

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ – HYDROLOGIE
NR. 25

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

DIE VERDUNSTUNG IN DER SCHWEIZ

Stand der Kenntnisse, Methoden,
Anregungen zur weiteren Erforschung

Bericht der Studiengruppe «Verdunstung» der Hydrologischen Kommission
der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft (SNG) und
der Interdepartementalen Arbeitsgruppe für Operationelle Hydrologie

V o r w o r t

Der vorliegende Bericht versucht, die aktuellen Probleme der Verdunstung im Gebiet der Schweiz aufzuzeigen und Anregungen zur Lösung der noch offenen Fragen zu geben. Er trägt damit die Züge eines "State-of-the-Art-Report", der Bekanntes zusammenfassen und ordnen will, um einen Ausgangspunkt für weitere Studien zu schaffen. Gleichzeitig soll er als Grundlage für das Gespräch zwischen den Fachleuten dienen, auch über die Grenzen der Schweiz und des Alpenraumes hinaus.

Der Bericht ist das Ergebnis der Arbeiten, mit denen die Hydrologische Kommission der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft und die Interdepartementale Arbeitsgruppe für Operationelle Hydrologie (Präsident: Dr. Ch. Emmenegger) 1975 eine gemeinsame Studiengruppe betraut haben. Er besteht im wesentlichen aus einer Uebersicht von Dr. H. Lang, dem Vorsitzenden der Studiengruppe, und aus neun Beiträgen der Mitglieder. Gerne danken wir diesen Verfassern und den übrigen Mitgliedern hier für ihren Einsatz, ebenso den Herren Prof. Dr. F. Lauscher, Wien, Dr. P. Germann, Zürich, Prof. Dr. Jäckli, Zürich, Dr. M. Krammer, Basel, Dr. J. Martinec, Davos, F. deMontmollin, Bern, und Dr. H.U. Schweizer, Bern, für ihre wertvollen Bemerkungen und Ergänzungen.

Hydrologische Kommission der SNG
Der Präsident:

Prof. Dr. D. Vischer

MITGLIEDER DER STUDIENGRUPPE "V e r d u n s t u n g"

Dr. E. FREY	Eidg. Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau, Zürich
Dr. H. KELLER	Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf
Dr. H. LANG	Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich (Vorsitz)
Dr. Ch. LEIBUNDGUT	Geographisches Institut der Universität Bern
Dr. P. NAENNY	Eidg. Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz, Dübendorf
Dr. B. PRIMAULT	Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt, Zürich
Prof. P. REGAMEY	Institut du Génie Rural de l'EPF, Lausanne
Prof. Dr. F. RICHARD	Professur für Bodenphysik der ETH Zürich
B. SEVRUK	Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich
Prof. E. TRUEB	Institut für Hydromechanik und Wasserwirtschaft an der ETH Zürich
Dr. P. FOEHN	Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, Weissfluhjoch-Davos

Inhaltsverzeichnis	Seite
Zusammenfassung	7
Résumé	8
Abstract	9
 LANG H.: ZUSAMMENFASSENDE BERICHT	 11
1. Einleitung und Darstellung des Problems	11
2. Zusammenfassung der bisher im Raum der Schweiz und Umgebung bestimmten Werte der Verdunstung und der dabei verwendeten Methoden	13
2.1 Ergebnisse aus Untersuchungen in Einzugsgebieten	13
2.2 Ergebnisse aus Untersuchungen an einzelnen Punkten oder an Versuchsflächen	15
2.2.1 Wald, Wiesen und Kahlflächen	15
2.2.2 Landwirtschaftliche Kulturen und Sickerwassermengen	16
2.2.3 Punktwerte der Verdunstung von Schnee und Eis in den Alpen	16
2.2.4 Zur Frage der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Verdunstung	17
2.2.5 Potentielle Verdunstung und Verdunstung von Seen	19
2.2.6 Zum Problem: Verdunstung und Grundwasserneubildung	19
3. Zusammenfassende Diskussion der verschiedenen Methoden, deren praktische Anwendbarkeit und Genauigkeit	20
3.1 Wasserhaushaltsgleichung und empirische Beziehungen	20
3.2 Direkte Messung der Verdunstung	20
3.2.1 Evaporimeter	20
3.2.2 Lysimeter	21
3.3 Indirekte Bestimmung der Verdunstung (halbempirische Verfahren)	21
3.3.1 Dalton-Typ Beziehungen	21
3.3.2 Empirische Formel von Primault	21
3.4 Physikalische Methoden	22
3.4.1 Direkte Bestimmung des Wasserdampfstromes über einer verdunstenden Oberfläche	22
3.4.2 Wärmebilanzmethode	23
3.4.3 Methode Bodenwasserhaushalt	24
3.4.4 Erfassung des atmosphärischen Wasserhaushaltes	25
4. Bemerkungen zur Uebertragbarkeit von Verdunstungswerten	25
4.1 Räumliche Variabilität	25
4.2 Zeitliche Variabilität	26
5. Laufende Untersuchungen in der Schweiz	26
5.1 Untersuchungen auf Grund der Wasserhaushaltsgleichung	26
5.1.1 Hydrologische Einzugsgebiete	26
5.1.2 Lysimeter und Bodenwasserhaushalt	27
5.2 Wärmehaushalt	28
5.3 Potentielle Verdunstung	28
6. Schlussbemerkungen und Empfehlungen	28
Literatur	30

ANHANG: Einzelberichte Nr. I - IX

		Seite
I	FOEHN, P.: Schnee-Verdunstung in alpinem Gelände	35
II	JAEGGLI, F. und FREI, E.: Die Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturen	43
III	KELLER, H.M.: Die Bestimmung der Evapotranspiration von Waldbeständen aus forsthydrologischer Sicht	49
IV	LANG, H.: Zum Problem der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Verdunstung in der Schweiz	53
V	LEIBUNDGUT, Ch.: Die Berechnung der Verdunstung aus der Wasserbilanz von Einzugsgebieten	63
VI	NAENNY, P.: Bemerkungen zum Problem der Verdunstung aus der Sicht der Hydrogeologie	69
VII	PRIMAULT, B.: L'évapotranspiration valable pour de grandes surfaces (Gebietsverdunstung)	71
VIII	RICHARD, F. und GERMANN, P.: Berechnung der Evapotranspiration aus der Wasserbilanz des durchwurzelten Bodens	77
IX	SEVRUK, B.: Einfluss des systematischen Niederschlagsmessfehlers auf die Genauigkeit der Verdunstungsbestimmung aus der Wasserbilanz	85

Zusammenfassung

Das Problem der Verdunstung erfährt in jüngerer Zeit wieder vermehrtes wissenschaftliches und praktisches Interesse. Der von einer Arbeitsgruppe hier vorgelegte Bericht behandelt den Stand des Problems vor allem im Hinblick auf die Situation im Raum der Schweiz. In einer Uebersicht werden zunächst die bisher bestimmten Verdunstungswerte und die dabei verwendeten Methoden dargestellt. Die verschiedenen Verfahren, ihre Anwendbarkeit und Genauigkeit sowie Fragen der Uebertragbarkeit von Verdunstungswerten werden diskutiert. Schliesslich wird auf laufende Arbeiten in der Schweiz hingewiesen und es werden weitere Untersuchungen empfohlen. Der Anhang enthält die Einzelberichte, deren Verfasser die verschiedenen, an der Verdunstung interessierten Fachrichtungen vertreten.

Die aus der Wasserhaushaltsgleichung ermittelten Werte der Gebietsverdunstung sind relativ unsicher und genügen den heutigen Anforderungen nicht mehr. Eine echte Ueberprüfung nach einer unabhängigen Methode war bisher kaum möglich. Besonders bei kleinen Gebieten zeigen sich grosse Unterschiede in der Gebietsverdunstung; die langjährigen Mittelwerte schwanken zwischen den Extremen 860 mm/Jahr (Sperbelgraben, 0.56 km², mittlere Höhe 1060 m ü. M., 99 % Wald) und 170 mm/Jahr (Engelberger Aa, 219 km², mittlere Höhe 1640 m ü. M., 5.2 % vergletschert). Spezielle Studien an kleinen Einzugsgebieten im voralpinen Flyschgebiet zeigen für ein 100 % bewaldetes Gebiet mit ca. 850 mm eine mehr als doppelt so grosse Verdunstung als ein Gebiet mit weniger als 20 % Waldanteil. Für die Vegetationsperiode ergaben sich für diese Gebiete mittlere Tageswerte von 1.2 - 3.7 mm Verdunstung. Neben dem Einfluss der Vegetations- und Bodenverhältnisse wird der Einfluss der Meereshöhe diskutiert. Die bekannten Beziehungen über die Abnahme der Verdunstung mit der Meereshöhe sind als sehr unsicher einzustufen. Theoretische Ueberlegungen sprechen gegen einen linearen Zusammenhang. Stark vergletscherte Regionen sind vermutlich Gebiete mit minimaler Verdunstung.

Die an einzelnen Punkten oder Versuchsflächen bestimmten Verdunstungswerte beruhen auf den Methoden der Bodenphysik (Bodenwasserhaushalt) und der Mikrometeorologie (Wärmehaushalt), sowie auf Messungen an Lysimeteranlagen; ausserdem werden Methoden verwendet, die sich auf die gemessene oder berechnete potentielle Verdunstung stützen. Die direkte Messung der Wasserbilanz des durchwurzelten Bodens an ausgewählten Standorten im Mittelland lieferte Mittelwerte der Evapotranspiration von 2-3 mm pro Tag mit Maximalwerten bis zu 8 mm pro Tag. Untersuchungen an Kleinlysimetern zeigen die Unterschiede der Sickerwassermengen zwischen Winterhalbjahr und Sommerhalbjahr in Abhängigkeit von der landwirtschaftlichen Kultur. Punktuelle Messungen der Verdunstung an horizontalen Schnee- und Eisoberflächen nach verschiedenen Verfahren ergaben mittlere Werte bis zu 0.6 mm pro Tag. Auf Gletscherzungen kann im Sommer sogar die Kondensation von Wasserdampf überwiegen.

Zuverlässige Werte der Verdunstung sind mit wägbaren Lysimetern und mit Wärmehaushaltsmessungen zu erzielen. Laufende Forschungsprojekte benützen diese Methoden in Verbindung mit Wasserhaushaltsmessungen in kleinen Einzugsgebieten. Dabei steht das Problem der Extrapolation von Punktwerten auf Gebietswerte im Vordergrund. Daraus sollen schliesslich verbesserte praktisch anwendbare Verfahren erarbeitet werden. Im Hinblick auf die Verbesserung der "klassischen" Wasserhaushaltsmethode wird besonders eine genauere Bestimmung des Niederschlages verfolgt.

RESUME

Le problème de l'évaporation, en plus de sa signification scientifique, prend aujourd'hui une importance pratique croissante. L'état actuel des recherches est exposé avant tout dans le contexte des problèmes qui se posent en Suisse. Le présent rapport commence par une récapitulation des valeurs numériques de l'évaporation déterminées jusqu'à ce jour ainsi que des méthodes employées. Les différents procédés, leurs conditions de validité et leur précision, de même que le problème du transfert des résultats à d'autres régions sont ensuite discutés. Enfin on donne quelques indications sur des travaux de recherche actuellement exécutés en Suisse et on formule des recommandations pour de nouvelles recherches. Les rapports des représentants des différents cercles concernés par les problèmes ayant trait à l'évaporation figurent en annexe.

Les valeurs numériques de l'évaporation régionale qui sont données dans cet ouvrage ont été obtenues au moyen de l'équation du bilan hydrique; elles sont relativement incertaines et ne satisfont plus aux exigences actuelles. Jusqu'à présent, un contrôle authentique au moyen d'une méthode indépendante n'était guère possible. Spécialement dans le cas de petits bassins versants, on observe de grands écarts dans l'évaporation régionale; les moyennes pluriannuelles sont comprises entre les extrêmes de 860 mm/an (Sperbelgraben, 0.56 km², altitude moyenne 1060 m, boisé à 99%) et de 170 mm/an (Engelberger Aa, 219 km², altitude moyenne 1640 m, glaciation 5.2%). Des études spéciales portant sur de petits bassins situés dans le flysch des Préalpes ont permis d'observer pour une région boisée à 100% une évaporation d'environ 850 mm/an, soit plus du double de la valeur observée pour une région boisée à 20%. Les valeurs journalières observées dans ces régions durant la période de végétation sont comprises entre 1.2 et 3.7 mm. En plus de l'influence de la végétation et de la constitution des sols, on discute également l'influence de l'altitude. Les relations connues qui décrivent la diminution de l'évaporation avec l'altitude doivent être considérées comme très approximatives. Des considérations théoriques nous conduisent à réfuter l'hypothèse d'une dépendance linéaire. Les régions à forte glaciation sont probablement celles où l'on observe les évaporations les plus faibles.

Pour la détermination de l'évaporation en certains points ou sur certaines aires expérimentales on a recours aux méthodes de la physique des sols (bilan hydrique des sols), de la micrométéorologie (bilan énergétique), ainsi qu'à des mesures effectuées à l'aide de lysimètres; par ailleurs, on emploie également des méthodes faisant appel à des valeurs mesurées ou calculées de l'évaporation potentielle. La mesure directe du bilan hydrique des sols pourvus de racines a donné, en différents endroits du Plateau suisse, des valeurs journalières d'évapotranspiration de 2-3 mm, les valeurs maxima atteignant 8 mm. On a pu mettre en évidence, à l'aide de lysimètres de dimensions réduites, la relation existant entre la variation du débit des eaux d'infiltration entre la saison d'été et d'hiver et le genre de culture pratiquée. Des mesures ponctuelles de l'évaporation, effectuées sur terrains enneigés et des glaciers de surface horizontale, ont donné des moyennes journalières dont le maximum n'est que de 0.6 mm. Sur les langues glaciaires il arrive même que la condensation de la vapeur d'eau soit prédominante.

Des mesures fiables de l'évaporation s'obtiennent au moyen de lysimètres pesables ainsi que par la détermination du bilan énergétique. Dans le cadre de travaux de recherche actuellement en cours, ces méthodes sont employées conjointement avec la détermination du bilan hydrique de petits bassins. Un des problèmes principaux est l'obtention de valeurs régionales par extrapolation des mesures ponctuelles. Le but final est d'obtenir des modèles améliorés qui soient d'un emploi simple dans la pratique. Dans le but de perfectionner la méthode "classique" du bilan hydrique, les efforts s'orientent principalement vers l'amélioration de la précision dans la détermination des précipitations.

A b s t r a c t

In view of the actual scientific and practical significance of the problem of evaporation/evapotranspiration a study group of specialists was requested to compile a state-of-the-art-report with special consideration of this problem in Switzerland. The report discusses existent results and methods in use. The various methods, their applicability and accuracy, and the problem of transfer of results are discussed, current investigations in Switzerland are referred to and recommendations for further research are formulated. The annex gives the detailed reports of the various members of the group.

The accuracy of data of regional evaporation based on the water balance equation is rather limited and does not meet actual requirements. An independent verification of results has so far not been attempted. The variation in areal evapotranspiration between catchment areas is particularly great when these basins are small. Long-term averages range from 860 mm/year (Sperbelgraben, 0.56 km², mean altitude 1060 m a.s.l., 99 % forest) to 170 mm/year (Engelberger Aa, 219 km², mean altitude 1640 m a.s.l., 5.2 % glacier). Special investigations on small pre-alpine catchment basins show 850 mm/year (100 % forested), which is more than double the areal evapotranspiration of a nearby basin with less than 20% forest. Besides the importance of vegetation and soil, the altitude as a factor related to evaporation is discussed. The empirical formulas so far in use to compute evaporation as a function of altitude are questioned. From theoretical considerations a non-linear relationship should be expected.

Investigations on single points or small plots employ methods of soil physics (water balance of soil layers), micrometeorology (heat balance), lysimeters and methods in connection with observed or calculated data on potential evaporation. The direct measurement of water balance of the rooted soil layers at selected sites in the Swiss Plateau resulted in mean daily values of 2-3 mm evapotranspiration with a maximum of 8 mm per day. Small lysimeters show distinct differences of water percolation during winter and summer season depending on the type of agricultural treatment. Point measurements of evaporation from snow and ice with different methods provided mean values of 0.6 mm per day. On glacier tongues condensation sometimes even counterbalances evaporation.

Reliable data on actual evaporation and evapotranspiration can be obtained by weighing lysimeters and by the heat balance method. Current research projects use these methods in connection with water balance measurements on small catchment basins. The problem of extrapolation from point to areal values is of particular interest in these studies, which aim to establish improved methods for practical use. As to the application of the "classic" water balance method, it is necessary to employ methods of observation and/or correction to eliminate the systematic errors in precipitation data.

ZUSAMMENFASSENDE BERICHT

von H. LANG

1. Einleitung und Darstellung des Problems

In der klassischen Hydrologie Mitteleuropas spielte die Verdunstung lange Zeit die Rolle des "Restgliedes" in der Gleichung für den Wasserhaushalt eines bestimmten Gebietes. Als Zeiteinheit diente das "Hydrologische Jahr" oder ein Mehrfaches davon. Dies geschieht in der Annahme, dass die Vorratsänderung relativ klein und im allgemeinen vernachlässigbar sei. Da wenig Gelegenheiten waren, die Genauigkeit der so bestimmten Verdunstung zu prüfen, begnügte man sich mit dem als Restglied bestimmten Verdunstungswert. Die Fehler in der Bestimmung des Abflusses und vor allem des Gebietsniederschlags sowie Fehler, verursacht durch Vernachlässigung von Faktoren, die in der einfachen Bilanzgleichung nicht berücksichtigt werden, gehen in die so ermittelte Verdunstungsgrösse ein.

Die Unsicherheit (und manchmal wohl auch die Unwissenheit) über die Genauigkeit der verwendeten Verdunstungswerte ist sehr gross und musste vor allem wissenschaftlich orientierte Stellen beunruhigen; die Wasserwirtschaft, solange sie nicht an die Grenzen unserer verfügbaren Wasservorräte gelangte, konnte sich eher mit unsicheren Werten der Verdunstung abfinden. Ausserdem wirkte sich der wohl grösste Fehler in der aus der Wasserhaushaltsgleichung bestimmten Verdunstung, verursacht durch die systematisch zu niedrigen Werte der Gebietsniederschläge (systematischer Fehler der Niederschlagsmessung) kaum aus: so z.B. beim Uebertragen von systematisch zu niedrigeren Werten^{*)} auf andere Gebiete zur Berechnung des Abflusses aus der Bilanzgleichung, wenn nur Niederschlagsdaten vorliegen; bei einigermaßen ähnlichen Niederschlagsverhältnissen in beiden Gebieten, und gleichen Messmethoden für Niederschlag, gleichen sich bei der Berechnung von A aus N und V die sozusagen "aufeinander beruhenden" systematischen Fehler dieser beiden Grössen mindestens teilweise wieder aus, so dass schliesslich doch ein brauchbarer Abflusswert ermittelt wird. D.h. man kann sogar soweit gehen, zu formulieren:

Bei der meist geübten Berechnung des Abflusses aus Wasserbilanzbetrachtungen muss zum (systematisch) fehlerhaften Niederschlag auch die entsprechende, nämlich fehlerhafte Verdunstungsgrösse eingesetzt werden.

Es gibt heute wesentliche Gründe, dass wir uns mit dieser zwar pragmatischen, aber gewiss unbefriedigenden Haltung nicht zufrieden geben können:

- Die Grenzen der Ausnützung der in unserem Klimabereich zur Verfügung stehenden Wasservorräte sind vielfach erreicht. Auch für wasserwirtschaftliche Erhebungen sind deshalb genauere Angaben der Verdunstung nötig; als Beispiel sei das Problem der natürlichen Grundwasserneubildung angeführt.

^{*)} A, N, V sind die gebräuchlichen Symbole für Abfluss, Niederschlag und Verdunstung.

- Bei den heute gestellten Anforderungen an die Modellierung des Niederschlag-Abflussprozesses (für Vorhersagezwecke) ist es wesentlich, die "Abflussbereitschaft" eines Gebietes besser zu erfassen. Diese hängt in erster Linie von der Bodenfeuchte und damit neben dem Niederschlag der Vorperiode auch von den vorangehenden Verdunstungsbedingungen ab. Die Grundlagen zur Bestimmung der Verdunstung für verschiedene Oberflächen und für kürzere Zeitabschnitte aus Daten der Standardmessnetze sind dabei noch ungenügend.
- Die Verdunstung ist das Bindeglied zwischen Wasserhaushalt und Wärmehaushalt, global und lokal. Für das Verständnis der Wechselwirkung zwischen Klima und Wasserhaushalt bzw. Wärmehaushalt sind sehr genaue Daten der Verdunstung an der Erdoberfläche nötig - dies wird besonders verständlich, wenn man bedenkt, dass etwa 83% (1) der im Mittel an der Erdoberfläche aus der gesamten Strahlungsbilanz zur Verfügung stehenden Energie für Verdunstung aufgebraucht werden und so den Wasserkreislauf in Gang halten. Jede Änderung der Erdoberfläche, natürlich oder durch menschliche Aktivität bedingt, bewirkt Änderungen in der Verdunstungsgrösse und beeinflusst damit über den Wärmehaushalt das Klima und den Wasserhaushalt. Es ist offenkundig, dass heute mehr denn je sowohl Klimatologen wie Hydrologen, Agronomen und Ingenieure gut gesicherte Kenntnisse über die räumlich-zeitliche Verteilung der Verdunstungsgrösse und der damit zusammenhängenden Beziehungen benötigen.

Der vorliegende Bericht versucht, den heutigen Stand des Problems der Verdunstung vor allem im Hinblick auf die Situation in der Schweiz darzustellen. Selbstverständlich kennt das Problem als solches keine Landesgrenzen, weshalb auch an einigen Stellen Arbeiten aus klimatisch ähnlichen Verhältnissen ausserhalb der Schweiz angeführt werden. Es ist zu hoffen, dass dieser Bericht mit-
hilft, den Kontakt zwischen allen am Problem interessierten Kreisen im In- und Ausland anzuregen.

Zur Gliederung des Berichtes:

Das vorliegende Dokument enthält einen zusammenfassenden Teil und als Anhang die von den Mitgliedern der Studiengruppe verfassten Einzelberichte Nr. I-IX.

Der zusammenfassende Teil des Berichtes stützt sich

- a) auf die von den einzelnen Mitgliedern der Arbeitsgruppe verfassten Dokumente, die jeweils einen bestimmten Aspekt des Gesamtproblems behandeln,
- b) auf den internationalen Stand des Problems, soweit dies aus der verfügbaren Literatur ersichtlich ist.

Es erschien zweckmässig, sämtliche Einzelberichte (Nr. I-IX) dem Bericht beizulegen, auch wenn sich einzelne Abschnitte in den verschiedenen Dokumenten teilweise überschneiden. Der Leser hat so Gelegenheit, die spezifischen Ansichten der Vertreter der einzelnen am Problem beteiligten Fachrichtungen unmittelbar einzusehen. Eine zeitgemässe Hydrologie kann heute nur noch interdisziplinär betrieben werden.

Es konnte nie die Absicht sein, ein vollständiges Dokument zu schaffen, jedoch sollte versucht werden, den heutigen Stand des Problems der Verdunstung darzustellen. Sollten wesentliche Untersuchungen, die unseren Klimabereich betreffen, hier nicht berücksichtigt worden sein, sind wir jederzeit dankbar für entsprechende Hinweise. Die weiteren Kapitel dieser Zusammenfassung haben den Zweck, die verschiedenen Möglichkeiten zur Bestimmung der Verdunstung aufzuzeigen, auf aktuelle Aktivitäten hinzuweisen und weitere Untersuchungen zur Verbesserung unserer Kenntnis über die Verdunstung anzuregen.

Bemerkung zu den verwendeten Bezeichnungen:

Im allgemeinen sind die hier verwendeten Bezeichnungen für Verdunstung (allgemeinster Begriff) klar in dem, was damit gemeint ist. Es handelt sich um die bekannten Begriffe; es erschien nicht angebracht, neue Definitionen einzuführen. Einzig sei darauf aufmerksam gemacht, dass die Zusatzbezeichnung "potentiell" unbedingt notwendig ist, wenn der Spezialfall "Verdunstung bei uneingeschränktem Wasserangebot" angezeigt werden soll, also:

Potentielle Evaporation PE (Verdunstung eines wassergesättigten Bodens ohne Vegetation,
oder Verdunstung einer freien Wasserfläche)

Potentielle Evapotranspiration PET (Verdunstung eines wassergesättigten Bodens mit
Vegetation).

2. Zusammenfassung der bisher im Raum der Schweiz und Umgebung bestimmten Werte der Verdunstung und der dabei verwendeten Methoden

2.1. Ergebnisse aus Untersuchungen in Einzugsgebieten

In einer Tabelle in Bericht V (LEIBUNDGUT) sind die meisten der bisher aus Untersuchungen in Einzugsgebieten in der Schweiz ermittelten Werte der Gebietsverdunstung zusammengefasst. Da es sich in allen Fällen um die Anwendung der Wasserhaushaltsgleichung handelt, werden, wie bereits in der Einleitung ausgeführt, sämtliche Fehler in den einzelnen Komponenten auf die als Restglied zu bestimmende Verdunstungsgrösse übertragen, ohne eine Möglichkeit, das Ergebnis zu überprüfen.

Da es sich ausschliesslich um Mittelwerte aus mehrjährigen Reihen handelt, darf man annehmen, dass sich die Unterschiede im Wasservorrat (Rücklagen minus Aufbrauch) von einem Haushaltsjahr zum anderen einigermassen ausgleichen. Für Einzeljahre kann in diesen Fällen die Wasserhaushaltsgleichung ohne Berücksichtigung der Vorratsänderung zur Berechnung der Verdunstung nicht verwendet werden; deshalb lassen diese Messreihen leider keine Aussagen über die Streuung der Jahreswerte der Verdunstung zu.

Der systematische Fehler, welcher durch den systematischen Fehler der Niederschlagsmessung (s. Bericht IX) auf die aus der hydrologischen Bilanz berechneten Verdunstungswerte übertragen wird, ist bei diesen "klassischen" Untersuchungen unberücksichtigt.

Beträchtliche Fehlerquellen können sich aus unkontrollierten unterirdischen Zu- und Abflüssen oder aus unsicheren Grenzen der Einzugsgebiete ergeben. Deren Abschätzung braucht sorgfältige Untersuchungen, wie das Beispiel der Langeten/Lotzwil zeigt, wo sich ein korrigierter Wert $V = 450$ mm errechnet gegenüber $V = 570$ mm ohne Berücksichtigung des unterirdischen Abflusses. Bei höheren Anforderungen an die Genauigkeit empfiehlt es sich in allen Fällen, dieses Problem besonders aufmerksam zu verfolgen. Dazu gehören selbstverständlich auch Abklärungen über künstliche Zu- und Ableitungen.

Angesichts der grossen Unsicherheiten über die Genauigkeit der aus der hydrologischen Bilanz bestimmten vorliegenden V -Werte soll hier nicht versucht werden, irgendwelche Gesetzmässigkeiten daraus abzuleiten, obwohl das Material dazu anregt. Die folgende Tabelle soll aber doch den Bereich anzeigen, in dem die "klassisch" bestimmten Werte der Gebietsverdunstung in den einzelnen Höhenstufen in der Schweiz streuen.

Zusammenstellung der Gebiete mit Maximal- und Minimalwerten der Gebietsverdunstung

(nach Tab. 1, Bericht V).

Bereich der mittleren Höhe m ü.M.	V _{Max} mm		V _{Min} mm	
1000	680	Emme/Gerlafingen (1922 - 1959)	390	Thur/Andelfingen (1904 - 1914)
1000 - 1500	860	Sperbelgraben/Wasen (1927 - 1952)	250	Linth-Limmat/Zürich (1935 - 1960)
1500 - 2000	540	Schächen/Bürglen (1930 - 1956)	170	Engelberger Aa/Büren (1930 - 1956)
2000	700	Rhein/Felsberg (1894 - 1909)	210	Massa/Massaboden (1931 - 1960)

Beim Vergleich der Gebiete untereinander ist zu berücksichtigen, dass neben den übrigen Unsicherheiten die Beobachtungsperioden verschieden sind. Besonders hervorstechend ist der hohe Wert von $V = 860$ mm als langjähriger Mittelwert für den Sperbelgraben. Dieses sehr kleinräumige Gebiet ($F = 0,56 \text{ km}^2$) mit etwa 99% Wald und einer mittleren Höhe von 1060 m lässt an sich einen relativ hohen Wert erwarten (s. dazu auch Bericht IV). Trotzdem schien PENMAN (2), einer der bekanntesten Fachleute für das Gebiet der Verdunstung, diesen hohen Verdunstungswert anzuzweifeln.

Schwer verständlich ist der Wert von Rhein/Felsberg mit 700 mm, welcher im Vergleich zu der mittleren Höhe dieses Gebietes von 2005 m ü.M. extrem hoch erscheint. An sich erwartet man für ein Gebiet dieser Grösse, in dem sich einzelne lokale Besonderheiten im allgemeinen ausgleichen sollten, kein extremes Resultat. Es ist beim derzeitigen Stand unserer Kenntnisse leider nicht möglich, sichere Aussagen über diese Zahlen und ihre Genauigkeit zu machen.

In Bericht III (KELLER) über die Bestimmung der Evapotranspiration (ET) von Waldbeständen werden aus noch laufenden sorgfältigen Untersuchungen über den Wasserhaushalt von kleinen Einzugsgebieten für verschiedene Nadelwald- und Bodenverhältnisse im voralpinen Flyschgebiet interessante neuere Ergebnisse mitgeteilt. Bei mittleren jährlichen Niederschlägen von 2000 mm und einer mittleren Höhe von 1100-1500 m ü.M. ergaben sich aus der Wasserhaushaltsgleichung folgende Jahreswerte der Gebietsverdunstung:

- ca. 850 mm (Typ I: Anteil Wald 100%, tiefgründiger Boden, Durchlässigkeit nicht gehemmt)
- ca. 350 mm (Typ V: Anteil Wald 20%, meist Weide- und Nassböden, flachgründige Böden mit gehemmter Durchlässigkeit).

Die Jahreswerte variieren hier mit ca. 10-20% ihres Mittelwertes.

Für dieselben Gebiete wurden auch monatliche Bilanzen für die Vegetationsperiode (4-5 Monate) erstellt. Daraus ergaben sich folgende mittlere Tageswerte der Evapotranspiration ET

- 2.7 - 3.7 mm/d (Typ I)
- 1.2 - 2.2 mm/d (Typ V).

Als für ein Gletschergebiet relativ gut gesicherter Gebietswert der Verdunstung soll hier das in Bericht IV, S. 9 (LANG) angeführte Ergebnis für die hydrologischen Jahre 1957-1959 aus dem Gebiet der Oetztales Alpen erwähnt werden, weil es klimatisch mit den zentralalpinen Gebieten der Schweiz durchaus vergleichbar ist:

Hintereisbach/Steg (2981 m ü.M., 58% Gletscher)

1957/58:	214 mm
1958/59:	145 mm

(gestützt auf Abfluss, glaziologisch bestimmte Reservenänderung der Gletscher und Gebietsniederschlag, bestimmt aus Messungen des Wasseräquivalentes der Winterschneedecke sowie aus korrigierten Sommerniederschlägen, gemessen an Totalisatoren mit Windschutzring).

2.2. Ergebnisse aus Untersuchungen an einzelnen Punkten oder an Versuchsflächen

Die aus punktförmigen Untersuchungen bestimmten Werte der Verdunstung sind im Hinblick auf das Problem der Bestimmung der Gebietsverdunstung sehr wertvoll, weil dabei im allgemeinen gut definierte Bedingungen vorliegen. Derartige Spezialuntersuchungen sind für das Verständnis des Verdunstungsprozesses unumgänglich; gleichzeitig liefern sie wesentliche Grundlagen, um die gesuchten Beziehungen zur Extrapolation der Verdunstung aufstellen zu können.

2.2.1. Wald, Wiese und Kahlflächen

In Bericht VIII (RICHARD und GERMANN) beruht die Bestimmung der Verdunstung (Evapotranspiration ET) auf der direkten Messung der Wasserbilanz des durchwurzeltten Bodens, wofür spezifisch bodenphysikalische Methoden entwickelt wurden. Aus den drei bisher abgeschlossenen Untersuchungen liegen folgende interessante Ergebnisse vor:

- a) Standort bei Marthalen/Zürich und bei Rheinau/Zürich (BRUELHART 1969) April - Oktober (1965 und 1966)

Buchenstangenholz bzw. Föhrenaltholz:

Mittlere ET-Werte:	2,5 - 3,0 mm/d
Maximale ET-Werte:	4,5 - 5,5 mm/d (Juli, August)

Vegetationslose Flächen:

Mittlere Evaporation	1,0 - 2,0 mm/d
----------------------	----------------

- b) Standorte bei Möhlin/Aargau (GERMANN 1976) April - Oktober (1971 und 1972)

Wiese und Nadelwald:

Mittlere ET-Werte	2 - 3 mm/d
Maximale ET-Werte	6 - 8 mm/d

Anfang Mai - Ende September 1971 und 1972

Wiese (ungedüngt)	492 mm	1971
Nadelwald	471 mm	
Wiese (ungedüngt)	366 mm	1972
Wiese (gedüngt)	419 mm	
Nadelwald	419 mm	

Besonders bemerkenswert ist, dass während der Vegetationsperiode nur ca. 5% des gemessenen Niederschlages in die Tiefe versickerte. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass es sich hier um sehr tiefgründigen Lösslehm handelt. Etwas überraschend ist der geringe Unterschied zwischen Wiese und Wald.

- c) Eine von ITEM 1974 durchgeführte Modellrechnung anhand der Daten von a) und b) deutet an, dass die Verdunstung im vorliegenden Fall durch das Wasserangebot im Wurzelraum entscheidend gesteuert wird.

2.2.2. Landwirtschaftliche Kulturen und Sickerwassermengen

Von grosser Bedeutung ist die Kenntnis des Einflusses der Bewirtschaftungsweise und der Kulturart auf die Verdunstung. In Bericht II (JAEGGLI und FREI) werden neuere Daten aus Messungen an Kleinlysometern mitgeteilt. Direkt vergleichbar sind allerdings nur die angegebenen Sickerwassermengen. Die "Verdunstung" ist in Prozenten des Niederschlages gegeben und um den Betrag der Bodenwasseränderungen am Ende der Bilanzierungsperiode, welcher nicht bekannt ist, "verfälscht". Die Zahlen geben trotzdem wertvolle Hinweise über Unterschiede zwischen verschiedenen Kulturarten untereinander.

Die Sickerwassermengen schwanken im Sommer zwischen 10% und 18% des Sommerniederschlages mit geringem Unterschied von Naturwiese zu Sommergerste und grösserem Unterschied zu Sommerweizen. Im Winterhalbjahr betragen die Sickerwassermengen für Brache zwischen 81-91% des Niederschlages.

Der Einfluss der Bewirtschaftungsweise auf die Verdunstung im Winterhalbjahr zeigt sich in einer Verminderung der Sickerwassermengen von ca. 85% des Niederschlages bei Brache auf ca. 70% bei Zwischenfruchtanbau. Auch die längere Vegetationszeit von Körnermais ist hydrologisch wirksam und zeigt sich in geringeren Sickerwassermengen (d.h. entsprechend höherer Evapotranspiration).

Evapotranspiration während der Trockenperiode im Sommer 1976:

Als vorläufige Ergebnisse sind im Bericht IV kurzzeitige ET-Werte des seit 1975 im Gebiet Rietholzbach/Dreien SG in Betrieb stehenden wägbaren Lysimeters (Mähwiese) angegeben. Trotz erheblichem Bodenfeuchtedefizit und anhaltender Trockenheit konnte von Mitte Juni bis Anfang Juli 1976 kein signifikanter Rückgang der Verdunstung festgestellt werden.

2.2.3. Punktwerte der Verdunstung von Schnee und Eis in den Alpen

In Bericht I (FOEHN) ist das Problem der Verdunstung von Schnee und Eis in den Alpen behandelt. Es liegt eine beachtliche Anzahl Einzelstudien vor, deren Ergebnisse zusammen mit ergänzenden Daten aus anderen Gebietsregionen der Erde tabellarisch zusammengestellt sind. In der folgenden Tabelle sind nur die alpinen Untersuchungen mit einigen Ergänzungen zusammengefasst. Obwohl jeweils nur kurze Messperioden überdeckt werden, zeigt sich deutlich, dass die an Schnee- und Eisflächen auftretenden Verdunstungswerte etwa um den Faktor 10 kleiner sind als die Evapotranspiration der pflanzenbedeckten Erdoberfläche. Dies ist eine Folge der hohen Albedo der Schnee- und Eisoberflächen sowie vor allem der physikalisch bedingten oberen Begrenzung ihres Sättigungsdampfdruckes auf den Wert bei der Schmelztemperatur. Die letztere Bedingung führt vor allem im Sommer bei relativ hohem Feuchtegehalt der Atmosphäre häufig zu einer Umkehr des Dampfdruckgradienten und damit zu Kondensation (+ Vorzeichen in der Tabelle); dabei wird die Verdunstung von Schnee und Eis im Verlaufe des Sommers vor allem auf tiefergelegenen Gletscherzungen ganz oder teilweise ausgeglichen. Siehe dazu auch die Ausführung in Bericht IV, S. 7/8 (LANG) über die Abnahme der Verdunstung mit der Meereshöhe. In höhergelegenen Gebieten sind infolge von rein theoretischen Abschätzungen grössere Sublimationsbeträge bei Schneefegen möglich. Dabei wäre allerdings noch abzuklären, welches Gewicht diesem Spezialfall in Wirklichkeit zukommt.

FOEHN schätzt in seinem Bericht (I) auf Grund der gemessenen Punktwerte in Verbindung mit klimatologischen Ueberlegungen die Verdunstung in der Höhenzone 2000-3000 m ü.M. auf ca. 60 mm/Jahr für ganzjährig schneebedeckte Flächen und 140 mm/Jahr für Gebiete, die 3-4 Monate schnee-

frei sind. Der letztere Wert dürfte allerdings sehr unsicher sein. LAUSCHER (3) errechnete kürzlich auf Grund von Klimadaten für den Sonnblick (3106 m ü.M.) eine mittlere Verdunstung von 19 mm/Jahr (ganzjährig Schnee).

Es ist auf Grund des vorliegenden Materials nicht möglich, zu gesicherten Aussagen über Gebietswerte der Jahresverdunstung von Schnee und Eis zu gelangen. Jedoch deutet alles darauf hin, dass deren quantitative Bedeutung für den Jahres-Wasserhaushalt in den Alpen, vor allem im Verhältnis zu den relativ hohen Niederschlägen, gering ist. Dies gilt vermutlich auch für die Verdunstung der Winterschneedecke im Alpenvorland, jedoch fehlen hier bis jetzt entsprechende Untersuchungen. Vor allem aus wissenschaftlichen, aber auch wasserwirtschaftlichen Gründen wäre es angezeigt, die Verdunstung im Hochgebirge und die Verdunstung von Schnee und Eis besser zu kennen.

2.2.4. Zur Frage der räumlichen und zeitlichen Variabilität der Verdunstung

In Bericht IV (LANG) ist dieses Problem näher behandelt. Im Hinblick auf die zunehmende Nutzung unserer Wasservorräte ist es erwünscht, die zeitliche und räumliche Streuung der Gebietsverdunstung um ihre Mittelwerte besser zu kennen; man denke z.B. nur an die Bedeutung von Grenzwerten für die Wasserversorgung in Perioden mit aufeinanderfolgenden Trockenjahren. Gleichzeitig besteht grosses wissenschaftliches Interesse an besseren Grundlagen von Seiten der Klimatologie; die Verdunstung spielt im Wärmehaushalt der Erde (und damit für das Klima bzw. bei Klimaänderungen) eine wesentliche Rolle.

Die bisher vorliegenden Untersuchungen erlauben es nicht, die Frage nach der zeitlichen Varianz der Verdunstung zu beantworten. Die Bezeichnung der Verdunstung als "Halbinvariante" sollte vermieden werden, bevor nicht genauere Untersuchungen vorliegen. Die räumliche Variabilität der Verdunstung ist vor allem auch eine Frage des Skalenbereiches. Kleinräumige Gebiete mit ausgeprägter Gebietscharakteristik bieten eher Voraussetzungen für extreme Werte der Gebietsverdunstung, wie z.B. die Ergebnisse aus den klassischen Untersuchungen im Sperbelgraben zeigen. Innerhalb grosser Flussgebiete gleichen sich die kleinräumigen Gegensätze im allgemeinen aus.

Ohne den überaus grossen Wert älterer Untersuchungen in Frage zu stellen, muss festgestellt werden, dass die herrschenden Vorstellungen über die Abnahme der Gebietsverdunstung mit der Höhe, wegen des mit der Höhe zunehmenden systematischen Fehlers der Niederschlagsmessung, sehr unsicher sind. Die aus Wasserhaushaltsuntersuchungen abgeleiteten Werte der Gebietsverdunstung dürften deshalb besonders im Hochgebirge zu klein sein, sofern nicht entsprechend korrigierte Niederschlagsmessungen und direkte Messungen des Wasseräquivalentes der Schneedecke verwendet wurden. Der Grad der Vergletscherung und die Dauer der Schneebedeckung dürften die räumlichen Unterschiede in der Verdunstung wesentlich mitprägen. Im Hinblick auf den Verlauf der zur Diskussion stehenden Beziehung zwischen Verdunstung und Meereshöhe lassen theoretische Ueberlegungen eher einen nichtlinearen Zusammenhang erwarten.

Tabelle Punktwerte der Verdunstung von Schnee- und Eisflächen in den Alpen, ermittelt aus direkten Messungen oder nach der Wärmebilanzmethode (Verdunstung -, Kondensation +).
(Auszug aus Tab. I, Bericht I, mit Ergänzungen aus Bericht IV).

Land	Lokalität	Höhenlage m ü. M.	Bodenbedeckung	Zeitperiode	mittl. Nettoverdunstung mm/Tag	Mittelwert von ... Tagen	Bemerkungen	Referenz
Schweiz	Davos	1561	Schneefläche	April/Anf. Mai	-0.06	20 Versuchsreihen	Schneegefüllte Holzschalen	Mörikofer (1935)
Schweiz	Davos	1550	schneebedeckte Wiese	8./9. März	ca -0.16	1	direkte Messung, sonnig	de Quervain (1951)
Schweiz	Aletschgletscher	2200	Gletschereis	2.-27. Aug.	+0.50	26	Wärmebilanz	Lang et al. (1965)
Oesterreich	Hornkees	2262	Gletschereis	3.-9. Sept.	+0.65	7	Wärmebilanz	H. Hoinkes (1953)
Schweiz	Weissfluhjoch	2540	schneebedeckte Versuchsfläche	8./9. März	ca -0.40	1	Messung mit Plastik-Schalen (sonnig)	de Quervain (1951)
Schweiz	Weissfluhjoch	2540	schneebedeckte Versuchsfläche	Jan./Feb. März April/Mai Juni	-0.15 -0.30 -0.50 +0.20	variabel	Messung an einzelnen Tagen dito dito dito	de Quervain und Zingg (1951)
Schweiz	Weissfluhjoch	2540	Schneelysimeter	1. April-Anf. Juli (Ausapern)	-0.60	101	Schneelysimeterbilanz	Martinec (1974)
Schweiz	Weissfluhjochgipfel	2850	schneebedecktes Gipfelplateau	8./9. März	ca -0.65	1	Messung mit Plastik-Schalen (sonnig)	de Quervain (1951)
Oesterreich	Vernagtferner	2973	Gletschereis	21.-31. Aug.	+0.00	11	Wärmebilanz	H. Hoinkes und N. Untersteiner (1952)
Oesterreich	Kesselwandferner	3240	Firnfeld	11. Aug. - 8. Sept.	ca -0.16	10	aus Wärmebilanz bei schmelzender Oberfläche	Ambach und Hoinkes (1933)
Schweiz	Ewigschneefeld	3366	Firnfeld	3.-19. Aug.	-0.11	17	dito	Lang et al. (1976)
Frankreich	Vallée Blanche	3500	Firnfeld	1.-25. Juli	+0.37	25	dito	de la Casinière (1974)

2.2.5. Potentielle Verdunstung und Verdunstung von Seen

Obwohl dieser Bericht das Problem der (aktuellen) Gebietsverdunstung zum Inhalt hat, muss auf die Bedeutung von Angaben über die potentielle Verdunstung hingewiesen werden. Diese Grösse kann mittels Formeln, die allein auf meteorologischen Messgrössen beruhen, die aus den allgemeinen Messnetzen verfügbar sind, bestimmt werden. Daneben ist die direkte Messung mit relativ einfachen Instrumenten möglich (z.B. Class-A-pan, Wild'sche Verdunstungswaage oder Piche-Evaporimeter). Zu erwähnen sind hier vor allem die Untersuchungen von LUETSCHG (1946) über die Verdunstungsgrösse freier Wasserflächen.

In Bericht VII (PRIMAULT) sind die entsprechenden Angaben über die bisher in der Schweiz gemachten Untersuchungen zusammengestellt. Insbesondere wurde von PRIMAULT für die gebirgigen mitteleuropäischen Verhältnisse eine eigene Formel entwickelt. Als Beispiel sind in Bericht VII die Monatswerte der potentiellen Evpotranspiration für Zürich (MZA) in den Jahren 1972-1977 angegeben. Interessant ist dabei die grosse Streuung der Jahreswerte zwischen 233 mm und 480 mm.

Im Anhang der Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt werden laufend die mit Wild-Evaporimetern gemessenen Werte der potentiellen Verdunstung publiziert.

Die Grösse der potentiellen Verdunstung hat vor allem für die Landwirtschaft ihre praktische Bedeutung. Ausserdem kann damit, sofern die entsprechenden Umrechnungsfaktoren bekannt sind, die Verdunstung der Oberflächengewässer geschätzt werden. In diesem Zusammenhang sind auch die neueren theoretischen Arbeiten von KUHN (4) über die Berechnung der Verdunstung alpiner Seen auf klimatologisch-thermodynamischer Grundlage zu erwähnen. Für den Zürichsee wurde dabei eine mittlere Verdunstung von 606 mm/Jahr errechnet (Mittelwert der Wild'schen Verdunstungswaage an der MZA: 581 mm/Jahr). Der ausgeprägte Jahresgang zeigt ein Minimum der See-Verdunstung im März und das Maximum im August.

Es ist zu hoffen, dass die bereits laufenden und zukünftige Untersuchungen weitere Grundlagen liefern werden, um die relativ einfach zu bestimmenden Werte der potentiellen Verdunstung zur besseren Abschätzung der aktuellen Verdunstung mitverwenden zu können.

2.2.6. Zum Problem: Verdunstung und Grundwasserneubildung

In Bericht VI (NAENNI) werden die Probleme des Hydrogeologen dargestellt, der vor der Aufgabe steht, für ein bestimmtes Gebiet die Grundwasservorkommen abzuschätzen. Dabei stellt sich oft die Frage nach der natürlichen Grundwasserneubildung durch Tiefenversickerung von Regen- und Schmelzwasser.

In dem für das Klettgau angeführten Beispiel einer provisorischen Abschätzung der mittleren jährlichen Grundwasserneubildung wird deutlich, wie gravierend ein durchaus möglicher Fehler von 100 mm in der Verdunstungsabschätzung sein kann. Die Situation aus der Sicht der Hydrogeologie beleuchtet auch eine in jüngster Zeit erschienene Arbeit von TROEHLER (5) über die Grösse der Grundwasserneubildung in der seeländischen Talebene (Kanton Bern). Dabei wird insbesondere wieder auf die Bedeutung der Bodenfaktoren hingewiesen, die neben den meteorologischen und vegetationsbedingten Einflüssen als Steuerfaktoren wirken. Die Untersuchungen zeigen, dass die alte Regel "vom Niederschlag fliesst ein Drittel oberirdisch ab, ein Drittel versickert und ein Drittel verdunstet" nur ein grobes Hilfsmittel sein kann.

3. Zusammenfassende Diskussion der verschiedenen Methoden, deren praktische Anwendbarkeit und Genauigkeit

3.1. Wasserhaushaltsgleichung und empirische Beziehungen

Solange bei hydrologischen oder wasserwirtschaftlichen Fragen der Abfluss im Zentrum des Interesses stand, durfte man sich in unserem Klima mit der "ungefähren" Kenntnis der Verdunstung als "Restglied" der Wasserhaushaltsgleichung begnügen, in dem die vielen, meist unbekanntesten Fehler in der Messung und Ermittlung von Niederschlag, Abfluss und Reservenänderung enthalten sind. Dabei sind die unsichere Abgrenzung mancher Einzugsgebiete, unkontrollierte unterirdische Wasserbewegungen und der systematische Fehler der meisten Niederschlagsmessungen besonders zu nennen. Der systematische Fehler der Niederschlagsmessung (Standardmessgeräte) beträgt z.B. nach Bericht IX, Tabelle 5, für Europa im Mittel ca. 20% des Jahreswertes!

Andererseits genügten in vielen Fällen zur näherungsweise Abschätzung des Abflusses aus Gebieten ohne eigene Pegelaufzeichnungen die weiträumigen Bezugsgleichungen von KELLER, WUNDT, TURC, u.a., welche die Landesverdunstung in Funktion der Jahreswerte von Niederschlag und Lufttemperatur setzen (empirische klimatologische Beziehungen). Leider ist es bis heute nicht gelungen, diese einfachen empirischen Beziehungen so auszubauen, dass damit auch für mittlere und kleine Einzugsgebiete mit ihren spezifischen Eigenheiten wenigstens relativ genaue Verdunstungswerte bestimmt werden könnten. Ausserdem müssen heute genaue absolute Werte der Verdunstung verlangt werden. Die Anwendung der Wasserhaushaltsgleichung ohne Diskussion der Fehler in den einzelnen Komponenten kann den heutigen Genauigkeitsansprüchen nicht mehr gerecht werden.

3.2. Direkte Messung der Verdunstung

Die direkte Messung der Verdunstung ist nur als "Punkt"-messung möglich, in jedem Fall bleibt also das Problem der Extrapolation auf die Fläche eines ganzen Einzugsgebietes.

3.2.1. Evaporimeter (mit Wasser oder Schnee gefüllte Wannen oder Tanks)

Die in verschiedenen Formen benützten Evaporimetertypen liefern zunächst nur ein Mass für die potentielle Verdunstung. Zur Umrechnung auf Seeverdunstung oder auf potentielle Evapotranspiration werden Umrechnungsfaktoren verwendet; die Genauigkeit der Umrechnung ist sehr unsicher. Die Umrechnungsfaktoren gelten streng genommen nur für die Bedingungen, unter denen sie ermittelt wurden. Eine ausführliche Zusammenstellung ist in (6) gegeben. Der Wert und die Möglichkeiten der Anwendung dieser relativ billigen Instrumente dürfte etwa dem entsprechen, was mit den einfachen Formeln zur Berechnung der potentiellen Verdunstung auf Grund von Daten aus den Standardmessnetzen zu erreichen ist. Zur Zeit werden von der WMO (World Meteorological Organization) Richtlinien für ein Standard-Evaporimeter ausgearbeitet.

Handelt es sich um die Messung der Schneeverdunstung (z.B. mit in die Schneedecke bodeneben eingesetzten schneegefüllten Plasticschalen und wiederholter Gewichtsmessung), entspricht die potentielle Verdunstung der aktuellen Verdunstung. Dabei ist eine hohe Genauigkeit erreichbar.

Atmometer sind Instrumente zur Messung der potentiellen Verdunstung einer porösen, dauernd feucht gehaltenen Oberfläche (z.B. Piche Evaporimeter, Livingstone Atmometer). Auch hier bereitet die Umrechnung in aktuelle Verdunstungswerte grosse Schwierigkeiten.

Dieselben prinzipiellen Schwierigkeiten gelten für den "Wasserbilanz"-schreiber nach KLAUSING, bei dem ein Piche-Evaporimeter mit einem Pluviographen direkt gekoppelt ist.

3.2.2. Lysimeter (Versickerungsmesser)

Vor allem die grossen und wägbaren Lysimeter (Evaporimeter) können sehr genaue Werte der aktuellen Evapotranspiration mit grosser zeitlicher Auflösung liefern. Sie sind zweifellos das beste verfügbare Mittel für anspruchsvolle Untersuchungen des Verdunstungsprozesses und zur Prüfung, Entwicklung und Eichung einfacherer Methoden. Diese relativ teuren und aufwendigen Einrichtungen kommen in erster Linie als Forschungsinstrumente in Frage. Sorgfältige Konstruktion und Wartung der Geräte sind die Voraussetzung, um brauchbare Resultate zu erhalten. Die einfacheren und wesentlich billigeren, nicht wägbaren Lysimeter liefern vor allem Einblick in die Tiefensickerung; besonders in Kombination mit Bodenfeuchtemessungen sind sie bei Untersuchungen über die natürliche Grundwasserneubildung sehr wertvoll. Der Hinweis auf das grossräumige hessische Lysimeterprogramm möge hier genügen (29).

3.3. Indirekte Bestimmung der Verdunstung (halbempirische Verfahren)

3.3.1. Dalton-Typ Beziehungen

John Dalton (1766-1844) entwickelte in seinen "Meteorological Observations and Essays" (7) die Vorstellung, dass die Verdunstung über einer Wasseroberfläche (Potentielle Evaporation PE) proportional der Differenz zwischen dem von der Wassertemperatur abhängigen Sättigungsdampfdruck E_0 und dem Partialdruck e des Wasserdampfes in der darüberliegenden Luftschicht ist:

$PE = c (E_0 - e)$. Seitdem dient diese Beziehung zur Abschätzung der potentiellen Verdunstung.

Das grosse Problem dabei ist

- a) der mit dem Ort und mit den atmosphärischen Bedingungen variable Proportionalitätsfaktor c
- b) E_0 , das von der Oberflächentemperatur T_0 abhängig ist, welche als Messwert praktisch nie vorliegt; ihre Abschätzung ist meist mit recht unsicheren Annahmen verbunden.

Die Erweiterung der Dalton-Beziehung berücksichtigt die Windgeschwindigkeit u als Mass für den aerodynamischen Austausch: $PE = c f(u) (E_0 - e)$ (f ist abhängig von der Oberflächen-Rauhigkeit und von der Messhöhe für u und wird im allgemeinen empirisch bestimmt).

Für die Anwendung dieser Methoden gilt dasselbe wie für die Evaporimeter: Die Beziehungen gelten streng genommen nur für die Bedingungen, unter denen sie aufgestellt wurden (vor allem die Bedingungen bezüglich Strahlungsklima, Vegetation, Morphologie, Bodenfeuchte und Bodenart). Da es offensichtlich keine "beste" Formel gibt, soll hier auch keine Auswahl der zahlreichen Ansätze gegeben werden. Eine ausführliche Zusammenstellung findet sich in (6).

3.3.2. Empirische Formel von PRIMAULT

Als Beispiel einer empirischen Formel ist die im Bericht VII und schon weiter oben zitierte Formel von PRIMAULT anzuführen: "Le modèle n'a qu'une valeur étroitement limitée dans l'espace". Dabei werden die Sonnenscheindauer als Mass für die Strahlung und die relative Feuchte als Mass für das Sättigungsdefizit der Luft benützt. Die atmosphärische Trübung ist durch einen höhenabhängigen Faktor berücksichtigt. Ein weiterer Koeffizient berücksichtigt die Jahreszeit. Die Formel sollte nur für Perioden von mindestens 5-7 Tagen verwendet werden. Einzeltage zeigen grosse Abweichungen.

3.4. Physikalische Methoden

Zu den physikalischen Methoden sollen alle Verfahren zählen, welche auf Grund physikalisch-theoretischer Ansätze und entsprechender Messeinrichtungen eine Berechnung der Verdunstung erlauben. Alle diese Methoden erfordern ein spezielles und relativ empfindliches Instrumentarium.

3.4.1. Direkte Bestimmung des Wasserdampfstromes über einer verdunstenden Oberfläche

a) Turbulenz-Korrelationsmethode (eddy correlation method).

Diese Methode wurde zuerst von SWINBANK, 1951 (8) erkannt und später von McILROY, 1961 (9) weiterentwickelt. Bei diesem Verfahren müssen die sehr kurzperiodischen Fluktuationen u' und s' der vertikalen Komponenten der Windgeschwindigkeit u und der spezifischen Feuchtigkeit s in einem bestimmten Niveau gemessen werden. Wenn ρ die Dichte der Luft ist, ergibt sich nach der Theorie der Wasserdampfstrom aus

$$\overline{\rho u s} = \overline{\rho u} \overline{s} + \overline{(\rho u)'} \overline{s}'$$

Wegen ihrer theoretischen Einfachheit weckte diese Methode grosse Hoffnungen, jedoch verhinderten die messtechnischen Schwierigkeiten bis jetzt eine verbreitete praktische Anwendung.

b) Aerodynamische Profilmethode.

Die auf der Grenzschichttheorie des turbulenten Austausches (Reibungsaustausch) aufbauenden Ansätze (10, 11) benützen die über einer verdunstenden Oberfläche sich einstellenden vertikalen Gradienten der spezifischen Feuchte s und der Windgeschwindigkeit u zwischen den Höhen z_1 und z_2 über der Oberfläche. Der Wasserdampfstrom E ergibt sich dann aus

$$E = A \frac{ds}{dz} \quad \text{bzw.} \quad E = \rho K \frac{ds}{dz}$$

A: Austauschkoeffizient

ρ : Dichte der Luft

K: Diffusionskoeffizient für turbulenten Austausch $K = \frac{A}{\rho}$

Unter den Voraussetzungen:

- neutrale Schichtung (logarithmisches Windprofil)
 - horizontale Gradienten = 0
 - und gleiche K-Werte für Austausch von Impuls und Wasserdampf
- erhält man z.B. die klassische THORNTHWAITE HOLTZMAN-Beziehung

$$E = \frac{-k^2 \rho (s_2 - s_1) (u_2 - u_1)}{\left(\text{Log} \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right)^2}$$

$k = 0.41$ (Karman'sche Konstante)

$d =$ Nullpunktverschiebung bei Vegetation (zero plane displacement).

Für die Gradienten sind Mittelwerte über grössere Zeitspannen zu bilden (z.B. 1 Stunde), um zufällige Einflüsse einzelner Turbulenzkörper zu vermeiden. Obwohl die theoretischen Voraussetzungen praktisch nie streng erfüllt sind, erlauben sorgfältige Profilmessungen unter einigermaßen günstigen lokalen Umständen eine brauchbare Bestimmung der Verdunstungsgrösse nach dieser Formel. Bei entsprechend fachmännischer Wartung der Instrumente kommt dieser Methode auch praktische Bedeutung zu. Die messtechnischen Schwierigkeiten liegen vor allem in der Genauigkeit der Messung der Luftfeuchte.

3.4.2. Wärmebilanzmethode

Als Zählfläche für die in der Zeiteinheit zugeführten und weggeführten Wärmeströme denkt man sich eine horizontale Flächeneinheit an der Erdoberfläche. Die Summe aller Wärmeströme, senkrecht in beiden Richtungen durch die Zählfläche, ergibt die Wärmehaushaltsgleichung:

$$Q_S + Q_F + Q_L + Q_B + Q_N + Q_M = 0$$

- Q_S Wärmestrom aus der gesamten Strahlungsbilanz (total net radiation)
- Q_F Fühlbarer Wärmestrom (sensible heat)
- Q_L Latenter Wärmestrom bei Verdunstung bzw. Kondensation (latent heat)
- Q_B Bodenwärmestrom (soil heat flux)
- Q_N Wärmeströme in Zusammenhang mit Niederschlag
- Q_M Schmelzwärme

Den latenten Wärmestrom Q_L und damit die Verdunstung erhält man als "Restglied", wenn alle anderen Größen bestimmt sind.

Wichtig dabei ist vor allem eine genaue Messung der Strahlungsbilanz als der wichtigsten Komponente im Wärmehaushalt. Die heute verfügbaren Instrumente erlauben dies mit genügender Genauigkeit bei sorgfältiger Durchführung der Messungen. Dies erfordert allerdings entsprechend ausgebildetes Personal und Erfahrung.

Ein Problem dabei ist die Bestimmung des fühlbaren Wärmestromes Q_F , die z.B. analog dem in 3.4.1. b) beschriebenen Verfahren zur direkten Bestimmung des Wasserdampfes erfolgen kann:

$$Q_F = cp \cdot \rho \cdot K \cdot \frac{d\theta}{dz} ; \quad Q_L = L \cdot \rho \cdot K \cdot \frac{ds}{dz}$$

- cp = spezifische Wärme der Luft
- θ = potentielle Lufttemperatur
- L = spezifische Verdunstungswärme

Unter der Voraussetzung, dass K für den Austausch von Wasserdampf und von fühlbarer Wärme gleich ist, kann das als "BOWEN Ratio" (12) bezeichnete Verhältnis

$$\frac{Q_F}{Q_L} = \frac{cp}{L} \frac{d\theta}{ds} = \beta$$

dazu dienen, die aus der Wärmebilanz insgesamt für Verdunstung Q_L und Lufterwärmung Q_F zur Verfügung stehende Wärme entsprechend "aufzuteilen". Die Verdunstung ergibt sich dann aus

$$E = \frac{Q_S + Q_B + Q_N}{1 + \beta}$$

Diese Methode, welche die Bestimmung des Diffusionskoeffizienten umgeht, wird auch als SVERDRUP-Verfahren bezeichnet und hat sich in zahlreichen Fällen bewährt.

Aus obiger Gleichung wird deutlich, dass vor allem bei kleinem β , d.h. wenn der Anteil der Verdunstung relativ gross ist im gesamten Wärmeumsatz, ein Fehler in der Bestimmung von β weniger ins Gewicht fällt. Dies erklärt auch den Erfolg dieses Verfahrens vor allem über Wasserflächen (6). Das Verfahren versagt, wenn $Q_S + Q_B = 0$ oder sehr klein wird, also auch $Q_F + Q_L = 0$ oder kleine Werte annimmt (28).

Zu den am meisten verbreiteten Methoden gehört die von PENMAN erstmals 1948 (13) angegebene Methode, welche die Wärmehaushaltsgleichung mit einem aerodynamischen Ansatz kombiniert. Dabei wurde eine Methode angestrebt, welche aus den gewöhnlich verfügbaren Daten der staatlichen

Beobachtungsnetze die Berechnung der potentiellen Evapotranspiration PE erlaubt (6):

$$PE = \frac{H \Delta + E_a \gamma}{\Delta + \gamma}$$

Dabei bedeuten:

H Strahlungsbilanz, zu schätzen aus:

$$H = R (1 - r) (0.18 - 0.55 \frac{n}{N}) - \sigma T_L^4 (0.56 - 0.09 \sqrt{e}) (0.1 + 0.9 \frac{n}{N})$$

R mittlere extraterrestrische Sonnenstrahlung, ausgedrückt in mm Verdunstungs-Aequivalent

r Albedo

n/N Verhältnis der aktuellen zur möglichen Sonnenscheindauer

σ Stefan-Bolzmann-Konstante, ebenfalls in mm V-Aequivalent

T_L mittlere Lufttemperatur in °Kelvin

e aktueller Dampfdruck in mm Hg

E_a ist der aerodynamische Term (Austausch, Ventilation):

$$E_a = f(u) \cdot (E - e)$$

E Sättigungsdampfdruck bei T_L (in mm Hg)

e aktueller Dampfdruck (in mm Hg)

Für offenes Wasser ergab sich nach PENMAN

$$f(u) = 0.35 (1.0 + 0.01 u)$$

u Windgeschwindigkeit (in miles/day)

γ Psychrometer-Konstante: 0.65 für °C und mb
bzw. 0.49 für °C und mm Hg.

Δ Steigung der Kurve für den Sättigungsdampfdruck E (T_L) bei der Lufttemperatur T_L .

Mit dieser relativ ausführlichen Darstellung der PENMAN-Methode sollte in erster Linie ein Beispiel für eine Methode gegeben werden, die versucht, möglichst alle Einflussgrößen im Verdunstungsprozess zu berücksichtigen und welche mit "Standard"-Daten auskommt. Dies bedeutet aber, dass dabei zunächst nur die potentielle Verdunstung geschätzt werden kann.

Für die Umrechnung der nach PENMAN berechneten PE auf die potentielle Evapotranspiration PET niederer Vegetation, die genügend mit Wasser versorgt ist, wird ein Faktor f eingeführt:

$PET = f \cdot PE$. Für f werden Werte von 0.8 (für Sommer) und 0.6 (für Winter) eingesetzt. Nach MONTEITH gelten diese Werte in allen gemäßigten Klimaten innerhalb eines Bereiches von $\pm 15\%$. Neuere Arbeiten zeigen, dass die PENMAN-Gleichung den Ventilationsterm im Vergleich zum Strahlungsterm unterbewertet, insbesondere für höhere Vegetation (15). Im Hinblick auf die Anwendung dieser Beziehungen auf unsere klimatischen Bedingungen sind noch umfangreiche Studien nötig, um zu genügend gesicherten Aussagen zu gelangen.

3.4.3. Methode Bodenwasserhaushalt

Die Anwendung der Wasserhaushaltsgleichung (= Kontinuitätsgleichung) auf ein Bodenprofil muss hier ebenfalls noch als wichtige prinzipielle Methode zur Ermittlung der Verdunstung angeführt werden (s. ausführliche Beschreibung mit Ueberlegungen zur Genauigkeit in Bericht VIII (RICHARD und GERMANN)). Solche, unter Einsatz spezifisch bodenphysikalischer Feld- und Laborverfahren durchgeführten Untersuchungen liefern wertvolle Grundlagenkenntnisse zum besseren Verständnis der Beziehungen zwischen aktueller Evapotranspiration und Bodenfaktoren.

3.4.4. Erfassung des atmosphärischen Wasserhaushaltes

Wenn es möglich ist, den Transport von Wasserdampf in der Atmosphäre zu messen und zu berechnen, ist prinzipiell eine weitere Methode angezeigt, die Verdunstung in einem grösseren Skalenbereich zu bestimmen. Jüngere Entwicklungen in der Theorie der planetarischen Grenzschicht der Atmosphäre wurden z.B. von BRUTSAERT (22) aufgegriffen, um in einem Bereich von etwa 100 km Radius aus allgemein verfügbaren Daten (meteorologische Stationen und Radiosondenaufstiege) die vertikalen Wasserdampfströme und damit die Verdunstung zu schätzen. Andere Bestrebungen versuchen den atmosphärischen Wasserhaushalt im Skalenbereich 1000 km zu erfassen (RASMUSSEN (23)) Obwohl noch im Stadium der Grundlagenforschung und zur Zeit ohne praktische Bedeutung, sollten auch diese Methoden weiterverfolgt werden.

4. Bemerkungen zur Uebertragbarkeit von Verdunstungswerten

4.1. Räumliche Variabilität

Eine zentrale Frage bei dem Problem der Verdunstung ist die Frage nach der Uebertragbarkeit von Ergebnissen. So wird z.B. häufig versucht, die Verdunstung von einem gut erfassten Gebiet auf ein anderes Gebiet zu übertragen, in dem zwar Niederschlagsdaten, aber keine Abflussmessungen vorliegen oder der gesamte Abfluss unterirdisch erfolgt (s. Bericht VI). Selbst im günstigen Fall, wo beide bezüglich der Verdunstung zu vergleichenden Gebiete in demselben Höhenbereich liegen und etwa dasselbe Klima und ähnliche Vegetation aufweisen, wird man unsicher sein, wie "genau" der übertragene Wert auf das Gebiet passt. So könnten unterschiedliche Abflussbedingungen (z.B. im Anteil des unterirdischen Abflusses) grössere Unterschiede in der Bodenfeuchte und damit in der Evapotranspiration verursachen. In diesem Fall wären Bodenfeuchtemessungen geeignet, um die Unsicherheit zu vermindern.

Im allgemeinen unterscheiden sich die Gebiete, für die ein bestimmter Wert der Verdunstung eingesetzt werden soll, von den wenigen vorhandenen Vergleichsgebieten, deren Gebietsverdunstung einigermaßen sicher bestimmt ist. Es existieren bis jetzt zu wenig Grundlagen, um eine sichere Methode angeben zu können, wie die Gebietsverdunstung von einem Gebiet auf andere Gebiete zu übertragen ist. Im Hinblick auf diese Situation ist in Bericht IV (LANG) das Problem der räumlichen und zeitlichen Variation der Verdunstung behandelt. Auf Grund theoretischer Ueberlegungen sind im wesentlichen folgende Faktoren zu berücksichtigen, wenn man die Variation der Verdunstung innerhalb eines bestimmten Klimabereiches verstehen will:

- die verfügbare Energie
- die Austauschbedingungen
- die Bodenfeuchte
- die Vegetation (Unterschiede in der Interzeption und im Transpirationsverhalten).

Der Einfluss des Faktors Meereshöhe ist in Gebieten mit grösseren Höhenunterschieden von besonderem Interesse. Mit zunehmender Höhe ändern sich praktisch alle die Verdunstung bestimmenden Einflussgrössen. Die bisherigen Vorstellungen über die Beziehung zwischen Gebietsverdunstung und Meereshöhe sind besonders fraglich, da der Fehler der Niederschlagsmessung mit der Meereshöhe noch zunimmt. Verschiedene Ueberlegungen lassen zudem vermuten, dass die fragliche Beziehung nicht linear mit der Höhe verläuft (z.B. Waldgrenze und klimatische Schneegrenze als Unstetigkeiten).

Relativ niedrigere Albedowerte und hohe Interzeption des Waldes lassen vermuten, dass bewaldete Gebiete die höchsten Jahreswerte der Gebietsverdunstung aufweisen. Dies ist durch zahlreiche Untersuchungen belegt (s. auch Bericht III) und wurde im Alpenraum zum erstenmal mit den klassischen, bereits 1903 begonnenen Untersuchungen von ENGLER und BURGER im Gebiet Sperbelgraben und Rappengraben deutlich gemacht (siehe auch die Angaben in Kap. 2, S.5). Neuere Untersuchungen von H. KELLER im Alphal in vergleichbarer voralpiner Höhenlage (s. Kap. 2, S. 6) zeigen ähnlich hohe Verdunstungswerte.

Die Minimalwerte der Gebietsverdunstung dürften vor allem im Hochgebirge zu suchen sein. Der hohe Flächenanteil mit fehlender oder karger Vegetation, geringes Speichervermögen sowie Schnee- und Eisbedeckung (temporär und permanent) bewirken dies. Nach Bericht III ist der bis jetzt wohl am besten gesicherte Jahres-Wert der Gebietsverdunstung in den Hochalpen von 150-200 mm für ein 58% vergletschertes Gebiet mit der mittleren Höhe von ca. 3000 m ü.M. in den zentralen Oetztaler Alpen bestimmt worden.

Sehr kleinräumige Unterschiede für Tageswerte der Evapotranspiration wurden von TURNER angegeben (Bericht IV): allein durch Expositionsunterschiede bedingt, ergeben sich z.B. an einem Einzeltag so verschiedene Verdunstungswerte wie 0.2 mm/Tag im Nordhang und 1.3 mm/Tag im Osthang (Versuchsfeld Stillberg, Dischmatal bei Davos, 4. August 1964).

4.2. Zeitliche Variabilität

Ueber die zeitliche Variabilität der Jahreswerte der Gebietsverdunstung herrscht grosse Unsicherheit. Bei den in der Schweiz für Einzeljahre aus der Wasserhaushaltsgleichung bestimmten Werten ist im allgemeinen die Wasservorratsänderung des Gebietes nicht oder nur sehr unsicher berücksichtigt. Deshalb ist es zur Zeit nicht möglich, den Bereich anzugeben, in dem unter unseren klimatischen Bedingungen im Gebiet Alpen-Voralpen-Mittelland die aktuelle Verdunstung zeitlich variiert. Dies gilt auch für den Jahresgang der Verdunstung.

Die aus Lysimeteruntersuchungen in anderen Gebieten Europas gefundenen Angaben der zeitlichen Variabilität der aktuellen Verdunstung (z.B. 17, 18) können auf unsere Verhältnisse nur sehr beschränkt übertragen werden. Die laufenden Untersuchungen dürften in den nächsten Jahren diese Wissenslücke wesentlich schliessen helfen.

In diesem Zusammenhang sind auch die u.a. von LIEBSCHER (24), KALWEIT (25) und KERN (26) auf zahlreiche Flussgebiete in Deutschland angewandten Methoden zu nennen, welche als Möglichkeiten zu nennen sind, die zeitliche Variation der Verdunstung besser zu bestimmen.

5. Laufende Untersuchungen in der Schweiz

5.1. Untersuchungen auf Grund der Wasserhaushaltsgleichung

5.1.1. Hydrologische Einzugsgebiete

An zahlreichen hydrologischen Einzugsgebieten der Schweiz, für welche die "natürlichen" Abflussmengen bestimmt werden können, werden von Zeit zu Zeit die hydrologischen Bilanzen mit der Verdunstung als Restglied erstellt. Aus jüngerer Zeit stammt die bereits erwähnte Zusammenstellung von

BINGGELI (s. Tabelle in Bericht V). Besonders hervorzuheben sind die vom Eidgenössischen Amt für Wasserwirtschaft eingerichteten Testgebiete, sowie die von verschiedenen Institutionen speziell unterhaltenen hydrologischen Forschungsgebiete (s. auch die beiden Berichte der Hydrologischen Kommission der SNG:

- 1) La Recherche Hydrologique en Suisse, 1977;
- 2) Bericht der Studiengruppe "Hydrologische Einzugsgebiete", 1978).

Zu erwähnen ist die am Eidgenössischen Amt für Wasserwirtschaft, Bern, zur Zeit laufende Studie, für das Einzugsgebiet Mentue ($F = 105 \text{ km}^2$) nach der Formel von TURC in einem Gitternetz mit 50 m Abstand eine Verdunstungskarte herzustellen (30).

Die in Bericht IX behandelten Probleme des systematischen Fehlers der Niederschlagsmessung und die derzeit laufende Ausarbeitung von Korrekturverfahren an der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie (VAW) an der Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich sind in diesem Zusammenhang besonders hervorzuheben. Diese sollen schliesslich dazu dienen, die Gebietsniederschläge und damit auch die Gebietsverdunstung aus der Wasserbilanz ohne den systematischen Fehler zu bestimmen.

5.1.2. Lysimeter und Bodenwasserhaushalt

a) Wägbare Lysimeter:

In den letzten Jahren wurden mehrere wägbare Lysimeteranlagen etwa gleichen Typs (16) eingerichtet:

- Meteorologische Zentralanstalt, Zürich: 1970.
- Eidgenössische Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau, Zürich-Reckenholz: 1977 (12 Einheiten).
- Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Forschungsgebiet Rietholzbach/SG: 1975.
- Abteilung für Meteorologie und Lufthygiene, Basel-Stadt: 1977.
- Institut für Pflanzenbau, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich, Eschikon/ZH: 1976 (3 Einheiten).
- Eidgenössische Forschungsanstalt für Agrikulturchemie, Bern-Liebefeld (3 Einheiten).

b) Nichtwägbare Lysimeter:

- Wasser- und Energiewirtschaftsamt, Bern: Forschungsgebiet Lüscherzmoos (am Bielersee): 1977 (3-5 Einheiten).
- Institut für Waldbau, Eidgenössische Technische Hochschule Zürich,
 - Reppischtal (bei Zürich) Grosslysimeteranlage: seit 1970 (4 Einheiten)
 - Uitikon-Waldegg (bei Zürich) 4 Kleinlysimeter.
- Eidgenössische Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau, Zürich-Reckenholz: seit 1974 (32 Kleinlysimeter. Siehe Bericht II).
- Station fédérale des recherches agronomiques; Nyon.

c) Spezielle Untersuchungen des Bodenwasserhaushaltes im Hinblick auf die Bestimmung der Evapotranspiration werden von der Professur für Bodenphysik, ETHZ (Standortcharakterisierung) seit längerer Zeit und von der Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETHZ im Gebiet Rietholzbach (Gebiets-Bodenwasserhaushalt) seit 1976 durchgeführt. Dabei gelangen Tensiometer, Neutronensonde und Gamma-sonde im Feld und unter Verwendung von Labormethoden zum Einsatz (s. auch Bericht VIII).

5.2. Wärmehaushalt

Im Forschungsgebiet Rietholzbach (VAW-ETHZ) läuft zur Zeit der Versuch, für einzelne Punkte und für das ganze Gebiet die aktuelle Gebietsverdunstung über den Wärmehaushalt zu bestimmen. Damit ergibt sich dort die Möglichkeit, mehrere voneinander unabhängige Methoden zu vergleichen (Wasserhaushalt-Wärmehaushalt-Lysimeter - indirekte Berechnung aus Formeln).

5.3. Potentielle Verdunstung

Hier ist in erster Linie auf die Aktivitäten der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt Zürich hinzuweisen (s. Bericht VII, PRIMAULT). Laufende Publikation der Messergebnisse von 14 Wild-Evaporimetern (seit 1974) im Anhang der Annalen der MZA.

Im Rahmen des Forschungsprojektes Rietholzbach sind ebenfalls Wild-Evaporimeter eingesetzt. Ein Vergleich dieser Messungen mit der nach PENMAN berechneten PET ist in Bearbeitung.

6. Schlussbemerkungen und Empfehlungen

Das anstehende Problem der Gebietsverdunstung ist in erster Linie ein Problem der erforderlichen Genauigkeit. Die bisher auf Grund der hydrologischen Bilanzgleichung ermittelten Verdunstungswerte sind neben mehr zufälligen Fehlern mit dem systematischen Fehler der Standard-Niederschlagsmessungen behaftet. Dieser entsteht hauptsächlich infolge Ablenkung der zum Messgefäß einfallenden Niederschlagspartikel durch die Windströmung. Ganz allgemein heisst das: Je windexponierter in einem Gebiet die Messstellen für Niederschlag sind, und je höher der Schneeanteil am Gesamtniederschlag ist, ein desto grösserer systematischer Fehler der Niederschlagsmessungen und der davon abgeleiteten Verdunstungswerte muss angenommen werden. Die "wahre" Gebietsverdunstung wäre um diese Fehlerbeträge höher anzusetzen.

Die wasserwirtschaftliche Bedeutung des Problems konnte bisher meist vernachlässigt werden.

Wenn bei der Berechnung mittlerer Abflüsse

a) gemessene Niederschläge und

b) von anderen Gebieten übertragene, geschätzte Mittelwerte der Verdunstung verwendet werden, ergibt sich ein Abfluss mit unbekannter Genauigkeit; dabei nimmt man an, dass die für Niederschlag und Verdunstung eingesetzten Werte denselben, unbekannt systematischen Fehler aufweisen, welcher sich dann kompensieren und im berechneten Abfluss nicht mehr aufscheinen würde. Da diese Annahme für den Einzelfall praktisch nie nachprüfbar ist, lässt sich die Genauigkeit derartiger Berechnungen von vornherein schwer einstufen. Auch fehlt es an gut gesicherten Grundlagen, um an Hand der Gebietscharakteristiken und der klimatischen Gegebenheiten die entsprechenden Beziehungen aufzustellen, die es dann erlauben, die Resultate von einem Gebiet auf andere zu übertragen. Selbst die vielfach benützte Beziehung zwischen Verdunstung und Meereshöhe von LUETSCHG ist aus heutiger Sicht als relativ unsicher zu bezeichnen. Weitere Untersuchungen und die Entwicklung verbesserter Methoden zur Bestimmung der wahren Gebietsverdunstung (und des wahren Gebietsniederschlages) sind deshalb angezeigt.

Aus wissenschaftlicher Sicht besteht ein wachsendes Interesse an genaueren Daten über die Gebietsverdunstung. Dies gilt vor allem im Hinblick auf das sehr aktuelle Studium der Zusammenhänge zwischen globalem Wärmehaushalt, Wasserhaushalt und Klimaänderungen.

Daneben besteht in der Hydrologie die Forderung nach besserem Kenntnis der Niederschlag-Abfluss-Prozesse im Skalenbereich zwischen einem Jahr bis herunter zu einzelnen Abflussereignissen. Dies erfordert die Einbeziehung des Vorratsgliedes in die Wasserhaushaltsgleichung. Dazu braucht es über die bisherigen Standardmessnetze hinausgehende zusätzliche Messeinrichtungen zur Erfassung der Bodenfeuchte und des Grundwassers.

Es ist weitgehend Aufgabe der Forschung, in entsprechenden Studien an ausgewählten Einzugsgebieten die nötigen Grundlagen und Methoden zu erarbeiten, um unsere relativ dürftigen Kenntnisse über die Landesverdunstung und ihre zeitliche und räumliche Variabilität zu vertiefen.

Der vorliegende Bericht versucht, das hydrologische Problem der Verdunstung in seiner heutigen Situation im Raume der Schweiz darzustellen; selbstverständlich geschah dies auch im Lichte der internationalen Forschung. Der mit diesem Dokument geschaffene Ueberblick ermöglicht es, die folgenden Empfehlungen zu formulieren.

Empfehlungen zur Verbesserung unserer Kenntnisse über die Verdunstung, insbesondere im Hinblick auf die Gebietsverdunstung:

- a) Die Anwendung der Wasserhaushaltsgleichung zur Bestimmung der Verdunstung sollte den systematischen Fehler der Niederschlagsmessung berücksichtigen. Die zur Zeit laufenden Bemühungen um Verfahren zur Korrektur der Standard-Niederschlagsmessungen werden vermutlich erst in mehreren Jahren anerkannte Ergebnisse erbringen. Deshalb sollten überall dort, wo hohe absolute Genauigkeiten nötig sind, Niederschlagsmessgeräte mit bodenebener Auffangfläche eingesetzt werden (19). Bei Schneeniederschlag sollte man sich möglichst auf die direkte Messung des Wasseräquivalentes der abgelagerten Schneedecke beziehen (z.B. tägliche Neuschneemenge mit der Schneebrettmethode).
- b) Um die räumliche Variabilität der Verdunstung in der Schweiz zu erfassen, sollten für jede "hydrologisch" charakteristische Region der Schweiz entsprechende Repräsentativgebiete bezeichnet werden (representative basins (20)). Zum Teil sind solche Gebiete bereits in Form der "Testgebiete" im hydrometrischen Netz des Eidgenössischen Amtes für Wasserwirtschaft vorhanden. Ein wissenschaftliches Standard-Programm, ausgeführt in diesen Gebieten, sollte alle Grössen genau erfassen, welche unbedingt nötig sind, um die Gebietsverdunstung für einzelne Jahre nach der Wasserhaushaltsgleichung einwandfrei bestimmen zu können. Dies wird es schliesslich erlauben, vergleichbare Verdunstungszahlen für das ganze Spektrum der in der Schweiz vorkommenden charakteristischen Landschaften aufzustellen.
- c) Einzelne Repräsentativgebiete sollten temporär als spezielle hydrologische Forschungsgebiete betrieben werden. Dabei sind verschiedene voneinander unabhängige Methoden der Bestimmung der Gebietsverdunstung (unter Einbeziehung von Punktmessungen) anzuwenden. Diese relativ aufwendigen Untersuchungen können wesentliche Grundlagen zur Aufstellung von gesicherten und praktisch anwendbaren Verfahren liefern.
- d) Die Kombination der unter b) und c) genannten Programme wird es erlauben, die nötigen Beziehungen und Methoden zur Extrapolation von Ergebnissen auf andere Gebiete zu finden (dies ist eine zentrale Zielsetzung derartiger Forschungsprojekte). Damit sind dann die Voraussetzungen geschaffen, um in dem gesamten Raum Mittelland-Voralpen-Alpen zu verbesserten und gesicherten Zahlenwerten der Verdunstung zu gelangen. Gleichzeitig werden diese Resultate dazu dienen, die Kenntnisse über den Zusammenhang zwischen Klima und Wasserhaushalt in den verschiedenen zeitlichen und räumlichen Skalenbereichen zu erweitern.

- e) Es wären die Möglichkeiten zu prüfen, wieweit bereits laufende Untersuchungen in hydrologischen Einzugsgebieten auf ein einheitliches Standardmessprogramm mit Mindestanforderungen ausgerichtet werden könnten.

Internationale Bestrebungen

Im Mai 1977 fand in Budapest eine Technische Konferenz der WMO (World Meteorological Organization) über die Bestimmung der Gebietsverdunstung statt. In dem dort von der WMO vorgelegten Dokument wird hervorgehoben, dass dem hier behandelten Problem im Rahmen des OHP der WMO (Operational Hydrological Programme) für die Periode 1975-1980 eine Vorrangstellung eingeräumt ist. Dabei werden folgende Punkte besonders hervorgehoben (27):

- a) Standardization of evaporation measurements; estimation of evaporation.
- b) Derivation of areal values of evapotranspiration and soil moisture in connexion with water-balance computation.

Es ist bemerkenswert, dass es die "WMO-Commission for Hydrology" verfrüht findet, irgendeine spezielle Methode zur Bestimmung der Verdunstung im jetzigen Zeitpunkt besonders zu empfehlen. Im Gegensatz zur grossen Bedeutung der Verdunstung, gibt es bis jetzt noch keine einfachen und gleichzeitig zufriedenstellenden Methoden. Weitere Untersuchungen sind nötig und sollen sich nach wie vor auf direkte und indirekte Methoden erstrecken, wobei die Methode der Energiebilanztechnik besonders hervorgehoben wird. Diese Empfehlung deckt sich weitgehend mit der von unserer Studien-
gruppe erarbeiteten Meinung.

L i t e r a t u r

1. SELLERS, W.D., 1974: Physical Climatology.
The University of Chicago Press.
2. PENMAN, H.L., 1963: Vegetation and Hydrology.
Techn. Communic. No. 53, Commonw. Bureau of Soils, S. 102-104.
3. LAUSCHER, A. und E.: Zur Berechnung der Schneeverdunstung auf dem Sonnblick.
72. - 73. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines 1974-1975, 3-10.
4. KUHN, W., 1977: Berechnung der Temperatur und Verdunstung alpiner Seen auf klimatologisch-thermodynamischer Grundlage.
Arbeitsberichte der Schweiz. Meteorol. Zentralanstalt, No. 70, sowie persönliche Mitt. vom 29.03.1977.
5. TROEHLER, B., 1976: Zur Grösse der Grundwasserneubildung durch Niederschläge in Talebenen des schweizerischen Mittellandes.
Gas-Wasser-Abwasser, 56. Jg., Nr. 7, 359-362.
6. WMO, 1966: Measurement and estimation of evaporation and evapotranspiration.
Techn. Note No. 83, WMO - No. 201.TP.105. (Reprinted 1971).
7. DALTON, J., 1834: Meteorological observations and essays.
Second edition, Manchester: Baldwin and Cradock, London
8. SWINBANK, W.C., 1951: The measurement of the vertical transfer of heat and water vapour.
Journal of Meteorology 8, 135-145, 1951. Siehe auch:
Turbulent transfer in the lower atmosphere.
Proc. Canberra Symp. 1956, 35-37; UNESCO Paris 1958.
9. MCILROY, J.C., 1961: CSIRO, Australia, Div. of Meteorol. and Physics,
Techn. Pap. No. 11.
10. SCHMID, W., 1925: Der Massenaustausch in freier Luft und verwandte Erscheinungen.
Hamburg 1925.

11. LETTAU, H., 1939: Atmosphärische Turbulenz, Leipzig 1939.
12. BOWEN, J.S., 1926: The ratio of heat losses by conduction and evaporation from any water surface.
Physical Rev. 27, 1926, 779-787.
13. PENMAN, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass.
Proc. Roy. Soc., Serie A, Vol. 193, 120-145.
14. MONTEITH, J.L., 1973: Principles of Environmental Physics, 176-179.
Edward Arnold, London.
15. THOM, A.S. and H.R. OLIVER, 1977: On Penman's equation for estimating regional evaporation.
Quart. J. Roy. Met. Soc., 103, 345-357.
16. PRIMAULT, B., 1970: A large-scale electronic weighing Lysimeter for agricultural meteorology.
Serving Science and Industry 16/1, 10-11.
17. FRIEDRICH, W., 1950: Ueber die Verdunstung vom Erdboden.
Das Gas- und Wasserfach, 91. Jg., 1950.
18. SCHLEIFER, H., 1959: zit. nach R. KELLER: Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes.
Teubner, Leipzig 1962, Tab. 91, S. 170.
19. 1972: Revised instructions for the international comparison of national precipitation gauges with a reference pit gauge.
World Meteorological Organization - WMO, Geneva.
20. 1970: Representative and experimental basins.
Edited by C. Toebe and V. Ouryvaev. Studies and reports in hydrology, No. 4,
UNESCO, Paris.
21. LUETSCHG, O., 1946: Ueber die Verdunstungsgrösse freier Wasserflächen im Schweizer Hochgebirge.
Denkschrift der Schweiz. Naturforschenden Gesellschaft, Bd. 76, 7.
22. BRUTSAERT, W. and J.A. MAWDSLEY, 1976: The applicability of planetary boundary layer theory to calculate regional evapotranspiration.
Water Resources Research 12, 5, 852-858.
23. RASMUSSEN, E.M., 1977: Hydrological application of atmospheric vapour-flux analyses.
WMO, Operat. Hydrol. Rep. No. 11, WMO-No. 476.
24. LIEBSCHER, H.J., 1970: A method of runoff-mapping from precipitation and airtemperature data.
IAHS, Publ. No. 92, Vol. 1, 115-121.
25. KALWEIT, H., 1953: Der Wasserhaushalt.
Berlin, Verlag Technik.
26. KERN, H., 1963: Zur Methode der Entwicklung von Abflussspenden-Karten für den langjährigen mittleren Abfluss.
Dt. Gewässerkdl. Mitt., 1963, Sonderheft.
27. -1977: WMO Activities related to evaporation.
Technical Conference on Assessment of areal evaporation.
Budapest, 22-25 May, 1977 (Paper submitted by the WMO Secretariat).
28. GEIGER, R.: Das Klima der bodennahen Luftschicht.
Vieweg, Braunschweig, 1961.
29. KLAUSING, O., 1970: Das hessische Lysimeter-Programm - Verdunstungs- und Versickerungsmessungen in einem Netz von Lysimeter-Stationen.
Dt. Gewässerkdl. Mitt. 14, 1, 1970, 7-10.
30. DE MONTMOLLIN, F. (persönliche Mitteilung).

A N H A N G

I. SCHNEE-VERDUNSTUNG IM ALPINEN GELÄNDE

P. FOEHN, Eidg. Institut für Schnee- und Lawinenforschung, 7260 Weissfluhjoch/Davos, Schweiz

1. Einleitung

Im Rahmen der Hydrologischen Kommission der SNG wurde eine Studiengruppe "Verdunstung" gebildet, deren Ziel es ist, die Probleme der Verdunstungsbestimmung: Berechnungsverfahren, Messmethoden, zeitliche und örtliche Variabilität auf schweizerischer Ebene zu diskutieren. Gleichzeitig sollten der Stand der Kenntnisse und mögliche zukünftige Stossrichtungen skizziert werden.

Die Schnee-Hydrologie benötigt genaue Netto-Verdunstungswerte (Verdunstung minus Kondensation) in mehrfacher Hinsicht:

- 1) Für praktische Belange, falls bei wasserwirtschaftlichen Aufgaben mit Hilfe der hydrologischen Bilanz der Abfluss prognostiziert werden soll.
- 2) Falls auf rechnerischer Basis einzelne Massenbilanzglieder (Niederschlag, Rücklage, etc.) bestimmt werden sollen.
- 3) Um mit Hilfe von Wärmebilanzstudien die Bedeutung und den Betrag der einzelnen Wärmeströme zu erfassen und durch das Studium des latenten Wärmestroms auch Einblick in verwandte Prozesse (z.B. fühlbarer Wärmestrom) zu gewinnen. In diesem Zusammenhang kann nicht genug betont werden, dass die "Verdunstung" bzw. der latente Wärmestrom eben auf Grund seiner grossen Latent-Wärme für Wärmebilanzbetrachtungen eine viel wichtigere Rolle spielt als für die Massenbilanz.

Die Verdunstung von 1 g Wasserdampf (10 mm W.E.) entzieht z.B. einer schmelzenden Schneeoberfläche rund 600 cal. Wärme, eine Energiemenge, die zum Schmelzen von 8.1 g Eis (81 mm W.E.) ausgereicht hätte.

Es ist notwendig diese Verdunstung nicht nur mit Hilfe der Wasserhaushaltsgleichung sondern auch mit davon unabhängigen Methoden zu bestimmen, da gerade im Gebirge, wo der grösste Teil des Niederschlages als Schnee fällt, die Messung des Niederschlages und der Rücklagen stark fehlerbehaftet ist.

2. Unabhängige Bestimmungsmethoden

Es bestehen zwei Möglichkeiten, einerseits die direkte Messung der Netto-Verdunstung, andererseits die Berechnung der Verdunstungs-/Kondensationsbeträge mit Hilfe von Wärmebilanzbetrachtungen. Leider erlaubt es der Stand der heutigen Kenntnisse nicht, die beiden Methoden flächenhaft anzuwenden, beide Methoden liefern sogenannte Punktwerte, die dann bei Bedarf auf grössere Einzugsgebiete extrapoliert werden müssen.

Dabei liefern oft statistisch getestete empirische Beziehungen, die zwischen meteorologischen Grössen und gemessenen Verdunstungswerten gleichzeitig hergestellt werden, brauchbare Schätzgrössen für die Gebietsverdunstung.

2.1. Direkte Messung der Netto-Verdunstung

Verfahren: Die Schneeverdunstung wird meist gravimetrisch bestimmt, indem in die Schneeoberfläche eingegrabene Schneezylinder (vgl. de Quervain, 1947; de Quervain und Zingg, 1951) oder mit Schnee gefüllte, weisse Plastikschalen (Föhn, 1973; Lemmelä und Kuasisto, 1974 u.a.) im Abstand von einigen Stunden gewogen werden.

Tabelle 1 Gemessene und zum Teil berechnete tägliche "Verdunstungs"-Werte

Land	Lokalität	Höhenlage m ü.M.	Bodenbedeckung	Zeitperiode	mittl. Nettoverdunstung mm/Tag	Mittelwert von ... Tagen	Bemerkungen	Referenz
Finnland	Südl. Küstenland	60	schneebedecktes Grasland	Jan./Feb. März/April	+0 -0.3	107	direkte Messung während 5 Jahren	Lemmelä und Kuusisto (1974)
Kanada	Ottawa	103	schneebedecktes Grasland	April	-2.4	14	Wärmebilanz-Messungen	Gold und Williams (1960)
Japan	Takinami-River-Basin	375	schneebedecktes Grasland	25.-28. April	-0.1	3	Wärmebilanz bei schmelz. Schnee (schönes Wetter)	Seo and Yamaguchi (1965)
Schweiz	Les Avants	983	künstl. Wasserfläche	Mai-Oktober	-1.4	ca 1000	Wildsche Waage (abgeschattet)	Lütschg-Loetscher (1946)
Alaska	Juneau Icefield	1200	Firnfeld	5.-20. Aug.	+0.3	15	Wärmebilanz i.A. schöne Witterung	Wendler and Streten (1969)
Schweiz	Davos	1561	künstl. Wasserfläche	Okt.-März	ca -0.5	ca 150	abgeschattete wassergefüllte Blechbecken	Volland (1879)
Schweiz	Davos	1561	Schneefläche	April/Anf. Mai	-0.06	20 Versuchsreihen	schneegefüllte Holzschalen	Mörikofer (1935)
Schweiz	Davos	1550	schneebedeckte Wiese	8./9. März	ca -0.16	1	direkte Messung sonnig	de Quervain (1951)
USA	Rocky Mountains, Idaho	2100	schneebedeckte Wiese	Mai/Juni	-1.7	6	automatisierte gravimetrische Messung	Cox et al (1976)
Oesterreich	Obergurgl	2150	benetzte, künstl. Fläche am Hang	Juli-Sept.	-1.93 -0.63	ca 100	schönes Wetter schlechtes Wetter (mit Piche-Atmometer gem.)	Prutzer (1961)
USA	Rocky Mountains, Utah	ca 2200	schneebedeckte Talsohle	Jan-April	-0.21	12	direkte Messung	Doty (1970)
USA	Sierra Nevada	>2000	schneebedeckte Alpwiese	April-Juni	-0.55	12	Messung mit Plastik-Schalen	Anderson et al. (1965)

Tabelle 1 Fortsetzung

Land	Lokalität	Höhenlage m ü. M.	Bodenbedeckung	Zeitperiode	mittl. Nettoverdunstung mm/Tag	Mittelwert von ... Tagen	Bemerkungen	Referenz
Schweiz	Aletschgletscher	2200	Gletschereis	2.-27. Aug.	+0.5	26	Wärmebilanz	Lang et al. (1965)
Canada	Peyto-Gletscher	2510	Firnschneefeld	1.-9. Juli	+0.11	9	Messung mit Plastik-Schalen	Föhn (1973)
				1.-14. Juli	+0.25	14	Wärmebilanz schönes Wetter	
Schweiz	Weissfluhjoch	2540	schneebedeckte Versuchsfäche	8./9. März	ca -0.4	1	Messung mit Plastik-Schalen (sonnig)	de Quervain (1951)
Schweiz	Weissfluhjoch	2540	schneebedeckte Versuchsfäche	Jan./Feb.	-0.15	variabel	Messungen an einzelnen Tagen	de Quervain und Zingg (1951)
				März	-0.30		dito	
				April/Mai	-0.50		dito	
				Juni	+0.2		dito	
Schweiz	Weissfluhjoch	2540	Schneelysimeter	1. Apr.-Anf. Juli (Ausapern)	-0.6	101	Schneelysimeter	Martinec (1974)
USA	Wasatch-Mountains Utah	ca 2500	künstl. Wasserfläche	Ende Juni-Ende Sept.	-0.64 ± 0.13	98	Class A-pans Mess. (2 Jahre)	Peck et al. (1963)
USA	Rocky Mountains. Colorado	2740	schneebedecktes Grasland	Dez.-April	-0.9	150	offener Talboden	Meimann et al.
					-0.8		bewaldeter Talboden (direkte Messungen)	
Schweiz	Weissfluhjoch	2850	schneebedecktes Gipfelplateau	8./9. März	ca -0.65	1	Messung mit Plastik-Schalen (sonnig)	de Quervain (1951)
USA	Rocky Mountains Colorado	3000	schneebedecktes Grasland aperes Grasland	April/Mai	-0.09	ca 5	gravimetr. Messung (83 Testperioden à 4.5-16 h)	Hutchison (1966)
					-0.43			
Oesterreich	Kesselwandferner	3240	Firnfeld	11. Aug.-8. Sept	ca -0.16	10	Wärmebilanz bei schmelz. Oberfläche	Ambach und
Schweiz	Ewigschneefeld	3366	Firnfeld	3.-19. Aug.	-0.11	17	dito	Lang et al. (1976)
Frankreich	Vallée Blanche	3500	Firnfeld	1.-25. Juli	+0.37	25	dito	de la Casinière (1974)

Neuerdings wurde für dichten Schnee ($\rho = 350 \text{ kg/m}^3$) auch eine automatische, im Schnee eingebaute Wägevorrückung konzipiert (Cox, 1976), die wohl kontinuierliche Messungen ohne Präsenz, aber keine grössere Genauigkeit der Messungen ergibt. Diese Art von Messungen ist leider nur bei niederschlags- und schneedruffreiem Wetter möglich.

Da zylindrische ungestörte Schneeproben viel leichter gewonnen und in die Bodenoberfläche eingebaut werden können als entsprechende Bodenproben, ist diese Messmethode vor allem bei Schneebedeckung sehr angemessen, während bei aperem Boden eher schon ein aufwendiges Lysimeter benötigt wird.

Da das Messverfahren einfach, aber nur manuell durchführbar ist, brauchen solche Messungen viel Präsenzzeit eines gewissenhaften Beobachters. Räumlich im eigentlichen Sinne kann das Verfahren nicht angewandt werden. Am besten werden wohl 3-4 typische Lokalitäten mit je 5-10 Verdunstungsschalen (-kübeln) bestückt, die jeweils in verschiedener Anordnung (Sonnen-, Schattenhang, Mulde, Rücken) in je 2-3 Exemplaren aufgestellt werden.

2.2. Bestimmung der Verdunstung mit Hilfe indirekter, atmosphärischer Messgrössen

Massenänderungen einer Schneedecke (z.B. Verdunstung) werden durch entsprechende Energieströme verursacht, sodass durch Messen oder Berechnen der Energieströme auch die Massenverschiebungen bekannt sind. Seit Sverdrup (1936) den Wärmeaustausch an einer Gletscheroberfläche mit Hilfe der Theorie des turbulenten Austausches analysiert hat, entstanden viele neue Annäherungen in dieser Richtung. Einerseits wird mit Hilfe von komplexen Diffusionstheorien der latente Wärmestrom und der damit verbundene Massenverlust (-gewinn) berechnet, andererseits gibt es alle Uebergänge bis zur einfachsten empirischen Formel, die nur noch die mittlere, monatliche Lufttemperatur als einzigen Parameter benützt (Thorntwaite-Formel). Der Vollständigkeit halber muss auch noch erwähnt werden, dass heute aufwendige Apparaturen ("Fluxatrons") bestehen, um die Austauschkoefizienten und damit den Dampfstrom kurzzeitig direkt zu messen (vgl. Hicks and Martin, 1972).

Ohne im Rahmen dieses begrenzten Diskussionsbeitrages auf weitere methodologische Details einzugehen, soll an Hand der wichtigsten, am "Verdunstungs"-Prozess beteiligten Parameter abgeschätzt werden, welches Vorgehen für gebirgige Schneefelder am geeignetesten scheint.

Der vertikale Dampfstrom (ϕ_e) kann als Funktion folgender Grössen dargestellt werden:

$$\text{aerodynamische Methoden:} \quad \phi_e = f\left(\frac{\delta e}{\delta z}, \frac{\delta u}{\delta z}, z_0, \frac{1}{P}\right)$$

wobei $\frac{\delta e}{\delta z}$ den Dampfdruckgradienten, $\frac{\delta u}{\delta z}$ den Gradienten der horizontalen Windgeschwindigkeit, z_0 die aerodynamische Rauigkeit der Oberfläche und P den atmosphärischen Druck bezeichnet.

In komplexen, nicht homogenen Gebirgsverhältnissen wird es keinen Sinn haben, detaillierte Wind-, Dampfdruck- oder Temperatur-Profile, die bei der sogenannten aerodynamischen Methode bekannt sein müssen, auszumessen. Man wird sich eher darauf beschränken, an ein bis zwei Punkten über dem Boden Messungen auszuführen und mit sinnvollen Vereinfachungen, sozusagen semiempirisch, die "Verdunstung" zu berechnen. Andererseits sollten die Vereinfachungen nicht soweit gehen, dass man z.B. mit Hilfe von über Monaten gemittelten Temperaturwerten monatliche Verdunstungswerte aufstellt. Eine "mittlere" Lösung hat den Vorteil, dass man "Verdunstungswerte" über einige Stunden berechnen kann, die auf Grund von direkten Messungen wegen der oft geringen Gewichtsunterschieden gar nicht zugänglich sind; im weiteren kann die Beziehung "Ursache-Wirkung" in den Hauptzügen ergründet werden, die für spätere zeitliche oder örtliche Uebertragung von Werten von Bedeutung ist.

Die am meisten einschränkende Bedingung für die Anwendung von aerodynamischen Methoden besteht darin, dass keine horizontale Advektion, d.h. keine horizontalen Temperatur- und Dampfdruckgradienten im örtlichen Messbereich vorhanden sein sollten, wodurch die Anwendung auf einzelne geeignete Stellen im Gebirge beschränkt bleibt. Die Genauigkeit der Methoden hängt von der Erfüllung der modellmässig angenommenen atmosphärischen Verhältnisse (Stabilität, Windprofilform, etc.) und von der Messgenauigkeit der benützten Parameter ab. Die Genauigkeit berechneter monatlicher Verdunstungsraten wurde von verschiedenen Autoren mit 7-20% angegeben.

3. Besonderheiten der Schnee-"Verdunstung"

Die wichtigste Grösse, der Dampfdruckgradient $\frac{\delta e}{\delta z}$, der vom Dampfdruck der Luft und dem Dampfdruck der verdunstenden Oberfläche abhängt, zeigt mit zunehmender Temperatur eine grössere Temperaturabhängigkeit.

Im Sommer nimmt somit der Dampfdruck der Luft rasch zu, während schneebedeckte Flächen im Gegensatz zu wasser- oder vegetationsbedeckten Flächen maximal einen Dampfdruck von 6.1 mb aufweisen, d.h. jenen Dampfdruck, der bei 0°C und Sättigung erreicht wird. Durch diesen Umstand bedingt, können schneebedeckte Flächen im Sommer auch bei genügender Energiezufuhr keine wesentlichen Verdunstungsverluste erleiden, ja in vielen Fällen tritt Kondensation ein.

Eine weitere Grösse z_0 nimmt auf Schneefeldern i.a. einen geringeren Wert an als auf gras-, wald- oder geröllbedecktem Gelände, sodass dadurch der Dampfaustausch Schnee-Luft gegenüber dem feuchten aperen Gelände leicht reduziert wird. Die übrigen zwei Parameter u und P weisen keine "Schnee"-, sondern eine Höhenabhängigkeit auf: Die Windgeschwindigkeit nimmt i.a. mit wachsender Meereshöhe zu, der atmosphärische Druck ab, sodass dadurch der Dampfaustausch im gebirgigen Gelände eine Steigerung erfährt.

Die Verdunstung im Schneeflecken-Stadium wird oft als erhöht angenommen, wobei bei dünner Schneedecke an eine Rückheizung des Schnees vom Boden her gedacht wird. Dazu ist zu sagen, dass eine Erhöhung der Verdunstung nur dann auftritt, wenn als wichtigste, limitierende Verdunstungs-Bedingung die Energiezufuhr feststeht.

Limitierende Grösse für die Verdunstung ist die Energiezufuhr aber am ehesten im Winter und im Frühling an Schattenhängen, während in der übrigen Zeit eher der bei 0°C Schneedeckentemperatur fixierte Sättigungsdampfdruck begrenzend wirkt. Da gleichzeitig im Schneefleckenstadium die aperen Stellen ebenfalls wasserdurchtränkt sind, ist der Uebertritt von Wasserdampf vom Schnee zum aperen Boden oder umgekehrt gering. Messungen von Hutchison (1966) weisen in die gleiche Richtung.

In höhergelegenen Gebieten dürfte im Hochwinter die Sublimation bei Schneefegen eine gewisse Bedeutung erlangen. Gemäss theoretischen Abschätzungen von Schmidt (1972) könnten bei starkem Schneefegen (-20°C, R.H.: 90%) rund $3.9 \cdot 10^{-2}$ g/s, d.h. rund 0.14 mm W.E./h sublimieren, was für Hochwinterverhältnisse bedeutenden Verlustmengen gleich käme.

4. Zusammenstellung von Messwerten und Diskussion

Getrennt nach Land, Höhenlage, Bodenbedeckung und Zeitspanne werden einige Verdunstungsmesswerte wiedergegeben, die zeigen sollen, welche "Verdunstungs"-Grössenordnung im alpinen Bereich der Schweiz erwartet werden kann. Netto-Verdunstung als Massenverlust wird dabei mit einem Minus-Zeichen, Netto-Kondensation mit einem Plus-Zeichen versehen.

Die wiedergegebenen Werte von Tabelle 1 zeigen, dass die "Verdunstung" in alpinem Gelände sehr stark von der Jahreszeit, der Bodenbedeckung und der Witterung abhängt. Die Meereshöhe ist nur von untergeordneter Bedeutung. Die Tabelle, die sicher nicht alle in alpinem Gelände bestimmten Punkt-Werte beinhaltet (Messwerte aus der Arktis und Antarktis wurden bewusst weggelassen), zeigt aber auch, dass einerseits die meisten Messungen und Bestimmungen bei "gutem" Wetter, also bei niederschlagsfreiem und sonnigem Wetter vorgenommen wurden, andererseits aus gewissen Zeitperioden: November, Dezember nahezu keine Werte vorliegen.

Diese Umstände erschweren es natürlich sehr, eine "Verdunstungs"-Jahresbilanz ohne Zuhilfenahme von Wasserbilanz-Verdunstungswerten ($V = N - A$) abzuschätzen.

Trotzdem soll im folgenden Abschnitt mit Hilfe der dargelegten Gedankengänge und der obigen Messwerte versucht werden, eine mittlere Jahres-Verdunstungsrate für die alpine Zone zwischen 2000 - 3000 m abzuschätzen. Diese Zone, zwischen oberer Waldgrenze und klimatischer Schneegrenze gelegen, ist dadurch gekennzeichnet, dass sie während mehr als 200 Tagen pro Jahr mit Schnee bedeckt ist und meist einen negativen mittleren Jahrestemperaturwert aufweist.

Wir können dort drei verschiedenartige "Verdunstungs"-Phasen unterscheiden:

Winter (November - Mitte März)

$$\begin{aligned} \bar{T}_a &<< 0^\circ\text{C} \\ \bar{e}_a &< 6.1 \text{ mb} && \text{sehr geringe Netto-Verdunstung} \\ \bar{e}_o &< 6.1 \text{ mb} \end{aligned}$$

Frühling/Herbst (Mitte März - Mai, Mitte September - Oktober)

$$\begin{aligned} \bar{T}_a &\leq 0^\circ\text{C} \\ \bar{e}_a &\leq 6.1 \text{ mb} && \text{erhebliche Netto-Verdunstung} \\ \bar{e}_o &\approx 6.1 \text{ mb} \end{aligned}$$

Sommer (Mitte Juni - Mitte September)

$$\begin{aligned} \bar{T}_a &\gg 0^\circ\text{C} \\ \bar{e}_a &> 6.1 \text{ mb} && \text{je nach Oberflächenbeschaffenheit} \\ \bar{e}_o &\approx 6.1 \text{ mb, falls } \boxed{\times} && \text{Kondensation oder Verdunstung} \\ \bar{e}_o &> 6.1 \text{ mb, falls aper} \end{aligned}$$

Dabei bezeichnet \bar{T}_a die mittlere Lufttemperatur und \bar{e}_a und \bar{e}_o die Wasserdampfdruckwerte in Luft und Bodenoberfläche.

Mit Hilfe dieses Schemas, der wiedergegebenen Messwerte und bei Berücksichtigung der wechselnden Witterungsverhältnisse kann die Verdunstungsbilanz abgeschätzt werden. Falls die Bodenoberfläche das ganze Jahr mit Schnee bedeckt wäre, betrüge die Netto-Verdunstung rund 60 mm pro Jahr; falls, wie dies mehrheitlich in der Höhenzone 2000-3000 m der Fall ist, der Boden rund 3-4 Monate schneefrei ist, beträgt die Netto-Verdunstung rund 140 mm.

Die Schätzwerte liegen deutlich tiefer als jene, die bis anhin auf Grund von Massenbilanz-Berechnungen oder bei Benützung von Punktmessungen für die entsprechende Gebietsverdunstung angenommen wurden. Es gibt zwei Erklärungsmöglichkeiten:

1) In der Massenbilanz

$$V = N - (A_o + A_u + R - B)$$

wobei V die Verdunstung, A_o und A_u den ober- und unterirdischen Abfluss, R die Rücklage und B den Aufbrauch bezeichnet, wurden oft zwei, die Verdunstung reduzierenden Glieder A_u und R vernachlässigt oder mit zu kleinen Werten berücksichtigt.

2) Punktweise Verdunstungsmessungen, die ausnahmslos in niederschlagsfreien Perioden und sich meist nur über wenige Tage erstreckten, wurden auf längere Zeitperioden (also auch für Tage mit Niederschlag und Nebel $\cong 45\%$ aller Tage) extrapoliert, wodurch die Verdunstung stark überschätzt wird. Eine Bearbeitung von Lauscher, A. und E. (1975) von fünfjährigen Sonnblick-Daten (3106 m ü.M.) ergibt für dieses Gipfel-Plateau sogar nur eine jährliche Verdunstung von 19 mm, wobei zu bemerken ist, dass die verwendete Berechnungsformel leider nicht durch parallele Messungen geprüft wurde.

5. Ausblick

Die dargelegten Gedankengänge, Messungen und Abschätzungen zeigen, dass gerade im alpinen Gebiet, wo sowohl die hydrologischen Verhältnisse (\rightarrow Massenbilanz-Methoden) als auch die atmosphärischen Bedingungen komplexer sind als im Voralpen- oder Flachland (\rightarrow aerodynamische Methoden), noch grosse Anstrengungen nötig sind, um die Gebietsverdunstung gesichert zu kennen.

Die Kombination von direkten Messungen und modellmässigen Berechnungen (Wärmebilanz, aerodynamische Methoden, etc.) während niederschlagsfreiem Wetter erlaubt es aber, die Berechnungsmethoden so zu eichen, dass sie auch bei Niederschlag und Schneefegen angewandt werden können. Damit ist der Weg offen, um die mittlere, jährliche Gebietsverdunstung auch in alpinem Gelände bestimmen zu können.

L i t e r a t u r

- AMBACH, W. and HOINKES, H. (1963). The heat balance of an Alpine snow-field, IASH-General Assembly of Berkeley, Publ. No. 61, p. 24-35.
- ANDERSON, H.W. et al. (1963). Evaporative loss from soil, native vegetation and snow as affected by Hexadecanol, IASH-General Assembly of Berkeley, Publ. No. 62, p. 7-12.
- DE LA CASINIERE, A.C. (in press). Bilan thermique de la Vallée Blanche. Sympos. on the Hydrology of glaciers, Cambridge, England, 7-13 Sept. 1969.
- COX, L.M. et al. (1976). A device for evaluating the water vapor exchange between snow and air. Water Res. Research Vol. 12, No. 1, p. 22.
- FOEHN, P. (1973). Short-term snow melt and ablation derived from heat- and mass-balance measurements. Journal of Glacier Vol. 12, No. 65, p. 275-289.
- GOLD, L.W. and WILLIAMS, G.P. (1960). Energy balance during snow melt period at an Ottawa site. IASH-General Assembly of Helsinki, Publ. No. 54, p. 288-294.
- HICKS, B.B. and MARTIN, H.C. (1972). Atmospheric turbulent fluxes over snow. Boundary-Layer Meteorology, Vol. 2, No. 4, p. 496-502.
- HUTCHISON, B.A. (1966). A comparison of evaporation from snow and soil surfaces. Bull. Internat. Assoc. of Sc. Hydrol. Vol. XI, No. 1, p. 34-42.
- LANG, H. et al. (1977). Hydrological investigations on the Ewigschneefeld-Gr. Aletschgletscher. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie 12/2, 109-124.
- LANG, H. et al. (nicht publiziert). Wärmehaushalt, Ablation und Abfluss am Grossen Aletschgletscher, Juli/August 1965.
- LAUSCHER, A. und E. (1974). Zur Berechnung der Schneeverdunstung auf dem Sonnblick. 72.-73. Jahresbericht des Sonnblick-Vereines 1974-1975, 3-10.
- LEMMFLAE, R. and KUASISTO, E. (1974). Evaporation from snow cover. Hydrol. Sc. Bull. XIX, No. 12, p. 531-548.
- LUETSCHG-LOETSCHER, O. (1946). Ueber die Verdunstungsgrösse freier Wasserflächen im Schweizer Hochgebirge, Denkschrift der SNG, LXXVI, Abb. 2, S. 49-102.

- MARTINEC, J. (1974). Untersuchung der Schneeschmelze mit Umweltisotopen, Sonderabdruck aus "Oesterreichische Wasserwirtschaft", Jahrgang 26, Heft 3/4, S. 57-61.
- MEIMANN, J.R. and GRANT, L.O. (1974). Snow-air interactions and management of mountain watershed snowpack. Completion Report of OWRR, Fort Collins, 36 p.
- MOERIKOFER, W. (1935). Orientierende Versuche über das Schmelzen und Verdunsten von Schnee. Bericht des Physikal. Meteorolog. Observatoriums Davos vom 15. Mai 1935.
- PECK, E.L. and PFANKUCH, D.J. (1963). Evaporation rates in mountainous terrain. IAHS-General Assembly of Berkeley, Publ. No. 62, p. 267-278.
- PRUTZER, E. (1961). Die Verdunstungsverhältnisse einiger subalpiner Standorte. Sonderdruck aus "Oekol. Untersuchungen in der subalpinen Stufe zum Zwecke der Hochlagen-aufforstung" Teil I, Mitteil. der Forstl. Bundes-Versuchsanstalt Mariabrunn, Heft 59, S. 231-256.
- DE QUERVAIN, M. (1947). Zur Verdunstung der Schneedecke, Archiv f. Met. Geophys. u. Biokl., Serie B, Band III, S. 47-64.
- DE QUERVAIN, M. und ZINGG, Th. (1951). Ueber die Verdunstung der alpinen Schneedecke. IAHS General Assembly of Bruxelles, Vol. I, p. 154-160.
- SCHMIDT, R.A. (1972). Sublimation of wind transported snow-a model. USDA Forest Service Research paper RM-90, Fort Collins, 24 p.
- SEO, I. and YAMAGUCHI, N. (1965). An observation of heat balance on a snow field at the time of ablation in 1963. Berichte des Ohara-Institutes, Japan, Band XIII, Heft 1, p. 13-21.
- SVERDRUP, H.U. (1936). The eddy conductivity of the air over a smooth snow field. Geophys. Publ. XI, No. 7, 69 p.
- VOLLAND, E. (1879). Ueber Verdunstung und Insolation, siehe Luetschg-Loetscher (1944).
- WENDLER, G. and STRETEN, N.A. (1969). A short term heat balance study on a coast range glacier. Pure and Applied Geophysics, Vol. 77, No. 6, p. 68-77.

II. DIE EVAPOTRANSPIRATION LANDWIRTSCHAFTLICHER KULTUREN

F. JAEGGLI und E. FREI, Eidgenössische Forschungsanstalt für landwirtschaftlichen Pflanzenbau,
Zürich-Reckenholz

1. Einleitung

Durch die Bilanzierung der Niederschläge mit den Sickerwassermessungen in unserer Kleinlysimeteranlage, Abb. 1, und den Untersuchungen über die Beziehungen zwischen dem Wasserhaushalt des Bodens und dem Pflanzenertrag lassen sich Schlüsse auf die Grösse der Evapotranspiration ziehen. Wir beschränken uns dabei auf die^a Zusammenstellung neuer Werte über

- den jahreszeitlichen Verlauf der Evapotranspiration, sowie
- den Einfluss der Bewirtschaftungsweise und
- den Einfluss der Kulturart auf die Evapotranspiration.

Die Ergebnisse früherer Lysimeteruntersuchungen hat Geering, 1943, zusammengestellt. Nicht berücksichtigt wird bei dieser Uebersicht der Einfluss der beschränkten Wassertiefe im Lysimeter und das verschieden grosse Wasserspeichervermögen der Böden. Der Volumenanteil an leicht verfügbarem Bodenwasser (Tension 0,1 - 1,0 atü) kann die Evapotranspiration jedoch merklich beeinflussen (Frei, 1953, a, b und 1954; Hofer und Jäggi, 1975). Einige Resultate aus unserer 32 Gefässe umfassenden Kleinlysimeteranlage sind in Tabelle 1 mitgeteilt. Die Oberfläche der Gefässe beträgt $1/3 \text{ m}^2$, die Tiefe derselben 80 cm, der Boden ist schwach sandiger Lehm.

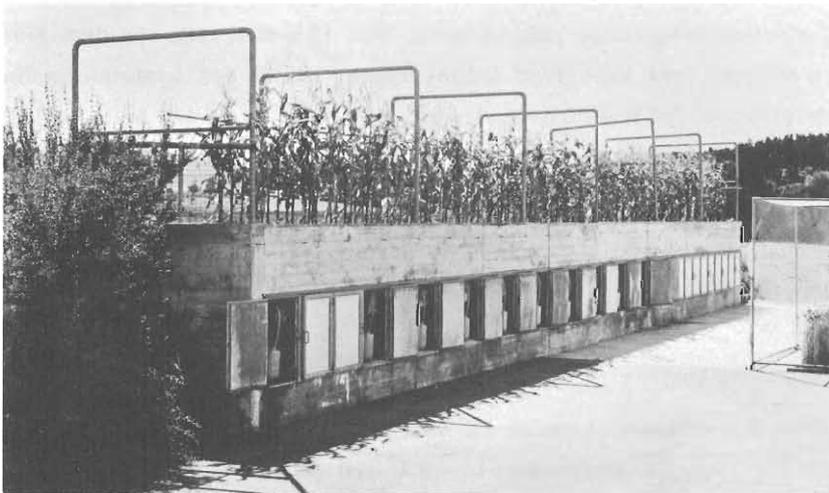


Abb. 1, Kleinlysimeteranlage Reckenholz

Genauere Angaben über die Evapotranspiration bestimmter Kulturen werden voraussichtlich erst in den nächsten Jahren vorliegen, nachdem die Grosslysimeteranlage mit 12 wägbaren Gefässen (Durchmesser 2 m, Tiefe 2 m) in Betrieb genommen sein wird.

2. Jahreszeitlicher Verlauf der Evapotranspiration

Evapotranspiration und Vegetationsrhythmus sind sinngemäss eng miteinander verbunden. Aus diesem Grund unterteilen wir die Untersuchungsperioden in das Winterhalbjahr = Vegetationsruhe (Oktober bis März) und die eigentliche Vegetationszeit - Sommerhalbjahr (April bis September).

Die Werte dieser beiden Perioden der letzten Jahre sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Tabelle 1. Jahreszeitlicher Verlauf der Evapotranspiration.

Beobachtungsperiode	Niederschläge ¹⁾ mm	Sickerwassermenge		Evapotranspiration ²⁾ % des Niederschlages
		mm	% des Niederschlags	
<u>Sommer-Halbjahr</u>				
1974, Kultur Körnermais	487	80	16	84
1975, Kultur Sommer-Weizen		76	12	88
Naturwiese	633	118	18	82
1976, Kultur Sommer-Gerste		53	10	90
Naturwiese	554	68	12	88
<u>Winter-Halbjahr</u>				
1973/74 Brache	316	287	91	9
1975/76 Brache	242	217	90	10
1976/77 Brache	443	357	81	19

1) Die Bestimmung der Niederschläge erfolgt mit einem Totalisator, 1 m über Terrain.

2) Die wirkliche Evapotranspiration der Kulturpflanzen lässt sich nicht berechnen, da die momentane Wasserreserve des Bodens am Schluss der Vegetationszeit der Kultur unbekannt ist, die ausgewiesene Evapotranspiration ist um den Betrag der Bodenaustrocknung zu klein.

Fast unabhängig von der angebauten Kultur wurden während dem Sommerhalbjahr rund 85% der Niederschläge durch die Evapotranspiration aufgebraucht. Nur 15% sickerten aus dem Wurzelbereich weg; wahrscheinlich während sehr intensiver Sommerregen. Die in den Lysimetergefäßen beschränkte Bewurzelungstiefe förderte den Wassermangel, der sich besonders 1974 beim Mais in zu geringem Wert für die Evapotranspiration zeigte.

Ganz andere Zahlen ergeben sich unter unbepflanztem Boden (Brache) während dem Winterhalbjahr. Die Evapotranspirationsleistung sinkt auf einen Mittelwert von rund 15%, d.h. die Sickerung beträgt rund 85% der Niederschläge.

3. Einfluss der Bewirtschaftungsweise auf die Evapotranspiration

Bei der herkömmlichen Bewirtschaftungsweise im Ackerbau wird das Feld in der Zeit zwischen der Ernte und der Ansaat der folgenden Hauptkultur brach liegen gelassen. Neuerdings wird nun aber vermehrt unmittelbar nach der Ernte eine Zwischenfrucht angebaut und dann, zumeist als Gründüngung, erst kurz vor der Ansaat der Hauptkultur umgebrochen.

Die Evapotranspirationswerte für diese beiden Bewirtschaftungsweisen sind in Tabelle 2 zusammengestellt. Dabei handelt es sich um Ergebnisse aus einer Versuchsanordnung, bei der ein Teil der Gefäße nach der Ernte als Brache überwintern, während die restlichen Gefäße nach der Ernte mit Zwischenfrüchten (Rüben) angesät wurden.

Die Gegenüberstellung der Werte dieser beiden Bewirtschaftungsweisen zeigt deutlich den Einfluss einer Pflanzendecke auf die Verdunstung im Winterhalbjahr. Die Evapotranspiration steigt von rund 15% der Niederschläge auf rund 30% beim Anbau von Zwischenfrüchten.

Tabelle 2. Einfluss der Bewirtschaftungsweise auf die Evapotranspiration.

Betrachtungsperiode	Niederschläge	Bewirtschaftungsweise					
		Brache			Bepflanzt		
		Sickerwasser mm	ET % Ns	ET % Ns	Sickerwasser mm	ET % Ns	ET % Ns
<u>Winter-Halbjahr</u>							
1973/74 Oktober - März Vorfrucht: Sommer-Weizen	316	287	91	9	215	68	32
1975/76 Oktober - März Vorfrucht: Sommer-Weizen	242	217	90	10	169	70	30
1976/77 Oktober - März Vorfrucht: Sommer-Gerste	443	357	81	19	304	69	31

ET = Evapotranspiration

% Ns = % des Niederschlages

4. Einfluss der Kulturart auf die Evapotranspiration

Wesentlich andere Verdunstungsverhältnisse als beim Ackerbau liegen bei futterbaulicher Nutzung des Bodens vor, d.h. beim Vorhandensein einer permanenten Pflanzendecke.

Die in Tabelle 3 zusammengestellten Werte stammen aus Untersuchungen an einem natürlich gelagerten Boden, der in 55 cm Tiefe mit einem Auffangtrichter unterfahren wurde (Abbildung 2).

Meßstation für Sickerversuche

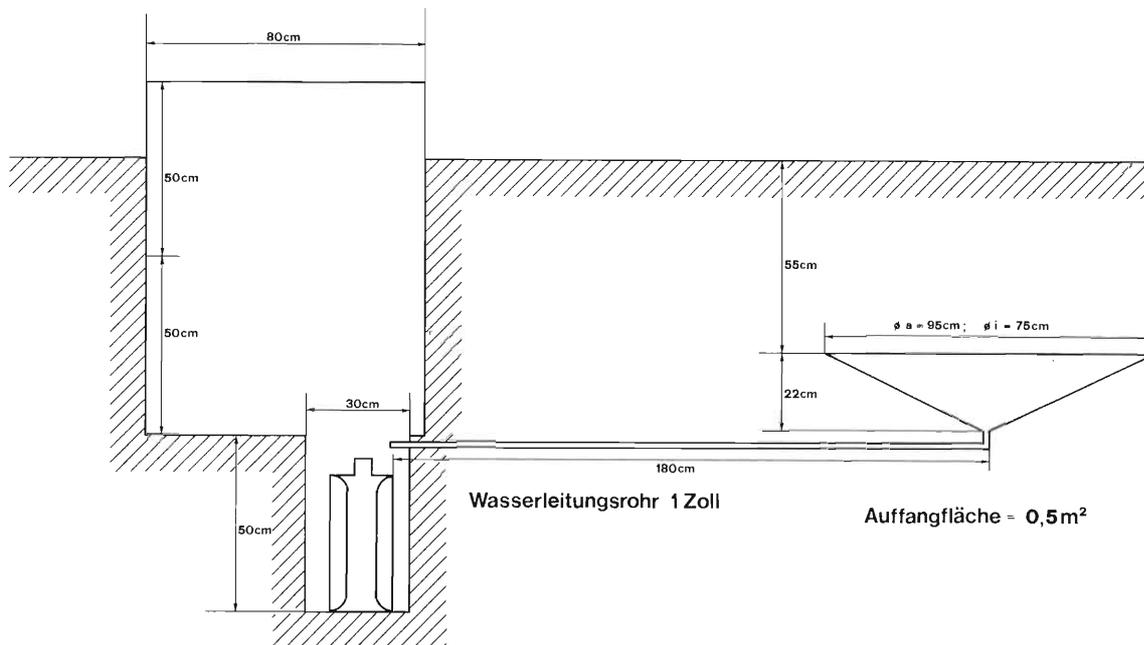


Abb. 2 Skizze der Messstation zur Bestimmung und Untersuchung des Sickerwassers, Reckenholz.

Tabelle 3. Einfluss der Kulturart auf die Evapotranspiration.

Beobachtungsperiode	Niederschläge mm	Sickerwassermenge mm	% Ns	Evapotranspiration % der Niederschläge
<u>Winter-Halbjahr</u>				
1974/75 Oktober - März Naturwiese	410	156	38	62
1975/76 Oktober - März Naturwiese	242	107	44	56
1976/77 Oktober - März Naturwiese	443,2	135	30	70
1974/75 Oktober - März <u>Brache</u> Vorfrucht: Körnermais	410	271	66	34

Die Evapotranspiration einer Naturwiese war in den Winterhalbjahren bedeutend grösser als bei ackerbaulicher Nutzung. Aus der Bilanzierung der Niederschläge mit den Sickerwassermengen errechnen sich Verdunstungsverluste von rund 60-65% der Niederschläge. Diese Evapotranspirationsraten während des Winters sind wahrscheinlich zu hoch, da sie eine unbekannte Menge Haftwasser des Bodens einbeziehen, das im Oktober vom zum Teil trockenen Boden zurückgehalten wird.

Als weiteres Beispiel für den Einfluss der Kulturart auf die Verdunstung ist noch auf die erhaltenen Werte beim Anbau von Körnermais hinzuweisen (Tab. 3). Die lange Vegetationszeit des Maises ermöglicht den Anbau von Zwischenfrüchten. Die im Winterhalbjahr 1974/75 ermittelte Verdunstung von 34% der Niederschläge weist darauf hin, dass Körnermais als spät das Feld räumende Hauptkultur jedoch ähnliche hydrologische Verhältnisse erzeugt, wie der Anbau von Zwischenfrüchten.

Von spät das Feld räumenden Hauptkulturen, wie Körnermais und Zuckerrüben, ist daher auch eine Verringerung der Sickerwassermenge im Winterhalbjahr zu erwarten.

5. Zusammenfassung

Unabhängig von der Kulturart liegt in unseren Versuchen die Evapotranspiration landwirtschaftlicher Kulturen im Sommerhalbjahr (April bis September) bei 85-90% der Niederschläge (Reckenholz).

Die Verdunstung während dem Winterhalbjahr (Oktober bis März) wird wesentlich durch die Bewirtschaftungsweise und die Kulturart bestimmt. Als Näherungsgrößen können folgende Werte angenommen werden:

Bewirtschaftungsweise und Kulturart	Evapotranspiration Oktober bis März in % der Niederschläge (Reckenholz)
Brache oder Hauptkultur	10 - 15
Spät räumende Hauptkultur (Körnermais, Zuckerrüben)	30 - 35
Zwischenfrüchte nach Hauptkultur	30 - 35
Dauergrünland	60 - 65

Nicht berücksichtigt wurde der Einfluss des unterschiedlichen Wasservorrats des Bodens auf die Ergebnisse.

L i t e r a t u r

- GEERING, I., 1943. Lysimeterversuche der Eidgenössischen Landwirtschaftlichen Versuchsanstalt Zürich-Oerlikon. Landwirtschaftliches Jahrbuch der Schweiz, S. 107-182.
- HOFER, H. und JAEGGLI, F., 1975. Probleme bei der umweltgerechten Anwendung von Düngemitteln. Mit. Schweiz. Landw. 23, Nr. 6 und 8, S. 89-110.
- FREI, E., 1953 a. Das Bodenwasser, seine Haftfestigkeit und Beweglichkeit. Landw. Jahrbuch der Schweiz, 2, S. 337-347.
- FREI, E., 1953. Neue Untersuchungen über den Einfluss der Bodenfeuchtigkeit auf den Pflanzenertrag. Mitt. Schw. Landw., 1, Nr. 10, S. 155-158.
- FREI, E., 1954. Transpiration and growth of sunflower plants as a function of the soil moisture tension. Trans. Vth. int. Congr. Soil Sci. Vol. II, S. 74-81.

III. DIE BESTIMMUNG DER EVAPOTRANSPIRATION VON WALDBESTAENDEN AUS FORSTHYDROLOGISCHER SICHT

H.M. KELLER, Eidgenössische Anstalt für das forstliche Versuchswesen, Birmensdorf

1. Bedeutung

Der Wald ist bekannt als grosser Wasserverbraucher, vermutlich sogar als jene Vegetationsbedeckung, die der Atmosphäre durch Evapotranspiration am meisten Wasser zuführt.

Die Schätzung der Evapotranspiration (ET) von Waldbeständen ist einerseits darum interessant und wichtig, weil mit zunehmender ET auch das Wachstum der Bäume und somit der Holzertrag des Waldes steigt. Andererseits ist der grosse Wasserverbrauch des Waldes in Erosionsschutzgebieten erwünscht, in Grundwasser- und Quellsnährgebieten und somit für viele lokale und regionale Wasserversorgungen oft aber von kritischer Bedeutung. Auch der Umstand, dass die Wasserführung von Fliessgewässern durch die Bewaldung im Einzugsgebiet beeinflusst wird, darf nicht unterschätzt werden. Indirekt kommt somit der ET von Waldbeständen eine landschaftsökologische Bedeutung zu. Die mikroklimatische Rolle des Waldes in der Landschaft wird bereits vielerorts erkannt, hingegen ist der Einfluss des Waldes auf das Grossklima in vielfältigen Beziehungen noch recht wenig bekannt. Mindestens gehen die Ansichten stark auseinander.

2. Methoden

Bei der Schätzung der aktuellen Evapotranspiration (ET) von Waldbeständen wird oft versucht von der potentiellen ET auszugehen. Der Umstand aber, dass die aktuelle ET häufig sehr stark von der potentiellen ET abweicht, bringt Schwierigkeiten mit sich. Das Verhältnis der aktuellen zur potentiellen ET kann auch nicht generell angegeben werden, weil die Verfügbarkeit des Wassers im Boden für die Waldbäume sowie physiologische Mechanismen den Wasserverbrauch massgeblich steuern.

Dennoch sind mehrere Methoden daraufhin untersucht worden, die Verdunstung oder Evapotranspiration (ET) von Waldbeständen zu schätzen.

Es lassen sich 4 Gruppen unterscheiden:

- aus der Wasserbilanz bewaldeter Einzugsgebiete
- aus der Wasserbilanz kleiner Versuchsflächen
- mit Hilfe von Berechnungsformeln, die empirisch entwickelt wurden
- durch Berechnung des Austausches von Wasserdampf zwischen Waldbestand und Atmosphäre; aerodynamische und energetische Ansätze.

Diese 4 Gruppen unterscheiden sich in vielfältiger Beziehung. Die Aufwendungen variieren sehr stark, nicht nur finanziell sondern auch zeitlich und personell. Im weiteren ergeben sich Schätzwerte der ET in unterschiedlicher zeitlicher Auflösung. Während in instrumentierten Einzugsgebieten minimal für wenige Tage, besser für Monate und Jahre die ET geschätzt werden kann, sind empirische Formeln entwickelt worden, die Schätzwerte, wenn auch ungenaue, auf Tagesbasis erlauben. Aus Wasserbilanzen in gut instrumentierten Versuchsflächen ergeben sich auch ET-Tageswerte. In beiden Fällen sind aber die Tageswerte als Einzelwerte ungenau. Es ist deshalb vorteilhaft, nur deren Summe als Wochen- oder besser Monatswert zu verwenden. Hingegen sind Austausch-Berechnungen geeignet, ET-Werte für Perioden kleiner als eine Stunde zu schätzen.

In der Praxis, vor allem in Fällen, wo nur eine beschränkte Zeit für die ET-Schätzung zur Verfügung steht und oft nur lückenhafte lokale Information über Klimaverhältnisse, Vegetation- und Bodenverhältnisse vorliegen, sind empirische Formeln wahrscheinlich die am häufigsten angewendete Methode zur Schätzung der Evapotranspiration. Die sich stets weiter entwickelnden Ansätze für Simulationsrechnungen erlauben solche Rechenansätze zur Bestimmung der Evapotranspiration zu verwenden. In den meisten Simulationsansätzen für die Abflussberechnung werden ET-Ansätze nach bekannten Formeln verwendet werden. Die Simulationsrechnung hat dann den Vorteil, dass die Koeffizienten durch "Fitting" den örtlichen Verhältnissen angepasst werden können.

3. Verdunstungswerte

Im folgenden sei über ET-Werte berichtet, die im Rahmen der forsthydrologischen Untersuchungen an der EAFV, ausschliesslich mit Hilfe der Wasserbilanzgleichung in kleinen Einzugsgebieten, ermittelt wurden. Empirische Formeln zu Vergleichszwecken sind bis jetzt noch nicht herangezogen worden. Im folgenden sind einige Bereichswerte für die jährliche Evapotranspiration in den nördlichen Voralpen (Flyschgebiet) gegeben. Sie basieren auf der Bilanzgleichung

$$ET = N - Q \pm L \pm \Delta S$$

welche auch für andere als Jahresperioden Geltung hat. Dabei ist:

- ET = Evapotranspiration einschliesslich Interzeptionsverluste
- N = Niederschlag
- Q = Abfluss
- L = Verluste oder Gewinne im Untergrund
- ΔS = Veränderung der Wasserspeicherung im Boden und des Wasseräquivalentes der Schneedecke.

Die Niederschlagswerte können als korrigierte Werte gelten, da durch Standortwahl und Ausrüstung der Messgeräte (Windschutz) weitgehend effektive Niederschläge gemessen werden. Ueber die Grösse von L sind wir im Ungewissen. Bei den Schätzwerten von ET sind die Verluste durch Tiefensickerung oder Gewinne durch Fremdwasser nicht berücksichtigt. Hingegen sind die Veränderungen des Wassergehaltes im Boden und des Wasseräquivalentes der Schneedecke durch Wasserspiegelmessungen in Nassgebieten respektive Schneewasserwertbestimmungen mit Näherungswerten berücksichtigt. Bei mittleren jährlichen Niederschlägen von ca. 2000 mm sind die in Tabelle 1 gegebenen ET-Verluste zu erwarten (1100 - 1500 m ü.M.).

Tabelle 1. Jährliche ET-Werte für verschiedene Nadelwald- und Bodenverhältnisse im Flyschgebiet.

Typ	Beschreibung	ET pro Jahr
I	völlig bewaldet, tiefgründiger Boden, Durchlässigkeit nicht gehemmt	ca. 850 mm
II	mässig stark bewaldet (ca. 50%), Böden z.T. flachgründig und gehemmt durchlässig	ca. 700 mm
III	mässig stark bewaldet (ca. 50%), Böden überwiegend flachgründig und von gehemmter Durchlässigkeit	ca. 600 mm
IV	mittlere oft lückige Bewaldung, Böden meist flachgründig und stark gehemmt durchlässig (Sumpfbiete)	ca. 450 mm
V	wenig Wald (< 20%), meist Weide- und Nassflächen, flachgründige Böden mit gehemmter Durchlässigkeit	ca. 350 mm

Die ET-Jahreswerte variieren innerhalb etwa 10-20% des mehrjährigen Mittelwertes, während die Niederschlagsmengen eines Jahres bis zu 30% vom mehrjährigen Mittelwert abweichen können. Es ist deshalb wenig sinnvoll, die ET als Prozentsatz der Niederschlagsmenge anzugeben.

Durch fortlaufende Bilanzierung der monatlichen Werte der Bilanzglieder (Gleichung 1) können für die Vegetationsperiode die in Tabelle 2 angegebenen Bereiche der mittleren täglichen Evapotranspiration im Flyschgebiet der Voralpen (Typ I-V) angegeben werden:

Tabelle 2. Mittlere tägliche ET während der Vegetationsperiode im Flyschgebiet.

Typ ¹⁾	mittlere ET/Tag während Vegetationsperiode
I	2.7 - 3.7 mm/Tag
II	2.4 - 3.4 mm/Tag
III	1.7 - 2.7 mm/Tag
IV	1.5 - 2.5 mm/Tag
V	1.2 - 2.2 mm/Tag

¹⁾ Beschreibung siehe Tabelle 1

Die Dauer der Vegetationsperiode beträgt je nach Jahr 4-5 Monate. In diesen ET-Werten (Tabelle 2) sind die Verluste durch Interzeptionsverdunstung inbegriffen. An einzelnen Tagen können aber weit höhere Verluste vorkommen, die bis zum doppelten oder 3-fachen Wert ansteigen. Andererseits kann die Evapotranspiration bei beschränktem Wasserangebot im Wurzelraum drastisch reduziert werden (bis < 1.0 mm/Tag). Ueber diese täglichen Schwankungen der Evapotranspiration aus Bilanzgleichungen Auskunft zu geben, fällt allerdings schwer, da die Unterschiede in der Speicherhaltung und die genaue Erfassung derselben viel mehr ins Gewicht fallen als bei Perioden grösserer Dauer.

Kleinere Versuchsflächen hingegen eignen sich besser mit Hilfe der Bilanzgleichung für Perioden von etwa 1 Tag die Evapotranspirationsverluste zu ermitteln.

Es ist sicher keine neue Forderung für zukünftige Aufgaben, die verschiedenen Methoden zur ET-Schätzung nicht allein für sich, sondern in ihrer gegenseitigen Verbindung und gegenseitigem Nutzen zu sehen (Verifikation).

4. L i t e r a t u r

Die Fachliteratur über Evapotranspiration, deren Schätzung, Messung und Berechnung ist auf der einen Seite übervoll von Arbeiten, die Schätzverfahren und Modellansätze erläutern, direkte und indirekte Messergebnisse an spezifischen Standorten angeben, die physikalische und physiologische Prozesse erklären, und vieles mehr über die ET berichten. Andererseits ist es offensichtlich, dass für den Benutzer mit beschränkten Mitteln an Zeit und Geld eine sehr kleine Palette an Möglichkeiten die aktuelle ET zu schätzen zur Verfügung steht. Ueberdies dürfte bereits die Wahl der Methode grosse Schwierigkeiten machen und zudem das Ergebnis sehr wesentlich beeinflussen. Im folgenden sind ein paar Literaturangaben gemacht, die für die Problematik der ET-Schätzung einerseits, für den Benutzer andererseits gewisse Hinweise geben.

BAUMGARTNER, A., 1970. Water- and energy balances of different vegetation covers. IAHS, Publ. Nr. 94: 570-580.

- BROWN, R.W., 1973. Transpiration of native and introduced Grasses on a high-elevation Harsh Site. IN: Ecology and Reclamation of devastated Land, Hutnik and Davis ed. p. 467-481.
- FEDERER, C.A., 1975. Evapotranspiration. IN: US national report for the IUGG General Assembly in Grenoble, p. 442-445 und 487-494.
- GAY, L.W. and H.R. HOLBO, 1974. Studies of the Forest Energy Budget. Oregon State University, Corvallis Oregon, WRRRI - 24, 34 p.
- ITEM, H., 1974. Ein Modell für den Wasserhaushalt eines Laubmischwaldes. Mitt. Eidg. Anstalt für das forstliche Versuchswesen, 50 (3): 137-331.
- KHORRAM, S., 1974. Derivation, Description and Definition of input Parameters for current evapotranspiration estimation equations. Space Science Laboratory, University of California, Berkely. Series 16 (2): 74-94.
- KHORRAM, S. and R.W. THOMAS, 1976. Remote sensing as a Tool for Watershed-wide Estimation of net Solar Radiation and Water Loss to the Atmosphere. ACSM and ASP Annual Meeting, Washington D.C., 20 p.
- PECK, E.L., 1976. Catchment Modeling and initial Parameter Estimation for the National Weather Service River Forecast System. NOAA Tech. Mem. NWS HYDRO - 31, 24 p.
- PLOEG, R.R., B. ULRICH, J. PRENZEL and P. BENECKE, 1975. Modeling the Mass Balance of Forest Ecosystems, Summer Computer Simulation Conference, July 1975, San Francisco: 793-802.
- ROSENBERG, N.J., H.E. HART and K.W. BROWN, 1968. Evapotranspiration, Review of Research. University of Nebraska, MP 20, 78 p.
- SWIFT, L.W., W.T. SWANK, J.B. MANKIN, R.J. LUXMOORE and R.A. GOLDSTEIN, 1975. Simulation of Evapotranspiration and Drainage from Mature and Clearcut Deciduous Forests and Young Pine Plantation. Water Resources Research 11 (5): 667-673.
- US INTERNATIONAL BIOME, 1973. Symposium on Evaporation and Transpiration from Natural Terrain. Contribution Nr. 121 from the Eastern Deciduous Forest Biome, Proceedings of the AGU Fall Meeting 1973.

V. ZUM PROBLEM DER RAEUMLICHEN UND ZEITLICHEN VARIABILITAET DER
VERDUNSTUNG IN DER SCHWEIZ

H. LANG, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie, ETH Zürich

1. Einleitung

Im Skalenbereich der Hydrologie von Einzugsgebieten wird häufig der Jahreswert der Gebietsverdunstung, im Gegensatz zu Niederschlag und Abfluss, als zeitliche Halbinvariante betrachtet. Diese Auffassung kann sich auf die Vorstellung stützen, dass auch bei fehlenden Niederschlägen die Speicherfähigkeit des Untergrundes über eine gewisse Dauer von Trockenperioden hinweg Wasser für die Evapotranspiration bereithält; bezüglich der atmosphärischen Verhältnisse sind in Trockenperioden im allgemeinen günstige Voraussetzungen für Verdunstung gegeben. Andererseits sind in Jahren mit hohem Niederschlagsangebot die atmosphärischen Bedingungen eher weniger verdunstungsfördernd. Diese mit Jahreswerten verbundenen Vorstellungen lassen jedoch die Struktur der Niederschläge und des Witterungsgeschehens unberücksichtigt. Die bisher vorliegenden Untersuchungen erlauben es nicht, die Frage nach der zeitlichen Varianz der Verdunstung eindeutig zu beantworten. Insbesondere fehlen die Grundlagen, um die Fragen nach zeitlichen Extremwerten der Gebietsverdunstung sauber zu klären.

Ebenso wird, für gegebene Klimaverhältnisse wie z.B. im Bereich des schweizerischen Mittellandes oder in noch grösserer Skala eine räumlich praktisch invariante Gebietsverdunstung von 500 mm im Mittel pro Jahr für grosse Teile Mitteleuropas eingesetzt (z.B. 1). Bei grösseren Flussgebieten gleichen sich die sicher vorhandenen, lokalen räumlichen Unterschiede teilweise aus. Solche Verdunstungswerte sind als langjährige und grossräumige Mittelwerte mit relativer Genauigkeit anzusehen (vom systematischen Fehler, der diesen Werten anhaftet, wegen des bis jetzt in hydrologischen Bilanzen meist nicht berücksichtigten systematischen Fehlers in der Niederschlagsmessung, sei hier zunächst einmal abgesehen). Einzig in dieser grossräumigen Sicht sollte die Vorstellung von der Halbinvarianz der Verdunstung benützt werden. Da der Begriff als solcher aber relativ schlecht definiert ist, sollte man ihn vielleicht überhaupt vermeiden.

Die aus längeren Messreihen für verschiedene Einzugsgebiete der Schweiz resultierenden Werte der mittleren Gebietsverdunstung (zusammengestellt von V. BINGGELI (2)) deuten auf beträchtliche räumliche Unterschiede hin, die nicht allein auf die Unterschiede in der mittleren Höhe der Gebiete zurückzuführen sind. Die Möglichkeit grosser Unterschiede in der Genauigkeit muss dabei in Betracht gezogen werden.

Im Hinblick auf die heute von wissenschaftlicher und von wasserwirtschaftlicher Seite her gesteigerten Anforderungen, ist es erwünscht, für einen kleineren zeitlichen und vor allem räumlichen Skalenbereich die zweifellos vorhandene Variabilität der Verdunstung besser zu kennen. Das Fernziel dabei wäre die Darstellung der Verdunstung für charakteristische Landschaftstypen (wie z.B. Waldgebiete, Wiesenland, Ackerland mit verschiedener Nutzungsart, voralpine und alpine Gebiete), für verschiedene Boden- und Untergrundverhältnisse und in Abhängigkeit von Meereshöhe und Niederschlagsregion.

2. Bemerkung zur Abschätzung der zeitlichen Variabilität der Verdunstung aus Formeln

Formeln und Beziehungen zwischen Jahreswerten der Gebietsverdunstung einerseits und der Temperatur sowie des Niederschlages andererseits wie z.B. die von TURC (3) oder von WUNDT (4), überdecken einen relativ sehr breiten Klimabereich. So kann z.B. die als Einflussgrösse für wichtig erachtete jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge nicht berücksichtigt werden. Bei der Abschätzung von Extremwerten der Gebietsverdunstung kann sich dies entsprechend auswirken. Ein fiktives Beispiel soll dies erläutern:

In unserem Klima ist der mittlere Jahresgang des Niederschlages nicht sehr stark ausgeprägt. In einem Einzeljahr kann es jedoch vorkommen, dass einem Winterhalbjahr mit stark überdurchschnittlichem Niederschlag ein sehr niederschlagsarmes Sommerhalbjahr folgt, so dass der Jahreswert nicht weit vom langjährigen Mittelwert zu liegen kommt. In einem Gebiet mit geringer Speicherkapazität für Bodenwasser wird sich in diesem Fall eine unterdurchschnittliche Jahresverdunstung einstellen (geringe Bodenfeuchte im Sommer). Die Berechnung dagegen wird vom Jahreswert des Niederschlages her eher ein durchschnittliches Jahr anzeigen. Gleichzeitig können aber in diesem Beispiel der niederschlagsreiche Winter und der niederschlagsarme Sommer beide erfahrungsgemäss einen überdurchschnittlich hohen Jahreswert der Lufttemperatur herbeiführen; die formelmässige Berechnung auf der Basis der Jahreswerte von Niederschlag und Lufttemperatur kann dann schliesslich sogar einen überdurchschnittlichen Jahreswert der Verdunstung liefern. Hier sei der Versuch von LIEBSCHER (29) erwähnt, in Regressionsbeziehungen mit dem Verhältnis Sommerniederschlag/Winterniederschlag den Einfluss der jahreszeitlichen Verteilung der Niederschläge zu berücksichtigen.

Im Hinblick auf die Anwendung empirischer Formeln sei noch auf folgenden Zusammenhang aufmerksam gemacht: Wenn bei nachlassendem Bodenwasserspeicher die Evapotranspiration zurückgeht, wird die zur Verfügung stehende Energie aus der Strahlungsbilanz vermehrt zur Erhöhung des von der Bodenoberfläche zur Atmosphäre gerichteten fühlbaren Wärmestroms verwendet - d.h. verminderte Verdunstung geht dann parallel mit erhöhter Lufttemperatur (mindestens was den vom lokalen Wärmeumsatz bestimmten Anteil der Lufttemperatur betrifft). Damit wird eine variable Komponente negativer Korrelation zwischen Lufttemperatur und Verdunstung angezeigt (siehe dazu die Bemerkung von PENMAN (5)). Diese Feststellung scheint im Hinblick auf die beschränkte Anwendbarkeit rein empirischer Formeln und deren Uebertragbarkeit ebenfalls wichtig.

Von den aus physikalischen Ueberlegungen abgeleiteten Beziehungen sei nur die bekannte von PENMAN (6) eingeführte Methode genannt, welche die Strahlungsbilanz und einen aerodynamischen Term kombiniert. Die potentielle Evapotranspiration lässt sich damit aus allgemein verfügbaren Daten berechnen, unter Berücksichtigung der Albedounterschiede verschiedener Oberflächen. Zur Berechnung der aktuellen Verdunstung kann eine gewisse Berücksichtigung des Bodenfeuchtedefizites vorgenommen werden (7). Ein Vorteil dieser Methode liegt auch in der Möglichkeit, die Verdunstung für Tagesabschnitte bestimmen zu können.

Man kann diese Formeln auch dazu verwenden, maximal mögliche Werte der potentiellen Evapotranspiration abzuschätzen. Dabei würde man die Annahme treffen, dass die gesamte aus der Strahlungsbilanz zur Verfügung stehende Energie voll für Verdunstung verbraucht wird, unter der Voraussetzung eines unbegrenzten Wasservorrates. Dieser für die Bewässerung landwirtschaftlicher Kulturen interessierende Fall dürfte in der Natur in unserem Klima nur kurzzeitig möglich sein.

Wasserwirtschaftlich dürften Extremwerte der Gebietsverdunstung ab einem zeitlichen Skalenbereich von etwa Wochen oder Monaten interessieren und dies vor allem in ausgesprochenen Trockenperioden. Ein wesentliches Problem scheint bis heute nicht genau geklärt; nämlich die Frage, wieviel Wasser die verschiedenen Pflanzen bei abnehmender Bodenfeuchte verbrauchen und wie die Beziehung zwischen der Evapotranspiration und den Klimafaktoren bei ungesättigten Bodenfeuchtebedingungen verlaufen. So scheint es mit zunehmender Austrocknung des Bodens für die Pflanzen immer schwieriger, Wasser aus dem Boden zu ziehen; doch ist selbst beim Welkepunkt die dafür aufzuwendende Arbeit von 0,4 cal/gr Wasser (nach (5), Seite 47) relativ gering im Vergleich zur Energie von 597,3 cal/gr Wasser (bei 0° Celsius), die bei Verdunstung zur Aenderung des Aggregatzustandes verbraucht wird. Das Problem der physiologischen Steuerung des Wasserverbrauches sei hier nur als solches angedeutet.

Die Untersuchungen über die genaueren Zusammenhänge sind heute in vollem Gange (siehe z.B. (8) und (9)). Es ist zu hoffen, dass die u.a. auch im hydrologischen Forschungsgebiet Rietholzbach (VAW, ETH Zürich) zur Zeit laufenden Untersuchungen zu den offenen Fragen des Problems der Verdunstung und ihrer Beziehungen zum Klima in naher Zukunft beitragen werden. Als vorläufiges Ergebnis sei hier vermerkt, dass selbst während der Trockenperiode im Sommer 1976 kein signifikanter Rückgang in der vom Lysimeter (3,14 m², Wiese) angezeigten Evapotranspiration festzustellen war, trotz erheblichem Bodenfeuchtedefizit. Die Werte deuten darauf hin, dass unter den hier gegebenen Bodenverhältnissen die verfügbaren Bodenwasserreserven genügen, um die Verdunstung über längere Trockenperioden hinweg voll aufrecht zu erhalten.

Rietholzbach: Lysimeter Büel - Beispiel für Verdunstungswerte während der Trockenperiode im Sommer 1976 (vorläufige Werte (22)).

18. - 24.06.1976	\bar{V}	4.6 mm/d
24.06.1976	V_{Max}	7.0 mm/d
1. - 7.07.1976	\bar{V}	6.0 mm/d
3.07.1976	V_{Max}	6.6 mm/d

$V = 7 \text{ mm/d}$ ist ein Wert, der wahrscheinlich nahe dem maximal möglichen Tageswert der ET in unserem Klima kommt.

3. Faktoren, welche die räumliche Variabilität der Verdunstung bestimmen

3.1. Abgesehen vom Einfluss der Meereshöhe sind innerhalb eines gegebenen Klimabereiches die räumlichen Unterschiede der Verdunstung mit folgenden Faktoren verknüpft:

Unterschiede in der verfügbaren Energie, verursacht durch Expositionsunterschiede (Hangneigung und Hangrichtung), durch Unterschiede in der Albedo (Reflexionskoeffizient im kurzwelligen Bereich der Sonnen- und Himmelsstrahlung) von verschiedenen Pflanzen und Bodenoberflächen, und durch Unterschiede in der Wärmeleitfähigkeit der Böden.

Unterschiedliche Austauschbedingungen zum Abtransport des bei Verdunstung freigesetzten Wasserdampfes (dies ist ja eine Voraussetzung, um das Sättigungsdefizit in der bodennahen Luftschicht aufrecht zu erhalten). Als Parameter sind hier die unterschiedliche Rauigkeit der verschiedenen Vegetations- und Bodenoberflächen sowie Expositionsunterschiede zu nennen. Hohe Vegetation, wie z.B. Wald, weist einen hohen Rauigkeitsparameter auf, also hohen aerodynamischen vertikalen Austausch und somit eine Begünstigung der Verdunstungsprozesse; Schnee dagegen minimale Rauigkeit.

Unterschiede im Bodenfeuchteangebot, verursacht durch Unterschiede in der Speicherfähigkeit der Böden und des geologischen Untergrundes, im Flurabstand des Grundwasserspiegels, sowie durch topographische Faktoren, welche sich u.a. auch in unterschiedlichen Niederschlagsmengen auswirken können.

Unterschiede in der Interzeption. Dieses Problem scheint in neueren Untersuchungen wieder aufmerksamer verfolgt zu werden (z.B. 9), da vermutet wird, dass der Interzeption zum Verständnis der unterschiedlichen Verdunstung zwischen niederer und hoher Vegetation eine sehr wesentliche Bedeutung zukommt. Dabei gilt dem Advektionsterm der Wärmezufuhr die besondere Aufmerksamkeit (d.h. dass in der Modellvorstellung das verfügbare Wärmeangebot nicht nur über die Albedo und die lokale Strahlungsbilanz kontrolliert wird).

Unterschiede der verschiedenen Pflanzenarten, das vorhandene Wasser für Transpiration zu nützen. Gleichzeitig ist auch zu beachten, dass mit der relativ grossen Interzeptionsfähigkeit hoher Vegetation die Zeitspanne mit potentieller Verdunstung länger andauert als unter den Verhältnissen bei niederer Vegetation.

Die Berücksichtigung all dieser Faktoren lässt vermuten, dass unter den in der Schweiz gegebenen heterogenen Landschaften mit relativ grossen Unterschieden in der Verdunstungsgrösse zu rechnen ist, die sich jedoch umso besser ausgleichen, je grösser die Flussgebiete sind. Extreme Werte der Gebietsverdunstung sind vor allem dort zu suchen, wo besonders monotone Landschaftseinheiten ein Einzugsgebiet beherrschen, wie z.B. reine Waldgebiete. So ergaben die klassischen Untersuchungen in kleinräumigen Gebieten von ENGLER und BURGER (27, 28) folgende Werte der mittleren Jahresverdunstung (1927 - 1952):

Sperbelgraben (99% Wald):	860 mm
Rappengraben (31% Wald):	696 mm.

Andererseits lassen sich z.B. allein aus Unterschieden in der Albedo a zwischen Nadelwald ($a \sim 0.10$) und Wiesenland ($a \sim 0.20$) an einem Sommertag mit einer Globalstrahlung von $700 \text{ cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$ um ca. 10% verschiedene Werte der Evapotranspiration für Wald (10.6 mmd^{-1}) und für Wiese (9.4 mmd^{-1}) ableiten, wenn man die übrigen Glieder der Wärmehaushaltsgleichung vernachlässigt und die gesamte, aus der kurzwelligen Strahlungsbilanz verfügbare Energie für Verdunstung einsetzen würde. Wenn man auch noch die Unterschiede im langwelligen Strahlungsbereich berücksichtigt, ergeben sich nach BAUMGARTNER (10) bezüglich der gesamten Strahlungsbilanz für verschiedene Erdoberflächen in Mitteleuropa etwa folgende Jahreswerte der verfügbaren Energie, ausgedrückt in mm Verdunstungsäquivalent:

	Wiesenland	Ackerland	Nadelwald
V-Äquivalent der Jahressumme der Nettostrahlung:	590 mm	760 mm	850 mm

Solche Angaben geben nicht die wirklichen Beträge der Verdunstung, ermöglichen aber doch eine Vorstellung über die Grössenordnung der Unterschiede, welche sich allein aus der wichtigsten Komponente in der Energiebilanz, der Strahlungsbilanz, ableiten lassen.

3.2. Die Verdunstung in Abhängigkeit von der Meereshöhe

In Gebieten mit grossen Höhenunterschieden interessiert besonders auch die Aenderung der Verdunstung mit der Meereshöhe. Zunehmende Meereshöhe bedeutet eine Aenderung praktisch aller die Ver-

verdunstung bestimmenden meteorologischen Einflussgrößen. Damit gekoppelt sind Änderungen der Vegetation, der Boden- und Untergrundbedingungen sowie weiterer wichtiger Einflussfaktoren wie Relief und Schnee- bzw. Eisbedeckung.

Da es in höher gelegenen Gebieten besonders schwierig ist, genauere hydrologische Bilanzen zu bestimmen, stützt man sich im schweizerischen Alpengebiet häufig auf die von LUETSCHG (11) angegebene empirische Beziehung zwischen mittlerer Gebietsverdunstung V (in mm) und mittlerer Gebietshöhe Z (in m ü.M.).

$$V = 426.3 - 0.0707 Z$$

Diese beruht auf Wasserhaushaltsuntersuchungen in 6 alpinen und voralpinen Einzugsgebieten mit verschiedener mittlerer Höhe und zeigt eine lineare Abnahme der Verdunstung mit der Höhe. BINGGELI (2) stützte sich auf Daten aus 22 schweizerischen Flussgebieten und erhielt

$$V = 496.5 - 0.0884 Z$$

Nach den von KOEHL (30) gemachten Angaben für das schweizerische Rheingebiet ergibt sich eine vergleichsweise stärkere Abnahme der V mit der mittleren Gebietshöhe:

$$V = 665 - 0.185 Z$$

STEINHAEUSSER (31) fand in den österreichischen Südalpen im Höhenbereich 1000 - 2100 m eine extrem hohe Abnahme von V mit Z :

$$V = 960 - 0.356 Z$$

(Bei linearer Extrapolation wäre dort $V = 0$ bereits bei einer Höhe von ca. 2700 m zu suchen - für ein unvergletschertes Gebiet ganz unwahrscheinlich!)

(Die verwendeten Messreihen sind in allen Fällen leider ungleich lang).

Zu diesen Beziehungen seien einige Ueberlegungen angestellt:

- a) Wenn man den mit der Höhe sicher zunehmenden systematischen Messfehler in der Niederschlagsmessung berücksichtigen würde, müssten an den bisher angenommenen Verdunstungszahlen Korrekturen angebracht werden (19, 20, 21). Das würde bedeuten, dass V mit zunehmender Meereshöhe Z weniger abnehmen, oder in manchen Fällen sogar zunehmen müsste.
- b) Die Frage, ob die Verdunstung mit der Höhe immer gesetzmässig abnimmt und in welchem Ausmass, lässt sich mit den heute zur Verfügung stehenden Unterlagen nicht genau beantworten.

Die Abnahme der Verdunstung mit der Höhe bewirken hauptsächlich folgende Faktoren:

- Abnahme der Lufttemperatur mit Z und damit verbunden ein allgemeiner Rückgang in der Vegetation und ihren Ansprüchen an den Wasserverbrauch bis hin zur Vegetationsgrenze im Hochgebirge (d.h. weniger Transpiration und Interzeption).
- Zunahme der mittleren Jahres-Albedo mit Z (wegen zunehmender Andauer der Schneedecke). Damit ist, rein klimatologisch gesehen, im Mittel weniger Energie aus der Strahlungsbilanz verfügbar. Mit dem mit Z zunehmenden Schneeanteil braucht es ausserdem pro mm Verdunstung entsprechend mehr Energie (Verdunstungswärme und Schmelzwärme).
- Schnee- und Eistemperaturen können maximal nur die Schmelztemperatur von 0° Celsius erreichen. Diese liegt in vielen Fällen unter dem Taupunkt der Atmosphäre, so dass relativ häufig Kondensation stattfindet.
- Mit der Meereshöhe nimmt im Mittel das Speicher- und Retentionsvermögen für Niederschlagswasser ab (wegen hoher Reliefenergie, abnehmender Bodenmächtigkeit und weniger Interzeption).

Einige Faktoren, die in Richtung einer Zunahme der Verdunstung mit der Höhe wirken:

- Zunahme der Niederschlagsmenge und der Niederschlagshäufigkeit mit Z.
- Zunehmende Ventilation mit Z.
- Abnahme des Wasserdampf-Partialdruckes der Atmosphäre mit Z.
- Abnahme des Luftdruckes mit Z.

Letzteren sah z.B. COUTAGNE (12) als einflussreiches Element an. Dabei wird allerdings übersehen, dass die für Verdunstung aufgewendete Energie von 597 cal gr^{-1} (bei 0° Celsius) nur zu etwa 5% für die Arbeit gegen den Atmosphärendruck bei der Volumenvergrößerung während des Phasenüberganges flüssig-gasförmig gebraucht wird; der Grossteil der Energie dient zur Ueberwindung der intramolekularen Kräfte (20).

Im Hinblick auf den wahren Verlauf der gesuchten V (Z) Beziehung sind stichwortartig nach Faktoren zu nennen, die eher einen nichtlinearen Zusammenhang erwarten lassen:

- Systematische Unterschiede in Vegetation und in Klima (z.B. häufige Temperaturinversionen) in gewissen Höhenbereichen lassen vermuten, dass V speziell in diesen Höhenlagen nicht in gleichem Ausmass mit der Höhe abnimmt. Es wäre auch denkbar, dass zwischen ca. 500-1000 m ü.M. ein Verdunstungsmaximum auftritt (höherer Strahlungsgenuss, bessere Austauschverhältnisse, höherer Waldanteil).
- Waldgrenze und Klimatische Schneegrenze sind Unstetigkeiten, die sich auch in V (Z) auswirken dürften.
- Unterschiede zwischen stark vergletscherten und unvergletscherten Gebieten.

Diese rein theoretischen Ueberlegungen, obwohl noch nicht quantitativ formuliert, zeigen, dass an den bisherigen Vorstellungen über die Verdunstungsgrösse in Abhängigkeit von der Meereshöhe unter Umständen Korrekturen nötig sein werden - dazu sind allerdings weitere Untersuchungen abzuwarten.

4. Einige für unsere Diskussion dienliche Angaben zur Verdunstung im Hochgebirge aus Wasserhaushalts- und Wärmehaushaltsuntersuchungen

4.1. Von der VAW/ETH werden für die Gebiete des Grossen Aletschgletschers (Massa/Blatten) und des Griesgletschers (Stausee) hydrologische Bilanzen unter Berücksichtigung der Reservenänderung der Gletscher berechnet (13). Dabei werden folgende, zeitlich invariante Jahreswerte der Gebietsverdunstung eingesetzt (Schätzwerte):

Einzugsgebiet Gr. Aletschgletscher (Massa, Blatten)

H = 2950 m ü.M., Vergletscherung 66% (1973) V = 210 mm

Einzugsgebiet Griesgletscher (Stausee)

H = 2820 m ü.M., Vergletscherung 62% V = 200 mm

Diese Werte der Gebietsverdunstung entsprechen etwa der nach LUETSCHG (11) gegebenen Abnahme der Verdunstung mit der Höhe. Im Fall des Griesgletschergebietes ergibt sich dabei ein Gebietsniederschlag, der um 22% höher liegt als der in 2510 m ü.M. mittels Totalisator gemessene Wert.

4.2. Einzugsgebiet des Hintereisferners (Hintereisbach, Steg)

(Oetztaler Alpen, Tirol).

H = 2981 m ü.M., Vergletscherung 58%.

Gebietsverdunstung, bestimmt aus Niederschlag N, Abfluss A, Rücklage R (Nettoakkumulation) und Verbrauch B (Nettoablation):

Haushaltsjahr	$V = N - A - (R - B)$
1957/58	214 mm
1958/59	145 mm.

Dieses den Engadiner Gletschergebieten klimatisch sehr ähnliche Gebiet soll hier aufgeführt werden, weil es das einzige Gletschergebiet in den Alpen ist, wo für 2 Jahre (1957/58 und 1958/59) Gebietsniederschlag (aufgrund der Winterschneedecke und korrigierten Sommerniederschlägen), Abfluss und Reservenänderung der Gletscher durch intensive Messprogramme bestimmt wurden. Dies erlaubte eine einigermaßen sichere Bestimmung der Gebietsverdunstung aus der Wasserhaushaltsgleichung (14). Zur Zeit laufende intensive Studien an dem benachbarten Vernagtferner versprechen sehr genaue Resultate zu erbringen (15).

4.3. Werte der aktuellen Verdunstung von Schnee und Eis aus Wärmehaushaltsmessungen

- Unterer Teil der Gletscherzunge des Grossen Aletschgletschers (Eisoberfläche 2200 m ü.M.)
 - 2. - 27. August 1965: Nur an 6 von 26 Tagen herrschten Bedingungen für Verdunstung von im Mittel nur 0,1 mm pro Tag.
Die Tage mit Kondensation überwiegen an der Gletscheroberfläche in dieser Höhe (16).
- Ewigschneefeld (Aletschgletscher 3366 m ü.M.)
 - 3. - 19. August 1974: An 15 von 17 Tagen herrschten Bedingungen für Verdunstung von im Mittel 0,12 mm pro Tag. In dieser Höhe überwiegt im Mittel im Sommer über einer Schneeoberfläche die Verdunstung; die verdunsteten Wassermengen fallen quantitativ aber kaum ins Gewicht (17).
- Vernagtferner (2973 m ü.M.)
 - 21. - 31. August 1950: Verdunstung und Kondensation kompensieren sich (25).
- Hornkees (2262 m ü.M.)
 - 3. - 9. September 1951: Im Mittel Kondensation 0,65 mm/Tag (26).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass sich auf den alpinen Gletscherflächen im Sommer Verdunstung und Kondensation teilweise kompensieren. Es ist zu vermuten, dass auch die Jahreswerte der Verdunstung im Wasserhaushalt unserer vergletscherten Flächen zahlenmässig nicht ins Gewicht fallen.

4.4. Unvergletscherte Flächen

Für die unvergletscherten Flächen im Hochgebirge sind direkte Verdunstungsbestimmungen noch schwieriger. Auf Grund von Ueberlegungen über die Wärmebilanz und über die bodennahen Dampfdruckgradienten muss man aber annehmen, dass die Jahresverdunstungswerte in unvergletscherten Gebieten wesentlich höher sind als in stark vergletscherten Gebieten in vergleichbarer Höhenlage.

Im Dischmatal bei Davos wurden von H. TURNER mikrometeorologische Untersuchungen zur Untersuchung von Standortsunterschieden vorgenommen. In (24) ist als Beispiel für einen Strahlungstag (4. VIII. 1964) die aktuelle Verdunstung, errechnet aus der Wärmebilanz, für verschiedene Expositionen angegeben:

Osthang	1,3 mm
Nordhang	0,2 mm
Geländerippe	0,8 mm
Lawinenrunse	0,9 mm.

Obwohl von einem Einzeltag und einer "Punkt"-Messung hier keine allgemeinen Schlüsse abgeleitet werden sollen, vermag das Beispiel doch die Grössenordnungen aufzuzeigen, in denen sich die expositionsbedingten Unterschiede bewegen, hier bedingt durch Unterschiede der Strahlungsbilanz und der Vegetationsdichte.

Einer genaueren Kenntnis der Verdunstung im Hochgebirge kommt vor allem für wissenschaftliche Zwecke eine besondere Bedeutung zu, während bei wasserwirtschaftlichen Ueberlegungen dieser Grösse eine eher untergeordnete Rolle zukommt. Im Verhältnis zu Abfluss und Niederschlag ist die Verdunstung sehr klein; ausserdem spielt in Hochgebirgsgebieten die echte Grundwasserneubildung eine geringe Rolle, weshalb genaueren Verdunstungswerten auch aus diesem Grund im Rahmen der Wasserwirtschaft nicht dasselbe Gewicht zukommt wie in den Grundwassergebieten der Flussniederungen und des Mittellandes.

L i t e r a t u r

1. BAUMGARTNER, A. - E. REICHEL, 1975: Die Weltwasserbilanz. R. Oldenbourg, München, Wien.
2. BINGGELI, V., 1974: Hydrologische Studien im zentralen schweizerischen Alpenvorland, insbesondere im Gebiet der Langeten. Beiträge zur Geologie der Schweiz. Hydrologie Nr. 22 Herausg. Schweiz. Geotechn. Komm. und Hydrol. Komm. SNG. Kümmerly + Frey, Bern.
3. TURC, L., 1954: Zit. nach G. Réméniéras: L'hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles 1960, p. 225.
4. WUNDT, W., 1953: Gewässerkunde. Springer-Verlag, S. 254.
5. PENMAN, H.L., 1963: Vegetation and hydrology. Commonw. Agric. Bur. CAB, Techn. Commun. No. 53, p. 35.
6. PENMAN, H.L., 1948: Natural evaporation from open water, bare soil and grass. Proc. Roy. Soc., Ser. A, 193, 120-145.
7. GRINDLEY, J., 1970: Estimation and mapping of evaporation. Sympos. on World Water Balance, Publ. No. 92 IAHS, 200-213.
8. THOM, A.S. and H.R. OLIVER, 1977: On Penman's equation for estimating regional evaporation. Quart. J. Roy. Met. Soc. 103, 436, 345-357.
9. INSTITUTE OF HYDROLOGY, Wallingford, England. Research Report 1974-1976.
10. BAUMGARTNER, A., 1970: Water and energy balances of different vegetation covers. Sympos. on world water balance. IAHS-Publ. No. 94, Proceed. of the Reading Sympos. Vol. III, 570-580.
11. LUETSCHG-LOETSCHER, O., 1944: Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. II. Bd., III. Teil, Zur Hydrologie der Landschaft Davos. Zürich 1944.
12. COUTAGNE, A., 1942: L'évaporation du sol et le déficit d'écoulement. La Météorologie, 1942 (zitiert von R. Keller: Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. Teubner 1962, S. 52).
13. KASSER, P. und M. AELLEN, 1976: Die Gletscher der Schweizer Alpen. Jährliche Publikationen der Schweiz. Gletscherkommission der SNG. 93./94. Bericht, 1976, S. 81-82.
14. HOINKES, H. und H. LANG, 1962: Der Massenhaushalt von Hintereis- und Kesselwandferner. Archiv Met. Geoph. Biokl. B 12, 1, 1962, 284-320.
15. BERGMANN, H. und O. REINWARTH, 1977: Die Pegelstation Vernagtbach (Oetztaler Alpen). Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie. 12/2, 1977.
16. LANG, H. et al.: Wärmehaushalt, Ablation und Abfluss am Gr. Aletschgletscher, Juli/August 1965. Noch nicht publiziert.
17. LANG, H. - DAVIDSON, G. und B. SCHAEGLER, 1977: Hydrological investigations on the Ewigschneefeld-Gr. Aletschgletscher. Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie. 12/2, 1977, 109-124.

18. HOINKES, H., 1956: Ueber Messungen der Ablation und des Wärmeumsatzes auf Alpengletschern. IAHS Publ. No. 39, Tome IV, 442-448.
19. SEVRUK, B., 1974: Comparison of mean rain catch of various gauge networks. Nordic Hydrology 5, 1974, 50-63.
20. HOINKES, H. und H. LANG, 1962: Winterschneedecke und Gebietsniederschlag. Archiv Met. Geoph. Biokl. B 11, 4, 1962, 424-446.
21. STRUZER, L.R. and V.G. GOLUBEV, 1976: Methods for the correction of the measured sums of precipitation for water balance computations. Report for the UNESCO/WMO International Workshop on Water Balance of Europe. Varna, 1976.
22. LANG, H., SCHAEGLER, B. und B. SEVRUK: Vorläufige Werte der Verdunstung an der Lysimeteranlage im Gebiet Rietholzbach. In Vorbereitung.
23. GERTHSEN, G.: Physik. VWV Berlin - Leipzig 1948.
24. TURNER, H., ROCHAT, P. und A. STREULE, 1975: Thermische Charakteristik von Hauptstandortstypen im Bereich der oberen Waldgrenze (Stillberg, Dischmatal bei Davos). Mitt. Eidg. Anstalt Forstl. Versuchswesen 51, 1, 95-119.
25. HOINKES, H. und N. UNTERSTEINER, 1952: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern I. Geogr. Annaler 34, 1/2, 99-158.
26. HOINKES, H., 1953: Wärmeumsatz und Ablation auf Alpengletschern II. Geogr. Annaler 35, 116-140.
27. BURGER, H., 1943 und 1954: Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. Schweiz. Anst. Forstl. Versuchswesen 23, 167-222, Mitt. Schweiz. Anst. Forstl. Versuchswesen 31, 9-58.
28. ENGLER, A., 1919: Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitt. Schweiz. Zentralanstalt forstl. Versuchswesen XII.
29. LIEBSCHER, H.-J., 1970: A method of runoff-mapping from precipitation and airtemperature data. IASH, Publ. No. 92, Vol. 1, 115-121.
30. KOEHL, A., 1971: Die Landesverdunstung im schweizerischen Rheingebiet. Jahresbericht Naturforschenden Gesellschaft Graubündens, N.F. Bd. 94, 1969/70 und 1970/71, 193-198.
31. STEINHAEUSSER, H., 1952: Ueber die Gebietsverdunstung in den österreichischen Südalpen. Berichte des Deutschen Wetterdienstes, 35, 174-178.

V. DIE BERECHNUNG DER VERDUNSTUNG AUS DER WASSERBILANZ VON EINZUGSGEBIETEN

Ch. LEIBUNDGUT, Geographisches Institut, Universität Bern

Bei den Untersuchungen des Wasserhaushaltes von Einzugsgebieten wird normalerweise die Verdunstung (V) als Unbekannte gesucht und aus den übrigen Gliedern der Wasserhaushaltsgleichung errechnet:

$$V = N - (A_o + A_u \pm R)$$

wobei	V	= mittlere Landesverdunstung = Evapotranspiration
	N	= mittlerer Gebietsniederschlag
	A _o	= oberirdischer Abfluss
	A _u	= unterirdischer Abfluss
	R	= Rücklagen oder Aufbrauch in Form von Schneedecke, Schneeschmelze, Grundwasser, Bodenfeuchte.

Nur in Ausnahmefällen besteht die Möglichkeit, die Verdunstung als Wasserhaushaltsgrösse experimentell zu bestimmen. Somit muss, trotz methodischen Bedenken, die Verdunstung auf dem oben angeführten Wege berechnet werden. Die Bedenken richten sich gegen die Genauigkeit dieser Ermittlungsweise. Die Genauigkeit ist abhängig von jener der Bestimmung der übrigen Grössen.

Daraus lässt sich der Schluss ziehen, dass bei genügender Genauigkeit der Erfassung der übrigen Bilanzglieder die experimentelle Bestimmung der Verdunstung überflüssig ist. Da nun aber in vielen Fällen diese genügend genaue Bestimmung der Glieder N, A_o, A_u, R und eventuell weiterer Glieder unmöglich ist, besteht auch von dieser Seite her nach wie vor das Bedürfnis nach der (experimentellen) Bestimmung der Gebietsverdunstung. Das Bedürfnis besteht heute selbst dort, wo die restlichen Bilanzglieder exakt erfasst werden können. Damit würde die Voraussetzung geschaffen, die Wasserhaushaltsgleichung, bzw. einzelne Glieder derselben, überprüfen zu können.

1. Methoden zur Berechnung der Verdunstung aus der Wasserbilanz von Einzugsgebieten

Die im Rahmen der Arbeiten am Geographischen Institut der Universität Bern durchgeführten Verdunstungs-"Bestimmungen" beschränken sich auf die Methode der Berechnung aus der Wasserhaushaltsgleichung. Zwar wurden immer wieder Versuche zur experimentellen Bestimmung unternommen, doch scheiterten sie alle an der Unmöglichkeit, die punktförmig erhobenen Messwerte (meist nur Evaporationswerte) auf die Grösse "Gebietsverdunstung V" zu transformieren. Der Wert dieser Arbeiten liegt in der Schaffung von apparativen Vergleichswerten, die schliesslich zur errechneten Gebietsverdunstung in Beziehung gesetzt werden können. Als selbständiges Verfahren zur Ermittlung der Verdunstungsgrösse wurden sie aber in keinem Falle weit genug entwickelt.

Zwei Arbeiten befassen sich eingehend mit der experimentellen Bestimmung der Verdunstung, jedoch nicht mit dem Ziel der Bestimmung der Gebietsverdunstung. Bei der einen Arbeit ging es um die Grösse der Seeverdunstung an einem Bergsee im Tessin (OTZ 1973), bei der zweiten um die Bestimmung der Verdunstungsgrösse in den Wässermatten des Oberaargaus (JUFER 1974).

Tabelle 1 Hydrologische Bilanzen schweizerischer Untersuchungsgebiete

Einzugsgebiet	F Fläche km ²	VG Verglet- scherung %	Hm mittlere Meereshöhe m	N Niederschlags- höhe cm	A Abfluss- höhe cm	AF Abfluss- faktor A/N	V Verdunstungs- höhe N-A cm	Beobachtungs- periode	Autor Literaturverweis
1 Thur Andelfingen	1694	0.01	785	136	97	0.71	39	1904/05-13/14	Fischer-Reinau 1917
2 Glatt Niederhöri	369	0	528	114	65	58	49	1886/87-1913/14	Fischer-Reinau 1917
3 Rappengraben Riedbad/Wasen	0.59	0	1135	170	101	59	69	1927/28-51/52	Burger 1955
4 Sperbelgraben Kurzenei/Wasen	0.56	0	1060	164	78	48	86	1927/28-51/52	Burger 1955
5' Emme Eggwil	102	0	1130	151	111	74	40	1931-60	Kasser 1967
5 Emme Geralfingen	940	0	860	130	62	48	68	1922-59	approx.
6' Langete Lotzwil	115	0	713	115	58	50	57	1959-68	Binggeli 1974
6 Langete Lotzwil (mit Grundw.)	115	0	713	115	71	61	45	1959-68	Binggeli 1974
7 Broye Sugiez	697	0	630	110	50	46	60	1920-59	approx.
8 Zihl Zihlbrück	2674	0	780	122	61	50	61	1920-55	Walser 1957
8' Bibern Kerzers	50.1	0	540	95	35	37	60	1955/56-69/70	approx.
9 Aare Brügg-Brugg	3461	-	-	117	61	52	56	1916-55	Walser 1957
10 Rhein Mittellandgeb.	17090	-	630	111	58	53	53	1921-52	Walser 1954
11 Allaine Boncourt	198	0	-	118	53	45	65	1965-68	Schweizer 1970
12 Lorze Frauenthal	259	0	690	146	86	59	60	1930-56	Walser 1958
13 Biber Ramsen	162	0	570	68	23	34	45	1931-60	Kasser 1967
20 Davos Seegebiet	9.5	0	1934	109	81	74	28	1920/21-21/22 +31/32-33/34	Lütschg 1944
21 Vorderrhein Ilanz	776	7.8	2029	170	141	81	29	1894/95-08/09	Roder 1914
22 Glenner Ilanz	382	19.9	2012	165	123	72	42	1894/95-08/09	Roder 1914
23 Hinter-Rhein Rotenbrunnen	1663	6.1	2084	166	106	64	60	1894/95-08/09	Roder 1914
24 Rhein Felsberg	3249	3.0	2005	166	96	59	70	1894/95-08/09	Roder 1914
25 Rhein Ilanz+Rot.br. -Tardisbrücke	1439	0	1702	143	93	65	50	1894/95-08/09	Roder 1914
26 Rhein Tardisbrücke	4260	-	1938	158	109	69	49	1894/95-08/09	Roder 1914
27 Rhein Hochalpenregion	4437	-	2060	172	144	84	28	1945-52	Walser 1954
27' Rhein Rheinfelden	34550	1.6	1085	139	94	68	45	1931-60	Kasser 1967
28 Rhein Basel	35925	1.5	1050	142	94	67	48	1901-40	Walser 1954
Orbe (Orbe)	299	-	1004	166	125	75	41	1936-66	Petch 1970 *
Nozon (Orny)	45	-	966	137	43(93)	31(68)	94(44)	1923-31	Petch 1970 *
Talent (Chavornay)	64	-	689	111	52	47	59	1965-67	Petch 1970 *

aus Binggeli 1974

*) ergänzt nach Angaben von Dr. H.U. Schweizer, Bern

Tabelle 1 Hydrologische Bilanzen schweizerischer Untersuchungsgebiete

Einzugsgebiet	F Fläche km ²	VG Vergle- scherung %	Hm mittlere Meereshöhe m	N Niederschlags höhe cm	A Abfluss- höhe cm	AF Abfluss- faktor A/N	V Verdunstungs- höhe N-A cm	Beobachtungs- periode	Autor Literaturverweis
29 Aare Thun	2490	10.9	1760	182	141	77	41	1930-55	Walser 1957
30 Aare Brügg	8317	3.3	1150	148	93	63	55	1914-55	Walser 1957
31 Aare Brugg	11778	2.4	1010	139	83	60	56	1916-55	Walser 1957
32 Schächen Bürglen	95	4.2	1800	230	176	77	54	1930-56	Walser 1958
33 Muota Ingenbohl	316	0.05	1360	228	188	82	40	1930-56	Walser 1958
34 Engelberger Aa Büren	219	5.2	1640	198	181	91	17	1930-56	Walser 1958
35 Sarner Aa Sarnen	267	0	1280	161	117	73	44	1930-56	Walser 1958
36 Kl. Emme Malters	448	0	1070	154	99	64	55	1930-56	Walser 1958
37 Reuss Seedorf	832	11.4	2010	205	174	85	31	1930-56	Walser 1958
38 Reuss Luzern	2251	5.0	1500	182	156	86	26	1930-56	Walser 1958
39 Reuss Mühlau	2904	3.8	1380	174	142	82	32	1930-56	Walser 1958
40 Reuss Mellingen	3382	3.3	1240	169	132	78	37	1930-56	Walser 1958
41 Linth-Limmat Zürich	2176	1.5	1190	180	155	86	25	1935-60	Walser 1962
42 Massa Massaboden	202	67.6	2920	209	214	1.03	21	1931-60	Kasser 1967
43 Rhône Porte du Scex	5220	16.2	2130	135	110	82	31	1931-60	Kasser 1967
50 Magliasina Mol. d' Aranno	22	0	1055	192	148	72	44	1939-44	Gygax 1948
51 V. Piora L. Ritom	22.6	0	1831	168	137	82	31	1907-14	Ghezzi u.a. 1918
52 Brenno d. Lucomagno Campra	35	0	1907	209	174	83	35	1953/54-67/68	Binggeli 1970
52 Brenno d.L. mit Fremdwasser	35	0	1907	209	197	95	12	1953/54-57/58	Binggeli 1961
53 Bavona Bignasco	122	6.2	1950	224	161	72	63	1947/48-52/53	Reist 1960
54 Rovana Collinasca	97	0	1895	206	179	88	27	1948/49-56/57	Hirsbrunner 1959
55 Isorno Russo	119	0	1590	194	157	76	37	1949-53	Kistler 1954
56 Brenno C. Blenio	84	-	2000	200	174	87	26	1946/47-54/55	Witschi 1957
57 Verzasca Corippo	189	0	1680	230	192	83	38	1956/57-63/64	Grütter 1967
58 Vedeggio Isona	19.7	0	1450	224	176	79	48	1960/61-65/66	Gäumann (Jaggi 1970)
59 V. Melera (V. Morobbia)	1.05	0	1419	206	135	66	71	1934/35-53/54	Burger 1945
70 Inn Martina	1790	5.4	2350	126	96	76	30	1904-40	Walser 1967

Theoretisch sind die Arbeiten zur Berechnung der Verdunstung aus der hydrologischen Bilanz von Einzugsgebieten u.a. durch die Arbeiten von FISCHER (1936), LUETSCHG (1944), GYGAX (1946) und WUNDT (1953) gestützt. Auf deren Grundlagen hat BINGGELI (1974) seine Betrachtungen aufgebaut. FISCHER (1936) vertritt die These der (grossräumlichen) Verdunstung als Halbinvariante. GYGAX (1946) spricht von der Verdunstung als "Halbinvariante aus dem vieljährigen Mittel von $N - A$ ". WUNDT (1953) setzt die mittlere Gebietsverdunstung in Beziehung zur mittleren Gebietstemperatur und dem mittleren Gebietsniederschlag. LUETSCHG (1944) sieht die Verdunstung vor allem abhängig von der mittleren Gebietshöhe.

2. Verdunstungswerte

Die in schweizerischen Einzugsgebieten nach der Berechnungsmethode ($V = N - A$) ermittelten Verdunstungswerte wurden von BINGGELI (1974) zusammengestellt (Tab. 1; ergänzt nach Angaben von Dr. H.U. SCHWEIZER, Bern). Da seither an unserem Institut keine in dieser Richtung weiterführenden Arbeiten mehr erschienen sind, kann diese Tabelle als gültige Zusammenstellung der heute bekannten Werte betrachtet und als Arbeitsgrundlage gebraucht werden.

Die Werte bewegen sich in der Grösse zwischen 120 mm (Brenno d.L. mit Fremdwasser) und 860 mm (Sperbelgraben). Bei der Beurteilung und Verwendung der Werte müssen unbedingt folgende Punkte beachtet werden:

- a) Es handelt sich teilweise nicht um reine Werte, wie das zitierte Beispiel des Brenno d.L. mit Fremdwasseranteil zeigt.
- b) Aus der Tabelle selbst geht nicht überall hervor, ob ein allfälliger unterirdischer Abfluss (A_u), bzw. eventuelle Vorratsänderungen (Rücklagen oder Aufbrauch) berücksichtigt worden sind. Dass hier beträchtliche Fehlerquellen liegen können, zeigt das Beispiel der Langeten-Lotzwil mit 570 mm errechneter Verdunstungshöhe ohne Berücksichtigung des Grundwassers und mit 450 mm bei Berücksichtigung des unterirdischen Abflusses (siehe Tabelle 1, Nr. 6).
- c) Die Niederschlagswerte wurden mit unterschiedlicher Methodik erhoben und unkorrigiert verwendet.

Es ist daher verfrüht, aus den bisherigen Daten Mittelwerte für schweizerische Gebiete zu errechnen. Vielmehr sind die vorhandenen Werte auf die oben genannten Sachverhalte zu prüfen.

3. Abschätzung der Genauigkeiten

Aus dem bisher gesagten lassen sich zwei Faktorengruppen unterscheiden, die die Genauigkeit der Verdunstungswerte entscheidend beeinflussen:

- a) die Genauigkeit der Ermittlung der übrigen Bilanzglieder bei der Berechnung der Verdunstung,
- b) der Sicherheitsgrad der hydrologischen Geschlossenheit eines Einzugsgebietes.

Die unter a) eingeschlossenen Faktoren unterliegen bei der Ermittlung ihren eigenen Fehlerquellen. Während der oberirdische Abfluss meist relativ genau gemessen werden kann, trifft dies für den Gebietsniederschlag oft weniger zu. Die Grösse A_u und weitere Glieder haben vielfach eher den Charakter von Schätzungen denn exakten Werten. Somit verbindet sich hier die Forderung nach einer genauen Verdunstungsmessung mit dem allgemeinen Ziel der hydrologischen Messungen, nach grösstmöglicher Exaktheit bei der Erfassung der Daten. Die Angaben von überregionalen Verdunstungswerten ist daher nur bedingt möglich, da prinzipiell doch jedes Einzugsgebiet ein Individuum darstellt.

Um die in Punkt b) geforderte Sicherheit der hydrologischen Geschlossenheit der Einzugsgebiete zu erhalten, müssen repräsentative Testgebiete gesucht werden mit dem Ziel, darin die hydrologischen Messungen (N , A_o , A_u , R) in Bezug auf die genaue Erfassung zu optimieren. Parallel dazu sollten die bisher bekannten Verdunstungswerte (Tab. 1), die als $V = N - A$ definiert sind, soweit möglich auf die Formel $V = N - (A_o + A_u \pm R)$ gebracht werden. Dazu müsste die hydrologische Geschlossenheit für die einzelnen Einzugsgebiete überprüft werden. Die ausschliessliche Verwendung von "reinen" Verdunstungswerten könnte die bekannte Relation $V : H.ü.M.$ verschieben.

An das räumliche und zeitliche Auflösungsvermögen stellen sich aus unserer Sicht folgende Anforderungen:

räumlich: Einzugs- und Teileinzugsgebiete.

zeitlich: Jahreswerte, Vegetations-, Nichtvegetationsperiode bzw. Winter- und Sommerhalbjahr, Monatswerte (nur bedingt).

L i t e r a t u r

- BINGGELI, Val. (1974): Hydrologische Studien im zentralen schweizerischen Alpenvorland, insbesondere im Gebiet der Langete, Beitr. z. Geologie d. Schweiz - Hydrologie, Nr. 22, Bern.
- BURGER, H. (1945): Der Wasserhaushalt im Valle Melera, Mitt. Schw. Anst. f. forstl. Versuchswesen XXIV, 1, Zürich.
- BURGER, H. (1955): Der Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer - Der Wasserhaushalt im Sperbel- und Rappengraben, Mitt. Schw. Anst. f. Forstl. Versuchswesen, Zürich.
- FISCHER-REINAU, L. (1917): Flusskunde der Thur und Glatt, Diss., Bern.
- FISCHER, K. (1936): Ziele und Wege der Untersuchungen über den Wasserhaushalt, Mitt. dt. Wasserwirtschaft 40, Berlin.
- GHEZZI, C. (1926): Die Abflussverhältnisse des Rheins in Basel, Mitt. Eidg. Amt f. Wasserwirtschaft, 19, Bern.
- GYGAX, F. (1946): Ueber die Grösse der Verdunstung im Südtessin, Verhandl. SNG, Aarau.
- GYGAX, F. (1948): Niederschlag und Abfluss im Einzugsgebiet der Magliasina, Beitr. z. Geologie der Schweiz - Hydrologie, 4, Bern.
- HIRSBRUNNER, G. (1959): Morphologie und Hydrologie der Rovinatäler, Diss., Bern.
- JUFER, U. (1974): Wässermatten - die Grosse Unbekannte, Diplomarbeit, Bern.
- KASSER, P. und E. WALSER (1967): Hydrographie. In: "Atlas der Schweiz", Bern.
- KISTLER, E. (1954): Hydrologische Untersuchungen im Gebiet der V. Onsernone, Diss., Bern.
- LUETSCHG, O. (1944): Zur Hydrologie der Landschaft Davos, Beitr. zur Geologie der Schweiz - Hydrologie 4, Zürich.
- OTZ, H. (1969): Geomorphologische, hydrologische und limnologische Untersuchungen im Tremorgio-Gebiet, Diss., Bern.
- REIST, M. (1960): Morphologie und Hydrologie des Bavonatales, Diss., Bern.
- RODER, E. (1914): Niederschlag und Abfluss im bündnerischen Rheingebiet, Mitt. Abt. f. Landeshydrographie, Bern.
- SCHWEIZER, H.U. (1970): Beiträge zur Hydrologie der Ajoie, Beitr. Geologie der Schweiz - Hydrologie 17, Bern.
- WALSER, E. (1954): Die Niederschlags- und Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet des Rheins oberhalb Basel, Wasser- und Energiewirtschaft, 5-7, Zürich.
- WALSER, E. und E. LANKER (1957): Die Niederschlags- und Abflussverhältnisse im Einzugsgebiet der Aare unter besonderer Berücksichtigung des Einflusses der Speicherbecken, Wasser- und Energiewirtschaft, 7-9, Zürich.

- WALSER, E. (1958): Niederschlag und Abfluss im Reussgebiet, Wasser- und Energiewirtschaft 8-9, Zürich.
- WALSER, E. (1962): Das Linth-Limmatgebiet in hydrologischer Sicht, Wasser- und Energiewirtschaft 8-10, Zürich.
- WALSER, E. (1967): Niederschlags- und Abflussverhältnisse im Engadin, Wasser- und Energiewirtschaft, 6/7, Zürich.
- WITSCHI, R. (1957): Morphologie und Hydrologie der Oberen Bleniotäler, Diss., Bern.
- WUNDT, W. (1953): Gewässerkunde, Berlin.

71. BEMERKUNGEN ZUM PROBLEM DER VERDUNSTUNG AUS DER SICHT DER HYDROGEOLOGIE

P. NAENNY, Eidg. Anstalt für Wasserversorgung, Abwasserreinigung und Gewässerschutz, Dübendorf

1) Das Problem Verdunstung hat unzweifelhaft eine grosse Bedeutung in der Hydrogeologie, denn eine der Methoden für die Berechnung der Wassermenge eines Grundwasservorkommens beruht auf der Anwendung der hydrologischen Bilanzformel $A = N - V$ (A: Abfluss, N: Niederschlag, V: Verdunstung in mm).

Dabei ist klar ersichtlich, dass ein Fehler bei dem für die Verdunstung eingesetzten Wert sich direkt auf die Abflussmenge und schliesslich auf die geschätzte Grundwassermenge eines Gebietes überträgt. Folgendes Beispiel über eine provisorische Grundwasserbilanz für das Einzugsgebiet Klettgau (Schaffhausen) soll dies deutlich machen:

Provisorische Bilanz für das Klettgau ($F = 73.4 \text{ km}^2$)

$$A = N - V = 850 - 500 = 350 \text{ mm/J}$$

$$\text{Spezifische Abflussmenge } A_S: 350 \text{ mm/J} = 11.1 \text{ l/sec} \cdot \text{km}^2$$

Die Abflussmenge A_G des Einzugsgebietes mit der Fläche F ist dann

$$A_G = F \cdot A_S = 73.4 \text{ km}^2 \cdot 11.1 \text{ l/sec km}^2 = 810 \text{ l/sec}$$

$$A_G = A_u + A_o \text{ (l/sec)} \quad (A_u: \text{unterirdischer Abfluss bzw. Grundwasserabfluss,} \\ A_o: \text{oberirdischer Abfluss).}$$

Mit einem für A_o provisorisch bestimmten Wert von 400 l/s ergibt sich der Grundwasserabfluss:

$$A_u = A_G - A_o = 810 - 400^* = 410 \text{ l/sec} \quad * \text{ provisorischer Wert, geschätzt.}$$

In die Bilanzgleichung wurde für N der mittlere Jahresniederschlag im Gebiet Klettgau gemäss den Messungen der Meteorologischen Zentralanstalt, für V gemäss der Formel von Wundt eine mittlere Jahresverdunstung von 500 mm eingesetzt; daraus resultiert eine Abflussmenge A_G des Gebietes von 810 l/sec.

Wenn man nun annehmen müsste, der wahre Wert für die Verdunstung sei 100 mm grösser bzw. kleiner als 500 mm, würde eine um 230 l/sec kleinere bzw. grössere Abflussmenge A_G resultieren. Dies entspricht einer Abweichung von $\pm 28\%$ von der angenommenen Abflussmenge 810 l/sec. Diese Abweichung scheint in Prozent ausgedrückt durchaus harmlos zu sein; in l/sec ausgedrückt sieht man jedoch, dass dies von schwerwiegender Bedeutung ist für die "Berechnung" der Grundwassermenge; man muss hierzu folgendes bedenken:

- 230 l/sec entspricht der Wassermenge eines ganz respektablen Grundwasservorkommens.
- Nehmen wir in unserem Beispiel an, die Verdunstung betrüge 600 mm statt 500 mm, der Oberflächenabfluss 500 l/sec statt 400 l/sec, so würde für das Grundwasser nur noch die kümmerliche Menge von 80 l/sec verbleiben statt der in unserer provisorischen Bilanz resultierenden, noch stattlichen Menge von 410 l/sec.

2) Auf Grund obiger Erläuterungen können die Wünsche der Hydrogeologie bezüglich der Genauigkeit der Verdunstungswerte zusammenfassend etwa wie folgt formuliert werden:

- a) Das Wichtigste ist eine möglichst hohe Genauigkeit für die mittlere Jahresverdunstung. Erwünscht wäre eine Genauigkeit von $\pm 10\%$.
- b) Ferner wäre die Bestimmung der Verdunstung für extreme Jahre sowie für kürzere Zeitintervalle als ein Jahr von Interesse.

3) Das Problem der Uebertragbarkeit spezifischer Abflussmengen.

Im Hinblick auf die Verwendung von Ergebnissen aus hydrologischen Testgebieten ist folgende Fragestellung interessant:

Kann man annehmen, dass unter vergleichbaren Verhältnissen bezüglich Topographie, Klima und Vegetation die Werte für die Verdunstung und damit auch für die spezifischen Abflussmengen A_S (bzw. Abflussspenden) in zwei Gebieten gleich sind, und gilt dies auch dann, wenn in einem der Gebiete nur oberirdischer Abfluss A_O stattfindet (unterirdischer Abfluss $A_U = 0$) und im anderen Gebiet der gesamte Abfluss unterirdisch erfolgt ($A_O = 0$).

Die Antwort auf diese Frage ist bedeutungsvoll

- einerseits bei der Formulierung der Zwecke der Untersuchungen an den hydrologischen Testgebieten,
- andererseits bei der praktischen Bestimmung der Grundwassermengen mit Hilfe der hydrologischen Bilanzformel.

Wenn obige Frage bejaht werden könnte (d.h. Werte für die Verdunstung V und die spezifische Abflussmenge A_S der beiden erwähnten Gebiete sind etwa gleich gross), dann könnte die Grundwassermenge eines Einzugsgebietes unter Umgehung der problematischen Berechnung der Differenz zweier grosser ungenauer Messwerte (Differenz $N - V$), auf die folgenden unter a) und b) beschriebenen Arten ermittelt werden:

- a) Erster Schritt: Berechnung der Abflussmenge des Gebietes A_G mit der Formel $A_G = F \cdot A_S$. Das hydrologische Einzugsgebiet F kann, von ungünstigen Fällen abgesehen, bei sorgfältiger hydrogeologischer Beurteilung des Gebietes mit annehmbarer Genauigkeit bestimmt werden. Für die spezifische Abflussmenge A_S wäre der gemessene A_S -Wert des am besten vergleichbaren hydrologischen Testgebietes des Landes (mit $A_U = 0$) einzusetzen.

Zweiter Schritt: Berechnung der Grundwassermenge A_U des Gebietes mit der Formel

$A_U = A_G - A_O$. Der Wert A_O ist durch systematische Messung der Abflussmenge des Oberflächengewässers zu bestimmen.

- b) Berechnung der Grundwassermenge A_U mit der Formel $A_U = F_U \cdot A_S$ (wobei F_U die Teilfläche mit ausschliesslich unterirdischem Abfluss bedeutet). Das Einsetzen des A_S -Wertes erfolgt wie vorstehend bei a) beschrieben.

Der Wert F_U kann zwar sicher nur in den seltensten Fällen genau bestimmt, d.h. gemessen werden; er muss durch sorgfältige hydrogeologische Beurteilung des Einzugsgebietes geschätzt werden; die Genauigkeit der Schätzung ist sehr unterschiedlich je nach dem hydrogeologischen Aufbau des Einzugsgebietes (ziemlich gut in den Fällen, bei denen ein hoher Prozentsatz der Fläche des Einzugsgebietes sich mit Sicherheit vollständig unterirdisch entwässert, etc.).

VII. L'EVAPOTRANSPIRATION VALABLE POUR DES GRANDES SURFACES (GEBIETSVERDUNSTUNG)

B. PRIMAULT, Schweizerische Meteorologische Zentralanstalt, Zürich

1. Situation du problème

1.1. But poursuivi

En hydrologie, lorsqu'on veut établir un bilan hydrique valable pour un bassin versant tout entier, il ne suffit pas de connaître seulement les précipitations tombées sur ce périmètre et les quantités d'eau qui s'écoulent à la base du bassin. En effet, une partie de l'eau tombée peut se perdre dans des failles rocheuses car un bassin n'est pas nécessairement imperméable à sa base. Ces quantités d'eau doivent alors se retrouver dans l'écoulement d'autres bassins ce qui vient fausser les calculs de débit des rivières voisines. Mais la plus grande partie des pertes constatées en soustrayant l'écoulement en surface des précipitations est due à l'évapotranspiration.

Par conséquent, plus un bilan hydrique pourra être calculé exactement et meilleures seront les prévisions de débit tant pour le cours d'eau examiné lui-même que pour les bassins versants voisins.

Dans le calcul du bilan hydrique, on peut donc différencier cinq éléments importants: les précipitations peuvent être estimées de façon suffisamment exacte; les fluctuations de la réserve en eau du sol; le débit de la rivière, mesurable directement; les pertes en profondeur, grandeur inconnue mais souvent non négligeable; les pertes du bassin vers l'atmosphère, c'est à dire l'évapotranspiration.

C'est ce dernier point qui retiendra notre attention par la suite.

1.2. Problématique de la mesure

L'évapotranspiration dépend d'un nombre très important de facteurs de nature fort diverse. Nous n'en citerons ici que quelques uns:

- Les conditions météorologiques du moment (température, humidité de l'air, vent et surtout rayonnement) sont certes les plus difficiles à saisir dans leur influence réciproque sur les pertes d'eau vers l'atmosphère du sol lui-même et de la strate végétale qui le recouvre.
- L'état phénologique atteint par la végétation (état physiologique et ses répercussions sur le métabolisme général en rapport au développement de la plante durant la période de végétation annuelle) et la composition des peuplements recouvrant le bassin versant (prairies, pâturages, jeunes forêts, boisés en plein développement ou forêts anciennes) jouent un rôle important, parfois prépondérant.
- L'état du sol et en particulier sa nature (argileux, sableux, tourbeux) et sa texture ainsi que sa profondeur influent grandement sur le pouvoir de rétention de l'ensemble du même bassin.

Vu la diversité des phénomènes influençant l'évapotranspiration, le calcul de cet élément devient très problématique. Sa mesure, elle, est par contre possible, mais nécessite de nombreuses précautions. En effet, il ne sera pratiquement jamais possible de réaliser parfaitement, sur un échantillon mesurable, les conditions régnant alentour. En outre, ces conditions, en particulier de sol et de nature du peuplement, changent rapidement d'un endroit à l'autre. L'échantillon ainsi reproduit aussi parfaitement que ce soit, ne représentera nécessairement que des conditions étroitement limitées.

Il en va de même de l'endroit où cet échantillon est placé, les conditions de rayonnement variant selon la pente et l'exposition dans des proportions très importantes. Un échantillon aura d'ordinaire une surface horizontale et ne pourra donc pas reproduire exactement les conditions de bilan de rayonnement d'une pente.

1.3. Recherche bibliographie

Dans ce qui suit, nous donnerons un aperçu des différents problèmes posés. Nos recherches n'ont pas la prétention d'être exhaustives et nous nous excusons d'emblée si nous avons omis des mesures, faites en Suisse ou des méthodes utilisées chez nous ou ailleurs.

2. Les mesures effectuées en Suisse

2.1. Rappengraben et Sperbelgraben

Probablement que les mesures les plus anciennes, effectuées en Suisse dans ce sens, l'ont été dans un but fort différent. ENGLER recherchait non pas l'évaporation de bassins versants différents, mais le pouvoir de rétention d'une région boisée par rapport à une région non boisée. Pourtant, les mesures très exactes et de l'écoulement et des précipitations qu'il a effectuées dans l'Emmenthal permettent un calcul de l'évapotranspiration globale et comparée de ces deux bassins. Ce calcul a été présenté plus spécialement par LUGEON.

2.2. Considérant les écoulements du Sihlsee et les quantités d'eau turbinées, LUGEON a recherché à établir, par la méthode des bilans hydriques régionaux, l'évaporation du lac artificiel et l'évapotranspiration du bassin versant de la Sihl.

2.3. Afin d'établir des prévisions des quantités d'eau disponibles LUTSCHG a établi l'évaporation et l'évapotranspiration du bassin versant de Mattmark. Ce travail est probablement le plus exact qui ait été fait jusqu'ici en utilisant la méthode des bilans hydriques régionaux.

2.4. Afin d'examiner si le fond du Lago Tremorgio, au Tessin, était imperméable OTZ a pratiqué des mesures d'évaporation au moyen de bacs genre "A" des Etats-Unis flottant sur le lac. Il a utilisé des tensiomètres pour chercher à suivre l'évolution de la réserve en eau du sol, c'est à dire des quantités de précipitations retenues afin de calculer les apports d'eau vers le lac en provenance du bassin versant. Les pertes étaient alors limitées au trop plein et aux quantités turbinées.

2.5. En de nombreux endroits RICHARD et ses collaborateurs suivent de façon exacte l'évolution de l'eau du sol dans les forêts et cela au moyen de tensiomètres. Ils en déduisent l'évapotranspiration de mas forestiers selon la nature du terrain, la composition et l'âge de la forêt.

2.6. Depuis de nombreuses années, l'Institut suisse de Météorologie procède à des mesures régulières de l'évapotranspiration potentielle par évapotranspiromètre et de l'évapotranspiration réelle par lysimètre. La strate végétale prise en considération est en général la prairie naturelle. Depuis quelques années on a pratiqué à des essais de mesures de l'ETP pour des cultures de pommes de terre ou de maïs. En outre on procède à des mesures plus ou moins régulières de la teneur en eau du sol par le moyen d'une sonde à neutrons et cela aussi bien dans le parc de l'Institut que dans les forêts avoisinantes.

- 2.7. L'Office fédéral de l'Economie hydraulique a choisi un certain nombre de bassins versants répartis dans tout le pays et pour lesquels on effectue régulièrement des calculs des déficits du bilan hydrique (ETR + drainages profonds).
- 2.8. Les Stations fédérales d'Essais agronomiques tant de Changins, de Wädenswil que du Reckenholz suivent l'évolution de la teneur en eau de sols cultivés (y compris la vigne et les vergers) au moyen de mesures régulières à la sonde à neutrons.

3. Modèle ou formule de calcul

3.1. But poursuivi

Nous avons vu plus haut, principalement sous 1.2. que les éléments naturels (météorologiques, éventuellement phénologiques, mais surtout pédologiques) agissant sur l'évapotranspiration variaient énormément d'un endroit à un autre. Pour toutes mesures instrumentales, il ne s'agit donc que d'un échantillonnage très restreint. Leurs résultats ne sauraient donc être interprétés comme étant la répétition exacte, et partant valable, de l'ensemble d'un bassin versant. Par conséquent, et pour éviter qu'un échantillon non représentatif n'influe de façon inadmissible sur le résultat global, on a pensé utiliser des modèles, c'est à dire des formules de calcul basées sur les seuls paramètres météorologiques.

3.2. Formule de PRIMAULT

La comparaison des résultats de mesure de l'évaporation et de l'évapotranspiration potentielle d'une part, des calculs effectués avec différentes formules étrangères d'autre part, ont amené l'ISM à effectuer des recherches sur la possibilité d'établir un modèle applicable en Suisse et, par extension, dans les régions montagneuses du centre de l'Europe. Le modèle qui en est résulté n'a qu'une valeur étroitement limitée dans l'espace. Il s'agit d'une formule uniquement empirique qui fait intervenir comme paramètres météorologiques la durée d'ensoleillement, comme corollaire du rayonnement, et l'humidité relative comme indice du pouvoir d'absorption de l'air. En outre, on y rencontre une correction du trouble atmosphérique par un facteur fonction de l'altitude. Pour le calcul de ETP, on utilise un coefficient qui est fonction de la saison. Ce coefficient a été calculé avant tout pour des altitudes inférieures à 700 m. Le principal défaut de cette formule est qu'elle ne tient pas compte de la température, c'est à dire que le facteur d'"humidité" utilisé est un facteur relatif et non absolu. En outre, les valeurs journalières qu'elle fournit ne sont pas utilisables directement, leur écart avec la réalité étant trop variable (plus de 10%). Elle n'est donc utilisable que pour des périodes de 5 à 7 jours au moins.

Mois	1972	1973	1974	1975	1976	1977
Janvier	1	1	1	2	2	1
Février	3	3	2	7	3	5
Mars	22	16	12	12	30	20
Avril	19	26	45	42	56	26
Mai	37	55	48	60	71	55
Juin	51	53	54	59	124	60
Juillet	51	49	69	94	80	76
Août	49	51	60	55	68	46
Septembre	34	31	31	30	24	36
Octobre	14	8	9	14	14	16
Novembre	3	5	6	6	6	11
Décembre	2	2	5	2	2	3
total	286	300	342	383	480	355
1er trimestre*	14 (26)	13 (20)	11 (15)	21 (21)	24 (35)	18 (26)
2ème trimestre*	101 (107)	129 (134)	147 (147)	160 (161)	242 (251)	136 (141)
3ème trimestre*	132 (134)	129 (131)	161 (160)	167 (179)	158 (172)	152 (158)
4ème trimestre*	15 (19)	14 (15)	21 (20)	20 (22)	19 (22)	28 (30)

Evapotranspiration calculée selon la formule de PRIMAULT Zurich (MZA)

* Valeur globale, entre parenthèses somme des valeurs mensuelles correspondantes.

B i b l i o g r a p h i e

- BURGER, H. (1965): Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. VI. Mitteilung. Der Wasserhaushalt in der Valle di Melera in den Jahren 1944/45 bis 1953/54. Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen. 31/2: 493-555.
- ENGLER, A. (1919): Untersuchungen über den Einfluss des Waldes auf den Stand der Gewässer. Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen. 12: 1-626.
- KELLER, M. (1968): Zur Frage des Einflusses von Wald auf das Niederwasser. Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen. 189/10: 750-751.
- LUGEON, J. (1928): Précipitations Atmosphériques, Ecoulement et Hydroélectricité. Publication de l'Institut fédéral de Météorologie et de l'Association suisse pour l'Aménagement des Eaux. La Baconnière, Neuchâtel et Paris. 16: 366.
- LUETSCHG, O. (1926): Ueber Niederschlag und Abfluss im Hochgebirge. Sonderdarstellung des Mattmarkgebietes. Schweizerischer Wasserwirtschaftsverband, Verbandschrift. 14: 480.
- LUETSCHG, O. (1946): Ueber die Verdunstungsgrösse freier Wasseroberflächen im Schweizer Hochgebirge. Denkschrift SNG. 76/2: 102 und 42 Tafeln.
- LUETSCHG, O. (1944-1950): Zum Wasserhaushalt des Schweizer Hochgebirges. Beiträge zur Geologie der Schweiz. 1944: 101, 1945: 64, 1949: 103-171, 1950: 121.
- MAURER, J. und LUETSCHG, O. (1924): Einige Ergebnisse über die Verdunstungsgrösse freier Wasseroberflächen. Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt. 60: 23.
- MAURER, J. und LUETSCHG, O. (1925): Ueber die Verdunstungsmessungen im Schweizerischen Hochgebirge. Meteorologische Zeitschrift. 1925/3: 111-114.
- OTZ, H. (1969): Geomorphologische, hydrologische und limnologische Untersuchungen im Tremorgio-Gebiet. 172 S., Eigenverlag Bern.

- PRIMAULT, B. (1956): De l'évapotranspiration en Suisse romande. Le Sillon romand. 59/29: 3, 59/30: 7 et 9.
- PRIMAULT, B. (1957): Ce que nous enseignent les bilans hydriques successifs. Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt. 1956: 5/6-5/10.
- PRIMAULT, B. (1959): De la mesure de l'évaporation. Annalen der Schweizerischen Meteorologischen Zentralanstalt. 1958: 5/5-5/17.
- PRIMAULT, B. (1961): Nouveaux essais comparatifs de la mesure de l'évaporation. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B. 11/2: 251-268.
- PRIMAULT, B. (1962): Du calcul de l'Evapotranspiration. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie. Serie B. 12/1: 124-150.
- PRIMAULT, B. (1963): Considération sur l'évaporation d'une surface d'eau. Geofisica e Meteorologia. 12/1-2: 1-9.
- PRIMAULT, B. (1970): A large-scale electronic weighing lysimeter for agricultural meteorology. Philips. Serving science and industry. 16/1: 10-11.
- PRIMAULT, B. (1971): Du rapport entre l'évapotranspiration potentielle et l'évaporation mesurée. Rapport de Travail de l'Institut suisse de Météorologie. 9: 6 et 4 Tableaux et 2 Figures.
- RICHARD, F. (1950): Böden auf Sedimentären Mischgesteinen im Schweizerischen Mittelland. Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen. 26/2: 751-836.
- RICHARD, F. (1953 a): Ueber die Verwendbarkeit des Bodenwassers durch die Pflanzen. Mitteilungen der Schweizerischen Anstalt für das forstliche Versuchswesen. XXIX. 29/1: 17-37.
- RICHARD, F. (1953 b): Physikalische Bodeneigenschaften natürlich gelagerter Rissmoränenwaldböden unter verschiedener Bestockung. Journal forestier suisse. 104/4-5: 154-173.
- RICHARD, F. (1955): Ueber Fragen des Wasserhaushaltes im Boden. Schweizerische Zeitschrift für Forstwesen. 106/4: 193-214.
- RICHARD, F. (1959): Wasserhaushalt und Durchlüftung im Boden. Bericht über das Geobotanische Forschungsinstitut Rübel in Zürich für das Jahr 1958: 76-90.

III. BERECHNUNG DER EVAPOTRANSPIRATION AUS DER WASSERBILANZ DES DURCHWURZELTEN BODENS

F. RICHARD und P. GERMANN, Professur für Bodenphysik, resp. VAW/ETHZ

1. Einleitung

Die ö k o l o g i s c h orientierten Untersuchungen über den Wasserhaushalt des durchwurzelten Bodens, die an der Professur für Bodenphysik der ETHZ durchgeführt werden, haben das Ziel, die physikalischen Bedingungen für das Pflanzenwachstum, wie Wasserversorgung und Durchlüftung des Bodens, in Abhängigkeit der meteorologischen und bodenphysikalischen Bedingungen zu beschreiben. Die Ergebnisse dienen vor allem der Charakterisierung von Standorten und zur Beurteilung möglicher technischer Veränderungen, wie Bewässerung oder Entwässerung.

Bei dieser Betrachtungsweise werden hauptsächlich die beiden folgenden Probleme angegangen:

- Die zeitliche und örtliche Veränderung der Bindungsstärke des im Boden gespeicherten Wassers (Saugspannung, Matrixpotential, Tension des Bodenwassers) gibt Auskunft über die Wasserversorgung der Wurzeln.
- Die zeitliche und örtliche Veränderung des entwässerten Porenvolumens ermöglicht eine Beschreibung des Gasaustausches im Boden.

Mit Hilfe einer Bilanzgleichung können die Speicherung und die Sickerung von Bodenwasser rechnerisch miteinander verknüpft werden.

2. Die Bilanzgleichung für den Bodenwasserhaushalt

Die folgende Bilanzgleichung für den Bodenwasserhaushalt, aus der Kontinuitätsgleichung für Wasser hergeleitet, ermöglicht ein experimentelles Vorgehen:

$$\sum_{z_0}^{z_1} w(t_2) \Delta z - \sum_{z_0}^{z_1} w(t_1) \Delta z - \sum_{t_1}^{t_2} (N - I) \Delta t + \sum_{t_1}^{t_2} v(z_1) \Delta t = - \sum_{z_0}^{z_1} \sum_{t_1}^{t_2} u \Delta z \Delta t \quad 1)$$

- Dabei bedeuten:
- z_0 Bodenoberfläche
 - z_1 Tiefe des Wurzelraumes
 - t_1 Beginn des Zeitintervalles
 - t_2 Ende des Zeitintervalles
 - w Wassergehalt des Bodens in Volumenanteilen
 - N Niederschläge, die während dem Zeitintervall gefallen sind
 - I Interzeption während dem Zeitintervall
 - $v(z_1)$ Wasserversickerung am unteren Rand des Wurzelraumes
 - u Wasserverluste im Wurzelraum: Transpiration (Wasseraufnahme durch die Wurzeln) und Evapotranspiration (Verdunstung durch die Bodenoberfläche) (Restglied!)

Durch eine gezielte Auswahl des Standortes konnten die für eine allgemein gültige Beschreibung des Bodenwasserhaushaltes nötigen Summanden bei der Untersuchung, welche zu den weiter unten dargestellten Ergebnissen führte, vernachlässigt werden.

Es sind dies:

- Seitliche Wassersickerung in den und aus dem Wurzelraum (sie ist ein Ziel der Untersuchungen von P. Greminger an der Professur für Bodenphysik, ETH Zürich, die sich mit dem Wasserhaushalt eines Hangbodens befassen).

- Oberflächliche Zu- und Abflüsse in geneigter Lage (siehe dazu PETRASCHECK, 1973).
- Stammabfluss bei glattrindigen Bäumen und Gräsern als Zufluss, respektive als Verminderung der Interzeption (siehe hierzu auch BRUELHART, 1969).
- Wasserzuflüsse aus einer Schneedecke.

3. Methoden

Gemäss dem Ausdruck (1) müssen w , N , I und $v(z_1)$ in Abhängigkeit der Zeit ermittelt werden, woraus dann u , die gesuchte Evapotranspiration, als Restgrösse berechnet werden kann.

Ermittlung des Wassergehaltes w im Boden:

Zur Zeit werden zwei Methoden angewandt:

- a) Neutronensonde mit entsprechender Eichung.
- b) Mit Tensiometern wird die Saugspannung S des Bodenwassers gemessen, im Labor werden die zu jedem Bodentyp gehörenden Desorptionskurven bestimmt (Funktion $w = w(S)$). Dieses Vorgehen eignet sich nur bei sehr intensiven Untersuchungen in möglichst homogenen Böden.

Die Niederschläge N und die Interzeption I eines Waldbestandes werden mit Totalisatoren ermittelt. (Die Interzeption eines Grasbestandes ist wesentlich schwieriger zu bestimmen, praktische Methoden liegen unseres Wissens keine vor).

Die Tiefensickerung $v(z_1)$ wird aufgrund des Gesetzes von DARCY (1856) berechnet:

$$V = -k \cdot i \quad 2)$$

Dabei bedeuten: k Durchlässigkeitskoeffizient nach DARCY, abhängig vom Austrocknungsgrad des Bodens (in unserem Falle in Funktion der Saugspannung S : $k = k(S)$, die im Labor nach der Methode von RICHARDS, 1952, bestimmt wird) ($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$).

i Hydraulischer Gradient des Bodenwassers; es gilt: $i = d\phi/dz$ und $\phi = -S - z$ bei positiver z -Achse nach unten.

4. Ergebnisse

Zur Zeit liegen in der Schweiz drei abgeschlossene Untersuchungen vor, die mit den hier dargelegten Methoden den Bodenwasserhaushalt behandeln. Ihre Ergebnisse werden kurz dargelegt:

BRUELHART (1969) untersuchte im Bestand "Buchberg" (Gemeinde Marthalen ZH) den Bodenwasserhaushalt unter einem Buchenstangenholz und im Bestand "Winzelerboden" (Gemeinde Rheinau ZH) jenen unter einem Föhrenaltholz, sowie, zum Vergleich, je einen vegetationslosen Boden. Für die Zeit vom April bis Oktober der Jahre 1965 und 1966 erhielt er eine durchschnittliche Evapotranspiration von 2.5 bis 3.0 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ und eine Evaporation von 1.0 bis 2.0 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ für die beiden Kahlflächen. Die Maxima der Evapotranspiration im Juli und August betragen 4.5 und 5.5 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$. Die Interzeption des Buchenbestandes (den Stammabfluss miteingerechnet) lag zwischen 8 und 23% (Mittel etwa 12%), jene des Föhrenaltholzes (Stammabfluss wegen der rauhen Borke vernachlässigt) zwischen 14 und 43% (Mittel 25%) der gefallenen Niederschläge.

GERMANN (1976) verglich in seinen Untersuchungen auf dem "Möhlinerfeld" und im "Oberforst" (beide Gemeinde Möhlin AG) den Wasserhaushalt eines Bodens unter einer Mähwiese und unter einem Nadelwald auf sonst vergleichbaren Standorten. Von April bis Oktober der beiden Jahre 1971 und 1972 lag die durchschnittliche Evapotranspiration zwischen 2 und 3 $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$, wobei Maxima von 6 bis 8

	April 71	Mai 71	Juni 71	Juli 71	Aug. 71	Sept. 71	Okt. 71	April 71 bis Okt. 71	Nov. 71 bis März 72	April 72	Mai 72	Juni 72	Juli 72	Aug. 72	Sept. 72	Okt. 72	April 72 bis Okt. 72
① Niederschlag Freiland NF (mm)	24.1	47.9	135.1	95.7	129.7	46.8	30.4	509.7	211.9	104.5	63.5	136.4	86.9	54.1	18.8	40.7	504.9
② Niederschlag Wald NW (mm)	15.5	36.6	98.1	73.0	96.8	27.4	22.5	369.9	146.4	77.7	38.0	102.0	65.9	35.8	11.2	30.8	361.4
③ Interzeption I (mm)	8.6	11.3	37.0	22.7	32.9	19.4	7.9	139.8	65.5	26.8	25.5	34.4	21.0	18.3	7.6	9.9	143.5
④ ③ in % von ①	35.6	23.5	27.4	23.7	25.3	41.4	25.9	27.4	30.9	25.6	40.1	25.2	24.1	33.8	40.4	24.3	28.3
⑤ Wasser aus dem Boden $\Delta\theta$ (mm) > 0: Wasserabgabe < 0: Wasseraufnahme	51.8	15.3	-43.7	44.4	-19.4	29.1	22.7	100.2	-68.2	-10.1	19.6	-34.4	24.0	39.2	23.8	7.9	70.0
⑥ Tiefensickerung \bar{V}_{350} (mm)	3.1	2.3	1.7	2.0	2.1	1.3	1.2	13.7	7.8	7.7	2.9	2.6	2.9	2.6	2.0	1.2	21.9
⑦ Evaporation + Wasseraufnahme durch die Wurzeln U (mm) ② + ⑤ - ⑥	64.2	49.6	52.7	115.4	75.3	55.2	44.0	456.4	70.4	59.9	54.7	65.0	87.0	72.4	33.0	37.5	409.5
⑧ $U \cdot d^{-1}$ (mm \cdot d ⁻¹)	2.14	1.60	1.75	3.72	2.42	1.84	1.42	2.13	0.46	2.00	1.76	2.16	2.81	2.33	1.10	1.21	1.91
⑨ gesamter Wasserverbrauch U + I (mm) ① + ⑤ - ⑥	72.8	60.9	89.7	138.1	108.2	74.6	51.9	596.2	135.9	86.7	80.2	99.4	108.0	90.7	40.6	47.4	553.0
⑩ ⑨ \cdot d ⁻¹ (mm \cdot d ⁻¹)	2.42	1.96	2.89	4.45	3.49	2.48	1.67	2.78	0.89	2.89	2.58	3.31	3.48	2.92	1.33	1.52	2.58
⑪ \bar{V}_{30} (mm)	10.5	22.5	58.6	43.9	58.0	16.7	13.8	224.0	89.6	48.3	23.6	61.2	40.1	22.2	7.4	18.6	221.4
⑫ \bar{V}_{100} (mm)	4.3	5.7	11.3	9.1	11.6	3.9	3.3	35.7	21.6	14.0	6.4	12.5	9.2	5.9	2.9	4.1	55.0

Tabelle 1. Monatliche Wasserbilanzen für die Vegetationsperioden 1971 und 1972. - Wasserbilanz für die Zeit vom November 1971 bis März 1972.

Möhlin Wald

		April 71 ¹	Mai 71	Juni 71	Juli 71	Aug. 71	Sept. 71	Okt. 71	April bis Okt. 71	Nov. 71 bis März 72
①	Niederschläge Freiland (mm)	24.1	47.9	135.1	95.7	129.7	46.8	30.4	509.7	211.9
②	Geschätzte Interzeption (mm)	1.5	7.7	18.4	3.0	7.3	6.3	2.4	46.6	13.0
③	Niederschläge auf d. Boden (mm)	22.6	40.2	116.7	92.7	122.4	40.5	28.0	463.1	198.9
④	(② : ①) · 100 %	6.2	16.0	13.6	3.1	5.6	13.5	7.8	9.1	6.1
⑤	Wassergehaltveränderung im Boden von 0 - 40 cm Tiefe (mm)	-2.5	-19.4	5.3	22.3	-18.4	5.1	9.2	1.5	-29.0
⑥	Sickerung in 40 cm Tiefe (mm)	-8.1	-16.0	-9.6	-16.4	- 1.7	3.0	-8.2	-57.0	
⑦	Evaporation+Wasseraufnahme durch die Wurzeln (③ + ⑤ - ⑥) (mm)	28.1	36.8	131.6	131.4	105.7	42.6	45.4	521.6	70.0
⑧	⑦ · d ⁻¹ (mm · d ⁻¹)	1.87	1.18	4.38	4.23	3.40	1.42	1.46	2.62	0.46
⑨	Gesamter Wasserverbrauch (① + ⑤ - ⑥) (mm)	29.6	44.5	150.0	134.4	113.0	48.9	47.8	568.2	83.0
⑩	⑨ · d ⁻¹ (mm · d ⁻¹)	1.97	1.44	5.0	4.33	3.65	1.63	1.54	2.85	0.55
⑪	Wassergehaltsveränderung im Boden von 40 - 100 cm Tiefe (mm)	14.4	8.9	-13.9	11.3	-7.2	9.5	0.3	23.3	-22.4
⑫	Sickerung in 100 cm Tiefe (mm)	6.3	-7.1	-23.5	-5.1	-8.9	12.5	-7.9	-33.7	77.5

¹ Werte erst ab 16. April 1971

Tabelle 2. Monatliche Wasserbilanzen für die Zeit vom 16. April bis 31. Oktober 1971. - Wasserbilanz für die Zeit vom 1. November 1971 bis 31. März 1972

Möhlin Feld

		ungedüngte Wiese								gedüngte Wiese							
		April 72								April 72							
		April ¹ 72	Mai 72	Juni 72	Juli 72	Aug. 72	Sept. 72	Okt. 72	Okt. bis Okt. 72	April ¹ 72	Mai 72	Juni 72	Juli 72	Aug. 72	Sept. 72	Okt. ² 72	Okt. bis Okt. 72
①	Niederschläge Freiland (mm)	44.3	63.5	136.4	86.9	54.1	18.8	40.7	444.7	44.3	63.5	136.4	86.9	54.1	18.8	0.0	404.0
②	Geschätzte Interzeption (mm)	2.0	9.8	13.9	3.7	4.8	2.4	0.9	37.5	2.0	12.4	18.9	4.0	6.2	2.9	0.0	46.4
③	Niederschläge auf d. Boden (mm)	42.3	53.7	122.5	83.2	49.3	16.4	39.8	407.2	42.3	51.1	117.5	82.9	47.9	15.9	0.0	357.6
④	(② : ①) · 100 ‰	4.5	15.4	10.2	4.2	8.8	12.8	2.2	8.4	4.5	19.5	13.8	4.6	11.8	15.4	0.0	11.5
⑤	Wassergehaltveränderung im Boden von 0 - 40 cm Tiefe (mm)	13.8	8.6	-21.6	14.4	8.6	6.4	5.1	35.3	15.9	5.2	-14.4	16.7	11.5	-1.7	4.6	37.8
⑥	Sickerung in 40 cm Tiefe (mm)	21.0	-1.7	17.2	6.5	-8.4	-3.9	-5.5	25.2	23.8	1.1	13.5	-10.2	-17.8	-28.5	-1.4	-19.5
⑦	Evaporation + Wasseraufnahme durch die Wurzeln (③ + ⑤ - ⑥) (mm)	35.1	64.0	83.7	91.1	66.3	26.7	50.4	417.3	34.4	55.2	89.6	109.8	77.2	42.7	6.0	414.9
⑧	⑦ · d ⁻¹ (mm · d ⁻¹)	1.59	2.06	2.79	2.94	2.14	0.89	1.62	2.05	1.56	1.78	2.98	3.54	2.49	1.42	0.35	2.18
⑨	Gesamter Wasserverbrauch (① + ⑤ - ⑥) (mm)	37.1	73.8	97.6	94.8	71.1	29.1	51.3	454.8	36.4	67.6	108.5	113.8	83.4	45.6	6.0	461.3
⑩	⑨ · d ⁻¹ (mm · d ⁻¹)	1.61	2.34	3.25	3.05	2.29	0.97	1.65	2.12	1.58	2.18	3.62	3.67	2.69	1.52	0.35	2.42
⑪	Wassergehaltveränderung im Boden von 40 - 100 cm Tiefe (mm)	-12.0	19.3	-11.7	10.8	10.1	4.7	-1.1	20.1	-9.4	16.4	-5.1	10.9	7.8	4.9	1.6	27.1
⑫	Sickerung in 100 cm Tiefe (mm)	13.9	17.6	5.5	17.3	1.7	0.8	-6.6	50.2	32.1	17.5	8.4	0.70	-10.0	-23.6	0.2	25.3

¹ Werte ab 8.4.72

² Werte bis 17.10.72

³ Werte ab 1.4.72

Tabelle 3. Monatliche Wasserbilanzen vom 8. April bis 31. Oktober 1972, resp. 17. Oktober 1972
Möhlín, ungedüngte und gedüngte Wiese

$\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$ gefunden wurden. Durch die 1972 auf einem Teil der Wiese erfolgte Düngung erhöhte sich die Evapotranspiration signifikant. Die Verdunstung (Evapotranspiration plus Interzeption) für die Zeit von Anfang Mai bis Ende September betrug 1971 für den Nadelwald 471 mm und für die ungedüngte Wiese 492 mm, 1972 fielen die Werte für den Wald gleich aus wie für die gedüngte Wiese (beide 419 mm), für die ungedüngte Wiese lagen sie bei 366 mm. Demnach ist für einen Wald nicht zum vorneherein mit einer von einer Wiese verschiedenen Verdunstung zu rechnen.

Bemerkenswert ist, dass im untersuchten tiefgründigen Lösslehm während der Vegetationsperiode nur rund 5% der gefallenen Niederschläge in die Tiefe versickerten. Weitere Informationen über die Verdunstung geben die beiden Abbildungen 1 und 2; die Wasserbilanzen sind in den Tabellen 1 bis 3 zusammengestellt.

ITEM (1974) stellte anhand der Ergebnisse von BRUELHART ein Rechenmodell auf, das die aktuelle Evapotranspiration in Abhängigkeit von meteorologischen Faktoren und der Saugspannung des Bodens aufzeigt. Er gelangte zum Schluss, dass eine geringe Austrocknung des Bodens, die eine Saugspannung von etwa 0.05 bis 0.1 bar erzeugt, bereits eine deutliche Einschränkung der aktuellen Evapotranspiration hervorruft. Ähnliche Ergebnisse erhielt er auch aufgrund der Daten von GERMANN (noch nicht publiziert). Damit konnte am Beispiel von drei verschiedenen Vegetationstypen (Nadel-, Laubwald, sowie Mähwiese) gezeigt werden, dass die Verdunstung auch in unserem humiden Klima durch das Wasserangebot im Wurzelraum entscheidend gesteuert wird.

5. Genauigkeit, Streuung und Fehler bei der Berechnung der Evapotranspiration

Bei einer flächenhaften Betrachtung der Wasserbindung und der Wasserbewegung in einem natürlich gelagerten Boden unter einer Vegetationsdecke erfolgen die Benetzung des Bodens und der Wasserentzug recht ungleichmässig, was auf die unregelmässige Anordnung der Pflanzen auf der Fläche zurückzuführen ist. Es ist nun praktisch nicht möglich, diese durch das Objekt gegebene Streuung der Saugspannung von jener durch die Messmethode bedingten Streuung zu unterscheiden. Zudem muss bei der Saugspannungsmessung die zeitliche Verzögerung der Anzeige und, bei der Benetzung des Bodens, ein mögliches Vorseilen des Manometers in Kauf genommen werden (Einzelheiten siehe SCHUSTER, 1974). Systematische Fehler werden vor allem durch die Abweichung der Funktionen $w = w(S)$ und $k = k(S)$ vom tatsächlichen Verlauf verursacht (siehe auch FLUEHLER et al. (1976), wo auch Genauigkeitsüberlegungen über die Neutronensonde angestellt werden).

Aus der erwähnten Untersuchung von Möhlin werden in den Tabellen 4 und 5 die Mittelwerte und ihre Standardfehler der Wasserhaushaltsgrössen für einige ausgewählte Perioden angegeben.

L i t e r a t u r

- BRUELHART, A., 1969: Jahreszeitliche Veränderung der Wasserbindung und der Wassersickerung in Waldböden des schweizerischen Mittellandes. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers'wes. 45, 2: 127-232.
- DARCY, H., 1856: Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Paris, Dalmont.
- FLUEHLER, H., GERMANN, P., RICHARD, F. und LEUENBERGER, J., 1976: Die Bestimmung von hydraulischen Parametern für die Berechnung der Wassersickerung im ungesättigten, natürlich gelagerten, vegetationsbedeckten Boden. Z. Pflanzenern. Bodenk. 1976, 3: 329-342.
- GERMANN, P., 1976: Wasserhaushalt und Elektrolytverlagerung in einem mit Wald und einem mit Wiese bestockten Boden in ebener Lage. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers'wes., 52, 3: 163-309.

- ITEM, H., 1974: Ein Modell für den Wasserhaushalt eines Laubwaldes. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers'wes. 50, 3: 137-331.
- PETRASCHECK, A., 1973: Ueber die Wirkung von systematischen Entwässerungen in Hanglagen. Diss. Nr. 5079. ETH Zürich.
- RICHARDS, L.A. und MOORE, D.C., 1952: Influence of Capillary Conductivity and Depth of Wetting on Moisture Retention in Soil. Trans. Amer. Geophys. Union 33, 4: 531-540.
- SCHUSTER, Ch., 1974: Wasserspiegelabsenkung zwischen zwei Drainagegräben in natürlich gelager-tem Boden am Hang. Mitt. schweiz. Anst. forstl. Vers'wes. 50, 1: 1-83.

Tabelle 4. Mittelwerte und Standardfehler der Niederschläge auf den Waldboden.
(Untersuchung in Möhlin)

Periode	Mittelwert (mm)	Standard- fehler (mm)	Anzahl Messstellen
10.5. - 12.5.1971	14.7	0.13	60
4.6. - 7.6.1971	34.1	0.63	74
9.6. - 11.6.1971	5.2	0.16	74
18.6. - 21.6.1971	30.0	0.66	74
25.8. - 27.8.1971	36.1	0.41	74

Tabelle 5. Mittelwerte und Standardfehler des Bodenwassergehaltes (0 - 350 cm Tiefe),
der Wassersickerung in 350 cm Tiefe und der Evapotranspiration einiger Tage
(Untersuchung Möhlin)

Datum	Wassergehalt 0-350 cm		Tiefsickerung in 350cm		Evapotranspiration		Anzahl Mess- stellen
	Mittel (mm)	Standard- fehler (mm)	Mittel (mm)	Standard- fehler (mm)	Mittel (mm)	Standard- fehler (mm)	
19.7.71	1320.0	7.1	0.07	0.009	5.8	0.68	37
20.7.71	1314.1	6.9	0.07	0.009	5.0	0.42	37
21.7.71	1309.0	6.6	0.07	0.01	4.2	0.33	37
22.7.71	1304.8	6.4	0.07	0.01	3.6	0.33	37
23.7.71	1301.2	6.2	0.07	0.01			37

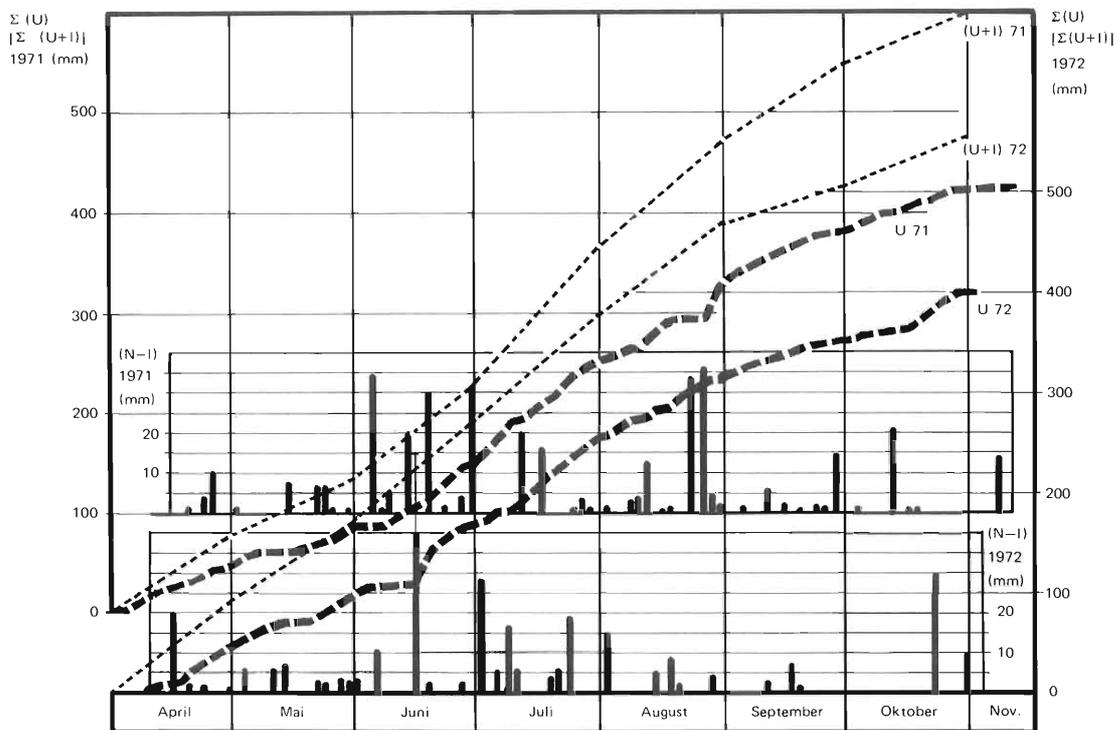


Abbildung 1. Summenkurven des Wasserverbrauchs und der Verdunstung der Bäume.
 ΣU laufende Aufsummierung der Evapotranspiration
 $\Sigma(U+I)$ laufende Aufsummierung der monatlichen Verdunstung
 $\Sigma(N-I)$ Niederschläge auf den Waldboden pro Bilanzierungsintervall

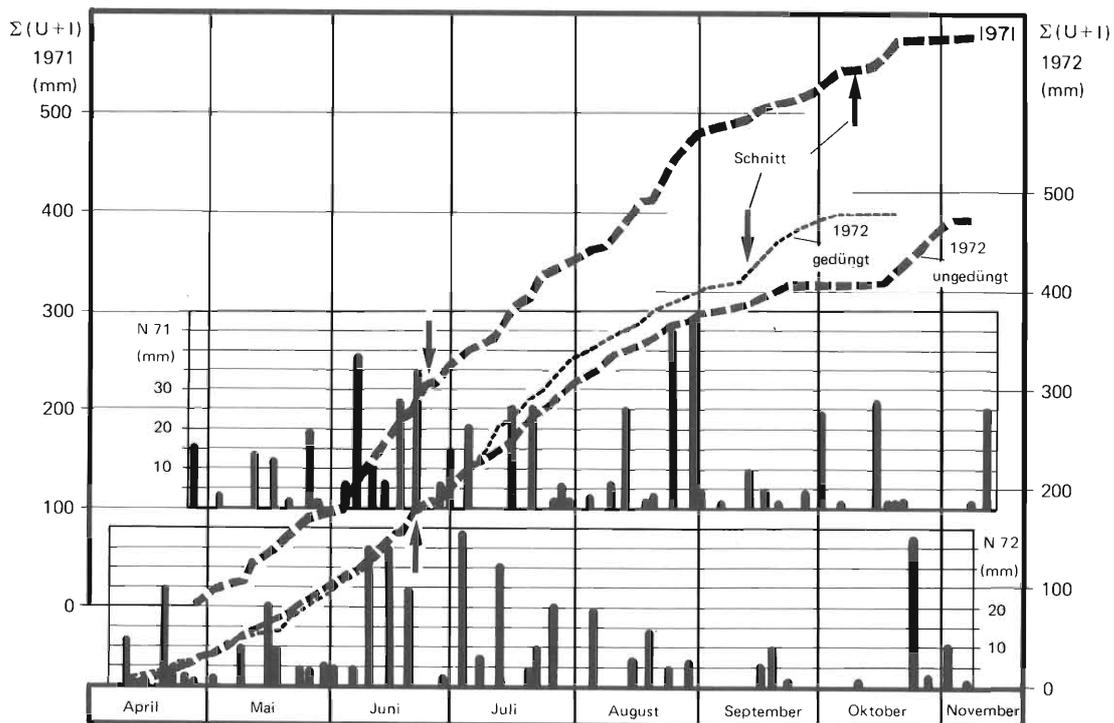


Abbildung 2. Summenkurven der Verdunstung der Wiese
 $\Sigma(U+I)$ laufende Aufsummierung der Verdunstung der Gräser
 ΣN Niederschläge im Freiland pro Bilanzierungsintervall

X. EINFLUSS DES SYSTEMATISCHEN NIEDERSCHLAGSMESSFEHLERS AUF DIE GENAUIGKEIT DER VERDUNSTUNGSBESTIMMUNG AUS DER WASSERBILANZ

Boris SEVRUK, Versuchsanstalt für Wasserbau, Hydrologie und Glaziologie an der ETH Zürich

1. Problemstellung

Im Rahmen der nationalen hydrographischen und klimatischen Messnetze kann die Gebietsverdunstung (E) aus der vereinfachten Wasserbilanz ($P = Q + E$) dann einigermaßen gut abgeschätzt werden, wenn:

1. grössere Gebiete ((i) Zu- und Abfluss der Fremdwasser ausgeglichen, (ii) mehrere Messstellen vorhanden),
2. längere Referenzperioden berücksichtigt werden und
3. von Niederschlag (P) und Abfluss (Q) zuverlässige Angaben vorhanden sind.

Für die kürzeren Zeiträume (Monate, Einzeljahre) sind weitere Angaben über die Veränderung der Wasserreserven im Boden notwendig.

Die Voraussetzungen unter 1. und 2. sind meistens erfüllbar, diejenige unter 3. im allgemeinen aber nicht. Die Gründe hiefür liegen in der Messtechnik und im Bestreben der Klimadienste nach konsistenten Messreihen (neuere Messmethoden werden vermieden). Längst bekannte Tatsache ist, dass der Abfluss und vor allem der Niederschlag mit herkömmlichen Messmethoden nicht genug zu erfassen sind (Tab. 1).

Tabelle 1. Niederschlag und Abfluss als Wasserhaushaltselemente in nationalen Messnetzen, beurteilt nach Fehlerquellen.

Gesichtspunkt	N i e d e r s c h l a g	A b f l u s s
Messwertbezug	Punkt	Gebiet
Fehlerquellen	Windfelddeformation Haftwasser Verdunstung Bestimmung des Gebietsmittels Nebelniederschlag Interzeption	ungenauere Wasserscheide undichte Messstelle Eich- und Abflusskurve
Fehlercharakter	i.a. systematisch Verluste: Unterschätzung des Niederschlages in Zeit und Raum	Ueber grössere Gebiete und längere Zeiträume gleichen sich die Fehler aus
Fehlerschätzung*	Mittelland -5% bis -10% Voralpen -5% bis -20% Alpen $\geq 20\%$	In Küstenregionen kann ein Teil des Wassers unkontrolliert ins Meer abfliessen.

* Für die Jahressumme und Hellmann-Regenmesser in einer Aufstellungshöhe von 1.5 m.

Bei der Bestimmung der Gebietsverdunstung aus der Differenz von Niederschlag und Abfluss ist diese Feststellung umso wichtiger, weil dabei alle Fehler der Eingangsgrössen in die Ausgangsgrösse übergehen. Im folgenden wird auf dieses Problem von einer Seite her, nämlich von der Niederschlagsmessung, eingegangen. Dabei steht die Punktmessung im Vordergrund. - (Fehlerbetrachtungen bei der Bestimmung des Abflusses siehe Unbehauen, 1973 oder Dickinson, 1967).

2. Fehler bei der Bestimmung des Niederschlags-Gebietsmittels

Der Punktwert des Niederschlages ist infolge der systematischen Beeinflussung des Messvorganges durch (i) Wind, (ii) Verdunstung und (iii) Benetzungseffekte im allgemeinen kleiner als die wahre Niederschlagsmenge. Das messbedingte Defizit hängt von der Konstruktion des Regenmessers, den meteorologischen Bedingungen und den Standortcharakteristiken ab, wobei die jeweiligen Besonderheiten der Methode der Niederschlagsmessung in einem Land ebenfalls eine Rolle spielen. Zudem ergeben sich weitere Fehler bei der Bestimmung des Niederschlags-Gebietsmittels. Im allgemeinen sind sie eine Funktion der Messnetzdicke und teilweise auch der gewählten Bestimmungsmethode. Insbesondere übt die gewählte Zeiteinheit einen Einfluss auf die Fehlergrösse aus. Ueberdies bereitet die bisher immer noch ungelöste Frage des Nebelniederschlages wie auch die Berücksichtigung der Interzeption in bewaldeten Gebieten und der Kondensation in einigen Regionen weitere Schwierigkeiten. Bei der Bestimmung des Niederschlags-Gebietsmittels werden diese Faktoren nicht beachtet. Es werden lediglich die bekannten Methoden routinemässig angewandt. Folglich wird damit die Genauigkeit solcher Berechnungen in Frage gestellt. Die daraus resultierende Fehlergrösse ist aber schwierig abzuschätzen, weil die benötigten Unterlagen ungenügend sind. Für ihre Beschaffung sind langjährige, systematische und gezielte Messungen notwendig. Diese wurden bisher nur in der UdSSR, in 50 Flussgebieten, durchgeführt. Wenn der Niederschlag in die Wasserbilanzberechnung ohne Korrektur eingeführt worden war, lag er in 41 Gebieten unter der Summe von Abfluss und Verdunstung (Bochkov, 1974).

3. Systematischer Niederschlagsmessfehler bei der Punktmessung

Im folgenden werden die zufälligen Fehler ausser Acht gelassen. Ausgangspunkt der weiteren Betrachtungen ist der Unterschied zwischen den mit einem, wie immer noch üblich, über dem Boden angebrachten Standard-Regenmesser gemessenen Niederschlagsmengen und den an der Bodenoberfläche tatsächlich ankommenden. Daraus ergibt sich ein systematischer Fehler, der im wesentlichen aus vier Teilkomponenten besteht (Tab. 2).

Tabelle 2. Teilkomponenten des systematischen Niederschlagsmessfehlers

1. Abdrift	Durch die erhöhte Aufstellung des gewöhnlichen Regenmessers über dem Boden wird das natürliche Strömungsfeld gestört und dadurch der Niederschlag teilweise von der Auffangöffnung des Apparates abgelenkt.
2. Haftwasser	Der Messung werden weiter die an den Innenwänden des Auffanggefässes hängengebliebenen Regentropfen entzogen.
3. Verdunstung	Weitere Verluste werden durch Verdunstung aus dem Sammelgefäss verursacht.
4. Entleerung	Schliesslich bleibt immer etwas Wasser im Sammelgefäss zurück, weil es ja nicht restlos entleert werden kann.

Die grundsätzliche Feststellung dabei ist, dass alle diese Fehler dasselbe Vorzeichen haben. Als Teilkomponenten betrachtet, können diese Verluste gering sein. Sie summieren sich aber und bekommen damit ein grösseres Gewicht.

Die wichtigste Teilkomponente stellt die Abdrift dar. Dieses Phänomen ist allgemein bekannt und seine Entdeckung feierte kürzlich das zweihundertjährige Jubiläum (Tab. 3). Seither ist sie in zahlreichen Publikationen dokumentiert worden (WMO, 1973). Die Abdrift lässt sich durch die bodenebene Installation des Regenmessers (Abb. 1) vermeiden. Solche Apparate wurden in der Schweiz für verschiedene Zwecke bereits häufig eingesetzt (Tab. 4).

Tabelle 3. Geschichte des windbedingten Niederschlagsmessfehlers in Stichworten.

Jahr Land	E n t d e c k u n g	Literatur
1769 England	Ein auf einem Turmdach angebrachter Regenmesser lieferte systematisch kleinere Messwerte als sein tiefer, im Garten gesetztes Gegenstück. Die Ursache wurde einer vorläufig unbekanntem Eigenschaft der "Elektrizität" zugeschrieben.	Heberden (1769)
1812 England	Der Regenmesser auf dem Turm zeigt weniger Regen als derjenige auf dem Boden, weil er dem Wind im stärkeren Mass ausgesetzt ist. Regenmesser mit bodenebenen angeordneter Auffangöffnung und mit Spritzschutz erstmals erwähnt.	Howard (1812)
1822 England	Die Differenz der Regenmenge zwischen dem auf einem Dach und dem bodenebenen aufgestellten Regenmesser ist proportional zur Windgeschwindigkeit.	Boase (1822)
1835 Frankreich	Durch den Regenmesser, der dem Wind ein Hindernis in Form einer Säule entgegenstellt, wird die vorbeiströmende Luft beschleunigt, zum Teil über die Auffangöffnung abgelenkt und folglich die aufgefangene Menge im Verhältnis zu derjenigen, die während Windstille aufgefangen würde, vermindert.	Maille (1855)
1861 England	Mit Hilfe von Rauch wird die Umströmung um den Regenmesser sichtbar gemacht und festgestellt, dass durch das Hindernis, welches ein Regenmesser darstellt, das Strömungsfeld sich über dessen Auffangöffnung verengt und die Windgeschwindigkeit erhöht. Infolgedessen werden die Regentropfen vermehrt von der Auffangöffnung leewärts abgetrieben.	Jevons (1861)
1870 England	Der Jahresgang der Differenzen der Messwerte von zwei in unterschiedlicher Höhe aufgestellten Regenmessern wird durch saisonale Veränderung des Einfallwinkels des Regens erklärt.	Stow (1870)
1878 U.S.A.	Durch den Trichter, in dessen Mitte sich der Regenmesser befindet, wurde der Luftstrom nach unten abgelenkt und damit die Störung um die Auffangöffnung vermindert. Die Versuche in einer exponierten Lage zeigten eine positive Wirkung des Trichters zwischen 10-50%.	Nipher (1879)
1934 Deutschland	Graphische Beziehung der prozentualen Differenz der Messwerte eines bodenebenen und eines normal angebrachten Regenmessers zur Windgeschwindigkeit.	Koschmieder (1934)
1965 Russland	Ausarbeitung der Methodik für die Korrektur der monatlichen Niederschlagssummen in der UdSSR.	Bogdanova (1965/66) Struzer u.a. (1965)
1977	Abschluss der internationalen Vergleichsversuche der Meteorologischen Weltorganisation mit dem Gruben-Regenmesser, deren Ziel es ist, die Korrekturen allgemein zugänglich zu machen.	De Bruin (1977)

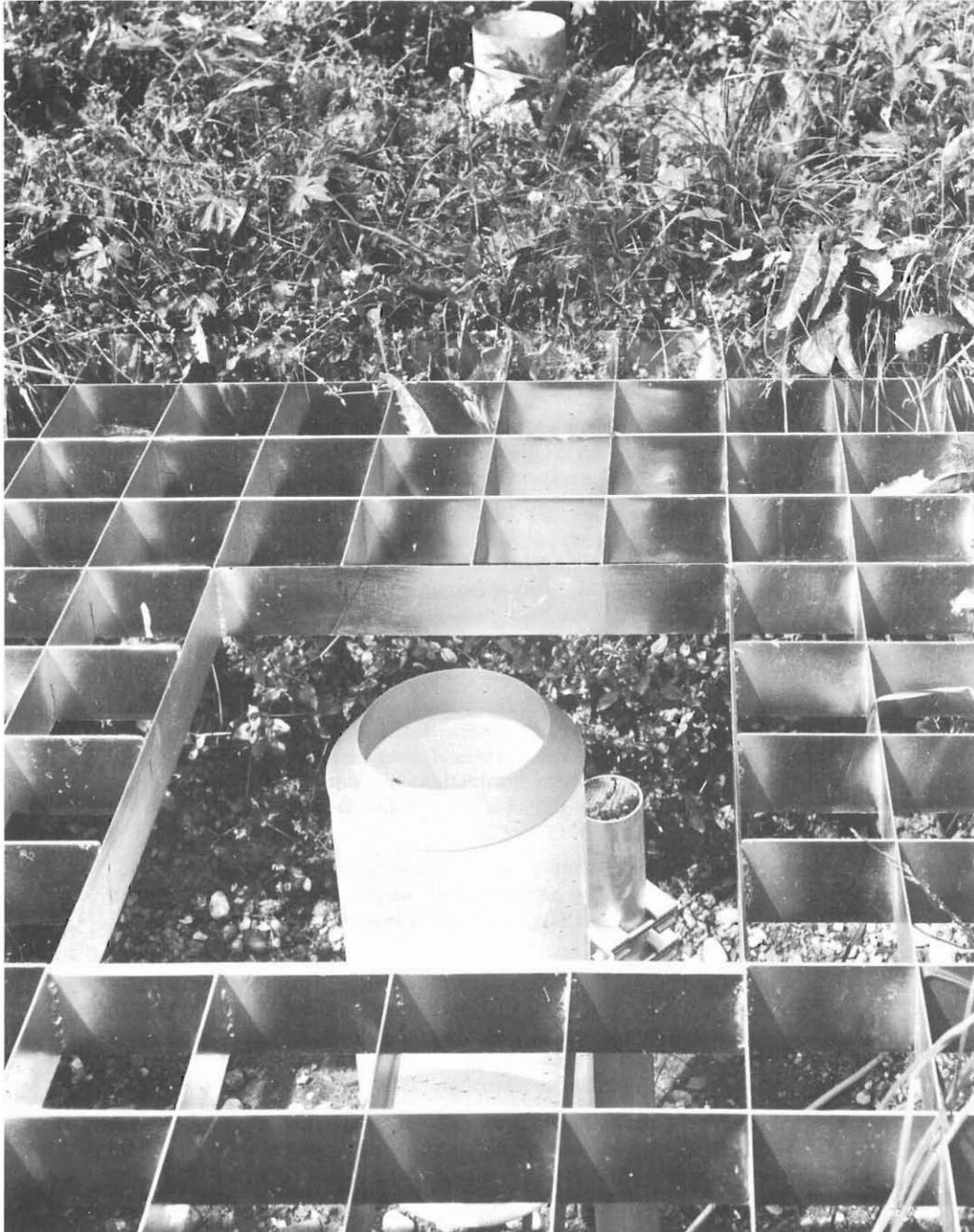


Abb. 1. Bodeneben installierter Regenmesser. Vordergrund: ein registrierendes Wippen-Gerät mit dem von der WMO empfohlenen Metallgitter als Spritzschutz. Hintergrund: Monatssammler in einer offenen Grube (Rietholzbachgebiet)

Tabelle 4. Bodenebene Regenmesser in der Schweiz.

Initiator	Jahr	Standort	Literaturhinweis	
Lütschg	1938	Les Avants	Sevruk	(1970)
Lütschg	1940	Pré du Commun	Sevruk	(1970)
Burger	1943	Brandiswald	Burger	(1951)
Hoeck	1944	Baye de Montreux	Hoeck	(1948)
Hoeck und Thams	1950	St. Antonio	Hoeck und Thams	(1951)
Kasser	1951	Baye de Montreux	Kasser	(1955)
Turner	1964	Birmensdorf	Gutermann	(1974)
VAW	1974	Rietholzbach		
Primault	1959	Zürich MZA		

Bei Schneefall nützt der bodenebene Regenmesser allerdings nichts. In diesem Fall sollte der Regenmesser in einer windgeschützten Waldlichtung aufgestellt sein. Die vielfach verwendeten Windschutzringe stehen in ihrer Wirkung hinter der gut abgeschirmten Waldlichtung zurück. Die mit den frei stehenden und normal über dem Boden aufgestellten Regenmessern gemessenen Niederschlagssummen müssen aber korrigiert werden, weil der Fehler hier die tolerierbare Grenze übersteigt. Die notwendige Korrektur ΔP_u für die Monatssummen wurde an Hand der Versuche mit normal aufgestellten und bodenebenen bzw. geschützten Regenmessern bestimmt.

$$\Delta P_u = k_u \cdot P_m \tag{1}$$

ΔP_u = Korrekturbetrag, der zur gemessenen Monatssumme zugeschlagen wird.

k_u = windbedingter Korrekturfaktor (Abb. 2, 3).

P_m = gemessene Monatssumme.

Offensichtlich ist der windbedingte Korrekturfaktor von den aerodynamischen Parametern des Regenmessers, der Windgeschwindigkeit in Aufstellungshöhe und der Fallgeschwindigkeit der Niederschlagsteilchen abhängig. Weil die letztgenannte Grösse nicht gemessen wird, wurde sie durch meteorologische Parameter ersetzt, die in direktem Zusammenhang zu ihr stehen und an den Klimastationen gemessen werden: Beim Regen handelt es sich dabei um den prozentualen Anteil des Regens am Monatsniederschlag, der mit kleinerer Intensität ausgefallen ist als 0.031 mm/min und bei Schnee bzw. gemischtem Niederschlag ist es die Lufttemperatur. Für den Hellmann-Regenmesser wurden diese Beziehungen zum Korrekturfaktor in der UdSSR untersucht und graphisch dargestellt (Abb. 2 und 3). Die an Hand von diesem Verfahren korrigierten Monatssummen sind nur dann korrekt, wenn die Grösse P_u im Ansatz (1) bereits hinsichtlich der Haftwasser- und Verdunstungsverluste korrigiert wurde.

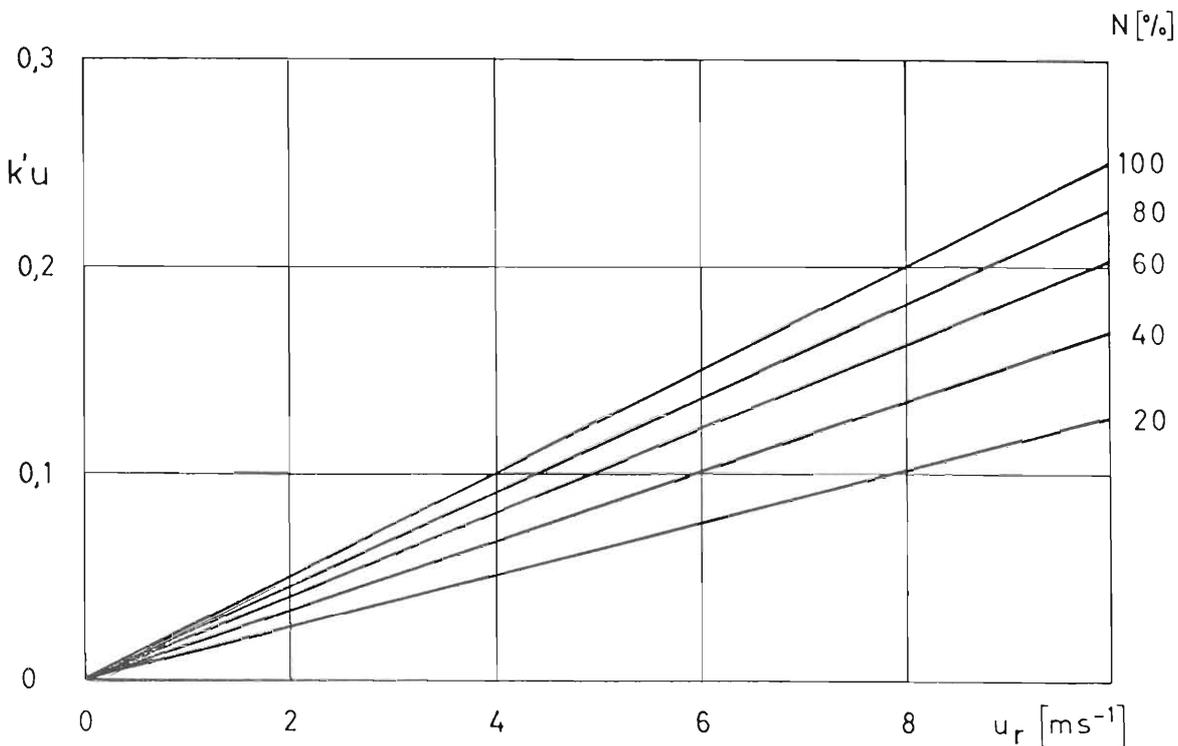


Abb. 2. Windbedingter Korrekturfaktor k'_u in Abhängigkeit von der mittleren Windgeschwindigkeit während eines Regens u_r (in der Aufstellungshöhe des Regenmessers) und vom Strukturparameter des Regens N für Hellmann-Regenmesser und flüssige Niederschläge (nach World Water Balance, 1974).

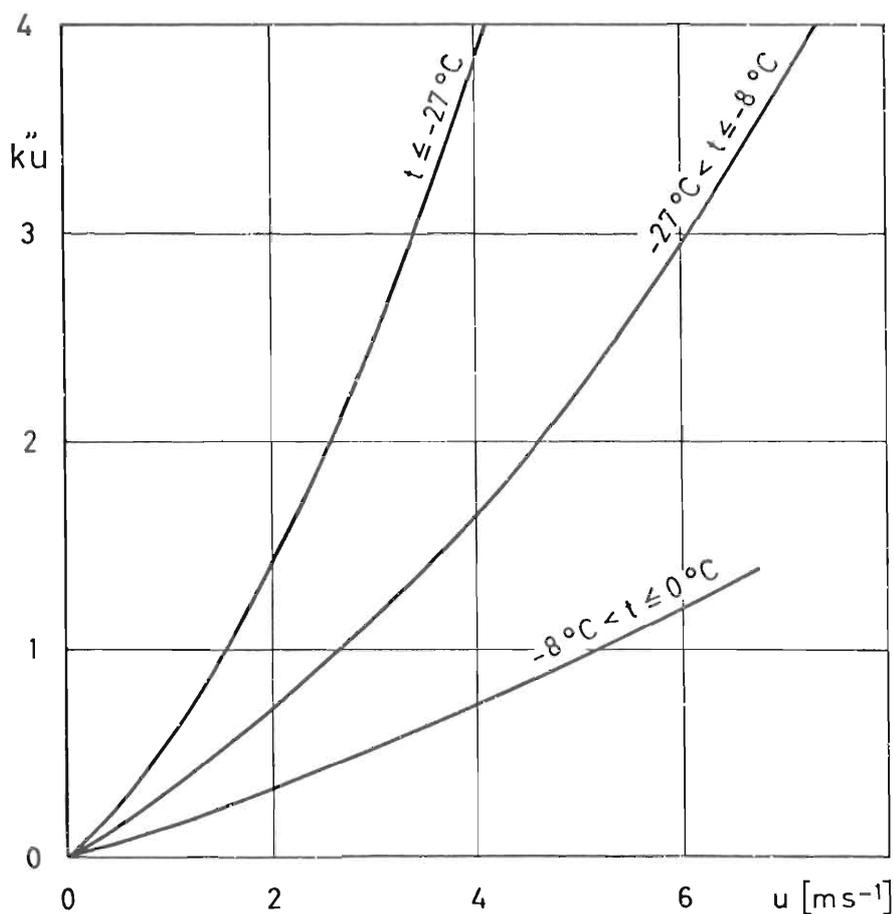


Abbildung 3. Windbedingter Korrekturfaktor k''_u in Abhängigkeit von der mittleren Windgeschwindigkeit während des Niederschlages u_r (in der Aufstellungshöhe des Regenmessers) und von der mittleren Lufttemperatur t für Hellmann-Regenmesser und feste und gemischte Niederschläge (nach World Water Balance, 1974).

4. Korrekturverfahren allgemein und in der Schweiz

Das Problem der Korrektur gemessener Niederschlagswerte in nationalen Messnetzen wurde bisher nicht allgemein gelöst. Nur in der UdSSR wurden die Monatssummen und langjährige Mittelwerte nach einer einheitlichen Methode korrigiert und kartographisch bearbeitet (Struzer u.a., 1965) (Abb. 4).

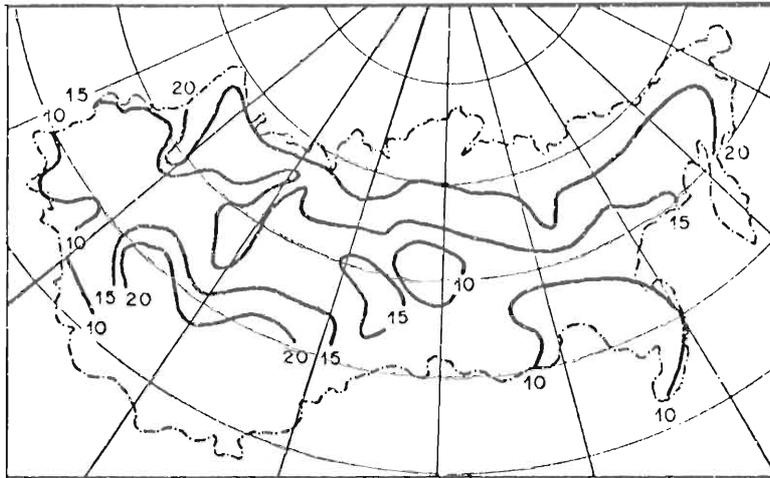


Abbildung 4. Isolinienkarte langjähriger Mittel der Korrekturwerte der durch Windfelddeformation und Haftwasser verursachten Verluste flüssiger Niederschläge in Prozenten der Niederschlagssummen, innerhalb der Festlandgrenze der Sowjetunion (Struzer, u.a., 1968). Berechnet an Hand der Angaben von rund 200 Stationen.

Zudem wurden in der von den Russischen Hydrologen ausgearbeiteten Weltwasserbilanz (World Water Balance, 1974) die Korrekturen allgemein berücksichtigt (Abb. 5), womit eine deutliche Veränderung der Wasserhaushaltsgrößen mengenmässig und in gegenseitigen Zusammenhängen gegenüber den früheren Ansichten festgestellt wurde (Tab. 5).

Tabelle 5. Vergleiche der Weltwasserbilanzen auf Jahresbasis berechnet mit und praktisch ohne Korrekturen der Niederschlagssummen

Gebiet	M i t K o r r e k t u r (World Water Balance, 1974)			O h n e K o r r e k t u r (Baumgartner und Reichel, 1975)		
	P (mm)	Q** (mm)	E** (mm)	P (mm)	Q** (mm)	E** (mm)
*Europa	789	306	470	657	282	375
Festland	800	315	485	746	266	480
Erde	1130	1130	--	973	973	--

* Abweichende Begrenzung des Kontinents.

** Unterschiede in den Bestimmungsmethoden sind auch vorhanden.

Eine Lösung des Problems der Korrekturen auf internationaler Ebene wird zur Zeit von der Meteorologischen Weltorganisation (WMO) angestrebt. In der Schweiz wird an einer Dissertation an der VAW/ETHZ gearbeitet, welche die Korrekturen der Regenmesswerte zum Gegenstand hat. Zudem wurden hier bereits die Haftwasser- und Verdunstungsverluste beim Hellmann-Regenmesser untersucht (Sevruk, 1974 a, b).

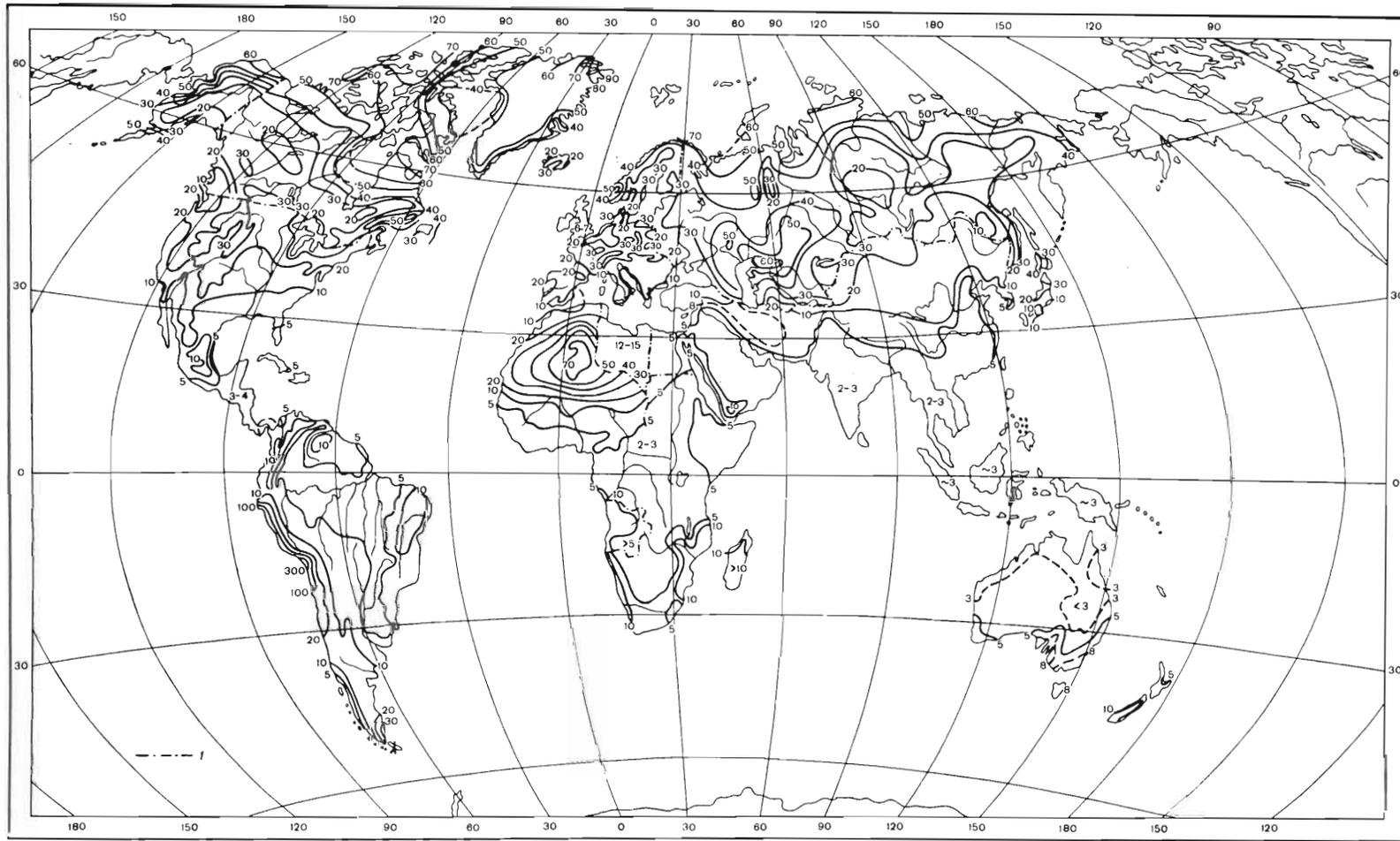


Abbildung 5. Korrekturen gemessener Jahresniederschläge in % der Summen im globalen Massstab.
 (Nach World Water Balance, 1974).

An Hand dieser wie auch anderer Arbeiten (Karbaum, 1969; Gorbunova, 1972) können für die Schweiz vorläufige Empfehlungen bezüglich der Korrekturen der Monatssummen flüssiger Niederschläge (April - Oktober) des Hellmann-Regenmessers wie folgt zusammengefasst werden:

- (i) Der windbedingte Verlust kann mit Hilfe der graphischen Beziehung in Abb. 2 bestimmt werden, vorausgesetzt, die benötigten Variablen sind vorhanden.
- (ii) Der gesamte Haftwasserverlust im Auffang- und Sammelgefäss kann pro Regentag mit 0.30 mm abgeschätzt werden.
- (iii) Der Verdunstungsverlust ist vernachlässigbar und liegt meistens unter 1% der gemessenen Regensummen.

5. Genauigkeit der Verdunstungsbestimmung

Aus dem oben gesagten folgt, dass bei der Berechnung der langjährigen Verdunstungswerte aus den Wasserbilanzen die Verdunstung zu niedrig geschätzt wird, da sich die Verluste bei der Niederschlagsmessung direkt auf sie übertragen. Dabei wirkt sich der Niederschlagsmessverlust sehr stark auf die Verdunstungswerte aus, da der Niederschlag im Verhältnis zur Verdunstung gross ist. Beim Verhältnis Niederschlag zu Verdunstung von 2:1 bedeutet ein Niederschlagsmessverlust von 5% praktisch eine um 10% kleinere Schätzung der Verdunstung. Im schweizerischen Mittelland beträgt der Niederschlagsmessfehler des Hellmann-Regenmessers im langjährigen Mittel im Sommer schätzungsweise 5-10%. Es lässt sich leicht ausrechnen, wie gross hier der Fehler bei der Berechnung der Verdunstung sein kann. Dies kann, besonders in alpinen Gebieten, sogar zu negativen Verdunstungswerten führen, d.h. der Jahresabfluss ist grösser als die gemessene Jahressumme des Niederschlages (Martinec, u.a., 1974), weil dort die Verdunstung im allgemeinen klein ist, und der Niederschlagsmessfehler infolge des grösseren Schneeanteils wieder gross.

Nicht nur die Werte der Gebietsverdunstung werden durch den Niederschlagsmessfehler verfälscht. Dasselbe betrifft auch die potentielle Verdunstung. Im allgemeinen wird diese als Restglied aus (i) Niederschlag, evt. (ii) zugegebener Wassermenge und (iii) Veränderung des Wasserspiegels im Evaporimeter bestimmt. An Tagen mit Niederschlag können dann infolge des Niederschlagsmessfehlers negative Werte der potentiellen Verdunstung vorkommen (Green, 1958).

Paradoxerweise sind mehrere Wissenschaftler gerade durch die Unstimmigkeiten bei der Verdunstungsmessung auf die Fehler bei der Regenmessung aufmerksam gemacht worden (Stanhill, 1958; Eggelsmann, 1962). Eggelsmann (1962) hat, nachdem er die Messwerte des bodenebenen Hellmann-Regenmessers statt des normalen verwendete, eine Uebereinstimmung mit Verdunstungswerten festgestellt. Paul (1975) hat die Differenzen der Messwerte zwischen den Evaporimetern und hochstehenden Hellmann-Regenmessern analysiert und ist zum Schluss gekommen, dass die Regenmesser einen Fehler von 5-10% aufweisen. Aufschlussreich ist der Vergleich von Karbaum (1969) mit zwei Verdunstungskesseln, einem bodenebenen mit 3 m^2 Oberfläche und dem anderen mit 20 m^2 Verdunstungsfläche in 0.3 m Höhe. Die für die Kessel aus der Energiebilanz berechnete Verdunstung überschritt die gemessenen Werte in jedem Falle bedeutend und dies auch dann, wenn der Bodenwärmestrom berücksichtigt, sowie die Albedo erhöht wurde. Erst bei Korrektur der in 1 m Höhe gemessenen Regensummen, die der Verdunstungsmessung zugrunde gelegt wurde, ergab sich eine Uebereinstimmung der berechneten und gemessenen Verdunstungshöhen. Aehnliche Erfahrungen wurden auch bei der Berechnung der Verdunstung des Goldberger Sees von Karbaum (1969) mitgeteilt.

6. Schlussfolgerungen

Die übliche Praxis der Berechnung der Verdunstungswerte aus den Wasserbilanzen gibt zu manchen Fehlschlüssen Anlass. Solange die Messwerte des Niederschlages nicht korrigiert werden, lassen sich Unsicherheiten bei der Schätzung der Verdunstung auch weiterhin nicht vermeiden. Die Einführung der Korrekturen an gemessenen Niederschlägen in der Schweiz kann die gegenwärtigen Vorstellungen über den Wasserkreislauf im Lande wesentlich verändern. Die Korrekturen stellen auch eine wichtige Voraussetzung einer echten Bestandesaufnahme der Wasserreserven des Landes und einer rationelleren Nutzung der bestehenden Wasservorkommen dar. Weitere Untersuchungen zur Niederschlagsmessung sind daher heute unerlässlich.

7. Literaturverzeichnis

- BAUMGARTNER, R. und REICHEL, E.: Die Weltwasserbilanz. Oldenbourg Verlag, München Wien, 1975, 175 S..
- BOASE, H.: On the differences in the annual statements of the quantity of rain falling in adjacent places. The Annals of Philosophy, New Series, (London) 4 (July), 18-21, 1822.
- BOCHKOV, A.P.: Compilation of water balances of river basins for particular time intervals (in Russian). Trans. State Hydrol. Institut 217, 3-44, 1974.
- BOGDANOVA, E.G. (Perniak): Relationship of the Tretjakov precipitation gauge catch to windspeed (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 1975, 87-97, 1965.
- BOGDANOVA, E.G.: Investigations of precipitation measurement losses due to the wind (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ., 195, 40-62, 1966.
- BURGER, H.: Waldklimafragen, IV. Mitteilung. Meteorologische Beobachtungen in Brandiswald. Mitt. Schweiz. Anst. f. forstl. Versuchswesen, 27, 19-73, 1951.
- DE BRUIN, H.A.R.: Report on measurement of precipitation comparison between the pit gauges and national gauges. Part A.: Basic Stations. (Manuscript 1977).
- DICKINSON, W.T.: Accuracy of discharge determinations. Colorado State University, Fort Collins, Colorado; Hydrology Paper No. 20, 54 S., 1967.
- EGGELSMANN, R.: Ueber den Windeinfluss bei Niederschlagsmessungen für Wasserhaushaltsuntersuchungen. Dt. Gew. Mitt., 6 (6), 20-24, 1962.
- GREEN, F.H.W.: Rainfall at ground-level. Weather, 13, 275-277, 1958.
- GUTERMANN, Th.: Zur Niederschlagsmessung in der Schweiz: Aktuelle Beobachtungsnetze und grundsätzliche Messprobleme. Fortbildungskurs für angewandte Hydrologie 24. - 28. Juni in Sursee, Schweiz, VAW, ETH Zürich 1974, 33 S. (Vervielfält.).
- HEBERDEN, W.: On the different quantities of rain which appear to fall, at different heights, over the same spot of ground. Phil. Trans., 59, 359-362, 1769.
- HOECK, E.: Sur les mesures pluviométriques dans le Bassin de la Baye de Montreux. Int. Ass. Scient. Hydrol. Publ. No. 29, 180-190, 1948.
- HOECK, E. und THAMS, J.C.: Zum Problem der Niederschlagsmessung. Geofisica Pura e Applicata, 19, 1-7, 1951.
- HOWARD, L.: Beobachtungen über den Regen und über die Regenmesser. Gillberts Annalen der Physik Leipzig, 1. Serie 41, 417-425, 1812.
- JEVONS, W.S.: On the deficiency of rain in an elevated rain-gauge as caused by wind. London, Edinburgh and Dublin Phil. Mag. Serie 4, 22, 421-433, 1861.
- KARBAUM, H.: Der Niederschlag als Wasserhaushaltsgrösse. Abhandlungen des Meteorologischen Dienstes der Deutschen Demokratischen Republik 11, (86), 80 S., 1969.
- KOSCHMIEDER, H.: Methods and results of definite rain measurements. II. Danzing Report (1.) Month Weat. Rev. 62 (1), 5-7, 1934.
- KASSER, P.: La répartition des précipitation des deux cotés d'une arête. Int. Ass. Scient. Hydrol. Publ. No. 36 (1), 287-294, 1955.

- MAILLE, M.: Note sur les pluviomètres. In: Résumé dans Annuaire de la Société Météorologique, 3, 165-168, 1855.
- MARTINEC, J., SIEGENTHALER, U. und OESCHGER, H.: New insights into the run-off mechanism by environmental isotopes. In: Isotope Techniques in Groundwater Hydrology 1974. Viena Internat. Atomic Energy Agency. Vol. 1, 129-143, 1974.
- NIPHER, F.E.: Ueber die Bestimmung der wahren Regenmenge mittels hochaufgestellter Regenmesser. Oesterr. Ges. f. Meteorologie, 14, 250-254, 1879.
- PAUL, A.: Erste Ergebnisse eines Vergleichs der Niederschlagshöhen von Hellmann-Niederschlagsmesser und von 3 m²-Standardverdunstungskesseln der DDR. Z. Meteor., 25 (2), 122-125, 1975.
- SEVRUK, B.: Vergleichende Niederschlagsmessungen im Gebiete der Baye de Montreux Festschrift zum 70. Geburtstag von Prof. Gerold Schnitter. Mitt. der Versuchsanstalt für Wasser- und Erdbau, ETH, Zürich, 85, 33/1-33/8, 1970.
- SEVRUK, B.: Evaporation losses from containers of Hellmann precipitation gauges. Hydrol. Sci. Bull. 19 (6), 231-236, 1974a.
- SEVRUK, B.: Correction for the wetting loss of a Hellmann precipitation gauge. Hydrol. Sci. Bull., 19 (4), 549-559, 1974b.
- STANHILL, G.: Rainfall measurements at ground level. Weather, 13 (1), 33-34, 1958.
- STOW, M.A.: Rain gauge experiments at Hawskers, near Whitby, Yorkshire, British Rainfall 10, 9-22, 1870.
- STRUZER, L.P., NECHAYEV, I.N. and BOGDANOVA, E.G.: Systematic errors of measurements of atmospheric precipitation (in Russian). Meteorol. Hydrol. 10, 50-54, 1965.
- STRUZER, L.R., FEDOROVA, E.A., BOGDANOVA, E.G., NECHAYEV, I.H.: Experiences on the correcture of normal precipitations (in Russian). Trans. Voyeykov Main Geophys. Observ. 215, 3-15, 1968.
- UNBEHAUEN, W.: Erfassung und Aufbereitung gewässerkundlicher Messwerte. In: 6. Fortbildungslehrgang für Hydrologie, DVWW, Bad Herrenalb, 1974, 43 S. (Vervielfält.).
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO): Annotated bibliography on precipitation measurement instruments. WMO Publ. No. 343, 278 S. Geneva 1973.
- WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION (WMO): Revised instructions for the international comparison of national precipitation gauges with a reference pit gauge. WMO, June, Geneva, 1972.
- World water balance and water resources of the Earth (in Russian), Gidrometeoizdat, Leningrad (637 S.) 1974.