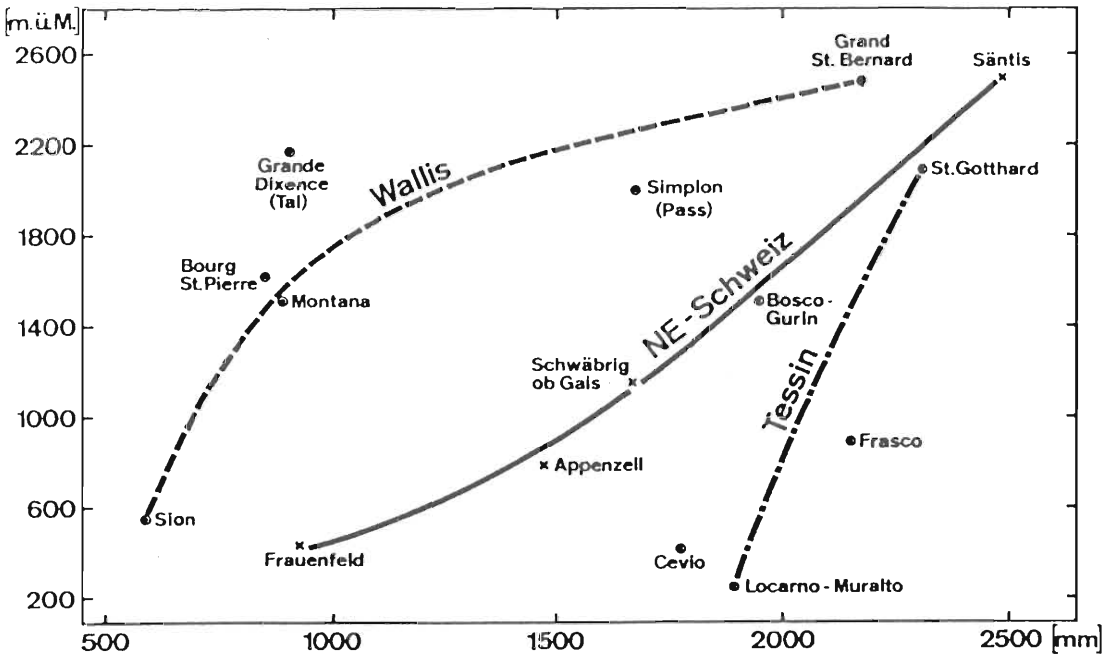

Fig. 5.2.1 Höhenabhängigkeit der Niederschläge für drei verschiedene Gebiete der Schweiz.(Aus: Klimatologie der Schweiz, 1978)

Wenn man von den möglichen Messfehlern absieht, sind extreme Gradienten u.a. dort zu erwarten, wo klimatisch verschiedene Zonen aneinander grenzen. So geben Baumgartner et al. (1983) verschiedene Beispiele, aus denen folgende herausgegriffen seien:

a) Grenzkamm (3330 m ü.M.)
   Gradient gegen die Nordseite nach Zermatt (1950 m ü.M.): 126 mm/100 m
   Gradient gegen die Südseite nach Ovesca (800 m ü.M.) : 51 mm/100 m
b) Malojapass (1880 m ü.M., relativ trocken)
   Gradient gegen das Bergell (330 m ü.M.) : -1 mm/100 m

Methodisch interessant ist eine Arbeit von DeMontmollin et al. (1980), welche für ein Gebiet von ca. 1600 km^2 in der Westschweiz eine Niederschlagskarte erstellten; dabei untersuchten sie den Einfluss der Glättung des Reliefs auf die Beziehung zwischen Niederschlags-Jahresmittel und Meereshöhe. Die beste lineare Regression wurde bei einer gleitenden Mittelung über 7 km erhalten.

Niederschläge über kürzere Perioden als 1 Jahr

Die Höhenabhängigkeit der Niederschläge für Monatswerte, Tagesniederschläge oder Einzelereignisse wurde relativ wenig untersucht. Aus dem Entstehungsmechanismus von konvektiven Starkregen ist allgemein zu erwarten, dass bei solchen Ereignissen im Vergleich zu advektiven Niederschlägen die Meereshöhe kein wesentlicher Faktor für die Niederschlagsmenge sein sollte. Zeller und Gensler (1980) haben zwei Alpen-Querpro-

file der mittleren Jahresniederschläge sowie der 100-jährlichen Starkregen über 1 Monat, 1 Tag und 1 Stunde analysiert. Dabei zeigte sich, dass vor allem die 1-stündigen maximalen Niederschläge praktisch unabhängig von der Höhenlage sind. Geiger et al. (1984) kommen in ihrer Analyse der 100-jährlichen Tageswerte der Starkregen zur selben Schlussfolgerung für den Höhenbereich bis ca. 2600 m ü.M. Andererseits hat die Analyse von grossräumig atmosphärisch bedingten advektiven Starkniederschlägen durch Grebner et al. (1980) ebenfalls gezeigt, dass die in solchen Fällen herrschende synoptische Situation die räumliche Verteilung des Niederschlages so stark bestimmen kann, dass der Höheneinfluss auch hier in bestimmten Fällen nicht mehr erkennbar ist.

Im Winterhalbjahr sind die Niederschläge im Alpenraum vorwiegend durch zyklonale Advektion bestimmt, während im Sommer konvektive Vorgänge mitspielen. Dies muss sich im Mittel auch in der Niederschlags-Höhe-Beziehung auswirken. Havlik (1974) konnte anhand der Niederschläge einiger ausgewählter Alpenstationen zeigen, dass in den Wintermonaten Dezember bis Februar die Zunahme des Niederschlages mit der Höhe stärker ist als im Sommer. In den Monaten Juni bis August zeigte sich bei Gewitterniederschlägen häufig sogar eine Umkehr des vertikalen Niederschlagsgradienten.

Mit der Frage der Höhenstufe maximaler Niederschlagssummen im Schweizer Alpenraum befasste sich eingehend Havlik (1969). Die kombinierte Analyse von vertikalen Profilen der Niederschlagsmengen und vertikalen Profilen des Produktes $s \cdot v$ (s spezif. Feuchte, v Windgeschwindigkeit) an Hand von Radiosondendaten (Payerne und Milano) zeigte, dass N(z) hauptsächlich durch $s \cdot v$ erzeugt wird. Dabei wird an Tagen mit starker Zunahme des Niederschlags mit der Höhe das Niveau der maximalen Wasserdampf- Advektion von normalerweise ca. 1500 m auf ca. 3000 m ü.M. angehoben.

Diskussion der vorliegenden Angaben über N (z)

Wegen der grossen Unsicherheit der Niederschlagswerte vor allem in den Hochlagen der Alpen wurde im vorangehenden Abschnitt auf weitere Detailangaben verzichtet. Die wesentlichen Unterschiede bei Jahreswerten im vertikalen Niederschlagsgradienten N (z) zwischen den klimatischen Regionen sind im schweizerischen Alpenraum deutlich zu erkennen: Hohe Gradienten vor allem im Bereich der relativ trockenen zentralalpinen Täler infolge Abschirmung durch die höchsten Bergketten auf beiden Seiten. Der markante Unterschied zwischen Nordalpen und Südalpen ist wahrscheinlich eine Folge der verschiedenen Niederschlagstypen (z.B. verschiedene Anteile advektive/konvektive Ereignisse; Intensität; unterschiedliche Luftmassen; etc.). Ausserdem spielen auch die Unterschiede in der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge und topographische Besonderheiten mit.

5.2.3. Schlussfolgerungen und Empfehlungen

Die Kenntnisse über die Beziehungen zwischen Niederschlag und Meereshöhe sind durch den Mangel an Messstationen im Hochgebirge und durch die besonderen Schwierigkeiten der N-Messung in höheren Lagen immer noch stark eingeschränkt. Bei allen Extrapolationen von tiefer gelegenen auf die höher gelegenen Zonen ist die Verwendung langjähriger und grossräu-

miger Mittelwerte des vertikalen Niederschlagsgradienten nur als Notbehelf zu betrachten. Wenn möglich, sind lokale oder zumindest die regionalen klimatischen Charakteristiken zu berücksichtigen. Bei Einzelereignissen muss damit gerechnet werden, dass die spezifische synoptische Wettersituation und lokale orographische Einflüsse die mittlere klimatische Zunahme des Niederschlages mit der Höhe völlig überspielen.

Zur Verbesserung der Kenntnisse sollten im Hochgebirge über eine begrenzte Zeit weitere Niederschlagstotalisatoren eingesetzt werden zur Messung der Sommerniederschläge. Gewisse Möglichkeiten ergeben sich durch Korrekturverfahren, welche den Anteil des Schnees am Gesamtniederschlag berücksichtigen (Sevruk 1984); wie weit diese auf ganzjährige Totalisatormessungen im Hochgebirge anwendbar sind, müsste erst noch abgeklärt werden. Der Winterniederschlag kann nur über direkte Messungen des Wasseräquivalentes der Schneedecke genau erfasst werden, der Aufwand ist allerdings beträchtlich.

Der indirekte Weg zur Bestimmung der Gebietsniederschläge führt über die Wasserhaushaltsgleichung. Da die Verdunstung im Hochgebirge im Vergleich zu Niederschlag und Abfluss um etwa eine ganze Grössenordnung kleiner ist, sind in den Gebieten mit guten Abflussmessstellen möglicherweise die indirekt aus der Wasserhaushaltsgleichung abgeleiteten Gebietsniederschläge das genaueste, was wir aus den Hochregionen über den Niederschlag kennen, aber eigentlich wollen wir vor allem die Niederschläge benützen, um für Gebiete ohne Abflussmessungen die Abflussmengen abzuschätzen. Es bleibt also wohl die Aufgabe einer möglichst genauen direkten Bestimmung der Niederschläge im Hochgebirge. Erst wenn diese gelöst ist, werden wir auch die in diesem Kapitel gestellten Fragen sicher beantworten können.

Für die Unterstützung bei der Zusammenstellung des Materials und für Hinweise danke ich Herrn Dr. J. Joss, Locarno, sowie meinen Kollegen D. Grebner, H. Jensen und Dr. B. Sevruk. E. Nyuli assistierte bei der Redaktion.

5.2.4 Literatur

BAUMGARTNER, A., REICHEL, E., G. WEBER (1983): Der Wasserhaushalt der Alen. R. Oldenbourg Verlag München Wien 1983.

HAVLIK, D. (1969): Die Höhenstufe maximaler Niederschlagssummen in den Westalpen (Nachweis und dynamische Begründung). Freiburger Geogr. Hefte Nr. 7.

HAVLIK, D. (1975): Ein Beitrag zum Jahresgang der vertikalen Niederschlagsverteilung in den Alpen. 13. Internat. Tag. für Alpine Meteorologie, St. Vincent 1974 Rivista Italiana di Geofisica e Scienze Affini, Vol. I, S. 108-114.

GEIGER, H.; A. STEHLI und U. CASTELLAZZI (1984): Regionalisierung der Starkniederschläge und Ermittlung typischer Niederschlagsganglinien. Zwischenbericht zum NF-Projekt "Grundlegende Probleme des schweizerischen Wasserhaushaltes". EAFV, Birmensdorf, 33p.

GREBNER, D., JENSEN, H., KOBELT, F., LANG, H. und F. NAEF (1980): Untersuchungen über extreme Jahresniederschläge und Hochwasser im Gebiet der Thur; Teil I: Meteorologische Aspekte der extremen Gebietsniederschläge in der Periode 1881 bis 1978 S. 1-4, VAW/Abt. Hydrologie, Interner Bericht.

GRUNOW, J. und Tollner, H. (1969): Nebelniederschlag im Hochgebirge. Archiv für Meteorol. Geophysik, Broklimatologie B17, 201-228.

JOSS, J. und T. GUTERMANN (1984): Erste Erfahrungen mit der Thygan - Vorserie. Wiss. Kolloquien der Schweiz. Meteorl. Anstalt 28.3.1984.

KLIMATOLOGIE der Schweiz. Beiheft zu den Annalen der MZA, Zürich, Jg. 1975, H. 16/E (M. Schüepp: Niederschlag).

KLIMATOLOGIE der Schweiz, Bd.II. Regionale Klimabeschreibung 1. Teil. (von M. Schüepp, M. Bouet, M. Bider, Ch. Urfer). Beiheft zu den Annalen der SMZA, Jg. 1977, H.18.

MOELLER, F. (1953): Tabellen zur Thermodynamik der Atmosphäre. In: Linkes Meteorl. Taschenbuch, Neue Ausgabe II, Leipzig 1953, Akad. Verlagsges. Geest u. Partig, 471 p.

MONTMOLLIN, F.A. de, OLIVIER, R.J., SIMARD, R.G. and F. ZWAHLEN (1980): Evalution of a precipitation map using a smoothed elevation precipitation relationship and optimal estimates (kriging). Nordic Hydrology, 11, 113-120.

SEVRUK, B. (1975): Inaccuracy of precipitation measurements. A serious problem of water resources instrumentation. Proc. II. World Congress, IWRA, New Delhi, Vol. III, 429-440.

SEVRUK, B. (1985): Systematischer Niederschlagsmessfehler in der Schweiz In: Niederschlag in der Schweiz. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 31, 65-75 , Verlag Kümmerly + Frei, Bern.

UTTINGER; H. (1951): Zur Höhenabhängigkeit der Niederschlagsmenge in den Alpen. Archiv für Meteorolog. Geophys. und Bioklimat. II, 4, S. 360-382.

ZELLER, J., GENSLER, G. (1980): Starkregenprofile durch die östlichen Schweizer Alpen. Interpraevent 1980, Tagungspublikation, Bd. 1, S. 203-213.

Weitere Angaben zur Literatur

BARRY, R.G. (1981): Mountain weather and climate. Methuen, London and New York, 313 p.

DE HAAR, U.(1968): Zum Wasserhaushalt des Alpenrheins. Gas- und Wasserfach 109, S. 814-819.

EKHARD, E. (1940): Zur Kenntnis der Schneeverhältnisse der Ostalpen. Beitr. z. Geophys. 56.

KELLER, R. (1950): Niederschlag, Abfluss und Verdunstung im Schweizer Hochgebirge. Erdkunde 4, S. 54-67.

KNOCH, K., REICHEL, E. (1930): Verteilung und jährlicher Gang der Niederschläge in den Alpen. Abh. Preuss. Met. Inst. Bd. Tk, 6.

LAUSCHER, F. (1976) : Weltweite Typen der Höhenabhängigkeit des Niederschlags. Wetter und Leben 28, S. 80-90.

REICHEL, E.(1962): Der Einfluss der Orographie auf die Niederschlagsverteilung am nördlichen Alpenrand. 6. Intern. Tag. für Alpine Meteorologie, Bled, Jugoslavien 1960, Beograd 1962, 165.

5.3 Nebelniederschlag

H. Turner

Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen
Birmensdorf

Zusammenfassung: Mit Hilfe Grunowscher Nebelfänger wurde während der Sommermonate der Jahre 1961-1965 im Querprofil des Dischmatales bei Davos an neun Stationen der horizontale Niederschlag (Nebelzuschlag) gemessen. Die mit diesen Nebelfängern zusätzlich zum Normalniederschlag aufgefangenen Niederschlagsmengen waren am Talboden (1700 m ü.M.) und an den unteren Hangstationen (1870-1960 m) ungefähr gleich gross wie die durch diese Geräte bewirkten Interzeptionsverluste. Im Bereich der oberen Waldgrenze (ca. 2100 m) betrug der gemessene Nebelzuschlag 5-10 % und war somit nicht mehr vernachlässigbar. Die maximalen Nebelzuschläge wurden mit je 20 % an den beiden talbegrenzenden Gebirgskämmen (2536 und 2560 m) und mit 25 % an einer konvexen Geländeform des Oberhanges (2364 m) gemessen.

Résumé: La précipitation de brouillard. A l'aide du capteur de brouillard de Grunow, on a mesuré la précipitation de brouillard au cours des mois d'été des années 1961 à 1965, à neuf endroits du profil transversal de la vallée de Dischma, près de Davos. Les précipitations supplémentaires, enregistrées avec ce capteur de brouillard, furent au fond de la vallée (1700 m d'altitude) et sur les flancs inférieurs (1870-1960 m) du même ordre de grandeur que la perte d'interception produite par cet appareil. Dans la zone de la limite supérieure des forêts (env. 2100 m), le supplément de brouillard a été de 5 à 10 % et il n'était de ce fait plus négligeable. Les suppléments maximaux furent enregistrés avec 20 % sur les deux crêtes montagneuses terminales de la vallée (2536 et 2560 m) et avec 25 % dans une partie convexe du terrain sur le versant supérieur (2364 m).

Summary: Fog precipitation. By means of Grunow fog collectors the additional amounts of horizontal precipitation (fog deposits) were measured at nine stations in a cross-sectional transect of the Dischma valley (near Davos) during the summer months 1961 through 1965. On the valley bottom (1700 m a.s.l.) and on the lower slope stations (1870-1960 m) the additional amounts of horizontal precipitation were approximately of the same magnitude as the interception losses of the fog collectors. At the upper forest limit (2100 m) the additional fog deposit was 5-10 % of the precipitation measured by the normal ombrometers and consequently cannot be neglected. Fog deposits showed maximum values (20 %) at the mountain crests on both valley sides (2536 and 2560 m), and reached even 25 % on a convexity of the upper slope (2364 m).

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

Als Nebelniederschlag bezeichnen wir nicht "Niederschlag bei Nebel" schlechthin, sondern die Erscheinung, dass die mit dem Wind treibenden Nebeltropfen durch die Vegetation (oder durch andere natürliche und künstliche Hindernisse) ausgefiltert und als 'horizontaler Niederschlag' einen Zuschlag zur Normalniederschlagsmenge ergeben. Im Wald kann dieser Nebelzuschlag, die sogenannte Nebeltraufe (fog drip), in Form von durchtropfendem Niederschlag und gegebenenfalls auch als Stammabfluss gemessen werden, auch wenn während der gleichen Periode im freien Gelände kein Niederschlag fällt. In der kalten Jahreszeit kommt es in analoger Weise zu Nebelfrostbildungen (Rauhreif, Rauhfrost, Rauheis), die ebenfalls dem horizontalen Niederschlag zuzurechnen sind und die mit gewöhnlichen Messgeräten (für Vertikalniederschlag) im Freiland nicht erfasst werden.

Der Nebelniederschlag stellt für den Wasserhaushalt eines Pflanzenbestandes oder eines Einzugsgebietes einen Gewinn dar, nicht nur durch zusätzlichen Niederschlagsabsatz am Boden und Einbezug in den normalen Wasserkreislauf, sondern auch durch Unterbindung der Transpiration, solange die Bestandesatmosphäre wasserdampfgesättigt und die Assimilationsorgane benetzt sind, ferner durch Verminderung der Benetzungsverluste (Interzeption) für Regenniederschlag sowie unter Umständen auch durch direkte Aufnahme von Nebelwasser durch oberirdische Pflanzengewebe. Seit langem ist bekannt, dass der Nebelniederschlag je nach Klimazone und Standort den Interzeptionsverlust der Waldbestände teilweise oder ganz kompensieren oder sogar überkompensieren kann. Eine neuere Auswertung der weltweiten Literatur über Nebelniederschlag an der Vegetation bietet Kerfoot (1968).

Der aktuelle Nebelniederschlag in Waldbeständen kann gemessen werden, indem die herkömmlichen Messgeräte für Bestandesniederschlag (Wannen, Rinnen usw.) eingesetzt werden und die Ergebnisse mit gleichzeitigen Niederschlagsmessungen im Freiland verglichen werden. Für eine genaue und aussagekräftige Interpretation der Resultate sind weitere Witterungsparameter notwendig, vor allem Messungen von Windrichtung und Windgeschwindigkeit, Kenntnisse des Tropfengrössenspektrums und des Flüssigwassergehaltes der anströmenden Luft, Beobachtungen über das Wetter vor und nach dem Nebelniederschlag sowie Beobachtungen darüber, ob während der Messperiode Nebel allein oder Nebel mit Regen/Schneefall oder aber Regen/Schneefall ohne Nebel geherrscht haben.

Aber auch die Bestandeseigenschaften beeinflussen die Ergebnisse sehr stark. Nadelbäume sind im allgemeinen wirksamere Nebelfänger als Laubbäume. Bei einem gleichförmigen, einstufigen und dicht geschlossenen Bestand konzentrieren sich die Nebelniederschläge vorwiegend (aber bei weitem nicht ausschliesslich) an den (luvseitigen) Bestandesrändern. In einzelbaumweise, gruppen- oder kulissenartig aufgelockerten sowie in ungleichförmigen, mehrstufigen Wäldern wird der Nebelniederschlag mehr oder weniger auf der ganzen Bestandesfläche abgesetzt. In solchen Wäldern entstehen aber charakteristische Konzentrationen von Nebelniederschlag an der Luvseite von dominierenden Einzelbäumen und Baumgruppen. Beispielsweise wurde im aufgelösten Lärchen-Arvenwald des inneren Oetztales bei leichtem Regen mit Nebeltreiben an der Luvseite einer einzeln stehenden Arve (*Pinus cembra*) ein fünfeinhalb grösserer Niederschlagsabsatz gemessen als im Freiland (Aulitzky u. Turner, 1982: 488, Abb. 56).

Mit Hilfe von definierten, reproduzierbaren Ablagerungskörpern können vergleichbare klimatologische Relativmessungen des Nebelniederschlages durchgeführt werden, welche Rückschlüsse auf das Nebelniederschlagsangebot der Atmosphäre erlauben und die unabhängig von den örtlich und zeitlich stets wechselnden Merkmalen natürlicher Nebelfänger (Vegetationsoberflächen) sind. Für solche klimatologische Relativmessungen hat sich der Grunowsche Nebelfänger (s.Abb.) weltweit durchgesetzt (Grunow, 1952, 1955, 1958, 1964).

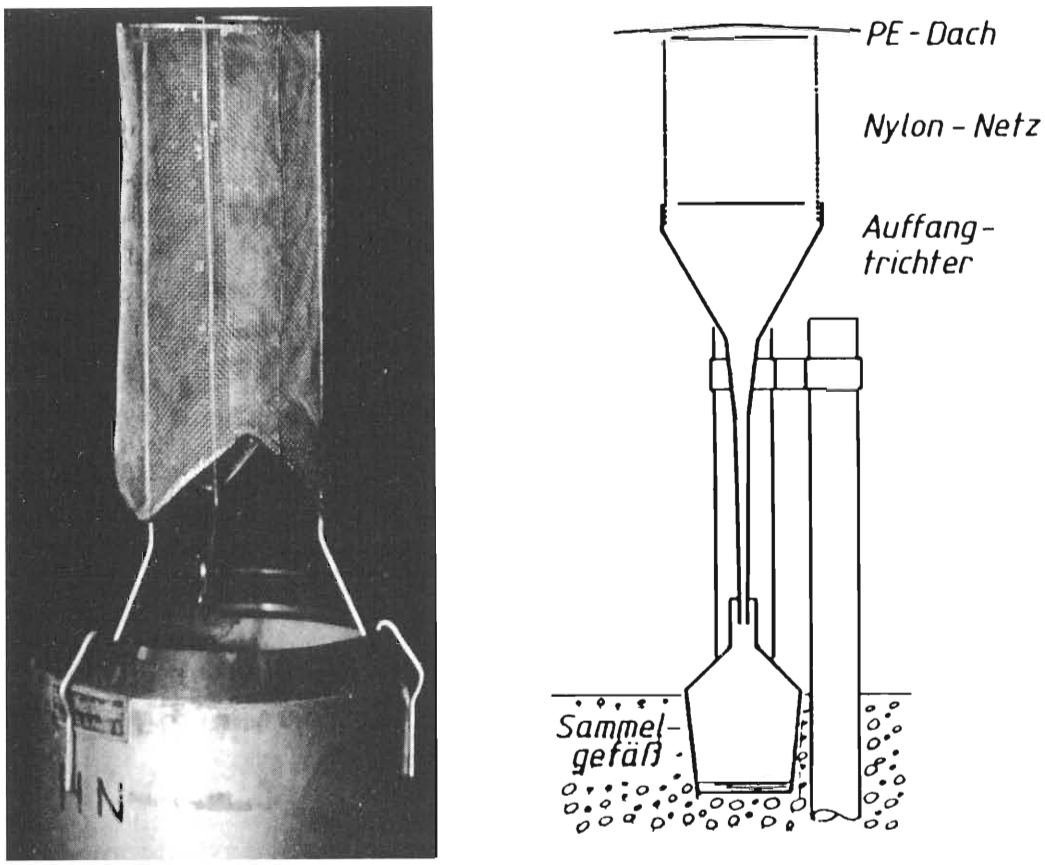

Abbildung 5.3.1
Links: Ansicht des Nebelfängers nach Grunow (Drahtzylinder d=10 cm, durchschnittliche Höhe 20 cm), einem Normalregenmesser nach Hellmann aufgesetzt.
Rechts: Schematische Darstellung des von Schrimpff et al. (1984) modifizierten Grunowschen Nebelfängers, der auch für Gewinnung von Nebelwasser zwecks chemischer Analysen eingesetzt wird.

Selbstverständlich enthält die vom Nebelfänger in längeren Zeitperioden aufgefangene zusätzliche Wassermenge nicht nur Nebelwasser, sondern auch Wasser aus schräg einfallendem Regen und Schnee, weil ja der Ablagerungskörper (ebenso wie beispielsweise ein Baum) für schräg einfallenden Niederschlag eine Vergrösserung der Auffangfläche bedeutet. Statt von Nebelzuschlag können wir deshalb allgemeiner von Horizontalniederschlag spre-

chen, der durch den Nebelfänger zusätzlich zum Normalniederschlag erfasst wird. Wegen der am Ablagerungskörper hängenbleibenden und von dort wieder verdunstenden oder weggewehten Regen-, Schnee- und Nebelniederschläge (Interzeptionsverluste) kann die von einem Niederschlagsmesser mit Nebelfänger aufgefangene Wassermenge in manchen Fällen kleiner sein als jene in einem gewöhnlichen Niederschlagsmesser erfasste Menge.

In der Schweiz wurden von W. Nägeli und Mitarbeitern im Rahmen mesoklimatischer Studien des Gebirgsaufforstungsprogrammes in den Jahren 1959-1965 bis zu neun Klimastationen im Querprofil des Dischmatales bei Davos betrieben. An diesen Stationen auf lokal waldfreien Standorten vom Talboden (1700 m ü.M.) bis zu den beidseitigen Gebirgskämmen (rund 2500 m) wurden während der Sommermonate der Jahre 1961-1965 auch Messungen des Nebelniederschlages durchgeführt, wobei pro Station ein Regenschreiber und zwei in den Boden eingesenkte Hellmann-Regenmesser, davon einer mit Nebelfänger nach Grunow, zum Einsatz kamen. Die Messanordnung wurde von Nägeli (in Urfer, 1970: 71-74) beschrieben. Zusammenfassend können nach kritischer Sichtung die vorläufigen Ergebnisse der mehrjährigen Nebelniederschlagsmessungen wie folgt angegeben werden.

Gesamtsumme der horizontalen Niederschläge (Nebelzuschläge) in Prozenten der Normalniederschläge an den Stationen im Dischmatal in den Monaten Juni bis September

Brämabüel: 20 %
2560 m
2 Jahre (1961-62)

Baslerkopf: 20 %
2536 m
1 Jahr (1961)

Gyrenspitz: 25 %
2364 m
3 Jahre (1962,64-65)

Stillberg: 5 %
2130/2094 m
4 Jahre (1961-64)

Lucksalp: 10 %
2104 m
3 Jahre (1963-65)

Ob Mäder -2 %
1960 m
4 Jahre (1962-65)

Chalet Jäger: 1 %
1870 m
3 Jahre (1963-65)

Teufi: 0 %
Talboden 1700 m
5 Jahre (1961-65)

Dazugehörige Zahlen für die Summen der Normalniederschläge können der Arbeit von Urfer (1970: 101, Tabelle 5) entnommen werden. Aus obigen Prozentzahlen der Horizontalniederschläge ist deren deutliche Zunahme mit der Höhe (wegen der gleichsinnigen Zunahme der Nebelhäufigkeit und der Windgeschwindigkeit), aber auch eine Abhängigkeit von der Kleintopographie der Messplätze ersichtlich. Wegen der durch die Nebelfänger bewirkten Interzeptionsverluste waren am Talboden (Teufi) und an den unteren Hangstationen (Ob Mäder und Chalet Jäger) die Gesamtniederschläge (einschliesslich Horizontalniederschlag) ungefähr gleich gross wie die im Normalregenmesser aufgefangenen Mengen. Das Minus von 2 % am Messplatz

Ob Mäder ist durch windgeschützte Muldenlage und durch eine gewisse Abschirmung des Nebelfängers durch Alpenrosensträucher und Hochstauden erklärlich. An der oberen Waldgrenze (Stationen Stillberg und Lucksalp) betrug der Ueberschuss des Gesamtniederschlages über den Normalniederschlag bereits 5 bzw. 10 %. Der Ueberschuss steigerte sich knapp unterhalb Kammhöhe (Stationen Brämabüel und Baslerkopf) auf 20 %. Das auffällige Plus von 25 % am Oberhang (Gyrenspitz) ist bedingt durch exponierte Lage der Messstelle auf einem Geländevorsprung, welche nicht nur einen relativ grossen Horizontalniederschlag, sondern auch einen windbedingten Minderauffang im Normalregenmesser bewirkt hat.

Als Schlussfolgerung kann festgestellt werden, dass selbst im kontinental getönten Inneralpenklima mit relativ geringer Nebelhäufigkeit die Horizontalniederschläge, vor allem in den Gebirgsregionen oberhalb 2100 m, nicht vernachlässigt werden dürfen. Wie Baumgartner (1958) und Grunow u. Tollner (1969) gezeigt haben, kann in Gipfelregionen der europäischen Mittelgebirge und Hochgebirge der Nebelniederschlag mit rund 200-300 % des Normalniederschlages sehr hohe Werte erreichen, die für ökologische und wasserwirtschaftliche Fragen unbedingt berücksichtigt werden müssen.

Literatur

AULITZKY, H. und H. TURNER (1982): Bioklimatische Grundlagen einer standortsgemässen Bewirtschaftung des subalpinen Lärchen-Arvenwaldes. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Mitt.58, 325-580.

BAUMGARTNER, A. (1958): Nebel und Nebelniederschlag als Standortsfaktoren am Grossen Falkenstein (Bayerischer Wald). Forstwiss. Cbl., 77 (9-10), 257-272.

GRUNOW, J. (1952): Nebelniederschlag; Bedeutung und Erfassung einer Zusatzkomponente des Niederschlags. Ber. Dtsch. Wetterdienst U.S. Zone, Nr. 42, 30-34.

GRUNOW, J. (1955): Der Niederschlag im Bergwald - Niederschlagszurückhaltung und Nebelzuschlag. Forstwiss. Cbl., 74, 21-36.

GRUNOW, J. (1958): Kritik des Nebelfängers; zur Methode der Messung des Nebelniederschlags. Techn. Mitt. Instrumentenwes. Dtsch. Wetterdienst N.F. Nr. 4, 60-68.

GRUNOW, J. (1964): Weltweite Messungen des Nebelniederschlags nach der Hohenpeissenberger Methode. Internationale Hydrologische Konferenz, Publ. UGGI, AIHS No. 65, 324-342.

GRUNOW, J. und H. TOLLNER (1969): Nebelniederschlag im Hochgebirge. Arch. Met. Geoph. Biokl., Ser. B, 17, 201-228.

KERFOOT, O. (1968): Mist Precipitation on Vegetation. Forestry Abstracts, 29, 8-20.

SCHRIMPFF, E., O. KLEMM, R. EIDEN, T. FREVERT und R. HERRMANN (1984): Anwendung eines Grunow-Nebelfängers zur Bestimmung von Schadstoffgehalten in Nebelniederschlägen. Staub - Reinhalt. Luft, 44 (2), 72-75.

URFER-HENNEBERGER, C. (1970): Die Sommerniederschläge im Dischmatal bei Davos. Eidg. Anst. forstl. Versuchswes., Mitt. 46 (2), 67-110.

6. Interpolationsverfahren und Gebietsniederschlag

6.1 Interpolationsverfahren

H. Jensen

Geographisches Institut der ETH Zürich

Zusammenfassung: Es werden eine Uebersicht über die gebräuchlichsten Interpolationsverfahren gegeben und einige sich auf schweizerische Gebiete beziehende Arbeiten kurz dargestellt.

Résumé: Une vue d'ensemble des méthodes d'interpolation les plus employées et 2 applications pratiques pour des régions en Suisse sont succintement présentés.

Abstract: A survey on the most used interpolation methods is given. Two investigations relating to Swiss regions are briefly described.

6.1.1 Einführung

Es stehen eine Reihe von zum Teil allgemein anwendbaren, zum Teil speziell für den Niederschlag konzipierten Interpolationsverfahren zur Verfügung. Alle haben gewisse positive und negative Eigenschaften, die bei der Weiterverarbeitung der interpolierten Werte je nach Verwendungszweck unterschiedliche Auswirkungen haben können.

Jedem Interpolationsverfahren liegen Annahmen oder Modellvorstellungen über die zu interpolierende Grösse zu Grunde. Da der Niederschlag eine zeitlich stark variable Grösse ist, spielen bei seiner Interpolation in der Regel nur räumliche Beziehungen eine Rolle. Bei stärkerer zeitlicher Auflösung muss auch der zeitliche Ablauf in Betracht gezogen werden. Die im folgenden angeführten Verfahren gehören mit einer Ausnahme (Abschnitt 6.1.4.1) zur ersten Kategorie.

Die häufigsten Anwendungen der Interpolation sind erstens die Schätzung von punktbezogenen Niederschlägen und zweitens die Schätzung von Gebietsniederschlägen. Die Letzteren sind vom theoretischen Standpunkt aus betrachtet Gebietsintegrale des Niederschlages. In der Praxis besteht die Bestimmung des Gebietsniederschlages somit oft in einer Mittelung von interpolierten punktbezogenen Niederschlägen. Doch sind auch andere, direkte Verfahren gebräuchlich, weshalb dem Problem der Gebietsniederschlags-Bestimmung ein separates Kapitel (6.2) gewidmet wird.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

6.1.2 Berücksichtigung der Topographie

6.1.2.1 Verallgemeinerter Abstand

Bei den meisten Interpolationsmethoden sind die Gewichte der Stützstellen Funktionen der Abstände der Interpolationsstelle von den Stützstellen und eventuell von den gegenseitigen Abständen der Stützstellen. Der Einfluss der Topographie kann in diesen Fällen dadurch berücksichtigt werden, dass der Abstand durch einen von der Topographie abhängigen verallgemeinerten Abstand ersetzt wird. Dies kann z.B. dadurch geschehen, dass in der Abstandsformel (Pythagoras) geeignete von Null bzw. von Eins verschiedene Koeffizienten eingeführt werden (nichteuklidische Metrik):

$$D^2 = \sum_{i=1}^{n} \sum_{k=1}^{n} g_{ik} \Delta x_i \Delta x_k$$

wobei n die Anzahl der Dimensionen bedeutet. Ausser den zwei oder drei Raumdimensionen können weitere Dimensionen hinzugefügt werden, die topographischen Grössen wie Exposition oder Neigung entsprechen.

6.1.2.2 Funktionen vom Niederschlag und vom Ort

Eine andere Möglichkeit der Berücksichtigung des Einflusses der Topographie besteht darin, dass anstelle des Niederschlages N eine Funktion P des Niederschlages und einer Ortsfunktion, z.B. der Höhe über Meer, interpoliert wird. Ein anderes Beispiel ist das Verhältnis P = N/M des aktuellen Niederschlages zu einem langjährigen Mittel M an der gleichen Stütz- bzw. Interpolationsstelle.

6.1.3. Uebersicht über einige gebräuchliche Verfahren

Zu den einfachsten Verfahren gehören das (einfache) arithmetische Mittel der Stützwerte, die Methode von THIESSEN und die Isohyeten-Methode.

Eine weitere Möglichkeit die besonders zum Ergänzen lückenhafter Messreihen geeignet ist, liefert die Varianzanalyse. Es wird zum Beispiel ein zweifaches Varianzanalyse-Modell angewandt, bei dem die Kolonnen die Stationen und die Zeilen die verschiedenen Niederschlagsmengen (z.B. Tages-, Monatssummen) darstellen. Ein einzelner fehlender Messwert wird so geschätzt , dass die restliche Quadratsumme minimal wird. Mehrere fehlende Werte werden sukzessive geschätzt, indem immer nur bereits vollständige Kolonnen und Zeilen benutzt werden.

Eine Anzahl von Verfahren werden unter dem Namen "Trendflächen-Analyse" zusammengefasst. Bei diesen wird meist mittels des Prinzips der kleinsten Fehlerquadrate eine Funktion der Ortskoordinaten an die Messwerte angepasst. Hierzu werden häufig Polynome oder trigonometrische Polynome (Fourierreihen) verwendet. Eine Variante zu diesem Vorgehen besteht darin, dass eine solche Funktion lediglich für das Innere eines durch Stützstellen gebildeten Vierecks benutzt wird, während für die benachbarten Vierecke separate Funktionen bestimmt werden. Bei dieser Variante liegen die Stützwerte selbst in der Interpolationsfläche.

Bei einer Reihe von Methoden werden für die Gewichte der Stützstellen willkürlich gewählte Funktionen des Abstandes der Stützstelle von der

Interpolationsstelle eingesetzt (distance weighted interpolation). Der Hauptnachteil dieser Methode ist, dass die Abstände zwischen den Stützstellen nicht berücksichtigt werden, so dass nahe beieinanderliegende Stationen zusammen ein zu grosses Gewicht erhalten. Bei der Extrapolation streben die (extrapolierten) Werte gegen das Mittel aller verwendeter Stützwerte.

Von optimaler Interpolation spricht man, wenn (a) der interpolierte Wert eine lineare Funktion der Werte an den Stützstellen ist und (b) wenn die Koeffizienten dieser Funktion so gewählt sind, dass der Erwartungswert des Quadrates des Interpolationsfehlers minimal ist. Zur Berechnung der Koeffizienten werden die Erwartungswerte und die Kovarianzen der zu interpolierenden Variablen mit den Stützvariablen sowie die Kovarianzen der Stützvariablen unter sich benötigt. Im Gegensatz zu den "Abstandsmethoden" berücksichtigt die optimale Interpolation auch die gegenseitige Lage der Stützstellen. Werden die Erwartungswerte und die Kovarianzen aufgrund von Messungen aus der Vergangenheit an der Interpolationsstelle und an allen Stützstellen geschätzt, so liegt der Fall der linearen Regression vor. Werden die Kovarianzen aufgrund von Messungen an anderen Stellen und von Annahmen über ihr räumliches Verhalten geschätzt, so spricht man von der Methode von Gandin.

Die von MATHERON entwickelte Methode des Kriging ist eine optimale Interpolation, die auch dann angewendet werden kann, wenn nur die aktuellen Messwerte vorliegen und/oder die Kovarianzen aus theoretischen Gründen für das vorliegende Interpolationsproblem als nicht existierend angenommen werden müssen. Diese Methode wird vor allem zur automatischen Herstellung von Isohyeten-Karten benutzt. Die Computerprogrammierung ist aufwendig.

Als vorbereitende statistische Methode, die selbst zwar keine Interpolationsmethode ist, mit der sich aber bei Vorliegen einer Anzahl von Datensätzen eine Einsicht in die Korrelationsstruktur der Daten gewinnen lässt, ist die Hauptkomponenten-Analyse zu erwähnen. Ein Beispiel ist im Abschnitt 6.1.4.2 beschrieben.

6.1.4. Untersuchungen in der Schweiz

6.1.4.1 Räumliche - zeitliche Interpolation von Niederschlagsfeldern im Rheingebiet

Werden Niederschlagsdaten mit einem Zeitschritt von der Grössenordnung einer Stunde oder weniger räumlich interpoliert, so sind systematische Zeitunterschiede an den verschiedenen Stationen bzw. Interpolationsstellen mitzuberücksichtigen. Eine einfache Methode hierzu wurde im Hinblick auf die kurzfristige Abflussvorhersage im Rheingebiet entwickelt (Grebner und Jensen, 1979).

Bei dieser Methode wird zunächst anhand von Datenlisten Beginn und Ende eines Niederschlagfeldes bestimmt. An jeder Station wird dann der Niederschlag zwischen dem Beginn und dem Ende aufsummiert und anschliessend normiert, indem alle Teilsummen durch den Endwert der Summe dividiert werden. Der räumlichen Interpolation wird nun die Annahme zugrunde gelegt dass Zeitpunkte mit gleichen Anteilen an der gesamten Niederschlagssumme einander zugeordnet sind. Es werden deshalb vorerst die Zeitpunkte - d.h.

die Quantile der zeitlichen Verteilung des Niederschlages - im Raum interpoliert. Anschliessend werden die gesamten Summen interpoliert und die Normierung wieder rückgängig gemacht durch Multiplikation der interpolierten Teilsummen mit der interpolierten Gesamtsumme.

6.1.4.2 Zur räumlichen Interpolation der Winter-Niederschlagssummen in den Alpen

Mittels Hauptkomponenten-Analysen wurde das räumliche Verhalten der Winterniederschlagsmengen in den Alpen anhand von 123 Stationen auf der Alpennordseite sowie von 64 Stationen auf der Alpensüdseite und mit einer Referenzperiode von 10 bis 48 Jahren untersucht. Ein Ziel dieser Studie war die Ergänzung einer ähnlichen Untersuchung über das Wasseräquivalent der Schneedecke (Jensen 1979), die mit einer viel kleineren Anzahl von Messstationen durchgeführt werden musste. Da vor allem das multivariate Verhalten dieser Grössen interessiert, wurden die standardisierten Variablen untersucht. Das Resultat ist kurz zusammengefasst folgendes: In erster Linie verhalten sich die Messwerte aller Stationen auf der Nordseite von Jahr zu Jahr gleich. Dasselbe gilt für die Südseite. Beim Wasseräquivalent treten sodann an die zweite Stelle die gemeinsamen Schwankungen aller Stationen mit gleicher Meereshöhe. Nach Eliminierung dieser beiden Effekte treten ab der dritten Stelle die gemeinsamen Schwankungen regional benachbarter Stationen auf, wobei die Interpretation wegen der geringen Stationenzahl unsicher ist. Beim standardisierten Niederschlag hingegen fehlt die starke Abhängigkeit von der Meereshöhe. Denn bereits ab der zweiten Stelle treten hier die regionalen Stationen-Gruppierungen auf, und zwar dank der grossen Stationenzahl sehr deutlich. Dieser wesentliche Unterschied im Verhalten der beiden Grössen Wasseräquivalent und Niederschlag ist auf den unterschiedlichen Einfluss der Temperatur zurückzuführen, die ihrerseits überwiegend von der Meereshöhe abhängt.

6.1.5 Literatur

CREUTIN, J.D and Ch. OBLED (1982): Objective analyses and mapping techniques for rainfall fields: an objective comparison. Water Recources Research, Vol. 18, No. 2, pp. 413-431.

DELFINGER, P. (1975): Linear estimation of non-stationary phenomena. Proc. of NATO Adv. Study Inst., Rome.

DELHOMME, J.P (1976): applications de la théorie des variables régionalisées dans les sciences de l'eau. Ecole de Mines de Paris, Centre d'Information Géologique.

GANDIN, L.S. (1965): Objective analysis of meteorological fields. Israel program for Scientific Translations, Jerusalem.

GREBNER, D. und H. JENSEN (1979): Der räumlich-zeitliche Ablauf von Niederschlagsfeldern im schweizerischen Rheingebiet. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich, Mitt.Nr. 41, 45-58.

JENSEN, H. (1979): Statistische Untersuchung der Beziehungen zwischen den Schneereserven und dem Sommerabfluss alpiner Gebiete. Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie ETH Zürich, Mitt. Nr. 41, 123-144.

LEE, P.S. et al. (1974): Comparison of multiquadric surfaces for the estimation of areal rainfall. Hydrologic Sciences, Bulletin Vol. 19, No. 3 p. 303.

6.2 Gebietsniederschläge

Bruno Schädler

Landeshydrologie, Bern

Zusammenfassung: Eine Uebersicht über die Methoden der Gebietsniederschlagsbestimmung mit Kurzbeschreibungen und Hinweisen zur Anwendbarkeit bilden den Schwerpunkt. Ein Entscheidungsbaum soll die Auswahl der für einen gegebenen Fall geeigneten Methode erleichtern. Hinweise über die Grössenordnung der auftretenden Fehler und eine Zusammenstellung von bisher über schweizerische Gebiete publizierten Gebietsniederschlagsberechnungen und -daten schliessen das Kapitel.

Résumé: L'accent porte principalement sur une revue des diverses méthodes d'estimation des précipitations moyennes tombées sur une région donnée. Une brève description de chaque méthode précise ses conditions d'utilisation et un schéma général montre ensuite, sous forme de ramifications, la suite des décisions conduisant au choix de la méthode la mieux adaptée à chaque cas particulier. La précision des estimations ainsi faites est examinée et une liste des publications où figurent des calculs de précipitations régionales pour des bassins versants suisses clôt se chapitre.

Abstract: Methods for determining areal precipitation are reviewed and their applicability is discussed. A decision tree helps the user to select the method appropriate to a given case. The magnitude of possible errors is discussed and a list is given with published areal precipitation investigations of swiss areas.

6.2.1 Einleitung

In WMO/UNESCO (1974) ist der Gebietsniederschlag definiert: "areal precipitation (précipitation régionale, precipitazioni regionali): precipitation in a specific area expressed as the average depth of liquid water over this area".

Der Gebietsniederschlag wird für sehr viele Fragestellungen auf dem Gebiet der Hydrologie, der Wasserwirtschaft und der Klimatologie benötigt. Oft geschieht dies unbewusst, indem stillschweigend angenommen wird, dass die Niederschlagsmenge, die auf einer Fläche von 200 cm^2 aufgefangen wird, für die nähere Umgebung wie etwa für eine Ortschaft oder für eine Region repräsentativ sei.

Normalerweise geht es darum, für ein bestimmtes Einzugsgebiet oder für eine andere geographische Einheit den mittleren Niederschlag über einen bestimmten Zeitraum anhand von Messungen mit mehreren Pluviometern zu

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz – Hydrol. Nr. 31, 1985.

berechnen. Diese Berechnung ist aus mehreren Gründen nicht immer problemlos: Bereits die Messung mit dem Regenmesser ist mit Fehlern behaftet (Kapitel 3). Die Interpolation zwischen den einzelnen Stationen und die Extrapolation in besonders im Gebirge nicht erfassten Regionen stellt grosse Probleme (Kapitel 5.2 und 6.1). Ganz besondere Probleme treten im Zusammenhang mit der Interzeption in bewaldeten Gebieten auf (Kapitel 5.1 und 5.3). Alle diese Schwierigkeiten könnten mit einer direkten Messung des Gebietsniederschlages eliminiert werden. Jedoch sind weder die heute schon weit fortgeschrittene Radarmethode noch die im Anfangsstadium stehende Satellitenmethode wirklich direkte Messmethoden (Kapitel 1.2).

Das Ziel des vorliegenden Beitrages ist, dem Anwender von Methoden zur Berechnung des Gebietsniederschlages eine Uebersicht über die verschiedenen Methoden, deren Vor- und Nachteile und über die zu erwartende Genauigkeit zu geben. Da die Literatur in diesem Gebiet sehr umfangreich ist, kann nicht systematisch darauf eingegangen werden. Jedoch ist ein vertiefter Einstieg über die hier zitierten Arbeiten gut möglich.

Zusätzlich wird eine Zusammenstellung von in der Schweiz bis heute erschienenen Publikationen über Gebietsniederschlagsbestimmungen gegeben. Damit soll die Suche nach entsprechenden Daten, aber auch nach Methodenbeschreibungen, erleichtert werden.

6.2.2 Methoden der Gebietsniederschlagsbestimmung

6.2.2.1 Berechnung des Gebietsniederschlages aus Punktmessungen

Das übliche Vorgehen zur Bestimmung des Gebietsniederschlages ist die Berechnung ausgehend von Messungen an einigen mehr oder weniger regelmässig über ein Gebiet verteilten Regenmessern. Grundsätzlich können zwei verschiedene Arten der Berechnung unterschieden werden:

- Den einzelnen Stationen werden Gewichte inbezug auf die Einzugsgebietsfläche zugeordnet (Formel 6.2.1). Die gemessenen Werte werden mit der Gewichtung multipliziert und die Ergebnisse addiert (6.2.2).

$$W_i = A_i \,/\, \sum_{i=1}^{n} A_i \qquad (6.2.1)$$

$$h_n = \sum_{i=1}^{n} W_i \cdot h_i \qquad (6.2.2)$$

W_i Gewichtsfaktor einer Station

A_i Teilfläche, die zu einer Station gehört

h_n Gebietsniederschlagshöhe

h_i Niederschlagshöhe an der Station i

n Anzahl Stationen

- Zwischen den Stationen werden mit geeigneten Methoden für ausgesuchte Punkte Werte interpoliert. Anschliessend werden an allen diesen Punkten die interpolierten Werte mit den zugehörigen Flächen multipliziert und addiert.

Gewichte

Bei der **arithmetischen Mittelung** wird jeder Station das gleiche Gewicht $W_i = \frac{1}{n}$ zugewiesen. Es können auch Stationen ausserhalb des Gebietes mitberücksichtigt werden. Diese Methode gewährleistet in gleichmässig verteilten Stationsnetzen für die meisten Anwendungen gute Resultate. Für Anwendungen in Gebieten mit grösserer Höhengliederung ist oft eine Korrektur der Resultate notwendig (siehe Charakteristikenmethode).

Das **Thiessen**-Verfahren, auch **Polygon**- oder **Mittelsenkrechten**methode genann, ist weit verbreitet und wird insbesondere bei unregelmässiger Verteilung der Messstationen angewandt. Die Grundidee dieser Methode ist, dass der an einer Station gemessene Niederschlag jeweils bis zur Hälfte der Wegstrecke zur benachbarten Station gültig ist. Jeder Station wird also eine Fläche zugeordnet, die durch die Mittelsenkrechten zwischen je zwei benachbarten Stationen bzw. durch die Gebietsgrenze gebildet wird (Abb. 6.2.1). Diese Flächen A_i bilden die Grundlagen für die Gewichte W_i. Orographische Einflüsse müssen auch bei dieser Methode noch zusätzlich berücksichtigt werden.

Ein Nachteil der Methode liegt darin, dass bei Ausfall einer Station die Polygone neu bestimmt werden müssen oder der Wert an der betreffenden Station interpoliert werden muss. Die Auswertung von Hand ist ziemlich arbeitsintensiv (Konstruktion der Polygone, planimetrieren der Flächen), die Berechnung mit Computer jedoch auch ziemlich aufwendig.

Verschiedene Varianten der Polygonmethode wurden entwickelt und in der Literatur beschrieben. Eine Zusammenfassung darüber findet man in Mendel (1977).

Die Idee der **Dreiecksmethode** hat Akin (1971) aus der Theorie der finiten Elemente entlehnt. Mit den Niederschlagsstationen als Eckpunkte werden möglichst gleichmässig über das Gebiet verteilte Dreiecke konstruiert. Mit der Annahme eines linearen Niederschlagsgradienten zwischen zwei Stationen wird für jedes Dreieck analytisch durch zweifache Integration das Niederschlagsvolumen berechnet. Durch Summierung über alle Dreiecke wird der Gebietsniederschlag bestimmt. Die einzelnen Dreiecksflächen sind bei dieser Methode nicht wie bei der Polygonmethode horizontal sondern geneigt (Abb. 6.2.2). Dadurch wird die Verteilung des Niederschlages bereits angenähert, obwohl natürlich keine Nichtlinearitäten berücksichtigt

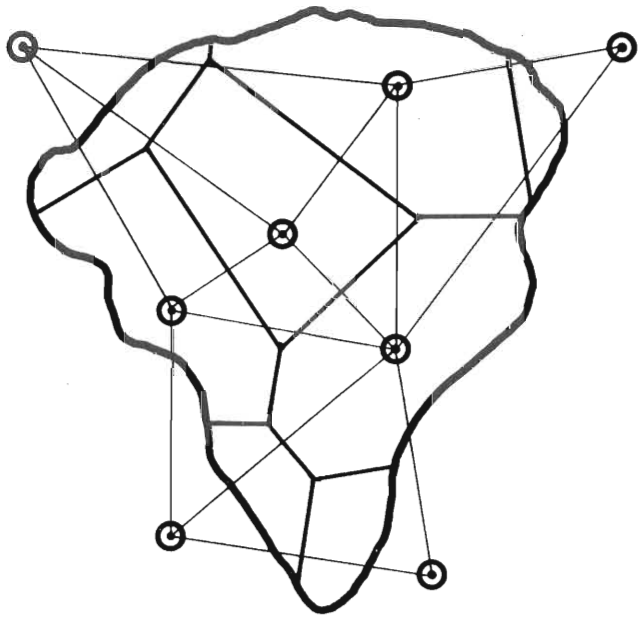

Abb. 6.2.1: Konstruktion der Thiessen-Polygone unter Einbezug von auch ausserhalb des Gebietes gelegener Stationen.

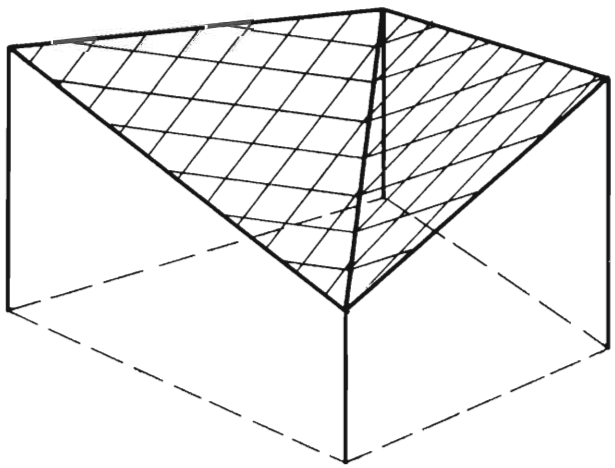

Abb. 6.2.2: Darstellung der Interpolation mithilfe des Dreiecksverfahrens nach Akin (1971). Entlang der durch je zwei Stationen definierten Dreiecksseiten wird linear interpoliert.

sind und damit auch orographische Einflüsse nur ungenügend korrigiert werden können. Die Dreiecksmethode ist, wie übrigens auch die Polygonmethode, nicht streng objektiv, da das Maschennetz zwischen den Regenmessstationen verschieden konstruiert werden kann.

Wichtig ist, dass eine gewisse Mindestzahl von Stationen im Gebiet vorliegt und dass vor allem der Randbereich des Gebietes gut abgedeckt ist.

Die Methode ist gut geeignet für die Berechnung mittels Computer. Akin (1971) publiziert dazu ein vollständiges FORTRAN-Programm.

Die **Zwei-Achsen-Methode** nach Bethlamy (1976) geht von einer differenzierten Betrachtung der Lage der Regenmessstation inbezug auf das Einzugsgebiet aus. Die folgenden drei Annahmen werden berücksichtigt:

- Nicht alle Stationen haben die gleiche Bedeutung inbezug auf den Gebietsniederschlag
- Eine Station in der Nähe des Zentrums des Einzugsgebietes ist wichtiger als eine weit entfernt liegende Station
- Das Gewicht einer Station hängt von der Lage inbezug auf die Form des Einzugsgebietes ab.

Der Einfluss dieser drei Kriterien auf das Gewicht jeder Station wird durch alle Winkel α (Abb. 6.2.3), die durch die Lage der Station und der zwei Hauptachsen $\overline{AB}$ und $\overline{CD}$ definiert werden, bestimmt.

Dadurch werden die Gewichte objektiv auf die Stationen verteilt. Orographische Einflüsse bleiben jedoch auch hier unberücksichtigt.

Ein Vorteil der Methode liegt auch an der sehr einfachen Berechnungsart, was sich günstig auf die automatische Berechnung auswirkt.

Interpolationen

Mit verschiedenen Methoden werden die Niederschlagshöhen ausgehend von den gemessenen Werten auf bestimmte Punkte interpoliert (siehe Kapitel 6.1). Ueblicherweise wird ein regelmässiges Gitternetz als **Punktraster** auf das Gebiet gelegt und für diese Punkte, die alle dieselbe Fläche repräsentieren, ein Wert interpoliert.

Das Gewicht jedes Rasterpunktes ist also $W_i = \frac{1}{n}$ (n Anzahl Rasterpunkte) und die Rasterpunkte können als fiktive Stationen angesehen werden. Somit wird der Gebietsniederschlag wieder nach Formel (6.2.2) berechnet. Für die Bestimmung des Niederschlages auf jeden Rasterpunkt gibt es zahlreiche Methoden. Eine Auswahl ist nachstehend aufgeführt:

Isohyethen-Methode: Die Darstellung der Niederschlagsverteilung durch Zeichnen von Linien gleichen Niederschlages aufgrund des gemessenen Niederschlages und unter Berücksichtigung der Orographie und der lokalklimatischen Gegebenheiten gilt als genaueste und älteste Methode zur Gebietsniederschlagsbestimmung. Die Interpolation ist subjektiv und die Güte der Interpolation ist abhängig von der Zahl der verfügbaren Messstationen und sicher auch von der Erfahrung des Kartenentwerfers.

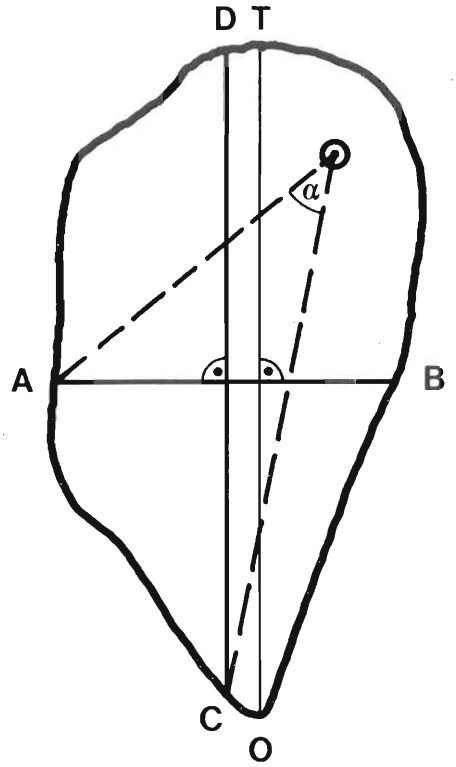

Abb. 6.2.3: Konstruktion der Hauptachsen und der Winkel für die 2-Achsen-Methode nach Bethlahmy (1976)

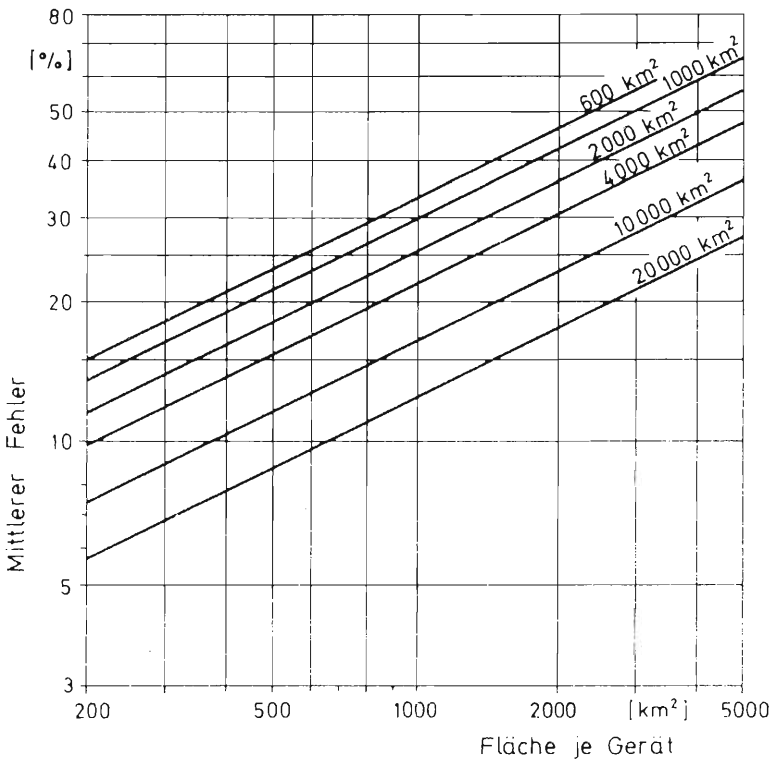

Abb. 6.2.4: Mittlerer Fehler täglicher Gebietsniederschlagsberechnungen als Funktion der Stationsdichte für 6 unterschiedliche Gebietsgrössen; nach U.S. Weather Bureau (1947) aus Mendel (1979).

Die Umrechnung von der Isohyethendarstellung zur Gebietsniederschlagshöhe kann durch Ausplanimetrieren der einzelnen Höhenflächen oder mithilfe der oben beschriebenen Punktrastermethode geschehen, wobei die Werte für die einzelnen Punkte aufgrund des Isohyethenverlaufes interpoliert werden müssen.

Obwohl Isohyethen auch mit Computerprogrammen berechnet und gezeichnet werden können, ist die Methode sicher nur sinnvoll, wenn die Niederschlagskarte durch Fachleute entworfen wird.

Die Isohyethenmethode ist daher aber auch sehr aufwendig und wird heute nur noch für Spezialfälle verwendet.

Bei der **Quadrantenmethode** werden für jeden Rasterpunkt aus den vier Quadranten, die durch die Nord-Süd und Ost-West verlaufenden Rasterlinien gebildet werden, je die nächstliegenden Stationen gesucht. Der Niederschlag am Rasterpunkt R_i wird aus den Messwerten h_j dieser vier Stationen und ihren Abständen d_j von R_i berechnet (6.2.3). Als Gewichtsfaktor für die Interpolation wird das reziproke Quadrat der Entfernung ($\frac{1}{d_i}_2$) verwendet. Der Nenner in 6.2.3 dient zur Normierung des Zählers. Der Gebietsniederschlag wird wieder nach 6.2.2 mit $W_i = \frac{1}{n}$ bestimmt. Auch hier müssen orographische Einflüsse noch zusätzlich berücksichtigt werden.

$$h_{R_i} = \frac{\sum_{j=1}^{4} \frac{h_j}{d_j^2}}{\sum_{j=1}^{4} \left(\frac{1}{d_j^2}\right)} \qquad (6.2.3)$$

Das **Sammelgebietsverfahren** wurde vom Deutschen Wetterdienst entworfen und wird seit 1979 für die Berechnung des Gebietsniederschlages von etwa 3000 Gebieten benützt (Deisenhofer et al. 1982). Das Verfahren ist eine Variante der Quadrantenmethode:

Jedes Flusseinzugsgebiet wird in sog. Basisgebiete von ca. 100 km^2 Grösse aufgeteilt. Dem Gebietsniederschlag eines Basisgebietes entspricht die für seinen Schwerpunkt interpolierte Niederschlagshöhe. Sie wird aus den gewichteten Messergebnissen von 5 Stationen in seiner Umgebung interpoliert, nämlich aus der am nächsten gelegenen Station und zusätzlich aus der am nächsten gelegenen Station aus jedem Quadranten.

Um die orographischen Einflüsse zu berücksichtigen, werden die so berechneten Niederschläge mit der weiter unten beschriebenen Charakteristikenmethode umgerechnet. Der Gebietsniederschlag des Flussgebietes (Sammelgebiet) wird dann aus dem nach der Fläche gewichteten Mittel der im Flussgebiet enthaltenen Basisgebiete berechnet.

Mathematische Anpassungen

Zur räumlichen Interpolation von Niederschlagsdaten wurden schon verschiedenste **analytische Ansätze** überprüft und angewendet. Viele dieser Ansätze beruhen auf einer Anpassung mit der kleinste-Quadrat-Methode. Damit können räumliche Polygone höherer Ordnung beschrieben werden. Auch fourieranalytische Ansätze wurden schon verwendet. Eine Uebersicht über diese weniger verbreiteten Methoden findet sich in Mendel 1977 und 1979.

Der einfachste Fall einer Anpassung ist die **einfache Regression** der **Niederschlagshöhen mit der Meereshöhe** der Station. Die mittlere Einzugsgebietshöhe führt dann über die Regressionsgleichung direkt zum Gebietsniederschlag. Diese einfache Methode, in kleinen Einzugsgebieten mit vorwiegend starkem vertikalen Niederschlagsgradienten angewendet, zeigt meistens gute Ergebnisse. Gleichzeitig ist hier der Einfluss der Orographie direkt berücksichtigt. Der im Hydrologischen Jahrbuch der Schweiz seit 1972 publizierte Gebietsniederschlag für eine Reihe von Testgebieten wurde nach dieser Methode berechnet.

Eine Alternative zu diesen mathematisch-numerisch orientierten Verfahren bietet die seit einigen Jahren angewandte Theorie räumlich stochastischer Prozesse. Für die Gebietsniederschlagsberechnung wurde die massgeblich von Matheron weiterentwickelte Methode des **Kriging** angewendet (Delfinier and Delhomme, 1975; Streit et al., 1981,1982; Montmollin et al., 1980).

Die Methode sollte eher bei grösseren Einzugsgebieten mit mindestens 20 Stationen angewendet werden. Obwohl entsprechende Computerprogramme verfügbar sind, kann die Methode nur von erfahrenen Fachspezialisten angewendet werden. Der Vorteil der Methode ist, dass mit einem sogenannten Variogramm eine Vorstellung über die räumliche Abhängigkeit der Niederschlagsverteilung eingegeben werden kann und dass eine Aussage über die statistischen Fehler der Ergebnisse gemacht werden kann.

6.2.2.2 Indirekte Bestimmung mithilfe der hydrologischen Bilanz

Liegen für ein hydrologisches Einzugsgebiet keine oder nur sehr mangelhafte Messungen über den Niederschlag vor, so kann der Gebietsniederschlag **bei gemessenem Abfluss** mithilfe der hydrologischen Bilanzgleichung bestimmt werden. Für die Gebietsverdunstung muss ein geeigneter Wert abgeschätzt werden, der normalerweise als Funktion der Höhe (bzw. der Temperatur) für ein bestimmtes Klimagebiet der Literatur entnommen werden kann, z.B. aus Baumgartner et al. (1938) oder Korzun (1974). Die Reservenänderung ist in solchen Gebieten normalerweise unbekannt: Gletscher, Schneerücklagen und Grundwasser sind nicht erfasst. Besonders in stark vergletscherten Gebieten muss meistens mit grösseren Fehlern gerechnet werden, da über die Massenbilanz der Gletscher üblicherweise keine Angaben vorliegen. Aus diesen Gründen ist diese Methode nur geeignet für mehrjährige Mittelwerte des Gebietsniederschlages.

Weitere grobe Fehler können auftreten, wenn das Gebiet aufgrund seiner geologischen Beschaffenheit hydrologisch nicht dicht ist, dh. wenn Wasser aus benachbarten Gebieten zufliesst oder wenn nicht alles ausfliessende Wasser die Abflussmessstelle durchfliessen kann.

6.2.2.3 Die Charakteristikenmethode

Das Ziel der Charakteristikenmethode ist, mit geringem Aufwand eine für ein Gebiet charakteristische Verteilung für jeden zu berechnenden Fall zu berücksichtigen: Die aktuellen Niederschlagsmessungen werden dazu mit der Charakteristik der jeweiligen Station dh. mit dem langjährigen oder saisonalen Mittelwert oder etwa auch mit dem Mittelwert für typische Wetterlagen verglichen. Die so bestimmten Relativwerte erlauben es sodann, aus einer einmal sorgfältig analysierten Niederschlagskarte, welche die charakteristische Verteilung in horizontaler und vertikaler Richtung für den betrachteten Zeitraum darstellt, auf einfachste Weise den aktuellen Gebietsniederschlag zu bestimmen (Formel 6.2.4).

Für den aktuellen Fall werden die Messungen (versehen mit den entsprechenden Gewichten) die allgemeine Verteilung der Niederschläge weiterhin bestimmen. Für die Bestimmung der Gewichte W_i bzw. der interpolierten Werte für die Rastermethoden kann eine der oben beschriebenen Methoden verwendet werden.

Diese hier beschriebene Charakteristikenmethode wurde z.B. vom Deutschen Wetterdienst für die Berechnung des monatlichen Gebietsniederschlages im "Hydrologischen Atlas der Bundesrepublik Deutschland" und im deutschen Donaugebiet, wie auch von der Landeshydrologie für monatliche Gebietsniederschläge der grossen Einzugsgebiete der Schweiz und auch für zahlreiche Untersuchungsgebiete angewendet.

$$h_n = \bar{h}_n \cdot \sum_{i=1}^{n} W_i \cdot h_i / \bar{h}_i \qquad (6.2.4)$$

h_n Gebietsniederschlagshöhe

$\bar{h}_n$ mittlere (charakteristische) Gebietsniederschlagshöhe

W_i Gewicht der i-ten Station

h_i gemessene Niederschlagshöhe an der i-ten Station

$\bar{h}_i$ mittlere (charakteristische) Niederschlagshöhe an der i-ten Station

alle Werte h_n, $\bar{h}_n$, h_i, $\bar{h}_i$ beziehen sich auf dieselbe Zeiteinheit (z.B. Jahr, Monat, einzelnes Ereignis bei bestimmter Situation)

6.2.3 Die Genauigkeit der Gebietsniederschlagsbestimmung

Die Genauigkeit des Ergebnisses einer Gebietsniederschlagsbestimmung wird durch mehrere Faktoren beeinflusst:

- Fehler bei der Punktmessung
- Fehler bei der Berechnung des Gebietsniederschlages
  - . Dichte des Messnetzes
  - . Verteilung der Stationen
  - . Art des Niederschlages
  - . Methode

Die Fehler der ersten Gruppe werden im Kapitel 3 behandelt. Die Fehler von den einzelnen Grössen der zweiten Gruppe können nicht für sich allein betrachtet werden, da die Parameter in einer wechselseitigen Beziehung miteinander stehen (Tabelle 6.2.1). Daher ist es sehr schwierig, konkrete allgemein gültige Aussagen über die Genauigkeit der einen oder der anderen Methode zu machen, obwohl in der Literatur zahlreiche Berichte zu finden sind.

Tabelle 6.2.1: Einfluss der verschiedenen Parameter auf die Genauigkeit von Gebietsniederschlagsbestimmungen mit Beispielen aus (1) U.S. Weather Bureau (1947) und (2) Linsley und Kohler (1951)

Parameter	Charakter		Beispiele (1)	(2)	Einheit
Gebietsgrösse	klein	gross	4000	560	km^2
Stationsdichte	klein	gross	200	56	km^2/Station
Zeitintervall	kurz	lang	6	24	Stunden
Gebirgigkeit	gross	klein	bergig	flach	
Niederschlagstyp	inhomogen	homogen	Gewitter	?	
Niederschlagsmenge	klein	gross	?	25	mm
Gebietshöhe	hoch	niedrig	?	350	m ü.M.
Fehler	gross	klein	10	5	%

In der deutschsprachigen Literatur sind zusammenfassende Diskussionen über die Genauigkeit z.B. in Mendel (1977 und 1979) und in Giesecke et al. (1983) zu finden.

Da der "wahre" Wert des Gebietsniederschlages nie bekannt ist, werden bei allen Untersuchungen die Ergebnisse mit verschiedenen Voraussetzungen der obengenannten Punkte untersucht. Abb. 6.2.4 zeigt die auch in anderen Untersuchungen in der Grössenordnung bestätigte Abhängigkeit von Messnetzdichte, Gebietsgrösse und Fehler ausgehend von einer einzigen Methode (arithmetisches Mittel).

Eine besonders interessante Untersuchung stammt von Damant et al. (1983), in der Gebietsniederschlagsberechnungen (Thiessenmethode) mit Radarmessungen verglichen werden. Die Abweichungen für das Gebiet (4'800 km^2) betrug bei 10 Regenmessern im Mittel etwa 19%, was den Ergebnissen in Abb. 6.2.4 gut entspricht. Allerdings schwankten die Abweichungen zwischen 3% (bei 15 mm Niederschlag) und 70% (bei 1 mm Niederschlag). Für

einzelne Teilgebiete wurden zum Teil enorme Fehler (über 200%) berechnet. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass die Teilgebiete zum Teil sehr klein waren und die Regenmesser weit ausserhalb der Gebietsgrenzen liegen konnten.

Ganz allgemein soll an dieser Stelle darauf hingewiesen werden, dass es sich in jedem Fall lohnt, sich über die Grössenordnung der Genauigkeit von Gebietsniederschlagsbestimmungen eine Vorstellung zu machen. Dies gilt ganz besonders dort, wo der Gebietsniederschlag als Eingangsgrösse für detaillierte Niederschlag-Abfluss-Modelle verwendet wird.

6.2.4 Schlussfolgerungen und Zusammenfassung

Allein schon die Tatsache, dass von einigen Regenmessern mit 200 cm^2 Auffangfläche auf ein mehrere 100 oder 1000 km^2 grosses Einzugsgebiet extrapoliert wird, muss klarmachen, dass mit der Gebietsniederschlagsbestimmung mancherlei Probleme und Fehler verknüpft sind. Daher ist es sehr wichtig für den gegebenen Fall die beste Methode auszuwählen.

Vor grösseren Berechnungen müssen zu diesem Zweck die vorhandenen Mittel und die zu erreichenden Ziele klar formuliert werden:

Vorhandene Mittel :	- Gebiet	Grösse, Orographie
	- Regenmesser	Anzahl, Dichte, Verteilung
	- Daten	Verfügbarkeit, Datenträger, zeitl. Auflösung
	- charakterist. Daten	Isohyethen, lange Reihen, Gradienten
	- Programme	bereits vorhanden ?
	- Computer	Art der verfügbaren Anlage
Ziele:	- Auflösung	örtlich, zeitlich
	- Verwendungszweck	mittlere Wasserbilanz, Input für detaillierte N-A-Modelle
	- Frequenz	einmalige Berechnung, routinemässige Berechnung, real-time-Anwendung

Ausgehend von diesen Angaben kann dann z.B. nach dem Schema in Abb. 6.2.5 eine geeignete Methode ausgesucht werden. Je nach Zielsetzung müssen im angegebenen Schema die Kriterien strenger (z.B. für kurze Zeitintervalle) oder weniger streng beurteilt werden. Möglicherweise können auch wichtige (charakteristische) Daten bereits publizierten Karten oder Tabellen (Kapitel 2.2) oder anderen Gebietsniederschlagsbestimmungen (Tabelle 6.2.2) entnommen werden.

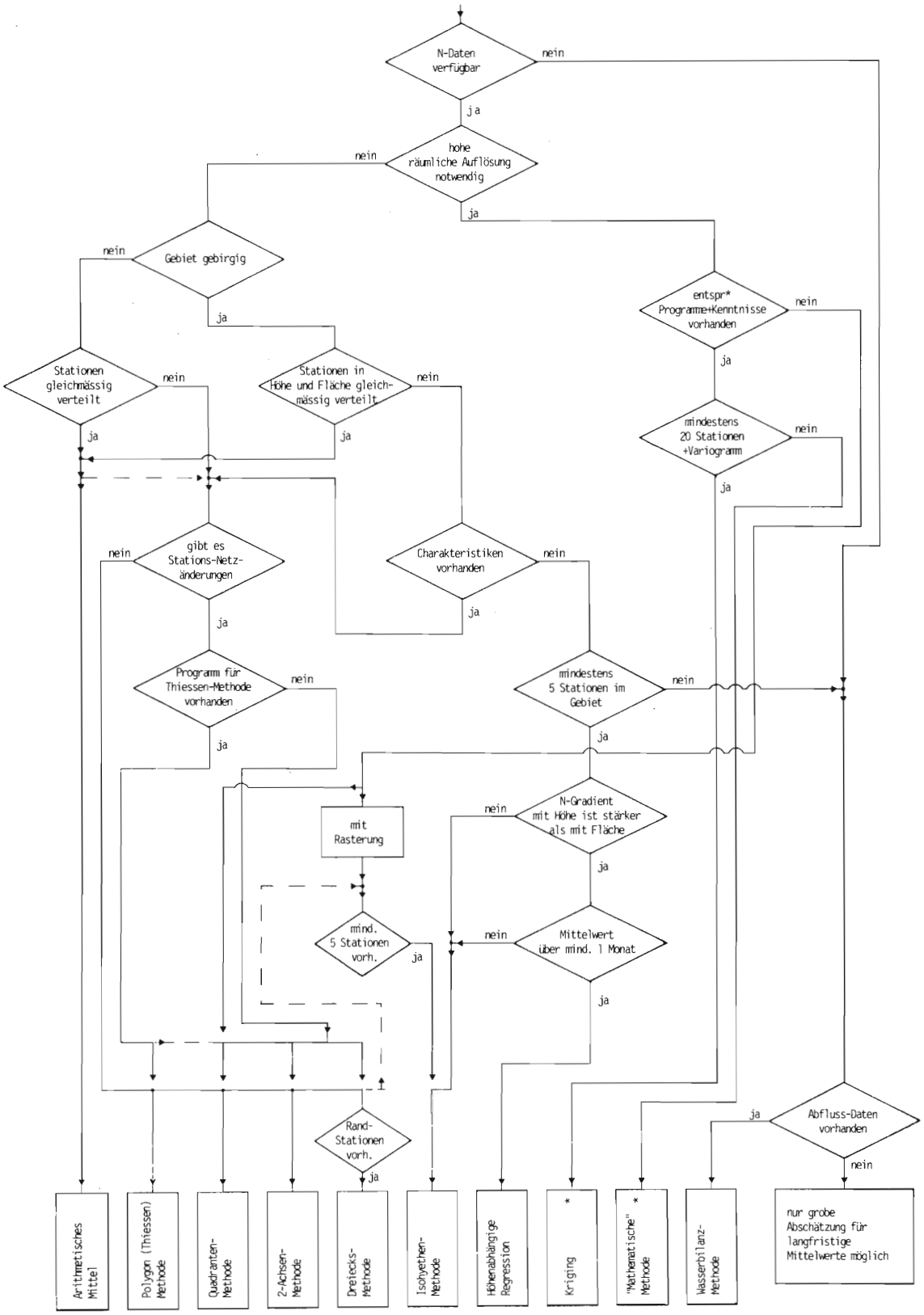

Abb. 6.2.5: Entscheidungsbaum für die Auswahl der bestgeeigneten Methode zur Gebietsniederschlagsberechnung.

Tabelle 6.2.2: Ausgewählte Angaben über Gebietsniederschlagsbestimmungen von Gebieten in der Schweiz. Eine Uebersicht mit weiteren in der Schweiz durchgeführten Wasserbilanzstudien findet sich in Binggeli (1974). Für den gesamten Alpenraum gibt Baumgartner et al. (1983) eine umfangreiche Literaturübersicht.

Einzugsgebiet	Zeitraum	Art der Daten	Methode	Autor
Bündner Rheingebiet (6 Gebiete)	1885-1909	alle Jahreswerte Karte mit mittlerem Jahreswert	N=f(H) und hypsogr. Kurve	Roder (1914)
Rheingebiet (24 Gebiete)	1901-1940	mittlerer Jahreswert	Isohyethen	Köhl (1971)
Rhein-Basel	1901-1940	mittlere Monatswerte	Isohyethen	Walser (1954)
Rheingebiet (Mittelland)	1921-1952	mittlere Monatswerte	arithm. Mittel mit Charakteristik	Walser (1954
Rheingebiet (Hochgebirge)	1945-1952	mittlerer Jahreswert		
Thurgebiet (10 Gebiete)	1967-1976	alle Jahreswerte mittlere Monatswerte	Regression mit Höhe	Walser (1982)
Thur-Halden, - Andelfingen	1881-1978	13 grösste Ereignisse Tageswerte und Karten	Thiessen und Isohyethen	Grebner et al. (1980)
Kt. Zürich	1881-1979	mittlerer Jahreswert (nur Karte) grösster Tageswert (nur Karte)	Isohyethen	Grebner u. Göldi (1983)
Aaregebiet (13 Gebiete)	1901-1940	mittlerer Jahreswert	Isohyethen	Walser u. Lanker (1957)
Aare-Thun	1930-1955	mittlerer Jahreswert	arithm. Mittel mit Charakteristik	Walser u. Lanker 1957
-Brügg	1914-1955			
-Brugg	1916-1955			
zwischen Brügg und Brugg	1916-1955			
Zihlkanal-Zihlbrück	1920-1955			
Mentue	1974-1976	mittlerer Jahreswert + Karte	mathem. Modell höhenabh., binormal-Verteilung	Montmollin et al. (1979)
Mentue	1974-1975	saisonale Werte + Karten	Kriging; kubische Spline Funktion	Zwahlen (1981)
Westl. Mittelland	1974-1976	mittlerer Jahreswert + Karte	Kriging	Montmollin et al. (1980)
Reussgebiet (10 Gebiete)	1930-1956	mittlerer Jahreswert	arithm. Mittel mit Charakteristik	Walser (1958)
Linth-Limmatgebiet	1901-1940	mittlerer Jahreswert	Isohyethen	Walser (1962)
Rhone-Porte du Scex	1956-1980	alle Jahres- und Monatswerte	arithm. Mittel, korrigiert mit langjähriger Wasserbilanz	Kasser (1983)
Massa-Blatten	1964-	Jahreswerte, z.T. Monatswerte	Wasserbilanz	Gletscherkommission
Rhone-Porte du Scex	1973-	Jahreswerte	Wasserbilanz	Gletscherkommission
Aegina (Griesgletscher)	1961-	alle Jahreswerte	Wasserbilanz	Gletscherkommission
Inn-Martina	1901-1940	mittlerer Jahreswert	Isohyethen	Walser (1967)
Schweiz: 10 Klimagebiete	1901-1940	mittlerer Jahreswert	Isohyethen (Raster)	Lugeon et al. (1960)
8 Flussgebiete	1910-1959	alle Jahreswerte, 5-jährige gleitende Mittelwerte, nur graphisch	arithmetisches Mittel mit Charakteristik	
4 Stromgebiete, CH	1910-1959			
Schweiz	21.9.1968	extremes Ereignis, Karte	Isohyethen	Courvoisier und Guenin (1969)
Schweiz: 14 Einzugsgebiete 15 Klimaregionen	1901-1972	alle Monatswerte und umfangreiche Statistik	arithmetisches Mittel	Lemans (1981)
Schweiz: 20 Untersuchungsgebiete	1972-	alle Monatswerte	Regres. mit Höhe und Thiessen mit Charakteristik	Landeshydrologie
Schweiz: alle grossen Flussgebiete und Stromgebiete, Schweiz	1901-1981	alle Monatswerte	Thiessen mit Charakteristik	Landeshydrologie (1985)
Alpen: 1138 Einzugsgebiete davon 141 in der Schweiz	1931-1960	mittlerer Jahreswert	Isohyethen (Raster)	Baumgartner et al. (1983)

6.2.5 Literatur

AKIN, J.E. (1971): Calculation of mean areal depth of precipitation. J. Hydrol. 12, p. 363-376.

BAUMGARTNER, A., REICHEL, E., WEBER, G. (1983): Der Wasserhaushalt der Alpen. R. Oldenbourg München, 344 p.

BETHLAHMY, N.(1976): The two-axis method: a new method to calculate average precipitation over a basin. Hydrol.Sci. Bull., 21, p. 379-385.

BINGGELI, V. (1974): Hydrologische Studien im zentralen schweizerischen Alpenvorland, insbesondere im Gebiet der Langete. Beitrag z. Geologie der Schweiz - Hydrologie, Nr. 22, Bern.

COURVOISIER, H.W., GUENIN, R. (1969): Die ergiebigen Niederschläge und das Hochwasser vom September 1968 auf der Alpennordseite der Schweiz. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 7/8, 8 p.

DAMANT, C., AUSTIN, G.L., BELLON, A., BROUGHTON, R.S. (1983): Errors in the Thiessen technique for estimating areal rain amounts using weather radar data. J. Hydrol. 62, p. 81-94.

DEISENHOFER, H.E., KUMM, H., WOLLKOPF, H. (1982): Berechnung von monatlichen Gebietsniederschlagshöhen mit dem Sammelgebietsverfahren am Beispiel des Iller-Einzugsgebietes. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, 20 p.

DELFINER, P. , DELHOMME J.P. (1975): Optimum interpolation by Kriging, in Display and Analysis of Spatial Data, John Wiley.

GIESECKE, J., SCHMITT, P., MEYER, H. (1983): Vergleich von Rechenmethoden für Gebietsniederschläge. Wasserwirtschaft 73,1, p. 1-7.

GLETSCHERKOMMISSION: Die Gletscher der Schweizer Alpen. Berichte der Gletscherkommission der Naturforschenden Gesellschaft (SNG).

GREBNER, D., JENSEN, H., KOBELT, F., LANG, H., NAEF, F. (1980): Untersuchungen über extreme Gebietsniederschläge und Hochwasser im Gebiet der Thur. Interner Bericht der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich.

GREBNER, D., GOELDI, CH. (1983): Niederschlagskarten für den Kanton Zürich. Schweizer Ingenieur und Architekt, 48.

KASSER, P. (1983): Die Variation der Wasservorräte im Einzugsgebiet der Rhone von Porte du Scex. In: Die Gletscher der Schweizer Alpen 1975/76 und 76/77. 97. und 98. Bericht. Gletscherkommission der SNG, p. 148-183.

KOEHL, A. (1971): Die Landesverdunstung im schweizerischen Rheingebiet. Jahresber. Naturf. Ges. Graubünden. Neue Folge Band XCIV, Vereinsjahr 1969/70 u. 70/71, p. 193-198.

KORZUN, V.I. (ed) (1974): World water balance and water resources of the earth. UNESCO, Studies and reports in hydrology, 25.

LANDESHYDROLOGIE: Hydrologisches Jahrbuch der Schweiz.

LANDESHYDROLOGIE (1985): Wasserbilanzen grosser Einzugsgebiete in der Schweiz. Mitteilung der Landeshydrologie (in Vorbereitung).

LEMANS, A.M. (1981): Gebietsniederschläge. Klimatologie der Schweiz, Heft 27/E, Niederschlag 13. Teil, Schweizerische Meteorologische Anstalt Zürich.

LINSLEY, R.K., KOHLER, M.A. (1951): Variations in storm rainfall over small areas, Trans. Am. Geophys. Union. Vol. 32, 2, p. 245-250.

LUGEON, J., SCHUEPP, M., UTTINGER, H. (1960): Die klimatischen Verhältnisse der Schweiz in den letzten 50 Jahren. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 8-10.

MENDEL, G. (1977): Die Berechnung von Gebietsniederschlägen. Deutsche Gewässerkundl. Mitt., Heft 6/21, p. 129-141.

--- (1979): Zur Berechnung von Gebietsniederschlägen aus Punktmessungen. In: Festschrift Peter Kasser, Mitt. Vers.anst. Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich, Nr. 41, p. 187-213.

de MONTMOLLIN, F., OLIVIER, R., ZWAHLEN, F. (1979): Utilisation d'une grille d'altitudes digitalisées pour la cartographie d'éléments du bilan hydrique. J. Hydrol. 44, p. 191-209.

de MONTMOLLIN, F., OLIVIER, R., SIMARD, R., ZWAHLEN, F. (1980): Evaluation of a precipitation map using a smoothed elevation-precipitation relationship and optimal estimates (Kriging). Nordic Hydrology 11, p. 113-120.

RODER, E. (1914): Niederschlag und Abfluss im bündnerischen Rheingebiet während der Jahre 1894-1909. Mitt. Nr. 5 der Landeshydrographie Bern.

STREIT, U. (1981): Kriging-eine geostatistische Methode zur räumlichen Interpolation hydrologischer Informationen. Wasserwirtschaft 71/7+8, p. 219-223.

STREIT, U., SCHWENKTER, F. (1982): Some problems of estimating areal rainfall means by Kriging. Proc. Symp. Hydrolog. Research Basins. Sonderh. Landeshydrologie Bern, p. 369-378.

US WEATHER BUREAU (1947): Thunderstorm rainfall. Hydrometeorological report No. 5, USWB, 331 p.

WALSER, E. (1954): Die Niederschlags- und Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet des Rheins oberhalb Basel. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 5-7, 7 p.

--- (1958): Niederschlag und Abfluss im Reussgebiet. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 8/9, 8 p.

--- (1962): Das Linth-Limmat-Gebiet in hydrographischer Sicht. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 8-10, 8 p.

--- (1967): Niederschlags- und Abflussverhältnisse im Engadin. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr. 6/7, 8 p.

--- (1982): Der natürliche Wasserhaushalt in unvergletscherten Einzugsgebieten. Anwendungen am Beispiel des Thurgebietes. Selbstverlag, 142 p.

WALSER, E., LANKER, E. (1957): Niederschlags- und Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet der Aare unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der Speicherbecken. Wasser- und Energiewirtschaft, Nr 7-9, 12 p.

WMO/UNESCO (1974): International Glossary of Hydrology. WMO-No. 385, Geneva, 394 p.

ZWAHLEN, F. (1981): Contribution à l'étude hydrologique du bassin de la Mentue. Thèse, Université de Lausanne, 132 p.

6.3 Niederschlags-Untersuchungen in kleinen hydrologischen Einzugsgebieten

Ch. Leibundgut

Geographisches Institut der Universität Bern

Zusammenfassung: Für viele hydrologische Untersuchungen in Einzugsgebieten spielt der Niederschlag eine bedeutende Rolle. Im Sinne einer Uebersicht wird gezeigt, in welcher Art und Weise der Niederschlag in kleinen Einzugsgebieten erfasst, aufgearbeitet und dargestellt wird. Fragen der Konzeption des Messnetzes, der Messnetzdichte, der eingesetzten Messgeräte, aber auch die Korrektur der Messdaten, die Ermittlung der Gebietsniederschläge und die räumlich-zeitliche Verteilung der Niederschläge stehen im Vordergrund. Es zeigt sich, dass sowohl bei der Messnetzplanung als auch bei den Messgeräten aus Gründen der Vergleichbarkeit eine gewisse Vereinheitlichung anzustreben ist. Eine Regionalisierung der Schweiz aufgrund von Niederschlagsregimes würde wesentlich mithelfen, andere Wasserhaushaltselemente besser abschätzen zu können.

Résumé: La précipitation atmosphérique joue un rôle important dans beaucoup de projets de recherches hydrologiques dans des bassins versants. Ayant le but de donner une vue générale, il est démontré de quelle façon les précipitations sont mesurées, élaborées et présentées concernant des petits bassins versants. Avant tout, les problèmes suivants sont traités: la conception du réseau de mesure, la densité des stations de jaugeage, les instruments de mesure utilisés; la correction des données, la calculation des précipitations régionales et la distribution spatiale-temporelle des précipitations. Il est nécessaire d'arriver à une certaine standardisation des réseaux et des instruments de mesure afin de pouvoir faire des comparaisons. Une régionalisation de la Suisse basée sur des régimes de précipitation pourrait considérablement contribuer à une meilleure estimation d'autres éléments du bilan hydrique.

Abstract: In many hydrological research projects in river basins, precipitation is an important factor. As an overview, this paper shows in which way precipitation in small basins is measured and analysed. The main subjects are problems concerning the conception of the hydrometeorological network, the density of rain gauge stations, the instrumentation as well as the correction of raw data, the determination of areal precipitation and its spatial and temporal distribution. For reasons of comparison, both the conception of networks and the measurement instruments should be standardized. A regionalisation of Switzerland based on precipitation regimes would be a great help for better estimations of other elements of the water balance.

6.3.1 Einleitung und Problemstellung

Bei allen Wasserhaushaltsuntersuchungen in Einzugsgebieten spielt der Niederschlag eine bedeutende Rolle. Dasselbe gilt auch für zahlreiche hydrologische Prozessuntersuchungen. Da die von der SMA durchgeführten Niederschlagsmessungen nicht auf die Belange der Hydrologie ausgelegt sind, werden für hydrologische Untersuchungen meist eigene Messnetze aufgebaut. Dies gilt insbesondere für die hydrologischen Forschungen in kleineren Einzugsgebieten. Die Untersuchungen sind oft vom weltweit vertretenen An-

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

satz der "representative und experimental basin" ausgegangen. In den noch überschaubaren Grössenordnungen eines kleinen Einzugsgebietes werden die Elemente des Wasserhaushaltes und die wesentlichen Prozessabläufe untersucht.

Ueber geeignete Verfahren könnten dann die in diesen Testgebieten gefundenen Resultate auf geographisch verwandte Gebiete übertragen werden. Für den Niederschlag stellt sich dabei das Problem, dass es sich bezüglich der Raum-Zeit-Verteilung um eine extrem variable Grösse handelt. Neben den systematisch bedingten Messfehlern muss für eine flächendeckende Aussage der Niederschlags-Punktmesswerte auch die der Representativität der Messstandorte für ein Einzugsgebiet gelöst werden.

6.3.2 Analysen der vorhandenen Arbeiten

In diesem Bericht soll deshalb in Form eines Ueberblickes analysiert werden, in welcher Art und Weise der Niederschlag in kleinen Einzugsgebieten erfasst, aufgearbeitet und dargestellt wird. Dabei stützt man sich auf rund vierzig Arbeiten. Für die einzelnen Einzugsgebiete ist jeweils nur eine Publikation berücksichtigt worden, da sich weitere Publikationen aus diesen Gebieten jeweils auch auf die gleichen Niederschlagsmessnetze stützten.

Die Analyse erstreckt sich auf die Konzeption des Messnetzes, auf die eingesetzten Messgeräte und die Messnetzdichte. Bezüglich der Auswertung der gemessenen Niederschlagsdaten werden die Korrektur der Niederschlagsmesswerte, die Berechnung der Gebietsniederschläge, die räumliche Verteilung der Niederschläge und deren zeitliche Auflösung berücksichtigt. Die Ergebnisse sind der Uebersichtlichkeit wegen tabellarisch dargestellt (vgl.Anhang). Zwecks besserer Vergleichbarkeit wurden die rund 80 Einzugsgebietsuntersuchungen in einzelne Grossregionen (Bsp. Tessin) zusammengefasst. Die Testgebiete der Landeshydrologie sind separat aufgelistet. Entsprechend der Zielsetzung wurden für die einzelnen Untersuchungen die Kenngrössen zum Untersuchungsraum, zum Zweck der Untersuchung, zum Messnetz und zur Datenbearbeitung ausgezogen.

Bei der Interpretation der vorliegenden Resultate müssen einige Punkte beachtet werden:

- Der Begriff "kleine Einzugsgebiete" wurde mit einer Einzugsgebietsfläche $< 200\ km^2$ gleichgestellt.

- Die Untersuchungsergebnisse im Einzelnen sind tabellarisch zusammengestellt. Die wichtigsten Punkte werden im Abschnitt 6.3.3 erörtert.

- Es handelt sich bei der vorliegenden Untersuchung um eine Literaturrecherche ohne Rückfrage bei den Autoren. Dies hat zur Folge, dass allenfalls auftretende Unklarheiten nicht bereinigt sind:

  - Eingesetzte Messgeräte: Nur in den wenigsten Fällen nennen die Untersucher neben der Typangabe (kontinuierliche Aufzeichnung mit Pluviographen oder Auffangen im Sammelgefäss) auch die Marke oder den Hersteller der eingesetzten Messgeräte. In der tabellarischen Zusammenstellung wurden die Begriffe der Autoren übernommen. Wo die Autoren Daten der SMA übernehmen, verweisen wir bezüglich Ausrüstung dieser Stationen auf die Publikationen der SMA.

- Messnetzdichte: Obwohl die Autoren die Anzahl der Messgeräte auflisten, ist nicht immer klar ersichtlich, an wievielen Messstandorten diese Geräte stehen. Zur Konstruktion von Niederschlagskarten werden zudem Niederschlagsdaten von ausserhalb des Untersuchungsgebietes liegenden Stationen verwendet. Die angegebene Messnetzdichte errechnet sich aus den im Gebiet liegenden Messstationen. Wo bekannt, wird der Wert aller verwendeten Stationen (z.B. für Niederschlagskarten) in Klammern beigefügt.

- Auswertung der Messergebnisse: Es würde den Rahmen einer Uebersicht sprengen, im Detail auf die Niederschlagsauswertungen der verschiedenen Autoren einzutreten. Die Angaben sind deshalb als Zusammenfassung zu werten.

6.3.2.1 Konzeption der Messnetze

Die Erfassung des Niederschlages in seiner räumlich-zeitlichen Verteilung ist ein Teilziel der meisten Untersuchungen, sei es als Inputgrösse für ein Niederschlag-Abfluss-Modell oder als Bilanzierungsglied einer Wasserbilanz. Entsprechend dieser Zielsetzung und im Wissen um die starke räumliche Variabilität des Niederschlages werden die Messnetze sorgfältig geplant. In grösseren Einzugsgebieten werden Stationen in Tal- und Hanglage, in verschiedenen Expositionen und Höhenlagen errichtet. Um die Luv-Lee-Effekte möglichst auszugleichen, werden in einzelnen Fällen Profile längs der regenträchtigsten Hauptwindrichtungen gelegt. In sehr kleinen Einzugsgebieten, wo nur eine Messstation betrieben wird, achtet man auf einen repräsentativen Standort. Dieser befindet sich meistens in der Nähe des Zentrums. Gleichwohl müssen aber bei der Standortwahl Kompromisse eingegangen werden, die grösstenteils durch äussere Zwänge verursacht sind:

- Erreichbarkeit (Gebirge, Winter)
- Betreuung (Personalmangel)
- Energieversorgung (Beheizung, modernere Geräte)
- Standort mitbedingt durch Ansprüche der Landbesitzer (Parzellierung u.a.)

Kaum eine Untersuchung kommt ohne Daten der SMA aus. Liegt keine Beobachtungsstation im Untersuchungsgebiet, behilft man sich mit Daten einer benachbarten naheliegenden Station. Das Vorhandensein einer Station aus dem offiziellen Messnetz bringt Vorteile:

- Anschluss und Einordnung der eigenen Beobachtungen an eine längere Reihe
- zusätzliche Beobachtung ohne eigenen Aufwand
- eventuell grössere zeitliche Auflösung
- eventuell weitere Klimadaten (Temperatur, Wind, Feuchtigkeit usw.)

Sind Niederschlagskarten das Teilziel einer Untersuchung, werden fast immer Messstationen ausserhalb des Untersuchungsgebietes errichtet, um die räumliche Verteilung randlich besser abzustützen.

6.3.2.2 Eingesetzte Messgeräte

Welche Messgeräte eingesetzt werden, ist sehr stark von der Problemstellung der Untersuchung abhängig. Es lassen sich grob folgende Fälle unterscheiden:

- Reine Wasserhaushaltsstudien:

  Für diese Art von Untersuchungen wurden fast ausschliesslich Jahrestotalisatoren (Typ Gebirgstotalisator SMA) und Monatstotalisatoren (ohne Typenangabe) eingesetzt (siehe Kap. 1.2). In früheren Arbeiten ist vor allem im Gebirge ein starkes Ueberwiegen der Jahrestotalisatoren festzustellen. Mit dem Bestreben eine grössere zeitliche Auflösung zu erreichen, werden entsprechend mehr Monatstotalisatoren verwendet. Trotz der Thematik, die ja eigentlich auf eine Langzeitbetrachtung ausgerichtet ist, werden vielfach einzelne Pluviographen eingesetzt, um die zeitliche Variabilität der Niederschläge besser zu erfassen.

- Erweiterte Wasserhaushaltsstudien:

  Meist ist mit Wasserhaushaltsstudien eine Zusatzfragestellung verbunden: Stoffbilanzen, Wasserversorgungen, Wasserresourcen oder andere wasserwirtschaftliche Fragestellungen. In all diesen Fällen verzeichnen wir eine starke Zunahme der Pluviographen, verbunden mit einem Verzicht auf die Jahrestotalisatoren. Dies allerdings nur, falls das Untersuchungsgebiet nicht im Gebirge liegt.

- Prozessstudien:

  Liegt die Hauptfragestellung nicht auf dem Wasserhaushalt, sondern z.B. bei der Eichung und Entwicklung von Niederschlag-Abfluss-Modellen, auf Hoch- oder Niedrigwasser-Abschätzungen oder hat das Untersuchungsgebiet stark repräsentativen Charakter (Rietholzbach, Alpthal, Grosser Runs, Mentue) werden vorzugsweise hochauflösende Pluviographen eingesetzt. Stark verbreitet sind die Geräte mit Schwimmerprinzip; Niederschlags-Waagen und Niederschlags-Wippen werden erst vereinzelt verwendet (siehe Kap. 1.2).

6.3.2.3 Messnetzdichte

Die Messnetzdichte (Quotient aus Einzugsgebietsfläche und Anzahl Niederschlagsstationen) ist einerseits von der Zielsetzung der Untersuchung, andererseits von der geographischen Lage des Untersuchungsraumes abhängig. Die Zusammenstellung der Messnetzdichten erfolgt deshalb getrennt in den Tabellen 1 (Wasserhaushaltsstudien) und 2 (Prozessstudien).

Wasserbilanzstudien: In gebirgigen Einzugsgebieten beträgt die mittlere Messnetzdichte 6-7 km^2/Station. Im Jura steigt sie auf 11, im Mittelland auf 17,5 und in der Ostschweiz gar auf 26 km^2/Station, doch handelt es sich hierbei um nur 2 Untersuchungen relativ grosser Einzugsgebiete (Thur, Glatt). Es zeigt sich, dass für die Erfassung des Niederschlages im Gebirge ein doch sehr dichtes Messnetz erforderlich ist.

Tabelle 6.3.1 Messnetzdichte (km^2/Station) bei Wasserhaushaltsstudien

REGION	ANZ	MITTEL	VARIATIONSBREITE
Zentrales Mittelland	7	17.4	9.7-37.4
Ostschweiz	2	26.4	18.3-34.4
Berner Oberland	3	6.3	5.8- 6.7
Tessin	6	6.7	3.5-11.4
Jura	5	11.0	3.4-18.6

ANZ Anzahl beruecksichtigter Untersuchungen

Die Testgebiete der Landeshydrologie sind grundsätzlich auf Wasserbilanzstudien ausgerichtet. Die Messnetzdichten (vgl. Tab.2) sind den oben angegebenen vergleichbar.

Prozessstudien: Die Messnetzdichten lassen sich ohne die Berücksichtigung der Zielsetzung der Untersuchung nicht vergleichen. Die Natur der Sache

Tabelle 6.3.2 Messnetzdichte (km^2/Station) bei Prozessstudien

INSTITUTION	TESTGEBIET	MESSNETZDICHTE	STATIONEN
L+H	diverse Testgebiete	10.6 (7.1-16.4)	7-8
ETH-VAW	Limmernsee Waeggitalsee Griesssee	5.3 5.3 5.1	4 8-9 2-3
ETH-VAW	Rietholzbach	0.3	10
ETH-IFK	Grosse Runs	0.7	13
EPFL-IGR	Boiron Parimbot Mentue	7.4 1.3 11.8	4 3 11
EAFV	Alpthal	0.3-0.7	2
WEA	Luescherzmoos	3.5	2
GI Basel	Bruderholz Duebach Ribach	0.4 4.6 0.4	10 1 1

L+H Landeshydrologie Bern
ETH-VAW Versuchsanstalt fuer Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie der Eidg. Technischen Hochschule Zuerich
ETH-IFK Institut fuer Kulturtechnik an der ETH Zuerich
EPFL-IGR Institut Genie Rural der Eidg. Technischen Hochschule Lausanne
EAFV Eidg. Anstalt fuer das forstliche Versuchswesen Birmensdorf
WEA Wasser- und Energiewirtschaftsamt des Kt. Bern
GI Basel Geograph. Institut der Universitaet Basel

bringt es mit sich, dass solche Studien vorzugsweise in sehr kleinen Einzugsgebieten durchgeführt werden. Auch wenn dann jeweils nur eine Messstation eingesetzt wird, erscheint die Messnetzdichte im Vergleich zu den Wasserhaushaltsstudien sehr gross.

Folgendes darf festgestellt werden:
- Für detaillierte Prozessstudien (Niederschlag-Abfluss-Modelle, Stoffbilanzen, Bodenwasserhaushalt) werden heute pro 0,3-0,8 km^2 eine Niederschlags-Messstation benötigt.

- Für andere Studien (Infiltration von Niederschlag ins Grundwasser, Massenbilanzen von Gletschern, Abschätzung von Wasserreserven aus Schnee) genügt eine Messnetzdichte von 3-6 km^2/Station.

Die Messnetzdichten liegen damit weit über den von der WMO (1965) geforderten Mindestdichte von 100 km^2/Station. Da der Standardfehler des Gebietsniederschlages nach US Weather Bureau (1947) abhängig ist von der Einzugsgebietsgrösse und mit abnehmender Fläche zunimmt, müssen für Untersuchungen in kleineren Einzugsgebieten viel höhere Dichtewerte gelten.

6.3.2.4 Korrektur der Niederschlagsmesswerte

Der Problematik der Niederschlagsmessung ist man sich seit jeher bewusst. Ganz besonders kommt dies bei den Wasserhaushaltsuntersuchungen im Gebirge zum Ausdruck. Neben den Fehlern bei der Messung der Niederschläge in flüssiger Form, tritt hier besonders die Frage der Messung der Winterniederschläge in den Vordergrund (siehe Kap. 3 und 4.1). Die Bestimmung des Schneewasseräquivalentes wird je nach gewünschter zeitlicher Auflösung monatlich oder nach Abschluss der Akkumulationsperiode vorgenommen. Daneben wird der Niederschlag auch in den Totalisatoren (Gefrierschutz) gemessen. Uneinigkeit herrscht in der Frage, welchen Messungen nun der Vorzug zu geben ist. Entsprechend werden die Schneewasseräquivalente von den Autoren verschieden zur Korrektur oder als Ersatz für Wintermessungen verwendet.

Die systematische Korrektur aller Niederschlagsmesswerte nach den Verfahren von Sevruk wurde erst in einer Arbeit vorgenommen (Felber 1982).

6.3.3 Gebietsniederschläge (vgl. auch Kap. 6.2)

Für die Berechnung von Gebietsniederschlägen werden nicht weniger als acht verschiedene Verfahren angewendet. Man beschränkt sich mit wenigen Ausnahmen auf Jahres- oder Periodenwerte. Die folgende Aufstellung der Verfahren erfolgt nach der Häufigkeit der Anwendung:

- Flächengewichtetes Mittel: Die Gewichte ergeben sich aus der Planimetrierung der Fläche zwischen zwei Isolinien auf einer Niederschlags-Karte (10 Fälle).

- Verfahren nach Meinardus: Auf eine Niederschlagskarte wird ein engmaschiges regelmässiges Gitter gelegt und der Niederschlag an den Gitterpunkten durch lineare Interpolation bestimmt. Der Gebietsniederschlag ergibt sich aus dem arithmetischen Mittel aller Niederschlagswerte an den Gitterpunkten. Dies ist ein Verfahren, das bei den älteren Arbeiten verwendet wurde und durch das oben erwähnte Verfahren abegelöst wurde (17 Fälle).

- Arithmetisches Mittel aller zur Verfügung stehenden Messstationen (6 Fälle)

- Die Messwerte einer Niederschlagsstation sind repräsentativ für das ganze Untersuchungsgebiet (4 Fälle).

- Thiessen-Methode: Dass diese Methode - obwohl in allen Lehrbüchern erwähnt - seltener zur Anwendung kommt, liegt wohl daran, dass man ihre Unzulänglichkeit im alpinen Raum erkannt hat (2 Fälle).

- In je einem Fall wurden noch die folgenden Verfahren gewählt:

  . Flächengewogenes Mittel I: Die Gewichte ergeben sich aus der hypsographischen Kurve durch die Fläche, die zwischen verschieden hoch gelegenen Niederschlagsstationen liegt, der Niederschlag durch Mittelbildung der jeweils betroffenen Stationen.
  . Flächengewogenes Mittel II: Das Einzugsgebiet wird in Höhenzonen unterteilt und die dazugehörenden Flächen bestimmt. Der Niederschlag für jede Höhenzone wird durch ein Regressionsverfahren berechnet (entspricht dem Verfahren der Landeshydrologie für ihre Testgebiete).
  . Interpolationsverfahren: Entspricht dem Verfahren von Meinardus, ist aber automatisiert: mit Hilfe von mathematischen Interpolationsverfahren (polynominale Trendflächen, Splinefunktionen, Kriging) werden die punktuellen Niederschlagsmessungen auf ein regelmässiges Gitter übertragen.Der Gebietsniederschlag ergibt sich aus dem arithmetischen Mittel der einzelnen Rasterflächen.

Teilweise wird der Gebietsniederschlag aufgrund von mehreren Verfahren berechnet und anschliessend verglichen. Welchen Werten für die weiteren Arbeitsschritte der Vorzug gegeben wird, ist aber dem subjektiven Empfinden des Bearbeiters überlassen. Erstaunlicherweise konzentriert sich die Problematik der Ermittlung des Gebietsniederschlages nur auf die verschiedenen Berechnungsverfahren. Die Probleme der Konstruktion einer Niederschlagskarte jedoch, die für einige der oben erwähnten Verfahren die Grundlage bildet, bleiben unerwähnt. Gerade beim Zeichnen der Isohyeten ist aber der Ermessensspielraum des Bearbeiters besonders gross. Mit den mathematischen Interpolationsverfahren stehen dazu zwar objektive Methoden zur Verfügung, doch in gebirgigen Regionen gibt man der Erfahrung des Sachbearbeiters (meist: Anlehnen der Isohyeten an die Höhenkurven) den Vorrang.

Wird ausnahmsweise eine grössere zeitliche Auflösung der Gebietsniederschläge angestrebt (z.B. Monat), berechnet man einen Korrekturfaktor zu einem Stationsniederschlag (Jahressumme) einer benachbarten SMA-Station. Man geht davon aus, dass dieses Verhältnis konstant ist, und berechnet mit dessen Hilfe aufgrund der Stationsmonatssumme den monatlichen Gebietsniederschlag.

Wie der Niederschlag für Prozessstudien aufgearbeitet wird, ob überhaupt und wie allenfalls bei sehr kleiner zeitlicher Auflösung Gebietsmittel gebildet werden, ist aus der durchgesehenen Literatur nicht zu eruieren.

6.3.4 Räumliche Verteilung der Niederschläge

Als Ergänzung zu den Niederschlagskarten werden noch weitere Wege gewählt, um die räumliche Verteilung der Niederschläge darzustellen. Als graphische Mittel sind Niederschlagsprofile, als rechnerische Korrelation und Regression zu nennen. Neben der horizontalen Verbreitung interessiert natürlich vor allem die vertikale Verteilung, d.h. die Abhängigkeit des Niederschlages von der Meereshöhe. Ueber die ausgewiesenen Beziehungen erteilt Tabelle 3 Auskunft. Zur Problematik der Höhenabhängigkeit des Niederschlages verweisen wir auf den Beitrag von H. Lang.(Kap. 5.2).

Korrelative Zusammenhänge zwischen einzelnen Stationen dienen zur Beurteilung der Aehnlichkeit bezüglich Niederschlagsinput und zum Ergänzen der Daten bei Messunterbrüchen. Der Einfluss der Exposition und anderer Lageparameter wird anhand von Niederschlagsprofilen beurteilt.

Tabelle 6.3.3 Niederschlag in Abhängigkeit der Meereshöhe

AUTOR	UNTERSUCHUNGSGEBIET	GRADIENT	r
FELBER (1982)	Grindelwald	52	0.89
WILDBERGER (1981)	Wildhorngebiet	67	0.75
MAUERHOFER (1980)	Saanenland	71	0.82
ELLENBERGER (1976)	Simmental	70	0.83
LUESCHER (1975)	Duennerntal	30	0.64
BINGGELI (1974)	Zentr. Alpenvorland	59	0.89
	Langeten	70	0.70
GAEUMANN (1974)	Isonetal	48	0.94
WEBER (1974)	Ob. Emmental	85	0.81
BAARS (1973)	Clos du Doubs	13	0.03
MUELLER (1972)	Maggiatal	51	--
GRUETTER (1967)	Verzascatal	50	0.76
BINGGELI (1961)	Valle Lucomagno	103	--
REIST (1960)	Val Bavona	67	0.81

GRADIENT mm N/100 m Hoehenzunahme
r Korrelationskoeffizient N-Stationshoehe

6.3.5 Zeitliche Auflösung

Von der Natur der Sache her ist wiederum deutlich zu unterscheiden zwischen den Wasserbilanz- und Prozessstudien. Letztere benötigen hochauflösende Messgeräte im Minutenbereich. Wasserbilanzen werden für Perioden (3 bis höchstens 10 Jahre) oder für Einzeljahre berechnet. Auch wenn die Verknüpfung Niederschlag -- andere Wasserhaushaltsglieder nicht in jeder Einzelheit erfolgt, so nimmt die Analyse des Niederschlages in Wasserbilanzstudien doch einen breiten Raum ein. Sie umfasst in den meisten Fällen folgendes:

- Aufteilung Sommerniederschlag - Winterniederschlag (siehe Kap. 4.4)
- Saisonale Verteilung (Monatswerte)
- Häufigkeitsanalyse von Einzelereignissen (siehe Kap. 7.1)
- Analyse von Extremereignissen (siehe Kap. 7.1, 7.2)
- Analyse von ausgewählten Einzelereignissen hinsichtlich Dauer und Intensität.

Für eine vergleichende Betrachtung wäre es wünschenswert, wenn der Niederschlag in einer den Abflussregimes entsprechenden Weise dargestellt werden könnte. Während Pardé (1933) mit seinen Abflusskoeffizienten zumindest für den Abfluss den Weg aufgezeigt hat, steht die Frage einer entsprechenden, vergleichbaren Masszahl für den Niederschlag noch offen. Erste Vorarbeiten dazu wurden kürzlich am Geographischen Institut Bern abgeschlossen. So definierte Niederschlagsregimes würden nicht nur eine Regionalisierung unabhängig von der Niederschlagsmenge gestatten, sondern darüber hinaus eine direkte Verknüpfung zu Abflussregimes ermöglichen.

6.3.6 Schlussfolgerungen und Ausblick

Aufgrund der bisherigen Erfahrungen könnte folgende wichtigste Forderung formuliert werden:

Die Konzipierung der Niederschlagsmessnetze in der Einzugsgebietshydrologie sollte in Zukunft vereinheitlicht werden. Als wichtigste Voraussetzungen müssten dem Gelände angepasste Messnetzdichten eingehalten und die Geräte standardisiert werden. Erste Empfehlung für kleinste Einzugsgebiete sind bereits in Sevruk (1981) gegeben; für andere Einzugsgebietsgrössen müssen sie erarbeitet werden.

Fehler der Messung selbst könnte über das gut begründete Korrekturverfahren von Sevruk (1981) ebenfalls minimiert werden.

Es wäre wünschbar , wenn das SMA-Langzeit-Beobachtungsnetz soweit verdichtet werden könnte, dass auch mit Untersuchungen in kleinen Einzugsgebieten daran angehängt werden kann. Wo dies nicht vorhanden ist, könnten die Niederschlags-Messnetze der betreffenden Einzugsgebiete soweit ausgedehnt werden, dass eine Verknüpfung mit einer SMA-Station möglich ist.

Ob die Korrektur der Niederschlagsmesswerte grundsätzlich für alle hydrologischen Verwendungen von Niederschlagsdaten gefordert werden soll, kann heute noch kaum entschieden werden. Hingegen muss die Angabe über die Art und Weise einer vorgenommenen Korrektur unbedingt gefordert werden.

Analog zum Bestreben, die Abflüsse von nicht gemessenen Gebieten mit genügender Genauigkeit abschätzen zu können (Forschungsprojekt des Schweizerischen Nationalfond "Abschätzung von Abflüssen an Stellen ohne Direktmessung") wird es eine Aufgabe der Zukunft sein, auch die Niederschläge im gewünschten Massstab flächendeckend für die Schweiz ermitteln zu können. Diese Abschätzung sollte die Genauigkeitsbereiche der jetzt in den hydrologischen Untersuchungen ermittelten Grössen erreichen. Damit wären dann auch wasserhaushaltliche Aussagen möglich.

Die Analyse der Untersuchungen in kleinen Einzugsgebieten zeigt auf, dass diese doch weitgehend isoliert sind und die Resultate streng nur für die jeweiligen Untersuchungsgebiete Gültigkeit besitzen. Eine Aggregation der Resultate zu einer Regionalisierung wäre somit sehr erwünscht. Es ist deshalb eine hydrometeorologische Gliederung der Schweiz in Räume ähnlichen Niederschlagsverhalten anzustreben, die dem hydrologischen Massstab kleiner Einzugsgebiete gerecht wird. Es wäre denkbar, innerhalb dieser Niederschlags-homogenen Räumen Zusammenhänge zwischen Raumparameter und Niederschlag auszuweisen. Als Raumparameter sollten bisher verwendete Faktoren wie die Exposition herausgezogen, aber auch neue wie zum Beispiel die Entfernung vom Alpenraum, eingebaut werden. Eine hydrometeorologische Regionalisierung könnte auch für Prozessbetrachtungen wesentliche Verbesserungen bringen.

Herrn Hugo Aschwanden danke ich für die Mitarbeit.

6.3.7 Literatur

ASCHWANDEN, H. (1982): Niederschlag und Oberflächenabfluss dargestellt an fünf Teileinzugsgebieten der Lütschine im Raume Grindelwald. Diplomarbeit, Geogr. Inst. d. Univ. Bern, 103 S.

BAARS, G. (1973): Beiträge zur Hydrologie der Region Clos du Doubs. Diss. Univ. Bern, 185 S.

BINGGELI, V. (1974): Hydrologische Studien im zentralen schweizerischen Alpenvorland, insbesondere im Gebiet der Langete. Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 22, Bern, 163 S.

BINGGELI, V. (1961): Zur Morphologie und Hydrologie der Valle Lucomagno. Diss. Univ. Bern, Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 12, 124 S.

BLOCH, T. (1972): Beiträge zur Hydrologie des unteren Emmentales. Diss. Univ. Bern, 264 S.

ELLENBERGER, W. (1976): Hydrologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Simme oberhalb Zweisimmen. Diss. Univ. Bern, 350 S.

FELBER, H.U. (1982): Hydrologische und hydrogeographische Untersuchungen im alpinen Raum Grindelwald. Diss. Univ. Bern, 205 S.

GAEUMANN, E. (1974): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Isonetales. Bolletino d. Soc. Ticin. di Scienze Naturali: 58-161, Bellinzona

GRUETTER, E. (1967): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Val Verzasca. Diss. Univ. Bern, Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 15, Bern, 92 S.

GYGAX, F. (1948): Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Magliasina. Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Bern, 100 S.

HIRSBRUNNER, G. (1958): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovanatäler. Diss. Univ. Bern, Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 11, 79 S.

HOEHN, E. (1979): Hydrogeologische Untersuchungen im Gebiet westlich von Frick (Aargauer Tafeljura). Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 26, Bern, 67 S.

JAGGI, Ch. (1970): Hydrologische Untersuchungen in verschiedenen Tessinertälern. Diss. Univ. Bern, Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie Nr. 18, 167 S.

JATON, J.-F. (1976): Etude hydrologique du Bassin versant du Parimbot. Diplomarbeit, IGR-EPF Lausanne.

KELLER, H.M. (1979): Ueber die Ermittlung gebietsspezifischer Grössen des Wasser- und Stoffhaushaltes kleiner voralpiner Einzugsgebiete. In: Schriftenreihe des Bayerischen Staatsministeriums für Ernährung, Landwirtschaft und Forsten, Tagungsbericht Grafenau 1978:84-92.

KISTLER, E.-M. (1954): Hydrolog. Untersuchungen im Gebiete der Valle Ansemone (Kt. Tessin), Diss. Univ. Bern, lll S.

LANDESHYDROLOGIE - Bundesamt für Umweltschutz (1981): Beschaffung hydrologischer Unterlagen in der Schweiz. Fachtagung Krattigen 1979, Mitt. Nr. 3, Bern, 197 S.

LANDESHYDROLOGIE - Bundesamt für Umweltschutz (1980): Verzeichnis der hydrologischen Untersuchungsgebiete der Schweiz, Mitt. Nr. 2, Bern, 293 S.

LANG, H. (1970): Ueber den Abfluss vergletscherter Einzugsgebiete und seine Beziehung zu meteorologischen Faktoren. Mitt. der VAW ETH, Nr. 85, Zürich

LEIBUNDGUT, Ch. (1974): Zum Wasserhaushalt des Oberaargaus und zur hydrologischen Bedeutung des landwirtschaftlichen Wiesenbewässerungssystems im Langetental. Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Bern, 107 S.

LUESCHER, P. (1977): Beiträge zur Hydrographie, Hydrometeorologie und Hydrologie des Dünnerntals (Solothurner Jura). Diss. Univ. Bern, 189 S.

GINBUEHL, R., MUELLER, K. (1975): Beiträge zur Hydrologie des Aaretales zwischen Thun und Bern. Diss. Univ. Bern, 345 S.

MARTINEC, J. (1975): Snowmelt-Runoff Model for Streamflow Forecasts. Nordic Hydrology, 6:145-154, Copenhagen.

MAUERHOFER, D. (1980): Hydrologische Untersuchungen im Saanenland. Diss. Univ. Bern, 180 S.

MONTMOLLIN, F., OLIVIER, R., ZWAHLEN, F. (1979): Cartographie automatique des éléments du bilan hydrique. Mitt. Landeshydrologie Nr. 1, Bern, 39 S.

MOSIMANN, Th. (1980): Boden, Wasser und Mikroklima in den Geosystemen der Löss-Sand-Mergel-Hochfläche des Bruderholz-Gebietes (Raum Basel). Physiogeographica Bd. 3, Basel, 267 S.

MUELLER, H. (1972): Beiträge zur Geomorphologie des Maggiatales oberhalb Bignasco. Diss. Univ. Bern, 104 S.

MUELLER, M. (1978): Die Niederschlagsverteilung im Alpthal: Versuch der Berechnung des Gebietsniederschlages aus periodischen und kontinuierlichen Messwerten. Diplomarbeit, Geogr. Inst. ETH Zürich.

REIST, M. (1958): Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavonatales. Diss. Univ. Bern, 67 S.

SEILER, W. (1983): Bodenwasser- und Nährstoffhaushalt unter dem Einfluss der rezenten Bodenerosion am Beispiel zweier Einzugsgebiete im Basler Tafeljura bei Rothenfluh und Anwil. Diss. Univ. Basel, Physiogeographica Bd. 5, Basel, 510 S.

SCHAEDLER, B. (1980): Die Variabilität der Evapotranspiration im Einzugsgebiet Rietholzbach bestimmt mit Energiebilanzmethoden. Mitt. VAW ETH Zürich, Nr. 46

SCHWEIZER, H.U. (1968): Beiträge zur Hydrologie der Ajoie (Berner Jura) Diss. Univ. Bern, Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 17, Bern, 221 S.

SCHWEIZER, W. (1937): Oberflächengestalt und Wasserhaushalt des oberen Glattales (Kt. Zürich), Diss. Zürich, 87 S.

SEVRUK, B. (1981): Methodische Untersuchungen des systematischen Messfehlers des Hellmann-Regenmessers im Sommerhalbjahr in der Schweiz. Versuchsanstalt f. Wasserbau, Hydr. und Glaziologie, ETH Zürich, Mitt. 52, 297 S.

SPENGLER, D. (1974): Limnologische, hydrologische und morphologische Untersuchungen im Faulhorngebiet (Berner Oberland). Diss. Univ. Bern, 155 S.

STORCHENEGGER, I., SYDLER, P.A., WIDMOSER, P. (1979): Wasserhaushalt kleiner Einzugsgebiete. Veröff. Nr. 76 aus dem Inst. f. Kulturtechnik, ETH Zürich, 20 S.

TRIPET, J.P. (1973): Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 21, Bern, 183 S.

U.S. WEATHER BUREAU (1947): Thunderstorm rainfall. US Wea.Bur.Hydrometeorological Report, 5.

VISCHER, D., Hrsgb. (1974): Fortbildungskurs für angewandte Hydrologie, Sursee 1974, VAW ETH Zürich.

WALSER, E. (1982): Der natürliche Wasserhaushalt in unvergletscherten Flusseinzugsgebieten - Anwendungen am Beispiel des Thurgebietes. Selbstverl. d. Verf., Bern, 142 S.

WASSER- UND ENERGIEWIRTSCHAFTSAMT DES KT. BERN: Hydrographisches Jahrbuch des Kt. Bern. Bern.

WEBER, O. (1974): Beiträge zur Hydrologie des Oberen Emmentales. Diss. Univ. Bern, 128 S.

WEINGARTNER, R. (1980): Hydrogeograph. Beitrag zur Methodik der Schutzzonenbemessung bei Quellen. Diplomarbeit, Geogr. Inst. Univ. Bern, 285 S.

WILDBERGER, A. (1981): Zur Hydrologie des Karstes im Rawilgebiet. Diss. Univ. Bern, Beitr. z. Geol. d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 27, Bern.

WITSCHI, R. (1957): Morphologie und Hydrologie der oberen Bleniotäler. Diss. Univ. Bern.

WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (1965): Guide to Hydrometeorological Practices, WMO Genf

6.3.8 Anhang

Der Anhang enthält die tabellarische Zusammenstellung der Untersuchungsanalysen. Verwendete Abkürzungen:

JT	Jahrestotalisator
MT	Monatstotalisator
TT	Regenmesser (Tagestotalisator)
P	Pluviograph
WA	Niederschlagswaage
WI	Niederschlagswippe
S	Schneemessstation
MH	mittlere Einzugsgebietshöhe
km^2	Einzugsgebietsfläche
Typ	eingesetzte Messgeräte
km^2/G	Messnetzdichte
SMA	N-Messstation der SMA und von Drittstellen

UNTERSUCHUNGSRAUM					MESSNETZ			AUSWERTUNG		
Autor (Jahr)	Region	Testgebiet	km²	Untersuchungsziel	Typ	SMA	km²/G	Gebietsniederschlag	Sonstige Auswertungen	Zeit
ASCHWANDEN (1982)	Berner Oberland	Abbach Allouwinenbach Buossalpbach Fluehbach Horbach (Grindelwald)	3.33 3.90 5.98 2.28 3.13	N-A-Modell, Steuermechanismen	je: 1-2 P 1 MT	1	3.33 3.90 5.98 2.28 3.13	Stationsstandort repraesentativ f. Gebiet	Analyse von Einzelereig. N-Profile Korrelationen Intensitaeten	Std.
ELLENBERGER (1976)	Berner Oberland	Simme/Zweisimmen	242.6	Wasserhaushalt (N,A,GW)	20 JT 18 MT	10	6.56	a) Isohyeten b) Verfahren nicht zu ermitteln	N-Karten (Einzeljahre) saisonale Verteilung N=0.699*MH+366.4 (mm) N-Profile detaillierte N-Analyse Korrelationen	Tag
FELBER(1982)	Berner Oberland	Luetschine/Grindelwald	81.5	Wasserhaushalt,hydrologisches Potential, MAB-Programm	3 JT 13 MT zeitweise 8 P	2	5.8	Isohyeten (Planimeter)	Niederschlagskorrektur nach SEVRUK Schneewasseraequivalente N-Karten saisonale Verteilung N=760+0.52*MH (mm) chemische Beschaffenheit N Isotopenuntersuchung	Mon.
MAUERHOFER (1980)	Berner Oberland	Saane/Saanen Lauibach	129.0 92.0	Wasserhaushalt (N,A,GW)	20 JT 4 MT 5 P	3	6.7	a) Isohyeten (Planimeter) b) Verfahren nicht zu er-	N-Karten (Jahre,Periode) Verhaeltnis Sommer/Winter-N saisonale Verteilung N-Profile N=0.549*MH+647.7 (mm) Analyse v.Einzelereignissen	Mon. zT. <Std
SPENGLER (1974)	Berner Oberland	Giessbach/Faulhorngebiet	200.0	Wasserbilanzen von Gebirgsseen	10 MT 1 JT	4	13.3	Vergleich Isohyeten und arithmetisches Mittel	N-Karte Schneeprofile zur Kontrolle der Winter-N	Jahr
BINGGELI (1974)	Oberaargau und Voralpen	Langeten/Lotzwil im Vergleich zu Alpenvorland	116.0	Wasserhaushalt, N-A-Beziehungen	10 MT 1 P	7	9.7	Isohyeten (Planimeter)	N-Karten (Jahre,Periode) N-Profile Herkunft N (Wind) Schneewasseraequivalent saisonale Verteilung N Langeten:N=0.07*MH+69.53 Voralpen:N=0.054*MH+84.81 Analyse v.Einzelereignissen	Mon.
BLOCH (1972)	Emmental	Oesch Urtenen Limpach Luterbach Ruegsbach	102.7 115.3 78.9 29.6	Wasserhaushalt, Planungsgrundlagen fuer Grundwasser	2 TT 4 P	9	37.4	Isohyeten (Planimeter)	N-Karten (Jahre) saisonale Verteilung Analyse v.Einzelereignissen Haeufigkeiten von N	Tag

UNTERSUCHUNGSRAUM					MESSNETZ			AUSWERTUNG		
Autor (Jahr)	Region	Testgebiet	km²	Untersuchungsziel	Typ	SMA	km²/G	Gebietsniederschlag	Sonstige Auswertungen	Zeit
LEIBUNDGUT (1976)	Oberaargau	Langeten L1-L3	141.3	Wasserhaushalt unter Beruecksichtigung d. Wiesenbewaesserung	1 JT 12 MT 3 P	tot 15	10.1	Isohyeten (Planimeter)	N-Karten (Jahre, Periode) Korrelationen v. Stationen	Jahr
		Oenz/Berken			5 MT 2 P		10.6			
		Roth/St. Urban			3 MT		18.4			
LUGINBUEHL/ MUELLER (1975)	Aaretal	Zulg	89.7	Wasserbilanz,wasserwirtschaftl. Planungsgrundlagen	2 JT 7 P	tot 12	23.6	Vergleich Isohyeten Planimeter und Verfahren von Meinardus	N-Karten (Jahre, Periode) saisonale Verteilung Analyse v.Einzelereignissen Haeufigkeiten der N	Mon.
		Rotache	37.1							
		Chise	66.5							
		Guetschbach	52.2							
		Guerbe	143.4							
WEA Bern	Berner Seeland	Moosbach/Luescherz	6.94	Grundwasseranreicherung durch N, Hydrochemie, Evapotranspiration Mittelland	2 P		3.5	arithmetisches Mittel	Bestimmung von Versickerungsraten und grundwasserwirksamem N	Tag
WEBER (1974)	Emmental	Emme/Eggiwil	103.2	Wasserhaushalt,GW-Dargebot, N-A-Beziehungen	8 JT 18 MT 5 P	11	12.0	arithmetisches Mittel	N-Karten fuer Trocken- und Nassjahre getrennt normal: N=0.85*MH+633 trocken: N=0.67*MH+488 nass: N=1.10*MH+677 saisonale Verteilung Analyse v.Einzelereignissen	Mon. Min.
		Emme/Emmenmatt	443.6							
		Ilfis/Langnau	204.1							
		Trueb/Trub	44.5							
		Gruene/Wasen	38.9							
		Gruene/Ramsei	79.8							
WEINGARTNER (1980)	Oberaargau	Obersteckholz		Schutzzonenbemessung von Quellen		1			N und Quellschuettung halbquantitativ verknuepft	Tag
	Jurasuedfuss	Wolfisberg				3				
EAFV (verschiedene Autoren)	Alpthal	Erlenbach	0.64	Wasser- und Stoffbilanzen,Abflussregime	je: 1-2MT 1-2 P		0.32 0.46 0.54			
		Luempenenbach	0.93							
		Frifangbach	1.08							
		Etterenbach	0.94	wie oben,zusaetzlich Schneedeckenentwicklung			0.47 0.78 0.26			
		Vogelbach	1.55							
		Gaemschbach	0.52							
VAN-ETHZ (vers.Autoren)	Glarus	Limmernsee	21.0	N-A-Prozesse,Wasseraequivalente,Massenbilanzen Gletscher	4 MT **		5.25		Einsatz von Ablationsmessgeraeten	
	Schwyz	Waeggitalsee	42.2	Wasserbilanzen,Wasserresserven der Schneedecke,Prognose	8 MT 1 TT 2 S		5.3			
	Wallis	Griessee	10.2	Bilanzen, Massenhaushalt Gletscher	1 MT 2 TT		5.1			
SCHAEDLER (1980)	Ostschweiz	Rietholzbach	3.18	N-A-Prozesse, Bodenwasser, Gebietsverdunstung, Repraesentativgebiet	2 JT 9 MT 10 WI 3 WA		0.32		Im Winter Reduktion des Messnetzes; Bestimmung Schneewasseraequivalent	5 Min.

UNTERSUCHUNGSRAUM					MESSNETZ			AUSWERTUNG		
Autor (Jahr)	Region	Testgebiet	km²	Untersuchungsziel	Typ	SMA	km²/G	Gebietsniederschlag	Sonstige Auswertungen	Zeit
SCHWEIZER (1937)	Ost-schweiz	Glatt/Schwerzen-bach	165.0	Wasserhaushalt	--	9	18.3	N-Station repraesentativ fuer das ganze Gebiet	saisonale Verteilung	Jahr
WALSER (1982)	Ost-schweiz	Thur/Stein Glatt/Herisau Sitter/Appenzell Urnaesch/Hundwil Murg/Waengi	84.0 16.2 74.2 64.5 78.0	Wasserhaushalt	--	51	34.4	Vergleich arithm. und gewogenes Mittel; Regression mit hypsographischer Kurve	saisonale Verteilung Hoehenabhaengigkeit des N	Mon.
BAARS (1973)	Berner Jura	Clos du Doubs	94.4	Wasserbilanzen, Wasserversorgung	2 JT 6 MT 2 P	5	9.5	Isohyeten (Planimeter) Monatsgebiets-N anhand einer Referenzstation	N-Karten (Jahr) saisonale Verteilung N=0.13*MH+987.57 (mm) Analyse v.Einzelereignissen	Mon.
EPF-Lausanne (versch. Autoren)	West-schweiz	Parimbot Boiron	3.85 29.60	HQ-Vorhersage Wasserhaushalt, Bodenwasser	3 P 3 P 1 WA		1.3 7.4			
HOEHN (1979)	Tafel-Jura	Sissele/Eiken Fischingerbach	123.5 3.8	Hydrogeologie (GW, Infiltration), Wasserbilanz	--	3	41.2	Stations-N repraesentativ fuer Gebiets-N	N-Karte	Jahr
LUESCHER (1975)	Soloth. Jura	Duennern/Herbetswil	75.13	Wasserhaushalt, regionale Hydrologie	5 JT 13 MT 1 P	3	3.4	Vergleich von: - Isohyeten (Planimeter) - arithm. Mittel - Thyssen-Polygone - Referenzstation	N-Karten saisonale Verteilung N=752.7+0.30*MH (mm) Extremwertanalyse Haeufigkeiten von N	Wo.
MONTMOLLIN ZWAHLEN (1979)	West-schweiz	Mentue/Yvonnand	106.0	Datenbank fuer hydrologische Fragestellungen	9 P	2	11.8	mathemat. Interpolationsverfahren, anschliessend arithm. Mittel von 50x50m Rasterflaechen	N-Karte und Isohyeten basierend auf 50 m Raster	Jahr
MOSIMANN (1980)	Tafel-jura	Bruderholz Fleischbach	5.6 0.63	quantitative Landschaftsoekologie	10 MT	5	0.4		N-Karten (Jahr) saisonale Verteilung	Wo.
SCHWEIZER (1968)	Berner Jura	Allaine/Boncourt Vendine/Beurnevesin	198.3 28.2	Wasserversorgung in Karstgebieten	8 MT	13	11.7	Isohyeten mit Verfahren von Meinardus Monatsgebiets-N anhand einer Referenzstation	N-Karten (Jahr) saisonale Verteilung Korrelationen Haeufigkeitsverteilung N	Mon.
SEILER (1983)	Tafel-jura	Duebach Ribach	4.6 0.45	Bodenwasser- und Naehrstoffhaushalt, Bodenerosion	je: 2 MT 1 P	1	4.6 0.45	Stations-N repraesentativ fuer Gebiets-N	detaillierte stat. Analyse der Mittelwerte bezueglich Haeufigkeiten und Trends Analyse v.Einzelereignissen	Tag bis Min.
TRIPET (1973)	Jura	Areuse	130.0	Wasserbilanz, Karsthydrologie, Hydrogeologie	6 MT 1 P	13	18.6	Vergleich von: - Isohyeten (Planimeter) - Thyssen-Polygon	N-Karten (Jahr, Periode) N-Regimes N=101.9+5.01*MH (N in cm, MH in 100-m) Haeufigkeitsanalyse Vergleich Pluv.-Tot. Schneewasseraequivalent	Mon.

UNTERSUCHUNGSRAUM					MESSNETZ			AUSWERTUNG		
Autor (Jahr)	Region	Testgebiet	km²	Untersuchungsziel	Typ	SMA	km²/G	Gebietsniederschlag	Sonstige Auswertungen	Zeit
BINGGELI (1961)	Tessin	Brenno/Campra	94.9	Wasserhaushalt (N, A, V)	9 JT 1 MT	4	3.5	Isohyeten (Planimeter)	saisonale Verteilung N=1.03*MH-63.8 (cm)	Jahr
GAEUMANN (1974)	Tessin	Vedeggio/Isone Vedeggio/Bioggio	19.6 90.9	Wasserhaushalt (N,A)	4 JT 2 MT 2 P	1	11.4	Vergleich Isohyeten (Meinardus) mit arithm. Mittel	N-Karten (Jahre, Periode) saisonale Verteilung N=0.482*MH+14.15 (cm) Korrelationen Analyse v.Einzelereignissen Schneewasseraequivalent	bis Std.
GRUETTER (1967)	Tessin	Verzasca/Corippo R. d'Osola/Brione Redorta/Val Red. R. d'Agro/Lavertezzo	188.9 29.9 18.3 44.1	Wasserbilanz	15 JT 7 MT 1 P	1	8.21	Isohyeten (Meinardus)	N-Karten (Jahr, Periode) N-Profile saisonale Verteilung N=0.05*MH+164 (cm) Schneewasseraequivalent	Mon.
HIRSBRUNNER (1960)	Tessin	Rovana/Cevio	111.1	Wasserhaushalt (N,A)	6 JT 11 MT 1 P	5	5.05	Isohyeten mit Verfahren von Meinardus	saisonale Verteilung Verhaeltnis Sommer-Winter-N Analyse v.Einzelereignissen	Tag
JAGGI (1970)	Tessin	versch. Tessinertaeler im Ueber-		N-A-Beziehungen, Wasserhaushalt	--				stuetzt sich im wesentlichen auf die erwaehnten Arbeiten ab	Jahr
KISTLER (1954)	Tessin	Isorno/Russo	118.8	Wasserhaushalt	--					Mon.
MUELLER (1972)	Tessin	Maggia/Bignasco	192.0	Geomorph. Prozesse	--				N=115+0.051*MH (cm)	Jahr
REIST (1960)	Tessin	Bavona/Bignasco	122.0	Wasserhaushalt (N,A)	14 JT 3 MT		7.2	Isohyeten (Meinardus)	N-Karten saisonale Verteilung N=14.4*MH-1518 (mm) Schneewasseraequivalent	Mon.
WITSCHI (1957)	Tessin	Brenno/Ponte Semina	84.0	Wasserhaushalt (N,A)	3 JT 1 P	1	4.7	arithm. Mittel	saisonale Verteilung Analyse v.Einzelereignissen	bis Std.
LANDESHYDROLOGIE BERN	Rheineinzugsgebiet	Hinterrhein/H'rh.	53.7	natuerlicher Abfluss	1 TT				** Bestimmung des Gebiets-N durch ein Regressionsverfahren in Kombination mit der hypsographischen Kurve des Einzugsgebietes	
		Averserrhein/Cam.	124.0	do.	1 TT					
		Dischma/Davos	43.3	Wasserbilanzen, Schneeabflussmodell, Abflusskomponenten	4 MT 1 TT 1 P		10.8			
		Landwasser/Davos	140.0	natuerlicher Abfluss	3 TT 2 P					
		Taschinasbach/Gr.	63.0	do.	1 TT					
		Goldach/Goldach	49.8	do.	4 TT	3	12.45	**		
		Necker/Mogelsberg	88.2	do.	2 TT	5	44.1	**		
		Sitter/Appenzell	74.2	do.	4 TT	2	18.5	**		
		Urnaesch/Hundwil	64.5	do., Wasserbilanz	3 TT	5	21.5	**		
		Murg/Waengi	78.0	do.	5 TT	5	15.6	**		

UNTERSUCHUNGSRAUM					MESSNETZ			AUSWERTUNG		
Autor (Jahr)	Region	Testgebiet	km²	Untersuchungsziel	Typ	SMA	km²/G	Gebietsniederschlag	Sonstige Auswertungen	Zeit
	Aare-einzugs-gebiet	Allenbach/Adelb.	28.8	natuerlicher Abfluss	2 TT					
		Guerbe/Belp	124.0	do.	4 TT					
		Rotenbach/Plaff.	1.7	do., Feststofftransport, Wasser- und Stoffbilanz, Schneehydrologie	7 MT 3 P					
		Mentue/Dommartin	12.5	natuerlicher Abfluss	1 P 1 TT			**		
		Mentue/Yvonnand	105.0	do.,digitale Datenanalyse	3 P 4 TT	3	26.3	**		
		Sperbelgraben/W.	0.5	natuerlicher Abfluss	1 TT					
		Rappengraben/W.	0.6	do.	1 TT					
		Langeten/Huttwil	59.9	do.	1 JT 1 MT 4 TT 1 P	3	15.0	**		
		Langeten/Lotzwil	115.0	do., Wasserbilanzen, Einfluss von Bewaesserung	1 JT 1 MT 5 TT 4 P	2	23.0	**		
	Reuss-einzugs-gebiet	Witenwasserenr./R	30.7	natuerlicher Abfluss						
		Furkareuss/Realp	30.0	do.						
		Alpbach/Erstfeld	20.6	do.						
		Grosstalbach/Is.	43.9	do.	1 TT					
		Lorze/Baar	84.7	do.	3 TT	7	28.2	**		
	Limmat-einzugs-gebiet	Seez/Weisstannen	70.4	do.	1 TT					
		Steinenbach/K'br.	19.1	do.						
		Minster/Euthal	59.2	do.	2 TT					
		Eubach/Euthal	8.9	do.	1 TT					
		Grossbach/Gross	9.1	do., N-A-Modell	12 P		0.75			
		Sihl/Schindellegi	93.9	natuerlicher Abfluss	4 TT					
	Rhone-einzugs-gebiet	Massa/Blatten	195.0	Wasserbilanz, Massenbilanz, Gletscherabflussmodelle	6 MT 1 WA		27.8			
	Ticino-einzugs-gebiet	R.Roggiasca/Rov.	7.0	natuerlicher Abfluss						
		Melera/Melera	1.0	do.	1 P					
		R.Calneggio/Cav.	24.0	do.						
		Krummbach/Klusm.	19.8	do.	1 TT					
	Adda-einzugs-gebiet	Poschiavino/Roesa	14.1	do.						
		Varunaschbach/Po.	4.3	do.						
		Breggia/Chiasso	47.3	do.	3 P					
	Inn-einzugs-gebiet	Rosegbach/Pontr.	66.5	do.	1 TT					
		Berninabach/Pont.	107.0	do.	1 TT					
		Chamuerabach/LaP.	73.3	do.						
		Ova dal Fuorn/Z.	55.3	do.	2 TT					
		Ova da Cluozza/Z.	26.9	do.						
		Clemgia/Scarltal	88.6	do.						

7. Frequenzanalysen und vermutlich maximaler Niederschlag (PMP)

7.1 Frequenzanalysen

H. Geiger

Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf

Zusammenfassung: Die schweizerischen Untersuchungen über statistische Analysen von Punktniederschlägen wurden zusammengetragen. Ausgehend von der Betrachtung des Niederschlagsgeschehens als stochastischer Prozess erfolgte eine Gruppierung nach den analysierten Aspekten dieses Prozesses. Die meisten Arbeiten befassen sich mit Frequenzanalysen von Niederschlagsmengen (Regen, Schnee) oder von Schwellenwertüberschreitungen (Trocken- und Regenperioden). Für die Modellierung der zeitlichen Abfolge von Niederschlagsereignissen wurden Poisson-, Polya- und Markov-Prozesse eingesetzt.

Résumé: Les analyses statistiques des précipitations ponctuelles en Suisse ont été rassemblées. Le groupement selon des aspects analysés a été effectué en considérant le phénomène de précipitation comme processus stochastique. La plupart des travaux concernent les analyses de la fréquence des hauteurs de précipitation (pluie, neige) ou de la fréquence des dépassements de seuils (périodes de sécheresse et périodes de pluie). Les modèles de séries temporelles des événements de précipitation ont été construits selon les processus de Poisson, de Polya et de Markov.

Abstract: Studies in Switzerland on statistical analysis of point precipitation are compiled. Taking precipitation as a stochastic process, the studies are grouped according to the particular aspects of this process analysed. The majority of the investigations deal with frequency analysis of precipitation amount (rain, snow) or exceedances of threshold (wet and dry spells). Time series models of precipitation events are constructed using Poisson, Polya and Markov processes.

7.1.1 Der Punktniederschlag als stochastischer Prozess

7.1.1.1 Einleitung

Niederschläge beeinflussen das Pflanzenwachstum, verursachen Hochwasser, Schneerutsche und Lawinen; sie tragen entscheidend zur Bodenerosion bei, behindern den Verkehr, verfrachten Schadstoffe aus der Luft und dämpfen die Ausbreitung elektromagnetischer Wellen. Diese Aufzählung mag unvollständig sein, zeigt aber, dass sich verschiedene Fachgebiete mit dem Niederschlagsgeschehen befassen müssen, sei es nun, um die Eignung bestimmter Klimaregionen für den Anbau gewisser landwirtschaftlicher Kulturen abzuklären, sei es, um die Dimensionierung eines Bauwerkes vorzunehmen oder um

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

die Uebertragungsqualität von Radiowellen vorauszusagen. Meist spielen dabei Extremereignisse die massgebende Rolle, etwa extreme Trocken- oder Nassperioden, Starkregen oder hohe Schneelasten. Grösse, Dauer und Häufigkeit dieser Extreme sind die den Ingenieur interessierenden Parameter. Statistische Aufbereitungen von Niederschlagsmessdaten zu empirischen Häufigkeitsverteilungen, wie sie etwa UTTINGER (1931) und AMBROSETTI (1955) durchführten, oder wie sie in der Klimatologie der Schweiz (UTTINGER, 1964, 1965, 1969; SCHüEPP, 1975, 1979; SCHüEPP et al., 1979) bekannt geworden sind, stellen wertvolle Grundlagen dar, genügen aber den Bedürfnissen der Technik in dieser Form meistens nicht. Der Praktiker wünscht einfacher zu handhabende Grössen wie Verteilungsfunktionen, Diagramme usw., die Eingang in seine Modelle finden können.

Während hier weder auf Gebietsniederschläge (vgl. Abschnitt 6.1, SCHAEDLER, 1985), noch auf das Tropfenspektrum (vgl. Abschnitt 9.1, WALDVOGEL, 1985) - beides wichtige Grössen des Niederschlagsgeschehens - eingegangen wird, soll die zeitliche Folge der Punktniederschläge etwas eingehender betrachtet werden. Um die diesbezüglichen Veröffentlichungen gliedern zu können, erweist es sich als zweckmässig, den an einem Punkt fallenden Niederschlag als stochastischen Prozess aufzufassen. Stochastisch ist ein Prozess dann, wenn eine Folge von Ereignissen X in einer definierten Richtung (hier in der Zeitachse) abläuft und zu jedem Zeitpunkt t eine Verteilungsfunktion $F_t(x)$ existiert, die eine Wahrscheinlichkeitsaussage über die möglichen Messwerte x(t) macht, die der Prozess zur Zeit t annehmen kann[1] (TAUBENHEIM, 1969, S. 202). Eine wesentliche Eigenschaft mancher stochastischer Prozesse ist die, dass aufeinander folgende Ereignisse nicht unabhängig sind. Man spricht von Persistenz oder Erhaltungsneigung und kann den Grad der Abhängigkeit mit der sogenannten Autokovarianzfunktion ermitteln. Kennt man die zeitabhängige Verteilungsfunktion und die Autokovarianzfunktion, so lässt sich der gesamte stochastische Prozess umfassend beschreiben. Dem Verfasser sind allerdings keine Arbeiten - auch keine ausländischen - bekannt, die in dieser Art und Weise den Niederschlagsprozess zu beschreiben versuchen. Da dies vom Verwendungszweck her gesehen auch kaum je nötig ist, beschränken sich die statistischen Niederschlagsuntersuchungen auf spezielle Teilaspekte des Gesamtprozesses; es können dies Niederschlagsmengen, Niederschlagsperioden, Extremereignisse, Folgen von Regen- und Trokkenperioden, zeitlicher Intensitätsverlauf oder Ueberschreitungen von Schwellenwerten sein. Dabei spielt die zeitliche Auflösung der untersuchten Niederschlagsdaten stets eine wichtige Rolle.

7.1.1.2 Begriffe

Bevor die bekannten Veröffentlichungen nach den untersuchten Merkmalen des stochastischen Niederschlagsprozesses gegliedert werden, müssen einige Begriffe erläutert werden. Dazu ist in Abbildung 7.1.1 der Niederschlagsverlauf vom 1. bis 5. August 1983 an der Messstation Erlenhöhe im Alptal (SZ) in Form von mittleren 1-Stundenintensitäten aufgetragen. Die zeitliche Auflösung dieser Darstellung beträgt folglich eine Stunde und wird als Ableseintervall bezeichnet. Nicht immer wird man eine so hohe Auflösung benötigen, so dass mehrere Ableseintervalle zu einem grösseren Messintervall zusammengefasst werden können. Typische Messintervall-Längen

---

1) Ereignisse werden mit Grossbuchstaben, die Realisierung eines Ereignisses mit Kleinbuchstaben bezeichnet.

sind 1-Tag, 1-Monat oder 1-Jahr, wobei zu beachten ist, dass diese Messintervalle an die Kalendereinteilung gebunden sind. Diese Art Daten aus den sogenannten Terminbeobachtungen bezeichnet man als kalendarische Daten, im Gegensatz zu den terminmässig nicht gebundenen, den nicht-kalendarischen Werten. Speziell bei den extremen Niederschlagsmengen spielt es eine Rolle, ob man etwa kalendarische 1-Tagesmaxima oder nicht-kalendarische 24-Stundenmaxima analysieren will.

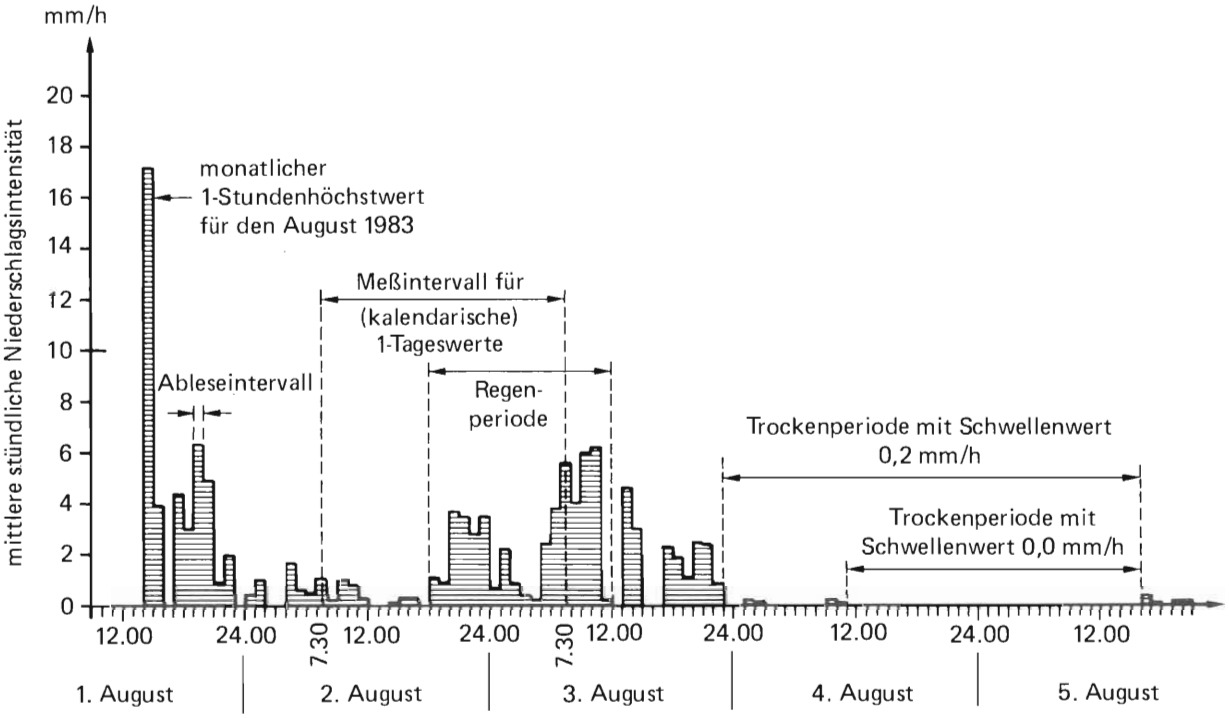

Abbildung 7.1.1
Zeitreihe des Niederschlages vom 1.-5. August 1983 der Klimastation Erlenhöhe im Alptal (Schwyz); Daten H. Keller, EAFV.

Die Dauer von Niederschlagsunterbrüchen wird als Trockenperiode, eine Folge von Messintervallen mit Niederschlag als Niederschlagsperiode bezeichnet. Aus messtechnischen Gründen oder aufgrund einer speziellen Interpretation der Daten wird nur als Niederschlag gezählt, was eine bestimmte Mindesthöhe überschreitet. Dieser Schwellenwert beträgt bei 1-Tagesniederschlägen 0.1 oft auch 0.3 mm pro Tag.

Die Festlegung eines Schwellenwertes dient nicht nur dazu, Trocken- von Regentagen zu unterscheiden, sondern wird auch verwendet, um eine untere Grenze für die auszuwertenden Ereignisse zu definieren. Alle Niederschlagsereignisse für ein bestimmtes Messintervall bilden eine vollständige Datenserie. Wird durch das Festlegen eines Schwellenwertes ein Teil der Daten nicht berücksichtigt, so bilden die zu untersuchenden Werte eine partielle Serie. Die mittlere Anzahl Schwellenwertüberschreitungen pro Jahr wird dabei mit λ bezeichnet. Demgegenüber stammt aus der statistischen Extremwerttheorie ein grundsätzlich anderes Auswahlkriterium: Wird näm-

lich für ein bestimmtes Messintervall aus jedem Monat nur der höchste Wert entnommen, so bildet diese Stichprobe eine Serie monatlicher Höchstwerte. Wird pro Jahr und Messintervall nur der höchste Wert betrachtet, so liegt die oft verwendete Serie jährlicher Höchstwerte vor.

Diese grundsätzlichen Unterschiede in der Datenauswahl lassen sich mengen-theoretisch veranschaulichen. In Abbildung 7.1.2 sind für ein bestimmtes Messintervall folgende Ereignisse eingezeichnet, wobei - etwas unkorrekt - Mengen und Ereignisse mit demselben Buchstaben bezeichnet sind:

A: alle Ereignisse (vollständige Serie; werden die Werte in ihrer chronologischen Reihenfolge belassen, so spricht man von einer Zeitreihe)

B: alle Ereignisse X, die einen Schwellenwert X_o überschreiten (partielle Serie)

C: alle Ereignisse $X \geq X'$ $(X' \geq X_o)$

D: der höchste Wert eines jeden Monats (Serie monatlicher Höchstwerte)

E: der höchste Wert eines jeden Jahres (Serie jährlicher Höchstwerte)

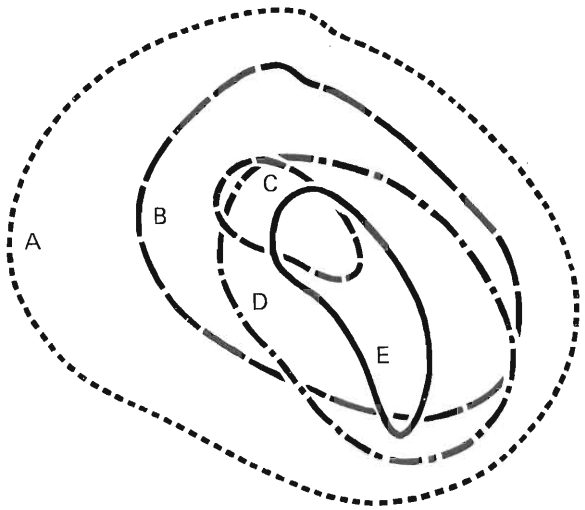

Abbildung 7.1.2
Mengentheoretische Veranschaulichung verschiedener Datenserien und Ereignisse
A: vollständige Serie
B: partielle Serie
C: alle Ereignisse X > X'
D: Serie monatlicher Höchstwerte
E: Serie jährlicher Höchstwerte

Aus Abbildung 7.1.2 ist leicht ersichtlich, dass die Extremwertserien einen Sonderfall darstellen. Rückschlüsse auf die anderen Serien sind aus ihnen im allgemeinen nur möglich, wenn gewisse Annahmen über die Verteilungsfunktionen getroffen werden. Zwischen den monatlichen und den jährlichen Höchstwerten bestehen hingegen bestimmte Zusammenhänge (STOL, 1971). Bei einer Häufigkeitsanalyse interessiert man sich letztlich für die Ereignisse C, d.h. man möchte die Auftretenswahrscheinlichkeit P der Niederschlagsereignisse kennen, die grösser als X' sind, also P(C). Nach den elementaren Regeln der Wahrscheinlichkeitsrechnung ermittelt sich P(C) zu

$$P(C) = P(B) \cdot P(C/B)$$

Eine Häufigkeitsanalyse einer partiellen Serie liefert vorerst eine Angabe über die bedingte Auftretenswahrscheinlichkeit P(C/B) des Ereignisses C, falls B bereits eingetreten ist. Erst wenn man die Wahrscheinlichkeit P(B) der Schwellenwertüberschreitungen kennt, ist auch die Wahrscheinlichkeit P(C) bekannt.

Häufigkeitsanalysen beinhalten die Anpassung einer theoretischen Verteilungsfunktion an eine Stichprobe. Als erläuterndes Beispiel sei die Stichprobe der Stundenwerte der Abbildung 7.1.1 aufgeführt. Die 59 von Null verschiedenen Werte wurden in Klassen gruppiert, ausgezählt und durch den Sichprobenumfang dividiert um so die in Abbildung 7.1.3 gezeigte relative Häufigkeitsfunktion zu erhalten. Diese weist oberhalb des Schwellenwertes $x_o = o$ ein Maximum auf, was für vollständige und partielle Datenserien von Niederschlägen typisch ist. Durch Aufsummieren der relativen Häufigkeiten erhält man die Summenhäufigkeitsfunktion. An diese Treppenfunktion wird nun eine theoretisch begründete Verteilungsfunktion angepasst, was im vorliegenden Fall mit einer Exponentialverteilung geschehen ist. Damit hat man einen analytischen Ausdruck für die Unterschreitungswahrscheinlichkeit der Ereignisse X erhalten zu

$$F(x) = 1 - e^{-\frac{x}{\beta}} = P(x \leq X)$$

Der Parameter β muss dabei mittels eines statistischen Schätzverfahrens ermittelt werden.

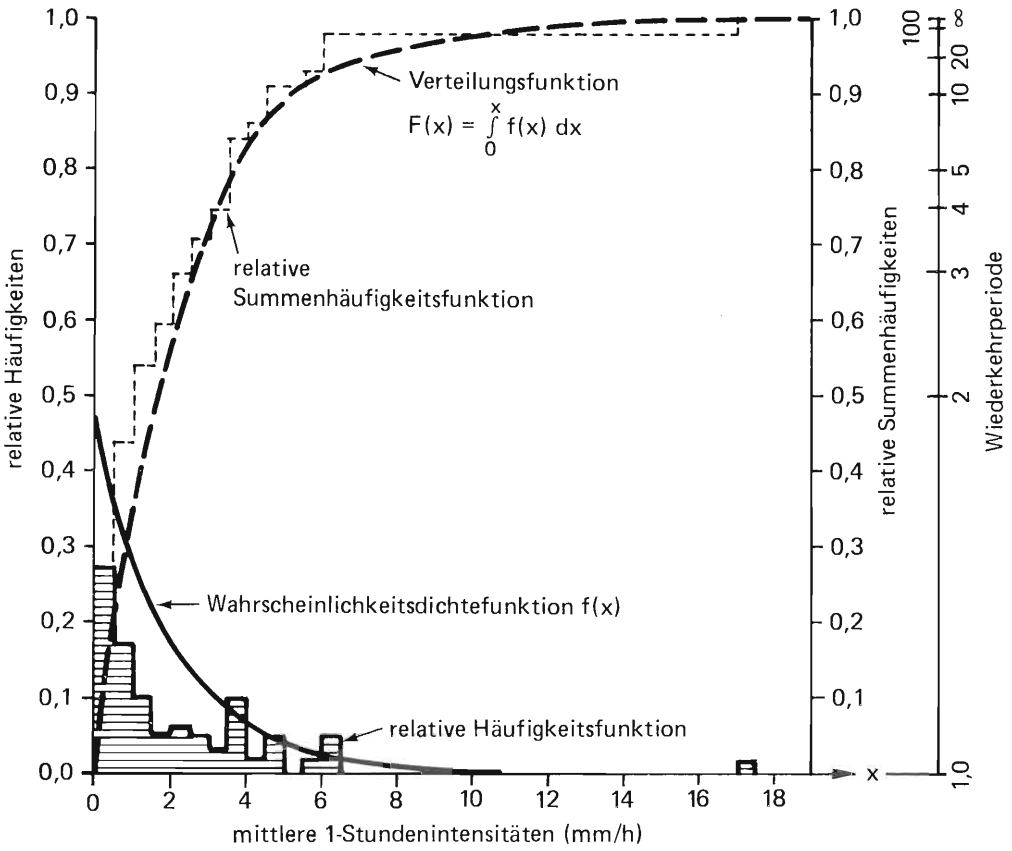

Abbildung 7.1.3
Häufigkeitsanalyse der mittleren 1-Stundenintensitäten des Niederschlages vom 1.-5. August 1983 der Klimastation Erlenhöhe im Alptal (Schwyz).

Anschaulicher als der Umgang mit Unterschreitungswahrscheinlichkeiten ist meistens das Rechnen mit den Wiederkehrperioden (auch Rückkehrperiode oder Wiederkehrintervall genannt). Die Wiederkehrperiode W gibt an, nach welcher Anzahl Beobachtungen im Mittel das Ereignis erreicht oder überschritten wird. Es gilt:

$$W = \frac{1}{1 - F}$$

Der Unterschreitungswahrscheinlichkeit von F = 0.90 entspricht also eine Wiederkehrperiode von 10. Ist die Bezugszeit gerade 1 Jahr, wie bei den jährlichen Extremwertserien, so wird die Wiederkehrperiode auch Jährlichkeit genannt. Folglich gilt für die jährlichen Serien T=W= 1 / (1-F) und für die partiellen Serien $T=W/\lambda$. Im Beispiel der Abbildung 7.1.3 ist neben die Skala der relativen Summenhäufigkeitsfunktion auch noch eine Skala für die Wiederkehrperioden eingetragen. Ueblicherweise wird diese Achse noch so transformiert, dass sich die Verteilungsfunktion als Gerade darstellen lässt, wie etwa in den Abbildungen 7.1.4 und 7.1.5.

7.1.1.3 Modellvorstellungen

Wie erwähnt, sind keine Autoren bekannt, die den gesamten Niederschlagsprozess als Zeitreihe modelliert haben. Die Auftretenshäufigkeit von Niederschlagsmengen und die entsprechende zeitliche Abfolge dieser Mengen wurden bisher immer getrennt untersucht (BUISHAND, 1978). Zur Lösung praktischer Fragestellungen müssen die entsprechenden statistischen Modelle eingesetzt werden. Um die verschiedenen schweizerischen Untersuchungen gruppieren zu können (s. Tab. 7.1.1), wird versucht, die entsprechenden Modelle kurz zu erläutern:

Tabelle 7.1.1
Gliederung der statistischen Modelle nach untersuchtem Ereignis und Aspekt

Aspekt \ Ereignis		Niederschlagsmengen	Schwellenwertüberschreitungen
Grössenverteilung		Häufigkeitsanalysen	Häufigkeitsanalysen
zeitliche Abfolge	abhängig	Zeitreihenanalyse	Zeitreihenanalyse Markov-Prozess Polya-Prozess
	unabhängig	Poisson-Prozess	Poisson-Prozess

Interessiert man sich für die Auftretenshäufigkeit von Niederschlagsmengen innerhalb bestimmter Messintervalle oder über die Längenverteilung von Trocken- oder Regenperioden, so werden Häufigkeits- oder sog. Frequenzanalysen eingesetzt. Jährliche Extremwertserien lassen sich mit den theoretisch gut begründeten Extremalverteilungen meist gut beschreiben. E.J. Gumbel hat entscheidende Beiträge zu dieser Theorie geliefert (GUMBEL, 1967); er hat aber auch unermüdlich für ihre Anwendung geworben, nicht zuletzt auch in einer schweizerischen Fachzeitung (GUMBEL, 1964). Nebst den Extremalverteilungen sind die PearsonIII-Verteilungen und die logarithmische Normalverteilung gebräuchlich. Diese Verteilungen sind eingipflig und asymmetrisch.

Partielle Datenserien haben demgegenüber, wie in Abbildung 7.1.1 festgestellt wurde, eine ganz andere Form der Verteilung. Sie haben ihr Dichtemaximum beim Schwellenwert und werden meist mit der Exponentialverteilung oder einer Gammaverteilung beschrieben.

Häufigkeitsanalysen geben Auskunft über das Auftreten von Ereignissen innerhalb grösserer Zeitspannen: Eine Jährlichkeit von 100 Jahren besagt eigentlich, dass das betreffende Ereignis im Mittel einmal in 100 Jahren erreicht oder überschritten wird. Man stellt sich vielleicht besser vor, dass dieses Ereignis innert 1000 Jahren 10mal eintrifft oder überschritten wird. Dies ist an sich eine recht unscharfe Aussage. Im Falle von unabhängigen Ereignissen hilft hier jedoch die Poisson-Statistik weiter. Mit ihr lassen sich das kein-, ein- oder mehrmalige Auftreten von T-jährlichen Ereignissen in den nächsten n Jahren ermitteln. Solche Angaben sind für Dimensionierungsaufgaben und Risikoabschätzungen im Bauwesen wichtig. Bei Extremereignissen ist ihre Unabhängigkeit normalerweise gegeben, nicht so bei häufiger auftretenden Ereignissen. Diese unterliegen oft einer gewissen Erhaltungsneigung. Eine Erweiterung der Poissonverteilung auf solche Datenkollektive kann mit der Polya-Verteilung geschehen[2].

Ein anderer Weg, die Erhaltungsneigung zu berücksichtigen, besteht in der Verwendung des Markov-Modells. Dazu müssen die sog. Uebergangswahrscheinlichkeiten von Ereignisfolgen berechnet werden: Bei der Analyse von Niederschlags- und Trockenperioden sind dies die bedingten Wahrscheinlichkeiten für die 4 möglichen Ereignisfolgen: Trockentag nach Trockentag; Trokkentag nach Regentag; Regentag nach Trockentag; Regentag nach Regentag. Die Vorstellung, die dem Markov-Modell zugrunde liegt ist die, dass nur die unmittelbar aufeinander folgenden Ereignisse zu untersuchen sind, um den Informationsgehalt über die Abhängigkeiten auszuschöpfen (s. auch TAUBENHEIM, 1969, S. 192).

Die Tabelle 7.1.1 erlaubt die vielleicht etwas erstaunliche Feststellung, dass die Untersuchungen von Schwellenwertüberschreitungen einerseits und

---

2) Die Poisson-Verteilung beruht letztlich auf der Binomialverteilung mit dem bekannten Urnenmodell von verschiedenfarbigen Kugeln und "Ziehen mit Zurücklegen". Bei der Polya-Verteilung hingegen wird nun beim Ziehen z.B. einer roten Kugel nicht mehr nur diese eine Kugel zurückgelegt, sondern eine bestimmte Anzahl weiterer roter Kugeln zusätzlich dazugelegt. Damit erhöht sich natürlich beim nächsten Ziehen die Wahrscheinlichkeit eines erneuten Ziehens einer roten Kugel. Wegen ihrer Anwendung zur Beschreibung von Verbreitungen von Krankheiten, wird diese Verteilungsfunktion auch "Ansteckungsverteilung" genannt.

von Niederschlagssummen andererseits nichts grundsätzlich Verschiedenes sind. Allerdings täuscht die geringe Anzahl erwähnter statistischer Methoden darüber hinweg, dass die Untersuchungsergebnisse sehr unterschiedlich sein können, und zwar nicht nur inbezug auf das Datenmaterial (Standort, Beobachtungsperiode, Stichprobenumfang, Messintervall) sondern ebenso inbezug auf die Details der Anwendung der statistischen Methoden. Man bedenke in diesem Zusammenhang die Stichworte "Parameterschätzung" und "Wahl der Verteilungsfunktion".

Mit der Polya-Verteilung und dem Markov-Modell (Tab. 7.1.1) ist man bei den Modellen angelangt, die im weiteren Sinne den Zeitreihenmodellen zuzuordnen sind. Es erübrigt sich allerdings wegen der geringen Anzahl schweizerischer Untersuchungen auf die eigentliche Zeitreihenanalyse einzugehen (s. etwa MESSERLI, 1979).

7.1.2 Schweizerische Untersuchungen

Die Mehrzahl der Untersuchungen beruhen auf Häufigkeitsanalysen von Niederschlagsmengen. Ausgangspunkt für diese Verfahren ist die Festlegung von Niederschlagsart, Messintervall und Datenserietyp. Für eine dermassen definierte Stichprobe wird die Häufigkeitsverteilung ermittelt und durch eine theoretische Verteilungsfunktion angepasst. Der Vorteil der Verwen-

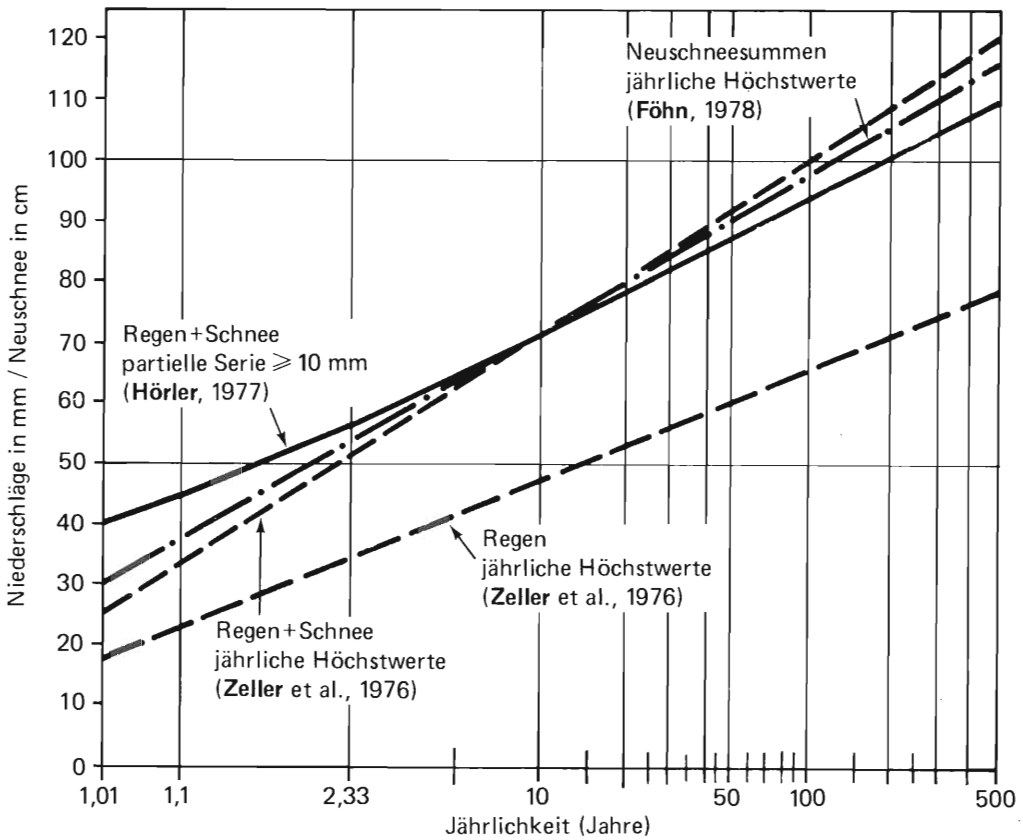

Abbildung 7.1.4
Häufigkeitsanalysen von Niederschlagsmengen und Neuschneesummen (Tageswerte) für Davos nach verschiedenen Autoren. Wahrscheinlichkeitspapier für die 1. Extremalverteilung.

dung einer Verteilungsfunktion liegt in ihrer Extrapolierbarkeit in Bereiche, die nicht gemessen worden sind sowie in einer erheblichen Reduktion der Datenmenge auf einige wenige Parameter. SEVRUK und GEIGER (1981) haben die für die Analyse extremer Punktniederschläge international üblichen Verfahren zusammengetragen. Die Arbeiten aus unserem Land sind in Tabelle 7.1.2, einige Resultate von verschiedenen Untersuchungen für die Messstation Davos in Abbildung 7.1.4 zusammengestellt.

Tabelle 7.1.2
Häufigkeitsanalysen von Niederschlagsmengen

Niederschlagsart	Messintervall	Stationen	Datenserie	Verteilungsfunktion	Autor
Regen	5 bis 120 Min.	1	partielle S.	empirische V.	KROPF, 1944
Regen	5 bis 60 Min.	20	partielle S.	Log-Normalv.	HOERLER u. RHEIN, 1962
Regen+ Schnee	1 Tag	81	jährl.Höchstwerte	l.Extremalv.	GINSBURG, 1971
Regen, Regen+ Schnee	10 Min. bis 1 Jahr	550	jährl.Höchstwerte, z.T. partielle S.	Normalv., l. u. 2. Extremalv., Exponentialv.	ZELLER et al.,1976, 1977,1978, 1979,1980, 1983
Regen+ Schnee	1 bis 100 Tage	14	jährl.Höchstwerte	Normalv., Log-Normalv., l.Extremalv.	WIDMOSER, 1976
Regen+ Schnee	1 Tag	8	partielle S.	Log-Normalv.	HOERLER, 1977
Schnee	1 Tag	1	monatl. Höchstwerte	l.Extremalv.	FEDERER, 1971
Regen+ Schnee	1 Tag	27	partielle S.	Gammav., PearsonIIIv.	MUSY,1973
Schnee	1 bis 10 Tage	5	vollst. S., jährl. Höchstwerte	empirische V. l.Extremalv.	FOEHN,1978
Schnee+ Regen	5 bis 60 Min.	8	partielle S.	empirische V. Log-Normalv.	RIMA,1967, 1982

Werden Häufigkeitsanalysen für verschiedene Messintervalle gemacht, so können die Ergebnisse in Niederschlags-Intensitäts-Diagrammen mit den Parametern "mittlere Niederschlagsintensität", "Niederschlagsdauer" und "Jährlichkeit" zusammengefasst werden. Solche Diagramme wurden zuerst von HOERLER und RHEIN (1962) für 20 Städte und in neuerer Zeit von ZELLER et al. (1976, 1977, 1978, 1979, 1980, 1983) für das gesamte Alpen- und Alpenrandgebiet veröffentlicht.

Mit der getrennten Auswertung von Niederschlagsmengen für das Sommer- und das Winterhalbjahr hat WIDMOSER (1976) dem saisonalen Charakter des Niederschlagsgeschehens bereits etwas Rechnung getragen.

Häufigkeitsanalysen über Periodenlängen von Regen-, Schneefall- oder Trokkenperioden sind in Tabelle 7.1.3 und einige Resultate in Abbildung 7.1.5 aufgeführt. Auch hier wurden halbjährlich oder monatlich gültige Verteilungsfunktionen aufgestellt, womit ein Teil der Zusatzinformation, die in der Zeitreihe des Niederschlags enthalten ist, ausgewertet worden ist.

Tabelle 7.1.3
Häufigkeitsanalysen der Dauer von Schwellenwertüberschreitungen

Periodenart	Schwellenwert	Stationen	Datenserie	Verteilungsfunktion	Autor
Trokkenheit	0,2,5 und 10 mm/Tag	14	jährl.Höchstwerte	1.Extremalv.	KUHN,1973
Trokkenheit	0.2 mm/Tag	14	partielle S.	Exponentialv.	WIDMOSER, 1976
Regen	0.2 mm/Tag	14	jährl.Höchstwerte	1.Extremalv. Log-Normalv.	WIDMOSER, 1976
Schneefall	1 cm/Tag	1	partielle S.	empirische V.	FOEHN,1978
Regen	verschiedene	19	partielle S.	Exponentialv.	DEBRUNNER, 1978

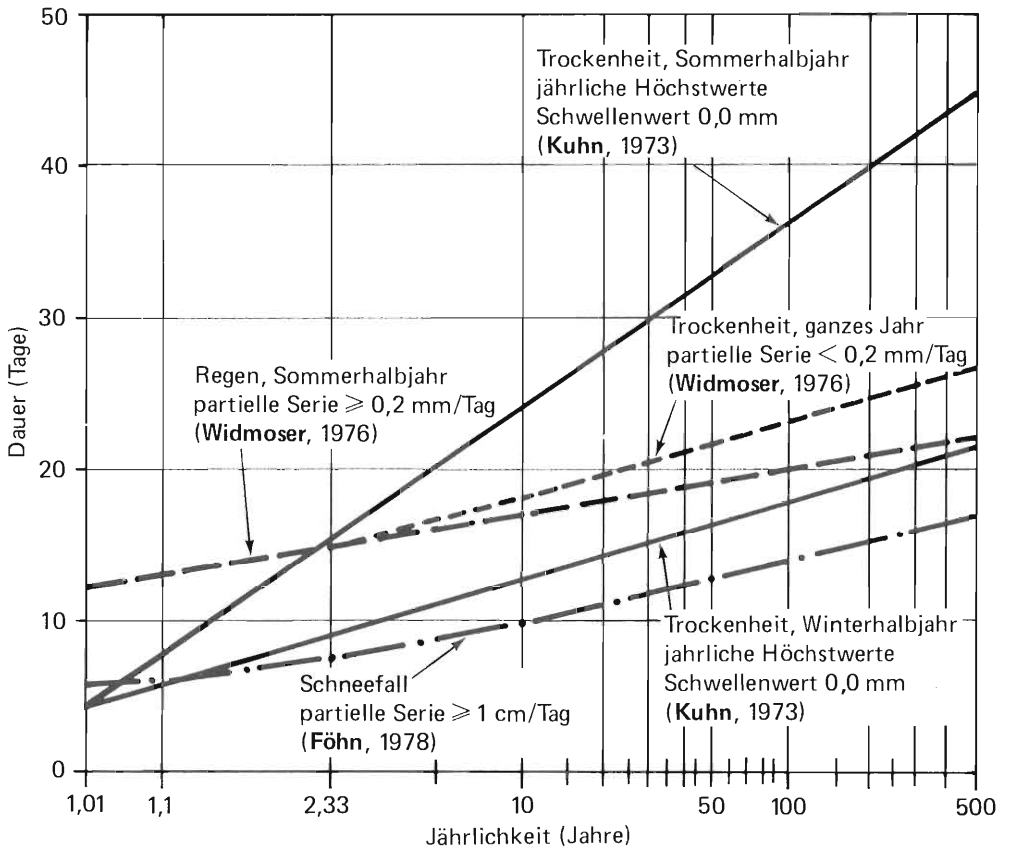

Abbildung 7.1.5
Häufigkeitsanalysen von Schwellenwertüberschreitungen für Davos nach verschiedenen Autoren. Wahrscheinlichkeitspapier für die 1. Extremalverteilung.

Schwellenwertüberschreitungen von extremen Niederschlagsintensitäten im Minutenbereich wurden mit einem eigenen Messnetz von 19 Geräten von DEBRUNNER (1978) untersucht.

Wie erwähnt, können die Extremwertereignisse als voneinander unabhängig betrachtet werden, so dass ihr zeitliches Auftreten mit einem Poisson-Prozess beschrieben werden kann. GINSBURG (1971) hat für das ein- oder keinmalige Eintreten von seltenen Ereignissen die Poisson-Verteilung zu einem Nomogramm ausgewertet. Demgegenüber können monatliche Höchstwerte von Neuschneesummen nicht mehr als unabhängige Ereignisse aufgefasst werden. So setzte FEDERER (1971) für die Neuschneefälle im Gebiet von Davos die Polya-Verteilung ein. Je mehr man sich von den Extremwerten den häufiger auftretenden Ereignissen nähert, desto mehr spielt die Erhaltungsneigung eine immer grössere Rolle. WIDMOSER (1976) zeigt an 15 Schweizer Stationen die Eignung des Markov-Modells für die Beschreibung der Abfolge von Trocken- und Regentagen.

Auf dem Gebiet der Zeitreihenanalyse liegen nur wenige Arbeiten vor. So haben LUGEON et al. (1960) mit Hilfe gleitender Mittel die Schwankungen der jährlichen Niederschlagsmengen von 1864-1959 untersucht und einen leicht zunehmenden Trend festgestellt. RIMA (1960) fand mittels Spektralanalyse für die Stationen Mosogno und Gotthard in den Zeitreihen der Jahressummen Perioden von 2, 3, 4, 5.6, 8, 11.6 und 22.4 Jahre, wobei die beiden letzteren mit dem Sonnenfleckenzyklus in Verbindung gebracht wurden.

7.1.3 Anwendungen

Niederschlagsauswertungen in der beschriebenen Art und Weise sind fast ausschliesslich von seiten der Anwender meteorologischer Daten und nicht etwa von datenerhebenden Meteorologen selbst durchgeführt worden. Dies ist insofern verständlich, als die Bedürfnisse natürlich vom Anwender her definiert werden müssen, hat aber den Nachteil, dass jedes Fachgebiet das Niederschlagsgeschehen unter seinen Gesichtpunkten, mit seinen Methoden und Fachausdrücken untersucht, was eine Uebertragung der Resultate von einem Fachgebiet zum andern erschwert.

Die grösste Gruppe der Anwender bilden wohl die Wasserbauer im weitesten Sinn. Siedlungswasserbau (HOERLER und RHEIN, 1960), kulturtechnischer Wasserbau (WIDMOSER, 1976) und Bach- insbesondere aber Wildbachverbau (ZELLER, 1971) interessieren sich für Extremniederschläge als Eingangsgrössen in Abflussberechnungsverfahren. Langandauernde Nassperioden spielen für die Landwirtschaft (JEANNERET und VAUTIER, 1977) aber auch für Rutschungsuntersuchungen eine grosse Rolle; extreme Trockenheiten haben eine besondere ökologische Bedeutung (KUHN, 1973). Auch für Erosionsuntersuchungen über den Bodenabtrag durch Starkregen (SCHMIDT, 1979) werden die Niederschlagsstatistiken zu Rate gezogen, ebenso für die Abschätzung der Auftretenshäufigkeit von Lawinen (FOEHN, 1978). Damit sind schliesslich auch die raumplanerischen Interessen genannt und mit den zunehmenden Problemen der Luftverschmutzung und des sauren Regens weitet sich der Anwenderkreis bestimmt aus. Letztlich sollten aber auch unsere Kommunikationssysteme bei ungünstigen Starkregenverhältnissen funktionieren, so dass der Fernmeldespezialist seine Anlagen so auslegen muss, dass die Uebertragungsqualität nur in einem vorgegebenen Prozentsatz der Zeit unterschritten wird (DEBRUNNER, 1978).

7.1.4 Zukünftige Aufgaben

Auch die Bedürfnisse für zukünftige Niederschlagsauswertungen müssen von der Anwenderseite her formuliert werden, die in ihrer Gesamtheit vom Verfasser dieser Zeilen nicht überblickt werden. Eines dürfte aber feststehen: zukünftig werden verfeinerte Modelle eingesetzt werden, die immer mehr Information aus den Messwerten verarbeiten, damit die komplexer werdenden Aufgaben genauer gelöst werden können. Der zeitlichen Abfolge der Niederschlagsereignisse wird vermehrt Aufmerksamkeit geschenkt werden müssen, etwa für die Untersuchung von Niederschlagsganglinien zur Hochwasserabflussberechnung. Dazu liegt bereits eine erste Untersuchung vor (JATON, 1982) und eine weitere ist in Vorbereitung (ZELLER et al., "Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes". Band 7: Einführung, Methoden, Spezialstudien). In letzterer wird auch die Regionalisierung statistischer Starkregenparameter behandelt. Dass in diesem Aufsatz Fragen des Gebietsniederschlages nicht berührt wurden, liegt nicht nur an der thematischen Abgrenzung dieses Beitrages, sondern auch daran, dass über Gebietsniederschläge im allgemeinen und für kurze Messintervalle im besonderen nur spärliche Resultate von Untersuchungen vorliegen (vgl. Abschnitt 6.1, SCHAEDLER, 1985). Hier ist ein grosses Bedürfnis vorhanden, die für Punktniederschläge gewonnenen Ergebnisse auch auf die Fläche oder den Raum übertragen zu können.

7.1.5 Literatur

AMBROSETTI, F., 1955: Precipitazioni intense al margine meridionale delle alpi. Geofis. pura e appl. 30: 222-236.

BUISHAND, T.A., 1978: Some remarks on the use of daily rainfall models. J. of Hydrol. 36: 295-308.

DEBRUNNER, W.E., 1978: Niederschlagsstatistiken zur Beschreibung der Regendämpfung von Mikrowellen. Forsch.-Ber. Nr. VD21-051F, Bern, Generaldirektion PTT.

FEDERER, B., 1971: Die statistische Häufungsneigung der Neuschneefälle im Gebiet von Davos. Ann. d. Meteorol., N.F., Nr. 5: 165-169.

FOEHN, P., 1978: Wahrscheinlichkeit und Ergiebigkeit von Grossschneefällen im Gebirge, insbesondere in der Region Davos. 15. Int. Tag. alpine Meteorologie, Grindelwald. Veröff. d. schweiz.meteorol. Anst., Nr. 40: 288-292.

GINSBURG, T., 1971: Extremwert-Statistik und kalkuliertes Risiko. Ann. d. Meteorol. N. F., Nr. 5: 155-164.

GUMBEL, E.J., 1964: Technische Anwendungen der statistischen Theorie der Extremwerte. Schweiz. Arch. f. angew. Wissensch. Tech. 30, 2: 33-47.

GUMBEL, E.J., 1967: Statistics of extremes. 375 S., New York, Columbia University Press.

HOERLER, A., und RHEIN, H.R., 1962: Die Intensitäten der Starkregen in der Schweiz. Schweiz. Z. f. Hydrol. XXIV: 292-352.

HOERLER, A., 1977: Die Intensitäten von Starkregen längerer Dauer für verschiedene Ortschaften der Schweiz. Gas-Wasser-Abwasser 57, 12: 853-860.

JEANNERET, F. und VAUTIER, P., 1977: Kartierung der Klimaeignung für die Landwirtschaft in der Schweiz. 108 S. Geographisches Institut der Universität Bern.

JATON, J.-F., 1982: Contribution à l'étude des relations pluies-débits dans petits bassins versants ruraux. Diss. ETH Lausanne, Nr. 453.

KROPF, A., 1944: Auswertung von 30jährigen Aufzeichnungen der Regenmessstationen der Meteorologischen Zentralanstalt. Schweiz. Bau-Ztg. 63, 19: 225-229.

KUHN, N., 1973: Frequenzen von Trockenperioden und ihre ökologische Bedeutung. Vjschr. d. Naturforsch. Ges. Zürich 118, 3: 257-298.

LUGEON, J., SCHüEPP, M., und UTTINGER, H., 1960: Die klimatischen Verhältnisse der letzten 50 Jahre. Wasser- und Energiewirtsch. 52, Nr. 8/9/10: 179-197.

MESSERLI, P., 1979: Beitrag zur statistischen Analyse klimatologischer Zeitreihen. 294 S., Geographisches Insitut der Universität Bern.

MUSY, A., 1973: Répartition spatiale et prévision en temps de retour de facteurs climatologiques en vue d'un dimensionnement des ouvrages d'aménagement des eaux. Bull. téch. de la Suisse romande, Nr. 15: 3-23.

RIMA, A., 1960: Analisi periodale di due serie pluviometriche nel cantone Ticino. Mbull. d. Schweiz. Ver. Gas- u. Wasserfachmänner 40, 9: 213-222.

RIMA, A., 1967: Legge delle precipitazioni intense, valevole per le regioni di Airolo, Olivone, Lodrino, Bellinzona, Locarno, Lugano, Pignora, Chiasso. Riv. tec. Svizzera ital. 58: 1-11.

RIMA, A., 1982: Precipitazioni intense osservate fino al 1980 nel Ticino. Dipartimento dell'Ambiente, Bellinzona.

SCHAEDLER, B., 1985: Gebietsniederschläge. In: Beitr. Geol. Schweiz, Hydrologie, Nr. 31, 169-185, Fig., Graph.

SCHMIDT, R.-G., 1979: Probleme der Erfassung und Quantifizierung von Ausmass und Prozessen der aktuellen Bodenerosion (Abspülung) auf Ackerflächen. Basler Beitr. z. Physiogeogr. 1: 240 S.

SCHüEPP, M., 1975: Klimatologie der Schweiz. E, Niederschlag, 9.-12. Teil. Beih. z. d. Ann. schweiz. meteorol. Anst., 16: 335-483.

SCHüEPP, M., 1979: Klimatologie der Schweiz. K, Gewitter und Hagel. Beih. z.d.Ann.schweiz.meteorol.Anst., 25: 1-48.

SCHüEPP, M., GENSLER, G. und BOUËT, M., 1979: Klimatologie der Schweiz. F, Schneedecke und Neuschnee. Beih.z.d.Ann.schweiz.meteorol.Anst., 24: 1-63.

SEVRUK, B., und GEIGER, H., 1981: Selection of distribution types for extremes of precipitation. World Meteorol. Organiz., Oper. Hydrol. Rep., 15, 64p.

STOL, P.T., 1971: On the decomposition of the extreme value distribution of daily rainfall depths and the derivation of probabilities of compound events. J. of Hydrol. 14: 181-196.

TAUBENHEIM, J., 1969: Statistische Auswertung geophysikalischer und meteorologischer Daten. 386 S., Leipzig.

UTTINGER, H., 1930: Starke Regenfälle von kurzer Dauer in Zürich 1901 bis 1930. Ann.d.schweiz.meteorol.Anst. 67, 8S.

UTTINGER, H., 1931: Die grössten Tagesmengen des Niederschlags in der Schweiz.Ann.d.schweiz.meteorol.Anst. 68, 10 S.

UTTINGER, H., 1964: Klimatologie der Schweiz. E, Niederschlag, 1.-3. Teil. Beih.z.d.Ann.schweiz.meteorol.Anst., 5: 1-124.

UTTINGER, H., 1965: Klimatologie der Schweiz. E, Niederschlag, 4. Teil. Beih.z.d.Ann.schweiz.meteorol.Anst., 6: 125-170.

UTTINGER, H., 1969: Klimatologie der Schweiz. E, Niederschlag, 5.-8. Teil. Beih.z.d.Ann.schweiz.meteorol.Anst., 10: 171-334.

WALDVOGEL, A., 1985: Niederschlagsphysik und Tropfengrösse. In: Beitr. Geol. Schweiz, Hydrologie, Nr. 31, 237-249,Fig., Graph.

WIDMOSER, P., 1976: Tagesregen von vierzehn Stationen der Schweiz. Schweiz. Bau-Ztg. 94, 41: 615-618.

ZELLER, J., 1971: Die Häufigkeitsanalyse extremer Niederschläge und Abflüsse als Planungsgrundlage im Wildbachverbau. Eidg.Anst.forstl. Versuchswes., Ber. 72; SA aus: Schweizerische Bau-Ztg. 89, 24.

ZELLER, J., GEIGER, H. und RÖTHLISBERGER, G., 1976: Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes. Bd. 1: Kanton Graubünden. Birmensdorf, Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen.

1977: Bd. 2: Fürstentum Liechtenstein, St. Gallen, Appenzell Innerrhoden, Appenzell Ausserrhoden, Zürich (südwestl. Teil).

1978: Bd. 3: Kantone Glarus, Schwyz, Uri, Zug, Luzern (ohne nördl. Teil), Nidwalden, Obwalden.

1979: Bd. 4: südliche Teile von Bern, Waadt, Freiburg.

1980: Bd. 5: Kantone Wallis, Tessin.

1983: Bd. 6: Ausgewählte Stationen von Jura, Mittelland und grenznahem Ausland.

7.2 Vermutlich maximaler Niederschlag ("PMP")

D. Grebner

Geographisches Institut der ETH-Zürich

Zusammenfassung: Der vermutlich maximale Niederschlag (probable maximum precipitation: PMP) ist ein physikalisch begründeter, theoretischer Grenzwert. Es werden seine Verwendung und die Bestimmungsmethoden erwähnt und diskutiert. Schliesslich wird noch auf die besonderen thermodynamischen Verhältnisse im Bereich der Schweiz hingewiesen, die bei der Berechnung des PMP beachtet werden müssen.

Résumé: La précipitation maximale présumée (probable maximum precipitation: PMP) est une valeur théorique limité, physiquement fondée. Son utilisation ainsi que ses méthodes de détermination sont présentées et discutées. Finalement il a été mis l'accens sur les caractéristiques thermodynamiques régnant en Suisse qui dovent être considérées dans le calcul du PMP.

Abstract: Probable maximum precipitation (PMP) is a physically based, theoretical limit. Its application and the procedures for its estimation are mentioned and discussed. Finally the peculiar thermodynamical conditions in the region of Switzerland are pointed out, which have to be considered when estimating PMP.

7.2.1 Begriffserläuterung und Anwendungsbereiche

Niederschlag ist das Ergebnis eines atmosphärischen Prozesses, der aus mehreren, sich gegenseitig beeinflussenden Komponenten besteht. Der Energiehaushalt der Erdatmosphäre setzt den Komponenten energetische nach oben Grenzen, sodass auch für die Niederschlagsmenge ein von der Fläche, von der Dauer und vom Klima abhängiger oberer Grenzwert angenommen werden kann. Da seine rechnerische Bestimmung im wesentlichen auf formalen Näherungen und modellmässigen Vereinfachungen beruht, erhielt dieser Grenzwert die Bezeichnung "vermutlich maximaler Niederschlag" (englisch: probable maximum precipitation = PMP). Er lässt sich definieren als "der theoretisch grösste Niederschlag einer bestimmten Dauer, der über einem bestimmten Einzugsgebiet und zu einer bestimmten Jahreszeit physikalisch möglich ist" (Glossary of Meteorology, 1959, S.446; deutsche Uebersetzung: Hauck, 1983, S.72).

Die Existenz von flächen- und dauerspezifischen maximalen Niederschlägen legt nahe, dass auch der Abfluss durch ein jeweils spezifisches maximales Hochwasser nach oben begrenzt ist. Dieser Zusammenhang gibt dem PMP insbesondere seine Bedeutung als technische und wirtschaftliche Planungsgrundlage für wasserbauliche Einrichtungen bei höchsten Sicherheitsanforderungen. Ausbau und Kosten von Talsperren, Dämmen und Hochwasserschutzanlagen können trotz der gewünschten Schutzbedürfnisse in begründbarem Rahmen gehalten werden. Im weiteren grenzt der PMP die Extremwert-Statistik nach oben ab und kann so beispielsweise als extremer Anhalts-

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

punkt für gesetzliche, vertragliche und organisatorische Entscheidungen dienen.

7.2.2 Methoden

Die Methoden zur Bestimmung des PMP lassen sich in drei Kategorien einteilen:

- physikalische, d.h. meteorologische Methoden,
- statistische Methoden,
- empirische Formeln.

Die meteorologischen Methoden wurden in den USA, im wesentlichen von der Mitte der 30-er Jahre bis in die 40-er Jahre hinein, entwickelt. Ihnen folgten zu Beginn der 60-er Jahre statistische Methoden. Etwa in derselben Zeit liegen die Anfänge der empirischen Formeln. Da in (WMO, 1969) und besonders in (WMO, 1973; deutschsprachig: Hauck, 1983) ausführliche Beschreibungen der Methoden mit Arbeitsanleitungen vorliegen, sollen hier nur ihre Grundzüge wiedergegeben werden.

7.2.2.1 Meteorologische Methoden

Nicht orographisch bedingter Niederschlag

- Transposition: Verlagerung der je nach Flächengrösse und Dauer grössten, beobachteten Niederschläge in das zu betrachtende Einzugsgebiet. Die Verlagerung erfolgt nur aus einer klimatisch vergleichbaren, d.h. begrenzten Umgebung und berücksichtigt die tolerierten Unterschiede zwischen den Eigenschaften des Ursprungsgebietes und des betrachteten Einzugsgebietes. Der Transposition liegt die Annahme zugrunde, dass beim Ereignis mit den grössten Niederschlägen N die dynamischen Komponenten des in der Atmosphäre ablaufenden Niederschlagsmechanismus' annähernd maximal ausgeprägt waren. Auf diese Weise kann die physikalisch explizite Berechnung des maximal wirksamen Niederschlagsmechanismus' umgangen werden.

- Feuchteanpassung: Falls der Gesamtfeuchtegehalt der Atmosphäre w während der grössten (transponierten) Niederschläge kleiner war als der für das betrachtete Einzugsgebiet zuvor bestimmte, vermutlich maximale Feuchtegehalt w_{max}, dann werden die gemessenen (transponierten) Niederschläge durch den Ansatz:

$$N_{max} = \frac{w_{max}}{w} N$$

  dem möglichen höchsten Feuchteangebot angepasst, d.h. maximiert.

Orographisch bedingter Niederschlag

- Formale Beschreibung des Niederschlagsmechanismus'; z.B. in einer sehr einfachen Beziehung, die den Niederschlag N während einer bestimmten Dauer t über einer bestimmten horizontalen Länge l des Luv-Hanges (vom Fuss bis zum Kamm) als Konvergenzgeschwindigkeit des Gesamtfeuchtegehaltes im Luftvolumen über den Hang darstellt (Gessner, 1970):

$$N = \frac{t}{l} v (w_1 - w_2)$$

(w_1, w_2: Gesamtfeuchtegehalt der durch einen Querschnitt am Hangfuss zuströmenden, bzw. am Hangkamm abströmenden Luft; v: Windgeschwidigkeit über den Hang).

- Maximierung der Windgeschwindigkeit v.

- Maximierung der Feuchtekonvergenz ($w_1 - w_2$).

7.2.2.2 Statistische Methoden

Die PMP-Werte der einzelnen Stationen werden, unabhängig von meteorologischen Zusammenhängen, anhand statistischer Analysen ihrer Messreihen bestimmt. Die verbreiteste Methode (nach Hershfield, 1961, 1965) ist von der in der Hydrologie gebräuchlichen Darstellung von Häufigkeitsverteilungen abgeleitet. Der PMP X_m an einer Station für eine bestimmte Dauer wird dargestellt als Summe aus dem mittleren, jährlichen Höchstwert $\bar{X}$ und der um einen Faktor K_m erweiterten Standardabweichung S:

$$X_m = \bar{X}_n + K_m S_n$$

K_m ist der in einer Region oder allgemein höchste, beobachtete Wert des standardisierten Häufigkeitsfaktors $K = (X - \bar{X})/S$. Für ihn wird vielfach der Betrag K = 15 eingesetzt (Hershfield, 1961).

7.2.2.3. Empirische Formeln

Die empirischen Formeln stellen die Hüllkurven von ausgewählten Niederschlagshöchstwerten, z.B. der grössten auf der Welt gemessenen Niederschläge dar (z.B. Paulhus, 1965; Wiesner, 1970; Johannsen, 1971).

7.2.3 Diskussion

Alle Methoden-Typen enthalten Arbeitsschritte, die teilweise deutliche Unsicherheiten mit sich bringen. Dies ist besonders bei den meteorologischen Methoden zu betonen, da ihr physikalisches Konzept leicht über die Schwierigkeiten hinwegtäuschen könnte. Die Vorteile dieser Methode sind hingegen offenkundig. Durch die, wenn auch nur grobe Näherung der natürlichen Vorgänge lassen sich klimatische und geographische Eigenschaften eines Einzugsgebietes berücksichtigen; die Methode lässt sich auf Einzelstationen und Gebiete anwenden; und die Ergebnisse sind in einem gewissen Rahmen verifizierbar. Als Nachteil kann sich der hohe Datenbedarf erweisen: Niederschlag, Vertikalprofile von Temperatur, Feuchte und Wind und gegebenenfalls Wetterkarten. Der Zeitaufwand für die Datenaufbereitung und für die Fallstudien ist entsprechend hoch. Vor allem fordern diese und die sehr pauschale Parametrisierung speziell der nicht orographisch bedingten Zirkulations- und Niederschlagsmechanismen fundierte Fachkenntnisse. Im einzelnen können durch den baukastenmässigen Aufbau der Methoden Ueberschätzungen entstehen, sofern sich gegenseitig ausschliessende maximale Zustände unerkannt bleiben. Besondere Aufmerksamkeit verlangen diesbezüglich die Repräsentativität des Oberflächentaupunktes, die Zulässigkeit der Transposition und die Ueberlagerung von orographischen, nicht orographischen und konvektiven Niederschlägen.

Die statistischen Methoden hingegen erfordern lediglich Niederschlagsdaten, allerdings mit grösserem Gewicht auf eine ausreichende Dauer der Messreihen. Die Datenaufbereitung und die Methoden selbst sind formal, d.h. vergleichsweise einfach durchführbar. Ausserdem lassen sich neue extreme Ereignisse in Nachrechnungen rasch einbeziehen. Zu den Nachteilen zählt, dass die berechneten PMP-Werte nur lokal für die jeweilige Messstation, bzw. für eine Umgebung von 10-25 km^2 gelten. Für Gebiete, bis 1000 km^2, müssen die Werte mit Hilfe einer Reduktionskurve bestimmt werden. Die statistischen Methoden entsprechen physikalisch etwa der Transposition der meteorologischen Methoden. Spezielle, z.B. alpine Gebietseigenschaften werden also, ausser durch einen impliziten Anteil, nicht berücksichtigt. Daraus ergeben sich Unsicherheiten in der Gebietsreduktion. Eine weitere Unsicherheit liegt in der Wahl des repräsentativen Faktors K_m. Es gibt in den statistischen Verfahren kaum eine Möglichkeit, diesen Unsicherheiten durch physikalische Plausibilität der berechneten Werte zu begegnen.

Die empirischen Berechungsansätze ermöglichen es, ohne besonderen Aufwand eine Schätzung des PMP durchzuführen. Ihre besondere Schwäche ist die zugrunde liegende Annahme, dass der PMP einer bestimmten Dauer und Fläche in den bestehenden Messungen bereits existiert (Grebner, 1983a). Um für die Hüllkurven möglichst hohe Messwerte verwenden zu können, werden sie vielfach aus unterschiedlichen Klimabereichen und geographischen Bedingungen zusammengezogen.

7.2.4 Schlussbemerkungen

Der vermutlich maximale Niederschlag ist eine für verschiedene Fragestellungen wesentliche Grösse. Die Abteilung Hydrologie des Geographischen Institutes der ETH-Z betreibt ein Forschungsprojekt zur Bestimmung dieses Grenzwertes für die Schweiz. Die besonderen orographischen und thermodynamischen Verhältnisse in dieser Region erfordern allerdings eine Anpassung der bestehenden Berechnungsmethoden, vor allem im Bereich der Feuchtemaximierung und des orographischen Modelles der meteorologischen Verfahren. Diese Verhältnisse ergeben sich aus der Ueberlagerung von orographisch und nicht orographisch bedingten Vorgängen und aus der zonalen Orientierung sowie der Grenzlage der Alpen zwischen dem gemässigt warmen Klima des Mittelmeerraumes und dem feuchttemperierten Klima Mitteleuropas. Untersuchungen von Wetterlagen mit Starkniederschlägen zufolge schliessen sich durch die Riegellage der Alpen auf der Nordseite die gleichzeitigen maximalen Ausprägungen der niederschlagsbildenden Komponenten teilweise aus (Grebner, 1980a, 1980b).

Zur Ueberarbeitung des orographischen Modells wurden im Rahmen des internationalen Forschungsprogrammes ALPEX im Sommer 1982 mit 300 Radiosondierungen die Strömungsabläufe über voralpinem Gelände gemessen Grebner et. al (1984). Die Messungen sollen Aufschluss über das Strömungsprofil bei starken orographisch bedingten Niederschlägen geben (Grebner, 1983b).

7.2.5 Literatur

GESSNER, W. (1970): Berechnung maximal möglicher Hochwässer aus Niederschlägen. Wasserwirtschaft 60, S. 9-12.

GLOSSARY OF METEOROLOGY (1959). American Meteorological Society, Boston, Mass. 02108.

GREBNER, D. (1980a): Untersuchungen über extreme Gebietsniederschläge und Hochwasser im Gebiet der Thur. Jahresbericht 1980 der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH-Z, S. 41-45.

GREBNER, D. (1980b): Starkregensitutation vom 7./8. August 1978 im Schweizer Alpenraum; Entwicklung, Bewertung und Vorhersagbarkeit. Internationales Symposium "Interprävent 1980", Bad Ischl, Band 1, S. 215-224.

GREBNER, D. (1983a): Niederschlagskarten für den Kanton Zürich. Schweizer Ingenieur und Architekt, Heft 48, S. 1141-1150.

GREBNER, D. (1983b): Vertikale Windprofile im Voralpenbereich in Abhängigkeit von den grossräumigen Strömungen. 1. ALPEX-CH Kolloquium, Zürich, 22. März 1983; Schweizerische Meteorologische Anstalt, Abt. Forschung, S. 20-21.

GREBNER, D.; BRUTSAERT, W. (eds., 1984): The EVAPEX-ALPEX Campaign 1982. Hydrological and Meteorological Studies in the Pre-Alpine Research Basin Rietholzbach. Report of Atmospheric Data. Zürcher Geographische Schriften, Heft 18, Geograph. Inst. ETH Zürich, pp 202.

HAUCK, E. (1983): Berechnungsmethoden zur Bestimmung des "vermutlich grössten Niederschlages" (PMP). Deutscher Verband für Wasserwirtschaft und Kulturbau e.V. (DVWK), Heft 62, S. 63-190.

HERSHFIELD, D.M. (1961): Estimating the probable maximum precipitation. Proc. Am. Soc. Civ. Engr. J. Hydraulics, Vol. 87, p. 99-106.

HERSHFIELD, D.M. (1965): Method for estimating probable maximum precipitation. J. Am. Water Works Assoc., Vol. 57, p. 965-972.

JOHANNSEN, H.H. (1971): Zur Theorie des maximal möglichen Niederschlags. Deutscher Verband für Wasserwirtschaft (DVWW), 3. Fortbildungslehrgang für Hydrologie, 1971, TU. Braunschweig, 13S..

PAULHUS, J.L.H. (1965): Indian Ocean and Taiwan rainfalls set new records. Monthly Weather Rev., 93, p. 331-335.

WIESNER, C.J. (1970): Hydrometeorology. Chapman and Hall LTD, London, 232pp.

WMO (1969): Estimation of maximum floods. World Meteor. Org., WMO Nr. 233, TP 126, Tech. Note Nr. 98, p. 9-116, Genf.

WMO (1973): Manual for estimation of probable maximum precipitation., World Meteor. Org., WMO Nr. 332, Op. Hydr. Rep. Nr. 1, 190 pp., Genf.

8. Niederschlagsprognose

H. W. Courvoisier, J. Quiby, F. Schubiger
Schweizerische Meteorologische Anstalt, Zürich

D. Grebner
Geographisches Institut der ETH Zürich

Zusammenfassung: Es wird zunächst über Methoden der Niederschlagsprognose, die an der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt entwickelt wurden, berichtet. Dabei werden im ersten Abschnitt 8.2.1 synoptisch-statistische Verfahren vorgestellt; diese Verfahren werden seit einiger Zeit routinemässig angewendet. Im Abschnitt 8.2.2 wird über ein feinmaschiges diagnostisches Modell zur Berechnung der Vertikalwinde über den Alpen berichtet (Kuhn, Quiby; 1976). Dieses Modell rechnet täglich die Vertikalwinde über den Alpen, aufgrund der numerischen Analysen und Prognosen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW). Eine statistische Methode (Hauptkomponentenanalyse) für die Bestimmung der Niederschläge aus diesen Vertikalwinden und weiteren meteorologischen Parametern des EZMW ist in Entwicklung.

Im Abschnitt 8.3 werden Arbeiten der Abteilung Hydrologie des Geographischen Institutes der ETH-Z vorgestellt. Es werden täglich, unter Verwendung von quantitativen Niederschlagsprognosen, dreitägige Abflussprognosen für den Rhein bei Rheinfelden erstellt. Der Zeitschritt des Abflussmodells beträgt eine Stunde. Diese speziellen Anforderungen an die Niederschlagsprognosen führten neben anderen Randbedingungen zu dem hier beschriebenen und diskutierten synoptisch-dynamischen Vorhersageverfahren.

Résumé: On décrit tout d'abord les méthodes pour la prévision des précipitations développées à l'Institut suisse de météorologie. Dans la première partie (8.2.1), les méthodes synoptiques-statistiques sont présentées; depuis quelque temps ces méthodes sont opérationnelles. Dans la partie 8.2.2 on décrit un modèle diagnostique à maille fine pour la détermination de la composante verticale du vent sur un terrain montagneux (Kuhn, Quiby; 1976). Ce modèle calcule en mode opérationnel les vents verticaux au-dessus des Alpes à partir des analyses et des prévisions du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (CEPMMT). Une méthode statistique (basée sur une analyse en composantes principales) est en développement pour la détermination des précipitations à partir de ces vents verticaux et d'autres paramètres météorologiques du CEPMMT.

Les travaux de la Division Hydrologie de l'Institut de géographie de l'EPF-Z sont présentés au paragraphe 8.3. Quotidiennement une prévision du débit du Rhin à Rheinfelden est établie pour les trois prochains jours en se basant sur des prévisions quantitatives de précipitation. Le pas dans le temps utilisé dans le modèle est d'une heure. Les exigences concernant la prévision des précipitations conduisirent ensemble avec d'autres contraintes au procédé de prévision synoptique-dynamique décrit et discuté ici.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

Abstract: This note describes in the first part methods for the prediction of precipitations developped at the Swiss Meteorological Institute. In 8.2.1 synoptic-statistical methods are presented; these methods have been now operational for some time. In 8.2.2 is described a fine-mesh diagnostic model for the determination of the vertical wind component over a mountainous terrain (Kuhn, Quiby; 1976). This model routinely computes the vertical winds over the Alps starting from the numerical analyses and forecasts received daily from the European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF). A statistical method, mainly based on principal component analysis, is under development for the determination of the precipitations using these vertical winds as regional predictors and several other ECMWF parameters.

In 8.3 working methods developped at the Hydrology Section of the Department of Geography of the Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, are presented. Each day run-off forecasts for the Rhine river at Rheinfelden are calculated using quantitative precipitation forecasts. The run-off model has a time step of one hour. These special requirements and further boundary conditions caused the development of the described and discussed synoptic-dynamical forecasting method.

8.1 Einleitung

Prinzipiell gehört der Niederschlag zu den schwierig vorauszusagenden meteorologischen Elementen. Dies gilt allgemein für die Prognose der Niederschlagswahrscheinlichkeit (ja/nein-Aussage), in besonderem Masse aber für die Vorhersage der Niederschlagsmenge.

Seit der Einführung numerischer Vorhersagekarten des grossräumigen Luftdruckfeldes am Anfang der sechziger Jahre ergab sich die Möglichkeit, den Niederschlag objektiv vorauszusagen. In einer ersten Phase wurden synoptisch-statistische Interpretationsmethoden entwickelt.

Synoptisch-statistische Interpretation bedeutet: Auffinden von quantitativen Beziehungen zwischen Wetterelementen wie Luftdruck, Wind, Temperatur, Feuchte in der Höhe und dem Niederschlag. In einer zweiten Phase wurden und werden in Zukunft dynamische und dynamisch-statistische Modelle zur Niederschlagsprognose entwickelt. Für die grossräumige numerische Druckfeldprognose und für die dynamischen Modelle zur Niederschlagsprognose bilden die physikalischen Gesetze der Atmosphäre die massgebende Grundlage.

8.2 Arbeiten der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt

8.2.1 Synoptisch-statistische Methoden

H.W. Courvoisier

8.2.1.1 Regressionsanalyse

Aus den grossräumigen numerischen Vorhersagekarten des Luftdruckfeldes kann direkt nur die Höhenwindrichtung und -geschwindigkeit sowie die Temperatur in der Höhe entnommen werden, während der Niederschlag indirekt interpretiert werden muss.

Es wurde daher vom Verfasser eine Regressionsanalyse des Druck-, Wind-, Temperatur- und Feuchtefeldes vorgenommen (Courvoisier, 1970). Von 17 Parametern, von denen ein physikalisch-ursächlicher Zusammenhang mit der Niederschlagsmenge angenommen werden kann, wurden die zwei Parameter mit den höchsten Korrelationskoeffizienten (0.55) ausgewählt. Es sind dies die Windgeschwindigkeit in 500 mbar und das Mittel der Taupunkte in 850, 700 und 500 mbar (als Mass für die absolute Feuchte).

Als Regressionsgleichung für die beiden Parameter ergab sich:

$$R = 0.305 \cdot \overline{f} + 1.391 \cdot \overline{T} + 39.37$$

R = mittlere 4-tägige Niederschlagssumme auf der Alpennordseite, in mm

$\overline{f}$ = 4-tägiges Mittel der Windgeschwindigkeit in 500 mbar, in Knoten

$\overline{T}$ = 4-tägiges Mittel der Taupunkte in 850, 700 und 500 mbar, in °C .

Der Parameter Höhenwind kann direkt den numerischen Vorhersagekarten entnommen werden, der Parameter Taupunkte muss indirekt aus dem Advektionsgebiet gemäss den numerischen Vorhersagekarten ins Prognosengebiet verlagert werden.

Die Regressionsgleichung sagt aus, dass die Niederschlagsmenge sowohl mit zunehmender Höhenwindgeschwindigkeit als auch mit einer Erhöhung der Taupunkte (Zunahme der absoluten Feuchte) zunimmt.

Für die Regression sind zwei Einschränkungen zu machen:

1. Sie ist nur im Winterhalbjahr anwendbar, da dann die Niederschläge grösstenteils advektiver Natur sind. Konvektive Niederschläge (Gewitter, Schauer) sind mit dieser Methode nicht prognostizierbar.
2. Sie ist nur bei mehrtägigen zyklonalen Witterungslagen mit einer Höhenströmung aus WSW bis NNW anwendbar. Die Vorhersage, ob eine solche zyklonale Witterungslage auftreten wird, kann aufgrund bestimmter quantitativer Bedingungen in den atmosphärischen Druck- und Strömungsfeldern der Ausgangswetterlage sowie der numerischen Vorhersagekarten für die Folgetage erstellt werden.

Durch diese Einschränkungen ist diese Methode nur selten anwendbar (ca. 8 mal pro Winterhalbjahr).

Von 1970 bis 1981 wurden 88 quantitative Niederschlagsvorhersagen bei mehrtägigen zyklonalen Witterungslagen im Winterhalbjahr erstellt (Anwendung in der Abflussprognose). Bei den 88 Witterungslagen betrug das Mittel der an ca. 350 Stationen gemessenen Niederschlagssumme 31.0 mm; der mittlere Fehler der prognostizierten Niederschlagsmenge beträgt 13.0 mm, wobei Ueber- und Unterschätzungen der Menge annähernd von gleicher Grösse sind, wie es bei statistischen Prognosen zu erwarten ist.

Bei einer Güte-Bewertung nach Fehlerklassen ergibt sich folgendes:

Prognosenfehler gegenüber Messung

0 - 10 mm:	48 % der Prognosen	31 - 40 mm:	8 % der Prognosen
11 - 20 mm:	33 % " "	41 - 50 mm:	2 % " "
21 - 30 mm:	9 % " "		

Die Prognosenfehler sind nur zum kleineren Teil auf Fehler der zugrundeliegenden numerischen Vorhersagekarten zurückzuführen, zum grösseren Teil sind es Fehler der statistischen Interpretation. Dies kommt daher, dass Prognosen statistischer Art Mittelwertsprognosen sind. Für kleinere gemessene Mengen werden deshalb oft zu hohe Werte, für grössere Mengen dagegen zu kleine Werte vorausgesagt. Die höchsten 4-Tagessummen, die prognostiziert wurden, betragen etwa 55 mm, während die höchsten gemessenen Werte bei 80 mm liegen.

8.2.1.2 Witterungsklimatologische Methode

Diese Methode der Niederschlagsprognose ist auf der Wetterlagenklassifikation von M. Schüepp begründet (Schüepp, 1968). Diese Wetterlagenklassifikation charakterisiert nicht - wie in anderen Ländern - die grossräumige Luftdruckverteilung, sondern diejenige über der Schweiz. Sie beschreibt die Wetterlage nicht nur mit einem Ausdruck wie z.B. "zyklonale Nordwestlage", sondern umfasst quantitative Werte mehrerer meteorologischer Parameter im Gebiet der Schweiz, wie Richtung der Bodenisobaren, Luftdruckgefälle am Boden quer zu den Alpen, Windrichtung und -geschwindigkeit im 500 mbar-Niveau, Geopotential der 500 mbar-Fläche, Werte der Relativen Topographie 500/1000 mbar. Die Prognosenmethode besteht in einer Verbindung dieser Wetterlagenklassifikation mit den numerischen Vorhersagen, die damit objektiv-statistisch interpretiert werden können.

Da zur Zeit der Entwicklung dieser Methode nur numerische Prognosen der 500 mbar-Fläche von guter Qualität vorlagen, wurden als Prädiktoren zur Niederschlagsvorhersage vor allem die Windrichtung und -geschwindigkeit im 500 mbar-Niveau verwendet.

Es wurden vom Verfasser für 11 Regionen der Schweiz die Zusammenhänge zwischen 70 Typen der Höhenströmung und dem Niederschlag im Winterhalbjahr ermittelt, und Wahrscheinlichkeiten, Mittelwerte und andere statistische Masszahlen für den Niederschlag berechnet und in einem Katalog dargestellt (Courvoisier, 1975, 1978).

Von den Auswirkungen der verschiedenen Typen von Höhenströmungen sind vor allem die orographischen Effekte von Bedeutung. Hier ist es besonders die Region Mittel- und Südtessin, die eine sehr markante Abhängigkeit von der Höhenwindrichtung zeigt (Fig. 8.2.1) So beträgt dort z.B. die mittlere Niederschlagsmenge bei einem Höhenwind Süd/50 Knoten (zyklonal) 33 mm, diejenige bei einem Höhenwind Nordwest/50 Knoten (zyklonal) dagegen nur 0.1 mm. Auf der Alpennordseite und im inneren Alpengebiet zeigt sich der orographische Effekt weniger bei der Höhenwindrichtung als bei der Höhenwindgeschwindigkeit. Davos weist z.B. bei ei- nem Höhenwind Nordwest/20 Knoten (zyklonal) eine mittlere Niederschlagsmenge von 3 mm auf, bei einem Höhenwind Nordwest/80 Knoten (zyklonal) 18 mm. Neben den orographischen Effekten sind es die Gegensätze zwischen Maritim- und Kontinentaladvektion sowie die Gegensätze zwischen Lagen mit übernormalem und mit unternormalem Luftdruck am Boden und in der Höhe (antizyklonal/zyklonal), welche grössere Unterschiede in der Niederschlagsmenge verursachen.

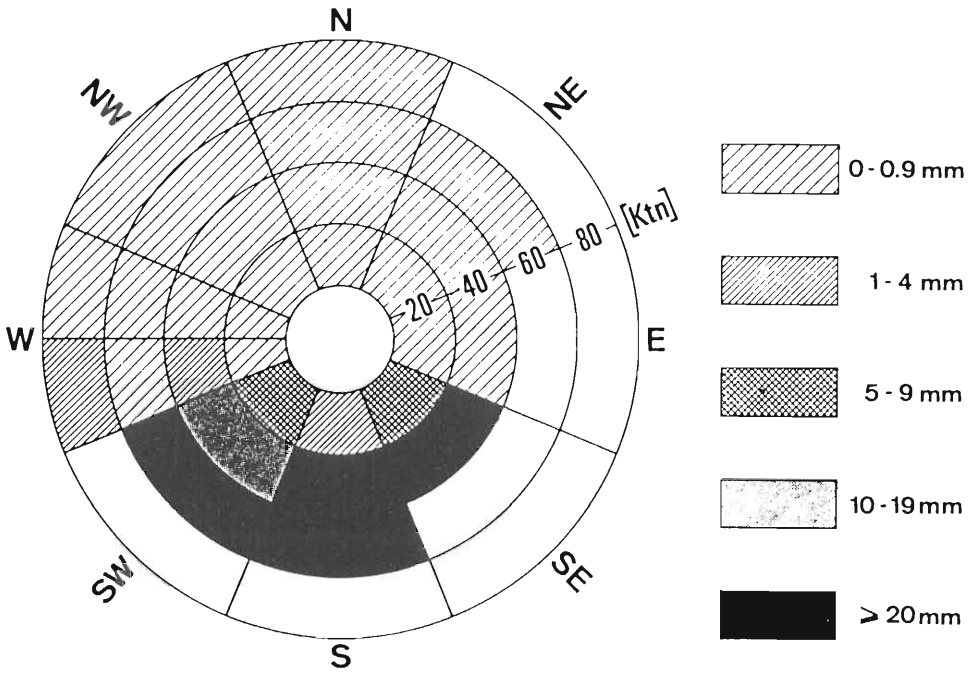

Fig. 8.2.1 Niederschlagsmengen im Mittel- und Südtessin bei zyklonalen Wetterlagen in Abhängigkeit von Richtung und Stärke des Windes in ca. 5 km Höhe. Sektoren N, NE usw. = Höhenwindrichtung, Kreise 20, 40 Knoten usw. = Höhenwindstärke

Die Niederschlagswahrscheinlichkeiten und Mittelwerte der Niederschlagsmengen für 70 Höhenströmungstypen im Winterhalbjahr werden seit einiger Zeit im Wetterdienst der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt als Prognosenunterlage verwendet. Dabei hat es sich als vorteilhaft erwiesen, mehr die Niederschlagswahrscheinlichkeiten als die

Niederschlagsmengen zu verwenden. Die Niederschlagsmengen weisen meist grosse Streuungen auf, so dass man mit der Prognose der mittleren Niederschlagsmenge relativ grosse Fehler macht.

Ein Prognosen-Gütetest wurde während eines Winterhalbjahres aufgrund der Niederschlagswahrscheinlichkeit (Aussage kein Niederschlag (0-0.2 mm) bzw. Niederschlag ($\geq$0.3 mm) gemacht. Er ergab für die Vorhersage für den Folgetag:

Trefferrate für die Alpennordseite: 75 %
Trefferrate für die Alpensüdseite: 85 %

8.2.1.3 Diskriminanzanalyse

Diese Methode der Niederschlagsprognose wurde von Genfer Meteorologen unter der Leitung von Altherr entwickelt (Altherr u.a., 1974, 1975, 1978, 1982). Die statistische Grundlage bildet die Diskriminanzanalyse. Es wurden die quantitativen Beziehungen zwischen 80 meteorologischen Parametern (Prädiktoren) an 16 Punkten West-, Mittel- und Südeuropas und der Niederschlagsmenge (Prädiktand) an 6 Stationen der Schweiz ermittelt. Bei den Prädiktoren handelt es sich um:

1) Werte des Geopotentials der 500 mbar-Fläche
2) Gradienten des Geopotentials der 500 mbar-Fläche in nordsüdlicher, westöstlicher oder diagonaler Richtung
3) Zyklonalität der 500 mbar-Fläche an vier Punkten in geringerer Entfernung von der Schweiz (Zyklonalität = Geopotential an einem zentralen Punkt, subtrahiert vom Geopotentialmittel von vier Punkten auf einem Umkreis).

In der Analyse zeigten sich die besten Korrelationen bei den Gradienten des Geopotentials der 500 mbar-Fläche. Dies ist insofern ein günstiges Resultat, als die numerischen Prognosen besser Gradienten als Absolutwerte des Geopotentials voraussagen.

In der praktischen Anwendung im Wetterdienst werden die Niederschlagswahrscheinlichkeiten der drei Mengenklasse 0-0.5 mm, 1-9 mm und $\geq$10 mm für die Stationen Genf, Payerne, Zürich, Sion, Gütsch und Locarno-Magadino berechnet; dies kommt einer quantitativen Niederschlagsvorhersage mit grober Mengenunterteilung gleich. Versuche zur Unterteilung in eine vierte Mengenklasse mit höheren Niederschlagsmengen wurden gemacht, es stellte sich aber heraus, dass dies keine Verbesserung der Prognosengüte bringen würde.

Die Niederschlagsprognosen werden seit 1979 täglich und das ganze Jahr automatisch vom Computer der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt berechnet und herausgegeben, mit einer Gültigkeit von ein bis sieben Tagen. Neben der Verwendung für die allgemeine Wettervorhersage werden sie auch externen Benützern (Abteilung Hydrologie ETHZ (Abflussprognosen) und dem Lawinenwarndienst des EISLF Weissfluhjoch/Davos) zur Verfügung gestellt.

Was die Prognosengüte betrifft, so ist allgemein festzustellen, dass diese für advektive Niederschläge besser ist als für konvektive Sommerniederschläge, und dass grössere Niederschlagsmengen (30, 50 mm) nicht vorhergesagt werden können, da nur eine Klasse für Mengen über 10 mm in der Prognosenmethode vorhanden ist.

Ein Test der Trefferraten für ein Jahr ergab folgendes (wobei als richtige Prognose bewertet wurde, wenn der gemessene Niederschlag in der Mengenklasse mit der höchsten Wahrscheinlichkeit lag):

	Genf	Payerne	Zürich	Sion	Gütsch (2288m/M)	Locarno-Magadino
24-stünd. Prog.	71%	71%	73%	78%	64%	78%
48-stünd. Prog.	70%	70%	71%	78%	63%	77%
72-stünd. Prog.	68%	66%	68%	70%	58%	76%

Zur Höhe der Trefferraten ist zu bemerken, dass bei der Unterteilung in drei Mengenklassen prinzipiell weniger hohe Trefferraten zu erwarten sind als bei der Prognose, die nur aussagt: kein Niederschlag bzw. Niederschlag.

8.2.2 Dynamisch-statistische Methode

J. Quiby, F. Schubiger

Modèle pour la détermination des vents verticaux au-dessus des Alpes:

Le modèle diagnostique barocline livre des vents verticaux à méso-échelle en partant des données à grande échelle des géopotentiels du CEPMMT à 850, 700, 500 et 300 mb (grille polar-stéréographique de 10x10 points avec une maille de 250 km). Sur une grille à maille fine de 24x25 points recouvrant les Alpes (cf. Fig.8.2.2) l'équation oméga du modèle barocline est résolue. Cette équation livre les valeurs des vents verticaux à 500 et 700 mb (W_5 et W_7). Comme données d'entrée de l'équation nous avons besoin d'un paramètre de stabilité statique et de différents champs dérivés du géopotentiel (vent géostrophique, vorticité relative) qui sont calculés sur la grille grande échelle puis interpolés sur la grille à maille fine. L'équation oméga est résolue sur la grille à maille fine d'après la méthode des gradients conjugués.

Les conditions aux limites de l'équation sont les suivantes:

- bord supérieur: W(300 mb) = 0
- bords latéraux à 500 et 700 mb: W obtenu avec un modèle équivalent barotrope.
- bord inférieur: W(850 mb) = 0. La résolution verticale étant trop faible par rapport à la résolution horizontale, le couplage vertical dans le modèle est très faible. Le vent vertical de 700 mb n'est que très faiblement influencé par celui de 850 mb. De ce fait nous posons comme condition limite W(850 mb) = 0, et calculons ensuite un vent vertical représentatif pour la surface de 700 mb.

Ce vent vertical représentatif pour la surface de 700 mb (W_{7T}) s'obtient en considérant le résultat de l'équation oméga pour 700 mb (W_7) et le vent vertical dû aux effets de la couche limite (W_b):

$W_{7T} = W_7 + 0.2W_b$

Le vent vertical dû aux effets de la couche limite est la somme d'un terme orographique et d'un terme de frottement.

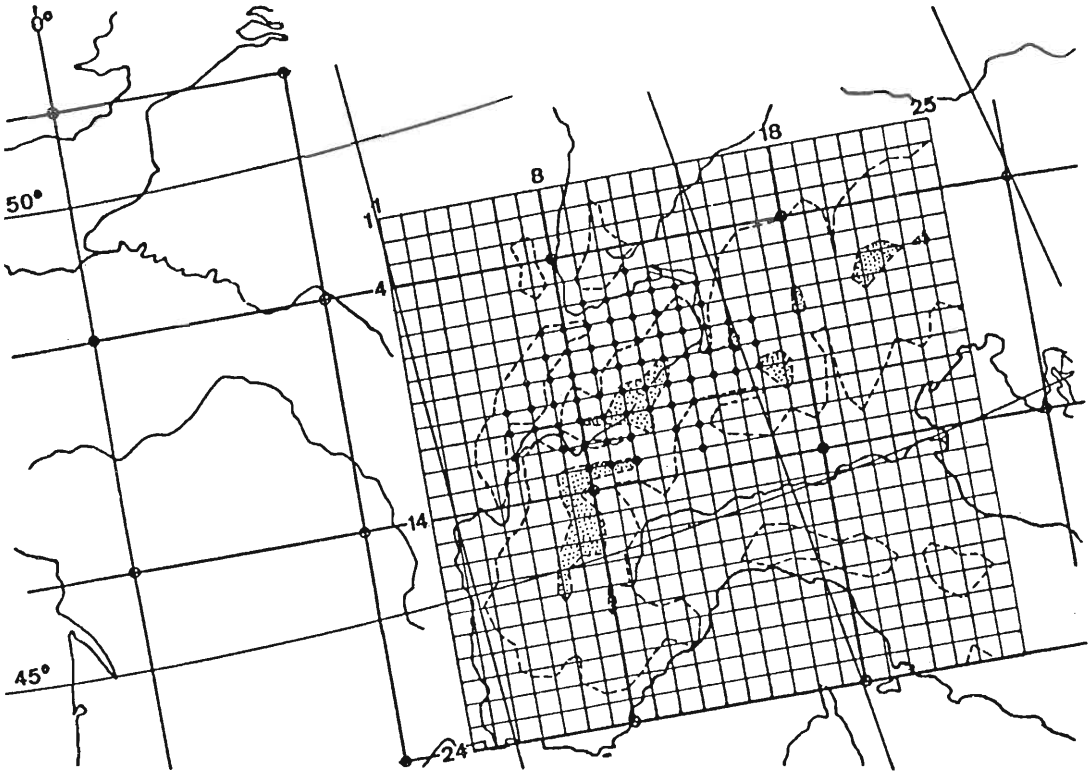

Fig. 8.2.2: grille à maille fine recouvrant les Alpes
(maille: env. 28 km à 48°N)

Méthode statistique pour la détermination des précipitations: Dans une deuxième phase qui vient de démarrer, nous allons statistiquement déterminer la précipitation instantanée, c'est-à-dire prévoir si, à un endroit donné et à une certaine heure, il pleut ou ne pleut pas. En pratique, nous commencerons par prévoir la précipitation en mm pour une période de 2 heures centrée autour de 12 Z pour 5 stations du réseau automatique.

Dans le développement de la méthode, nous allons considérer deux sortes de prédicteurs:

I. Les prédicteurs à grande échelle

Ils seront donnés d'une part par les champs en prévision de pression, température, vent et humidité que l'on reçoit en routine du CEPMMT et d'autre part par des champs que l'on dérivera de ces prédicteurs de base: champs de vorticité, de divergence, de stabilité, etc.

II. Les prédicteurs à échelle régionale

Ils seront donnés par les vents verticaux que nous déterminons à l'aide de l'équation oméga.

Si l'on admet que la valeur de chaque paramètre en chaque point de la grille est un prédicteur, nous en avons un nombre irréaliste pour les utiliser tous dans un modèle statistique comme, par exemple, la régression multilinéaire. Il nous faut donc en restreindre très fortement le nombre. Nous le ferons par une utilisation itérative de la méthode des composantes principales.

8.2.3 Ausblick

Was die synoptisch-statistischen Methoden der Niederschlagsprognose mit einer Gültigkeitsdauer von mehr als einem Tag betrifft, so ist zu sagen, dass diese nicht mehr wesentlich weiterentwickelt werden können. Denkbar wäre noch eine Verbesserung, wenn in Zukunft gute und für mehrere Tage gültige numerische Feuchteprognosen der Wolkenniveaus ausgegeben würden. Dagegen stehen die dynamischen und dynamisch-statistischen Methoden in voller Entwicklung und es sind in den kommenden Jahren Verbesserungen der Modelle zu erwarten. Das dürfte einerseits durch die stetige Verbesserung der physikalischen Grundlage der numerischen Prognosen, andererseits durch die Verfeinerung der Maschenweite der Modelle und daraus resultierender genauerer Niederschlagsprognosen für kleinere Regionen erreichbar sein. Es ist auch zu erwarten, dass das Problem der Vorhersage von grossen Niederschlagsmengen, das mit synoptisch-statistischen Verfahren nicht zufriedenstellend lösbar ist, auf dynamischer Grundlage eine bessere Lösung finden wird.

8.3 Arbeiten der Abteilung Hydrologie*) des Geographischen Institutes der ETH-Z

D. Grebner

8.3.1 Synoptisch-dynamische Methode

Die Abteilung für Hydrologie*) des Geographischen Institutes der ETH-Z erstellt täglich etwa um 7.30 h GMT eine dreitägige Abflussprognose für den Rhein bei Rheinfelden. Da die Zeitspanne, für welche der Abfluss vorhergesagt wird, wesentlich (ca. 10 mal) länger ist als die Laufzeiten von Hochwasserwellen bis Rheinfelden, ist insbesondere die Verwendung von quantitativen Niederschlagsprognosen unerlässlich. Vor 1976 wurden die Abflüsse mit reinen Regressionsmodellen, bezogen auf den Zeitschritt 1 Tag und auf das nicht unterteilte Einzugsgebiet bis Rheinfelden gerechnet. Seit 1976 ist ein stochastisch-deterministisches Flussgebietsmodell in Betrieb, das durch seinen räumlich, zeitlich und physikalisch differenzierteren Aufbau einen Zeitschritt der Einflussgrössen von einer Stunde erfordert. Die dementsprechende Niederschlagsprognose muss also aus der Menge und aus den Zeiten von Anfang und Ende des fallenden oder

*) Bis 31. August 1983 an der Versuchsanstalt für Waserbau, Hydrologie und Glaziologie.

erwarteten Niederschlages bestehen. Räumlich kann bei der Niederschlagsprognose zwischen der westlichen und östlichen Hälfte des Einzugsgebietes oberhalb Rheinfelden unterschieden werden. Als Präzisierung der Niederschlagsprognosen wird im Winter die Höhenzone angegeben, oberhalb welcher Niederschlag als Schnee fällt.

Diese Anforderungen seitens der Anwendung, sowie das operationell verfügbare, meteorologische Datenmateriel für eine quantitative Niederschlagsprognose legten ein Arbeitsverfahren nahe, das als synoptisch-dynamische Methode bezeichnet werden kann. Das Datenmateriel besteht grossräumig aus den vom Deutschen Wetterdienst über Funk ausgestrahlten Wetterkarten und regional aus den über Telex übermittelten Messungen des meteorologischen Beobachtungsnetzes der Schweizerischen Meteorologischen Anstalt.

Die Wetterkarten werden im synoptischen Scale auf Zirkulationsbereiche überprüft, aufgrund derer im vorherzusagenden Zeitraum im interessierenden Einzugsgebiet Niederschlag auftritt oder auftreten wird. Im Fall solcher Bereiche wird aus ihrer Zuggeschwindigkeit und der erwarteten horizontalen Ausdehnung des Niederschlagsfeldes (in Zugrichtung) beim Ueberqueren des Einzugsgebietes der Beginn und das Ende des Niederschlages bestimmt. Als Niederschlagsmenge gilt die über die Niederschlagsdauer aufsummierte Kondensationsrate, die durch die isentrope Hebung erzeugt wird.

Treten die erwarteten Niederschläge frontgebunden auf, dann wird versucht, aus der Divergenz und der Deformation des horizontalen Geschwindigkeitsfeldes und dem advehierten Temperaturfeld (in 850 und 700 hPa) die Verstärkung oder Abschwächung der Front zu bestimmen. Aussagen über die Niederschlagsintensität und die Breite des Niederschlagsfeldes einer Front stützen sich im wesentlichen auf das vertikale Profil des horizontalen Windes.

Die Möglichkeit für das Auftreten konvektionsbedingter Niederschläge wird mit Hilfe der Parcel-Methode geprüft. Bei latenter Instabilität trägt mit zunehmender Höhe graduell eine Erhöhung bzw. Verringerung der jeweils erreichten adiabatischen Temperatur des angehobenen Luftpartikels der Mischung zwischen gehobener und der sie umgebenden Luft Rechnung. Als Richtwert für die konvektionsbedingte, stündliche Niederschlagsmenge dient der Wassergehalt der Luft oberhalb des auslösenden Niveaus, unter der Annahme pseudo-adiabatischer Schichtung. Da bei konvektiven Niederschlägen zu einem bestimmten Zeitpunkt das Verhältnis aus der beregneten Fläche und der Fläche des Einzugsgebietes des Rheins oberhalb Rheinfelden i.a. deutlich kleiner als eins ist, muss im Hinblick auf die Abflussprognose die stündliche Niederschlagsmenge verringert werden. Die Verringerung richtet sich nach der mit der Parcel-Methode festgestellten Labilitätsenergie der Luft.

Das beschriebene Verfahren ist in den meisten Schritten diagnostisch und stark abhängig von der Informationsdichte über den Zustand der Atmosphäre zum jeweiligen bearbeiteten Zeitpunkt. Die Unsicherheit nimmt mit fortschreitender Zukunft vor allem in dem Zeitpunkt zu, wo die gemessenen Unterlagen (aktuelle Karten) ihren Aussagewert verlieren. Im weiteren zeigt das Verfahren ähnliche aber geringere Tendenzen wie die rein objektiven Verfahren: Ueberschätzung kleiner Mengen, Unterschätzung grosser Mengen. Dazu sei vermerkt, dass den drei Verfahrensgruppen, - massgebend statistische Verfahren, massgebend dynamische Verfahren, massgebend synoptische Verfahren - , unterschiedliche Ursachen für diese Tendenzen anhaften. Die Ursache beim synoptisch-dynamischen Verfahren liegt vor allem darin, dass berechnete Werte "aufgrund der Erfahrung" geändert werden.

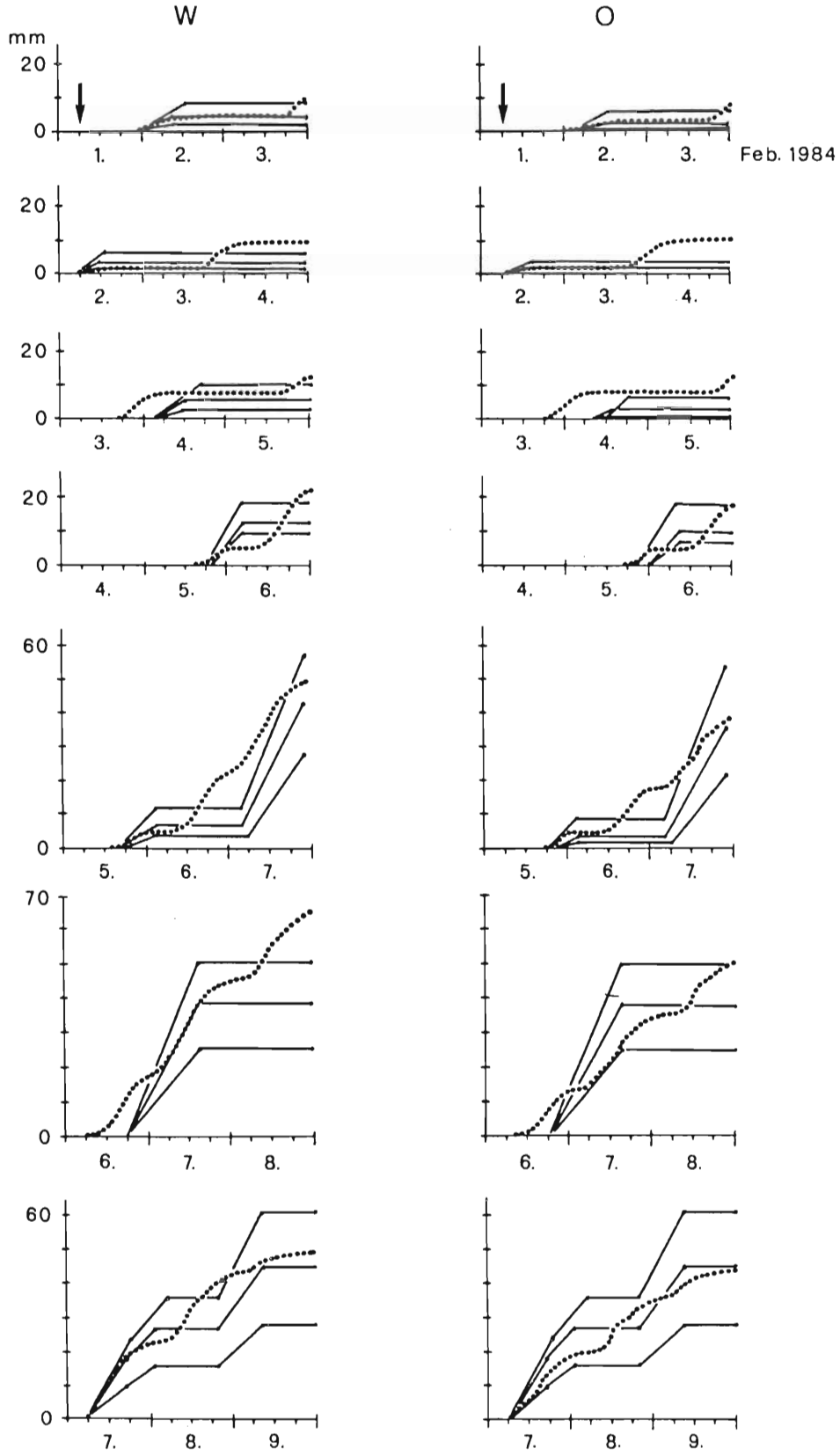

Fig.8.3.1 Für jeweils 3 Tage vorhergesagte und gemessene Niederschläge (ausgezogene bzw. punktierte Linien) für die westliche (W) und östliche (O) Hälfte des Rheineinzugsgebietes oberhalb Rheinfelden während der Niederschlagsperiode vom 1. bis 9.2.1984. Für die Abflussprognosen werden 3 Niederschlagsprognosen ausgegeben: bezüglich Zeit und Dauer mögliche obere, wahrscheinliche und untere Werte. - Pfeile: Ausgabezeit der Niederschlagsprognosen.

Schwächen des synoptisch-dynamischen Verfahrens sind besonders die bedingte Reproduzierbarkeit der Ergebnisse und die Empfindlichkeit auf die Niederschlagsintensitäten, die aus groben Zahlen bestimmt werden müssen. Es zeigt sich aber, dass ein Ueberschätzen der Intensität oft mit einem Unterschätzen der Dauer oder umgekehrt auftritt, sodass der Intensitätsfehler über das gesamte Niederschlagsereignis teilweise kompensiert wird.

Vorteile des Verfahrens sind in seiner Flexibilität zu sehen. Sie äussert sich im einzelnen in der Annäherung des wahren Niederschlagsverlaufes, im situationsbezogenen Aufwand, im relativ bescheidenen Bedarf an Datenmateriel, in der überwiegend mässigen Empfindlichkeit auf den Ausfall des einen oder anderen "Datenpaketes" (z.B. einzelne Wetterkarten, Telex-Meldungen). Das Verfahren eignet sich so für den täglichen Einsatz.

In Figur 8.3.1 sind als Beispiel die Vorhersagen zur gegenwärtig jüngsten, ergiebigen Niederschlagsperiode (1. bis 9.2.1984) dargestellt. Zum Verständnis des Bildes ist noch nachzutragen, dass für die Abflussprognosen ausser dem wahrscheinlichen Niederschlag noch ein fallabhängiger "oberer und unterer Niederschlag" (nach Menge und Dauer) angegeben werden muss. Die Figuren enthalten deshalb jeweils 3 Niederschlagsprognosen.

Es ist selbstverständlich aber doch erwähnenswert, dass bei der operationellen Erarbeitung der Niederschlagsprognosen für die Abflussvorhersagen alle verfügbaren Informationen beachtet werden. Allen voran sind dies Niederschlagsprognosen folgender meteorologischer Dienststellen: Schweizerische Meteorologische Anstalt und Deutscher Wetterdienst. Eingehende Beschreibungen der einzelnen Methoden und Modelle sind in Kapitel 8.2 und neben anderen Modellen in (Grebner, 1982) zu finden.

8.3.2 Ausblick

Das Verfahren stützt sich auf synoptische Methoden und einfache thermodynamische Ansätze. Im synoptischen Bereich ist erfahrungsgemäss ein bestimmter Standard nicht zu überschreiten. Im thermodynamischen Bereich sind weitgehende Verbesserungen möglich. Sie führen aber im wesentlichen von der flexiblen Form der isolierten Berechnungsschritte zu einem zunehmend zusammenhängenden Modell und können deshalb aus verschiedenen Gründen nur beschränkt angestrebt werden. Hingegen ist ein Ausbau des synoptisch-dynamischen Verfahrens durch vermehrte Anwendung statistischer Beziehungen vorgesehen.

8.4 Literatur

ALTHERR, J.D.; M. DUPANLOUP; Y. GANTER and E. JUNET (1974): Etude d'une méthode d'analyse discriminante appliquée à la prévision des précipitations. Arbeitsberichte der Schweiz. Meteor. Anstalt, Nr. 44, 32 S.

-- (1975): Prévision objective des précipitations basée sur une méthode d'analyse discriminante. Arbeitsberichte der Schweiz. Meteor. Anstalt, Nr. 51, 30 S.

-- (1978): Prévision objective des hauteurs de pluie basée sur une méthode d'analyse discriminante. Arbeitsberichte der Schweiz. Meteor. Anstalt, Nr. 82, 13 S.

-- (1982): Prévision objective des hauteurs de précipitations et de l'ensoleillement relatif au moyen de l'analyse discriminante. Veröffentlichungen der Schweiz. Meteor. Anstalt, Nr. 44, 43 S.

COURVOISIER, H.W. (1970): Die quantitative Niederschlagsprognose winterlicher zyklonaler Witterungslagen auf der Alpennordseite der Schweiz. Veröffentlichungen der Schweiz. Meteor. Anstalt, Nr. 15, 15 S.

-- (1975): Katalog objektiv-statistischer Wetterprognosen für die Alpensüdseite und das Oberengadin. Veröffentlichungen der Schweiz. Meteor. Anstalt, Nr. 32, 24 S.

-- (1978): Katalog objektiv-statistischer Wetterprognosen für die Alpennordseite, das Wallis sowie Nord- und Mittelbünden. Veröffentlichungen der Schweiz. Meteor. Anstalt, Nr. 39, 58 S.

GREBNER, D. (1982): Objektive, quantitative Niederschlagsvorhersagen im Rheingebiet, Stand 1982. Internationale Kommission für die Hydrologie des Rheingebietes, Bericht Nr. 1.

KUHN, W. und J. QUIBY (1976): Dynamical-statistical methods of meso-scale precipitation forecasting over mountainous terrain. Pageoph, 945-964, 114 p.

SCHÜEEPP, M. (1968): Kalender der Wetter- und Witterungslagen von 1955 bis 1967. Veröffentlichungen der Schweiz. Meteor. Anstalt, Nr. 11, 44 S.

9. Niederschlagsphysik und Niederschlagschemismus

9.1 Niederschlagsphysik und Tropfengrösse

A. Waldvogel

Atmosphärenphysik ETH, 8093 Zürich, Schweiz

Zusammenfassung: Zuerst werden die mikrophysikalischen Grundgesetze, welche den Uebergang von Wasserdampf zu den ersten Wolkentröpfchen und dann zu den Niederschlagsteilchen beschreiben, diskutiert. Dabei wird sowohl der Niederschlagsvorgang des warmen Regens als auch der Bergeron--Findeisen-Prozess erwähnt. Dann werden einige der wesentlichsten Niederschlagsstrukturen anhand von Radarbildern vorgestellt, während im letzten Abschnitt Grössenverteilungen von Regentropfen und deren Variation in verschiedenen Situationen zur Sprache kommen.

Résumé: D'abord on discute les lois microphysiques fondamentales qui décrivent la transition de la vapeur d'eau aux premières gouttelettes de nuages et ensuite aux particles de précipitation. Non seulement le processus de Précipitation de pluie chaude mais aussi le processus Bergeron-Findeisen est mis en discussion. Ensuite, les plus importantes structures de précipitation sont présentées par des illustrations radar. La dernière section traite de la distribution des gouttes de pluie et de leur variété dans plusieures situations différentes.

Abstract: First fundamental microphysical laws are discussed which describe the transition from water vapour to the first cloud droplets and then to precipitation particles. Thereby the precipitation process of warm rain as well as the Bergeron-Findeisen process are discussed. After that some of the most important structures of precipitation are pointed out by radar illustrations. The last section treats the size distribution of raindrops and their variety in different situations.

9.1.1 Einleitung

Die Niederschlagsphysik befasst sich vor allem mit Prozessen der Niederschlagsbildung und der Struktur von Niederschlagssystemen. Demzufolge untersucht sie die Phänomene der ersten Tröpfchenentstehung aus der Dampfphase bis hin zu synoptischen Niederschlagsgebieten mit einer Ausdehnung von 1000 Kilometern und mehr. Weil immer etwa die Hälfte der Erdoberfläche mit Wolken bedeckt ist, sind Niederschlagssysteme und deren Wolken für einen ausserirdischen Beobachter die wohl auffallendsten sich ständig ändernden Erscheinungen der Erde. Für einen Erdbewohner sind es vor allem extreme Situationen wie Hagelgewitter, Orkane, Starkschneefälle oder dichter Nebel, welche ihn das Phänomen Niederschlag bewusst erleben lassen. Im besonderen gilt dies natürlich für die entsprechenden Niederschlagsprodukte wie Hagelkörner mit Durchmessern von einigen Zentimetern, Regen-

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

tropfen und Schneeflocken. Obwohl der Nebel, falls er genügend dicht ist, sehr wohl gesehen werden kann, ist es von blossem Auge nicht möglich, die einzelnen Nebel- oder Wolkentröpfchen zu erkennen. Das Gleiche gilt auch für Aerosolteilchen, die noch zwei bis drei Grössenordnungen kleiner sind als Wolkentröpfchen, nämlich nur etwa 1/10 Mikrometer.

Die Niederschlagsteilchen, welche in einer Wolke miteinander in Wechselwirkung treten, umfassen also einen Durchmesserbereich von etwa 6 Grössenordnungen. Aehnliches gilt auch bei Wirbeldimensionen, welche die dynamischen Gesetze in einem Niederschlagsgebiet charakterisieren. Hier erstrecken sich die relevanten Durchmesser von der Dissipationsskala (10^{-3}m) über die konvektive (10^{2}m) bis zur synoptischen (10^{5}m) über acht Grössenordnungen. Es ist klar, dass die theoretische Erfassung aller Wechselwirkungen in einem Niederschlag wegen der enormen Anzahl der beteiligten Elemente nicht möglich ist. Deshalb sind bis heute noch viele Fragen inbezug auf die Niederschlagsbildung ungelöst, was sich besonders bei der künstlichen Wettermodifikation (Niederschlagsvermehrung oder Hagelbekämpfung) manifestiert.

Die Grundgesetze, welche die Tröpfchen- und Niederschlagsbildung beherrschen, sind schon seit langem bekannt, und zwar sowohl aus theoretischen Ueberlegungen wie auch aus Laborexperimenten. Das Zusammenwirken von mikrophysikalischen und dynamischen Prozessen in Niederschlagssystemen konnte jedoch erst in den letzten zwanzig Jahren durch den Einsatz von Radar und Satelliten untersucht werden. Damit öffnet sich die Möglichkeit, aus dem beschränkten Rahmen einer Labor-Wolkenkammer in den Bereich natürlicher Niederschlagssysteme vorzudringen. Die mikrophysikalischen Gesetze werden im folgenden Abschnitt 9.1.2 kurz beschrieben, während im Abschnitt 9.1.3 die Niederschlagssysteme vorgestellt werden. Im Abschnitt 9.1.4 wird noch auf den Zusammenhang zwischen Tropfengrössen und Niederschlagsstruktur eingegangen.

9.1.2 Mikrophysik

Die wesentliche Voraussetzung zur Bildung von Niederschlag ist die Existenz von Sättigungsbedingungen in der Atmosphäre (relative Feuchte ist 100%). Dies geschieht durch Abkühlung der Luft, was auf verschiedene Arten erreicht werden kann, jedoch meist mit einer Hebung der Luftmassen einhergeht. Die bedeutendsten Mechanismen werden durch Konvergenz in Tiefdruckgebieten, durch Fronten und durch Konvektionen ausgelöst. Im Alpenraum sind vor allem auch die langandauernden, orographisch erzeugten Niederschläge von Bedeutung, welche auf kurzer horizontaler Distanz grosse Regenunterschiede verursachen können (Stauniederschlag - Föhn). Eine ausführliche Zusammenstellung dieser Prozesse findet sich bei Wallace and Hobbs (1977) oder Ludlam (1980).

Hat sich nun Sättigung eingestellt, so bilden sich unter natürlichen Bedingungen bald erste Tröpfchen an Aerosolteilchen, welche als Kondensationskerne wirken, d.h. die sogenannte heterogene Keimbildung setzt ein. Um Tröpfchen in Abwesenheit von solchen Kernen aus der Dampfphase zu erzeugen (homogene Keimbildung), wären Uebersättigungen von mehreren hundert Prozent nötig, was natürlich in der Natur nie auftritt. Trotzdem wurde die homogene Keimbildung eingehend untersucht, weil sie bedeutende Erkenntnisse für den Phasenübergang von Dampf zu Wasser erbrachte, vergleiche dazu Fletcher (1962), Mason (1971) oder Pruppacher und Klett (1978).

Wolken- oder Nebeltröpfchen werden also durch die sogenannte heterogene Keimbildung aus der Dampfphase erzeugt. Mathematisch wird dieser Vorgang durch die Köhler-Gleichung beschrieben (Rogers, 1976):

$$\frac{e}{e_s} = 1 + \frac{a}{r} - \frac{b}{r^3} \qquad (1)$$

Dabei bedeutet e den Wasserdampfdruck an der Tropfenoberfläche und e_s den Sättigungsdampfdruck für Wasser bei der Temperatur T. Das Verhältnis e/e_s wird als Sättigungsverhältnis S bezeichnet.

Die Figur 9.1.1 zeigt den Verlauf der Köhler-Gleichung für ein bestimmtes Tröpfchen mit dem Radius r gegenüber dem Sättigungsverhältnis bezw. der relativen Feuchte. Deutlich sieht man die beiden einander entgegenwirkenden Effekte, nämlich den Krümmungsterm $(1 + {}^{a}/_{r})$, welcher ja die homogene Keimbildung beherrscht und durch die Kelvin Gleichung beschreiben wird, und den Lösungsterm $(1 - {}^{b}/_{r^3})$, welcher ermöglicht, dass sehr kleine Tröpfchen schon bei relativen Feuchtigkeiten unter 100% gebildet werden und mit der Umgebung im Gleichgewicht sein können. Diese kleinen Lösungströpfchen können nun wachsen, falls die Feuchte zunimmt, und zwar so lange bis ein kritischer Radius r^* und ein entsprechendes Sättigungsverhältnis S^* erreicht wird. Der Wert von S^* beträgt dabei oft nur einen Bruchteil von einem Prozent mehr als der entsprechende Sättigungsdampfdruck (relative Feuchte 100%). Nachdem das Tröpfchen den kritischen Punkt (r^*, S^*) erreicht hat, kann es auch ohne Zunahme von S zu einem grossen Wolkentröpfchen weiterwachsen. Ein Kondensationskern wird dabei als aktiviert bezeichnet, falls das daran gewachsene Tröpfchen den Radius r^* überwindet. Tröpfchen mit kleineren Radien als r^* werden als Dunstpartikel (haze) bezeichnet und haben mit den aktuellen Luftverschmutzungsproblemen eine grosse Bedeutung erlangt. Aehnliches gilt für die hygroskopischen Aerosolteilchen (Kondensationskerne), welche von Junge (1963), Twomey (1977) und vielen anderen untersucht wurden. Eine Uebersicht von Aerosolverteilungen unter verschiedenen meteorologischen Bedingungen zeigt die Figur 9.1.2 (Ludlam, 1980).

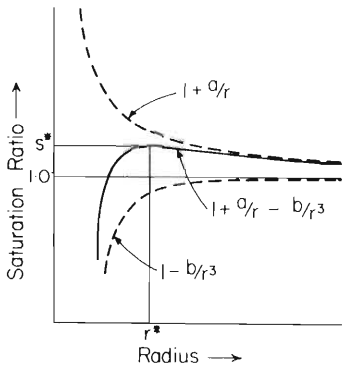

Abb. 9.1.1 Sättigungsverhältnis S als Funktion vom Lösungströpfchenradius r (Köhler-Gleichung)

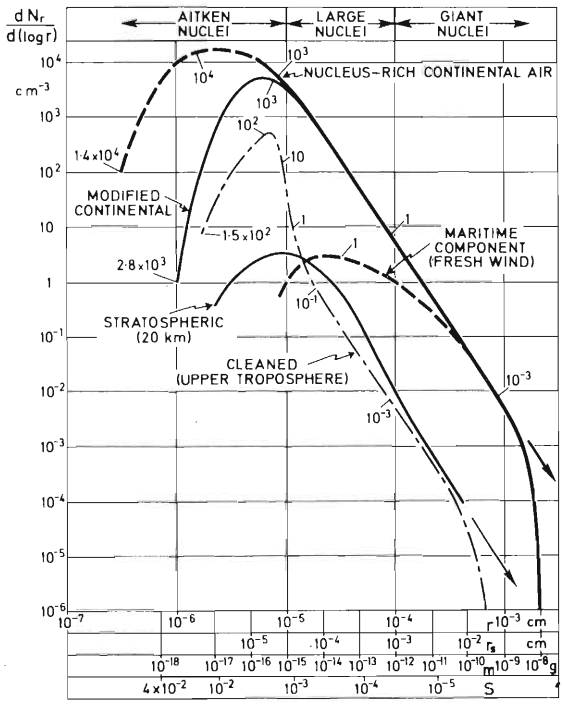

Abb. 9.1.2 Aerosolverteilungen. Die Zahlen neben den Kurven bedeuten die Anzahl Partikel grösser als r pro cm^3. Unter der r-Achse ist r^*, die Masse wasserlöslicher Substanz und S* gegeben.

Nachdem nun Wolkentröpfchen durch heterogene Keimbildung entstanden sind, wachsen sie durch Anlagerung von Wasserdampf weiter an. Die Wachstumsgleichung für Tröpfchen aufgrund der Diffusion lautet:

$$\frac{dr}{dt} = \frac{(S-1)}{G} \cdot \frac{1}{r} \qquad (2)$$

Dabei ist G eine Funktion, welche von thermodynamischen Grössen abhängt. Bei einigermassen stationärem Verhalten von S und G ergibt die Integration der Gleichung (2) das folgende Resultat:

$$r(t) = \sqrt{r_o^2 + 2 \cdot \frac{S-1}{G} \cdot t} \qquad (3)$$

Die parabolische Form dieser Wachstumsgleichung zeigt, dass die Massenzunahme des Tröpfchens durch Diffusion zuerst rasch, dann aber immer langsamer erfolgt. Ein Tröpfchen von $r_o = 5\ \mu m$ wächst beispielsweise in 30 Sekunden auf $r = 9\ \mu m$, in weiteren 30 Minuten aber nur noch auf $r = 60\ \mu m$ ($S-1 = 1\%$) an. Tritt kein anderer Wachstumsprozess auf, so könnten sich also keine Regentropfen ($r = 1000\ \mu m$) innert nützlicher Frist bilden, geschweige denn Hagelkörner mit Durchmessern von einigen Zentimetern. Der wesentliche Prozess, welcher nun diese Lücke ausfüllt, ist das Zusammenfliessen (Koaleszenz) einzelner Wolkentröpfchen nach stochastischen Gesetzen. Die sogenannte stochastische Wachstumsgleichung beschreibt diesen Vorgang, welcher aus kleinen Wolkentröpfchen innert 20-30 Minuten Regentropfen produzieren kann; siehe Telford (1955), Twomey (1966) oder Warshaw (1967). Die Figur 9.1.3 (Mc Donald, 1958) zeigt typische Vertreter für Aerosolteilchen, Wolkentröpfchen und Regentropfen und vermittelt so einen Eindruck von den Dimensionen der Wolkenelemente.

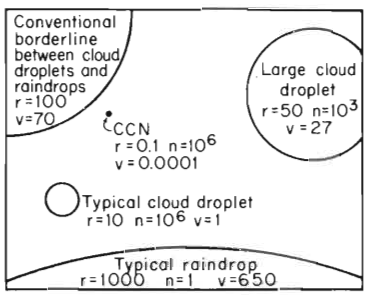

Abb. 9.1.3 Radius (μm), Konzentration (ℓ^{-1}), Fallgeschwindigkeit (cm/s) für Aerosolteilchen, Wolkentropfen und Regentropfen.

Der oben skizzierte Vorgang, welcher von hygroskopischen Aerosolpartikeln durch Diffusion Wolkentröpfchen und dann durch Koaleszenz Regentropfen erzeugt, wird als warmer Regen bezeichnet. Er findet sich vor allem in den Tropen, während in den gemässigten Breiten fast der gesamte Niederschlag über den Bergeron-Findeisen-Prozess (mit Eisphase) gebildet wird. Die Entstehung von Eiskristallen ist dabei der erste Schritt, und er benötigt analog zur Bildung von Wolkentröpfchen für die Initialisierung einen Kern (Eiskeim). Dieser ist jedoch im Gegensatz zum Kondensationskern wasserunlöslich. Natürliche Eiskeime weisen ähnliche Kristallstrukturen wie Eis (hexagonal) auf, sie bestehen aus Tonerden. Die bekannteste künstliche Eiskeimsubstanz ist Silberjodid (AgI), das im Kristallgitter fast vollständig mit derjenigen des Eises übereinstimmt. Silberjodid kann schon ab -4°C Eiskristalle bilden. Die entsprechende homogene Keimbildung würde erst bei-40°C einsetzen.

Im Gegensatz zu Wolkentröpfchen ist das Wachstum von Eiskristallen wesentlich effizienter, weil der Sättigungsdampfdruck über Eis kleiner ist als über Wasser (Unterschied etwa 10% bei -10°C). Dieser Sachverhalt wird durch die Abbildung 9.1.4 dargestellt.

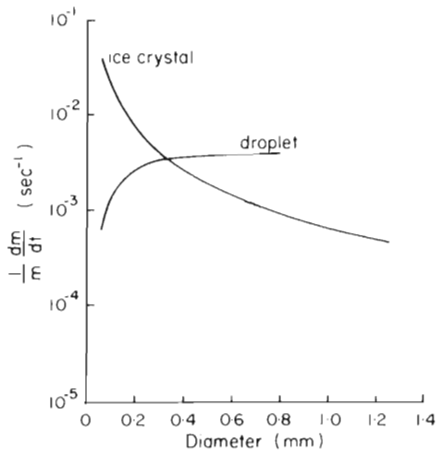

Abb. 9.1.4 Relative Wachstumsraten für Eiskristall und Tröpfchen unter günstigen Bedingungen (Houghton, 1950).

Ein weiterer wesentlicher Unterschied zwischen Wolkentröpfchen und Eiskristallen ist deren Gestalt. Sie besteht bei Temperaturen von 0 bis -3°C aus hexagonalen Plättchen, von -3°C bis -5°C aus Nadeln, von -5°C bis -8°C aus hohlen prismatischen Säulen, von -8°C bis -12°C wieder aus hexagonalen Plättchen und erst von -12°C bis -16°C aus den bekannten dendritischen Formen (Schneesterne). Die Wachstumsgeschwindigkeit all dieser Formen ist nicht stark verschieden, wohl aber die Radiusschwelle, bei der unterkühlte Tröpfchen eingefangen werden. So fängt ein hexagonales Plättchen erst ab 70 µm (äquivalenter Radius) wirkungsvoll Wolkentröpfchen ein, während ein säulenförmiger Eiskristall diese Schwelle schon bei 40 µm

erreicht. Bei der künstlichen Regenvermehrung aus unterkühlten Wolken versucht man deshalb, durch eine Impfung säulenförmige Kristalle bei Temperaturen unter $-5^{o}C$ zu produzieren, welche dann möglichst rasch Schneeflocken bilden können.

In konvektiven Wolken finden sich vor allem Graupelteilchen,welche aus einem Eisteilchen und durch Kontakt gefrorenen Wolkentröpfchen bestehen. Dies bedeutet, dass hier der wesentliche Wachstumsprozess durch Gefrieren von unterkühltem Wasser an Eisteilchen erfolgt, während in gleichmässigen Niederschlägen Deposition (Dampf - Eis) und Kontakt (Eis - Eis) vorherrschen. Wie sich im folgenden Abschnitt zeigen wird, lassen sich die fundamentalen Unterschiede auch in der Struktur der entsprechenden Niederschläge erkennen.

9.1.3 Niederschlagssysteme

Die Struktur von Niederschlägen konnte erst seit dem Einsatz von Wetterradargeräten studiert werden, also seit etwa 30 Jahren. Mit den meisten neueren Geräten erhält man recht gut qualitative Angaben von Niederschlägen, wie beispielsweise Entstehungsort, Verlagerungsgeschwindigkeit, Ausdehnung, Informationen über die Stärke des Niederschlags, Existenz eines hellen Bandes, etc. Eine genaue quantitative Niederschlagsmessung oder die Bestimmung der Art der Niederschlagsteilchen (Graupel, Hagel, Schnee, Regen) ist jedoch noch nicht routinemässig möglich. Es ist aber vor allem im letzten Jahrzehnt gelungen, eine ziemlich genaue Kenntnis über die Struktur und die Wechselwirkung zwischen Mikrophysik und Dynamik der verschiedensten Niederschläge zu erarbeiten.

Schon frühe Radarmessungen zeigten auffallend wiederkehrende Muster in bestimmten Niederschlagssituationen. Dies illustriert die Figur 9.1.5 (Harrold and Austin, 1974). Die ersten drei Beispiele von Niederschlägen wurden durch ein Tiefdruckgebiet (a), eine Kaltfront (b) und eine schwache tropische Störung (c) ausgelöst. Das vierte Beispiel (d) zeigt die typische Bandstruktur eines tropischen Wirbelsturmes. In unseren Breiten werden die Niederschläge meist durch Fronten ausgelöst. Harrold (1973) untersuchte viele solche Systeme und fand die typischen Band- und Zellenstrukturen (Abb. 9.1.6), welche durch entsprechende dynamische Gesetze hervorgerufen werden, siehe Figur 9.1.7.

Wesentlich mächtigere Zellen, als in Figur 9.1.6 dargestellt, finden sich in starken Hagelgewittern, wie sie beispielsweise von Browning et al. (1976) mit Hilfe von konventionellen Radars, Dopplerradars und Flugzeugen studiert wurden (vergleiche dazu die Abbildung 9.1.8). Diese Art von kombinierten Messungen ermöglicht nicht nur eine präzise Rekonstruktion der zeitlichen Entwicklung der Niederschlagszellen, sondern auch, dank der vorhandenen in situ Messungen, eine Interpretation der Radardaten in bezug auf ihre mikrophysikalische Struktur. Auf diesen Zusammenhang wird noch im nächsten Abschnitt eingegangen.

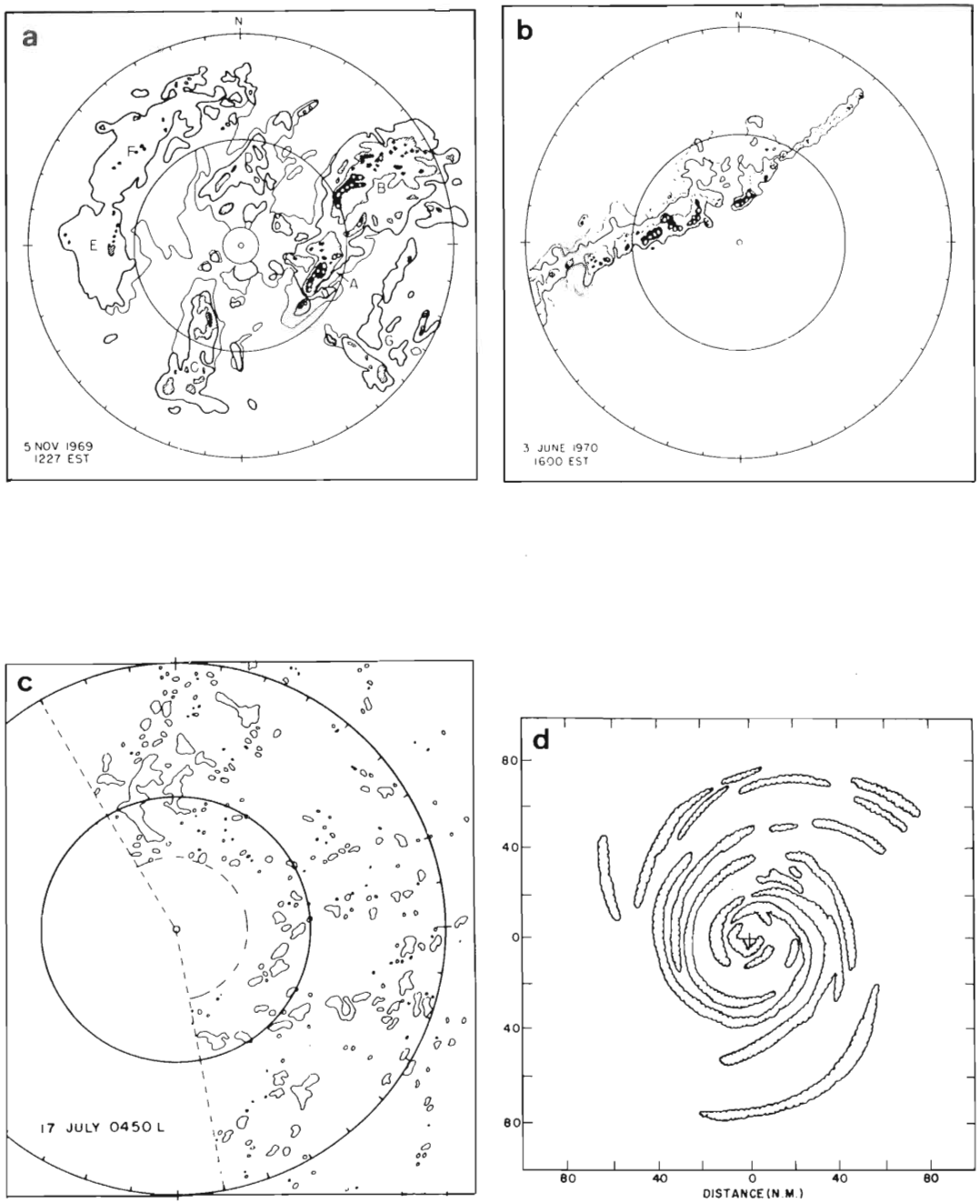

Abb. 9.1.5 Verschiedene Niederschlagsstrukturen, (a) in einem Tiefdruckgebiet, (b) an einer Kaltfront. Das 10 cm Radar ist in Cambridge (Massachusetts) installiert und hat eine Reichweite von 200 km. Intensitäten sind 2,4,8,16 (schwarz), 32 mm/h in Figur (a); und 1,3,10,35 (schwarz), 70 mm/h in (b). Die Figur (c) zeigt konvektive Zellen bei Barbados, während (d) Echos vom Hurrikan Dora (4. September 1964) wiedergibt.

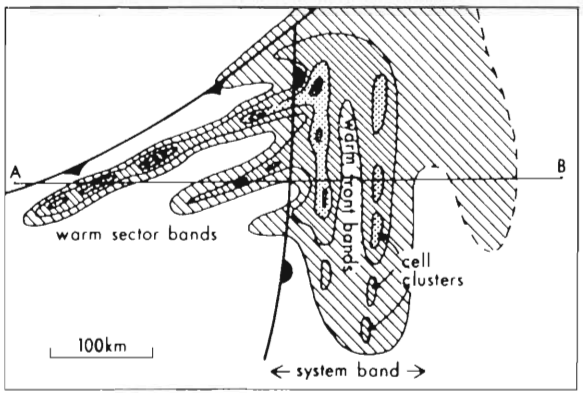

Abb.9.1.6 Niederschlagsstruktur in einem Frontensystem. Intensitäten sind 0.5 mm/h, 4 mm/h, 8 mm/h, 16 mm/h (dunkel).

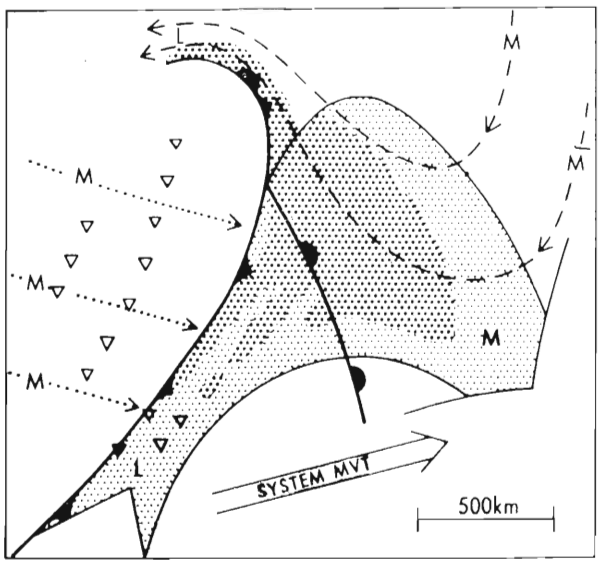

Abb.9.1.7 Niederschlagsstruktur (schematisch) in einem Frontensystem mit den drei relevanten Strömungen. M bedeutet, dass die Strömung in der mittleren und L in der tiefen Troposphäre stattfindet.

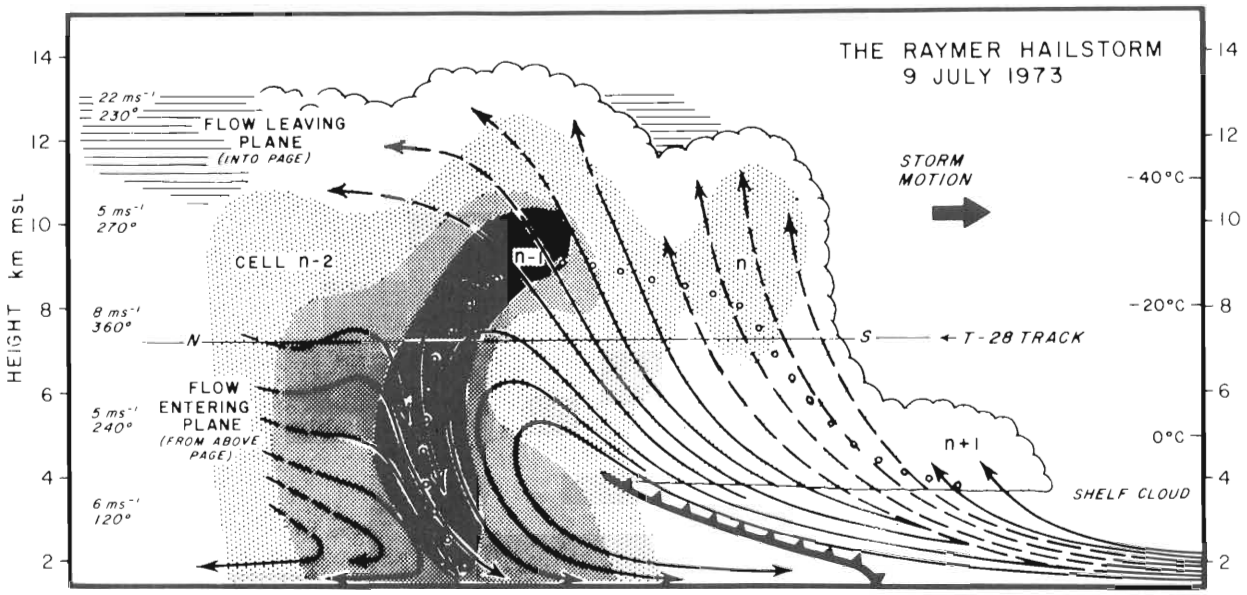

Abb. 9.1.8 Schematische Darstellung des Raymer Hagelgewitters. Die Linien zeigen Stromlinien relativ zum Gewitter. Die kleinen Kreise bedeuten eine Trajektorie eines wachsenden Hagelkorns vom Wolkentröpfchen bis zum Hagelkorn. Die sichtbaren Wolkenumrisse sind eingezeichnet, Radarreflektivitäten von 35,45 und 50 dBZ sind mit zunehmend dichter punktierten Flächen angedeutet.

9.1.4 Tropfengrösse und Niederschlagsstruktur

Wie im Abschnitt 9.1.2 beschrieben wurde, ist die konventionelle Grenze zwischen Wolkentröpfchen und Regentropfen bei einem Radius von 100 µm definiert. Die grössten in der Natur vorkommenden Regentropfen weisen Radien von 5-6 mm auf. Noch grössere Tropfen können zwar kurzfristig existieren, nachdem sie durch Koaleszenz gebildet worden sind, sie zerfallen jedoch aus aerodynamischen Gründen schon nach kurzer Zeit wieder in mehrere kleinere Tropfen. Ausführliche Untersuchungen in dieser Richtung wurden von McTaggert und List (1975) durchgeführt. Die Form, insbesondere die Abweichung von der sphärischen Gestalt, und die Lebensdauer der "grössten" Regentropfen hat in letzter Zeit eine zunehmende Bedeutung erlangt, seit Radargeräte mit verschieden polarisierter Strahlung in Gebrauch sind, welche einen wesentlichen Fortschritt in bezug auf die quantitative Niederschlagsmessung versprechen (Seliga and Bringi, 1976). Der sinnvolle Einsatz solcher Polarisations-Radargeräte verlangt somit eine Kenntnis über die Tropfengrössen im zu untersuchenden Niederschlag.

Messprinzipien zur Erfassung von Tropfengrössenverteilungen wurden ja in Abschnitt 1.2.2 besprochen. Erste Untersuchungen in gleichmässigen Niederschlägen zeigten, dass die exponentielle Grössenverteilung eine recht gute

Näherung für mittlere Tropfenspektren darstellt. Diese Form wurde 1948 von Marshall und Palmer vorgeschlagen:

$$N(D) = N_o \cdot e^{-\lambda \cdot D} \qquad (4)$$

Dabei bedeutet N(D) die Anzahl Tropfen pro m^3 und pro Durchmesserintervall (mm), N_o ist der Wert bei D = O, er ist von Marshall und Palmer als konstant (N_o = 8000 m^{-3} mm^{-1}) angegeben worden. Zwischen dem Parameter λ und der Regenintensität R (mm/h) existiert, ebenfalls nach Marshall und Palmer, die folgende Beziehung:

$$\lambda = 4.1\ R^{-0.21} \qquad (5)$$

Hierbei ist λ in mm^{-1} einzusetzen.

Seit dem Einsatz automatischer Messsysteme wurde es möglich, Tropfengrössenverteilungen kontinuierlich zu registrieren. Es zeigte sich (Waldvogel, 1974), dass Tropfenspektren in gleichmässigen und in noch viel stärkerem Masse in ungleichmässigen Regenfällen erhebliche Abweichungen von der mittleren Verteilung, wie sie in Gleichung (4) angegeben ist, aufweisen können. Und zwar betrifft dies sowohl die Form der Verteilung (Abweichung vom exponentiellen Spektrum) als auch die Variation der "Konstanten" (N_o). Eine Illustration dazu gibt die Abbildung 9.1.9, in welcher drei Tropfenverteilungen aus einem Gewitter vom 31.7.1974 (Daiwil) dargestellt sind.

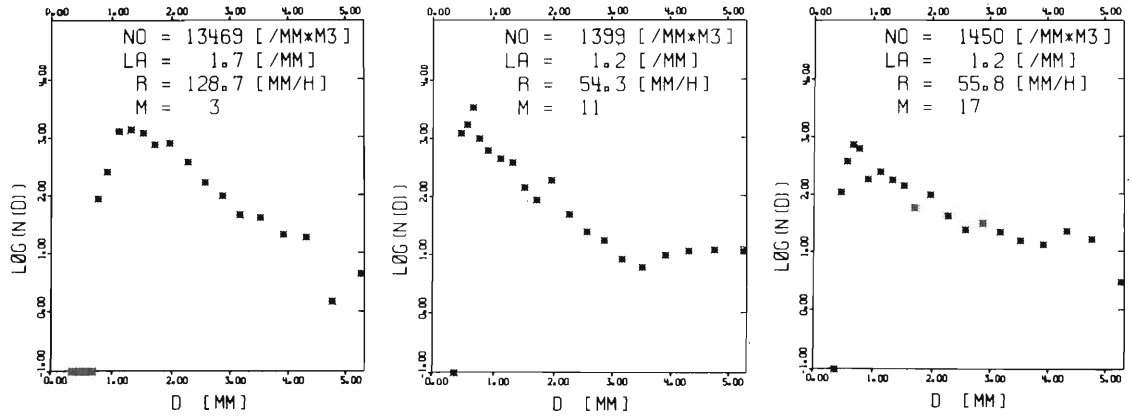

Abb. 9.1.9 Grössenverteilungen von Regentropfen aus einem Gewitter (31.7.1974) in Daiwil. Messdauer ist 30 Sekunden.

Die dritte Verteilung ist noch einigermassen durch ein exponentielles Gesetz zu beschreiben, während das erste und vor allem das zweite Spektrum erhebliche Abweichungen von einer exponentiellen Verteilung aufweisen. Die Tropfenspektren wurden während einer halben Minute gemessen und sind 4 bzw. 3 Minuten nach dem vorhergehenden aufgenommen worden. Auffallend ist die starke Aenderung von N_o (Spektrum M = 3 zu Spektrum M = 11, bzw. M = 17), welche etwa einen Faktor 10 ausmacht, während die Regenintensität von 129 auf etwa 50 mm/h abfällt. Die beiden Grössenverteilungen (M = 11, M = 17) zeigen andererseits bei gleichem N_o, λ und R einen erheblichen Unterschied in der Form. Die Parameter N_o und λ sind in diesen Beispielen nicht mehr in der ursprünglichen Bedeutung, sondern verallgemeinert als Kenngrössen für die entsprechende Verteilung zu verstehen (Waldvogel, 1974).

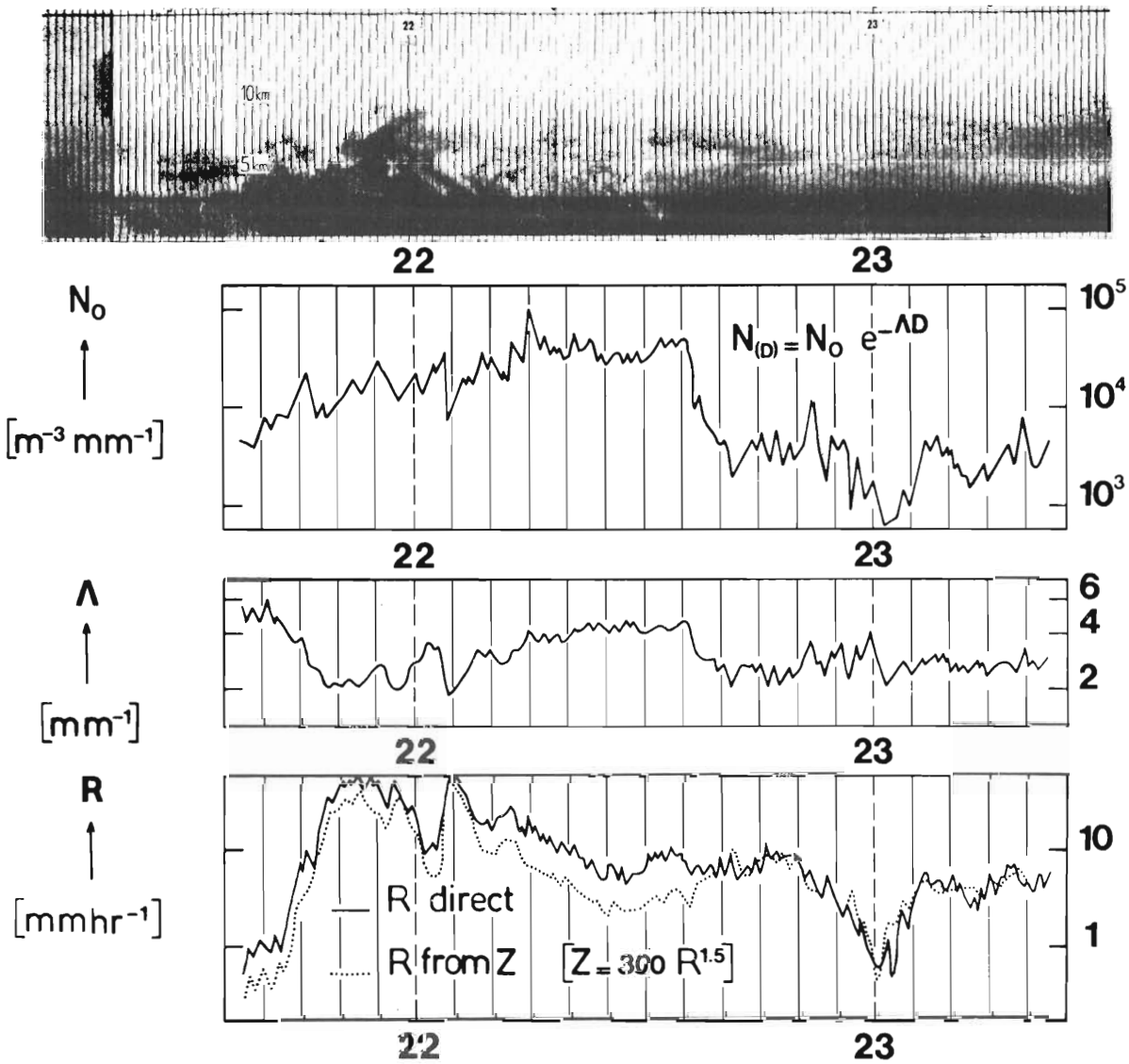

Abb. 9.1.10 Das vertikale Radarprofil; die Parameter N_o, λ und R der Tropfenspektren von einem gewittrigen Stauniederschlag in Locarno-Monti vom 6.6.1968.

Die Resultate einer kontinuierlichen Erfassung von Tropfenspektren während eines gewittrigen Stauniederschlages in Locarno-Monti (6.6.68) sind in der Figur 9.1.10 wiedergegeben. Aus praktischen Gründen (über 100 Spektren) sind nur die Parameter N_o, λ und R gezeichnet worden. In der obersten Teilfigur ist zudem das Radarprofil des Niederschlags, welches von einem vertikal gerichteten 5 cm Radar erhalten wurde, dargestellt. Es zeigt die gemessene Intensität in Grautönen, welche sich pro Stufe um einen Faktor 3 in der Regenintensität unterscheiden. Im Radarbild sind Höhenmarken als horizontale Linien bei 5, 10 und 15 km zu sehen. Deutlich erkennt man die Nullgradgrenze auf etwa 3 km Höhe durch charakteristisch höhere Intensitäten, das sogenannte "helle Band", wo sich die Schmelzzone der Niederschlagsteilchen befindet. Die Zeitachse ist durch vertikale Linien unterteilt. Um etwa 22 Uhr erscheint eine konvektive Zelle, welche auf dem Radarbild starke Radarreflektivitäten bis etwa 10 km Höhe erkennen lässt. Der entsprechende Regenintensitätsanstieg am Boden beträgt 50 mm/h in 10 Minuten. Nach 2225 Uhr ist R während etwa einer halben Stunde konstant (R = 7 mm/h). Der Parameter N_o zeigt andererseits in dieser "gleichmässigen" Phase eine drastische Aenderung (2235 Uhr), nämlich einen Abfall um einen Faktor 10 (N_o = 50'000 $m^{-3}mm^{-1} \rightarrow N_o$ = 5000 $m^{-3}mm^{-1}$). Dies bedeutet einen deutlichen Wechsel in den Grössenverteilungen der Regentropfen vor bzw. nach diesem N_o- Sprung oder beim Uebergang von der konvektiven zur "hellen Band" Situation. Die Strukturänderung im Niederschlag manifestiert sich somit in den Tropfenspektren, ohne dass eine Aenderung in der Regenintensität zu bemerken ist.

Die Grössenverteilungen der Regentropfen können somit selbst in gleichmässigen Regenfällen stark variieren. Darin macht sich die Zellenstruktur der Niederschläge bemerkbar. Es ist klar, dass dieser Sachverhalt die quantitative Niederschlagsmessung mittels Radar erschwert. Mit modernen Radargeräten, welche verschieden polarisierte Strahlung senden und empfangen können, hofft man, diese Variationen erfassen zu können. Damit würden diese Schwierigkeiten bei der Regenmessung wegfallen und zudem kann man dank dieser Informationen einen tieferen Einblick in die Koppelung von mikrophysikalischen Vorgängen und entsprechenden Strukturen im Niederschlag erhalten.

9.1.5 Literatur

BROWNING, K.A., et al., 1976: Structure of an evolving hailstorm; Part V: Synthesis and implications for hail growth and hail suppression. Mon. Weather Review, 104, 603-610

FLETCHER, N.H., 1962: The physics of rainclouds. Cambridge University Press

HARROLD, T.W., 1973: The structure and mechanism of widespread precipitation. Quart. J. Roy. Met. Soc., 99, 232-251

HARROLD, T.W., and P.M. AUSTIN, 1974: The structure of precipitation systems. J. Rech. Atmos., 8, 41-57

HOUGHTON, H.G., 1950: A preliminary quantitative analyses of precipitation mechanisms. J. Meteor., 7, 363-369

JUNGE, C., 1963: Air chemistry and radioactivity. Academic Press, New York

LUDLAM, F.H., 1980: Clouds and storms. Penn. State University Press

MARSHALL, J.S., and W. Mc.PALMER, 1948: The distribution of raindrops with size. J. Meteor., 5, 165-166

MASON, B.J., 1971: The physics of clouds. Clarendon Press, Oxford

McDONALD, J.E., 1958: The physics of cloud modification. Advances in Geophysics, 5, 223-303

McTAGGERT-COWAN, J.D., and R. LIST, 1975: Collision and breakup of water drops at terminal velocity. J.Atmos.Sci., 32, 1401-1411

PRUPPACHER, H.R., and J.D. KLETT, 1978: Microphysics of clouds and precipitation. D. Reidel Publishing Company

ROGERS, R.R., 1979: A short course in cloud physics. Pergamon Press, Oxford

SELIGA, T.A., and V. BRINGI, 1976:Potential use of radar differential reflectivity measurements at orthogonal polarizations for measuring precipitation. J.Appl.Meteor., 15, 69-76

TELFORD, J.W., 1955: A new aspect of coalescence theory. J. Meteorology, 12, 436-444

TWOMEY, S., 1966: Computation of rain formation by coalescence. J. Atmos. Sci., 23, 405-411

TWOMEY, S., 1977: Atmospheric aerosols. Elsevier scientific publishing company, New York

WALDVOGEL, A., 1974: The N_o-jump of raindrop spectra. J. Atmos. Sci., 31, 1067-1078

WALLACE, J.M., and P.V. HOBBS, 1977: Atmospheric science. Academic Press, New York

WARSHAW, M., 1967: Cloud droplet coalescence: Statistical foundations and a one-dimensional sedimentation model. J. Atmos. Sci., 24, 278-286

9.2 Niederschlagschemismus

J. Zobrist

Eidg. Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz, 8600 Dübendorf

Zusammenfassung: Die Zusammensetzung des Niederschlags, wie auch der anderen Formen atmosphärischer Depositionen, wird durch die Stoffkreisläufe reguliert, welche die Atmosphäre mit der Hydro- und Lithosphäre koppeln. Als Folge der heutigen zivilisatorischen Tätigkeiten erhöhten sich einerseits die Stoffeinträge in die Atmosphäre, andererseits veränderten sich die Redox-Fliessgleichgewichte, welche das Säure/Base-Verhältnis in der Atmosphäre bestimmen.
Auch in der Schweiz werden gegenüber den natürlichen Werten deutlich erhöhte Konzentrationen bzw. Depositionsraten von Schwermetallen, säurebildenden Anionen und starken Säuren gemessen.
Die schädlichen Auswirkungen der Luftverunreinigung zeigen sich sehr deutlich an den Wäldern und an Bauwerken. Weniger sichtbar und bedeutend sind die negativen Folgen bei den Seen, Böden und Kulturpflanzen.

Resumée: Les cycles des éléments qui lient l'atmosphère avec l'hydrosphère et la lithosphère règlent la composition de la précipitation ainsi que celle des autres formes de déposition. Suite aux activités humaines quotidiennes, les apports de nombreuses composés dans l'atmosphère ont accru considerablement. En plus, l'état constant entre les procéssus d'oxidation et de reduction a alteré. Cela signifie que la balance entre les acides et les bases a changé.
En Suisse, les concentrations mésurées ainsi que les depositions pour les metaux lourds, pour quelques anions et pour les acides fortes dépassent distinctement les valeurs naturelles. L'impact de la pollution atmosphérique se montre bien au dépérissement des forêts et aux dégâts des bâtiments. Les effects sur les lacs, le sol et les plantes cultivées sont moins visibles et importants.

Abstract: The elemental cycles which couple the atmosphere with the hydrosphere and the lithosphere are governing the composition of the precipitation as well as the other forms of deposition. As a consequence of the enhanced human activities, the input of many compounds into the atmosphere has increased and the redox steady-state, regulating the acid/base balance of the atmosphere, has been changed.
In Switzerland, the measured concentrations and the deposition rates for heavy metals, some anions and strong acids lie well above the background values. The impact of air pollution can be clearly shown on the forests and on the buildings. The deterioration on lakes, soils and cultivated plants is less visible and important.

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

9.2.1 Einleitung

Regen und Schnee (= Nassdeposition), Staubniederschlag (= Trockendeposition) und gasförmige Uebertragungen repräsentieren als Summe den Stoffeintrag (Gesamtdeposition) aus der Atmosphäre auf den Boden, die Wälder und die Gewässer, siehe Abbildung 9.2.1 [Zobrist, Stumm, 1979]. Ein kleiner, jedoch bedeutungsvoller Teil dieser Stoffe entsteht in der Atmosphäre durch die dort ablaufenden Reaktionen, z.B. die Oxydation von SO_2 zu Schwefelsäure in Gegenwart von Wasser. Der mengenmässig grössere Teil hingegen stammt aus natürlichen und anthropogenen Quellen auf der Erdoberfläche.

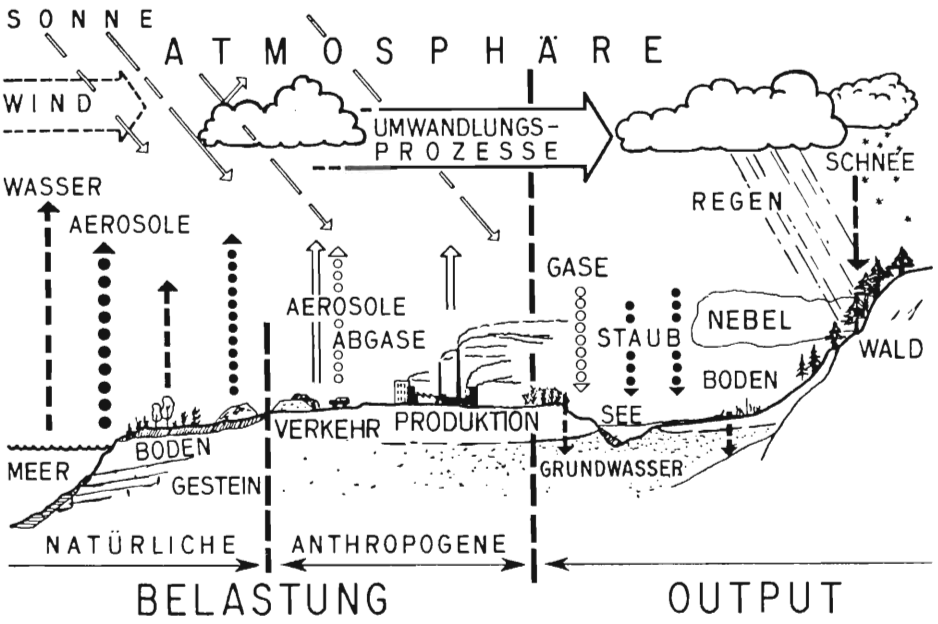

Abb. 9.2.1 Schematische Darstellung der Stoffkreisläufe in der Atmosphäre.

Im globalen Rahmen betrachtet, ist die Stoffmenge jedes Elementes oder jeder Verbindung in der Atmosphäre viel kleiner im Vergleich zu den entsprechenden Stoffreservoirs in der Hydro- und Lithosphäre. Auch sind die jährlichen Stoffflüsse durch die Atmosphäre für die meisten Stoffe bedeutend grösser als die in der Luft vorhandenen Mengen (Ausnahmen: Stickstoff, Sauerstoff, Kohlendioxid). Daraus ergeben sich relativ kurze Aufenthaltszeiten (Tage bis Wochen) dieser Stoffe in der Atmosphäre.

z.B. Wasser(bzw. Schwefel)-Masse in der Atmosphäre:
$13 \cdot 10^3$ km^3 ($3{,}6 \cdot 10^6$t)
Wasser(bzw. Schwefel)-Masse, die jährlich auf die Landoberfläche fällt:
$119 \cdot 10^3$ km^3/y ($98 \cdot 10^6$t/y)

Aus diesen Gründen reagiert die Atmosphäre bezüglich ihrer Zusammensetzung wie auch bezüglich der Veränderung von Stoffflüssen viel empfindlicher auf anthropogene Einflüsse als die Hydro- und Lithosphäre.

Von besonderer Bedeutung sind die Stoffkreisläufe der Redoxkomponenten, z.B. CO_2/CH_4, NO_2/NH_3. Im natürlichen Zustand bestimmen die in der Hydro-

und Lithosphäre stattfindenden Photosynthese- und Respirationsprozesse sowie ihre Folge- und Seitenreaktionen, den Redoxzustand in der Atmosphäre. Da alle Redoxprozesse (= Transfer von Elektronen) aus Ladungsneutralitätsgründen mit Transferprozessen von Protonen gekoppelt sind, ergibt jede Veränderung des Redox-Fliessgleichgewichtes auch eine Aenderung des Säure-Base-Fliessgleichgewichtes [Stumm, Morgan, Schnoor, 1981].

Tabelle 9.2.1: Beispiele von Redoxprozessen und ihre Kopplung mit Säure-Basen-Reaktionen.

---

in der Atmosphäre:

Oxydationen:

Verbrennung

$S + O_2 \rightarrow SO_2$	$SO_2 + \frac{1}{2} O_2 + H_2O \rightarrow SO_4^{2-} + 2H^+$	starke Säuren
$N + O_2 \rightarrow NO_2$	$NO_2 + \frac{1}{4} O_2 + \frac{1}{2} H_2O \rightarrow NO_3^- + H^+$	
$C + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O \rightarrow H_2CO_3$		schwache Säure

H_2S-Oxydation $H_2S + 2O_2 \rightarrow SO_4^{2-} + 2H^+$

---

in der Litho- und Hydrosphäre:

Oxydationen:

Nitrifikation	$NH_4 + 2O_2 \rightarrow NO_3^- + H_2O + 2H^+$
Respiration	$\{CH_2O\} + O_2 \rightarrow CO_2 + H_2O$

Reduktionen:

Denitrifikation	$4NO_3^- + 5CH_2O + 4H^+ \rightarrow 4NH_4^+ + 5CO_2 + 7H_2O$
Photosynthese	$CO_2 + H_2O \rightarrow \{CH_2O\} + O_2$

Wie die Beispiele von chemischer Reaktion in Tabelle 9.2.1 zeigen, wird bei der Oxydation Säure, d.h. Protonen, produziert, währenddessen bei der Reduktion Protonen konsumiert werden. In der Atmosphäre reagieren nun die dort gebildeten oder dorthin emittierten starken Säuren mit den vorhandenen Basen, z.B. Ammoniak. Natürlicherweise werden die starken Säuren praktisch vollständig durch die starken Basen neutralisiert und der resultierende pH-Wert, ca. 5,6, wird durch die Kohlensäure (eine schwache Säure) der Luft bestimmt.

Im Verlaufe der letzten Jahrzehnte haben sich als Folge der Verbrennung grosser Mengen fossiler Brennstoffe die Stoffflüsse der Oxydationspro-

dukte viel stärker vergrössert als die Fluxe der Reduktionsprodukte, z.B. erhöhte Ammoniak-Produktion durch die Landwirtschaft. Diese Störung des Redox-Fliessgleichgewichtes verursachte eine Erhöhung der Gehalte der starken Säuren in der Atmosphäre und damit im Niederschlag.

9.2.2 Messmethodik, insbesondere der Probenerhebung

Wie bei allen Untersuchungen richtet sich die Messmethodik nach der Fragestellung. Da sie im Rahmen dieser Arbeit nicht vorgegeben ist, soll in diesem Abschnitt auf die folgenden methodischen Fragen der Probenerhebung eingegangen werden:

- Wie können die einzelnen Arten der Niederschläge (Depositionen, siehe Abb. 9.2.1) artrein erfasst werden?
- Welche Einschränkungen in den Messmöglichkeiten ergeben sich bei der Wahl eines Probenahmeverfahrens?

Fragen der Untersuchung der Proben, d.h. analytische Probleme, sollen hier nicht diskutiert werden, sie sind in der Regel auch gut lösbar, wenn auch gewisse Analysen sehr aufwendig sind.

Gesamtdeposition:

Einfach ist die Probenahme für den Gesamtniederschlag ohne gasförmige Uebertragungen. Sie erfolgt mit stets offenen Gefässen.

Interessiert nur die gesamte Stoffmenge pro Fläche und Zeiteinheit (= Gesamtdepositionsrate), so kann als Probenahmegefäss ein einfacher Becher verwendet werden. Bei der Bestimmung wird das Wasser abgedampft und der Eindampfrückstand ausgewogen. Allenfalls können noch weitere Elemente, die sich bei der Aufarbeitung nicht verändern, quantitativ bestimmt werden. Dieses Verfahren entspricht der deutschen VDI-Richtlinie zur Bestimmung des partikelförmigen Niederschlags mit dem Bergerhoff-Gerät.

Sollen auch die Stoffkonzentrationen im Niederschlag bestimmt werden, so muss die Verdunstung von Wasser aus dem Probenahmegefäss während der Expositionszeit verhindert werden. Dies wird durch Verwendung von Auffanggefässen analog zu jenem des Regensammlers nach Hellmann [Abschnitt 1.2; Müller, Joos 1985) erreicht. Diese Art der Probenerhebung wird vor allem in den angelsächsischen und nordeuropäischen Ländern angewandt. Die später zitierten Untersuchungen der EAWAG erfolgten ebenfalls nach dieser Methode.

Nasse bzw. trockene Deposition:

Für eine getrennte Erfassung der nassen oder feuchten bzw. der trockenen Deposition braucht es eine automatische Einrichtung, die nur bei Regen- oder Schneefall offen ist.

Für die Untersuchung der Stoffe im Trockenniederschlag muss dieser wieder in Lösung gebracht werden. Die Art Auflösung, z.B. Wasser oder Säure, wird das Messergebnis beeinflussen.

Gasförmige Uebertragungen (Depositionen von Gasen):

Das Ausmass der gasförmigen Depositionen hängt sehr stark von der Oberfläche und Gestalt des Probenahmegefässes und der Reaktivität des Gases ab. Beispielsweise ist der Transfer von SO_2 auf eine feuchte Zinkblechoberfläche um ein mehrfaches grösser als in einen offenen Kunststoffbehälter mit Wasser.

Probenahme von Nebel und Wolken:

Für die Erfassung der Inhaltsstoffe in den schwebenden feinen Wassertröpfchen von Nebel und Wolken braucht es eine Einrichtung, welche eine für die Untersuchung genügend grosse Menge von Wassertröpfchen einzufangen vermag, z.B. Abscheiden an feinen Fäden, sich schnell bewegende Auffangfläche.

Tabelle 9.2.2: 5-Jahresmittelwerte von Konzentrationen in monatlichen Niederschlagsproben (Gesamtdeposition).

Inhaltsstoff	Einheit	Station						
		Echallens 1)	Wahlendorf	Hausen am Albis	Zürich 1,2)	Dübendorf	Altnau	Olivone
Natrium	mg/L	0,19	0,16	0,16	0,23	0,21	0,20	0,28
Kalium	mg/L	0,34	0,38	0,33	0,57	0,24	0,38	0,42
Calcium	mg/L	2,3	0,80	0,97	1,31	0,99	1,38	1,47
Magnesium	mg/L	0,16	0,09	0,11	0,18	0,18	0,21	0,29
Ammonium	mg/L	0,50	0,83	1,16	1,01	0,77	1,16	0,87
Nitrit (N)	mg/L	0,04	0,08	0,07	0,02	0,14	0,06	0,03
Nitrat (N)	mg/L	0,43	0,41	0,72	0,42	0,53	0,62	0,44
Sulfat (S)	mg/L	(2,4)	(1,9)	(2,3)	1,4	(4,4) 1,1 1,2)	(2,2)	(1,8)
Chlorid	mg/L	2,8	1,1	0,8	1,1	1,8	2,6	1,3
Phosphat (P)	mg/L	0,009	0,035	0,044	-	0,003	0,027	0,039
Kupfer	µg/L	12	9	8	9	18	10	22 o)
Cadmium	µg/L	0,34	0,16	0,43	0,37	0,53	0,25	2,0 o)
Blei	µg/L	(96)	(63)	(72)	(95)	43 1)	(108)	(56)
Zink	µg/L	(110)	(40)	(84)	(78)	(88)	(107)	415 o)
Gesamt-P	mg/L	0,054	0,095	0,097	-	0,026	0,102	0,105
DOC*)	mg/L	2,4	1,5	1,7	2,3	1,5	2,3	1,3
Niederschlag	mm	1053	1197	1271	1097	1118	1001	1604

*) DOC = Dissolved Organic Carbon

1) Messperiode 1976 - 79.

2) Polyethylensammler für Nicht-Schwermetallelemente.

() Werte in Klammern werden aus heutiger Sicht als systematisch zu hoch beurteilt.

o) Die Ursache für die hohen Werte ist nicht bekannt.

Berechnung der Depositionsraten: Deposition [mg oder µg/m^2/y]
= Konzentration [mg oder µg/L] x Niederschlagsmenge [mm].

Tabelle 9.2.3: 2-Jahresmittelwerte von Konzentrationen:

a) monatliche Regen- und Gesamtniederschlagsproben in Polyethylensammlern Dübendorf

b) monatliche Niederschlagsproben Jungfraujoch

Mittlere Gehalte im Eis des Colle Gnifetti
(Mittel aus 4 Proben von 3 - 15 m Tiefe, ca. 1970-1955,
Akkumulationsrate ca. 300 mm/Jahr als Wasseräquivalent

Station Höhe über Meer Messperiode		Dübendorf 400 m 1978/79		Jungfraujoch 3570 m 1978/79	Colle Gnifetti 4450 m
Art der Deposition		feucht	gesamt	gesamt	gesamt
Inhaltsstoff	Einheit				
Natrium	mg/L	0,08	0,16	0,24	0,050
Kalium	mg/L	0,05	0,10	0,20	0,060
Calcium	mg/L	0,38	0,91	0,69	0,086
Magnesium	mg/L	0,05	0,16	0,06	0,010
Ammonium (N)	mg/L	0,43	0,47	0,19	0,085
starke Säuren	µmol/L	57	41	-	2
Nitrit (N)	mg/L	0,004	0,006	-	-
Nitrat (N)	mg/L	0,40	0,48	0,14	0,068
Sulfat (S)	mg/L	0,97	1,08	0,38	0,16
Chlorid	mg/L	0,74	0,86	0,42	0,079
Phosphat (P)	mg/L	0,001	0,002	-	-
Kupfer	µg/L	5	9	-	0,5
Cadmium	µg/L	-	0,46	-	0,02
Blei	µg/L	21	39	-	1,6
Zink	µg/L	46	54	-	6
Gesamt-P	mg/L	0,014	0,021	-	-
DOC	mg C/L	1,2	1,4	-	-
pH-Wert	-	4,26	4,46	5,4	5,4
Niederschlag	mm	1225	1225	1105	-

Hinweis zu den Materialien der Probenahmegefässe:

Es besteht die Gefahr, dass die mit dem Niederschlagswasser in Kontakt tretenden Flächen der Gefässe gewisse Stoffe abgeben können oder der Werkstoff mit dem sauren Regen reagieren kann. Deshalb kommt der Wahl der Materialien zur Konstruktion der Sammler eine wichtige Bedeutung zu.

9.2.3 Messergebnisse in der Schweiz

Seit 25 Jahren gibt es in unserem Land Niederschlagsuntersuchungen mit verschiedenen Probenahme- und Untersuchungsprogrammen; allerdings nicht in ununterbrochener Folge [Tripet, Wiederkehr, 1983].

Die umfangreichste Zustandserhebung stellen die Niederschlagsuntersuchungen (Gesamtdeposition) der EAWAG von 1975 - 1979 an 7 Stationen dar. In diesem Programm wurden in monatlichen Sammelproben die Konzentrationen von mindestens 16 Komponenten bestimmt. Zusätzlich wurde in Dübendorf während 2 Jahren die nasse Deposition untersucht.

Die Messergebnisse sind im einzelnen im Hydrologischen Jahrbuch der Schweiz publiziert und in Tabelle 9.2.2 zusammengefasst. Die Resultate von ergänzenden und anderen Untersuchungen sind in Tabelle 9.2.3 aufgeführt.

9.2.4 Beurteilung der Schadstoffe in den Niederschlägen

Die in der Schweiz gemessenen Konzentrationen bzw. Depositionsraten im Niederschlag liegen im gleichen Grössenbereich, wie sie an anderen Orten in Mitteleuropa gefunden wurden. Die Messwerte bei den einzelnen Stationen im schweizerischen Mittelland unterscheiden sich generell nicht signifikant voneinander. Erst über einer Höhe von 3600 m nehmen die Konzentrationen im Niederschlag deutlich ab.

Die Konzentrationen von Blei, Kupfer, Zink, Cadmium, Sulfat, Chlorid, Nitrat und starken Säuren sind im Niederschlag deutlich höher als auf Grund der Gehalte des Bodenstaubes oder der Meeresaerosole zu erwarten wäre. Dies ist eine Folge der erhöhten Stoffeinträge in die Atmosphäre durch die zivilisatorischen Tätigkeiten.

Der direkte atmosphärische Stoffeintrag auf die Seen im Mittelland liegt für die Schwermetalle und für Ammonium im gleichen Grössenbereich wie jener der Zuflüsse. Auch bei Nitrat und Gesamt-Phosphor stellt die Deposition aus der Atmosphäre einen nicht vernachlässigbaren Teil der Gesamtbelastung der Seen dar.

In den kleinen und hochgelegenen Einzugsgebieten mit kristallinem Gestein, z.B. im Tessin, vermag die natürliche Zufuhr von Bikarbonat aus der chemischen Verwitterung den im letzten Jahrzehnt erhöhten Eintrag von starken Säuren aus der Atmosphäre nicht mehr zu neutralisieren, und es resultieren saure Gewässer.

Die Hypothese, dass der saure Regen die Hauptursache des Waldsterbens sei, scheint eine zu einfache Erklärung für die Ursache der Baumschäden zu sein. Vielmehr muss davon ausgegangen werden, dass die heutige Luftverschmutzung, im besonderen die Schadstoffe NO_x und Ozon, zur Auslösung des Waldsterbens beitragen und den Verlauf der Schadenentwicklung mitbestimmen [EAFV, 1983].

Vom Standpunkt des Verfassers aus sprechen die Indizien klar für einen eindeutigen Zusammenhang zwischen Luftverunreinigung (insbesondere den Abgasen aus dem Verkehr) und dem Waldsterben. Was hingegen noch fehlt,

ist der wissenschaftliche, d.h. kausale, Beweis für den Zusammenhang.

Bei der Uebertragung von Niederschlagsmessungen auf die Wälder muss berücksichtigt werden, dass die Bäume zusätzlich als "Luftfilter" wirken (Einfangen von Nebeltröpfchen und Stäuben, Adsorption von Gasen). Der Stoffeintrag aus der Atmosphäre in den Wald kann daher wesentlich grösser sein als derjenige, welcher mit einer üblichen Depositionsmessung bestimmt wird [Mayer und Ulrich, 1982].

9.2.5 Ausblick

Im Rahmen des Nationalen Forschungsprogrammes 14, "Lufthaushalt und Luftverschmutzung in der Schweiz" sollen in den kommenden Jahren neue Erkenntnisse zu den folgenden Themen gewonnen werden: Art und Ausmass der Luftverunreinigungen, Zusammenhang zwischen Emissionen und Immissionen, und die Auswirkungen und Folgen verunreinigter Aussenluft.

Auf der methodischen Seite des NFP 14 werden in den Jahren 1984/85 vorerst die Methoden für die Probenahme und der Messung atmosphärischer Deposition ausgearbeitet. Die Frage eines nationalen Messnetzes für Niederschlagsuntersuchungen wird zur Zeit diskutiert.

9.2.6 Schlussfolgerungen

Die sauren Niederschläge, das Waldsterben, die zunehmenden Korrosionsschäden an Fassaden von Gebäuden und an Denkmälern, etc., alle sind ein Ausdruck der zunehmenden Verunreinigung der Atmosphäre mit Fremdstoffen, d.h. eine Folge der menschlichen Beeinflussung der Stoffkreisläufe, welche Land, Wasser und Luft koppeln.
Deshalb kommt neben der Messung der Niederschlagsmenge einer Bestimmung der Inhaltsstoffe in den Niederschlägen eine immer grössere Bedeutung zu. Dabei darf sich die Messung nicht nur auf den Regen und Schnee beschränken, sondern muss auch die anderen Formen der Depositionen sowie gewisser Schadstoffe in der Luft umfassen.

9.2.7 Literatur

EAFV (1983): Waldschäden und Luftverschmutzung in der Schweiz. Bericht erstellt im Auftrag der Expertenkommission des NFP 14: Lufthaushalt und Luftverschmutzung in der Schweiz.

MAYER, R. and B. ULRICH (1982): Calculation of deposition rates from the fluxe balance and ecological effects of atmospheric deposition upon forest ecosystems. In: Deposition of Atmospheric Pollutants, S. 195-200. Herausgeber: H.W. Georgii und Pankrath, D. Reidel Publishing Company.

MUELLR, G. und J. JOOS (1985): Niederschlag in der Schweiz, Kapitel Messnetze und Instrumente. Beiträge zur Geologie der Schweiz - Hydrologie. Nr. 31, 17-47.

STUMM, W.; J.J. MORGAN und J.L. SCHNOOR (1981): Saurer Regen, eine Folge der Störung hydrogeochemischer Kreisläufe. Naturwissenschaften 70, 216-223.

TRIPET, I. und P. WIEDERKEHR (1983): Etude du problème des précipitations acides en Suisse. Diplomarbeit EPF Lausanne.

ZOBRIST, J. und W. STUMM (1979): Wie sauber ist das Schweizer Regenwasser? Neue Zürcher Zeitung, Beilage Forschung und Technik, 27.6.79.

ZOBRIST, J. (1983): Die Belastung der schweizerischen Gewässer durch Niederschläge. VDI Bericht Nr. 500, 159-164.

9.3 Umweltisotope im Niederschlag

J. Martinec

Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung Weissfluhjoch/Davos

Zusammenfassung: Die wichtigsten Umweltisotope im Niederschlagswasser sind Tritium (T, H, radioaktiv) sowie die stabilen Isotope Sauerstoff-18 und Deuterium. Die durch kosmische Strahlung bewirkte natürliche Konzentration von Tritium wurde durch thermonukleare Explosionen massiv erhöht, ist aber inzwischen auf tiefere, ungefährliche Werte gesunken. Umweltisotope werden für hydrologische Tracer-Studien verwendet.

Résumé: Tritium (T, ^{3}H, radioactif) ainsi que des isotopes stables oxygène -18 et deutérium sont les isotopes de l'environnement les plus importantes dans les précipitations. La concentration du tritium produite naturellement par le rayonnement cosmique s'est massivement élevée par suite des explosions thermonucléaires mais cet effet est cependant diminué. A présent, les concentrations ne sont pas dangereuses. Les isotopes de l'environnement sont utilisés comme traceurs pour des études hydrologiques.

Abstract: Tritium (T, ^{3}H, radioactiv) as well as the stable isotopes oxygen-18 and deuterium are the most important environmental isotopes present in the precipitation. The natural concentration of tritium produced by cosmic rays rose sharply due to thermonuclear explosions. This effect lately diminished so that the present values are not dangereous. The environmental isotopes are used in hydrological tracer studies.

9.3.1 Einleitung

Umweltisotope werden definiert (IAEA, 1968) als solche Isotope, welche in der Natur genügende Konzentrationsschwankungen aufweisen, um für hydrologische Studien verwendet werden zu können. Zu den wichtigsten gehören als Bestandteile des Wassermoleküls das radioaktive Tritium sowie die stabilen Isotope Sauerstoff-18 und Deuterium. Durch diese Isotope wird das Niederschlagswasser im globalen Ausmass markiert, so dass es im hydrologischen Kreislauf verfolgt werden kann. Weil die Konzentrationen im allgemeinen sehr gering sind (und deshalb ungefährlich), werden die Wasserproben nur in speziell ausgerüsteten Laboratorien gemessen, wie z.B. im Physikalischen Institut der Universität Bern.

9.3.2 Markierung des Niederschlags durch Tritium

Tritium (T, ^{3}H, im Wassermolekül HTO bzw. $^{1}H^{3}HO$), ist ein radioaktives

In: «Der Niederschlag in der Schweiz».
Beitr. Geol. Schweiz — Hydrol. Nr. 31, 1985.

Isotop des Wasserstoffes mit einer Halbwertszeit von 12,26 Jahren. Seine Konzentration im Wasser wird in Tritiumeinheiten, (TU, tritium units) angegeben. Eine Tritiumeinheit entspricht einer Konzentration von 1 Tritiumatom auf 10^{18} Wasserstoffatome. Fig. 9.3.1 zeigt Variationen des Tritiumgehaltes im Niederschlag ausgewertet für Mitteleuropa (Martinec et al., 1982). Die Tritiumproduktion durch kosmische Strahlung bewirkt eine Konzentration im Niederschlag von nur etwa 5 TU, was für hydrologische Tracer-Studien unausreichend ist. Der massive Anstieg in den fünfziger und sechziger Jahren wurde durch thermonukleare Explosionen verursacht. So wird das Niederschlagswasser jedes Jahr mit verschiedenen Tritiummengen markiert. Zusätzlich liegen die Sommerwerte meistens höher als die Winterwerte, weil der Austausch zwischen dem Tritiumreservoir in der Stratosphäre und der Troposphäre im Frühling am intensivsten ist (Siegenthaler, 1972). Tritium gilt als Umweltisotop, weil die brauchbaren Mengen nicht durch die Hydrologen eingeführt wurden, wie es bei künstlichen Tracern der Fall ist.

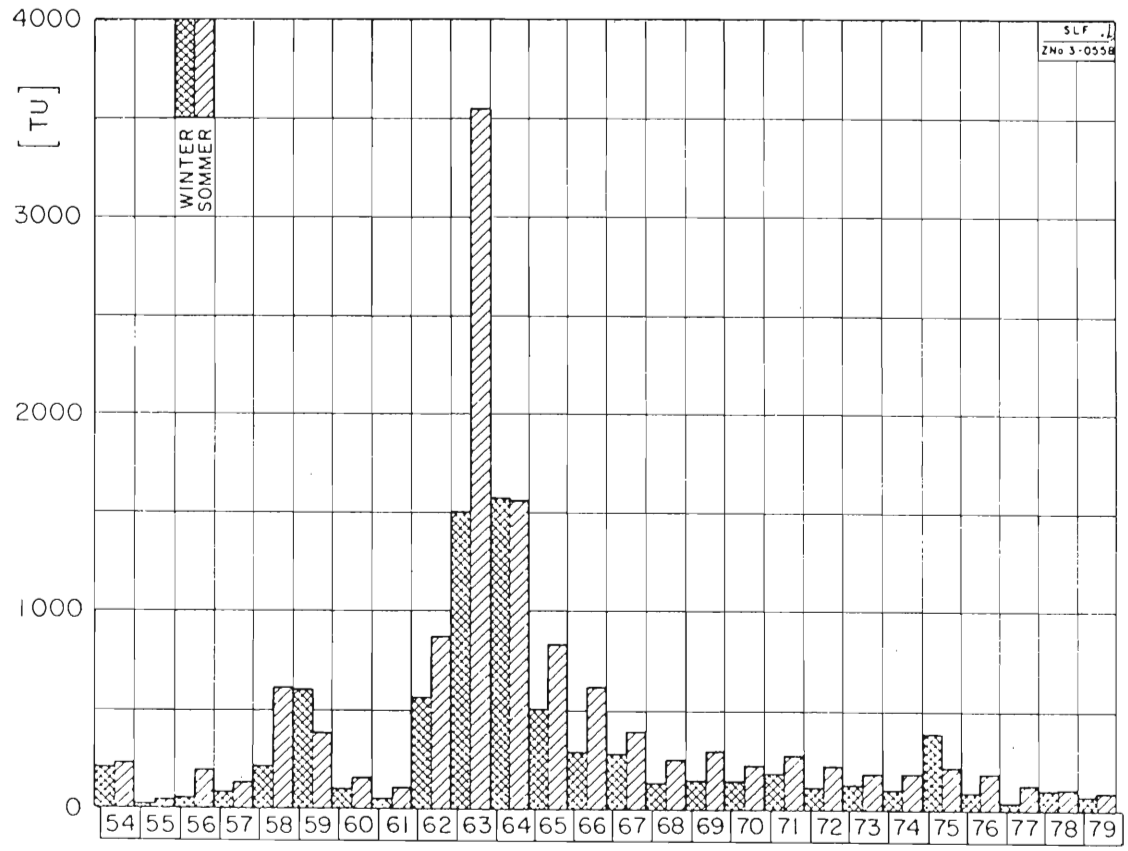

Fig. 9.3.1 Tritiumkonzentrationen im Niederschlag für Mitteleuropa, Halbjahrmittel für Winter und Sommer

Als Folge des Wasserstoffbombentest-Moratoriums, welches nur vereinzelt unterbrochen wird, nimmt die Tritium-Konzentration im Niederschlag ab. Dafür können terrestrische Quellen eine lokale Erhöhung verursachen. In der Schweiz werden die Tritium-Werte im Niederschlag an solchen Orten regelmässig kontrolliert (Eidg. Kommission zur Ueberwachung der Radioaktivität 1982). In den Jahresberichten dieser Kommission wird die Tritiumkonzentration in pCi pro Liter angegeben, wobei 1 TU = 3,24 pCi/l.

9.3.3 Stabile Isotope im Wasserkreislauf

Deuterium (D, H, im Wassermolekül HDO, $^1H^2HO$) und Sauerstoff-18 (^{18}O, im Wassermolekül $H_2{}^{18}O$) kommen im Niederschlagswasser in verschiedenen Konzentrationen vor. Bei Deuterium ist der Bereich etwa 340-180 ppm, bei Sauerstoff-18 etwa 2010-1880 ppm. Die höheren Grenzen entsprechen dem Meerwasser, welches als Vergleichsstandard für Messungen der Wasserproben dient. Die Messresultate werden als relative Abweichungen angegeben, z.B. für Sauerstoff-18, wobei SMOW = Standard Mean Ocean Water:

$$\delta^{18}O\left[{}^{o}/_{oo}\right] = \frac{{}^{18}O/{}^{16}O(\text{Probe}) - {}^{18}O/{}^{16}O(\text{SMOW})}{{}^{18}O/{}^{16}O(\text{SMOW})} \times 1000$$

Bei Deuterium werden die Abweichungen vom SMOW gewöhnlich in % angegeben. Bei Tracer-Studien muss der Fraktionierungseffekt berücksichtigt werden. HDO und $H_2{}^{18}O$ haben einen tieferen Dampfdruck als H_2O. Deshalb ist bei der Verdunstung vom Meer der Wasserdampf isotopisch leichter als das Meerwasser. Bei der Kondensation wird das Niederschlagswasser gegenüber dem Wasserdampf isotopisch etwas angereichert, bei wiederholter Verdunstung aus Binnengewässern aber ständig abgereichert. Deshalb sind die relativen Abweichungen des Niederschlagswassers gegenüber SMOW negativ. Der Fraktionierungseffekt ist auch bei Tritium vorhanden, wird aber durch die grossen Konzentrationsunterschiede überschattet.

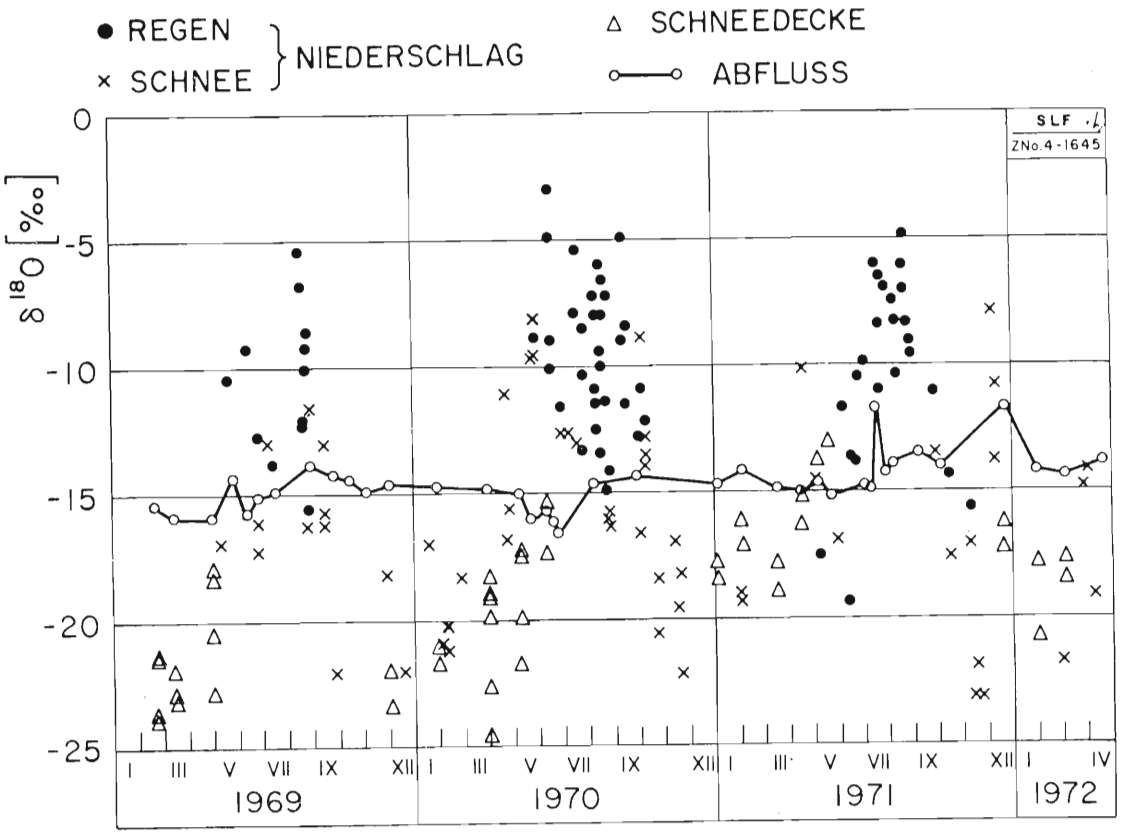

Fig. 9.3.2 Sauerstoff-18 im Niederschlag, in der Schneedecke und im Abfluss, Einzugsgebiet Dischma bei Davos

Die Konzentration vom Sauerstoff-18 und Deuterium im Niederschlag ist auch von der Kondensationstemperatur stark abhängig (Dansgaard, 1964). Fig. 9.3.2 zeigt die höheren Werte im Sommer (kleinere negative Abweichungen von SMOW) und die tieferen Werte im Winter, sowie die Werte im Abfluss von einem alpinen Einzugsgebiet. Die isotopisch leichtesten Niederschläge sind im antarktischen Eis gespeichert und lassen sogar Niederschläge von der Eiszeit erkennen (Lorius et al., 1979).

9.3.4 Niederschlag-Abfluss Mechanismus aufgrund der Isotopenmessungen

Umweltisotope im Niederschlagswasser ermöglichen eine Trennung der Abflusskomponenten (Dinçer et al., 1970, Herrmann et al., 1979), Bestimmung des mittleren Grundwasseralters (Martinec, im Druck), des Speichervolumens vom Grundwasser (Martinec et al., 1974) und bieten weitere Möglichkeiten, z.B. Abschätzung der Verdunstung und Kondensation an der Schneeoberfläche (Stichler et al., 1981). In Fig. 9.3.3 konnte der überraschend starke Grundwasseranteil im Schneeabfluss dank den unterschiedlichen Tritiumkonzentrationen im Schneeniederschlag (laufendes Jahr) und im Grundwasser (Niederschlag von früheren Jahren) festgestellt werden. Zugleich konnte das mittlere Grundwasseralter auf 4 bis 5 Jahre geschätzt werden, was auf ein relativ grosses Speichervolumen schliessen lässt. Aufgrund der Isotopenmessungen kann ein neuer Einblick in den Abflussmechanismus gewonnen werden.

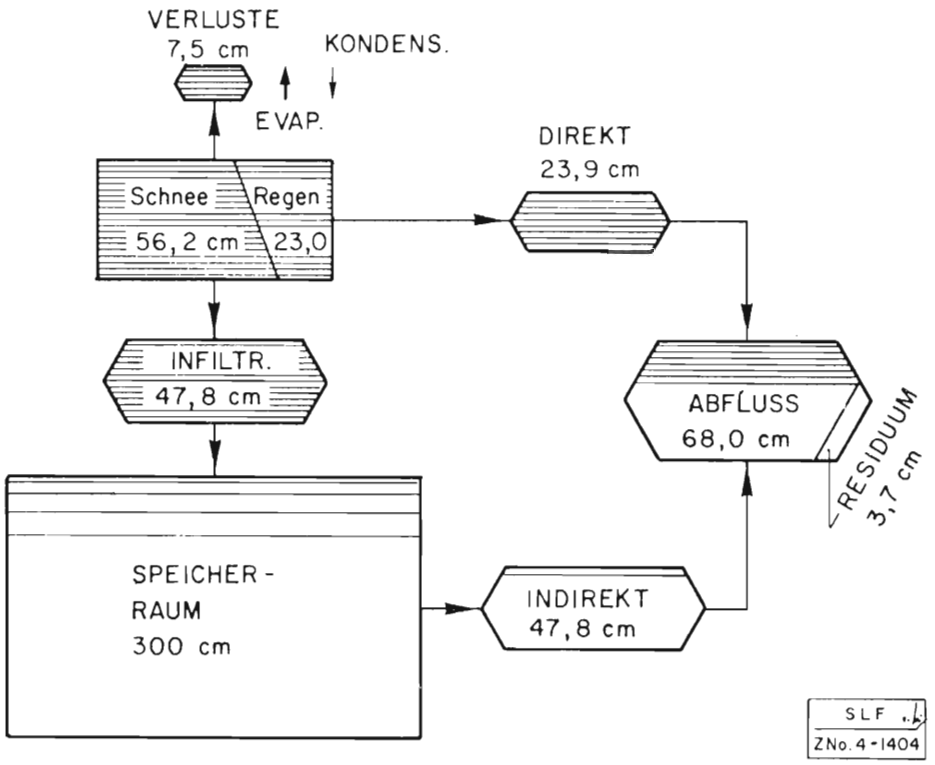

Fig. 9.3.3 Trennung der Abflusskomponenten und Abschätzung des Speichervolumens vom Grundwasser aufgrund der Tritium-Messungen, Einzugsgebiet Dischma bei Davos, Periode Mai bis Juli 1974.

9.3.5 Schlussfolgerungen

Im Kontrast zu manchen chemischen Stoffen sind die Umweltisotope bei den gegenwärtigen schwachen Konzentrationen im Niederschlag unschädlich und für hydrologische Untersuchungen sogar nützlich. Weitere Möglichkeiten bieten die Edelgasisotope (Oeschger, 1972), z.B. die steigende Konzentration vom Krypton-85 im Niederschlagswasser.

Systematische Messungen der Umweltisotope im Niederschlag, durch die Internationale Agentur für Atomenergie in Wien organisiert, sowie gezielte Auswertungen der Eidg. Kommission zur Ueberwachung der Radioaktivität, sind für die Feststellung allfälliger Aenderungen der Umwelt notwendig.

9.3.6. Literatur

DANSGAARD, W. (1964): Stable isotopes in precipitation, Tellus, Vol.16, p. 436-468.

DINÇER, T. PAYNE. B.R., FLORKOWSKI, T., MARTINEC, J., TONGIORGI, E., (1970): Snowmelt runoff from measurements of tritium and oxygen-18, Water Resources Research, Vol.6, No.1, p. 110-124.

Eidg. Kommission zur Ueberwachung der Radioaktivität (1982): 25 Jahre Radioaktivitätsüberwachung in der Schweiz, c/o Physikalisches Institut der Universität Pérolles, 1700 Freiburg, Schweiz.

HERRMANN, A. MARTINEC, J., STICHLER, W. (1979): Study of snowmelt-runoff components using isotope measurements, in "Modeling of Snow Cover Runoff", Editor S.C. Colbeck and M. Ray, CRREL, Hanover, U.S.A., p. 288-296.

IAEA (1968): Guidebook on Nuclear Techniques in Hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical Report Series No.91, p. 5.

LORIUS, C. MERLIVAT, L., JOUZEL, J., POURCHET, M. (1979): A 3000-yr isotope climatic record from Antartic ice, Nature, Vol.280, p. 644-648.

MARTINEC, J. OESCHGER, H., SCHOTTERER, U., SIEGENTHALER, U. (1982): Snowmelt and groundwater storage in an Alpine basin, IAHS Publication No.138, p. 169-175.

MARTINEC, J. (im Druck): Time in hydrology, Chapter 9 in "Facets of Hydrology, Vol.2" edited by J.C. Rodda, John Wiley & Sons Ltd. London-New York-Sydney-Toronto.

OESCHGER, H. (1972): Neue Möglichkeiten der Isotopenhydrologie, Datierung mit Hilfe von Edelgasisotopen, Gas-Wasser-Abwasser, 52. Jahrgang, Nr. 9, p. 291-293.

SIEGENTHALER, U. (1972): Bestimmung der Verweildauer von Grundwasser im Boden mit radioaktiven Isotopen (^{14}C, Tritium), Gas-Wasser-Abwasser, 52. Jahrgang, Nr. 9, p. 283-290.

Anstehende Bedürfnisse und Empfehlungen

In diesem Abschnitt wird auf die aus dem vorgelegten Bericht sich ergebenden, zukünftigen Niederschlags-Forschungsprojekte eingegangen. Diese Ausführungen sind als Ideen zu verstehen und erheben keinen Anspruch auf Vollständigkeit. Vielfach ergeben sie sich als logische Fortführung der bereits angelaufenen oder abgeschlossenen Arbeiten.

1. Niederschlagsmessung, Messwertübertragung und Messnetze

Die bessere Erfassung der Niederschläge in den höheren Lagen der Alpen (über 2000 m ü.M.) und der Gletscher, insbesondere im Hinblick auf die Schneemessungen, bildet das grösste Problem bezüglich Messtechniken, Messnetze und Datenübertragung. Die Punktmessung des Niederschlages mit Hilfe der konventionellen N-Messer ist hier sehr ungenau. Die Zeitauflösung der Messwerte des bestehenden Messnetzes der Totalisatoren im Hochgebirge mit Halbjahres- oder Jahresintervallen ist ungenügend und die Messnetz-Dichte der Stationen zu gering. Folgende Aufgaben drängen sich deshalb auf:

a) Hochgebirge

- Verbesserung der beheizten registrierenden N-Messer.
- Automatisierung der direkten Messung von Schneehöhe und Wasserwert.
- Fortsetzung der angelaufenen Radar- und Satellitenversuche.
- Testen der neuen Systeme der Datenübertragung für die schneereichen alpinen Gebiete.
- Erschliessen der bestehenden Messnetzlücken, vor allem am zentralen und westlichen Alpennordhang (Höhenbereich 1500-2000 m ü.M.) sowie im Engadin und auf der Alpensüdseite (Höhen über 2000 m ü.M.).

b) Weitere Aufgaben:

- Evaluation der Messnetze vor allem im Mittelland, im Hinblick auf den Einsatz der zukünftigen Techniken.
- Aufstellung eines Nebelniederschlags-Messnetzes in den Waldgebieten.
- Zusammenfassende, anwendungsorientierte Aufarbeitung des vorhandenen Untersuchungsmaterials über Interzeption und ev. ihre Messung unter Berücksichtigung des Wachstumsstadiums und der Art des Bewuchses, der Jahreszeit und der Menge sowie des Typus des Niederschlages.

2. Bearbeitung und Analyse der Daten

a) Korrekturen der Daten

Bei der Datenverarbeitung ergibt sich das Problem der Korrekturen des systematischen Niederschlagsmessfehlers. Bis jetzt können nur die mehrjährigen Monatssummen der Hellmann-N-Messer korrigiert werden. Es liegt

auch eine erste Abschätzung der Korrekturen der Totalisatoren-Messwerte vor. Es fehlen aber immer noch Verfahren zur Korrektur der Messwerte der beheizten Wippengeräte der 60 ANETZ-Stationen der SMA und der aktuellen Monats- und ev. Wochensummen der Hellmann-N-Messer.

b) Archivierung der Daten

Mit der zunehmenden Anzahl der Angaben über Niederschlag, auch für sehr kurze Zeitabschnitte, steigen die Anforderungen an die Archivierung der Daten. Eine Archivierung aller Daten ist aus Platzgründen nicht möglich. Von potentiellen Benützern und Forschungsstellen sind Kriterien festzulegen, welche Ereignisse langfristig archiviert werden sollten (betrifft vor allem Extremereignisse).

c) Auswertung der Daten

Bei der Ausarbeitung der Niederschlagskarten sollen die neusten Erkenntnisse über den Niederschlag vermehrt herangezogen werden. (Schneebrettmessungen, korrigierte Niederschlagssummen und ev. Radarinformationen). Ferner sollen Niederschlagskarten für die typischen Wetterlagen in der Schweiz und solche für die verschiedenen anderen Niederschlagsparameter (Extremwerte, Interzeption, Nebelniederschlag, Tau etc.) ausgearbeitet werden. Besondere Aufmerksamkeit sollte man der neuen, korrigierten Niederschlagskarte der Schweiz widmen (Jahres-, Halbjahres- und Monatssummen).

d) Gebietsniederschlag

Heute werden vielfach die publizierten N-Punktwerte als "fehlerfrei" verwendet und die Gebietsmittel - angesichts der ungeklärten Probleme der räumlichen Niederschlagsverteilung und Representativität der Messpunkte - mit Hilfe einfacher Bestimmungsmethoden schematisch geschätzt. Zudem ist diese Methode der N-Bestimmung im Vergleich zu den neueren messtechnischen Methoden umständlich, zu starr (Tages-Monatswert) und bezüglich der Information einseitig (Niederschlagsmenge ohne Strukturangabe etc.). Davon abgesehen muss jedoch die klassische Methode der N-Bestimmung weiter entwickelt werden, weil sie auf Jahre hinaus die Grundlage unserer Kenntnisse über Gebietsniederschlag bleiben wird. Als zukünftige Aufgaben kommen in Frage:

- Untersuchungen der Probleme: der Repräsentativität und der Flächenreduktion der Punktmessung, des möglichen Bestimmungsfehlers als Funktion der Messnetzdichte, der Länge des Zeitschrittes (Stunde, Tag etc.) und des Niederschlagstypus.

- Weitere Abklärung der Einsatzmöglichkeiten von Radar, Satelliten und kombinierten Messnetzen

- Mathematische Modelle für die Bestimmung der N-Gebietsmittel

- Bestimmung der Richtwerte der vertikalen Niederschlagsgradienten oder charakteristische N-Höhe-Kurven in Abhängigkeit von Jahreszeit, Höhenlage und Region, Exposition der Hänge und der Geländeformen.

Für diese Studien sollten nach Möglichkeit korrigierte N-Werte oder direkte Schneemessungen (Höhe, Wasserwert) verwendet werden. Die Studien sollen zuerst in kleinen geographisch, orographisch und klimatisch gut

definierbaren Einzugsgebieten durchgeführt werden. In der zweiten Phase können grössere Flussgebiete und Regionen sowie vergletscherte Gebiete herangezogen werde.

3. Frequenzanalysen und vermutlich maximaler Niederschlag

Die Modellierung der Niederschlags-Zeitreihen wird in der Zukunft an Bedeutung gewinnen. Die bald abgeschlossenen Studien über Starkniederschläge des schweizerischen Alpen- und Alpenrandgebietes sollten um jene Gebiete in der Schweiz ergänzt werden, von welchen keine solche Analysen vorliegen. Als logische Folge der bisher auf dem Gebiet der Starkregen in der Schweiz durchgeführten Arbeiten sollten die vermutlich maximalen Niederschläge detaillierter untersucht werden.

4. Verschiedenes

- Weitere Verbesserung der Genauigkeit der Niederschlagsprognose ev. unter Beizug der Radarinformation und der Satelliten.

- Kontrolle der Inhaltsstoffe und Umweltisotope im Niederschlag und in den anderen Formen der Deposition (Nebel).

- Inventar möglichst aller seit Jahrzehnten in der Schweiz durchgeführten Niederschlags- und Schneedeckenmessungen.

- Bibliographie und Geschichte der Niederschlagsmessung in der Schweiz.

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1.1.1	Pluviographen von Bundes- und kantonalen Stellen (geordnet nach Kantonen).	23
Tab. 1.2.1	Eigenschaften einiger in der Schweiz verwendeter Pluviographentypen.	34
Tab. 2.1.1	Beispiel einer ausgefüllten Witterungstabelle.	51
Tab. 3.1.1	Windbedingter Umrechnungsfaktor k für Regen und Schnee.	68
Tab. 3.1.2	Mehrjährige monatliche Korrekturwerte des systematischen Niederschlagsmessfehlers an 64 ausgewählten Stationen der Schweiz in (%).	73
Tab. 3.2.1	Vergleich der Niederschlagsmengen und der Wasseräquivalente der Schneedecke in zwei Gebirgsgebieten.	78
Tab. 3.2.2	Gemessene und korrigierte jährliche Niederschlagsmengen, Station Weissfluhjoch, 2540 m ü.M.	80
Tab. 3.2.3	Vergleich der Niederschlagshöhen von Dischma und Weissfluhjoch mit Abflusshöhen in Dischma.	81
Tab. 3.2.4	Gemessene und korrigierte Niederschläge im Vergleich mit Abflusshöhen in Dischma.	84
Tab. 4.1.1	Vergleich der End-Fallgeschwindigkeiten von Niederschlagsteilchen.	88
Tab. 4.1.2	Vergleich der mit verschiedenen Messmethoden auf Weissfluhjoch, 2540 m ü.M. gemessenen Winterniederschläge.	92
Tab. 4.1.3	Jahresniederschlagswerte von Weissfluhjoch, 2540 m ü.M mit verschiedenen Methoden bestimmt.	93
Tab. 4.3.1	Die 195 Zellen, welche in bezug auf Hagelvorkommen geprüft wurden.	111
Tab. 4.3.2	Die globalen kinetischen Hagelenergien für die verschiedenen Methoden und Netze.	116
Tab. 4.3.3	Der Korrelationskoeffizient der kinetischen Radar- und Grelimeterenergie für die beiden Transformationsmethoden.	117
Tab. 4.3.4	Die Korrelationskoeffizienten und die Regressionslinie für log (s/E).	121
Tab. 4.3.5	Die Korrelationskoeffizienten und die Beziehung der verschiedenen Parameter einer Hagelzelle.	123

Tab. 4.4.1	Schneeanteil am Gesamtniederschlag, in (%), berechnet mit Hilfe der Lufttemperatur für Kalendermonate und verschiedene Höhenstufen.	131
Tab. 4.4.2	Schneeanteil am Gesamtniederschlag, in (%) berechnet mit Hilfe des Verhältnisses der Anzahl Tage mit Schnee und Niederschlag.	133
Tab. 5.1.1	Resultate schweizerischer Untersuchungen der Interzeption.	144
Tab. 5.2.1	Mittlere Zunahme des Jahres-Niederschlages mit der Meereshöhe im schweizerischen Alpenraum nach Uttinger (1951).	151
Tab. 6.2.1	Einfluss der verschiedenen Parameter auf die Genauigkeit von Gebietsniederschlagsbestimmungen.	180
Tab. 6.2.2	Ausgewählte Angaben über Gebietsniederschlagsbestimmungen von Gebieten in der Schweiz.	183
Tab. 6.3.1	Messnetzdichte (km^2/Station) bei Wasserhaushaltstudien.	191
Tab. 6.3.2	Messnetzdichte (km^2/Station) bei Prozessstudien.	191
Tab. 6.3.3	Niederschlag in Abhängigkeit der Meereshöhe.	194
	Tabellarischer Anhang.	199
Tab. 7.1.1	Gliederung der statistischen Modelle nach untersuchtem Ereignis und Aspekt.	210
Tab. 7.1.2	Häufigkeitsanalysen von Niederschlagsmengen.	213
Tab. 7.1.3	Häufigkeitsananlysen der Dauer von Schwellenwertüberschreitungen.	214
Tab. 9.2.1	Beispiele von Redoxprozessen und ihre Kopplung mit Säure-Basen-Reaktionen	255
Tab. 9.2.2	5-Jahresmittelwerte von Konzentrationen in monatlichen Niederschlagsproben (Gesamtdeposition).	257
Tab. 9.2.3	2-Jahresmittelwerte von Konzentrationen.	258

Verzeichnis der Figuren

Fig. 1.1.1	Höhenverteilung der niederschlagsmessenden Stationen der Schweiz.	26
Fig. 1.2.1	Radarbilder Albis und La Dôle.	40
Fig. 1.2.2	Im Kompositbild wählt der DISAT-Rechner in den Ueberdeckungsgebieten die "bessere" Radarinformation aus den beiden Einzelbildern, d.h. diejenige ohne Bodenecho oder mit stärkerer Echointensität.	41
Fig. 2.2.1	Anzahl Starkniederschläge in der Schweiz.	60
Fig. 3.1.1	Situation der Stationen mit Angaben über Windschutz und Windgeschwindigkeit.	70
Fig. 3.1.2	Durchschnittliche Korrekturwerte der Sommer- und winterhalbjahre und die Jahreskorrektur.	71
Fig. 3.1.3	Jahresgang der Monatskorrekturen in verschiedenen Regionen der Schweiz.	72
Fig. 3.1.4	Höhenabhängigkeit der Sommer- und Winterhalbjahres-Korrekturen.	74
Fig. 3.2.1	Situation des Einzugsgebietes Dischma und des Versuchsfeldes am Weissfluhjoch.	81
Fig. 3.2.2	Hypsometrische Kurve und Höhenzonen des Einzugsgebietes Dischma.	82
Fig. 4.1.1	Vergleich des mit 4 verschiedenen Methoden gemessenen Winterniederschlages von Weissfluhjoch, 2540 m ü.M.	91
Fig. 4.3.1	Schema einer Hagelzelle.	110
Fig. 4.3.2	Die Gewichtsfunktionen für die "cutting" und die "gradual" Methode.	113
Fig. 4.3.3	Die 55 dBZ Konturen der Hagelzellen vom 9.9.79.	114
Fig. 4.3.4	Der Hagelfall vom 1.6.78.	115
Fig. 4.3.5	Der Fluss der globalen kinetischen Energie.	116
Fig. 4.3.6	Die Verschiebung der Impulsvolumen vom Radar in Bezug auf die entsprechenden Standorte der Hageldetektoren.	118

Fig. 4.3.7	Die Isolinien des Korrelationskoeffizienten auf der Ebene des Verschiebungsvektors.	118
Fig. 4.3.8	Die normalisierten Standardabweichungen s(4km)/ E56 gegen die Mittelwerte E56 für ein 4km Netz.	120
Fig. 4.3.9	Der Oberflächen-Zeit-Wert der 56 dBZ Konturen gegen die entsprechende globale kinetische Energie E56 (r = 0.998).	122
Fig. 4.3.10	Die globale kinetische Energie E56 gegen die Zeitdauer der 56 dBZ Konturen (r = 0.92).	122
Fig. 4.4.1	Situation der schweizerischen Stationen.	130
Fig. 4.4.2	Schneeanteil Q am Monatsniederschlag in Abhängigkeit von der Lufttemperatur T und vom Verhältnis Z der Anzahl Tage mit Schnee und Niederschlag.	132
Fig. 4.4.3	Schneeanteil Q am Gesammtniederschlag.	132
Fig. 4.4.4	Schneeanteil Q am Gesamtniederschlag in Abhängigkeit von der Höhenlage H, der Lufttemperatur T und der Jahreszeit.	133
Fig. 5.1.1	Schematische Darstellung eines Ausschnittes aus einem Waldbestand mit den Gliedern der Bilanzgleichungen.	141
Fig. 5.2.1	Höhenabhängigkeit der Niederschläge für drei verschiedene Gebiete der Schweiz.	153
Fig. 5.3.1	Der verbesserte Grünov-Nebelsammler von Schrimpff und Mitarbeitern.	161
Fig. 6.2.1	Konstruktion der Thiessen-Polygone unter Einbezug von auch ausserhalb des Gebietes gelegenen Stationen.	174
Fig. 6.2.2	Darstellung der Interpolation mit Hilfe des Dreiecksverfahren nach Akin (1971).	174
Fig. 6.2.3	Konstruktion der Hauptachsen und der Winkel für die 2-Achsen-Methode nach Bethlahmy (1976).	176
Fig. 6.2.4	Mittlerer Fehler täglicher Gebietsniederschlagsberechnungen als Funktion der Stationsdichte für 6 unterschiedliche Gebietsgrössen.	176
Fig. 6.2.5	Entscheidungsbaum für die Auswahl der bestgeeigneten Methode zur Gebietsniederschlagsberechnung.	182
Fig. 7.1.1	Zeitreihe des Niederschlages vom 1.-5. August 1983 der Klimastation Erlenhöhe im Alptal (Schwyz).	207
Fig. 7.1.2	Mengentheoretische Veranschaulichung verschiedener Datenserien und Ereignisse.	208

Fig. 7.1.3	Häufigkeitsanalyse der mittleren 1-Stundenintensitäten des Niederschlages vom 1.-5. August 1983 der Klimastation Erlenhöhe im Alptal.	209
Fig. 7.1.4	Häufigkeitsanalysen von Niederschlagsmengen und Neuschneesummen (Tageswerte) für Davos nach verschiedenen Autoren.	212
Fig. 7.1.5	Häufigkeitsanalysen von Schwellenwertüberschreitungen für Davos nach verschiedenen Autoren.	214
Fig. 8.2.1	Niederschlagsmengen im Mittel- und Südtessin bei zyklonalen Wetterlagen in Abhängigkeit von Richtung und Stärke des Windes in ca. 5 km Höhe.	229
Fig. 8.2.2	Grille à maille fine recouvrant les Alpes.	232
Fig. 8.3.1	Für jeweils 3 Tage vorhergesagte und gemessene Niederschläge für die westliche und östliche Hälfte des Rheineinzugsgebietes oberhalb Rheinfelden während der Niederschlagsperiode vom 1.-9.2.84.	235
Fig. 9.1.1	Sättigungsverhältnis S als Funktion vom Lösungströpfchenradius r (Köhler-Gleichung).	241
Fig. 9.1.2	Aerosolverteilungen.	241
Fig. 9.1.3	Radius, Konzentration, Fallgeschwindigkeit für Aerosolteilchen, Wolkentropfen und Regentropfen.	242
Fig. 9.1.4	Relative Wachstumsraten für Eiskristall und Tröpfchen unter günstigen Bedingungen (Houghton, 1950).	243
Fig. 9.1.5	Verschiedene Niederschlagsstrukturen in einem Tiefdruckgebiet, an einer Kaltfront.	245
Fig. 9.1.6	Niederschlagsstruktur in einem Frontensystem.	246
Fig. 9.1.7	Niederschlagsstruktur (schematisch) in einem Frontensystem mit den drei relevanten Strömungen.	246
Fig. 9.1.8	Schematische Darstellung des Raymer Hagelgewitters.	247
Fig. 9.1.9	Grössenverteilungen von Regentropfen aus einem Gewitter (31.7.74) in Daiwil.	248
Fig. 9.1.10	Das vertikale Radarprofil von einem gewittrigen Stauniederschlag in Locarno-Monti vom 6.6.68.	249
Fig. 9.2.1	Schematische Darstellung der Stoffkreisläufe in der Atmosphäre.	254
Fig. 9.3.1	Tritiumkonzentrationen im Niederschlag für Mitteleuropa, Halbjahrmittel für Winter und Sommer.	264

Fig. 9.3.2	Sauerstoff-18 im Niederschlag, in der Schneedecke und im Abfluss, Einzugsgebiet Dischma bei Davos.	265
Fig. 9.3.3	Trennung der Abflusskomponenten und Abschätzung des Speichervolumens vom Grundwasser aufgrund der Tritium-Messungen, Einzugsgebiet Dischma bei Davos, Periode Mai - Juli 1974.	266

Beiträge zur Geologie der Schweiz — Hydrologie

Bisher sind erschienen:

1. J. HUG und A. BEILIK. Die Grundwasserverhältnisse des Kantons Zürich, mit Karte der Grundwasserströme des Kantons Zürich. Herausgegeben gemeinsam mit der Baudirektion des Kantons Zürich. Mit XX + 328 Seiten, 146 Figuren und Karte 1: 100 000. 1934 20.—

2. E. EUGSTER. Schneestudien im Oberwallis und ihre Anwendung auf den Lawinenverbau. Mit VIII + 84 Seiten, 42 Textfiguren und 7 Tafeln. 1938 4.—

3. H. BADER, R. HAEFELI, E. BUCHER, J. NEHER, O. ECKEL, Chr. THAMS mit einer Einführung von P. NIGGLI. Der Schnee und seine Metamorphose. Erste Ergebnisse und Anwendungen einer systematischen Untersuchung der alpinen Winterschneedecke, durchgeführt von der Station Weissfluhjoch-Davos der Schweiz. Lawinenforschungskommission. 1934—1938. Mit XXIII + 340 Seiten, 18 Tafeln, 154 Figuren, 18 Tabellen. 1939 vergriffen

4. O. LUETSCHG-LOETSCHER. Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges.
   I. Band. 1. Teil, Erste Abteilung, Kapitel 1—3 (Mitarbeiter *Rudolf Bohner):* Heutiger Stand der Niederschlagsforschung. Heutiger Stand der Abflussforschung. Zusammenhänge zwischen Niederschlag und Abfluss. Mit Tabellenwerk: Ergebnisse der Niederschlagsforschungen. Mit VI + 60 Seiten. 9 Karten, 10 Textfiguren, 17 Tabellen. 1945 10.—
   I. Band, 1. Teil, Zweite Abteilung (Kapitel 4, 5): Vorratsänderungen im Wasserhaushalt der Gletscher. Verhalten der verstossenen Obern Grindelwaldgletschers. Mit VII + 34 Seiten, 10 Tafeln, 21 Figuren und 6 Tabellen. 1944 6.—
   I. Band, 1. Teil, Dritte Abteilung, Kapitel 6—8. (Mitarbeiter *Rudolf Bohner):* mit einem Beitrag von *Hans Burger.* Boden und Vegetation im Wasserhaushalt des Hochgebirges. Die Bedeutung des Schneetransportes durch den Wind. Die Bedeutung der Nebel-, Tau- und Reifbildungen. VIII + 68 Seiten, Textfiguren, 4 Fototafeln. 1949 8.—
   I. Band, 2. Teil, Kapitel 9. (Mitarbeiter *Rudolf Bohner):* mit Beiträgen von *H. Huber, P. Huber, F. de Quervain.* Zur Hydrologie, Chemie und Geologie der winterlichen Gletscherabflüsse der Schweizer Alpen. VI + 121 Seiten, 26 Textfiguren, 6 Falztafeln. 1950 12.—
   I. Band, 3. Teil, Kapitel 10. (Mitarbeiter: *Teophil Hauck, Rudolf Bohner).* Die Eis- und Schneeverhältnisse der Oberengadiner Seen, insbesondere des St. Moritzer Sees. Beitrag zur Gewässer- und Klimakunde des Oberengadins, 173 Seiten, 54 Textfiguren, 8 Tafeln. 1954 20.—
   II. Band, 3. Teil. (Mit Beiträgen von *Rudolf Bohner* und *Walter Dietz*). Zur Hydrologie der Landschaft Davos. Mit XLIV + 490 Seiten, 2 Karten, 9 Tafeln, 146 Textfiguren, 173 Tabellen. 1944 50.—
   III. Band, Forschungsgebiet Nr. 16, F. GYGAX. Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Magliasina. 100 Seiten, zahlreiche Textfiguren und Tafeln. 1948 12.—

5. H. P. EUGSTER. Beitrag zur Gefügeanalyse des Schnees. 64 Seiten, 42 Textfiguren, 1 Falztafel, 1 Fototafel. 1952 10.—

6. EDWIN BUCHER. Beitrag zu den theoretischen Grundlagen des Lawinenverbaus. Herausgegeben gemeinsam mit der Schweizerischen Schnee- und Lawinenforschungskommission. 113 Seiten, 67 Textfiguren. 1948 16.—

7. F. HOFER. Über die Energieverhältnisse des Brienzersees. 95 Seiten, 4 Textfiguren, 8 Tafeln, 3 Kunstdrucktafeln. 1952 12.—

8. E. HOECK. Der Einfluss der Strahlung und der Temperatur auf den Schmelzprozess der Schneedecke. 36 Seiten, 22 Tafeln, 22 Tabellen. 1952 12.—

9. P. NYDEGGER. Vergleichende limnologische Untersuchungen an sieben Schweizer Seen. 80 Seiten, 57 Figuren, 24 Tabellen. 1957 16.—

10. S. STEINEMANN. Experimentelle Untersuchungen zur Plastizität von Eis. 72 Seiten, 91 Textfiguren. 1958 16.—

11. M. REIST. Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Bavonatales. 65 Seiten, 44 Figuren. G. HIRSBRUNNER. Beiträge zur Morphologie und Hydrologie der Rovanatäler. 79 Seiten, 18 Figuren, 26 Fotografien. 1960 16.—

Fortsetzung auf der 3. Umschlagseite

12. V. BINGGELI. Zur Morphologie und Hydrologie der Valle del Lucomagno. 124 Seiten, 30 Tabellen, 64 Figuren, 9 Fototafeln. 1961 16.—

13. J. G. ZELLER. Morphologische Untersuchungen in den östlichen Seitentälern des Val Blenio. 111 Seiten, 64 Textfiguren, 2 Tafeln. 1964 16.—

14. M. NIKLAUS. Geomorphologische und limnologische Untersuchungen am Öschinensee. 116 Seiten, 26 Textfiguren, 1 Tafel. 1967 24.—

15. E. GRUETTER. Beiträge zur Morphologie und Hydrologie des Val Verzasca. 92 Seiten, 9 Karten, 36 Figuren, 27 Abbildungen, 33 Tabellen. 1967 24.—

16. P. NYDEGGER. Untersuchungen über Feinstofftransport in Flüssen und Seen, über Entstehung von Trübungshorizonten und zuflussbedingten Strömungen im Brienzersee und einigen Vergleichsseen. 92 Seiten, 58 Abbildungen, 6 Tafeln, 29 Tabellen. 1967 24.—

17. H. U. SCHWEIZER. Beiträge zur Hydrologie der Ajoie (Berner Jura). 1970 24.—

18. Chr. JAGGI. Hydrologische Untersuchungen in verschiedenen Tessiner Tälern. 1970 24.—

19. P. KASSER, Karin SCHRAM und J. C. THAMS. Die Strahlungsverhältnisse im Gebiet der Baye de Montreux. 1970

20. P. FÖHN. Methoden der Massenbilanzmessung bei grossen Schneehöhen untersucht im Firngebiet des Grossen Aletschgletschers. 1971 24.—

21. J. P. TRIPET. Etude hydrogéologique du bassin de la source de l'Areuse. 1973 24.—

22. V. BINGGELI. Hydrologische Studien im zentralen schweizerischen Alpenvorland, insbesondere dem Gebiet der Langete. 1974 30.—

23. Ch. LEIBUNDGUT. Zum Wasserhaushalt des Oberaargaus und zur hydrologischen Bedeutung des landwirtschaftlichen Wiesenbewässerungssystems im Langental. 30.—

24. Die Rheinwasserstrasse. — Technische und wirtschaftliche Aspekte, hydrologische Aspekte, Abflussprognosen. 10.—

25. Die Verdunstung in der Schweiz. — Stand der Kenntnisse, Methoden, Anregungen zur weiteren Erforschung. 24.—

26. E. HOEHN. Hydrologische Untersuchungen im Gebiet westlich von Frick (Aargauer Tafeljura). 1979 24.—

27. A. WILDBERGER. Zur Hydrologie des Kartes im Rawil-Gebiet. 1981 30.—

28. Tracermethoden in der Hydrologie. — Tagungsbericht des 4. SUWT — Internationale Fachtagung über die Anwendung von Tracermethoden in der Hydrologie, Bern, 1981. Teil I und II 65.—

29. F. D. VUATAZ. Etude géochimique et géothermique des eaux thermales de la Suisse et de quelques régions limitrophes. 1982 38.—

30. J.-M. JAQUET, F. RAPIN, E. DAVAUD et J.-P. VERNET. Géochimique des sédiments du Léman. 1983 20.—

31. Der Niederschlag in der Schweiz. Bericht der Arbeitsgruppe Niederschlag der HK SNG, Zürich. 1985 40.—